



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ESTUDIO GEOFÍSICO PARA LA
EVALUACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE UNA
ZONA DEL ACUÍFERO DE IGUALA, GRO.”**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA
DAVID JOSUÉ ÁLVAREZ ELIZALDE

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F. 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Les dedico este trabajo de Tesis a mis papas, por su infinito cariño, apoyo y por toda la paciencia que me han tenido, los quiero mucho.

A mi hermano, a quien quiero mucho y que siempre me ha acompañado en todo lo que hago y esta siempre esta con migo.

A mis abuelos a los quiero mucho

Agradecimientos

Gracias Claudia, por todo el apoyo que me as dado a lo largo de todo este tiempo y la paciencia que me as tenido para poder realizar este trabajo.

Agradezco a mis sinodales por haber participado en la evaluación de mi trabajo de tesis, al programa PAPITT por el apoyo económico brindado a lo largo de este trabajo, a Geotem, por habernos prestado el equipo y habernos acompañado en campo, a Loreal por el apoyo brindado, a Adán del gabinete de geología por su apoyo al desarrollar los mapas, a CAPAMI a al gobierno del municipio de Iguala, Gro. por su apoyo en la realización de la toma de datos, a mis amigos por su compañía a lo largo de todos estos años

Gracias a todos.

INDICE

Introducción.....	i
Objetivos.....	iii
1. Fundamentos Teóricos.....	1
1.1. El Método Magnetotelúrico.....	1
Generalidades	1
1.2. Fundamentos del método electromagnético	2
1.3. Principios de Teoría Electromagnética.....	3
Ley de Ampere	4
Ley de Faraday	4
Ley de Gauss para campo eléctrico	5
Ley de Gauss para campo magnético	5
1.4. Relaciones Constitutivas	5
1ª Relación Constitutiva	6
2ª Relación Constitutiva.....	6
3ª Relación Constitutiva.....	7
1.5. Modelo Cuasiestacionario	8
1.6. Ecuaciones del Método Magnetotelúrico	9
1.7. Funciones de respuesta magnetotelúrica	11
Impedancia.....	11
<i>Tipper</i> o Función de Transferencia Geomagnética.....	12
Penetración Nominal o <i>Skindepth</i>	14
1.8. Variantes del método magnetotelúrico	14
1.9. Distorsión magnetotelúrica.....	15
1.10. Corrección por static shift.....	17
2. Entorno Natural	19
2.1. Climatología	20
Temperatura media anual.	21
Precipitación media anual.....	21
Evaporación	22
2.2. Geología	23
Geología Regional	23
Estratigrafía	23
3. Implementación en campo y adquisición de datos	34
3.1. Características del equipo.....	34

3.2. Implementación en campo.....	37
Consideraciones del arreglo	37
3.3. Consideraciones de la adquisición de datos en campo	40
4. Análisis y proceso de datos	44
4.1. Análisis dimensional	44
Dimensionalidad geoelectrica y direccionalidad.....	44
4.2. Parámetros del Análisis dimensional.....	47
Invariantes	47
Asimetría	48
Elipticidad.....	49
Diagramas Polares	50
4.3. Análisis de Direccionalidad.....	51
Análisis direccional	53
4.4. Inversión	55
Inversión 1D	55
Inversión 2D	56
5. Hidrología.....	58
5.1. Hidrología Superficial	58
5.2. Hidrología Subterránea.....	60
Tipo de Acuífero.....	61
5.3. Hidrología Superficial	63
5.4. Uso de Agua	66
5.5. Calidad del agua	67
5.6. Implementación en campo de pruebas de bombeo.....	68
5.7. Procesado e interpretación de las pruebas de bombeo	70
6. Procesado de Datos.....	74
Discusión de resultados	82
Conclusiones.....	87
Recomendaciones	88
Bibliografía.....	89

Índice de Figuras.

Figura 1. Modelo de implementación del equipo en campo.....	2
Figura 2. Campo eléctrico e inhomogeneidad.	16
Figura 3. Cuadrángulo de trabajo	19
Figura 4. Clima del estado de Guerrero.....	20
Figura 5. Temperatura media Anual del estado de Guerrero	21
Figura 6. Precipitación media anual del estado de Guerrero.....	21
Figura 7. Carta de isoyetas medias anuales escala 1:000 000	22
Figura 8. Columna Estratigráfica	28
Figura 9. Mapa Geológico del Municipio de Iguala de la Independencia	29
Figura 10. Secciones geológicas del Municipio de Iguala de la independencia, Gro.	32
Figura 11. Equipo ADU-07e, Metronix.	36
Figura 12. Electrodo, carrete y bobina de inducción magnética.	37
Figura 13. Representación en campo del arreglo	38
Figura 14. Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos y bobinas magnéticas	39
Figura 15. Conexiones para los sensores y bobinas.	39
Figura 16. Mapa de ubicación de los sitios adquiridos con MT en el Municipio de Iguala, Gro.....	40
Figura 17. Modelo geoelectrico 1D.....	44
Figura 18. Modelo geoelectrica 2D	45
Figura 19. Modelo Geoelectrico 3D	46
Figura 20. Modelo de diagramas polares 1D, 2D y 3D	50
Figura 21. Comparación de la respuesta de los Modelos TE y TM, representadas como resistividades aparentes	52

Figura 22. Rotación de ejes, respecto a la dirección de medición del campo magnético.....	53
Figura 23 Región y cuencas hídricas del Estado de Guerrero.....	58
Figura 24. Modelo conceptual del comportamiento hidrogeológico de las diferentes unidades de roca	62
Figura 25. Configuración de Elevaciones del nivel estático (NE) para el 2005.....	64
Figura 26. Pozo de bombeo número 9 y Sonda.....	69
Figura 27. Gráficas teóricas de la respuesta de un acuífero.	70
Figura 28 Gráfica de la prueba de bombeo del pozo 9.....	71
Figura 29. Ejemplo de un acuífero libre y semiconfinado	72
Figura 30. Ventana de un segmento de la señal en la que se presenta ruido.....	74
Figura 31. Ejemplo de curvas de de resistividad aparente afectadas por static shift.....	75
Figura 32. Ejemplo de la inversión unidimensional utilizando el esquema de Occam.....	76
Figura 33. Mapa de ubicación del perfil con los sitios MT adquiridos.....	77
Figura 34. Sección de capas geoelectrica 1D.....	77
Figura 35. Modelo geoelectrica 2D.....	78
Figura 36. Sección geoelectrica 2D.....	79
Figura 37. Configuración de la profundidad de los niveles estáticos.....	82
Figura 38. Sección de unidades geoelectricas.....	83
Figura 39. Sección de unidades geoelectricas.....	85
Figura 40. Columna local del área de estudio.....	85
Figura 41. Zona recomendada para perforación de pozo.....	86

Índice de Tablas.

Tabla 1. Clasificación de los métodos magnetotelúricos de acuerdo a la variación de la frecuencia.....	15
Tabla 2. Coordenadas de los sitios de adquisición con MT	40
Tabla 3. Frecuencias de muestreo en campo.	43
Tabla 4. Balance hidrometeorológico.....	64
Tabla 5. Entradas y salidas por flujo subterráneo.....	65
Tabla 6. Balance de aguas subterráneas.	65
Tabla 7. Extracciones de agua subterránea.....	66
Tabla 8. Datos específicos del pozo 9.	69
Tabla 9. Tabla de respuesta a la prueba de bombeo del acuífero y valores de transmisividad.	71
Tabla 10. Tabla de Unidades Hidrogeológicas.....	84

Resumen

Debido al incremento en la demanda del agua, este recurso hídrico es más difícil de encontrar en volúmenes adecuados para satisfacer el consumo requerido; así, la disponibilidad del mismo es más complicada y se encarece sustancialmente. La implementación de los métodos geofísicos, gracias a sus características de ser un método no destructivo (no invasivos), son adecuados para la búsqueda de este recurso tanto en campos abiertos como en conurbaciones, haciendo asequible la adquisición desde el punto de vista logístico y de costos.

Con base en las necesidades expresadas por el Municipio de Iguala de la Independencia Gro., se llevó a cabo una campaña para estudiar el acuífero por medio de métodos electromagnéticos, integrando la geología y la hidrogeología del lugar. Por medio de los sondeos magnetotelúricos (MT), se generó una sección geoelectrica donde se identificaron cinco unidades principales que se relacionaron con la geología y la hidrogeología. Adicionalmente, se realizaron dos pruebas de bombeo cuya interpretación coincidió con los resultados obtenidos por la caracterización geofísica.

Con la integración de la información y el análisis de los resultados se pudo definir la zona con mayor potencial de explotación de agua subterránea; esta zona está localizada en la parte S-W del perfil, donde se presenta el mayor espesor de la zona saturada, de tal manera que es una de las mejores zonas para la perforación de un pozo para abastecer de agua potable a la comunidad de Iguala.

Introducción

Una parte del agua que se usa todos los días se extrae del subsuelo y otra se encuentra en fuentes superficiales como lagos, ríos o represas, por ello es importante estudiar estas fuentes hídricas ya sean subterráneas o superficiales.

Según datos de la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (Web 3) en México se han identificado 1471 cuencas, que para el cálculo de disponibilidad se han agrupado o subdividido en 728 cuencas hidrológicas. Las cuencas se agrupan en 37 regiones hidrológicas, éstas a su vez en 13 regiones hidrológico-administrativas. Así, se han contabilizado un total de 653 acuíferos para todo el país.

Una gran parte del agua que se encuentra en la superficie regresa a la atmósfera mediante evapotranspiración (72.5%), otra escurre por corrientes delimitadas por las cuencas (25.4%) o se infiltra en los acuíferos (2.1%), dependiendo de la ubicación geográfica en el país, estos valores pueden variar.

En México se dispone anualmente de 458 mil millones de metros cúbicos de agua dulce renovable, dividida entre la población, se tiene la disponibilidad natural media per cápita, que ha disminuido de 17742 m³/hab/año en 1950 a 4427 m³/hab/año en 2005. Este valor enmascara importantes variaciones regionales y temporales en la distribución del recurso, ya que en algunas regiones del país el valor es preocupantemente bajo.

México cuenta con una red hidrográfica de 633 mil kilómetros, donde destacan 50 ríos por los que fluye el 87% del escurrimiento superficial y cuyas cuencas cubren el 65% de la superficie nacional. Algunos de estos ríos son: Grijalva-Usumacinta, Papaloapan, Coatzacoalcos, Balsas, Pánuco, Santiago, Tonalá y Lerma, los cuales representan dos terceras partes del escurrimiento superficial y sus cuencas cubren el 22% del territorio nacional.

El agua subterránea proporciona el 37% del volumen total para uso humano y se consideran sobreexplotados los acuíferos cuya extracción es mayor que su recarga total en un periodo determinado, en estas condiciones de sobreexplotación en el año 2007 se tenían 101 acuíferos.

En el caso del acuífero de Iguala, la extracción anual es de $14 \text{ hm}^3/\text{año}$, con una recarga de $20 \text{ hm}^3/\text{año}$, con una relación extracción recarga de $0.7 \text{ hm}^3/\text{año}$ (Web 2), con estos datos se clasifica a este acuífero como subexplotado.

Por lo que con base en los datos anteriores y dadas las condiciones hidrogeológicas de la zona de Iguala Guerrero, es posible hallar un horizonte de material que presente las características necesarias para la explotación del recurso hídrico y con esto poder hacer un plan de gestión, el cual conlleve a una buena administración del agua así como una óptima extracción sin llevar al acuífero a un nivel crítico de desabasto, en pocas palabras, la problemática del recurso es la necesidad de abastecimiento, optimización y gestión de la extracción de agua potable en el municipio de Iguala, Gro.

Al permear el agua la superficie de la tierra, ésta deja de ser agua superficial para convertirse en agua subterránea la cual se encuentra llenando los poros de la roca que la almacena llamando a esta roca “roca almacenadora”; las mejores rocas para almacenar agua son rocas sedimentarias que se encuentran fracturadas, pero estas rocas sólo la almacenan, también hay que retenerla para que no se pierda, por eso existen rocas que funcionan como roca sello, lo que significa que no dejan que el agua fluya y la mantiene confinada a la roca almacenadora. Estas rocas son de tipo arcilloso, intrusivas o metamórficas (Web 1).

Los métodos geofísicos en los últimos años han tenido un gran auge en la exploración de recursos naturales, debido a que con estas técnicas se pueden medir varias propiedades físicas de los materiales en el subsuelo. Dentro de estos métodos se encuentran aquellos que ocupan la densidad de los cuerpos para caracterizar el subsuelo, como la gravimetría; los que miden la capacidad magnética de los cuerpos, como la magnetometría, o los que ocupan las ondas mecánicas que se propagan en el medio para poder descifrar que es lo que se encuentra debajo, como la sísmica.

Una de las técnicas geofísicas que utiliza la resistividad del suelo como propiedad para localizar nuevas posibles zonas de explotación de recurso hídrico es el sondeo eléctrico vertical (SEV), el cual se popularizó debido a su fácil implementación y procesamiento de los datos, pero en este caso, debido al crecimiento urbano y por ende al poco espacio libre, es necesario aplicar técnicas diferentes como los métodos geofísicos electromagnéticos que resultan adecuados debido a su poca área de implementación y a su simplicidad logística, permitiendo bajos costos y gran calidad de datos (Corbo, 2006). Debido a que los recursos

hídricos a explorar en esta zona se encuentran relativamente a poca profundidad, las técnicas que utilizan frecuencias más altas son adecuadas para este tipo de exploración, por lo que se propone usar el método AMT (audiomagnetotelúrico), el cual trabaja en un rango de frecuencias adecuado para poder penetrar a la profundidad de exploración necesaria y poder tener una buena caracterización del subsuelo. En este caso, la técnica de AMT se basa en caracterizar la distribución de resistividad eléctrica y dependiendo de la estructura que se encuentra en el subsuelo, se pueden definir posibles fuentes de recurso (Vozoff, 1972).

Objetivos

General:

Caracterizar una zona del acuífero de Iguala, Gro. mediante integración de datos geofísicos electromagnéticos y datos hidrogeológicos.

Particular:

Identificar posibles zonas con potencial de explotación de agua subterránea para propiciar una óptima explotación del recurso.

1. Fundamentos Teóricos

1.1. El Método Magnetotelúrico

Generalidades

El método magnetotelúrico es un método de fuente natural que opera en el dominio de la frecuencia, en este caso el método a utilizar es la variante AMT (audiomagnetotelúrico), la cual trabaja en un rango de frecuencias entre de 10,000 y 10 Hz. El método tiene sus orígenes en la década de 1950 con los trabajos publicados de Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) que realizaron mediciones de la variación de campo eléctrico y magnético simultáneamente. Las variaciones de campo son asociadas principalmente a fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetosfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que se presentan en la atmósfera (Pous y Marcuello, 2003).

La implementación del método comenzó en ambientes geológicos relativamente simples, en los cuales se asume que predomina la estratigrafía horizontal; en los años setentas, el método tuvo presencia en la exploración petrolera pero no tuvo el éxito esperado ya que las técnicas de la prospección sísmica tenían mayor avance tecnológico. Sin embargo, para los años ochentas, las técnicas de instrumentación, procesado e interpretación en el método Magnetotelúrico (MT) mejoraron y el método en la actualidad se ha ampliado a otras áreas de trabajo como la búsqueda de recursos hídricos y en la exploración petrolera (Vozoff, 1972).

Con el mejoramiento del equipo se amplió también la profundidad de investigación de los 2 km hasta cientos de kilómetros y por lo tanto se empezó a utilizar en medios geológicos más complejos (Corbo, 2006).

1.2. Fundamentos del método electromagnético

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica pasiva de exploración, que mide simultáneamente las variaciones de campo magnético H y campo eléctrico E , utilizando las variaciones naturales del campo electromagnético que fluye en el subsuelo a diferentes profundidades. Ya que es un método de fuente natural es versátil y práctico en el campo, ya que no es necesario hacer grandes tendidos de cable ni la presencia de grandes fuentes de energía (Pous y Marcuello, 2003; Simpson y Bahr, 2005).

Esta técnica es la combinación de dos técnicas previas, el sondeo geomagnético profundo (GDS), el cual utiliza las observaciones de los campos magnéticos de los observatorios geomagnéticos, para conocer la distribución de la conductividad eléctrica a profundidad y el método telúrico, el cual mide los cambios de conductividad en el suelo a partir de observaciones hechas con dipolos eléctricos horizontales, permitiéndonos conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

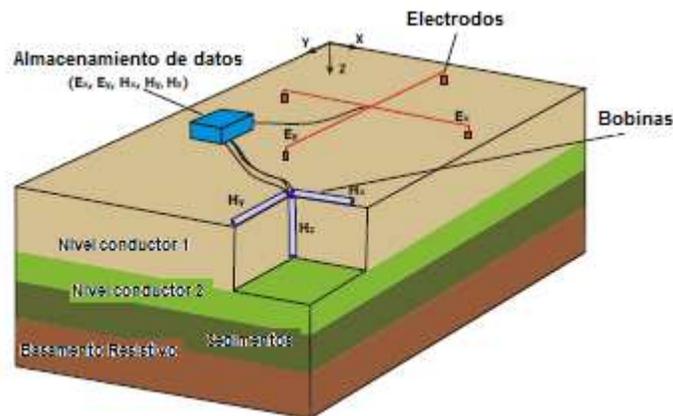


Figura 1. Modelo de implementación del equipo en campo (Gabàs, 2003).

La principal ventaja de este método es que se pueden alcanzar profundidades de exploración que van desde decenas de metros hasta el orden de kilómetros, lo cual para este caso es ideal ya que el recurso hídrico que se está buscando se encuentra dentro de este rango de penetración. Así, el diseño de la adquisición dependerá de la configuración del medio que se tenga, ya que la ubicación del recurso hídrico está en función de las características geológicas que se encuentren presentes en la zona de estudio.

1.3. Principios de Teoría Electromagnética

La principal ventaja de este método es que se pueden alcanzar profundidades de exploración que van desde decenas de metros hasta el orden de decenas de kilómetros, lo cual para este caso es ideal ya que el recurso hídrico que se está buscando se encuentra dentro de este rango de penetración. Así, el diseño de la adquisición dependerá de la configuración del medio que se tenga, ya que la ubicación del recurso hídrico está en función de las características geológicas que se encuentren presentes en la zona de estudio.

Las ecuaciones de Maxwell son la base para poder comprender los campos electromagnéticos, puesto que en ellas está basada toda la teoría que respalda este método. Con la ayuda de las ecuaciones de Maxwell es posible modelar a tamaño macroscópico las interacciones de la Tierra con los campos electromagnéticos que la rodean y así poder estudiar las estructuras en ella.

Según Serway (2009), las ecuaciones de Maxwell descritas de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = J_c + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (1)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campos Eléctricos} \quad (3)$$

$$\nabla \cdot B = 0$$

Ley de Gauss para
campos Magnéticos (No (4)
existencia de Monopolos)

“H” Intensidad de Campo magnético [A/m]

“E” Intensidad de Campo eléctrico [V/m]

“B” Vector de Inducción magnética [Wb/m²]

“D” Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

“J” Densidad de Corriente [A/m²]

Con base en las definiciones dadas por Orellana (1974), se pueden describir de la siguiente manera:

Ley de Ampere

Establece la relación entre los campos eléctrico y magnético, con corrientes eléctricas, también establece la relación simétrica de la inducción, como un campo eléctrico variable, puede generar un campo magnético y como consecuencia, una corriente eléctrica en un circuito.

Si se ve la ecuación en el segundo elemento de la igualdad, el primer factor representa la corriente de conducción, mientras que el segundo factor representa la corriente de desplazamiento lo que indica que toda variación de flujo eléctrico implica una corriente de desplazamiento J_c que representa la densidad de corriente de conducción.

Ley de Faraday (Inducción Electromagnética)

La Ley de Faraday explica cómo un flujo de campo magnético variable en el tiempo puede inducir en un circuito una corriente eléctrica.

También establece que el rotacional del campo eléctrico inducido por un campo magnético variable es igual a menos la derivada parcial del campo magnético con respecto al tiempo.

Ley de Gauss para campo eléctrico

Esta ecuación establece que el flujo eléctrico total a través de cualquier superficie cerrada es igual a la carga neta encerrada por la superficie dividida entre ϵ_0 , por lo que las líneas de campo eléctrico se originan en cargas positivas y terminan en cargas negativas.

Ley de Gauss para campo magnético

Para esta ecuación el flujo magnético a través de una superficie cerrada es cero, es decir, el número de líneas de campo magnético que entran a la superficie es igual al número de líneas que salen. Esto significa que en la naturaleza no existen monopolos magnéticos, sólo existen dipolos o multipolos magnéticos.

1.4. Relaciones Constitutivas

La propagación de las ondas electromagnéticas depende de dos factores: 1) De la naturaleza del medio y sus propiedades como la permitividad o constante dieléctrica, la permeabilidad magnética y la conductividad y 2) de la frecuencia de la onda electromagnética.

Para completar el sistema de ecuaciones se tienen las relaciones constitutivas, que describen la dependencia de la propagación electromagnética con el medio, como el medio es muy complejo se hacen algunas simplificaciones para poder estudiarlo, entre estas simplificaciones se asume que se está trabajando en un medio homogéneo, lineal e isótropo, de tal manera que se reduce el campo de parámetros del tensor de conductividad, de la siguiente manera:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yxx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \text{ se simplifica a: } \sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Según Serway (2009), se puede considerar a las relaciones constitutivas como casos puntuales de las ecuaciones de Maxwell en condiciones en las que el medio es considerado homogéneo, lineal e isótropo, entonces en este caso es posible utilizarlas, ya que establecen

la relación entre el comportamiento electromagnético de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas del medio de propagación.

1ª Relación Constitutiva

$$J = \sigma E \quad (5)$$

Esta ecuación es conocida también bajo el nombre de la forma puntual de la Ley de Ohm, donde: “ σ ” [S/m] corresponde a la constante de conductividad eléctrica de la sustancia y es igual a $\sigma = 1/\rho$ (ρ resistividad del material [$\Omega \cdot m$]), y responde a las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

Para hacer válida esta ecuación se asume que se está trabajando en un medio homogéneo, lineal e isotrópico, donde las componentes del tensor de conductividad quedan: $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, siendo las demás componentes iguales a cero, para el caso en el que el medio es anisótropo, se cumple que

$\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$ y las demás componentes iguales a cero, en el caso de que el medio sea el vacío $\sigma=0$ ya que la conductividad varía respecto a la dirección en que se aplica el campo eléctrico.

2ª Relación Constitutiva

$$B = \mu H \quad (6)$$

Donde

“ μ ” Es la permeabilidad eléctrica [H/m]

“ μ_0 ” Permeabilidad del vacío, $4\pi \times 10^{-7}$ [H/m]

La permeabilidad eléctrica está dada por la permeabilidad del vacío multiplicada por la permeabilidad relativa, la cual se refiere a la permeabilidad que posee el material con el que se está trabajando, matemáticamente:

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (7)$$

Para el caso de la segunda relación constitutiva, la permeabilidad magnética es una propiedad de los materiales, que depende de la interacción entre los campos magnéticos externos e internos y el movimiento de las cargas de estos, siendo ésta la capacidad del medio para atraer y hacer pasar a través de sí mismo los campos magnéticos existentes y la inducción magnética que aparezca en el interior del medio.

El caso en el que el campo interno quedara alineado con el campo externo, si ambos tienen la misma dirección, el campo total se incrementa, pero si tienen direcciones opuestas, el campo total disminuirá.

3ª Relación Constitutiva

La ecuación de relación entre el campo eléctrico y el campo de desplazamiento:

$$D = \epsilon E \quad (8)$$

Donde la permitividad eléctrica ϵ , es la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a un campo eléctrico y de esa forma cancelar parcialmente el campo dentro del material.

“ ϵ ” se puede poner en función de la permitividad eléctrica del vacío:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (9)$$

Donde, “ ϵ_0 ” es la permitividad del vacío, es decir, 8.85×10^{-12} (F/m), y la “ ϵ_r ” es la susceptibilidad magnética, la cual expresa el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético y “ ϵ_r ” es la permitividad relativa, que también se puede

expresar como la proporción entre la permitividad y la permitividad del vacío la cual se define como

$$\epsilon_r = 1 + \chi_e \qquad \epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \qquad (10)$$

1.5. Modelo Cuasiestacionario

Dentro de la simplificación de modelos, el modelo cuasiestacionario se utiliza para caracterizar conductores y considera fenómenos variables en el tiempo. Es válido únicamente para bajas frecuencias, puesto que se aproxima al comportamiento de frecuencia cero o corriente continua (Vozoff, 1991).

De la Ley de Ampere se asume que las corrientes de conducción son nulas, por lo que queda:

$$\nabla \times H = J_c \qquad (11)$$

Así, junto con las relaciones constitutivas 2 y 3, y los valores en el espacio libre de “ ϵ_0 ” y “ μ_0 ” las ecuaciones de Maxwell quedan (Stanley y Gerald, 1987):

$$\nabla \times H = \sigma E \qquad (12)$$

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \qquad (13)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \qquad (14)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \qquad (15)$$

Así se define la ecuación de onda para campo Eléctrico y Magnético como:

$$\nabla^2 E - \mu\epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} - \sigma\mu \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \qquad (16)$$

$$\nabla^2 H - \mu\epsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} - \sigma\mu \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \qquad (17)$$

Una vez deducida la ecuación de onda, se obtiene una constante, la cual involucra las propiedades de propagación del subsuelo.

$$\gamma^2 = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (18)$$

Dado que la constante de propagación es un número complejo, se propone que:

$$\gamma = \alpha + i\beta \quad (19)$$

Donde alfa es la constante de fase y beta la constante de atenuación, que para el modelo cuasiestacionario quedan de la siguiente manera:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (20)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (21)$$

1.6. Ecuaciones del Método Magnetotelúrico

Según Simpson y Bahr (2005), existen varias premisas que son condicionantes para establecer las ecuaciones del método magnetotelúrico. A continuación se describen detalladamente:

La Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorbe, por lo que se trata de un medio pasivo.

Todos los campos son tratados como conservativos y analíticos lejos de la fuente.

El campo electromagnético considerado como fuente se haya lo suficientemente lejos para asumir el comportamiento de onda plana.

Se asume que no hay acumulación de cargas libres en el subsuelo por lo que la ley de Gauss para el campo eléctrico vale cero. Sin embargo, en el campo si se manifiestan pequeñas acumulaciones de cargas, las cuales generan el fenómeno de *static shift*.

Para las frecuencias en las que trabaja el método magnetotelúrico se considera la aproximación cuasiestática, es decir, que las corrientes de desplazamiento pueden ser despreciadas comparadas con las corrientes de conducción.

Las variaciones que pudiera experimentar la conductividad son de magnitud mayor que las que pudiera experimentar la permitividad eléctrica o la permitividad magnética de las rocas.

Finalmente se asume que los campos eléctricos y magnéticos varían en el tiempo es decir

$$e(r,t) = E(r,t)e^{i\omega t} \quad h(r,t) = H(r,t)e^{i\omega t} \quad (22)$$

Cualquier variación en la permitividad eléctrica y en la permeabilidad magnética de las rocas es comparada insignificadamente con la variación en la conductividad eléctrica de las rocas.

Se considera el dominio de la zona lejana, que es la relación que guardan las componentes respecto a la distancia (r) a la que se encuentran separadas la fuente y el punto de muestreo, de igual manera se involucran las propiedades del medio así como de la frecuencia, lo cual se puede ver como la relación que se tiene entre la fuente y la distancia “r” de separación al punto de muestreo o la profundidad de penetración δ (Zonge y Hughes, 1986).

$$|\gamma R| \gg 1, \text{ donde } |\gamma R| \text{ es el número de inducción}$$

Con estas aseveraciones las ecuaciones de Maxwell quedan escritas en el dominio de la frecuencia como:

$$\begin{array}{ll} \nabla \times H = J & \text{Ley de Ampere} \\ \nabla \times E = -i\omega\mu H & \text{Ley de Faraday} \end{array} \quad (23)$$

$$\begin{array}{ll} \text{Jaja, vale} & \text{Ley de Gauss para campos} \\ \nabla \cdot E = 0 & \text{el\u00e9ctricos} \end{array} \quad (25)$$

$$\begin{array}{ll} \nabla \cdot B = 0 & \text{Ley de Gauss para campos} \\ & \text{magn\u00e9ticos} \end{array} \quad (26)$$

1.7. Funciones de respuesta magnetotel\u00fcrica

A partir de las ecuaciones anteriores, es posible deducir las funciones de respuesta magnetotel\u00fcricas.

Impedancia

La impedancia seg\u00fan Vozoff (1972), como funci\u00f3n del periodo T, contiene informaci\u00f3n sobre la resistividad el\u00e9ctrica a distintas profundidades. Para el m\u00e9todo magnetotel\u00fcrico consiste en registrar al mismo tiempo y durante un mismo periodo de tiempo, las variaciones temporales de cuatro componentes, de las cuales dos son magn\u00e9ticas Hx, Hy y dos el\u00e9ctricas Ex y Ey, donde "x" y "y" son direcciones horizontales.

Por lo tanto, la impedancia est\u00e1 dada en el dominio de la frecuencia y es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales de campo el\u00e9ctrico E y del campo magn\u00e9tico H.

Est\u00e1 definida por la siguiente relaci\u00f3n:

$$Z = \frac{E}{H} \quad (27)$$

$$\begin{array}{l} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{array} \quad (28)$$

En estas ecuaciones los campos y las magnitudes son complejas, as\u00ed estos coeficientes forman las componentes de un tensor de 2x2, lo que da un tensor de impedancia que depende de la distribuci\u00f3n de la conductividad del subsuelo, y as\u00ed, con la impedancia (Z) para cada frecuencia o periodo se podr\u00e1 conocer la estructura del subsuelo en t\u00e9rminos de la resistividad el\u00e9ctrica del medio.

Dado que la impedancia Z es compleja posee parte real e imaginaria. Por lo tanto, cada componente Z_{ij} , de Z , no sólo tiene una magnitud, sino también una fase. A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias se puede calcular las resistividades y los ángulos de fase, utilizando las expresiones (Vozoff, 1972):

$$\rho_{a,ij(\omega)} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \text{y} \quad \phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (29)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente.

Tipper o Función de Transferencia Geomagnética.

Con base en el trabajo de Vozoff (1972), el *tipper* relaciona la componente vertical del campo magnético con sus componentes horizontales:

$$H_z = [T_x T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (30)$$

Donde T_x - T_y son las funciones de transferencia geomagnética, éstas son magnitudes complejas y dependerán de la conductividad eléctrica del medio. El vector real de estas magnitudes está sobre el plano x - y , y tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras del medio por lo que su representación en un mapa es útil para localizar la distribución en planta de las estructuras anómalas.

Para el caso en el que se trate de un medio 2D, y el *strike* se encuentre orientado con una dirección de $\Phi \pm 90^\circ$ del eje x , la relación de las componentes del campo magnético se expresa (Vozoff, 1972)

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (31)$$

T_x y T_y , tendrán la misma fase y se asume que se encuentran libres de ruido por lo que la división de T_x/T_y es un numero real, y el ángulo Φ , para que las componentes horizontales mantengan el ángulo (coherencia) con la componente vertical, se expresa como,

$$\phi = \arctan\left(\frac{T_y}{T_x}\right) \quad (32)$$

El tamaño de la dimensionalidad 3D es la diferencia entre el eje principal de dirección, obtenido por el tensor de impedancias rotado y los obtenidos del campo horizontal y vertical, llamado en la literatura como *Tipper skew*, este sesgo es cero siempre y cuando la parte real y la imaginaria de H_z sea coherente con la misma componente horizontal, de la estructura 2D.

$$TipperSkew = \frac{(A_r^2 + B_r^2) \tan^{-1}(A_r / B_r) - (A_i^2 + B_i^2) \tan^{-1}(A_i / B_i)}{T} \quad (34)$$

De T_x y T_y se puede calcular una H_z estimada y determinar si es coherente con la medida de la componente vertical

La coherencia se calcula mediante:

$$coh(H_z H_z^{pred}) = \frac{A^*(H_z H_x^*) + B^*(H_z H_x^*)}{(H_z H_x^*)^{1/2} [AA^*(H_x H_x^*) + BB^*(H_y H_y^*)]^{1/2}} \quad (35)$$

Estas dos ecuaciones juntas describen la relación de H_z con las dos componentes horizontales, y muestra la importancia de la localización lateral de los cambios de conductividad y la facilidad de interpretación de H_z .

Cercano a las estructuras de dimensionalidad 2D, el *tipper* puede ser comparado directamente con las componentes de campo vertical o horizontal y comparar la relación con otros modelos (Vozoff, 1972).

Penetración Nominal o *Skindepth*

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor “e”, de su valor en la superficie y tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas, por lo tanto la impedancia como función del periodo T, contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De tal forma se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy socorrido para mapear estructuras resistivas de gran tamaño Vozoff (1972).

La penetración del campo dependerá del periodo de sondeo y de la conductividad de las estructuras en la Tierra, siendo que a una mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor profundidad según Vozoff (1972).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad [\text{m}] \quad \approx \frac{1}{2} \sqrt{\rho f} \quad [\text{Km}] \quad \text{o} \quad \delta = 503 \sqrt{\rho / f} \quad [\text{m}]$$

donde $\omega=2\pi f$ que es la frecuencia angular, μ es la permeabilidad magnética y ρ es la resistividad aparente del subsuelo, δ es la profundidad en km, la resistividad ρ en ohm.m y el periodo T en segundos.

1.8. Variantes del método magnetoteléurico

Aunque en este trabajo se hace hincapié en el método magnetoteléurico como una técnica de fuente natural, en general, se puede dividir en dos variantes principales, las de fuente natural y las de fuente controlada o artificial, entendiendo por fuente natural la que involucra campos electromagnéticos que existen en la naturaleza como la radiación solar, la actividad meteorológica; por el contrario se tienen los de fuente controlada, que son campos electromagnéticos que son producidos por el hombre, como microondas, líneas de alta tensión entre otros.

Tabla 1. Clasificación de los métodos magnetotelúricos de acuerdo a la variación de la frecuencia.

<i>FUENTE NATURAL</i>		
Método	Frecuencia de Trabajo [Hz]	Profundidad de estudio
Magnetotelúrico (MT)	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^1$	1 – 250 km
Audiomagnetotelúrico (AMT)	$1 \times 10^1 - 1 \times 10^4$	0.1 – 5 km
<i>FUENTE CONTROLADA</i>		
Audiomagnetotelúrico con fuente artificial (CSAMT)	$1 \times 10^3 - 15 \times 10^3$	10 m – 1.5 km
Radiomagnetotelúrico (RMT)	$15 \times 10^3 - 1 \times 10^6$	0 – 5 km

1.9. Distorsión magnetotelúrica

Existen algunos fenómenos que modifican las respuestas magnetotelúricas y que se reflejan en las curvas de resistividad aparente y de fase. Estos fenómenos se pueden agrupar en dos rubros: la distorsión inductiva (si influye pero es de menor magnitud, por lo que no se corrige) y la distorsión galvánica, la cual es importante, pues su magnitud es considerable y se refleja en las curvas de resistividad aparente como un desplazamiento constante a lo largo de todo el intervalo de frecuencias.

La distorsión galvánica proviene del campo eléctrico primario, el cual produce cargas eléctricas, dando lugar a variaciones de conductividad a lo largo de zonas de transición o fronteras, el exceso de carga resulta en un campo eléctrico secundario, esto se produce por la presencia de cuerpos o estructuras tridimensionales que se encuentren en los primeros metros del subsuelo, las cuales responde a un campo eléctrico, lo que provoca la acumulación de cargas en las fronteras de las estructuras superficiales no inductivas y de pequeña escala. Esto crea un campo eléctrico local que puede modificar de forma significativa y en todo el rango de frecuencias, las medidas de la resistividad eléctrica y de la fase. Esta modificación sobre las respuestas se llama distorsión galvánica (Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Gabàs, 2003).

Los efectos inductivos siguen la ley de Faraday donde la derivada en tiempo del campo primario induce un exceso de corrientes, dando lugar al vértice en donde las corrientes fluyen y se cierran en pequeños vértices provocando el campo secundario el cual se suma vectorialmente al primero, siendo el segundo campo auto inductivo el cual se puede expresar como la derivada en tiempo del potencial vectorial, la clasificación de las corrientes verticales inducidas por el campo secundario asociadas a corrientes secundarias, dan origen al efecto galvánico (Jiracek, 1990).

Las distorsiones galvánicas tienen un alcance local y actúan en cada estación magnetotelúrica de manera independiente por lo que el comportamiento del campo eléctrico creado por el cuerpo enterrado a poca profundidad provoca este tipo de distorsión (Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Gabàs, 2003).

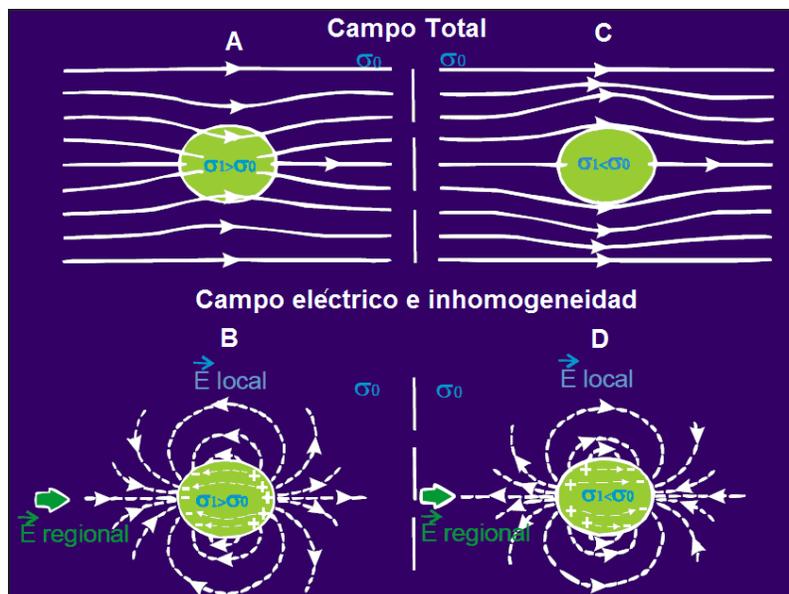


Figura 2. Campo eléctrico e inhomogeneidad.

A) Campo eléctrico medido en el caso de que la inhomogeneidad sea más conductora que el medio, Cuando un cuerpo es más conductor que el medio que le rodea, la estructura canaliza las líneas de corriente a través de él facilitando su paso B) Distorsión galvánica provocada, C) Campo eléctrico total en el caso de que la inhomogeneidad sea más resistente que el medio, el cuerpo tiene una resistividad superior a la del medio, éste se comporta como si fuera un obstáculo y obliga a las líneas de corriente a bordear su contorno. D) Distorsión galvánica provocada. El campo eléctrico medido, es en realidad la suma del campo eléctrico regional y el campo eléctrico local (Jiracek, 1990).

1.10. Corrección por *static shift*

El fenómeno de *static shift* puede ser originado por cualquier cuerpo subterráneo superficial que presente características que se reflejen como un contraste de conductividad a profundidad y una pérdida de dimensionalidad a la penetración de los campos electromagnéticos. Conductividades discontinuas provocan distorsiones locales de las amplitudes de los campos eléctricos como consecuencia de la conservación de las cargas eléctricas, por lo tanto causando variaciones de la impedancia las cuales pueden aumentar o disminuir en un factor de escala real. Estas cargas eléctrica se obtiene de la derivada de la ecuación de dispersión en la que se asume que $\nabla \cdot E = 0$, en este caso cuando una corriente atraviesa una discontinuidad las cargas se acumulan a lo largo de la discontinuidad, lo que se interpreta en las curvas de resistividad aparente como "estática" porque, a diferencia de la inducción, la conducción no es un proceso dependiente del tiempo (Simpson y Bahr, 2005).

El *static shift* se presenta con mayor frecuencia en entornos altamente resistivos, donde la presencia de heterogeneidades conductoras de pequeña escala tienen más efecto sobre los campos eléctricos. Sin embargo, una respuesta no inductiva comúnmente se asocia a efectos galvánicos, en ocasiones este efecto se asocia a ambientes geoelectricos complicados que afectan la fase, causando una mezcla de las diferentes polarizaciones, siendo el *static shift* un subconjunto de estos tipos de efectos galvánicos (Simpson y Bahr, 2005).

El *static shift* no depende del tiempo y no afecta la fase, de hecho, la presencia del *static shift* es más fácil de identificar en los datos de resistividad aparentes ya que en las curvas de resistividad se distingue un desplazamiento de las curvas una respecto a la otra, por lo que se ven curvas separadas, mientras que las curvas de la fase se mantienen juntas.

El *static shift* provoca un desplazamiento independiente en la frecuencia para cada curva de resistividad aparente, las curvas son paralelas a su verdadero nivel, pero se escalan por factores reales. El factor de escala o *static shift* no se puede determinar directamente a partir

de datos de MT registradas en un solo sitio. Un cambio paralelo entre dos polarizaciones de las curvas de resistividad aparente es un indicador fiable de la presencia del fenómeno de *static shift*. Sin embargo, la falta de cambio entre dos curvas de resistividad aparente no garantiza necesariamente una ausencia de *static shift*, ya que las dos curvas pueden ser alteradas por el mismo valor, haciendo imperceptible la presencia del fenómeno, por lo que el nivel correcto de las curvas de resistividad aparente puede estar encima, debajo o entre los niveles medidos. Si los datos de MT se interpretan a través de 1D un modelo, sin corregir por *static shift*, la profundidad a un cuerpo conductor se desplazará por la raíz cuadrada del factor por el que la resistividades aparente se cambian de puesto, y el modelo de resistividad se desplaza a un modelo 2D y/o modelo 3D, estos modelos pueden contener estructuras extrañas si se ignora el fenómeno de *static shift*. Por lo tanto, los datos adicionales o supuestos con frecuencia son requeridos (Simpson y Bahr, 2005).

Las correcciones para *static shift* pueden clasificarse en tres grandes métodos:

- 1) Correcciones de periodos cortos, es decir, de las mediciones cerca de la superficie (por ejemplo, TEM, DC).
- 2) Estadística (promedios), tiende a dar una relación, en lugar de valores absolutos del *static shift*, esta técnica es buena para conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo.
- 3) Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnética.

2. Entorno Natural

El área de estudio está delimitada por el área con coordenadas UTM WGS84:

Norte: 14 Q 431000, 457000

Oeste: 14 Q 2021000, 2038000

El área de estudio delimitada por el grupo de trabajo de hidrogeología, geográficamente colinda al norte con el cerro Silleta; al noreste, con los cerros El Embocadero y La Carbonara; al noroeste con el cerro El Encinal; al oeste con el cerro Grande; al este con la Laguna de Tuxpan y con los cerros Tuxpan y El Jumil; al sureste con la presa Valerio Trujano; al sur con el cerro El Tehuehue y al suroeste con el cerro El Uchal.

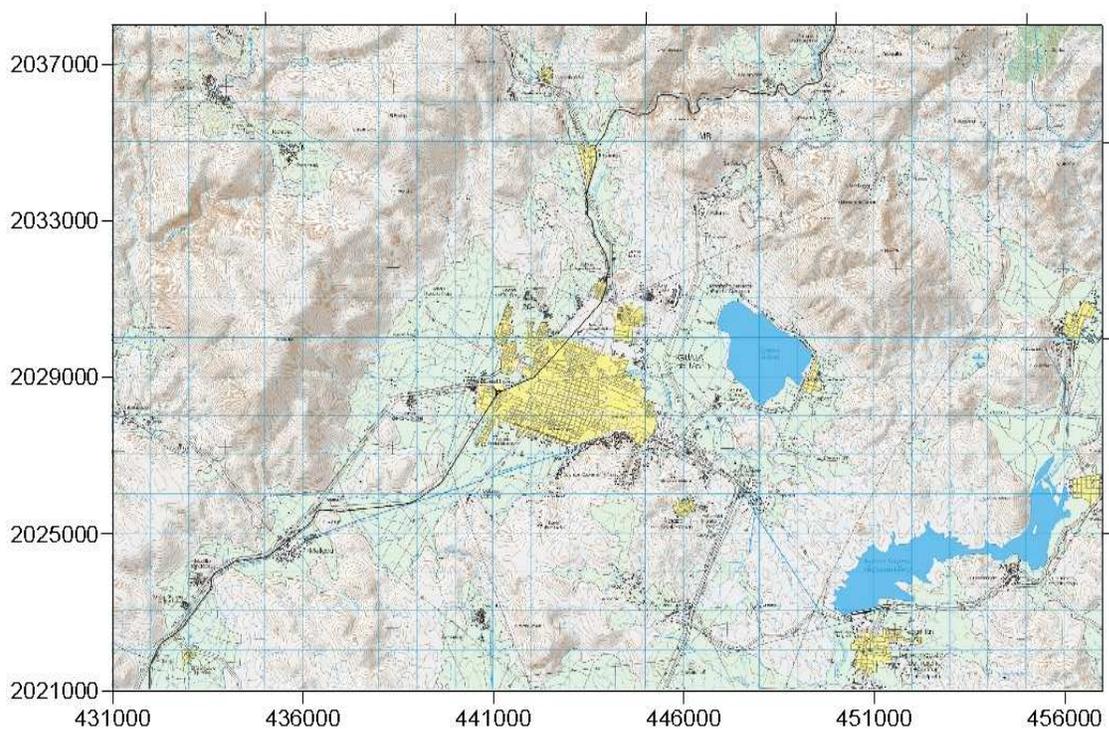


Figura 3. Cuadrángulo de trabajo (INEGI, 1998).

Temperatura media anual.

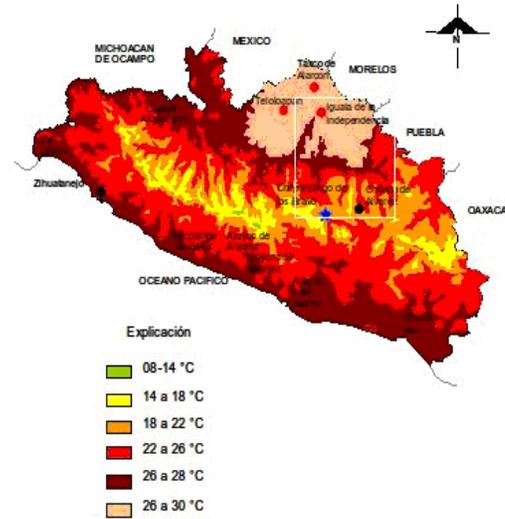


Figura 5. Temperatura media Anual del estado de Guerrero (CNA, 2005).

Con base en la información de la carta de temperaturas medias anuales de INEGI, las temperaturas mínimas medias se tienen en las partes altas hacia Taxco, con valores de 16°C, y las máximas en las partes topográficamente más bajas con valores de hasta 28°C, siendo la temperatura media anual en la zona de Iguala de 34°C, según CONAGUA (2006) con un registro de 34 años.

Precipitación media anual.

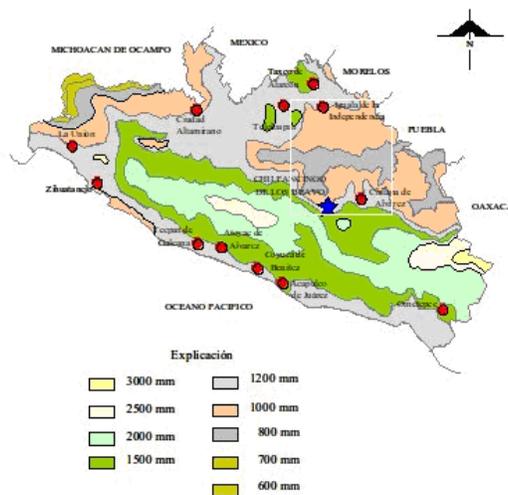


Figura 6. Precipitación media anual del estado de Guerrero (CNA, 2005).

De acuerdo con la información de la carta de precipitación media anual de INEGI, las precipitaciones máximas se tienen en las partes altas hacia Taxco, con valores de 1200 mm y las máximas en las partes topográficamente más bajas con valores de hasta 800 mm anuales, donde como resultado en la zona una precipitación media de 1006.5 mm.

Según datos de CONAGUA (2006) de la estación Iguala, con clave 12047 con 34 años de registro se obtuvieron valores promedio de precipitación media de 940.6 mm/año.

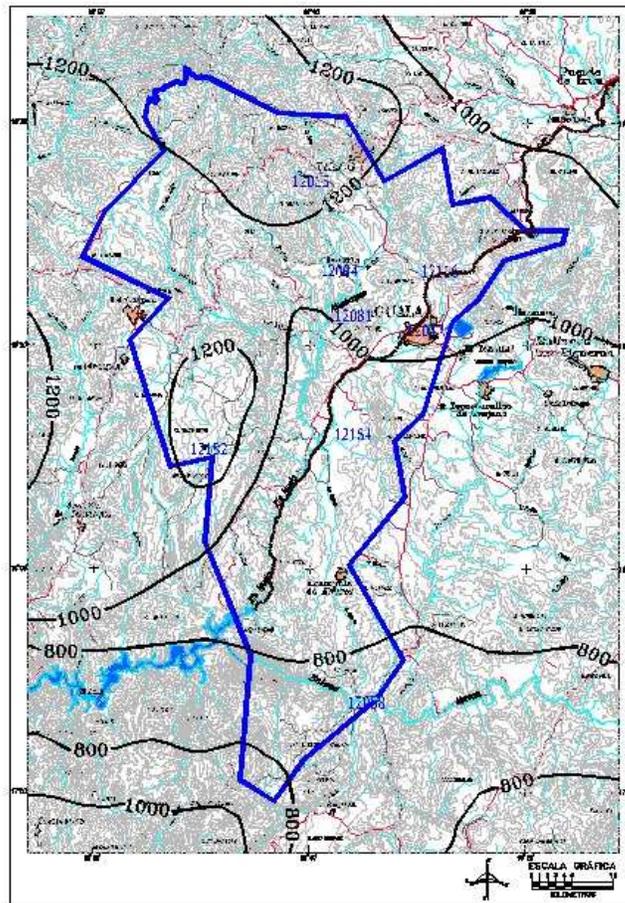


Figura 7. Carta de isoyetas medias anuales escala 1:000 000 (CNA, 2005).

Evaporación

De acuerdo a estudios reportados por CONAGUA (2006), en la zona de Iguala se presenta una evaporación potencial media anual, de 2300 mm/año según los datos de la estación climatológica de Iguala con clave 12047.

2.2. Geología

Geología Regional

A continuación se describirá de base a cima la geología regional de acuerdo a la columna estratigráfica de la Figura 8.

Estratigrafía

Formación Taxco el Viejo

Esta unidad fue nombrada así por Fries (1960), está formada por rocas de color verde ligeramente metamorfizadas que afloran al oriente del pueblo de Taxco El Viejo, al igual afloran en una pequeña porción al norte de Iguala, estas rocas constituyen la unidad más antigua de la zona, y compuesta por tobas y lahares, con algunos intervalos de grauvacas y pizarras negras, que sufrieron metamorfismo dando origen a clorita. No existen datos referentes a su edad, pero por su relación angular con la formación Acuitlapan se puede inferir que puede pertenecer al Triásico Tardío o quizás al Jurásico Temprano, lo que si se tiene claro es que esta formación se encuentra por debajo de los carbonatos del Cretácico Inferior por lo que podemos decir que el esquisto Taxco pertenece a lo mucho al Precretácico sin más precisión (Hernández, 1995).

Formación Chilacachapa (Kic)

Esta formación aflora exclusivamente en una franja casi Norte-Sur en la parte septentrional–central del estado y ha sido descrita por Fries (1960).

Su litología consiste en caliza arcillosa muy cristalizada de estratificación delgada, grainstones-packstones de peloides, que se intercala con lutitas, son visibles algunos intervalos de espesor considerable de wackestones de bioclastos, brechas, lodositas recristalizadas, al igual se encuentran secuencias de espesor considerable de dolomías arcillosas y calizas orgánicas.

Sin conocer la base, se le asume un espesor promedio de 650 m en la sierra de Chilacachapa, y se le asigna una edad del Aptiano–Albiano. La sobreyacen concordantemente las calizas de la Formación Morelos (Hernández, 1995; Fritz, 1999).

Anhidrita Huitzucó

Esta unidad fue definida por Fries (1960) como un miembro de la Formación Morelos, de poco espesor, constituida por anhidrita laminada inalterada y casi en estado puro, siendo el material superficial yeso. Esta unidad evaporítica aflora en la parte occidental de la cuenca del alto Balsas subyaciendo o intrusionando en forma diapírica a la Formación Morelos. Aflora en la sierra de Coacoyula entre el río Cocula y el poblado de Coacoyula en la Sierra de Cieneguillas al oriente de Tlacotepec.

En el área de estudio la Anhidrita Huitzucó subyace concordantemente a la formación Morelos, mientras que hacia su base no es posible determinar su relación con otras unidades, su relación llega a ser discordante en muchas zonas, en forma de diapiros que cortan las unidades jóvenes.

Su edad no es muy clara, pero se considera que el alcance estratigráfico inferior en su parte central puede extenderse al Aptiano, debido a que coexisten estratos fosilíferos de otra formación que contraiga esta teoría (Hernández, 1995).

Formación Morelos (Klm)

Para la formación Morelos en términos generales se puede hacer una subdivisión de facies lagunares evaporíticas y de plataforma para la Formación Morelos ya que es la de mayor extensión territorial, con un predominio en las regiones Centro y Norte, con afloramientos en La Montaña y en menor grado en Tierra Caliente.

El espesor varía considerablemente, cerca de Iguala, pues se le estima en 400 m, mientras que más al norte alcanza los 1130 m. La formación presenta un contacto inferior de tipo tectónico con las formaciones; Esquisto Taxco, Complejo Acatlán y otras formaciones más antiguas, con la Formación Zicapa presenta un contacto transicional, mientras que el contacto superior, con la Formación Cuautla, es discordante. Es importante mencionar que

la Formación Morelos va cambiando de litología en el curso aguas abajo del río Balsas, de rocas de tipo plataforma que van de calizas y dolomías interestratificadas con cantidades variables de pedernal y fósiles silicificados, estas últimas con evidencias de vulcanismo que indican facies de eugeosinclinal (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981; CNA, 2005).

La Formación Morelos varía ampliamente en edad de una parte a otra. En términos generales, en el occidente alcanza el Cenomaniano Tardío y hasta el Turoniano Temprano en los alrededores de Chilapa (Hernández, 1995; Fritz, 1999).

Formación Cuautla (Ksc)

La Formación Cuautla aflora en la región norte en forma muy irregular, así como en la región central, y es posible encontrar pequeños afloramientos de la formación al sur del río Balsas.

Fries (1960), designa a los extensos afloramientos de rocas calizas que se localizan entre las ciudades de Cuernavaca y Cuautla, pertenecientes a la formación Cuautla, en ellos es posible ver las facies gruesas de la Formación Cuautla las cuales son semejantes a las de la Formación Morelos que le infrayace, por lo que se logra percibir la semejanza en su estratificación, estructura y textura, siendo diferencia notable la escasez de dolomita y la resistencia a la erosión, debido al menor desarrollo de rasgos cársticos.

Las capas van de gruesas a masivas, y están compuestas de calcilutita, calcilimolita y calcarenita, de color gris claro, con presencia de pedernal.

La Formación Cuautla descansa discordantemente sobre la Formación Morelos con espesores que van de los 15 m a más de 750 m. Su contacto con la Formación Mezcala, que la sobreyace, es concordante y transicional, se considera esta formación como del Cenomaniano Tardío - Turoniano (Hernández, 1995; Fritz, 1999).

Formación Mezcala (Ksm)

La Formación Mezcala se hace presente, tanto en la región norte como en la centro, y es posible ver potentes afloramientos de más de 100 km de largo, así como numerosos afloramientos de menor dimensión. Presenta un contacto inferior con la Formación Cuautla

el cual es concordante y transicional, su contacto superior es discordante debajo de la Formación Tetelcingo y de la cobertura terciaria.

Su litología responde a una sucesión de capas interestratificadas de areniscas, limonitas y lutitas calcáreas con escasos lentes de caliza clástica, que yacen sobre la Formación Cuautla: Su localidad tipo, como su nombre lo indica, se refiere al pueblo y al río situado en el km 220 de la carretera México-Acapulco. Muestra poca resistencia a la erosión y tiende a formar planicies bajas. En el área, la litología de esta formación, muestra una depositación normal, en su base presenta estratos delgados de caliza, con capas interestratificadas de lutita, limonita, arenisca y un conglomerado de gravas.

La caliza es arcillosa, de color gris oscuro a negro y de una textura fina, el espesor de las capas varía de unos cuantos centímetros hasta un metro. El espesor total de la formación no se pudo determinar, ya que varía mucho de lugar a otro y su cima se presenta erosionada.

La edad de la base varía entre Turoniano y Coniaciano Temprano. Así mismo, se ha podido establecer que su alcance estratigráfico superior es más amplio de oriente a poniente (Hernández, 1995; Fritz, 1999; CNA, 2005).

Formación Balsas (Tb)

La Formación Balsas es la más importante y más antigua del Terciario continental, presenta afloramientos de magnitudes variables, tanto al sur como al norte del río Balsas, con grandes variaciones en su litología.

La distribución de las diferentes litologías no es uniforme en sentido horizontal ni vertical y el espesor varía desde unos cuantos metros hasta 2.5 km, pero, por lo general, se encuentra entre 300 y 500 m. La formación presenta en todas sus partes casi sin excepción una inclinación que va de moderada a fuerte de 10° a 70°.

Por litología y relación tectónica del grupo con rocas plegadas, se considera un depósito de tipo molasse continental. En la zona de estudio este grupo está constituido de conglomerados calizos, cementados por material limoso y arcilloso, interestratificados con areniscas, limonitas y lutitas, con presencia de delgadas capas de yeso intercaladas. El grupo se encuentra suprayaciendo a la Formación Mezcala, en discordancia angular, y una

inclinación moderada de 20° a 30° (Hernández, 1995; Fritz, 1999; CNA, 2005). Fries (1956) asigna una edad de fines del Eoceno a principios del Oligoceno.

Formación Tilzapotla (Riolita Tilzapotla) (Yvt)

La edad que se le asigna a esta formación es del Oligoceno Medio-Mioceno Temprano en correlación con otras formaciones originadas por el vulcanismo ignimbrítico, presenta una litología predominante de brecha tobácea riolítica y no se tienen indicios de su posible espesor (Hernández, 1995; Fritz, 1999).

Depósitos Aluviales

Estos depósitos aluviales rellenan las partes bajas de los valles, como el de Chilpancingo, Tixtla, Santa Catarina, Huamuxtitlán e Iguala y son en su mayor parte depósitos fluviales aportados por las corrientes que drenan estos valles.

Los depósitos fluviales se observan principalmente a lo largo de los cauces de los ríos del área, los sedimentos aluviales están principalmente asociados a la parte alta de las sierras en donde forman y rellenan las depresiones de la misma.

Los sedimentos fluviales están constituidos por conglomerados sin consolidar, cuyos componentes son fragmentos de rocas volcánicas, tobas, rocas intrusivas y calizas; son subangulares a subredondeadas y normalmente se encuentran en una matriz arcillo-arenosa de la misma composición.

Los depósitos aluviales están constituidos por material fino a arenoso sin consolidar, constituido principalmente por arcillas y arenas derivadas de la denudación de las partes altas de las sierras.

Por sus características sedimentológicas, relaciones estratigráficas y estructurales, se deduce que pertenecen al Reciente (CONAGUA, 2006).

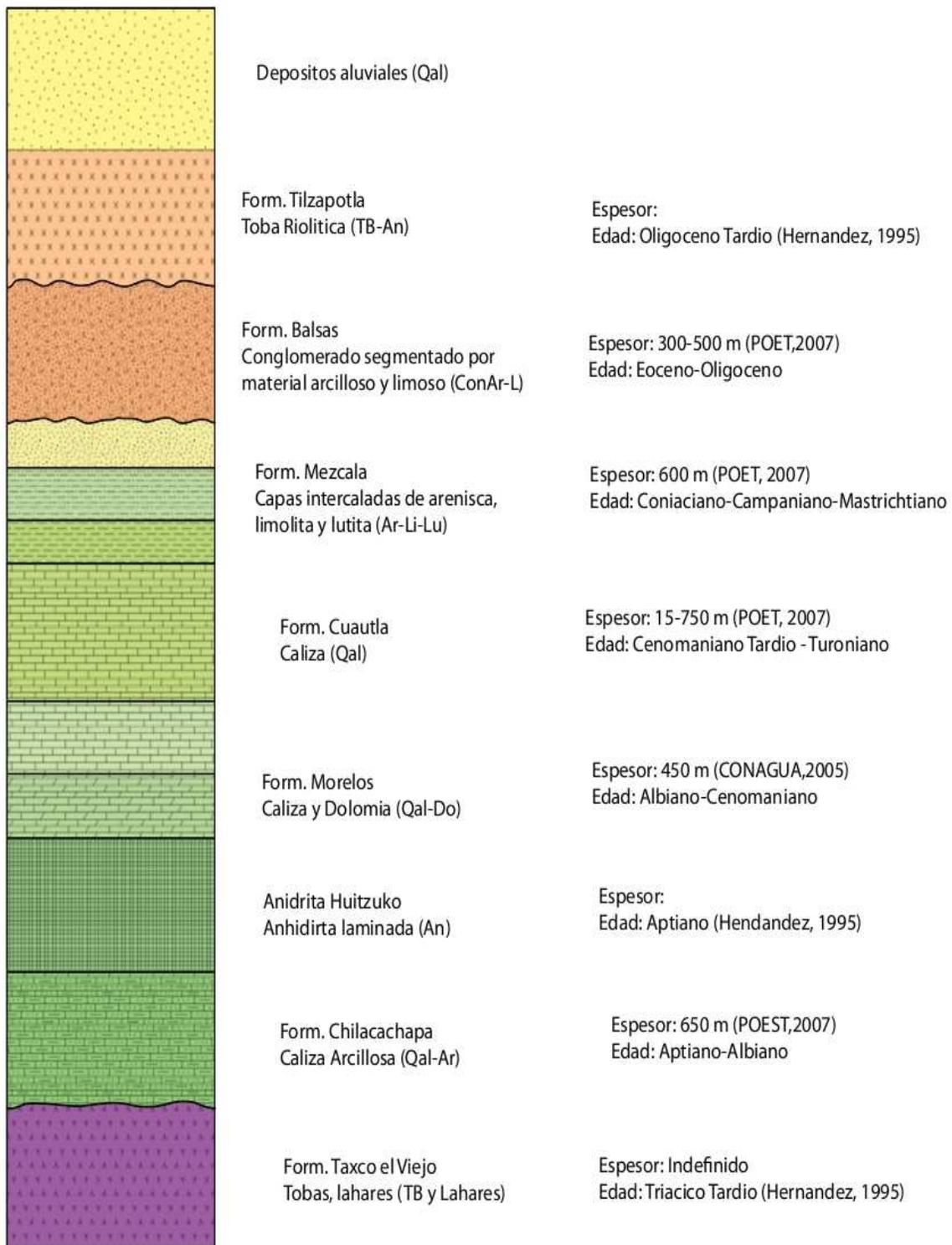


Figura 8. Columna Estratigráfica (Hernández, 1995; CONAGUA, 2006; POET, 2007).

Mapa Geológico de la Ciudad de Iguala de la Independencia.

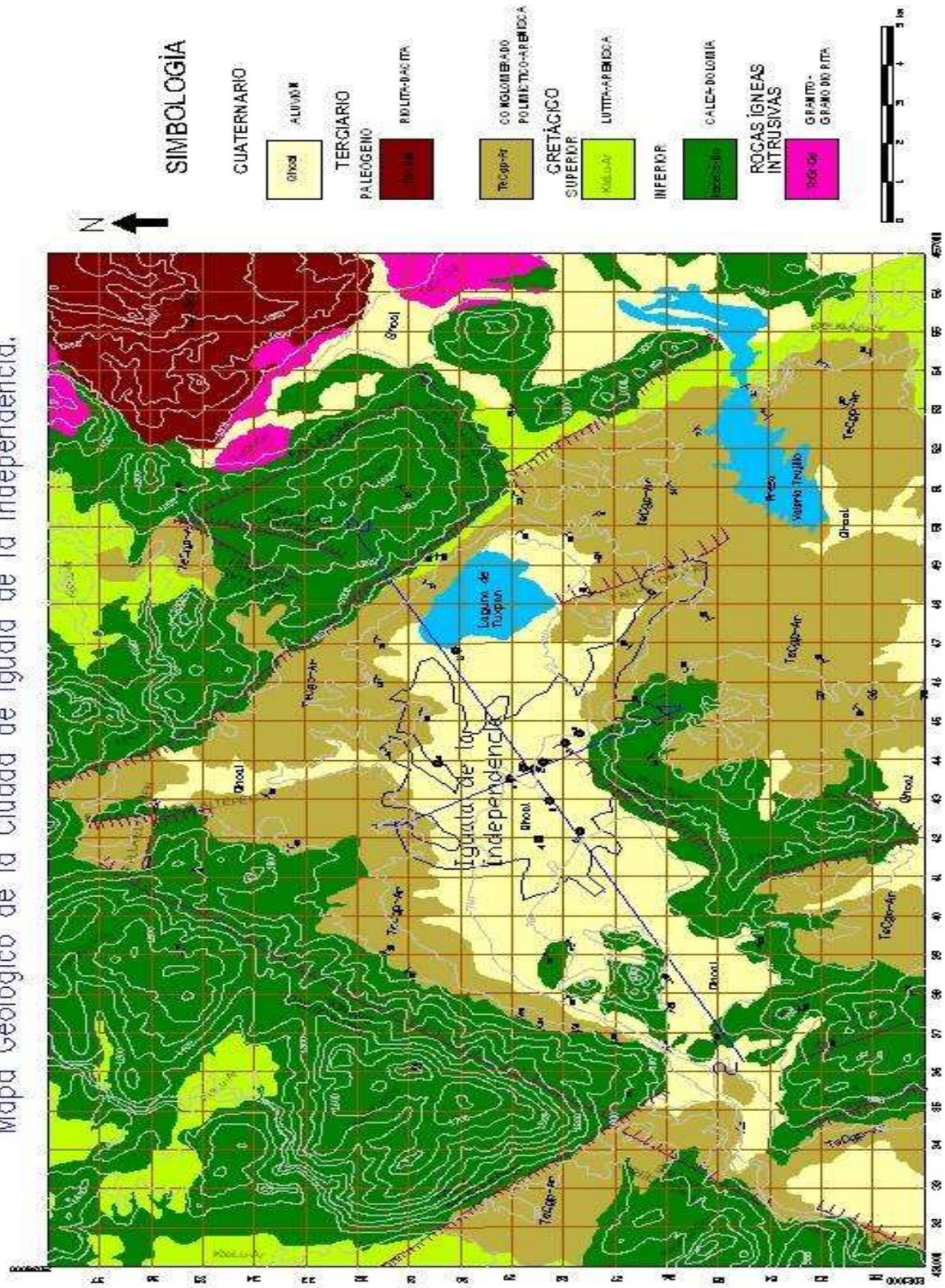


Figura 9. Mapa Geológico del Municipio de Iguala de la Independencia (SGM, 2004).

Tectónica

El régimen tectónico en las costas del estado de Guerrero, en la parte central de México, es dominado por la subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica.

El relieve que conforman actualmente los bloques de terrenos tectónicos, guardan una relación estrecha con la compleja evolución tectónica a que estuvieron sujetos, específicamente durante la deformación compresiva Laramídica, evento tectónico que generó el plegamiento de las carpetas sedimentarias mesozoicas; por otra parte, de manera menos trascendente la actividad ígnea extrusiva e intrusiva, ocasionó modificaciones en el relieve asociado al plegamiento, en donde estos procesos exógenos (vulcanismo) y endógenos (intrusiones) produjeron un rejuvenecimiento de las características topográficas de la región en donde ocurrió su emplazamiento, configurando la unidad geomorfológica de sierras.

El estado de Guerrero se divide en 3 terrenos: Guerrero, Mixteco y Xolapa, y una plataforma “Guerrero – Morelos”, en la cual el terreno Guerrero se subdivide en 5 subterrenos. En este caso, el terreno en estudio es la Plataforma “Guerrero – Morelos” y presenta una relación muy cercana al terreno Mixteco, el cual aflora en la parte nororiental del estado. Es el único de los terrenos del estado al que se le conoce basamento, constituido por el Complejo Acatlán, del Paleozoico inferior, cubierto en forma inferior, cubierto en forma aislado por sedimentos del Pérmico, más ampliamente por una secuencia del Jurásico y, por último, por una secuencia de calizas del Albiano, mejor desarrollada en lo que constituye la plataforma Guerrero-Morales (Ramírez-Espinosa, et al. 1982).

La localización del límite entre los terrenos Guerrero y Mixteco no está bien definida. La porción más lejana del Complejo Acatlán que aflora en la parte occidental cabalga sobre carbonatos cretácicos a lo largo de la falla inversa del Papalutla (De Cserna *et al.*, 1980). Para algunos autores, los carbonatos de la plataforma Guerrero – Morelos constituyen parte del terreno Mixteco, mientras que para otros forman parte del terreno Guerrero; de ser así, la falla de Papalutla sería el límite de los terrenos Mixteco y Guerrero. Sin embargo, en el pozo de Zoquiapan, perforado por Petróleos Mexicanos en 1993, a los 1576m de

profundidad se cortó el Complejo Acatlán, lo que sostiene la idea de que por lo menos la mayor parte de la plataforma tiene al terreno Mixteco como basamento (Fritz, 1999).

Dadas las características antes mencionadas y considerando el complejo desarrollo geológico de la zona, se puede inferir que el municipio de Iguala se encuentra en la parte más baja de un graben, el cual forma un valle en el que el municipio presenta un basculamiento en dirección sureste, esta condición se refleja como una salida del valle por la cual, los escurrimientos que se tienen de lluvia y de la laguna de Tuxpan, se pierden por el subsuelo en esa dirección creando un acuífero perdedor, dotando de agua a la zona de Teloloapan, Arcelia.

Geología Local

La geología local se compone por la presencia de depósitos aluviales, conglomerados, roca caliza, y se tiene la sospecha de la presencia de las unidades Balsas y Mezcala, que puedan aflorar a los alrededores de la Ciudad de Iguala. Teniendo como basamento superior la unidad Cuatla formada por calizas.

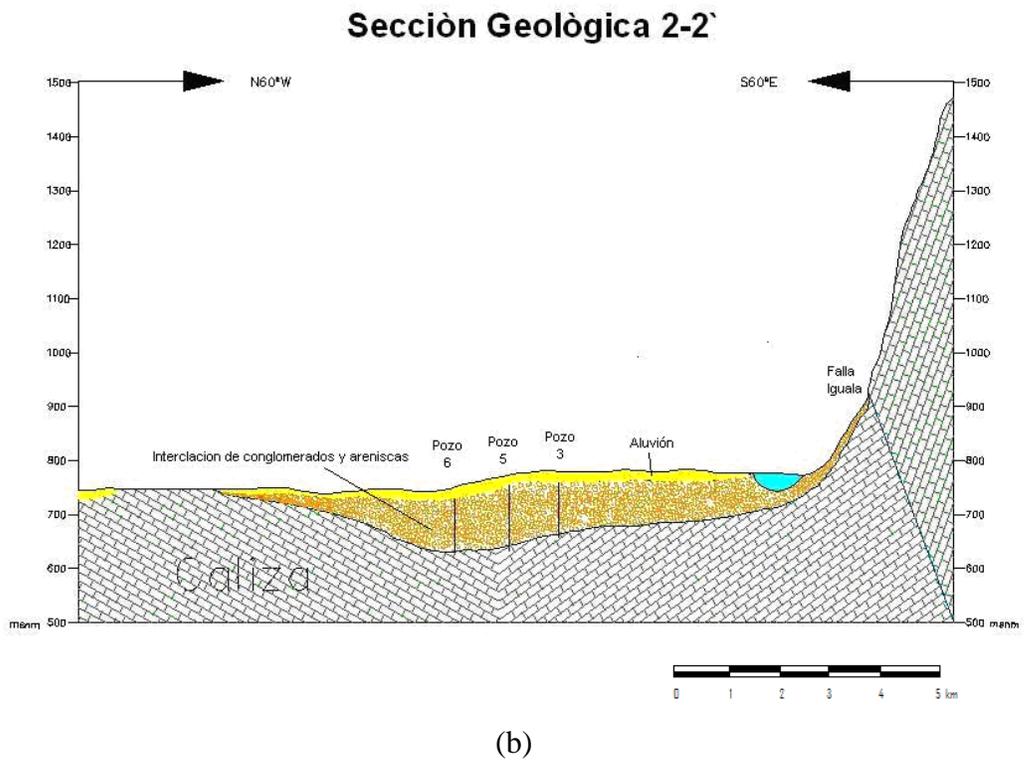
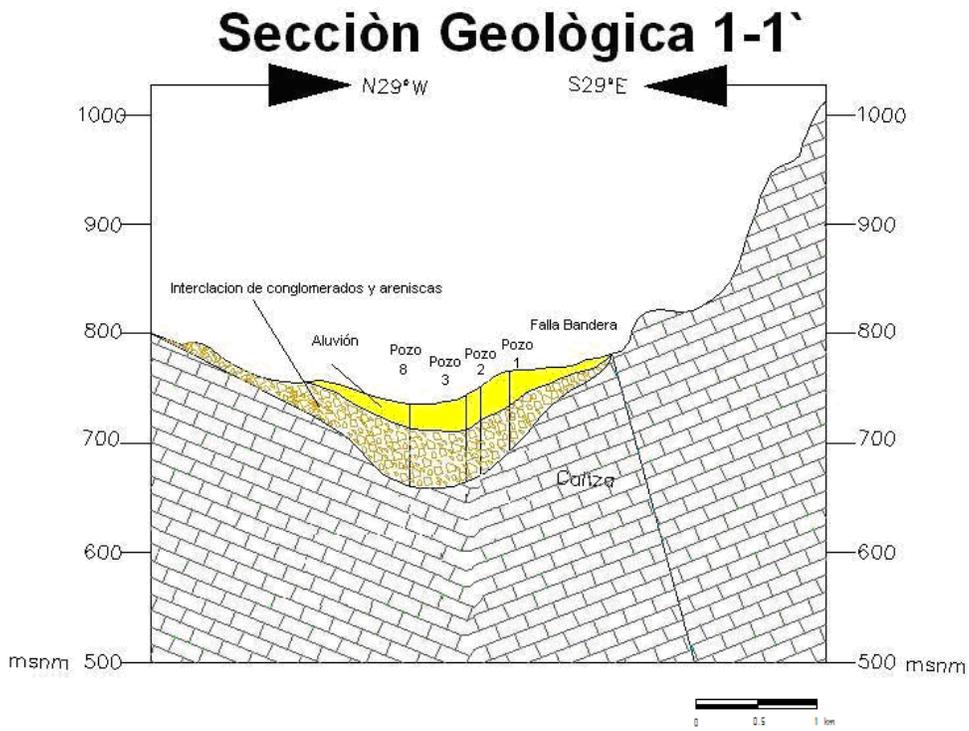


Figura 10. (a) y (b). Secciones geológicas del Municipio de Iguala de la independencia, Gro.

El acuífero de Iguala se encuentra en la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre del Sur, de acuerdo con el plano elaborado por la Secretaria de Programación y Presupuesto, en las Subprovincias Depresión del Balsas, Sierra y Valles Guerrerenses, así como la de las cordillera Costera del Sur.

Esta provincia se caracteriza por estar conformada por una serie de montañas y sierras de desniveles considerables; así mismo, se tienen sectores que configuran barrancas y hondonadas más amplias, así como cimas que alcanzan altitudes de poco más de 2000 msnm, algunas superan los 2500 msnm. Las grandes elevaciones del terreno se encuentran comúnmente coronadas o formadas en su totalidad por rocas duras (calizas), cuerpos ígneos o rocas metamórficas.

Las sierras bajas se encuentran constituidas por rocas suaves fácilmente degradables que producen formas suaves y redondas con altitudes no mayores a los 1500 msnm.

Los valles se encuentran constituidos por depósitos del Cuaternario producto de la erosión de las rocas más antiguas localizadas en las partes altas, valles de dimensiones pequeñas en comparación al área que ocupan las zonas de la Sierra (CONAGUA, 2006).

3. Implementación en campo y adquisición de datos

El trabajo de campo se planeó con base en los resultados geológicos e hidrogeológicos realizados previamente, como la realización de un mapa geológico-estructural y la modelación de una configuración de elevaciones del nivel estático a través de la interpretación de las pruebas de bombeo realizadas en la zona, de tal manera que los lugares seleccionados para realizar el estudio de AMT, fueran los más viables para optimizar la caracterización del acuífero.

Los lugares en los que se realizó la campaña fueron ubicados mediante imágenes de satélite y luego corroborados en campo, con ayuda del personal del Comité de Agua Potable y Alcantarillado del Municipio de Iguala (CAPAMI).

Debido a que algunas áreas de exploración se encontraban dentro de la ciudad o en los alrededores de la mismas, los espacios viables para la implementación del método se vieron reducidos debido a las áreas habitadas, se trato de reducir estas manifestaciones al mínimo, seleccionando áreas lo más alejadas posibles y libres de materiales que generen ruido. Sin embargo, es de esperarse la inclusión de ruido en las mediciones magnetoteléuricas por efectos antropogénicos.

3.1. Características del equipo

El instrumento utilizado fue una consola ADU-07-e, de la compañía alemana Metronix Inc., que consiste en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de las señales. Dicho equipo contiene un módulo de preprocesado y almacenamiento de la información. Para medir el campo magnético se utilizan al menos dos bobinas magnéticas y para el campo eléctrico se utilizan cuatro tazas porosas (electrodos) que contienen un electrolito las cuales funcionan como electrodos impolarizables, lo que facilita el paso de la señal al instrumento. Estos cuatro electrodos conforman dos dipolos eléctricos perpendiculares y se utiliza un quinto electrodo para la conexión a tierra del instrumento. Como ya se mencionó, los campos magnéticos horizontales son medidos por las bobinas colocadas en dos

direcciones perpendiculares. Adicionalmente, puede utilizarse una tercera bobina que mediría la componente vertical del campo magnético para posibilitar el cálculo de la función de transferencia geomagnética o *tipper*.

Con base en la teoría dada por Vozoff (1972), las bobinas que se utilizan para MT miden el campo magnético variable mediante una espira o bobina, conectada a un instrumento que mide la tensión inducida en ellas, la espira adopta la forma de solenoide recto.

La bobina se compone por un tubo cilíndrico, de fibra de vidrio reforzado; la parte central de la bobina, es un núcleo de ferrita permeable y varios miles de vueltas de alambre de cobre, el material del centro evita la aparición de corrientes parásitas en el rango de frecuencia de medición de la bobina, para grandes profundidades.

Para el estudio en cuestión se utilizaron bobinas Metronix modelo (MFS-06E) que son conocidas como bobinas de inducción o magnetómetro de inducción las cuales miden las variaciones del campo magnético de la Tierra, estas bobinas cubren un rango de frecuencia de 0.0001 Hz hasta 10 kHz. A pesar del amplio ancho de banda, la muestra de datos contiene poco ruido, gracias a la función de transferencia la cual se mantiene estable a la temperatura y a lo largo del tiempo, esto dependerá del tipo de ruido que se tenga al igual que de las condiciones que se presenten.

Una vez conectadas las bobinas al equipo ADU-07e, éstas envían su tipo y número de serie, así como su función de calibración automáticamente, de tal manera que se configuran los parámetros del sensor.

Su función se explica a partir de la ley de la inducción:

$$U = \frac{\partial \phi}{\partial t} = -nA \frac{\partial B}{\partial t} \cos \alpha = i \omega n A B \cos \alpha \quad (35)$$

Donde

Cos α ; indica que la bobina es direccional, ya que mide la variación del campo magnético en dirección ortogonal al plano de cada espira, por lo que para medir al mismo tiempo las componentes x, y, z del campo magnético, es necesario el uso de tres bobinas (magnetómetros direccionales).

ω ; indica la sensibilidad de las bobinas de inducción, la cual varía linealmente con la frecuencia, aunque es posible variar algunos parámetros para incrementar la sensibilidad del instrumento, como lo sería aumentar la sección A de las espiras o el número de estas.

Aún con bobinas muy numerosas en espiras, las tensiones inducidas por las fluctuaciones del campo geomagnético son demasiado pequeñas, por lo que las bobinas en su núcleo contiene materiales ferromagnéticos de poca remanencia y permeabilidad muy elevada, haciendo que la sensibilidad del instrumento sea multiplicada por un factor K, entonces el potencial inducido queda expresado como (Orellana,1974).

$$U = i\omega KnAB \cos \alpha \quad (36)$$

En algunos casos, para aumentar la tensión inducida se usa un amplificador de ganancia grande y estabilizada intercalado entre la bobina y el registrador.



Figura 11. Equipo ADU-07e, Metronix.

Los sensores miden el campo eléctrico a partir de dos dipolos cada uno con dos electrodos, que sirven como electrodos de potencial, colocados perpendicularmente entre sí, en la dirección x y y, cada uno mide la diferencia de potencial en una dirección entre los electrodos.



Figura 12. (a) Electrodo (EFP-06) de terreno de banda ancha, de tipo Pb/PbCl₂ y carrete.

(b) Bobina de inducción magnética (MFS-06e).

3.2. Implementación en campo

Consideraciones del arreglo

Según Vozoff (1972) así como Simpson y Bahr (2005), la implementación en campo del método MT debe considerar muchas cosas, entre ellas la ubicación en el campo, el tipo de suelo que se tiene, la geología del lugar, entre otras cosas.

Pera empezar, una vez seleccionado el lugar de trabajo, se comienza por tomar las distancias a las cuales se encontraran enterrados los sensores, una vez tomada esta distancia, se dispone a distribuir el arreglo en campo, los electrodos deben ir enterrados bajo la superficie a una profundidad de 20 cm a la cual se considera que se mitigan las variaciones de la temperatura ambiental y se cubren con una mezcla lodosa, la cual salvaguarda la humedad del medio para que se presente una baja resistencia de contacto entre el electrodo y el suelo, de tal manera que se mantienen estables las condiciones de medición, si la resistencia de contacto excede el rango de k Ω , entonces esto puede indicar un mal contacto entre el medio y el electrodo. (Matzander y Wilde, 2007).

Existe un quinto electrodo el cual va al centro del arreglo y funciona como descarga a tierra para protección del instrumento. En la Figura 14 (a) se muestra esquemáticamente el desplante de los dipolos eléctricos.

Los dipolos por lo general se alinean norte-sur (NS) y este-oeste (EW), formando una cruz (+), creando en el terreno cuatro cuadrantes, donde se medirán las componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z .

Una ventaja de usar este tipo de arreglo es que si el medio en el que se está trabajando es 1D y uno de los dipolos falla, los campos eléctricos seguirán siendo registrados por el dipolo y el modelado 1D seguiría siendo viable (Matzander y Wilde, 2007).

Puede ser difícil obtener en campo las mediciones precisas de las separaciones de los electrodos con una cinta convencional, sobre todo si hay vegetación, sin embargo, en la práctica, un alto grado de precisión no es necesaria, ya que los errores de menor importancia contribuyen con un cambio insignificante de tipo estático a las magnitudes de impedancia (Simpson y Bahr, 2005).

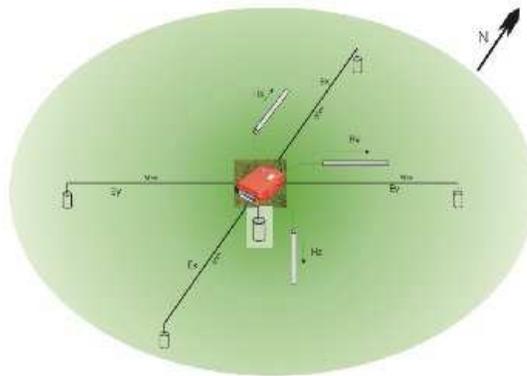


Figura 13. Representación en campo del arreglo, (Matzander y Wilde, 2007).

Para evitar la distorsión de baja frecuencia debido a las vibraciones mecánicas del entorno, las bobinas deben estar enterradas en el suelo unos 15 cm de profundidad y a unos 5 m del equipo; si no se hace esto, el ruido significativo producido por el viento hace que se obtenga una medición de poca calidad. La bobina de la componente z también debe estar enterrada por lo menos a la mitad de su tamaño y a fin de evitar problemas en la adquisición es recomendable que el extremo libre de las bobinas este cubierto, en este caso por una tapa de protección que evita que el cable se doble o sufra algún daño (Simpson y Bahr, 2005).

Cada una de las bobinas, debe estar orientada y nivelada, en la dirección correspondiente para cada una de ellas, en el eje “x” debe ser NS, para “y” debe ser EW y Z en posición vertical. Éstas no deben de tener una desviación más allá de un grado

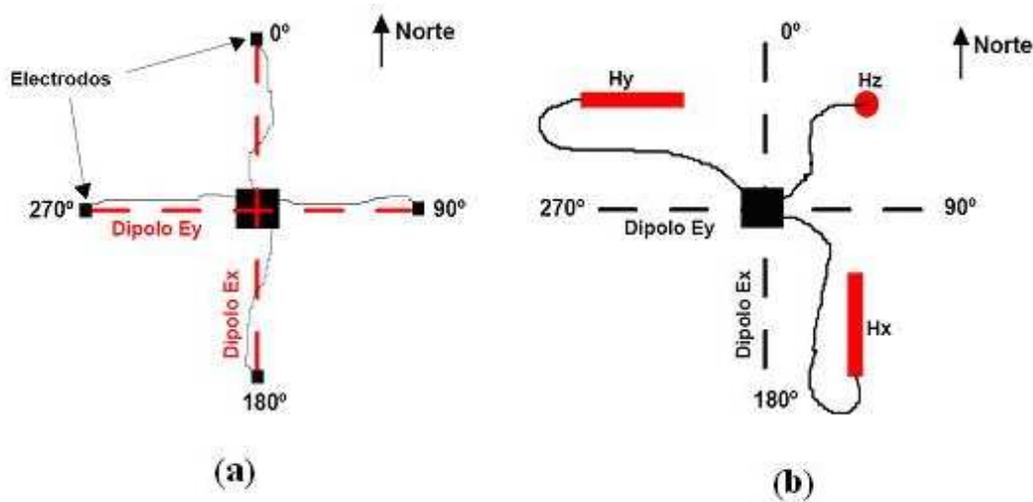


Figura 14. Esquema de (a) ubicación de los dipolos eléctricos y (b) bobinas magnéticas (Corbo, 2006).

La Figura 14 (b) muestra esquemáticamente la colocación de las bobinas en el terreno. Tanto los dipolos como los sensores magnéticos se conectan al equipo central con sus respectivos cables, los cuales deben quedar lo más pegados al suelo, evitando la formación de espiras, para evitar en lo posible ruido en la señal.



Figura 15. Conexiones para los sensores y bobinas.

3.3. Consideraciones de la adquisición de datos en campo

El tiempo de duración de esta campaña fue de cuatro días en los que se intentó hacer la mayor cobertura posible en los alrededores y dentro del municipio de Iguala de la Independencia, Gro.

El tiempo de adquisición de los datos por cada sitio fue de 3 horas y 10 minutos, más el tiempo que requiere la implementación del equipo en el campo, de tal manera que se destinó un tiempo más o menos de 4 a 6 horas por sitio de trabajo, así se logró prospectar 6 sitios diferentes.

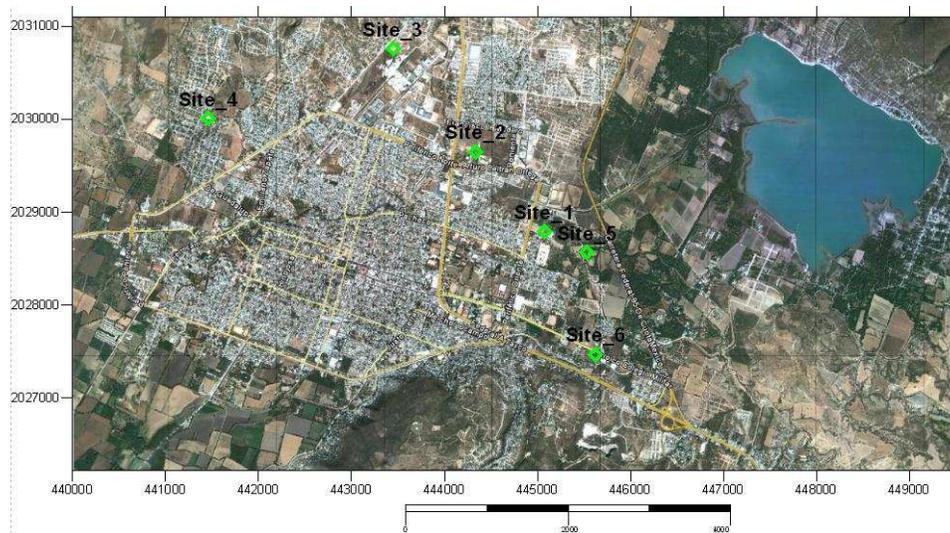


Figura 16. Mapa de ubicación de los sitios adquiridos con MT en el Municipio de Iguala, Gro.

Tabla 2. Coordenadas en UTM-WGS_84 de los sitios de adquisición con MT en el municipio de Iguala, Gro.

Punto	X	Y	Z	Referencia
S_01	445071.63	2028790.63	748.4	Cancha de Futbol
S_02	444335.11	2029653.94	752.7	Tecnológico de Iguala
S_03	443447.36	2030758.06	769.4	Universidad Tecnológica
S_04	441460.39	2030010.39	760.3	Col. Guadalupe
S_05	445532.06	2028564.96	756.4	Canchas de Futbol, "El Edén"
S_06	445627.29	2027469.29	766.5	Av. Colegio Militar Dedicatoria

Para una buena adquisición de datos en campo es recomendable tomar en cuenta el entorno que rodea la zona a prospectar, puesto que si el entorno se encuentra saturado por posibles fuentes generadoras de ruido se presentaran varios problemas, entre ellos, destaca el empalme de dos o más señales, las cuales contiene las mismas características de amplitud, haciendo que no se pueda distinguir la diferencia entre ambas, por lo que el número de muestreo debe de ser alto ya que si este muestreo es numeroso se pueden evitar problemas de empalme de la señal objetivo con las señales de ruido. Por lo general las heterogeneidades del medio a poca profundidad pueden distorsionar la forma en que vemos las estructuras más profundas, por lo que no es prudente interpretar anomalías que sólo son compatibles con los datos de un sitio (Matzander y Wilde, 2007).

Cuando se tienen presentes líneas de alta tensión o tendidos eléctricos se producen campos magnéticos en la frecuencia de 60 Hz, que son registrados por el equipo. Si bien el ruido en dichas frecuencias es relativamente fácil de eliminar por los varios tipos de filtrado que se tienen, puede limitar el rango dinámico de algunas bobinas y producirse la saturación del instrumento.

El ruido de la línea de alta tensión es altamente polarizado, por lo tanto, los efectos del ruido en la línea alta tensión suelen ser más frecuentes en una dirección ortogonal de medición. Algunos generadores de ruido son más difíciles de eliminar que las líneas eléctricas, esto se logra utilizando filtros pasa bajas o pasa altas, debido al amplio ancho de banda del ruido, las mediciones del campo eléctrico son también susceptibles a la contaminación de las corrientes de fuga a tierra derivados de las tuberías y cercas eléctricas, los espectros de ruido que se abarcan en estos casos suman un amplio rangos de frecuencias y esto hace difícil el filtrado.

Otra fuente que genera ruido son los automóviles que representan una doble fuente de ruido, pues crean perturbaciones magnéticas y sísmicas. En general, las perturbaciones magnéticas pueden ser omitidas si se colocan los sensores a más de 50 m cualquier carretera o camino, el ruido sísmico, aunque reducido considerablemente cuando el camino está sobre un lecho de roca, por lo general se presenta en un rango mayor que el ruido

magnético, por lo tanto las vibraciones sísmicas generan ruido en la componentes telúricos modulando el potencial entre los electrodos y el suelo, existe un movimiento de rotación de los sensores ,en que el campo magnético se transforma en un ruido sísmico provocando la perturbación del campo magnético H (Simpson y Bahr, 2005).

Una fuente de ruido que siempre va a estar presente es el viento, el cual provoca la vibración de los cables de conexión, el viento puede generar cambios de voltaje de periodo corto que son comparables a señales electromagnéticas, creando información falsa o sólo ruido, al igual que los autos generan ruido sísmico los árboles y arbustos al ser movidos por el viento sus raíces se mueven, generando ruido sísmico también, lo que produce movimiento de los sensores y perturba el campos. La medición de las altas frecuencias del campo magnético en sentido vertical son generalmente peores a medida que la vibración del viento aumenta. Otra fuente de ruido corresponde a descargas atmosféricas -rayos-, las cuales se superponen al campo original y pueden provocar la saturación de los amplificadores telúricos.

Ya una vez dispuesto el arreglo y después de haber considerado las condiciones del medio, se dispone a programar el equipo para iniciar la adquisición de datos. Los parámetros a considerar son:

Rango de frecuencias a las cuales se va a muestrear: El equipo pose dos tarjetas para adquisición de datos, por lo tanto se puede hacer la adquisición de las bajas frecuencias y altas frecuencias al mismo tiempo.

La autocalibración del equipo: Las frecuencias de muestreo que se emplearon para la adquisición de datos se muestran a continuación.

Tabla 3. Frecuencias de muestreo en campo.

Banda espectral	Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo (min)
Alta	8192	5
	4096	10
Baja	1024	20
	512	30
	128	120

Estas frecuencias de muestreo y tiempos de muestreo, son iguales para cada punto de adquisición.

Como se puede observar las frecuencias utilizadas corresponden a valores de altas y bajas frecuencias, los intervalos de frecuencias fueron elegidos en consideración del objetivo, ya que al utilizar estos intervalos se logra caracterizar el acuífero de Iguala a la profundidad objetivo.

Para poder entender el medio y darle una explicación a través de la información adquirida en campo, existe una función de transferencia teórica del equipo (ADU-07) la cual se utiliza para modelar matemáticamente a través de un cociente la relación que existe entre la respuesta del medio a una señal de entrada (bobina), con esto se obtienen parámetros conocidos como μ , σ , ρ y δ , con los cuales se puede hacer una buena interpretación del medio. Para ello se tiene que distinguir entre los canales de baja frecuencia (LF) y los canales de alta frecuencia (HF), ya que para cada una de estos canales ya sea el de bajas o altas frecuencias existe una función de transferencia, la cual ayuda a entender la información obtenida por cada uno de ellos (Matzander y Wilde, 2007).

El equipo incorpora un paso de autocalibración, el cual, al momento que el sistema está encendido, automáticamente se calibra, el equipo tiene un generador de calibración con una fuente de voltaje de precisión.

4. Análisis y proceso de datos

4.1. Análisis dimensional

Dimensionalidad geoelectrica y direccionalidad

Como se sabe, Z_{ij} representa al tensor de impedancia, con el cual se puede tener un acercamiento de la distribución de la conductividad en el subsuelo, por lo que al estudiar la dimensionalidad se puede recopilar datos de las características de las estructuras. Así, teniendo esta información, se puede generar un modelo que se ajuste a los rasgos geológicos generales del área de estudio. Una vez realizado el estudio dimensional se procede a efectuar un estudio direccional, el cual indica la dirección preferencial de las estructuras en el subsuelo, siempre y cuando el análisis arroje una dimensión 2D.

En el caso de 1-D:

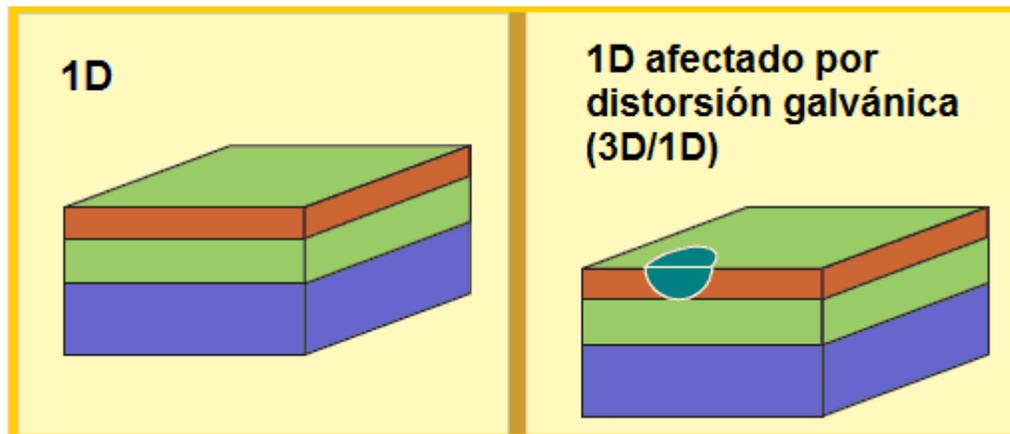


Figura 17. Modelo geoelectrico 1D (Martí, 2006).

Para este caso en específico, la conductividad varía en una sola dirección, la profundidad. La diagonal principal, Z_{xx} y Z_{yy} del tensor de impedancia, es cero para el campo eléctrico

y magnético, para la diagonal contraria, la pareja ortogonal Z_{xy} y Z_{yx} del campo eléctrico y magnético, es igual en magnitud pero con signo contrario.

$Z_{obs} = Z_{iD} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix}$ debe de cumplir con las siguientes condiciones, para la diagonales principal $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, y para l antidiagonal $Z_{xy} = -Z_{yx}$ (Bahr, 1988).

Para el caso de 2-D se tiene:

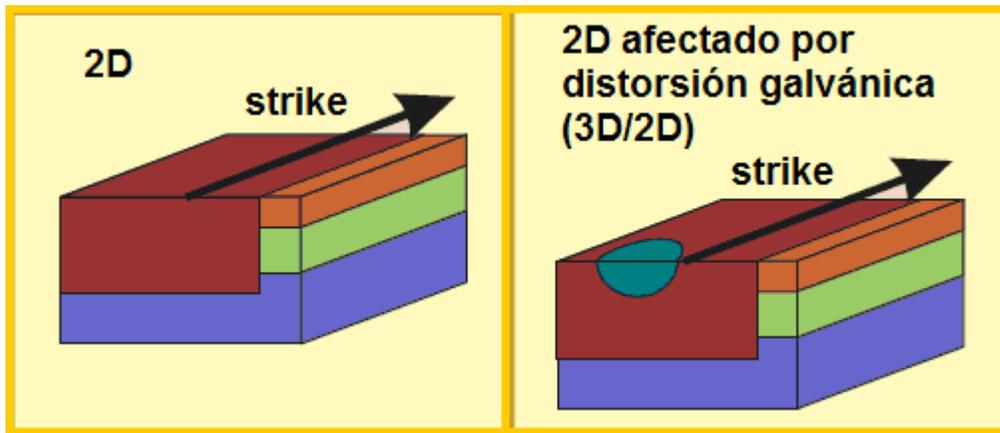


Figura 18. Modelo geoelectrica 2D, fallas y diques son rasgos de este tipo de modelo. El *strike* es la dirección preferencial de la estructura geológica (Martí, 2006).

En este caso, la conductividad varía a lo largo de una dirección horizontal y en dirección de la profundidad, es decir, Z_{xx} y Z_{yy} , son iguales en magnitud pero contrarios en signo y Z_{xy} y Z_{yx} son de signo contrario y de valores diferentes (Bahr, 1988).

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

Vozoff (1991), dice que para el caso en el que los ejes x y y se encuentran alineados a lo largo de la dirección de las unidades geoelectricas debe de cumplir con $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ pero

se debe de considerar que $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$ en ningún caso son diferentes a lo largo la de dirección de las unidades geoelectricas cumple con $Z_{xx} = -Z_{yy} \neq 0$.

En el caso de 3-D:

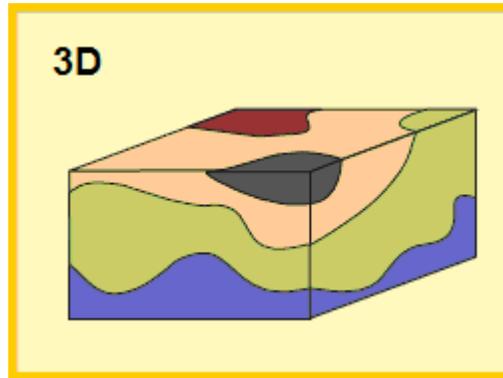


Figura 19. Modelo Geoelectrico 3D (Martí, 2006).

Para el caso de la Figura 19, la conductividad varía a lo largo de los “defectos” o cuerpos que se encuentren en el medio, aquí se habla más bien de intrusivos masivos o deformaciones que hacen que el medio se comporte anisotrópicamente en todas direcciones, provocando que la señal se distorsione.

$$Z_{obs} = Z_{3D} = R \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} R^T \text{ y } Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx}, \text{ donde } R \text{ es la matriz de rotación y}$$

está definida como $\begin{pmatrix} \cos \theta & -\text{sen} \theta \\ \text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$ y representa la rotación en θ grados de un plano en

sentido antihorario, representando la rotación de manera concisa, de tal forma que con esto se pueda hacer un buen análisis dimensional de las estructuras caracterizadas bajo la premisa de 3D, por lo tanto R representa al tensor de impedancias en términos de la dirección de la estructura geoelectrica (Simpson y Bahr, 2005.)

4.2. Parámetros del Análisis dimensional.

Invariantes

Los invariantes rotacionales, pertenecen al tensor de impedancia por lo que son operadores que tendrán un mismo valor independientemente de la dirección en que se hayan hecho las mediciones.

Los invariantes son linealmente independientes son siete (Szarka y Menvielle, 2007), de los cuales dos tienen la función de calcular la impedancia efectiva mediante los componentes de la diagonal y antidiagonal del tensor de impedancias:

$$Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yz}) / 2 \quad (36)$$

$$Z_1 = (Z_{xx} - Z_{yy}) / 2 \quad (37)$$

El tercero es el cálculo del determinante:

$$Z \det(Z) = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}) / 2 \quad (38)$$

$$\begin{aligned} & \text{Re}(Z_{xy} - Z_{yx}), \text{Im}(Z_{xy} - Z_{yx}), \\ & \text{Re}(Z_{xx} + Z_{yy}), \text{Im}(Z_{xx} + Z_{yy}), \end{aligned} \quad (39)$$

$$\det(\text{Re}(Z)), \det(\text{Im}(Z)) \text{ y } \text{Im}(\det(z))$$

Una de las razones para usar los invariantes es que se usan las curvas de resistividad aparente que se orientan en dos direcciones diferentes, desarrollándose en sentido contrario al *static shift*, cuando se calcula cerca de inhomogeneidades, por lo que los invariantes de la impedancia se pueden interpretar como un modelo 1D puesto que, para interpretar un modelo 1D, este se debe de modelar estación por estación lo cual es idóneo para este caso.

Una característica de los invariantes es que al ser usados no es posible distinguir entre un modo TE o un modo TM, ya que la dirección de estos modos no es considerada dentro de los invariantes al igual que no se requiere considerar al *static shift* o hacer otras correcciones (Jiracek, 1990; Martí et al., 2004).

Asimetría

La asimetría del tensor de impedancias da información acerca del medio geológico, puesto que arroja información de la posible bidimensionalidad del medio, estableciendo la condición de que un medio bidimensional debe de cumplir con que A debe de ser mucho menor a 1.

$$A = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \ll 1 \quad (40)$$

Si A es mucho menor a uno, no existe distorsión en el tensor de impedancias, de tal manera que se puede modelar como 1D, al igual que si los valores de A variaran de una frecuencia a otra dando como resultado un denominar pequeño $Z_{xy} \approx Z_{yx}$ haciendo que A tienda a infinito por lo que también se podría modelar como 1D. Por el contrario si A es estable y no mayor a 0.4 se podría modelar como 2D (Bahr y Groom, 1992).

La asimetría está dada por dos constantes que surgen de la rotación de los ejes respecto al *strike*, esta rotación arrojando constantes las cuales no se ven alteradas por la rotación y por lo tanto no influye en su valor.

$$\begin{aligned} Z_{.xx} + Z_{.yy} &= C_1 \\ Z_{.xy} - Z_{.yx} &= C_2 \end{aligned} \quad (41)$$

Existe un parámetro llamado sesgo (α), el cual se obtiene de las constantes anteriores C_1 y C_2 siendo $\alpha = \frac{C_1}{C_2}$, el cual arroja información del grado de tridimensionalidad del modelo, por ejemplo si $C_1=0$, esto indica que se trata de un modelo 1D o 2D (Vozoff, 1972).

Elípticidad

Otra propiedad del tensor de impedancias, es la elipticidad de la impedancia, siendo un valor que va con la dirección del eje de medición, es decir es una cantidad que vale cero para el caso en el que se tiene un modelo 1D también si es un modelo 2D en dirección del *strike* sobre los eje x-y (Vozoff, 1972).

Está dado por:

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xy}(\theta) + Z_{yx}(\theta)} \quad (42)$$

En general esta propiedad se usa para saber si el medio se comporta como 3D, cuando el valor es diferente de cero o la dirección del *strike* está rotada.

El tamaño de la dimensionalidad 3D es la diferencia entre el eje principal de dirección, obtenido por el tensor de impedancias rotado y los obtenidos del campo horizontal y vertical, llamado en la literatura como *tipper skew*, este sesgo es cero siempre y cuando la parte real y la imaginaria de H_z sea coherente con la misma componente horizontal, de la estructura 2D (Vozoff, 1972).

$$TipperSkew = \frac{(A_r^2 + B_r^2) \tan^{-1}(A_r / B_r) - (A_i^2 + B_i^2) \tan^{-1}(A_i / B_i)}{T} \quad (43)$$

Diagramas Polares

De la descomposición del tensor de impedancias es posible obtener información respecto a la dimensionalidad del medio, como se ha visto con anterioridad no es posible discernir muy bien entre 1D y 2D. En el caso de los diagramas polares, esta discriminación de modelos es llevada a un plano más gráfico mediante la representación de círculos o elipses de los valores que pueda tomar θ de la descomposición de la impedancia. Estos diagramas representan el módulo de las componentes de la impedancia en función del ángulo de rotación, en un rango de 0° a 360° para hacer la interpretación de la dimensionalidad.

El comportamiento de un diagrama polar para 1D es el siguiente:

Las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancias $|Z_{xx}|$ será cero para todos los ángulos denotándolo como un punto y la antidiagonal describirá un círculo perfecto.

Para un diagrama 2D, las componentes de la diagonal principal describen un trébol de cuatro hojas con ceros en la dirección del *strike* y en la perpendicular, mientras que en la antidiagonal se describe una elipse con el eje mayor en la dirección del *strike* (o la dirección perpendicular).

Para el caso en que se trate de un modelo 3D se tiene que las componentes de la diagonal principal describen un trébol de cuatro hojas desiguales, mientras que la antidiagonal describe una elipse deformada, cabe mencionar que no siempre es posible discriminar entre un modelo 2D y 3D mediante los diagramas polares debido a la distorsión de los datos o la complejidad del medio.

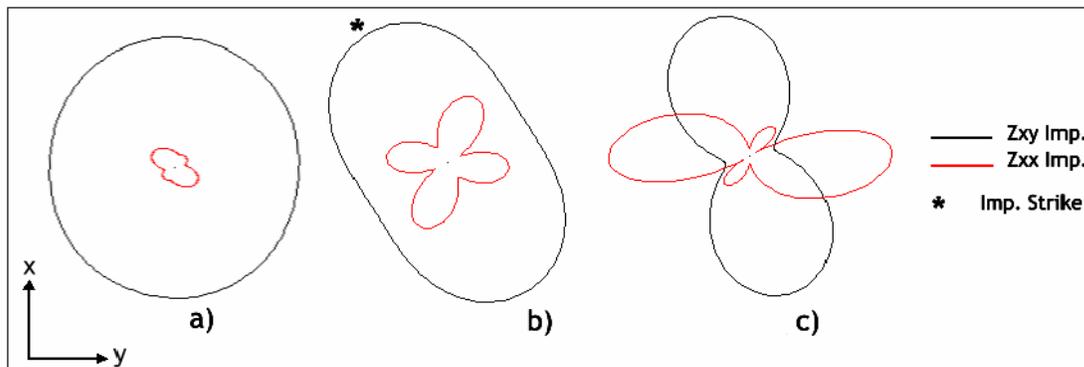


Figura 20. Modelo de diagramas polares. a) 1D, b) 2D y c) 3D (Acosta, 2007).

4.3. Análisis de Direccionalidad

Vozoff (1972) hace una observación en cuanto a la topografía, ya que características topográficas pueden causar distorsiones similares a las causadas por las heterogeneidades de resistividad, si bien estas distorsiones se pueden modelar, es mejor evitarlas si es posible, ya que si el relieve es más del 10% de la distancia entre electrodos, la distorsión se presenta con mayor grado.

Si el medio geológico en el que se va a trabajar llegase a presentar un comportamiento bidimensional, existirá una dirección preferencial de las estructuras principales, si esta dirección coincide con alguna de las direcciones de medición de los campos electromagnéticos, se podrá hablar de dos modos de descomposición o polarización, por lo tanto si se considera la geología, ésta dictará algunas de las características que se deberán tener en cuenta a la hora de la adquisición y orientación del equipo, ya que existirán dos modos para la orientación de las bobinas, los modos TE y TM (Simpson y Bahr, 2005).

Para aclarar este concepto, a continuación se hace una breve descripción de esta descomposición:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \quad (44)$$

En la geología siempre existirá una dirección principal de orientación de las estructuras, llamada comúnmente *strike*, si esta dirección coincide con alguna de las direcciones de las mediciones del campo electromagnético se puede hablar de dos modos de polarización.

$$\text{Modo TE} \begin{cases} Z_{xy} = Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad (45)$$

$$\text{Modo TM} \begin{cases} Z_{yx} = Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad (46)$$

Para una distribución 2D, la relación entre la dirección del campo primario y el rumbo del contacto define dos modos (ecuaciones, 45 y 46), para el caso en el que el campo eléctrico primario, E_x es perpendicular al rumbo, se define una polarización H, la cual no presenta variaciones en el campo magnético horizontal (H_y) sobre el contacto y a demás la densidad de corriente, es continua y si el campo eléctrico horizontal es paralelo al rumbo entonces se define una polarización E, el campo eléctrico horizontal E_x , cambia continuamente a través de la interfase; es decir E_x es paralelo al rumbo y no hay cargas inducidas, a demás el campo magnético horizontal H_y cambia sobre el contacto, en oposición a la polarización H, la densidad de corriente cambia continuamente a través de la interfase, y finalmente la corriente inducida en el contacto genera un campo magnético vertical en la cercanía del contacto (Barbesi, 2005).

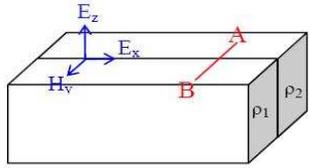
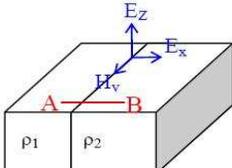
	Modo TE o polarización E	Modo TM o polarización H								
Resistividad Aparente	Decae de forma continua sobre el contacto. Este decaimiento se hace más rápido si la frecuencia aumenta.	Decae de forma abrupta sobre el contacto. La tasa de decaimiento se determina por el skin-depth								
Diferencia de 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 increases $\Phi < 45^\circ$</td> <td>σ increases $\Phi > 45^\circ$</td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	ρ increases $\Phi < 45^\circ$	σ increases $\Phi > 45^\circ$
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 increases $\Phi < 45^\circ$	σ increases $\Phi > 45^\circ$									

Figura 21. Comparación de la respuesta de los Modelos TE y TM, representadas como resistividades aparentes (Barbesi, 2005).

En general, el modo TE se asocia a conductores aislados, mientras que el TM es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividades, para obtener los beneficios de ambos modelos el mejor resultado, se encuentra cuando se combinan ambos modos TE y TM. Esto en parte es causada por el hecho, de que el modo TE y el

modo TM responden diferente a los modelos de conductividad específica y en parte porque existen inconsistencias entre el modelo 2D y el 3D, en la realidad (Pedersen y Engels, 2005).

Análisis direccional

Una vez realizado el estudio dimensional se procede a efectuar un estudio direccional, el cual indica la dirección preferencial de las estructuras en el subsuelo, esto siempre y cuando el análisis dimensional arroje una dimensión 2D, si no, no tiene sentido realizar el análisis direccional.

Z_{ij} representa al tensor de impedancia, con el cual se puede tener un acercamiento de la distribución de la conductividad en el subsuelo, de tal manera que con la impedancia se pueden conocer las estructuras involucradas en el subsuelo en términos de la resistividad eléctrica del medio, de tal forma que teniendo esta información se puede generar un modelo que se ajuste a los rasgos geológicos generales del área de estudio.

Para ello se asume que la dirección de las estructuras, respecto a la dirección de medición del campo magnético se encuentran a un ángulo θ , el cual representa la desviación entre estos dos valores, por lo que se lleva a cabo una rotación de los ejes, esto debido a que ambas mediciones están en distintos sistemas cartesianos y con esta rotación ambas mediciones se llevan al mismo plano (Simpson y Bahr, 2005).

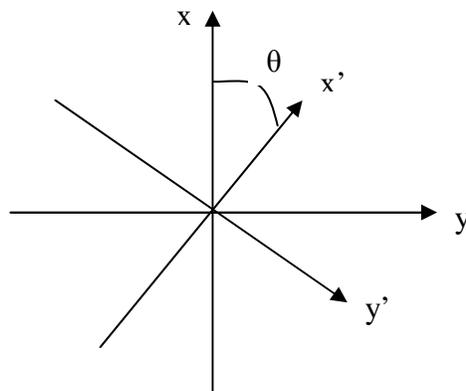


Figura 22. Rotación de ejes, respecto a la dirección de medición del campo magnético.

El cálculo matemático para el cálculo del valor de $\theta\alpha$, involucra la multiplicación de la matriz del tensor de impedancia con una matriz de rotación, β , quedando expresado de la siguiente forma (Simpson y Bahr, 2005):

$$\beta = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen} \theta \\ -\text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \text{ y } \beta^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\text{sen} \theta \\ \text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (47)$$

Teniendo esto, se puede expresar tanto el campo eléctrico como el magnético de la siguiente forma:

$$\left. \begin{matrix} E' = \beta E \\ B' = \beta E \end{matrix} \right\} \therefore \beta E = Z' \beta \left(\frac{B}{\mu_0} \right) \Rightarrow Z' = \beta Z \beta^T \quad (48)$$

Desarrollando lo anterior, se llegan a obtener valores simplificados de la impedancia, de los cuales al ser rotados se obtienen valores de los invariantes.

La forma cuantitativa correspondiente a la ecuación de soluciones de Swift (1967), en las que las expresiones para $Z_{xy}(\theta)$ y $Z_{yx}(\theta)$ se derivan con respecto de θ para obtener un ángulo $\theta\alpha$ que maximice la expresión, a cada frecuencia obtener los valores máximos y mínimos, derivados de θ , para obtener un ángulo $\theta\alpha$, para el caso de 2D se tiene que derivar respecto a θ , e igualando a 0, la siguiente expresión (Vozoff, 1972):

$$\tan 4\theta\alpha = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (49)$$

Se obtienen los valores máximos y mínimos, para Z.

$$\begin{aligned} |Z'_{xy}(\theta\alpha)|^2 + |Z'_{yx}(\theta\alpha)|^2 &= \text{maximo} \\ |Z'_{xx}(\theta\alpha)|^2 + |Z'_{yy}(\theta\alpha)|^2 &= \text{minimo} \end{aligned} \quad (50)$$

Existen una serie de descomposiciones, como la de Groom y Bailey (1989), LaTorraca et al. (1986), Bahr (1988), entre otros, que permiten conocer el valor del ángulo sin recurrir al análisis de Swift (1967), pero no se abordarán en este trabajo.

4.4. Inversión

El problema de la inversión consiste en estimar los valores que representen de mejor manera a las estructuras geoelectricas que se está caracterizando. En el caso del MT, la respuesta electromagnética del medio, es un efecto no lineal, por lo que el problema se ataca mediante un método iterativo, llamado máxima verosimilitud o inversión estocástica.

Al ser un método iterativo, éste hace que el punto en el espacio de parámetros, maximice la probabilidad conjunta de ajuste de los datos observados y de acuerdo con el modelo previo, va variando hasta encontrar un modelo que se ajuste con los valores reales y los valores inferidos, quedando estos dos dentro de las condiciones de frontera preestablecidas.

En ocasiones se fuerza el modelo para dar el mejor ajuste de los datos, pero esto puede empujar al modelo en una región poco probable de su espacio de parámetros, por lo que se sugiere utilizar el máximo espacio de probabilidad de la solución que implica la probabilidad conjunta tanto del ajuste de datos como el ajuste del modelo. Cuando los datos y el modelo previo se considera que tienen las estadísticas de Gauss, el modelo ha encontrado una solución.

El centro de la inversión, es la matriz de sensibilidad o análisis de sensibilidad, que está determinada por un análisis de perturbación, el cual a una falta de perturbación del medio genera soluciones que satisfacen las ecuaciones de Maxwell, para poder modelar la inversión (Theodore y Randall, 1989).

Inversión 1D

Para poder interpretar un sitio como 1D se debe de procesar cada uno de los puntos de adquisición y a partir de ahí, crear las secciones de las cuales se va hacer la interpretación final, para ello al tratar los datos estos tienen cierta incertidumbres, ya que en general los datos obtenidos en campo casi siempre muestran efectos de distorsión, por lo que los elementos de la diagonal no serán despreciables y la suma de los elementos de la anti diagonal no serán igual a cero. Y como los datos se interpretan como un modelo 1D,

hay muchas posibilidades para la combinación de los ocho grados de libertad del tensor de impedancia en cada frecuencia al igual que para los dos grados que pueden ser ajustados para 1D.

Una ventaja del modelado 1D es que los detalles más finos pueden ser modelados pero para ellos estos detalles (efectos) deben verse en toda una serie de estaciones para poder decir con confianza que representan verdaderas variaciones de profundidad en la conductividad y que no están dominados por los efectos secundarios causados por estructuras 2D o 3D (Pedersen y Engels, 2005).

Inversión 2D

Una inversión 2D, puede ser modelada de diferentes formas, cada una de ellas puede presentar un mejor ajuste del modelo, las más comunes son los modos TE, TM y TE + TM. Los modos TE y TM tienen características independientes y puede mejorar la variación de la conductividad lateral de manera individual, haciendo que dependiendo el modo que se esté usando y el medio en que se implemente estos van a resaltar características diferentes del medio. Por lo general, el modo TE realza mejor a conductores, mientras que el modo TM realza mejor los resistivos, también se pueden modelar parámetros invariantes tal como el determinante del tensor de impedancias, por mencionar alguno (Pedersen y Engels, 2005).

La mejor forma de hacer perceptibles los efectos de la resistividad o conductividad el medio es mediante la combinación de los modos TE y TM, donde el conductor y el resistivo se visualizan con mejor claridad que de manera independiente.

La conductividad en ambos modos se presenta de la siguiente manera: en el modo TM presenta una respuesta de carga estática pues, las cargas se acumulan en la parte superior del modelo, esto hace presente el efecto de *static shift* en la parte superior, para el modo TE, consiste puramente en la respuesta inductiva, sin cargas eléctricas, las inhomogeneidades laterales existentes en un modelo 2D apenas perturban las respuesta de

este modelo, por lo menos en las frecuencias para las que la longitud de la escala del inductivo es mucho mayor que la escala de las heterogeneidades.

La complejidad del problema inverso se refleja también cuando se hace un intento para adaptarse a los modos TE y TM simultáneamente, si el mundo real puede ser bien descrito por una organización regional 2D, la inversión simultánea de los modos TE y TM puede ser muy exitosa si sólo se utiliza la fase del modo TE. Sin embargo, en muchos casos, la inversión simultánea de ambos modos, lleva a la falta de resolución de la inversión del modo TM, porque el modo 2D es incompatible con los datos del modelo real en 3D, y el modelo que mejor se ajusta está representado por un modelo común que debe de satisfacer estrictas limitaciones basadas en 2D (Pedersen y Engels, 2005).

5. Hidrología



Figura 23 Región y cuencas hídricas del Estado de Guerrero (CNA, 2005).

5.1. Hidrología Superficial

De acuerdo con los criterios de la hidrología superficial, el acuífero de Iguala pertenece a la Región Hidrológica N° 18: Río Balsas, pertenece a la subregión Medio Balsas y está ubicado en la Cuenca del Río Balsas (CONAGUA, 2006).

El río Balsas es una de las corrientes más importantes de la República Mexicana; reúne una superficie de captación de 111,122 km², de los cuales el 31% corresponden a Guerrero, distribuyéndose el resto entre los estados de Oaxaca, Puebla, Tlaxcala, Morelos, México, Michoacán y Jalisco. Dicho porcentaje abarca el 53.6% del territorio estatal, encontrándose el área mas extensa hacia el norte y centro de la entidad (Web 4).

Este río es el más importante del estado y se integra por las siguientes cuencas:

Cuenca del Río Balsas Mezcala, y sus afluentes más importantes son: río Mezcala, Sabinos, Ahuehuepan y Tepecoacuilco.

El municipio de Iguala se considera dentro de esta región, donde se encuentran en operación la presa Valerio Trujano, que recibe las aguas del río Tepecoacuilco, utilizada para riego; la hidroeléctrica El Caracol, situada en el cauce del río Balsas; y la presa para riego Huitzuco u Otopula que es alimentada por el río Otopula.

Cuenca del río Balsas Zirándaro, sus afluentes más importantes son: río Poliutla, Ajuchitlán, Tarétaro, Placeres del Oro y Amuco.

Cuenta con tres presas destinadas para riego, que son: presa La Calera, su fuente es el río de los Placeres del Oro; la presa de La Comunidad alimentada por el río Ajuchitlán, y la presa Vicente Guerrero que recibe las aguas del río Poliutla.

Cuenca del río Balsas Infiernillo. Su importancia radica en la presa Infiernillo, cuya influencia es mayor en el estado vecino (Michoacán). También está la presa José María Morelos, útil para riego y generación de energía eléctrica.

Cuenca del río Tlapaneco, cuyas aguas se vierten en el río Mezcala.

Cuenca del río Grande de Amacuzac, compuesta por los ríos San Jerónimo y Amacuzac.

Cuenca del río Cutzamala, a ella pertenece el río del mismo nombre el ocupa el segundo lugar en importancia según el volumen aportado al Balsas.

En esta cuenca está situada la presa de Ixtapilla, que forma parte del distrito de riego Amuco-Cutzamala; y la presa del Gallo.

Las corrientes hidrológicas que se encuentran en el municipio son el río San Juan y la laguna de Tuxpan, estos tienen caudales permanentes. También cuentan con arroyos de escurrimientos temporales como el Tomatal, Ceja Blanca, las Tijerillas y el Naranja.

Existen también varios pozos de extracción de agua, lo que considerando como aguas subterráneas y tomando en cuenta las litologías de la entidad y el grado de éstas, las aguas subterráneas existentes comprenden 32 zonas geohidrológicas con 32 acuíferos de exploración (CNA, 2005).

5.2. Hidrología Subterránea

Con base en los estudios anteriores de la zona citados en CONAGUA (2006), se lograron distinguir 12 tipos de rocas diferentes, de las cuales se agruparon en cinco unidades.

Unidad 1. Acuífero libre en relleno: Aluvión y Conglomerado (depósitos aluviales).

Unidad 2. Confinante superior del acuífero calcáreo: Oapan, Riolita Tilzapotla, Grupo Balsas, Tetelcingo, Mezcala y Cuautla (facies de plataforma).

Unidad 3. Acuífero calcáreo: Morelos y Cuautla (facies de plataforma).

Unidad 4. Confinante inferior del acuífero calcáreo: Anhidrita Huitzuco y Chilacachapa.

Unidad 5. Barrera al flujo lateral e inferior: intrusivo ácido.

En la Unidad 1, se agrupan materiales granulares en estado suelto que poseen buena permeabilidad; su espesor es del orden de 20 o 30 m.

La Unidad 2, agrupa a rocas clásticas y volcánicas; se manifiestan un espesor considerable individualmente y en conjunto; la permeabilidad es muy baja y se presentan en las partes inferiores formando valles. Los materiales volcánicos se deben a derrames lávicos con permeabilidad secundaria por fracturamiento intercalado con material piroclástico de carácter impermeable y espesor variable. En esta unidad las aguas básicamente escurren ya que la infiltración es reducida o nula CONAGUA (2006).

La Unidad 3, está correlacionada con las calizas de la Formación Morelos y Cuautla, presenta permeabilidad secundaria provocada por fracturamiento y disolución con gran desarrollo cárstico que les atribuye buenas propiedades para constituir un acuífero de gran potencial; sin embargo en algunas zonas no tienen continuidad estructural ni hidráulica debido al fuerte tectonismo al que estuvieron sometidos. Aflora en esta área formando sierras plegadas que se ubican hacia los extremos, mientras que en la porción central presentan afloramientos reducidos CONAGUA (2006).

La Unidad 4, se constituye de dos formaciones, una de ellas es la Anhidrita Huitzucó, compuesta por rocas altamente solubles pero de baja permeabilidad; en algunos sitios presenta fuerte desarrollo cárstico en las calizas suprayacentes, su agua es de mala calidad debido a que contiene sulfatos. La otra formación es Chilacachapa que está constituida por rocas arcillosas y calcáreas de carácter impermeable que limita el flujo de agua hacia abajo y lateralmente, esta se localiza únicamente al oeste del área, en el núcleo del anticlinal de Chilacachapa CONAGUA (2006).

En la Unidad 5, se incluyen los cuerpos intrusivos que afloran en la región, de carácter impermeable, que pueden limitar lateralmente y a profundidad el acuífero; su distribución es reducida únicamente al sureste CONAGUA (2006).

Tipo de Acuífero

El acuífero actualmente en explotación está alojado en los materiales granulares de tipo aluvial.

Se consideran presentes dos tipos de acuíferos, uno libre heterogéneo asociado con el subálveo, el cual es capaz de almacenar y transmitir el agua subterránea, el otro, se piensa que está localizado en el medio fracturado y cuyo potencial estará supeditado a las dimensiones y al grado de porosidad secundaria por fracturamiento de las rocas en la zona de recarga CONAGUA (2006).

Por otra parte en los sectores que se encuentran dominados por pliegues, el mayor potencial acuífero se estima que se encuentra asociado con estructuras anticlinales, ya sea en rocas clásticas, o bien calcáreas, en estas últimas su potencial se incrementaría por la alta susceptibilidad que tienen estas rocas a la disolución.

La presencia de fallas y lineamientos regionales por lo común tienden a generar zonas permeables en donde las rocas se encuentran intensamente fracturadas, adquiriendo un potencial acuífero selectivo en dichas áreas y cuyo origen es derivado de la dinámica de estas estructuras frágiles CONAGUA (2006).

Bajo este contexto se considera que la presencia de zonas acuíferas en el medio fracturado estará regida por un factor geológico estructural, o sea al grado y tipo de deformación que presenten las rocas, en tanto que el acuífero asociado con el subálveo estará en función del espesor de éste (pueden variar desde unos cuantos metros hasta una veintena de ellos); de ahí que en algunas partes de un cauce, éste lleve agua en tiempo de sequía y en otras partes no, lo cual indica que en las zonas donde fluye superficialmente el agua, la roca sana impermeable se encuentra cerca de la superficie y donde no escurra agua, tal tipo de roca debe encontrarse a mayor profundidad CONAGUA (2006).

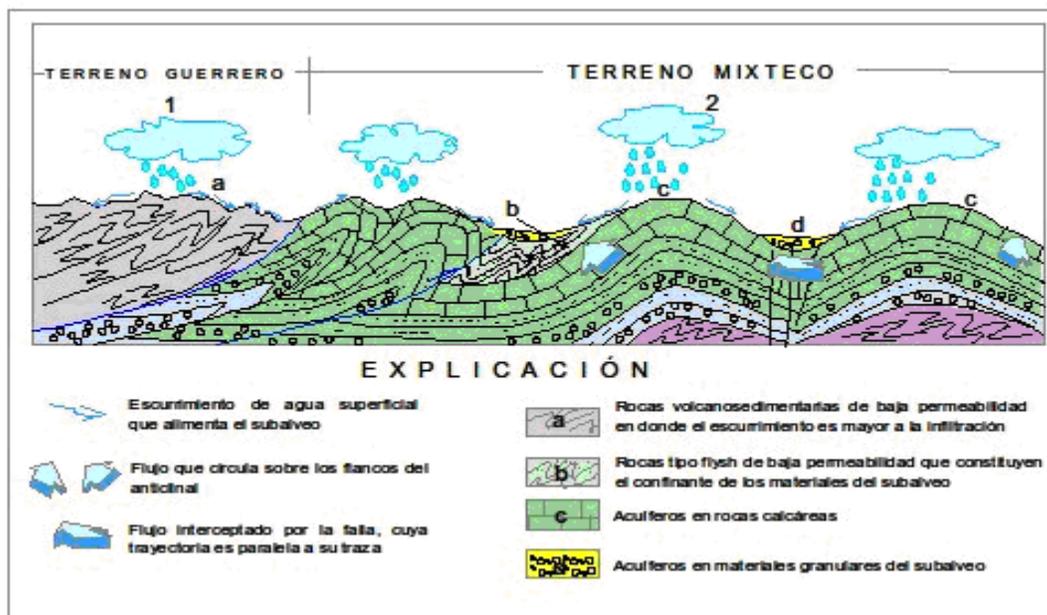


Figura 24. Modelo conceptual del comportamiento hidrogeológico de las diferentes unidades de roca (CNA, 2005).

En la Figura 24 se muestra de manera general la conceptualización del comportamiento hidrogeológico de las diferentes unidades de roca que se encuentran tanto aflorando como en el subsuelo dentro de la zona estudiada, en la cual se identifica a los materiales volcanosedimentarios del Terreno Guerrero como de baja permeabilidad, considerando que el escurrimiento de las aguas meteóricas supera a la infiltración de las mismas.

Un comportamiento similar se atribuye a la secuencia tipo *flysch* del Cretácico Superior, la cual a su vez se comporta como un confinante del acuífero granular localizado en el

subálveo, finalmente la zona de plegamiento en la cual los anticlinales se encuentran formados en rocas calcáreas, se considera que presentan un alto potencial acuífero que en muchos casos no se encuentra aún explorado.

La explotación de los materiales granulares tanto del subálveo como de la zona del valle en Iguala constituyen el acuífero del cual se tiene el principal abastecimiento de agua para las diversas comunidades, por otra parte se considera que los pocos pozos profundos se encuentran explotando el acuífero calcáreo, en tanto que los manantiales se interpreta que están asociados con fallas que captan flujos que circulan en el acuífero calcáreo y lo transmiten hacia las zonas de lomeríos de la secuencia *flysch* de baja permeabilidad (CNA, 2005).

5.3. Hidrología Superficial

Los flujos subterráneos en la región de Iguala, localizados en el área de valle, presentan trayectorias de norte a sur, desde las cercanías del poblado de Taxco con altitudes de 1300 msnm pasando por el poblado de Iguala con una altitud de 800 msnm para continuar hacia el sur en los alrededores del río Iguala.

Para la zona de estudio se consideró una conductividad hidráulica con un valor de $K= 0.24$, que corresponde a suelos medianamente permeables, uso de suelo tipo vegetación cubierto entre el 50 y 75 %, aplicando a su vez este valor de K en la ecuación:

El coeficiente de escurrimiento es de $C_e= 0.15078$.

El volumen de escurrimiento es $357.5 \text{ hm}^3/\text{año}$.

El volumen de precipitación es de aproximadamente $2,371.3 \text{ hm}^3/\text{año}$, en un área de $2,356 \text{ km}^2$, y una lámina de lluvia promedio de 1006.5 mm/año , con una infiltración igual a $203.0 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Tabla 4. Balance hidrometeorológico (CONAGUA 2006).

Hidrometría	hm ³ /año	Porcentaje
Volumen llovido	2371.3	N/A
Volumen evapotranspirado	1810.8	76.4%
Escurrimiento superficial	357.5	15.1%
Infiltración	203.0	8.6%

De acuerdo con datos de CONAGUA (2006), no se dispone de pruebas de bombeo en el área del acuífero que puedan ser consideradas para que se determinen los valores de transmisividad que permitan a su vez, junto con las configuraciones de las elevaciones de los niveles estáticos, obtener el valor de la recarga por entradas horizontales subterráneas. Sin embargo, considerando la geología de los materiales del subsuelo, se estima que el valor de la transmisividad es del orden de 100 m²/día.

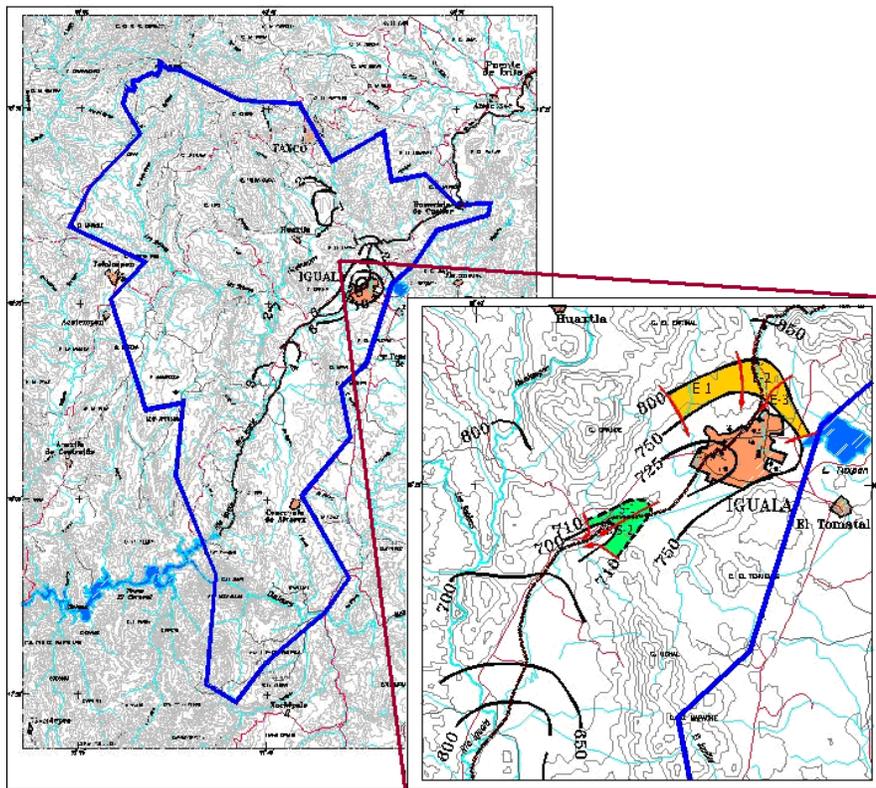


Figura 25. Configuración de Elevaciones del nivel estático (NE) para el 2005 (CONAGUA 2006).

Con base en esta configuración de elevación del NE, mostrada en la Figura 25, se seleccionaron canales de flujo para calcular el caudal “Q” que recarga al acuífero, dando

por resultado un valor a Q de 13.4 hm³/año. Siendo este valor la recarga total por flujo horizontal de la suma de los caudales de cada uno de los canales establecidos.

De acuerdo con lo anterior, la recarga natural resulta ser de 18.6 hm³/año y la recarga total de 20.0 hm³/año.

Tabla 5. Entradas y salidas por flujo subterráneo (CONAGUA 2006).

Celda	Ancho	Largo	h ₁ -h ₂	Gradiente hidráulico	Transmisividad	Caudal	Volumen
	m	m	m		m ² /s	m ³ /s	hm ³ /año
Entradas							
E ₁	3700	1300	50	0.03846	0.0011	0.157	4.9
E ₂	1850	1800	50	0.02778	0.0011	0.057	1.8
E ₃	2900	750	50	0.06667	0.0011	0.213	6.7
						Total	13.4
Salidas							
S ₁	2450	800	10	0.01250	0.0011	0.0337	1.0
S ₂	2150	870	10	0.01149	0.0011	0.0272	0.9
						Total	1.9

Tabla 6. Balance de aguas subterráneas (CONAGUA 2006).

Concepto	hm ³ /año
Recarga por lluvia	5.2
Entradas horizontales	13.4
Recarga natural	18.6
Recarga inducida	1.4
Recarga total	20.0
Salidas horizontales	1.9
Extracción por bombeo	14.0
Descarga natural profunda	4.1
Descarga total	20.0
Minado	0.0

5.4. Uso de Agua

Según datos de CONAGUA (2006), el municipio de Iguala de la Independencia, junto con otros tres municipios más, se encuentran en una zona con una veda para extracción de agua subterránea tipo 1, regida de acuerdo con la clasificación del artículo 11 del Reglamento con fecha 29 de diciembre de 1956 en materia de aguas del subsuelo, por medio de este decreto se declara de interés público la conservación de los mantos acuíferos en dichos municipios.

De acuerdo con la Ley Federal de Derechos del 2006, el municipio de Iguala, se encuentra en zona de disponibilidad 6 (la zona marca la disponibilidad de agua per cápita al año y la actividad económica de la región).

El volumen anual de extracción, de acuerdo con los títulos de concesión inscritos en el Registro Público de Derechos de Agua (REPGA), de la Subdirección General de Administración del Agua, al 31 de diciembre del 2006 es de 5'900,215 m³/año.

Tabla 7. Extracciones de agua subterránea CONAGUA (2006).

Agrícola	Público-urbano	Doméstico-abrevadero	Industrial	Total
1.30(hm ³ /año)	12.20(hm ³ /año)	0.00(hm ³ /año)	0.50(hm ³ /año)	14.00(hm ³ /año)

De acuerdo con la información del último censo de aprovechamientos realizado en la zona, el valor de la extracción asciende a los 14 hm³/año, de los cuales 12.2 (87.1%) se destinan al abastecimiento público-urbano, 1.3 (9.3%) para uso agrícola y los 0.5 hm³/año restantes (3.6%) para uso industrial.

5.5. Calidad del agua

Con base en los datos de CONAGUA (2006), se tiene que la siguiente tabla con algunos parámetros de la calidad del agua del municipio de Iguala.

En 1987 se realizó un estudio en la zona de interés, en el que se refleja que la familia del agua predominante en el municipio de Iguala es cálcico-bicarbonatada, y en general presenta un valor promedio de sólidos disueltos en las aguas de 672 ppm CONAGUA (2006).

La calidad de las aguas subterráneas en la zona de calizas está en función directa de la continuidad estructural de las calizas, así como de la presencia de los yesos. La presencia de los yesos de la Anhidrita Huitzucó ocasiona que las aguas subterráneas se contaminen con sulfatos, dando en los sectores septentrionales y centrales valores de conductividad de 546 y 535 $\mu\text{S}/\text{m}$, respectivamente, por otra parte en el resto de las muestras los valores de conductividad medidos varía entre 600 y 900 $\mu\text{S}/\text{m}$, CONAGUA (2006).

Para el año 2005, de acuerdo con las mediciones efectuadas del agua alumbrada en los aprovechamientos, tiende a incrementarse de 26° C en la periferia hasta 30.5° C en el centro de la población. Probablemente el agua de se extrae de la zona del Valle de Iguala resulte de una mezcla de flujos locales y regionales dadas las altas temperaturas que registraron sus aguas CNA (2005).

Los valores de pH en la periferia del valle de Iguala tuvieron un máximo valor de 9.03 existiendo valores menores a este del orden de 7 a 8 (CNA, 2005).

La disponibilidad de aguas subterráneas en el acuífero de Iguala, según CNA (2005), tiene un volumen disponible de 14'099,785 m³ anuales. Con la aclaración de que el cálculo de la recarga media anual que recibe el acuífero y, por lo tanto de su disponibilidad, se refiere al área de balance dentro de la porción del acuífero granular (CNA, 2005).

5.6. Implementación en campo de pruebas de bombeo

Se realizaron distintas pruebas hidrogeológicas, como la medición de niveles estáticos y dinámicos de los pozos, también se realizaron pruebas de bombeo, las cuales se llevaron a cabo para obtener los parámetros hidrogeológicos del acuífero en cuestión, para así poder crear mapas de distribución de las conductividades hidráulicas y de transmisividad del medio, para finalmente poder generar una configuración del flujo del agua subterránea, y determinar las posibles unidades hidrogeológicas a explotar.

Las pruebas de bombeo se pueden dividir en 5 partes:

El pozo a medir debe estar en reposo como mínimo 24 horas.

Una vez estando en reposo el pozo, se debe de medir el nivel piezométrico del agua, este nivel se define como nivel estático y se toma como nivel “base 1” del pozo.

Ya teniendo el valor base, se enciende la bomba y se mide el descenso del agua, la toma de datos del descenso se hace siguiendo una lista de tiempos previamente definida que varía logarítmicamente, de tal manera que se logre registrar de manera consecuyente los primeros descensos hasta llegar a un nivel estable del agua. Esto dependerá de las condiciones del medio geológico, por lo general una prueba de bombeo dura alrededor de 72 horas.

Una vez alcanzado un nivel estable de la columna de agua en extracción, este nivel más profundo que el anterior, se tomará como nivel “base 2”, el cual se tomará como punto de partida para la siguiente etapa de la prueba llamada “Recuperación del pozo”.

La recuperación del pozo, es igual a la toma de datos de la extracción sólo que en sentido inverso, lo que se mide en este caso es cómo se recupera el nivel original de la columna de agua, para esto la bomba que extrae el agua se apaga y es cuando comienza la recuperación, nuevamente se van registrando los niveles del agua en la tabla de tiempos, hasta llegar al nivel “base 1” (Custodio y Llamas, 1996).

Las pruebas de bombeo realizadas se llevaron a cabo en dos pozos en pozo 5 y el pozo 9, de los cuales en este trabajo sólo se tomó en cuenta la interpretación de los datos del pozo 9, debido a la cercanía con el perfil geofísico realizado.

Los datos del pozo 9 son:

Tabla 8. Datos específicos del pozo 9.

Pozo: 9	Clave: 9	Etapa: Abatimiento / Recuperación
Estado: Guerrero	Localidad: Iguala de la Independencia	
Coordenadas: 14 Q 0444652, 2027862	Altitud: 730 msnm	Datum: WGS84
Dirección: Lateral del Periférico Oriente, casi esquina con av. Heróico Colegio Militar		
Propietario: CAPAMI		
Prof. NE: 53.28 m		
Q extraído: 1.5 l/s = 15 m ³ dato tomado del medidor Prof. total: 120 m aprox		
∅ Columna succión: 3"	Tipo: Bombeo	
∅ Tubería e descarha : 3"	Uso: Agua potable	
Brocal: 0.59 cm	Mediciones referidas: Brocal	

El pozo 9, es usado de manera intermitente por parte de CAPAMI, es decir, la tubería alimenta una cisterna que es usada para almacenar el agua extraída del pozo, en esta misma cisterna se almacena agua que es bombeada de otro pozo, por lo que cuando se llena la cisterna se para el bombeo de ambos pozos.



Figura 26. Pozo de bombeo número 9 y Sonda.

Por lo que el pozo 9, se usa de manera cíclica según la demanda que se tenga en la red de agua potable del Municipio de Iguala, Gro.

5.7. Procesado e interpretación de las pruebas de bombeo

Existen varios métodos para interpretar una prueba de bombeo, entre ellos se encuentran Modelo de Theis, Pruebas SLUG y Jacob-Cooper (Custodio y Llamas, 1996), los cuales ayudan a obtener los parámetros deseados para así poder caracterizar el acuífero en estudio.

En este caso el procesado se realizó a través de gráficas realizadas en excel, las cuales se interpretaron bajo el criterio de Jacob-Cooper, el cual presenta ciertas particularidades, las gráficas son divididas en diferentes segmentos, que será necesario identificar e interpretar para poder aplicar el método de “la línea recta” Jacob-Cooper.

El método de la línea recta, consiste en visualizar la grafica de Tiempo en segundos (s) contra Abatimiento en metros (m), esta gráfica se puede dividir en capacidades del acuífero, respuesta del acuífero y los límites del acuífero; dependiendo del comportamiento del acuífero, la gráfica se puede interpretar como un acuífero libre, semiconfinado o confinado.

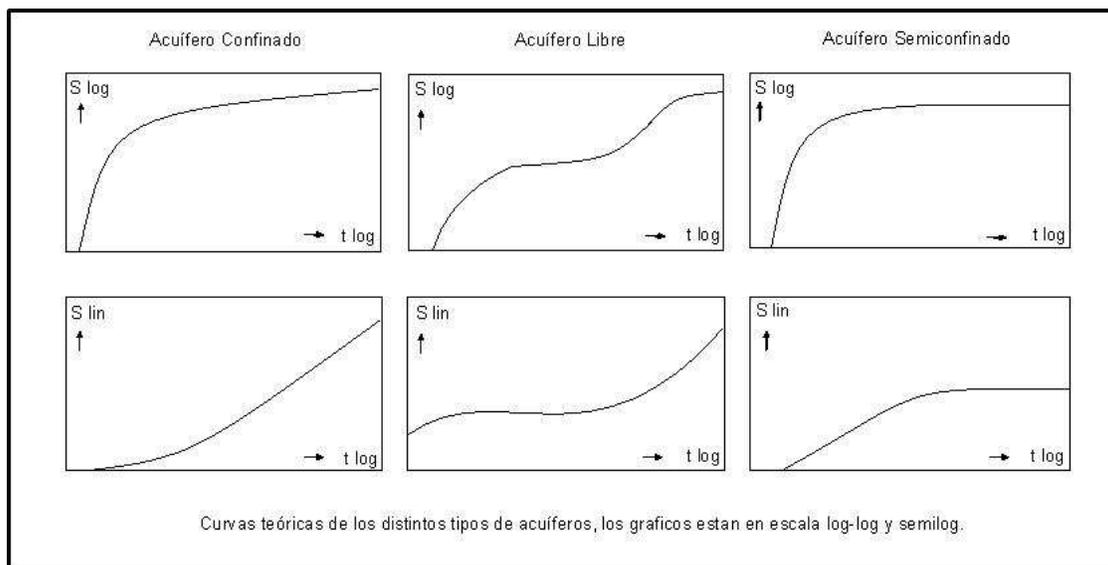


Figura 27. Gráficas teóricas de la respuesta de un acuífero (Custodio y Llamas, 1996).

Tabla 9. Tabla de respuesta a la prueba de bombeo del acuífero y valores de transmisividad.

	Segmento 2	Segmento 3
T=	1.0367637 m ² /día	69.58 m ² /día

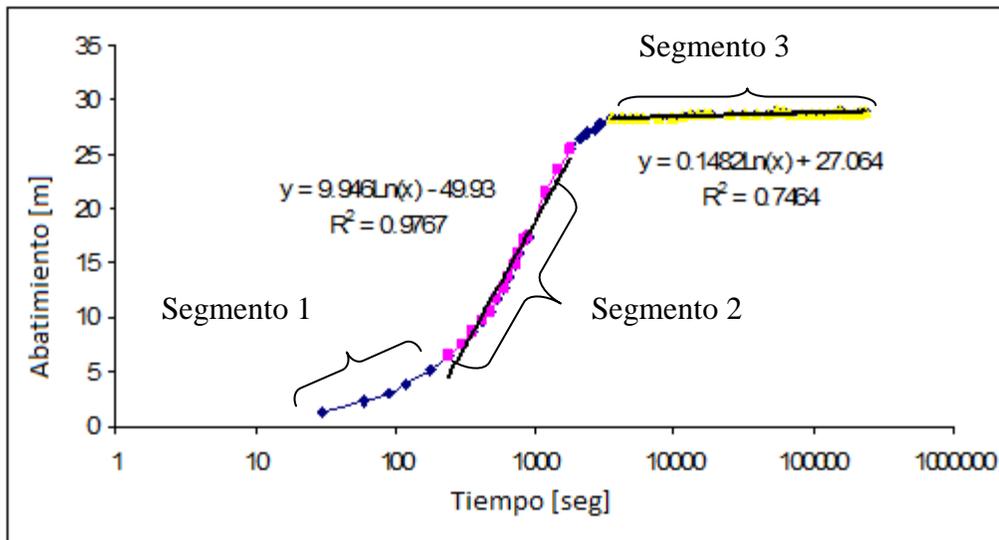


Figura 28 Gráfica de la prueba de bombeo del pozo 9.

La gráfica de la prueba de bombeo es posible analizarla en tres segmentos, el primer segmento indica la respuesta del pozo a la extracción del agua, en los primeros segundos o minutos de la prueba, el segundo segmento indica la repuesta del acuífero, esto es como se comporta el acuífero durante la extracción, a lo largo de toda la prueba y el tercer segmento, indica como se comporta el entorno del acuífero y su relación con él, en este caso se trata de un acuífero semiconfinado y como se aprecia en la Figura 28, esta parte del segmento se mantiene constante, esto es debido a que el acuífero recibe una aportación o goteo de una zona de baja permeabilidad, lo que hace que se mantenga equilibrada la extracción respecto a la recarga.

La transmisividad que se obtuvo en la prueba de bombeo es baja respecto al valor estimado por CONAGUA (2006), este valor es posible justificarlo a través de la intercalación de

diversas litologías, las cuales van de granulometría fina a gruesa, haciendo que el comportamiento del acuífero sea de libre a semiconfinado.

Con base en la gráfica obtenida (Figura 28) y comparándolas con la gráfica de la Figura 27, se puede deducir que se trata de un acuífero que va de libre a semiconfinado, esto debido a que en la zona centro se presentan niveles piezométricos que van desde los 5 m de profundidad, hasta los 50 ó 60 m, pasando por diversos horizontes con granulometría muy variada, lo cual sugiere que se encuentran presentes ambos tipos de acuífero, igualmente los valores de transmisividad obtenidos concuerdan con los valores esperados para un acuífero que va de libre a semiconfinado.

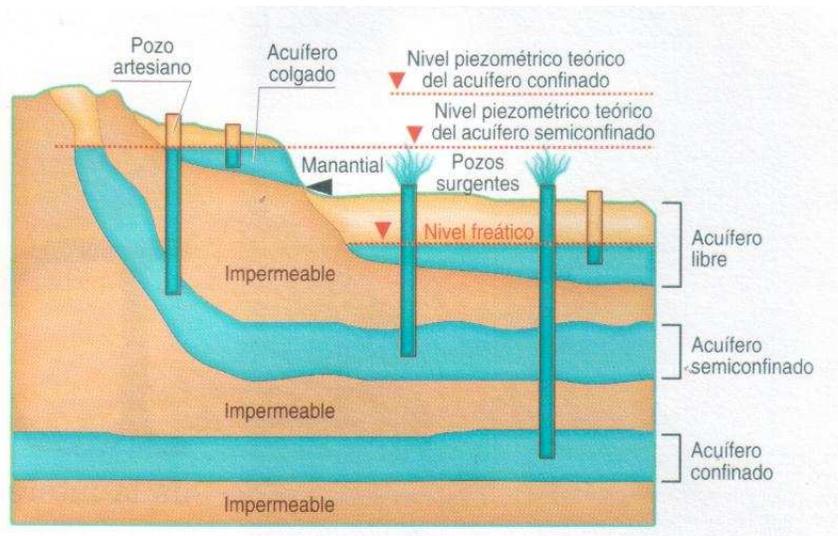


Figura 29. Ejemplo de un acuífero libre y semiconfinado (Web 5).

Un acuífero libre, es aquel acuífero cuya capa de almacenamiento se encuentra en contacto directo con la superficie. El agua se encuentra a presión atmosférica y su descarga se produce en función de la época del año y los regímenes de lluvias.

La diferencia entre un acuífero confinado y semiconfinado, radica en la permeabilidad de la capa confinante, esto es si la capa confinante deja pasar algo de agua, el acuífero será semiconfinado, y podrá recibir eventualmente una recarga a través del acuitardo, denominada factor de goteo y si la capa es prácticamente impermeable, el acuífero será confinado.

Al analizar la Figura 29, es posible definir que el acuífero que se está caracterizando es un acuífero semiconfinado, los cuales presentan las siguientes características (Custodio y Llamas, 1996).

Estos acuíferos están sobre y subyacidos por capas confinantes y semiconfinantes, generalmente sedimentos de granulometría fina.

La capa confinante ocasiona que el agua contenida en el acuífero se encuentre sujeto a una presión mayor que la presión atmosférica.

La superficie del agua en este tipo de acuíferos, se denomina nivel piezométrico o superficie potenciométrica.

El nivel piezométrico es una superficie virtual, una superficie “energética”, esto es: si se perfora un pozo que alcance la cima del acuífero, que además perfora totalmente el espesor del mismo, el agua del acuífero subirá en el interior del pozo, hasta alcanzar un equilibrio entre la presión del agua en los poros y la presión atmosférica.

En estos acuíferos, el espesor saturado es igual al espesor de la formación.

6. Procesado de Datos

El procesado de los datos involucra una serie de pasos los cuales se mencionan a continuación:

La primera parte consiste en limpiar las series de tiempo, esto se realiza por medio del programa Maprososf/SE de la compañía Metronix; en este apartado se eliminan los tramos de la serie en lo que se distingue ruido como es el caso de las líneas de alta tensión.

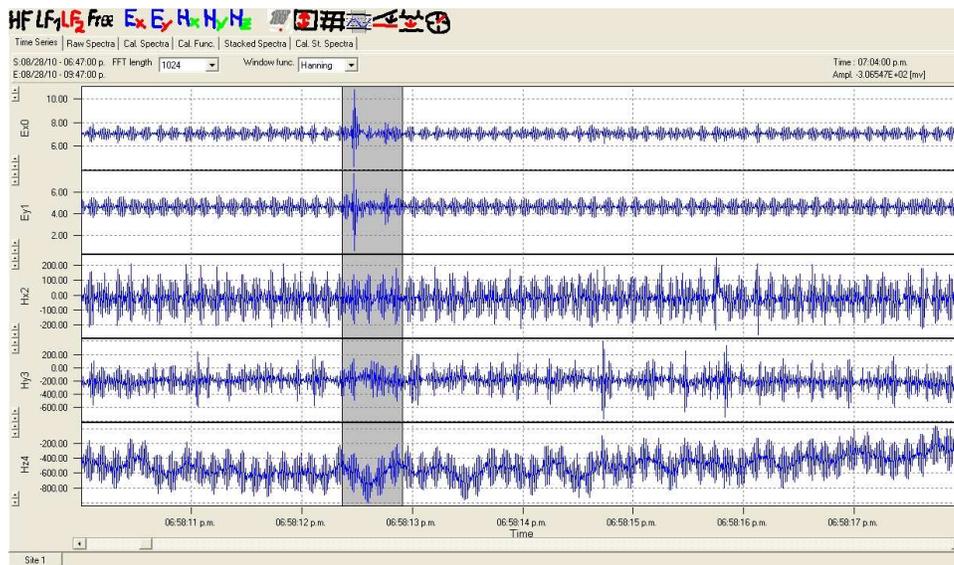


Figura 30. Ventana de un segmento de la señal en la que se presenta ruido.

Teniendo las series temporales limpias, se generan las curvas de resistividad y fase para cada sitio, esto es posible variando parámetros de la estimación del tensor de impedancias, como el tamaño de la ventana, la transformada rápida de Fourier (FFT), si se elige o no una restricción de coherencia, entre otros.

El segundo paso dentro del procesado de datos es la manipulación de los datos con el programa WinGLink. El primer paso dentro de este segundo bloque es la creación de una base de datos en la cual se cargan los datos previamente procesados en el Maprososf/SE, esta base de datos presenta las curvas finales de resistividad y de fase, las cuales se pueden limpiarse nuevamente, eliminando los datos más ruidosos y los que no cumplen con las

condiciones fijadas para cada modo (TE o TM), es decir, se eliminan los puntos fuera de tendencia o que presentan barras de error grandes.

Según Pellerin y Hohmann (1990), realizar la corrección de *static shift* con las curvas de TEM (Transitorio Electromagnético) en los datos de MT, método propuesto originalmente por Stermberg (1988). Pellerin y Hohmann (1990) comentan que la inversión de los datos de TEM es la mejor técnica para eliminar los efectos del *static shift*, también mencionan que una vez teniendo la curva de resistividad del TEM y la curva de MT sin importar el modo que se esté utilizando (TM-TE) la curva de TM se mueve ya sea en su parte baja o alta, de tal manera que ajuste con la de TEM de tal manera que con este ajuste se elimina el efecto estático, con esto se sienta la base para la corrección y la modelización 1D.

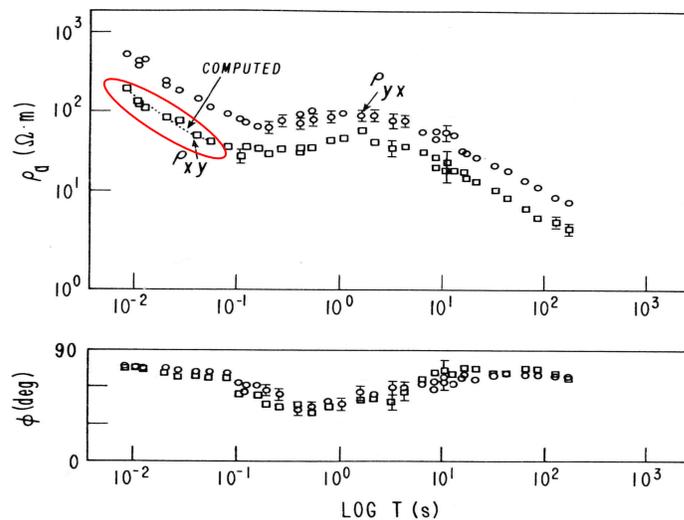


Figura 31. Ejemplo de curvas de de resistividad aparente afectadas por static shift (modos XY – YX, en cuadrados y círculos, respectivamente) y la curva de respuesta del TEM calculada (línea punteada) para corregir los datos afectados por la distorsión, también se indica la fase (Pellerin y Hohmann, 1990).

El segundo paso es la creación de la curva de los modelos 1D para cada sitio de adquisición, este paso involucra el ajuste de la curva mediante la inversión de Occam, para la generación de un modelo cuya características son de alguna manera las características esenciales de cualquiera de las posibles soluciones, una de las cuales presumiblemente es la estructura verdadera.

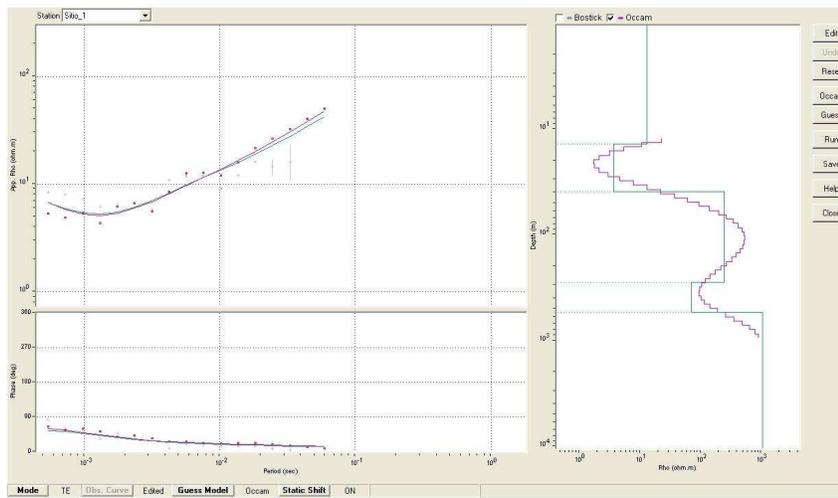


Figura 32. Ejemplo de la inversión unidimensional utilizando el esquema de Occam.

Para la inversión de Occam, en color morado en la Figura 32, es posible ajustar los parámetros de número de capas, número de iteraciones al igual que si se quiere restringir las profundidades estimadas para cada inflexión. La inversión de Occam 1D para MT fue propuesta por Constable et al. (1987), dicho algoritmo hace referencia a la simplificación de la no unicidad de modelos, siendo que no siempre el modelo que más satisface a los datos es necesariamente el mejor, por lo que basándose en el principio de corte de Occam que dice: “la explicación más simple y suficiente es la más probable, más no necesariamente la verdadera”, se busca obtener modelos suavizados para reducir la sobreinterpretación de los datos y la eliminación arbitraria de discontinuidades.

La curva de ajuste en color verde, es el modelo de capas más congruente con la inversión de Occam, este modelo representa los valores de resistividad contra profundidad, con lo que se genera la sección de resistividades 1D, como primera interpretación del medio prospectado.

El tercer paso del procesado es la generación de un perfil geoelectrico, en el que se encuentran proyectados los puntos de adquisición, habiendo creado el perfil se pueden crear las secciones de resistividad 1D y el modelo 2D.

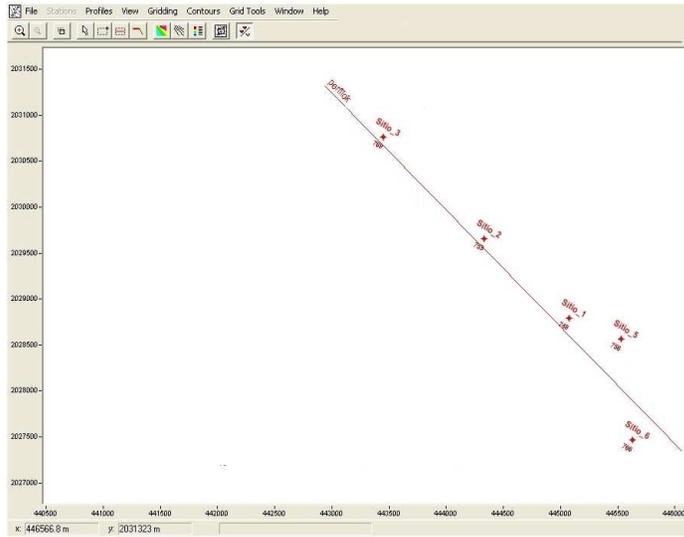


Figura 33. Mapa de ubicación del perfil con los sitios MT adquiridos.

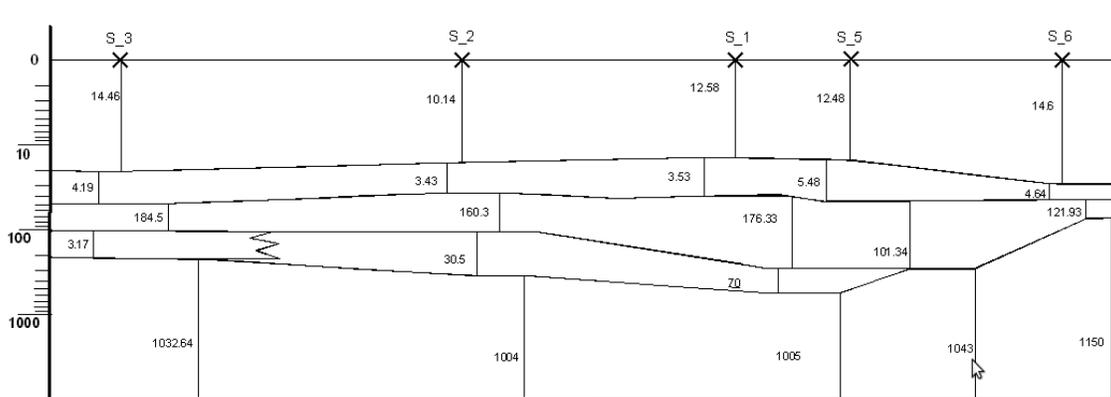


Figura 34. Sección de capas geoelectrica 1D.

Dadas la características de los datos presentes hasta ahora, viendo el comportamiento de las curvas y analizando la información de los diagramas polares respecto a la dimensionalidad del medio, es posible inferir que existe el comportamiento de un modelo 2D por lo que se pudo realizar una inversión para un modelos 2D.

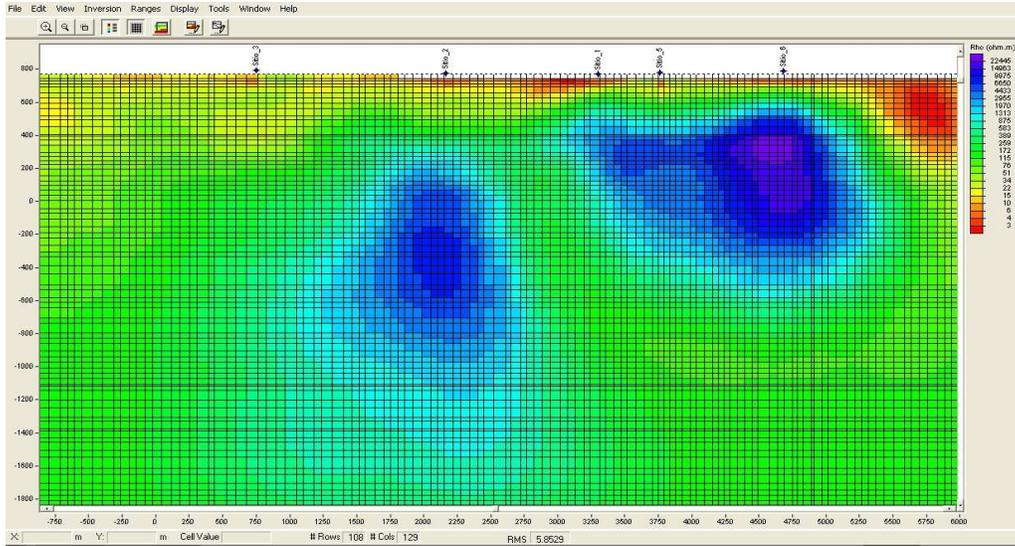


Figura 35. Modelo geoelectrica 2D para los modos TM y TE, con valores desde 1 hasta 0.001 Hz.

En la geología siempre existirá una dirección principal de orientación de las estructuras, llamada comúnmente *strike*, si esta dirección coincide con alguna de las direcciones de las mediciones del campo electromagnético se puede hablar de dos modos de polarización.

Para la realización del modelo 2D no hubo la necesidad de rotar los datos, puesto que como los análisis indican existe una orientación predominante N-S, tomando en cuenta que la adquisición se realizó orientando los sensores en dirección NS y EW, por lo que los datos ya se encuentran en dirección del *strike*. Así, la inversión se realizó de manera directa, únicamente variando los parámetros de la inversión.

Para este caso se realizó la inversión de manera separada TE y TM, pero la calidad de los modelos obtenida no fue la esperada, por las cuestiones discutidas en el apartado 4.4 relativo a inversión 2D, así que se decidió hacer la inversión conjunta (TE+TM) siendo ésta la que mejor modelo otorga, pues la generación de este modelo es coherente con el modelo generado de 1D.

La mejor forma de hacer perceptibles los efectos de la resistividad o conductividad del medio es mediante la combinación de los modos TE y TM, donde el conductor y la resistencia se visualizan con mejor claridad, que de manera independiente.

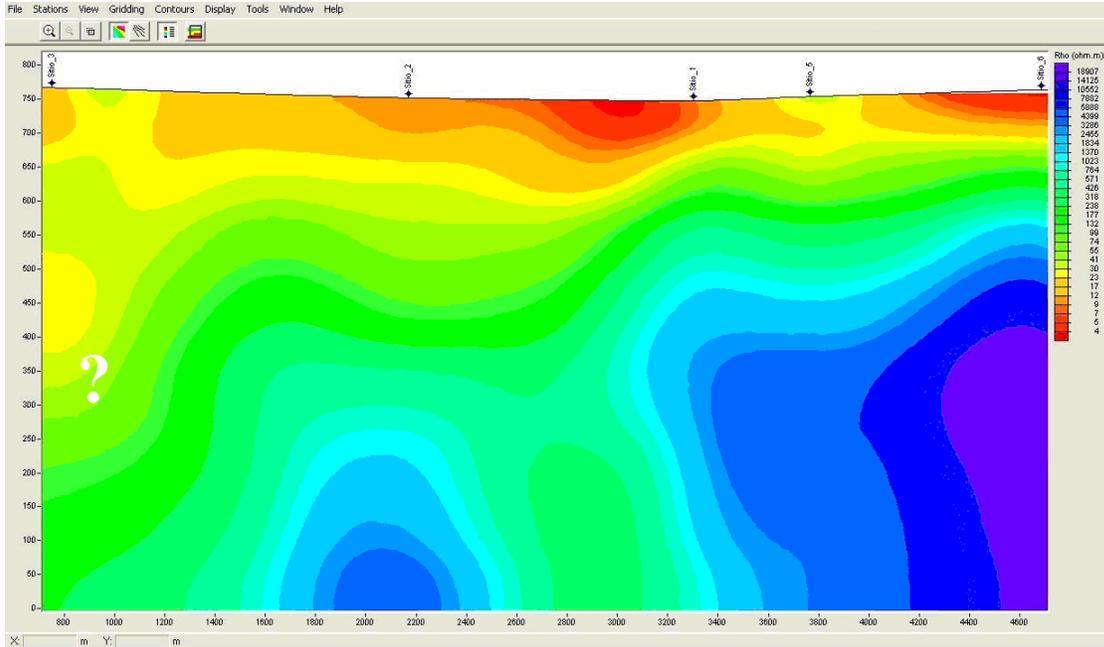


Figura 36. Sección geoelectrica 2D sin malla, el signo de interrogación debajo del sitio 3 indica una mayor incertidumbre en el modelo.

Análisis de Sensibilidad

La sensibilidad del método para ondas electromagnéticas está en función de las anisotropía del medio, esto quiere decir que podrá presentar diferentes características según la dirección de los posibles cuerpos a profundidad, dando por resultado que el grado de anisotropía afectará las lecturas de la direccionalidad geoelectrica (*strike*) de los cuerpos provocando una lectura diferente para cada modo.

En el documento de Jones (2006), menciona en su análisis que los modos TE y TM, caracterizan de mejor manera cualidades independientes del medio, sin hacer a un lado la caracterización conjunta TE-TM, de tal manera que, el modo TE, caracteriza estructuras horizontales, pero para lograr esto se necesitan lecturas de mayor periodo, haciéndose más sensible a los cambios horizontales teniendo una mayor atenuación al encontrarse con estructuras de este tipo, siendo el modo TM más sensible a los cambios verticales, sin la necesidad de lecturas de periodo largo y alcanzando la misma profundidad de penetración.

El análisis de la sensibilidad se realizó por medio de prueba y error, sobre el modelo de malla 2D, esto con el fin de visualizar el momento en el que el ajuste de la curva sobre los datos presenta un cambio en la curva original.

Lo anterior se logra poniendo un cuerpo resistivo en la base del modelo, la ubicación del cuerpo va ir variando respecto a la profundidad, de tal manera que sea posible distinguir un cambio en el ajuste de la curva, esto como respuesta al cuerpo resistivo, si el ajuste de la curva del modelo con el cuerpo resistivo no presenta un cambio respecto al ajuste de la curva de los datos originales, significa que el modelo es insensible a esa profundidad, por lo que se tiene que disminuir la profundidad del cuerpo, esta variación de la profundidad se detendrá hasta que se encuentre la frontera, en la que la respuesta del modelo que contiene al cuerpo, presente un cambio respecto a la curva original, sólo así, para este caso, se podrá definir la profundidad a la que el modelo es confiable

En este trabajo se utilizó esta metodología para probar la profundidad a la que el modelo es fiable y ésta ronda los 1500 m de profundidad aproximadamente.

El signo de interrogación presente en el modelo 2D, responde a que se tiene una incongruencia en esa zona entre las secciones geoelectricas generadas a partir del modelo 1D y el modelo 2D. Esto resulta de la dimensionalidad manifiesta por el medio. Es decir, que al hacer el análisis dimensional se determinó que el medio se comporta esencialmente como un medio 2D. En este sentido, el modelo más apropiado sería el calculado integrando los dos modos de polarización. ya que tanto TE como TM no son iguales (estas respuestas serían idénticas si se tratara de un modelo unidimensional). Tomando esto como premisa y sabiendo que el modelo 1D presenta una muy buena visualización del modelo de capas, se optó por generar ambos modelos. El modelo 1D fue generado a partir del invariante rotacional denominado media geométrica, para tratar de integrar la respuesta de ambos modos. El modelo 2D generado a partir del software WinGLink, sólo puede invertir los modos TE, TM o TE+TM, en este trabajo se invirtieron ambos modos simultáneamente, es decir, no se utilizó un invariante como en el caso del 1D. En este sentido, no implica que ambos modelos tengan que ser iguales dado que ajustan respuestas diferentes.

Las secciones obtenidas con ambas metodologías fueron muy similares, excepto debajo del sitio 3 donde el espesor del conductor parece incrementarse. En este sitio las curvas de resistividad aparente y fase mostraban una calidad regular, sobre todo el modo TM, por lo que existe una mayor incertidumbre en el modelo (lo cual se representa con un signo de interrogación en la Figura 36).

Discusión de resultados

Con base en los resultados obtenidos, tanto en la interpretación de la prueba de bombeo, como en el modelo de capas 1D, creado a partir de los datos de MT y en conjunto con los datos publicados por CNA (2005), y auxiliándose con la configuración hidrológica generada a partir de los niveles estáticos (NE) en Surfer, mediante una interpolación de Kriging, se generó la siguiente figura.

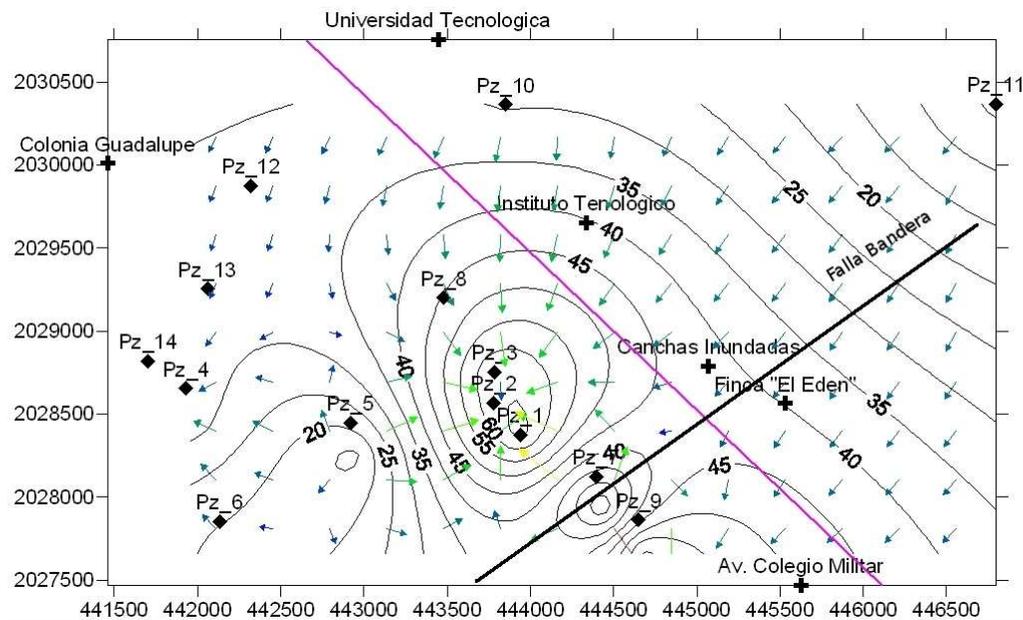


Figura 37. Configuración de la profundidad de los niveles estáticos.

Al analizar la configuración hidrogeológica, Figura 37, se observa que las isolíneas del NE con valores que van de los 20 a los 60 m de profundidad, concuerda con las mediciones del NE de los pozos realizadas con anterioridad en campo, que se encuentran entre los 20 y 45 m, de tal manera que es posible generar la red de flujo e identificar los conos de abatimiento debidos a la extracción del agua e inferir la dirección preferencial del flujo de agua subterránea.

Con la interpretación de los datos de geofísica y la información geológica que se tiene de la zona, se realizó la siguiente sección:

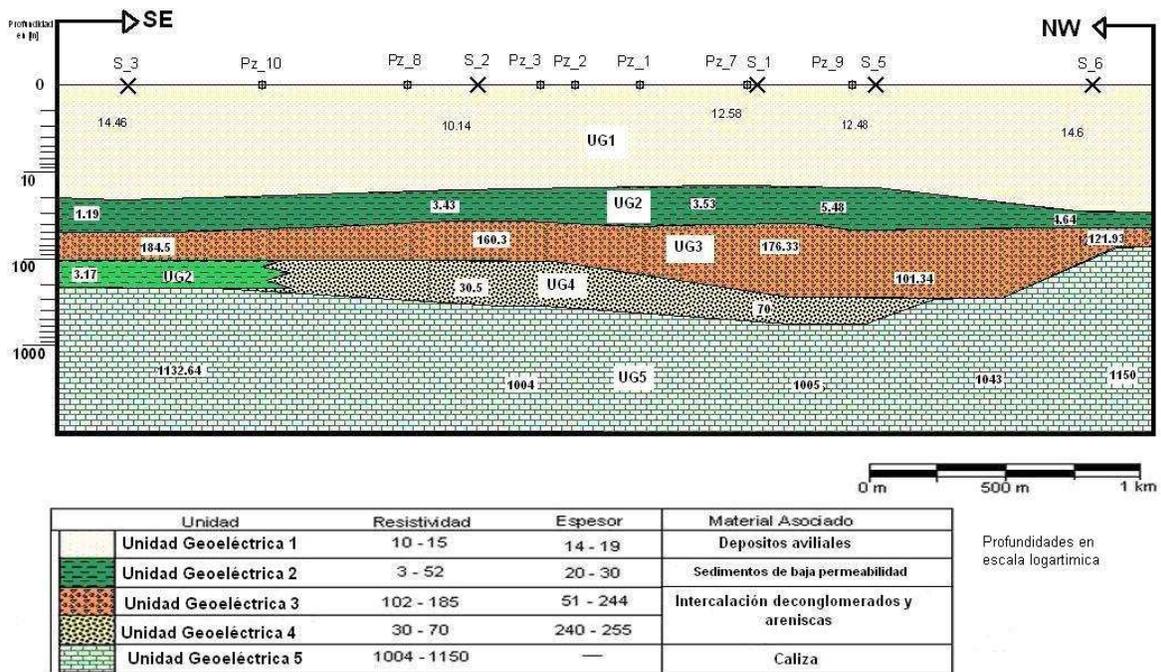


Figura 38. Sección de unidades geoelectricas.

Esta sección compila la información geológica y geofísica, Figura 38, a lo largo de los puntos de adquisición, como es posible visualizar las unidades definidas a través de la geofísica encajan perfectamente con las unidades descritas por CNA (2006), pudiendo ser definidas 5 unidades hidrogeológicas, Tabla 11, las cuales son:

Tabla 10. Tabla de Unidades Hidrogeológicas.

Simbología	Unidad Geoelectrica	Resistividad ($\Omega.m$)	Correlación Litológica	Unidad Hidrogeológica	Componente hidrogeológico
	UG1	10 – 15	Depósitos Aluviales	UH1	Zona vadosa
	UG2	3 – 6	Sedimentos de baja permeabilidad	UH2	Acuitardo
	UG3	102 – 185	Intercalación conglomerado y arenisca	UH3	Acuífero
	UG4	30 – 70		UH4	
	UG5	1004 - 1150	Caliza	UH5	Límite poco permeable

Al procesar los datos en el WinGLink se obtienen los valores de resistividad en conjunto con los valores de los espesores de cada capa, por lo que haciendo uso de estos valores, se genero la Figura. 39. que representa la sección geológica creada a partir de los ajustes de las curvas de MT con espesores reales, igualmente en la sección se proyectan los pozos de extracción de agua potable que se encuentran más cercanos al perfil.

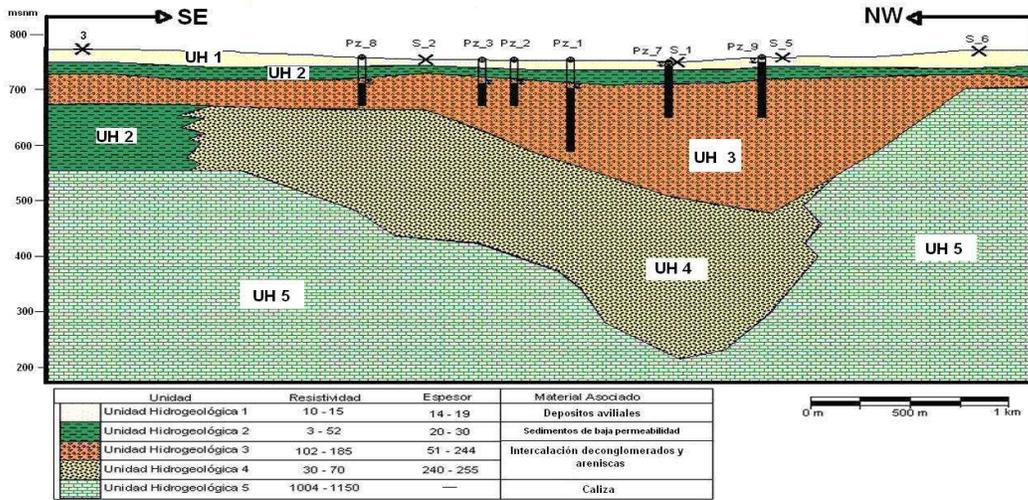


Figura 39. Sección de unidades geoelectricas.

La columna estratigráfica que se muestra en la Figura. 40. representa las unidades geológicas que se presentan a profundidad, con espesores reales, pero poco representativos ya que como se ve en la Figura. 40. la continuidad de las unidades al igual que sus espesores son poco homogéneos.

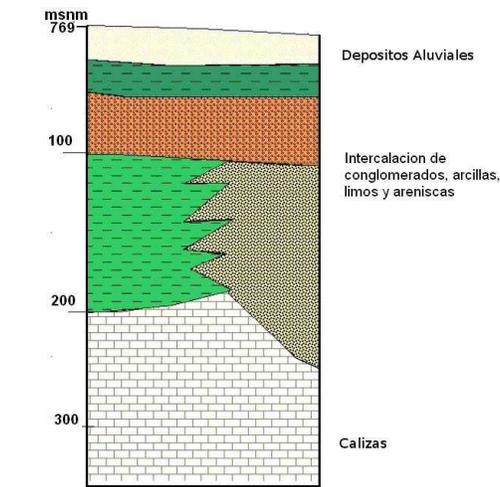


Figura 40. Columna Local del Área de Estudio.

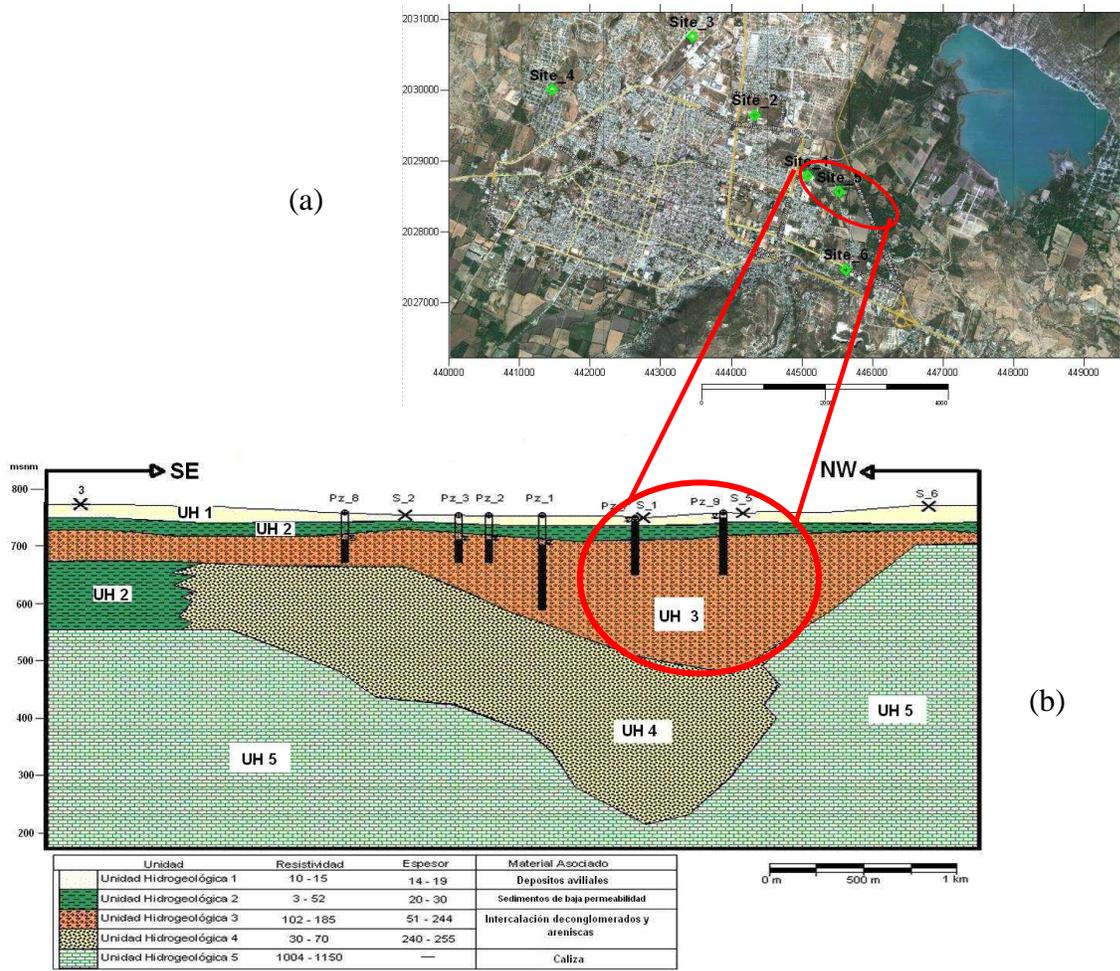


Figura 41. Zona recomendada para perforación de pozo.

Conjuntando la información geológica, hidrogeológica y de los perfiles y haciendo el análisis de la información se puede identificar la zona con mayor potencial de explotación de agua subterránea; esta zona se indica en la Figura 41-(a) dentro de un círculo rojo, por otra parte en la Figura 41-(b) al igual en un círculo rojo se denotando la zona donde se presenta el mayor espesor de la zona saturada que se encuentra entre el pozo 1 y el sitio 5 de MT.

Resultando esta delimitación como la zona con mejores capacidades hídricas para ser explotadas.

Conclusiones

Para este trabajo se concluye que los estudios de geofísica en conjunto con los de hidrogeología, arrojan resultados que se complementan entre sí, facilitando la correlación de la información, pudiendo llegar a un resultado común que satisface a ambas partes y representa de la mejor manera las condiciones hidrogeológicas del Valle de Iguala en su parte noreste

Al haber correlacionado los datos de las pruebas de bombeo, con el modelo generado a partir de los sondeos de MT y con la información geológica, se concluye que se tienen 5 unidades (tanto hidrogeológicas como geofísicas) de las cuales la unidad 1 (UG 1 y UH 1), corresponde a un depósito aluvial o zona vadosa, que posiblemente en un principio fungió como acuífero libre, el cual ya fue drenado, después se encuentra la unidad 2 (UG 2 y UH 2), la cual se encuentra perfectamente definida a lo largo de toda la sección, esta unidad está compuesta por un material de granulometría fina, la cual podría asociarse a facies limosas y/o arcillosas; después encontramos la unidad 3 (UG 3 y UH 3) y la unidad 4 (UG 4 y UH 4), estas dos unidades conforman una intercalación de conglomerados y areniscas. La unidad 2 se comporta como un acuitardo que cumple la función de confinante superior de la unidad 3 y 4, estas dos unidades 3 y 4 se consideran que forman el acuífero, el cual se caracterizó por medio de las pruebas de bombeo como un acuífero semiconfinado, lo cual se corroboró al interpretar los datos de MT y generar el modelo 1D. Al observar el modelo e interpretarlo es posible asociar los valores de resistividad obtenidos en las unidades 3 y 4 al acuífero; sin embargo, por debajo de estas dos unidades los valores de resistividad son muy altos, por lo que es posible inferir que el acuífero se encuentra limitado en su parte inferior con la unidad 5, la cual se comporta como un confinante poco permeable, compuesto por calizas.

Con el análisis anterior de la información se pueden identificar la zona con mayor potencial de explotación de agua subterránea; esta zona está localizada en la parte donde se presenta el mayor espesor de la zona saturada, como la zona que se encuentra entre el pozo 1 y el sitio de MT 5.

Teniendo lo anterior como base y sabiendo la relación que existe entre los datos de geología, hidrogeología y geofísica, se cumple con el objetivo propuesto en un principio para el presente trabajo de tesis, es decir, la caracterización de una porción del acuífero de Iguala, Gro. El segundo objetivo también fue alcanzado pues se identificó la zona con mayor potencial de explotación en la zona cubierta por el estudio geofísico.

Por lo anteriormente expuesto, la delimitación del acuífero a través de estudios geofísicos es una manera muy adecuada para realizar alcanzar estas metas y con ayuda de la geología es posible integrar la información. El aporte de este trabajo hacia el municipio de Iguala de la Independencia, Gro. es proporcionar la información para que, en lo posible, el organismo responsable del abastecimiento del agua potable, lleve una gestión y explotación racional del acuífero, para afrontar las necesidades del municipio.

Recomendaciones

1. Perforar el pozo y hacer un pozo exploratorio, par evaluar el potencial hídrico de las capas inferiores.
2. Extender la zona de investigación hacia la parte S-E de la cuenca de Iguala.
3. Evaluar el potencial hídrico de las calizas, como una fuente futura de recurso hídrico.
4. Monitorear los niveles estáticos y dinámicos de los pozos periódicamente.
5. Evaluar el comportamiento de los conos de abatimiento en la zona centro y ver si es viable sacar esos pozos de esta zona.
6. Generar un modelo de la cuenca para evaluar la dirección de los flujos de agua subterránea.
7. Generar un mapa donde se delimiten las zonas con mayor demanda de agua y las zonas donde se presenta un mayor crecimiento poblacional.

Bibliografía

Acosta, S.T., 2007. El método MT para la prospección de estructuras superficiales. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 110 pp.

Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics – Zeitschrift fur Geophysik*, 62(2), 119-127 pp.

Bahr, K., Groom, R.W., 1992. Corrections for near surface affects: Tutorial paper, 10th Workshop on EM induction in the Earth. IAGA WG-12.

Serway, R.A., 2009. Electricidad y Magnetismo. CENGAGE LEARNING, 7^{ta} Edición México, 336 pp.

Berbesi, A.L., 2005. Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para unamedición 2-D RMT+CSTMT en Skediga, Suecia. Tesis de Licenciatura. Ilustre Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela. 65 pp.

Cagniard. L. 1953. Basic Theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, Vol. 18:3. 205 – 263 pp.

Chave, A.D. y Smith, J.T., 1994. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decomposition. *Journal of Geophysical Research*, 99: 4669-4682 pp.

Constable, S.C., Parker, K.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3): 289-300 pp.

Corbo, F., 2006. “Modelo Geofísico del acuífero Guarani: Zona comprendida entre Uruguay y Argentina”. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. 152 pp.

Custodio, E. y Llamas, R., 1996. Hidrogeología Subterránea, Ediciones Omega S.A. 2da Edición, Barcelona España.

De Cserna, Z., Fries, C. Jr., 1981. Resumen de la Geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, 47 pp.

Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 236 pp.

Fritz, J.W., Graciela, E.R., 1999. Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero Secretaria de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería, 262 pp.

Gabàs, A., 2003. Nous aspectes metodològics en l'exploracion elèctrica i electromagnètica. Tesis doctoral. Doctorat en Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. 254 pp.

García, M.E., 1973. Modificación al sistema de Clasificación climática de Köppen para adaptarlo a las condiciones de la Republica Mexicana. Dirección general de publicaciones, UNAM, México, 252 pp.

Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local 3-D galvanic distortion. Journal of Geophysical Research, 94 (B2), 1913-1925 pp.

Hernández, M.G., 1995. Estudio estratigráfico y diagenético de la secuencia sedimentaria cretácica en el área de Iguala del Estado de Guerrero. Tesis Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM. 128 pp.

Jiracek, G. R., 1990. Near-Surface and topographic distortions en electromagnetic induction, Surveys in Geophysics, 11:163-203 pp.

Jones A.G., 2006. Electromagnetic interrogation of the anisotropic Earth: Looking into the Earth with polarized spectacles. *ELSEVIER*, 158 (2006) 281–291 pp.

LaTorraca, G.A., Madden, T.R., Korringa, J., 1986. An analysis of magnetotelluric impedance for three-dimensional conductivity structures. *Geophysics*, 51(9), 1819-1829 pp.

Martí, A., Queralt, P. y Roca, E., 2004. Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain. *Geophysical Journal International*, 157: 961-974 pp.

Martí, A., 2006. Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Batic Crustal Structure. Tesis doctoral. Doctorat en Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. 307 pp.

Matzander, U. y Wilde, M., 2007. Manual de operaciones del equipo ADU-07e. Metronix GmbH, Braunschweig, Alemania. 114 pp.

Orellana, E., 1974. Prospección Geoelectrica por Campos Variables. Ed. Paraninfo, Madrid, España. 574 pp.

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 pp.

Pellerin, L., Hohmann G.W., 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysical*, 55(9): 1242-1250 pp.

Pous, J., y Marcuello, A., 2003. El método magnetotelúrico: descripción y aportación en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero Madrid España*, 114(1): 5-16 pp.

Ramírez-Espinosa, J., Flores de Dios-González, L. A., Vidal-Serratos, R., Salinas Prieto, J. C. y Sabanero Sosa, H. (1982). Panorama Geológico del Estado de Guerrero y áreas adyacentes de los estados de Morelos, Michoacán, México, Puebla y Oaxaca. SEP (DGICSA).

Serway, R.A., 2009. Electricidad y Magnetismo. CENGAGE LEARNING, 7^{ta} Edición México, 336 pp.

Simpson, F. y Bahr. K., 2005. Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge. 254 pp.

Stanley, H. W. y Gerald W. H., 1987. Electromagnetic for Geophysical Applications. En: Nabighian, M.N. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. Vol. 1. 131-308 pp.

Swift, C. M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States. Tesis doctoral. M.I.T.

Szarka L. y Menvielle M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, Geophysical Journal International 129(1), 133-142 pp.

Theodore. R. M y Randall. L. M, 1989, Three-Dimensional Magnetotelluric Modeling and Inversion, Vol. 77, NO. 2.

Tikhonov, A. N., 1950 Determination of the electrical characteristics of the earth's crust. Dokl. Akad. Nauk, USSR, Vol. 73. 295 – 297 pp.

Vozoff, K., 1972. The Magnetotelluric Method in the Exploration of the Sedimentary Basins. Geophysics 37(1): 98-141 pp.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M.N., “Electromagnetic Methods in Applied Geophysics”. Vol. 2: 641-707 pp.

Zonge, K.L. y Hughes, L.J., 1986. Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics. En: Nabighian, M.N., Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Vol. 2, 713-807 pp.

CNA, 2005. Informe Final del Estudio, “Medición Piezométrica en las unidades Hidrogeológicas de Iguala, Huitzucu, Poloncingo, Chila y Chilapancingo, Estado de Guerrero”. Comisión Nacional del Agua, Gerencia Regional Balsas – subgerencia Regional Técnica, 52 pp.

CONAGUA, 2006. “Determinación de la disponibilidad de agua subterránea en el acuífero Iguala, estado de Guerrero”. Comisión Nacional del Agua, Gerencia de aguas subterráneas, Subdirección General Técnica, 38pp.

INEGI, 1998. Carta topográfica Esc. 1:50000, Iguala, Guerrero y Morelos, clave E14A78.

POET. 2007. Programa de Ordenamiento Ecológico Territorial, Estado de Guerrero Fases I y II. Actualización de la caracterización y diagnósticos sectoriales. Gobierno del Estado de Guerrero, Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 49 pp.

SGM, 2004. Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico – Minera, Esc. 1:50000, Iguala, Guerrero Morelos, clave E14A78.

Web. 1: SEMARNAT, Estadísticas del Agua en México, 2008.
http://app1.semarnat.gob.mx/dgeia/informe_2008/pdf/cap_6_agua.pdf

Web. 2: CONAGUA, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, 2008. Valores estadísticos de la cuenca.
<http://www.conagua.gob.mx/gasveda/gasveda.aspx?Id=Zonas>
www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/TM_ACUIFEROS.xls

Web. 3: SEMARNAT, Estadísticas del Agua en México, 2011.
http://www.agua.org.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=15824:estadisticas-del-agua-en-mexico-edicion-2011&catid=1128:estadisticas&Itemid=100062

Web. 4: Instituto Nacional de Ecología.
<http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/libros/402/cuencabalsas.html>

Web. 5: INEA, Universidad de Valladolid, España.
http://www.inea.uva.es/web/materiales/web/riego/anuncios/trabajos/webs/Iv%C3%A1n%20Gonzalo%20Tejero/los_acu%C3%ADferos_de_la_provincia_de.htm