

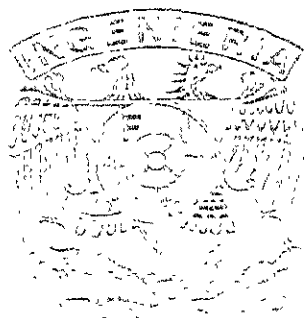


UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PROPUESTA PARA LA ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS HIDRODINÁMICOS EN ACUÍFEROS GRANULARES, CON BASE EN INFORMACIÓN OBTENIDA A PARTIR DE LA EXPLORACIÓN GEOELÉCTRICA (SEV'S)

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO
P R E S E N T A:
ALEJANDRO CABRALES VARGAS



DIRECTOR: ING. FRANCISCO A. ARROYO CARRASCO



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1220

SR. ALEJANDRO CABRALES VARGAS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Alejandro Arroyo Carrasco y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

PROPUESTA PARA LA ESTIMACION DE PARAMETROS HIDRODINAMICOS EN ACUIFEROS GRANULARES, CON BASE EN INFORMACION OBTENIDA A PARTIR DE LA EXPLORACION GEOELECTRICA (SEV' S)

- I GENERALIDADES
 - II INFORMACION DISPONIBLE
 - III ASPECTOS TEORICOS ACERCA DE LAS PROPIEDADES HIDRODINAMICAS DE LOS ACUIFEROS Y LAS PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS
 - IV EJEMPLO DE APLICACIÓN (DR. MORA, GUANAJUATO)
- CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

“POR MI RAZA HABEARA EL ESPIRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 24 de septiembre de 2001.

EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB: RLLR gtg

Quiero agradecer a mis papás y hermanos por haberme apoyado (y aguantado) durante mi carrera, con todos sus pormenores y peripecias.

Agradezco a Francisco A. Arroyo por haberme asesorado y sugerido el tema de tesis, y a quienes contribuyeron en mejorarla con sus consejos y críticas.

Por último (aunque no menos importante), agradezco a mis amigos (“*Los Arrecifes*”) por estar presentes en los momentos difíciles (¡y en los momentos fáciles también!), y a los profesores que de verdad ejercieron influencia en mí, por su ética y profesionalismo. Como se trata de muchas personas, decidí no mencionar nombres. ¡Ustedes saben quiénes son!

Por supuesto, cualquier error, omisión o disparate, es responsabilidad de aquél que escribió estas líneas... con excepción de la palabra “Bibliografía” en lugar de “Referencias.” Error generado durante el trámite de tesis.

*“... cuando uno ha eliminado lo imposible,
todo lo que queda, aunque improbable,
debe ser la verdad.”*

SHERLOCK HOLMES

(idea aplicable a un estudio geofísico-geológico)

<u>CAPÍTULO I. GENERALIDADES</u>	2
1.1 - ANTECEDENTES	2
1.2 - OBJETIVOS Y ALCANCES.....	4
1.3 - ACTIVIDADES DESARROLLADAS	4
1.4 - METODOLOGÍA	4
<u>CAPÍTULO 2.- INFORMACIÓN DISPONIBLE</u>	5
2.1 - ESTUDIOS PREVIOS.....	5
2.2 – COMENTARIOS ACERCA DE LOS ESTUDIOS PREVIOS	6
<u>CAPÍTULO 3.- ASPECTOS TEÓRICOS ACERCA DE LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS DE LOS ACUÍFEROS Y LAS PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS</u>	9
3.1 - PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS DE LOS ACUÍFEROS	9
3.2 - PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS.....	26
3.3 - SIMILITUDES Y POSIBLES RELACIONES ENTRE LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS Y LAS PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS	27
3.4 - RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A TRAVÉS DE LA LEY DE ARCHIE Y LA FÓRMULA DE TERZAGHI ..	32
3.5 – MODO DE APLICACIÓN DEL MÉTODO PROPUESTO	36
<u>CAPÍTULO 4.- EJEMPLO DE APLICACIÓN (DR. MORA. GUANAJUATO)</u>	37
4.1 – LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	37
4.2 – MARCO DE REFERENCIA GEOLÓGICO.	38
4.3 – MARCO DE REFERENCIA HIDROGEOLOGÍCO	61
4.4 – DISTRIBUCIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS CON BASE EN LA PROPUESTA	63
4.5 – DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	70
CONCLUSIONES.....	74
BIBLIOGRAFÍA	76
APÉNDICE. ALGORITMOS GENÉTICOS	77

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 – ANTECEDENTES

Desde siempre el agua ha sido un factor determinante para asegurar la supervivencia de cualquier tipo de vida. Sin embargo, en los últimos tiempos su cantidad y calidad se han visto reducidas, ya que el hombre ha abusado de este recurso, cambiando su situación de recurso renovable a no renovable. Esto ha ocasionado que se ponga en riesgo su subsistencia ante la creciente escasez del vital líquido.

En épocas anteriores, al cumplirse y llevarse a cabo sin alteraciones el ciclo hidrológico existía disponibilidad de agua de manera casi ilimitada. Sin embargo, la mala planeación urbana, el consumo excesivo para la agricultura y la falta de una conciencia por el cuidado del agua, han dado como consecuencia la depredación del recurso.

Hoy en día, después de ser un recurso "de origen divino", según antiguas creencias, el agua se localiza en el subsuelo a mayor profundidad, su calidad está deteriorada por actividad antropogénica, además de que su cantidad es cada día menor, lo que trae como consecuencia tener que desarrollar y aplicar cada vez métodos y técnicas más sofisticadas para localizarla. La metodología actual cumple en buena medida su labor, pero en ocasiones, la información que no se aprovecha del todo, o bien resulta de utilidad limitada.

La información requerida para caracterizar adecuadamente un acuífero incluye la ubicación y georeferenciación de las captaciones, piezometría e hidrometría históricas, conocimiento de la geometría del acuífero, sus propiedades hidrodinámicas y su calidad de agua. Sin embargo, normalmente se carece de información actualizada.

Entre las disciplinas involucradas en la evaluación de la disponibilidad de este recurso, destacan: geología, hidrología, geofísica, geohidrología y geoquímica. No obstante, aunque se obtengan datos en el campo que involucren a cada una de ellas, en algunos casos la información es dispersa y no se integra adecuadamente. La presente tesis no pretende incorporar todas las disciplinas mencionadas. Lo que se busca es sacar mayor provecho a la información geofísica disponible, y así contar con elementos técnicos que permitan estimar de manera más fidedigna y global algunos de los parámetros hidrodinámicos.

Durante la caracterización de un acuífero se realizan pruebas de bombeo y exploración geofísica. De las primeras se obtienen los valores de parámetros hidrodinámicos, como transmisividad, conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento, se identifican zonas de recarga y barreras impermeables. Estas pruebas consisten en la extracción de un caudal de agua a través de un pozo para registrar el abatimiento contra el tiempo de extracción. Dependiendo del método, se puede requerir uno o más pozos observación. Los tiempos de medición se ajustan a escala logarítmica de modo que entre las primeras mediciones transcurren unos cuantos segundos mientras que entre las últimas transcurren

horas. La duración de la prueba varía de 24 horas a seis días, dependiendo de las características del acuífero y de la disposición del dueño de la captación para la realización de la prueba. La gráfica de tiempo vs. abatimiento aporta información acerca de la naturaleza del acuífero. Hay métodos especializados para la debida interpretación de cada tipo de acuífero.

Se han mencionado aspectos generales acerca de las pruebas de bombeo para hacer notar su complejidad técnica. En ocasiones no se cuenta con pozos de observación. Los pozos no siempre cumplen con las suposiciones básicas (e.g., penetración total). Los resultados de dichas pruebas son confiables, pero puntuales y de alto costo. Además, dependen del desempeño del equipo de bombeo, y de forma secundaria, de las condiciones hidráulicas del pozo. Por último, normalmente no se dispone de suficientes pozos, de modo que es necesario inferir los resultados en ciertas zonas, con alto grado de incertidumbre.

Por su parte, la exploración geofísica aplicada a la hidrogeología consiste principalmente en el uso de métodos eléctricos y/o electromagnéticos. Es usual utilizar sondeos eléctricos verticales (SEV) debido a su bajo costo de operación. Se utilizan para definir la geometría de las capas. Se calibran con la información geológica (e.g., cortes litológicos). Su utilidad se limita a la definición de la *distribución espacial* del acuífero, sin aportar información acerca de las propiedades hidrodinámicas.

Es deseable que la geofísica ofrezca un apoyo a los resultados de las pruebas de bombeo, proporcionando una estimación de las propiedades en los sitios que carezcan de información. Dado que los métodos eléctricos son más baratos, y proporcionan información para una mayor extensión que las pruebas de bombeo, su aprovechamiento adecuado sería una alternativa rentable.

1.2 - OBJETIVOS Y ALCANCES

El objetivo global de esta tesis es:

- *Establecer relaciones matemáticas que permitan estimar parámetros hidrodinámicos con base en datos geofísicos eléctricos.*

Los objetivos específicos son:

- *Proponer un método que permita contar con un criterio adicional para conocer la distribución del parámetro transmisividad..*

El alcance de esta tesis es:

- *Aportar un criterio más para inferir los parámetros hidrodinámicos de un acuífero.*

1.3 - ACTIVIDADES DESARROLLADAS

Para llevar a cabo este trabajo se cuenta una zona que ha sido caracterizada por medio de estudios geológicos y geofísicos a detalle, ubicada en Dr. Mora, Guanajuato.

Con base en tales resultados, el trabajo consistirá en encontrar relaciones prácticas entre la conductividad hidráulica y/o la transmisividad, con la resistividad eléctrica, cuya validez será puesta a prueba y en confrontación con otra técnica propuesta por Niwas (1981). Existen otros trabajos en los que ya se mencionan ciertas relaciones entre estos parámetros, los cuales fueron la base para el desarrollo de esta tesis.

1.4 - METODOLOGÍA

La metodología observada fue la siguiente:

- *Recopilación de información relacionada con el fenómeno físico.*
- *Definición de los conceptos geológicos y geofísicos relevantes.*
- *Establecimiento y justificación de las leyes físicas y relaciones empíricas involucradas.*
- *Deducción de una relación útil a partir de las anteriores.*
- *Aplicación a un problema práctico (Dr. Mora, Guanajuato).*
- *Discusión de los resultados.*
- *Conclusiones.*

CAPÍTULO 2.- INFORMACIÓN DISPONIBLE

2.1 - ESTUDIOS PREVIOS

Los estudios previos disponibles se refieren, por un lado, a los que se han realizado en la región de Dr. Mora, Guanajuato, y por el otro, a las investigaciones llevadas a cabo para relacionar propiedades eléctricas de las rocas (resistividad y parámetros de Dar Zarrow) con parámetros hidrodinámicos (conductividad hidráulica, transmisividad).

La región de Dr. Mora, Guanajuato, fue caracterizada durante un estudio realizado por la empresa Geofísica de Exploraciones GUYSA, denominado "CUANTIFICACION Y PROPUESTA DE MANEJO DEL POTENCIAL HIDRÁULICO EN EL RANCHO LA ESTACADA", cuyo objetivo consistió en el planteamiento de una solución a la problemática del abastecimiento de agua para riego y la predicción de la evolución de niveles de agua subterránea, con base en un modelo matemático de flujo. Tales estudios incluyeron una caracterización geológica de la región por medio de la correlación de cortes litológicos con los cortes de los pozos (que se utilizaron en esta tesis, junto con la exploración geofísica, para definir la geometría de las unidades), la estimación de la extracción total de agua, mediciones de niveles piezométricos de 30 pozos (estáticos y/o dinámicos), pruebas de bombeo en dos pozos, nivelación topográfica, análisis químicos de muestras de agua, y exploración geofísica, que consistió de 80 SEV Schlumberger con aberturas AB/2 de hasta 1000 m. y dos sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo, calibrados con los cortes litológicos y los pozos. Se recopiló información acerca de la fisiografía, hidrografía, clima, vegetación, tipo de suelos e hidrología. Se instrumentó un modelo matemático para plantear varios escenarios de explotación del acuífero, de modo que se pudiera encontrar un equilibrio adecuado entre la extracción y la recarga.

Con respecto a los estudios científicos referentes a la problemática misma, se analizaron cuatro artículos donde se investigan relaciones teóricas y empíricas entre parámetros geofísicos e hidrodinámicos. El primero es una propuesta para estimar la transmisividad con base en los parámetros de Dar Zarrow (Niwas, 1981). En el segundo, Mazac et al. (1993) intentan encontrar relaciones entre la resistividad y la conductividad hidráulica y la porosidad. Este trabajo fue la principal motivación para la realización de esta tesis. El tercero es una técnica propuesta por Kalinsky et al. (1993) para estimar las propiedades protectoras de un acuífero a partir de la conductancia longitudinal. Por último, Huntley (1986) propone la búsqueda de relaciones entre la resistividad y el factor de formación y la resistividad de la matriz. Asimismo, se empleó un manual para pruebas de bombeo (Salinas Calleros, 1994) y la reseña del estudio de Dr. Mora.

2.2 – COMENTARIOS ACERCA DE LOS ESTUDIOS PREVIOS

Los estudios realizados para encontrar relaciones entre parámetros hidrodinámicos y parámetros geoelectricos, se basan en relaciones matemáticas analíticas y empíricas. Un ejemplo del primer criterio es el trabajo realizado por Niwas (1981), cuyo objetivo fue establecer relaciones matemáticas entre los parámetros de Dar Zarrouk y la transmisividad hidráulica, con base en la ley de Ohm. Su desarrollo teórico lleva a las siguientes expresiones:

$$T = \frac{K}{\sigma} C,$$

$$T = (K\sigma)R,$$

donde T es la transmisividad, K es la conductividad hidráulica σ es la conductividad eléctrica, C es la conductancia longitudinal y R es la resistencia transversal. La transmisividad está dada por $T=Kb$, donde b es el espesor saturado del acuífero. La suposición es que en un acuífero, o el cociente K/σ , o el producto $K\sigma$ es constante. Las observaciones de campo confirman que es el producto el que cumple razonablemente con esta condición.

Se establece el valor de dicho producto determinando la conductividad hidráulica en pozos, de donde también se obtiene la conductividad eléctrica por medio de la exploración geoelectrica. Se promedia el producto de las conductividades, suponiendo tal valor como representativo de todo el acuífero. La exploración geoelectrica debe abarcar la mayor extensión posible del acuífero. Se determina entonces la distribución de resistencia transversal. Con ella y con el producto de conductividades se estima la distribución de transmisividad.

Este método opera adecuadamente cuando la geología del acuífero no cambia abruptamente, y cuando la calidad del agua permanece razonablemente constante. Tiene la ventaja de estimar en forma sencilla la distribución de transmisividad hidráulica sin perder de vista la calibración con la geohidrología.

La mayor desventaja de este método es suponer constante el producto de conductividades. Ello implica que la relación entre la resistividad eléctrica y la conductividad hidráulica es directa, lo que no siempre se cumple. Existen estudios que mostraron un comportamiento ambiguo de la relación (Mazac *et al.*, 1993; Humley, 1986). Aún así, las condiciones requeridas se satisfarán en muchos casos. En la presente tesis se pondrá a prueba este método, confrontándolo con el método que se propone en esta tesis.

En el estudio realizado por Mazac *et al.* (1993), se intenta establecer relaciones empíricas entre la conductividad hidráulica y la porosidad con la resistividad eléctrica, tanto en la zona saturada y como en la no saturada. En esta investigación se emplearon tanto SEV como polarización inducida

Se elaboraron gráficas de conductividad hidráulica vs. resistividad eléctrica, con el fin de ajustar una expresión matemática. Se investigó en acuíferos granulares y fracturados, y se generaron gráficas adicionales para exhibir el comportamiento de la conductividad hidráulica con respecto a las resistividades media longitudinal y transversal, con el fin de analizar la anisotropía y el efecto del contenido de arcilla.

se ajustan a rectas con pendientes abruptas (en escala logarítmica), de modo que un pequeño error al estimar el factor de formación genera errores grandes de conductividad hidráulica. Usando la resistividad de la matriz desaparece este problema, pero hay gran dispersión de los datos, y la relación podría ser ajustada en forma directa o inversa. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre con el factor de formación, dicha relación no depende demasiado de características particulares de cada ambiente de depósito.

Por su parte, los estudios previos de la región de Dr. Mora, Guanajuato, se llevaron a cabo durante el "*Estudio de cuantificación y propuesta de manejo del potencial hidráulico en el Rancho La Estacada*", por Geofísica de Exploraciones GUYSA. Desde el punto de vista hidrogeológico, los objetivos de este estudio consistieron en evaluar la disponibilidad de agua subterránea, predecir la posición de los niveles estáticos dada la explotación actual, con base en un modelo matemático, y elaborar propuestas para un mejor aprovechamiento del recurso.

Las actividades realizadas por la empresa GUYSA consistieron en trabajo de campo y de gabinete. El trabajo de campo incluyó exploración geológica, localización de aprovechamientos de agua subterránea, piezometría, hidrometría subterránea, topografía, exploración geofísica, pruebas de bombeo y colecta y análisis físicoquímicos de muestras de agua. El trabajo de gabinete consistió en la recopilación y análisis de los estudios previos, procesamiento e interpretación de la información recabada, y el planteamiento de un modelo de flujo hidráulico subterráneo.

El área de estudio servirá para comprobar la propuesta presentada en esta tesis. Se vinculará la exploración geofísica con las pruebas de bombeo. Los datos fueron reinterpretados para esta tesis, cuyo objetivo no coincide con el de ese estudio, pero puede servir para replantear el modelo matemático, dado que ahora la geofísica aporta mayor información de la que en un principio se aprovechó.

Finalmente, para el tema de las pruebas de bombeo, se empleó el manual de Salinas Calleros (1994), que define los conceptos de los parámetros hidrodinámicos y los tipos de acuíferos, y establece la ley de Darcy y las ecuaciones de flujo requeridas, así como el concepto de prueba de bombeo y su modo de ejecución, objetivos y requerimientos. El resto del manual explica los diferentes métodos para la interpretación de las pruebas de bombeo, dependiendo de factores como el tipo de acuífero (libre, confinado, semiconfinado o semilibre) y el régimen (estacionario o transitorio).

Además de servir para establecer definiciones, este manual fue útil para interpretar las pruebas de bombeo que se utilizan en esta tesis.

CAPÍTULO 3.- ASPECTOS TEÓRICOS ACERCA DE LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS DE LOS ACUÍFEROS Y LAS PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

3.1 - PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS DE LOS ACUÍFEROS

Para establecer una relación entre los parámetros físicos involucrados, a continuación se definen los conceptos y las cantidades físicas relevantes. Después de definir cada una cantidad, se mostrará entre paréntesis el símbolo con el que se ha acordado representarla en esta tesis.

3.1.1 – Clasificación de los acuíferos

Con base en el esquema propuesto por Salinas Calleros (1994), un acuífero se define como una unidad geológica saturada de agua, capaz de transmitirla en cantidades significativas, y que resulte económicamente factible extraerla. Desde el punto de vista de las presiones hidrostáticas se definen cuatro categorías de acuífero: libre, confinado, semiconfinado (Fig. 3.1), y libre con rendimiento retardado (Fig. 3.2). Asimismo, las unidades hidrogeológicas asociadas con un acuífero son: acuitardo, acuícludo y acuífugo.

Un acuitardo es una unidad geológica de baja conductividad hidráulica, que puede transmitir o ceder agua en escala regional, aunque a ritmo menor que un acuífero. Bajo ciertas condiciones proporciona recarga vertical al acuífero. Las arcillas limosas y las arenosas suelen exhibir este comportamiento. En ocasiones se requiere conocer la conductividad hidráulica vertical de un acuitardo que limita superiormente un acuífero semiconfinado (Custodio, 1976)

Un acuícludo es una unidad geológica que contiene agua, pero que no la cede o transmite en cantidad apreciable. Las arcillas puras pertenecen a esta clasificación.

Un acuífugo es una unidad geológica carente de agua e incapaz de transmitirla. Las rocas cristalinas sin alteración y las metamórficas sin foliación se comportan como acuífugos.

A continuación, se da una descripción de los diferentes tipos de acuífero, con base en el esquema propuesto por Salinas Calleros (1994)

Acuífero libre

Es aquel cuyo límite superior es el nivel freático, y como límite inferior un acuitardo, un acuícludo o un acuífugo. La superficie freática de este tipo de acuíferos varía con el tiempo, y está sometida a la presión atmosférica (Custodio, 1976) lo que implica que en un pozo, la carga hidráulica coincide con el nivel freático. Esto significa también que el acuífero recibe fácilmente recarga del agua infiltrada por precipitación atmosférica y por el paso de aguas subterráneas (ríos, lagos, etc.) lo que supone también la desventaja del paso de contaminantes que alcanzan al nivel freático antes de haberse descompuesto o degradado. Por otro

lado, son los que liberan mayor cantidad de agua por unidad de abatimiento, y generalmente se encuentran a escasa profundidad, lo que facilita su explotación (Salinas Calleros, 1994).

Acuífero confinado

Es aquél cuyo límite vertical es un acuicludo o un acuífugo. Generalmente se encuentran sometidos a una presión mayor que la atmosférica. Por eso, el nivel de un pozo en este tipo de acuífero, llamado *piezométrico*, supera al nivel freático, que coincide con el límite de la capa confinante superior. El nivel piezométrico supera a veces la superficie del terreno, dando lugar a un *pozo brotante*. Su espesor saturado no varía con el tiempo, a diferencia de los acuíferos libres.

Dado que la capa confinante superior no permite recarga vertical, la recarga tiene lugar en una zona libre de confinamiento y de mayor elevación. Por lo tanto, el área de recarga puede estar bastante alejada del acuífero. El riesgo de que las sustancias contaminantes lleguen al acuífero es reducido.

Normalmente, los acuíferos confinados se encuentran a mayor profundidad que los acuíferos libres.

Acuífero semiconfinado

Es aquél cuyo límite superior es un acuitardo, y el límite inferior puede serlo también, o puede ser un acuicludo o un acuífugo. Dada la relativa permeabilidad del acuitardo, el agua puede circular a través de él con cierta libertad. De ahí que el nivel en un pozo alcance niveles tanto iguales como superiores al nivel freático, que reside en la capa semiconfinante. El agua está sometida a una presión mayor que la atmosférica, pero menor que la de los acuíferos confinados. En un pozo perforado únicamente en el acuitardo, el nivel de agua coincide con el nivel freático.

La recarga ocurre tanto por flujo desde la capa semiconfinante, como desde regiones donde el acuífero aflora y se comporta como libre. En general, se encuentra más expuesto a la contaminación que los acuíferos confinados. La capa semiconfinante brinda cierta protección, y el retardo que impone al paso de los contaminantes está ligada con su conductancia eléctrica longitudinal (Kalinski et al., 1993), parámetro utilizado para estimar el tiempo de viaje de los contaminantes, desde que ingresan al acuitardo hasta que llegan al acuífero.

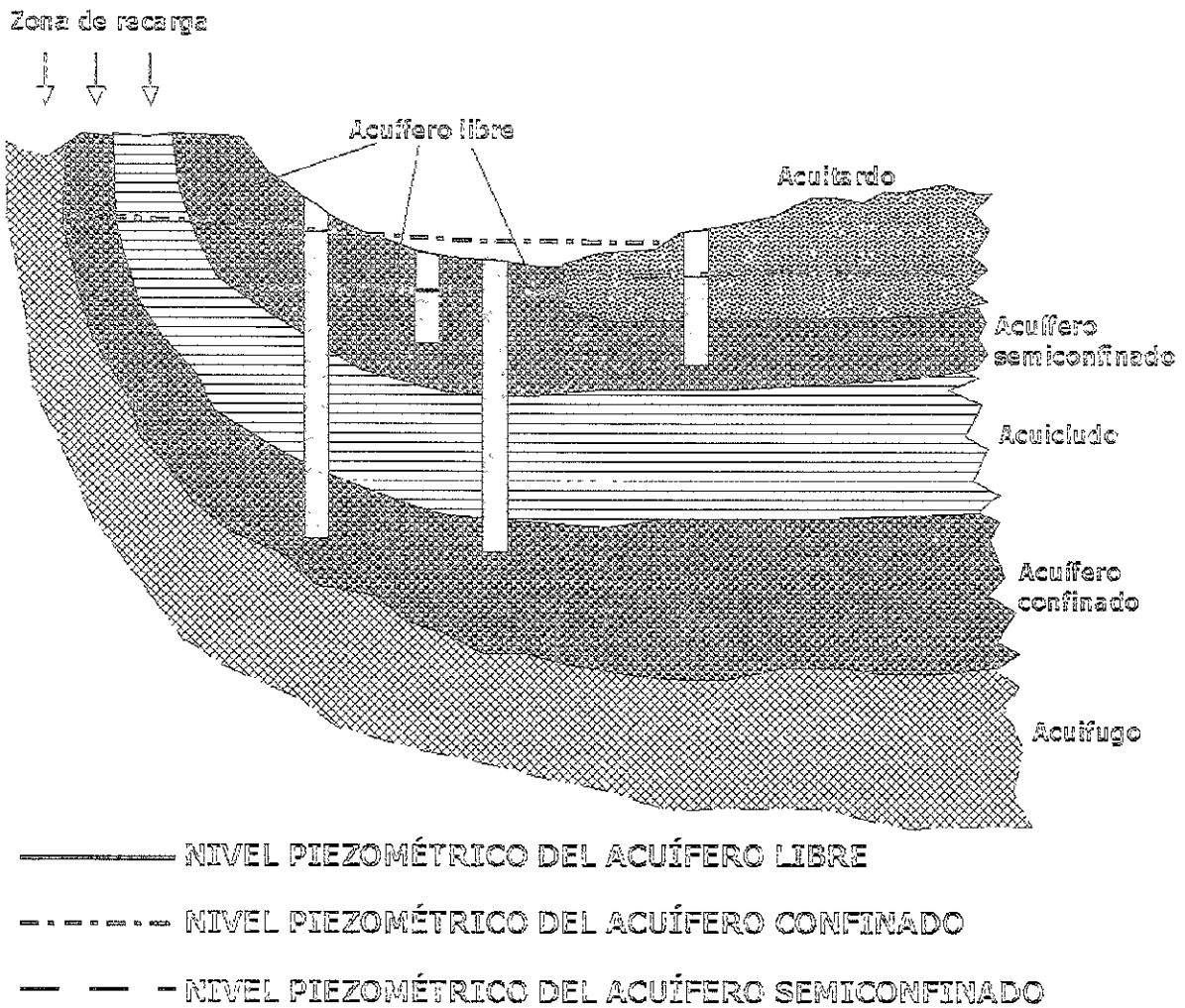


Figura 3.1: Esquema de los acuíferos libre, confinado y semiconfinado.

Acuífero libre con drenaje diferido (rendimiento retardado) (Fig. 3.2)

Está formado por materiales granulares gruesos que están intercalados con capas de arenas finas y limos, cuya conductividad hidráulica es menor que la del acuífero, sin llegar a ser semimpermeables. El granulado en conjunto suele estar dispuesto en forma de gradación normal. El drenaje aumenta con la profundidad y disminuye hacia la superficie. Su comportamiento hidráulico es distinto al de los otros acuíferos.

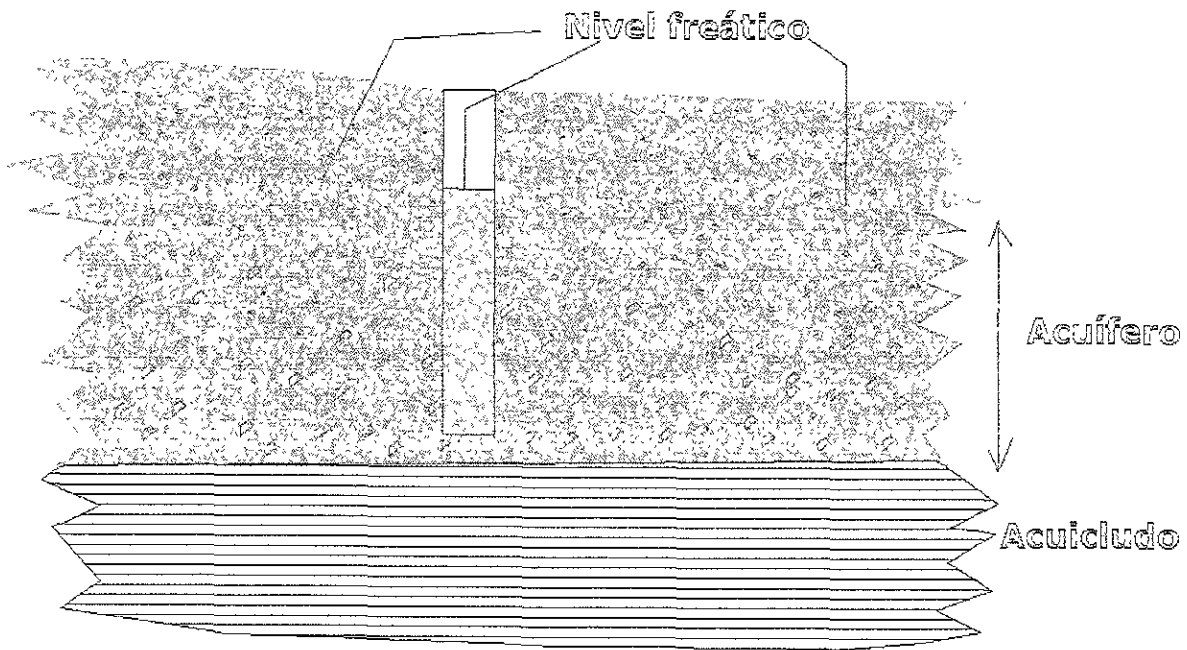


Figura 3.2: Acuífero libre con rendimiento retardado.

3.1.2 - Conductividad Hidráulica (K)

Capacidad de un medio para transmitir un caudal de agua a través de un área unitaria (Freeze y Cherry, 1979), dado un gradiente hidráulico unitario (Fig. 3.3). De la ley de Darcy,

$$Q = -KAi,$$

$$i = (\partial h / \partial l),$$

donde Q es el caudal, K es la conductividad hidráulica, A es el área transversal, e i es el gradiente hidráulico, que representa la variación de la carga hidráulica con la distancia, y es adimensional.

Como K tiene dimensiones de velocidad, se asocia con la velocidad v , con la cual se transmite el agua dentro del acuífero:

$$v = K(\partial h / \partial l).$$

También es posible interpretar K como la velocidad del agua dado un gradiente hidráulico unitario, aunque es más adecuada la interpretación anterior.

En un medio anisótropo, la conductividad hidráulica se divide en dos componentes, uno vertical y otro horizontal. Normalmente, el agua se transmite mejor en dirección horizontal, debido a que la compactación del material es mayor en dirección vertical.

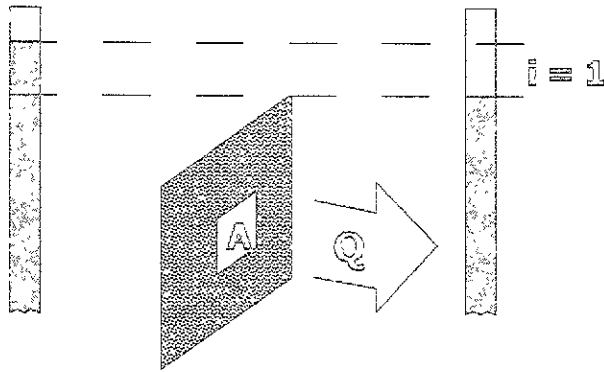


Figura 3.3: Representación esquemática de la conductividad hidráulica.

3.1.3 - Transmisividad (T)

Se define como el caudal de agua que se transmite a través de una sección de anchura unitaria y espesor igual al espesor saturado del acuífero (Salinas Calleros, 1994), cuando el gradiente hidráulico es unitario (Fig. 3.4).

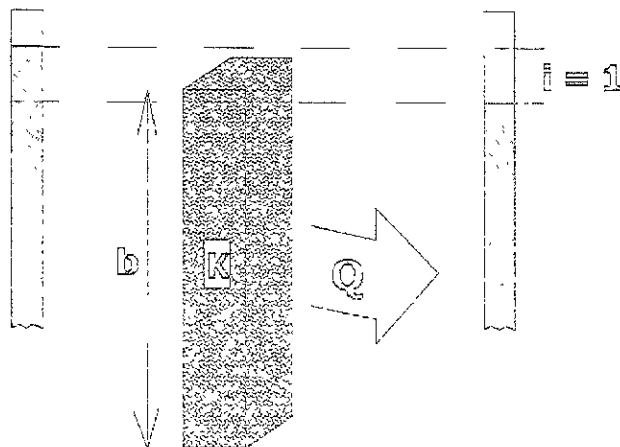


Figura 3.4: Representación esquemática de la transmisividad.

Se relaciona con la conductividad hidráulica a través de la ecuación $T = Kb$, donde b es el espesor saturado del acuífero.

A diferencia de la conductividad hidráulica, la transmisividad involucra a la geometría del acuífero. En un acuífero confinado, el espesor coincide con la altura desde la capa confinante inferior hasta la superior.

3.1.4 – Carga hidráulica (h)

Es la altura que alcanza una columna de agua de un acuífero con respecto a un nivel de referencia arbitrario (suele utilizarse el nivel de mar).

La carga hidráulica está conformada por tres componentes: la carga de elevación (z), la carga de presión (P) y la carga de velocidad (v). Su expresión es la siguiente

$$h = z + P/\gamma + \frac{1}{2} v^2/g,$$

donde γ es el peso específico del agua y g es la aceleración de la gravedad. Dado que la velocidad del flujo subterráneo es muy pequeña, la carga de velocidad es despreciable, por lo que solamente se toman en cuenta la carga de elevación y la carga de presión.

3.1.5 – Coeficiente de almacenamiento (S)

Es un parámetro que determina la capacidad de un acuífero para almacenar o ceder agua. Depende de cantidades petrofísicas e hidráulicas del acuífero, de las propiedades físicas del agua, la presión a la que se encuentra sometida, llamada presión intersticial o de poro, y la presión sobre los granos, denominada presión intergranular o efectiva (Salinas Calleros, 1994). Al disminuir el nivel de agua, la presión intersticial disminuye y la intergranular aumenta, de modo que la roca se comprime y las moléculas de agua se expanden. Ocurre lo contrario cuando el nivel aumenta.

Con base en lo anterior, el coeficiente de almacenamiento se define como el volumen de agua liberado por una columna del acuífero de altura igual al espesor saturado y área horizontal unitaria, cuando la carga hidráulica desciende una unidad (Kalinski *et al.*, 1993). En acuíferos confinados, el coeficiente de almacenamiento varía de 10^{-5} y 10^{-2} , valor reducido debido a que la compresión afecta muy poco a la roca. En acuíferos libres, el coeficiente de almacenamiento varía entre 5×10^{-2} y 3×10^{-1} , y para fines prácticos equivale al rendimiento específico (Salinas Calleros, 1994), debido a que los espacios abiertos liberan una cantidad de agua adicional.

En un acuífero confinado, el coeficiente de almacenamiento está definido como

$$S = S_s b,$$

donde S es el coeficiente de almacenamiento, S_s es el coeficiente de almacenamiento específico, y b es el espesor saturado del acuífero confinado.

El coeficiente de almacenamiento específico se define como el volumen de agua liberado por un volumen unitario, cuando la carga hidráulica desciende una unidad en un acuífero confinado. Se obtiene con la siguiente expresión:

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta),$$

donde ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad, α es la compresibilidad del acuífero, β es la compresibilidad del agua dentro del acuífero, y n es la porosidad total del acuífero.

3.1.6 – Porosidad (n , ϕ)

Se define como el volumen de poros de un material con respecto a su volumen total (poros + sólidos). Suele expresarse en porcentaje:

$$n(\%) = V_p / V_t \times 100,$$

donde V_p es el volumen de poros y V_t es el volumen total.

Existen dos tipos de porosidad: la primaria y la secundaria. La porosidad primaria se origina durante la formación de la roca, mientras que la secundaria se debe a procesos que tienen lugar posteriormente (fracturamiento, intemperismo, etc.)

En materiales no consolidados, la porosidad predominante es primaria y granular. Depende de factores como el tamaño de grano, la angulosidad de los clastos, el empaquetamiento, la esfericidad, la clasificación del material y la cementación.

Desde el punto de vista geofísico, la importancia de la porosidad es que permite el flujo de corriente eléctrica a través de los materiales, siempre que existan fluidos y/o minerales metálicos en los poros. Sin embargo, no toda la porosidad participa en el flujo eléctrico (la porosidad acostumbra expresarse como ϕ en las siguientes fórmulas). Una parte de ella es porosidad de estancamiento ϕ_s , mientras que el resto está asociada con canales por donde fluye la corriente, ϕ_f . La diferencia entre ambas porosidades se ilustra en la siguiente figura (Pérez Rosales, 1982).

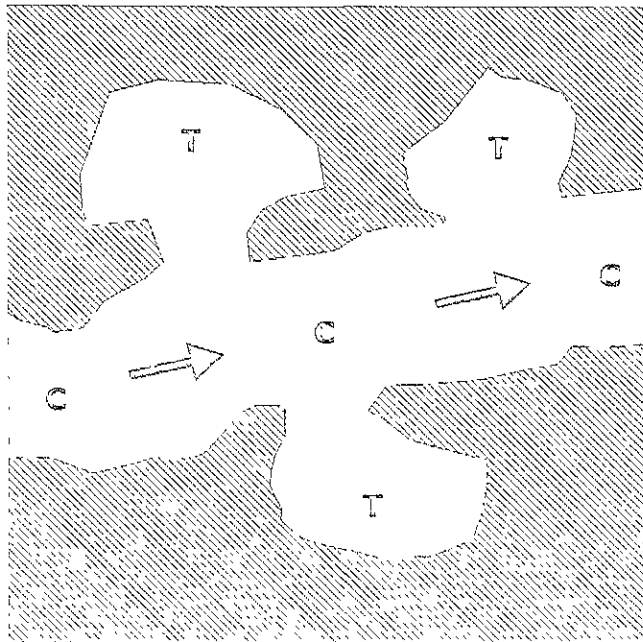


Figura 3.8: Porosidad de estancamiento y porosidad de canales. Figura modificada de la original de Pérez Rosales (1982).

La porosidad total queda definida como la suma de dichas porosidades:

$$\phi = \phi_r + \phi_s.$$

Con base en ecuaciones propuestas inicialmente por Maxwell, se obtuvo la siguiente relación entre el factor de formación y la porosidad de flujo:

$$F = 1 + \frac{G(1 - \phi_r)}{\phi_r},$$

donde G es un parámetro que varía con la geometría interna del medio poroso (Arroyo Carrasco, 1996).

Posteriormente se planteó una expresión entre la porosidad de flujo y la porosidad total. Una expresión de este tipo satisfará las siguientes condiciones (Arroyo Carrasco, 1996)

- 1) $\phi_r = 1$ cuando $\phi = 1$.
- 2) $\phi_r = 0$ cuando $\phi = 0$,
- 3) $\phi_r < \phi$ cuando $0 < \phi < 1$.

La primera condición implica que, si la porosidad total es 100(%), sólo habrá porosidad de flujo, pues no hay material que genere trampas. La segunda establece que, si la porosidad total es nula, no hay porosidad de flujo, así como ninguna otra. Finalmente, la tercera condición se refiere a que la porosidad de flujo siempre será menor, o a lo sumo igual, que la porosidad total.

La siguiente expresión cumple las tres condiciones:

$$\phi_r = \phi^m,$$

donde m es mayor o igual a uno. La porosidad de flujo es menor que la porosidad total, dado que esta última es menor que la unidad y es elevada a una potencia mayor que uno. Por lo tanto, el factor de formación puede expresarse en función de la porosidad total:

$$F = 1 + G(\phi^m - 1).$$

Dado que G se aproxima al valor de 1 cuando la geometría de las partículas es compleja, tal simplificación es válida para las rocas (Arroyo Carrasco, 1996), dando por resultado la ley de Archie:

$$F = \phi^{-m},$$

donde m es un parámetro asociado con la cementación del material, determinando la fracción de porosidad que participa en el flujo eléctrico. Cuando $m = 1$, toda la porosidad contribuye con dicho flujo, como en un medio constituido por esferas empaquetadas. Conforme m aumenta, dicha fracción disminuye.

La porosidad está relacionada con la resistividad por medio del factor de formación. Este hecho es importante en la determinación de una relación entre la resistividad y la conductividad hidráulica.

3.1.7 – Porosidad eficaz (rendimiento específico) (S_y)

Es la fracción de la porosidad que cede un volumen de agua V_e , bajo la acción de la gravedad. La expresión correspondiente (Custodio, 1976) es

$$S_y (\%) = V_e / V_t \times 100.$$

En materiales de grano grueso con bajo nivel arcilloso, la porosidad eficaz apenas se distingue de la porosidad total. Sin embargo, cuando el contenido de arcilla es alto, la porosidad eficaz es mucho menor que la porosidad total, e incluso nula (Custodio, 1976).

3.1.8 - Permeabilidad (k)

Es la capacidad de un medio para transmitir un fluido cualquiera, a diferencia de la conductividad hidráulica, que depende también de las propiedades del agua. Depende del diámetro y de la geometría de los clastos. Se relaciona con la conductividad hidráulica (K) mediante la expresión

$$K = k\rho g / \mu,$$

donde ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad y μ es la viscosidad cinemática del agua. Tiene unidades de longitud al cuadrado.

Aunque se requiere la porosidad para que exista permeabilidad, alta porosidad no implica alta permeabilidad (Salinas Calleros, 1994). De hecho, las arcillas son prácticamente impermeables, a pesar de poseer elevada porosidad, mientras que las gravas y las arenas gruesas son bastante permeables, aunque poseen su porosidad sea baja.

3.1.9 – Resistencia hidráulica transversal (c)

Es la oposición al flujo de agua que exhibe un acuitardo (Salinas Calleros, 1994). Se define como

$$c = b'/K'.$$

donde b' y K' son el espesor saturado y la conductividad hidráulica del acuitardo, respectivamente. Tiene unidades de tiempo, y se expresa en días. En acuícludos tiende al infinito, pues éstos no transmiten agua.

3.1.10 – Factor de drenaje (L)

Es una medida de la distribución del drenaje a través del acuitardo superior de acuífero semiconfinado (Salinas Calleros, 1994). Se define como

$$L = \sqrt{Kb'c} ,$$

donde K es la conductividad hidráulica del acuífero, b' es el espesor del acuitardo y c es la resistencia hidráulica transversal. Tiene unidades de longitud, y cuando sus valores son pequeños indican un intervalo amplio de drenaje desde el acuitardo, y viceversa.

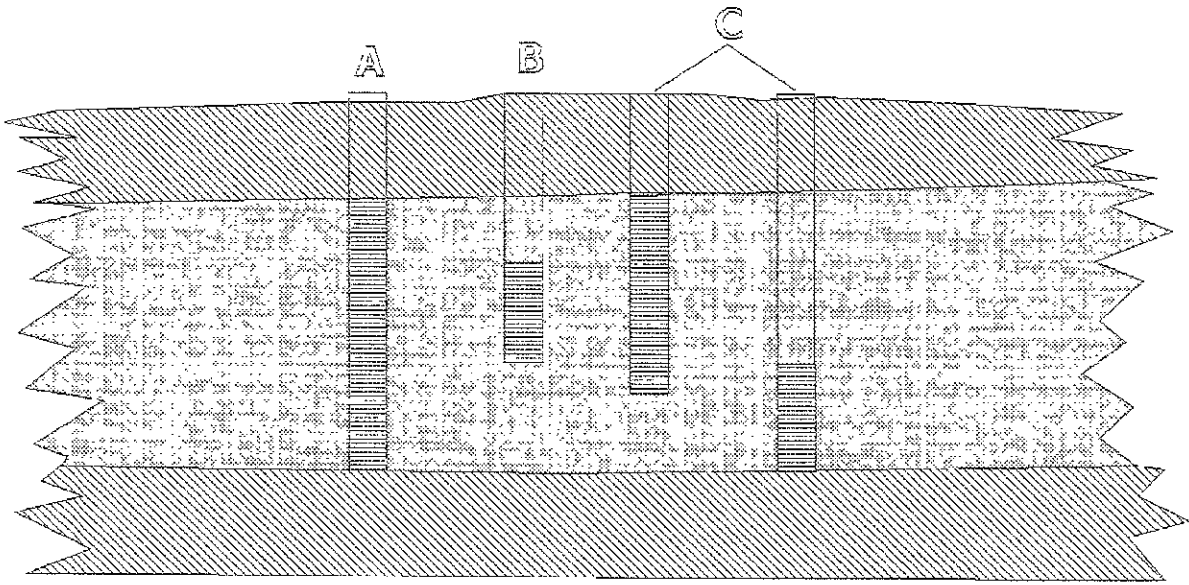


Figura 3.5: Clasificación de pozos en un acuífero confinado. A) Pozo totalmente penetrante; B) Pozo incompleto; C) Pozos parcialmente penetrantes. Modificada de la figura original de Custodio (1976).

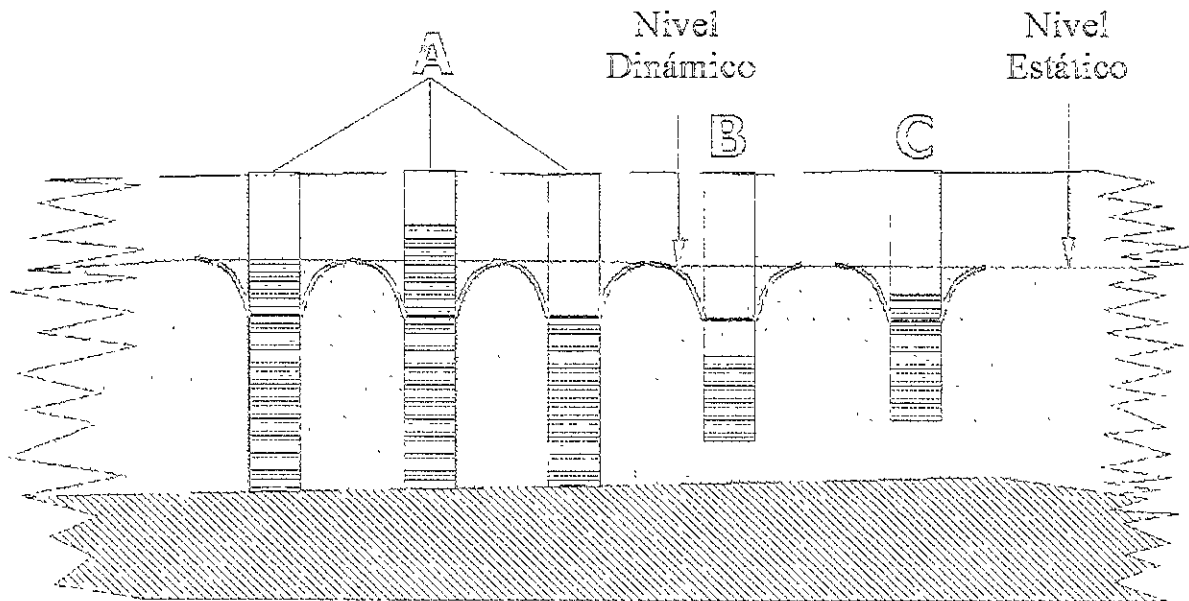


Figura 3.6: Clasificación de pozos en un acuífero libre. A) Pozos totalmente penetrantes; B) Pozo incompleto; C) Pozo parcialmente penetrante. Modificada de la figura original de Custodio (1976).

Los métodos de interpretación de pruebas de bombeo se resumen en las siguientes tablas.

MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO

(ACUÍFEROS LIBRES)

MÉTODO DESCRIPCIÓN ECUACIONES SUPOSICIONES

Neuman (ajuste de curvas)	Se basa en la respuesta tardía del nivel freático al bombeo. El abatimiento es función de la distancia al pozo de observación. De una familia de curvas patrón dadas por la función de Theis $W(u)$, se obtienen los valores de D , S_a , K_h , K_v y S_y .	$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, \beta),$ $u_A = \frac{r^2 S_A}{4Tt}, \quad u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt},$ $\beta = \frac{r^2 K_v}{D^2 K_h}.$	1.- Acuífero anisótropo. 2.- S_A y S_y constantes. 3.- Flujo transitorio en dirección al pozo. 4.- $S_y/S_A > 10$. 5.- Pozos totalmente penetrantes, con diámetros despreciables. 6.- La zona no saturada influye en forma despreciable en el abatimiento.
Thiem-Dupoit	Proporciona el valor de la conductividad, para el caso en que las diferencias de abatimiento son insignificantes con el tiempo.	$Q = \frac{2\pi T (s'_{m1} - s'_{m2})^2}{2.3 \text{Log}(r_2/r_1)}$	1.- El acuífero es isótropo. 2.- Flujo estacionario en dirección al pozo. 3.- Hipótesis de Dupoit: a) Flujo Horizontal. b) La pendiente de la superficie freática, define el gradiente que genera el movimiento del agua. c) Velocidad constante para una sección vertical de la capa.
<p>s = abatimiento; Q = caudal de extracción; r = distancia desde el pozo de bombeo hasta el de observación; S_A = coeficiente de almacenamiento específico; S_y = rendimiento específico; $K_{v,h}$ = conductividad hidráulica vertical/horizontal; T = transmisividad; D = espesor saturado, t = tiempo de bombeo; $s' = s - s^2/2D$, abatimiento corregido.</p>			

MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO
(ACUÍFEROS CONFINADOS)

MÉTODO DESCRIPCIÓN ECUACIONES SUPOSICIONES

Thiem	Emplea uno o más piezómetros. Se calcula T con el valor de abatimiento de la etapa estacionaria de la prueba. Para régimen estable.	$Q = \frac{2\pi T(s_{m1}-s_{m2})}{\ln(r_2/r_1)}, \quad Q = \frac{2\pi T(s_{mw}-s_{m2})}{\ln(r_2/r_w)}$	1.- Acuífero de extensión infinita, homogéneo, isótropo y de espesor uniforme. 3.- Nivel freático o piezométrico casi horizontal en el área de influencia, antes de comenzar la prueba. 4.- Prueba a caudal constante. 5.- Pozo totalmente penetrante.
Theis	Se basa en que el agua que se bombea proviene de la reducción del coeficiente de almacenamiento. Así, el nivel piezométrico desciende sin llegar al estado estacionario. Se calculan T y S , comparando la curva de datos con la función de Theis $W(u)$. Para régimen transitorio.	$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^{\infty} \frac{dy}{y} = \frac{Q}{4\pi T} W(u),$ $u = \frac{r^2 S}{4Tt}, \Rightarrow S = \frac{4Ttu}{r^2}.$	
Jacob	Basado en la fórmulas de Theis, simplificándose para distancias pequeñas al pozo de observación, o para tiempos grandes.	$s = \frac{2.3 Q}{4\pi T} \text{Log} \frac{2.254Tt}{r^2 S}.$	
Chow	Variante del método de Theis, para el cual no hay restricciones de tiempo o distancia. Se basa en que la curva de Theis ($W(u), 1/u$) tiene la misma pendiente que la curva de campo (s, t).	$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u), \Rightarrow T = \frac{Q}{4\pi s_1} W(u),$ $S = \frac{4Tt_1 u}{r^2}.$	

s = abatimiento; Q = caudal de extracción; r, r_1, r_2 = distancia del pozo de bombeo hasta los de observación, r_w = radio del pozo de bombeo; T = transmisividad; S = coeficiente de almacenamiento; t = tiempo de bombeo, s_1, t_1 = coordenadas de un punto en la gráfica (s, t); $W(u)$ = función de Theis

**MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO
(ACUÍFEROS SEMICONFINADOS)**

RÉGIMEN ESTABLE

MÉTODO	DESCRIPCIÓN	ECUACIONES	SUPOSICIONES
De Glee.	Con base en que L es proporcional al gradiente hidráulico en el acuitardo, la curva (s, r) se compara con $(K_0, r/L)$ para calcular T y c .	$s_m = \frac{Q}{2T} K_0(r/L),$ $L = \sqrt{Tc}, c = b'/K'$	1.- Acuífero y acuitardo homogéneos, isotropos y de extensión infinita. 2.- Nivel piezométrico horizontal en el área de influencia al comenzar la prueba. 4.- Prueba a caudal constante. 5.- Pozo totalmente penetrante. 6.- Flujo horizontal hacia el pozo y vertical del acuitardo. 8.- $L > 3D$.
Hantush-Jacob.	Cuando $L > 3D$, el método permite calcular T usando diferencias de abatimiento entre las distancias a los pozos de observación.	$s_m = \frac{2.3Q}{2\pi T} \text{Log}(1.12L/r),$ $\Delta s_m = \frac{2.3Q}{2\pi T}, c = \frac{r_0^2}{1.12^2 T}$	1.- Existe un acuífero superior con recarga, que no cede agua a través del pozo. 2.- Nivel freático constante en la parte saturada del acuitardo. 3.- $L > 3D$ y $r/L < 0.05$.

s_m = abatimiento en un pozo de observación a una distancia r ; Q = caudal de extracción;
 r = distancia desde el pozo de bombeo hasta el de observación; T = transmisividad;
 L = factor de drenaje; c = resistencia hidráulica del acuitardo; K' = conductividad hidráulica vertical del acuitardo; D' = espesor saturado del acuitardo; $K_0(x)$ = función de Bessel modificada de orden cero; r_0 = distancia a la cual el abatimiento es cero.

MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO
(ACUÍFEROS SEMICONFINADOS)
RÉGIMEN TRANSITORIO

MÉTODO	DESCRIPCIÓN	ECUACIONES	SUPOSICIONES
Walton	Comparando los datos con curvas de la función de Theis, se obtienen valores de u , $W(u, r/L)$, s y t , usados para calcular T , S y c .	$s = \frac{Q}{4T} W(u, r/L),$ $u = \frac{r^2 S}{4Tt}.$	<ol style="list-style-type: none"> 1. Hipótesis del método de De Glee. 2. Los cambios en el almacenamiento del acuitardo son despreciables.
Hantush I (Punto de inflexión)	Opera con un solo piezómetro. De la curva semilogarítmica (s, t), se obtienen las coordenadas (s_p, t_p) del punto de inflexión, por medio del abatimiento máximo. Con ellos se determinan T , S y c .	$s_p = 0.5s_m = \frac{Q}{4\pi T} K_0(r/L),$ $u_p = \frac{r^2 S}{4Tt_p} = \frac{r}{2L}, m_p = \frac{2.3Q}{4\pi T} e^{-r/L},$ $r = 2.3L [\text{Log} \frac{2.3Q}{4\pi T} - \text{Log } m_p],$ $2.3s_p/m_p = e^{r/L} K_0(r/L).$	<ol style="list-style-type: none"> 1. La descarga al extraer agua es instantánea. 2. El diámetro del pozo es pequeño. 3. Es conocido o inferible el abatimiento máximo.
Hantush III (Ajuste de curvas)	Se comparan los datos con curvas de la función de Theis, y se obtienen $W(u, \beta)$, u , β , s y t , que se usan para calcular T , s , K' y S' .	$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \beta), u = \frac{r^2 S}{4\pi T t}$ $\beta = r/4 \sqrt{\frac{K'/D' S'}{T S}}.$	<ol style="list-style-type: none"> 1. Hipótesis del método de Hantush I. 2. Cambio apreciable en el almacenamiento del acuitardo. 3. $t < S'D'/10K$.
Neuman - Witherspoon	Da las propiedades del acuitardo, si su abatimiento está descrito por la función de Theis. Con otro método se obtiene el valor de T del acuífero.	$s_c = \frac{Q}{4\pi T'} W(u, u_c),$ $u_c = \frac{Z^2 S}{4T't}, \frac{s_c}{s} = \frac{W(u, u_c)}{W(u)}$	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cambio apreciable en el almacenamiento del acuitardo. 2. $t < S'D'/10K$. 3. Distancia del pozo a los piezómetros menor a 100 m

s = abatimiento; Q = caudal de extracción, r = distancia del pozo de bombeo hasta el de observación; T = transmisividad; S = coeficiente de almacenamiento; K' = conductividad hidráulica vertical del acuitardo; D' = espesor saturado del acuitardo; T' = transmisividad del acuitardo, l = factor de drenaje; t = tiempo de bombeo; s_p, t_p = coordenadas del punto de inflexión en la gráfica (s, t), $K_0(x)$ = función de Bessel modificada de orden cero; s_m = abatimiento máximo, $W(u)$ = función de Theis

MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO
(ACUÍFEROS LIBRES CON RENDIMIENTO RETARDADO)

MÉTODO DESCRIPCIÓN ECUACIONES SUPOSICIONES

MÉTODO	DESCRIPCIÓN	ECUACIONES	SUPOSICIONES
Boulton	Para las familias de curvas, $[W(u_A, r/B), 1/u_A]$ y $[W(u_y, r/B), 1/u_y]$, se compara la curva de datos, obteniéndose los valores de s, t para cada familia, y los de u_A y $W(u_A, r/B)$ para la primera, y u_y y $W(u_y, r/B)$ para la segunda. Con esos valores se determinan S_A, S_y, T, B , y $1/\alpha$.	$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, r/B),$ $u_A = \frac{r^2 S_A}{4Tt},$ $s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_y, r/B),$ $u_A = \frac{r^2 S_y}{4Tt},$ $B = \sqrt{\frac{T}{\alpha S_y}}.$	<ol style="list-style-type: none"> 1.- Flujo hacia el pozo en régimen transitorio. 2.- Diámetro pequeño del pozo. 3.- Acuífero homogéneo, isótropo y de extensión infinita. 4.- Nivel piezométrico horizontal, antes de empazar la prueba. 5.- Prueba a caudal constante.
<p>s = abatimiento; Q = caudal de extracción; r = distancia desde el pozo de bombeo hasta el de observación; S_A = coeficiente de almacenamiento inmediato específico; S_y = coeficiente de almacenamiento con retardo; K = conductividad hidráulica vertical/horizontal; D = espesor saturado; t = tiempo de bombeo; B = factor de goteo; $1/\alpha$: índice de retardo de Boulton.</p>			

En cuanto a la permeabilidad, se puede estimar utilizando la conductividad hidráulica y la relación que existe entre estos parámetros. Determinar la porosidad es más difícil, y requiere expresiones empíricas que la relacionen con la conductividad hidráulica, como la fórmula de Terzaghi, que se emplea junto con la ley de Archie para la propuesta de esta tesis. Más adelante se analizan estas fórmulas.

3.2 - PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

3.2.1 – Resistividad (ρ) y conductividad (σ) eléctricas

La resistividad eléctrica se define como la resistencia R a la corriente que ofrece un cubo de material de área transversal A y espesor L . Por lo tanto,

$$\rho = RAL.$$

Las unidades de la resistividad son Ohms x metro. El inverso de la resistividad es la conductividad eléctrica, que puede definirse como la facilidad que tiene una corriente eléctrica para atravesar un medio. Las unidades de conductividad son Siemens/metro (o bien, mho/metro).

En exploración geoelectrica, el parámetro más utilizado es la resistividad.

3.2.2 – Factor de formación (F)

Es la relación que existe entre la resistividad de una roca completamente saturada de agua, ρ_0 , con respecto a la resistividad del agua que satura sus poros, ρ_w . Está dado por

$$F = \rho_0 / \rho_w.$$

Dado que el factor de formación involucra la geometría de los granos, se relaciona con la porosidad, por lo que representa una herramienta útil en la interpretación de los registros geofísicos de pozos.

3.2.3 – Medición y obtención

La resistividad se obtiene por medio de registros geofísicos, eléctricos o de inducción, o por métodos eléctricos y electromagnéticos.

Utilizando métodos eléctricos y electromagnéticos, la resistividad obtenida es *aparente*, pues el subsuelo no es homogéneo. Al trabajar con métodos de sondeo, supone que está formado por capas horizontales de resistividades y espesores definidos. Por lo tanto, se interpretan cuantitativamente los datos para estimar estos valores. Conocido el comportamiento matemático de la resistividad para cada dispositivo, se proponen modelos con base en combinaciones de los parámetros libres: número de capas, resistividad, y espesor de cada capa. La curva modelada se compara con la curva de campo, y el proceso se repite hasta lograr el ajuste deseado.

Los métodos de inversión permiten resolver el problema en forma iterativa, reduciendo el error entre la curva de campo y la calculada. Como la solución no es única, no hay que perder de vista la información geológica. Por otro lado, el modelo propuesto no requiere un error arbitrariamente pequeño. Puede obtenerse una interpretación absurda al tratar de disminuirlo irreflexivamente.

3.3 - SIMILITUDES Y POSIBLES RELACIONES ENTRE LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS Y LAS PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

Las expresiones utilizadas en el desarrollo teórico de esta tesis, involucran principalmente resistividad, conductividad hidráulica y transmisividad. Se analizarán tales relaciones y su sustento matemático.

A) Análisis del campo de velocidad del agua y el de densidad de corriente en un acuífero. Relación K vs. ρ_0 .

A continuación se analizan relaciones entre las propiedades hidrodinámicas y las propiedades geoelectricas, con base en los campos de velocidad del agua y de densidad de corriente dentro de un acuífero.

Sea un acuífero de espesor saturado y variable b , homogéneo e isótropo, con conductividad hidráulica K y gradiente hidráulico i (Fig. 3.9). Se convino utilizar negrillas para indicar cantidades vectoriales.

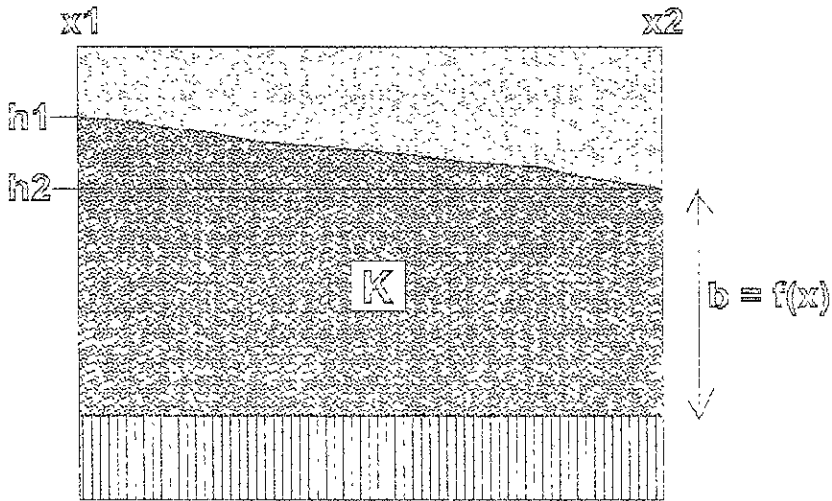


Figura 3.9: Acuífero con parámetros K , b e $i = (h_2 - h_1) / (x_2 - x_1)$.

Bajo régimen estacionario

$$\nabla^2 h = 0, \quad (1)$$

donde h es la carga hidráulica. Por otro lado, el campo vectorial de velocidades está dado por

$$v = Ki, \quad (2)$$

donde v es el campo de velocidades del agua e i es el gradiente hidráulico, que está dado por

$$i = \nabla h \quad (3)$$

Como $\nabla^2 h = \nabla \cdot \nabla h$, entonces

$$\nabla^2 h = \nabla \cdot i = 0. \quad (4)$$

Sustituyendo la ecuación (2), en la anterior, se obtiene

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \nabla K \cdot \mathbf{i} + K \nabla \cdot \mathbf{i} = \nabla K \cdot \mathbf{i}. \quad (5)$$

Si el medio es homogéneo, la conductividad hidráulica no varía espacialmente, de modo que ∇K es nulo. Por lo tanto,

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (6)$$

que es la primera ecuación del campo de velocidades.

Estableciendo el valor del rotacional de \mathbf{v} , y dado que el medio es homogéneo,

$$\nabla \times \mathbf{v} = \nabla K \times \mathbf{i} + K \nabla \times \mathbf{i} = K \nabla \times \mathbf{i}. \quad (7)$$

Sustituyendo la ecuación (3) en la (7),

$$\nabla \times \mathbf{v} = K \nabla \times \nabla h = 0, \quad (8)$$

debido a que el rotacional del gradiente de una función escalar es nulo. Por lo tanto, las ecuaciones del campo de velocidades, (6) y (8), indican que éste es armónico.

En cuanto al comportamiento del campo eléctrico en el subsuelo, al inyectar corriente en el subsuelo se establece un potencial eléctrico V . El campo eléctrico \mathbf{E} asociado está dado por

$$\mathbf{E} = \nabla V. \quad (9)$$

Por otro lado, la ley de Ohm establece que

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \quad (10)$$

donde \mathbf{J} es el vector densidad de corriente y σ es la conductividad eléctrica del medio.

Por su parte, la ecuación de continuidad está dada por

$$\nabla \cdot \mathbf{J} + \partial \rho_{ch} / \partial t = 0, \quad (11)$$

donde ρ_{ch} es la densidad volumétrica de carga.

Bajo régimen estacionario, la ecuación de continuidad se reduce a

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0. \quad (12)$$

Para establecer el rotacional de \mathbf{J} se utiliza la ley de Ohm:

$$\nabla \times \mathbf{J} = \nabla \sigma \times \mathbf{E} + \sigma \nabla \times \mathbf{E}. \quad (13)$$

En un medio homogéneo, $\nabla \sigma = 0$. Bajo régimen estacionario, $\nabla \times \mathbf{E} = 0$. Por lo tanto, el miembro derecho de la ecuación (13) es nulo.

$$\nabla \times \mathbf{J} = 0. \quad (14)$$

Por lo tanto, los campos de velocidad del agua y densidad de corriente se comportan como campos armónicos, de modo que el tratamiento matemático para ambos es el mismo.

Pueden establecerse expresiones para flujos de agua y cargas eléctricas que pasan a través de un área de acuífero. Sumando las contribuciones del campo de velocidades a lo largo de áreas infinitesimales, se obtiene el caudal a través de un área S :

$$Q = \int_S \mathbf{v} \cdot d\mathbf{S} = \int_S K \mathbf{i} \cdot d\mathbf{S} = \int_S K \nabla h \cdot d\mathbf{S}. \quad (15)$$

Asimismo, la corriente total está dada por

$$I = \int_S \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S} = \int_S \sigma \mathbf{E} \cdot d\mathbf{S} = \int_S \sigma \nabla V \cdot d\mathbf{S}. \quad (16)$$

En las ecuaciones (15) y (16), se observa que un caudal de agua en un medio depende de la diferencia de cargas hidráulicas entre dos puntos (gradiente hidráulico), la conductividad hidráulica, y el área transversal que atraviesa el flujo. Asimismo, la corriente que pasa a través del mismo medio depende de la diferencia de potencial eléctrico (campo eléctrico), la conductividad eléctrica y el área transversal.

Desafortunadamente, no es posible obtener una relación útil entre las conductividades eléctrica e hidráulica por medio de las ecuaciones (15) y (16). Tanto el caudal como la corriente son incógnitas, pues no corresponden a los valores medidos en superficie. Aún suponiendo constantes los gradientes y las conductividades en las fórmulas, quedarían demasiadas incógnitas.

Aunque las ecuaciones anteriores exhiben un comportamiento similar, hay que examinar cómo se transmiten ambos flujos a través de un medio.

El flujo eléctrico se analiza utilizando la ecuación de Archie. Como la resistividad de un medio depende principalmente de sus fluidos, esta ley establece una relación empírica entre la resistividad del fluido que llena los poros (ρ_w) y la roca saturada (ρ_o).

La ley de Archie establece que

$$F = \phi^m. \quad (17)$$

El factor de formación se relaciona a su vez con las resistividades anteriores:

$$F = \rho_o / \rho_w. \quad (18)$$

Sustituyendo en la ley de Archie,

$$\rho_o / \rho_w = \phi^m, \text{ o bien, } \rho_o = \rho_w \phi^m. \quad (19)$$

De la última expresión, la resistividad de la roca más el fluido equivale a la resistividad del fluido que ocupa el espacio poroso. Pero sólo una parte de él, pues no todas las oquedades de la roca están comunicadas, o corresponden a zonas de estancamiento (Pérez Rosales, 1982), de manera que sólo una fracción de la porosidad contribuye al flujo de corriente. El factor m se encarga de hacer partícipe únicamente a esta fracción. Ello explica que las rocas más porosas

conduzcan mejor la corriente que las menos porosas. En ese contexto, las arcillas conducen más eficazmente la corriente que las arenas, y estas lo hacen mejor que las gravas.

Sin embargo, con el agua es distinto. La conductividad hidráulica está asociada con la permeabilidad de la roca k . Esta última es a su vez proporcional al cuadrado del diámetro de los clastos:

$$k \propto d^2. \quad (20)$$

Como $K = k\rho g/\mu$, entonces la conductividad hidráulica también es proporcional al diámetro de los clastos.

Ello significa que la conductividad hidráulica aumenta con el tamaño de grano. Sin embargo, un aumento de tamaño de grano reduce la porosidad, y por ende disminuye la conductividad eléctrica (aumenta la resistividad). Por lo tanto, un aumento de conductividad hidráulica se refleja en un aumento en la resistividad.

Asociando ideas, se establece que la conductividad hidráulica puede expresarse como una función de la resistividad:

$$K = f(\rho_o). \quad (21)$$

Hasta este momento, el análisis establece que la ecuación (21) es una proporción directa. El método propuesto por Niwas (1981) hace uso de esta suposición, y se analiza en la siguiente sección.

B) Hipótesis de invariabilidad del producto de las conductividades.

Se analizó antes esta situación propuesta por Niwas (1981), donde el producto de las conductividades eléctrica e hidráulica se supone constante, cuando la calidad del agua no influye en la variación de la conductividad del medio. Con base en ello, se puede estimar la distribución de transmisividad.

Recordando las definiciones de resistencia transversal y la transmisividad:

$$R = \rho b, \quad (22)$$

$$T = Kb, \quad (23)$$

donde R es la resistencia transversal. Ambas expresiones se relacionan por medio del espesor del acuífero. Igualándolas y despejando T ,

$$T = (K/\rho)R = (K\sigma)R. \quad (24)$$

La expresión anterior sugiere que si el producto $K\sigma$ es invariable, se puede conocer la transmisividad en los lugares donde se conozca la resistencia transversal. Hay que conocer valores de K para la mayor cantidad posible de puntos. Se requieren sondeos eléctricos o electromagnéticos en las cercanías de los pozos para obtener σ . Se promedian los productos provenientes de tales pozos, eliminando los valores dispersos, y el resultado será el valor $K\sigma$ supuesto válido para todo el acuífero. Luego de interpretar la información geofísica, con la distribución de valores de R se calcula la de T .

Sin embargo, la suposición de que el producto $K\sigma$ es constante no siempre es válida. Ello exige que la relación entre las conductividades sea inversa, o bien que la conductividad hidráulica varíe en proporción directa con la resistividad eléctrica. Como se ha comentado, diversos estudios han demostrado que existen relaciones directas e inversas (e.g. Huntley, 1986).

En esta tesis se utilizará este método (se pondrá a prueba, en cierta forma), suponiendo que el acuífero involucrado no presenta variaciones en su calidad de agua. Es interesante notar la interferencia que ocasionaría la contaminación de un acuífero en la aplicación del método de Niwas.

3.4 - RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A TRAVÉS DE LA LEY DE ARCHIE Y LA FÓRMULA DE TERZAGHI

La propuesta de esta tesis es emplear dos ecuaciones empíricas para relacionar la conductividad hidráulica con la resistividad: la ley de Archie (resistividad) y la fórmula de Terzaghi (conductividad hidráulica). Ambas son funciones de la porosidad total del medio.

Rescribiendo la fórmula de Archie,

$$\rho_o/\rho_w = \phi^m, \text{ o bien, } \phi = (\rho_w/\rho_o)^{1/m} \quad (25).$$

Por otro lado, la fórmula de Terzaghi establece para K en [cm/s]

$$K = \lambda \frac{[\phi - 0.13]^2}{(1 - \phi)^{1/3}} d_e^2 \quad (26),$$

donde d_e es el diámetro eficaz en centímetros y λ es un parámetro adimensional en función de la redondez.

El diámetro eficaz es un tamaño de tamiz tal que sólo el 10(%) de las partículas de una muestra de sedimento pasan a través de él. El parámetro λ varía de 460 para partículas angulosas a 800 para partículas redondeadas. Como su determinación exacta exigiría un análisis granulométrico realizado durante la perforación de pozo, deben ser estimados de otra forma.

Con las expresiones (25) y (26) se determina K empleando el valor de ρ_o para cada punto del acuífero. Hay que estimar los parámetros libres ρ_w , m , d_e y λ , conociendo algunas características del material del acuífero. Para estimar ρ_w , es necesario disponer de registros de potencial natural o análisis químicos de agua. Sin embargo, el uso del registro de potencial natural requiere una buena deflexión de la curva, un horizonte arcilloso para establecer la línea base de lutitas, y que exista contraste entre el lodo de perforación y el fluido de la formación. El análisis químico fue la mejor alternativa para esta tesis.

A continuación, se presentan gráficas del comportamiento de la curva K vs. ρ_o al modificar cada parámetro. Los valores base serán: $m = 1.5$, $d_e = 0.5$ mm, $\lambda = 600$, y $\rho_w = 0.5 \Omega\text{-m}$. Los valores utilizados de resistividad ρ_o , se basan en los SEV ya interpretados de la región de Dr. Mora Guanajuato, donde el acuífero consiste principalmente de gravas y arenas.

Las gráficas de la figura 3.10, muestran que la relación entre la conductividad hidráulica y la resistividad es sensible a las variaciones del parámetro de cementación m , llegando incluso a la inversión de la relación. Es decir, es directa en un intervalo e inversa en otro.

La fracción de la porosidad que participa en el flujo eléctrico varía en forma inversa con el parámetro m , de manera que al aumentar su valor es menor el flujo eléctrico que pasa a través de los poros. El cambio de pendiente de la curva

depende del comportamiento de la conductividad hidráulica con respecto a la porosidad de la roca, ya que ésta última se estima por medio de las resistividades de la formación y del agua. Alta porosidad no implica alta conductividad hidráulica. Sin embargo, se requiere que exista la primera para que haya la segunda. Por lo tanto, m debe ser estimado con cuidado, pues afecta fuertemente el valor de la porosidad.

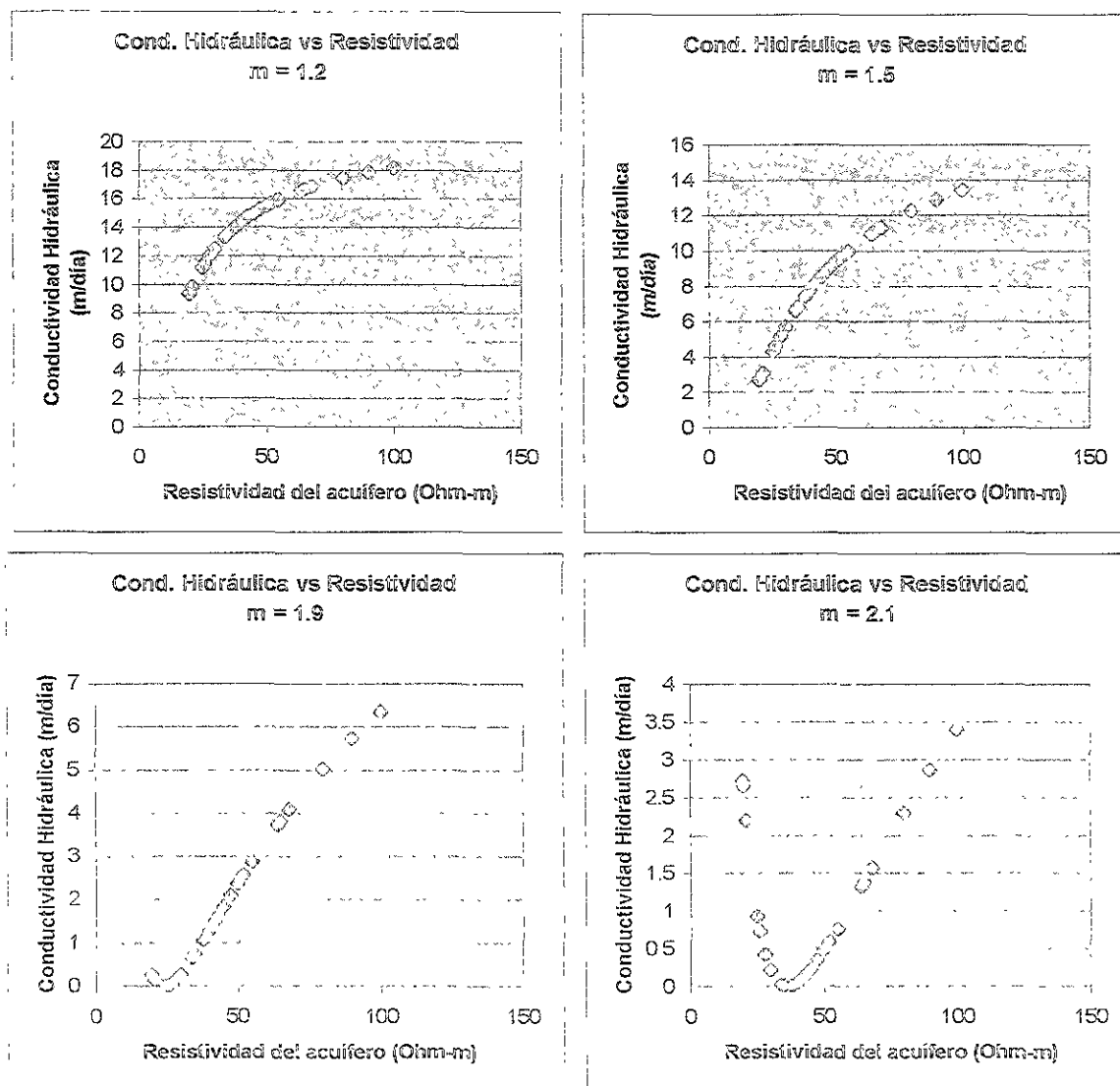


Figura 3.10: Relación K vs. ρ cuando varía el parámetro m .

Las dos gráficas de la figura 3.11 muestran que no hay cambios en la forma de la curva al modificar el parámetro d_e . El único cambio es la escala del eje de conductividad hidráulica, pues depende directamente del cuadrado de este valor.

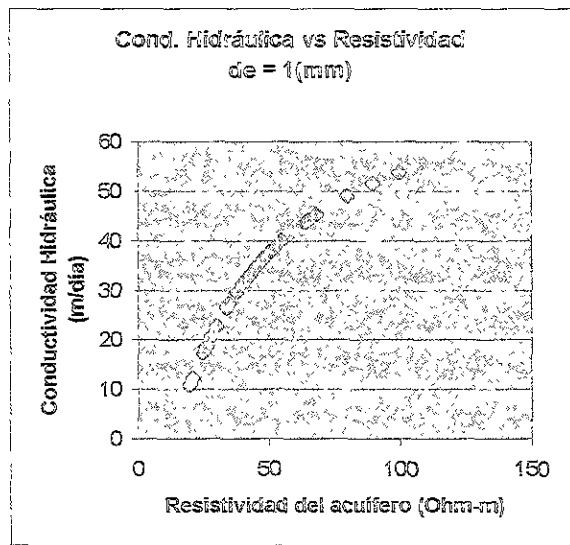
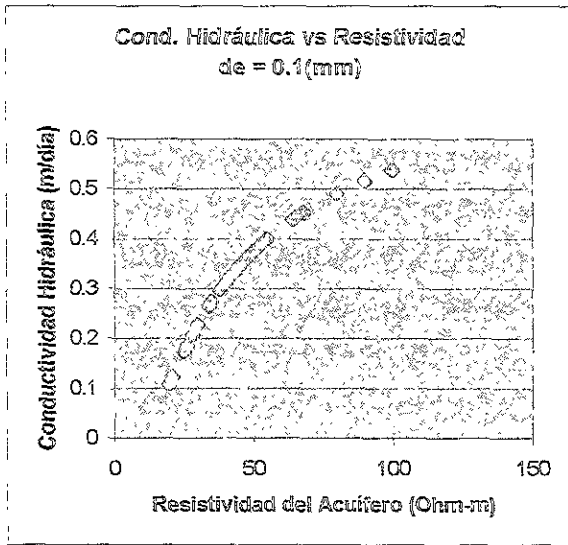


Figura 3.11: Relación K vs. ρ cuando varía el parámetro d_e .

Un caso similar ocurre en las gráficas de la figura 3.12, cuando λ varía.

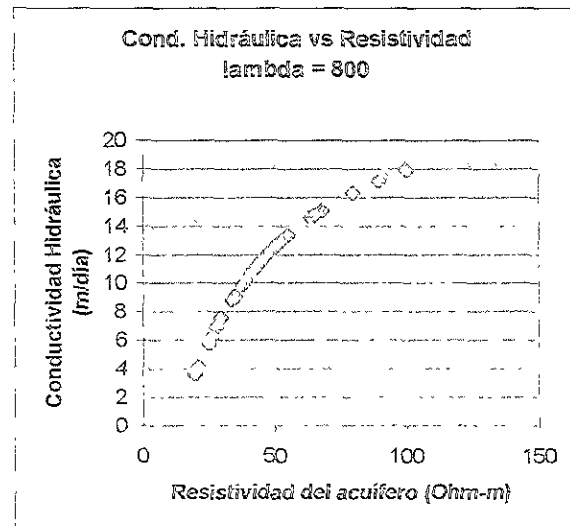
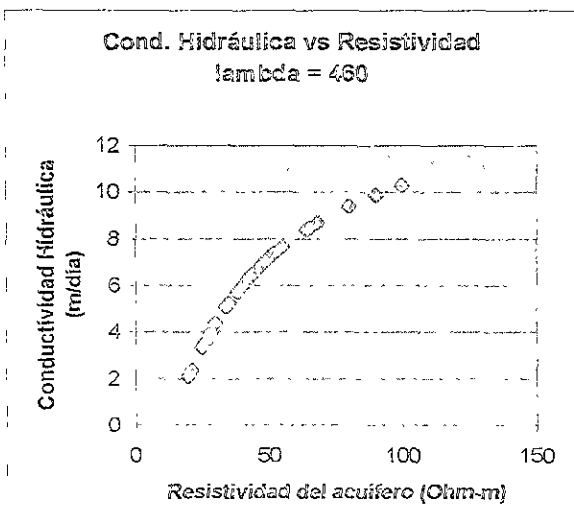


Figura 3.12: Relación K vs. ρ cuando varía el parámetro λ .

Por último, la resistividad del agua ρ_w , invierte la tendencia de la curva al igual que el parámetro m , como se observa en la figura 3.13. Para valores pequeños de ρ_w , el comportamiento es directo. Al aumentar, tiende a una recta, aunque comienza a invertirse. Finalmente, la relación se vuelve inversa y asintótica. Por lo tanto, la calidad del agua es un factor muy importante (de ahí que el método de Niwas suponga que la calidad del agua no influye en la resistividad). La resistividad del agua influye en forma importante en el valor estimado de la porosidad. También debe estimarse adecuadamente.

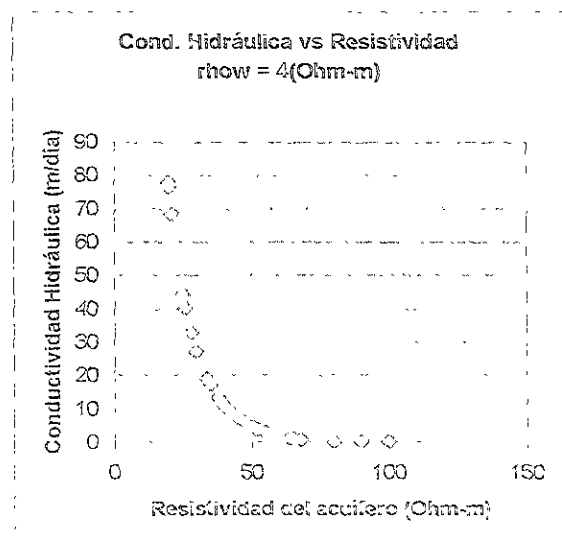
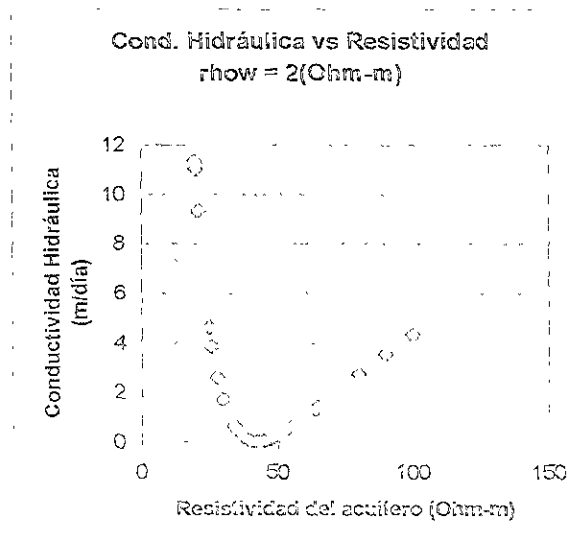
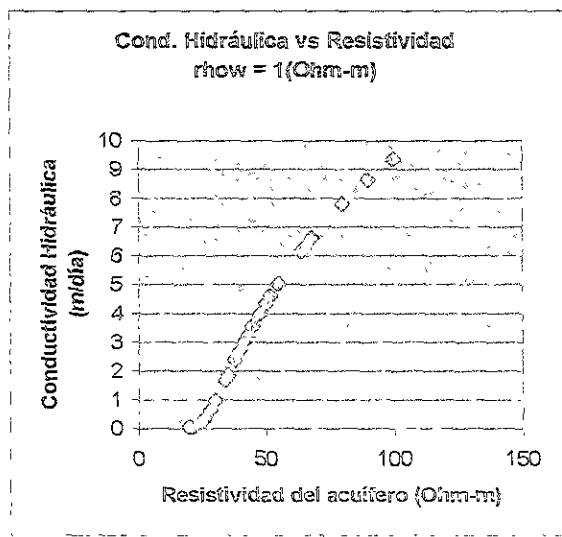
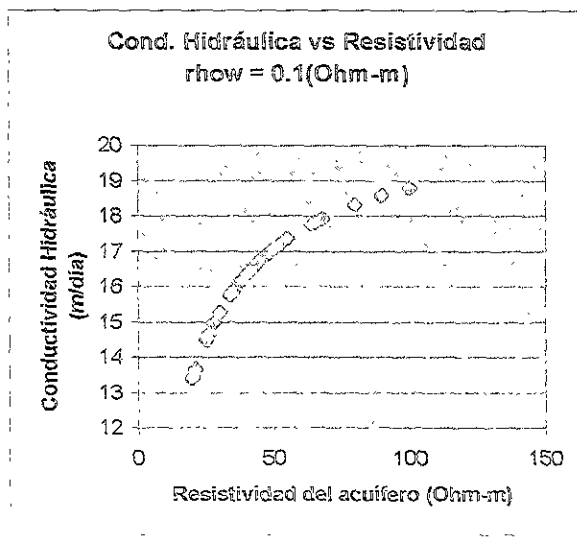
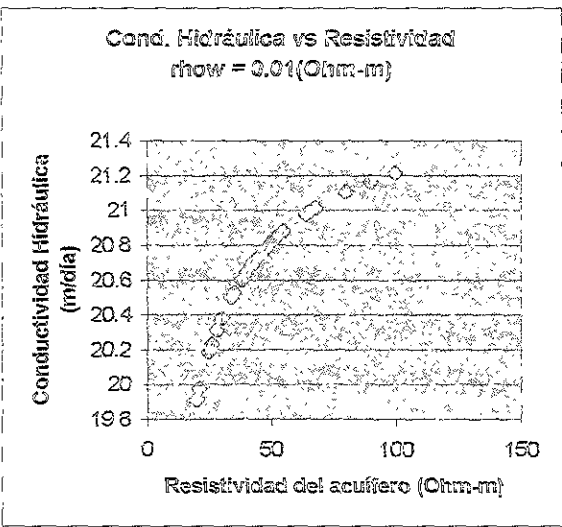
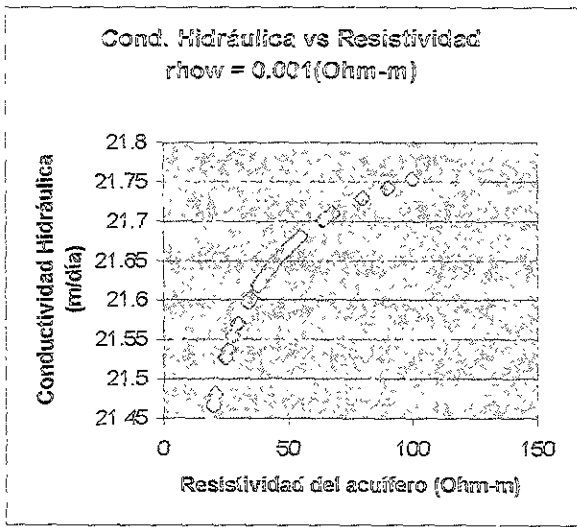


Figura 5.13: Relación k vs. ρ cuando varía el parámetro ρ_{how}

De lo anterior, se concluye que es necesario estimar con la mayor exactitud posible los parámetros ρ_w y m .

3.5 – MODO DE APLICACIÓN DEL MÉTODO PROPUESTO

Conociendo todos los parámetros de las ecuaciones (25) y (26), basta con sustituir la primera en la segunda para obtener la distribución de conductividad hidráulica por medio de la distribución de resistividad. Como normalmente se desconocen parámetros, se emplea información hidrogeológica para estimarlos. A continuación, se explica el procedimiento utilizado.

Los parámetros desconocidos son: λ , d_e y ϕ en la ecuación de Terzaghi, y m en la ecuación de Archie. Por lo tanto, se tienen dos ecuaciones con cuatro incógnitas. Aunque se trata de un sistema indeterminado, el procedimiento tendrá éxito en la medida en que se conozca el intervalo de validez de cada parámetro. De esa forma, se proponen valores de los parámetros λ , d_e y ϕ en la ecuación de Terzaghi, obteniéndose un valor de conductividad hidráulica que se compara con el valor de campo, con base en el criterio

$$E = \frac{|K_{obs} - K_{cal}|}{K_{obs}}, \quad (27)$$

donde E es el error entre la conductividad observada en campo, K_{obs} , y la conductividad hidráulica calculada, K_{cal} . El objetivo es llevar el error hasta un mínimo establecido. Ello involucra un problema de inversión, que se decidió resolver empleando algoritmos genéticos. En el Apéndice se explica brevemente la teoría acerca de este método.

Se utilizó un programa en Fortran 90 para ejecutar la inversión. Dicho programa minimiza el error de la ecuación (27), y con la porosidad estimada calcula el parámetro de cementación m , utilizando la resistividad de la capa en ese punto y la resistividad del agua (ρ_w). Si el valor de este parámetro no es satisfactorio, hay que modificar los intervalos de valores de los parámetros λ , d_e y ϕ e iniciar nuevamente el proceso. Una vez que los parámetros sean óptimos, el programa calcula la distribución de conductividad hidráulica en la región, empleando la distribución de resistividad del acuífero. El programa obtiene también la distribución de transmisividad si se le proporcionan los espesores del acuífero.

Esta tesis confronta las distribuciones de transmisividad y conductividad hidráulica de esta propuesta, con las obtenidas mediante el método de Niwas.

Cuando se tenga información de varios pozos, los parámetros pueden variar sensiblemente con la posición. De ser así, la región de estudio se divide en sectores para cada pozo, y se realiza el proceso para cada sector.

Este método funcionará mejor en la medida que se tenga suficiente información geológica. A diferencia del método de Niwas, toma en cuenta variaciones de calidad de agua. Por otro lado exige estimar parámetros que no son fácilmente determinables por lo que no es tan directo como aquél.

CAPÍTULO 4.- EJEMPLO DE APLICACIÓN (DR. MORA, GUANAJUATO)

4.1 – LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra en el Rancho "La Estacada", dentro del poblado de Begoña en el municipio de Dr. Mora, Guanajuato.

Se ubica en la porción nordeste del estado de Guanajuato, cubre una superficie de 150 km². Se localiza a 10.5 km al suroeste de la cabecera municipal de Doctor Mora y a 12 km al norte de la cabecera municipal de San José de Iturbide. Los límites geográficos de la zona de impacto son: al Norte por el poblado San Antonio Tercero; al oriente por el poblado San Agustín; al sur por el poblado de Viborillas y al poniente por San Sebastián del Salitre.

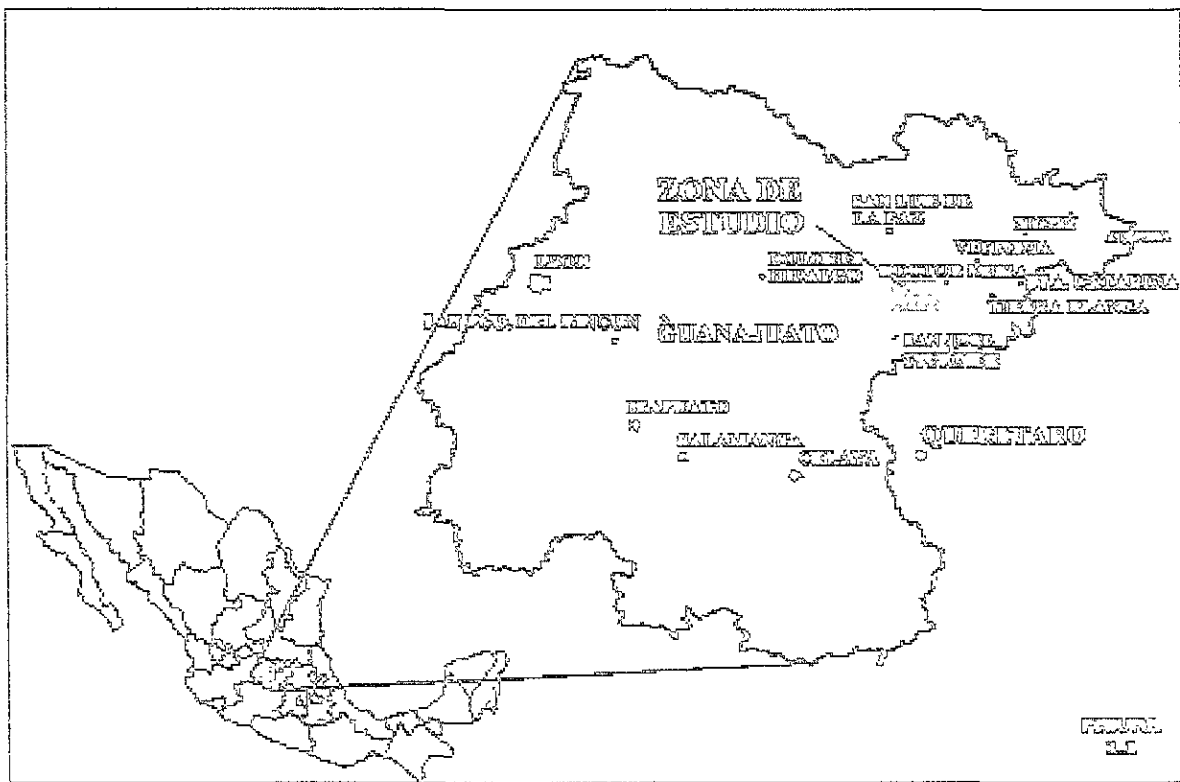


Figura 4.1: Localización geográfica.

4.2 – MARCO DE REFERENCIA GEOLÓGICO

4.2.1 – Litoestratigrafía

Los estudios geológicos y la interpretación de los registros geofísicos de pozos demostraron la presencia de rocas ignimbríticas, basaltos, sedimentos vulcanosedimentarios y aluvión. Las unidades litoestratigráficas que se pueden definir son las siguientes (de la más joven a la más vieja):

U1. - Suelo, arena arcillosa y limos.

U2. - Alternancias de arenas y gravas.

U3.- Arcilla.

U4. - Arena limosa.

U5/U6. - Ignimbrita.

El basalto no se incluye como una unidad, pues no abarca una extensión importante. No fue detectado en los SEV ni en los TEM.

El aluvión está compuesto principalmente por depósitos de arenas y arcillas superficiales, cuyo espesor llega a un metro como máximo.

Los depósitos de arenas, gravas y arcillas que conforman las unidades que la subyacen alcanzan un espesor total de 400 m. El depósito constituido por las intercalaciones de gravas y arenas se caracterizó como el cuerpo principal del acuífero, mientras que la capa de material fino subyacente actúa como sello impermeable. Constituyen un depósito que sobreyace a la ignimbrita y que se emplazó tras un período erosional, constituyendo una discordancia estratigráfica.

La ignimbrita se divide en tres miembros: ignimbrita sana, ignimbrita vítrea e ignimbrita alterada. Desde el punto de vista hidrogeológico resulta más importante el miembro sano, debido a que presenta un mayor porcentaje de fracturas abiertas. La parte más superficial de la ignimbrita está afectada por geotermalismo, lo cual se refleja en la reducción de la resistividad.

4.2.2 – Estructuras geológicas

Las estructuras geológicas en el área de estudio incluyen pliegues anticlinales, sinclinales y cabalgaduras, con fallas asociadas a la deformación, que actualmente se encuentran erosionadas. Asociadas con tales deformaciones se encuentran cuerpos intrusivos del Terciario que afloran en la sección norte. Tras un período sin depósito, ocurrió un evento volcánico andesítico e ignimbrítico, rellenando la zona, y formando el basamento observado actualmente en los pozos y detectado por los SEV como la capa más profunda.

4.2.3 – Geometría del acuífero

El bosquejo de la zona de estudio, la distribución de los sondeos eléctricos verticales, los perfiles geoelectrónicos y la topografía de la zona, se muestran a continuación:

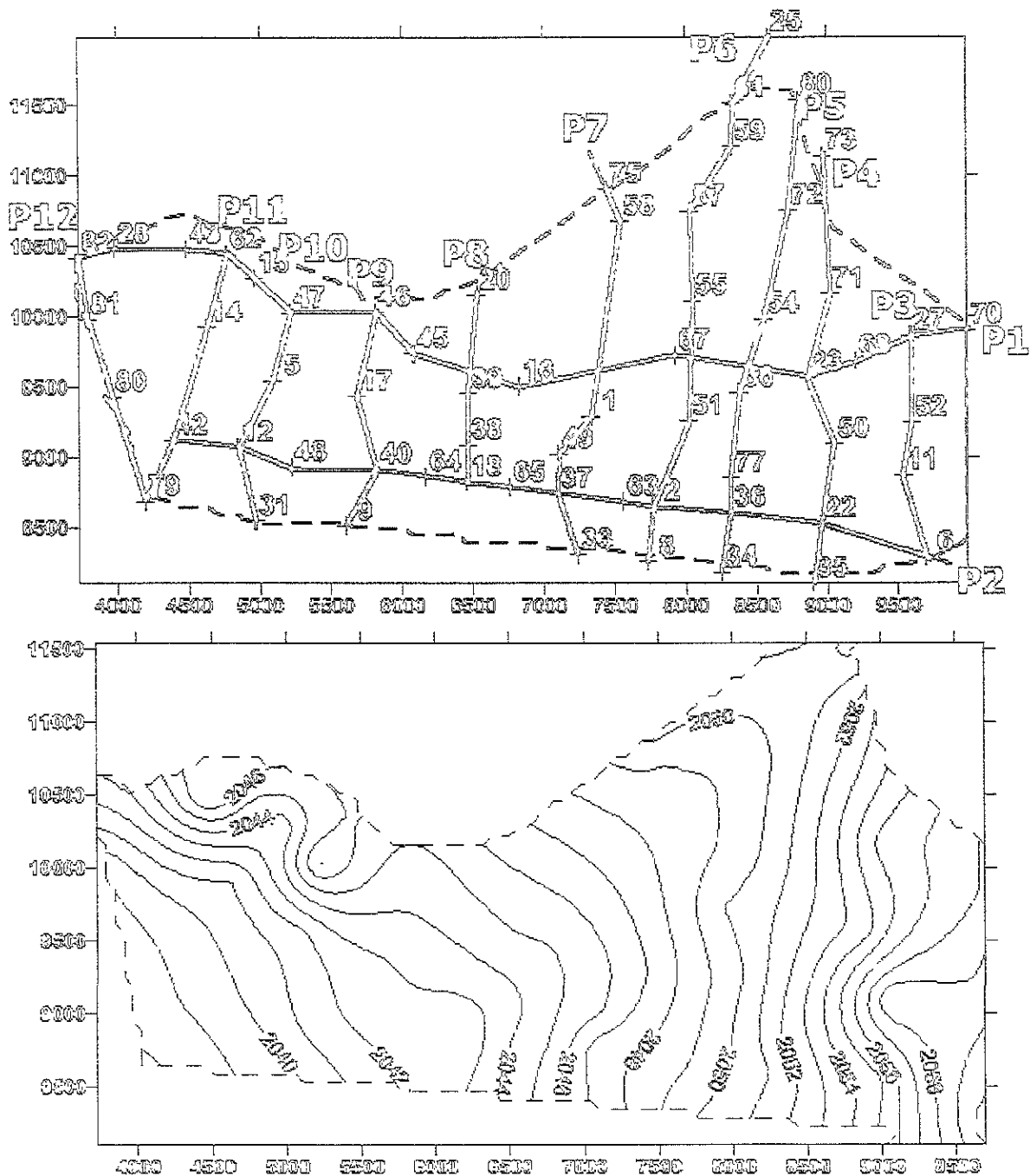


Figura 4.2: Arriba: Distribución de SEV y posición de los perfiles geoelectricos en el área de estudio. Abajo: Topografía superficial (en metros sobre el nivel del mar).

La geometría de las capas se obtuvo por medio de la exploración geofísica. Con las ubicaciones de los SEV, se doce perfiles geoelectricos (Fig. 4.2), dos en dirección este-oeste y los restantes en dirección norte sur. Los SEV fueron interpretados con el programa RESIX PLUS de Interpex. Los perfiles geoelectricos se elaboraron utilizando el programa SURFER de Golden Software. Conocida la geometría de las capas se elaboró una representación tridimensional de las unidades principales mostrada en el subcapítulo 4.2.4.

Las unidades geoelectricas identificadas y sus relaciones con las unidades geológicas fueron las siguientes:








<i>UNIDAD</i>	<i>INTERVALO DE RESISTIVIDAD</i>	<i>LITOLOGÍA</i>
	15 – 100	Aluvión superficial, suelo
	3 – 8	Arena arcillosa y limo
	20 – 35	Alternancia de arenas y gravas
	3 – 5	Arena arcillosa y limo
	20– 30	Arena
	40 – 50	Ignimbrita termalizada
	172 – 875 (?)	Ignimbrita compacta

Figura 4.3: Unidades geoelectricas y unidades geológicas asociadas.

La descripción de los perfiles geoelectricos se hace a continuación. Los números que se encuentran en la parte superior de cada perfil corresponden a los sondeos eléctricos verticales. Se incluyeron los sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM), aunque no fueron reinterpretados para esta tesis.

PERFIL 1

Este perfil tiene orientación E-W y una longitud de 7650 m. Fue calibrado con los pozos "Molinero II" y "El Pozo 4". Es el más largo, y junto con el perfil 2 recorre longitudinalmente la región. Los materiales en los primeros 5 a 30 m son heterogéneos y se correlacionan con la capa de aluvión superficial, constituido por material de relleno y suelo. La unidad que sigue fue correlacionada con la capa de arenas y arcillas superficiales. Su espesor es casi uniforme de 50 m desde el SEV 67 hacia el oeste, y luego adelgaza hacia el este y ya no se detecta en el SEV 45. Su resistividad varía entre 8 y 10 Ω -m, y su espesor mínimo es de unos 15 m a la altura del SEV 16, donde aparece un cuerpo 15 m de espesor y resistividad de 4 Ω -m que probablemente sea de arcilla. Sigue después una alternancia de arena limosa y arenas puras, con un espesor de 60 m a 100 m aproximadamente, y que se correlacionó con una unidad geoelectrica de resistividad entre 13 y 18 Ω -m, y que dejó de ser detectable después del SEV 67. Continúa un cuerpo de arena arcillosa y limo encontrado en "El Pozo 4", con un espesor máximo de unos 80 m a la altura del SEV 27. Ya no es detectable en "El Molinero II". Su resistividad varía entre 8 y 10 Ω -m. Continúa una unidad que se correlacionó con la alternancia de arena y gravas. Alcanza un espesor máximo de 180 m a la altura del SEV 16 y

adelgaza hacia el oeste hasta 30 m. Su resistividad varía de 40 hasta 100 Ω -m. Estas variaciones se atribuyen a cambios en el contenido de fluidos y la granulometría. Sin embargo, el TEM 1 detecta una resistividad de sólo 23 Ω -m. La cima se encuentra a profundidades de 5 m a 200 m. Esta unidad conforma el acuífero. Continúa después la capa correlacionada con arena arcillosa y limo. Su espesor varía de 15 a 100 m, estos últimos alrededor de "El Molinero II". Su resistividad varía entre 4 y 8 Ω -m. Se considera que es un acuitardo. Los pozos ya no aportan información a partir de aquí. Las capas que siguen se detectaron con pozos utilizados en otros perfiles. Sus posiciones se infirieron por medio de los SEV. Se observa una unidad cuya resistividad varía entre 22 y 32 Ω -m, con un espesor de 30 a 100 m. Su profundidad a la cima es muy variable, de 170 m en su parte más somera al extremo este, hasta 300 m en el extremo opuesto. Fue correlacionada con una capa de arenas. Continúa la unidad de roca ignimbrítica, de la cual los SEV detectaron solamente el miembro termalizado. Su resistividad varía de 42 a 45 Ω -m, y aquí es donde su profundidad a la cima resulta menor, con 210 m al extremo este. Los TEM detectan posteriormente lo que se cree es el miembro compacto de la ignimbrita, con resistividades de 172 a 875 Ω -m. El TEM 1 detecta una capa no explicada de 6 Ω -m y 120 m de espesor.

PERFIL 2

Este perfil tiene una orientación EW y 5400 m de largo. La capa más somera corresponde con el aluvión y tiene un espesor de 15 a 20 m. La subyace la capa de arenas y arcillas superficiales, que alcanza un espesor de 80 m, aunque adelgaza en algunos lugares y ya no se detecta en el SEV 42, al extremo este. Sus valores de resistividad son de 7 y 10 Ω -m. Sigue la capa de arena y gravas, con espesor de 50 m en el pozo "Las Cuatas II", hasta 100 m en el pozo "La Palma", y disminuye hacia el oeste hasta alcanzar un mínimo de 30 m, mientras que al este deja de detectarse después del SEV 40. Su resistividad varía entre 21 y 45 Ω -m. Continúa la capa de arena arcillosa y limo, con gran variación de espesor y profundidad. El espesor varía de 30 a 150 m, y la profundidad a la cima de 60 a 180 m. Su resistividad es de 4 y 5 Ω -m. Continúa la capa de arena, con espesor que varía entre 40 y 120 m. Su resistividad oscila entre 20 y 31 Ω -m. Finalmente, la capa de ignimbrita con alta termalizada, con profundidad de 240 m en su parte más somera, alrededor del SEV 12. La más profunda supera los 300 m. Su resistividad alcanza 45 Ω -m. Al igual que en el perfil 1, su presencia no se observa en los pozos, y en algunas zonas se infirió su posición.

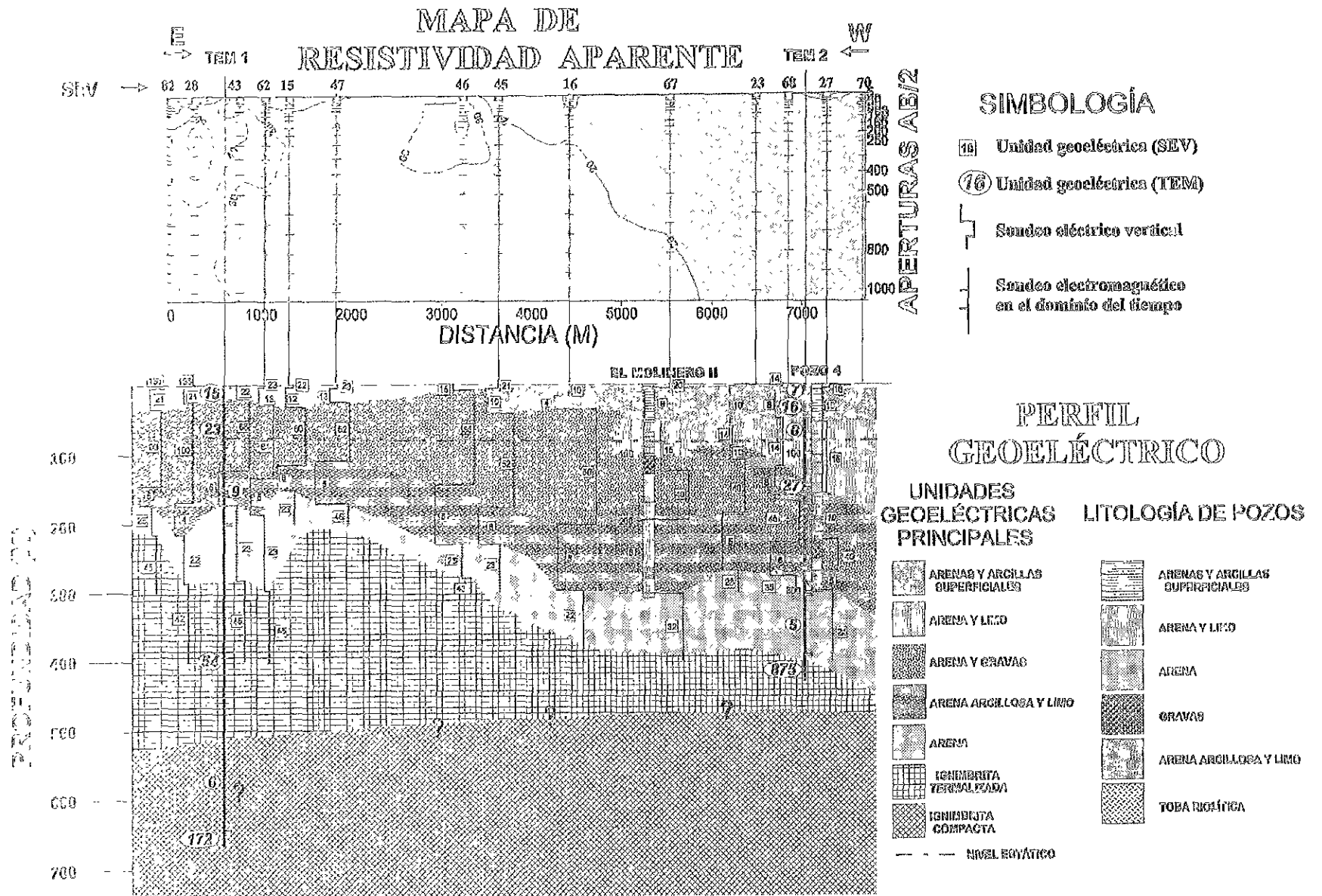
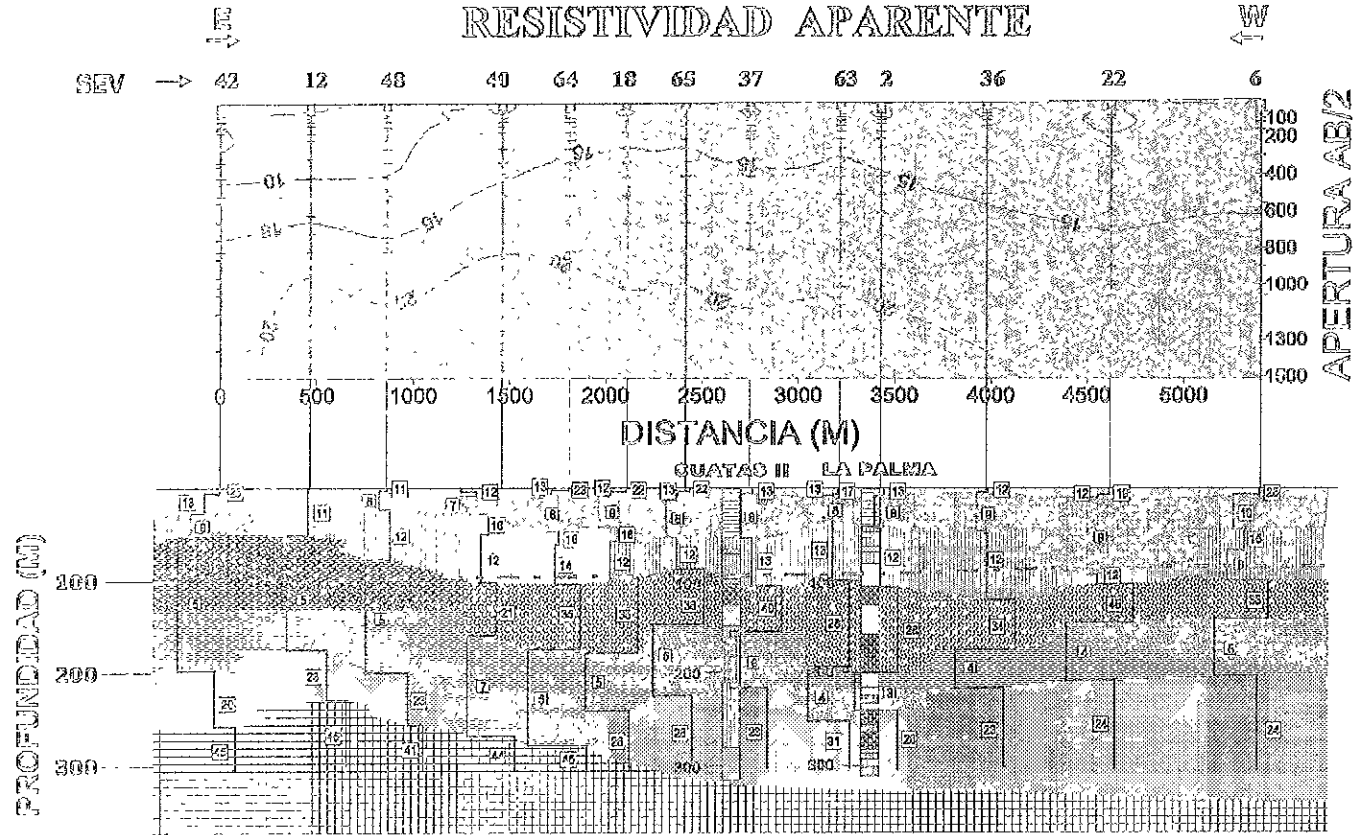


Figura 4.4: Perfil 1

MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE



UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES	LITOLOGÍA DE POZOS	SIMBOLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES ARENA Y LEO ARENA Y GRAVAD ARENA POROSA Y LEO ARENA IGNERITA TERMAZADA 	<ul style="list-style-type: none"> ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES ARENA Y LEO ARENA GRAVAS ARENA POROSA Y LEO TORMA TUFFOSA 	<ul style="list-style-type: none"> Unidad geoelectrica (SEV) Unidad geoelectrica (TEM) Sondeo eléctrico vertical Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo
<p>--- NIVEL ESTÁTICO</p>		

Figura 4.5: Perfil 2

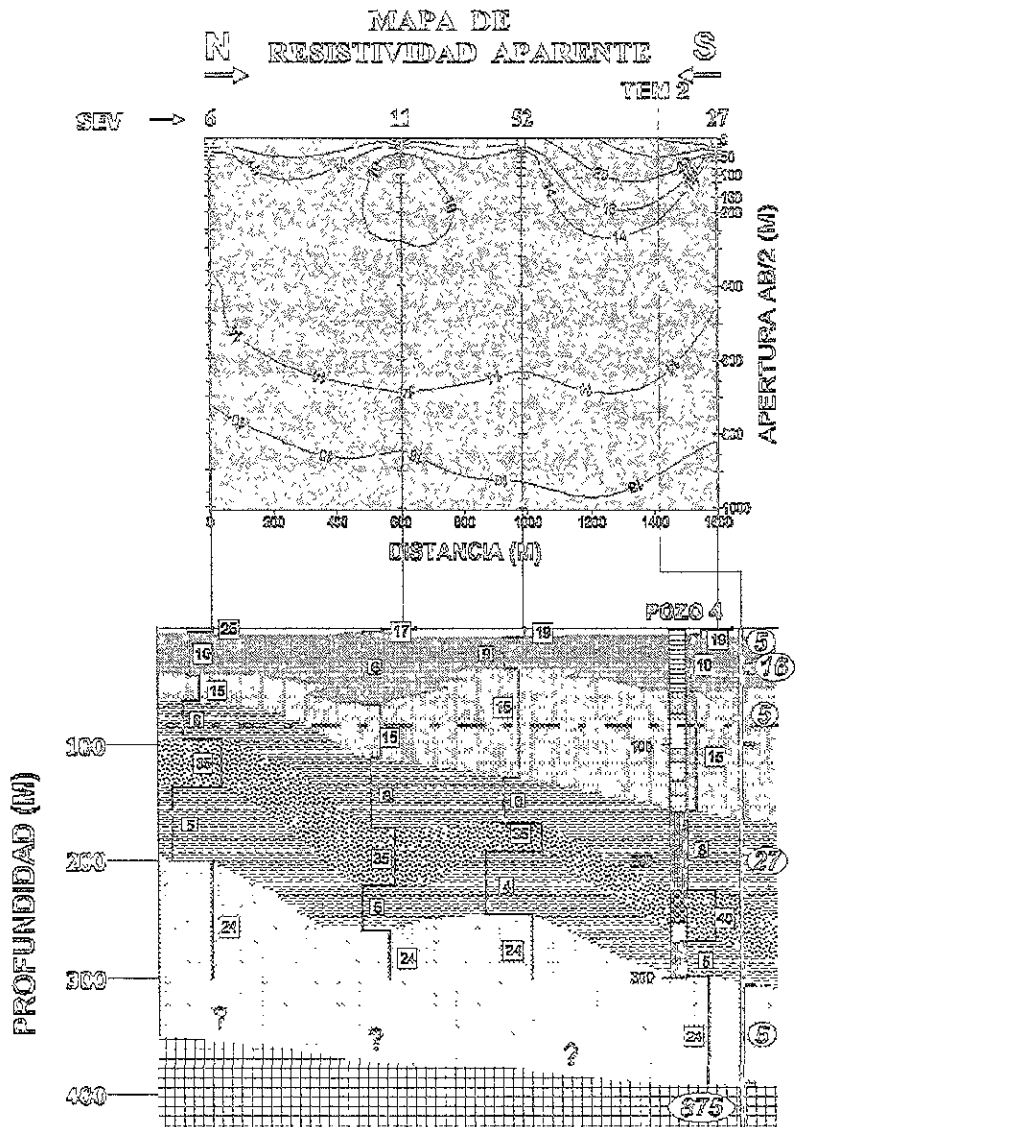
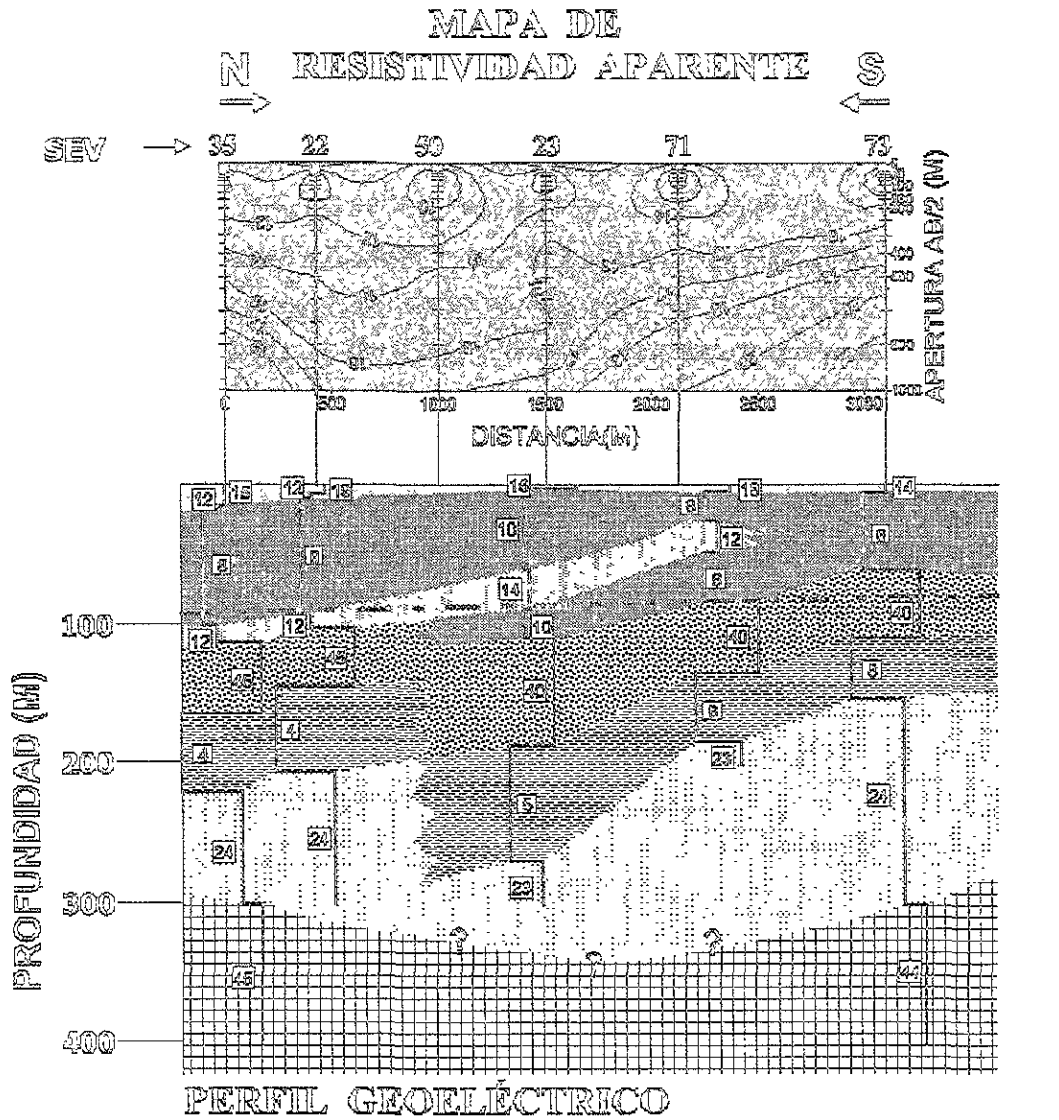


Figura 4.6: Perfil 3



UNIDADES PRINCIPALES

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LIMO
- ARENA Y GRAVAS
- ARENA ARCILLOSA Y LIMO
- ARENA
- IGNEBITA TERCIARIZADA
- NIVEL BITÁTICO

SIMBOLOGÍA

- Unidad geoelectrica (SEV)
- Unidad geoelectrica (TEMA)
- Sondeo eléctrico vertical
- Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.7: Perfil 4

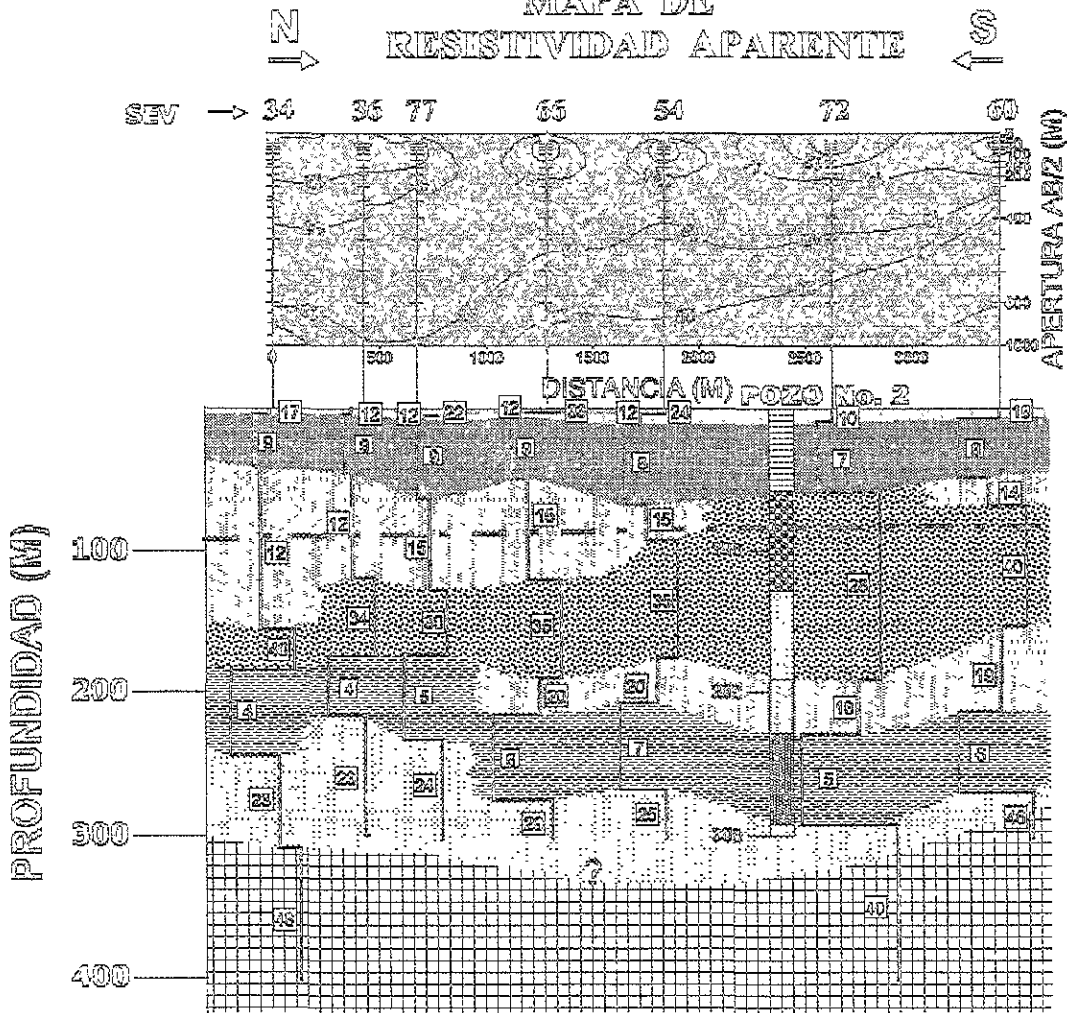
PERFIL 5

Tiene 3400 m de largo. El pozo de calibración es "El Pozo No.2". Se tiene la capa de aluvión, seguida por la de arenas y arcillas superficiales con resistividad de 6 a 10 Ω -m y espesor de 30 a 40 m. Continúan las intercalaciones de arena y limo. Esta capa se detecta con todos los SEV excepto el 72, que coincide con el pozo. Se infirió con los SEV. Sus espesores son irregulares, variando de 20 m en el extremo norte hasta 110 m en el sur. Sigue la capa de arena y gravas, con espesor de 20 a 130 m, y resistividad de 28 a 40 Ω -m. Las distribuciones geométricas de estas unidades son irregulares. Continúa un cuerpo de arena y limo, con espesor de 20 a 40 m y resistividad de 20 Ω -m. Se detecta en el extremo norte del perfil, y deja de observarse después del SEV 66. Posiblemente es parte de la capa de arena arcillosa y limo, que posee resistividad de 4 a 7 Ω -m y espesor constante de 50 m. Sigue la capa de arena, que en el pozo apenas alcanza a tocar, pero es detectada por los SEV. Su espesor varía de 10 m en el extremo norte, a 90 m a la altura del SEV 36. Su resistividad es de 25 Ω -m. Finalmente, se infiere la capa de ignimbrita a partir de los 300 m de profundidad, donde es detectada por los SEV 34, 72 y 60.

PERFIL 6

Este perfil tiene cerca de 4000 m de longitud, y se calibró con el pozo "La Palma". El SEV 25 no se tomó en cuenta por la mala calidad de sus datos. Se encuentra el aluvión superficial, que tiene de 3 a 10 m de profundidad. Sigue la capa de arenas y arcillas superficiales, con profundidad a la base casi constante de 40 a 45 m, y adelgaza al llegar al SEV 61, donde su profundidad es de 20 m. Su espesor varía de 15 a 30 m y su resistividad es de 7 a 9 Ω -m. Sigue la capa de arena arcillosa y limo, con profundidad de 40 m a 120 m en el extremo oeste, y con espesor de 15 a 50 m. Su resistividad varía entre 12 y 15 Ω -m. Se interrumpe en el SEV 61, donde hace contacto lateral con la capa de arenas y gravas, cuyo espesor es de 100 m, y adelgaza en la zona donde la capa anterior se interrumpe. En la zona norte continúa el cuerpo de arena y limo detectado en el perfil anterior. Aquí únicamente se detecta en el SEV 61, con un espesor de 10 m y una resistividad de 20 Ω -m. Sigue la capa de arena arcillosa y limo. Su espesor es de 20 a 50 m, y su resistividad de 3 a 7 Ω -m. Hay dislocaciones en estas capas. Finalmente, se infirió la posición de la ignimbrita por medio de los SEV 61, 57 y 56.

MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

	ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
	ARENA Y LIMO
	ARENA Y GRAVAS
	ARENA ARCILLOSA Y LIMO
	ARENA
	ESQUISTOS Y GNEISS

LITOLOGÍA DE POZOS

	ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
	ARENA Y LIMO
	ARENA
	GRAVAS
	ARENA ARCILLOSA Y LIMO
	TOBA RICLÍTICA

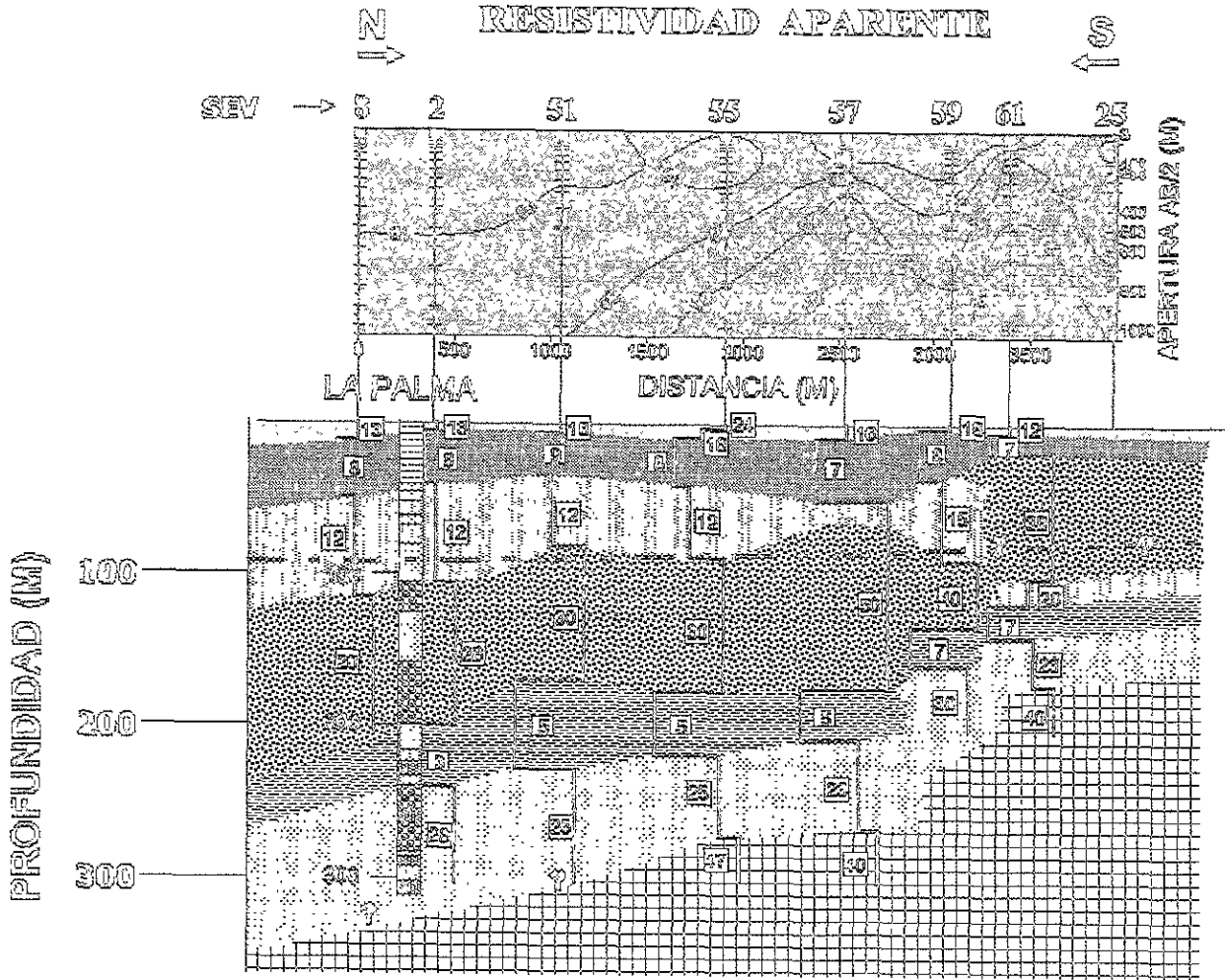
SIMBOLOGÍA

	Unidad geoelectrica (SEV)
	Unidad geoelectrica (TEM)
	Sondeo eléctrico vertical
	Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

--- NIVEL ESTÁTICO

Figura 4-8: Perfil 5

MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

	ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
	ARENA Y LIMO
	ARENA Y GRAVAS
	ARENA ARCILLOSA Y LIMO
	ARENA
	GRAVAS Y ARENAS GROSAS
	GRAVAS Y ARENAS FINAS

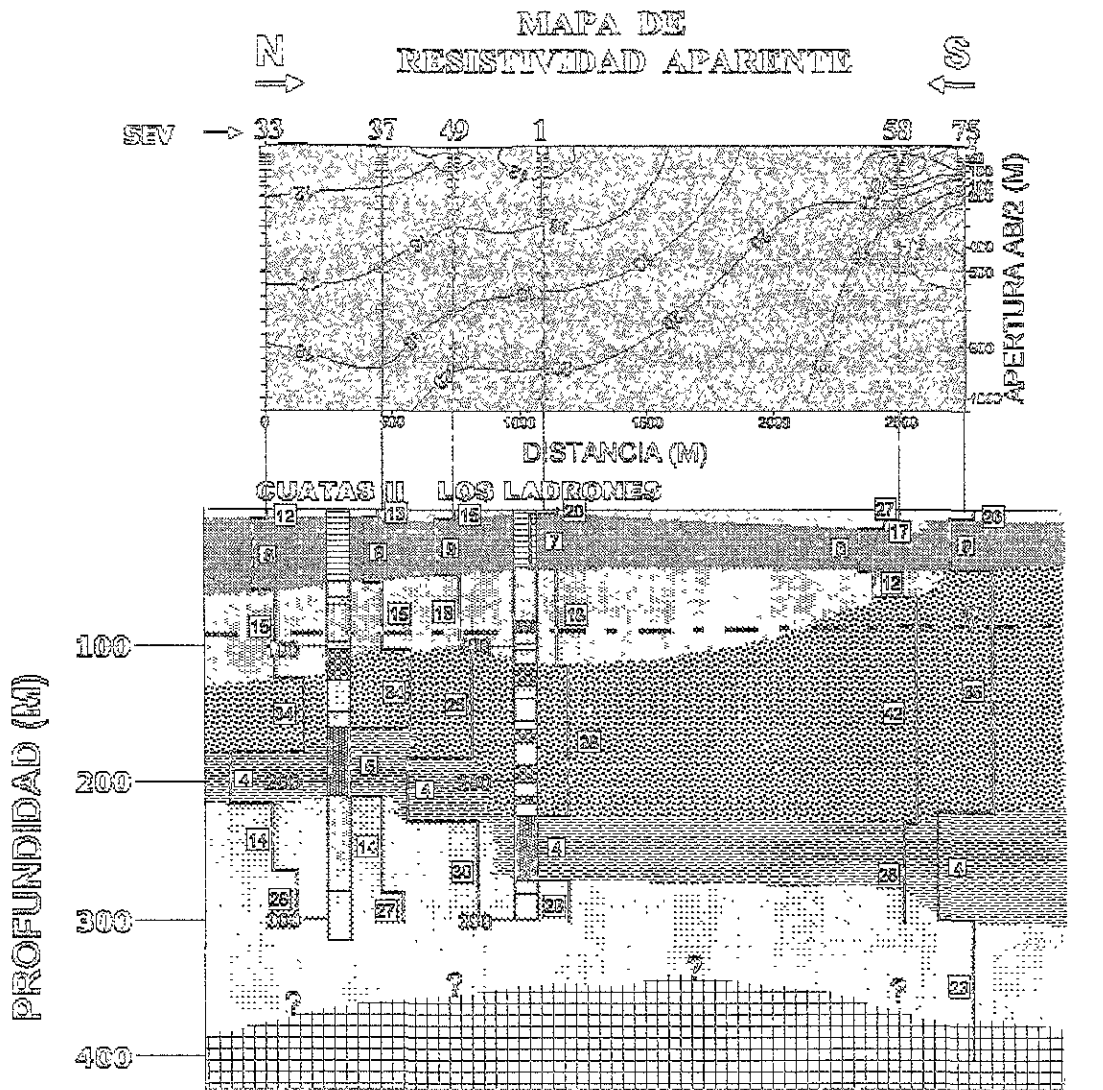
LITOLOGÍA DE POZOS

	ARENAS Y ARCILLAS CUFERROSAS
	ARENA Y LIMO
	ARENA
	GRAVAS
	ARENA ARCILLOSA Y LIMO
	TOBA VOLCÁNICA

SIMBOLOGÍA

	Unidad geoelectrica (SEV)
	Unidad geoelectrica (TEM)
	Sondeo eléctrico vertical
	Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.9: Perfil 3



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LIMO
- ARENA Y GRAVAS
- ARENA ARCILLOSA Y LIMO
- ARENA
- IGLUBIENITA TERRESTRE
- NIVEL ESTRATOC

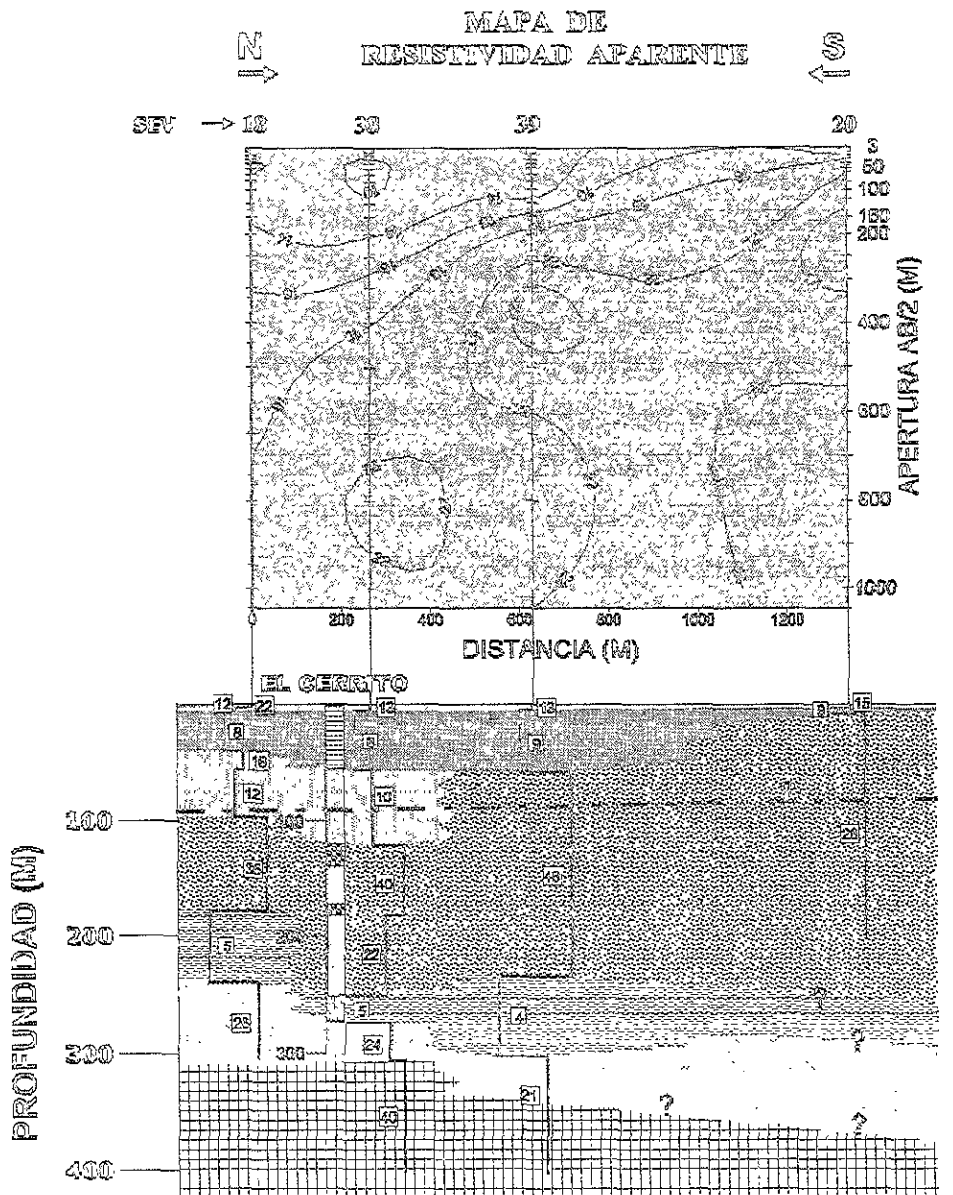
LITOLOGÍA DE POZOS

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LIMO
- ARENA
- GRAVAS
- ARENA ARCILLOSA Y LIMO
- TOZA RESÍLICA

SIMBOLOGÍA

- Unidad geoelectrica (SEV)
- Unidad geoelectrica (TEM)
- Sondeo eléctrico vertical
- Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.10: Perfil 7



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LODO
- ARENA Y GRAVAS
- ARENA ARCILLOSA Y LODO
- ARENA
- IGNEA Y METAMÓRFICA
- NIVEL ECUATORIAL

LITOLÓGIA DE POZOS

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LODO
- ARENA
- GRAVAS
- ARENA ARCILLOSA Y LODO
- ROCHA ÍGNEA

SIMBOLOGÍA

- Unidad geoelectrica (SEV)
- Unidad geoelectrica (TEM)
- Sondeo eléctrico vertical
- Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.11: Perfil 8

PERFIL 9

Este perfil y los siguientes tienen cerca de 1800 m de longitud. Se calibró con el pozo "Estacada 1". Después de la capa de aluvión, la capa de arenas y arcillas superficiales posee un espesor casi uniforme de 40 m, y ya no se detecta después del SEV 17. Continúa la capa de arena limosa, que incluye aquí algo de grava, con resistividad de 12 Ω -m y espesor de 50 m en su parte más gruesa. No se detecta después del SEV 40. Sigue la capa de gravas y arenas con resistividad mínima de 20 Ω -m en el sur (más baja que el promedio observado) y espesor constante de 50 m. En el norte su resistividad es de 43 Ω -m y su espesor de 100 m alrededor del SEV 17, mientras que en el SEV46 la resistividad es de 55 Ω -m y el espesor de 130 m. La capa que sigue es la arena arcillosa y limo, con espesor de 90 a 120 m, y resistividad de 5 y 7 Ω -m. La capa de arenas se detecta sólo al norte, en el SEV 46, con espesor de 40 m y resistividad de 25 Ω -m. En el pozo no se observa esta capa, pero sí la de ignimbrita. Su resistividad es de 45 Ω -m.

PERFIL 10

La calibración se realizó con el pozo "La Arboleda", que es el último pozo con el que se cuenta. En los primeros 110 m está la unidad de arena y arcillas superficiales con resistividad de 10 a 13 Ω -m. Su espesor disminuye hacia el norte. Continúa la capa de gravas con resistividad de 42 a 52 Ω -m y espesor de 70 a 100 m. Su profundidad a la cima es somera en esta zona, haciéndola quizá, una de las más adecuadas para la perforación de pozos. Presenta dislocaciones al norte, y al sur hace contacto lateral con la arena arcillosa y limo, cuyo espesor es de 30 m en el SEV 31, de 100 m en el SEV 12, y se mantiene en 50 m en los demás SEV. Se encuentra afectada por numerosas dislocaciones. La capa de arena, con resistividad de 23 Ω -m, tiene un espesor de 180 m en el SEV 31, y en el SEV 12 sólo alcanza 50 m. No se detecta al norte. Finalmente se encuentra la ignimbrita, tanto en el pozo como en los SEV. En este perfil se encuentra a la menor profundidad observada. Al extremo norte el pozo indica que la cima se encuentra a 210 m, y el SEV 47 indica 200 m

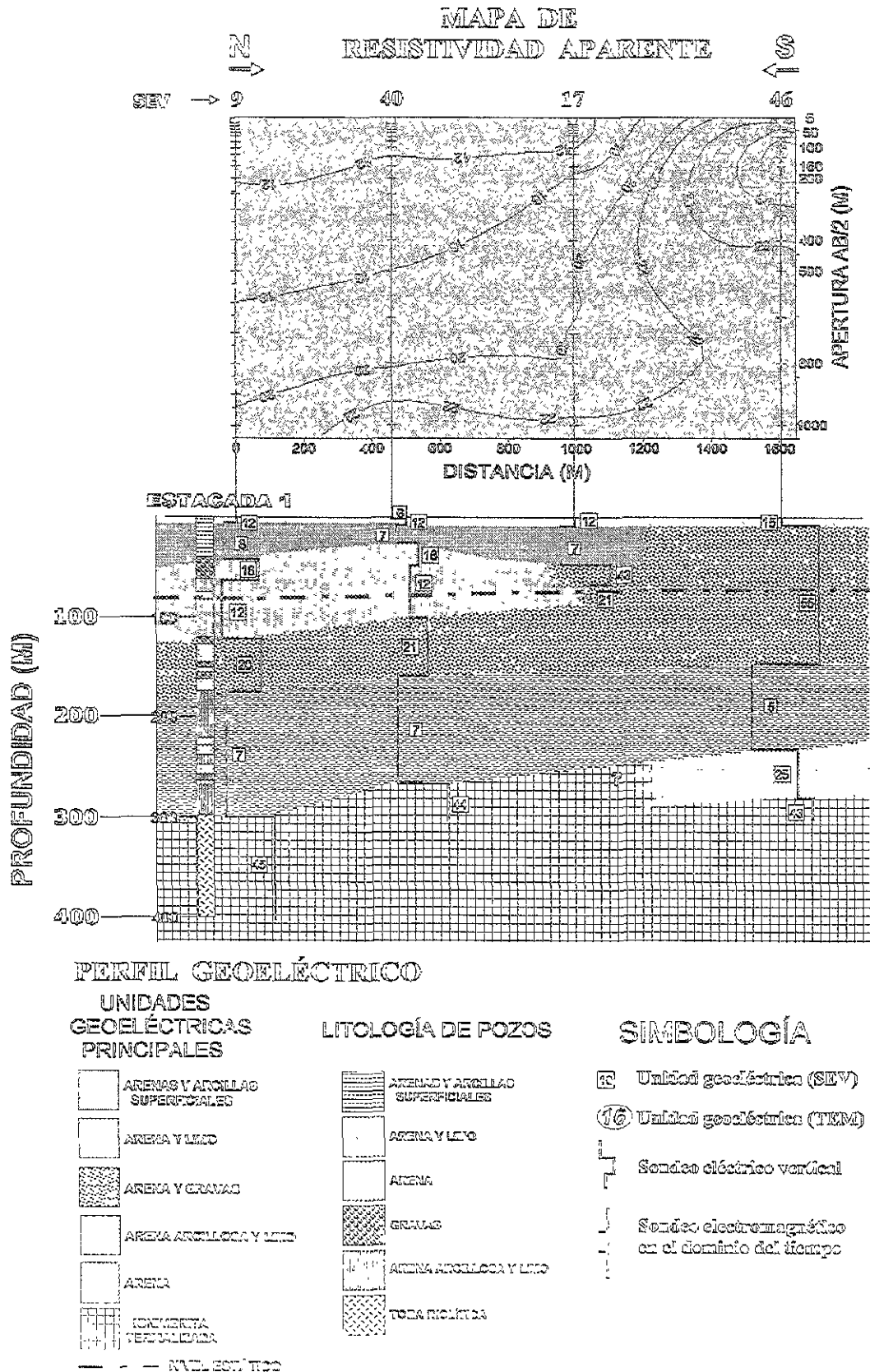
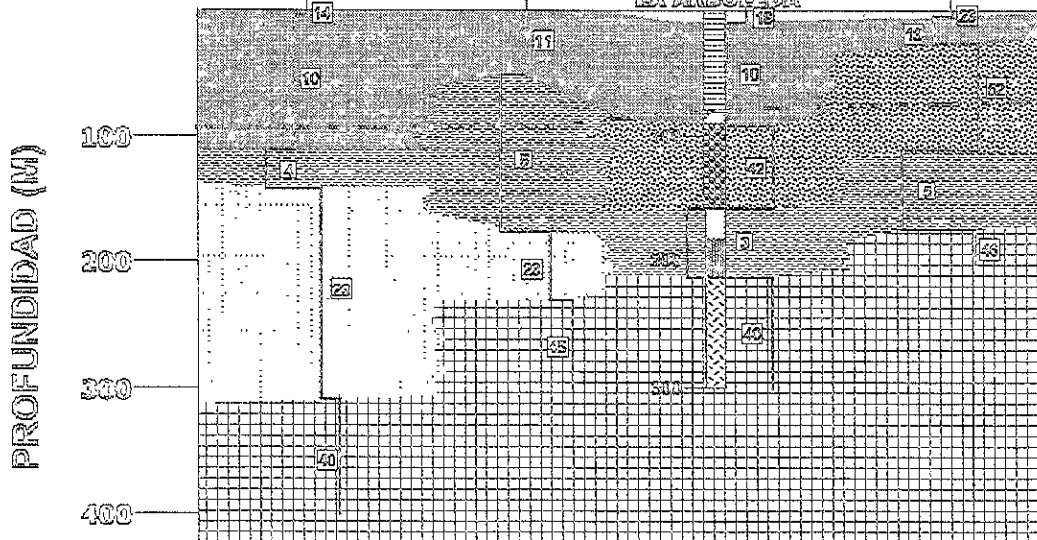
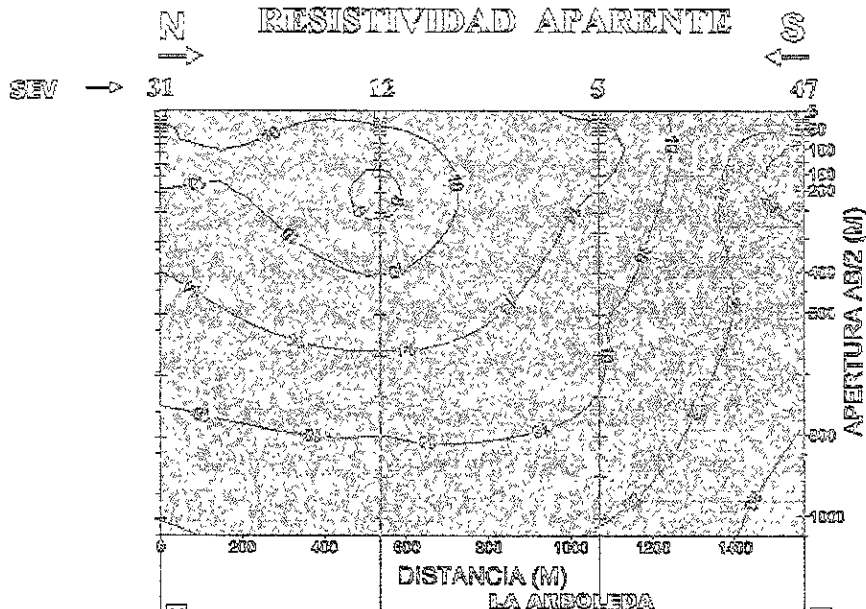


Figura 4.12: Perfil 9

MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y GRAVA
- ARENA ARCILLOSA Y LIMO
- ARENA
- IDENTIDAD TERRESTRE
- LINEA ESTÁTICA

LITOLOGÍA DE POZOS

- ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
- ARENA Y LIMO
- ARENA
- GRAVA
- ARENA ARCILLOSA Y LIMO
- TOTA RESISTIVA

SIMBOLOGÍA

- Unidad geoelectrica (SEV)
- Unidad geoelectrica (TTR)
- Sondeo eléctrico vertical
- Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.13: Perfil 10

PERFIL 11

Este perfil no cuenta con pozos. La capa de aluvión tiene espesor de 20 m. Sigue la capa de arenas y arcillas superficiales, con resistividad de 8 y 9 Ω -m, y espesor de 20 a 110 m. Continúa la capa de grava y arena, detectada en los SEV 14 y 62, con resistividad de 55 a 64 Ω -m y espesor de 60 a 110 m. El TEM 1 indica una resistividad de sólo 23 Ω -m. Sigue la capa de arena arcillosa y limo, con resistividad de 4 y 5 Ω -m. Su espesor es de 100 m en el SEV 79 y de 150 m en el SEV 42, y disminuye al norte a 40 m en los SEV 14 y 62. Continúa la capa de arena, con resistividad de 20 Ω -m y con espesor constante de 100 m en los SEV 79, 14 y 62, y en el SEV 42 es de 60 m. La siguiente es la ignimbrita. Su parte más somera se encuentra a 270 m de profundidad en el SEV 42. El TEM 1 bosqueja la posición del miembro compacto de la ignimbrita.

PERFIL 12

Los primeros 15 m corresponden con el aluvión. Continúa la capa de arena y arcillas superficiales con resistividad de 9 y 10 Ω -m, hasta una profundidad de 115 m en los SEV 79 y 80, y hasta 40 m en los SEV 81 y 82. Sigue una capa de arena arcillosa y limo con resistividad de 5 Ω -m y espesor de 100 m en el SEV 79, de 30 m en el SEV 80, 80 m en el SEV 81, y 20 m en el SEV 82. La siguiente es la capa de arena con resistividad de 25 Ω -m, y espesor de 70 m en el SEV 79, 120 m en el SEV 80 y solo 40 m en los SEV 81 y 82. La capa de ignimbrita tiene una profundidad mínima de 230 m.

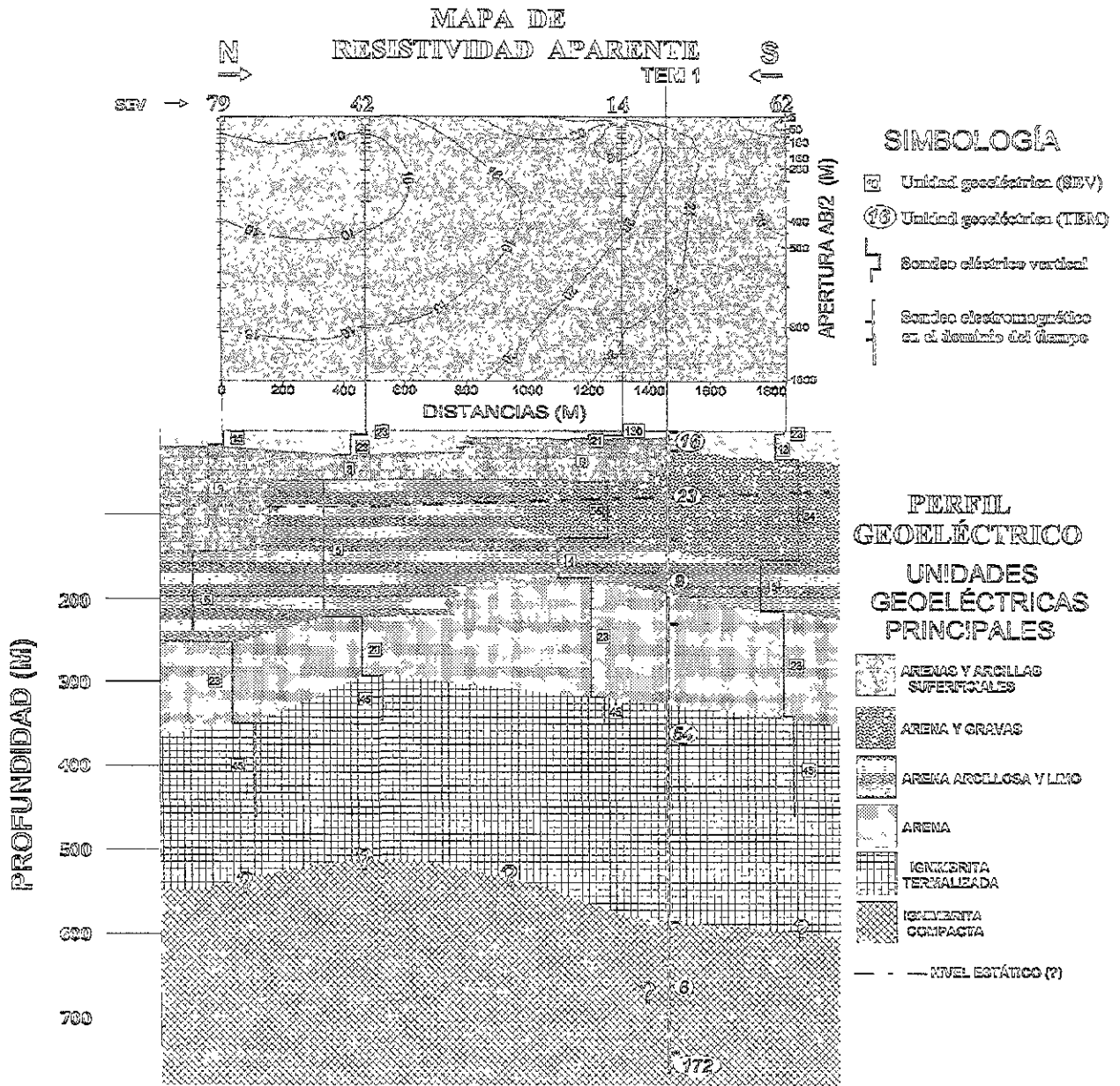
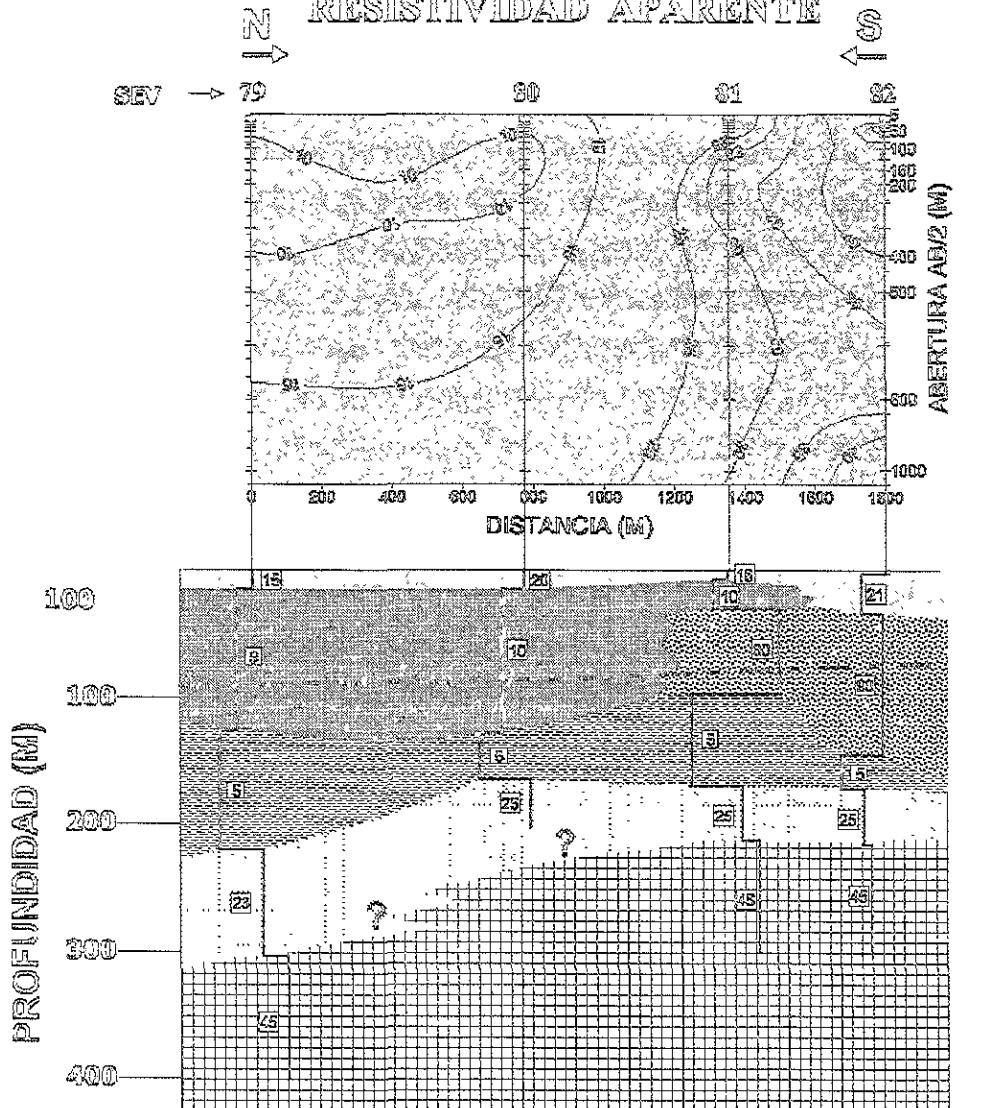








Figura 4.14: Perfil 11

MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE



PERFIL GEOELÉCTRICO

UNIDADES GEOELÉCTRICAS PRINCIPALES

-  ARENAS Y ARCILLAS SUPERFICIALES
-  ARENA Y GRAVAS
-  ARENA ARCILLOSA Y LÍGID
-  ARENA
-  IGNEO META MORFIZADA
-  NIVEL ESTÁTICO (?)

SIMBOLOGÍA





-  Unidad geoelectrica (SEV)
-  Unidad geoelectrica (TEM)
-  Sondeo eléctrico vertical
-  Sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

Figura 4.15: Perfil 12

4.2.4. Espesores y representación tridimensional de las unidades

A continuación, se representa la distribución espacial de las unidades principales. Se agrupó la capa de aluvi3n con la de arenas y arcillas superficiales, denominándose simplemente aluvi3n, que constituye un acuitardo. La capa de arenas y gravas representa la capa productora principal. Continúa la capa de arena arcillosa y limo, que constituye un acuitardo inferior. Sigue la capa de arena, que tal vez constituya un acuífero confinado, y finalmente la ignimbrita.

Los intervalos de espesor de las unidades se resumen a continuación:

UNIDAD	TIPO DE ROCA	INTERVALOS DE ESPESOR (m)
U1	Aluvi3n	10 - 160
U2	Arenas y gravas	20 - 200
U3	Limo y arcilla	25 - 175
U4	Arena limosa	20 - 145
U5	Ignimbrita termalizada	?
U6	Ignimbrita compacta	?

La distribuci3n de espesores del acuífero se muestra a continuaci3n.

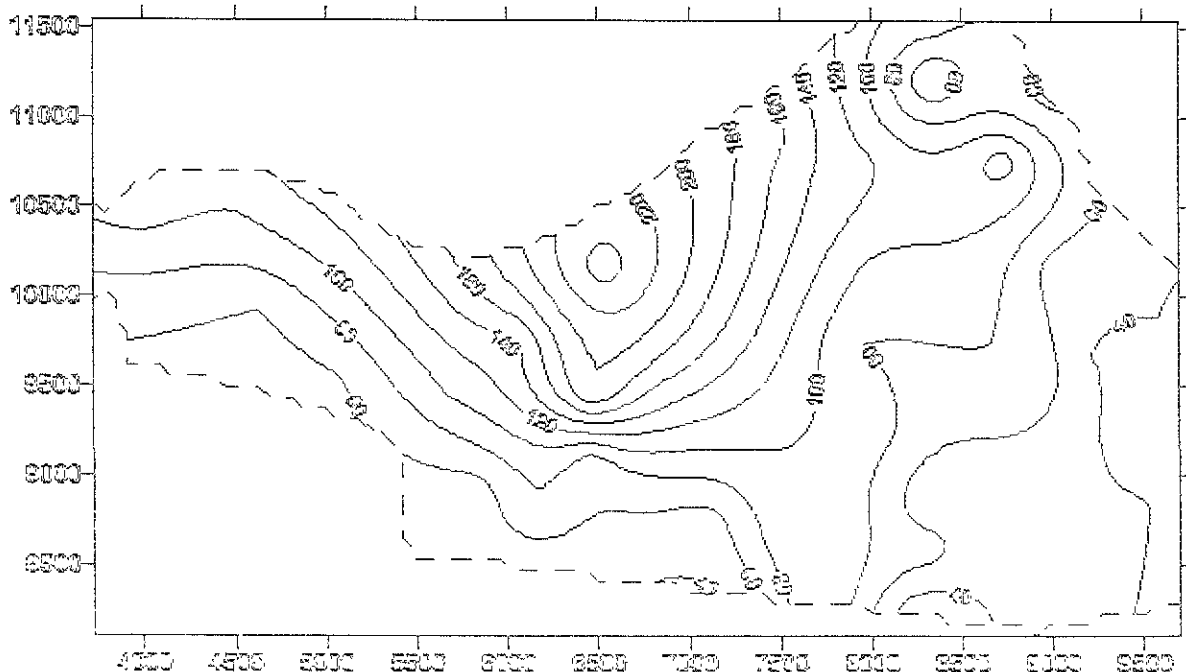


Figura 4.16: Mapa de distribuci3n de espesores del acuífero.

Se obtuvo también la siguiente representación tridimensional.

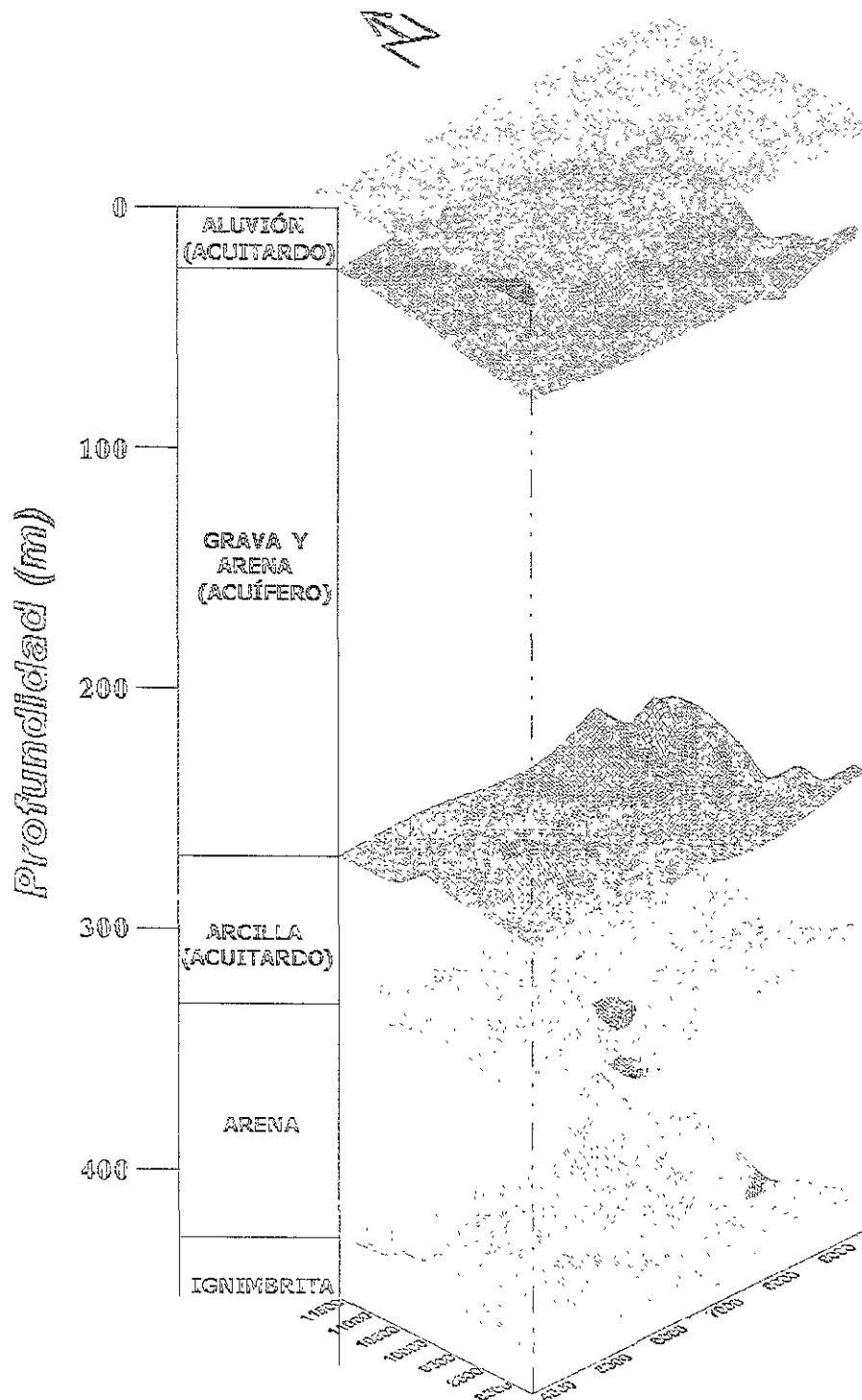


Figura 4.17: Esquema de la disposición espacial de las unidades principales. (Se exageró el espesor nueve veces con respecto a los relieves)

4.3 – MARCO DE REFERENCIA HIDROGEOLÓGICO

La información recabada para esta sección, así como los datos para las pruebas de bombeo, provienen del proyecto: *“CUANTIFICACION Y PROPUESTA DE MANEJO DEL POTENCIAL HIDRÁULICO EN EL RANCHO ‘LA ESTACADA’;*” llevado a cabo por la empresa Geofísica de Exploraciones GUYSA.

4.3.1 Censo de aprovechamientos

Existen 31 pozos dentro del rancho “La Begoña” y 90 más en un radio de 5 km alrededor. El uso principal de estas captaciones es el riego. Las profundidades varían de 100 a 400 m, y los caudales de extracción de 4 a 70 lps.

De los 31 pozos dentro del rancho, uno es exploratorio, y el resto son profundos. De estos últimos 21 están activos y el resto inactivos. Asimismo, de los 90 pozos alrededor del rancho, 75 son activos, 12 inactivos y 3 están tapados.

4.3.2 Hidrometría

En términos de extracción, el rancho “La Begoña” aprovecha 202.94 lps de la capacidad máxima instalada, que es de 427.5 lps. El volumen anual de extracción es de 6.4 millones de metros cúbicos en 20 captaciones activas. En las inmediaciones del rancho, de los 75 pozos activos la extracción total anual es de 25.43 millones de metros cúbicos, que corresponde a un caudal de 806 lps. Por lo tanto, el volumen anual de extracción en la zona de influencia es de 31.83 millones de metros cúbicos, que corresponde a un caudal de 1009 lps.

4.3.3 Piezometría

La piezometría se llevó a cabo en 44 pozos, 30 de ellos dentro del rancho “La Begoña”, y los 14 restantes los alrededores.

De los pozos dentro del rancho, de 23 se obtuvo el nivel estático, de 4 el nivel dinámico, 2 pozos no pudieron ser sondeados y uno estaba seco. Los valores extremos en las profundidades al nivel de agua fueron 23.1 y 101.18 m, atribuyéndose tal diferencia a que las mediciones afectaron dos medios diferentes, uno fracturado y el otro granular. Dentro del rancho, los niveles estáticos son de 80 y 90 m, abarcando casi íntegramente el medio granular. En los alrededores del rancho, los niveles estáticos se ubican entre 80 y 85 m en las localidades de “Viborillas”, “La Soledad de Arriba”, “El Baño” y “La Begoña”. Las profundidades mayores se detectaron en las zonas de “Ramillete” y “Las Flores”, donde alcanzan 100 m en promedio, esto debido a que los pozos se localizan a mayor altura. Los pozos de la región norte presentan un nivel estático de 23 a 36 m, debido a que penetran el medio fracturado constituido por la ignimbria.

4.3.4 Pruebas de bombeo

Se realizaron dos pruebas de bombeo durante el estudio *“Cuantificación y Propuesta de Manejo del Potencial Hidráulico en el rancho ‘La Estacada’;*” con el fin de evaluar las propiedades hidrodinámicas del acuífero. Las pruebas se

realizaron en los pozos "La Arboleda" y "Pozo 4". Fueron reinterpretadas para esta tesis con el paquete de cómputo "Aquitest". La prueba del pozo "La Arboleda" fue interpretada como acuífero semiconfinado con el método de Hantush, mientras que la del "Pozo 4" se caracterizó como acuífero confinado, y se interpretó con el método de Theis, ya que se encuentra a mayor profundidad en este sector, y está limitado superiormente por un cuerpo de arena arcillosa y limo (Perfiles 1 y 3).

HANTUSH's method - Leaky aquifer, no aquitard storage

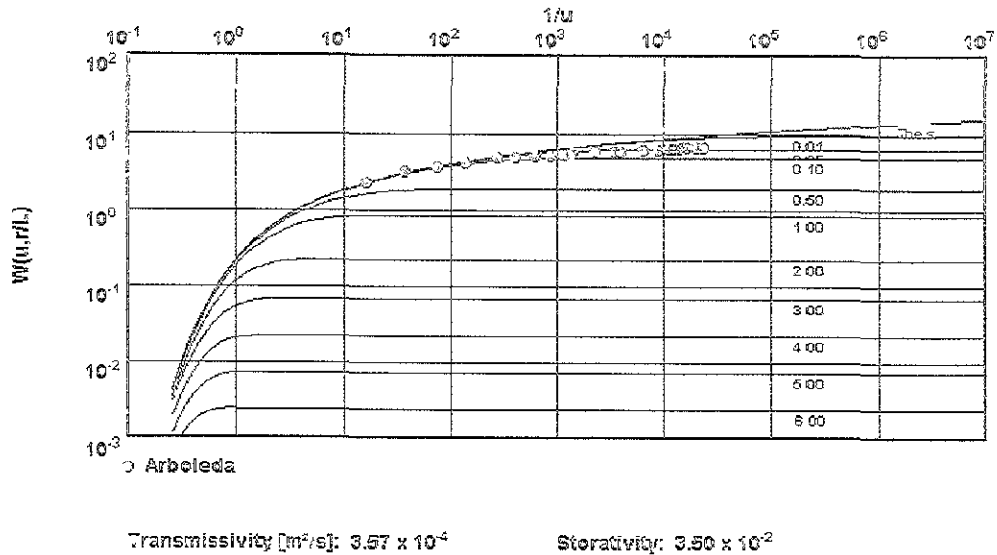


Figura 4.18: Interpretación de la prueba de bombeo del pozo "La Arboleda".

Theis analysis method - Confined aquifer

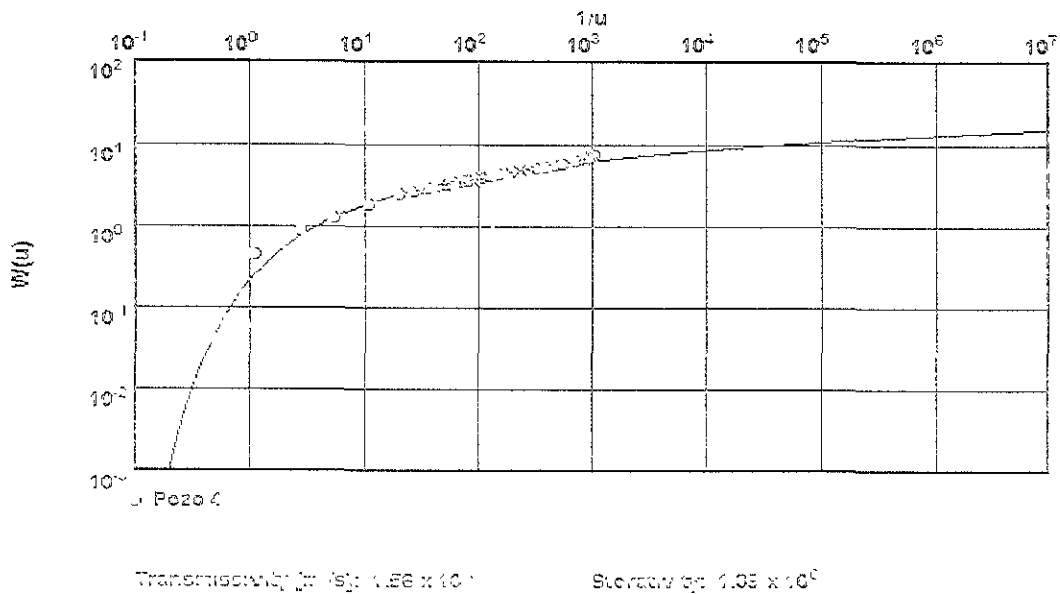


Figura 4.19: Interpretación de la prueba de bombeo de "Pozo 4".

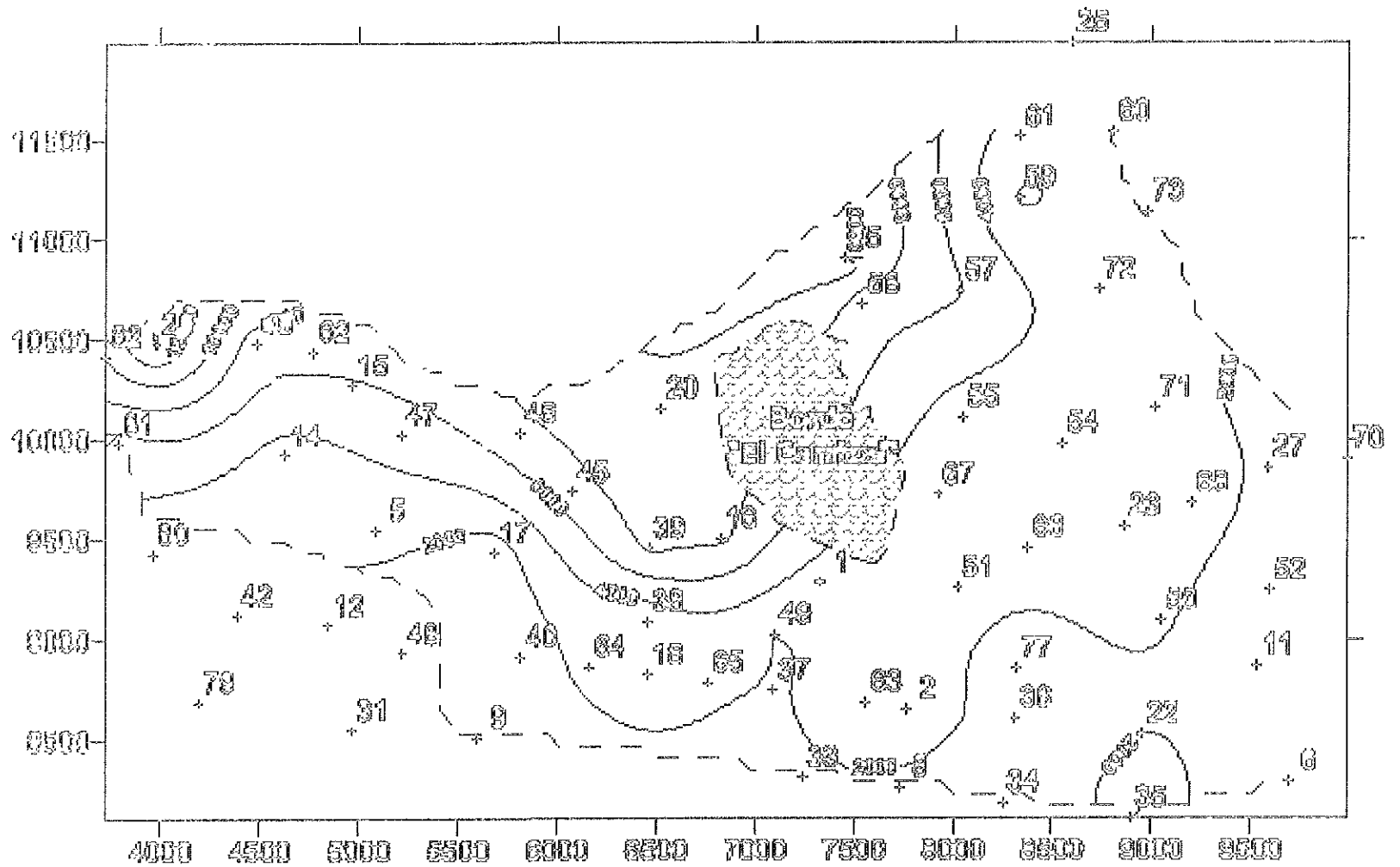


Figura 4.20: Distribución de radón en transversal, basada en la interpretación de los SEV.

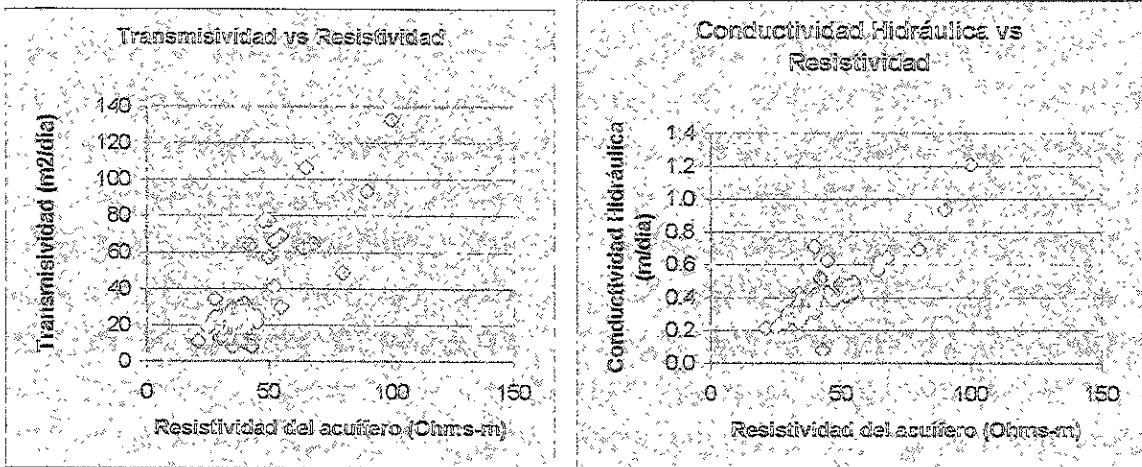


Figura 4.21: Gráficas de transmisividad y conductividad hidráulica vs. resistividad del acuífero, con base en el método de Niwas (1981). El comportamiento de los datos es ambiguo en el intervalo de 30 a 60 Ω -m.

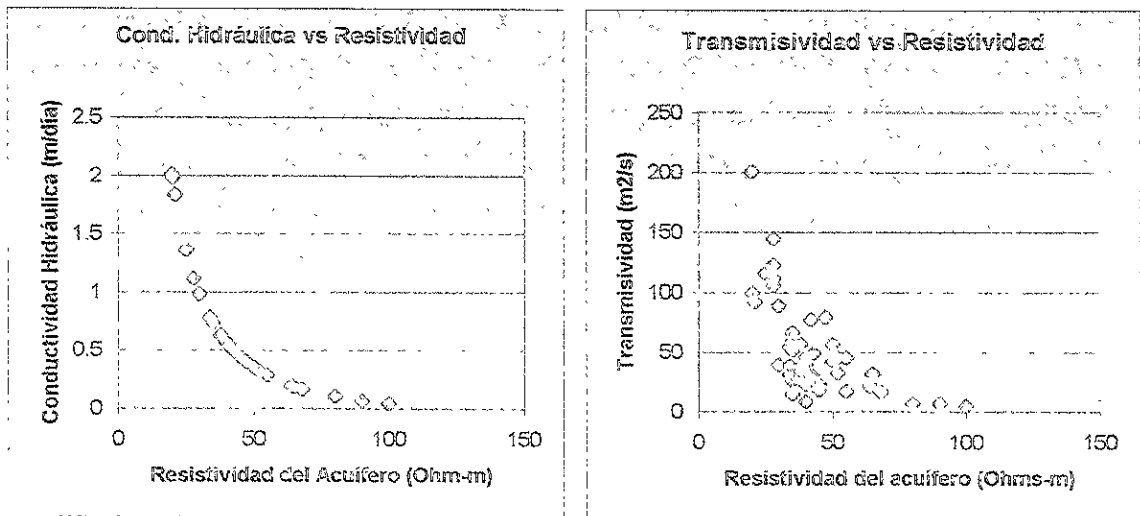
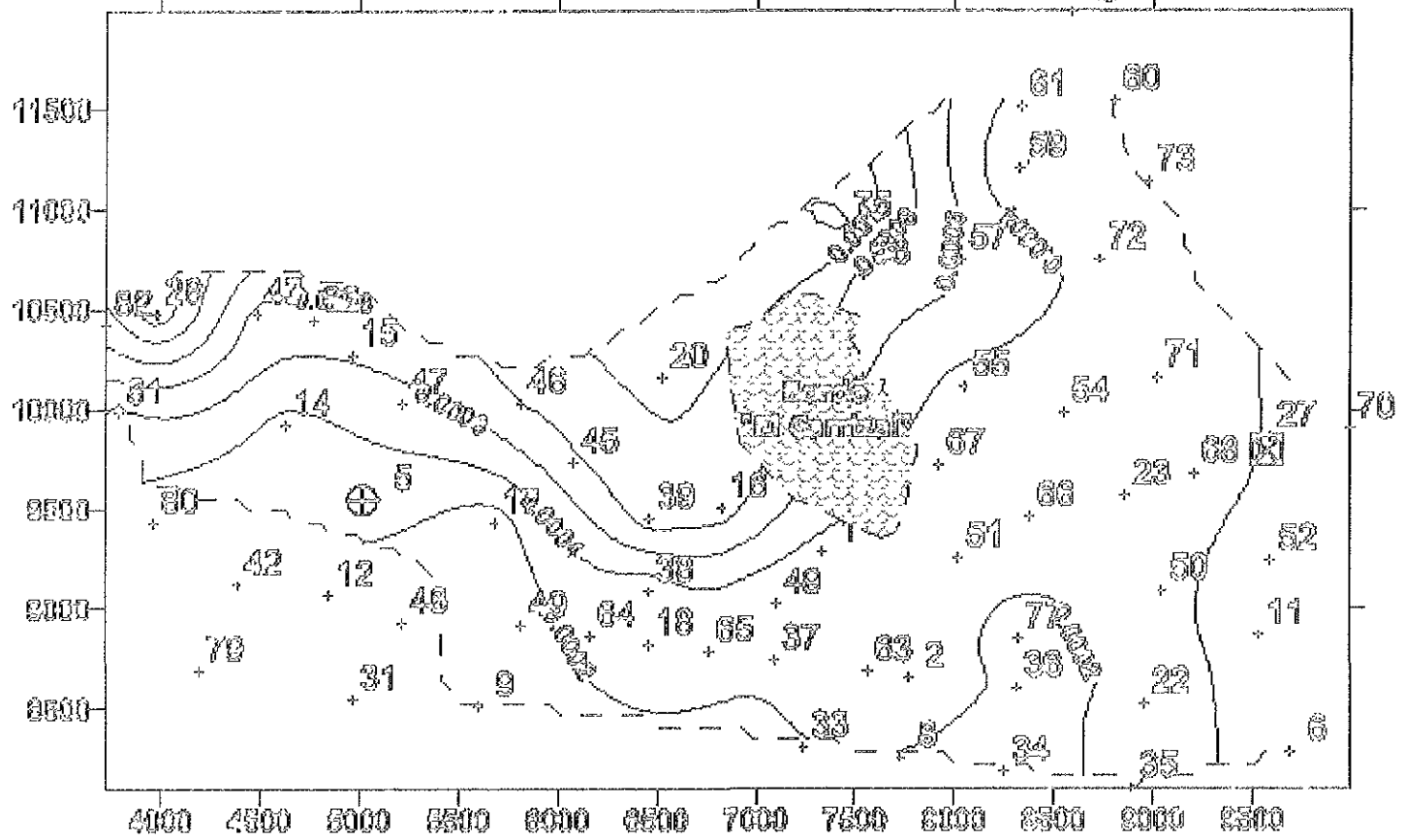


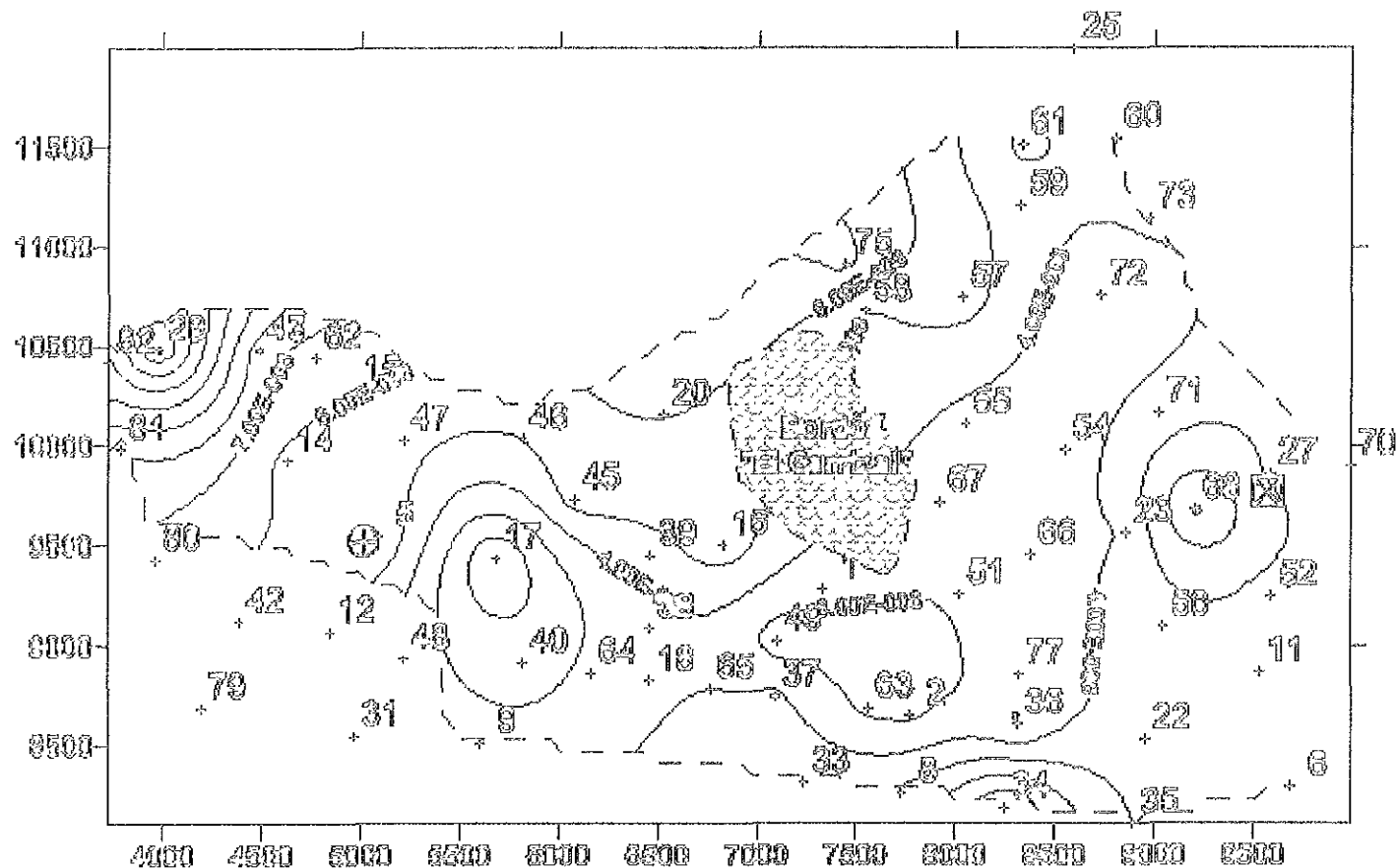
Figura 4.22: Gráficas de conductividad hidráulica y transmisividad vs. resistividad del acuífero, con base en los parámetros óptimos para la ecuación de Terzaghi, estimados con el método de inversión de algoritmos genéticos (Apéndice).



⊕ Pozo "La Arboleda", $T=3.57e^{-4}(m^2/s)$

⊗ Pozo 4, $T=1.56e^{-4}(m^2/s)$

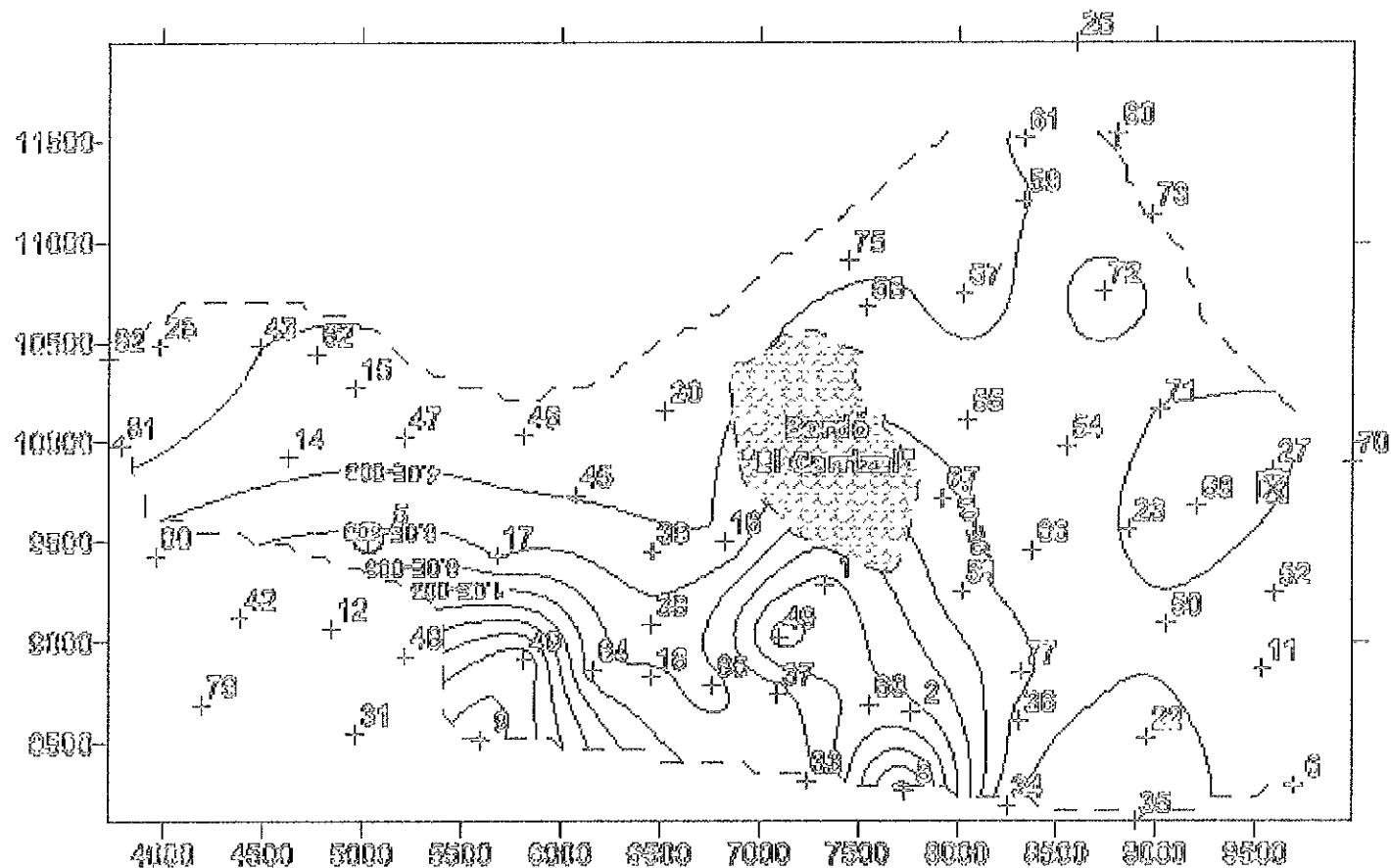
Fig. 4.23: Transmisividad calculada con base en el método de invariabilidad del producto de conductividades (Niwa, 1981).



⊕ Pozo "La Arboleda", $T=3.57e-4(m^2/s)$

⊗ Pozo 4, $T=1.56e-4(m^2/s)$

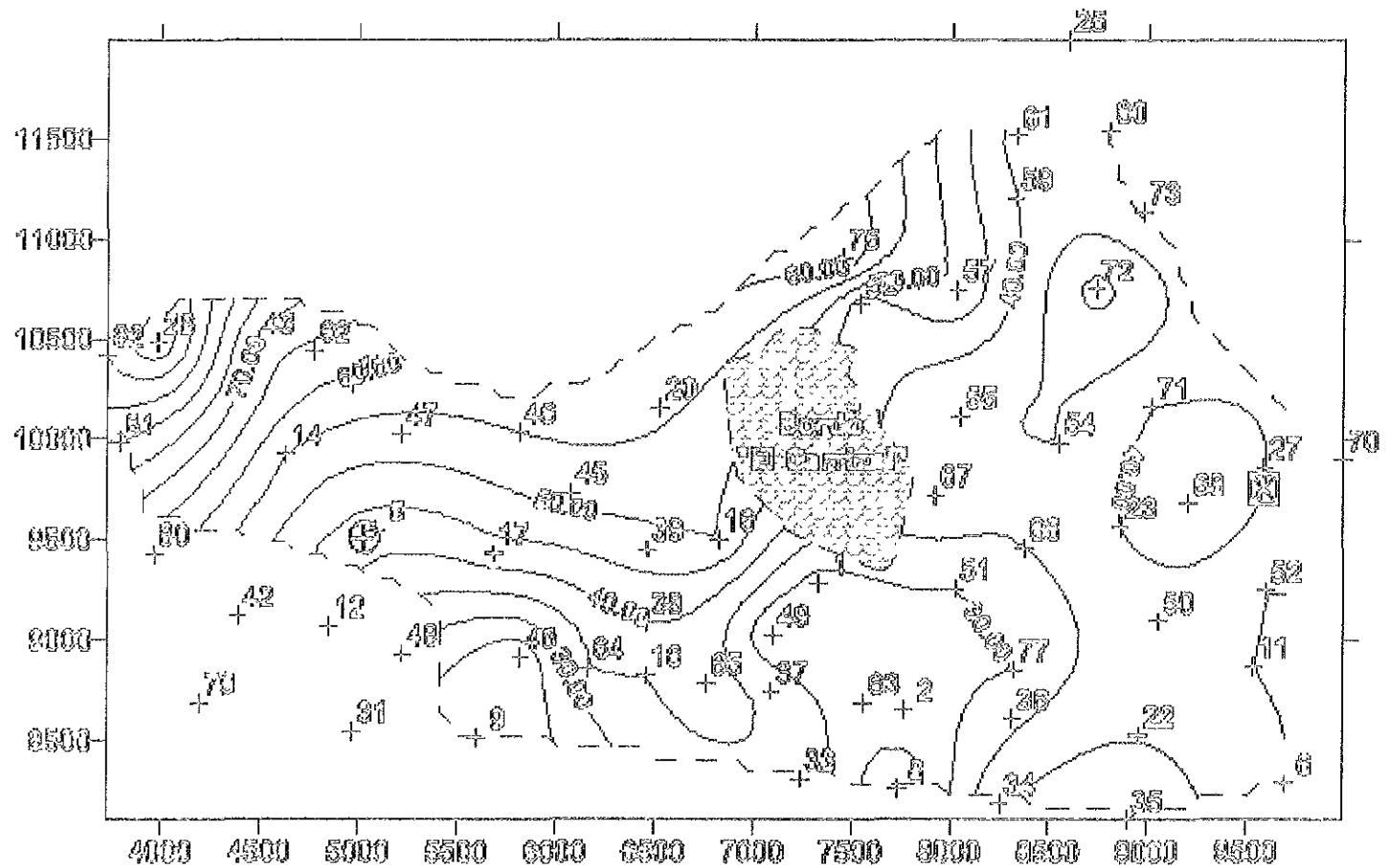
Fig. 4.24: Distribución de conductividad hidráulica, obtenida al dividir la distribución de transmissividad de la arena anterior, entre los espesores correspondientes del acuífero.



⊕ Pozo "La Arboleda", $T=3.57e-4(m^2/s)$

⊗ Pozo 4, $T=1.56e-4(m^2/s)$

Fig. 4.25: Distribución de conductividad hidráulica (m/s) calculada por medio de las fórmulas de Archie y de Terzaghi. La obtención de las parámetros óptimas para esta última se realizó por medio de algoritmos genéticos. La resistividad del agua que se utilizó fue obtenida mediante un análisis químico, durante el estudio "Caracterización y propuesta de manejo del potencial Hidráulico en el rancho "La Esperanza"."



⊕ Pozo "La Arboleda", $T=3.57e-4(m^2/s)$

⊗ Pozo 4, $T=1.56e-4(m^2/s)$

Figura 4.26: Distribución de transmisividad (m^2/s), obtenida al multiplicar la distribución de conductividad hidráulica de la figura anterior, por las espesuras correspondientes del acuífero.

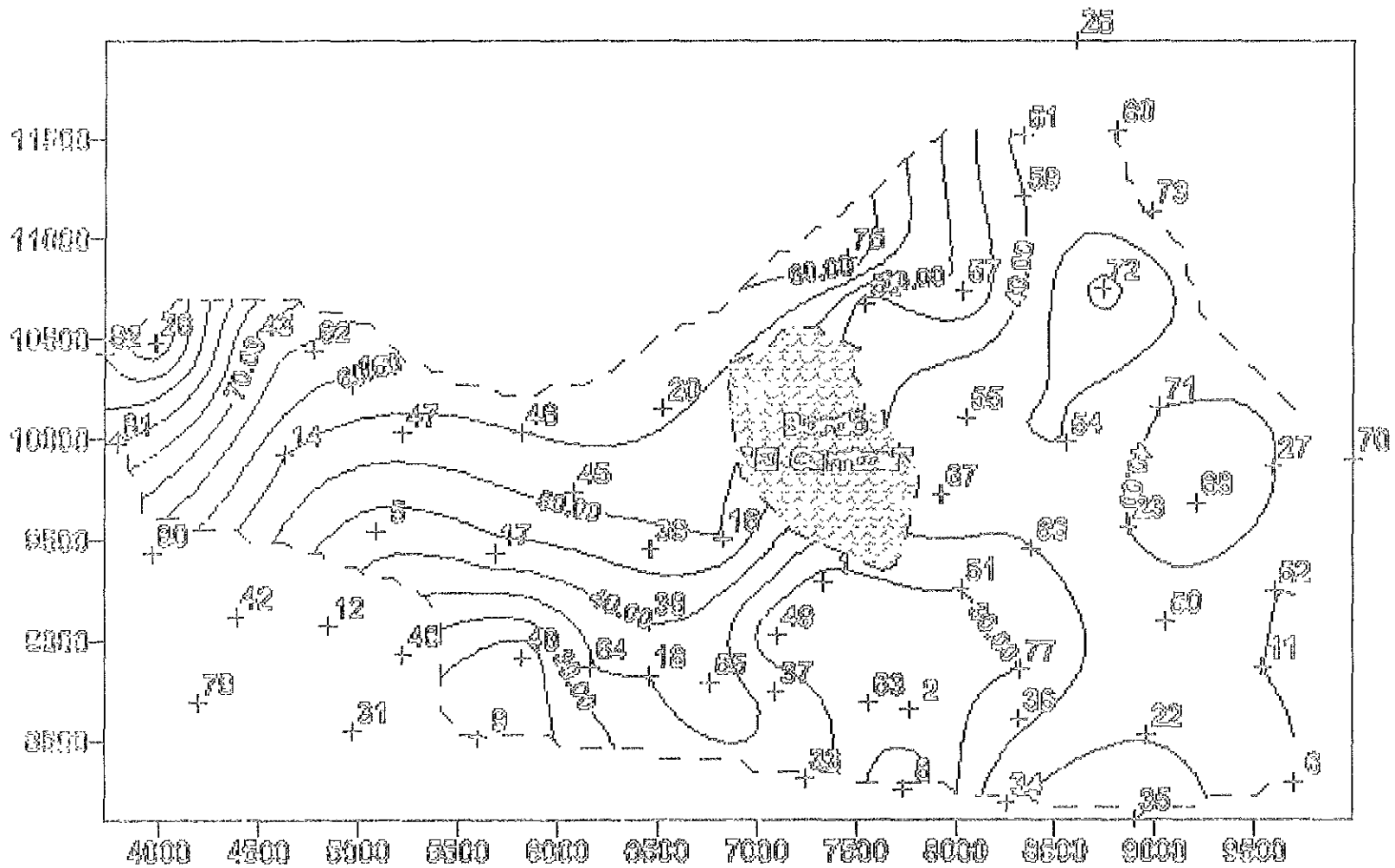
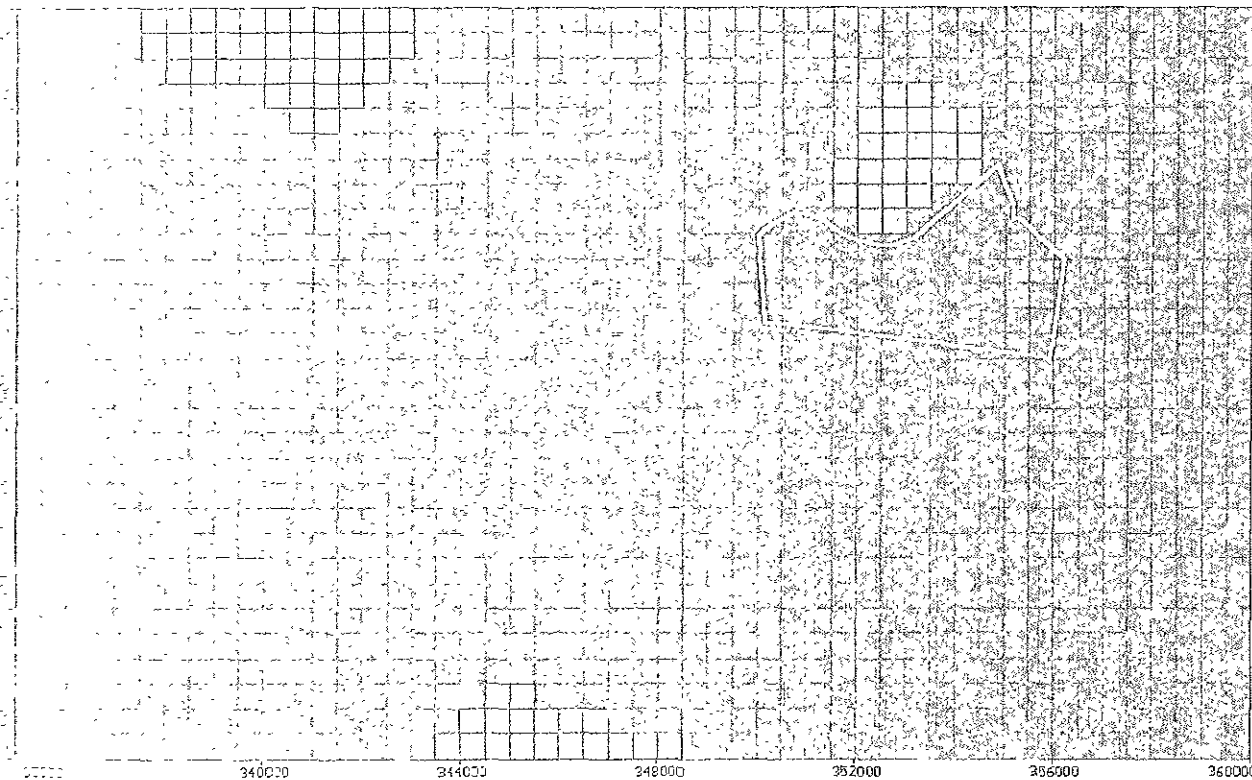


Figura 4.27: Distribución de salinidad del acuífero.



SIMBOLOGIA

K_x (m/s)	K_y (m/s)	K_z (m/s)	
0.000018	0.000018	0.000026	
0.000047	0.000047	0.000047	
0.00005	0.00005	0.00005	
0.000008	0.000008	0.000008	
0.003	0.003	0.0003	
0.00002	0.00002	0.000002	

RANCHO LA ESTACADA, S.A. DE C.V.		
DISCRETIZACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA		
<small>SECRETARÍA DE ECONOMÍA</small>		
<small>PROYECTO DEL PROYECTO DE LA SECRETARÍA DE ECONOMÍA</small>	<small>FECHA: SEPT. 1999</small>	<small>Figura 9.6</small>

Figura 4.28: Distribución de conductividad hidráulica, empleada en la obtención de un modelo de flujo hidráulico del rancho "La Begoña" (polígono blanco) y sus alrededores. Tales valores se estimaron únicamente a través de las pruebas de bombeos empleadas en esta tesis y otras pruebas anteriores. Las propuestas analizadas en esta tesis pueden ayudar a tomar una mejor decisión acerca de la distribución de esta propiedad. Figura perteneciente al estudio "Cuantificación y propuesta del manejo del potencial hidráulico en el rancho 'La Estacada'."

CONCLUSIONES.

1. *Los métodos analizados proporcionan una estimación de las distribuciones de transmisividad y conductividad hidráulica en acuíferos granulados, con base en la exploración geoelectrica y pruebas de bombeo. Con esta información, es posible establecer en forma más certera los parámetros requeridos para un modelo de flujo subterráneo.*
2. *El método de Niwas propone un esquema muy práctico para dicha estimación, aplicable en acuíferos donde no varíe significativamente la resistividad del agua. Aunque supone que la relación entre la resistividad y la conductividad hidráulica es directa siempre, incluso cuando no sea así es válida en un amplio intervalo de resistividades.*
3. *El método propuesto en esta tesis toma en cuenta las variaciones en la resistividad del agua, así como la posibilidad de que la relación entre la resistividad y la conductividad hidráulica sea directa en unas zonas e inversa en otras. Sin embargo, exige el uso de métodos de inversión para estimar parámetros libres, por lo que su aplicación no es tan directa como el método de Niwas. Además, requiere el valor de la resistividad del agua, ya sea por medio de registros de pozos o análisis químico.*
4. *Las aplicaciones con datos de campo demuestran que los métodos proporcionan resultados similares, aún cuando la relación sea inversa utilizando la propuesta de esta tesis. Las diferencias ocurren hacia los valores extremos de resistividad.*
5. *La aplicación el método propuesto se resume en los siguientes pasos:*
 - *Se determinan las distribuciones de resistividad y espesor del acuífero, por medio de la exploración geofísica.*
 - *En los pozos con pruebas de bombeo, se optimiza el valor calculado de conductividad hidráulica con respecto al valor de campo, para lo cual se proponen intervalos de variación de los parámetros libres λ , d_e y ϕ . En esta tesis, la optimización se llevó a cabo con el método de algoritmos genéticos.*
 - *De la ecuación de Archie se despeja el parámetro de cementación, que se calcula después con la porosidad estimada. En caso de no ser congruente, significa que el método de optimización encontró un error mínimo utilizando un valor no válido de alguno de los parámetros. Hay que repetir la inversión proponiendo otros intervalos de variación.*
 - *Se estima la distribución de porosidad utilizando la fórmula de Archie.*
 - *Con la distribución de porosidad y con los parámetros óptimos, se calculan las conductividades para el resto del acuífero, empleando la fórmula de Terzaghi*
 - *La transmisividad puede calcularse multiplicando el valor estimado de conductividad hidráulica por el espesor de la capa*

6. Para obtener mejores resultados, es recomendable contar con:

- Información detallada de cortes litológicos de pozos.
- Registros geofísicos de pozos y/o análisis químicos del agua.
- Pruebas de bombeo con pozos de observación.

En la medida que se tenga dicha información, se tendrán mejores probabilidades para caracterizar las condiciones del acuífero, pese a que se trata de información puntual.

- 7. Los registros de resonancia magnética pueden obtener permeabilidad y conductividad hidráulica, asimismo los registros de rayos gamma espectral y los de inducción, a diferentes profundidades de investigación. Estos procedimientos cumplen con el papel de las pruebas de bombeo.*
- 8. Se concluye que ambos métodos serán aplicables de acuerdo con las características de la región de estudio, y con base en la información disponible. Se aconseja, cuando sea posible, aplicar ambos métodos, para contar con dos criterios de apoyo para establecer, con mayor certidumbre, la estimación de las distribuciones de transmisividad o de conductividad hidráulica.*

BIBLIOGRAFÍA

- Arroyo Carrasco, F. A. (1996). *Bases teóricas e interpretación de registros geofísicos de pozos*. Facultad de Ingeniería. UNAM.
- Custodio, E. y Llamas, R. (1976). *Hidrogeología subterránea, tomo II*. Ediciones Omega, S.A.
- Freeze, R. A. y Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall
- *Geofísica de exploraciones GUYSA, SA de CV (2000). Cuantificación y Propuesta de Manejo del Potencial Hidráulico en el Rancho "La Estacada"*.
- Huntley, D. (1986). *Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers*. *Groundwater*, vol. 24, 466-474.
- Kalinski, R., Kelly, W. E. y Bogardi, I. (1993). *Combined use of geoelectric sounding and profiling to quantify aquifer protection properties*. *Groundwater*, vol. 31, 538-544.
- Mazác, O., Cislerová, M., Kelly, W. E., Landa, I. y Venhodová, D. (1993). *Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods*.
- Ntwas, S. y Singhal, D. C. (1981). *Estimation of aquifer transmissivity from Dar Zarrouk parameters in porous media*. *Journal of Hydrology*. vol. 50. 393-399.
- Obitko, M. (1998). *Genetic Algorithms*. Página electrónica localizada en el URL: <http://cs.felk.cvut.cz/~xobitko/ga>.
- Pérez Rosales, C. (1982). *On the relationship between formation resistivity factor and porosity*. *Society of Petroleum Engineers Journal*.
- Press, W.H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. y Flannery, B. P. (1992). *Numerical recipes in Fortran 77, The art of scientific computing*. Disponible en forma electrónica en el URL: <http://www.nr.com>.
- Rodríguez Zúñiga, J. L., Ortiz Alemán, C., Padilla G. y Gaulton R. (1997). *Application of genetic algorithms to constrain shallow elastic parameters using in situ ground inclination measurements*. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. Vol. 16, p. 223,234.
- Selinas Calderos, G. (1994). *Manual de diseño de agua potable, alcantarillado y saneamiento, libro VI: Pruebas de bombeo*. Subdirección general de saneamiento hidráulico urbano e industrial.

APÉNDICE. ALGORITMOS GENÉTICOS

Es un método heurístico que realiza una búsqueda aleatoria de parámetros para la optimización de un modelo no lineal (Rodríguez-Zúñiga *et al.*, 1997), que es un problema que comúnmente se presenta en geofísica. En esta tesis, se utilizó el método de inversión de algoritmos genéticos para estimar los parámetros λ , d_e y ϕ óptimos, dada la conductividad hidráulica observada en campo, con base en la ecuación de Terzaghi.

Los algoritmos genéticos en forma similar a las leyes de la genética que rigen la dinámica de los cromosomas en los organismos vivientes. Para conseguirlo, se lleva a cabo el siguiente procedimiento (Fig. A1):

- 1) *Selección de la población original.*- Consiste en determinar, en forma aleatoria, conjuntos de parámetros que constituirán la población inicial: $(\lambda_1, d_{e(1)} \text{ y } \phi_1)$, $(\lambda_2, d_{e(2)} \text{ y } \phi_2)$, ... $(\lambda_n, d_{e(n)} \text{ y } \phi_n)$.
- 2) *Modelado directo.*- Con cada conjunto de parámetros se generan los modelos m_1, m_2, \dots, m_n , en este caso con la ecuación de Terzaghi, de donde se obtendrán valores de conductividad hidráulica.
- 3) *Evaluación del error.*- Una vez obtenido cada modelo, se compara con los datos de campo, empleando una función que evalúe el error entre éstos y dicho modelo. En este caso se utilizó la siguiente expresión

$$E = \frac{|K_{obs} - K_{cal(i)}|}{K_{obs}},$$

donde K_{obs} es la conductividad hidráulica medida en campo y $K_{cal(i)}$ es el valor calculado con el i -ésimo individuo.

- 4) *Aplicación de los algoritmos genéticos.*- Si el error observado para algún modelo fue menor que el máximo permitido, o bien se alcanzó el valor máximo de iteraciones prefijado, el proceso termina. De lo contrario, comienza la etapa de los algoritmos genéticos, que constan a su vez de los siguientes pasos:
 - a) *Selección.*- Se selecciona un determinado número de modelos que hayan satisfecho mejor la condición de error, con base en algún criterio. En esta tesis, se seleccionaba la mitad de la población cuyo error fuese menor.
 - b) *Codificación.*- Los modelos seleccionados se someten a un proceso de codificación, recurriendo comúnmente a una expresión en números binarios. Los parámetros así expresados se concatenan para formar una única cadena binaria, de manera que cada cadena representara un conjunto de parámetros. Por ejemplo,

1100010011	10011010100	00111001	Individuo 1
0010110010	1010101101001	01010100	Individuo 2
10010101100	1101101101010	11000101	Individuo n

es un ejemplo del aspecto que presentarían dichas cadenas. Los rectángulos simbolizan los límites del sector que representa a cada parámetro. Cuando la expresión binaria de un parámetro difiere en longitud, se establece ésta tomando como base la mayor, y rellenando el resto con ceros a la izquierda.

- c) *Reproducción.*- Los individuos codificados se reproducen, seleccionando al azar parejas que intercambiarán sectores de la cadena en puntos seleccionados en forma aleatoria. De esta manera cada pareja, denominada "padres", genera una nueva pareja denominada "hijos". Los criterios que se emplean para definir la reproducción dependen del problema. En este caso, se decidió que todos los individuos seleccionados se reprodujeran intercambiando los sectores derechos de sus cadenas en un punto arbitrario, como se muestra a continuación:

10011011...010011001	1001101	Individuo A
01100100...010101101	1100111	Individuo B
10011011...010011001	1100111	Individuo A'
01100100...010101101	1001101	Individuo B'

Los individuos A y B son los "padres", A' y B' son los "hijos", y la línea indica el lugar donde ocurrió el intercambio. Como es lógico, existe la posibilidad de que dicho lugar sea el final de la cadena, de manera que ningún cambio tendrá lugar. Asimismo, si el intercambio es al principio, lo único que ocurrirá es que los individuos cambien de lugar, sin alteración alguna.

- d) *Mutación.*- Las cadenas "padres" e "hijas" se someten ahora a la mutación, que consiste en el cambio de paridad de un elemento de la cadena seleccionado al azar. La finalidad de las mutaciones es evitar que la población se vuelva homogénea, sin mayores posibilidades de evolución. Obilko (1998) recomienda mantener la probabilidad de mutar en el intervalo de 0.5 a 1%.

- 5) *Nuevo proceso.*- Después de aplicar los algoritmos genéticos, se regresan los parámetros a su expresión decimal. Nuevamente se realiza el modelado del base 2 y la evaluación del error del paso 3 para comprobar si el error se

ha reducido hasta el valor indicado, repitiéndose en caso necesario los pasos indicados en el inciso 4.

La figura A1 resume en forma gráfica el proceso anterior.

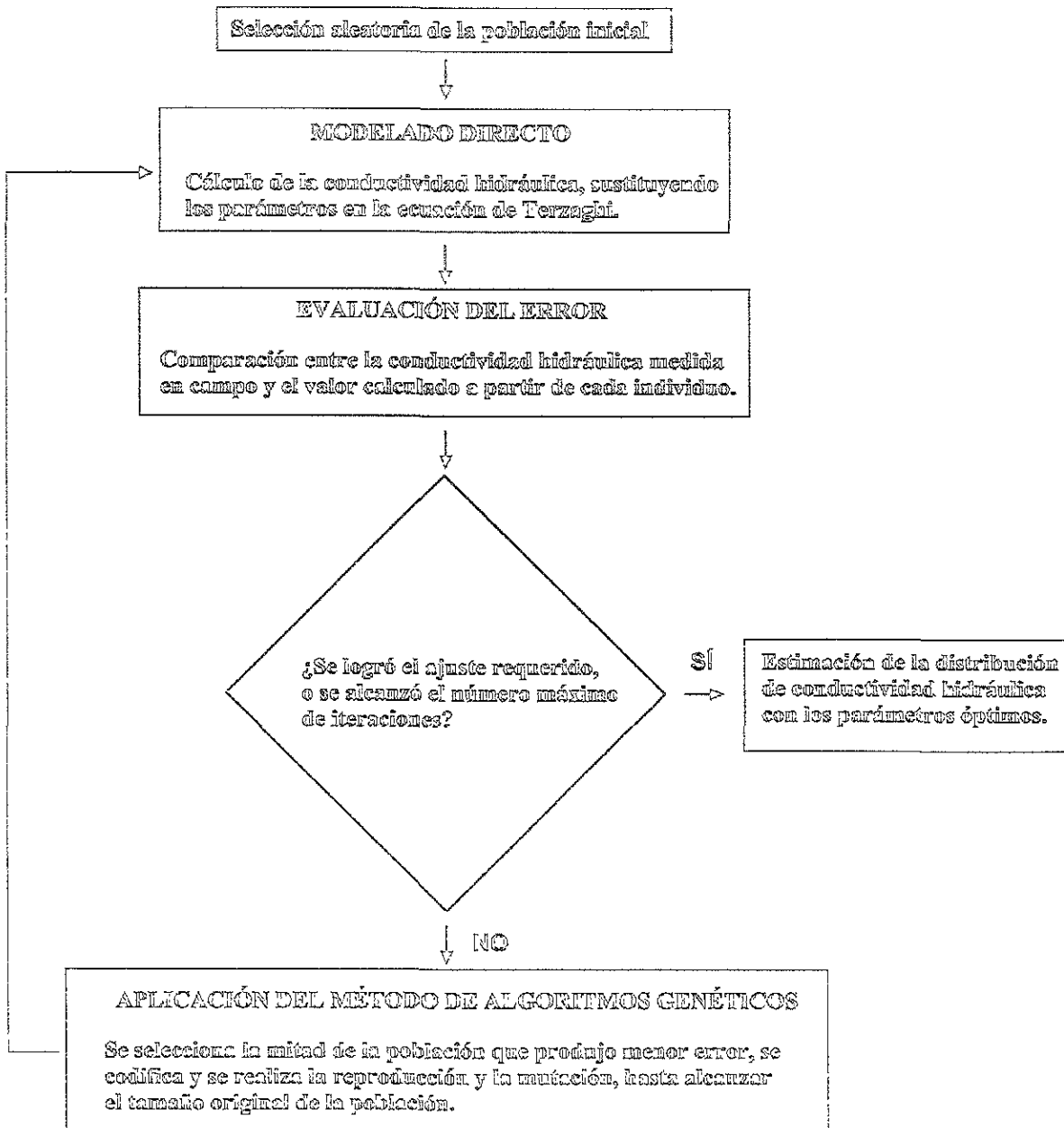


Figura A1. Esquema de la aplicación de los algoritmos genéticos para estimar los parámetros óptimos λ , α , y ϕ en la ecuación de Terzaghi. Figura modificada y adaptada a partir de la original de Rodríguez-Zúñiga *et al.* (1997)