Geofísica Internacional (2026) **65-3**: 2297- 2323

Estudio hidrogeofísico para determinar la vulnerabilidad intrínseca y la capacidad protectora del acuífero de San Agustín Texcaltitlán, Estado de México

Lázaro Raymundo Reyes Gutiérrez[1*a], Christian Alpizar Rojas[1] y Elizabeth Teresita Romero Guzmán[2, b]

Abstract

In this study, the hydrogeophysical investigation of the San Agustín Texcaltitlán aquifer, municipality of Tenancingo, State of Mexico, was carried out to determine the intrinsic parameters such as porosity (*n*) and vertical hydraulic conductivity (K_v) by granulometric analysis, the variation of the water level was measured in wells and the thickness (*h*) of the strata of the unsaturated and saturated zone was determined using the Vertical Electrical Sounding (*VES*) method and Schlumberger electrical resistivity array (ρ). The objective was to determine and zone the intrinsic vulnerability to groundwater contamination by anthropogenic sources with the AVI method, which defines the hydraulic resistance (*C*) and the protective capacity of the aquifer with the ICE method, from the longitudinal unitary conductance (*S*), with the geoelectrical method of the VES. Both methods only require two parameters, K_v, and the thickness *h* of the layers that constitute the non-saturated zone (NSZ), respectively. The data of 20 VES acquired were interpreted with the iterative computer program Interpex IX1D. The results obtained indicate that the porosity of the NSZ is 0.36-0.40 and the vertical hydraulic conductivity is 6-15 m/d, obtained with the empirical formula of Slitcher. From 20 VESs performed, 5 to 7 layers were detected for the aquifer system with resistivity values of 10-3,600 ohm-m and variable thicknesses, which were used to calculate the variations in hydraulic resistance (*C*), giving values of 0.4-6.0 (days) indicating low to high vulnerability, longitudinal conductance (*S*) and transverse resistance (*R*), known as Dar Zarrouk parameters, gave values of 0.2-6.0 Ω^{-1}, indicating low to high protection capacity and 1,000-26,000 (ohm-m^2), indicating areas of low to high infiltration capacity, respectively. Finally, the conceptual model of hydrogeological functioning of the Texcaltitlán aquifer system was developed.

Key words: water resources, hydraulic conductivity, vulnerability, hydraulic resistance (*C*), longitudinal conductance (*S*).

Resumen

En este estudio se llevó a cabo la investigación hidrogeofísica del acuífero de San Agustín Texcaltitlán, municipio de Tenancingo Estado de México, para determinar los parámetros intrínsecos como la porosidad (*n*) y la conductividad hidráulica vertical (K_v) por análisis granulométrico; se midió la variación del nivel del agua en norias y se determinó el espesor (*h*) de los estratos de la zona no saturada y saturada empleando el método del Sondeo Eléctrico Vertical (*SEV*) y el arreglo Schlumberger de resistividad eléctrica (ρ). El objetivo consistió en determinar y zonificar la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación del agua subterránea por fuentes antropogénicas con el método AVI, que define la resistencia hidráulica (*C*) y la capacidad protectora del acuífero con el método ICE, a partir de la conductancia longitudinal unitaria (*S*), con el método geoeléctrico del *SEV*. Ambos métodos solo requieren de dos parámetros, la K_v y el espesor *h* de las capas que constituyen la zona no saturada (ZNS), respectivamente. Los datos de 20 *SEV* adquiridos se interpretaron con el programa de computadora iterativo Interpex IX1D. Los resultados obtenidos indican que la porosidad de la ZNS es de 0.36-0.40 y la conductividad hidráulica vertical de 6-15 m/d, obtenida con la fórmula empírica de Slitcher. De 20 *SEV* realizados, se detectaron de 5 a 7 capas para el sistema acuífero con valores de la resistividad de 10-3,600 ohm-m y espesores variables, que se utilizaron para calcular las variaciones de la resistencia hidráulica (*C*), dando valores de 0.4-6.0 (días) indicando baja a alta vulnerabilidad, la conductancia longitudinal (*S*) y la resistencia transversal (*R*), conocidos como parámetros de Dar Zarrouk, arrojaron valores de 0.2-6.0 (Ω^{-1}), indicando baja a alta capacidad de protección y de 1,000-26,000 (ohm-m^2), indicando zonas de baja a alta capacidad de infiltración, respectivamente. Finalmente, se elaboró el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del sistema acuífero de Texcaltitlán.

Palabras clave: recursos hídricos, conductividad hidráulica, vulnerabilidad, resistencia hidráulica (*C*), conductancia longitudinal (*S*).

Received: Abril 19, 2025; Accepted: May 13, 2026; Published on-line: July 1, 2026. https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2026.65.3.1881

Editorial responsibility: Dra. María Aurora Armienta-Hernández, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.

* Corresponding author: Lázaro Raymundo Gutiérrez, l.reyes@correo.ler.uam.mx

[1] Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Lerma. Departamento de Recursos de la Tierra, División de Ciencias Básicas e Ingeniería. Municipio de Lerma, Estado de México, México

[2] Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares, Departamento de Química, Gerencia de Ciencias Básicas, La Marquesa Ocoyoacác, Estado de México, México.

ORCID: [a]0000-0003-1268-8650, [b]0000-0001-6143-5452

CC BY NC SA

1. Introducción

El crecimiento no controlado y el desarrollo humano en el Estado de México, conllevan un aumento en las presiones sobre los ecosistemas, en particular sobre los recursos hídricos superficiales y subterráneos en el acuífero de San Agustín Texcaltitlán, municipio de Tenancingo, Estado de México. El aumento de la temperatura y la disminución de la precipitación que se presentan en la región, por los cambios climáticos, dan lugar a una disminución de los recursos hídricos disponibles y a un aumento de las necesidades de agua para consumo humano, para los cultivos de temporal y de riego (Cai *et al.*, 2024; Olivera *et al.*, 2024; Tolimir *et al.*, 2024). Además, las actividades antropogénicas, de cultivo, ganaderas y piscícolas (cría de trucha), han contribuido a la contaminación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos como se observó en campo. En consecuencia, se producirá una mayor demanda de agua subterránea y, por lo tanto, los acuíferos se someten a una mayor presión (Rusli *et al.*, 2023; Borowiecka *et al.*, 2024; Mustafa y Mawlood, 2024). El agua subterránea constituye un recurso esencial en las regiones húmedas, que se caracterizan por presentar una marcada variabilidad temporal y espacial en la disponibilidad de los recursos hídricos (Bourmada *et al.*, 2024; Ferreira *et al.*, 2024). Por ello, es muy importante realizar una caracterización integrada de los recursos hídricos subterráneos y evaluar su potencial hidráulico, la vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea y su capacidad de protección por fuentes antropogénicas de acuerdo con la problemática del área de estudio, ya que hay una dependencia mucho mayor del agua subterránea; que se considera de buena calidad, menos contaminada y menos vulnerable a la contaminación que el agua superficial, asociada en mayor intensidad con los efectos del cambio climático de los recursos hídricos (Baig *et al.*, 2023; Aladeboyeje *et al.*, 2024; Cai *et al.*, 2024; Etuk *et al.*, 2022; Loganathan y Sathiyamoorthy, 2024; Sarrazin *et al.*, 2024). Sin embargo, cuando los acuíferos presentan comunicación hidráulica con la superficie del suelo, el agua subterránea puede ser vulnerable a la contaminación proveniente de fuentes superficiales. La capacidad de las capas suprayacentes o zona no saturada (ZNS), para retardar y filtrar los fluidos percolantes que ingresan en la superficie del terreno, es una medida de su capacidad protectora del acuífero. Así, a la capa de la ZNS del acuífero se le ha denominado como la capa protectora del acuífero. Por otro lado, se ha aceptado ampliamente que la conductividad hidráulica (K) de un material del subsuelo disminuye con el aumento de la resistividad (Fatoba *et al.*, 2014). De acuerdo a Alao y Dogara (2018), la evaluación de la capacidad protectora del agua subterránea contra la contaminación superficial, aplicando el método del Índice de Vulnerabilidad Acuífera (AVI, por su sigla en inglés, Stempvoort *et al.*, 1992) y el método geoeléctrico del índice de la capacidad eléctrica (ICE) (Abdulrazzaq *et al.*, 2020), es una función tanto de la conductividad hidráulica, de la conductancia longitudinal (S), como del espesor de la capa protectora. De acuerdo a la indexación con los métodos AVI e ICE, de áreas que presentan alta vulnerabilidad del agua subterránea, facilitará una mejor gestión del agua subterránea. También, se ha observado que una cubierta del acuífero gruesa y una baja conductividad hidráulica dan como resultado una menor susceptibilidad del acuífero a la contaminación. Por lo tanto, las áreas con bajos niveles de vulnerabilidad del acuífero generalmente tienen valores hidráulicos bajos y alta conductancia longitudinal. Por lo anterior, la amenaza para un acuífero generalmente aumentará si el sistema hidrogeológico no tiene una buena capa protectora. Se trata entonces, de garantizar a la comunidad de San Agustín, Texcaltitlán, que disponga de agua potable e higiénica, para una buena salud y garantizar un desarrollo sostenible de la población.

El término vulnerabilidad de las aguas subterráneas, hace referencia específicamente a las propiedades intrínsecas e inherentes del suelo que determinan la facilidad de contaminación de las aguas subterráneas en forma natural o por actividades humanas antropogénicas (Foster, 1987; Stempvoort *et al.*, 1992; Vrba y Zaporozec, 1994; Aller *et al.*, 1987; George *et al.*, 2024). El término tiene sus inicios de empleo en Europa. Foster *et al.*, (2013) lo define como "la susceptibilidad de un acuífero a que se contamine el agua subterránea debido al impacto de las actividades humanas"; finalmente Civita y De Maio (2004), señalan que la vulnerabilidad intrínseca, es la "probabilidad de infiltración y percolación de líquidos y soluciones acuosas de nutrientes a través de la zona no saturada". La vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas, se encuentra en función del tipo de contaminantes, ya que cada sustancia se comporta de manera distinta, dependiendo de los parámetros fisicoquímicos y sus relaciones con los componentes del sitio llamada "vulnerabilidad específica" (Duda *et al.*, 2024; Gharechaee *et al.*, 2024).

La evaluación de la vulnerabilidad intrínseca se realiza por diferentes métodos tales como el Índice de Vulnerabilidad del Acuífero (AVI, por su sigla en inglés), que permite determinar las zonas de riesgo a la contaminación de un acuífero (Baig et al, 2023; George *et al.*, 2025).

En la literatura existe una variedad de métodos para determinar la vulnerabilidad a la contaminación de un acuífero como DRASTIC, GOD, SINTAX, entre otros (Duijvenbooden, *et al.*, 1987; Foster y Hirata, 1988; Stempvoort *et al.*, 1992, Vrba y Zaporozec, 1994; Civita, y De Maio, 1997), en función de las características hidrogeológicas de una zona y los datos

disponibles. En este estudio, se aplicó el método del Índice de Vulnerabilidad Acuífera (AVI, Stempvoort *et al.*, 1992), ya que es relativamente sencillo y rápido de aplicar, permite una evaluación de la vulnerabilidad intrínseca y tiene una base física mínima, que requiere de sólo dos parámetros, el espesor (h_i) y la conductividad hidráulica vertical (K_{vi}) de los estratos que sobreyacen el nivel freático, que pueden obtenerse de información de pozos existentes, sondeos geofísicos u otros estudios hidrogeológicos rutinarios, lo que reduce la necesidad de trabajo en campo adicional complejo o costoso.

Sin embargo, en el área de estudio solo se cuenta con un pozo que no tiene información y para obtener valores representativos de la conductividad hidráulica (K_v), se empleó el análisis granulométrico utilizando las fórmulas empíricas de Breyer y Sclhlichter para su estimación (Vukovic y Soro, 1992; Odong, 2008) y emplearlos en el método AVI.

Cabe mencionar, que en el área de estudio solo existe un pozo de bombeo que abastece a la comunidad de San Agustín y no cuenta con información. Bajo esta situación y como es de esperarse, si no se tiene otro tipo de información como de *SEV*, los resultados finales pueden no ser representativos de la totalidad del acuífero, dando lugar a un escenario de alta incertidumbre, es decir, la perforación de un pozo proporciona información de la litología real (arcilla, limo, arena, grava, roca), los espesores reales en un punto y los parámetros hidráulicos de la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento, mediante pruebas de bombeo, que solo describen la vecindad inmediata del pozo, ignorando la heterogeneidad del acuífero a mayor escala. Además, no se puede determinar con certeza la ubicación de los límites impermeables como (barreras) o zonas de recarga (ríos, presas), lo que lleva a errores en la predicción del descenso del nivel freático a largo plazo. Los *SEV* realizados cercanos a un pozo permiten asociar los valores de resistividad (ohm-m) con los materiales geológicos reales encontrados en la perforación mediante el proceso de calibración en la inversión geofísica, cuando se cuenta con información del pozo. Sin embargo, se realizaron una serie de 16 Sondeos Eléctricos Verticales (*SEV*) distribuidos espacialmente en diferentes zonas del acuífero, que es una ventaja crucial que permite mitigar estas limitaciones al proporcionar información indirecta del subsuelo, trazando perfiles geoeléctricos y mapas de contorno, para delimitar la geometría, profundidad y espesor del acuífero en toda la zona de estudio, no solo donde se encuentra el pozo, ya que ayuda a identificar zonas de baja resistividad o si el agua es de mala calidad, si el acuífero se acuña o si hay un cambio en la litología a medida que se alejan del pozo y son de mucha utilidad para identificar los sitios para una nueva perforación y el diseño del pozo. En general, el uso de técnicas geofísicas en superficie no invasivas aumenta significativamente la rentabilidad de una investigación de aguas subterráneas (Kelly y Mares, 1993).

Las técnicas geoeléctricas se utilizan ampliamente para detectar la zona saturada de un acuífero, la vulnerabilidad intrínseca y las zonas protectoras de un acuífero a la contaminación antropogénica con el método del índice de la capacidad eléctrica (ICE) (Abdulrazzaq *et al.*, 2020), mediante los parámetros de segundo orden de Dar Zarrouk, de la resistencia transversal ($T = R_T$) y la conductancia longitudinal (S) llamados así por Maillet (1947). La técnica del sondeo eléctrico vertical (*SEV*) con configuración Schlumberger, es la más eficaz para la investigación de aguas subterráneas. Además, la aplicación de la técnica del *SEV*, es apropiada para mapear el potencial de un acuífero y en la localización de sitios para perforación de pozos y exploración de las aguas subterráneas.

En San Agustín Texcaltitlán, Estado de México, el deterioro de la calidad del agua subterránea se debe principalmente a las actividades agrícolas, ganaderas y domésticas, por la recarga del riego de retorno, la descarga de aguas residuales domiciliarias a los ríos o arroyos y la disminución de la recarga subterránea natural, como entrada principal de agua al acuífero a través de la zona no saturada (ZNS), que, dependiendo de los tiempos de tránsito y materiales geológicos, pueden afectar a la zona saturada (ZS). En condiciones naturales, la calidad del agua subterránea depende del contenido de sales disueltas, de la calidad del agua de recarga, de la litología del subsuelo, de la velocidad de flujo del agua subterránea, de su relación con otros acuíferos y con el agua superficial.

En esta zona se aplican abonos orgánicos en seco (estiércol de vacunos, bovinos, aves de corral, etc.) tradicionalmente en forma manual, para evitar la entrada de organismos patógenos al subsuelo para el cultivo de maíz en San Agustín, Texcaltitlán. Sin embargo, no se cuenta con un procedimiento apropiado de almacenamiento de estos abonos, ya que se acumulan en montones en los corrales o en los campos agrícolas al aire libre, constituyendo una fuente puntual de contaminación al agua, aire y suelo; para posteriormente aplicarlos directamente en el suelo agrícola, esparciéndolos en el terreno, dando lugar a una fuente de contaminación difusa.

En la zona de estudio no se reportan investigaciones sobre la evaluación de los recursos hídricos y de la vulnerabilidad del acuífero. La mayoría de los estudios se enfocan en el acuífero del Valle de Toluca (Franco-Plata, 2002; Garfias *et al.*, 2017); donde aplicaron el método DRASTIC, SIG y simulación numérica, para delimitar nuevas zonas a proteger en un ambiente aluvial que, de contaminarse, la calidad del agua subterránea puede deteriorarse en un tiempo menor a 50 años, identificando que las zonas presentan de baja a muy alta vulnerabilidad. Por otro lado, un estudio en Villa Guerrero (Velázquez-Zepeda, *et al.*, 2017), en una zona dedicada a la floricultura, con el

método SINTACS, donde se indica que los mayores niveles de vulnerabilidad específica se presentaron en el centro del municipio, debido al tipo de unidades hidrogeológicas y, finalmente un estudio en Temascaltepec sobre el riesgo de un acuífero por residuos mineros con un método multicriterio y zonas de protección (Valle-González, 2021), para la protección de fuentes prioritarias de agua subterránea, indicando como fuentes de alta prioridad de protección el socavón de Guadalupe.

Sin embargo, dada la tendencia que se tiene a nivel nacional sobre el uso de los recursos hídricos, los problemas sobre la calidad y disponibilidad de agua son un problema que se ha venido agravando debido al aumento acelerado de la contaminación antropogénica de los cuerpos de agua, susceptibles de servir como fuente de abastecimiento (Romero y Romero, 2020; Adame y Cubero, 2024).

Por lo anterior, los parámetros que determinan la vulnerabilidad intrínseca y la capacidad de protección del acuífero son principalmente el espesor (h_i) de las capas que constituyen la ZNS, la conductividad hidráulica (K_i) y la resistividad eléctrica (ρ_i), respectivamente. Por lo que, el objetivo de este estudio consiste en emplear los índices de susceptibilidad de las capas hidrogeológicas a la vulnerabilidad intrínseca con el método AVI y la capacidad de protección del acuífero con el método geoeléctrico del índice de la capacidad eléctrica (*ICE*) para detectar y categorizar aquellas capas geoléctricas de alta permeabilidad y porosidad (materiales aluviales) que permiten el acceso de agua de lluvia o contaminantes, que atraviesen la capa de suelo y la ZNS hasta alcanzar el acuífero principal y, para elaborar finalmente un modelo conceptual preliminar de funcionamiento hidrogeológico del acuífero de San Agustín Texcaltitlán, en el municipio de Tenancingo, Estado de México.

2. Experimental

2.1. *Localización del área de estudio*

El poblado de Texcaltitlán, municipio de Tenancingo en el Estado de México, representa el 6% del territorio estatal cubriendo una extensión territorial es de 142.45 km^2. Se localiza en las últimas estribaciones del Nevado de Toluca, en el Eje Volcánico Transmexicano (EVTM), entre las coordenadas proyectadas UTM $X_{mín}$= 399,000, $X_{máx}$= 402,000 de longitud oeste y $Y_{mín}$= 2,090,000, $Y_{máx}$= 2,096,000 de latitud norte, a una altitud promedio de 2,380 m.s.n.m., limita al norte con Temascaltepec, al sur con Sultepec y Almoloya de Alquisiras, al este con Coatepec de Harinas y al oeste con San Simón de Guerrero y Tejupilco. Cuenta con 33 localidades y una población total de 15,824 habitantes (INEGI, 2009). La zona de estudio seleccionada, se ubica en la parte central del municipio de San Agustín Texcaltitlán, abarcando las comunidades de San José, San Agustín, San Miguel, Santa María y Cabecera municipal, cubriendo una superficie de 1.1 km^2, Figura 1.

Se realizó un recorrido de acuerdo al mapa de la geología que aflora la zona de estudio (Figuras 1 y 2), para la toma de muestras de suelo, a una profundidad de 30 a 50 cm excavados con pala, que constituye la capa de suelo y el horizonte A, logrando recolectar 6 muestras y su ubicación se registró mediante un sistema de posicionamiento global (GPS, Garmin 62s). Las muestras de suelo recolectadas se secaron primero al aire y luego se pasaron por una serie de tamices (No. 4, 10, 20, 30, 40, 50, 100, 200, 324, 400 y charola), para su análisis en granulométrico en el laboratorio de Hidrogeología de la UAM-Lerma. Las muestras de suelo se analizaron con base en la Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000 (SEMARNAT 2002), que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, en sus apartados AS-01 (preparación de la muestra), AS-02 (pH medido en agua) y AS-09 (determinación de la textura del suelo), con el propósito de clasificar los suelos por tipo textural y determinar los parámetros hidráulicos como contenido de humedad (w), la porosidad (n), el rendimiento específico (S_y), así como, estimar el valor de la conductividad hidráulica vertical (K_v), mediante las fórmulas empíricas de Breyer y Schlichter (Vukovic y Soro, 1992; Odong, 2008) y utilizarla con el método AVI. Además, se indican la ubicación de las norias, el pozo de la comunidad y de los sondeos eléctricos verticales (*SEV*) realizados. Los datos usados en este estudio cubren una superficie de 1.1 km^2.

2.1.1. Referente geológico

El municipio de Texcaltitlán se localiza en la zona fisiográfica llamada "Sierra Madre del Sur" en el Eje Volcánico Transmexicano (EVTM). Es una región que consiste en una franja de rocas tipo andesita, brecha volcánica, basalto y tobas; correspondientes al periodo terciario y cuaternario, así como materiales piroclásticos (Atlas-T2, 1981; SGM, 2013). Las rocas del terciario son en su gran mayoría volcánicas (ígneas extrusivas intermedias, ácidas y básicas), las cuales cubren discordantemente tanto a las rocas sedimentarias del Cretácico como a las rocas metamórficas del Triásico (Figura 2). De este periodo afloran también rocas sedimentarias continentales (areniscas y conglomerados) que en ocasiones yacen directamente sobre las rocas metamórficas y en otras, lo hacen sobre rocas ígneas extrusivas intermedias (andesíticas). Del Cuaternario existen rocas volcánicas de tipo basáltico que, por sus estructuras bien conservadas, evidencian la actividad volcánica reciente. Estas estructuras se presentan al sureste del municipio de Texcaltitlán hasta los límites con el municipio de Amatepec. También, se encuentran los depósitos aluviales que rellenan los valles de los ríos que drenan hacia la cuenca del Río Balsas (Atlas-T2, 1981). Los sedimentos lacus-

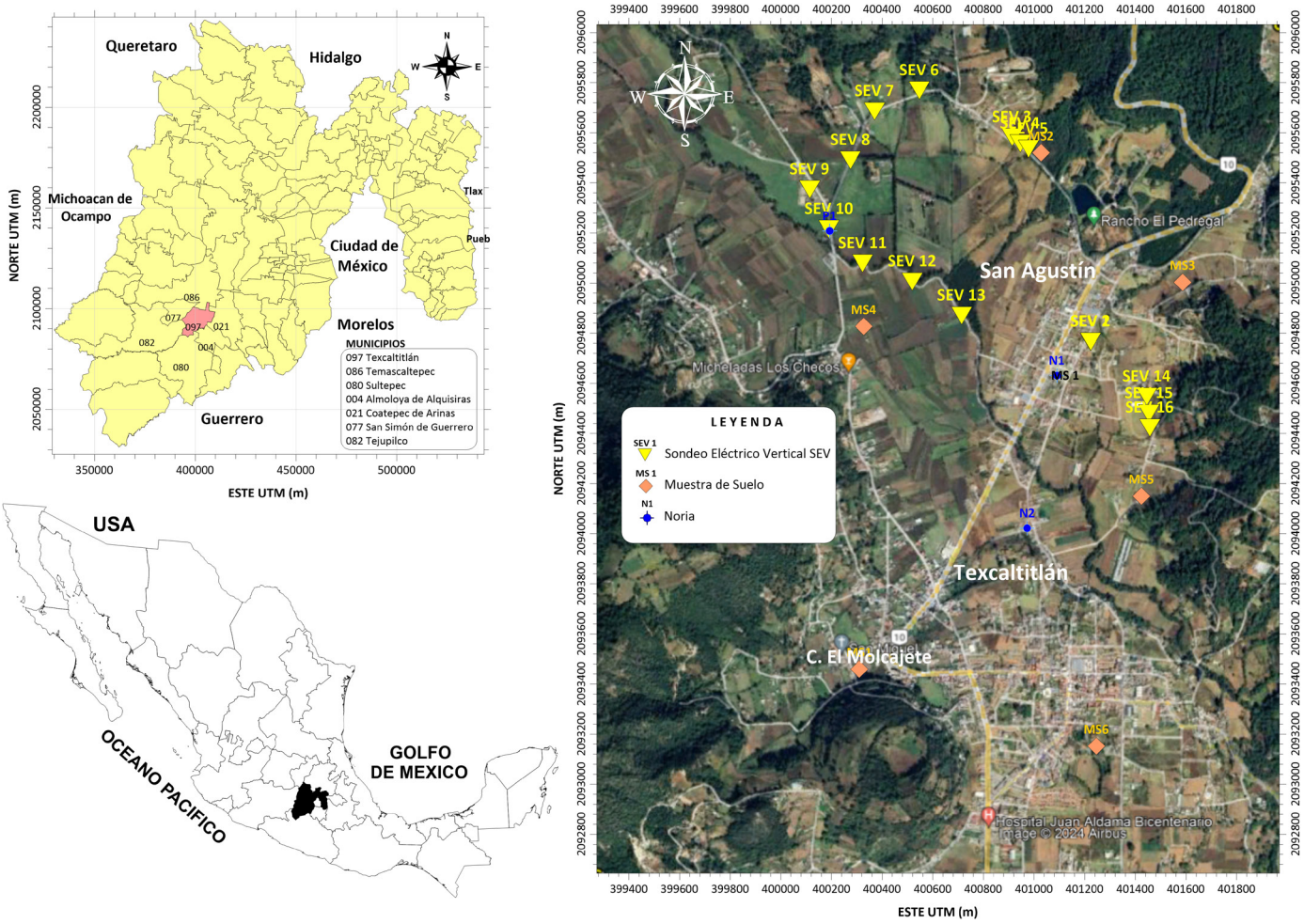

Figura 1. Mapa de la ubicación geográfica del municipio de Texcaltitlán, mostrando la ubicación de las estaciones de *SEV* (SEV1-SEV16), los sitios de muestreo de suelo para análisis granulométrico (MS1-MS6), las norias (N1-N2) y el Pozo (P1).

tres y aluviales intercalados con materiales clásticos de origen volcánico se presentan en los valles del municipio. El acuífero correspondiente al Valle de Texcaltitlán, está constituido por materiales piroclásticos de cenizas volcánicas, materiales de origen aluvial y lacustre, con un gran porcentaje de arenas y conglomerados, rodeado por un relieve montañoso en una zona de influencia al noreste del volcán Nevado de Toluca (Xinantécatl), que se caracteriza por presentar manantiales naturales y alta humedad, el escurrimiento de los arroyos perenes la Gavia y Palo Seco, entre otros escurrimientos intermitentes locales. En general, las formaciones geológicas que rodean al valle de Texcaltitlán, consisten en grandes y pequeños cerros formados de rocas que fueron arrojadas mediante la erupción del Nevado de Toluca, algunas de estas elevaciones tienen forma de volcán como el Cerro de la Joya y El Molcajete y otros de forma cónica como El Cerro del Tejocote, El Calvario, El Cerrito del Caballito y la cabecera municipal que también está asentada en un cerro.

2.1.2. Hidrología

El municipio de Texcaltitlán forma parte de la región hidrológica del Cutzamala, pertenece a la subcuenca del Río Balsas RH18Gf del Río San Agustín y el Arroyo Palo Seco. El municipio está constituido por seis riachuelos y un río principal (Río San Agustín). Los arroyos que pasan por esta región nacen de los deshielos del Nevado de Toluca y otros que se originan en el cerro de La Gavia al noroeste de San Agustín, estos arroyos unen sus aguas en la comunidad de San Agustín y dan origen al río para continuar su cauce hacia Almoloya de Alquisiras, que de acuerdo con los lugares por los que va pasando recibe varios nombres como; Río de San Agustín, La Gavia, de Venta Morales, de la Cruz Verde, de la Rosita, de Santa María y el Ojo de Agua (Figura 3). En el municipio existen 5 manantiales que abastecen de agua a gran parte de la población (H. Ayuntamiento de Texcaltitlán, 2019).

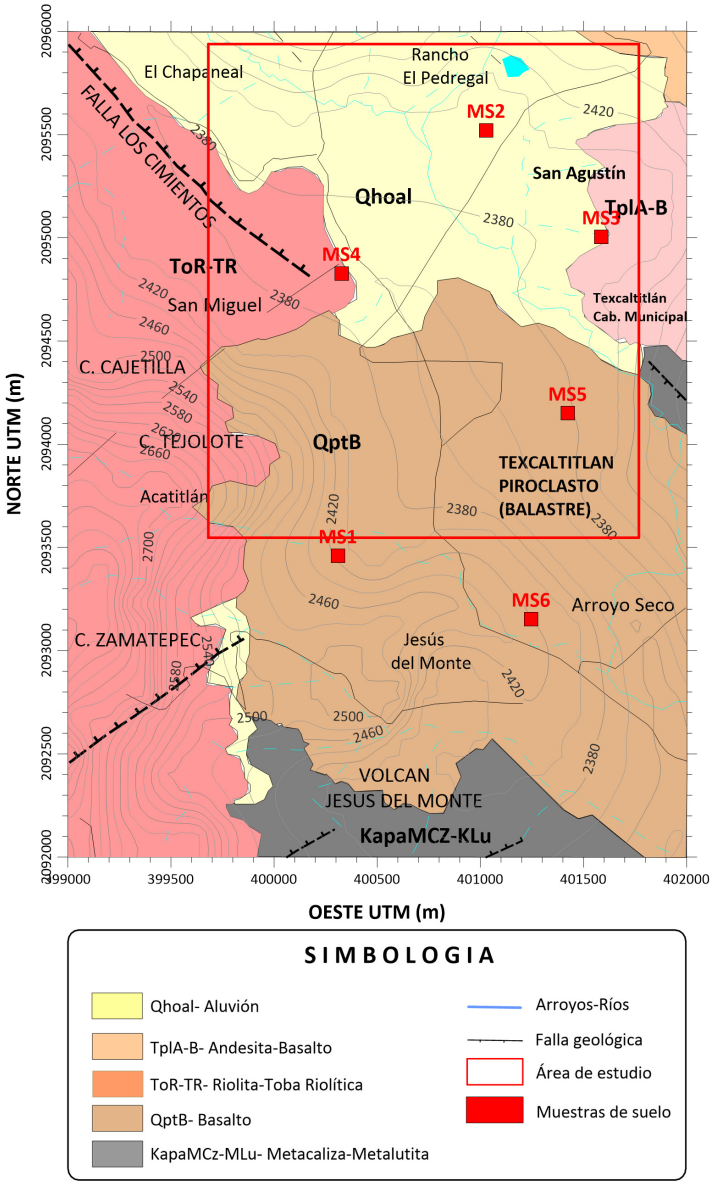

Figura 2. Esquema geológico de las rocas que afloran en el municipio de Texcaltitlán, Estado de México.

2.2. *Métodos de análisis*

2.2.1. Evaluación del Índice de Vulnerabilidad Acuífera (AVI)

La vulnerabilidad acuífera se define como la prontitud con la que un acuífero libre determinado es probable de contaminarse (Estrada *et al.*, 2013). Depende de las características hidráulicas de las capas (espesor y conductividad hidráulica de las capas), que cubren un acuífero libre, denominadas capas protectoras (Sendrós *et al.*, 2023). Las características hidráulicas como la porosidad (n) y la conductividad hidráulica (K), se determinaron a partir del análisis granulométrico de muestras de suelo utilizando fórmulas empíricas (Odong, 2008, Fallico *et al.*, 2010). En la zona de San Agustín, la capa de suelo (arcillo limo-arenoso), puede definirse como la capa protectora que protege al acuífero subyacente. Las aguas residuales que son descargadas sin ningún tratamiento a los cauces principales (Río San Agustín y Río Palo Seco), pueden percolar e infiltrarse a través de la capa protectora (arcilla con limo y arena) dando lugar a la recarga de agua subterránea y contaminar el acuífero granular. Por lo tanto, la vulnerabilidad del acuífero está estrechamente relacionada con la textura de la capa de arcilla heterogénea y la conductividad hidráulica, donde la presencia de lentes de arena o limo pueden actuar como una ventana hidráulica o zona vulnerable por donde los contaminantes pueden ingresar y filtrarse para alcanzar el nivel freático (Edwards *et al.*, 2022).

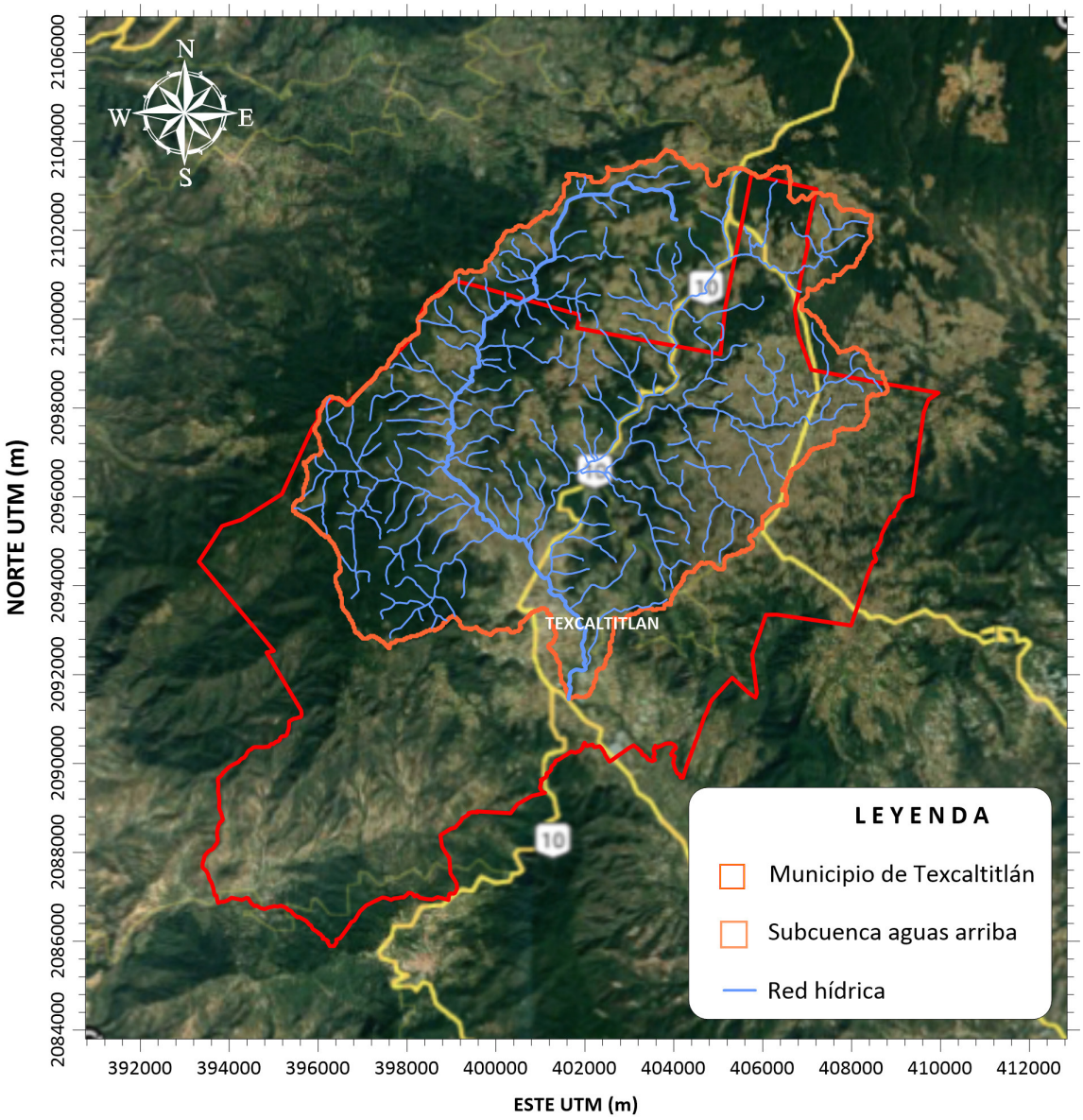

Figura 3. Microcuenca del Río San Agustín y red hidrográfica de Texcaltitlán.

La evaluación de la vulnerabilidad acuífera es una herramienta importante para definir el impacto ambiental de la contaminación antropogénica, para dar un uso sustentable del agua subterránea a escala local o regional (Kirsch y Hinsby, 2007). Es posible utilizar varios métodos para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos como DRASTIC (Aller, *et al.*, 1987), SINTACS (Civita y De Maio 1997, 2004; Kirlas *et al.*, 2022), GOD (Foster, 1988), AVI (Stempvoort, 1992), la Conductividad Eléctrica Integrada (IEC) del método geoeléctrico (Sendrós *et al.*, 2023), entre otros, en función del entorno hidrogeológico de la zona de interés y de los datos disponibles. En este estudio se utilizaron dos métodos, el Índice de Vulnerabilidad de los Acuíferos (AVI), que es un método ampliamente utilizado para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos a los contaminantes superficiales y el método de la Conductividad Eléctrica Integrada (IEC, por su siglas en inglés), denominada como Indice de la Capacidad Eléctrica (ICE) o índice de protección basado en la geofísica (IPG).

El índice AVI es un método para evaluar la vulnerabilidad de acuíferos mediante la resistencia hidráulica (*C*), determinado por el paso del flujo vertical a través de los distintos materiales de la zona no saturada (ZNS), que sobreyacen al acuífero libre, indicando el tiempo aproximado que le toma atravesar la zona no saturada (Kalinski *et al.*, 1993; Ducci y Sellerino, 2022; Sendrós *et al.*, 2023). La resistencia hidráulica (*C*) cuantifica la vulnerabilidad del acuífero mediante la ecuación (1):

$$C = \sum_{1=1}^{n} \frac{h_i}{K_{Vi}} \qquad (1)$$

donde, *C* es la resistencia hidráulica total (en días o años), que sólo requiere de dos parámetros, h_i, el espesor de cada estrato de la zona no saturada al nivel freático (en m) y la K_{Vi}, que es la conductividad hidráulica vertical de cada estrato del subsuelo (en m/d). Por lo que, una protección eficaz de un acuífero libre, está garantizada por las capas protectoras con suficiente espesor y baja conductividad hidráulica, que proporcionan un largo tiempo de residencia del agua que se infiltra. De esta manera, el resultado obtenido permite definir que, a mayor resistencia hidráulica, menor será el grado de vulnerabilidad del acuífero estudiado, Tabla 1 (Stempvoort, 1992).

En este estudio, la conductividad hidráulica (K_v) se calculó mediante el análisis del tamaño de partícula de muestras de la capa de cobertura de suelo en un intervalo de 30 a 50 cm de profundidad, utilizando fórmulas empíricas que relacionan K_v con el coeficiente de uniformidad (U) y la porosidad (n). El área de estudio presenta características granulométricas y texturales muy similares a las del material para el que las fórmulas empericas utilizadas fueron calibradas originalmente, cubriendo un amplio intervalo de valores del diámetro de las partículas de 0.01 a 5 mm y se utilizan en este estudio como una estimación preliminar, por la falta de datos de pozos (sólo existe un pozo y sin información) y para minimizar la incertidumbre en los valores de la conductividad hidráulica estimada. Vukovic y Soro (1992), Odong (2008), presentan varios métodos empíricos y presentan una fórmula, ecuación (2), para la porosidad:

$$n = 0.255(1 + 0.83^{U}) \tag{2}$$

donde U es el coeficiente de uniformidad de las partículas y se expresa como:

$$U = \left(\frac{d_{60}}{d_{10}}\right) \tag{3}$$

donde, d_{60} y d_{10} representan el diámetro de grano en (mm) para el cual, el 60% y el 10% de la muestra, respectivamente, son más pequeños, estos valores de U entre 2.9 a 4.7, se correlacionan con la conductividad hidráulica vertical K_v para muestras homogéneas y heterogéneas. Dos de las fórmulas más comunes, son las propuestas por Breyer y Sclitcher. La fórmula de Breyer no considera la porosidad y a menudo se considera más útil para materiales heterogéneos y granos mal clasificados con un coeficiente de uniformidad entre 1 y 20 y un tamaño de grano efectivo entre 0.06 mm y 0.6 mm, se expresa como ecuación (4).

$$K = \frac{g}{v} \times 6 \times 10^{-4}\, log\frac{500}{U}\, d_{10}^{2} \tag{4}$$

La fórmula de Schlitcher es más apropiada para tamaño de grano entre 0.01 y 5 mm, para arenas bien graduadas con una mezcla amplia de tamaños de partículas, también considera la viscosidad cinemática v del agua y la gravedad g como constantes que rigen su movimiento, está dada como ecuación (5):

$$K = \frac{g}{v} \times 6 \times 10^{-4}[1 + 10(n - 0.26)]d_{10}^{2} \tag{5}$$

Los valores de *K* para el material arenoso (10^{-5}-10^{-1} m/s) son varios ordenes de magnitud superiores a los de las capas arcillosas (10^{-9}-10^{-6} m/s) (Freeze y Cherry, 1979; Kirsch y Hinsby, 2007). Por lo que, en este caso la principal implicación es la imposibilidad de evaluar la heterogeneidad espacial de las propiedades del material del sitio (porosidad, permeabilidad, saturación).

2.2.2. Sondeo eléctrico vertical (*SEV*)

Los estudios hidrogeológicos detallados en campo hacen un amplio uso de la prospección geofísica, que es efectiva y rápida. Los métodos de prospección eléctrica de resistividad (Figura 4), estudian las variaciones del campo eléctrico (Ley de Ohm) y la distribución de la resistividad en el subsuelo, cuando una corriente eléctrica pasa a través del suelo (Keller, 1970; Orellana, 1982; Kirsch, 2009). El método de prospección eléctrica se utiliza comúnmente para estudios hidrogeológicos, mineros, geotécnicos, así como en estudios ambientales (Akeninyen *et*

Tabla 1. Relación de la resistencia hidráulica con la vulnerabilidad acuífera de acuerdo al método AVI (Prashant *et al.*, 2020).

Resistencia Hidráulica C	Log (C)	Vulnerabilidad
< 10	< 1	Extremadamente Alta
10-100	1 a 2	Muy Alta
100-1000	2 a 3	Moderadamente Alta
1000-10000	3 a 4	Baja
>10000	> 4	Extremadamente Baja

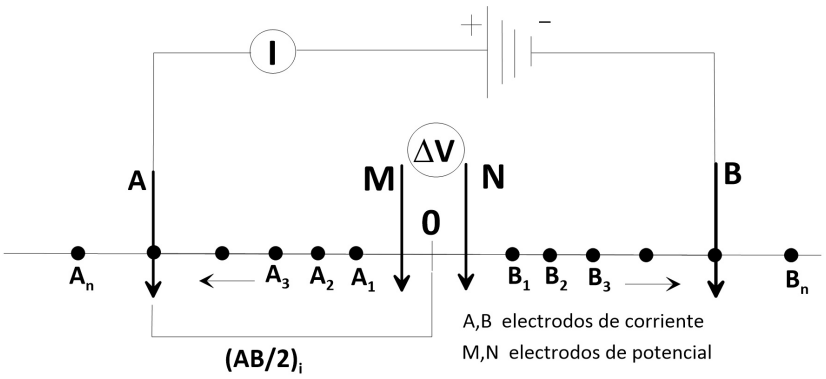

Figura 4. Arreglo de electrodos Schlumberger.

al. 2011; Romero-Ruiz *et al.*, 2019; Ugbaja y Edet, 2004). La resistividad aparente (ρ_a) del subsuelo se midió directamente, utilizando el resistivímetro Terrameter SAS 1000 de ABEM y sus accesorios. Se realizaron un total de dieciséis *SEV* utilizando la configuración tetraelectródica Schlumberger, con un espaciamiento de electrodos de corriente (AB/2) que varía de 2 a 500 m y un espaciamiento de los electrodos de potencial (MN/2) que varía de 0.50 m a 50.00 m, para alcanzar una profundidad de investigación entre 80 a 180 m.

Durante las mediciones en terreno, el resistivímetro proporciona el valor de la resistividad aparente (ρ_a), para cada separación de electrodos, que es el producto de la resistencia eléctrica (R) del terreno por un factor de proporcionalidad (*K*), ecuación (6):

$$\rho_a = KR = K\frac{\Delta V}{I} \tag{6}$$

donde *K*, es un factor geométrico que depende de la separación de electrodos y del tipo de arreglo, para el arreglo Schlumberger, se expresa como, ecuación (7):

$$K = \pi\frac{(AB)^2 - (MN)^2}{MN} \tag{7}$$

Para alcanzar una profundidad de investigación entre 80 y 150 m, dependiendo del tipo de material geológico presente en el subsuelo, la proporción entre la distancia de AB (electrodos de corriente) y la distancia MN (electrodos de potencial), varía aproximadamente entre 1/10 a 1/3 (Parasnis, 1979). Este método se ha utilizado en hidrogeología para determinar el espesor, profundidad y fronteras de un acuífero (Zohdy, 1972). La interpretación cuantitativa de las curvas suavizadas, se llevó a cabo mediante la modelación computacional inversa con el programa IX1D, desarrollado por Vender Velpen (1988).

Para determinar de las características hidráulicas de un acuífero, se pueden establecer correlaciones empíricas entre los parámetros hidráulicos (obtenidos mediante análisis granulométrico o de pruebas de bombeo) y los parámetros eléctricos (calculados a partir de mediciones de resistividad eléctrica como el *SEV*), para obtener la transmisividad y/o la conductividad hidráulica en áreas extensas donde los datos de las pruebas de bombeo son escasos (Soupios *et al.*, 2007; Niwas y Celik, 2012; Hasan *et al.*, 2019). En este estudio, se utilizaron los parámetros de Dar-Zarrouk de la resistencia transversal (R_T) y la conductancia longitudinal (*S*), para obtener proporciones útiles entre los parámetros hidráulicos y eléctricos en el área de estudio. Niwas y Singhal (1981) establecieron una relación analítica entre la transmisividad (*T*) y la resistencia transversal (R_T), por un lado, y la transmisividad (*T*) y la conductancia longitudinal (S), por otro.

De acuerdo a la ley de Darcy, el caudal de fluido *Q* que pasa a través de un área de sección transversal, es directamente proporcional al gradiente hidráulico multiplicado por una contante de proporcionalidad *k*, la conductividad hidráulica y está dada por la ecuación (8)

$$Q = kAi \tag{8}$$

y de la ley de Ohm, que establece que la densidad de corriente eléctrica *J* en un punto, es directamente proporcional al campo eléctrico *E*, multiplicado por una constante de proporcionalidad σ, la conductividad eléctrica, inversa de la resistividad eléctrica ρ, dada como:

$$J = \sigma E \tag{9}$$

Niwas y Singhal (1981) combinaron la ecuación (8) con la resistencia transversal (R_T) y la conductancia longitudinal, para obtener la siguiente ecuación, respectivamente,

$$T = k\sigma R_T = \frac{kS}{\sigma} \tag{10}$$

2.2.3. Parámetros de Dar Zarrouk (*T* y *S*)

Los parámetros de Dar Zarrouk, la resistencia Transvesal *T* ($\Omega \cdot m^2$) y la Conductancia Longitudinal *S* (Ω^{-1} o Siemens), son propiedades geoeléctricas integrales que caracterizan a un conjunto de capas horizontales en el subsuelo definidas por sus espesores (h_i) y resistividad (ρ_i). Mailett (1947) estudió la ambigüedad al problema inverso del *SEV*, llamado *equivalencia*, que resolvió proponiendo dos parámetros que llamó de Dar Zarrouk (*T* y *S*). Se definen con respecto a una columna o prisma rectangular cuadrado de un medio geológico estratificado, con bases cuadradas y caras laterales rectangulares de lado igual a la unidad de longitud (1 m, es decir largo 1 m y ancho 1 m), con eje perpendicular a la orientación de las capas que atraviesa todas las capas del medio estratificado de espesor $H(m)$. Suponiendo que el prisma es atravesado por una corriente eléctrica que fluye perpendicularmente a la estratificación, las *n* capas se comportaran como conductores en serie, por lo que sus resistencias se suman. Así, resulta la resistencia transversal total *T* ($\Omega \cdot m^2$), de la base a la superficie del terreno. Mientras que la conductancia longitudinal *S*, donde la corriente fluye paralelamente a la estratificación, la resistencia del prisma que corresponde a la capa *n* y tomando su inversa, la conductancia, se obtiene la conductancia longitudinal *S* para las *n* capas, que tienen un papel importante en la interpretación de los *SEV* (Orellana, 1966, 1982; Zohdy, 1972; Henriet, 1976). Posteriormente, otros autores (Niwas y Singhal, 1985; Singh *et al.*, 2004; Mondal *et al.*, 2017), han estudiado la importancia de los parámetros de Dar Zarrouk para obtener información de las propiedades hidrogeológicas y de la capacidad de protección de un acuífero libre.

La resistencia total (Ωm^2) del flujo de corriente perpendicular a las *n*-capas geoeléctricas, es la suma de las resistencias de cada capa y está dada como ecuación (11):

$$T = R_T = \sum_{i=1}^{n} h_i \rho_i = h_1\rho_1 + h_2\rho_2 + h_3\rho_3 + \cdots + h_n\rho_n \tag{11}$$

La resistividad transversal media o equivalente para el conjunto de n-capas estratificadas, se define como, ecuación (12):

$$\rho_t = \frac{T}{H} \tag{12}$$

Donde $H = \sum h_i$, es el espesor total del conjunto de las *n*-capas en la sección geoeléctrica. Si la corriente fluye paralelamente a la estratificación, la conductancia longitudinal (ohm^{-1} o siemens), se expresa como, ecuación (13):

$$S = \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\rho_i} = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + \cdots + \frac{h_n}{\rho_n} \tag{13}$$

La resistividad longitudinal media o equivalente para el conjunto de *n*-capas estratificadas, se define como, ecuación (14):

$$\rho_l = \frac{H}{s} \tag{14}$$

Para definir la heterogeneidad y anisotropía de un medio, Mailett propuso la pseudo-anisotropía que se expresa numéricamente como, ecuación (15):

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}} \tag{15}$$

Debido a que las observaciones de la resistencia hidráulica (C) depende del espesor (h_i) de las capas sobre el sistema satu-

Tabla 2. Índice de la conductancia longitudinal (capacidad protectora) (Oladapo y Akintorinwa, 2007).

Conductancia longitudinal S (mhos)	Índice de la capacidad protectora	Clase de vulnerabilidad
>10	Excelente	Extremadamente baja
5-10	Muy buena	Muy Baja
0.7-4.5	Buena	Baja
0.2-0.69	Moderada	Moderada
0.1-0.19	Débil	Alta
< 0.1	Pobre	Muy alta

rado y de los tipos de materiales geológicos que se encuentran por arriba de él; en un medio poroso, la resistencia hidráulica es función del contenido de arcilla (a mayor arcillosidad mayor resistencia hidráulica) y esta influye directamente en la resistividad eléctrica de los sedimentos granulares (a menor arcillosidad menor resistencia eléctrica), por lo que Kalinski *et al.*, (1993), proponen como alternativa sustituir la resistencia hidráulica por la resistividad o resistencia eléctrica, la que puede determinarse de forma relativamente fácil aplicando métodos de prospección geoeléctrica con el método del *SEV*.

Es evidente la similitud entre las ecuaciones (1 y 10) de la resistencia hidráulica (*C*) del método AVI y de la conductancia longitudinal (*S*), respectivamente. La resistencia hidráulica (*C*) de una capa protectora depende de la porosidad efectiva para materiales arenosos o areno-gravosos de textura gruesa y en el contenido de arcilla para materiales de textura fina. Ambos parámetros dependen de la resistividad eléctrica de los materiales (Kirsch, 2006). En este caso, la conductividad hidráulica (K_i), puede relacionarse con la resistividad (ρ_i) o la conductividad eléctrica (σ_i) para calcular la resistencia hidráulica (C), denominada Índice de la Capacidad Eléctrica (ICE) o Índice de Protección basado en la Geofísica (IPG) (Casas *et al.*, 2008), específicamente con el método geoeléctrico del *SEV*. Por lo que, Índice de la Capacidad Eléctrica (ICE) puede utilizarse para evaluar la vulnerabilidad del acuífero mediante la ecuación (16):

$$ICE = \sum_{h=ST}^{h=NP} \frac{h_i}{\rho_i} = \sum_{1=1}^{n} h_i \times \sigma_i \qquad (16)$$

donde: h_i es el espesor de cada capa que se encuentra desde la superficie del terreno (*ST*) hasta el nivel freático (*NF*) expresada en metros (m) y ρ_i es la resistividad eléctrica (ohm-m) de las capas que se encuentran entre la superficie del terreno y el nivel freático.

Los parámetros anteriores se utilizaron para detectar las zonas protectoras y el grado de vulnerabilidad de las aguas subterráneas que circulan en un acuífero libre (Tabla 2). Por lo tanto, para una formación geológica gruesa de baja resistividad, tendrán una mayor protección de los contaminantes que provienen desde la superficie del terreno, es decir, el flujo de corriente horizontal es dominante y la conductancia longitudinal (*S*) es mayor y viceversa, si en la primera capa no hay arcilla, el flujo de corriente vertical es dominante y la resistencia eléctrica transversal (*T*), proporciona información de las capas permeables, es decir, de aquellas zonas favorables para la infiltración o recarga natural (Henriet, 1976; Oladapo *et al.*, 2007; Casas *et al.*, 2008).

2.3. *Análisis de las características hidrogeológicas de la capa de suelo y nivel freático*

La capa superficial de suelo, que depende de la evolución geológica compleja de una región, juega un papel importante en el estudio de vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación, a través de la interacción del ciclo hidrológico y la dinámica del agua de percolación en la zona no saturada y la recarga de agua subterránea y migración de solutos en el subsuelo (Freeze, 1979; Tóth, 1999). La interacción está determinada en parte por las condiciones climatológicas, el escurrimiento de agua superficial y las características del medio poroso. El análisis y evaluación de esta interacción, está controlado por las propiedades del suelo como la textura, litología, propiedades hidráulicas, contenido de humedad y materia orgánica (Segal *et al.*, 2008; Thomas *et al.*, 2017).

Se recolectaron 6 muestras de suelo en sitios predefinidos en el área de estudio, se pesaron *in situ* y se dejaron secar al aire libre en el laboratorio de hidrogeología de la UAM Lerma. Posteriormente, se disgregaron y se tamizaron con un juego de mallas (#4, 10, 20, 40, 50, 100, 200, 325, 400 y charola), para obtener las curvas granulométricas y clasificar los suelos por su textura de acuerdo a la nomenclatura FAO. También, son útiles para determinar la porosidad, la conductividad hidráulica y el coeficiente del rendimiento específico S_y.

El contenido de humedad gravimétrica, *w (%)*, se determinó con la ecuación (17):

$$w = \frac{(M_{sh} - M_{ss})}{M_{ss}} = \left(\frac{M_{sh}}{M_{ss}} - 1\right) * 100 \qquad (17)$$

donde M_{sh}, es la masa de suelo húmedo recolectada en campo, M_{ss} el peso seco o masa de suelo secado al aire libre y *w* (%) el contenido de humedad gravimétrica.

2.4. *Evaluación de la fluctuación del nivel de agua*

La recarga (*R*, L/T) se estimó por medio de la fluctuación del nivel del freático aplicable para acuíferos libres (Healy y Cook, 2002). Fue necesario realizar un registro del nivel freático 2 veces por día y hacer una estimación del almacenamiento especifico (S_y) de la zona de fluctuación del nivel freático, asumiendo que el agua que llega al nivel freático, pasa a integrarse al flujo subterráneo y que la evapotranspiración desde el nivel freático, el aporte al flujo regional subterráneo y otras salidas o entradas al sistema acuífero son nulas. El S_y puede entenderse como la diferencia entre la porosidad total y la capacidad de almacenamiento en sus poros, donde se presenta el flujo de agua

por gravedad o zona no saturada (ZNS) y se considera igual a la porosidad efectiva (n_e). Por lo que, la recarga del acuífero se calcula como la ecuación (18):

$$R(t_j) = S_y * \Delta H(t_j) \quad (18)$$

donde $R(t_j)$ es la recarga entre los tiempos t_0 y t_j (tiempo al inicio y al pico del ascenso del nivel de agua, respectivamente), S_y es el almacenamiento específico (adimensional) y, $\Delta H(t_j)$ es el ascenso del nivel freático hasta el pico atribuido a la recarga (L).

De acuerdo con Weinzettel *et al.*, (2005), la respuesta del nivel freático a los eventos de recarga es muy rápida debido a su poca profundidad, a la existencia de trayectorias preferenciales del flujo, al comportamiento del flujo tipo pistón sobre la matriz porosa y a que el agua contenida en los poros por arriba del nivel freático, no es la misma que acaba de infiltrarse; es agua que esta previamente en los poros y es empujada por el agua reciente que ingresa, por lo que ésta no debe recorrer hasta el nivel freático para que se aprecie su ascenso con éste.

3. Resultados y discusión

3.1. *Curva de distribución granulométrica*

Previo al análisis granulométrico se obtuvo el contenido gravimétrico de humedad w (%). La humedad del suelo es un parámetro crítico que define el exceso o déficit de agua para las plantas y su movilidad en el subsuelo. En la Tabla 3 se indica el número de muestra asociada al peso de la muestra húmeda colectada en campo, M_{sh}, masa de suelo húmedo, peso seco M_{ss}, o masa de suelo secado al aire libre, w % contenido de humedad gravimétrica calculada con la ecuación (14).

Se obtuvo que en los sitios de las muestras M2 y M6, presentan mayor humedad, indicando que son zonas donde puede presentarse la dispersión y transporte con mayor facilidad de contaminantes no reactivos, como iones cloruros o nitratos, debido a que son disueltos y transportados por el agua de lluvia a niveles inferiores del subsuelo. El agua de lluvia o superficial, se infiltra a través de las capas protectoras incorporándose a la recarga del agua subterránea.

Del análisis granulométrico para cada muestra de suelo, se construyó la curva de distribución granulométrica (Figura 5) en un gráfico semi-logarítmico, d (mm) vs % que pasa la malla #4 de donde se obtienen los diámetros d_{10}, y d_{60} para obtener el coeficiente de uniformidad (U), estimar el valor de la porosidad (n, %) y la conductividad hidráulica (K, m/d) de acuerdo a las fórmulas empíricas de Slitcher y Breyer (Tabla 4).

De la Figura 5 se observa que las curvas de distribución granulométrica, corresponden con arenas bien graduadas, con contenido de arcilla, limo y grava fina, predominando arena fina a gruesa en un intervalo de tamaño de partícula entre 0.4 a 5 mm. En la Tabla 4 se presentan los valores obtenidos del coeficiente de uniformidad U entre 2.9 a 4.7, a partir de los diámetros de partícula d_{10}, y d_{60}.

3.2. *Estimación de la conductividad hidráulica de campo (K_v)*

El coeficiente de conductividad hidráulica por el método de Slitcher y Breyer se obtuvo para cada muestra analizada con base a las curvas granulométricas acumuladas. Con la fórmula empírica de Schlitcher, se obtuvieron valores de 6.6 (7.64×10^{-3} cm/s) a 14.8 (2.53×10^{-1} cm/s) m/d y un promedio de 10.86 m/d (1.3×10^{-2} cm/s), mientras que con la fórmula de Breyer se obtuvieron valores de 22.9 (2.6×10^{-2} cm/s) a 49.7 (5.7×10^{-2} cm/s) m/d, con un promedio de 36.3 (4.2×10^{-2} cm/s) m/d (Tabla 5), que se correlaciona con material arenoso.

3.3. *Almacenamiento específico (S_y)*

El almacenamiento específico se puede visualizar como el coeficiente de porosidad efectiva para drenaje (n_e), donde la porosidad total (n) se derivó de la relación empírica con el coeficiente de uniformidad de grano (U) y se obtuvo un valor promedio del rendimiento especifico (S_y) de 0.3733, asociado con un material arenoso.

3.4. *Evaluación de la fluctuación del nivel de agua*

La evaluación del nivel del agua en un acuífero libre, permitió obtener información del ascenso y/o descenso del nivel del agua (Δh), con respecto al tiempo, para un periodo de 21

Tabla 3. Porcentaje de humedad en las muestras de suelo.

	Número de muestra					
	M1	**M2**	**M3**	**M4**	**M5**	**M6**
M_{sh} (g)	2000	2000	2000	2000	2000	2000
M_{ss} (g)	1700	1490	1725	1720	1715	1415
w (%)	17.65	34.23	15.94	16.28	16.62	41.34

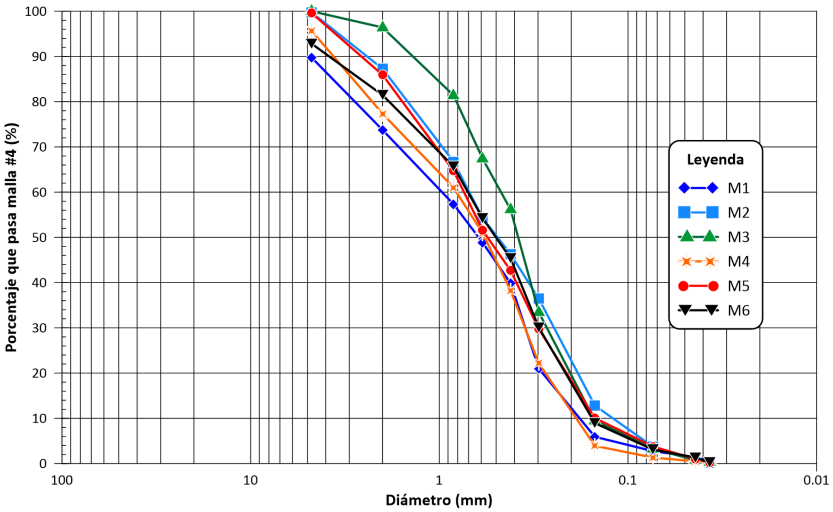

Figura 5. Curva de distribución granulométrica de seis muestras de suelo.

Tabla 4. Valores de los diámetros d_{10}, d_{60} y U (mm).

Muestra	d_{10} (mm)	d_{60} (mm)	U
M1	0.22	1.0	4.5
M2	0.15	0.70	4.7
M3	0.17	0.48	2.9
M4	0.21	0.80	4.0
M5	0.17	0.73	4.4
M6	0.17	0.73	4.4

Tabla 5. Resultados de K_v por el método Slitcher y Breyer (m/día).

Muestra	K (m/día) Slitcher	K(m/día) Breyer
M1	14.7	49.7
M2	6.6	22.9
M3	11.5	30.6
M4	14.8	46.5
M5	9.1	29.9
M6	8.4	28.1

días, en dos norias de la zona y en el Río San Agustín, así como un valor estimado de la recarga hacia el acuífero libre. En el vaciado de un acuífero libre, la porosidad efectiva es igual al almacenamiento específico, que es el volumen de agua cedido por unidad de volumen de material acuífero, drenado por un descenso del nivel freático. En la noria 1, que tiene una profundidad de 6.5 m de profundidad presenta un abatimiento de 0.04 m/d, la noria 2 con 2.0 m de profundidad de 0.037 m/d y el Río San Agustín de 0.013 m/d. De aquí, que se obtuvo un valor de la recarga para cada zona de 0.015 m/d, 0.014 m/d y 0.005 m/d, respectivamente.

3.5. *Evaluación de la vulnerabilidad acuífera con el método AVI*

Este método cuantifica la vulnerabilidad por la resistencia hidráulica al flujo vertical del agua a través de las capas protectoras (arcillas). Los valores de K_v para el material arenoso (10^{-5}-10^{-1} m/s), son de varias magnitudes superiores a las de las capas arcillosas (10^{-8}-10^{-6} m/s), por lo que, para la resistencia hidráulica, se presentan capas de arena con presencia de arcilla. Como K_v tiene unidades de longitud/tiempo (m/s o m/d), la dimensión de C es el tiempo. De acuerdo con Van Stempvoort *et al.* (1992), esto se puede utilizar como una estimación aproximada

del tiempo de viaje vertical del agua a través de las capas de la zona no saturada, aunque no se consideran parámetros importantes que controlan el tiempo de viaje como el gradiente hidráulico y la difusión.

En la Figura 6 se muestra el mapa del índice de vulnerabilidad acuífera AVI, obtenido a partir de los valores de los espesores de la zona no saturada obtenidos de los *SEV* y de los valores de la conductividad hidráulica del método de Slitcher para la primera capa de cobertura de suelo, dando como resultado valores de la resistencia hidráulica *C* de 0.4 a 6.0 días. Los valores de 0.4 a 1.4 días, indican que en la zona centro-sur existe una baja vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea, mientras que en la zona norte presenta una moderada vulnerabilidad de 2.2 a 3.2 días y alta vulnerabilidad en la zona poniente, donde se ubica el pozo municipal y en la zona norte en el *SEV* 3, a un lado del río, con valores de 4.2 a 6.0 días.

Cabe mencionar, que los datos medidos en la zona sur y suroeste se encuentran dispersos, debido a restricciones de acceso, ya que son terrenos privados y no se tuvo acceso, lo que genera importantes incertidumbres al extrapolar los resultados en zonas con fuertes variaciones laterales. Las técnicas de interpolación de datos de la vulnerabilidad acuífera y distribución de la resistividad como Kriging Ordinario, el Inverso de la Distancia Ponderada (IDW) y el de mínima curvatura, son herramientas geoestadísticas más utilizadas para estimar valores en áreas no muestreadas a partir de datos puntuales (como pozos o *SEV*) y son fundamentales para construir mapas de vulnerabilidad (DRASTIC, GOD, SINTACS, AVI, ICE, entre otros) y evaluar la susceptibilidad a la contaminación de un acuífero. En este estudio, el algoritmo de Kriging Ordinario, implementado en Surfer 25, que es un interpolador exacto o de suavizado, debido a su capacidad para modelar la estructura de autocorrelación espacial y proporcionar estimaciones insesgadas con varianza mínima, resultó ser el más apropiado, ajustando un variograma esférico, para definir la estructura de la covarianza espacial de los datos, asignando pesos a los vecinos más cercanos basado en la distancia y dirección, para mapear la vulnerabilidad del acuífero en estudio al estimar valores en áreas no muestreadas basándose en datos puntuales, que incorpora la anisotropía y las tendencias subyacentes de forma eficiente en aquellas zonas con fuertes variaciones laterales de las condiciones geológicas. Por lo que, la falta de datos puede subsanarse mediante mediciones geofísicas adicionales con *SEV* en los huecos.

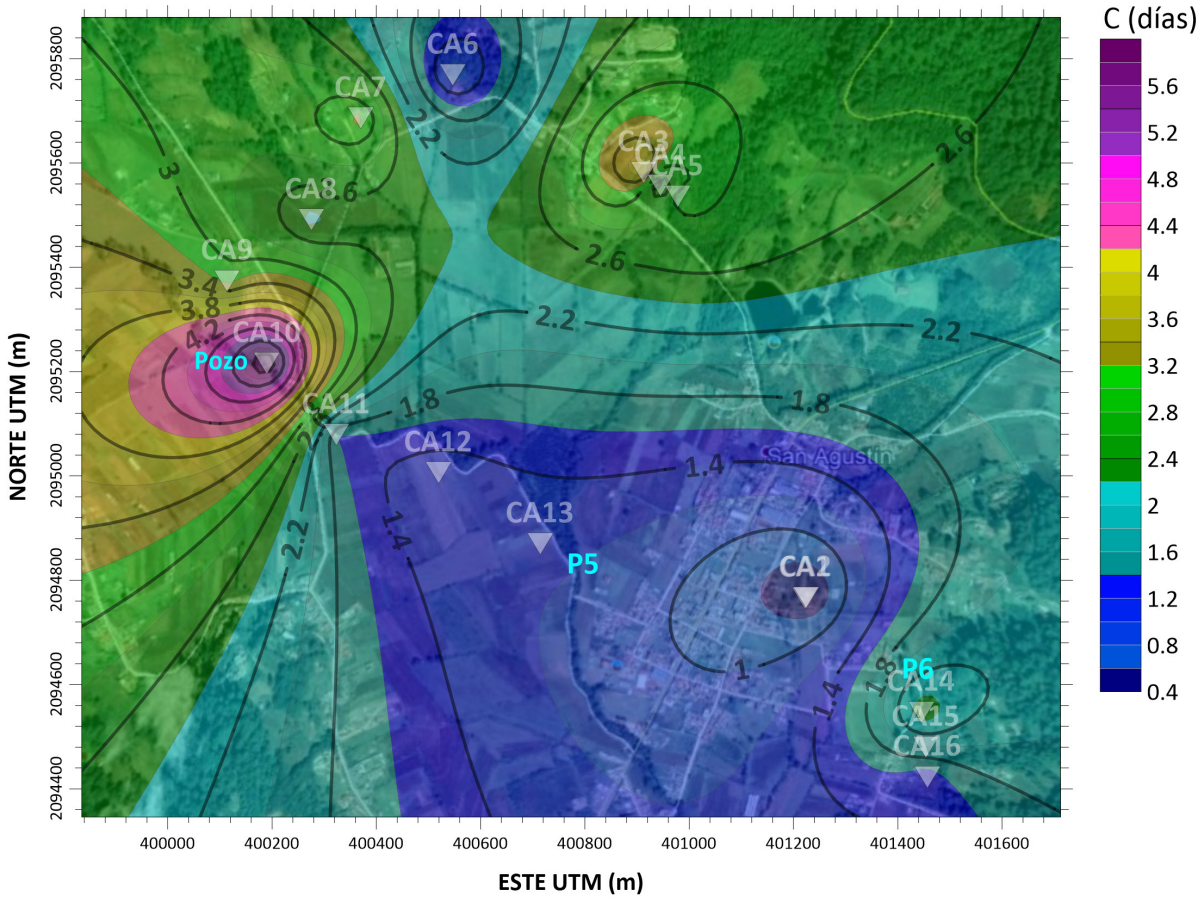

Figura 6. Mapa de la distribución de la resistencia hidráulica (AVI), de la zona de estudio.

3.6. *Análisis geoeléctrico de los SEV*

El estudio hidrogeofísico ambiental con el método geoeléctrico del *SEV*, se llevó a cabo para evaluar la secuencia litológica en el Valle de San Agustín, Texcalyacac Estado de México, el grado de vulnerabilidad y la capacidad protectora del acuífero libre con el método ICE (conductancia longitudinal, S).

En la Figura 7 se muestra el mapa del Valle de San Agustín, Texcaltitlán y la delimitación de la zona de estudio, así como la ubicación de los *SEV*, sobre caminos y sitios donde fue posible tener acceso. Para este estudio, se realizaron 16 *SEV* nombrados como SEV1, *SEV* 2, *SEV* 3,…, *SEV* 16, distribuidos a lo largo de 6 perfiles con el arreglo de electrodos tipo Schlumberger.

3.6.1. Curvas de *SEV*

Los resultados de la inversión geofísica de datos de resistividad aparente para dos estaciones de *SEV* se presentan en la Figura 8, se obtuvieron modelos de capas para cada una de las estaciones de *SEV* y los valores de los espesores de cada capa y su resistividad verdadera, que se integraron en mapas y perfiles para configurar los espesores y resistividad de la litología del subsuelo, para calcular los parámetros de Dar Zarrouk como la Conductancia Longitudinal (S), la Resistencia Transversal (T), la resistividad longitudinal, la resistividad transversal y el coeficiente de anisotropía (λ), utilizando las formulas apropiadas.

En general, se detectaron 6 y 7 capas geoeléctricas o unidades litológicas, con diferentes tipos de curvas en el área de estudio y se caracterizó por valores de espesor y resistividad variables. El espesor de la capa superficial del suelo presenta valores entre 0.48 a 1.15 m y la resistividad de la capa varía de 8 a 1253 Ωm. El espesor de la segunda capa tiene valores entre 0.7 y 6.7 con una resistividad que varía de 10 a 62 Ωm, lo que indica que la composición del material es de arcilla, laterita, arcilla arenosa y arena arcillosa. Los valores del espesor de la tercera capa oscilan entre 1.2 y 16.0 m y resistividad de 5 a 167 Ωm, lo que indica la presencia de arcilla y material arenoso con grava y matiz limo arcillosa con contenido de humedad. La cuarta capa presenta un espesor variable de 1.4 a 38.8 m y una resistividad de 6 a 59 Ωm. La quinta capa muestra un espesor variable de 5.2 a 37.4 m y resistividad de 4 a 244 Ωm, indicando la presencia de arcilla y

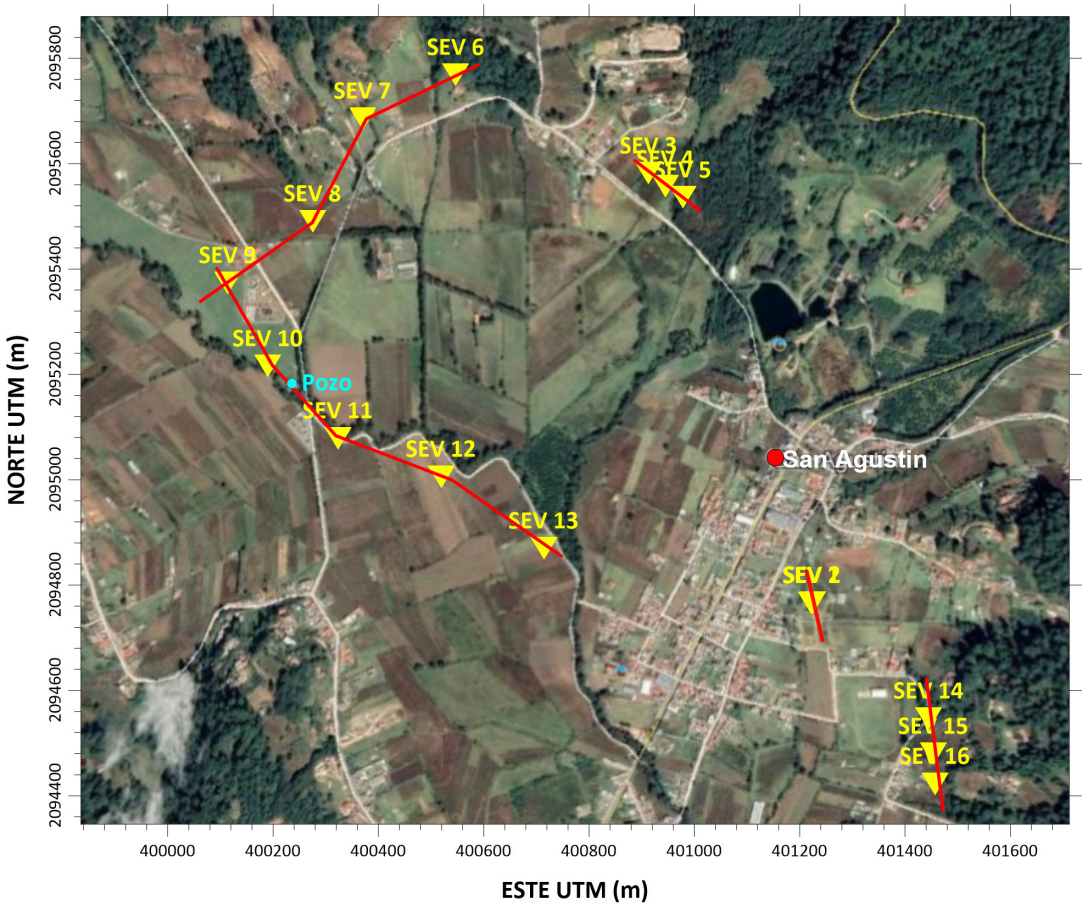

Figura 7. Localización de los puntos de SEV.

arena con grava y matriz limo arcillosa. La sexta capa presenta un espesor variable de 6.8 a 80.7 m y resistividad de 7 a 307 Ωm, indicando la presencia de arcilla y material alterado areno arcilloso. La séptima capa fue la última detectada con espesor no identificado (se considera de valor infinito) y resistividad de 7 a 2,769 Ωm, indicando presencia de arcilla o agua mineralizada y roca ígnea compacta y/o fracturada.

Los parámetros de las capas (resistividad y espesor verdaderos) obtenidos de la interpretación cuantitativa con el programa IX1D, se resumen en la Tabla 6, que brinda como resultado los mapas de distribución de la resistividad los cortes geoeléctricos en cada punto investigado.

3.6.2. Mapas geoeléctricos de la distribución de la resistividad en el subsuelo

En la Figura 9, se muestra la distribución de la resistividad aparente a diferente profundidad (0.8, 2.5, 4.0 y 7.0 m) en la zona de estudio. Las zonas que presentan menor resistividad (<10 Ohm-m), son materiales asociados a grano fino (arcillas), limos (< 20 Ohm-m), indican zonas de baja infiltración y de conductividad hidráulica. Las zonas que presentan altos valores de resistividad indican zonas de mayor infiltración, asociadas con materiales de grano medio a grueso (> 20 a < 250 Ohm-m) como arenas (medias, gruesas) y gravas de moderada a alta conductividad hidráulica. Las zonas que presentan valores de la resistividad > 250 y < 1,000 Ohm-m, también se asocia con materiales permeables (grava y roca ígnea alterada o fracturada). Por ultimo las zonas que presentan valores de resistividad mayores a 1,000 Ohm-m se asocian a roca compacta.

3.6.3. Perfiles geoeléctricos

Perfil 1. Este perfil corre de suroeste a este en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los tres sondeos eléctricos verticales, CA1, CA2 y CA17, la distancia entre cada sondeo es 3 metros y el perfil tiene una longitud de 12 metros. La sección geoeléctrica se ha construido según la interpretación cuantitativa de los SEVs, revelando la presencia de siete capas o unidades (U) en los tres SEVs, las cuales se describen a continuación (Figura 10). Se detecta a lo largo del perfil, la presencia de resistividad eléctrica entre 50 a 1000 ohm-m, se observa que a mayor profundidad disminuye la resistividad. El primer intervalo que va de los 0 a 1.5 metros de profundidad, se asocia con la presencia de arena y grava, de 1.5 a 6 metros; el tipo de material se asocia a conglomerados en el *SEV* 1, de los 6 a 12 metros con material de arena media a gruesa y arena limosa. A una profundidad de 10 m se presenta material arcillo limoso.

Perfil 2. Este perfil corre de Noroeste a Sureste en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los tres sondeos eléctricos verticales, SEV3, SEV4 y SEV5, la distancia es entre cada *SEV* es de 20 metros, creando un perfil de análisis de 60 metros (Figura 11). Se detecta a lo largo del perfil la presencia de resistividad eléctrica entre 3,800 a > 200 ohm-m, se observa que a mayor profundidad mayor resistividad, la menor resistividad en encuentra sobre los SEVs 4 y 5. El material asociado con las primeras capas (de 0 20 metros de profundidad) es de tipo arenoso desde granos finos a gruesos y en ese mismo intervalo se encuentran los conglomerados para después (profundidad de 20 a 100 metros) encontrar roca alterada en la parte del *SEV* 3.

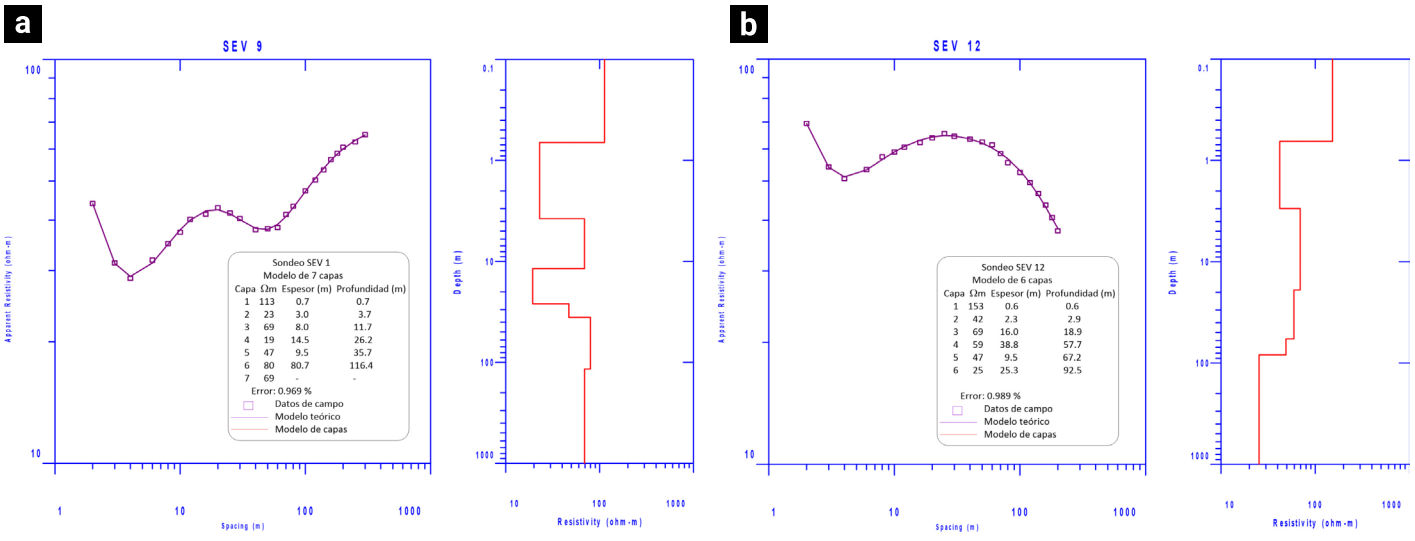

Figura 8. Curva tipo HKHKH obtenida de la inversión del *SEV* 9 y curva tipo HKHK obtenida de la inversión del *SEV* 12.

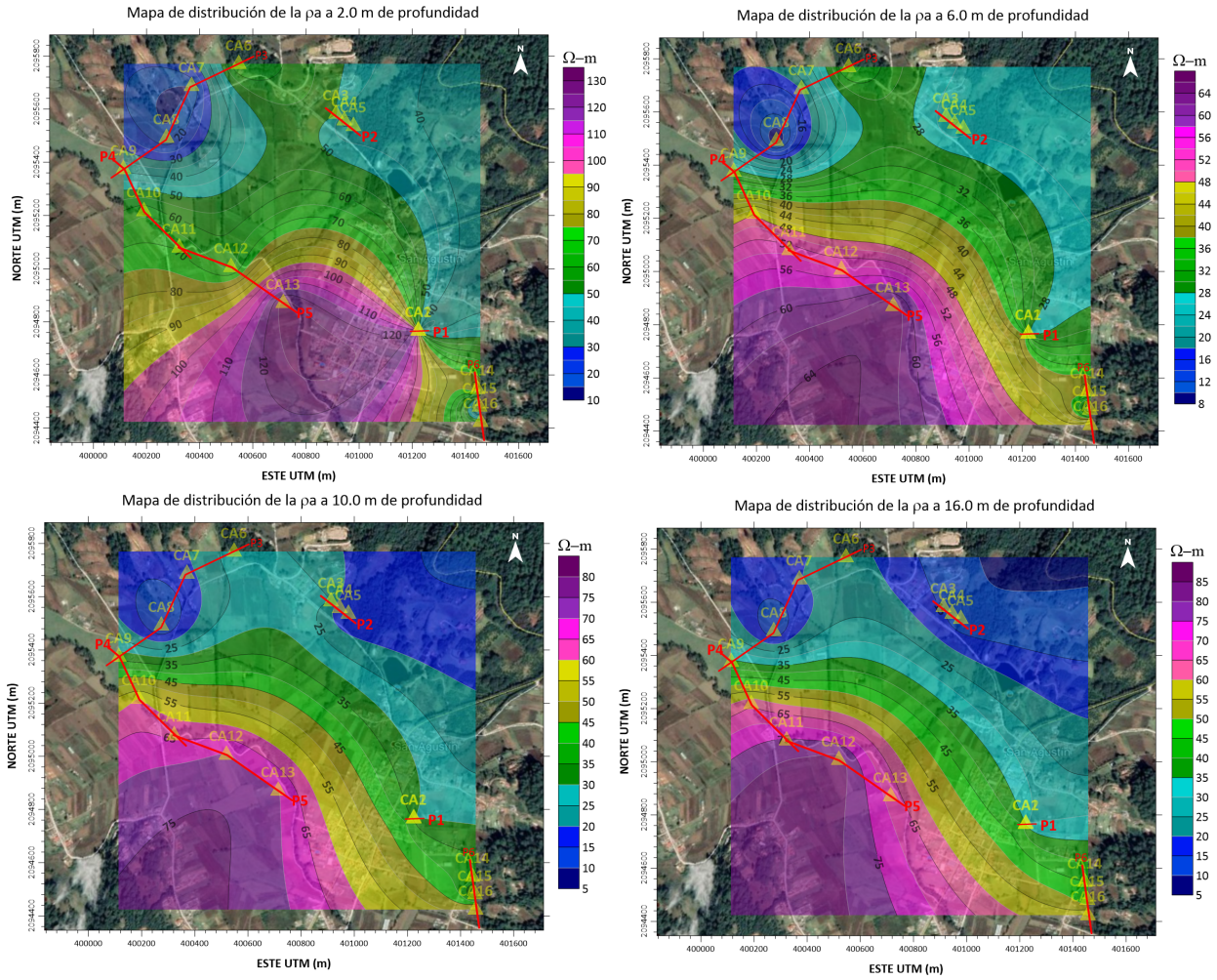

Figura 9. Distribución de la resistividad verdadera para diferentes profundidades.

Tabla 6. Resumen de parámetros geoeléctricos obtenidos de la inversión de datos con IX1D de los *SEV*, para el cálculo de los parámetros de Dar Zarrouk.

	Resistividad de las capas (Ω-m)								Espesor de las capas (m)							
No.SEV	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	ρ_6	ρ_7	ρ_8	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5	h_6	h_7	h_8
SEV 1	1253	52	23	104	8				0.5	1.0	2.7	3.6	inf			
SEV 2	8	30	73	17	90	7			0.6	1.5	3.4	4.1	inf			
SEV 3	50	62	15	34	4	308	3769		0.5	1.0	2.8	4.2	16.7	18.7	inf	
SEV 4	27	39	19	15	4	14	17	174	0.6	1.2	1.7	2.4	8.2	11.8	49.5	inf
SEV 5	19	24	13	6	5	7	72	37	0.5	1.2	1.2	3.1	8.3	6.8	50.3	inf
SEV 6	126	47	53	19	11	27	7	682	0.6	1.2	1.8	6.5	5.2	12.8	29.4	inf
SEV 7	13	16	24	14	24	13	42	389	13.0	1.4	3.2	8.5	11.0	23.3	20.8	inf
SEV 8	160	10	5	17	73	12	61	44	0.5	0.9	2.9	1.7	8.1	20.1	41.1	inf
SEV 9	113	23	69	19	47	80	69		0.6	3.2	8.0	14.5	9.5	80.7	inf	
SEV 10	107	27	88	49	73	28	74	197	0.8	1.8	3.1	6.1	10.4	26.3	116	inf
SEV 11	125	40	167	33	119	12			0.7	3.6	5.1	14.3	37.4	inf		
SEV 12	153	42	69	60	49	25			0.6	2.3	16.0	38.8	25.3	inf		
SEV 13	162	35	93	50	94	23	240		1.2	2.0	3.0	4.5	10.4	55.6	inf	
SEV 14	131	41	66	40	199	83	19	160	1.2	6.7	5.6	9.7	24.2	13.5	75.7	inf
SEV 15	18	23	18	43	244	97	51	68	0.5	1.1	2.8	1.4	12.3	10.2	122.2	inf
SEV 16	90	43	93	33	213	62	225	23	0.7	2.6	2.8	7.0	14.7	38.4	87.7	inf

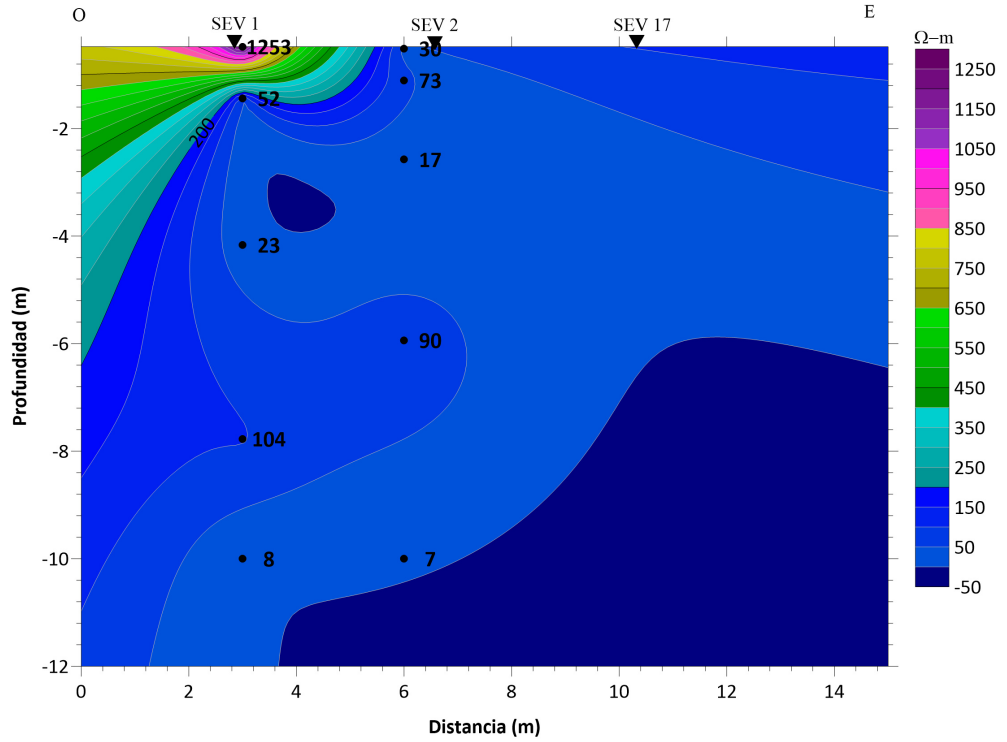

Figura 10. Perfil geoeléctrico 1 de isoresistividad verdadera.

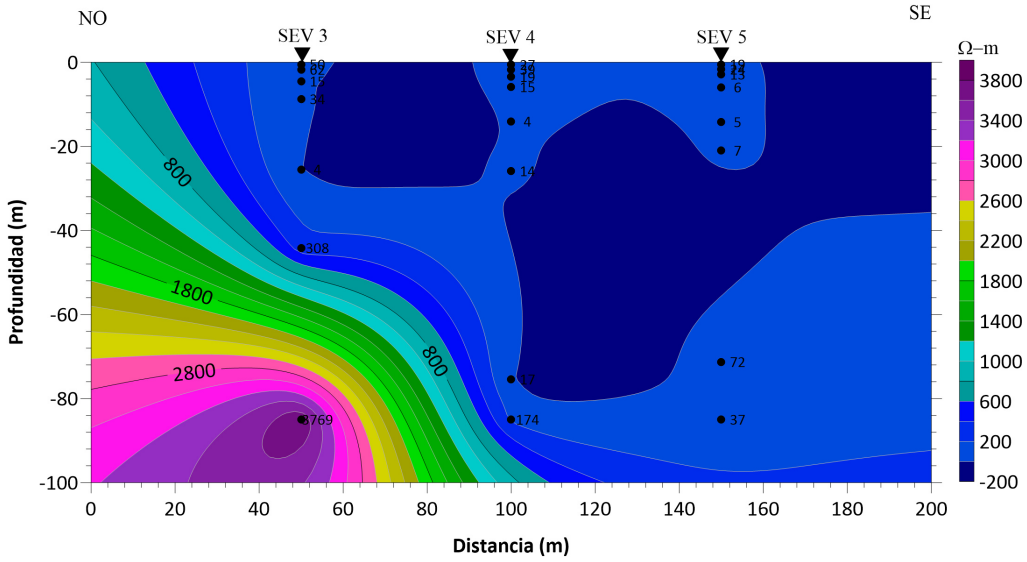

Figura 11. Perfil geoeléctrico 2 de isoresistividad verdadera.

Perfil 3. Este perfil corre de Noreste a Suroeste en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los cuatro sondeos eléctricos verticales, CA6, CA7, CA8 y CA10, la distancia es entre cada *SEV* es de 200 metros, creando un perfil de análisis de 700 metros (Figura 12). Se detecta a lo largo del perfil la presencia de resistividad eléctrica entre 700 a > 30 ohm-m, se observa que a mayor profundidad mayor resistividad, la menor resistividad en encuentra sobre los SEVs 8 y 10. El material asociado con las primeras capas (de 0 100 metros de profundidad) es de tipo limo-arenoso fino. En el segundo intervalo de 100 a 160 metros de profundidad se presenta material conglomerado y de 160 a +200 metros hay roca alterada.

Perfil 4. Este perfil corre de Noreste a Suroeste en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los tres sondeos eléctricos verticales, SEV9, SEV10, y SEV11, la distancia es entre cada *SEV* es de 200 metros, creando un perfil de análisis de 500 metros (Figura 13). Se detecta a lo largo del perfil la presencia de resistividad eléctrica entre 180 a > 30 ohm-m, en este perfil la

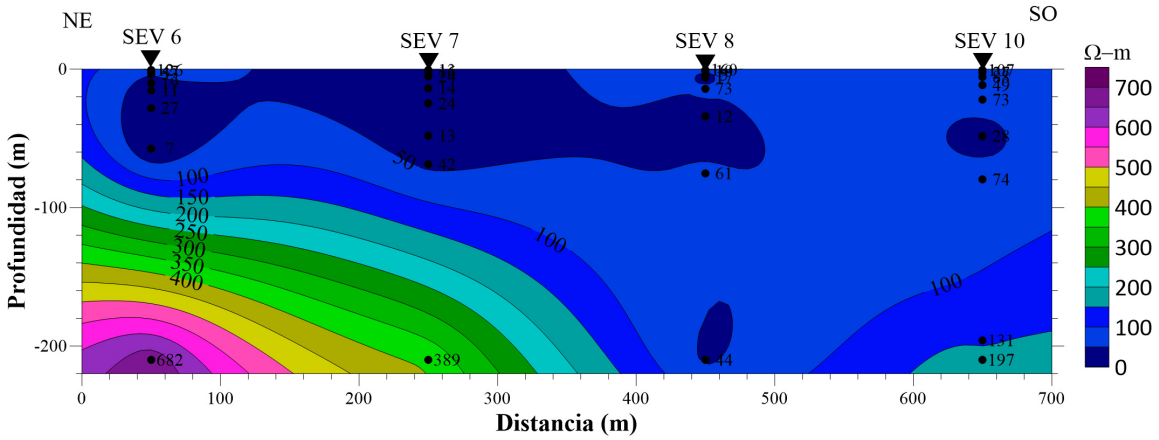

Figura 12. Perfil geoeléctrico 3 de isoresistividad verdadera.

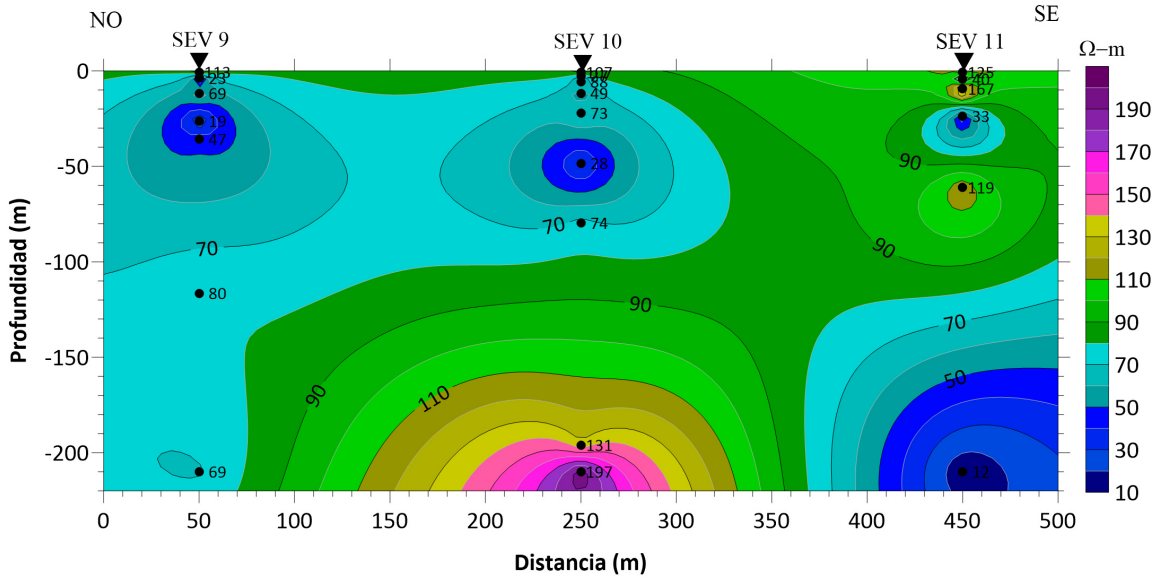

Figura 13. Perfil geoeléctrico 4 de isoresistividad verdadera.

resistividad no tiene un patrón de orden para las profundidades y, por lo tanto, el tipo de material asociado se encuentra distribuido a lo largo de éste. El color morado a más de 200 metros de profundidad se asocia con material rocoso alterado y conglomerados, el color verde y azul se asocia con arenas gruesas y limos.

Perfil 5. Este perfil corre de Noroeste a Sureste en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los tres sondeos eléctricos verticales SEV11, *SEV* 12 y SEV13. La distancia es entre cada *SEV* es de 200 metros, creando un perfil de análisis de 500 metros (Figura 14). Se detecta a lo largo del perfil la presencia de resistividad eléctrica entre 250 a > 30 ohm-m, del lado izquierdo sobre el *SEV* 11 se observa que la resistividad va de mayor a menor conforme a la profundidad, por el contrario, en el *SEV* 12 la resistividad va de menor a mayor. A una profundidad de 50 metros se puede encontrar material de tipo limo y arena fina, de 50 a más de 100 metros material de arena gruesa y conglomerados, así como, roca. Alterada.

Perfil 6. Este perfil corre de Noroeste a Sureste en el área de estudio indicada, se trazó correlacionando los tres sondeos eléctricos verticales SEV14, SEV15 y SEV16.

La distancia es entre cada *SEV* es de 60 metros, creando un perfil de análisis de 200 metros (Figura 15). Se detecta a lo largo del perfil valores de resistividad eléctrica entre 30 a 250 ohm-m, a una profundidad de 40 metros se puede encontrar material tipo limo, arena fina y gruesa, en menor espesor conglomerados, a una profundidad de 40 a 100 metros se detectaron conglomerados y arenas gruesas, de 100 a 180 metros material arenoso, conglomerados y roca alterada.

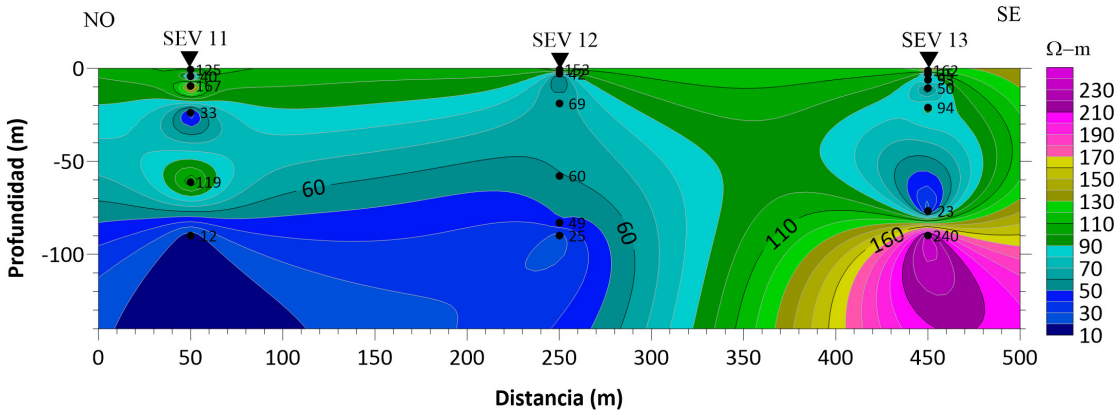

Figura 14. Perfil geoeléctrico 5 de isoresistividad verdadera.

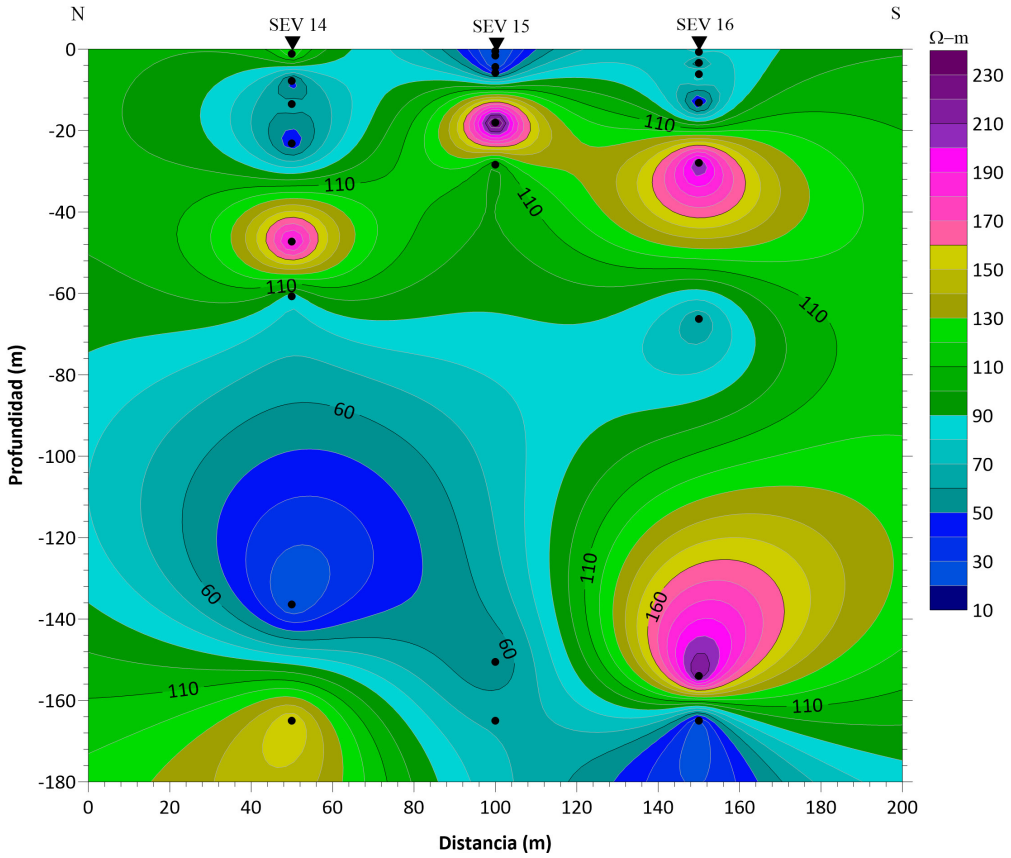

Figura 15. Perfil geoeléctrico 6 de isoresistividad verdadera.

3.6.4. Mapa de la conductancia longitudinal

La conductancia longitudinal (ohm^{-1} o Siemens) es un parámetro que permite cuantificar la capacidad de protección y el grado de vulnerabilidad de un acuífero, en función de las capas suprayacentes y que conforman la zona no saturada. Para identificar las zonas que mejor protección brindan al agua subterránea se presenta el mapa de conductancia longitudinal (Figura 16), en el que se identifican 5 zonas y sus correspondientes valores. Valores menores a 1.2 Ω^{-1}, indican baja capacidad de protección y vulnerabilidad alta, valores entre 1.2 y 2.2 Ω^{-1} la capacidad protectora y la vulnerabilidad es moderada, valores entre 2.2 y 3.2 Ω^{-1} representan una capacidad protectora y vulnerabilidad media, valores entre 3.2 y 4.0 Ω^{-1} muestran una capacidad protectora y vulnerabilidad baja, finalmente, a valores mayores a 4 indican una capacidad protectora muy alta y una vulnerabilidad muy baja.

Las áreas con valores más bajos de *S* (alta vulnerabilidad) se ubican en la parte sureste de la zona de estudio, en los límites

entre las localidades de San Agustín y San José, esta zona no está habitada. Sin embargo, se concentra una zona extensa de cultivo. Los valores más altos de *S* (vulnerabilidad baja), se presentan en la parte norte de la zona de estudio, en la colonia cruz verde de la localidad de San Agustín. En general el mapa indica que gran parte de la zona de estudio y los ríos que atraviesan el poblado y el pozo activo, se encuentran en el intervalo de protección media a baja y vulnerabilidad media a alta.

3.6.5. Mapa de distribución de la Resistencia Transversal

La resistividad eléctrica transversal (T) (Figura 17) de AVI se calculó para las capas que conforman la zona saturada, a partir del nivel piezométrico. El resultado se presenta en el mapa de resistencias transversales con tres subcojuntos, menores a 5,000 Ω m^2, valores entre 5,000 y 9,000 Ω m^2 y valores superiores a 14,000 Ω m^2. Los valores más altos para este parámetro se ubican al sur y sureste de la zona de estudio.

3.7. *Modelo conceptual*

Como resultado de la exploración geoeléctrica con el método del *SEV*, mediante la inversión de datos geoelétricos medidos en campo con el programa IX1D, proporcionaron un modelo de capas del subsuelo y sus espesores del sistema acuífero de San Agustín Texcaltitlán, Estado de México, para integrar un modelo conceptual hidrogeológico preliminar de un sector al suroriente del Valle de Toluca, de 2 km^2, se plantea a partir del análisis conjunto de la información geológica, hidrogeológica y particularmente de la geofísica (hidroestratigrafía), todos ellos indicadores del comportamiento del flujo y la hidráulica subterránea (Figura 18). El modelo hidrogeológico conceptual preliminar, es por tanto un paso importante durante el desarrollo e implementación de esquemas de planeación y aprovechamiento óptimo de los recursos hídricos subterráneos, así como un elemento importante en el proceso de la modelación numérica del flujo y transporte de contaminantes (Anderson *et al.*, 2017). Para la integración del modelo conceptual del acuífero libre de San Agustín Texcaltitlán, se consideraron los siguientes elementos: Condiciones de frontera, geomorfología, hidrología e hidrogeología.

3.7.1. Condiciones de frontera

Frontera horizontal: Al noreste en la localidad de San Agustín, se encuentran rocas volcánicas con profundidad variable. Al sur se encuentra una alternancia de materiales piroclásticos de

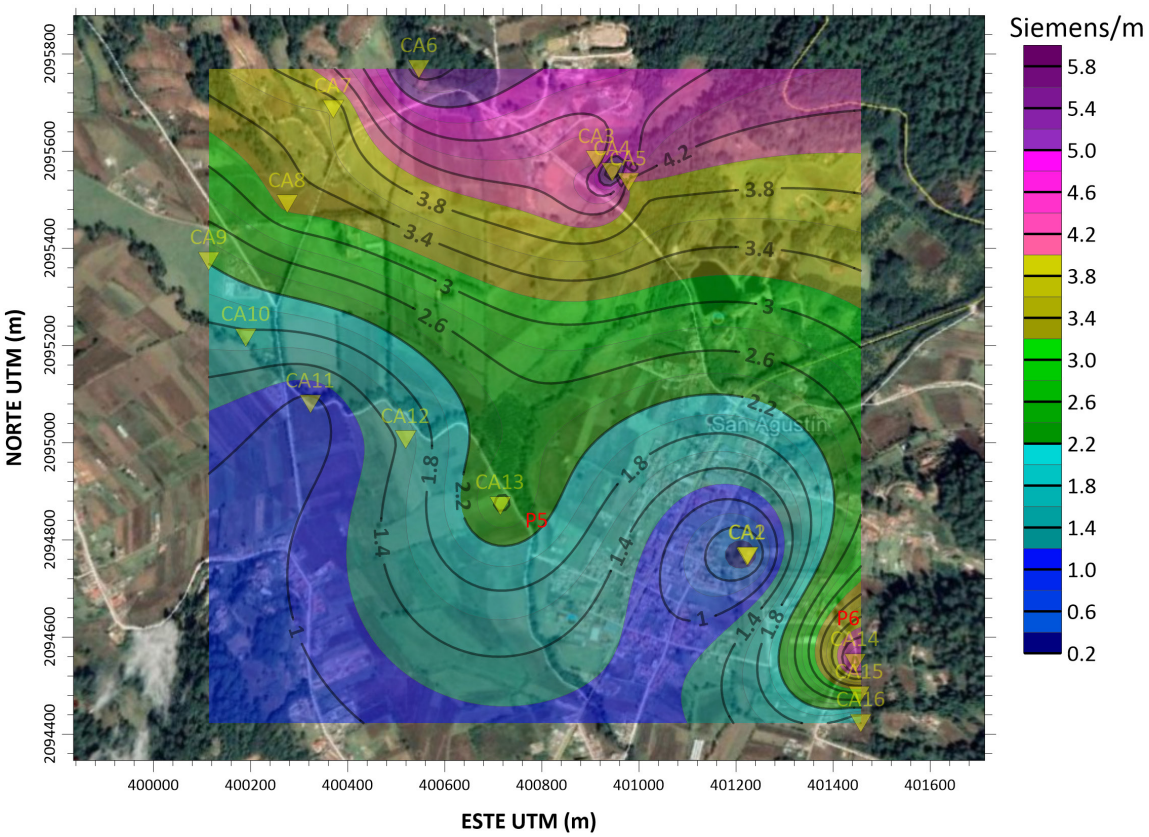

Figura 16. Mapa de distribución de la conductancia longitudinal (*S*) en (Siemens) y zonificación de la vulnerabilidad intrínseca.

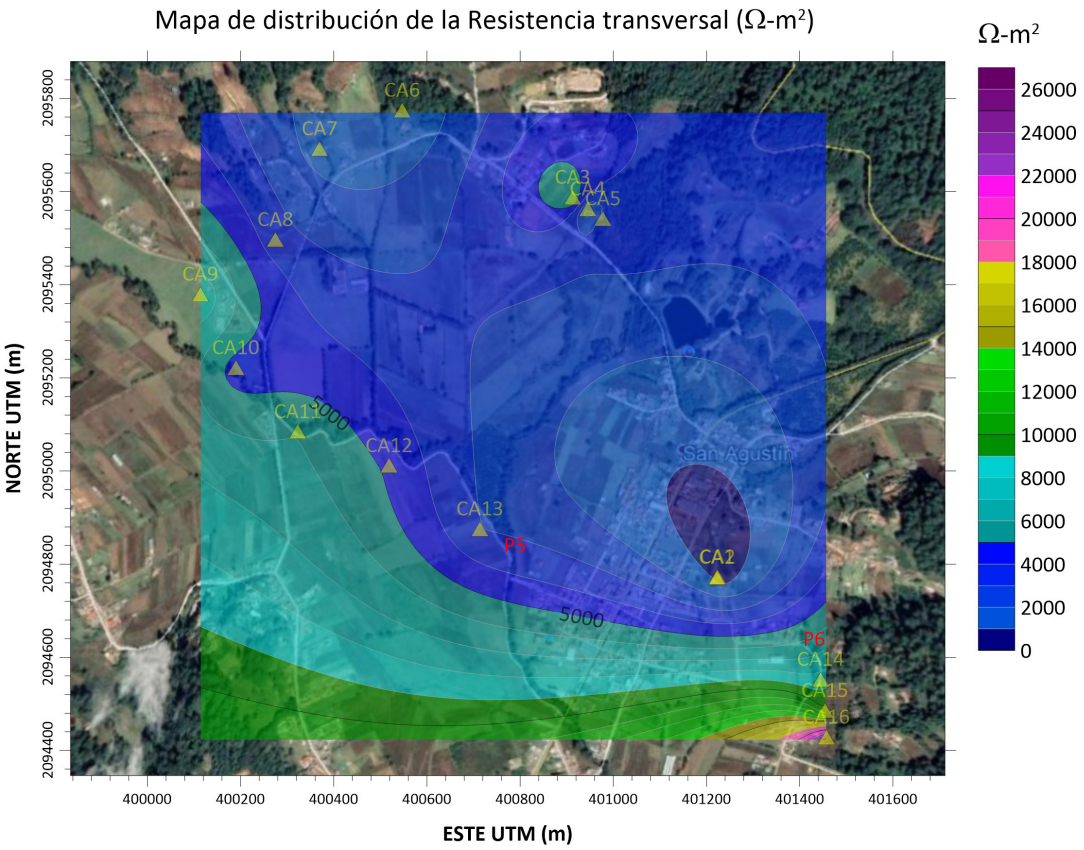

Figura 17. Mapa de distribución de la resistencia transversal (Ω m²).

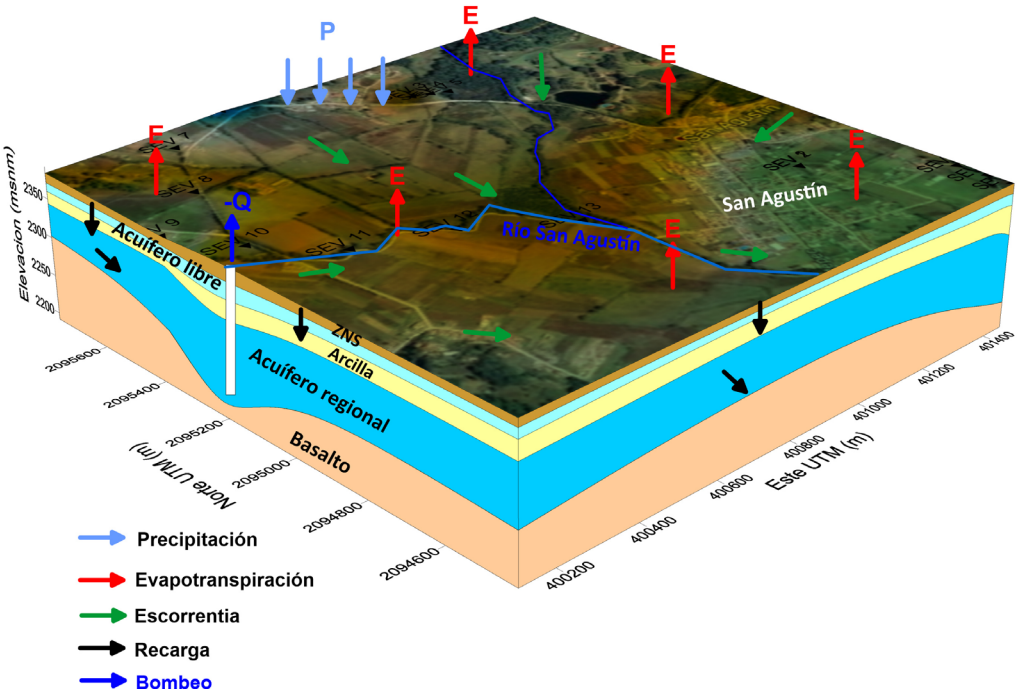

Figura 18. Modelo conceptual del área de estudio.

espesor variable y se asocia como una frontera de carga constante. Al oriente y poniente el flujo de ladera de las estribaciones del Nevado de Toluca y el proveniente del Río San Agustín, que se define como niveles de carga variable.

Frontera vertical: Se encuentran sedimentos aluviales del reciente, interestratificados con material aluvial, piroclastos y conglomerado, de espesor variable. Tienen alta permeabilidad y distribución variable, predominando en toda el área de estudio. El acuífero libre granular, es un sistema multicapa, con espesor promedio de 100 m.

Entradas: En este caso, se consideran como entradas: (1) la recarga horizontal al acuífero proveniente del poniente, por el norte el flujo del Río San Agustín; (2) la recarga vertical natural.

Salidas: Entre éstas se encuentran: (1) La recarga horizontal natural hacia el sureste, (2) La evaporación y la evapotranspiración y, (3) Por el bombeo de un pozo ubicado aproximadamente a 1 km del poblado de San Agustín.

3.7.2. Geomorfología

El área de estudio en general presenta un terreno suavemente ondulado con un gradiente de 0.5, dentro de un valle con orientación NW-SE. Los sedimentos aluviales son los que rellenan el valle.

3.7.3. Hidrogeología

Se elaboró un modelo conceptual preliminar de acuerdo a la integración de los sondeos eléctricos verticales (*SEV*) medidos en campo, que proporcionaron un modelo de capas del subsuelo y datos litológicos, que constituye un método altamente eficaz y rentable para definir las unidades hidroestratigráficas en entornos complejos que se presentan tanto en un acuífero aluvial libre (no confinado) como uno confinado. Los *SEV* proporcionan perfiles de resistividad eléctrica (profundidad, espesor y resistividad) del subsuelo, mientras que los datos litológicos de los sondeos calibran estas señales eléctricas con los materiales geológicos específicos (por ejemplo, arcilla, arena, grava, y roca). El sistema acuífero está formado por material sedimentario de relleno reciente (Cuaternario) con niveles freáticos someros, del orden de los 2.5 a 6 m en promedio, de moderada a alta conductividad hidráulica y heterogénea. De los resultados obtenidos, se infiere que la base del acuífero se correlaciona con la presencia de basalto alterado, que aflora al noreste y sur del área de estudio. De los resultados obtenidos, se infiere que la base del acuífero se correlaciona con la presencia de basalto alterado con valores de resistividad entre 400 y 800 ohm-m, que aflora al noreste y sur del área de estudio. De acuerdo a la metodología del *SEV*, la separación de electrodos de corriente fue 2 a 500 m, para alcanzar una profundidad de investigación de 80 a 180 m, d acuerdo a la geología del subsuelo, como se indica en la Sección 2.1.1. El área de estudio pertenece hidrogeológicamente a la Cuenca de Amacuzac, al norte por la Sierra del Nevado de Toluca. La microcuenca está caracterizada por un invierno frío con lluvias y un verano caluroso con lluvias. La precipitación media anual alcanza los 1,035 mm/año.

4. Conclusiones

Uno de los principales problemas recurrentes de la calidad del agua subterránea del acuífero de Texcaltitlán es la salinidad. La presencia de iones cloruros y sodio, se presentan en la zona de estudio. Los suelos en el área de estudio son principalmente de tipo arenosos de textura media a gruesa y presencia de arcilla, con una porosidad efectiva de 0.36 a 0.4 y conductividad hidráulica de 6 a 15 m/d. En la zona existe un pozo perforado aproximadamente a 100 m, que abastece a la población. De acuerdo a los valores de los parámetros fisicoquímicos que están por debajo del límite de la norma oficial mexicana, el agua es de buena calidad, pero propensa a contaminarse con el tiempo. El uso del método geoeléctrico de resistividad en superficie, se considera una herramienta apropiada y de bajo costo, para estudiar las características resistivas del subsuelo y detectar las unidades hidroestratigráficas en el subsuelo de la zona de estudio. El procesamiento computacional de los resultados permitió generar mapas y secciones geoeléctricas, revelando el espesor de las capas y su profundidad, con sus respectivos valores de resistividad. Con respecto a la evaluación de la capacidad protectora de la cobertura con AVI, se obtuvieron valores de la resistencia hidráulica C de 0.4 a 6.0 días. Los valores indican que en la zona centro-sur y en la zona poniente existe alta vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea, mientras que en la zona norte hay una moderada vulnerabilidad. En general, la zona de estudio presenta de buena a regular capacidad protectora contra la infiltración de fluidos o lixiviados al acuífero subyacente, sólo se detectaron zonas puntuales, donde las capas superficiales al acuífero presentan elevados valores de infiltración como la zona poniente. Con los datos del estudio geoeléctrico analizados e interpretados. Se elaboró un modelo conceptual preliminar de acuerdo a la integración de los sondeos eléctricos verticales (*SEV*) medidos en campo, que proporcionaron un modelo de capas del subsuelo y datos litológicos, que constituye un método altamente eficaz y rentable para definir las unidades hidroestratigráficas en entornos complejos que se presentan tanto en un acuífero aluvial libre (no confinado) como uno confinado. Los *SEV* proporcionan perfiles de resistividad eléctrica (profundidad, espesor y resistividad) del subsuelo, mientras que los datos litológicos de los sondeos

calibran estas señales eléctricas con los materiales geológicos específicos (por ejemplo, arcilla, arena, grava, y roca).

Como resultado de la exploración geoeléctrica con el método del *SEV*, mediante la inversión de datos geoelétricos medidos en campo e interpretados con el programa IX1D, proporcionaron un modelo de capas del subsuelo y sus espesores del sistema acuífero de San Agustín Texcaltitlán, Estado de México, para integrar un modelo conceptual hidrogeológico preliminar de un sector al suroriente del Valle de Toluca. Además, se puede indicar que las inferencias pueden significar que el modelo es válido solo bajo condiciones específicas o contextos restringidos en el sitio estudiado. Finalmente, se puede indicar que, la recarga del acuífero es moderadamente lenta por la presencia de material arcilloso en la zona no saturada, lo que generará una baja tasa de recarga en el sitio.

5. Referencias

Abdulrazzaq, Z. T., Al-Ansari, N., Ahmed Aziz, N., Agbasi, O. E., & Etuk, S. E. (2020). Estimation of main aquifer parameters using geoelectric measurements to select the suitable wells locations in Bahr Al-Najaf depression, Iraq. *Groundwater for Sustainable Development, 11*, 100437. doi: **https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100437**

Anderson, M. P., Woessner, W. W., y Hunt, R. J. (2017). Modeling purpose and Conceptual Model. In Applied Groundwater Modeling. Simulation of flow and Advective Transport, 3nd ed.; Academic press, Inc. San Diego, CA, USA, 2017, p. 630.

Adame L., & Cubero, B. (2024). Water stress and its main causes in Mexico. Sustainable Impact. Credit Rating Agency. **https://www.hrratings.com/pdf/EstrAs_HAdrico_y_sus_principales_causas_en_MAxico_EN.pdf**

Aladeboyeje, A. I., Adenoye, T. T., & Agbasi, O. E. (2024). Assessment of groundwater vulnerability using GOD index and Dar Zarrouk parameters: A case study of OAUSTECH main campus, Okitipupa, Ondo State. *Results in Earth Sciences, 2*, 100036. doi: **https://doi.org/10.1016/j.rines.2024.100036**

Alao, J. O., Dogara, M.D. (2018). Aquifer vulnerability to surface contamination: a case of the new millennium city, Kaduna, Kaduna State Nigeria. World Journal of Applied Physics, 3(1):1-12. doi: **https://doi.org/10.11648/j.wjap.20180301.11**

Aller, L., Bennet, T., Lehr, J. H., Petty, R. J., & Hackett, G. (1987). *DRASTIC: A standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings*. Environmental Protection Agency.

Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2017). *Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport* (3rd ed.). Academic Press.

Atlas (T2), Atlas General del Estado de México Tomo 2 (1981). Segundo Volumen, Primera Edición, 1993. Gobierno del Estado de México, Secretaria de Finanzas y Planeación, Instituto de Información e Investigación Geográfica, Estadística y Catastral, 212 p.

Baig, F., Sherif, M., Sefelnasr, A., & Faiz, M. A. (2023). Groundwater vulnerability to contamination in the gulf cooperation council region: A review. *Groundwater for Sustainable Development, 23*, 101023. doi: **https://doi.org/10.1016/j.gsd.2023.101023**

Borowiecka, M., Alcaraz, M., & Manzano, M. (2024). Assessment of Ecosystem Services with numerical modelling to support groundwater dependent ecosystems and aquifer management: A demo study in the Medina del Campo Groundwater Body, Spain. *Case Studies in Chemical and Environmental Engineering, 10*, 100914. **https://doi.org/10.1016/j.cscee.2024.100914**

Bourmada, A., Khammar, H., Ramzi, H., Chaffai, A., Bouchema, N., & Hamida, B. (2024). Integrated assessment of groundwater quality in Algeria's Souk Ahras region: Implications for sustainable and management water for drinking and irrigation purpose. *Desalination and Water Treatment, 320*, 100827. **https://doi.org/10.1016/j.dwt.2024.100827**

Cai, Y., Zhang, F., Gao, G., Jim, C. Y., Tan, M. L., Shi, J., Wang, W., & Zhao, Q. (2024). Spatio-temporal variability and trend of blue-green water resources in the Kaidu River Basin, an arid region of China. *Journal of Hydrology: Regional Studies, 51*, 101640. **https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101640**

Casas, A., Himi, M., Diaz, Y., Pinto, V., Font, X., & Tapias, J. C. (2008). Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environmental Geology, 54*, 515–520. doi: **https://doi.org/10.1007/s00254-007-0844-1**

Civita, M., & De Maio, M. (1997). *SINTACS. Un sistema parametrico per la valutazione e la cartografia della vulnerabilita' degli acquiferi all'inquinamento (Metodologia and automatizzazione)*. Pitagora Editrice.

Civita, M., & De Maio, M. (2004). Assessing and mapping groundwater vulnerability to contamination: The Italian combined approach. *Geofísica Internacional, 43*(4), 513-532. doi: **https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2004.43.4.776**

Ducci, D., & Sellerino, M. (2022). A modified AVI model for groundwater vulnerability mapping: Case studies in Southern Italy. *Water, 14*(2), 248. doi: **https://doi.org/10.3390/w14020248**

Duda, R., Kania, J., & Zdechlik, R. (2024). DIRECT index – A coupled indicator of groundwater vulnerability to pollution and groundwater-dependent ecosystems risk. *Ecological Indicators, 165*, 112184. doi: **https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2024.112184**

Edwards, E. C., Nelson, C., Harter, T., Bowles, C., Li, X., Lock, B., Fogg, G. E., & Washburn, B. S. (2022). Potential effects on groundwater quality associated with infiltrating stormwater through dry wells for aquifer recharge. *Journal of Contaminant Hydrology, 246*, 103964. **https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2022.103964**

Estado de México, Ayuntamiento de Texcaltitlán. (2019). Plan de Desarrollo Urbano 2019–2021.

Estrada-Godoy, F., Silva-García, J. T., Ochoa-Estrada, S., Moncayo-Estrada, R., Cruz-Cárdenas, G., Villalpando-Barragán, F., Ramos-Leal,

A., & Nava-Velázquez, J. (2013). Aplicación del método SINTACS para la determinación de la vulnerabilidad acuífera en la cuenca del río Duero, Michoacán, México. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental, 29*(4), 235-248. doi: **https://doi.org/10.20937/RICA.35579**

Etuk, M., Viaroli, S., Ogbonnaya, I., & Re, V. (2022). Vulnerability mapping as a tool to foster groundwater protection in areas subject to rapid population expansion: The case study of Abuja Federal Capital Territory (Nigeria). *Journal of Hydrology: Regional Studies, 42*, 101158. doi: **https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101158**

Fallico, C., De Bartolo, S., Troisi, S., & Veltri, M. (2010). Scaling analysis of hydraulic conductivity and porosity on a sandy medium of an unconfined aquifer reproduced in the laboratory. *Geoderma, 160*(1), 3-12. doi: **https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.09.014**

Fatoba, J. O., Omolayo, D. D., & Adigun, E. O. (2014). Using geoelectric sounding for the estimation of hydraulic characteristics of aquifers in coastal areas of Lagos, South western Nigeria. *International Letters of Natural Sciences, 11*, 30–39. doi: **https://doi.org/10.56431/p-odo5d4**

Ferreira, V. G., Yang, H., Ndehedehe, C., Wang, H., Ge, Y., Xu, J., Xia, M., Kalu, I., Jing, M., & Agutu, M. (2024). Estimating groundwater recharge across Africa during 2003–2023 using GRACE-derived groundwater storage changes. *Journal of Hydrology: Regional Studies, 56*, 102046. doi: **https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.102046**

Foster, S. S. D., & Hirata, R. C. A. (1987). *Groundwater contamination*. WHO/PAHO/HPE/CEPI.

Foster, S. S. D., & Hirata, R. C. A. (1988). *Groundwater pollution risk evaluation: The methodology using available data*. WHO/PAHO/HPE/CEPI.

Foster, S., Hirata, R., & Andreo, B. (2013). The aquifer pollution vulnerability concept: Aid or impediment in promoting groundwater protection? *Hydrogeology Journal, 21*, 1389–1392. doi: **https://doi.org/10.1007/s10040-013-1019-7**

Franco-Plata, R. (2002). *Adecuación del método de evaluación de vulnerabilidad de acuíferos (DRASTIC), mediante el uso del trazado de partículas en el acuífero del curso alto del río Lerma, Estado de México* [Tesis de maestría, Universidad Autónoma del Estado de México]. Repositorio Institucional UAEM. **http://hdl.handle.net/20.500.11799/94855**

Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979). Groundwater. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, Vol. 7632, 604 p.

Garfias, J., Llanos, H., Franco, R., & Martel, R. (2017). Vulnerability assessment of the Toluca Valley aquifer combining a parametric approach and advective transport=Estimación de la vulnerabilidad del acuífero del valle de Toluca mediante la combinación de un método paramétrico y el transporte advectivo. *Boletín Geológico y Minero, 128*(1), 25-42. **https://doi.org/10.21701/bolgeomin.128.1.002**

George, N. J., Agbasi, O. E., Umoh, A. J., Ekanem, A. M., Udosen, N. I., Thomas, J. E., Aka, M. U., & Ejepu, J. S. (2025). Enhanced contamination risk assessment for aquifer management using the geo-resistivity and DRASTIC model in alluvial settings. *Cleaner Water, 3*, 100060. **https://doi.org/10.1016/j.clwat.2024.100060**

George, N. J., Ekanem, A. M., Thomas, J. E., Udosen, N. I., Ossai, N. M., & Atat, J. G. (2024). Electro-sequence valorization of specific enablers of aquifer vulnerability and contamination: A case of index-based model approach for ascertaining the threats to quality groundwater in sedimentary beds. *HydroResearch, 7*, 71-85. **https://doi.org/10.1016/j.hydres.2023.11.006**

Gharechaee, H., Nazari Samani, A., Sigaroodi, S. K., Moein Sadeghi, S. M., Sharifitabesh, S., Mousavi, M. S., Marcu, M. V., & Hubbart, J. A. (2024). Introducing a novel approach for assessment of groundwater salinity hazard, vulnerability, and risk in a semiarid region. *Ecological Informatics, 81*, 102647. doi: **https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2024.102647**

Hassan, T., & Al-Bakri, K. J. (2019). Assessment of groundwater vulnerability in Azraq Catchment in Fuhais-Jordan using DRASTIC model. *Open Journal of Geology, 7*, 364–377. doi: **https://doi.org/10.4236/ojg.2019.97024**

Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal, 10*, 91–109. doi: **https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0**

Henriet, J. P. (1976). Direct application of Dar Zarrouk parameters in groundwater survey. *Geophysical Prospecting, 24*(2), 344–353. doi: **https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1976.tb00926.x**

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2009). *Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos*. INEGI.

Kalinski, R. J., Kelly, W. E., Bogardi, I., & Pesti, G. (1993). Electrical resistivity measurements to estimate travel times through unsaturated ground water protective layers. *Journal of Applied Geophysics, 30*(3), 161-173. doi: **https://doi.org/10.1016/0926-9851(93)90024-S**

Keller, G.V., Frischknecht, F.C. (1970). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press.

Kelly, W. E., & Mares, S. (Eds.). (1993). *Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice*. Elsevier.

Kirlas, M. C., Karpouzos, D. K., Georgiou, P. E., & Katsifarakis, K. L. (2022). A comparative study of groundwater vulnerability methods in a porous aquifer in Greece. *Applied Water Science, 12*, 123. doi: **https://doi.org/10.1007/s13201-022-01651-1**

Kirsch, R. (Ed.). (2009). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology*. Springer. doi: **https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7**

Kirsch, R., & Hinsby, K. (2007). *Aquifer vulnerability. Project BurVal*. Near Surface 2007-13th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. Lund University Publications.

Kirsch, R. (2006). Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology. Springer-Verlag Berlin Hendelberg. 493p.

Loganathan, S., & Sathiyamoorthy, M. (2024). Assessing groundwater contamination risk in industrial zone of Ranipet district, Southern India: A modified DRASTIC and Fuzzy-AHP approach. *Results in Engineering, 23*, 102772. doi: **https://doi.org/10.1016/j.rineng.2024.102772**

Maillet, R. (1947). The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics, 12*(4), 529-556. doi: https://doi.org/10.1190/1.1437342

Mondal, N. C., Adike, S., Singh, V. S., Ahmed, S., & Jayakumar, K. V. (2017). Determining shallow aquifer vulnerability by the DRASTIC model and hydrochemistry in granitic terrain, southern India. *Journal of Earth System Science, 126*, 89. doi: https://doi.org/10.1007/s12040-017-0870-7

Mustafa, J. S., & Mawlood, D. K. (2024). Mathematical modelling for groundwater management for multilayers aquifers (Erbil basin). *Ain Shams Engineering Journal, 15*(7), 102781. doi: https://doi.org/10.1016/j.asej.2024.102781

Niwas, S., & Celik, M. (2012). Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near-surface geophysics. *Journal of Applied Geophysics, 84*, 77–85. doi: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.06.001

Niwas, S., & Singhal, D. C. (1981). Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrology, 50*, 393–399. doi: https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90082-2

Niwas, S., & Singhal, D. C. (1985). Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrology, 82*(1-2), 143–153. doi: https://doi.org/10.1016/0022-1694(85)90050-2

Odong, J. (2008). Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *The Journal of American Science, 4*(1), 1-6.

Oladapo, M. I., & Akintorinwa, O. J. (2007). Hydrogeophysical study of Ogbese, South Western Nigeria. *Global Journal of Pure and Applied Sciences, 13*(1), 55–61. doi: https://doi.org/10.4314/GJPAS.V13I1.16669

Olivera Rodríguez, P., Holzman, M. E., Aldaya, M. M., & Rivas, R. E. (2024). Water footprint in rainfed summer and winter crops: The role of soil moisture. *Agricultural Water Management, 296*, 108787. doi: https://doi.org/10.1016/j.agwat.2024.108787

Orellana, E. (1982). *Prospección geoeléctrica por corriente continua*. Paraninfo.

Orellana, E., & Mooney, H. M. (1966). *Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures*. Interciencia.

Parasnis, D. S. (1979). *Principles of applied geophysics* (3rd ed.). Springer Dordrecht

Prashant, K., Praveen, K. T., & Sanjit, K. D. (2020). *Groundwater vulnerability assessment and mapping using DRASTIC model*. CRC Press.

Romero Guzmán, E. T., & Romero Guzmán, L. (2020). Estrés hídrico y escasez del agua: ¡No al día cero del agua! *Glosa, Revista de Divulgación, 8*(14), 28-30.

Romero-Ruiz, A., Linde, N., Keller, T., & Or, D. (2019). A review of geophysical methods for soil structure characterization. *Reviews of Geophysics, 56*(4), 672–697. doi: https://doi.org/10.1029/2018RG000611

Rusli, S. R., Weerts, A. H., Mustafa, S. M. T., Irawan, D. E., Taufiq, A., & Bense, V. F. (2023). Quantifying aquifer interaction using numerical groundwater flow model evaluated by environmental water tracer data: Application to the data-scarce area of the Bandung groundwater basin, West Java, Indonesia. *Journal of Hydrology: Regional Studies, 50*, 101585. doi: https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101585

Sarrazin Lima, V. H., Leal Pacheco, F. A., Moura, J. P., Tarlé Pissarra, T. C., Farias do Valle Junior, R., Abreu Pires de Melo Silva, A. A., Monteiro da Costa, A., Valera, C. A., Carvalho de Melo, M., & Sanches Fernandes, L. F. (2024). Protection of groundwater resources from multi-hazards: An integration of risk assessment and watershed management. *Groundwater for Sustainable Development, 27*, 101326. doi: https://doi.org/10.1016/j.gsd.2024.101326

Segal, E., Kushnir, T., Mualem, Y., & Shani, U. (2008). Water uptake and hydraulics of the root hair rhizosphere. *Vadose Zone Journal, 7*(3), 1027-1034. doi: https://doi.org/10.2136/vzj2007.0122

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2002). Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. 2a. ed. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Diario Oficial de la Federación. Ciudad de México, México. 31 de diciembre de 2002, 73 p.

Sendrós, A., Himi, M., Rivero, L., Lovera, R., Urruela, A., Tapias, J. C., & Casas, A. (2023). Enhanced groundwater protection and management using gravity and geoelectrical data (Valls Basin, Spain). *Water, 15*(23), 4130. doi: https://doi.org/10.3390/w15234130

Servicio Geológico Minero. (2013). Carta Geológico-Minera Ixtapan de la Sal E14-A57 escala 1: 50,000. Recuperado en junio 15, 2025, de https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1614_E14-A57_GM.pdf

Singh, U.K., Das, R.K., Hodlur, G.K. (2004). Significance of Dar-Zarrouk parameters in the exploration of quality affected coastal aquifer systems. Environmental Geology, 45:696–702. doi: https://doi.org/10.1007/s00254-003-0925-8

Soupios, P., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A., & Stavroulakis, G. (2007). Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Crete. *Journal of Hydrology, 338*(1-2), 122–131. doi: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.028

Thomas, B. F., Caineta, J., & Nanteza, J. (2017). Global assessment of groundwater sustainability based on storage anomalies. *Geophysical Research Letters, 44*(22), 11,445–11,455. doi: https://doi.org/10.1002/2017GL076005

Tolimir, M., Gajić, B., Kresović, B., Životić, L., Gajić, K., Brankov, M., & Todorovic, M. (2024). Impact of deficit irrigation and planting density on grain yield and water productivity of maize grown under temperate continental climatic conditions. *Agricultural Water Management, 302*, 109009. doi: https://doi.org/10.1016/j.agwat.2024.109009

Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeology. Journal 7, 1–14. doi: https://doi.org/10.1007/s100400050176

Ugbaja, A. N., & Edet, A. E. (2004). Groundwater pollution near shal-

low waste dumps in Southern Calabar, South-Eastern Nigeria. *Global Journal of Geological Sciences, 2*(2), 199-206.

Valle-González, A. (2021). *Priorización para la protección de fuentes de agua subterránea mediante el análisis multicriterio en un entorno sig. región minera de Temascaltepec, Estado de México* [Tesis de maestría, Universidad Autónoma del Estado de México]. Repositorio Institucional, Universidad Autónoma del Estado de México. doi: **https://ri.uaemex.mx/handle/20.500.11799/112230**

Van Duijvenbooden, W., & Van Waegeningh, H. G. (Eds.). (1987). Vulnerability of soil and groundwater to pollutants. En *International Conference on Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants, Noordwijk aan Zee (Netherlands), 30 Mar - 3 Apr 1987*. TNO Committee on Hydrological Research.

Van Stempvoort, D., Ewert, L., & Wassenaar, L. (1992). *AVI: A method for groundwater protection mapping in the Praire Province of Canada*. National Hydrology Research Institute.

Velázquez-Zepeda, A., Sánchez-García, J. C., Adame-Martínez, S., Paredes-Tavares, J, Mancino, M. (2017). Determinación de vulnerabilidad de acuíferos usando método SINTACS por aplicación de plaguicidas en suelos florícolas en Villa Guerrero, Estado de México. *Revista Universitaria de Geografía*, 26(2), 111-129.

Vander Velpen, B. P. A. (1988). *RESIST version 1.0* **M.Sc**. Research Project. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC).

Vrba, J., & Zaporozec, A. (1994). *Guidebook on mapping groundwater vulnerability*. International Association of Hydrogeologists.

Vukovic, M., & Soro, A. (1992). *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition.* Water Resources Publications.

Weinzettel, P., Usunof, E., & Vives, L. (2005). Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. En E. Bocanegra, M. Hernández, & E. Usunoff (Eds.), *Groundwater and human development* (pp. 133–143). Balkema Publishers.

Zohdy, A. Ar., (1989). A New Method for the Automatic Interpretation of Schlumberger and Wenner Sounding Curves. Geophysics 54 (2), p 245-253