



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS DE IMÁGENES RESISTIVAS PARA
DETERMINAR LA CONDUCTIVIDAD
HIDRÁULICA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

BRAULIO ANTONIO VÁZQUEZ RODRÍGUEZ

DIRECTOR DE TESIS:

ING. FRANCISCO ALEJANDRO ARROYO CARRASCO



MÉXICO D.F, CIUDAD UNIVERSITARIA, OCTUBRE 2014

Resumen

Este trabajo de investigación ofrece un método para el análisis de imágenes eléctricas con el fin de obtener un valor de conductividad hidráulica del subsuelo siempre que el medio donde se efectúe sea granular, dichas imágenes son construidas a partir de la información obtenida del cálculo de la inversión de datos de sondeos eléctricos verticales. El análisis conlleva al cálculo de los parámetros de Dar Zarrow para cada modelo, construyéndose con estos las imágenes o secciones geoelectricas de resistencia transversal ρ_t y resistencia longitudinal ρ_s , el valor de estos parámetros permite calcular un valor de conductividad hidráulica longitudinal (K) y transmisividad hidráulica (T), estos parámetros hidráulicos calculados a partir del método expuesto se comparan con aquellos calculados mediante los métodos tradicionales, en este caso las pruebas de aforo escalonado. El resultado indica que no hay similitud entre los valores de los parámetros hidráulicos calculados entre el método expuesto y el método tradicional debido a las diferencias entre las propiedades físicas medidas en cada método, no obstante, el método expuesto en este trabajo puede utilizarse como una herramienta para evaluar los contrastes entre las capas interpretadas de los sondeos eléctricos verticales, permitiendo con ello la conceptualización de la distribución espacial de los valores de conductividad hidráulica.

Abstract

This research offers a method for analyzing electrical images in order to obtain a value of hydraulic conductivity of the subsurface in a granular media, these images are constructed from information obtained by the calculation of data inversion of vertical electrical soundings. The analysis involves the calculation of Dar Zarrowk parameters for each interpreted model, the resultant images or geoelectric cross sections of longitudinal resistance ρ_s and transversal resistance ρ_t , allows to calculate a value of longitudinal hydraulic conductivity (K) and hydraulic transmissivity (T), these hydraulic parameters are calculated from the cited method and they are compared with those calculated by the conventional methods, in this case: step drawdown tests. The result indicates that there is no similarity between the values of the hydraulic parameters calculated from the method disclosed and the traditional method due to the differences between the measured physical properties in each one, however, the method disclosed in this paper can be used as a tool to evaluate the contrasts between layers interpreted of vertical electrical soundings, thus allowing the conceptualization of spatial distribution of hydraulic conductivity values.

Agradecimientos

Agradezco a mis padres por haberme apoyado en todo, por sus consejos y enseñanzas, a ellos debo todo, y esta mención solo es una pequeña muestra del amor y el cariño que les tengo.

Gracias a mi padre por enseñarme el valor de la vida, por mostrarme el camino de la virtud y el compromiso; a mi mamá por ser el eje principal de mi familia, y a mí hermano por apoyarme.

A Jazmín Ortiz: muchas gracias por tu compañía y tu gran amistad, por tu apoyo, tu cariño, tus consejos y enseñanzas, sin tu valiosa ayuda todo se me habría complicado.

A mi director de tesis el Ing. Alejandro Arroyo por confiar en mí para realizar esta investigación, gracias por su paciencia, los conocimientos que compartió conmigo y su tiempo; también a los profesores que evaluaron mi trabajo, gracias por sus consejos para mejorar.

A mis compañeros y amigos que a lo largo de mi paso por la facultad me demostraron su apoyo y su cariño, en especial a Oscar por su simpatía y amistad, a Yamil a Sergio y a Alex, gracias.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por la educación que me brindó, a la Facultad de Ingeniería que junto con la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra dispusieron de profesores que me ayudaron a ser un profesionalista.

Índice

1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Objetivo	3
1.3 Zonas de estudio.....	3
1.3.1 Localidad Nororiente de la ciudad de León, Guanajuato	3
1.3.1.1 Localización	3
1.3.1.2 Geología	4
1.3.2 Localidad Texcoco	6
1.3.2.1 Localización	6
1.3.2.2 Geología	6
2. Fundamentos teóricos de Hidrogeología	8
2.1 Características de un sistema hidrogeológico	8
2.2 Tipos de acuífero.....	10
2.2.1 Acuífero del Valle de León.....	13
2.2.2 Acuífero de Texcoco.....	14
2.3 Anisotropía y heterogeneidad de un acuífero.....	16
2.4 Ley de Darcy.....	18
2.5 Conductividad hidráulica	19
2.6 Transmisividad	20
2.7 Ecuación de flujo radial a un pozo bajo régimen permanente.....	21
2.8 Pruebas de aforo en pozo.....	22
3. Teoría de la prospección eléctrica de corriente continua.....	25
3.1 Ecuaciones generales del campo electromagnético	25
3.2 Teoría del sondeo eléctrico vertical.....	28
3.3 Teoría de la inversión de datos de resistividad en una dimensión	31
3.4 Parámetros de Dar Zarrouk	40

4. Bases teóricas para la estimación de los valores de conductividad hidráulica.....	43
4.1 Estimación de la conductividad hidráulica a partir de las pruebas de aforo	43
4.2 Estimación de la conductividad hidráulica a partir de valores de resistividad.....	44
5. Metodología para la estimación de los valores de conductividad hidráulica	48
5.1 Metodología para la estimación de la conductividad hidráulica	48
a partir de las pruebas de aforo	
5.2 Metodología para la estimación de la conductividad hidráulica	50
a partir de valores de resistividad	
6. Condición de los datos en las zonas de estudio.....	54
6.1 Localidad Nororiente de la ciudad de León, Guanajuato	54
6.2 Localidad Texcoco	55
7. Análisis y comparación de resultados	57
7.1 Localidad Nororiente de la ciudad de León, Guanajuato	57
7.1.1 Resultados de la estimación de la conductividad.....	57
hidráulica mediante pruebas de aforo	
7.1.2 Resultado de la estimación de la conductividad hidráulica	59
mediante sondeos eléctricos verticales	
7.1.3 Comparación de resultados	65
7.2 Localidad Texcoco	66
7.2.1 Resultados de la estimación de la conductividad.....	66
hidráulica mediante pruebas de aforo	
7.2.2 Resultado de la estimación de la conductividad hidráulica	68
mediante sondeos eléctricos verticales	
7.2.3 Comparación de resultados	76
8. Conclusiones y recomendaciones	77

Bibliografía

Anexos

Índice de Figuras

- Figura 1.1 Mapa de localización de la zona de estudio, Zona del Valle de León (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 4
- Figura 1.2 Geología del norte del Valle de León, modificada de la carta Geológico-Minera León Guanajuato, SGM, (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 5
- Figura 1.3 Mapa de localización de la zona de estudio, Zona de Texcoco (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 6
- Figura 1.4 Geología del Valle de Texcoco, modificada de la carta Geológico-Minera Ciudad de México, SGM, (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 7
- Figura 2.1 Esquema básico de un sistema hidrogeológico, modificado de T. C. Winter et al. (2013). Pág. 10
- Figura 2.2 Esquema de un acuífero libre, modificado de Kruseman y Ridder(1994). Pág. 11
- Figura 2.3 Esquema de un acuífero confinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994). Pág. 11
- Figura 2.4 Esquema de un acuífero semiconfinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994). Pág. 12
- Figura 2.5 Esquema de un acuífero semiconfinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994). Pág. 12
- Figura 2.6 Localización y extensión del acuífero del Valle de León (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 14
- Figura 2.7 Esquema básico del acuífero de Texcoco en la zona de estudio, modificado de Rudolph et al., (1989). Pág. 15
- Figura 2.8 Ubicación del acuífero de Texcoco (coordenadas UTM, zona 14N). Pág. 16
- Figura 2.9 (A, B, C, D) Esquema de los acuíferos homogéneos y heterogéneos, isotropos y anisotropos, modificado de Ruseman y Ridder, 1994. Pág. 17
- Figura 2.10 Esquema general del experimento de Darcy (1856), modificado de Fetter (2000). Pág. 18
- Figura 3.1 Representación gráfica del campo de densidad de corriente (J) en un semiespacio. Pág. 26
- Figura 3.2 Esquema de la disposición de una arreglo de cuatro electrodos C (corriente) y P (potencial), r es la distancia entre ellos. Pág. 27
- Figura 3.3 Esquema del dispositivo o arreglo Schlumberger. Pág. 29
- Figura 3.4 Esquema del dispositivo o arreglo Wenner. Pág. 30
- Figura 3.5 Esquema de la disposición de electrodos en un arreglo tipo Schlumberger. Pág. 35
- Figura 3.6 Esquema general del proceso de interpretación de un sondeo eléctrico vertical. Pág. 36
- Figura 3.7 Comparación entre las curvas de resistividad aparente del modelo directo de un sondeo tipo schlumberger calculadas con diferentes filtros para el modelo $\rho_1=1[\Omega\cdot m]$, $t_1=1[m]$, $\rho_2=2.5\times 10^{-5}[\Omega\cdot m]$. La respuesta de los filtros de Anderson o Johansen(1975), son correctos, mientras que las curvas calculadas con los filtros de Koefoed (1972), Nyman y Landisman (1977) y Ghosh (1971b) presentan errores cuando $AB/2 \gg 10$ para el modelo dado, modificada de Anderson (1979). Pág. 40
- Figura 3.8 Esquema de un modelo de capas horizontales, y la dirección de las componentes de conductividad eléctrica. Pág. 41
- Figura 3.9 Representación del comportamiento de la componente eléctrica transversal en un medio estratificado. Pág. 41
- Figura 3.10 Representación del comportamiento de la componente eléctrica longitudinal en un medio estratificado. Pág. 42
- Figura 4.1 Representación gráfica de la relación entre resistividad y conductividad hidráulica para diferentes materiales litológicos, modificada de Mazác et al. (1985). Pág. 45
- Figura 4.2 Esquema de los componentes de resistividad y conductividad hidráulica en un sistema o modelo de capas horizontales, modificada de Mazác et al. (1985). Pág. 45
- Figura 4.3 Esquema de la relación entre resistividad y conductividad hidráulica en un modelo de acuífero compuesto por arenas y arcillas, modificada de Mazác et al. (1985). Pág. 46
- Figura 6.1 Representación esquemática de la disposición de las secciones geoelectricas, nororiente de León, Gto. Pág. 54
- Figura 7.1 Representación gráfica de regresión lineal a los datos de la prueba de aforo, Pozo 2, Nororiente de León, Gto. Pág. 58
- Figura 7.2 Sección geoelectrica "Valle de León 1", Resistividad [$\Omega\cdot m$]. Pág. 61
- Figura 7.3 Sección geoelectrica "Valle de León 1", de resistencia longitudinal [Ω]. Pág. 62
- Figura 7.4 Sección geoelectrica "Valle de León 1", de resistencia transversal [$\Omega\cdot m^2$]. Pág. 62
- Figura 7.5 Sección geoelectrica "Valle de León 2", Resistividad [$\Omega\cdot m$]. Pág. 63
- Figura 7.6 Sección geoelectrica "Valle de León 2", de resistencia longitudinal [Ω]. Pág. 64
- Figura 7.7 Sección geoelectrica "Valle de León 2", de resistencia transversal [$\Omega\cdot m^2$]. Pág. 64
- Figura 7.8 Representación gráfica de la regresión lineal de los datos de la prueba de aforo, Pozo 1, localidad Texcoco. Pág. 66
- Figura 7.9 Sección geoelectrica "Texcoco 1", Resistividad [$\Omega\cdot m$]. Pág. 70
- Figura 7.10 Sección geoelectrica "Texcoco 1", de resistencia longitudinal [Ω]. Pág. 71
- Figura 7.11 Sección geoelectrica "Texcoco 1", de resistencia transversal [$\Omega\cdot m^2$]. Pág. 71
- Figura 7.12 Sección geoelectrica "Texcoco 2", Resistividad [$\Omega\cdot m$]. Pág. 74
- Figura 7.13 Sección geoelectrica "Texcoco 2", de resistencia longitudinal [Ω]. Pág. 75
- Figura 7.14 Sección geoelectrica "Texcoco 2", de resistencia transversal [$\Omega\cdot m^2$]. Pág. 75

Índice de Tablas

- Tabla 2.1 Indicadores hidrogeológicos del acuífero del Valle de León, modificada de CONAGUA (2009). Pág. 13
- Tabla 2.2 Indicadores hidrogeológicos del acuífero de Texcoco, modificada de CONAGUA (2009). Pág. 15
- Tabla 2.3 Magnitud de K para diferentes tipos de rocas, modificada de Bouwer (1978). Pág. 20
- Tabla 3.1 Coeficientes de Ghosh para el arreglo tipo Schlumberger. Pág. 38
- Tabla 5.1 Cálculos para obtener el abatimiento total y la eficiencia hidráulica, en una prueba de aforo escalonado. Pág. 49
- Tabla 7.1 Resultado del cálculo del abatimiento específico en pozo, Pozo 2, Nororiente de León, Gto. Pág. 57
- Tabla 7.2 Resultados del cálculo del abatimiento total y la eficiencia hidráulica, Pozo 2, Nororiente de León, Gto. Pág. 58
- Tabla 7.3 Resultado del cálculo de la transmisividad, Pozo 2, Nororiente de León, Gto. Pág. 59
- Tabla 7.4 Resultado del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, Nororiente de León, Gto. Pág. 60
- Tabla 7.5 Resultado del cálculo de los parámetros hidráulicos por capa geoelectrica, Nororiente de León, Gto. Pág. 60
- Tabla 7.6 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la localidad Nororiente de León, Gto. Pág. 66
- Tabla 7.7 Resultados del cálculo de la transmisividad, Pozo 1, localidad Texcoco. Pág. 67
- Tabla 7.8 Resultados del cálculo de la transmisividad, Pozo 2, localidad Texcoco. Pág. 67
- Tabla 7.9 Resultados del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, sección geoelectrica "Texcoco1". Pág. 69
- Tabla 7.10 Parámetros hidráulicos calculados por capa para la sección geoelectrica "Texcoco 1". Pág. 69
- Tabla 7.11 Resultados de del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, sección "Texcoco 2". Pág. 73
- Tabla 7.12 Parámetros hidráulicos calculados por capa para la sección geoelectrica "Texcoco 2". Pág. 73
- Tabla 7.13 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la sección geoelectrica "Texcoco 1". Pág. 76
- Tabla 7.14 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la sección geoelectrica "Texcoco 2". Pág. 76

1. Introducción

El agua es un recurso invaluable e imprescindible para el desarrollo de la sociedad, por tal motivo es importante conocer los principios físicos que rigen su movimiento y su distribución tanto espacial como temporal a través de los distintos medios y sistemas que componen a la Tierra.

La distribución del agua en el planeta puede dividirse en tres grandes grupos, el agua presente en la atmósfera, el agua superficial, la cual comprende océanos, mares, ríos y lagos entre otros y el agua subterránea, grupo en el que se enfoca este trabajo de investigación.

Para ayudar a conocer la interacción del agua subterránea con los distintos medios que componen el subsuelo, se han diseñado herramientas matemáticas y modelos de flujo que se apoyan en parámetros físicos ponderables como la conductividad hidráulica entre otros, ayudan a tomar decisiones sobre el aprovechamiento del recurso. Estos parámetros son comúnmente adquiridos de las llamadas pruebas de bombeo y aforo a pozos extractores de agua, sin embargo, estas pruebas requieren grandes periodos de observación para registrar adecuadamente alguno de estos parámetros, lo que implica una fuerte dependencia temporal que induce un aumento de los costos de operación de los equipos de bombeo y a desperdiciar el agua sustraída.

1.1 Antecedentes

Existen Investigaciones que emplean los parámetros de Dar Zarrouk de sondeos eléctricos verticales para correlacionar la conductividad hidráulica vertical y horizontal con el fin de calibrar modelos de agua subterránea, además de tener presencia en diferentes aplicaciones; estos estudios han logrado resultados favorables ante tal fenómeno, por lo que se pretende alcanzar resultados similares implementando el análisis de imágenes resistivas como una nueva herramienta, ya que están basados en los ya mencionados sondeos eléctricos verticales.

Las primeras investigaciones que utilizan los métodos eléctricos de corriente continua para la determinación de los parámetros hidráulicos del agua subterránea se remontan al trabajo de Henriot, J. P. en 1976, en el que plantea un método para obtener el coeficiente de almacenamiento de un acuífero a partir del análisis de la curva de resistividad aparente con los parámetros de Dar Zarrouk, aunque no determina la conductividad hidráulica mediante el método eléctrico, si lo hace para la transmisividad, además del coeficiente de almacenamiento.

En 1985, Mazác, O., *et al.*, realizaron una primera aproximación de la conductividad hidráulica mediante el valor de la resistividad obtenida por sondeos eléctricos verticales, separando las componentes longitudinal y transversal de la resistividad. Esta investigación revela que la relación entre conductividad hidráulica y la resistividad es directamente proporcional al tamaño de grano y por lo tanto es sensible a la porosidad; en caso de presentarse un medio poroso o un medio fracturado, el cálculo de la conductividad hidráulica es diferente. También agregan que los valores de conductividad hidráulica que obtuvieron mediante los sondeos eléctricos pudieron reproducirse en mayor cantidad y con buenos resultados que aquellos obtenidos mediante los métodos clásicos de muestreo de suelo. Como una de las conclusiones de su trabajo, señalan que sus resultados fueron óptimos para las zonas que investigaron, pero se debe tener cuidado pues las ecuaciones para determinar los parámetros calculados a partir de los sondeos son diferentes en cada contexto hidrogeológico.

En 2012, Utom, A. U. *et al.*, utilizan la información de varios sondeos eléctricos verticales para obtener valores de transmisividad descomponiendo de nuevo la resistividad en sus componentes longitudinal y transversal, se enfocan especialmente en la relación entre la conductancia longitudinal y la transmisividad partiendo de la idea de que el flujo tanto de corriente eléctrica como del agua es paralelo a la estratificación.

1.2 Objetivo

El objeto de este trabajo es aprovechar las técnicas indirectas de medición geofísica, en este caso los sondeos eléctricos verticales, con el fin de ofrecer un método para estimar los valores de conductividad hidráulica en una zona determinada. A partir de una imagen eléctrica compuesta por sondeos eléctricos verticales, y basándose en los parámetros de Dar Zarrouk para calcular la conductividad hidráulica, se pretende comparar dichos valores con los obtenidos mediante pruebas de aforo, lo cual implicaría que los datos adquiridos mediante las técnicas eléctricas no solamente puedan proporcionar la distribución de resistividades del subsuelo sino también, el valor de la conductividad hidráulica en un medio granular.

1.3 Zonas de estudio

1.3.1 Localidad Nororiente de la ciudad de León, Guanajuato

1.3.1.1 Localización

El área de estudio está localizada en el municipio de León Guanajuato localizado en las coordenadas geográficas $21^{\circ}07'11''\text{N}$ (2337746 N, UTM 14N), $101^{\circ}40'50''\text{O}$ (221560 E, UTM 14N). Limita al noreste con el municipio de San Felipe, al este con el municipio de Guanajuato, al sureste con el municipio de Silao, al sur con el municipio de Romita y al suroeste con el municipio de San Francisco del Rincón; al oeste y norte con el municipio de Lagos de Moreno y el municipio de Unión de San Antonio del estado de Jalisco.

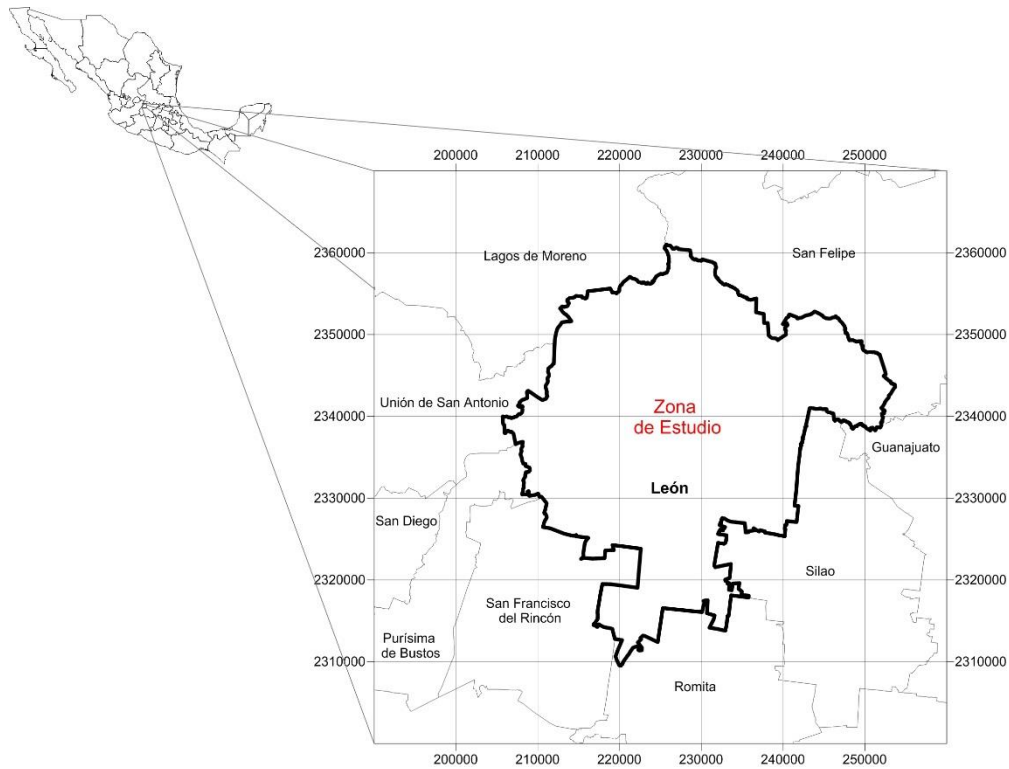


Figura 1.1 Mapa de localización de la zona de estudio, Zona del Valle de León (coordenadas UTM, zona 14N).

1.3.1.2 Geología

La geología regional del valle de León (Figura 1.2) indica que gran parte del valle está compuesto por aluvión, gravas, limos, arcilla y arena. Hacia el terciario se encuentra la Andesita Bernalejo, andesitas muy resistentes a la erosión situadas al poniente de la ciudad de León. También de edad terciaria se encuentra el Conglomerado Guanajuato constituido por clastos de diversos tamaños. Hacia el noreste se encuentra todo el material de origen volcánico, principalmente basaltos de olivino e ignimbritas.

De acuerdo con CONAGUA (2002), el marco geológico indica que la zona está constituida por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, de edades que van del Jurásico al Reciente. Las más antiguas están representadas por la Piroxenita San Juan de Otates, que consiste en un complejo ultramáfico, el cual aflora en la sierra de Guanajuato y a lo largo del arroyo San Juan de Otates, al noreste de la ciudad de León. Esta sobreyace a las rocas meta-volcánicas del Complejo Vulcano-sedimentario Sierra de Guanajuato, cubierta por productos volcánicos terciarios, que son de facies sedimentarias marinas, calizas y lutitas con areniscas en su

mayoría, fragmentos ígneos con caliza y pedernal en menor proporción, y volcánicas como lavas de composición basáltica, andesítica y dacítica, que junto con las rocas anteriores constituyen el basamento de la sierra referida; asimismo, ocupa gran parte de las áreas topográficas altas.

El material volcánico de origen piroclástico se le conoce como Ignimbrita Cuatralba, formadora de numerosas mesetas de la sierra de Guanajuato aflora en la porción noroccidental del valle de León.

Al noroccidente de la ciudad de León afloran derrames lávicos que contienen basaltos de olivino los cuales constituyen el denominado Basalto de dos Aguas.

El material sedimentario de ambientes continental y lacustre es conocido como Terciario Sedimentario constituido por gravas, arenas limos y arcillas de compacidad y espesores que van de los 20 a 100m. La unidad más joven de la región la conforma el aluvión, depositado en sitios de inundación y cauces de los ríos y arroyos que atraviesan las sierras.

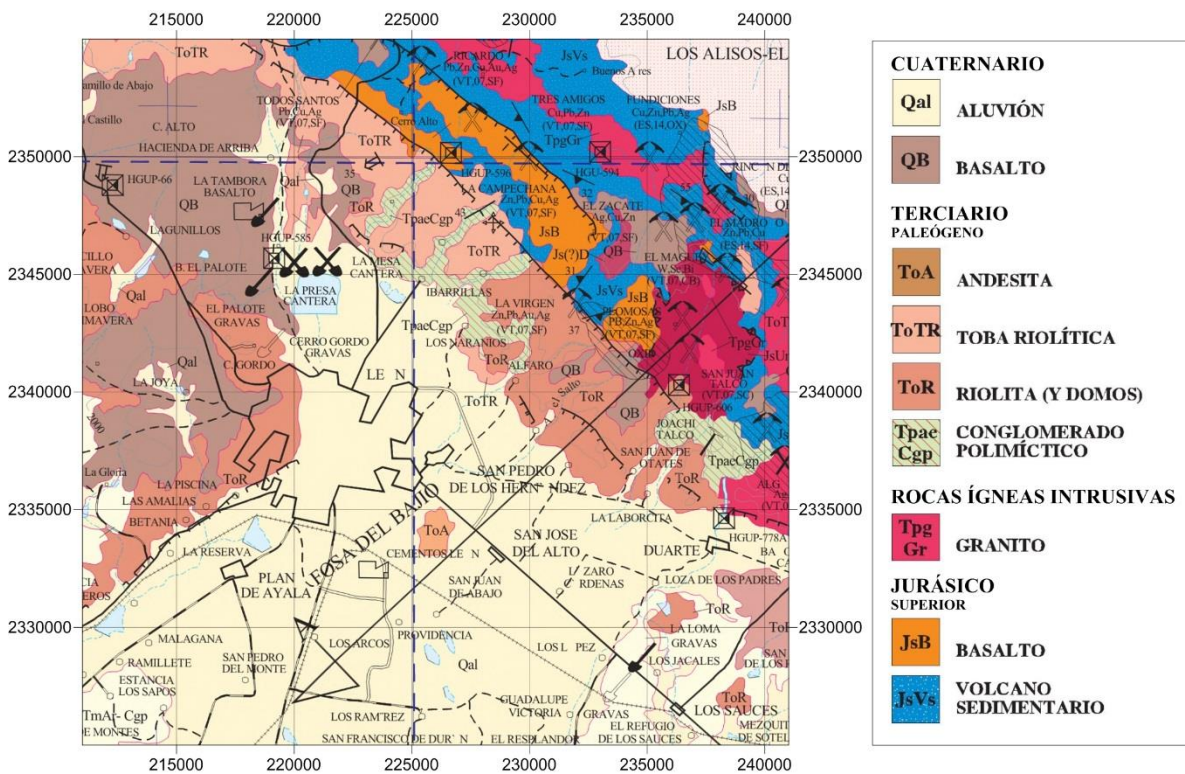


Figura 1.2 Geología del norte del Valle de León, modificada de la carta Geológico-Minera León Guanajuato, SGM, (coordenadas UTM, zona 14N).

1.3.2 Localidad Texcoco

1.3.2.1 Localización

El área de estudio se encuentra ubicada en los límites de los municipios de Atenco y Ecatepec de Morelos, al oriente del Estado de México, entre las coordenadas geográficas $19^{\circ}31'46''\text{N}$ (2159414 N, UTM 14N), $98^{\circ}53'48''\text{O}$ (510841 E, UTM 14N). Colinda al norte con los municipios de Tepetlaoxtoc, Papalotla, San Andrés Chiantla, y Chiconcuca; al sur con Chimalhuacán, Chicoloapan e Ixtapaluca; al oeste con Atenco y Nezahualcóyotl; y al este con los estados de Tlaxcala y Puebla.

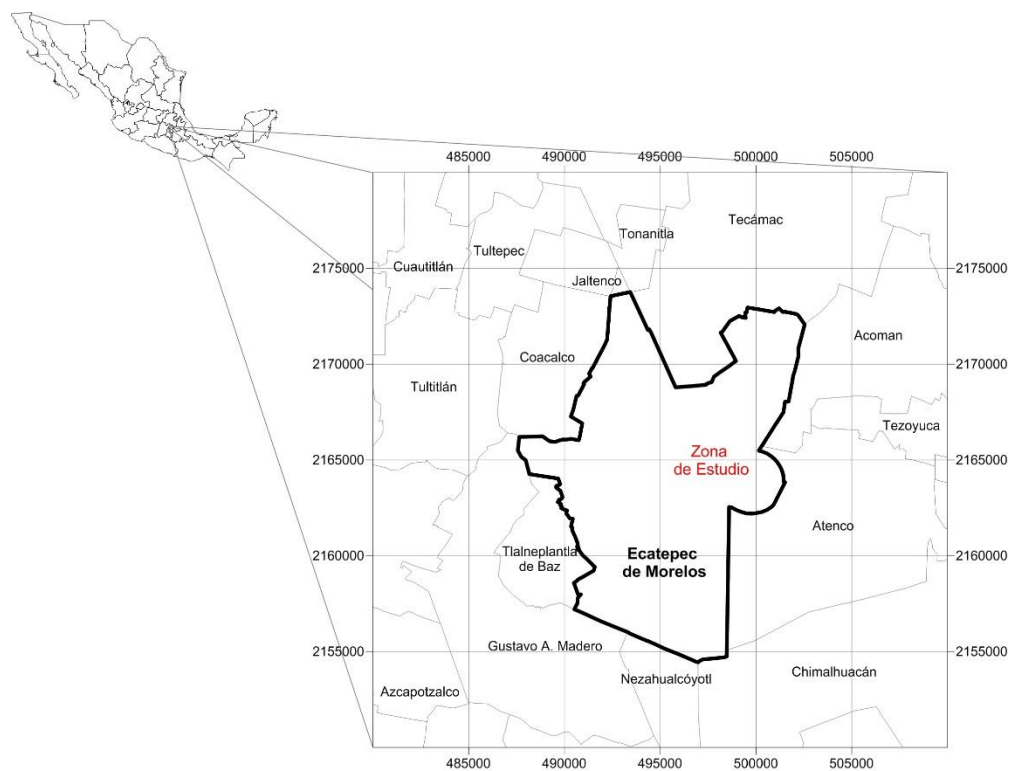


Figura 1.3 Mapa de localización de la zona de estudio, Zona de Texcoco (coordenadas UTM, zona 14N).

1.3.2.2 Geología

La figura 1.4, muestra la geología regional de la zona, la cual está constituida principalmente por arcillas de origen lacustre perteneciente al Cuaternario, al centro y poniente de la región

(zona del lago). Al noreste, también de edad Cuaternaria, se encuentra el basalto; gravas y arenas. De edad terciaria, andesitas afloran al nororiente de la región.

El marco geológico del área consiste de un sustrato de origen volcánico y sedimentario con un espesor de aproximadamente 1500m. Perforaciones profundas indican que el sustrato está constituido por una secuencia de lavas volcánicas cuya composición varía de basáltica a riolítica (Pemex 1987; Pérez Cruz 1988). Importantes espesores de sedimentos aluviales y lacustres forman la parte superior del relleno.

El trabajo desarrollado por E. Vázquez S. y R. Jaimes P. (1989), indica que la cuenca de México es endorreica perteneciente a las planicies escalonadas que forman parte del Arco Volcánico Trans-Americano, con una extensa altiplanicie lacustre con una latitud promedio de 2240 msnm, la cual se encuentra rodeada por sierras volcánicas y llanuras aluviales.

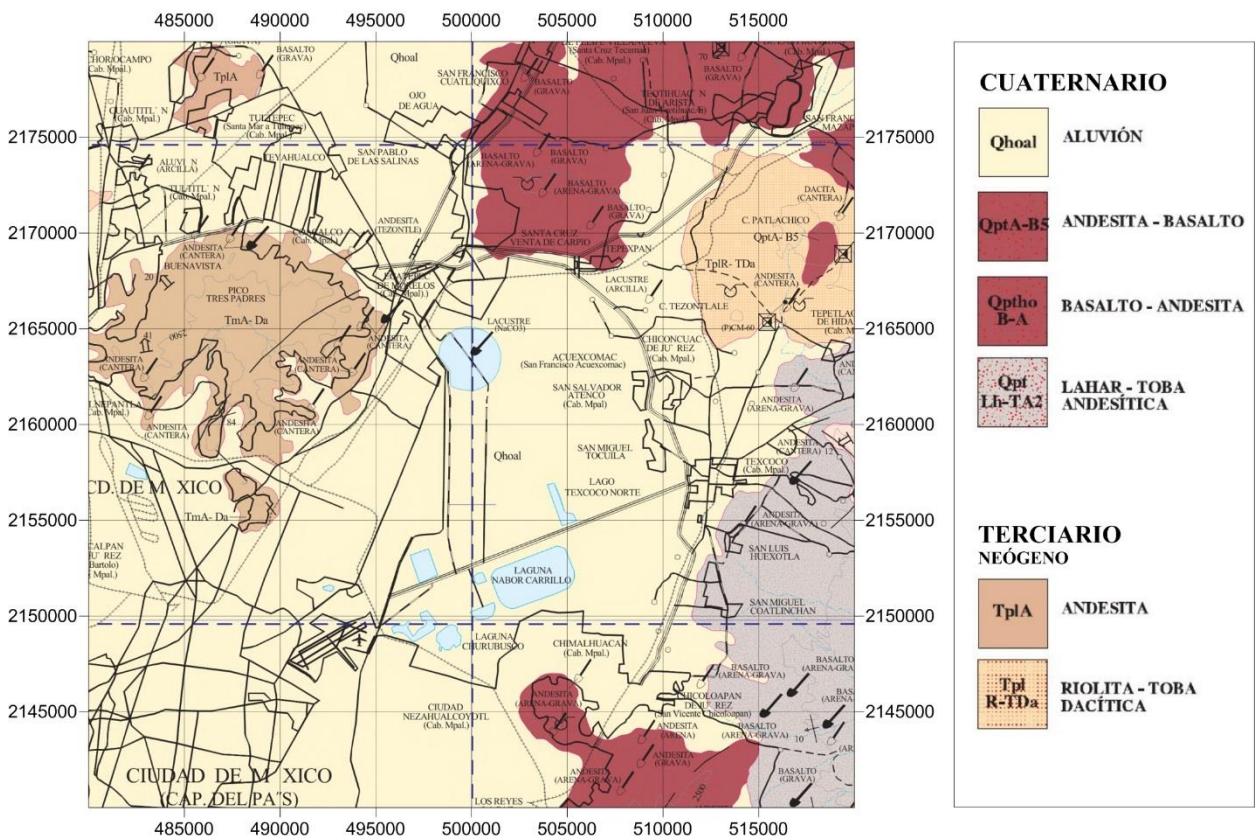


Figura 1.4 Geología del Valle de Texcoco, modificada de la carta Geológico-Minera Ciudad de México, SGM, (coordenadas UTM, zona 14N).

2. Fundamentos teóricos de la Hidrogeología

2.1 Características de un sistema hidrogeológico

Un sistema hidrogeológico se compone por varios elementos y procesos físicos que tienen lugar en la biósfera, el ciclo del agua, los procesos geológicos, los procesos químicos y otros más, todos ellos con sus particularidades, afectan a diferente escala la dinámica del agua en el planeta. Debido a ello la Hidrogeología, la Geoquímica, la Hidrología, entre otras ramas de la ciencia, tratan de explicar cada uno de estos procesos.

Al enfocarse en el estudio de la dinámica del agua subterránea, tema principal de la Hidrogeología, se debe contar en primera instancia con datos hidrológicos, geológicos, físicos y químicos, para dar certidumbre de las condiciones hídricas del subsuelo en determinada zona de interés, además, para ofrecer una solución a problemas de ingeniería o simplemente con fines de investigación, la hidrogeología se apoya de los datos recabados por las pruebas a las que se somete a los pozos extractores de agua, específicamente midiendo el comportamiento de un acuífero bajo un bombeo constante.

Las partes más importantes de un sistema son las entradas, salidas, fronteras y un espacio-tiempo de ocurrencia, en el caso de un sistema hidrogeológico, donde el agua es el componente material principal cuya dinámica es generada por la gravedad, las recargas y descargas que actúan como las entradas y salidas respectivamente, el sistema siempre se acota cuando hay un cambio brusco de propiedades o donde se pierde el interés, generando con ello las fronteras del sistema, y el espacio es la geología presente tanto en superficie como en el subsuelo, en cuanto al tiempo, será la duración o periodo de la prueba u observación.

En el subsuelo la disposición espacial de los diferentes paquetes litológicos afecta directamente la dinámica del agua, la porosidad, permeabilidad y el fracturamiento presentes en determinada zona y roca, modifican la dirección y la velocidad en que el agua se desplaza a través del subsuelo. Son estas velocidades las que ayudan a nombrar de manera general a

las distintas litologías presentes en un sistema hidrogeológico que según Kruseman y Ridder (1994) son:

Acuífero: Se define como una unidad litología saturada, lo suficientemente permeable para contener cierta cantidad de agua y que es de interés económico o estratégico. Los acuíferos más comunes son arenas y gravas poco consolidadas, aunque algunas rocas sedimentarias permeables como las areniscas y calizas, además de algunas rocas volcánicas o cualquier otra que presente algún grado de fracturamiento, pueden ser catalogadas como acuíferos.

Acuitardo: Es una unidad geológica que es lo suficientemente permeable para transmitir agua significativamente en periodos de tiempo muy largos, pero su permeabilidad no es suficiente para justificar una explotación a partir de estas, algunos ejemplos de típicos acuitardos son las Arcillas, Limos y Lutitas.

Acicludo: Es una unidad geológica impermeable que no transmite agua del todo, se trata de rocas densas que no presentan fracturamiento alguno, generalmente ígneas o metamórficas. En la naturaleza las unidades geológicas impermeables no se presentan, todas en cierta medida transmiten agua, y por lo tanto serían clasificadas como acuitardos, sin embargo, en la práctica las unidades geológicas pueden ser clasificadas como acicludos cuando su permeabilidad es varios ordenes de magnitud más baja que un acuífero subyacente o suprayacente. Un esquema simplificado de un sistema hidrogeológico puede observarse en la figura 2.1.

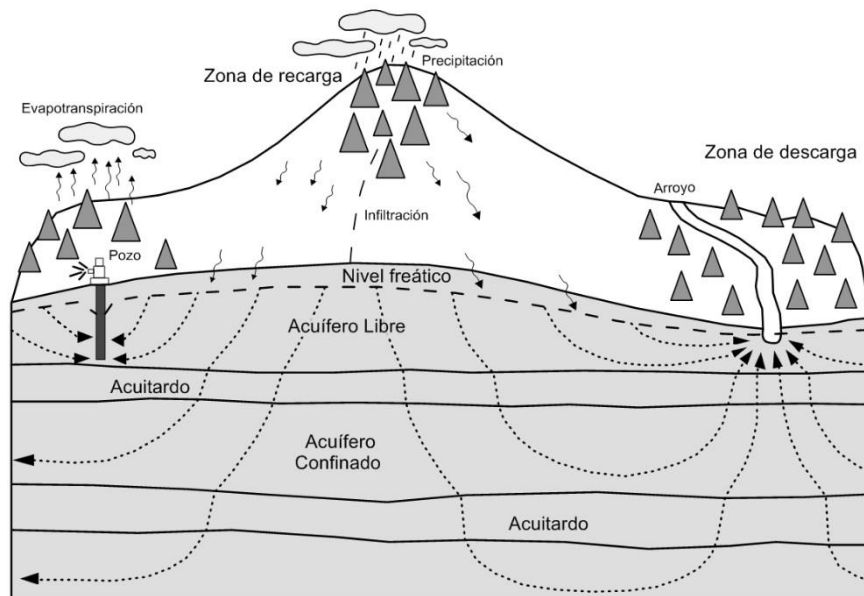


Figura 2.1 Esquema básico de un sistema hidrogeológico, modificado de T. C. Winter *et al.* (2013).

2.2 Tipos de acuífero

Existen tres tipos de acuíferos; libre, confinado y semiconfinado. Siguiendo las definiciones aportadas por Kruseman y Ridder (1994), se definen como sigue:

Acuífero Libre: Se le identifica comúnmente con el nivel freático, es acotado por debajo por un acuicludo y no tiene obstrucción alguna de una capa litológica hacia arriba, su frontera superior es el nivel freático, el cual es libre pudiendo ascender y descender. Cuando un pozo es emplazado en este tipo de acuífero el nivel del agua está bajo la presión atmosférica, es decir, al nivel freático por lo que no se observan diferencias de nivel entre el pozo y el acuífero. Se muestra un esquema básico de este tipo de acuífero en la figura 2.2.

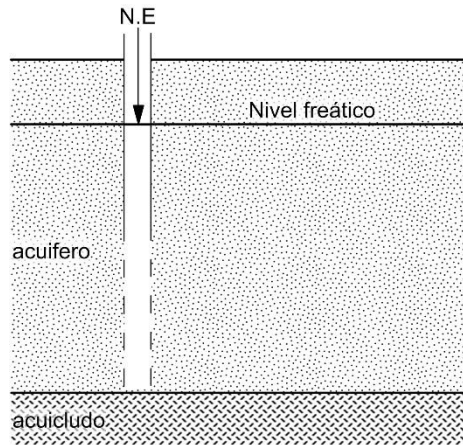


Figura 2.2 Esquema de un acuífero libre, modificado de Kruseman y Ridder (1994).

Acuífero Confinado: Un acuífero confinado (Figura 2.3), es acotado hacia arriba por un acuicludo, en este tipo de acuífero, la presión del agua es usualmente mayor que la presión atmosférica, por lo que si un pozo es perforado, el nivel del agua (N.E o nivel estático) en este estará por encima del nivel del acuífero e incluso por encima del nivel de la superficie, en este último caso se habla de un pozo artesiano.

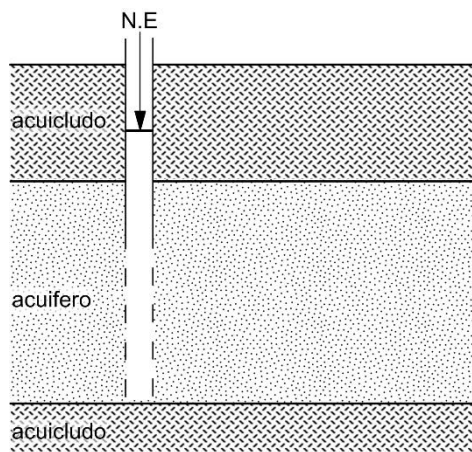


Figura 2.3 Esquema de un acuífero confinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994).

Acuífero Semiconfinado: Es un acuífero cuyas fronteras superior e inferior son acotadas por acuitardos, o alguna de estas fronteras es un acuitardo y la otra un acuicludo. El nivel del agua es libre de moverse a través de los acuitardos, ya sea abajo o arriba. Si el acuífero está en equilibrio hidrológico, el nivel del agua (N.E o nivel estático) en un pozo perforado en la capa

suprayacente será igual al nivel del nivel freático, el nivel estático en el pozo puede estar abajo o arriba del nivel freático dependiendo de las condiciones de recarga y descarga del propio acuífero, ambos ejemplos son mostrados en la figura 2.4 y 2.5. En el caso de las cuencas profundas, pueden existir intervalos de capas permeables y menos permeables generando un sistema de acuíferos múltiples, esto es común y se interpreta a la cuenca como una sucesión de acuíferos semiconfinados en lugar de un solo acuífero principal.

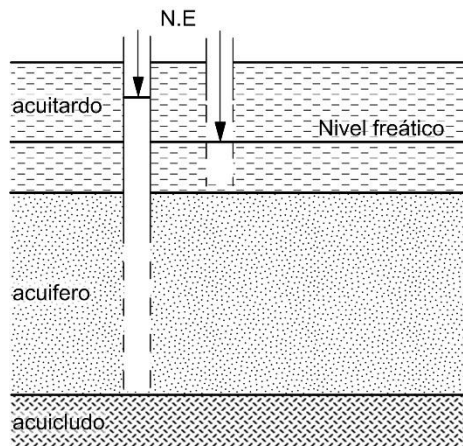


Figura 2.4 Esquema de un acuífero semiconfinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994).

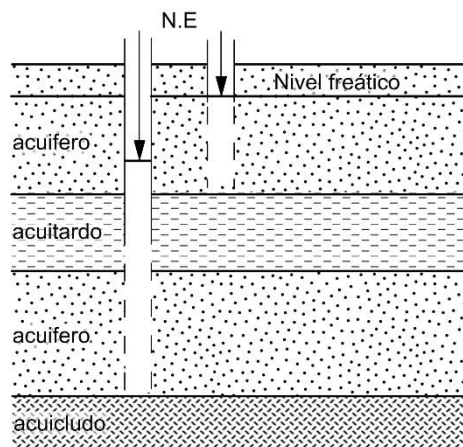


Figura 2.5 Esquema de un acuífero semiconfinado, modificado de Kruseman y Ridder (1994).

2.2.1 Acuífero del Valle de León

De acuerdo con datos de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA 2002), El acuífero pertenece a la región hidrológica de Lerma-Santiago en la subregión Medio Lerma, en la cuenca del Alto Turbio, Río Lerma-Salamanca y en la subcuenca de las Adjuntas.

Se ubica al occidente del estado de Guanajuato, y abarca una superficie aproximada de 707 km², limita al norte con la Sierra de Guanajuato, al sur con la zona de La Muralla, al oriente con la zona Silao-Romita, y al poniente con la zona de Río Turbio y el estado de Jalisco (Figura 2.6). En esta zona el clima es semicálido subhúmedo con lluvias en verano; la descarga principal es el Río Gómez o río León, que funge como colector de aguas residuales de la ciudad de León, este corre de noreste a suroeste, desde la presa El Palote ubicada al norte de la ciudad y hasta la localidad de San Francisco del Rincón donde cambia de zona y de nombre.

El acuífero consta de dos medios diferenciados, uno granular al que componen tobas semicompactas y rocas de baja y mediana compactación, y otro fracturado; en la parte superior del mismo, el medio es compuesto por material granular al que le subyace el medio fracturado y que en conjunto forman la fosa tectónica conocida como Valle de León y que a su vez está rellanada por rocas sedimentarias de compactación variable, los cuales están separados por ignimbritas fracturadas bien comunicadas, los espesores del acuífero van de los 200 a los 900 metros, y se considera en su parte más superficial como un acuífero libre.

Al cierre de 2009, CONAGUA reporta los siguientes valores para el acuífero:

<i>Acuífero</i>	<i>Recarga</i> <i>[hm³/año]</i>	<i>Extracción</i> <i>[hm³/año]</i>	<i>Relación</i> <i>Extracción</i> <i>Recarga</i>	<i>Condición</i> <i>Geohidrológica</i>	<i>Disponibilidad</i> <i>de Agua</i> <i>Subterránea</i>
<i>Valle de León</i>	<i>156.10</i>	<i>204.00</i>	<i>1.31</i>	<i>Sobreexplotado</i>	<i>0</i>

Tabla 2.1 Indicadores hidrogeológicos del acuífero del Valle de León, modificada de CONAGUA (2009).

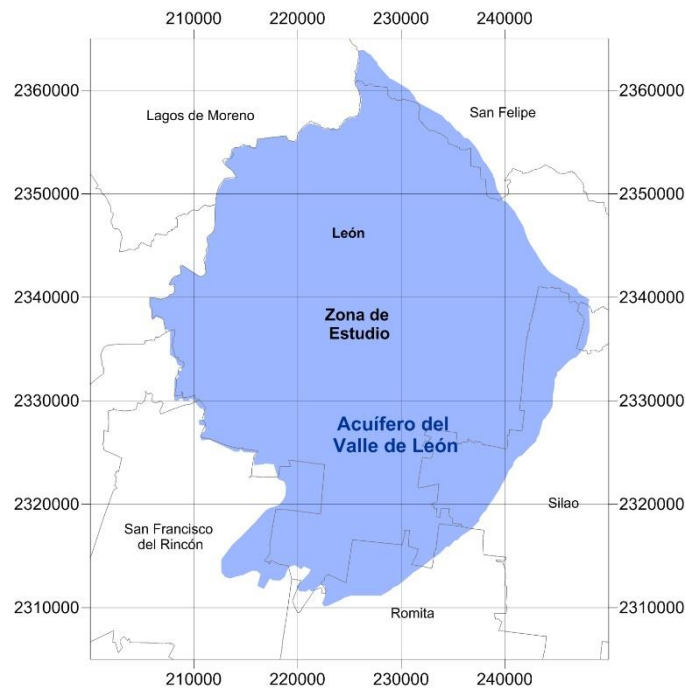


Figura 2.6 Localización y extensión del acuífero del Valle de León (coordenadas UTM, zona 14N).

2.2.2 Acuífero de Texcoco

El sistema de cuencas del Valle de México, tiene bajo su administración tres acuíferos importantes; el acuífero Cuautitlán-Pachuca, el acuífero de la Zona metropolitana de la Ciudad de México, y el acuífero de Texcoco (Figura 2.8), cada uno con similitudes y diferencias, sin embargo, este trabajo de investigación contempla a la zona de estudio dentro del acuífero de Texcoco con el que comparte la totalidad de sus características geológicas.

En específico, para la zona de estudio correspondiente a este trabajo, la investigación de Rudolph *et. al.* (1989), sobre el acuífero de Texcoco en su parte occidental, es la investigación más próxima a la zona de estudio, en ella identifican esta zona como parte del antiguo lago de Texcoco, cuya peculiaridad fue no tener salidas naturales lo cual originó una evaporación excesiva, causa probable de la salinidad en el agua subterránea en la zona. Los sedimentos lacustres de esta parte del valle de México cubren una delgada capa de arena y grava que puede ser la continuación del acuífero principal de la Ciudad de México.

Rudolph *et. al.* (1989), refieren al acuífero de Texcoco como un sistema de acuíferos, específicamente tres, dos son los más someros los cuales fueron explotados con fines

industriales a mitad del siglo XX, y un tercero que es más profundo y que podría contener agua potable, sin mencionar evidencia de esto.

La estratigrafía general consta de capas delgadas de sedimentos permeables en el caso de las capas someras, actúan como acuíferos que drenan la salmuera del acuitardo adyacente a ellos y que está conformado por arcillas. En la figura 2.7 se muestra un esquema simplificado de una sección hidrogeológica común en esta parte del acuífero, además de los espesores que reportan Rudolph *et. al* (1989).

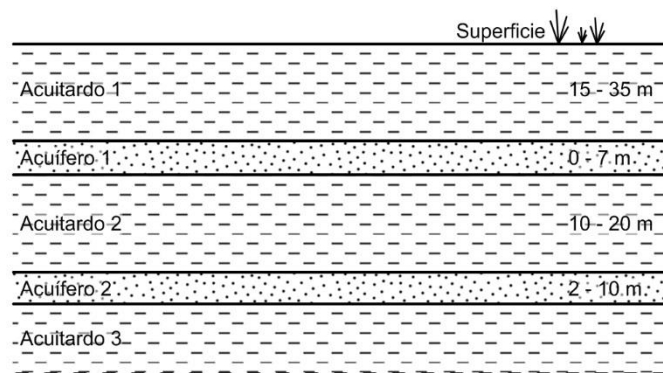


Figura 2.7 Esquema básico del acuífero de Texcoco en la zona de estudio, modificado de Rudolph *et. al*, (1989).

Al cierre de 2009, CONAGUA reporta los siguientes valores para el acuífero:

<i>Acuífero</i>	<i>Recarga</i> [$hm^3/año$]	<i>Extracción</i> [$hm^3/año$]	<i>Relación</i> <i>Extracción</i> <i>Recarga</i>	<i>Condición</i> <i>Geohidrológica</i>	<i>Disponibilidad</i> <i>de Agua</i> <i>Subterránea</i>
<i>Texcoco</i>	161.0	184.24	1.14	<i>Sobreexplotado</i>	0

Tabla 2.2 Indicadores hidrogeológicos del acuífero de Texcoco, modificada de CONAGUA (2009).

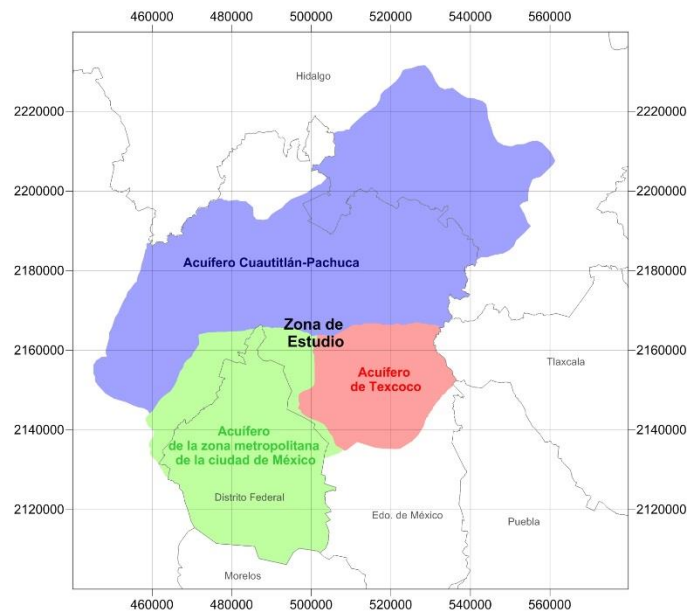


Figura 2.8 Ubicación del acuífero de Texcoco (coordenadas UTM, zona 14N).

2.3 Anisotropía y Heterogeneidad de un acuífero

La mayoría de las ecuaciones que describen la dinámica del agua subterránea parten de la idealización de un acuífero homogéneo e isótropo, esto implicaría que la conductividad hidráulica es la misma en todas direcciones dentro de una formación geológica (Figura 2.9 A). No obstante, las partículas o sedimentos presentes en una formación geológica, no son completamente esféricas y cuando estas se depositan durante el periodo de formación de la roca, tienden a recostarse sobre sus planos, a pasar de ello la formación puede llegar a ser homogénea (Kruseman y Ridder, 1994).

Cuando existe un acomodo entre las partículas o sedimentos componentes de una formación, no solo se habla de una única conductividad hidráulica, sino de sus componentes transversal y lateral, como en el caso anterior la forma en que se depositan los sedimentos no esféricos puede armar una estructura homogénea, sin embargo, la conductividad hidráulica lateral u horizontal K_l , puede ser significativamente mayor a la conductividad hidráulica transversal K_t , como se muestra en la figura 2.9 (B), a este fenómeno se la denomina anisotropía.

Si la litología tiende a variar significativamente tanto vertical como horizontalmente dentro de una formación geológica, esta formación con estratificación heterogénea (Figura 2.9 C), que podría contener variaciones de tamaño de grano en cualquier dirección, mostrar lentes de tamaño de grano, ser discontinuo, estar fracturado e inclusive presentar estructuras de socavación y relleno, presentará conductividades hidráulicas lateral y transversal diferentes, y por consiguiente el medio será anisotrópico. En medios horizontalmente estratificados como las formaciones aluviales, la proporción K_l/K_t caerá en el rango de 2 a 10, aunque valores mayores a 100 pueden existir, especialmente cuando se presentan horizontes o capas de arcilla.

En rocas fracturadas la anisotropía es común, el mayor valor de conductividad hidráulica estará en la componente que se encuentre en la dirección del fracturamiento principal (Figura 2.9 D).

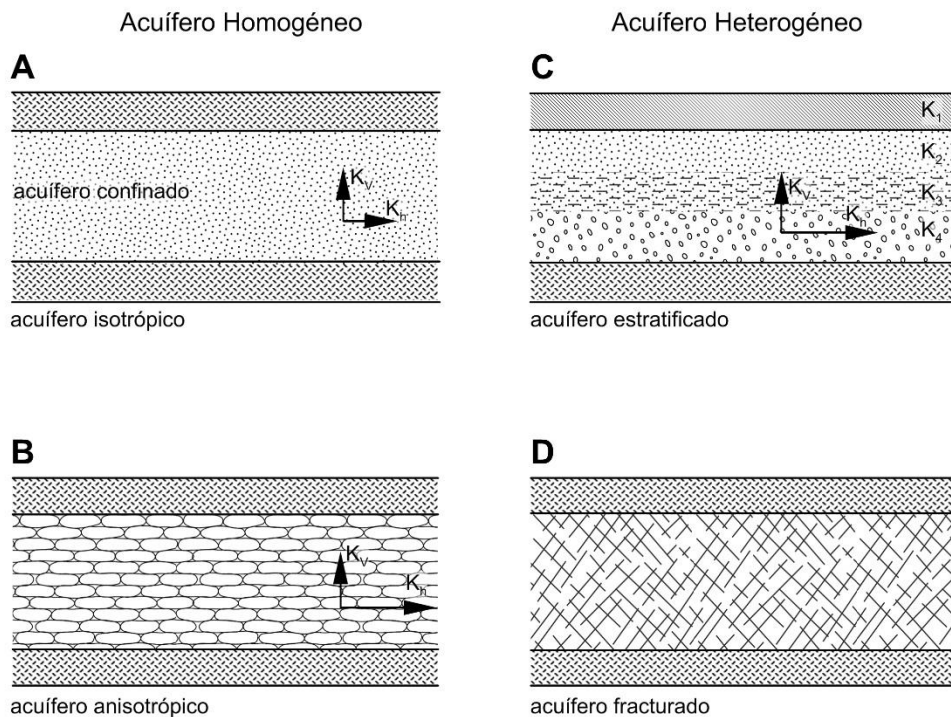


Figura 2.9 (A,B, C, D) Esquema de los acuíferos homogéneos y heterogéneos, isotropos y anisotropos, modificado de Ruseman y Ridder, 1994

2.4 Ley de Darcy

En 1856 Henry Darcy estudió la dinámica del agua dentro de un medio poroso. En sus experimentos estableció la relación de proporcionalidad que existe entre la velocidad de descarga del agua y la diferencia de carga hidráulica entre dos puntos de observación al hacer circular un fluido por un cilindro lleno de algún material poroso (Figura 2.10).

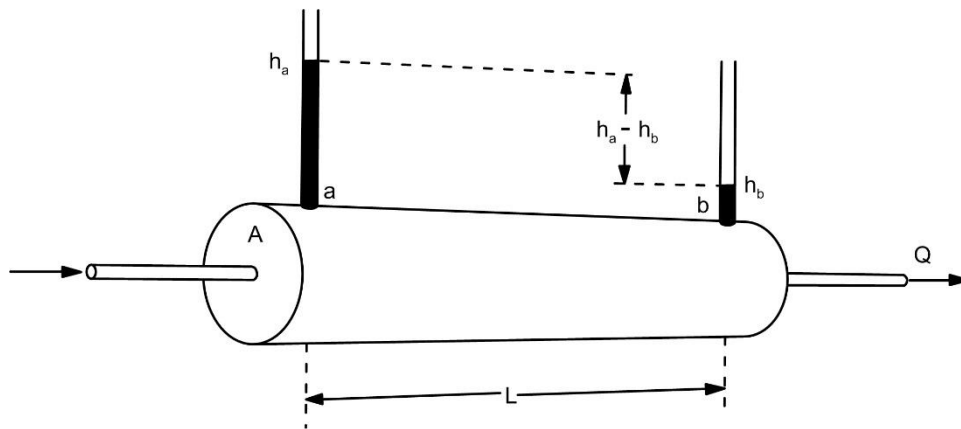


Figura 2.10 Esquema general del experimento de Darcy (1856), modificado de Fetter (2000).

Darcy concluye que la relación de flujo o volumen de agua por unidad de tiempo, Q , es:

- Proporcional a un área de sección transversal A
- Proporcional a la diferencia de cargas piezométricas ($h_a - h_b$)
- Inversamente proporcional a la longitud L .

Con lo que se obtiene la siguiente relación:

$$Q = -KA \frac{h_a - h_b}{L} \quad 2.1$$

Donde K es una constante de proporcionalidad, y se puede demostrar que tiene dimensiones distancia sobre tiempo y es comúnmente denominada conductividad hidráulica.

La diferencia de cargas piezométricas entre los puntos de observación, es la suma de la presión hidrostática y la energía potencial (al nivel de referencia) del fluido por unidad de peso en cada punto, lo cual se interpreta como el gradiente hidráulico y se denota como:

$$i = \frac{h_a - h_b}{L} = \frac{dh}{dl} \quad 2.2$$

Asumiendo una descarga específica, q , como el volumen de agua que fluye por unidad de tiempo a través de un área transversal unitaria normal a la dirección del flujo, se tiene:

$$q = ki \quad 2.3$$

Donde $q=Q/A$

Esta expresión es también llamada la velocidad de Darcy (Fetter, 2000), la cual representa otra forma de la misma Ley de Darcy, la cual se puede expresar como:

$$v = k \frac{dh}{dl} \quad 2.4$$

En dicha ley, ha sido despreciada la energía cinética del agua, debido a que en general, los cambios en la carga piezométrica a lo largo del patrón de flujo son más grandes que el cambio en la energía cinética.

De acuerdo con Bear (1972), el flujo toma lugar en una parte del área de la sección transversal A de la columna del medio poroso, la parte restante está ocupada solo por el medio. Debido a que sólo puede mostrarse que la velocidad promedio es igual a la porosidad volumétrica n , la porción del área A disponible para el flujo es nA . De lo anterior se tiene que la velocidad promedio v_m de flujo a través de la columna es:

$$v_m = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} \quad 2.5$$

2.5 Conductividad hidráulica

Es una constante de proporcionalidad presente en la Ley de Darcy (ecuación 2.1), se define como el volumen de agua que se mueve a través de un medio poroso por unidad de tiempo, bajo un gradiente unitario, y que atraviesa un área perpendicular a la dirección de su flujo, se denota con el símbolo “ K ”. Tratándose de un medio fracturado, el valor de la conductividad

hidráulica depende de la geometría de las fracturas, su dirección y apertura, pueden incrementar varios órdenes de magnitud el valor de la misma (Kruseman y Ridder, 1994).

Bouwer (1978), estimó algunos valores de conductividad hidráulica para diferentes tipos de rocas (Tabla 2.3), los cuales pueden ser tomados en cuenta con fines de comparación.

<i>Clasificación geológica</i>	<i>K [m/d]</i>
<i>Materiales no consolidados:</i>	
<i>Arcilla</i>	10^{-8} a 10^{-2}
<i>Arena fina</i>	1 a 5
<i>Arena media</i>	5 a 2×10^1
<i>Cuarzo-arenita</i>	2×10^1 a 10^2
<i>Grava</i>	10^2 a 10^3
<i>Mezcla de arena y grava</i>	5 a 10^2
<i>Mezcla de Arcilla, arena y grava</i>	10^{-3} a 10^1
<i>Rocas:</i>	
<i>Arenisca</i>	10^{-3} a 1
<i>Rocas carbonatadas con porosidad secundaria</i>	10^2 a 1
<i>Lutita</i>	10^{-7}
<i>Rocas densas y solidas</i>	$<10^{-5}$
<i>Rocas fracturadas o con cierto grado de intemperismo</i>	$Casi 0$ a 3×10^2 $Casi 0$ a 10^3
<i>Roca Volcánica</i>	

Tabla 2.3 Magnitud de *K* para diferentes tipos de rocas, modificada de Bouwer (1978).

2.6 Transmisividad

La transmisividad hidráulica es el producto de la conductividad hidráulica y el espesor saturado del acuífero (Fetter, 2000).

Se define como:

$$T = bK$$

2.6

Donde:

T es la transmisividad $\left(\frac{L^2}{T}; \frac{pie^2}{d}, \frac{m^2}{d}\right)$

b es el espesor saturado del acuífero $(L; pie, m)$

K es la conductividad hidráulica $\left(\frac{L}{T}; \frac{pie}{d}, \frac{m}{d}\right)$

2.7 Ecuación de flujo radial a un pozo bajo régimen permanente

De la interpretación de las pruebas de bombeo practicadas en pozos hidráulicos es posible obtener valores estimados de conductividad hidráulica para un acuífero, esto se logra caracterizando los procesos de flujo y de transporte en modelos matemáticos derivados de la dinámica del agua subterránea. Parámetros como la conductividad hidráulica entre otros son empleados en diversas áreas de la ingeniería generalmente para planear, predecir o diseñar sistemas de extracción y recarga de agua en los acuíferos.

Cuando el bombeo de un pozo emplazado en un acuífero horizontalmente extendido es constante, se considera que el flujo radial del agua al pozo se encuentra en régimen permanente, es decir, la cantidad de fluido en unidad volumétrica que se extrae en una unidad de tiempo es definido como caudal $Q [L^3/T]$.

En 1857 Dupuit re expresa la ley de Darcy definiendo la diferencia de cargas hidráulicas en una geometría radial, reescribiendo 2.4 se tiene:

$$v = K \frac{dh}{dr} \quad 2.7$$

A partir de la forma equivalente de la Ley de Darcy (ecuación 2.1), y tomando en cuenta la geometría de un pozo, donde $A = 2\pi r b$, donde r es el radio del pozo y b es el espesor del acuífero, obtiene que:

$$Q = K(2\pi r b) \frac{dh}{dr} \quad 2.8$$

Al considerar que al realizar una prueba de bombeo se tienen dos pozos de observación cercanos a una distancia r_1 y r_2 del pozo donde se realiza la prueba de las que se obtendrá su nivel de carga hidráulica h_1 y h_2 , integrando la expresión 2.8 y evaluando entre las dos distancias r_1 y r_2 , se llega a la expresión de flujo radial para acuíferos confinados:

$$h(r_2) - h(r_1) = \frac{Q}{2\pi K b} \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad 2.9$$

De forma similar se puede derivar la expresión para un acuífero libre:

$$h^2(r_2) - h^2(r_1) = \frac{Q}{\pi K} \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad 2.10$$

2.8 Pruebas de aforo en pozo

Las pruebas de aforo o pruebas de bombeo en pozo, tienen la finalidad de obtener los parámetros característicos de una zona hidrogeológica, como la transmisividad (T), la conductividad hidráulica (K) y el coeficiente de almacenamiento (S), entre otros. Existen una serie de pruebas que se realizan a pozo abierto, dividiéndose generalmente en dos tipos: las pruebas realizadas bajo régimen permanente, y las realizadas bajo régimen transitorio, refiriéndose con ello al régimen de descarga o bombeo del pozo.

Un pozo productor de agua puede localizarse en distintos contextos geológicos y sociales, además, tener diferentes características de construcción y de bombeo, como consecuencia, para efectuar una prueba de aforo de la que se obtengan los parámetros hidrogeológicos más representativos, se requiere un conocimiento previo de la zona y las condiciones iniciales, las pruebas de aforo se realizan al cabo de largas jornadas de medición extendiéndose días según sea la prueba elegida, sin embargo, se han diseñado pruebas que no requieren de un tiempo extenso para obtener resultados necesariamente, si no que se enfocan en alcanzar un estado estacionario que permita obtener la información suficiente para interpretar la prueba, tal es el caso de la prueba de aforo escalonado, la cual es objeto de estudio en este trabajo.

Entre las pruebas que se realizan bajo régimen transitorio se encuentran las pruebas de aforo escalonado, en este tipo de prueba se realizan varios ensayos con caudales de descarga diferentes, con el fin de registrar la respuesta que se tenga del acuífero en cada caudal, dicha respuesta se refleja en el abatimiento del nivel estático (N.E) en cada descarga. Adicionalmente, esta prueba también logra obtener el caudal más eficiente respecto a las características constructivas del pozo, la potencia de la bomba y a las características propias del acuífero.

Del trabajo de Jacob (1947), Rorabaugh (1953) hizo una interpretación de la ecuación para calcular el abatimiento total en una prueba de aforo, obteniendo la expresión:

$$a = BQ + CQ^P [L] \quad 2.11$$

Donde:

a: es el abatimiento total

C: es el coeficiente de pérdida del pozo

Q: es la descarga o caudal

B: coeficiente de pérdida de la formación

P: es igual a 2, valor propuesto por Jacob (1947) y ampliamente aceptado por Ramey (1982) y Skinner (1988)

El producto entre CQ^2 es el abatimiento debido a las características constructivas del pozo, mientras el término BQ es el abatimiento debido a las características hidrodinámicas del acuífero, denotado como abatimiento de la formación.

La interpretación de las pruebas de aforo consiste en realizar una regresión lineal a los datos obtenidos de abatimiento y descarga (o caudal), generalmente para obtener una aproximación a la ecuación 2.10 debe observarse una tendencia lineal en los datos del plano de abatimiento contra caudal, o en el plano de tasa de abatimiento respecto al caudal (o abatimiento específico) contra caudal, en cualquier caso, al realizar la regresión lineal se obtiene un modelo aproximado de la ecuación 2.10 tomando en cuenta las siguientes suposiciones:

Dividiendo la ecuación 2.10 entre Q (caudal de descarga) y ordenándola:

$$\frac{a}{Q} = CQ + B [T/L^2] \quad 2.12$$

La ecuación 2.12 toma la forma de la ecuación de la recta, $y = mx + b$, con C como la pendiente, y B la ordenada al origen. La regresión lineal arrojará un valor para la pendiente y uno para la ordenada, a partir de estos dos valores se puede calcular un valor de abatimiento total para cualquier caudal conforme a la ecuación 2.10, además es posible calcular el valor de la transmisividad hidráulica del acuífero.

Existen diferentes procedimientos para estimar el valor de la transmisividad de un acuífero, normalmente es a partir de las pruebas de bombeo donde se obtiene dicho valor, cada uno de estos procedimientos requiere de algunos parámetros adicionales como conocer el tipo de acuífero y la duración de la prueba, si existen pozos de observación o no, según la ecuación de Dupuit-Thiem, al no disponer de algún pozo de observación y cuando los periodos de tiempo en las pruebas son cortos, el cambio en el caudal específico ($Q/a [L^2/T]$) es muy pequeño, por lo que se asume un estado estacionario, pues el parámetro describe una relación lineal con la transmisividad como se observa en la ecuación 2.13.

$$T = A \frac{Q}{a} [L^2/T] \quad 2.13$$

Donde A es una constante que depende del radio de influencia que se asume y que toma valores entre 0.9 y 1.5 (Razack y Huntley, 1991), en la práctica este valor es igual a la unidad ($A=1$). El abatimiento a se asume como el abatimiento debido a la formación (por el acuífero), por lo que para la ecuación 2.13, a será el primer término de la ecuación 2.11, denominado a_F .

3. Teoría de la prospección eléctrica de corriente continua

3.1 Ecuaciones generales del campo electromagnético

El método para determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo, es realizar mediciones en donde se busque medir el potencial eléctrico asociado al flujo de corriente inyectado en el subsuelo. Según Orellana (1982), las ecuaciones que permiten conocer el comportamiento de este fenómeno parten de las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{d\mathbf{B}}{dt} \quad 3.1$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{d\mathbf{D}}{dt} \quad 3.2$$

Donde E es el campo eléctrico, B es el campo magnético, j es la densidad de corriente y D es el campo de desplazamiento eléctrico.

Al suponer que la corriente es constante en el tiempo, es decir que no hay variación temporal del campo eléctrico, no habrá variación del campo magnético y no habrá campo de desplazamiento eléctrico, por lo que las ecuaciones 3.1 y 3.2 toman la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \quad 3.3$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} \quad 3.4$$

De la ecuación 3.3, se entiende entonces que E es conservativo e irrotacional, por lo que se supone deriva de un potencial escalar U , lo cual da paso a la ecuación 3.5:

$$\mathbf{E} = -\nabla U \quad 3.5$$

Por otro lado la resistividad eléctrica de una sustancia deriva del cálculo de la resistencia en un centímetro cúbico de la misma sustancia, ya sea que supongamos un cubo, un cilindro, o cualquier otra geometría.

El principio de la Ley de Ohm habla de la resistencia de una sustancia o material al paso de una corriente eléctrica, expresada como:

$$R = \rho \frac{l}{S} \quad 3.6$$

Donde R es la resistencia del material o sustancia, ρ es su resistividad, l es su longitud y S la superficie que atraviesa una corriente eléctrica.

Y la Ley de Ohm en su forma diferencial está expresada como:

$$J = \frac{E}{\rho} = \sigma E \quad 3.7$$

Suponiendo que J sea armónica dentro de un semiespacio propuesto (porción del medio perturbado por el fenómeno en cuestión), al calcular su divergencia, se cumple que:

$$\nabla^2 J = 0 \quad 3.8$$

Y al establecer un campo eléctrico dentro del mismo semiespacio, suponiendo un electrodo A transfiera una corriente eléctrica dentro este, la densidad de corriente J tendrá el mismo valor en cualquier dirección radial (Figura 3.1).

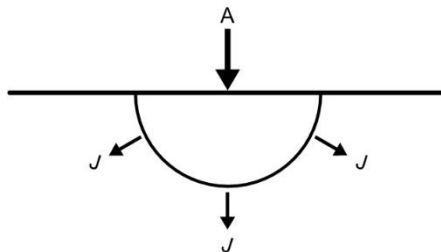


Figura 3.1 Representación gráfica del campo de densidad de corriente (J) en un semiespacio.

La integral de J sobre el semiespacio será igual a la corriente:

$$2\pi r^2 J = I \quad 3.9$$

Despejando J :

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad 3.10$$

Entonces se establece la igualdad entre las ecuaciones 3.7 y 3.10:

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad 3.11$$

Y el campo eléctrico será:

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad 3.12$$

Retomando la ecuación 3.5, junto con la ecuación 3.12, se establece que el potencial escalar del cual proviene el campo E es:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad 3.13$$

Donde r es la distancia del electrodo a un punto dentro del semiespacio, es decir, dependerá de la disposición del electrodo en el medio, si se habla de arreglos de varios electrodos, r será el parámetro que definirá el factor geométrico de dicho arreglo, por ejemplo en caso de tener un arreglo de dos electrodos (Polo-Polo), se establece una diferencia de potencial entre estos igual a:

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{fuente}} - \frac{1}{r_{sumidero}} \right) \quad 3.14$$

Donde el factor geométrico estará en función de la distancia entre los electrodos. Para un arreglo tetraelectrónico (Figura 3.2) se tendrá que:

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad 3.15$$

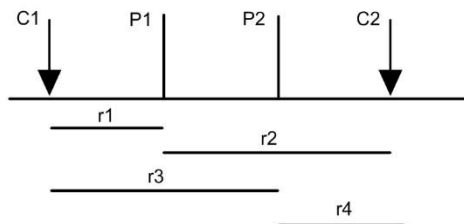


Figura 3.2 Esquema de la disposición de un arreglo de cuatro electrodos C (corriente) y P (potencial), r es la distancia entre ellos.

A partir de la ecuación 3.15 podemos obtener la expresión para la resistividad ρ en un medio homogéneo para un arreglo de 4 electrodos.

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} * \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)} \quad 3.16$$

Donde el factor geométrico K es:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)} \quad 3.17$$

Y por simplicidad:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I} \quad 3.18$$

3.2 Teoría del sondeo eléctrico vertical

El propósito de realizar un sondeo eléctrico es determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo de manera vertical, en el caso de un medio estratificado, homogéneo e isótropo, esto se logra a partir del registro de los parámetros involucrados en las mediciones como la diferencia de potencial, la intensidad de corriente y el factor geométrico del arreglo que se utilice, para lograr el cálculo adecuado de la resistividad del subsuelo. La magnitud de la resistividad obtenida a partir de ellos, depende primordialmente de la disposición de las rocas presentes en el subsuelo y de la disposición relativa de los electrodos.

En un sondeo eléctrico vertical la posición central del arreglo de electrodos no varía a lo largo de la superficie, lo único que varía será la posición de los electrodos de potencial respecto a los de corriente. Al variar esa posición la distribución de las líneas de corriente cambiarán su extensión originando una nueva área de influencia para cada nueva posición de los electrodos. Si se aumenta la distancia entre ellos, el área de influencia por donde la corriente circule,

incluiría a los paquetes litológicos o facies que se encuentran por debajo de las incluidas en la posición anterior.

Lo que permite esta metodología es conseguir una nueva medición de la resistividad a una profundidad diferente, únicamente variando la distancia entre los electrodos, esta distancia corresponde esencialmente a la distancia entre los electrodos de corriente y es comúnmente denominada “L” o “AB”.

Los arreglos electródicos ó dispositivos electródicos, son los métodos de adquisición de datos que se refieren a la geometría en la que se disponen los electrodos en la superficie para obtener una señal después de inducir una corriente eléctrica en el subsuelo, en un sondeo eléctrico vertical existen dos tipos de arreglos electródicos principales el de tipo Schlumberger y el arreglo Wenner. Estos arreglos se caracterizan por utilizar un cuadripolo, es decir que manejan cuatro electrodos, dos electrodos para inducir corriente comúnmente llamados electrodos de corriente “A” y “B” y dos electrodos para medir la diferencia de potencial como respuesta a la inducción de corriente “M” y “N”, estos últimos son llamados electrodos de potencial. En el caso del arreglo Schlumberger los electrodos de potencial (M N) permanecen en una posición central al arreglo y una distancia (b) entre ellos de manera constante y sin cambios, mientras que la distancia entre los electrodos de corriente (A B) varía a cierto factor (n) durante la adquisición, con el fin de obtener las siguientes lecturas y una nueva distancia (A’ B’) como se muestra en la figura 3.3.

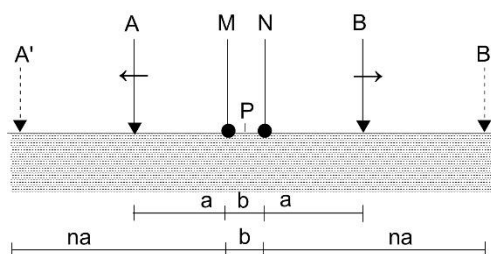


Figura 3.3 Esquema del dispositivo o arreglo Schlumberger.

En cuanto al arreglo de tipo Wenner, los electrodos tanto de potencial como de corriente guardan la misma distancia (a) entre sí, asegurando una posición equidistante (A M N B) en cada punto de adquisición, para posteriormente con cada apertura de orden “n”, se aumentará

la distancia de todo el arreglo respecto al centro del mismo (A' M' N' B'), como se observa en la figura 3.4.

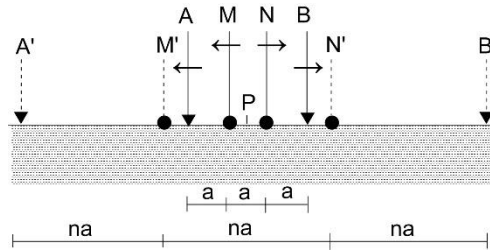


Figura 3.4 Esquema del dispositivo o arreglo Wenner.

Roy y Apparao (1971) definen la profundidad de investigación para cualquier dispositivo o arreglo eléctrico como la profundidad que contribuye en mayor proporción con el total de la señal que es medida en la superficie del subsuelo. Para el dispositivo Wenner la profundidad de investigación en un terreno homogéneo se obtiene multiplicando la distancia total (L o AB) del tendido por el factor 0.11, es decir, $0.11L$. En el caso del dispositivo Schlumberger será $0.125L$.

Edwards (1977) sugiere que para un valor óptimo de la profundidad, la longitud L sea dividida entre dos, es decir, $L/2$. Los factores para el dispositivo Wenner y para el dispositivo Schlumberger son $0.17(L/2)$ y $0.19(L/2)$ respectivamente.

La interpretación de los sondeos eléctricos verticales, inicia con la representación de las curvas de resistividad aparente, éstas son representaciones gráficas de curvas construidas por la relación entre cada posición relativa de los electrodos (apertura), y la medición de la resistividad existente en un punto dado. La interpretación de la forma de estas curvas, en teoría determina el número de las capas o facies que pueden existir en el subsuelo, no obstante su forma estará sujeta a la metodología de adquisición y al objetivo final del sondeo, existen diversos tipos de interpretación de estas curvas, una de estas lo ofrece Orellana y Mooney (1966) su método generalmente llamado de superposición, utiliza diferentes curvas tipo que corresponden a la respuesta que tienen diferentes modelos de capas, a partir de ellos se comparan estas con las curvas de resistividad aparente de las mediciones hechas en campo

para dar como resultado una interpretación de las propiedades eléctricas del subsuelo, existe además otro método de interpretación que consiste en visualizar de manera general la curva de resistividad aparente, se enfoca en identificar los cambios de pendiente en la misma característica con la que se interpreta una capa para cada cambio de pendiente y se estiman los parámetros de resistividad aparente y profundidad de investigación cuantitativamente con base en la geología; ya que por sí solas las curvas pueden no ser fácilmente interpretadas sin generar errores, y entendiendo que el objetivo final es representar un modelo de capas o cortes geoelectricos del subsuelo, para obtener dichos modelos o cortes, es necesario ajustar la curva teórica a la curva adquirida en campo, con el fin de dar certeza, en otras palabras la curva teórica puede ser ajustada a la curva original mediante el cálculo del modelo directo, que a su vez debe reinterpretarse con el cálculo del modelo inverso para obtener finalmente los valores de resistividad y profundidad, dicho proceso que se describe en el capítulo 3.3.

Debido a la complejidad de las estructuras que puedan presentarse en el subsuelo, la adaptación de la teoría de los sondeos puede tornarse compleja, al grado de que solo la teoría basada en cortes geoelectricos de capas horizontales o de superficies paralelas, es la más utilizada para abordar este tipo de investigaciones.

3.3 Teoría de la inversión de datos de resistividad en una dimensión

Una de las formas para encontrar las ecuaciones necesarias para establecer una aproximación o modelo directo a la curva original de resistividades, radica en encontrar la solución para la ecuación diferencial de segundo orden, también conocido como Laplaciano (ecuación 3.19).

$$\nabla^2 U = 0 \quad 3.8$$

En coordenadas cilíndricas y asumiendo simetría en el eje vertical:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad 3.19$$

Asumiendo que la solución de la ecuación es la combinación lineal de soluciones particulares de la forma:

$$U(r, z) = V(r)W(z) \quad 3.20$$

Sustituyendo la ecuación 3.8 en la 3.19, tenemos que:

$$\frac{1}{V} \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{Vr} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{1}{W} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0 \quad 3.21$$

La cual es satisfecha por dos expresiones:

$$\frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{Ur} \frac{\partial U}{\partial r} = -\lambda^2 \quad 3.22$$

$$\frac{1}{W} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = \lambda^2 \quad 3.23$$

Donde λ es una constante arbitraria. Las soluciones para ambas expresiones son:

$$V = C J_0(\lambda r) \quad 3.24$$

$$W = C e^{-\lambda z} \quad 3.25$$

$$W = C e^{+\lambda z} \quad 3.26$$

Combinando estas soluciones, tenemos una expresión para el potencial U :

$$U = C e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \quad 3.27$$

$$U = C e^{+\lambda z} J_0(\lambda r) \quad 3.28$$

Donde J_0 es el polinomio de Bessel de orden cero.

Si C varía y depende de λ , haciendo que λ vaya de 0 a infinito, el potencial será:

$$U = \int_0^\infty [\Phi(\lambda) e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda) e^{+\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.29$$

Donde $\Phi(\lambda)$ y $\Psi(\lambda)$ son funciones arbitrarias.

Si sabemos que el potencial en un punto del espacio puede determinarse por:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi\sqrt{r^2+z^2}} \quad 3.30$$

Y además, conocemos que la integral de Lipschitz es:

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} \quad 3.31$$

Sustituyendo la ecuación 3.31 en 3.8:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.32$$

La solución general del potencial para un medio estratificado es:

$$U_i = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + \theta_i(\lambda)e^{-\lambda z} + X_i(\lambda)e^{+\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.33$$

Condiciones de Frontera:

- Si en cada plano de frontera del semiespacio el potencial es continuo.
- Y la componente del vector de densidad de corriente también es continuo en ellas.
- Es necesario que en el plano superficial el vector de densidad de corriente sea cero cuando $Z=0$.
- Además, que a gran profundidad el potencial se aproxime a cero.
- Y tomando en cuenta que el potencial es casi infinito cerca de la fuente.
- suponiendo que la componente vertical del campo de intensidad es cero en la superficie igual con r , para satisfacer esta condición, el integrando de los últimos dos términos debe ser 0, esto es:

$$\theta_i(\lambda) = X_i(\lambda) \quad 3.34$$

De acuerdo con las condiciones especificadas anteriormente, el potencial en la superficie terrestre será:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [1 + 2\theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.35$$

Donde $\theta_1(\lambda)$ es la llamada función *kernel* de Stefanescu, además introduciendo un nuevo término llamado el *kernel* de Slichter's, la ecuación para el potencial queda:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.36$$

Donde: $K(\lambda) = 1 + 2\theta_1(\lambda)$

En 1940, Pekeris introdujo la llamada relación de recurrencia, la cual permite superponer una nueva capa (i + 1) al mismo tiempo que mueve la configuración de electrodos a la parte superior de esta, trabajando sobre el kernel determina que:

$$K_i = \frac{K_{i+1} + p_i \tanh(\lambda t_i)}{p_i + K_{i+1} \tanh(\lambda t_i)} \quad 3.37$$

$$K_{i+1} = \frac{p_i K_i - p_i \tanh(\lambda t_i)}{1 - K_i \tanh(\lambda t_i)} \quad 3.38$$

Donde:

$$p_i = \frac{\rho_i}{\rho_{i+1}}$$

$t_i = \text{Espesor de la } i\text{ésima capa}$

$\lambda = \text{Variable de integración, unidades del inverso de la distancia}$

En 1970, Koefoed introdujo la función de transformación de resistividad (FTR), definida como:

$$T_i = \rho_i K_i \quad 3.39$$

Definiendo de acuerdo al número de capas:

$$T_i = \frac{T_{i+1} + \rho_i \tanh(\lambda t_i)}{1 + \frac{T_{i+1} \tanh(\lambda t_i)}{\rho_i}} \quad 3.40$$

$$T_{i+1} = \frac{T_i - \rho_i \tanh(\lambda t_i)}{1 - \frac{T_i \tanh(\lambda t_i)}{\rho_i}} \quad 3.41$$

En resumen, el potencial en la superficie de un medio, de acuerdo con la ecuación 3.40 puede expresarse de la forma:

$$U = \frac{I \rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad 3.42$$

Donde N_n es función de los espesores y resistividades (función de transformación de resistividad) de las diferentes capas.

Si se considera un arreglo de 4 electrodos como se muestra en la figura 3.5:

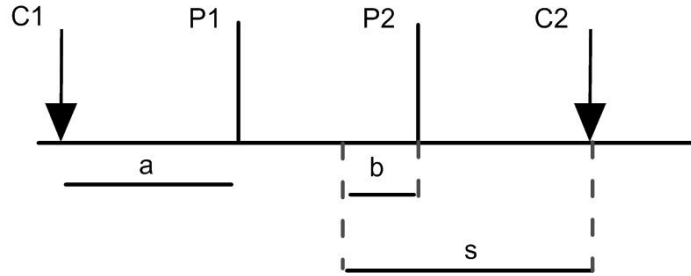


Figura 3.5 Esquema de la disposición de electrodos en un arreglo tipo Schlumberger.

La relación de distancia entre electrodos es:

$$b = \frac{a}{2}, s = \frac{3a}{2}$$

Entonces, de acuerdo con la ecuación 3.18:

$$\rho_a = \frac{\frac{\Delta V}{I} 2\pi s (s^2 - b^2)}{4bs} \quad 3.43$$

Y, donde:

$$\text{Factor geométrico} = \frac{s(s^2 - b^2)}{4bs}$$

$$\frac{\Delta V}{I} = U$$

Se puede demostrar que si $c = \frac{b}{s}$, entonces, en relación con las ecuaciones 3.42 y 3.43:

$$\rho_a = 2s \frac{1-c^2}{4c} \int_0^\infty T(\lambda) \{J_0[\lambda s(1-c)] - J_0[\lambda s(1+c)]\} d\lambda \quad 3.44$$

Considerando un arreglo Wenner o Schlumberger (ver inciso 3.2), y un caso especial donde

$c = \frac{1}{3}$ y $s = \frac{3a}{2}$, tendremos que:

$$\rho_{a,wenner} = 2a \int_0^\infty T(\lambda) [J_0(\lambda a) - J_0(2\lambda a)] d\lambda \quad 3.45$$

$$\rho_{a,schlumberger} = \rho_1 + s^2 \int_0^\infty [T(\lambda) - \rho_1] J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad 3.46$$

Donde $J_0(\lambda a) - J_0(2\lambda a)$ y $J_1(\lambda s)$ son las funciones características.

Tanto la función de transformación de resistividad como las funciones características son objeto de una discretización en el espacio emulando así la distancia real o posición de los electrodos respecto al centro del arreglo. En general se debe recordar que el cálculo del modelo de inversión sigue una secuencia básica de pasos: 1) Interpretación directa de la curva de resistividad obtenida en campo, esto permite suponer un modelo conceptual de capas y su resistividad, 2) Obtener la respuesta o la curva de resistividad teórica del modelo conceptual; 3) Comparar estadísticamente la curva observada con la curva teórica del modelo directo, 4) Se somete a la curva del modelo directo a un ajuste respecto a la curva de resistividad observada con el objeto de mejorar la aproximación a los valores de esta última curva, este último paso, se trata de un proceso iterativo para mejorar el error entre ambas curvas. Estos pasos pueden ser ejemplificados por un esquema simple que se muestra en la figura 3.6.

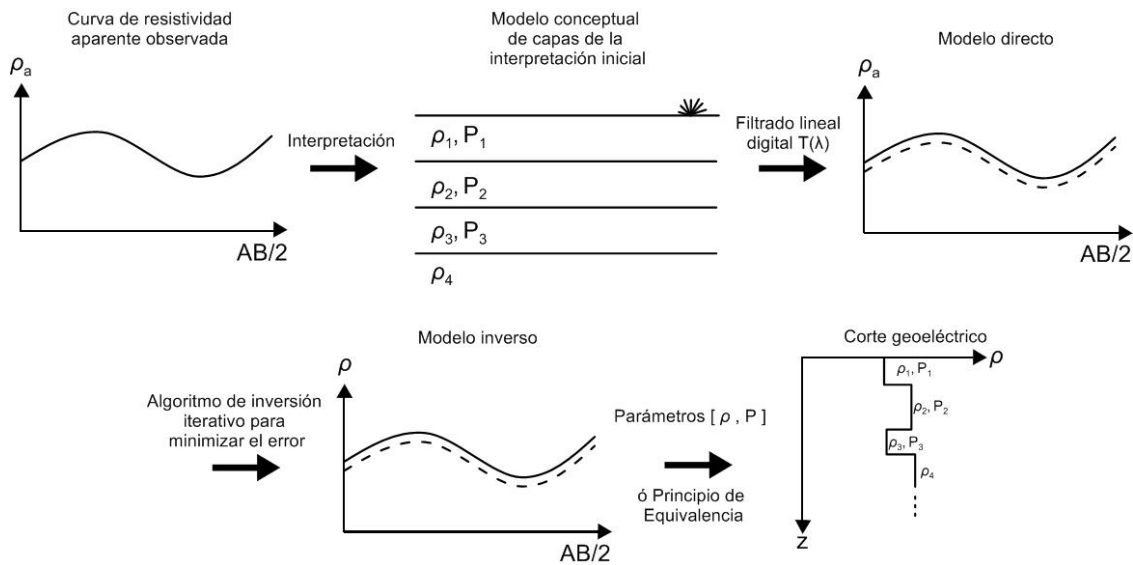


Figura 3.6 Esquema general del proceso de interpretación de un sondeo eléctrico vertical.

Para obtener la curva de resistividad aparente del modelo directo, es necesario resolver la integral que contiene a la función de transformación de resistividad, una manera de resolver el problema numéricamente la ofrece Ghosh (1971a, 1971b), donde a partir de la relación lineal que existe entre la resistividad aparente y la función de transformación de resistividad, con

base en el trabajo de Watson (1966), se obtiene una expresión de la función de transformación de resistividad aplicando la inversión de Hankel directamente a la integral de tipo Fourier-Bessel (presente en las ecuaciones 3.45 y 3.46), el resultado específicamente hablando de un arreglo de tipo schlumberger es una integral de convolución:

$$T(\lambda) = \int_0^{\infty} [\rho_{as}(s) J_1(\lambda s)/s] ds \quad 3.47$$

Dada la ecuación 3.47, Bracewell (1965), Robinson (1967) y Anders (1964), encuentran la relación entre $T(\lambda)$ y ρ_a en el dominio de la frecuencia, en donde la ecuación toma una forma algebraica más simple:

$$F(f) = G_S(f)H_S(f), \text{ o también: } H_S(f) = F(f)/G_S(f) \quad 3.48$$

Donde los pares transformados son: $F(f) \leftrightarrow T(\lambda)$

$$G_S(f) \leftrightarrow \rho_{as}(s)$$

Y: $H_S(f) = \text{Frecuencia característica o filtro de resistividad característico}$

La curva de resistividad aparente observada tiene una componente que depende de la posición de los electrodos; sin embargo, la curva de resistividad teórica de un modelo de capas propuesto, estará muestreada en diferentes puntos a lo largo del eje de las abscisas ($1/\lambda$), de este hecho parte la suposición de que para poder obtener la curva, cada uno de estos puntos de muestra, debe responder como una función de muestreo ($\text{sen}(x)/x$) de la curva de resistividad, en lugar de una función de resistividad aparente ($\rho_a(s)$), a su vez y de forma particular, estas funciones actuarán como entrada para el filtro de resistividad, y a la respuesta que tienen las mismas funciones a este filtro, se le conoce como coeficientes del filtro, por consiguiente es necesario, establecer los intervalos de muestreo de la curva de resistividad aparente y los coeficientes del filtro.

Varios autores como Ghosh (1971a), O'Neil (1975), Johansen (1975), Anderson (1979), Koefoed (1979), entre otros, han propuesto diferentes tipos de filtros y métodos de muestreo para aplicarlos, en este trabajo se hace mención del trabajo de Ghosh, en el que propone de

manera general que para que el muestreo de la curva de resistividad aparente se haga de forma adecuada, debe satisfacer que: 1) La función de resistividad aparente debe tener transformada de Fourier, y 2) que el espectro de amplitud debe ser limitado, es decir que tiene una frecuencia de corte f_c . Bajo estas reglas, y obedeciendo el teorema de Shannon, el intervalo de muestreo (Δx) muestra que:

$$0 \leq \Delta x \leq 1/2f_c \quad 3.49$$

El mismo autor propone algunos intervalos de muestreo como:

$$\Delta x_a = \frac{1}{4} \ln 10, \Delta x_b = \frac{1}{3} \ln 10, \Delta x_c = \frac{1}{2} \ln 10 \quad 3.50$$

Los cuales corresponden a diferentes f_c en el dominio del espacio, y permiten reconstruir la curva de resistividad aparente de forma adecuada, estos representan por ejemplo, en el caso “a”, cuatro muestras por ciclo logarítmico, “b”, tres muestras por ciclo logarítmico y “c”, 2 muestras por ciclo logarítmico.

Los coeficientes de Ghosh para un arreglo electrodo de tipo Schlumberger son los siguientes:

b_{-3}	b_{-2}	b_{-1}	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
0.0225	-0.0499	0.1064	0.1854	1.9720	-1.5716	0.4018	-0.0814	0.0148

Tabla 3.1 Coeficientes de Ghosh para el arreglo tipo Schlumberger.

Al conocer el número de muestras, el siguiente paso es obtener la transformada de resistividad de manera numérica con la siguiente expresión:

$$T_m = \sum_{j=-3}^5 b_j (\rho_a)_m \quad (m = 0,1,2,3 \dots) \quad 3.51$$

Finalmente la linealidad de la transformada de resistividad y la resistividad aparente, tomando en cuenta los coeficientes de Ghosh (Tabla 3.1), resultan en la expresión:

$$(\rho_a)_m = \sum_{j=-3}^5 b_j T_{m-1} \quad (m = 0,1,2,3 \dots) \quad 3.52$$

La expresión anterior calcula la curva de resistividad aparente para cada punto de muestreo m , para el cálculo de un modelo de “ n ” capas y “ E_{n-i} ” espesores, se utiliza la recursividad de Pekeris, mediante las fórmulas 3.38 y 3.39 o Koefoed 3.40 y 3.41 para el cálculo de T .

Después de realizar el cálculo de la curva de resistividad aparente, esta se compara con la curva de resistividad observada en campo, se observan las diferencias y se ajusta el modelo hasta alcanzar un mínimo error estadístico, esto se hace generalmente mediante un algoritmo de aproximación no lineal, de este paso, se puede obtener un modelo gráfico también conocido como corte geoelectrico, el cual no es más que el modelo de capas de la curva calculada o teórica. Se pueden obtener varios cortes a partir del cálculo de la aproximación, esto sucede después de probar varios modelos en busca del error mínimo, al probar diferentes modelos que hagan a la curva de resistividad tener cierto grado de error. Este suceso tiene su sustento en el principio de equivalencia.

El principio de equivalencia, se refiere a la respuesta que tendrían los parámetros componentes de un modelo directo, frente a otros modelos cuyos parámetros son distintos (resistividad y profundidad), y que a pesar de ello, sus curvas de resistividad aparente son similares e indistinguibles, dicho de otra manera, este fenómeno conocido como equivalencia de capas, se presenta cuando un conjunto de capas es equivalente a otro conjunto de capas (o solo una), mientras sus parámetros son completamente distintos. Se presenta como un ajuste o un análisis por el que se opta cuando se tiene información geológica y esta no es compatible con el primer modelo directo que se obtiene. El concepto sobre el principio de equivalencia tiene su origen con Mailliet, no obstante otros autores como Rocroi (1975) y Koefoed (1976a), dan certeza y extienden la teoría de este fenómeno.

En este trabajo de investigación se utilizó el programa RESIX PLUS® de la compañía Interpex^{LD}, el cuál fue desarrollado como una herramienta de interpretación para datos de resistividad, este programa ocupa los algoritmos y filtros de Anderson (1975) para el cálculo del modelo directo, el filtro de Anderson, presenta varias ventajas sobre otros pues la curva de

resistividad aparente no presenta ruido significativo, se presta a realizar una interpretación de la curva más práctica, observándose una mayor consistencia frente a los filtros de otros autores (Figura 3.7), por otro lado utiliza un modelo de inversión por mínimos cuadrados ponderados para ajustar el error en la curva de resistividad aparente, y además proporciona los cortes geoelectricos y sus modelos equivalentes en archivos ".plot", lo que hace más práctico el manejo de la información.

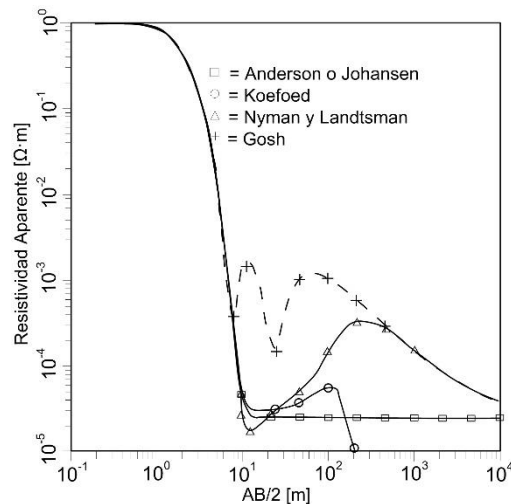


Figura 3.7 Comparación entre las curvas de resistividad aparente del modelo directo de un sondeo tipo schlumberger calculadas con diferentes filtros para el modelo $\rho_1 = 1[\Omega \cdot m]$, $t_1 = 1[m]$, $\rho_2 = 2.5 \times 10^{-5}[\Omega \cdot m]$. La respuesta de los filtros de Anderson o Johansen(1975), son correctos, mientras que las curvas calculadas con los filtros de Koefoed (1972), Nyman y Landisman (1977) y Ghosh (1971b) presentan errores cuando $AB/2 \geq 10$ para el modelo dado. modificada de Anderson (1979).

3.4 Parámetros de Dar Zarrouk

En ciertas rocas principalmente sedimentarias y en particular aquellas compuestas por arcillas, el flujo de la corriente eléctrica es más fácil a lo largo del estrato (longitudinalmente) que perpendicular a él (transversalmente), por lo que en lugar de considerar únicamente un valor de conductividad o resistividad, se pueden considerar sus dos componentes, la conductividad longitudinal σ_l (resistencia longitudinal), donde el flujo es paralelo al estrato, y la conductividad transversal σ_t (resistencia transversal), donde es perpendicular al estrato, un esquema de estos parámetros junto al concepto de capas horizontales de la teoría del sondeo eléctrico se muestra en la figura 3.8.

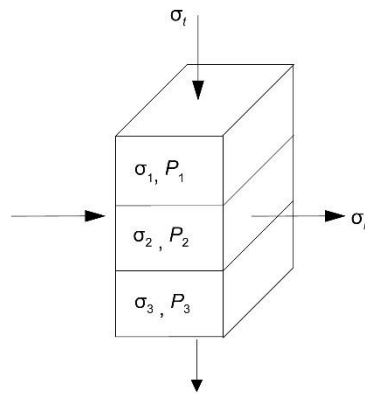


Figura 3.8 Esquema de un modelo de capas horizontales, y la dirección de las componentes de conductividad eléctrica.

En 1947, Mailliet define la resistividad promedio como:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_l \sigma_t} \quad 3.53$$

Y a la micro-anisotropía como:

$$\theta = \sqrt{\frac{\sigma_l}{\sigma_t}} > 1 \quad 3.54$$

La relación que existe entre la micro-anisotropía y la capa isotrópica es, por un lado el producto del espesor (h) por la resistividad transversal:

$$h \left(\frac{\theta}{\sigma} \right) = (\theta h) \left(\frac{1}{\sigma} \right) \quad 3.55$$

Lo anterior se relaciona con la corriente que viaja transversalmente a la estratificación del subsuelo, ambos efectos hacen o simulan un circuito con elementos conectados en serie (Figura 3.9).

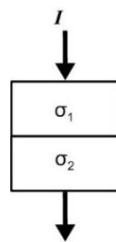


Figura 3.9 Representación del comportamiento de la componente eléctrica transversal en un medio estratificado.

Y el producto del espesor por la conductividad longitudinal, simula un circuito en paralelo (Figura 3.10).

$$h(\theta\sigma)=(\theta h)\sigma \quad 3.56$$

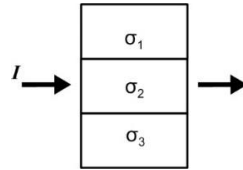


Figura 3.10 Representación del comportamiento de la componente eléctrica longitudinal en un medio estratificado.

Ambas relaciones pueden caracterizar mejor una serie de capas geológicas que solo considerando su espesor, es decir si usamos solo la conductividad promedio y la micro-anisotropía. Una manera sencilla de calcular los parámetros de Dar Zarrouk, la ofrece Orellana (1963), muestra que la resistencia transversal unitaria para cada capa i , de espesor E , será:

$$R_i = \rho_i \frac{l}{s} = \rho_i \frac{E_i}{1*1} = \rho_i E_i \quad 3.57$$

Aunque es comúnmente representada con la letra T , es decir:

$$T_i = E_i \rho_i \quad 3.58$$

Al conjunto de n capas corresponderá la resistencia transversal total:

$$T_i = \sum_i E_i \rho_i \quad 3.59$$

Por otra parte la conductancia longitudinal unitaria será:

$$R'_i = \rho_i \frac{l}{s} = \rho_i \frac{1}{E_i*1} = \frac{\rho_i}{E_i} \quad 3.60$$

Cuya ecuación para cada capa es 3.59 y considerando la totalidad de las capas la 3.60.

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \quad 3.61$$

$$S_i = \sum_i \frac{E_i}{\rho_i} \quad 3.62$$

4. Bases teóricas para la estimación de los valores de conductividad hidráulica

4.1 Estimación de la conductividad hidráulica a partir de las pruebas de aforo

Conforme al tema 2.8, que refiere a la interpretación de una prueba de aforo escalonado, para obtener el valor de la conductividad hidráulica se siguen los mismos pasos, sabiendo que la ecuación 2.13, ecuación que calcula la transmisividad de un acuífero, es aplicable solo bajo estado estacionario. En este trabajo, se debe tomar en cuenta que la información de las pruebas de aforo que se llevaron a cabo para las localidades en estudio, cumplen este criterio al tener un tiempo corto de evaluación, de no cumplir con lo anterior, el análisis con las ecuaciones descritas en este trabajo, no debe contemplarse, entonces según la ecuación 2.13:

$$T = A \frac{Q}{a} [L^2/T] \quad 2.13$$

Y de acuerdo con la ecuación 2.6 del tema 2.6, para calcular la conductividad hidráulica, se tiene la expresión:

$$T = bK \quad 2.6$$

Se puede calcular el valor de la conductividad hidráulica, despejando K en la ecuación 2.6:

$$K = \frac{T}{b} \quad 4.1$$

Donde:

T es la transmisividad $\left(\frac{L^2}{T}; \frac{pie^2}{d}, \frac{m^2}{d}\right)$

b es el espesor saturado del acuífero $(L; pie, m)$

K es la conductividad hidráulica $\left(\frac{L}{T}; \frac{pie}{d}, \frac{m}{d}\right)$

4.2 Estimación de la conductividad hidráulica a partir de valores de resistividad

La relación entre la conductividad hidráulica y los parámetros eléctricos como la resistividad de una roca dependen de las características de la misma, su porosidad, tipo de fracturamiento, permeabilidad, velocidad de flujo, etc. Diversos autores reportan esta relación como inversa o directa; controversial hasta cierto punto, el trabajo de Mazác *et. al.* (1985), señala que esta relación será directa o inversa según sea la porosidad de la roca o del medio donde se haga la medición, mientras que la forma de la relación rectilínea o curvilínea está determinada por la relación que exista entre la dirección del flujo del agua, la estratificación y el tipo de resistividad de la roca o medio.

Además señala que en el caso de las zonas saturadas, dentro de un contexto hidrogeológico, se observa una relación lineal, directa y proporcional entre la resistividad y la conductividad hidráulica de una roca de acuerdo al tamaño de grano que presente, y será inversa cuando existan variaciones en la porosidad de la misma; expone que para un modelo de acuífero compuesto por arenas y arcillas como el expuesto en la figura 4.3, la relación toma una forma curvilínea en lo general, y lineal en ciertas secciones según se trate del parámetro que se tome en cuenta, este fenómeno es atribuido a la anisotropía presenten los acuíferos con porosidad y cierto contenido de arcilla (H%), estos pueden caracterizarse por sus parámetros de resistividad ρ_t, ρ_l, ρ_m , que corresponden a los parámetros de Dar Zarrouk de la teoría de prospección eléctrica, y los de conductividad hidráulica K_l, K_t, K_m . Las relaciones matemáticas utilizadas entre estos parámetros físicos dentro de un modelo de capas horizontales, que pueden observarse en la representación gráfica de la figura 4.2, son:

$$\rho_{t(i)} = h_i \rho_i, \rho_{l(i)} = \frac{\rho_i}{h_i}, \rho_{m(i)} = \sqrt{\rho_{t(i)} \rho_{l(i)}} \quad 4.2$$

$$K_{t(i)} = \frac{h_i}{K_i}, K_{l(i)} = h_i K_i, K_{m(i)} = \sqrt{K_{t(i)} K_{l(i)}} \quad 4.3$$

Donde h es el espesor de la capa litológica,
modificadas de Mazác *et. al.* (1985).

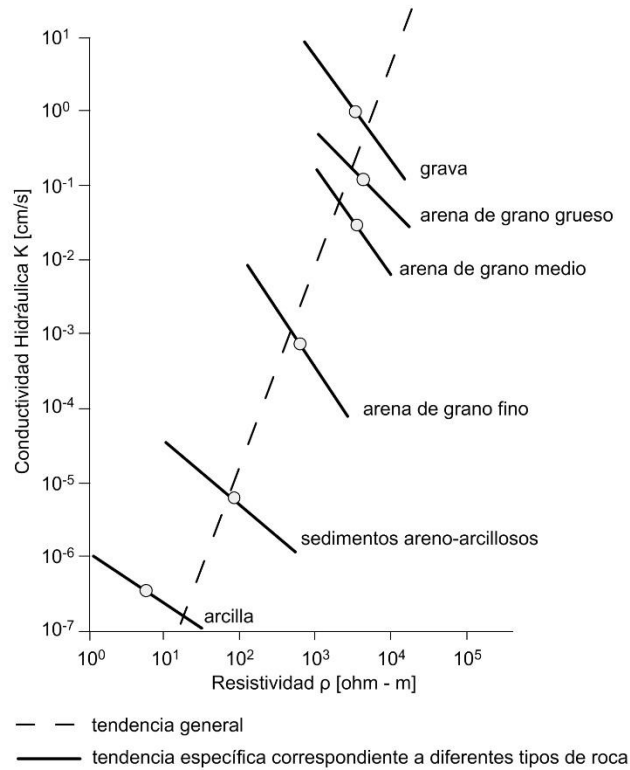


Figura 4.1 Representación gráfica de la relación entre resistividad y conductividad hidráulica para diferentes materiales litológicos, modificada de Mazác *et al.* (1985).

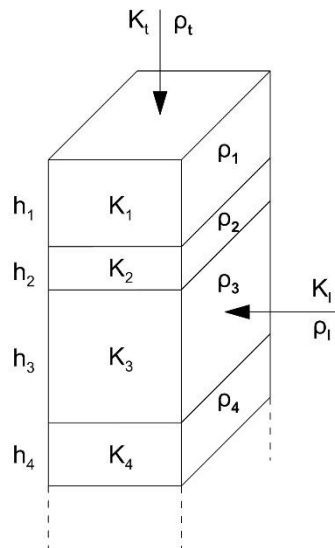


Figura 4.2 Esquema de los componentes de resistividad y conductividad hidráulica en un sistema o modelo de capas horizontales, modificada de Mazác *et al.* (1985).

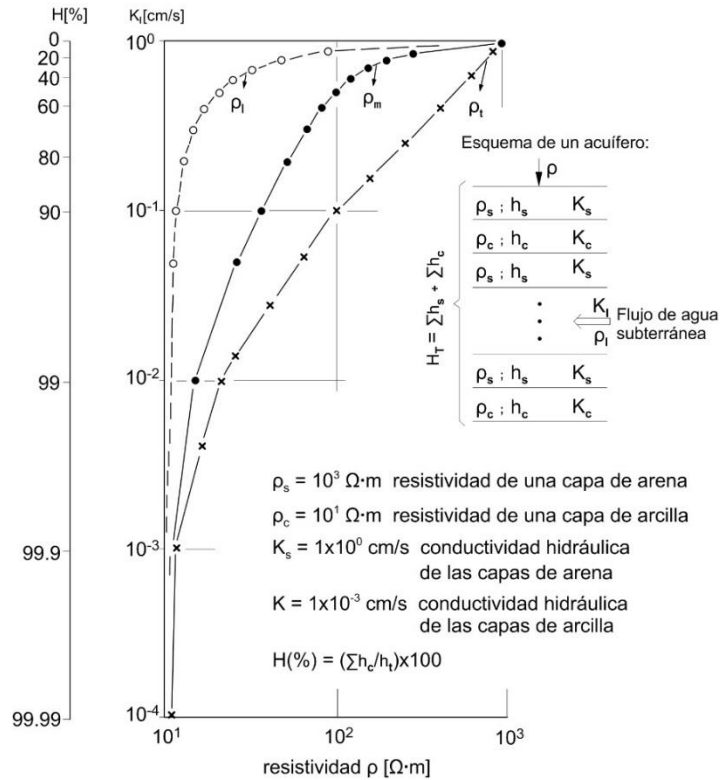


Figura 4.3 Esquema de la relación entre resistividad y conductividad hidráulica en un modelo de acuífero compuesto por arenas y arcillas, modificada de Mazác *et al.* (1985).

Una de las pruebas que se realizaron en la investigación de Mazác *et al.* (1985), cuyos resultados se muestran en la figura 4.3, fue estimar la relación que existe entre los parámetros hidráulicos y los parámetros eléctricos, utilizando un modelo de capas para emular un sistema hidrogeológico que intercala arcilla y arena y un flujo de agua. Se obtuvieron 13 muestras, que relacionan las resistividades con la conductividad hidráulica, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson para las muestras, con un nivel crítico de $r_p=|0.68|$ y $p=0.01$ correspondiente a 99% de nivel de confianza, los resultados muestran que la correlación óptima para este modelo estadístico fue entre K_l y ρ_t , con $r=0.98$, mientras que la correlación entre K_l y ρ_l fue desfavorable con $r=0.58$, y entre K_l y ρ_m fue $r=0.88$.

Es posible interpretar a ρ_m a partir de un sondeo eléctrico vertical, este parámetro dentro de la teoría geoelectrica es la resistividad aparente, los parámetros de Dar Zarrouk, de conductancia longitudinal S y resistividad transversal T, están relacionados directamente con ρ_l y ρ_t , respectivamente.

La relación entre K y ρ en un acuífero compuesto por arena, es expresada por la ecuación:

$$K(10^{-5}[m/s]) = 97.5^{-1} \rho^{1.195} \quad 4.4$$

5. Metodología para la estimación de los valores de conductividad hidráulica

5.1 Metodología para la estimación del valor de la conductividad hidráulica mediante pruebas de aforo en pozo

A continuación se presenta a manera de pasos, la metodología que siguió el presente trabajo para obtener los valores de conductividad hidráulica a partir de la información proporcionada por pruebas de aforo de tipo escalonado. Se debe tener en cuenta que el tipo de pruebas de aforo deben suponerse bajo estado estacionario.

1) Identificar con qué tipo de información se cuenta.

En caso de contar con una prueba de aforo escalonada, esta se debe asumir en un estado estacionario o bajo régimen permanente, resultado directo del corto tiempo de duración de la prueba.

Se debe contar con al menos los valores de las diferentes descargas ($Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_n$), los niveles de abatimiento dinámico correspondientes, el nivel estático ($N.E$) inicial, el espesor saturado estimado del acuífero.

2) Construir la representación gráfica de la descarga Q [L^3/T] (abscisas), contra el abatimiento específico a/Q [T/L^2] (ordenadas).

3) Realizar una regresión lineal de los datos de descarga contra abatimiento específico.

Para obtener un modelo matemático basado en la ecuación de la recta, como resultado debe obtenerse la ecuación 2.12, donde se obtienen los valores de los coeficientes B y C :

$$\frac{a}{Q} = CQ + B [T/L^2] \quad 2.12$$

4) Calcular los valores de abatimiento debido a la formación, abatimiento debido a las características constructivas del pozo, abatimiento total y eficiencia hidráulica.

La tabla 5.1, muestra las expresiones para calcular el abatimiento debido a la formación ($a_f=BQ$), abatimiento debido a las características constructivas del pozo (CQ^2), abatimiento total (a_T) y la eficiencia hidráulica ($E\%$), a partir de los valores obtenidos de la regresión lineal, es posible calcular un valor de abatimiento total (a_T), para cada descarga correspondiente a cada corrida de la bomba (Q) y nivel dinámico ($N.D$) registrados, siguiendo la ecuación 2.11:

$$a_T = BQ + CQ^2 [m] \quad 2.11$$

$Q[m^3/seg]$	$N.D[m]$	$a[m]$	$a/Q[seg/m^2]$	$BQ[m]$	$CQ^2[m]$	$a_T \text{ calculado}[m]$	$Eficiencia[\%]$
$Q_{(1)}$	$ND_{(1)}$	$N.E-N.D_{(1)}$	$a_{(1)}/Q_{(1)}$	$B*Q_{(1)}$	$C*Q_{(1)}^2$	$B*Q_{(1)} + C*Q_{(1)}^2$	$(B*Q_{(1)})/(B*Q_{(1)} + C*Q_{(1)}^2)*100$
$Q_{(2)}$	$ND_{(2)}$	$N.E-N.D_{(2)}$	$a_{(2)}/Q_{(2)}$	$B*Q_{(2)}$	$C*Q_{(2)}^2$	$B*Q_{(2)} + C*Q_{(2)}^2$	$(B*Q_{(2)})/(B*Q_{(2)} + C*Q_{(2)}^2)*100$
$Q_{(n)}$	$ND_{(n)}$	$N.E-N.D_{(n)}$	$a_{(n)}/Q_{(n)}$	$B*Q_{(n)}$	$C*Q_{(n)}^2$	$B*Q_{(n)} + C*Q_{(n)}^2$	$(B*Q_{(n)})/(B*Q_{(n)} + C*Q_{(n)}^2)*100$

Tabla 5.1 Cálculos para obtener el abatimiento total y la eficiencia hidráulica, en una prueba de aforo escalonado.

5) Calcular la transmisividad del acuífero, T .

A partir de la ecuación 2.13, para cada Q del punto anterior, se obtendrá entonces el mismo valor, característico de una única prueba y un solo acuífero.

$$T = A \frac{Q}{a} [m^2/seg] \quad 2.13$$

Dónde: $A=1$, y $a = a_f = BQ$

6) Calcular un valor de conductividad hidráulica K .

Teniendo el valor del espesor saturado $b[m]$, se calcula K según la ecuación 4.4:

$$K = \frac{T}{b} [m/seg] \quad 4.4$$

El espesor de la formación o espesor saturado, puede obtenerse de diferentes formas, a continuación se exponen algunas desde el método con mayor certidumbre, al de menor:

a) Corte geológico del pozo o de la zona. Al perforar un pozo, se registra el material extraído, su posición o extensión vertical.

b) Por pruebas de aforo. El tipo de pruebas que cuenta con una variable temporal, o que se adaptan a los métodos clásicos de interpretación con curvas tipo, pueden calcular un valor del espesor, sin embargo, existen situaciones especiales como la prueba de aforo escalonado donde se prescinde de la variable temporal, imposibilitando la obtención un valor de espesor.

c) Por registros de Pozo. De contar con tal información, sean registros de resistividad, sísmicos o de porosidad entre otros, y estén interpretados o corregidos, se puede obtener un valor de espesor.

d) De la interpretación de sondeos eléctricos. Después del procesamiento de los datos y su interpretación, puede obtenerse un valor del espesor saturado directamente de un corte geoelectrico.

e) Investigaciones previas. De existir reportes o investigaciones arbitradas referentes a la hidrogeología de la zona de estudio, puede estimarse un valor de espesor, sin embargo se debe tener en cuenta que puede tratarse de estudios de carácter regional por lo que dependiendo de la zona en donde se realice la prueba, este valor puede variar en varios órdenes de magnitud.

Es necesario optar por el método que de acuerdo con las condiciones que existan pueda aproximarse al valor local más representativo.

5.2 Metodología para la estimación del valor de la conductividad hidráulica

mediante sondeos eléctricos verticales

La metodología que se usó en este trabajo, tiene como fin obtener el valor de la conductividad hidráulica a partir de la información de cierto número de sondeos eléctricos verticales, se expone a continuación en una serie de pasos. Se debe tomar en cuenta que para este estudio, los sondeos en ambos ejemplos son parte de distintos estudios y que de forma particular, conforman distintos perfiles geoelectricos, aunque son analizados en conjunto. Además esta

metodología no se enfoca en explicar detalladamente la forma en que se deben interpretar los datos de los sondeos, o en el manejo de la paquetería de software de inversión de datos, si no en obtener el valor de la conductividad hidráulica, K .

1) Identificar el tipo de información del estudio.

Identificar si se trata de un solo sondeo eléctrico vertical o formará parte de un conjunto ordenado en perfiles geoelectrónicos, tratándose del segundo caso, la posición de los sondeos, así como el acomodo espacial o distancia entre los mismos, será fundamental para su procesamiento.

Antes de procesar la información del sondeo, es importante saber qué tipo de arreglo se utilizó, así como las condiciones particulares de los datos, por ejemplo, si los datos son “crudos”, y se sabe que en campo se ha realizado un traslape de electrodos, procedimiento común que se presenta en el tendido de electrodos cuando la relación señal a ruido no es adecuada o suficiente, cuando esto sucede se observa que la curva de resistividad aparente presenta un desfase entre el conjunto de datos que se obtuvo antes de hacer el traslape y el conjunto de datos obtenido después del traslape, una de las soluciones al problema radica en sumar o restar la diferencia que exista entre ambos conjuntos de datos, a los valores de uno solo de los conjuntos, a fin de minimizar los errores en los cálculos posteriores.

2) Procesar los datos eléctricos.

Se calcula el modelo directo de cada curva de resistividad aparente correspondiente a un sondeo, teniendo presente el tipo de arreglo, de ello depende el tipo de filtros digitales que se ocupe en su cálculo, además, sus parámetros espaciales (longitud del tendido, espaciamento entre electrodos), de estos valores depende el intérprete para ofrecer un espesor estimado, por otro lado el contexto geológico, así como el sistema hidrogeológico presente, permiten buscar el mejor modelo de capas, o que se adapte a las características geológicas esperadas en el subsuelo, de otra manera contar con los registros geofísicos de pozo es de gran utilidad,

siempre y cuando la calidad de los mismos lo permita y que estos puedan correlacionarse a reserva de sus correcciones, con el modelo de la curva de resistividad aparente de cada sondeo.

Calculado el modelo directo, se puede proseguir con el cálculo del modelo inverso, empleado para ajustar las curvas según sea el criterio del intérprete, se trata de un proceso iterativo en donde se puede volver a calcular un modelo directo, para ajustar los parámetros como la resistividad o el espesor de capas a fin de ofrecer el mejor modelo, el de menor error y atendiendo el contexto geológico. Además, tomando en cuenta la secuencia y el acomodo espacial de cada sondeo, se identifican las posibles tendencias de las distintas capas y evitar con ello, errores en la interpretación final.

Por último, la interpretación de las curvas de resistividad aparente puede tener más certeza teniendo presente el principio de equivalencia, del cual se originan distintos modelos de capas válidas para una curva de resistividad aparente; este paso es opcional en caso de obtener un modelo satisfactorio, de otra manera se puede recurrir a él para encontrar qué conjunto de parámetros (resistividad, y espesor), se adecuan mejor al problema.

En este trabajo se utilizó el software RESIX PLUS de la compañía Interpex, para el procesamiento de los datos.

3) Construir las imágenes resistivas.

Las imágenes resistivas, son la representación gráfica de los perfiles geoeléctricos planteados para el estudio, los cuales se componen de los diferentes cortes geoeléctricos obtenidos anteriormente.

Se trata de ofrecer una representación gráfica que caracterice el comportamiento eléctrico del subsuelo, esta representación ofrece practicidad en la interpretación geológica, ya que a pesar de que no es una medición directa de la resistividad de distintas litologías que pudieran presentarse en el subsuelo, si representa una distribución de resistividades del subsuelo a cierta profundidad, a esta representación gráfica, también se le conoce como imagen resistiva.

4) Identificar las capas.

Siguiendo las tendencias en los valores de resistividad aparente en cada sondeo, así como identificar la zona del acuífero principal o espesor saturado, en la imagen resistiva.

5) Calcular los parámetros de Dar Zarrow e identificar zonas de valor similar.

La conductancia longitudinal, y resistividad transversal, se pueden calcular mediante las ecuaciones 3.56 y 3.59. Según Mázac *et al.* (1985) las ecuaciones 4.2, la resistividad transversal ρ_t o T y la resistividad media o promedio ρ_m , son las resistividades que se correlacionan mejor con la conductividad hidráulica, siendo ρ_t el parámetro con mejor correlación, y el que debe ser analizado.

$$\rho_{t(i)} = h_i \rho_i, \rho_{l(i)} = \frac{\rho_i}{h_i}, \rho_{m(i)} = \sqrt{\rho_{t(i)} \rho_{l(i)}} \quad 4.2$$

En este paso, después de calcular los parámetros de Dar Zarrow, los valores pueden volver a presentar una tendencia con valores similares en los diferentes sondeos, es decir de presentarse diferencias evidentes entre las capas identificadas a partir de la resistividad aparente, como en el paso anterior, y, si existen nuevos valores similares de resistividad transversal o conductancia longitudinal, debe volver a correlacionarse todo el perfil, identificando nuevas capas y espesores, y calcularse sobre este nuevo resultado la conductividad hidráulica y la transmisividad.

6) Calcular el valor de la conductividad hidráulica K , mediante la ecuación 4.3:

$$K(10^{-5}[m/s]) = 97.5^{-1} \rho^{1.195} \quad 4.3$$

7) Se puede calcular también un valor de transmisividad T .

A partir de la ecuación 2.6, y los espesores calculados (b), anteriormente.

$$T = bK [m^2/s] \quad 2.6$$

6. Condición de los datos en las zonas de estudio

6.1 Localidad Nororiente de la ciudad de León, Guanajuato

En el caso del Valle de León, el estudio de prospección eléctrica contempló cuatro sondeos eléctricos verticales en total, dispuestos en dos secciones geoelectricas de tres sondeos cada una, dichos sondeos se realizaron utilizando el dispositivo Schlumberger, considerando una abertura AB/2 de 3, 5, 7, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 70, 85, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 750, 1000, 1200, 1300, 1400, 1500m.

Las secciones cuyo esquema se observa en la figura 6.1, se plantearon de la siguiente manera:

- Sección geoelectrica “Valle de León 1”

Compuesta por los sondeos eléctricos verticales, SEV3, SEV2, SEV4, en orden suroeste-noreste 50°; separados a una distancia aproximada de 430 metros entre sí, alcanzando una longitud en superficie de 860 m.

- Sección geoelectrica “Valle de León 2”

Compuesta por los sondeos eléctricos verticales SEV3, SEV2, SEV1, en orden suroeste-noreste 83°; separados a una distancia aproximada de 410 metros entre sí, alcanzando una longitud en superficie de 896 m.

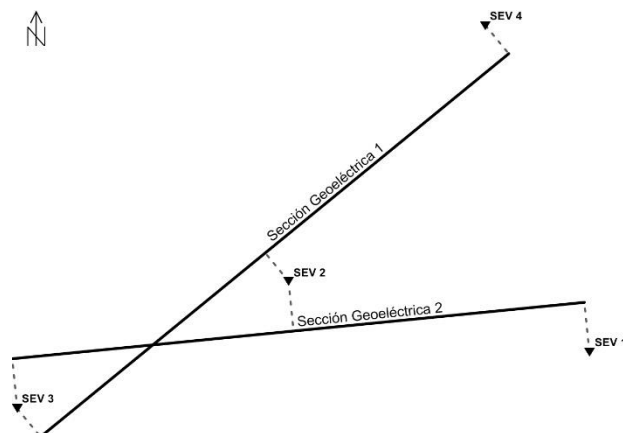


Figura 6.1 Representación esquemática de la disposición de las secciones geoelectricas, nororiente de León, Gto.

Se utilizó un equipo transmisor/receptor modelo: IPC7/IPR10 de *Scintrex*; electrodos de corriente y potencial de bronce de 0.75 m de largo y una pulgada de diámetro, y cable eléctrico de un polo número 16.

En cuanto a la información de pozo, se tienen dos fuentes, el “Pozo 1” y el “Pozo 2”, de las cuales el “Pozo 2” tiene una prueba de aforo escalonada, que contiene la información de descarga o caudal y abatimiento (ver capítulo 7.1.1), tiene una profundidad de 300 m y 76 m, como valor de nivel estático. El “Pozo 1” tiene una profundidad de 300 m, y no se contó con su prueba de aforo, sin embargo, si con información del corte litológico. La localización de ambos pozos es cercana a los sondeos, encontrándose únicamente el “Pozo 1” dentro del área de influencia primaria de las secciones geoelectricas, mientras que el “Pozo 2” se encuentra aproximadamente a 2 kilómetros de distancia de la zona de estudio.

Se cuenta además con un registro eléctrico de pozo para el caso del “Pozo 1”, y se trata de un registro de la curva de resistividad normal corta, la cual no tiene un procesamiento posterior.

6.2 Localidad Texcoco

En el caso de estudio en la localidad de Texcoco, se plantearon dos secciones geoelectricas: “Texcoco 1” y “Texcoco 2”, en ambos casos los sondeos eléctricos se adquirieron según el arreglo eléctrico tipo Schlumberger, con una apertura regular de 20 metros entre sondeos adyacentes, y una apertura de electrodos AB/2 de 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150, 170, 190, 210, 190, 210, 230, 250, 270, 290, 310, 330, 350, 370, 390 metros en cada uno.

Las secciones se encuentran en zonas cercanas y no convergen entre sí, su localización y disposición espacial están a reserva del propietario de la información, sin embargo se permite conocer sus características, que son las siguientes:

- Sección geoelectrica “Texcoco 1”

Compuesta por catorce sondeos eléctricos verticales, nombrados del SEV1 al SEV14, separados 20 m entre sí, la sección tiene una longitud total en superficie de 280 m.

- Sección geoelectrica “Texcoco 2”

Compuesta por treinta sondeos eléctricos verticales, nombrados del SEV1 al SEV30, separados 20 m entre sí, la sección tiene una longitud total en superficie de 600 m.

Se utilizó un resistivímetro de la marca *Scintrex*, modelo: IPC7/IPR10; electrodos de corriente y potencial de bronce de 0.75 m de largo y una pulgada de diámetro, y cable eléctrico de un polo número16.

La información de pozo empleada consta de dos pruebas de bombeo escalonadas, las cuales proporciona la información de la descarga y abatimiento (ver capítulo 7.2.1), la profundidad de los pozos es de 300 m, el valor del nivel estático oscila en los 66 m y se localizan en las cercanías del área de influencia de ambas secciones.

7. Análisis y comparación de resultados

7.1 Localidad Valle de León

7.1.1 Resultados de la estimación de la conductividad hidráulica mediante pruebas de aforo

La prueba de aforo escalonada correspondiente al “Pozo 2”, en las cercanías del área de estudio, arrojó seis valores de descarga y de nivel dinámico, se registró un nivel estático igual a 75.8m, con lo que se puede calcular el abatimiento observado y el abatimiento específico como se muestra en la tabla 7.1:

$Q [m^3/seg]$	$N.D.[m]$	$a_{obs}[m]$	$a/Q[seg/m^2]$
0.00628	92.59	16.79	2673.5669
0.00846	105.56	29.76	3517.7305
0.01199	123.28	47.48	3959.967
0.01410	139.05	63.25	4485.8156
0.01719	153.80	78.00	4537.5218
0.01998	171.00	95.20	4764.7648

Tabla 7.1 Resultado del cálculo del abatimiento específico en pozo, Pozo 2, Nororiente de León, Gto.

Para obtener los valores de abatimiento total, así como sus componentes debidas tanto a la formación y a las características constructivas del pozo, se analizó la linealidad entre la descarga del pozo y el abatimiento específico (Q vs. a/Q), obteniendo un modelo matemático para estimar los valores de los coeficientes C y B , correspondientes a la pendiente y la ordenada del modelo, respectivamente.

La figura 7.1 muestra la representación gráfica de la regresión lineal de los datos, la cual obtuvo un coeficiente de correlación de 0.89, que indica que existe linealidad entre los datos y que tienen una fuerte correlación.

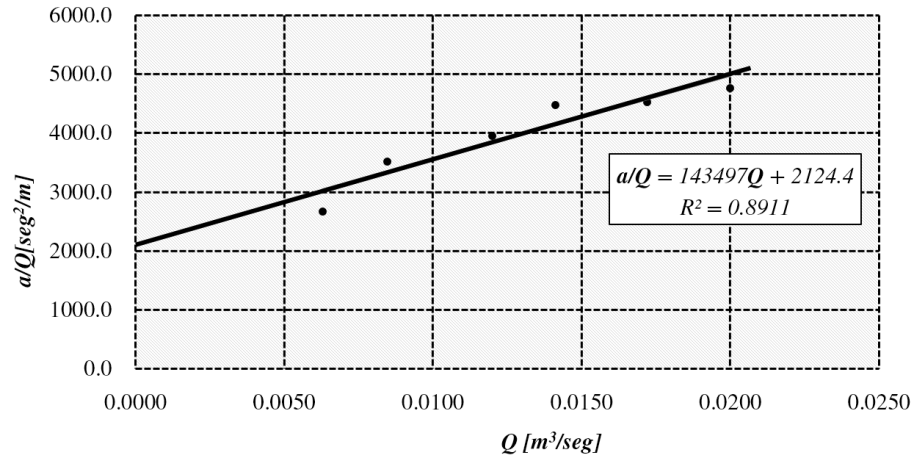


Figura 7.1 Representación gráfica de regresión lineal a los datos de la prueba de aforo, Pozo 2, localidad Valle de León.

Del modelo matemático también expuesto en la figura 7.1, se obtiene el valor de C como la pendiente de la recta y el valor de B como la ordenada al origen de la recta. Con estos valores se puede calcular el abatimiento total, así como la eficiencia hidráulica de la descarga, tomando los diferentes valores de descarga de la tabla 7.1, se calculan dichos coeficientes, como se muestra en la tabla 7.2:

BQ [m]	CQ^2 [m]	a_T [m]	Efic. (%)
13.34	5.659	16.79	70.2
17.97	10.27	29.76	63.6
25.47	20.63	47.48	55.2
29.95	28.53	63.25	51.2
36.51	42.4	78.00	46.3
42.44	57.28	95.2	42.6

Tabla 7.2 Resultados del cálculo del abatimiento total y la eficiencia hidráulica, Pozo 2, Nororiente de León, Gto.

Calculados los valores de abatimiento a partir de C y B, se obtiene el valor de la transmisividad del acuífero, partiendo de la suposición de que este valor depende únicamente del abatimiento de la formación (acuífero). Basándose entonces en los valores de la tabla 7.2, se obtiene el valor de la transmisividad, expresado en la tabla 7.3.

Q/a_{Tobs} [lps/m]	Q/a_r [m]	T [m ² /seg]
0.3740	0.4708	4.71E-04
0.2843	0.4708	4.71E-04
0.2525	0.4708	4.71E-04
0.2230	0.4708	4.71E-04
0.2204	0.4708	4.71E-04
0.21	0.4708	4.71E-04

Tabla 7.3 Resultado del cálculo de la transmisividad, Pozo 2, Nororiente de León, Gto.

A partir del valor de transmisividad (4.71×10^{-4} [m²/seg]) se puede estimar la conductividad hidráulica siguiendo la ecuación 4.4, y contando con el valor del espesor saturado de 224m, que en este caso se obtuvo como el valor de la columna o tirante de agua en el pozo, el valor estimado para esta prueba fue de $K = 2.1 \times 10^{-6}$ [m/s].

7.1.2 Resultados de la estimación de la conductividad hidráulica mediante sondeos eléctricos verticales

Se contó con cuatro sondeos eléctricos verticales, a los que se les aplicó un ajuste manual en sus datos que consistió en sumar las diferencias entre los valores adquiridos antes y después del traslape de los electrodos realizado durante la adquisición, además de la eliminación de aquellos datos que se vieran afectados por ruido.

Se utilizó el software **Resix plus de Interpex™** para obtener el modelo directo y el modelo inverso para cada sondeo, atendiendo a la información geológica con que se contaba, la representación gráfica de los cortes geoeléctricos resultantes de la inversión se pueden consultar en los anexos.

Con los cortes geoeléctricos se construyeron las secciones “Valle de León 1” y “Valle de León 2” las cuales se muestran en las figuras 7.2 y 7.5 respectivamente.

Con los valores resultantes de resistividad, se calcularon los parámetros de Dar Zarrouk a partir de los cuales se obtuvieron los valores de resistencia transversal, resistencia longitudinal (o conductancia longitudinal), y resistencia media, con los que se obtiene una estimación de la

conductividad hidráulica, los valores calculados de dichos parámetros se muestran en la tabla 7.4, de acuerdo a las capas interpretadas que se encuentran por debajo del nivel estático.

Al obtenerse los parámetros de Dar Zarrow, se construyeron las secciones de resistencia transversal y resistencia longitudinal para cada una de las secciones con el fin de realizar el análisis propuesto por Mázac *et al.* (1985) en cada capa, cabe señalar que dichas capas difieren con las capas de las secciones geoelectricas de resistividad en la forma en que fueron interpretadas, ya que fueron correlacionadas con criterios cuantitativos en cuanto a los valores de resistividad similares entre cortes geoelectricos, y cualitativos en cuanto a los contrastes similitudes entre la forma y disposición de los mismos.

Sondeo	Capa geoelectrica	Resistividad [Ohm·m]	Espesor Absoluto [m]	Capa geoelectrica ρ_t	Capa geoelectrica ρ_s	ρ_t [Ohm·m ²]	ρ_s [Ohm]	ρ_m [Ohm·m]	K [m/s] ρ_t	K [m/s] ρ_s	K [m/s] ρ_m
1	C	9.022	86.3	Ct	Cs	778.27	0.1045	9.022	2.9×10^{-4}	6.9×10^{-9}	1.4×10^{-6}
	D	111.521	48.7	Dt,2	Ds	5428.43	2.2911	111.521	3.0×10^{-3}	2.8×10^{-7}	2.9×10^{-5}
	E	16.6278									
2	C	8.4951	159.3	Ct	Cs	1353.69	0.0533	8.4951	5.7×10^{-4}	3.1×10^{-9}	1.3×10^{-6}
	D	47.1379	49.2	Dt,1	Ds	2319.19	0.9581	47.1379	1.1×10^{-3}	9.7×10^{-8}	1.0×10^{-5}
	E	8.8466									
3	C	7.9592	11.2	Ct	Cs y As	1458.52	0.0434	7.9592	6.2×10^{-4}	2.4×10^{-9}	1.2×10^{-6}
	E	15.3004	183.2								
4	C	13.6237	188.3	Ct	Cs	2794.49	0.0723	13.6237	1.3×10^{-3}	4.4×10^{-9}	2.4×10^{-6}
	D	189.933	85.5	Dt,2	Ds	55212.2	2.2195	189.933	4.8×10^{-2}	2.7×10^{-7}	1.1×10^{-4}
	E	56.1027									

Tabla 7.4 Resultado del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, Nororient de León, Gto.

De acuerdo a Mázac *et al.* (1985), ρ_t es más adecuado para el cálculo de la conductividad hidráulica longitudinal, utilizando la ecuación 4.3 y así obtener la transmisividad mediante la ecuación 2.6, no obstante se calculó el promedio de K y T no solo de ρ_t , sino también de ρ_m y ρ_s para cada capa geoelectrica, los resultados se muestran en la tabla 7.5:

Capa geoelectrica ρ_m	K [m/s]	T [m ² /s]	Capa geoelectrica ρ_t	K [m/s]	T [m ² /s]	Capa geoelectrica ρ_s	K [m ² /s]	T [m ² /s]
C	1.6×10^{-6}	2.5×10^{-4}	Ct	6.2×10^{-4}	9.9×10^{-2}	Cs	1.2×10^{-8}	8.1×10^{-7}
D	5.0×10^{-5}	3.8×10^{-3}	Dt,1	1.1×10^{-3}	5.3×10^{-2}	Ds	1.8×10^{-7}	9.1×10^{-6}
F	1.1×10^{-6}	1.7×10^{-5}	Dt,2	2.5×10^{-2}	2.1			

Tabla 7.5 Resultado del cálculo de los parámetros hidráulicos por capa geoelectrica, Nororient de León, Gto.

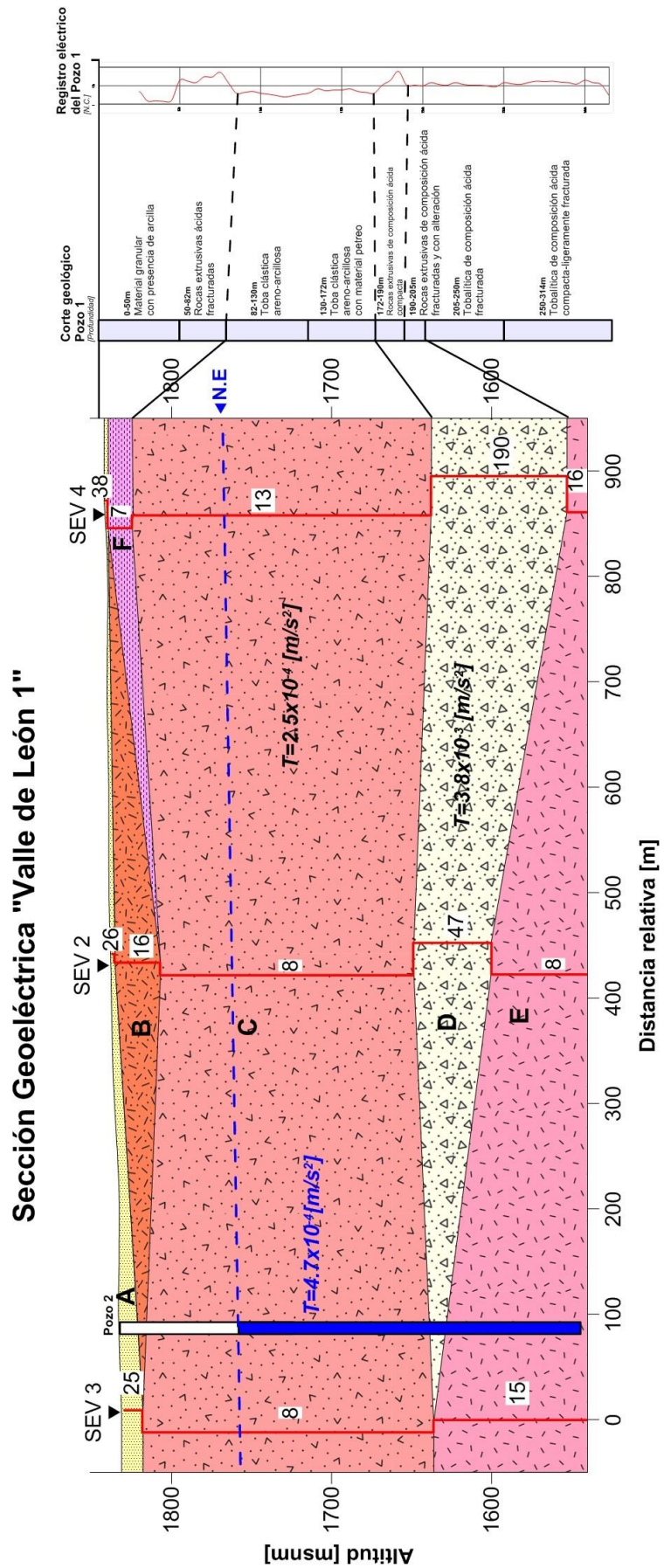


Figura 7.2 Sección geoelectrónica "Valle de León 1", Resistividad [Ohm.m]

En el análisis de la sección geoelectrica "Valle de León 1", los diferentes valores de resistividad (ρ_m , ρ_t y ρ_s) con los que se obtuvieron valores de transmisividad (T) y conductividad hidráulica (K), contempla las dos secciones geoelectricas, de resistencia transversal (Figura 7.4) y resistencia longitudinal (Figura 7.3).

Resistencia Longitudinal [ρ_s], "Valle de León 1"

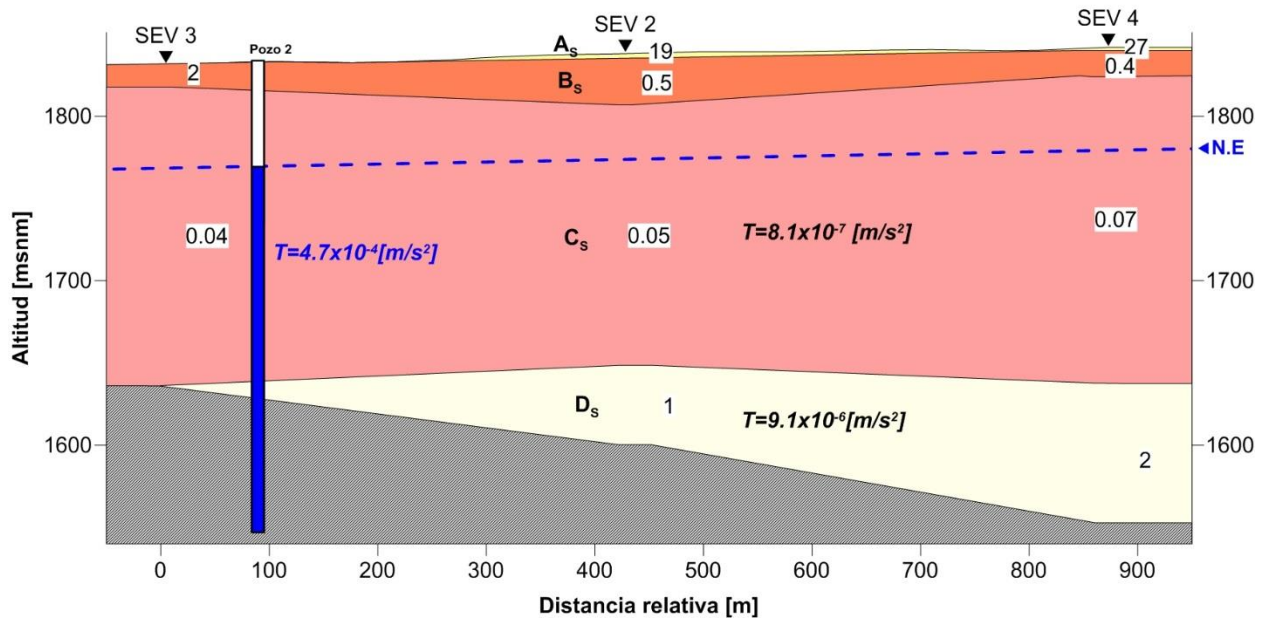


Figura 7.3 Sección geoelectrica "Valle de León 1", de resistencia longitudinal [Ohm].

Resistencia Transversal [ρ_T], "Valle de León 1"

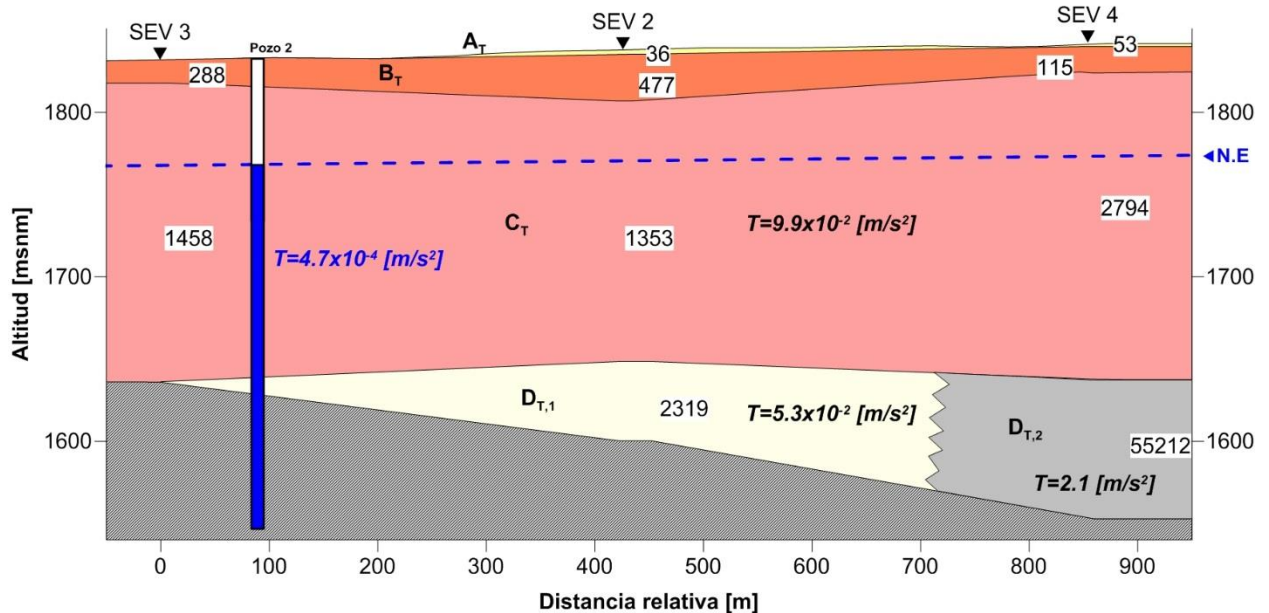


Figura 7.4 Sección geoelectrica "Valle de León 1", de resistencia transversal [Ohm·m²].

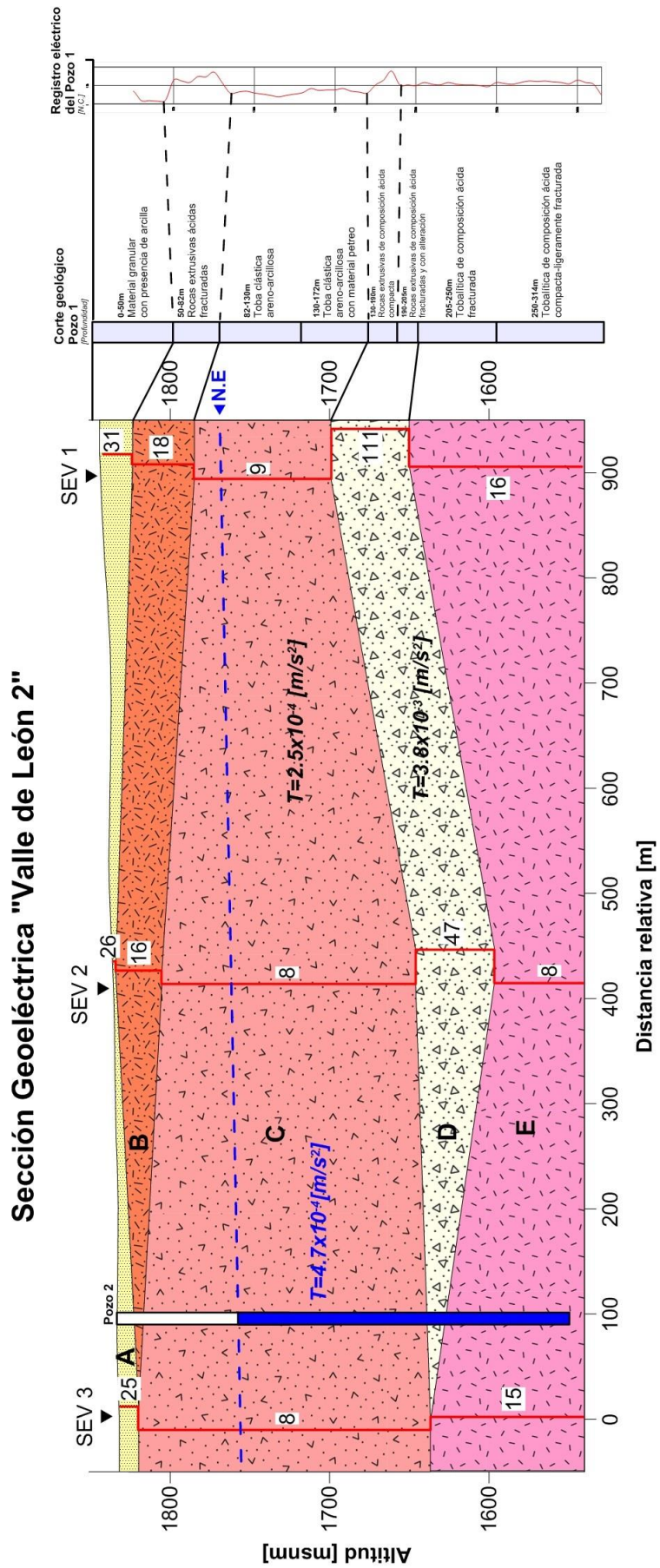


Figura 7.5 Sección geoeléctrica "Valle de León 2", Resistividad [Ohm·m]

De igual forma el análisis de la sección geoelectrica "Valle de León 2", hace necesaria la distinción entre la sección de resistividad transversal (Figura 7.7) y la de resistividad longitudinal (Figura 7.6).

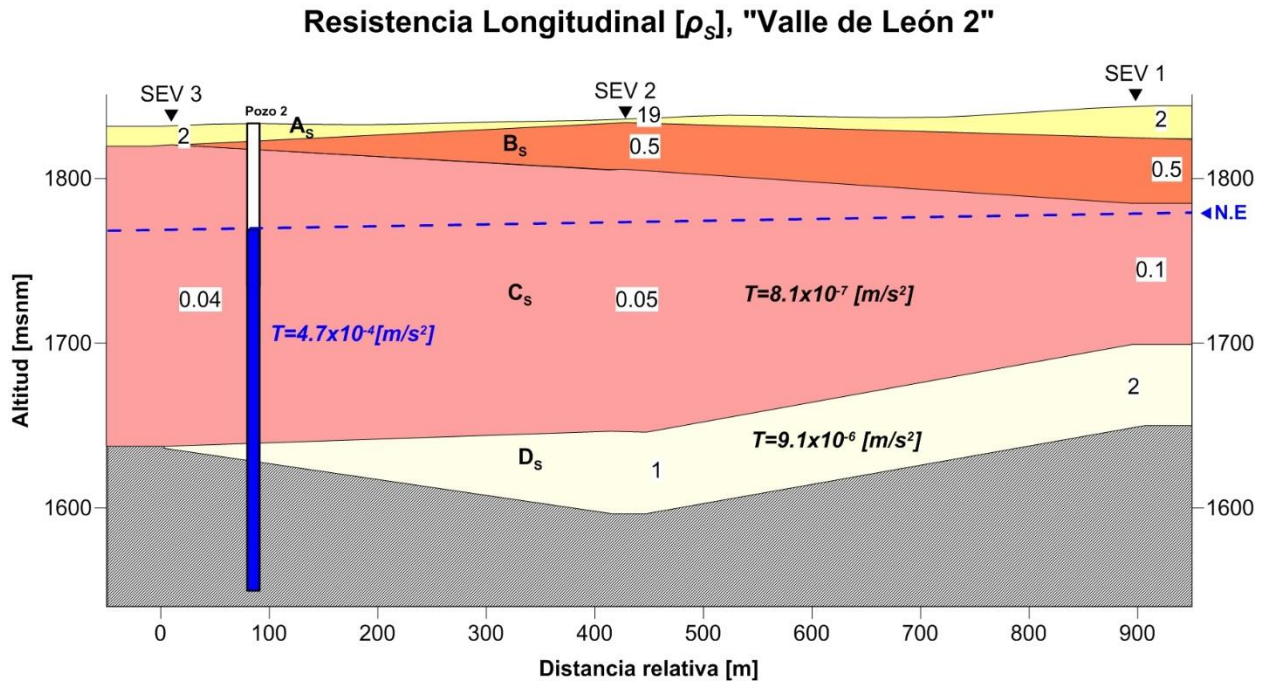


Figura 7.6 Sección geoelectrica "Valle de León 2", de resistividad longitudinal [Ohm].

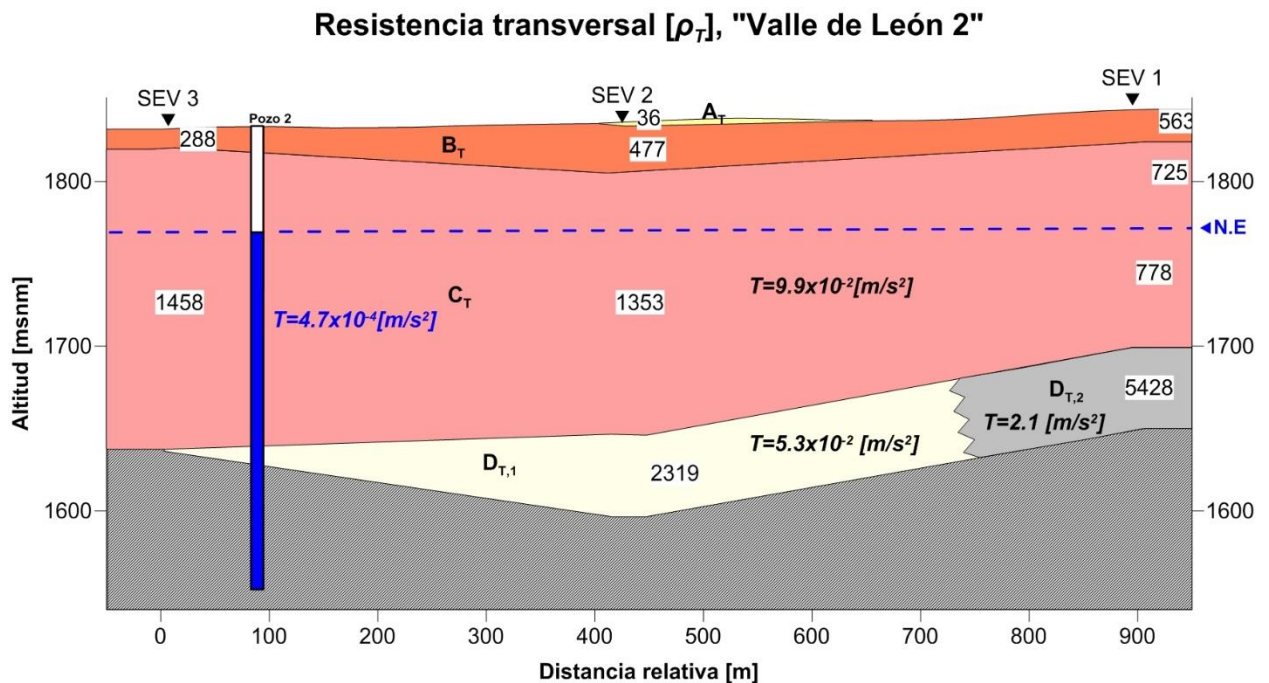


Figura 7.7 Sección geoelectrica "Valle de León 2", de resistividad transversal [Ohm.m²].

Es importante hacer notar que la comparación entre las secciones geoelectricas, se debe realizar analizando las capas geoelectricas obtenidas de la interpretación, en donde se muestran los diferentes valores de transmisividad, además, es conveniente observar que a pesar de que no existe similitud entre los valores entre dichas secciones, se pueden notar los contrastes en los mismos. En resumen, recordando que ρ_t es el valor de resistividad que presenta una mayor correlación con la conductividad hidráulica (Mázac *et al.* 1985) y por tanto con la transmisividad, implicó en este caso que los valores de transmisividad calculados de la sección de resistencia transversal y en general los parámetros hidráulicos derivados de este, son los más adecuados para realizar la comparación entre los parámetros hidráulicos obtenidos por las pruebas de aforo o de bombeo.

7.1.3 Comparación de resultados

Los valores de los parámetros hidráulicos obtenidos mediante pruebas de bombeo y los obtenidos a partir de sondeos eléctricos verticales pueden originarse como consecuencia de distintos fenómenos, por lo que no se espera gran similitud entre los valores, y se debe limitar su comparación cuantitativa.

Del análisis, se pueden observar que los valores de los parámetros hidráulicos de las capas geoelectricas de resistencia transversal C_t , $D_{t,1}$ y $D_{t,2}$ (Tabla 7.5), correspondientes a las capas interpretadas por debajo del nivel estático o como el espesor saturado del acuífero (Figura 7.7), son altos, especialmente el valor de las capas $D_{t,1}$ y $D_{t,2}$, cuya interpretación geológica corresponde a una zona de material rocoso de origen volcánico extrusivo que es compacto, su resistividad es alta, sin embargo, la conductividad hidráulica calculada en la zona es elevada, esta condición puede corresponder a la relación entre ρ_t y K_L , (Mázac *et al.* 1985), pues mientras la resistencia transversal sea alta la conductividad hidráulica longitudinal lo será también, en otras palabras, puede tratarse de una zona cuya estructura interna es anisótropa, favoreciendo el flujo de corriente eléctrica (interpretado como flujo de agua subterránea) longitudinalmente.

Es posible realizar un análisis de cada una de las capas geoelectricas interpretadas, sin embargo, para realizar una comparación adecuada entre los valores de conductividad hidráulica de ambos métodos, se optó por obtener un único valor de K en cada caso, como puede apreciarse en la tabla 7.6, donde el valor de K que se obtuvo mediante sondeos eléctricos, es el promedio de las capas C_t , $D_{t,1}$ y $D_{t,2}$.

	Por pruebas de Aforo	Por SEV
$K[m/s]$	2.1×10^{-6}	8.9×10^{-3}
$T[m^2/s]$	4.71×10^{-4}	7.5

Tabla 7.6 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la localidad Nororiente de León, Gto.

7.2 Localidad Texcoco

7.2.1 Resultados de la estimación de la conductividad hidráulica mediante pruebas de aforo

Se contó con la información de dos pozos en las cercanías del área de estudio, a continuación se muestra el resultado de la interpretación de la prueba de aforo de uno de ellos, siguiendo la metodología propuesta en el capítulo 5, se realizó la regresión lineal a los datos de descarga contra abatimiento específico, donde se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.99 y cuya ecuación se muestra en la figura 7.8.

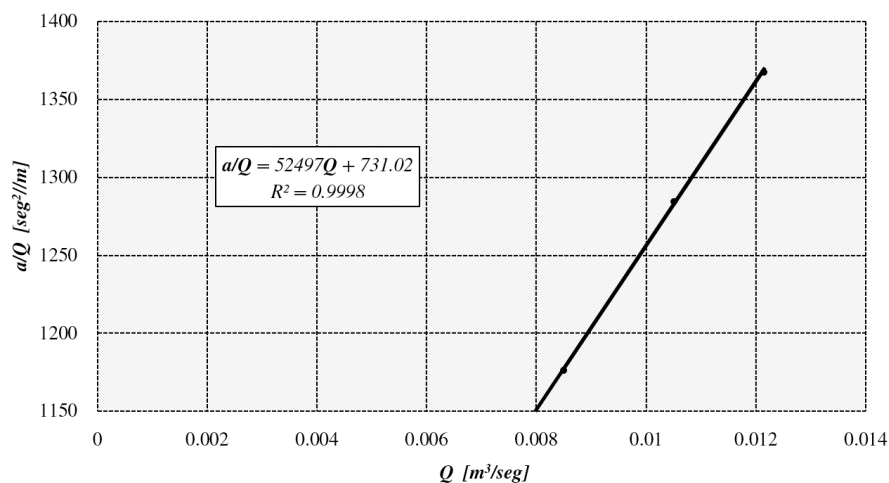


Figura 7.8 Representación gráfica de la regresión lineal de los datos de la prueba de aforo, Pozo 1, localidad Texcoco.

De acuerdo con la información obtenida de la regresión lineal, se estimaron los valores de los coeficientes C y B , a partir de los cuales se puede obtener un valor de transmisividad de acuerdo con la ecuación 2.11 y los cálculos propuestos en la tabla 5.1, los resultados de la prueba en el primer pozo se muestran en la tabla 7.7.

Q [m ³ /seg]	$N.D.$ [m]	a_{obs} [m]	a/Q [seg/m ²]	BQ [m]	CQ^2 [m]	a_T [m]	Efic. (%)	Q/a_{Tobs} [lps/m]	Q/a_T [m]	T [m ² /seg]
0.0085	75.8	10	1176.4705	6.2136	3.7929	10.006	62.1	0.85	1.3679	0.001368
0.01051	79.3	13.50	1284.4909	7.683	5.7988	13.4818	56.9	0.7785	1.3679	0.001368
0.1214	82.4	16.60	1367.3805	8.8745	7.7369	16.6115	53.4	0.7313	1.3679	0.001368

Tabla 7.7 Resultados del cálculo de la transmisividad, Pozo 1, localidad Texcoco.

De igual forma se realizó la regresión lineal de los datos de abatimiento específico contra caudal en la segunda prueba de aforo, obteniéndose un valor de transmisividad como se muestra en la tabla 7.8.

Q [m ³ /seg]	$N.D.$ [m]	a_{obs} [m]	a/Q [seg/m ²]	BQ [m]	CQ^2 [m]	a_T [m]	Efic. (%)	Q/a_{Tobs} [lps/m]	Q/a_T [m]	T [m ² /seg]
0.00986	74.6	8.10	821.5010	3.5149	11.581	15.096	23.2	1.2172	2.8051	0.002805
0.01179	78.7	12.20	1034.7752	4.203	16.5585	20.7616	20.2	0.9663	2.8051	0.002805
0.01247	80.7	14.20	1138.7329	4.4454	18.5237	22.9691	19.3	0.8781	2.8051	0.002805

Tabla 7.8 Resultados del cálculo de la transmisividad, Pozo 2, localidad Texcoco.

Se observa que los valores de transmisividad para ambas pruebas son similares, debido a ello y con fines prácticos se optó por idealizar un solo pozo que maneje un solo valor de transmisividad el cual corresponde al valor promedio obtenido en ambos pozos, tomando en cuenta que tanto el valor en profundidad como el del nivel estático en ambos pozos es prácticamente el mismo, siendo el valor de $T=2.08 \times 10^{-3} [m^2/s]$.

Finalmente mediante la ecuación 4.4 se calculó un valor de conductividad hidráulica, tomando como valor del espesor saturado (b), la diferencia entre el nivel estático y la profundidad del pozo el cual corresponde al tirante de agua presente en el pozo igual a 244 metros, se obtuvo entonces que $K=8.5 \times 10^{-6} [m/s]$.

7.2.2 Resultados de la estimación de la conductividad hidráulica mediante sondeos eléctricos verticales

En el caso de la sección geoelectrica “Texcoco 1”, se realizó el pre-procesamiento de catorce sondeos el cual consistió en ajustar los valores de la curvas de resistividad aparente afectadas por el traslape de los electrodos, además de aquellos datos que fueron afectados por el ruido.

Se utilizó el software Resix Plus de Interpex™ para obtener el modelo directo tomando en cuenta el corte litológico de la zona y las capas interpretadas sobre la curva de resistividad aparente. También se calculó el modelo inverso para ajustar los modelos de capas con lo que se obtuvieron catorce cortes geoelectricos los cuales pueden consultarse en los anexos.

La construcción de la sección “Texcoco 1” la cual se muestra en la figura 7.9, se realizó correlacionando los valores de resistividad de los cortes geoelectricos dando como resultado la apreciación de seis capas geoelectricas nombradas A, B, C, D, E y F.

Para obtener los parámetros hidráulicos a partir de los datos de resistividad fue necesario calcular los parámetros de Dar Zarrouk (ρ_m , ρ_t y ρ_s) de las capas geoelectricas que se encuentran debajo del nivel estático presente en la zona, los resultados de dichos cálculos se muestran en la tabla 7.9.

Sondeo	Capa geoelectrica	Resistividad [Ohm-m]	Espesor Absoluto [m]	Capa geoelectrica ρ_t	Capa geoelectrica ρ_s	ρ_t [Ohm-m ²]	ρ_s [Ohm]	ρ_m [Ohm-m]	K[m/s] ρ_t	K[m/s] ρ_s	K[m/s] ρ_m
1	B	5.74	117.4	Bt	Bs	673.54	0.05	5.74	2.5E-04	2.8E-09	8.3E-07
	C	0.54	35.1	Ct	Cs	19.02	0.02	0.54	3.5E-06	7.0E-10	4.9E-08
	D	10.02	41.2	Dt	Ds	412.63	0.24	10.02	1.4E-04	1.9E-08	1.6E-06
2	B	7.58	107.6	Bt	Bs	815.79	0.07	7.58	3.1E-04	4.3E-09	1.2E-06
	C	0.46	41.2	Ct	Cs	18.96	0.01	0.46	3.5E-06	4.8E-10	4.1E-08
	D	17.21	41.3	Dt	Ds	710.48	0.42	17.21	2.6E-04	3.6E-08	3.1E-06
3	B	4.72	93.4	Bt	Bs	440.66	0.05	4.72	1.5E-04	2.9E-09	6.6E-07
	C	1.06	40.4	Ct	Cs	42.99	0.03	1.06	9.2E-06	1.3E-09	1.1E-07
	D	19.88	60.2	Dt	Ds	1196.6	0.33	19.88	4.9E-04	2.7E-08	3.7E-06
4	B	3.41	46.5	Bt	Bs	158.58	0.07	3.41	4.4E-05	4.5E-09	4.4E-07
	C	0.89	43.3	Ct	Cs	38.63	0.02	0.89	8.1E-06	9.9E-10	8.9E-08
	D	4.43	69.4	Dt	Ds	306.93	0.06	4.43	9.6E-05	3.8E-09	6.1E-07
	E	16.07									
5	B	5.04	46.0	Bt	Bs	231.71	0.11	5.04	6.9E-05	7.3E-09	7.1E-07
	C	1.16	37.9	Ct	Cs	44.03	0.03	1.16	9.4E-06	1.6E-09	1.2E-07
	D	6.57									
6	B	7.00	54.1	Bt	Bs	378.52	0.13	7.00	1.2E-04	8.9E-09	1.0E-06
	C	1.12	40.1	Ct	Cs	44.77	0.03	1.12	9.6E-06	1.4E-09	1.2E-07
	D	5.64									
	B	3.75	62.8	Bt	Bs	235.85	0.06	3.75	7.0E-05	3.5E-09	5.0E-07

Análisis de imágenes resistivas para determinar la conductividad hidráulica

7	C	0.47	15.3	Ct	Cs	7.15	0.03	0.47	1.1E-06	1.6E-09	4.1E-08
	D	15.30	100.8	Dt	Ds	1542.1	0.15	15.30	6.6E-04	1.1E-08	2.7E-06
8	B	4.77	68.7	Bt	Bs	327.25	0.07	4.77	1.0E-04	4.2E-09	6.6E-07
	C	0.86	43.3	Ct	Cs	37.12	0.02	0.86	7.7E-06	9.5E-10	8.5E-08
9	D	15.50	102.0	Dt	Ds	1581.1	0.15	15.50	6.8E-04	1.1E-08	2.7E-06
	B	3.43	37.4	Bt	Bs	128.56	0.09	3.43	3.4E-05	5.9E-09	4.5E-07
10	C	1.71	95.2	Ct	Cs	162.81	0.02	1.71	4.5E-05	8.4E-10	1.9E-07
	D	13.14	54.2	Dt	Ds	712.32	0.24	13.14	2.6E-04	1.9E-08	2.2E-06
11	B	6.85	23.4	Bt	Bs	160.08	0.29	6.85	4.4E-05	2.4E-08	1.0E-06
	C	0.54	44.3	Ct	Cs	24	0.01	0.54	4.6E-06	5.3E-10	4.9E-08
12	D	14.32	39.8	Dt	Ds	569.4	0.36	14.32	2.0E-04	3.0E-08	2.5E-06
	E	2.12	27.2	Et	Es	57.67	0.08	2.12	1.3E-05	4.8E-09	2.5E-07
13	F	52.40									
	B	6.25	17.3	Bt	Bs	108.03	0.36	6.25	2.8E-05	3.0E-08	9.2E-07
14	C	0.34	35.0	Ct	Cs	12.02	0.01	0.34	2.0E-06	4.1E-10	2.9E-08
	D	21.41	57.9	Dt	Ds	1239.32	0.37	21.41	5.1E-04	3.1E-08	4.0E-06
15	E	10.83	38.4	Et	Es	416.12	0.28	10.83	1.4E-04	2.3E-08	1.8E-06
	F	38.90									
16	B	6.63	17.2	Bt	Bs	114.17	0.38	6.63	2.9E-05	3.3E-08	9.8E-07
	C	0.47	41.5	Ct	Cs	19.51	0.01	0.47	3.6E-06	4.9E-10	4.2E-08
17	D	27.57	112.9	Dt	Ds	3113.2	0.24	27.57	1.5E-03	1.9E-08	5.4E-06
	E	5.00	66.0	Et	Es	330.39	0.08	5.00	1.1E-04	4.7E-09	7.0E-07
18	B	4.49	15.3	Bt	Bs	68.55	0.29	4.49	1.6E-05	2.4E-08	6.2E-07
	C	0.77	63.7	Ct	Cs	48.84	0.01	0.77	1.1E-05	5.2E-10	7.5E-08
19	D	14.73	70.4	Dt	Ds	1036.5	0.21	14.73	4.1E-04	1.6E-08	2.6E-06
	E	3.25	88.0	Et	Es	285.93	0.04	3.25	8.8E-05	2.0E-09	4.2E-07
20	B	4.65	20.7	Bt	Bs	96.18	0.23	4.65	2.4E-05	1.7E-08	6.4E-07
	C	0.52	13.8	Ct	Cs	7.26	0.04	0.52	1.1E-06	2.1E-09	4.7E-08
21	D	10.42	77.5	Dt	Ds	807.53	0.13	10.42	3.1E-04	9.3E-09	1.7E-06
	E	2.27	90.1	Et	Es	204.76	0.03	2.27	5.9E-05	1.3E-09	2.7E-07

Tabla 7.9 Resultados del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, sección geoelectrica "Texcoco 1".

El análisis contempló la construcción de las secciones de ρ_t y ρ_s las cuales se realizaron correlacionando los valores obtenidos de los parámetros de Dar Zarrouk y que dieron como resultado las secciones "Resistencia longitudinal Texcoco 1" (Figura 7.10) y "Resistencia transversal Texcoco 1" (Figura 7.11).

Como último paso, para obtener el valor de K y T , se tomaron los promedios de las capas B, C, D y E de la sección principal que corresponde a ρ_m , y el de las capas Bs, Cs, Ds, Es, y Bt, Ct, Dt y Et, correspondientes a las secciones de ρ_s y ρ_t respectivamente, los resultados se muestran en la tabla 7.10.

Capa geoelectrica ρ_m	$K[m/s]$	$T[m^2/s]$	Capa geoelectrica ρ_t	$K[m/s]$	$T[m^2/s]$	Capa geoelectrica ρ_s	$K[m^2/s]$	$T[m^2/s]$
B	6.8×10^{-7}	4.0×10^{-5}	Bt	9.2×10^{-5}	7.4×10^{-3}	Bs	1.2×10^{-8}	3.7×10^{-7}
C	7.0×10^{-8}	3.9×10^{-6}	Ct	8.5×10^{-6}	5.3×10^{-4}	Cs	9.9×10^{-10}	3.7×10^{-8}
D	2.7×10^{-6}	2.0×10^{-4}	Dt	4.6×10^{-4}	3.9×10^{-2}	Ds	1.9×10^{-8}	1.2×10^{-6}
E	6.8×10^{-7}	3.7×10^{-5}	Et	8.1×10^{-5}	5.1×10^{-3}	Es	7.1×10^{-9}	3.2×10^{-7}

Tabla 7.10 Parámetros hidráulicos calculados por capa para la sección geoelectrica "Texcoco 1".

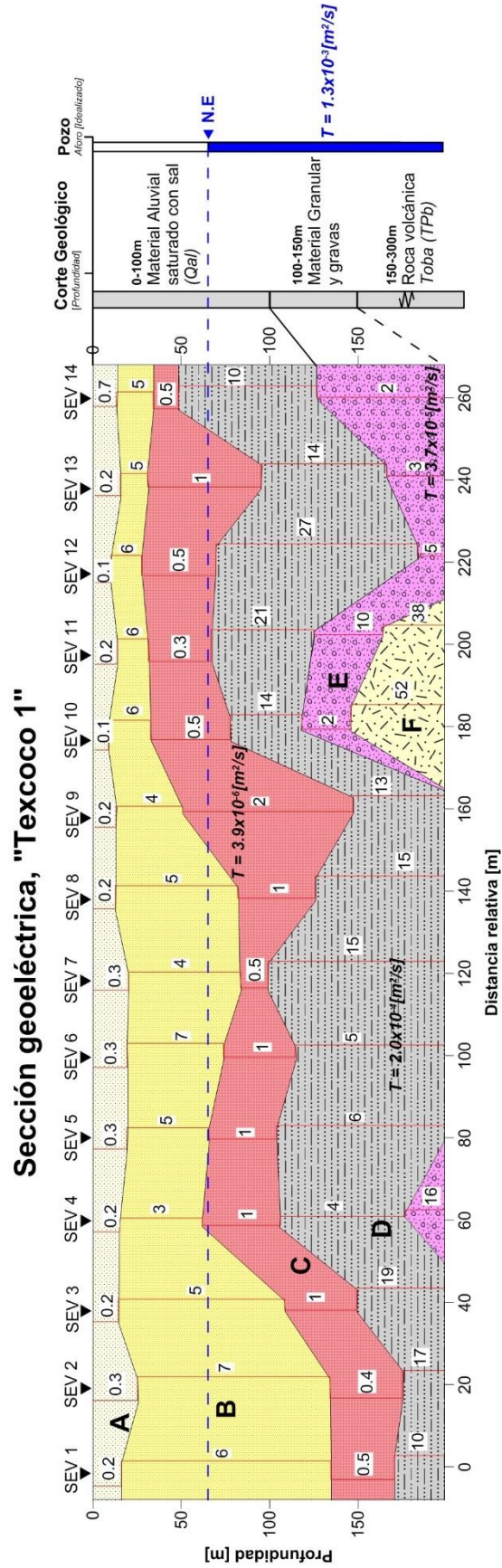


Figura 7.9 Sección geoelectrónica "Texcoco 1", Resistividad [Ohm·m]

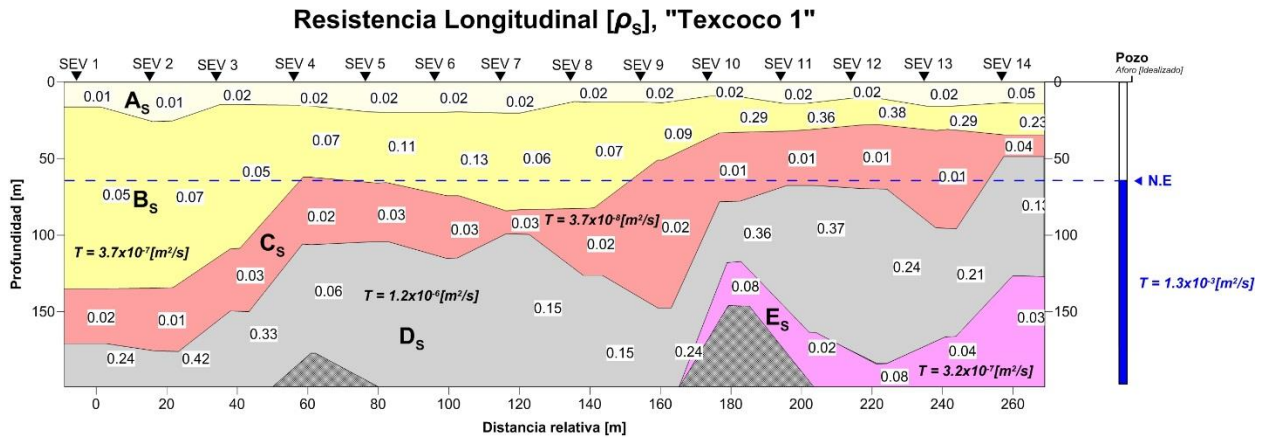


Figura 7.10 Sección geoelectrica "Texcoco 1", de resistencia longitudinal [Ohm]

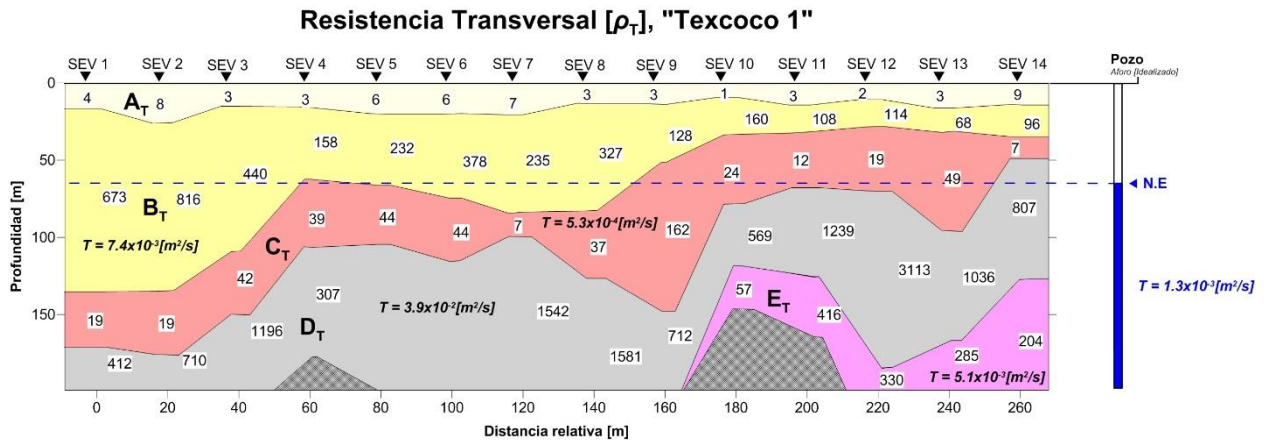


Figura 7.11 Sección geoelectrica "Texcoco 1", de resistencia transversal [Ohm·m²]

La sección "Texcoco2" fue construida por treinta sondeos, cuyas curvas de resistividad aparente fueron corregidas debido al traslape de los electrodos y el ruido que presentaban en su mayoría, posteriormente se obtuvo su modelo directo mediante el uso del software Resix Plus en base al corte litológico de la zona, además se calculó el modelo inverso a cada uno obteniéndose treinta cortes geoelectricos que pueden consultarse en los anexos.

En la figura 7.12, se muestra la sección construida por la correlación de valores de resistividad de los treinta sondeos muestra siete capas geoelectricas, nombradas A, B, C, D, E, F y G.

Atendiendo al análisis propuesto por Mázac *et al.* (1985) para obtener la conductividad hidráulica, fue necesario calcular los parámetros de Dar Zarrouk (ρ_m , ρ_t y ρ_s), con los cuales se construyeron las secciones ρ_t (Figura 7.13), y ρ_s (Figura 7.14) correlacionando sus valores, los resultados de los cálculos se muestran en la tabla 7.11.

Sondeo	Capa geoelectrica	Resistividad [Ohm-m]	Espesor Absoluto [m]	Capa geoelectrica ρ_t	Capa geoelectrica ρ_s	ρ_t [Ohm-m ²]	ρ_s [Ohm]	ρ_m [Ohm-m]	K[m/s] ρ_t	K[m/s] ρ_s	K[m/s] ρ_m
1	D	7.10	67.5	Dt	Ds	479.30	0.11	7.10	1.6E-04	7.0E-09	1.1E-06
	E	2.33	50.4	Et	Es	117.47	0.05	2.33	3.1E-05	2.6E-09	2.8E-07
	F	33.51									
2	D	4.94	92.9	Dt	Ds	459.26	0.05	4.94	1.6E-04	3.1E-09	6.9E-07
	E	1.38	41.3	Et	Es	57.16	0.03	1.38	1.3E-05	1.8E-09	1.5E-07
	F	5.59									
3	D	57.43	80.3	Dt	Ds	4608.76	0.72	57.43	2.4E-03	6.9E-08	1.3E-05
	E	13.53									
4	D	73.36	62.5	Dt	Ds	4586.69	1.17	73.36	2.4E-03	1.2E-07	1.7E-05
	E	3.28	44.5	Et	Es	146.04	0.07	3.28	4.0E-05	4.6E-09	4.2E-07
	F	38.43									
5	D	45.44	46.3	Dt	Ds	2103.06	0.98	45.44	9.6E-04	1.0E-07	9.8E-06
	E	9.64	47.6	Et	Es	459.34	0.20	9.64	1.6E-04	1.5E-08	1.5E-06
	F	37.13									
6	D	27.14	37.6	Dt	Ds	1019.76	0.72	27.14	4.0E-04	7.0E-08	5.3E-06
	E	1.53	54.9	Et	Es	83.87	0.03	1.53	2.0E-05	1.4E-09	1.7E-07
	F	41.02									
7	D	8.87	42.6	Dt	Ds	378.10	0.21	8.87	1.2E-04	1.6E-08	1.4E-06
	E	1.50	48.7	Et	Es	72.93	0.03	1.50	1.7E-05	1.6E-09	1.7E-07
	F	20.37									
8	D	19.23	74.5	Dt	Ds	1433.31	0.26	19.23	6.1E-04	2.0E-08	3.5E-06
	E	2.56	69.1	Et	Es	176.92	0.04	2.56	5.0E-05	2.0E-09	3.2E-07
	F	23.05									
9	D	52.02	52.0	Dt	Ds	2707.16	1.00	52.02	1.3E-03	1.0E-07	1.2E-05
	E	9.13	38.5	Et	Es	351.73	0.24	9.13	1.1E-04	1.8E-08	1.4E-06
	F	45.42									
10	D	51.70	50.0	Dt	Ds	2585.18	1.03	51.70	1.2E-03	1.1E-07	1.1E-05
	E	10.26	31.4	Et	Es	322.52	0.33	10.26	1.0E-04	2.7E-08	1.7E-06
	F	62.32									
11	D	73.56	67.3	Dt	Ds	4949.99	1.09	73.56	2.7E-03	1.1E-07	1.7E-05
	E	9.95	33.8	Et	Es	336.27	0.29	9.95	1.1E-04	2.4E-08	1.6E-06
	F	79.25									
12	D	40.03	83.0	Dt	Ds	3323.03	0.48	40.03	1.7E-03	4.3E-08	8.4E-06
	E	9.97	22.4	Et	Es	223.60	0.44	9.97	6.6E-05	3.9E-08	1.6E-06
	F	44.61									
13	D	29.04	68.1	Dt	Ds	1976.98	0.43	29.04	8.9E-04	3.7E-08	5.7E-06
	E	4.97	30.3	Et	Es	150.45	0.16	4.97	4.1E-05	1.2E-08	7.0E-07
	F	31.04									
14	D	79.86	81.9	Dt	Ds	6538.28	0.98	79.86	3.7E-03	1.0E-07	1.9E-05
	E	12.02	17.8	Et	Es	214.41	0.67	12.02	6.3E-05	6.4E-08	2.0E-06
	F	92.37									
15	D	74.52	82.6	Dt	Ds	6151.73	0.90	74.52	3.5E-03	9.1E-08	1.8E-05
	E	12.68	23.8	Et	Es	301.93	0.53	12.68	9.4E-05	4.8E-08	2.1E-06
	F	89.27									
16	D	71.41	92.4	Dt	Ds	6597.12	0.77	71.41	3.8E-03	7.5E-08	1.7E-05
	E	19.02	21.0	Et	Es	399.57	0.90	19.02	1.3E-04	9.1E-08	3.5E-06
	F	81.19									
	D	79.10	90.3	Dt	Ds	7142.53	0.88	79.10	4.1E-03	8.8E-08	1.9E-05

Análisis de imágenes resistivas para determinar la conductividad hidráulica

17	E	19.85										
	D	43.22	84.3	Dt	Ds	3645.35	0.51	43.22	1.9E-03	4.6E-08	9.2E-06	
18	E	4.96	34.8	Et	Es	172.50	0.14	4.96	4.8E-05	1.0E-08	6.9E-07	
	F	51.85										
19	D	60.47	100.0	Dt	Ds	6046.58	0.60	60.47	3.4E-03	5.6E-08	1.4E-05	
	E	10.51										
20	D	27.13	92.2	Dt	Ds	2501.91	0.29	27.13	1.2E-03	2.4E-08	5.3E-06	
	E	8.74		Et	Es	296.54	0.26	8.74	9.2E-05	2.0E-08	1.4E-06	
	F	36.26										
21	D	25.46	94.7	Dt	Ds	2412.08	0.27	25.46	1.1E-03	2.1E-08	4.9E-06	
	E	5.58	36.7	Et	Es	204.93	0.15	5.58	5.9E-05	1.1E-08	8.0E-07	
	F	52.88										
22	D	17.10	95.3	Dt	Ds	1630.08	0.18	17.10	7.1E-04	1.3E-08	3.1E-06	
	E	1.50	37.9	Et	Es	56.77	0.04	1.50	1.3E-05	2.2E-09	1.7E-07	
	F	52.48										
23	D	72.11	87.2	Dt	Ds	6286.36	0.83	72.11	3.5E-03	8.2E-08	1.7E-05	
	E	16.90	35.5	Et	Es	600.25	0.48	16.90	2.1E-04	4.2E-08	3.0E-06	
	F	83.23										
24	D	75.70	87.1	Dt	Ds	6592.92	0.87	75.70	3.8E-03	8.7E-08	1.8E-05	
	E	12.35		Et	Es	444.87	0.34	12.35	1.5E-04	2.9E-08	2.1E-06	
	F	151.45										
25	D	87.31	93.5	Dt	Ds	8161.21	0.93	87.31	4.8E-03	9.5E-08	2.1E-05	
	E	24.86										
26	E	2.60	26.3	Dt	Ds	68.18	0.10	2.60	1.6E-05	6.5E-09	3.2E-07	
	F	45.63										
27	D	52.49	82.4	Dt	Ds	4326.17	0.64	52.49	2.3E-03	6.0E-08	1.2E-05	
	E	10.22										
28	D	46.24	76.8	Dt	Ds	3552.20	0.60	46.24	1.8E-03	5.6E-08	1.0E-05	
	E	12.45	26.1	Et	Es	324.62	0.48	12.45	1.0E-04	4.2E-08	2.1E-06	
	F	62.34										
29	D	50.01	73.2	Dt	Ds	3660.09	0.68	50.01	1.9E-03	6.5E-08	1.1E-05	
	E	3.61	33.9	Et	Es	122.25	0.11	3.61	3.2E-05	7.0E-09	4.7E-07	
	F	57.13										
30	D	39.15	60.6	Dt	Ds	2371.78	0.65	39.15	1.1E-03	6.1E-08	8.2E-06	
	E	9.30	19.4	Et	Es	180.92	0.48	9.30	5.1E-05	4.2E-08	1.5E-06	
	F	101.86										

Tabla 7.11 Resultados de del cálculo de la conductividad hidráulica mediante SEV, sección "Texcoco 2".

Finalmente para obtener los parámetros hidráulicos K (ecuación 4.3) y T (ecuación 2.6) se promediaron los valores de los mismos únicamente de las capas geoelectricas ubicadas debajo del nivel estático para cada resistividad calculada (ρ_m , ρ_t y ρ_s), los resultados se muestran en la tabla 7.12.

Capa geoelectrica ρ_m	$K[m/s]$	$T[m^2/s]$	Capa geoelectrica ρ_t	$K[m/s]$	$T[m^2/s]$	Capa geoelectrica ρ_s	$K[m^2/s]$	$T[m^2/s]$
D	1.1×10^{-5}	8.3×10^{-4}	Dt	1.9×10^{-3}	1.5×10^{-1}	Ds	6.1×10^{-9}	4.5×10^{-6}
E	1.2×10^{-6}	3.6×10^{-5}	Et	6.9×10^{-5}	2.6×10^{-3}	Es	2.3×10^{-9}	6.4×10^{-7}

Tabla 7.12 Parámetros hidráulicos calculados por capa para la sección geoelectrica "Texcoco 2".

Sección Geoelectrica "Texcoco 2"

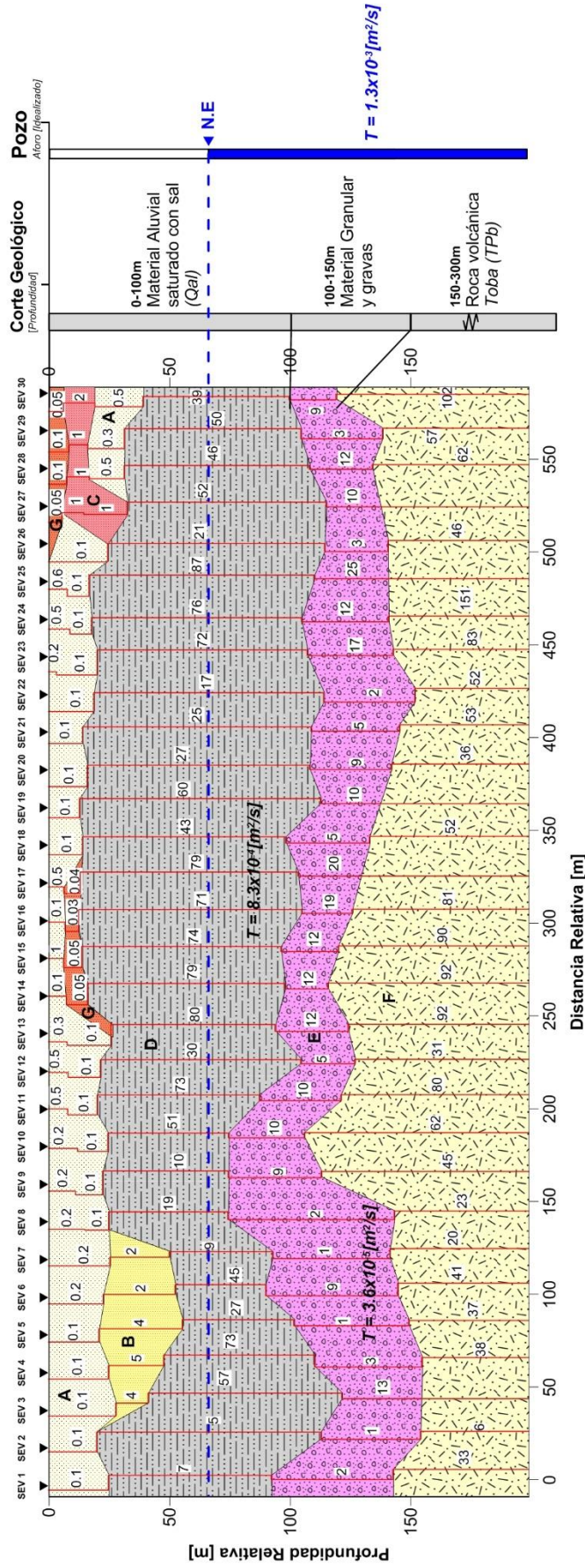


Figura 7.12 Sección geoelectrica "Texcoco 2"; Resistividad [Ohm·m]

Resistencia Longitudinal [ρ_s], "Texcoco 2"

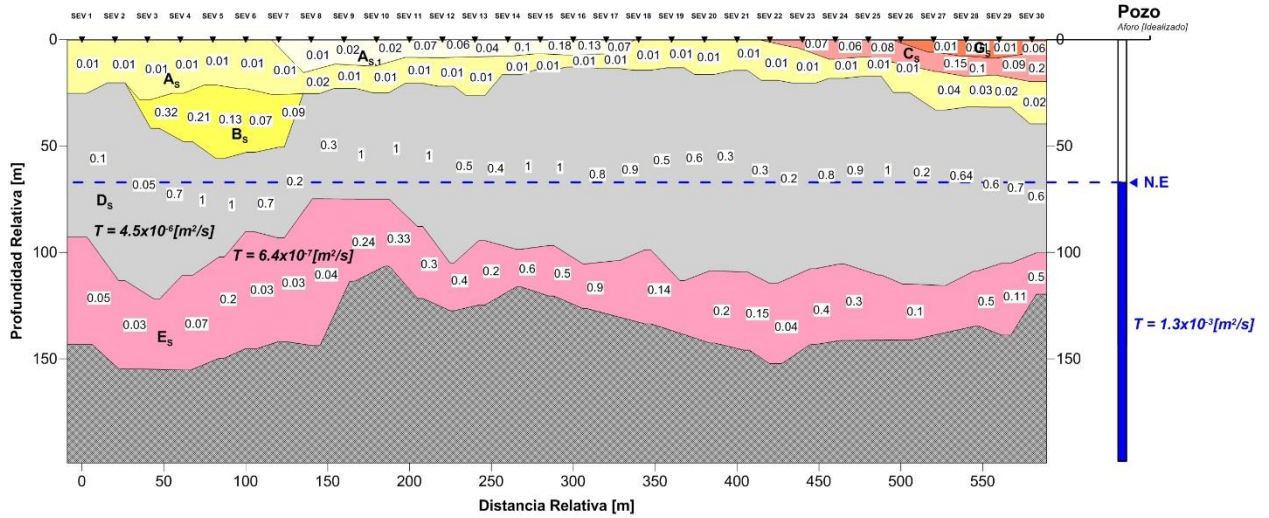


Figura 7.13 Sección geoelectrica "Texcoco 2", de resistencia longitudinal [Ohm].

Resistencia Transversal [ρ_T], "Texcoco 2"

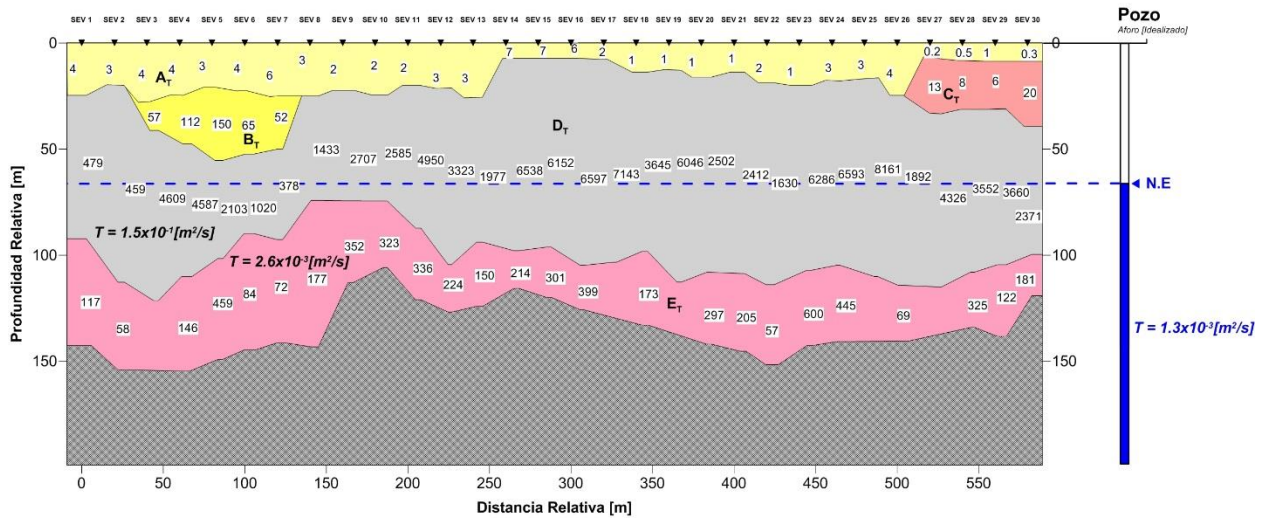


Figura 7.14 Sección geoelectrica "Texcoco 2", de resistencia transversal [Ohm·m²].

7.2.3 Comparación de resultados

De forma análoga al ejemplo del Valle de León, los valores calculados de los parámetros hidráulicos mediante ambos métodos propuestos tienen un origen diferente por lo que no se espera una similitud entre ambos.

En la localidad de Texcoco la posición de ambas secciones permite la continuidad de las capas geoelectricas interpretadas entre las dos secciones, tal es el caso de las capas A, B, C, D y E y las derivadas del análisis de ρ_t y ρ_s .

En el caso de la secciones geoelectricas de resistencia transversal “Texcoco 1” y “Texcoco 2”, las cuales son objeto principal de análisis debido a la linealidad que presenta ρ_t y K_t , los valores de la conductividad hidráulica de las capas por debajo del nivel estático son promediadas para obtener un único valor, y aunque es posible realizar un análisis de cada capa, este no se realiza en el análisis debido a que el objetivo es obtener un valor general en la zona.

La tabla 7.13 muestra los resultados obtenidos del cálculo de la conductividad hidráulica en ambos métodos para la sección “Texcoco 1”, y la tabla 7.14 los de la sección “Texcoco 2”.

	Por pruebas de Aforo	Por SEV
$K[m/s]$	8.5×10^{-6}	1.6×10^{-4}
$T[m^2/s]$	2.08×10^{-3}	1.3×10^{-2}

Tabla 7.13 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la sección geoelectrica “Texcoco 1”.

	Por pruebas de Aforo	Por SEV
$K[m/s]$	8.5×10^{-6}	9.8×10^{-4}
$T[m^2/s]$	2.08×10^{-3}	7.6×10^{-2}

Tabla 7,14 Resultados de los parámetros hidráulicos calculados para la sección geoelectrica “Texcoco 2”.

8. Conclusiones y recomendaciones

El análisis de las imágenes resistivas puede ayudar a determinar un valor de conductividad hidráulica (K) en determinadas zonas del subsuelo que tengan como característica ser un medio granular y saturado de agua.

Se debe tomar en cuenta que los valores estimados de K y en general de los parámetros hidráulicos que puedan calcularse a partir de este, mediante un método indirecto como los sondeos eléctricos verticales, no son valores que representen la dinámica del agua subterránea apropiadamente, sino más bien deben ser analizados en conjunto, dicho de otra manera analizar las secciones geoeléctricas debe llevarse a cabo identificando los contrastes entre los valores estimados de K o T en las diferentes capas geoeléctricas de forma cualitativa, y no como un solo valor que debe ser comparado con el obtenido en los métodos clásicos como las pruebas de aforo.

Se recomienda entonces focalizar el análisis en los contrastes observados en los valores de K o T de las diferentes capas geoeléctricas, lo cual ayudaría a identificar horizontes en los cuales hay mayor facilidad o dificultad para que exista un flujo de agua en dirección transversal o longitudinal. Esto se debe a que sólo existe una buena linealidad entre (ρ_t) y (K), además de ρ_m y K_i , siendo ρ_t la más adecuada para realizar el análisis.

Una de las ventajas que este método posee es la posibilidad de conceptualizar la distribución lateral de la conductividad hidráulica, logrando con ello obtener un gradiente hidráulico indirecto e identificar la dirección preferencial del flujo de agua en una zona, este aspecto no se resalta en el presente trabajo, sin embargo sienta una base para realizar posteriormente un estudio al respecto.

Debido a que el método no está aplicado en zonas de control, si no en zonas donde se realizó una aplicación directa de métodos geofísicos para resolver diversos problemas, es difícil contemplar un resultado concluyente hablando propiamente del título de esta investigación, se

hace constar entonces que para ofrecer mayor confiabilidad a este método, se deben realizar estudios que cuenten con información hidrogeológica como pruebas de bombeo a caudal constante y no solo de aforo escalonado, además de la información geológica de la zona, es necesario contemplar el aspecto ambiental, como la contaminación de los suelos y acuíferos ya que podrían alterar en cierta medida las mediciones de resistividad.

Respecto a otros métodos geofísicos como la tomografía eléctrica y los sondeos electromagnéticos en dominio del tiempo, es preciso adaptar el método focalizando la atención a obtener valores para las componentes de resistividad (longitudinal y transversal) en las capas u horizontes geoeléctricos detectables, como es el caso de los parámetros de Dar Zarrouk, los cuales solo están definidos en la teoría del sondeo eléctrico vertical.

Finalmente cabe señalar que en el método resistivo por el cual se estimó K , es fundamental la apreciación del intérprete de los sondeos eléctricos verticales ya que la estimación de K al sólo depender del valor de la resistividad es muy sensible a su valor (ver ecuación 4.4), por lo que una mala interpretación puede llevar al error fácilmente.

Bibliografía

Anders, E. B., 1964, Digital Filters, NASA contractor report No. CR-136, Clearinghouse, Springfield, Virginia.

Anderson, W. L., 1975, Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals, USGS rep. USGS-GD-75-012.

Anderson, W. L., 1979, Computer Program Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering, Geophysics, Vol. 44, No.7, pp.1287-1305.

Bear, J., 1979, Hydraulics of groundwater. Mc Graw-Hill. U.S.A.

Bear, J., 1972, Dynamic of fluids in porous media, American Elsevier Publishing Co. Inc., NY., p.764.

Bracewell, R., 1965, The Fourier transform and its applications, McGraw Hill, New York.

Bouwer, H., 1978, Groundwater Hydrology, McGraw Hill, New York.

CONAGUA 2002, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de León, Estado de Guanajuato, Gerencia de aguas subterráneas, subgerencia de evaluación y modelación hidrogeológica, Comisión Nacional del Agua, México.

CONAGUA 2009, Tabla maestro de acuíferos del año 2009, Comisión Nacional del Agua, México.

Darcy, H., 1856, Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon, Dalmont, Paris.

Dupuit, J., 1857, Mouvement de l'eau a travers le terrains permeables, C. R. Hebd. Seances Acad. Sci., Vol. 45, pp.92-96.

Edwards, L. S., 1977, A modified pseudosection for resistivity and ip, *Geophysics*, Vol. 42, No. 5, pp. 1020-1036.

Fetter C.W., 2000, *Applied Hydrogeology*, 4th Ed., Prentice Hall. U.S.A.

Gosh, D. P., 1971a, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, Vol.19, pp.192-217.

Gosh, D. P., 1971b, Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth, *Geophysical Prospecting*, Vol 19, pp.769-775.

Henriet J. P., 1976, Direct application of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys, *Geophysical Prospecting*, Vol. 24, pp.344-353.

Jacob, C. E., 1947, Drawdown test to determine effective radius of artesian well, *Trans. Amer. Soc. Of Civil Engrs.*, Vol. 112, paper 2321, pp.1047-1064.

Johansen, H. K., 1975, An interactive computer/graphic-display-terminal system for interpretation of resistivity sounding, *Geophysical Prospecting*, Vol.23, pp.449-450.

Koefoed, O., 1970, A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function in geoelectrical soundings, *Geophysical Prospecting*, Vol. 18, pp.564-570.

Koefoed, O., 1976a, Error propagation and uncertainty in the interpretation of resistivity sounding data, *Geophysical Prospecting*, Vol. 24, pp.31-48.

Koefoed O., 1979, *Geosounding Principles*, Vol.1, Resistivity sounding measurements, *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 14A, Elsevier.

Kruseman, G. P., and Ridder, N. A., 1994, *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Amsterdam, Netherlands.

Maillet R., 1947, The Fundamental Equations of Electrical Prospecting, Geophysics vol.9, n.4, October.

Mazác O., Císlerová M., Kellys W.E., Landa I., Venhodová D., 1985, Determination of Hydraulic Conductivities by Surface Geoelectrical Methods, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol.2, Environmental and Groundwater, Society of Exploration Geophysicists, pp.125-131.

Nyman, D. C., and Landisman, M., 1977, VES dipole-dipole filter coefficients, Geophysics, Vol. 42, p. 1037-1044.

O'neil, D. J., 1975, Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations, Bulletin Australian SEG, Vol. 6, No. 4, pp.104-109.

Orellana E., 1963, Properties and Drawing of the so-called Dar Zarrouk Curves, Geophysics, vol. 28, n.1, pp. 99-110.

Orellana, E., and Mooney, H. M., 1966, Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding over Layered Structures, Interciencia, Madrid, pp.34.

Orellana E., 1982, Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua, Paraninfo, Madrid, España.

Pekeris, C. M., 1940, Direct Method of Interpretation in Resistivity Prospecting, Geophysics, Vol.5, pp.31-46.

PEMEX (Petróleos mexicanos) 1987. Interpretación geológica del subsuelo de la Ciudad de México, reporte interno.

Pérez-Cruz, G, 1988, Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. M.I. Tesis. División de estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Ramey, H. J., 1982, Well-loss function and the skin effect: A review. In Narasimhan, T. N.(ed.), Recent trends in Hidrogeology, Geologic Society American, special paper 189, pp.265-271.

Razack, M. and Huntley, D., 1991, Assessing transmissivity from specific capacity in an large and heterogeneous alluvial aquifer, Ground Water, Vol. 29, No. 6, pp. 856-861.

Robinson, E. A., 1967, Statical Communication and Detection, Charles Griffin and Co. Ltd., London.

Rocroi, J. P., 1975, Contribution 'a l'etude de l'equivalence en prospection électrique (courant continu et magnétotellurique), Geophysical Prospecting, Vol. 23, pp.765-778.

Rorabaugh, M. J., 1953, Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of artesian well, Proc. Amer. Soc. Civil Engrs., Vol 79, separate no. 362, 23 pp.

Roy, A. and Apparao, A., 1971, Depth of investigation in direct current methods, Geophysics, Vol. 36, pp.943-959.

Rudolph, D. L., Herrera, I. and Yates, R., 1989, Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico City, Geofísica Internacional, Vol. 28, No,2, pp.363-408.

Skinner, A. C., 1988, Practical experience of borehole performance evaluation, J. IWEM, Vol. 2. Pp.332-340.

Utom, A. U., Odoh, B. I. y Okoro, A. U., 2012, Estimation of aquifer transmissivity using Dar Zarrouk parameters derived from Surface resistivity measurements: A case history from parts of Enugu Town (Nigeria), Journal of Water Resource and Protection, Vol.4, pp.993-1000.

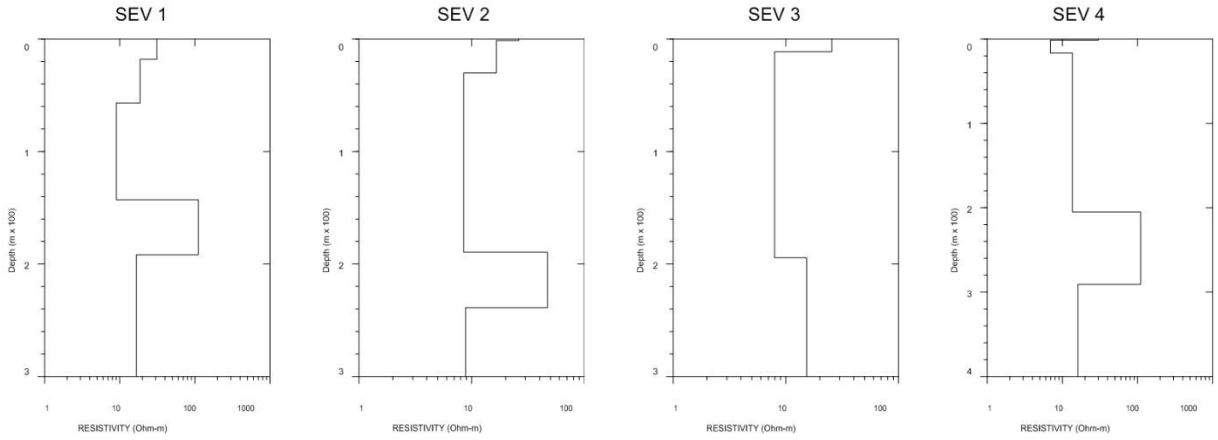
Vázquez Sánchez, E., Jaimes Palomera, R. 1989, Geología de la Cuenca de México, Geofísica Internacional, Vol. 28, Núm. 2, pp.133-189.

Watson, G. N., 1966, A treatise on theory of Bessel functions, Cambridge University Press, 2nd. Edition reprinted.

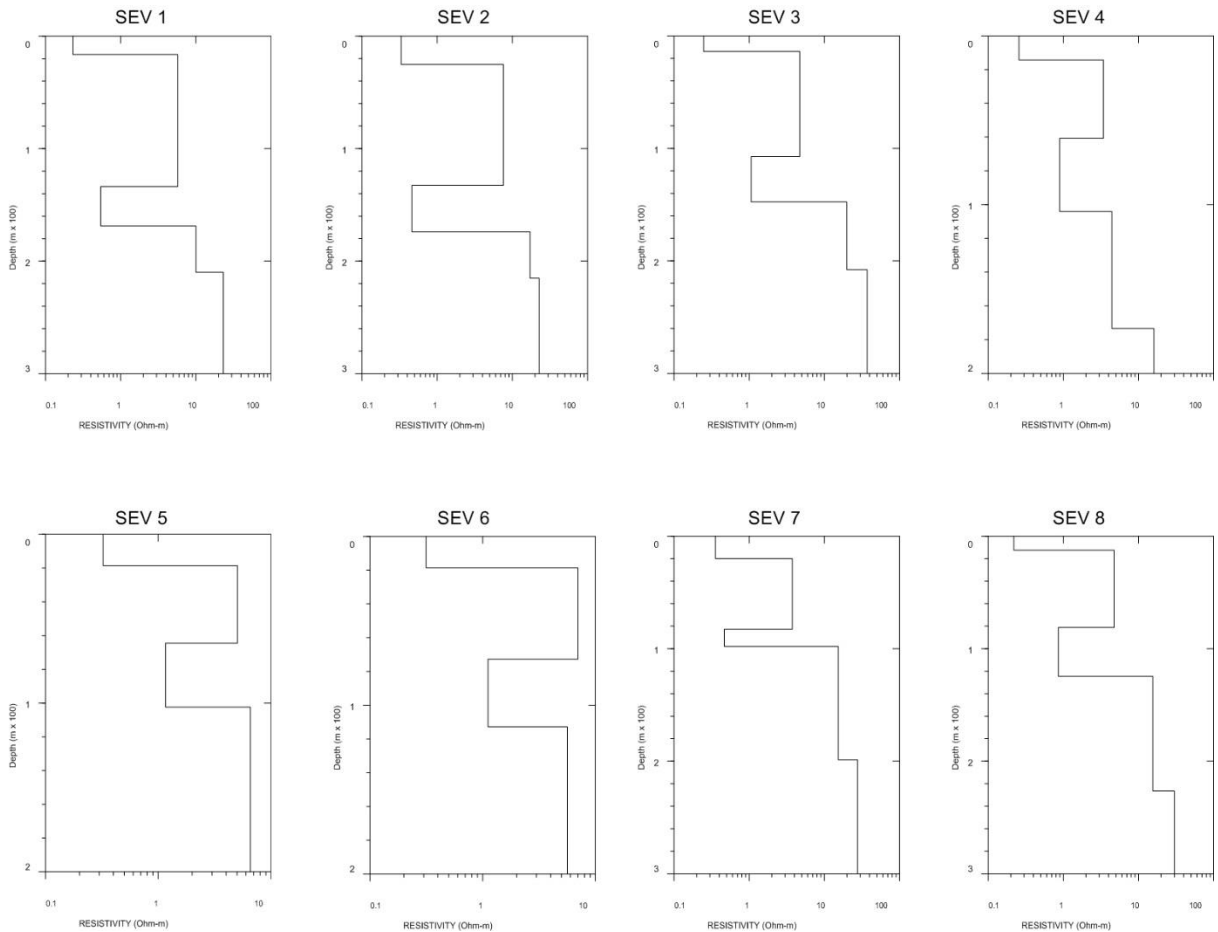
Winter, T.C., Havey, J. W., Franke, O. L. and Alley, W. M., 2013, Ground water and surface water a single resource, Geological survey. USGS.

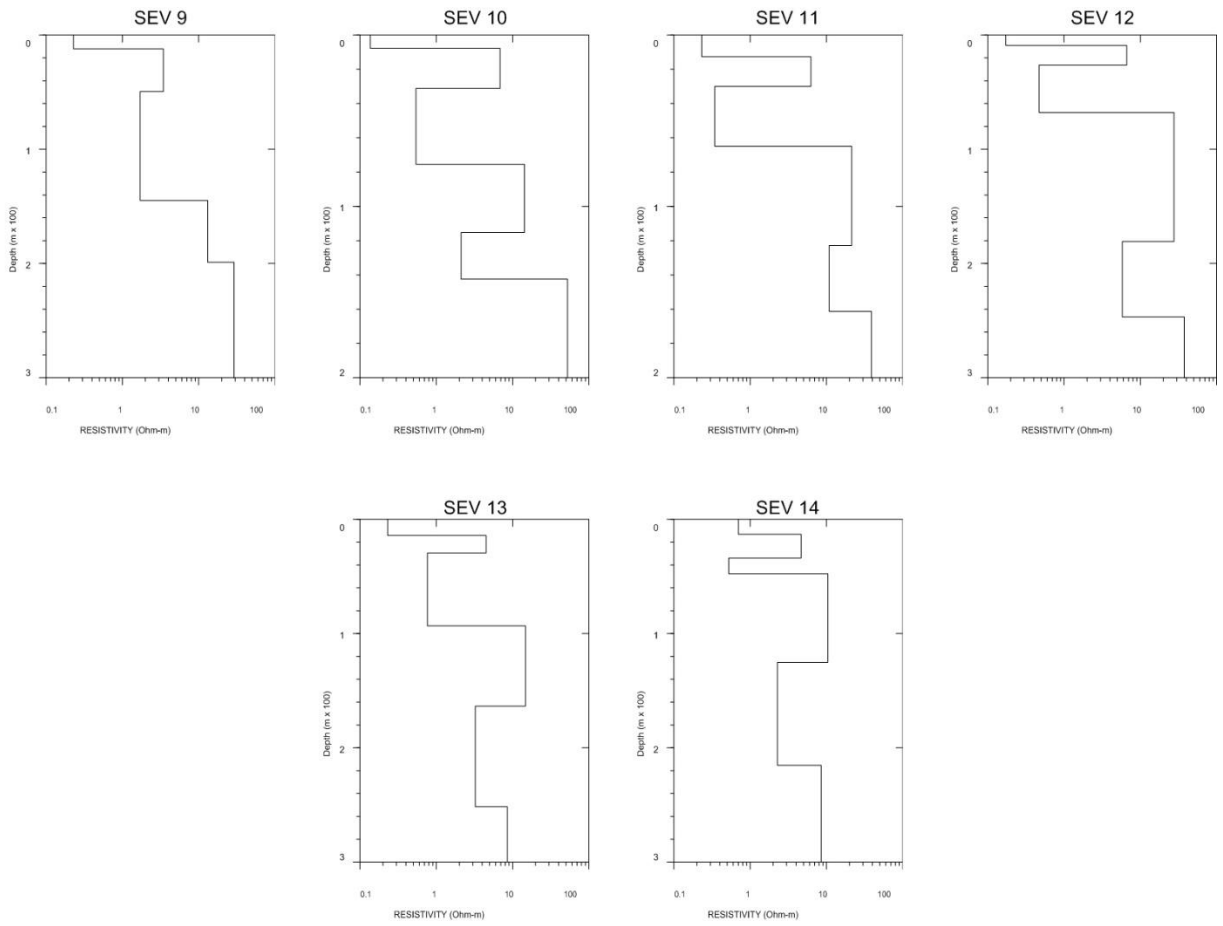
Anexos

Cortes geoelectricos Localidad Valle de León



Cortes geoelectricos Localidad Texcoco [Sección Texcoco 1]





Cortes geoelectricos
Localidad Texcoco [Sección Texcoco 2]

