



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“Estudio Magnetotelúrico para la
caracterización de una porción del acuífero
Cerritos -Villa Juárez en San Luis Potosí”

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

PRESENTA

Juan Salas Lagunas

DIRECTOR DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván



Ciudad Universitaria, CDMX, 2017.

Agradecimientos académicos

Al Instituto de Geofísica de la UNAM por el apoyo logístico para la implementación del proyecto y el desarrollo de este trabajo de tesis.

Al Departamento de Geomagnetismo y Exploración por brindar la infraestructura requerida en la implementación de este estudio.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., particularmente al Dr. José Alfredo Ramos Leal, por el apoyo logístico y de infraestructura brindado durante el trabajo de campo.

Esta tesis fue elaborada en el marco de la investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN103917 "Estudio integral para la caracterización de contaminación en acuíferos".

Agradecimientos personales

A Dios

A mi padre Juan Salas Mendoza por su incondicional apoyo en todo momento durante este proceso.

A mi madre Sandra Luz Lagunas González por su infinito amor que día a día me impulsan a ser mejor.

A mis hermanas por su apoyo y motivación.

A Dalia I. por siempre creer en mí, por tu amor y apoyo durante los momentos más difíciles de los cuales siempre salimos adelante juntos.

A la Dra. Claudia Arango Galván por su disposición y mentoría en mi formación profesional.

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México con quien estaré siempre en deuda.

A los que durante este proceso.... tuvieron que partir.

Índice

Resumen	6
Abstract.....	7
Introducción.....	9

Capítulo 1. Antecedentes de la zona de estudio

1.1 Ubicación de la zona de estudio.....	12
1.2 Geología regional.....	13
1.3 Geología local	13
1.4 Geología estructural	19
1.5 Morfología	20
1.6 Hidrología	20

Capítulo 2 Fundamentos teóricos del método Magnetotelúrico

2.1 Introducción	24
2.2 Comportamiento eléctrico de los materiales en la corteza	25
2.3 Ecuaciones de Maxwell	26
2.4 Relaciones constitutivas.....	28
2.5 Skin Depth	31
2.6 Funciones de transferencia del MT.....	31
2.6.1 Tensor de Impedancia electromagnética	32
2.6.2 Tipper o función de transferencia geomagnética	33
2.6.3 Vector de inducción	34
2.7 Polarización	35
2.8 Distorsión electromagnética	36
2.8.1 Efecto Galvánico.....	36

2.8.1.2 Static Shift.....	37
2.8.1.3 Efecto galvánico por topografía	38
2.8.2 Efecto inductivo	39
2.9 Dimensionalidad geoelectrica.....	39
2.9.1 Diagramas polares	41
2.9.2 Tensor de fase.....	42
2.10 Direccionalidad geoelectrica.....	43
Capítulo 3. Adquisición y procesamiento de datos	
3.1 Campaña de exploración.....	45
3.2 Equipo utilizado	46
3.3 Características de la adquisición.....	46
3.4 Procesamiento de datos.....	47
3.4.1 Análisis de dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica.....	48
Capítulo 4. Modelado y discusión de resultados	
4.1 Inversión de datos MT	51
4.2 Modelo geoelectrico	53
4.3 Interpretación	55
Capítulo 5. Conclusiones y recomendaciones	57
Referencias	59

Índice de figuras

Figura 1 Localización de la zona de estudio que comprende el Valle Cerritos – Villa Juárez, SLP. Se observa la distribución del perfil generado a partir de los sondeos MT realizados entre las poblaciones de Villa Juárez, Palo Seco y Cerrito Blanco (INEGI, 2010). ...	12
Figura 2 Principales unidades litológicas identificadas en la zona de estudio (SGM 2010)	18
Figura 3 Columna estratigráfica correspondiente a la zona de estudio (Ramos Leal et al. 2011 y SGM 2010)......	19
Figura 4 a) Se observan los límites del acuífero Cerritos - Villa Juárez (C-VJ) propuestos por CONAGUA, así como la ubicación del valle C-VJ ubicado en la porción centro-sur del acuífero. b) Se muestra la distribución de las corrientes superficiales de agua, las cuales presentan una dirección preferencial Oeste- Sureste provenientes de las sierras aledañas al valle (INEGI 2010).	21
Figura 5 Distribución de íon sulfato en el agua subterránea (Ramos Leal et. al. 2011) en el sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez	23
Figura 6 Rangos de conductividad y/o resistividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la corteza (Palacky,1987)	26
Figura 7 Representación de modo TE y TM.	36
Figura 8 Efecto galvánico provocado por la topografía (Jiracek ,1990)	38
Figura 9 Distribución de los sondeos MT y SEV en el area de estudio.	45
Figura 10 Equipo ADU-07 utilizado en el levantamiento de datos MT.....	46
Figura 11 Esquema representativo de la distribución de electrodos y bobinas en campo... ..	47
Figura 12 Dimensionalidad geoelectrica obtenida a partir del análisis del tensor de fase ..	48
Figura 13 Comparación entre pseudosecciones de datos observados y la respuesta del modelo teórico obtenido.....	53
Figura 14 Sección geoelectrica generada a partir de la inversión del modo TE+TM	54
Figura 15 Interpretación del modelo geoelectrico.....	56

Índice de tablas

Tabla 1 Análisis direccional de sondeos MT	49
--	----

Resumen

En este trabajo de tesis se estima la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo de una porción del Valle Cerritos-Villa Juárez en el estado de San Luis Potosí, a través de la aplicación de la técnica de exploración geofísica electromagnética conocida como método Magnetotelúrico (MT).

El Valle Cerritos-Villa Juárez se localiza en la porción centro-sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez. Este acuífero se compone de dos unidades hidrogeológicas, la primera conocida como “relleno granular” localizada en la parte superficial del valle, de donde actualmente se extrae el mayor volumen de agua, y la segunda unidad catalogada como “medio fracturado”, compuesto por rocas calizas de alta permeabilidad. El objetivo es contribuir al conocimiento de la configuración de dicho acuífero a partir de la estimación de la resistividad eléctrica.

Se muestran los resultados del análisis de cuatro sondeos MT, de los cuales se generó un perfil geoléctrico de 15.5 km de longitud, mostrando la variación de la resistividad eléctrica hasta 4 500 m de profundidad.

Se lograron identificar cuatro diferentes unidades geofísicas. La unidad más somera (U1) asociada a la unidad hidrogeológica “relleno granular” con valores de resistividad menores a $20 \Omega\text{m}$, la cual se delimita en el centro del perfil hasta una profundidad de 800m.

La segunda unidad geofísica (U2) con valores de resistividad de 20 a $80 \Omega\text{m}$ se localiza subyaciendo a U1 en la parte central del perfil y aflorando superficialmente en los flancos, con espesor variable entre 300 y 900 m extendiéndose horizontalmente. Es asociada a la segunda unidad hidrogeológica catalogada como “medio fracturado”.

La unidad geofísica U3 se asocia a calizas masivas de la formación El Abra, que por los valores de resistividad, mayores a $100 \Omega\text{m}$, podría representar el límite inferior estratigráfico de las unidades con potencial de almacenamiento del acuífero.

Debajo de U3 se identifica a la unidad U4 a una profundidad promedio de 3100 m con valores de resistividad entre 20 a $50 \Omega\text{m}$ y con espesor mayor a los 2220 m, el cual se

extiende lateralmente a lo largo del perfil. Se asocia a materiales evaporíticos sumamente fracturados pertenecientes a la formación Guaxcamá los cuales, por procesos de disolución superficial en zonas de alta permeabilidad, podrían estar aportando elementos a acuíferos sobreyacientes, propiciando el hallazgo de aguas altamente sulfatadas en zonas superficiales.

Las evidencias que se exponen en este trabajo buscan aportar una mejor estimación de disponibilidad de agua subterránea, al conocer la distribución de la unidad hidrogeológica “medio fracturado”, con el fin de que dicha información sirva como sustento técnico para autorizar nuevas concesiones e incrementar el aprovechamiento de agua subterránea en la región.

Abstract

The subsurface electrical resistivity distribution of a small portion of the Cerritos-Villa Juárez valley was estimated using the magnetotelluric method.

The Cerritos-Villa Juárez Valley is located on the south-central portion of the Cerritos-Villa Juárez system. Upper aquifer is emplaced in a granular medium and it provides the largest abstraction volume to the local consumption. Underlying this hydrogeological unit there a deeper aquifer emplaced in fractured reefal limestones showing high values of hydraulic permeability.

One geoelectrical profile 15.5 km length was interpreted from four magnetotelluric soundings acquired in the study area, reaching about 4 km depth.

Four geoelectrical units were inferred from electrical resistivity distribution obtained from magnetotelluric inversion. The shallower unit (U1) is showing resistivity values lower than 20 Ωm , which could be related to the upper aquifer, reaching 800m depth in the center of the profile.

The underlying geoelectrical unit (U2) shows resistivity values ranging from 20 to 80 Ωm . It has a variable thickness showing almost 900 m in the central part of the profile. This unit could be correlated with the fractured aquifer.

The geoelectrical unit U3 shows a significant increasing in the resistivity ($>100 \Omega\text{m}$), and it is probably related to massive limestones of El Abra formation. According to the stratigraphic location of U3, this unit could be the hydrogeological basement of the aquifer system, limiting the storage potential.

Finally, the unit U4 is present below 3000 km depth, showing resistivity values ranging from 20 to 50 ohm.m. It laterally extends along whole profile. It could be associated with Guaxcamá formation, formed by extremely dissolved material of evaporitic composition, favoring the arising of highly sulphated waters to upper aquifers.

The evidence presented in the thesis aims to provide a better groundwater availability estimation by knowing the distribution of the potential hydrogeological units. Contributing as technical support to suggest new concessions and improve the use of groundwater in the region.

Introducción

El tener acceso a fuentes de agua es fundamental para el desarrollo humano, social y económico de un país. En México se calcula que de cada 100 litros de lluvia, 73 regresan a la atmósfera, 21 escurren por ríos y arroyos hasta llegar al mar y 6 se infiltran en el subsuelo almacenándose en formaciones geológicas denominadas acuíferos (CEA, 2015).

Se estima que en la Tierra hay 1 368 millones de km³ de agua (Price, 2003), de los cuales el 97.5% es agua salada y el 2.5% es agua dulce apta para actividades humanas. De este 2.5% alrededor del 70% se encuentra en glaciares en forma de hielo la cual es de difícil acceso para el consumo humano resultando que el agua disponible para satisfacer las necesidades y desarrollo de vida ronda entre los 146 571 742 millones de kilómetros cúbicos para una población mundial de 7 600 millones de personas (Esteban, 2016).

De acuerdo a cifras publicadas por el INEGI, para el 2015 la población en México se estimó alrededor de 120 millones de personas para las que el acceso al agua es aún un reto a superar ya que existe un contraste regional entre la ubicación de fuentes de agua y las zonas donde se encuentra el mayor porcentaje de población. El 67% del agua en México, se localiza en la porción sur-suroeste del país donde se encuentra el 23% de la población, mientras que en la parte centro y norte del país solo se cuenta con el 33% del agua para satisfacer al 77% de la población (CONAGUA, 2015).

Esta desproporción se refleja también en las tarifas por tener acceso al agua. El metro cúbico para el uso doméstico en Aguascalientes, registrado en el 2015, cuesta \$20.93 pesos mientras que en Merida el costo es de \$3.90 pesos (CEA, 2015) por lo que evaluar la disponibilidad de fuentes de agua en zonas centro y norte del país es fundamental para el desarrollo económico y social de la región.

Para la administración del agua superficial en México, se tiene identificadas 731 cuencas compuestas por ríos, lagos y arroyos, mientras que para el agua subterránea se dividen en 653 acuíferos de los que obtenemos el 39% del agua (CONAGUA, 2015).

El volumen de agua contenida en los acuíferos depende de su recarga natural, principalmente por escurrimiento superficial de lluvia, que debe ser mayor al volumen de agua que se extrae por pozos y norias. Cuando la extracción es mayor que la recarga se dice que el acuífero se encuentra sobreexplotado y se declara en veda, lo que significa que no se puede incrementar el volumen de extracción del acuífero.

El acuífero Cerritos –Villa Juárez se encontraba en veda desde abril del 2013, aunque en municipios como Rio Verde y Ciudad Fernández (al sur del acuífero) la veda existía desde 1966 y 1981 respectivamente, sin embargo, el pasado 14 de mayo del 2015 se dio a conocer el resultado del informe técnico “Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Cerritos-Villa-Juárez , clave 2114” (CONAGUA, 2015) en el que se decreta suprimir la veda anteriormente establecida lo que permite su explotación, estimando que se pueden otorgar nuevas concesiones de un volumen de 6 319 254 m³ anuales.

Sumado a esta autorización de extracción de agua del acuífero, el plan de desarrollo económico proyectado por el estado de San Luis Potosí (CEA, 2015), contempla como vía de desarrollo económico incrementar la producción agrícola por riego, pues actualmente de acuerdo a cifras de INEGI, en la región el 97% de la agricultura es de temporada y solo el 3% es de riego debido a la falta de acceso al agua. Cabe señalar que actualmente la principal actividad económica de la zona es la manufacturera que representa el 87% del PIB del estado seguido del comercio con el 5% y la agricultura representa solo el 0.62%.

Por otra parte, estudios realizados por Ramos Leal et al. (2011) señalan que el agua muestreada en la zona sur del acuífero (sur de Villa Juárez) presenta altos índices de sulfatos, posiblemente producto del escurrimiento del agua sobre rocas evaporitas y yesos de la formación Guaxcamá (Carrillo, 1971), clasificándola como altamente contaminada lo que la hace inaceptable para el consumo humano y no apta para el riego agrícola de acuerdo a la (NOM-142-SSA1-1995).

Estudios publicados por diversos autores como Giroux et. al. (1997) o Meju et. al. (1999), demuestran que el método geofísico MT proporciona valiosa información acerca de la geometría y profundidad de acuíferos subterráneos con casos de éxito como Chouteau et.al.

(1994) y Unsworth (1991) debido a que aporta información sobre las características eléctricas del subsuelo, especialmente de la resistividad, la cual es sustancialmente modificada por la presencia de fluidos entre los poros de la roca (Archie, 1942).

En esta tesis se desea conocer parte de la geometría del acuífero Cerritos - Villa Juárez, entre las dos localidades que llevan el mismo nombre, en el estado de San Luis Potosí, México a partir de conocer la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo estimada por la técnica MT. La idea es correlacionar estas unidades geoelectricas con unidades hidrogeológicas debido a que el valor de resistividad es modificado en gran medida por la saturación y permeabilidad de la roca, de esta manera podremos asociar las unidades de potencial hídrico con valores bajos de resistividad estimados por el método MT y así conocer parte de la geometría del acuífero.

Objetivo

Conocer la geometría de la porción centro - sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez a partir de la estimación de la distribución de la resistividad eléctrica aplicando el método Magnetotelúrico.

Metas

- 1) Aplicar las técnicas de análisis dimensional y direccional del método Magnetotelúrico para conocer sobre las estructuras geoelectricas del subsuelo.
- 2) Obtener los modelos de distribución de resistividad eléctrica a partir del análisis de datos magnetotelúricos.
- 3) Correlacionar la información de la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo con la información geofísica y geológica disponible.

Capítulo 1. Antecedentes de la zona de estudio

1.1 Ubicación de la zona de estudio

El área de estudio se localiza en la parte central del estado de San Luis Potosí, a 78 Km en línea recta al Noreste de la ciudad capital, corresponde a la zona conocida como Valle Cerritos – Villa Juárez, ya que dichas poblaciones se ubican en la parte Norte y Sur del valle respectivamente (Ver Figura 1). Se localiza entre las coordenadas 355000E, 387000E,

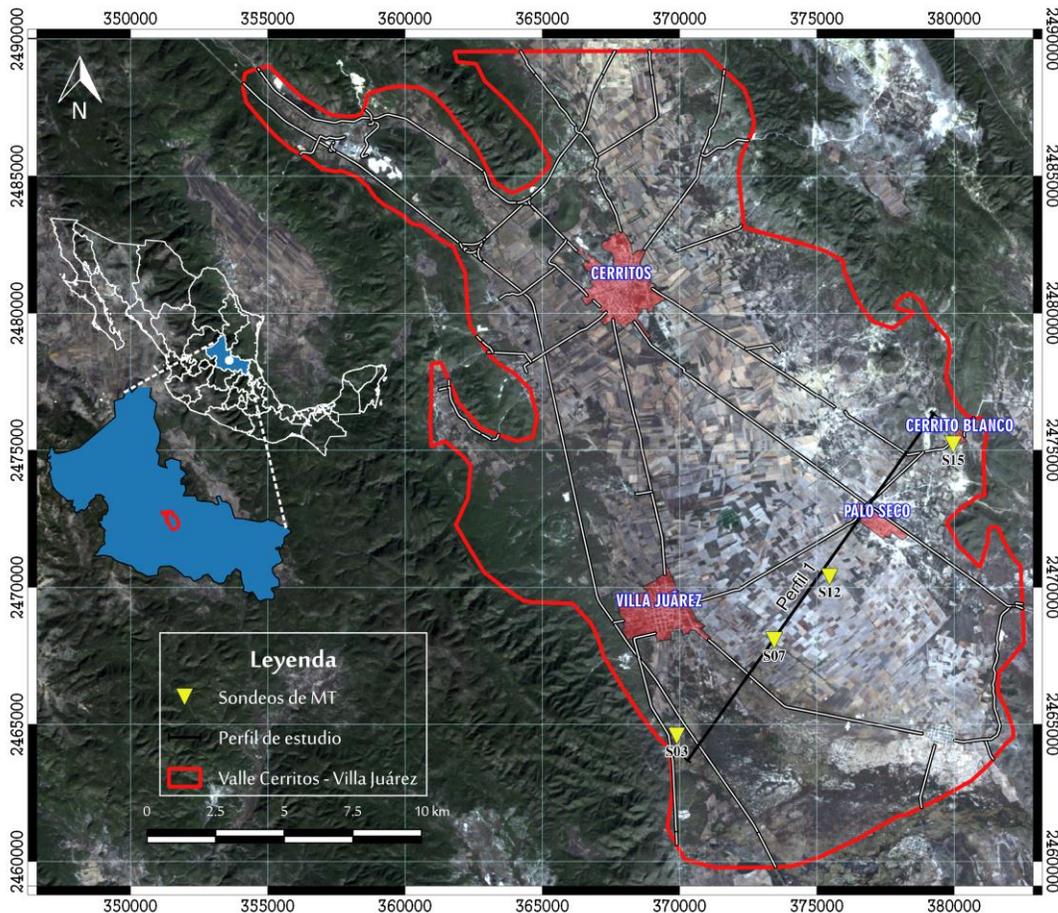


Figura 1 Localización de la zona de estudio que comprende el Valle Cerritos – Villa Juárez, SLP. Se observa la distribución del perfil generado a partir de los sondeos MT realizados entre las poblaciones de Villa Juárez, Palo Seco y Cerrito Blanco (INEGI, 2010).

2460000N y 2495000N en el sistema UTM. Específicamente se realizará el análisis de 4 sondeos de MT proyectados al Perfil 1, el cual se ubica en al sur de Villa Juárez y atraviesa los poblados de Palo Seco y Cerrito Blanco.

1.2 Geología regional

La zona Valle Cerritos - Villa Juárez se ubica en la parte central de la unidad paleogeográfica conocida como Plataforma Valle San Luis Potosí (PVSLP) descrita por (Carrillo, 1971), la cual se define como una plataforma carbonatada desarrollada en la parte centro-nororiental de México compuesta principalmente por calizas fracturadas que varían desde el Cretácico Inferior hasta el Holoceno.

La PVSLP inicio su desarrollo en el Jurásico Tardío debido al proceso de apertura del Golfo de México y producto de la trasgresión marina se precipitaron una serie de rocas evaporíticas en las partes someras y centrales de la plataforma donde posteriormente se desarrollaron de manera progresiva ambientes arrénciales de grandes dimensiones conformando los mayores espesores de la plataforma. Posteriormente en el Cretácico Tardío se tiene registrado un aumento en el nivel del mar ocasionando depósitos de sedimentos calcáreos e intercalaciones de arcilla y durante el Cenozoico se registró actividad magmática ocasionando depósitos de rocas volcánicas de composición riolítica y andesítica. Finalmente en el Mioceno, como producto de la erosión de las rocas preexistentes, se desarrollaron depósitos en las partes bajas rellenando los sinclinales de la región (Rocha, 2008).

1.3 Geología local

En la zona de estudio se distribuyen de manera general las siguientes litologías correspondientes a las diferentes formaciones que conforman la PVSLP. La unidad más antigua corresponde a una secuencia de rocas evaporíticas y yesos del periodo Barremiano-Aptiano pertenecientes a la formación Guaxcamá descrita por (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979) la cual aflora en el núcleo de anticlinales en forma de diapiros y domos ubicados en la parte sur del área de estudio.

Sobre la formación Guaxcamá se encuentra la formación El Abra de edad Albiano-Santoniano definida por (Carrillo, 1971) compuesta en su mayoría por calizas sumamente fracturadas con horizontes estratificados de gruesos a masivos. Sobre la formación El Abra se encuentra la formación Tamasopo compuesta por calizas de menor espesor igualmente

fracturadas del Turoniano-Santoniano cubriendo la mayor parte de las serranías del área de estudio.

Sobre la formación Tamasopo se encuentra la formación Cárdenas conformada por una secuencia de rocas arcillo-calcáreas de principios del Coniciano hasta finales de Maestrichtiano ubicada de forma alternada en la porción Noreste con depósitos terciarios que consisten en sedimentos clásticos de gruesos a finos de origen continental del Eoceno, la cual subyace a una serie de derrames basálticos.

Por último en el valle Cerritos - Villa Juárez se tienen conglomerados que muestran diferentes grados de consolidación y granulometría producto de las erosiones de las unidades antes mencionadas, en las que en la parte superficial se caracterizan por el desarrollo de depósitos de relleno con sedimentos que incluyen desde gravas a arenas conformando suelos residuales con depósitos no consolidados (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979).

Formación Guaxcamá (CapAh-Y)

Corresponde a la unidad más antigua que encontramos en la zona de estudio, está constituida principalmente por una secuencia de minerales evaporíticos, principalmente yeso y anhidrita blanca bien estratificada. Se compone por intercalaciones de yeso y dolomita de color gris oscuro, fétida y fracturada sellada por anhidrita blanca. Se encuentra sumamente plegada con vetillas de azufre (SGM, 2010).

Zapata-Zapata y Pérez Venzor (1979) exponen que se desarrolló en el Barremiano-Aptiano debido a una secuencia evaporítica depositada en la plataforma, representando el inicio de una transgresión marina sobre un elemento paleogeográfico que había permanecido sobre el nivel del mar. El poco tirante de agua ocasiono la intensa evaporación surgiendo así las evaporitas mientras que en el borde de la plataforma, el nivel del mar pudo tener fluctuaciones importantes generando así una secuencia de intercalación de horizontes de evaporitas con estratos de dolomía.

La formación Guaxcamá aflora al sur del área de estudio en cerros aislados en forma dómica. El espesor de esta formación se estima en 2000 m (Carrillo, 1971). Esta formación subyace a la formación El Abra, existiendo entre ellas una zona de caliza dolomitizada identificando así la cima de la formación Guaxcamá.

Formación El Abra (KaceCz)

La formación El Abra se compone principalmente por calizas arrecifales del Albiano-Senoniano descritas por Carrillo (1971). Se divide en tres facies principales, las facies de interior de plataforma (facie El Abra) constituida por calizas de estratificación de gruesa a masiva. Esta facie es la que encontramos en la zona de estudio con mayor distribución espacial en la PVSLP, configurando una topografía de cerros y lomeríos suaves al Suroeste de la zona de estudio.

Las facies de borde de plataforma (facies Taninul) que es un cinturón bien configurado, debido a que su mayor disolución (alta porosidad), forman ligeras depresiones entre las facies El Abra y Tamasopo

Y por último las facies de talud (facies Tamabra) que consiste en caliza cuya estratificación varía entre 40cm y más de 1m de espesor, se caracteriza por tener abundantes intraclastos angulosos con fósiles de aguas someras y fragmentos provenientes del borde arrecifal.

De acuerdo a Carrillo (1971) la facie de interior de plataforma es la que encontramos predominando en el área, abarca la Sierra El Tablón localizada en el suroeste de la zona de estudio, se encuentra sumamente plegada formado pliegues con rumbo general N30°W con espesor mínimo de 1800 m (Suter,1990). La formación Guaxcamá intrusióna como diapiro a la formación El Abra, generando domos en la parte suroeste del área de estudio.

Debido a que la formación El Abra es de origen de plataforma-arrecifal y producto de su evolución tectónica, se encuentra sumamente fracturada por lo que se encuentran

distribuidos por la región diferentes procesos de disolución que llega a formar cavidades en el subsuelo teniendo así estructuras de ambiente cárstico.

Formación Tamasopo (KtCz)

Descansa sobre la formación El Abra subyaciendo a la formación Cárdenas. Se compone de calizas de ambiente profundo con microfósiles de color gris claro del Turoniano-Santoniano, de estratificación media con vetillas de calcita. Presenta abundante fracturamiento sin alguna dirección preferencial (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). Su espesor variable se considera de 300 a 400 m.

Está expuesta en la porción norte y noroeste del área de estudio conformando en su totalidad las sierras Las Paradas y El Ricón y al sureste de en donde se manifiesta claramente una orientación preferencial NW-SE.

La formación Tamasopo representa la mayor zona de recarga hídrica que por su disposición al este representa el mayor escurrimiento al valle Cerritos-Villa Juárez.

Formación Cárdenas (KseLu-Ar)

Está conformada por una secuencia de lutitas y areniscas calcáreas integrada por 3 secuencias alternadas. La primera de ellas (la base) compuesta por lutitas, areniscas y bioesparita, la segunda (media) compuesta por lutitas y limolitas y la tercera (superior) compuesto por limolitas, arenisca y bioesparrudita (Myers, 1968). Esta formación se encuentra aflorando al oriente del municipio de Cerritos, se presenta constituyendo los núcleos de los sinclinales cubriendo en ciertas áreas a la formación Tamasopo.

Se le considera un depósito de tipo regresivo y los sedimentos que la constituyen son de aguas someras de textura fina y fragmentos arenosos. Por su posición estratigráfica se

considera que se depositó desde principios del Coniciano hasta finales de Maestrichtiano (Carrillo, 1971).

Riolita San Miguelito (ToTR-R)

Riolita de textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespatos, es de color rojizo que se intemperiza a color café. Se ubica coronando sedimentos calcáreos en la sección oeste del área de estudio. Esta roca tiene importancia económica debido a su uso y empleo en la industria de la construcción y como adoquín para pisos y andadores (SGM, 2010).

Formación Las Joyas (QptB)

Compuesta por basaltos de color negro de textura porfiritica con fenocristales de plagioclasa. Cuando presentan intemperismo moderado muestran tonalidades rojizas. Esta unidad incluye pequeños afloramientos de brechas volcánicas de la misma composición que sobreyacen a las distintas formaciones de la columna, estando cubierta por material de talud y aluvión. Se le asigna edad del Pleistoceno-Reciente (SGM, 2010).

Conglomerado Polimítico (QptCgp)

Conformado por material desintegrado de rocas preexistentes en la zona, compuesto principalmente por arenisca calcárea y gravas de calizas cementadas por material arcillo arenoso que varían en tamaños desde centímetros hasta un metro, de forma redondeada a subredondeada. Se presenta principalmente mal consolidado en las partes bajas de la sierra El Tapanco, al noreste de la zona de estudio, entre las formaciones Tamasopo y Cárdenas siendo la transición al Aluvión (Carrillo, 1971).

Aluvión (Qal)

Está conformado por material no consolidado producto de la erosión de partes altas de las sierras aledañas, constituido por fragmentos de tamaño de cantos rodados a gravas y en menor proporción por fragmento de arenas, todo cementado por carbonato de calcio. Cubre con varios metros de espesor del valle central entre Cerritos y Villa Juárez donde alcanza espesores de estimados de 200m (Carrillo, 1971).

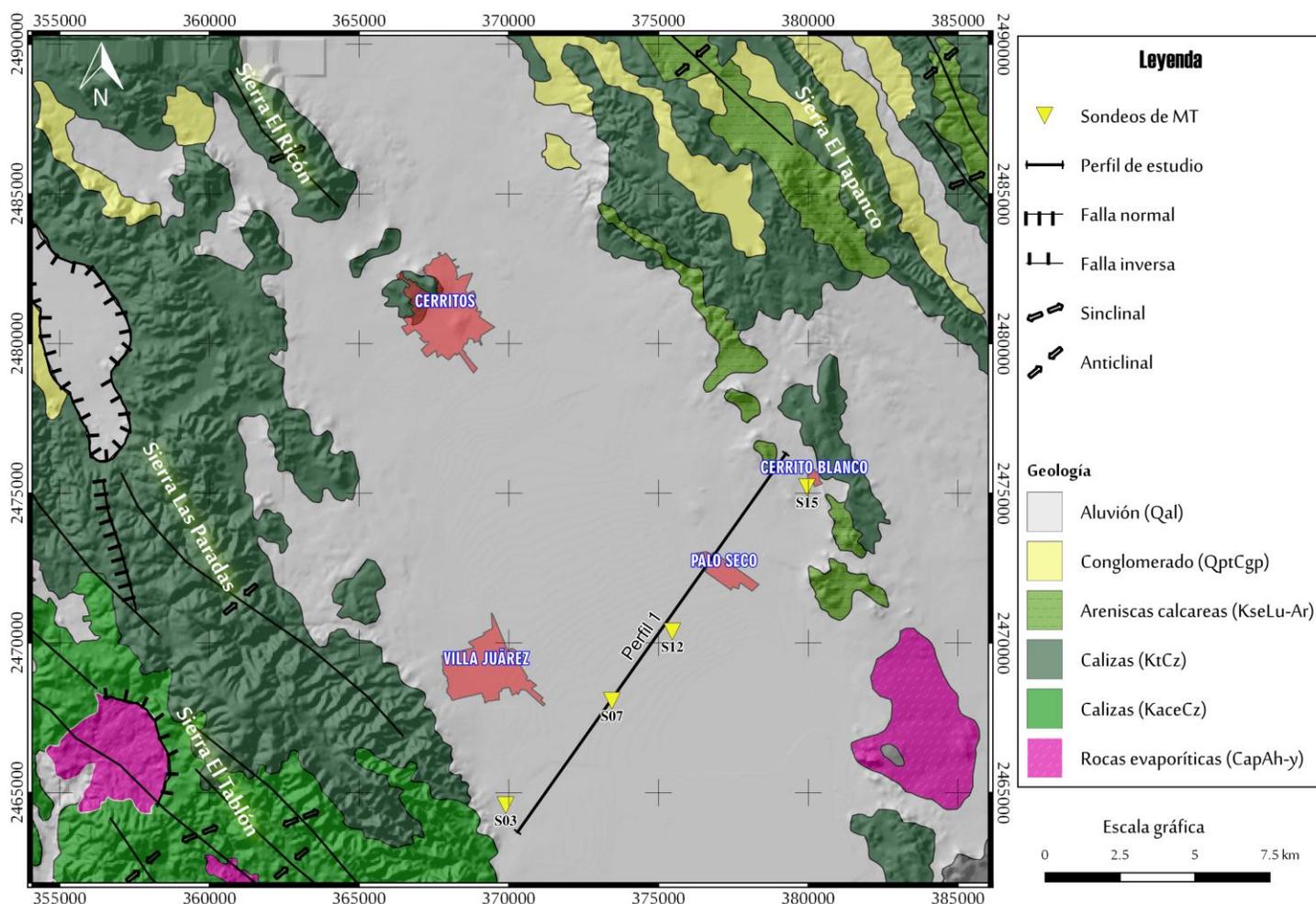


Figura 2 Principales unidades litológicas identificadas en la zona de estudio (SGM 2010)

ERA	PERIODO	PISO	FORMACIÓN	LITOLOGÍA		
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Qal	Aluvión		
		Pleistoceno	QptCgp	Conglomerado Polimíctico		
	Terciario	Neógeno	Plioceno			
			Mioceno			
		Paleógeno	Oligoceno	Fm. Las Joyas Fm. San Miguelito	Basalto Riolita	
			Eoceno			
		Paleoceno				
		Mesozoico	Cretácico	Superior	Maestrichtiano	Fm. Cárdenas
	Campiano					
	Santoniano				Fm. Tamasopo	Calizas arrecifales de estratificación media (KtCz).
Coniaciano						
Turoniano	Fm. El Abra			Calizas arrecifales de estratificación gruesa a masiva (KaceCz).		
Cenomaniano						
Inferior	Albiano		Fm. Guaxcamá	Rocas evaporíticas constituida principalmente por intercalaciones de yeso y anhidrita sellada con vetillas de azufre. (CapAh-y)		
	Aptiano					
	Barremiano					

1.4 Geología estructural

Se presenta una serie de plegamientos y cabalgaduras sobre toda el área de estudio con anticlinales y sinclinales con dirección preferencial NW-SE. De acuerdo a estudios realizados por Ramos Leal et al. (2011), este valle representa un sinclinal muy abierto con rumbo NW-SE iniciando desde la sierra Las Paradas hasta llegar a la sierra El Tapanco, en donde se estima que la formación El Abra se encuentre a profundidades de 400m.

La región fue afectada por lo menos por dos eventos deformativos, de acuerdo a López Doncel (2003), uno de tipo compresivo provocado por a Orogenia Laramide durante el Cretácico Superior generando pliegues de decenas de kilómetros y posteriormente por un evento extensional ocasionando la intrusión de domos de la formación Guaxcamá a las formaciones El Abra y Tamasopo así como emplazamientos de algunos cuerpos ígneos durante el Terciario.

Las estructuras de mayor importancia son las fallas de tipo normal en el valle Joya Luna, al Oeste de la zona de estudio, y las fallas de tipo inverso provocadas por los domos y diapiros de la formación Guaxcamá sobre la formación El Abra y el Aluvión ubicados al sur del valle.

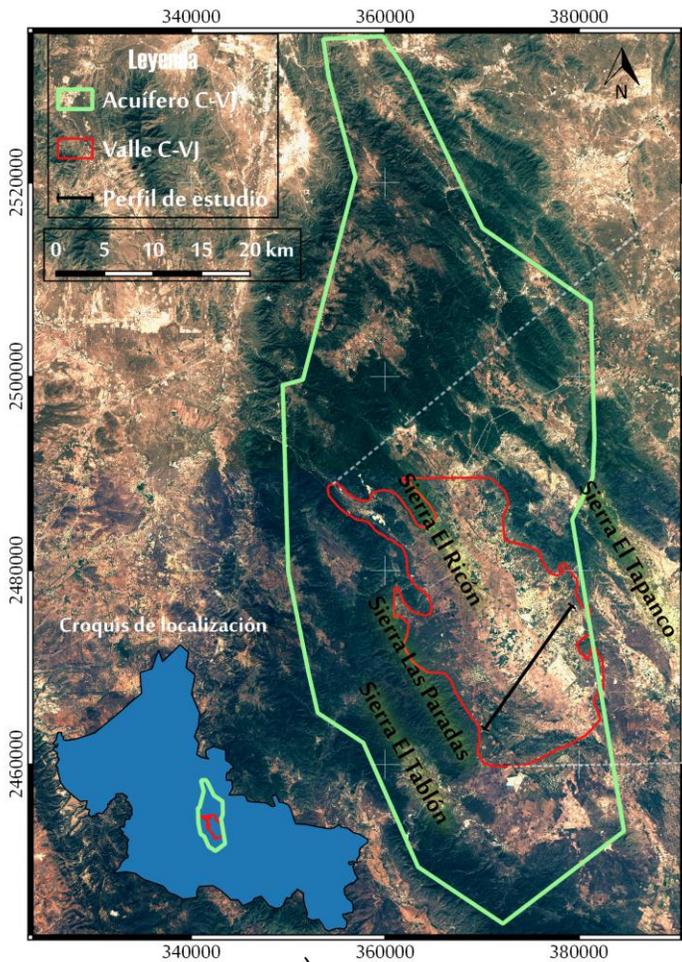
1.5 Morfología

El valle Cerritos – Villa Juárez se encuentra al sur de la Sierra Madre Oriental (Raisz, 1959). Está rodeado por una serie de sierras que alcanzan elevaciones de 1500 a 2500 m.s.n.m., las mayores elevaciones se encuentran al Oeste, en la sierra El Rincón, Las Paradas y El Tablón (Ver Figura 2) mientras que en la parte central encontramos el valle con elevaciones promedio entre 1108 y 1102 m.s.n.m compuesto de relleno granular producto de la erosión de las sierras aledañas.

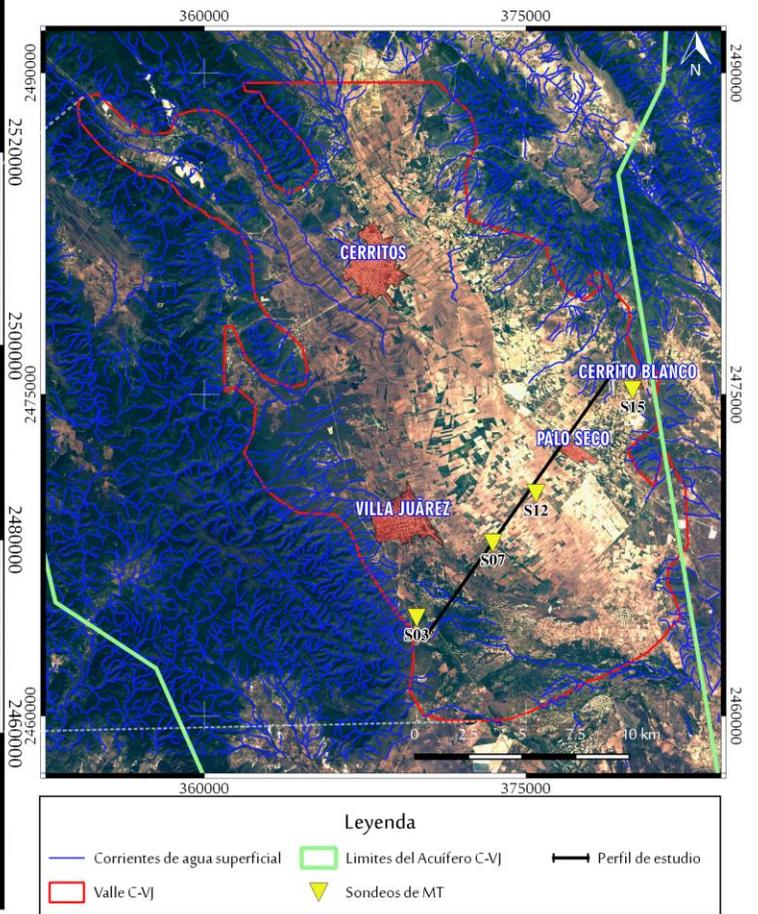
1.6 Hidrología

El acuífero Cerritos-Villa Juárez, con clave 2414 de CONAGUA, se localiza en la parte central del estado de San Luis Potosí, colinda al Oeste con el acuífero Villa Hidalgo y al Este con el acuífero Buenavista. Cuenta con un área superficial de 2 079 km², en los que en la porción centro-sur se localiza el valle Cerritos - Villa Juárez (Figura 4a) de ahí el nombre del acuífero.

En la porción central-sur del acuífero, no se tiene registrado alguna corriente de agua superficial de importancia ni de almacenamiento natural, sin embargo se detectan diversos arroyos de condición intermitente (Figura 4b), que conducen agua únicamente en época de lluvia, los cuales se originan en los altos topográficos principalmente en la sierra Las Paradas al Oeste y El Rincón al Noroeste, escurriendo el agua e infiltrándose por las fracturas la mayor parte de esta. De manera general el flujo hídrico superficial corre en dirección al centro del valle, mientras que estudios realizados por Ramírez Morán (2012) infieren que el flujo subterráneo regional es controlado por las estructuras de sinclinales y anticlinales teniendo un flujo preferencial dirección Oeste-Este.



a)



b)

presentan una dirección preferencial Oeste- Sureste provenientes de las sierras aledañas al valle (INEGI 2010).

De acuerdo a Ramos-Leal et al. (2011), en el valle Cerritos-Villa Juárez se tienen identificadas al menos dos unidades hidrogeológicas favorables para la formación de acuíferos. La primera denominada “relleno granular” con un espesor estimado entre 30 a 340 m que se encuentra rellenando las cuencas formadas por los sinclinales de la región aunque por su espesor y características de permeabilidad no representa potencial de almacenamiento.

La segunda unidad hidrogeológica es denominada “medio fracturado”, se estima debajo de la unidad “relleno granular”, se cree que pertenece a la formación El Abra y que debido a su amplia distribución como a su espesor (mínimo de 600 m) tiene mayor probabilidad de ser un medio con superior potencial de almacenamiento recabando el agua infiltrada por las formaciones que la sobreyacen.

Técnicamente se considera al acuífero Cerritos-Villa Juárez como libre a semiconfinado, que en la evaluación realizada por CONAGUA (2015), sólo se muestreo la parte central del acuífero, sin embargo existe la posibilidad que algunas regiones del medio fracturado-cárstico localizado debajo del acuífero tipo granular, represente un medio con potencial de almacenamiento de agua debido a que pozos a mayor profundidad tienen una respuesta hidráulica de acuífero confinado, pero actualmente no existe información confiable de esta suposición.

La configuración de la profundidad al nivel estático reportados por CONAGUA (2015) indica que varían de 5 a 90, incrementando conforme se asciende topográficamente. Se reportan valores mayores de 70 m en la zona de mayor extracción ubicada al sur de Villa Juárez, posiblemente relacionado con la explotación de unidades hidroestratigráficas más profundas. En el área entre Villa Juárez y Cerritos las profundidades varían de 5 a 25 m aumentando estas hacia los flancos de las sierras, tanto al oriente como al poniente. De acuerdo con la configuración de elevación del nivel estático los valores varían por efecto de la topografía de 1150 a 1050 msnm, desde la porción norte del acuífero hacia el sureste. De esta manera, se puede identificar que la dirección preferencial del flujo subterráneo muestra una trayectoria de Norte al Sur, para la porción norte del acuífero, y de Oeste a Este para la porción sur.

La formación Tamasopo y El Abra se encuentran aflorando en superficie cubriendo las sierras y lomeríos de la región, las cuales funcionan como zona de recarga de las que un porcentaje de volumen de agua termina descargándose en el valle central Cerritos-Villa Juárez, mientras que el volumen restante es absorbido debido al intenso fracturamiento que presentan dichas formaciones, lo que permite una mayor probabilidad de flujo descendente. Sumado a esta característica de infiltración y de la hipótesis de que el valle es una estructura sinclinal

regional, se cree que la formación El Abra serviría como una formación favorable para el almacenamiento del recurso hídrico a profundidad.

Por otra parte, se tiene la hipótesis de que el agua infiltrada por la formación El Abra se encuentra en contacto con la formación Guaxcamá, esto por su posición estratigráfica y debido al alto nivel de sulfatos registrados en la porción sur del acuífero (Figura 5) mediante estudios realizados por Ramos- Leal et al. (2011).

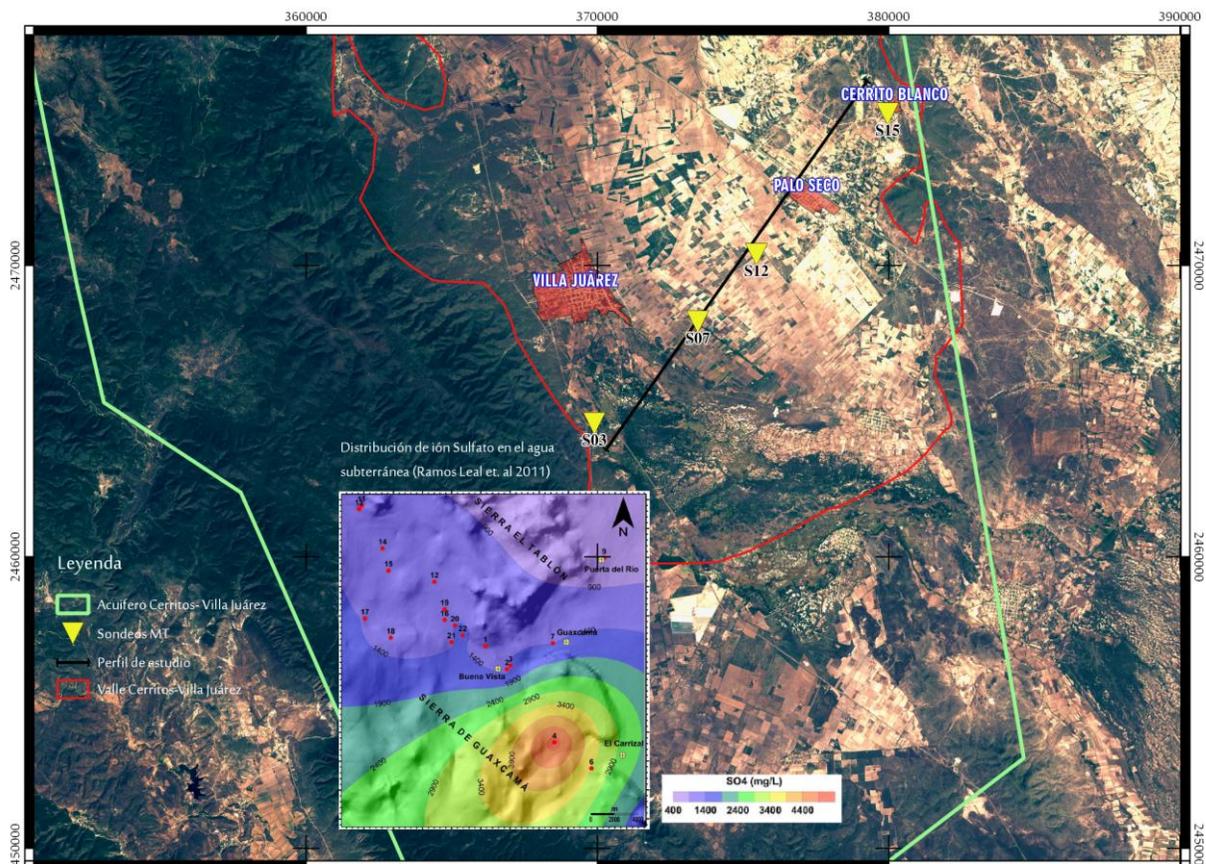


Figura 5 Distribución de ion sulfato en el agua subterránea (Ramos Leal et. al. 2011) en el sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez.

Capítulo 2 Fundamentos teóricos del método Magnetotelúrico

2.1 Introducción

La técnica MT se basa en medir simultáneamente las variaciones temporales del campo eléctrico (\vec{E}) y campo magnético (\vec{H}), sobre la superficie de la Tierra (Vozoff, 1972). Fue desarrollada en la década de los cincuenta por Cagniard (1953) y Thikonov (1950) quienes encontraron que dichos campos están relacionados linealmente a partir de lo que denominaron impedancia electromagnética (Z) la cual depende directamente de la resistividad eléctrica.

El método MT es considerado como un método en el dominio de la frecuencia ya que podemos caracterizar la resistividad eléctrica a profundidad variando la frecuencia de medición, logrando así llegar a profundidades desde decenas de metros a cientos de kilómetros.

Los campos EM que se registran pueden catalogarse dependiendo del tipo de fuente que los genera. Teniendo campos de fuente natural y campos de fuente controlada.

Los campos de fuente natural son generados principalmente por dos procesos. 1) Por la interacción de la radiación solar con el campo magnético terrestre y 2) por tormentas eléctricas a partir de la acumulación de carga en la atmosfera. Ambos campos generados de forma natural se identifican por los rangos de frecuencias en los que se manifiestan, campos mayores de 1Hz son provocados por tormentas eléctricas y campos generados por debajo de 1 Hz son provocados por la interacción de la magnetosfera con la radiación solar (Vozoff, 1972).

Los campos EM generados por fuente natural son propagados por la ionosfera alrededor de mundo, al ser variables en el tiempo y de acuerdo a la ley de la inducción, generaran corrientes eléctricas dentro de las diferentes capas del subsuelo, a estas corrientes se les denomina corrientes telúricas (Simpson y Bahr, 2005)

Es importante mencionar que se considera que la fuente que origina el campo EM se encuentra muy lejos de la zona de estudio ya que se supone que el frente de onda del campo incide de forma plana sobre la superficie de la Tierra. Esto implica que se considera a la Tierra como un medio pasivo, que no existen fuentes en el subsuelo y las capas de la Tierra solo disipan la energía (Simpson y Bahr, 2005).

Por otra parte, también existen los campos de fuente controlada, los cuales son campos EM originados artificialmente, por ejemplo al circular una corriente en una bobina o con generadores eléctricos. El objetivo de utilizar como fuente campos controlados es propagar en frecuencias más altas (a partir de 10Hz) los campos EM y así caracterizar la resistividad a menores profundidades, es decir, para frecuencias de medición altas, menor profundidad de penetración mientras que para frecuencias de medición bajas mayor profundidad de penetración (Nabighan, 2008).

2.2 Comportamiento eléctrico de los materiales en la corteza

Se define a la resistividad eléctrica como una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material (Orellana, 1974). Es importante conocer como son afectados los valores de resistividad de los materiales de la corteza, ya que pueden variar dentro de un amplio rango de valores (Figura 6) dichos valores se pueden asociar a diferentes fenómenos que son de interés humano por ejemplo: de su saturación, del modo de distribución de sus poros, de la temperatura, la permeabilidad y la concentración mineralógica entre otros (Spichak y Zakharova, 2015).

Para los objetivos de este trabajo, se tiene la hipótesis que las formaciones con valores de resistividad bajos, pueden estar asociadas a materiales permeables, fracturados y saturados.

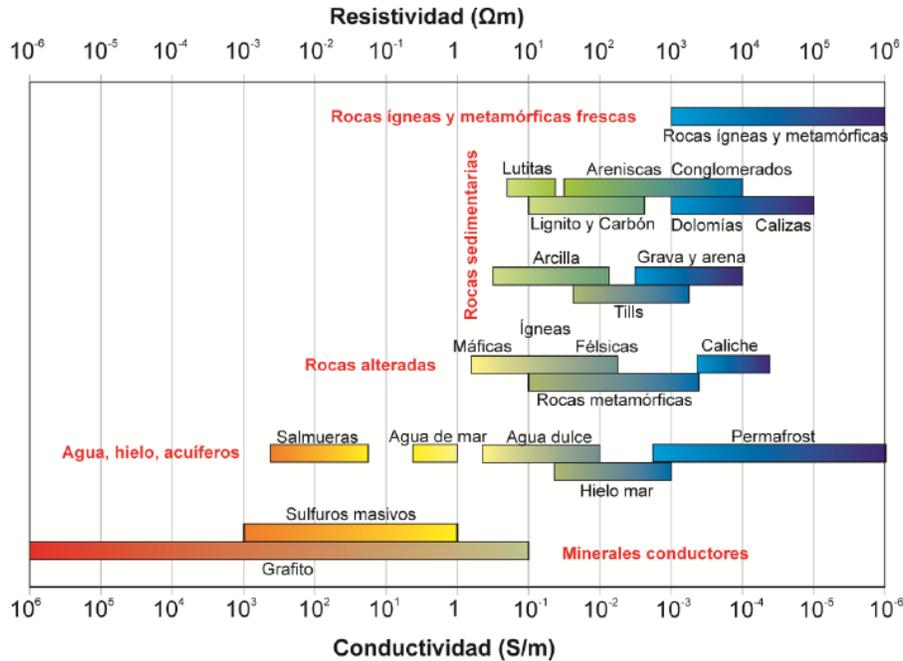


Figura 6 Rangos de conductividad y/o resistividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la corteza (Palacky, 1987)

2.3 Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell son una representación matemática que describen el comportamiento de los campos EM y su interacción con diferentes medios (Fleisch, 2008), se comprenden de 4 ecuaciones: Ley de Faraday, Ley de Ampere, Ley de Gauss para campo eléctrico y Ley de Gauss para campo magnético que en conjunto rigen los principios de los métodos de exploración electromagnéticos.

Ley de Faraday, también llamada ley de inducción electromagnética, expresa que un campo eléctrico variable en el espacio induce un campo magnético variable en el tiempo, en otras palabras, al hacer circular una corriente eléctrica variable en el espacio se induce un campo de inducción magnética variable en el tiempo (Fleisch, 2008).

$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (1)$$

Donde: \bar{E} : Campo eléctrico
 \bar{B} : Vector de inducción magnética

Ley de Ampere, también conocida como ley de las corrientes, indica que la variación de un campo magnético en el espacio es generado por dos únicos tipos de corrientes eléctricas: corrientes de desplazamiento \bar{D} y corriente de conducción \bar{J} . Esta ley se describe matemáticamente como:

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

\bar{H} : Campo magnético
 Donde: \bar{J} : Densidad de corriente eléctrica
 \bar{D} : Desplazamiento eléctrico

Esto tiene una trascendencia muy importante en el estudio de la propagación de los campos EM ya que de acuerdo a esta ley podemos diferenciar dos tipos de medios, medios dieléctricos y medios conductores en el que dependiendo el tipo de corriente que prevalezca en el medio se diferenciaran. (Fleisch, 2008).

Ley de Gauss para campo eléctrico indica que cualquier campo eléctrico que midamos sobre una superficie cerrada es originado únicamente por la densidad de carga que este encerrado en dicha superficie llamada densidad volumétrica de carga q_e .

$$\nabla \cdot \bar{D} = q_e \quad (3)$$

Ley de Gauss para campo magnético expresa la no existencia de cargas magnéticas puntuales o aisladas, se expresa como:

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (4)$$

Cada medio por el que un campo electromagnético viaja, tiene propiedades intrínsecas que definen el comportamiento del campo. El objetivo de la exploración electromagnética es conocer estas propiedades en función del comportamiento de los campos, para esto nos apoyamos de las relaciones constitutivas.

2.4 Relaciones constitutivas

Relacionan los campos electromagnéticos con propiedades electromagnéticas del medio.

La ley de Ohm relaciona linealmente el campo eléctrico con el vector de densidad de corriente a través de la propiedad electromagnética llamada conductividad.

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \quad \begin{array}{l} \sigma : \text{conductividad eléctrica } \left[\frac{S}{m} \right] \\ \rho = \frac{1}{\sigma} : \text{resistividad eléctrica [ohm-m]} \end{array} \quad (5)$$

La conductividad se comporta tensorialmente (6), esto físicamente implica que se puede caracterizar su variación en diferentes direcciones:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (6)$$

La relación constitutiva conocida como Ley de Gauss relaciona linealmente el campo magnético con el vector de inducción magnética a partir de la permeabilidad magnética (Orellana, 1974):

$$\bar{B} = \mu \bar{H} \quad (7)$$

μ : Permeabilidad magnetica $[\frac{H}{m}]$

Para los materiales que no son altamente magnéticos se considera una permeabilidad magnética igual a la del vacío.

La relación constitutiva Ley de Ampere relaciona el vector de desplazamiento eléctrico con el campo eléctrico a través de la permitividad eléctrica de acuerdo a (Orellana, 1974):

$$\bar{D} = \varepsilon \bar{E} \quad (8)$$

Donde: ε : permitividad electrica $[\frac{F}{m}]$

La permitividad eléctrica (ε) es la capacidad de un cuerpo de polarizarse (Orellana, 1974) y al igual que la conductividad también es un tensor.

La permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética pueden escribirse en función del vacío a partir de una propiedad relativa, teniendo:

$$\begin{aligned} \mu &= \mu_r \mu_0 & \varepsilon &= \varepsilon_r \varepsilon_0 \\ \mu_0 &= 4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{H}{m} \right] & \varepsilon_0 &= 8.85 \times 10^{-12} \left[\frac{F}{m} \right] \end{aligned} \quad (9)$$

Para los rangos de frecuencias en los que se aplica la técnica MT (10^{-5} Hz a 10^5 Hz) se considera que se trabaja en el dominio cuasiestacionario (Simpson y Bahr, 2005), lo que significa que las corrientes de desplazamiento son despreciables comparadas con la variación en las corrientes de conducción y que las variaciones de la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética son mucho menores a las variaciones de la conductividad eléctrica, por lo que los cambios en el comportamiento de los campo EM únicamente se atribuyen a la variación de la resistividad eléctrica (Berdichevsky y Dmitriev, 2002).

Aplicando estas consideraciones, se obtienen las ecuaciones de Maxwell para el método MT

$$\nabla \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\nabla \times \bar{H} = \mu_0 \sigma \bar{E} \quad (11)$$

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (12)$$

$$\nabla \cdot \bar{E} = 0 \quad (13)$$

Las adaptaciones a las ecuaciones de Maxwell para el método MT se pueden explicar a partir de la ley de la inducción y la ley de las corrientes. Al variar el campo magnético sobre la superficie inducirá corrientes telúricas sobre las capas de la Tierra que a su vez generaran campos inducidos secundarios los cuales contienen información de las variaciones de resistividad eléctrica de las capas en el subsuelo a diferentes profundidades.

2.5 Skin Depth

Skin Depth (δ) o también profundidad de penetración es la distancia vertical que existe entre la superficie y el punto a profundidad al que se atribuye la propiedad electromagnética (Vozoff, 1972). La profundidad de penetración describe el decaimiento exponencial de los campos EM en medida en que se difunden en un medio (Simpson y Bahr, 2005). La profundidad de penetración se puede expresar en función del periodo T o de la frecuencia f :

$$\delta(T) \approx 500\sqrt{T\rho_a} \quad [\text{km}] \quad (\text{Simpson y Bahr, 2005}) \quad (14)$$

O su equivalente en función de la frecuencia:

$$\begin{aligned} \delta(\omega) &= \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad [\text{m}] \\ \delta(f) &\approx 1/2\sqrt{\rho_a/f} \quad [\text{km}] \end{aligned} \quad (\text{Vozoff, 1972}) \quad (15)$$

Donde f = frecuencia

$\omega = 2\pi f$ = frecuencia angular

μ = permeabilidad magnética

2.6 Funciones de transferencia del MT

Una función de transferencia es aquella función que relaciona las componentes de los campos electromagnéticos medidos en superficie con las propiedades electromagnéticas del medio por el que viajan, para el caso de la técnica MT estas variaciones se asocian únicamente a los cambios de resistividad de las capas del subsuelo (Simpson y Bahr, 2005).

Las funciones de transferencia para el método MT son el tensor de impedancia electromagnética, el vector de transferencia geomagnética o “Tipper” y el vector de inducción magnética, cada uno aporta información de la distribución de las propiedades electromagnéticas a diferentes profundidades.

2.6.1 Tensor de Impedancia electromagnética

El tensor de impedancias electromagnética (Z) relaciona linealmente las componentes horizontales ortogonales del campo eléctrico con las del campo magnético a diferentes frecuencias (ω) (Vozoff, 1972) se define como:

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (16)$$

Donde cada componente del tensor de impedancias Z es:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\mu\omega}{\gamma} = (1 + i) \sqrt{\frac{\rho\mu\omega}{2}} \quad (17)$$

Es decir, la impedancia es la relación lineal que existe entre las componentes horizontales del campo eléctrico y el campo magnético, por lo que al conocer esta relación, se puede caracterizar la variación de la resistividad a diferentes frecuencias.

Como las componentes del tensor de impedancias son números complejos, cada impedancia Z está compuesta por una magnitud y una fase para cada frecuencia, a partir de los cuales la estimación de la resistividad se describe como:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (18)$$

Tómese en cuenta que estos valores son de resistividad aparente ρ_a . La ρ y ρ_a están relacionadas pero debemos ser claros en diferenciarlas. La ρ_a es la resistividad que una capa uniforme debe tener a partir de la medición de los valores de la impedancia Z , es decir que ρ_a depende de cómo fue medida esta propiedad, mientras que la ρ es la propiedad real del medio la cual deseamos estimar a partir de un proceso de inversión.

La fase ϕ es el ángulo que guardan las componentes real e imaginaria de la impedancia Z calculado a partir de la diferencia entre las fases de E y H .

$$\varphi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (19)$$

2.6.2 Tipper o función de transferencia geomagnética

Es la representación vectorial de la relación entre la componente vertical con las componentes horizontales del campo magnético para cada frecuencia ω . Se genera a partir de existir una variación lateral de conductividad lo que origina que la relación entre los campos magnéticos sea diferente de cero (Vozoff, 1972).

La componente vertical del campo magnético (H_z) se relaciona linealmente con las componentes horizontales a partir de:

$$H_z = [T_x \ T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (20)$$

Donde T_x y T_y representa los elementos del tipper los cuales al ser un vector complejo, su magnitud y fase son definidas como:

$$|T| = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (21)$$

$$y \quad \theta = \tan^{-1}\left(\frac{T_x}{T_y}\right) \quad (22)$$

La utilidad del tipper es proporcionar información sobre cambios laterales de conductividad. Es una función de transferencia debido a que valida contrastes laterales, un aspecto importante del tipper es que a partir de él podemos obtener el vector de inducción magnética.

2.6.3 Vector de inducción

El vector de inducción magnética es generado a partir de la parte real del tipper, funciona como un indicador de la variación lateral de resistividad eléctrica, ya que señala a la dirección de máximo gradiente de conductividad por lo que es considerado como un señalador de anomalías (Bahr, 1991). También es un parámetro muy útil para determinar la dimensionalidad y direccionalidad del medio debido a que es perpendicular a la dirección del strike (Ver sección 2.7).

Una propiedad importante del vector de inducción es que al ser independiente del campo eléctrico, su estimación no está afectada por los diferentes tipos de distorsiones electromagnéticas, lo que lo hace un indicador confiable sobre la dimensionalidad geoelectrica del medio (Zhang y Pedersen, 1992). La aplicación del vector de inducción es mostrar en planta la dirección perpendicular de las estructuras geoelectricas, ya que el vector de inducción al ser perpendicular a dirección del strike, estaría delimitado la presencia de alguna una estructura geoelectrica.

2.7 Polarización

La polarización es la simplificación del tensor de impedancias a partir de la orientación de los canales de medición de campo eléctrico y campo magnético en superficie, esto significa alinearlos con el rumbo de estructuras geoelectricas prevalecientes en la zona. Se dan únicamente en el caso en que las variaciones de la resistividad es en dos direcciones (modelo 2D). Existen dos tipos de polarizaciones: modo TE y modo TM (Bahr, 1991).

A la dirección preferencial para el flujo de la corriente eléctrica se le denomina *strike* el cual es el rumbo entre dos contactos verticales con diferentes valores de conductividad (Simpson y Bahr, 2005). El strike puede representar una estructura geológica como un dique o una falla (Figura 7).

El modo TE, también llamado modo transversal eléctrico, describe a las corrientes de conducción que circulan paralelas a la dirección del strike, en este caso la dirección del campo E_x se alinea de forma paralela a la dirección del strike, por lo que E_x solo inducirá campos magnéticos en el plano perpendicular al strike.

El modo TM, también llamado modo transversal magnético, describe las corrientes de conducción que circulan en la dirección perpendicular al strike, en otras palabras, cuando la dirección E_y se alinea perpendicularmente a la dirección del strike.

La utilidad de los modos TE y TM es simplificar el tensor de impedancias al alinear alguna de las componentes horizontales del campo eléctrico con la dirección del strike a través de una matriz de rotación.

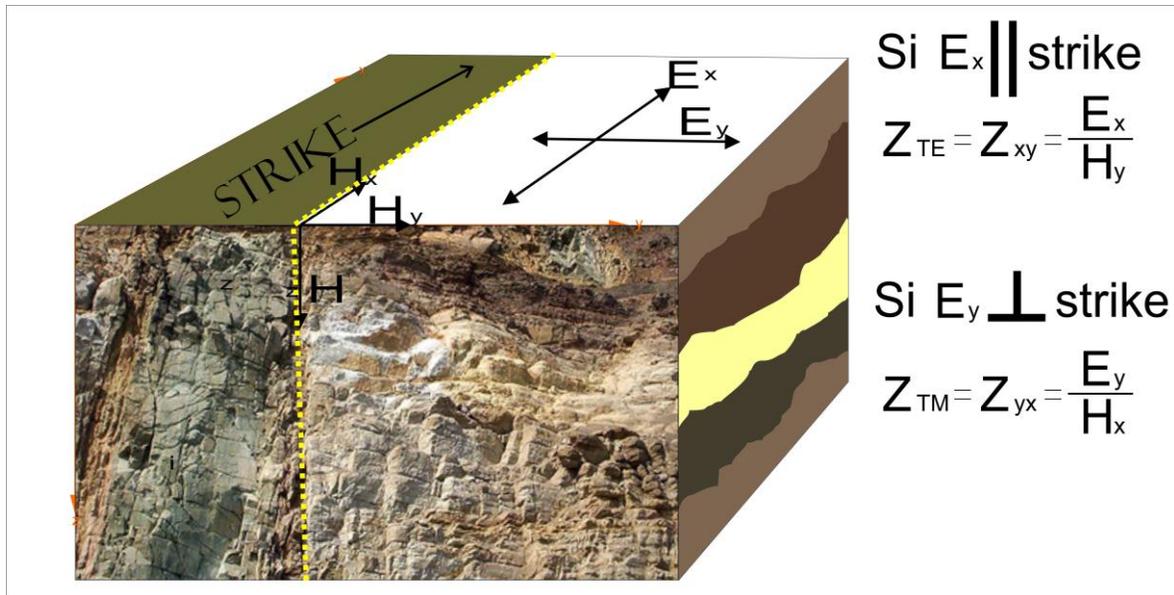


Figura 7 Representación de modo TE y TM.

2.8 Distorsión electromagnética

La distorsión electromagnética es la modificación de la respuesta de los campos EM producto de heterogeneidades superficiales eléctricas alterando principalmente la respuesta del campo eléctrico (Jiracek, 1990). Existen dos efectos a los cuales se les atribuye la distorsión electromagnética, estos son propuestos por Jiracek (1990), el efecto galvánico y el efecto inductivo.

2.8.1 Efecto Galvánico

El efecto galvánico es la modificación del campo eléctrico primario causado por la interacción con zonas de acumulación de carga provocados por la presencia de cuerpos heterogéneos de mayor o menor conductividad eléctrica ubicados en la parte superficial del terreno (Jiracek, 1990). Este efecto provoca la redistribución del campo eléctrico, y por lo tanto de la corriente, lo que genera campos eléctricos secundarios que se adicionan vectorialmente al campo eléctrico primario.

Físicamente la presencia de un cuerpo de mayor o menor conductividad localizado en la superficie, al interactuar con el campo eléctrico primario, lo modificara para mantener la continuidad de densidad de corriente en sus límites, generando una oposición al campo primario, por lo que el flujo eléctrico se verá afectado de manera que si se tiene un cuerpo resistivo cercano al punto de medición, el campo eléctrico incrementara su intensidad mientras que a la presencia de un cuerpo conductor, el campo eléctrico disminuirá modificando así la respuesta verdadera de la medición.

Es posible observar el efecto de la distorsión galvánica ya que modifica los valores estimados de impedancia Z , provocando un corrimiento en las curvas de resistividad aparente, conocido como static shift.

2.8.1.2 Static Shift

El static shift es la alteración de las amplitudes de la curva de resistividad aparente provocado principalmente por el efecto galvánico. Se manifiesta en el corrimiento de las curvas de resistividad aparente vs periodo (Bahr, 1991), provocando así que las curvas de resistividad aparente se “muevan” hacia arriba cuando en la medición existan cuerpos resistivos someros y se corran hacia abajo cuando existan cuerpos conductores cercanos al sitio de medición.

Existen diferentes métodos para corregir los efectos de static shift, cuando dichos efectos son de gran amplitud, Jiracek (1990) propone limpiar dichas curvas a partir de la implementación de las técnicas:

- 1) Uso de parámetros invariantes de respuesta.
- 2) Cambio de curvas.
- 3) Promedios estadísticos.
- 4) Filtrado espacial.
- 5) Uso de tensores de distorsión.
- 6) Modelado computacional

Otra manera efectiva de corregir los efectos por static shift es a partir de información superficial geoelectrica “*a priori*” en las mismas características litológicas o cercanas a las zonas de medición de los sondeos MT, ajustando las curvas de resistividad aparente estimada

por la impedancia a dicho valor de resistividad aparente proporcionado por técnicas como SEV o por TDEM las cuales no presentan problemas por distorsión galvánica (Bahr, 1991).

2.8.1.3 Efecto galvánico por topografía

El efecto galvánico también puede ser producto de una topografía abrupta, principalmente en cambios de pendientes muy cercanos ya que en una topografía irregular se pueden generar patrones de flujo preferenciales de campo eléctrico modificando así la concentración de carga eléctrica distribuyéndola en valles o picos topográficos (Figura 8).

Jiracek (1990) indica que no hay acumulación de carga en las cimas topográficas (Figura 8b), mientras que en la parte inferior del valle existirá una acumulación de carga máxima (Fig. 8a), modificando la medición real de los campos, concluyendo que los valores de resistividad aparente debidos al efecto galvánico topográfico son más altos en valle y más bajo en los picos topográficos por lo que se recomienda que los sitios para la implementación de la técnica sean topográficamente homogéneos.

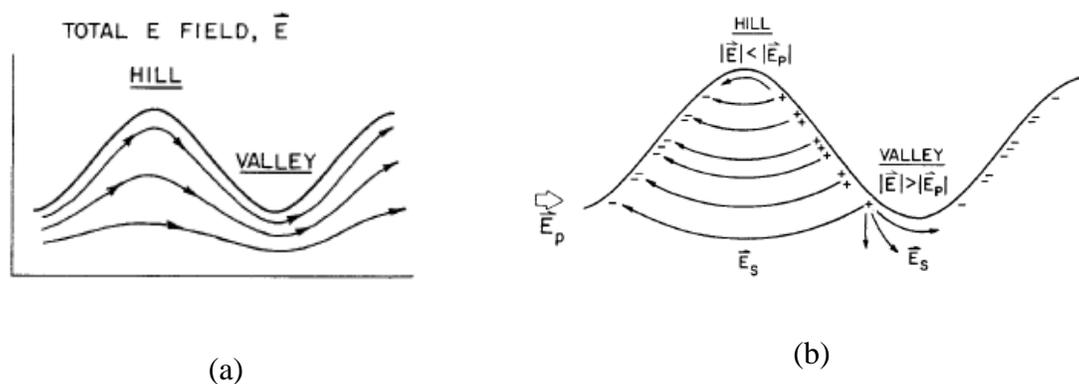


Figura 8 Efecto galvánico provocado por la topografía (Jiracek ,1990)

2.8.2 Efecto inductivo

El efecto inductivo es producto de la variación temporal de campo magnético primario que induce campos magnéticos secundarios que se adicionan al campo primario debido a que el campo magnético primario al ser variable en el tiempo produce una tensión que induce corrientes de vórtice que al fluir en un cuerpo cerrado generan campos magnéticos secundarios no deseables.

Los campos secundarios generados por este efecto no modifican la impedancia Z ya que su variación al ser de 0 a $\frac{\pi}{2}$ se mantiene en fase el campo primario con el secundario (Jiracek, 1990). Los efectos inductivos no son tan problemáticos en sondeos profundos como los son los efectos galvánicos ya que las distorsiones desaparecen en medida que disminuye la frecuencia.

2.9 Dimensionalidad geoelectrica

De acuerdo a la complejidad geoelectrica del medio, podemos diferenciar de forma general 3 tipos de dimensionalidad geoelectricamente hablando, las cuales tienen un tensor de impedancias característico (Vozoff, 1972). La dimensión geoelectrica puede ser 1D, 2D y 3D aunque esta dimensionalidad dependerá de la escala en la que se realice el análisis, ya que localmente se pueden encontrar pequeñas inhomogeneidades geoelectricas (cuerpos 3D) dentro de un contexto regional (1D o 2D).

El modelo 1D es aquel en el que la conductividad varía únicamente en una dirección, para el cual los elementos de la diagonal principal del tensor de impedancias son cero y los demás elementos del tensor son iguales en magnitud pero con signo contrario:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (23)$$

$$Z_{yx} = -Z_{xy}$$

Para este caso, las magnitudes de la antidiagonal del tensor de impedancias para la parte real e imaginaria será la misma, además de que las fases serán cercanas a 45°, si las fases son mayores a 45° es indicativo de que la resistividad disminuye con la profundidad, mientras que fases inferiores a 45° indican un aumento de la resistividad con la profundidad (Simpson y Bahr. 2005).

El modelo 2D es aquel en el que la conductividad varía a lo largo de 2 direcciones, para el cual los elementos de la diagonal principal son nulos y los demás elementos son diferentes unos de otros.

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (24)$$

$$Z_{xy} \neq Z_{yx}$$

En otras palabras, existe una estructura geoelectrica preferencial para el flujo de la corriente por lo que es posible recuperar la orientación de dicha estructura mediante la simplificación del tensor de impedancias a partir del re-direccionamiento de los ejes de medición a modo TE o TM.

El modelo 3D es cuando la resistividad varía en 3 direcciones, es decir, no existe una estructura preferencial para el flujo de la corriente, en este caso los valores del tensor de impedancias son diferentes entre sí teniendo la forma general:

$$Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{xx} \neq Z_{yy} \quad \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (25)$$

El objetivo de realizar un análisis de dimensionalidad es conocer las características geométricas de las estructuras geoelectricas presentes en la zona y su evolución a profundidad ya que dependiendo de estas características se determina que herramienta de procesamiento es la más óptima y así poder recuperar la mayor información posible.

El primer paso es analizar si es posible simplificar el tensor de impedancias medido. Una de las técnicas para conocer la dimensionalidad del medio es la propuesta por (Szarka y Menvielle, 1997) mediante el análisis de los invariantes del tensor de impedancias. Un invariante es aquella operación matemática que se hace sobre los elementos del tensor de impedancias que a pesar de que la matriz no este rotada su valor no cambia. Szarka y Menvielle determinaron 7 invariantes rotacionales del tensor de impedancias a partir de los cuales podemos recuperar información sobre la dimensionalidad geoelectrica.

Para el análisis de dimensionalidad geoelectrica en este trabajo de tesis se utilizaran las herramientas conocidas como diagramas polares y tensor de fase.

2.9.1 Diagramas polares

Una herramienta útil para el análisis de la dimensionalidad geoelectrica son los diagramas polares propuestos por (Berdichevsky y Dmitriev, 2002) los cuales representan el módulo de las componentes de las impedancias en función de un ángulo. El diagrama polar se basa en determinar la magnitud del valor de la impedancia Z y un ángulo de 0 a 360° , lo que dibuja una figura geométrica descrita por la siguiente relación:

$$\begin{aligned}
 Z_{xy}(\theta) &= Z_{xy}\cos^2(\theta) + (Z_{yy} - Z_{xx})\sin(\theta)\cos(\theta) - Z_{yx}\sin^2(\theta) \\
 Z_{xx}(\theta) &= Z_{xx}\cos^2(\theta) + (Z_{xy} - Z_{yx})\sin(\theta)\cos(\theta) - Z_{yy}\sin^2(\theta)
 \end{aligned}
 \tag{26}$$

La función de los diagramas polares es conocer a partir de la figura geométrica que tracen, la dimensionalidad del medio. Para el caso 1D la figura que representa es un círculo ya que las componentes de la anti diagonal son de la misma magnitud, y los componentes de la diagonal al ser nulas convergen en un punto en el centro del círculo.

Cuando se tiene un modelo 2D la figura que representa el diagrama polar es una elipse en la que el eje mayor o eje menor minimizan a la diagonal principal por lo que es un indicador de la dirección del strike, lo que representa al mismo tiempo un análisis de direccionalidad ya que proporciona dos posibles direcciones preferenciales, que a partir del contexto geológico o integrando otras técnicas de direccionalidad será posible discriminar cual dirección es la prevaleciente en la zona.

En el caso de tener un medio 3D, el diagrama representa figuras amorfas e irregulares ya que todos los valores del tensor de impedancias serán diferentes entre sí.

Los diagramas polares se representan a diferentes frecuencias, pudiendo observar su una evolución en la complejidad geoelectrica a diferentes profundidades. Se debe realizar un análisis para seleccionar los rangos de frecuencias en que nuestros modelos se adaptan a las técnicas de interpretación propicias para cada dimensionalidad.

Se debe tener cuidado al interpretar los diagramas polares ya que si se encuentran afectados por distorsión galvánica, ésta modificará la respuesta del diagrama y estaría dibujado parámetros erróneos por lo que es impórtate realizar diferentes técnicas de análisis de dimensionalidad, una técnica libre de las afectaciones de distorsión galvánica es tensor de fase.

2.9.2 Tensor de fase

Técnica propuesta por Caldwell et. al (2004) para analizar la dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica de datos MT. El tensor de fase expresa las relaciones de los cambios de fase de los campos electromagnéticos a partir del tensor de impedancia, se define tensorialmente como:

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Donde X es la parte real del tensor Z y Y es su parte imaginaria. Las componentes del tensor de fase pueden ser expresados individualmente en términos de los invariantes rotacionales

estos son Π_1 , Π_2 y β_ϕ además del parámetro α_ϕ el cual está en función del eje de coordenadas que se elija, de esta forma, los términos del tensor de fase pueden ser expresados de la siguiente manera:

$$\tan 2 \alpha_\phi = \frac{\phi_{12} + \phi_{21}}{\phi_{11} - \phi_{22}} \quad (28)$$

$$\tan 2 \beta_\phi = \frac{\phi_{12} + \phi_{21}}{\phi_{11} - \phi_{22}} \quad (29)$$

$$\Pi_1 = [(\phi_{11} - \phi_{22})^2 + (\phi_{12} - \phi_{21})^2]^{1/2} \quad (30)$$

$$\Pi_2 = [(\phi_{11} + \phi_{22})^2 + (\phi_{12} - \phi_{21})^2]^{1/2} \quad (31)$$

A partir de estos invariantes, se definen la relación entre Π_2 y Π_1 donde $\lambda = \frac{\Pi_1}{\Pi_2}$ y además la magnitud de los ejes principales de la elipse que dibuja el tensor de fase se definen como:

$$\phi_{max} = \Pi_2 + \Pi_1 \quad \phi_{min} = \Pi_2 - \Pi_1$$

Para el caso en que se tenga una estructura 1D, la condición necesaria será que $\Pi_1 = 0$ y que $\beta_\phi = 0$. En el caso de tener un medio 2D, será posible obtener dos direcciones de strike las cuales corresponderán con las direcciones ϕ_{max} y ϕ_{min} . La condición necesaria para que esto se cumpla es que $\lambda = \frac{\Pi_1}{\Pi_2} \neq 0$ y que $\beta_\phi = 0$ y en el caso en que en medio sea una estructura 3D todos los componentes del tensor de fase serán diferentes de cero.

2.10 Direccionalidad geoelectrica

Como se mencionó anteriormente, solo tiene sentido hablar de direccionalidad geoelectrica cuando el medio se comporta como un modelo 2D. También se discutió que al realizar un análisis de dimensionalidad simultáneamente se obtiene la dirección de las estructuras que prevalecen en la zona.

La direccionalidad se refiere al rumbo de la estructura geoelectrica dominante (strike), de existir dicha estructura, es importante conocer su dirección ya que al alinear uno de los ejes

de medición al rumbo del strike, es decir asignar un modo TE y TM, se lograría simplificar el tensor de impedancias.

Groom y Bailey (1987) proponen descomponer la matriz del tensor de impedancias en un tensor de impedancias regional bidimensional más una matriz de rotación R y una matriz de distorsión C.

$$Z_{obs} = RCZ_{2D}R^T$$

Donde

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad \text{y} \quad C = gTSA$$

La matriz real de distorsión C que a su vez se descompone en dos términos matriciales de distorsión local compuesta por una matriz T (twist o “torcimiento”) y una matriz S (share o “cizallamiento”) afectando principalmente a los canales eléctricos, esto representa la modificación dichos canales por un torcimiento o un paralelizamiento representado por estas matrices reales, A es el tensor de anisotropía y g es un escalar conocido como ganancia de sitio, sin embargo estos parámetros son difíciles de conocer por lo que se agrupan en la matriz de distorsión C.

El objetivo del análisis direccional recuperar el rumbo del strike para que al rotar se simule que los canales de medición fueron orientados a la dirección del strike. De antemano no conocemos con certeza esta dirección por lo que inicialmente se mide con dirección NS y EO.

Es importante señalar que el análisis dimensional y direccional debe de realizarse a diferentes escalas y profundidades, es decir un análisis regional, después contemplando solo el perfil y por último puntualmente en cada sondeo con el objetivo de conocer la evolución y complejidad geométrica del medio. Al final se determina una sola dirección de strike por perfil el cual tiene que ser representativo en todos los sondeos, ya que en teoría están afectados por la misma estructura geológica.

Capítulo 3. Adquisición y procesamiento de datos

3.1 Campaña de exploración

La campaña de exploración abarco 14 sondeos MT proyectados a 4 perfiles distribuidos en el valle Cerritos-Villa Juárez. En este trabajo de tesis únicamente se muestran los resultados del análisis para 4 sondeos MT (S03, S07, S12 y S15) proyectados a un perfil geofísico (Figura 9) el cual es el de mayor longitud (15.5 km).

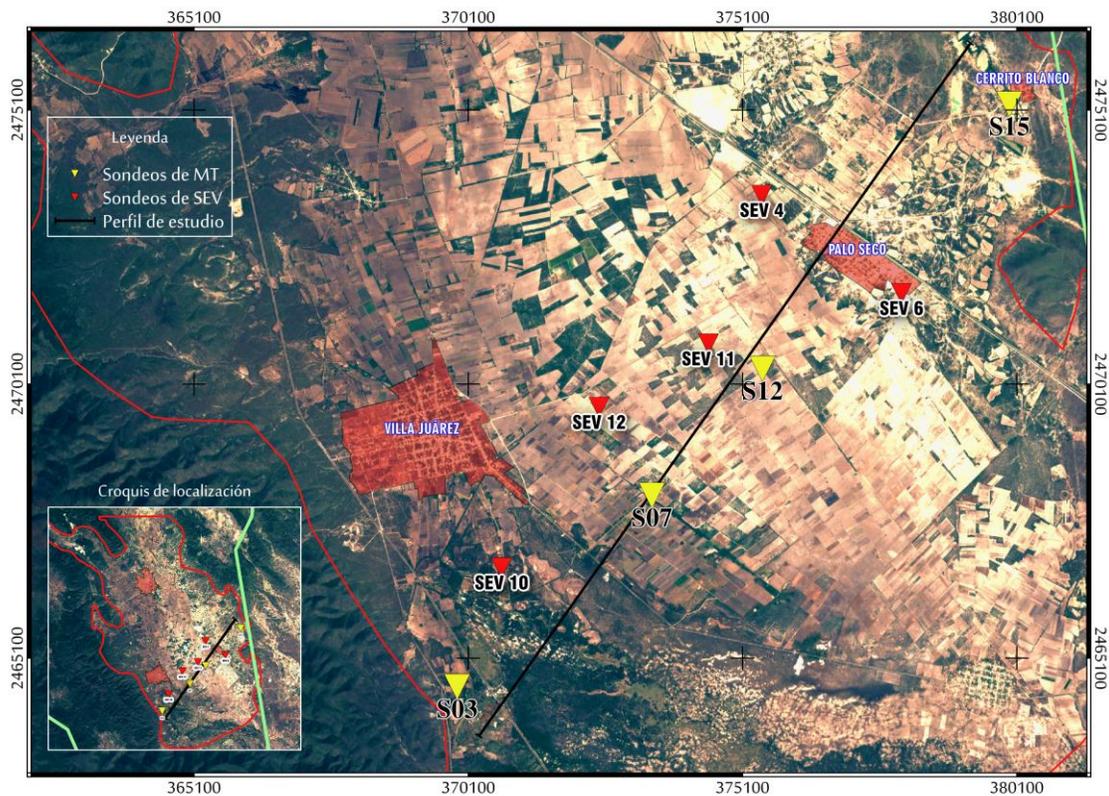


Figura 9 Distribución de los sondeos MT y SEV en el área de estudio.

Por otra parte, se utilizó la información de sondeos SEV realizados por Ramos Leal et. al. (2011) aledaños al perfil proyectado, esto con la finalidad de corregir los efectos de static shift en los sondeos de MT.

3.2 Equipo utilizado

Para el levantamiento de datos se utilizó el equipo ADU-07 fabricado por la compañía Metronix Geophysics el cual consta de 3 bobinas, 4 electrodos impolarizables, cables de conexión, una batería de 12 V y la consola de medición.



Figura 10 Equipo ADU-07 utilizado en el levantamiento de datos MT

3.3 Características de la adquisición

Para la adquisición en campo se consideró que las estaciones para realizar los sondeos se encontraran en una zona lejos de cualquier fuente de ruido electromagnético como lo podían ser: líneas de alta tensión, mallas eléctricas, carreteras, estructuras metálicas, antenas de radiotelecomunicación, pozos de agua funcionando etc. Por otro lado se consideró que el sitio contara con poca pendiente y que fuera de fácil acceso.

El procedimiento en campo fue colocar la consola del equipo en el centro del sitio (Figura 11), desenredar los cables con dirección Norte-Sur y Este-Oeste y medir la distancia entre cada componente de forma que sean distancias equidistantes. Es clave que se tenga la seguridad de la correcta orientación de los dipolos y de las bobinas, asegurando su ortogonalidad ya que de esta dependerá el ángulo de rotación para los diferentes tipos de polarizaciones a emplearse.

Es importante que las bobinas y dipolos se dispongan totalmente horizontales, de preferencia deben ser enterrados alrededor de 30 cm para que el viento no perturbe los campos. Por otra parte se debe de asegurar una baja resistencia de contacto entre los electrodos y el subsuelo por lo que es recomendable humedecer el área de contacto y en dado caso utilizar bentonita en condiciones muy secas, cubrir los electrodos y conectar a la consola.

Para obtener señales con el mínimo ruido posible se realizó la medición de dos sitios simultáneamente para cada sondeo para estimar el tensor de impedancia con la técnica de referencia remota propuesta por Gamble et al. (1979) y así obtener una mejor estimación.

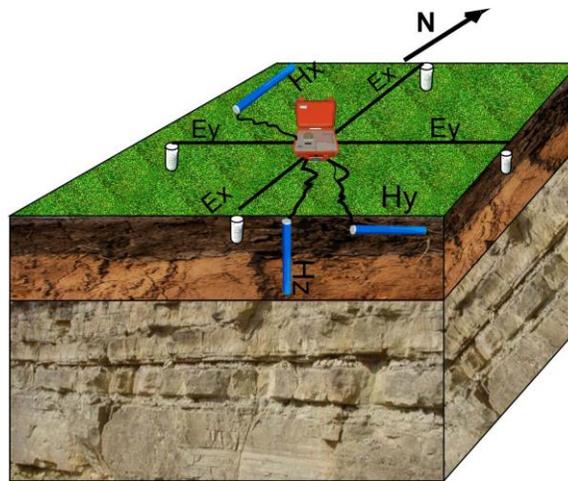


Figura 11 Esquema representativo de la distribución de electrodos y bobinas en campo

3.4 Procesamiento de datos

Después de realizar la adquisición de datos en campo, se continúa con el análisis y transformación de las series de tiempo de cada canal (E_x , E_y , H_x , H_y y H_z), a series en el dominio de frecuencia con apoyo del software especializado ProcMT de Metronix Geophysics, para obtener la estimación de impedancia Z y a su vez de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia.

Una vez realizados los pasos anteriores, se continúa con el procesamiento de datos en el software especializado Winglink en el cual se realizó el siguiente procedimiento:

- Limpieza de los datos obtenidos de resistividad aparente y fase
- Ajuste de los datos observados a una curva de resistividad teórica.
- Corrección por static shift con ayuda de estudios SEV previos aledaños a cada sondeo MT.

Después, se continúa con el análisis de dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica para así seleccionar al herramienta que mejor convenga para la inversión de datos MT.

3.4.1 Análisis de dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica

Para determinar la dimensionalidad geoelectrica se utilizó el análisis de tensor de fase, obteniendo como resultado que de manera regional el medio en se comporta predominantemente como un modelo 2D (Figura 12).

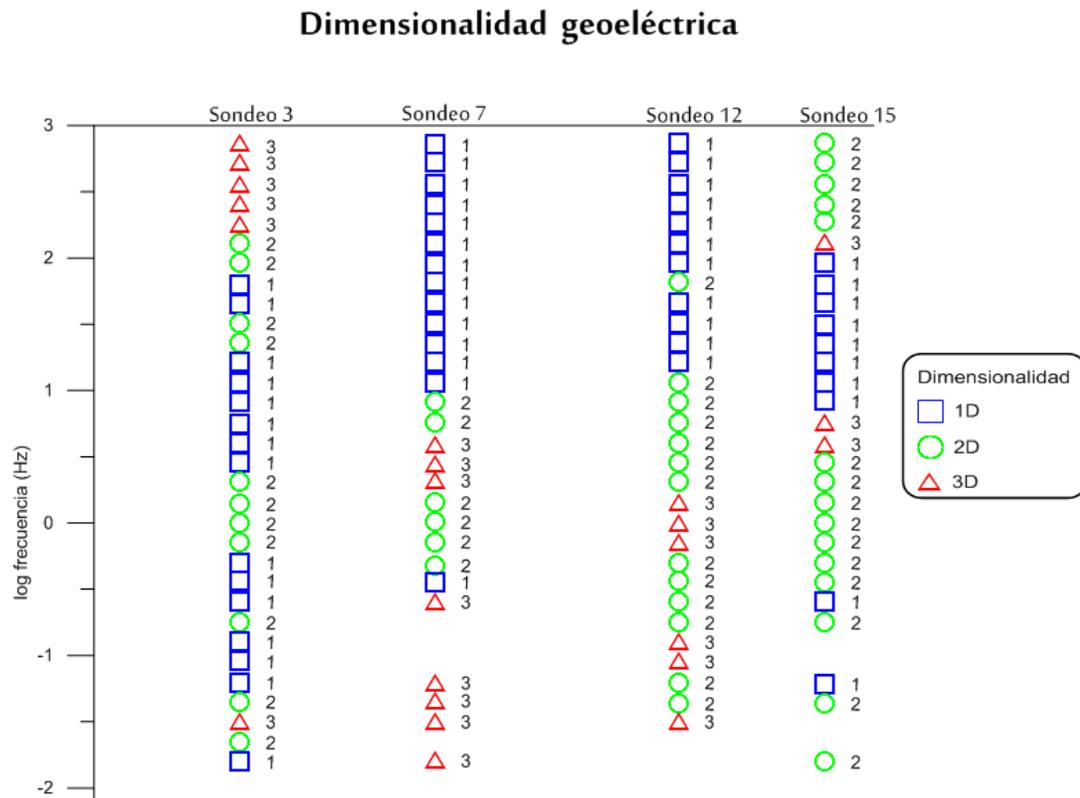


Figura 12 Dimensionalidad geoelectrica obtenida a partir del análisis del tensor de fase

En el centro del perfil, sondeos 7 y 12, el medio se comporta superficialmente como 1D evolucionando a profundidad a un medio predominantemente 2D. En el flanco izquierdo del perfil, sondeo 3, el medio se comporta 3D superficialmente evolucionando a profundidad a intercalaciones de 2D y 1D, por último, en el flanco derecho del perfil, el medio se comporta superficialmente 2D evolucionando a profundidad a 1D para después ser de nuevo 2D.

Para las zonas con dimensionalidad 2D, se analizó el tensor de fase con el objetivo de recuperar la dirección del strike, cumpliendo con las condiciones necesarias, se estipuló que los valores de β que estuvieran en un intervalo de 0 y 3 cumplieran con la condición de $\beta \neq 0$, de esta forma fue posible obtener la direccionalidad para cada sondeo mostrados en la tabla 1.

Sondeo 3		Sondeo 7		Sondeo 12		Sondeo 15	
Log Frecuencia (Hz)	Strike						
2.1	-10.0	0.9	-55.1	-0.3	-30.9	2.9	-32.2
1.5	-26.9	0.8	-48.4	-0.4	-33.6	2.7	-34.9
0.1	-39.0	0.0	-43.0	-0.6	-32.2	2.6	-34.9
0.0	-41.6	-0.1	-41.6	-0.8	-33.6	2.4	-37.6
-0.1	-48.4	-0.3	-37.6	-1.2	-33.6	2.3	-36.3
				-1.4	-32.2	0.0	-69.9
						-0.1	-72.5
						-0.3	-79.3
						-0.4	-64.5

Tabla 1 Análisis direccional de sondeos MT

Se observa que para el sondeo 3, la dirección de strike promedio es -40° , para el sondeo 7 es de -45° para el sondeo 12 es de -32° y para el sondeo 15 es de -51° , obteniendo así, una dirección regional de los cuatro sondeos de -39° , que coincide con la dirección preferencial de las estructuras geológicas en la zona. De esta manera, se concluye que el ángulo de rotación del tensor de impedancias será de -39° , asignando el modo TE a esta dirección y el modo TM a 51° . El perfil proyectado debe de ser perpendicular a la dirección del strike, por lo que el rumbo del perfil es N 51° E.

Cabe mencionar que se realizó un segundo análisis de dimensionalidad utilizando la técnica de diagramas polares, pero debido a que se observaron afectaciones de distorsión galvánica

al momento de hacer correcciones por static shift con SEV, no se consideró para la obtención de la direccionalidad, aunque con este análisis se observó una preferencia de ángulo de strike de -35° , lo que en términos generales, coincide con el ángulo obtenido por el tensor de fase. Esto nos da mayor certeza de que la dirección de strike es correcta.

Una vez que se ha llevado a cabo la rotación del tensor de impedancias, se corrobora que las ediciones previas a la curva de resistividad aparente y fase se mantengan así como la corrección por static shift para continuar con el proceso de inversión de datos para un medio 2D.

Capítulo 4. Modelado y discusión de resultados

4.1 Inversión de datos MT

El proceso de inversión se refiere a recuperar un modelo inicial teórico que funcione como fuente de los datos observados de resistividad aparente y fase a partir del tensor de impedancias. En el proceso de inversión, los parámetros del modelo teórico se calculan a partir de los datos en campo y las soluciones generalizadas de las funciones de respuesta del método, por otra parte el sistema calcula la respuesta de este modelo teórico y se compara con los datos del modelo observado, tratando que su diferencia sea mínima.

El algoritmo para el cálculo de soluciones regularizadas que se utilizó para la inversión de datos MT 2D es el propuesto por Rodi y Mackie (2001) el cual emplea el algoritmo de gradientes conjugados no lineales (NLCG), cuyo objetivo es minimizar la función objetivo (Ψ) la cual representa la suma de los errores de los datos normalizados y del modelos obtenido. El algoritmo NLCG resuelve el problema de inversión tomando una solución que minimiza la función objetivo esto es:

$$\Psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (32)$$

Donde λ denominado parámetro de regularización y V es una matriz positiva que representa la variancia del vector error e . La estabilidad del modelo espacial está representado por $\lambda m^T L^T L m$.

Después de realizar los análisis de dimensionalidad y direccionalidad, el algoritmo de inversión requiere que el tensor de impedancias 2D sea descompuesto a partir de la rotación de los datos

$$Z_{obs} = R Z_{2D} R^T = R \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} R^T \quad (33)$$

Con lo que se alinea uno de los ejes de medición con un modo TE o TM. De acuerdo al análisis direccional previamente desarrollado el ángulo de rotación es de -39° asignado esta

dirección al modo TE y perpendicular a esta (51°) el modo TM. En este trabajo se asignara el modo TE a la orientación Zxy y modo TM a la orientación Zyx.

La inversión de cada modo de polarización está en función de los rasgos geoelectricos que se desee resaltar. El modo TE delimita mejor la geometría de cuerpos conductores, mientras que el modo TM se acopla a cuerpos resistivos (Pedersen y Engles, 2005). En particular el modo TE es capaz de unir conductores aislados mientras que el modo TM es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividad.

Si se cuenta con efectos de cuerpos 3D, se puede minimizar la afectación de estos ya que están en función de la dirección del strike regional, es decir, cuando se cuenta con una estructura 3D normal al strike regional, el modo TE es más apto para una interpretación, mientras que cuando la estructura 3D es paralela al strike regional, el modo TM es más viable para una interpretación 2D (Ledo, 2005).

De acuerdo a la comparación de inversión de cada uno de los modos de polarización realizada por Pedersen y Engels (2005), el modelo unificado de inversión de ambos modos (TE+TM) muestra mejor resolución para distinguir posibles rasgos tanto resistivos como conductores, en este sentido, se realizo la inversión de datos bajo el modo TE+TM para este trabajo.

El algoritmo de inversión NLCG se encuentra implementado en el software especializado WingLink, el cual fue utilizado para desarrollar la inversión 2D , cuyo resultado se puede observar en la figura 13 .

Las Pseudosecciones son la representación gráfica del parámetro medido directamente en campo, en este caso se muestran los valores de resistividad aparente y fase obtenidos a través del cálculo del tensor de impedancias. La idea es comparar las pseudosecciones de los datos medidos con las pseudosecciones generadas a partir del modelo calculado con el fin de comprobar que tengan un buen ajuste estimado por el RMS.

El RMS se utiliza comúnmente para expresar el desajuste entre los datos y la respuesta del medio a partir de la estimación del error cuadrático medio normalizado por lo que es

considerado un parámetro útil para discriminar la selección de un modelo, pero no necesariamente representa un modelo correcto, debido a la no unicidad de modelos.

4.2 Modelo geoelectrico

Se presenta el modelo geoelectrico generado a partir de la inversión de datos obtenidos de campo, en el modo TE+TM (Figura 14), considerando la topografía del terreno. Además se muestra la comparación entre las pseudosecciones (Figura 13) de los datos observados y el modelo calculado, el cual tiene un RMS de 0.7 .

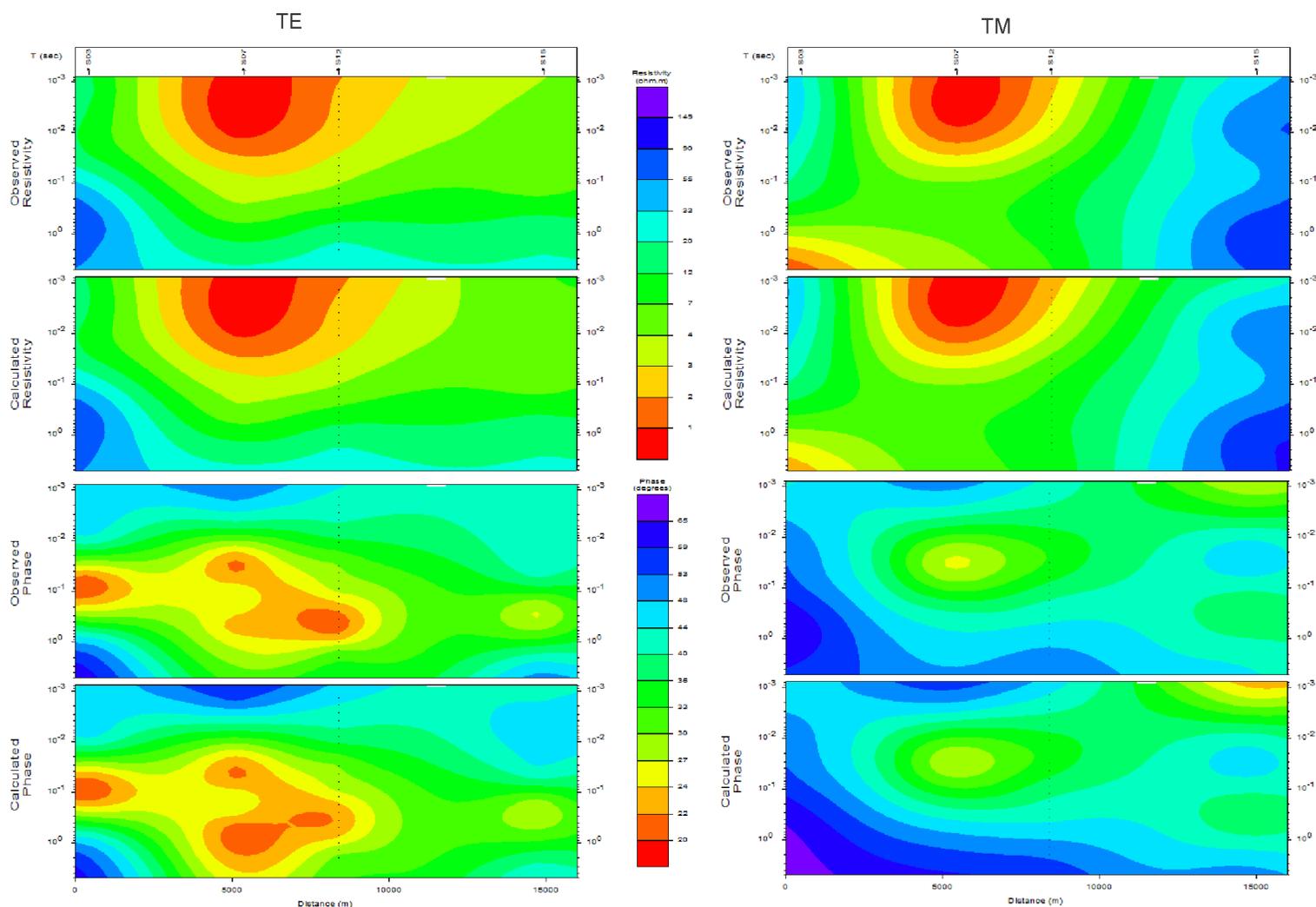


Figura 13 Comparación entre las pseudosecciones de datos observados y la respuesta del modelo teórico obtenido

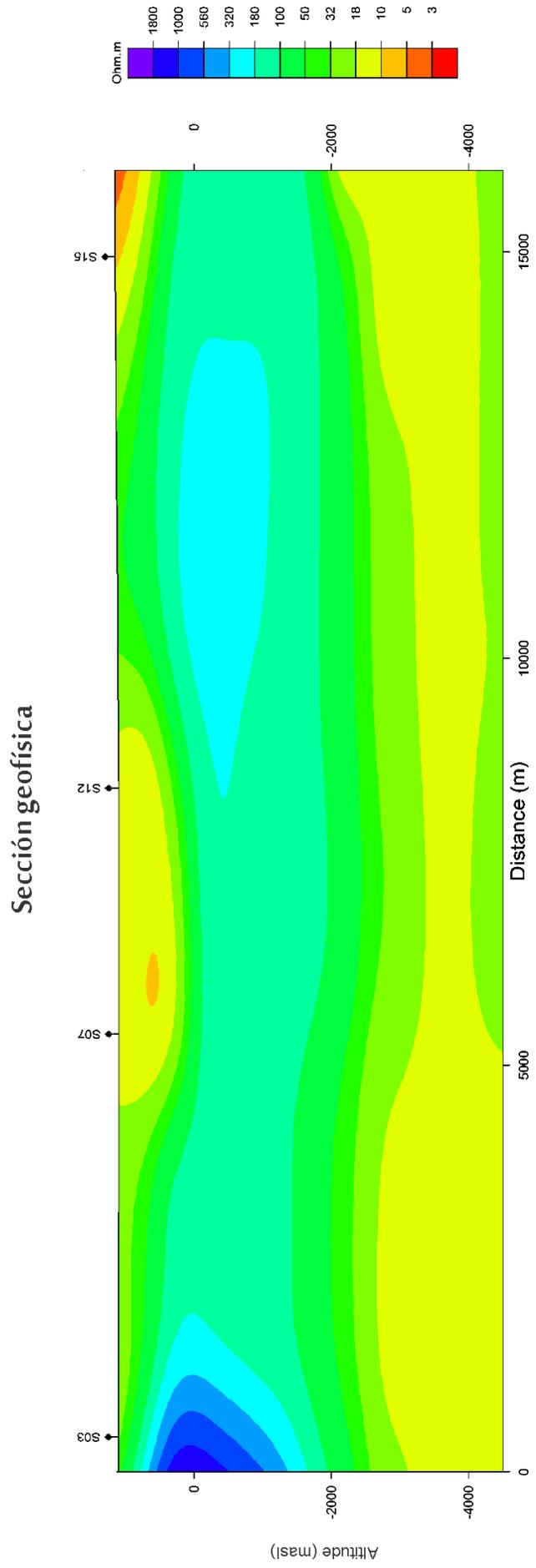


Figura 14 Sección geoeléctrica generada a partir de la inversión del modo TE+TM

4.3 Interpretación

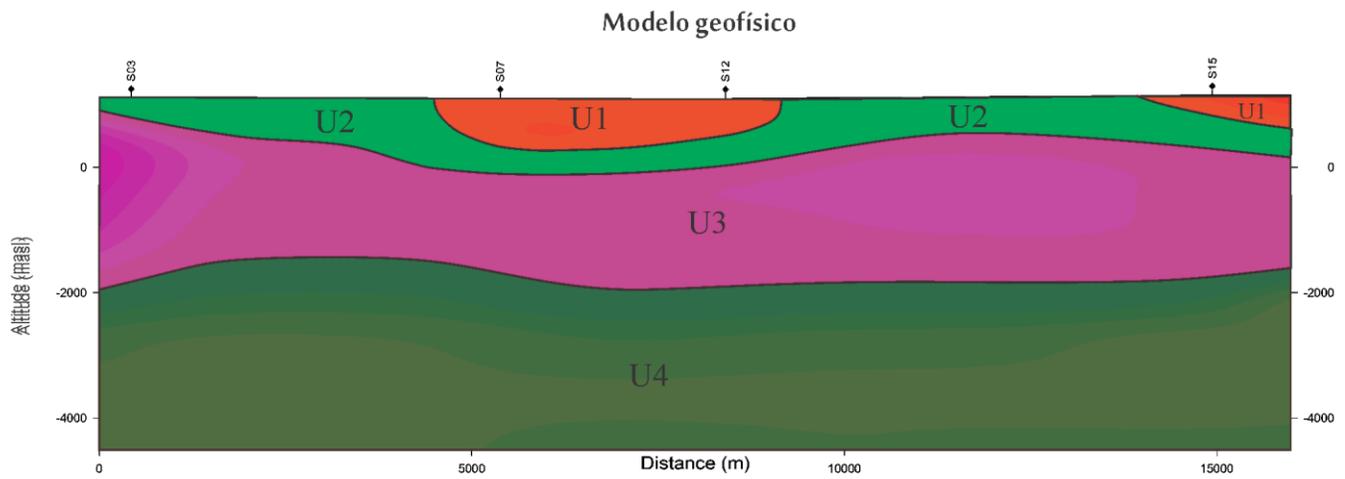
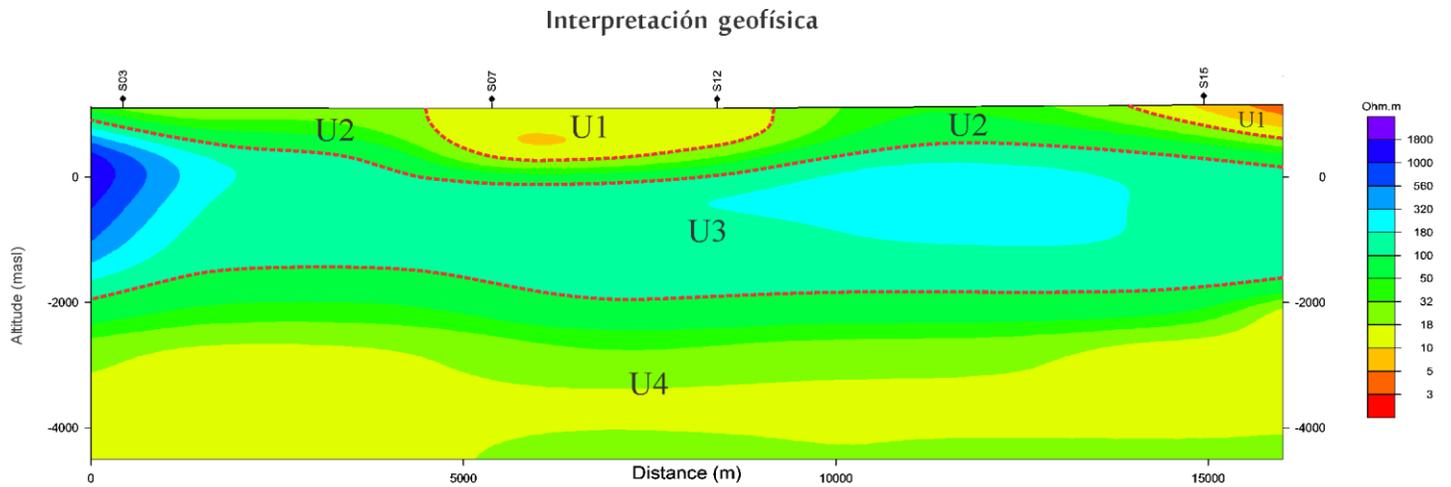
A partir de conocer la distribución de la resistividad eléctrica, se identificaron 4 unidades geofísicas: U1, U2, U3 y U4 como se puede observar en la figura 15.

La unidad U1 con valores de resistividad menores a $20 \Omega\text{m}$ y de espesor estimado de hasta 800 m, se localiza superficialmente en el centro del perfil y en el flanco derecho. Se asocia a materiales altamente permeables y saturados correspondiente a la unidad hidrogeológica relleno granular.

La unidad U2 con valores de resistividad de 20 a $80 \Omega\text{m}$ con un espesor variable entre 300 a 900 m, se distribuye horizontalmente a lo largo de todo el perfil, subyaciendo a la unidad U1 en la parte central del perfil y aflorando en los flancos. Por la disposición estratigráfica y valores de resistividad se asocia a calizas sumamente fracturadas y altamente permeables pertenecientes a la formación Tamasopo posiblemente saturadas, lo cual evidencia la presencia de una segunda unidad hidrogeológica denominada medio fracturado.

Debajo de la unidad U2 se identifica a la unidad U3 a una profundidad promedio de 1200 m con resistividades mayores a $100 \Omega\text{m}$. Su espesor aproximado varía entre 1800 a 2300 m. Se extiende horizontalmente por todo el perfil. Por su distribución se asocia a calizas masivas fracturadas pertenecientes a la formación El Abra y que por los valores de resistividad estimados tienen menor probabilidad de asociarse un material saturado.

Subyaciendo a todas las unidades anteriores, se delimita a la unidad U4 a una profundidad promedio de 3100 m con valores de resistividad entre 20 a $50 \Omega\text{m}$ y con espesor mayor a los 2220 m, el cual se extiende lateralmente a lo largo del perfil. Se asocia a materiales evaporíticos pertenecientes a la formación Guaxcamá.



Unidad geofísica	Resistividad (Ωm)	Espesor aproximado (m)
U1	< 20	< 800
U2	20 - 80	300 - 900
U3	> 100	1800 - 2300
U4	20 - 50	> 2500

Figura 15 Interpretación del modelo geológico

Capítulo 5. Conclusiones y recomendaciones

Se logró reconstruir la distribución de resistividad eléctrica en la porción centro-sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez aplicando la técnica geofísica MT alcanzando una profundidad máxima de 4500 m logrando caracterizar 4 unidades geofísicas, dos de interés hidrogeológico.

A partir de los valores de resistividad se delimitaron dos unidades geofísicas con potencial de almacenamiento hídrico (U1 y U2). La primer unidad (U1) asociada a la unidad hidrogeológica denominada relleno granular con valores de resistividad menores a $20 \Omega\text{m}$ se localiza en el centro del perfil hasta una profundidad de 800m.

La segunda unidad geofísica (U2) con valores de resistividad entre 20 a $80 \Omega\text{m}$ se localiza debajo de U1 en la parte central del perfil y aflora en superficie en los flancos, con espesor variable entre 300 y 900 m que por posición estratigráfica se asocia a calizas sumamente fracturadas de la formación Tamasopo.

La unidad U2 evidencia la distribución de la segunda unidad hidrogeológica denominada medio fracturado subyaciendo a la unidad relleno granular y que por los espesores estimados confirma mayor potencial de almacenamiento.

La unidad geofísica U3 asociada a calizas masivas arrecifales de la formación El Abra, que por sus valores de resistividad mayores a $100 \Omega\text{m}$, 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 entre 20 a $50 \Omega\text{m}$ es asociada a rocas evaporíticas pertenecientes a la formación Guaxcamá la cual parece aportar una gran cantidad de sulfatos a las aguas superficiales debido a procesos de disolución.

Se cumple el objetivo al delimitar en la porción centro-sur del acuífero Cerritos-Villa Juárez la distribución de la unidad U1 y U2 a partir de sus valores de resistividad eléctrica estimados por la técnica geofísica MT.

Se recomienda realizar estudios geofísicos complementarios con el objetivo de caracterizar las unidades U1 y U2 con mayor detalle, aplicando técnicas geofísicas electromagnéticas como TDEM (Transitorio electromagnético).

Las evidencias mostradas en este trabajo buscan aportar una mejor estimación de disponibilidad de agua subterránea al conocer la distribución de la unidad hidrogeológica identificada en el medio fracturado, con el fin de que dicha información sirva como sustento técnico para autorizar nuevas concesiones e incrementar el aprovechamiento de agua subterránea de la región.

Referencias

- NOM-142-SSA1-1995. (9 de noviembre de 2016). Obtenido de SECRETARIA DE SALUD: <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/142ssa15.html>
- Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *AIME*, 54-67.
- Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 24-38.
- Berdichevsky, M. N., y Dmitriev, V. I. (2002). Magnetotellurics in the context of theory of ill-posed problems. *Society of Exploration Geophysics*, 215.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 605-645.
- Caldwell, T. G., y Bibby, H. M. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal international* 158(2), 457-469.
- Carrillo Bravo, J. (1971). La plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, 106.
- CEA. (2015). *Desarrollo Regional Sustentable: Agua*. México: Comisión Estatal del Agua, Gobierno del Estado de San Luis Potosí.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Rodriguez Castillo, R., Gonzalez Moran, T., y Jouanne, V. (1994). Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 85-106.
- Comisión Nacional del Agua. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Cerritos-Villa Juárez, clave 2414 estado de San Luis Potosí*. México: Diario oficial de la Federación.
- Comisión Nacional del Agua. (2015). *NUMERAGUA*. México.
- Dentith, M. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. United Kingdom: Cambridge.
- Esteban, O. (21 de 11 de 2016). *ourworldindata*. Obtenido de <https://ourworldindata.org/world-population-growth/>
- Fleisch, D. (2008). *A Student's Guide to Maxwell's Equations*. New York: Cambridge University Press.
- Gamble, T., Goubau, W. M., y Clarke, J. (1979). Magnetotelluric with a remote magnetic reference. *Geophysics* 44(1), 53-68.

- Giroux, B., Chouteau, M., Descloitres, M., y Ritz, M. (1997). Use of the magnetotellurics method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Geophysics*, 77-96.
- Groom, R. W., y Bailey, R. C. (1987). Descomposición de the magnetotelluric impedance tensor which is useful in the presence of channeling. *Society of Exploration Geophysics*, 154-156.
- INEGI. (21 de 11 de 2016). *Cuentame INEGI*. Obtenido de <http://cuentame.inegi.org.mx/poblacion/habitantes.aspx?tema=P>
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and Topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 163-203.
- Ledo, J. (2005). 2D versus 3D magnetotelluric data interpretation. *Survey in Geophysics* 26, 1819-1829.
- López Doncel, R. (2003). La formación Tamabra de Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 1-19.
- Meju, M., Fontes, S. L., Oliveira, M. F., Lima, J. P., Ulugergeli, E. U., y Carrasquilla, A. A. (1999). Regional Acuífer mapping using combined VES/TEM/AMT/EMAP methods in the semiard eastern margin of Pernambuco, Brazil. *Geophysics*, 337-356.
- Myers, R. L. (1968). Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí. *Revista de Paleontología Mexicana*, 5-89.
- Nabighian, M. N. (2008). *Electromagnetic methods in applied geophysics applications Vol 2*. Oklahoma: Society of exploration geophysicist.
- Orellana, E. (1974). *Prospección Geoelectrica por Campos Variables*. Madrid: Paraninfo.
- Palacky, G. J. (1987). Resistivity Characteristics of Geologic Targets. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 53-57.
- Pedersen, L. B., y Engels, M. (2005). Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics* 70 (2), G33-g41.
- Price, M. (2003). *Agua Subterránea*. Limusa.
- Raisz, E. (1959). *Landforms of Mexico*. Mass: Cambridge.
- Ramírez Morán, J. (2012). *Conexiones hidráulicas de cuencas hidrogeológicas en la Sierra Madre Oriental*. San Luis Potosí: IPICIT.

- Ramos Leal, J. A., Pérez Corona, F. Y., Morán Ramirez, J., y Torres Gaytan, D. E. (2011). Estudio hidrogeológico en las inmediaciones del municipio de Cerritos, S.L.P.
- Rocha, M. (2008). Inclusiones fluidas de los yacimientos de celestina en la PVSLP. *Revista del Servicio Geológico Mexicano*, 5-11.
- Rodi, W., y Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 174-187.
- SGM. (2010). *Carta geológica minera San Luis Potosí F14-4*.
- Simpson, F., y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Spichak, V. V., y Zakharova, O. K. (2015). *Electromagnetic Geothermometry*. Elsevier.
- Suter, M. (1990). *Geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí*.
- Szarka, L., y Menvielle, M. (1997). Analysis of the rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 133-142.
- Tikhonov, A. N. (1950). The determination of electrical properties of deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk.*, 295-297.
- Unsworth, M., Soyer, W., Tuncer, V., Wagner, A., y Barnes, D. (2007). Hydrogeologic assessment of the Amchikta Island nuclear test site (Alaska) with magnetotellurics. *Geophysics* 72, 144-162.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric Method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 98-141.
- Zapata-Zapata, J. L., y Pérez-Venzor, J. A. (1979). Cartografía geológica Hoja Peotillos, SLP. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Follero técnico*, pág. 30.
- Zhang, P., y Pedersen, L. B. (1992). Channelling contribution to tipper vectors: a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophysics Journal*, 963-700.