



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

03860
19

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**EXPLORACIÓN GEOFÍSICA E HIDROGEOLOGÍA
INTEGRANDO SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES Y
SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS EN SAN JOSÉ
BUENAVISTA, PUEBLA**

TESIS

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS

presenta

ERIKA RIONDA MORFÍN

293061

México, D.F., 2001



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.

Exploración geofísica e hidrogeológica integrando sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos en San José Buenavista, Puebla

Lista de figuras y tablas.....	ii
Resumen.....	1
I.- Introducción.....	2
Zona de estudio.....	3
Marco geológico.....	5
Conductividad eléctrica.....	7
Sondeo eléctrico vertical.....	8
Sondeos electromagnéticos.....	14
II.- Metodología	
Sondeos Eléctricos Verticales.....	23
Sondeos Electromagnéticos	25
III.- Resultados	
Sondeos Eléctricos Verticales.....	27
Sondeos Electromagnéticos.....	28
IV.- Discusión.....	32
V.- Conclusiones.....	53
Referencias.....	54

Lista de figuras

1. Localización del área de estudio.....	4
2. Geología del área de estudio.....	6
3. Dispositivo Schlumberger.....	13
4. Configuración dipolo vertical y dipolo horizontal.....	15
5. Semiespacio homogéneo con bobinas transmisora y receptora.....	19
6. Comparación de respuestas relativas de los dipolos horizontal y vertical...20	
7. Localización de los sondeos eléctricos verticales y de los sondeos electromagnéticos.....	24
8. Datos de campo y sintéticos para arcillas y conglomerado.....	33
9. Datos de campo y sintéticos para los sondeos tres y cuatro.....	34
10. Datos de campo y sintéticos para los sondeos cinco y seis.....	35
11. Modelos geológicos obtenidos de los sondeos eléctricos verticales.....	37
12. Localización de los perfiles electromagnéticos.....	39
13. Comparación de las profundidades obtenidas con la configuración dipolo horizontal y dipolo vertical.....	41
14. Perfil uno electromagnético.....	43
15. Perfil dos electromagnético.....	44
16. Perfil tres electromagnético.....	45
17. Perfil cuatro electromagnético.....	46
18. Perfil cinco electromagnético.....	49
19. Perfil seis electromagnético.....	50
20. Perfil siete electromagnético.....	51
21. Modelo geológico del área de estudio.....	52

Lista de tablas

1. Relación de resistividades eléctricas de acuerdo con la litología y edad geológica.....9
2. Datos de campo de los sondeos eléctricos verticales.....27
3. Datos de campo de los sondeos electromagnéticos.....31

Resumen

Del 31 de mayo al 1 de junio de 1999 se hicieron seis sondeos eléctricos verticales y del 29 de julio al 1 de agosto de 1999 se hicieron 50 sondeos electromagnéticos, en las cercanías de San José Buenavista, Puebla, con el fin de evaluar la posibilidad de encontrar un acuífero somero en esta área.

Debido a que la zona de estudio es un área topográficamente abrupta sólo se llevaron a cabo seis sondeos eléctricos. El área fue investigada de forma más detallada usando sondeos electromagnéticos.

La interpretación de los datos se llevó a cabo haciendo una integración de ambos métodos, con el fin de reducir el número de soluciones y así obtener un modelo adecuado del área, para lo cual se diseñó un programa basado en el método de Marquardt (1963).

El modelo geológico simplificado que se generó consiste de dos capas. La primera, con espesores de entre 20 y 25 metros, está formada en su mayor parte por conglomerados y otra zona en la que se presenta material aluvial. La segunda capa está formada casi en su totalidad por arcilla. Existe además una franja con dirección NE-SW, la cual está formada en el primer estrato por calizas y en el segundo por material aluvial.

En base al modelo obtenido se concluyó que en la zona de estudio las posibilidades de obtener agua a profundidades someras es muy baja.

I.- Introducción

Una de las ventajas que ofrecen los métodos geofísicos es la posibilidad de obtener información del subsuelo a bajo costo (Werner, 1984). Debido a esto y a la posibilidad de obtener información somera, los métodos geoeléctricos han sido ampliamente utilizados para exploración de aguas subterráneas (Dobrin, 1979).

Varios autores han utilizado sondeos de resistividad para determinar direcciones de flujo del agua subterránea en acuíferos kársticos (Steinich y Marín, 1996; 1997) y en acuíferos granulares (Marín et. al., 1998), para mapear fracturas en rellenos sanitarios (Carpenter et al., 1990) y para determinar estructuras superficiales en el subsuelo (Steinich et al., 1999).

Los métodos electromagnéticos han sido utilizados también continuamente en estudios hidrogeológicos (Palacky et.al., 1981; Fitterman, 1986, Lakston y Hecker, 1988; McNeill, 1990), en detección de contaminantes (Stewart, 1982; Wood, 1987; Goldstein et.al. 1990) o en caracterización de fracturas relacionadas al flujo de aguas subterráneas (Yager y Kappel, 1987).

Sin embargo, una de las limitaciones de usar métodos geofísicos como una herramienta de exploración es que no es generada una solución única (principio de equivalencia). Para que pueda ser obtenido un modelo adecuado para un área específica es necesario tener información adicional que permita restringir el número de soluciones.

Una forma de limitar el número de soluciones es obteniendo información de pozos en el área, lo cual generalmente acompaña a los estudios hidrogeológicos. Sin embargo, esto no siempre es posible.

Otra forma de delimitar las soluciones es el uso de dos métodos diferentes e integrarlos en la interpretación. Dos métodos que pueden ser utilizados en forma

conjunta para este fin son los sondeos eléctricos verticales (SEV) y los métodos electromagnéticos (Johansen, 1976; Van Kuijk et. al., 1985).

Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra localizada en la porción sureste del estado de Puebla, entre los paralelos 18°38' y 18°41' de latitud norte y los meridianos 97°32' y 97°35' de longitud oeste (Fig. 1). Está en las cercanías de San José Buenavista, Puebla, aproximadamente a 40 km al NW de Tehuacán.

Forma parte de la provincia o cuenca de Tlaxiaco, ubicándose al NE de la cuenca, la cual es una depresión geológica emplazada en la provincia fisiográfica de la Mixteca Oaxaqueña. Debido a que está limitada al Este por la Sierra Madre Oriental y al Oeste por la Sierra Madre del Sur, la provincia de Tlaxiaco es una zona de aridez extrema (López Ramos, 1981). El clima del área está clasificado como semiseco y semicálido.

San José Buenavista está ubicado en los flancos de la sierra El Monumento, en las cercanías del valle de Tecamachalco. La sierra el Monumento constituye el flanco norte del anticlinal Valsequillo, el cual tiene más de 60 Km de largo y una orientación NO-SE. Esta sierra es una de las principales fuentes de recarga de los acuíferos localizados en el valle. Los acuíferos del valle son de dos tipos: clásticos de relleno, los cuales funcionan como acuíferos libres y los constituidos por calizas, los cuales son más profundos y funcionan como confinados o semi-confinados. Estudios realizados en esta zona (Peña, 1996) indican que las posibilidades de que existan acuíferos a grandes profundidades (mayores a 250 m) son mínimas. Este valle ha sido ampliamente explorado, sin embargo, los flancos de la sierra El Monumento han recibido poca atención.

Debido a lo anterior y a la necesidad de la población de San José Buenavista de encontrar otras fuentes de agua potable los objetivos planteados en este trabajo fueron: evaluar la posibilidad de encontrar un acuífero somero, así como integrar los sondeos eléctricos verticales y los sondeos electromagnéticos para determinar un modelo geológico adecuado para el área de estudio.

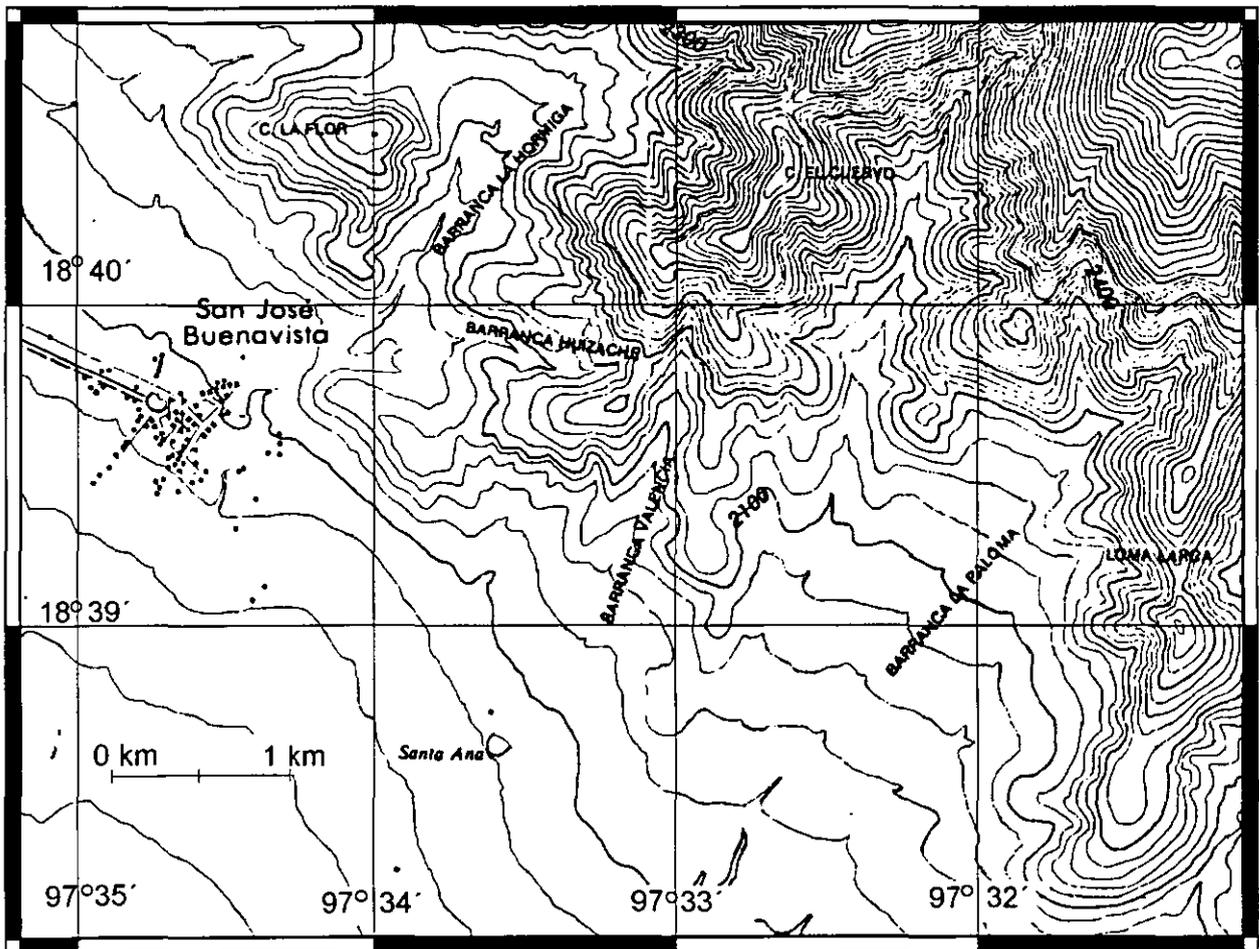


Figura 1. Localización del área de estudio.

Marco geológico

A continuación se hace una breve descripción de la geología de la zona de estudio (Fig. 2).

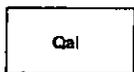
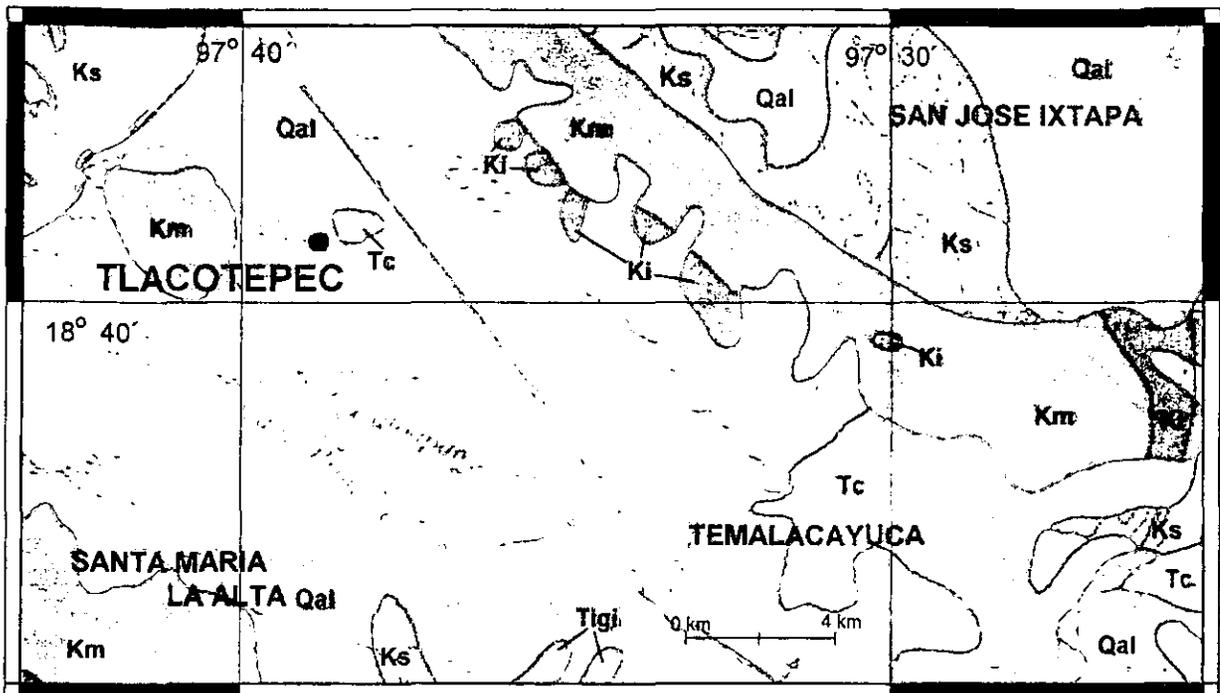
El Cuaternario en la provincia de Tlaxiaco se encuentra conformado básicamente por aluviones, suelos, caliche, travertino y depósitos lacustres con posibles yesos predepositados. En el área de estudio, el Cuaternario se encuentra representado por depósitos aluviales, así como depósitos de coluvión.

El Eoceno-Oligoceno está compuesto por calizas travertinosas, conglomerados, limolitas, capas de yeso y nódulos de calcedonia (López Ramos, 1981). Esta edad está designada por comparación debido a la ausencia de fósiles. En el área de estudio es posible observar conglomerados y areniscas calcáreas correspondientes a esta edad.

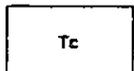
El Cretácico Superior está representado por caliza, caliza dolomítica y delgados estratos oscuros en la base, intercalados con pizarra arcillosa.

Durante el intervalo Albiano-Cenomaniano (Cretácico Inferior) se desarrolló una secuencia de calizas en un mar transgresivo (Morán Zenteno, 1994). Esta secuencia está conformada básicamente por caliza micrítica y biomicrítica (Calderón, 1956).

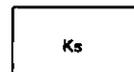
De acuerdo a un estudio realizado en 1974 en la zona, de acuerdo a las características de permeabilidad asignadas a las diferentes unidades estratigráficas, estas pueden ser divididas en acuíferas y acuífugas. En la zona de estudio las unidades que se consideran acuíferas son los depósitos aluviales correspondientes al Cuaternario (Qal).



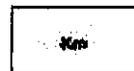
CUATERNARIO.- Depósitos aluviales y lacustres(travertino, caliche, suelo residual).



TERCIARIO SUPERIOR.- Areniscas, arcillas arenosas, brechas, conglomerados y cenizas volcánicas.



CRETÁCICO SUPERIOR.- Calizas claras con miliolidos, calizas con pedernal, margas y lutitas.



CRETÁCICO MEDIO.- Calizas de tipo arrecifal y postarrecifal.



CRETÁCICO INFERIOR.- Lutitas calcareas con intercalaciones de areniscas, margas y calizas de estratificación delgada.

Figura 2. Geología del área de estudio (CNA, 1992).

Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica es la capacidad de algunos materiales para transmitir corriente eléctrica cuando es aplicado un voltaje. Su inverso es la resistividad eléctrica, la cual está definida con la ley de Ohm (Keller y Frischknecht, 1966).

En rocas y minerales la conductividad eléctrica puede darse en tres formas: electrónica, electrolítica y por conducción dieléctrica (Telford et.al., 1990). La primera es la forma normal de flujo de corriente en materiales que poseen electrones libres, como en el caso de los metales. La conducción dieléctrica se lleva a cabo en conductores pobres o aislados bajo la presencia de un campo eléctrico variable externo.

La mayoría de las rocas son muy malos conductores, sin embargo, la presencia de poros y fracturas tiene como resultado que los valores de conductividad se incrementen. Generalmente la conducción eléctrica en una roca se da por procesos electrolíticos debido a que poros y fracturas contienen algún porcentaje de agua. La conductividad dependerá de la cantidad de agua presente, su salinidad y distribución en la roca almacenante.

Cuando el agua presente en los poros tiene alguna sal en solución, los iones constituyentes se separan, por lo que son libres para moverse independientemente en la solución. De esta forma se lleva a cabo la conducción electrolítica, en donde la propagación de corriente se lleva a cabo por medio de los iones disueltos. Cuando es aplicado un campo eléctrico los iones positivos (cationes) son atraídos hacia el polo negativo, mientras que los aniones (iones negativos) se ven atraídos hacia el polo positivo (Keller y Frischknecht, 1966).

Por lo tanto, en una roca la conductividad dependerá principalmente de la permeabilidad, lo que incluye el número de poros, dimensión e interconexiones, el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, así como la temperatura y fase en que se encuentra el agua de poro (McNeill, 1980).

La relación existente entre la porosidad y la conductividad eléctrica está dada matemáticamente por la expresión desarrollada por Archie (Archie, 1942), la cual relaciona factores como la saturación S (contenido de agua en los poros), la resistividad del agua contenida en los poros ρ_w y la porosidad ϕ de la siguiente forma:

$$\rho_e = q\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (1)$$

en donde ρ_e es la resistividad del medio (inverso de la conductividad), q y m son constantes que dependen del medio y n tiene un valor aproximado de 2 (Telford et.al., 1990).

Existe también una relación indirecta entre la conductividad y la edad geológica de una roca debido a que generalmente ambas están relacionadas con la porosidad (Keller y Frischknecht, 1966). Las rocas más antiguas son por lo general menos porosas ya que usualmente se encuentran a una mayor profundidad, lo que ocasiona que por presión los espacios porosos sean cerrados. La Tabla 1 muestra esta relación entre conductividad y edad geológica.

Sin embargo, también pueden darse excepciones a lo mostrado en la tabla por factores como la presencia de fracturas en rocas que normalmente no son porosas o altas concentraciones de minerales conductores, lo que en ambos casos podría dar un incremento en la conductividad eléctrica en rocas que usualmente no son conductoras.

Edad	Rocas marinas sedimentarias	Rocas sedimentarias	Rocas extrusivas (basalto, riolita)	Rocas intrusivas (granito, gabra)	Precipitados Químicos (Calizas, Sales)
Cuaternario y Terciario	1-10	15-50	10-200	500-2000	50-5000
Mesozoico	5-20	25-100	20-500	500-2000	100-10,000
Paleozoico	10-40	50-300	50-1000	1000-5000	200-100,000
Paleozoico Temprano	40-200	100-500	100-2000	1000-5000	10,000-100,000
Precámbrico	100-2000	300-5000	200-5000	5000-20000	10,000-100,000

Tabla 1. Relación de resistividades eléctricas de acuerdo con la litología y edad geológica ((Keller y Frischknecht, 1966). Las resistividades están dadas en Ωm .

Sondeo Eléctrico Vertical

La propiedad del medio que los sondeos eléctricos verticales (SEV) determinan es la resistividad eléctrica.

Para el estudio teórico de la resistividad medida, se considera el caso de un medio homogéneo e isotrópico (Keller y Frischknecht, 1966). Una ecuación que incluya el potencial de una fuente de corriente puntual puede ser desarrollada partiendo de la ley de Ohm y de la condición de divergencia:

$$\mathbf{E} = \rho \mathbf{j} \quad (2)$$

$$\Delta \cdot \mathbf{j} = 0 \quad (3)$$

En donde \mathbf{E} es el campo eléctrico, \mathbf{j} es la densidad de corriente y ρ es la resistividad del medio. La divergencia del vector densidad de corriente debe ser cero en cualquier punto, excepto en la fuente de corriente.

De la combinación de las ecuaciones anteriores se deriva la ecuación de Laplace:

$$\Delta \cdot \mathbf{j} = \frac{1}{\rho} \Delta \cdot \mathbf{E} = \frac{1}{\rho} \Delta^2 U = 0 \quad (4)$$

U es la función potencial escalar definida de tal forma que \mathbf{E} es su gradiente. Dado que se está considerando que se tiene una fuente de corriente puntual, en coordenadas polares se presenta simetría en dos direcciones, por lo que la ecuación de Laplace puede ser escrita de la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial u}{\partial r} \right) = 0 \quad (5)$$

Integrando la ecuación (5) es posible encontrar la solución de u:

$$u = -\frac{C}{r} + D \quad (6)$$

El potencial a una distancia muy grande de la fuente de corriente es cero lo que implica que D también debe ser cero. La otra constante de integración, C, puede ser evaluada en términos de la corriente total de la fuente, I. Ya que el flujo de corriente es simétrico, la densidad de corriente debe ser uniforme a través de la superficie de una pequeña esfera de radio x, dentro de la cual se encuentra la fuente. La corriente total puede ser expresada como la integral de la densidad de corriente sobre esta superficie:

$$I = \int_s \mathbf{j} \cdot d\mathbf{s} = \int_s \frac{\mathbf{E}}{\rho} \cdot d\mathbf{s} = \int_s \frac{C}{\rho r^2} d\mathbf{s} = -\frac{2\pi C}{\rho} \quad (7)$$

Resolviendo la ecuación (7) para encontrar el valor de C y sustituyendo este valor en la ecuación (6):

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (8)$$

En el caso en que se tengan varias fuentes de corriente, el potencial en el punto de observación debe ser calculado con la suma de los potenciales con que cada fuente contribuye, considerados independientemente. Por lo tanto para n fuentes de corriente distribuidas en el medio uniforme, el potencial en un punto de observación M será:

$$U_M = \frac{\rho}{2\pi} \left[\frac{I_1}{x_1} + \frac{I_2}{x_2} + \dots + \frac{I_n}{x_n} \right] \quad (9)$$

donde I_n es la corriente de la n-ésima fuente y x_n es la distancia entre la n-ésima fuente y el punto de observación.

Utilizando la ecuación (9) puede ser obtenida la resistividad del medio. Para que ésta pueda ser determinada en campo, los valores que deben ser medidos son la corriente, I , fluyendo entre dos electrodos, la diferencia de potencial, ΔU , entre dos puntos de medición, M y N, (aunque en campo lo que realmente se mide es un voltaje entre los dos electrodos) y las distancias entre los distintos electrodos. La siguiente ecuación puede ser aplicada para el caso de un arreglo con cuatro electrodos:

$$\rho = \left(\frac{U_M - U_N}{I} \right) \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} = K \frac{\Delta U}{I} \quad (10)$$

Los términos negativos para dos de los recíprocos de las distancias es debido a que uno de los polos de corriente en un circuito de corriente de dos electrodos debe tener una corriente de flujo en sentido negativo comparado con el otro.

Con la ecuación (10) es posible determinar la resistividad del medio solamente en el caso de que éste sea completamente uniforme. En caso contrario lo que se estará determinando es la resistividad aparente del medio, ρ_a .

La resistividad de un medio uniforme es directamente proporcional al voltaje medido en ese medio (ec. 10). De la misma forma, la resistividad aparente puede ser definida como una propiedad directamente proporcional al voltaje medido en un medio no uniforme. Así, es posible relacionar ambas resistividades de la siguiente forma:

$$\frac{V_{\text{med}}}{V_{\text{unif}}} \approx \frac{\rho_a}{\rho} \quad (11)$$

En donde V_{med} es el voltaje medido en el medio no uniforme y V_{unif} es el voltaje medido en el medio uniforme. Esta ecuación caracteriza la discrepancia entre un medio uniforme y un medio no uniforme (Anguiano, 1998).

Si en la ecuación (11) se introduce a la corriente que está atravesando el medio y se despeja a ρ_a , se obtiene lo siguiente:

$$\rho_a = \frac{\rho}{\frac{V_{\text{unif}}}{I}} \frac{V_{\text{med}}}{I} = K \frac{V_{\text{med}}}{I} \quad (12)$$

Con lo cual se llega nuevamente a la expresión (10). El factor K es conocido como constante geométrica y depende del tipo de arreglo que se este utilizando.

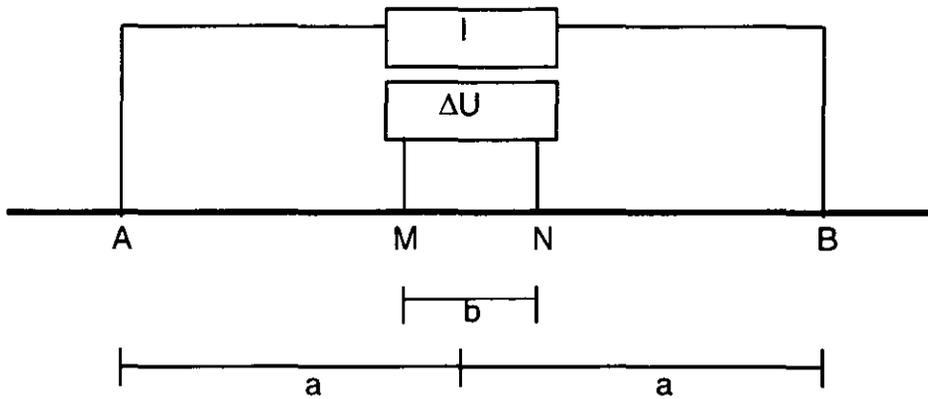


Figura 3. Dispositivo Schlumberger. A y B representan a los electrodos de corriente y M y N representan a los electrodos de potencial.

El arreglo Schlumberger esta diseñado para medir el gradiente del potencial, para lo cual dos electrodos de potencial, M y N, son colocados a una distancia muy corta, en un punto medio entre los dos electrodos de corriente, A y B, (Fig. 3). El espaciamiento para este arreglo es tomado como la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente. Usando la ecuación (10) para determinar el factor geométrico:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{a - \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} + \frac{1}{a - \frac{b}{2}}} = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (13)$$

El factor geométrico anterior es para cualquier arreglo simétrico lineal, en donde no hay ninguna restricción para las distancias a y b. En el caso del arreglo Schlumberger los electrodos de medición (M y N) deben estar colocados lo suficientemente cercanos para que la relación del voltaje medido y la separación entre electrodos sea aproximada al gradiente del voltaje en el punto medio de los electrodos de corriente. Tomando en cuenta lo anterior, el factor geométrico para el arreglo Schlumberger es:

$$K_{Sch} = \frac{a^2}{b} \quad (14)$$

Por lo que usando un arreglo Schlumberger la resistividad aparente se calcula como:

$$\rho_{aSch} = \frac{a^2}{b} \frac{V_{med}}{I} \quad (15)$$

Sondeos electromagnéticos

En los sondeos electromagnéticos son necesarias dos bobinas. Una es la bobina transmisora, la cual inyecta una corriente alterna en el medio y la otra es la bobina receptora.

Las bobinas pueden ser colocadas vertical (dipolo horizontal) u horizontalmente (dipolo vertical) (Fig. 4). En ambas configuraciones la bobina transmisora, T_x , inyecta una corriente alterna a una frecuencia de f Herzt. Ésto origina un campo magnético variable, H_p , el cual induce a su vez corrientes en el medio, las cuales generan un campo magnético secundario, H_s . La cantidad medida por la bobina receptora, R_x , es la relación del campo magnético secundario en el receptor, cuando ambas bobinas se encuentran colocadas en la superficie de un semiespacio homogéneo de conductividad σ , con el campo magnético primario H_p en ausencia del semiespacio. La bobina receptora está localizada a una distancia c de la bobina transmisora.

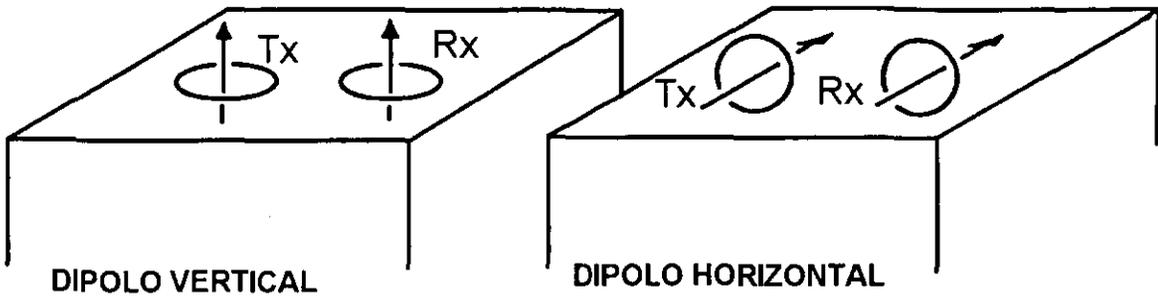


Figura 4. Configuraciones de dipolo vertical y horizontal (McNeill, 1980).

Las relaciones de campo para ambas configuraciones están dadas por (McNeill, 1980):

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_V = \frac{2}{(\gamma c)^2} \left\{ 9 - \left[9 + 9\gamma c + 4(\gamma c)^2 + (\gamma c)^3 e^{-\gamma c} \right] \right\} \quad (16)$$

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_H = 2 \left\{ \frac{3}{(\gamma c)^2} + \left[3 + 3\gamma c + (\gamma c)^2 \frac{e^{-\gamma c}}{(\gamma c)^2} \right] \right\} \quad (17)$$

en donde $\gamma = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$, σ es la conductividad eléctrica, $i = \sqrt{-1}$, $\omega = 2\pi f$, f es la frecuencia y μ_0 es la permeabilidad del semiespacio libre.

Las expresiones anteriores son funciones de γc la cual es una función compleja que depende de la frecuencia y de la conductividad. Sin embargo, bajo ciertas condiciones, las cuales serán aclaradas más adelante, las ecuaciones (16) y (17) pueden ser simplificadas.

Una característica muy conocida de un semiespacio homogéneo es la *skin depth* eléctrica δ , la cual está definida como la distancia en el semiespacio que una onda plana propagándose ha viajado, cuando su amplitud se ha atenuado $1/e$ de la amplitud que tenía en superficie:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} = \frac{\sqrt{2i}}{\gamma} \quad (18)$$

Incluyendo a la distancia c:

$$\gamma c = \sqrt{2i} \frac{c}{\delta} \quad (19)$$

La relación c/δ es definida como el número de inducción B:

$$\gamma c = \sqrt{2i} B \quad (20)$$

Si B es mucho menor que uno, las ecuaciones (16) y (17) pueden reducirse a la siguiente expresión:

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_N \approx \left(\frac{H_s}{H_p} \right)_H \approx \frac{iB^2}{2} = \frac{i\omega\mu_0\sigma c^2}{4} \quad (21)$$

De esta forma la magnitud de H_s ahora es directamente proporcional a la conductividad del terreno y la fase de H_s precede a la fase de H_p por 90 grados.

Para que B sea mucho menor que uno, c tiene que ser mucho menor que δ lo que implica que:

$$\omega \ll \frac{2}{\mu_0\sigma c^2} \quad (22)$$

Ésto es, habiendo optado por un valor de c que fija a la profundidad de penetración efectiva bajo la condición $B \ll 1$, la conductividad del terreno máxima

probable es estimada y la frecuencia operante es elegida de tal forma que la ecuación (22) siempre se satisfaga.

Ya que la relación entre el campo magnético secundario y el primario es linealmente proporcional a la conductividad del medio, es posible tomar lecturas directas simplemente midiendo esta relación. Entonces despejando de la ecuación (21), la conductividad aparente σ_a que el instrumento lee está definida por:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 c^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (23)$$

La condición $B \ll 1$ es equivalente a decir que para todos los *loops* de corriente que afectan la salida del receptor, la frecuencia operante es tan lenta que puede ser ignorado cualquier acoplamiento magnético entre ellos. Lo que implica que la corriente que fluye en cualquiera de los *loops* es completamente independiente de la que fluye en cualquier otro debido a que no hay acoplamiento magnético y a que sólo es función del flujo magnético primario relacionado a ese *loop* y de la conductividad local del terreno.

La carencia de interacción entre los *loops* de corriente es de gran importancia en la simplificación de los procedimientos de reducción de datos. De igual importancia es el hecho de que para cualquier valor de B y para cualquier orientación del dipolo magnético sobre un semiespacio uniforme o en un medio estratificado, todo flujo de corriente es horizontal. En ambos casos (configuración de dipolo horizontal y vertical) es igualmente cierto. Por lo tanto en un medio horizontalmente estratificado, no hay corriente que cruce una interfase, que de lo contrario existiría refracción en las corrientes y estas viajarían de un estrato a otro.

Si ningún flujo de corriente cruza una interfase y si no existe acoplamiento entre los *loops* de corriente, cambiar la conductividad de cualquiera de los estratos de

un medio estratificado horizontalmente no alterará la geometría del flujo de corriente. Variar la conductividad de cualquier estrato proporcionalmente, variará solamente la magnitud de la corriente en ese estrato. Para calcular el campo magnético resultante en la superficie de un medio estratificado horizontalmente, es necesario únicamente calcular la contribución independiente de cada estrato, la cual es una función de su profundidad y de la conductividad, y sumar todas las contribuciones.

En un semiespacio homogéneo en donde están colocadas sobre su superficie las bobinas transmisora y receptora, y el cual tiene un estrato muy delgado (dz) a una profundidad z (donde z es la profundidad dividida entre c) es posible calcular el campo magnético secundario en la bobina receptora originado por el flujo de corriente dentro de este estrato o cualquier otro estrato horizontal (Fig. 5). De esta forma puede ser generada la función $\phi_v(z)$, la cual describe la contribución relativa del campo magnético secundario originado en un estrato a una profundidad z . Con esta función es posible observar las contribuciones de este estrato a diferentes profundidades. Como puede verse en la Figura 6, cerca de la superficie la contribución del estrato al campo magnético secundario H_s , teniendo la configuración dipolo vertical, es muy pequeña y lo que indica que esta configuración es insensible a cambios cercanos a la superficie.

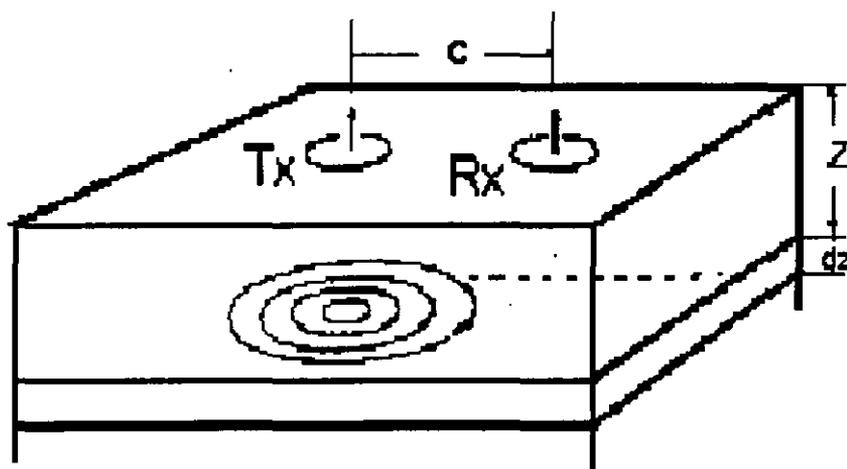


Figura 5. Semiespacio homogéneo sobre cuya superficie están colocadas las bobinas transmisoras y receptoras (McNeill, 1980).

En el caso del modo dipolo horizontal también se puede construir una función de contribución relativa al campo magnético secundario. En este caso la contribución relativa del material en la superficie es grande y la respuesta decae monotónicamente con la profundidad (Fig. 6).

Ya que la conductividad aparente está dada en términos del campo magnético en el receptor, las funciones ϕ_V y ϕ_H también dan la contribución relativa del material a diferentes profundidades para la conductividad aparente indicada por el instrumento. La integral de cualquiera de las dos funciones desde cero hasta el infinito da el campo magnético secundario total en la bobina receptora del semiespacio homogéneo, el cual está relacionado directamente a la conductividad eléctrica del semiespacio. Por lo tanto es posible establecer la influencia relativa del material a diferentes profundidades de la conductividad aparente.

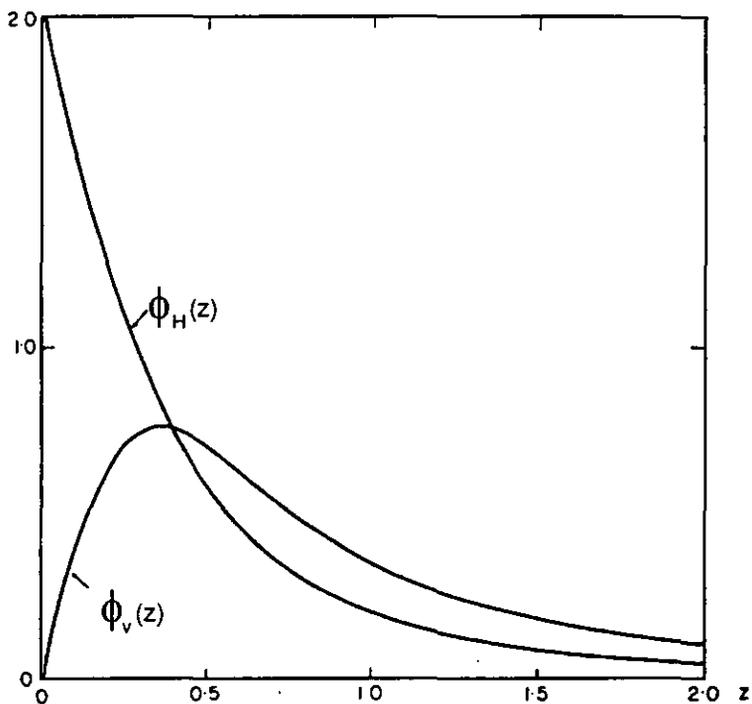


Figura 6. Comparación de las respuestas relativas de los dipolos horizontal y vertical (McNeill, 1980).

Una función derivada de ϕ_V y ϕ_H es definida como la contribución relativa al campo magnético secundario, o conductividad aparente, de todo el material por debajo de una profundidad z y está dada por:

$$R_n(z) = \int_z^{\infty} \phi_n(z) dz \quad (24)$$

La cual es llamada la respuesta acumulativa.

Las expresiones resultantes para las funciones $\phi(z)$ y $R(Z)$ son (McNeill, 1980):

$$\phi_V = \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \quad (25)$$

$$\phi_H = 2 - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (26)$$

$$R_V(z) = \frac{1}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (27)$$

$$R_H(z) = (4z^2 + 1)^{1/2} - 2z \quad (28)$$

Una forma de calcular la lectura del instrumento en un medio estratificado arbitrario, siempre y cuando el espaciamiento entre las bobinas sea mucho menor que la *skin depth* en todos los estratos, es sumar la contribución de cada estrato independientemente, ponderado de acuerdo con su conductividad y profundidad.

En el caso de un medio con dos estratos la contribución del estrato superior es:

$$\sigma_a = \sigma_1 [1 - R_V(z)] \quad (29)$$

Ya que todo el material debajo de una profundidad cero (la superficie) produce una contribución relativa del 100 % de unidad a la lectura del instrumento. Por el contrario, todo el material en el estrato más bajo tiene una contribución de:

$$\sigma_a = \sigma_2 R_V(z) \quad (30)$$

Por lo tanto la verdadera lectura estará dada por la suma de las ecuaciones (29) y (30):

$$\sigma_a = \sigma_1[1 - R_v(z)] + \sigma_2 R_v(z) \quad (31)$$

II.- Metodología

Sondeos Eléctricos Verticales

Se hicieron seis sondeos eléctricos verticales del 31 de mayo al 1 de junio de 1999, al NE y SE de San José Buenavista, Puebla. Se usó un arreglo Schlumberger y el equipo utilizado fue un Syscal, R1, el cual es un equipo transmisor-receptor con el que es posible medir simultáneamente corriente y voltage.

Los dos primeros sondeos se hicieron en el cerro La Flor cercano a la barranca La Hormiga (NE de San José Buenavista) y fueron hechos directamente en afloramientos de rocas típicas del área, arcillas y conglomerados, con el objetivo de determinar valores reales de resistividad de estos dos materiales. Los sondeos se hicieron con un AB/2 máximo de 145 m, debido a las condiciones topográficas del lugar (bastante abrupta y con barrancas). El primer sondeo fue hecho en un afloramiento de arcillas y el sondeo dos en un afloramiento de conglomerados.

Los otros cuatro sondeos se hicieron al SE de San José Buenavista y con un AB/2 máximo de 675 m (Fig. 7). Se llevaron a cabo únicamente cuatro sondeos debido a que la topografía del lugar es bastante abrupta, así como la vegetación propia del lugar hacían que algunas zonas no fueran propicias para la aplicación del método.

La localización de los sondeos fue hecha utilizando un posicionador global de satélite GPS, modelo Garmin 12.

La interpretación de los datos se hizo utilizando el programa comercial Resix-Plus, el cual utiliza para la inversión la regresión de Inman para ajuste de curvas no lineales así como también el concepto de modelación de Occam's.

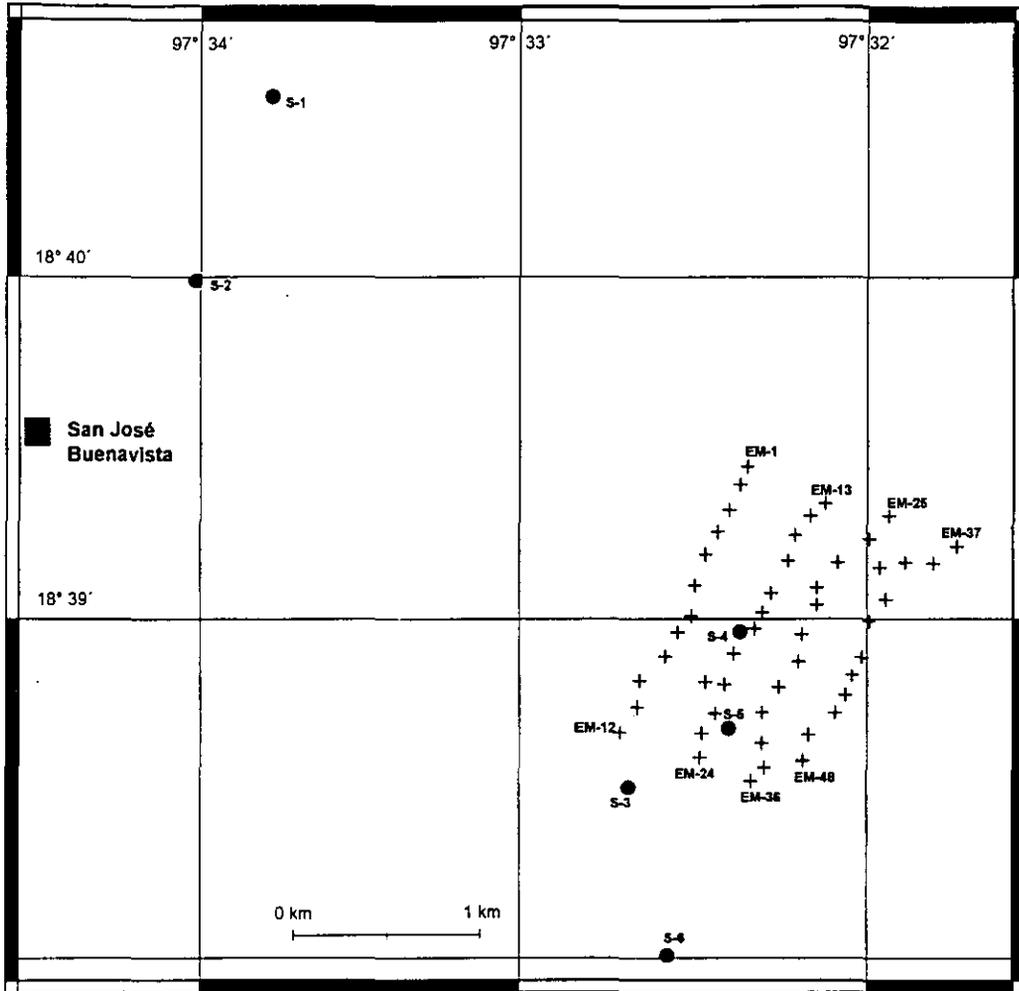


Figura 7. Localización de los sondeos eléctricos verticales y de los sondeos electromagnéticos. Los SEV son simbolizados con una S y los sondeos electromagnéticos con EM. Los símbolos S1 y S2 indican la localización de los primeros sondeos verticales, así como también la localización de los dos primeros sondeos EM.

Primero se hizo la interpretación de los sondeos uno (arcillas) y dos (conglomerado) y posteriormente de los otros cuatro sondeos, pero utilizando como restricción para la elección del modelo final los datos obtenidos en las interpretaciones de los sondeos uno y dos.

Sondeos Electromagnéticos

Del 29 de julio al 1 de agosto de 1999 se hicieron 50 sondeos electromagnéticos, utilizando el equipo EM34-4 de Geonics (Figura 7). Estos sondeos se localizaron al SE de San José Buenavista.

En los sondeos electromagnéticos son necesarias dos bobinas. Una es la bobina transmisora, la cual inyecta una corriente alterna en el medio y la otra es la bobina receptora. Las bobinas pueden ser colocadas vertical (dipolo horizontal) u horizontalmente (dipolo vertical). En ambas configuraciones la bobina transmisora, inyecta una corriente alterna lo que origina un campo magnético variable el cual induce a su vez corrientes en el medio, las cuales generan un campo magnético secundario.

En cada estación se obtuvieron seis mediciones de conductividad, ya que se utilizaron las configuraciones de dipolo horizontal y dipolo vertical, así como tres espaciamentos entre las bobinas: 10, 20 y 40 m.

Los dos primeros sondeos electromagnéticos se hicieron en afloramientos de las arcillas y los conglomerados. Estas mediciones se hicieron en las mismas estaciones que los SEV.

Las restantes mediciones de conductividad del terreno fueron hechas en una red de 48 puntos a lo largo de cuatro perfiles en dirección SW-NE. Los perfiles tienen una separación aproximada de 400 m entre sí. Las lecturas fueron tomadas a intervalos de 150 m aproximadamente. El estudio cubre un área aproximada de 1980 km².

La localización de las estaciones fue hecha utilizando un posicionador global de satélite GPS, modelo Garmin 12.

Para la interpretación de los datos electromagnéticos se diseñó un programa basado en el método de Marquardt (1963) con el fin de hacer una inversión de los datos. Para la aplicación de este método es necesario un modelo inicial. Se usaron como modelos iniciales los modelos obtenidos con los sondeos eléctricos verticales de estaciones cercanas a los sondeos electromagnéticos. Posteriormente, para las estaciones de sondeos electromagnéticos alejadas de las estaciones de los sondeos eléctricos verticales se tomaron como modelos iniciales los obtenidos en las primeras inversiones de los datos electromagnéticos.

III.- RESULTADOS

Sondeos Eléctricos Verticales

En la Tabla 2 se presentan los valores de resistividad obtenidos en campo, los cuales están dados en Ω -m. Los valores de AB/2 están dados en m.

AB/2	Sondeo 1 (arcillas) 18°40'31.6" 97°33'51.7"	Sondeo 2 (conglomerado) 18°39'59.4" 97°34'05.8"	Sondeo 3 18°38'31.1" 97°32'45.3"	Sondeo 4 18°38'58.0" 97°32'24.6"	Sondeo 5 18°38'41.1" 97°32'26.8"	Sondeo 6 18°38'01.6" 97°32'38.1"
1	260.3	495.3	317.4	374.9	170.6	261.5
1.5	169.1	593	282.5	323.8	168.1	358.6
2	136.5	603.6	221	278.4	165.1	484.6
3	69.1	551.9	150.9	185.7	152.9	607.7
4.5	38.7	450.2	91.6	135.2	163.9	648.2
7	34.1	371.9	39.2	122.4	193.8	665.5
10	38.8	384.9	37.1	122.7	227.9	619.8
15	38.3	419.7	43.8	136.8	238.2	561.2
15	40.4	378.7	49.2	118.1	202	308.9
22	38.3	411.8	51.4	104.3	175.6	306.1
32	38.3	399.7	51.3	87.2	144.6	251
46	41	350.7	57	74.3	93.6	191.4
68	43.3	303.4	61.7	59.9	49.6	136.1
68	40.4	282	72.7	62.1	53.9	118.4
100	44.2	277.2	86.2	55.7	40.3	50.3
145	59.8	279.1	86.7	66.8	50.2	43.3
215			94.6	68.6	68.3	46.8
215			100.6	81.8	73.3	49.4
315			116.9	68.2	86.8	38.4
465			122.3	62.8	112.1	46.4
675			102.8	51.1	151.4	46.1

Tabla 2. Datos de campo de los SEV.

Sondeos Electromagnéticos

Los datos presentados en la Tabla 3 corresponden a los datos de los sondeos electromagnéticos medidos en campo. Los primeros datos son los obtenidos en los afloramientos de arcillas y conglomerados. La primera columna corresponde al número de cada estación, mientras que las siguientes columnas corresponden a los valores de conductividad medidos. El arreglo de la bobina horizontal es llamado BH y el arreglo de la bobina vertical es llamado BV. Los números que siguen después de estas abreviaturas corresponden a las aberturas entre las bobinas.

A los valores medidos en campo les corresponden valores de conductividad, sin embargo, en la tabla son presentados en unidades de resistividad Ω -m, su recíproco, para de esta forma facilitar la comparación entre estos datos y los datos obtenidos con los sondeos eléctricos verticales.

Estación	Coordenadas	BH-10m	BH-20m	BH-40m	BV-10m	BV-20m	BV-40m
Arcillas	18°40'33.9" 97°33'54.4"	42.02	37.17	44.05	52.08	48.78	43.29
Conglomerado	18°39'56.5" 97°34'04.4"	254.45	188.68	175.44	294.12	231.48	170.94
T01	18°39'26.9" 97°32'23.4"	2500.00	333.33	21.74	454.55	250.00	20.83
T02	18°39'23.8" 97°32'24.8"	158.73	175.44	90.91	158.73	172.41	20.00
T03	18°39'19.3" 97°32'26.8"	1000.00	1000.00	156.25	400.00	400.00	120.48
T04	18°39'15.5" 97°32'28.8"	540.54	714.29	185.19	571.43	487.80	131.58
T05	18°39'11.5" 97°32'31.1"	769.23	617.28	161.29	680.27	500.00	140.85
T06	18°39'06.2" 97°32'33.1"	632.91	416.67	140.85	476.19	380.23	116.28

T07	18°39'00.8" 97°32'33.8"	606.06	440.53	381.68	239.83	217.39	207.04
T08	18°38'57.9" 97°32'36.3"	495.05	408.16	396.83	495.05	403.23	454.55
T09	18°38'53.7" 97°32'38.6"	500.00	427.35	322.58	520.83	390.63	273.97
T10	18°38'49.5" 97°32'43.3"	518.13	297.62	225.73	549.45	332.23	225.73
T11	18°38'44.9" 97°32'43.7"	595.24	315.46	239.81	480.77	338.98	141.04
T12	18°38'40.4" 97°32'47.0"	398.41	297.62	280.33	458.72	297.62	209.64
T13	18°39'20.4" 97°32'09.1"	200.00	156.25	81.97	200.00	151.98	82.64
T14	18°39'18.3" 97°32'11.9"	166.67	113.64	78.13	149.25	138.89	78.13
T15	18°39'14.9" 97°32'14.5"	116.28	77.52	59.88	140.85	98.04	68.49
T16	18°39'10.4" 97°32'15.8"	93.46	66.23	50.51	107.53	74.63	54.05
T17	18°39'04.8" 97°32'19.0"	93.46	58.48	50.25	105.26	75.76	58.40
T18	18°39'01.4" 97°32'20.6"	87.72	59.17	48.78	106.38	71.43	45.45
T18a	18°38'58.6" 97°32'22.0"	100.00	64.52	40.98	105.26	68.03	44.84
T19	18°38'54.2" 97°32'25.9"	109.90	71.94	45.05	92.59	67.57	44.44
T20	18°38'49.3" 97°32'31.2"	70.42	74.04	74.63	80.00	71.43	60.24
T21	18°32'48.8" 97°32'27.6"	108.70	53.48	36.23	92.24	61.73	38.91
T22	18°38'43.8" 97°32'29.3"	84.75	42.74	37.31	97.09	57.14	33.78
T23	18°38'40.3" 97°32'31.9"	88.50	68.97	61.73	82.64	64.10	49.75
T24	18°38'36.2" 97°32'32.2"	60.61	57.47	44.05	67.11	57.47	41.15
T25	18°39.304' 97°31.956'	88.50	59.52	50.25	107.99	73.53	48.78

T26	18°39'14.2" 97°32'00.9"	58.14	1052.63	25.00	37.31	76.92	18.52
T27	18°39'10.1" 97°32'06.7"	95.24	166.67	147.06	23.58	42.19	54.95
T28	18°39'05.7" 97°32'10.6"	71.94	106.38	56.50	38.61	53.48	56.82
T29	18°39'02.7" 97°32'10.6"	51.02	208.33	66.23	38.61	58.82	64.10
T30	18°38'57.5" 97°32'13.3"	166.67	222.22	71.43	58.82	64.94	55.25
T31	18°38'52.8" 97°32'13.9"	114.03	76.34	17.54	86.58	93.46	19.23
T32	18°38.805' 97°32.293'	119.05	74.07	42.37	103.84	81.97	52.08
T33	18°38.733' 97°32.344'	98.23	64.94	38.61	113.25	76.92	43.29
T34	18°38.644' 97°32.345'	86.96	62.50	36.36	97.09	68.49	46.51
T35	18°38.573' 97°32.338'	120.19	63.69	40.32	164.20	90.09	52.08
T36	18°38.534' 97°32.377'	132.63	89.29	57.80	172.41	114.94	65.36
T37	18°39.214' 97°31.745'	943.40	487.80	177.94	179.53	199.20	188.68
T38	18°39.164' 97°31.818'	148.81	152.44	70.42	98.04	102.15	75.76
T39	18°39.168' 97°31.905'	140.85	158.48	86.21	162.34	205.76	107.53
T40	18°39.154' 97°31.982'	135.87	85.47	62.11	122.70	95.24	61.73
T41	18°39.061' 97°31.964'	147.06	238.10	77.52	46.95	75.19	71.43
T42	18°38.997' 97°32.015'	170.36	153.85	78.74	208.33	154.56	97.09
T43	18°38.892' 97°32.039'	291.55	813.01	89.29	102.46	90.74	60.98
T44	18°38.842' 97°32.068'	42.37	90.91	90.10	47.39	55.49	50.25
T45	18°38.783' 97°32.089'	142.28	116.41	56.18	111.73	90.09	68.03

T46	18°38.731' 97°32.120'	163.93	106.38	57.47	161.03	128.37	68.97
T47	18°38.669' 97°32.202'	227.27	105.26	55.55	153.85	121.21	67.57
T48	18°38.593' 97°32.219'	178.57	67.11	47.17	75.19	69.44	42.92

Tabla 3. Datos de campo de los sondeos EM.

IV.- Discusión

Sondeos Eléctricos Verticales

Primero se corrió un modelo de inversión para los sondeos realizados en las arcillas y los conglomerados para determinar los valores de resistividad de estos materiales. El valor obtenido para las arcillas está entre 30 y 40 Ω -metros y el del conglomerado entre 300 y 400 Ω -metros (Fig. 8).

El mejor modelo para el sondeo tres consta de seis capas (Fig. 9), de las cuales las dos primeras son muy delgadas y están formadas por material de intemperismo. La tercer capa, que se encuentra aproximadamente a una profundidad de cinco m, presenta un valor de resistividad de 45 Ω -metros, por lo que con base a los valores obtenidos anteriormente, se concluye que ésta es una capa de arcillas. A partir de los 20 m de profundidad se pueden distinguir tres capas más con valores de resistividad de entre 100 y 190 Ω -metros. Estas tres capas geoelectricas pueden corresponder a un mismo material geológico, el cual es material aluvial (Fig. 11).

Para el sondeo cuatro el modelo consta de cinco capas (Fig.9). La primer capa, al igual que con el modelo anterior, se trata de material de intemperismo. La segunda y la cuarta capa presentan valores similares a los determinados en el sondeo tres (110 y 90 Ω -metros respectivamente), por lo que probablemente se trate del mismo material aluvial. Estas capas se encuentran a una profundidad de dos m, la primera y aproximadamente a 55 m la segunda. La tercer y quinta capa, a 20 y 200 m respectivamente y con valores de 40 Ω -metros, resultan capas de arcillas (Fig. 11).

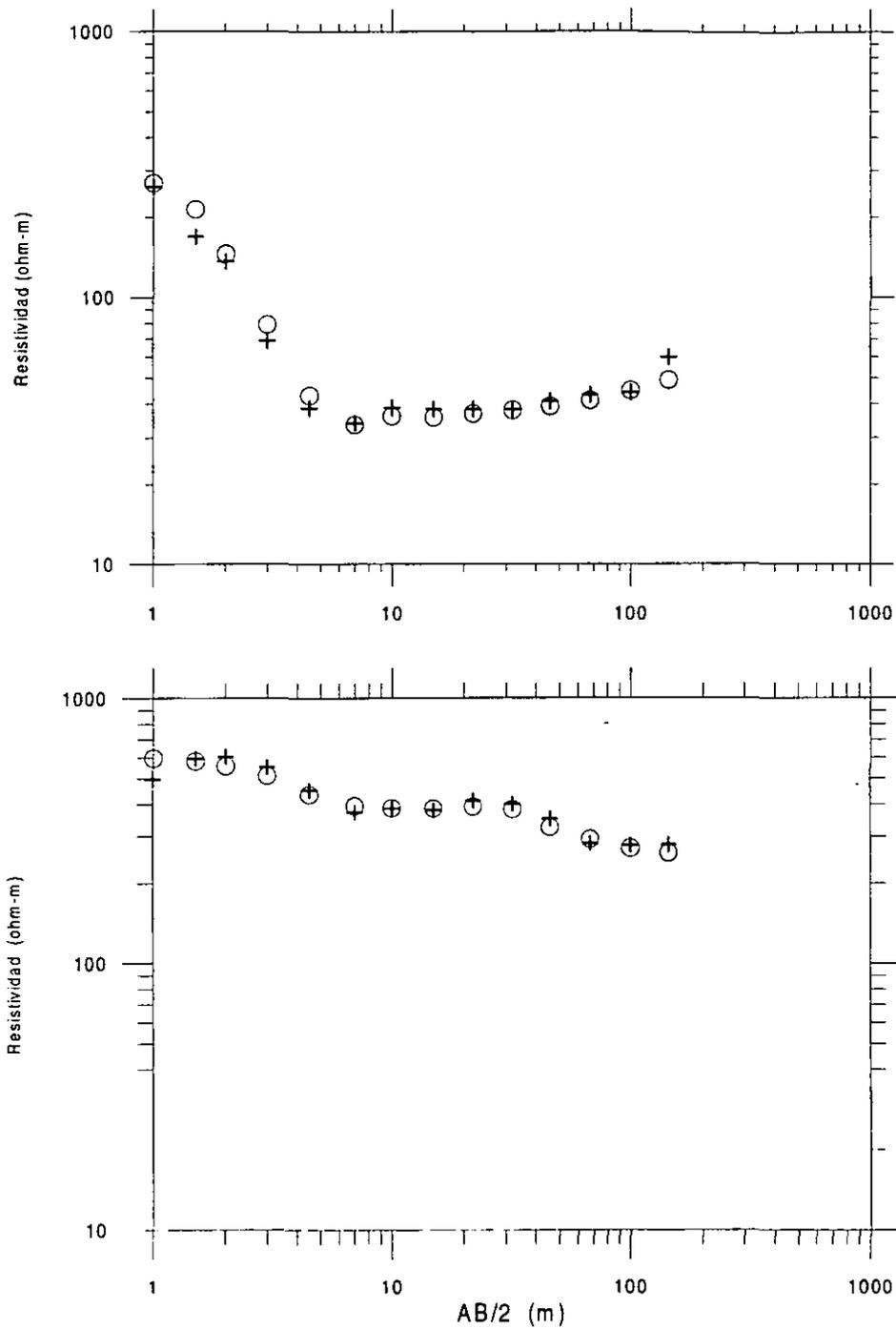


Figura 8. Gráficas de los datos de campo (+) y sintéticos (o) para las arcillas y el conglomerado.

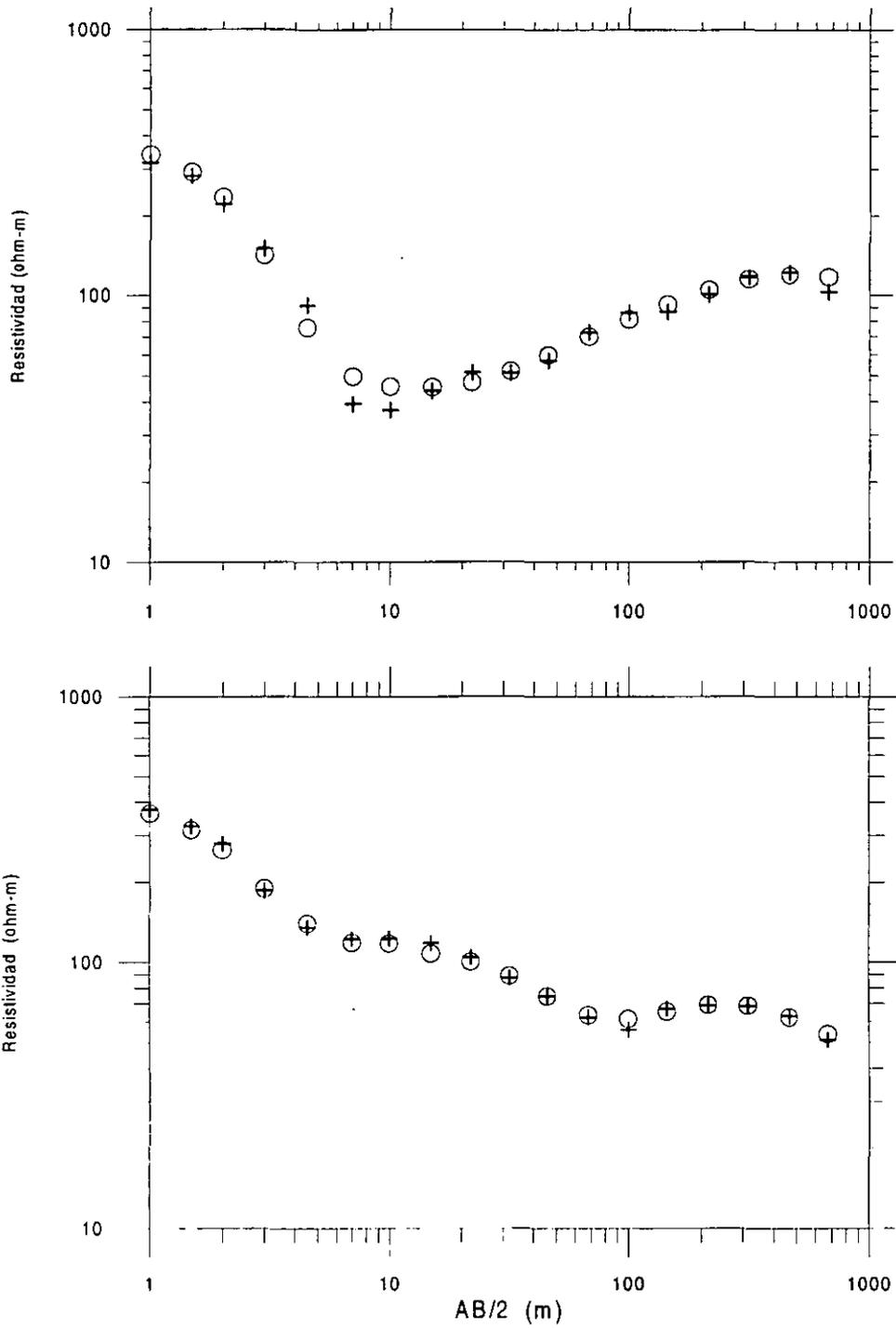


Figura 9. Gráficas de los datos de campo (+) y sintéticos (o) para los sondeos 3 y 4.

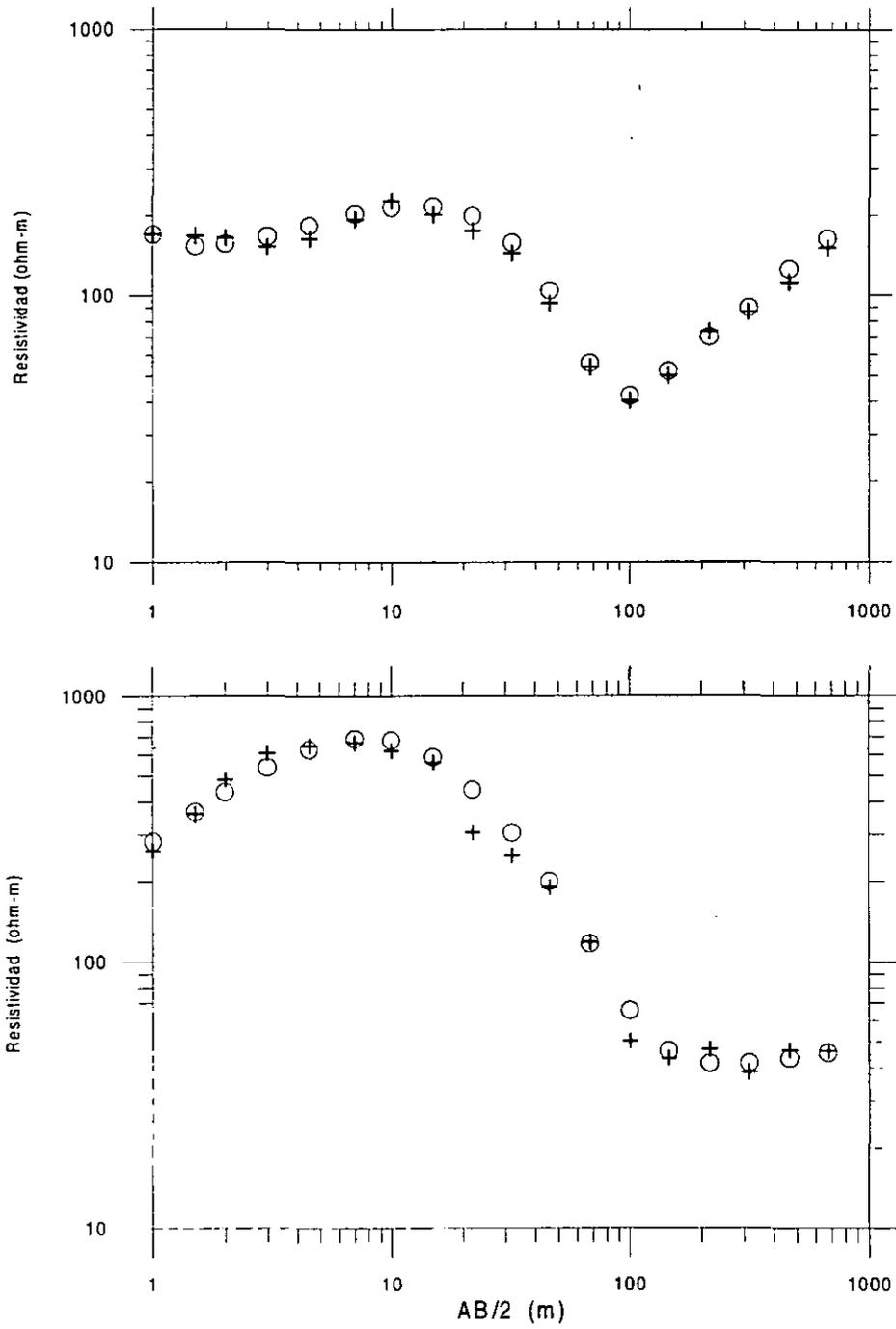


Figura 10. Gráficas de los datos de campo (+) y sintéticos (o) para los sondes 5 y 6.

El modelo para el sondeo cinco (Fig. 10) consta de cinco capas. La primer capa está formada por material de intemperismo. La segunda capa que presenta un valor de resistividad de 200 Ω -metros es una capa de conglomerado y se encuentra a una profundidad de dos m. La siguiente capa, aproximadamente a 19 m, se trata de un material conductivo, el cual presenta un contraste muy grande ya que su valor de resistividad baja hasta los 17 Ω -metros, siguiendo con una capa de conglomerado de 200 Ω -metros a 50 m, la siguiente capa también es un estrato de conglomerado, pero con valor de resistividad de 400 Ω -metros, a 190 m (Fig 11).

El modelo correspondiente al sondeo seis consta de seis capas (Fig. 10). La primera al igual que con los sondeos anteriores se trata de material intemperizado. La siguiente es una delgada capa a dos m, la cual presenta un valor de resistividad alto, 900 Ω -metros, en relación con las capas cercanas. La tercer capa es de conglomerado (250 Ω -metros) y se encuentra a ocho m de profundidad. Posteriormente se presentan dos capas mas con valores de 38 y 50 Ω -metros, que se relacionan a las arcillas (Fig 11).

El material que presenta valores de resistividad entre los 90 y 110 Ω -metros puede ser relacionado con material aluvial. Los valores presentados en tablas de resistividad (Telford et al, 1990) así como el estudio geológico realizado en la zona indican que estos valores de resistividad corresponden a depósitos de material aluvial del Cuaternario.

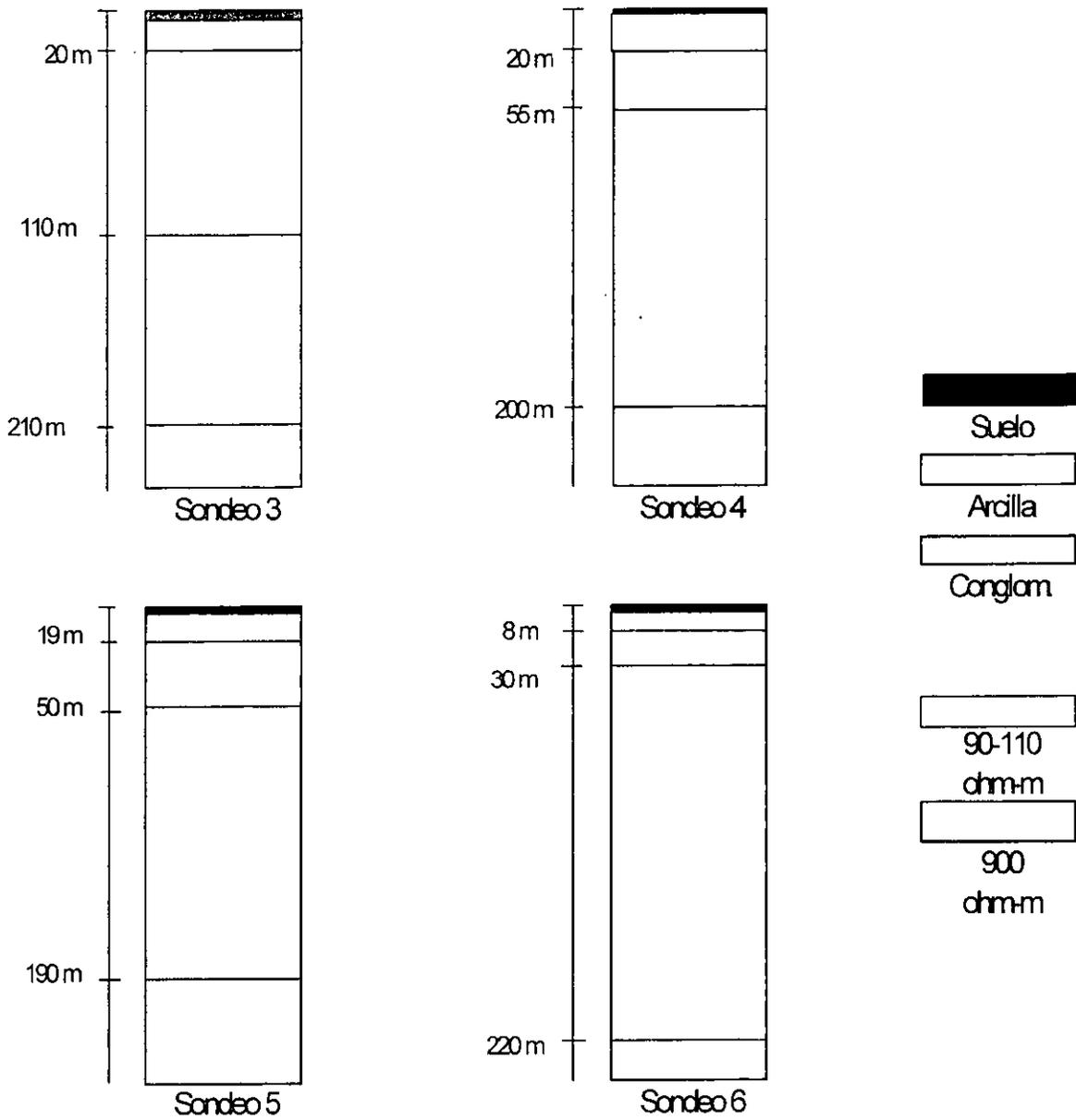


Figura 11. Modelos obtenidos de los sondeos eléctricos verticales para los sondeos 3, 4, 5 y 6.

Sondeos Electromagnéticos

Primero se determinaron modelos para los afloramientos de arcillas y conglomerados. Los valores obtenidos fueron: para las arcillas entre 40 y 60 Ω -metros y para el conglomerado valores entre 165 y 450 Ω -metros. Los valores encontrados para estos materiales varían con la profundidad. Esto es probablemente debido a intemperismo en la superficie.

Posteriormente se determinaron modelos para cada una de las estaciones. Con estos modelos se hicieron siete perfiles. Los primeros cuatro (P1, P2, P3 y P4) son en dirección NE-SW. El P1 incluye a las estaciones 1 a la 12. El P2 a las estaciones 13 a la 24. El P3 a las estaciones 25 a la 36. El P4 a las estaciones 39, 41 a la 48. El siguiente perfil (P5) incluye a las estaciones 5, 16, 27, 40, 39 y 38 y tiene una orientación NW-SE. Los últimos dos perfiles (P6 y P7) también con una orientación NW-SE, pero prácticamente perpendiculares a P1, P2, P3 y P4, están formados el P6 por las estaciones 6, 18, 30 y 43 y el P7 por las estaciones 10, 22, 34 y 48 (Fig. 12).

Al hacer la modelación de los datos electromagnéticos se observaron variaciones en las profundidades obtenidas para las configuraciones BH y BV de entre 10 y 20 metros (Fig. 13). Esta diferencia se debe al hecho de que la configuración BV es insensible a los cambios superficiales.

En el P1 se observan en ambas configuraciones, una capa con valores entre 600 y 700 Ω -metros, la cual probablemente sea la caliza correspondiente al Cretácico. La segunda capa, también con las dos configuraciones, tiene valores de entre 150 y 300 Ω -metros. Los espesores para la primer capa varían entre los 10 y 35 m (Fig. 14).

En el P2 para la configuración BH, se determinaron dos estratos. En el superior se observan dos tipos de materiales: uno cuyas resistividades se encuentran en un

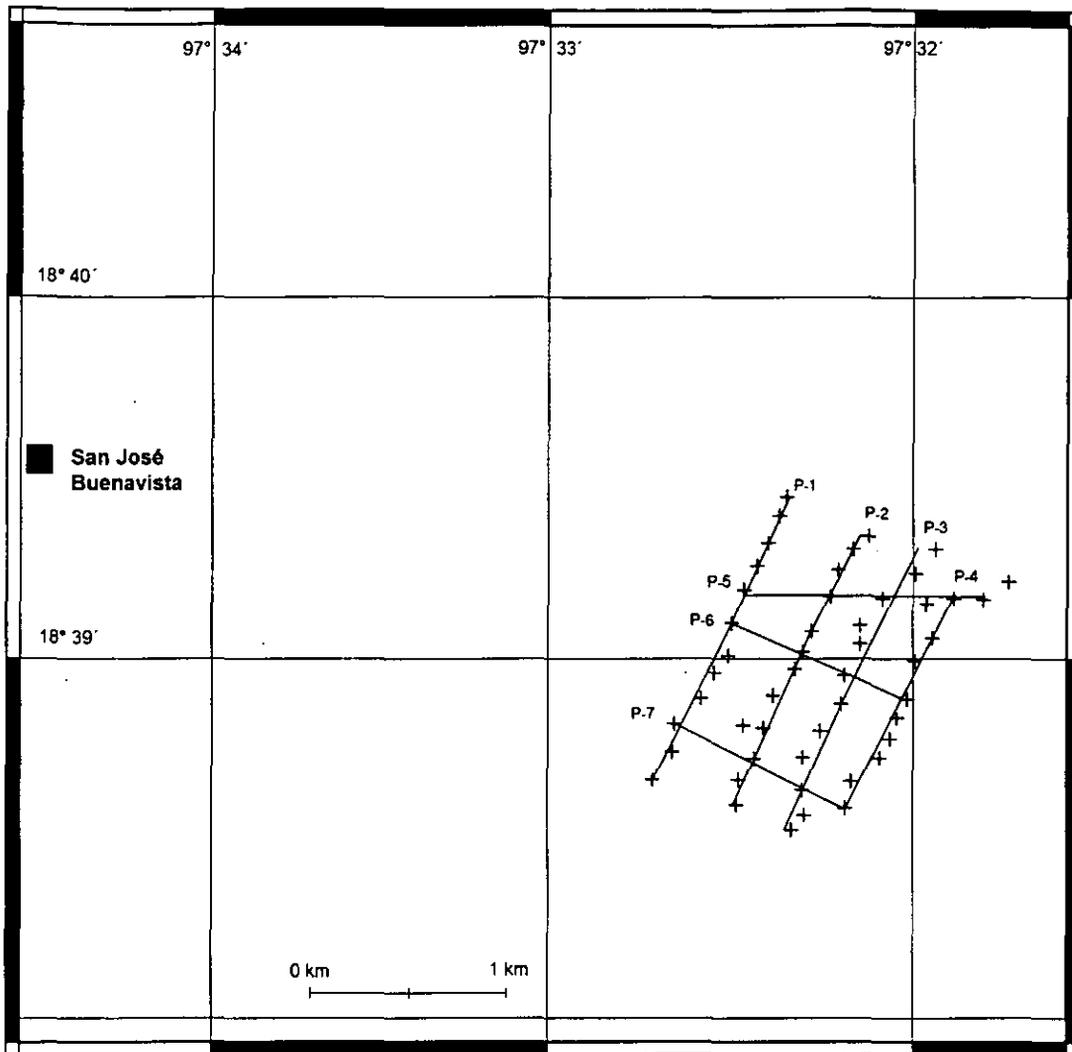


Figura 12. Localización de los perfiles electromagnéticos.

intervalo entre 120 y 160 Ω -metros que podría tratarse de material aluvial (el mismo material determinado con los sondeos eléctricos verticales) y el otro material con resistividades entre 380 y 450 Ω -metros, el cual probablemente sea el conglomerao. Los espesores de este estrato varían entre los 10 y 40 metros. El segundo estrato está formado por arcillas con valores de resistividad de entre 20 a 45 Ω -metros (Fig. 15-A).

Con la configuración BV se observan los mismos materiales que con la configuración BH, pero en este caso los espesores del primer estrato están entre los 10 y 30 metros (Fig. 15-B).

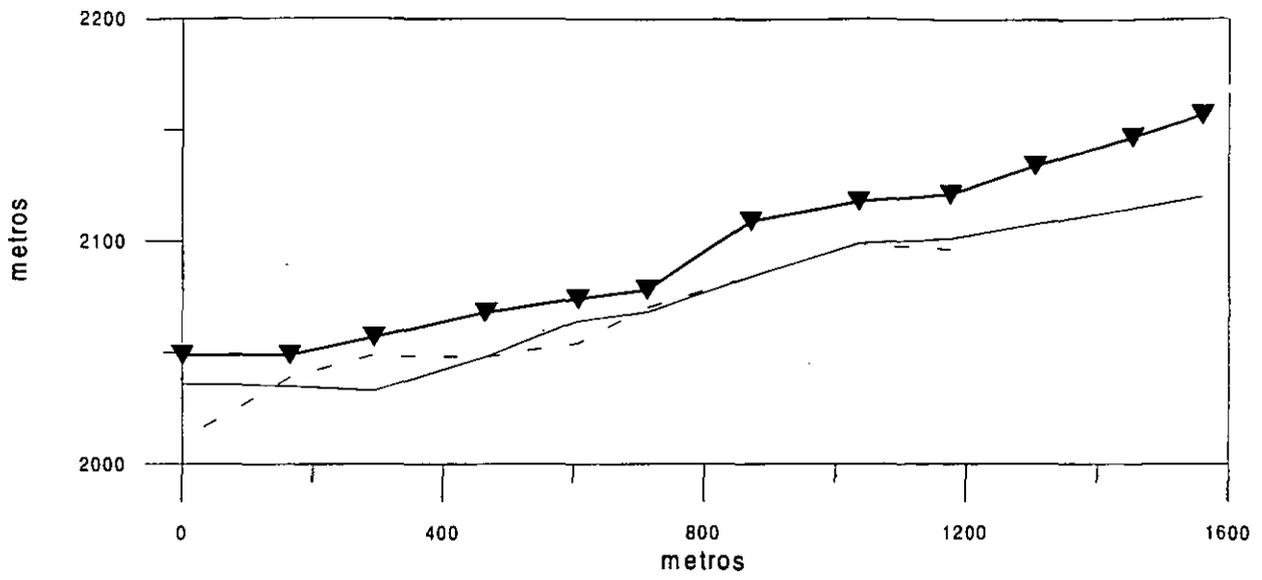
La Figura 16 nos muestra los modelos obtenidos para el P3. Las estaciones incluidas en este perfil están localizadas en las cercanías de una de las barrancas del área. Para ambas configuraciones, BH y BV, se observan cambios muy abruptos en los materiales. Sin embargo, en algunas zonas es posible observar que el estrato superior está formado de conglomerado y el segundo estrato por arcilla.

En el P4, configuración BH, el primer estrato es de conglomerado (200-450 Ω -metros)

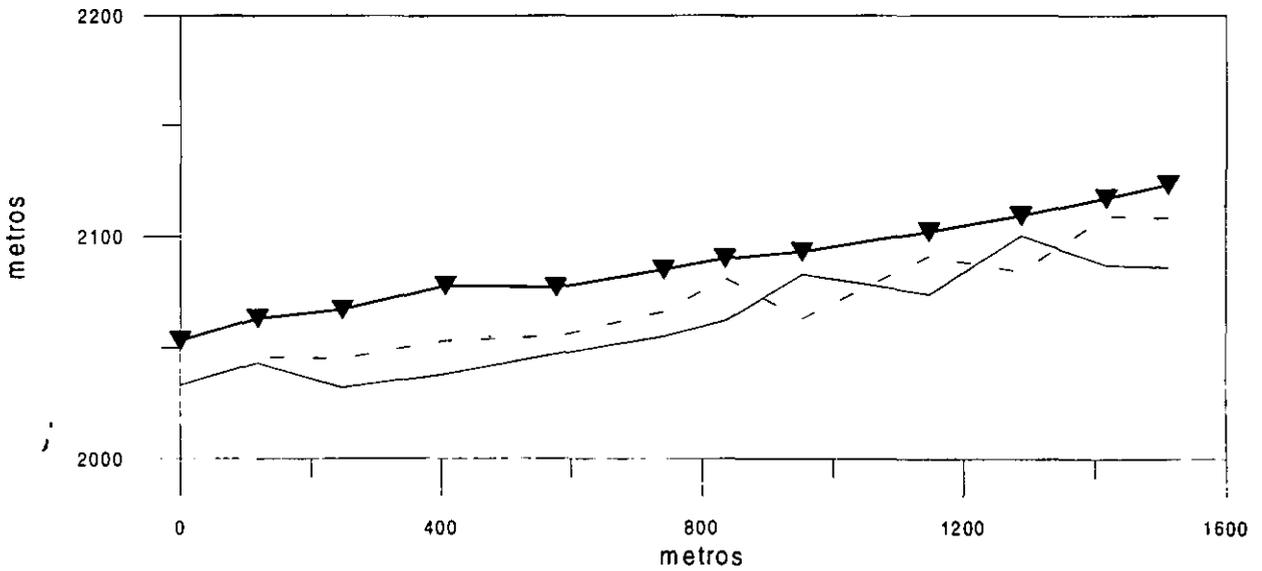
con espesores de entre 10 y 20 metros y el segundo es un estrato de arcillas (35-45 Ω -metros). En la estación 44 se observa un cambio abrupto teniendo valores de 45 Ω -metros para el primer estrato y de 90 Ω -metros en el segundo (Fig. 17-A). El cambio en a valores de resistividad de 45 Ω -metros en la primera capa pueden deberse a la existencia de lentes de arcilla en el conglomerado.

La Figura 17-B muestra el P4, configuración BV, en el cual se siguen observando el conglomerado en el primer estrato (con espesores entre 10 y 30 metros) y arcillas en el segundo. En este caso no solamente se observa el cambio de material en la estación 44, sino también en la estación 41, presentando ambas los mismos valores de resistividad: 40 Ω -metros para el primer estrato y 100 Ω -metros en el segundo.

En el perfil 5 configuración BH, muestra en el primer estrato a diferentes materiales comenzando por un material con resistividades altas (750 Ω -metros) el cual es caliza, después material aluvial (100 – 130 Ω -metros) y por último conglomerado (200- 400 Ω -metros). El segundo estrato al inicio está formado por material aluvial (150 Ω -metros) y posteriormente por arcilla a excepción de la



(A)



(B)

Figura 13. Comparación en la profundidades obtenidas con la configuración BH y BV en los perfiles 1 (A) y 2 (B).

estación 27, en la cual se tiene un valor de resistividad de 300 Ω -metros (Fig. 18-A). La configuración BV muestra básicamente el mismo comportamiento salvo en la estación 27, en donde los valores de resistividad cambian, no solo en el estrato superior, sino también en el segundo (Fig.18-B).

El P6 con la configuración BH muestra una primera capa formada por diversos materiales: en las cercanías a la estación 6 se observan valores de resistividad de 700 Ω -metros (calizas), después se observa el material aluvial (140 Ω -metros) y finalmente el conglomerado (350-400 Ω -metros). La segunda capa en su mayor parte está formada por arcillas (30-45 Ω -metros), salvo en la estación 6, en donde la resistividad es de 150 Ω -metros (Fig. 19-A).

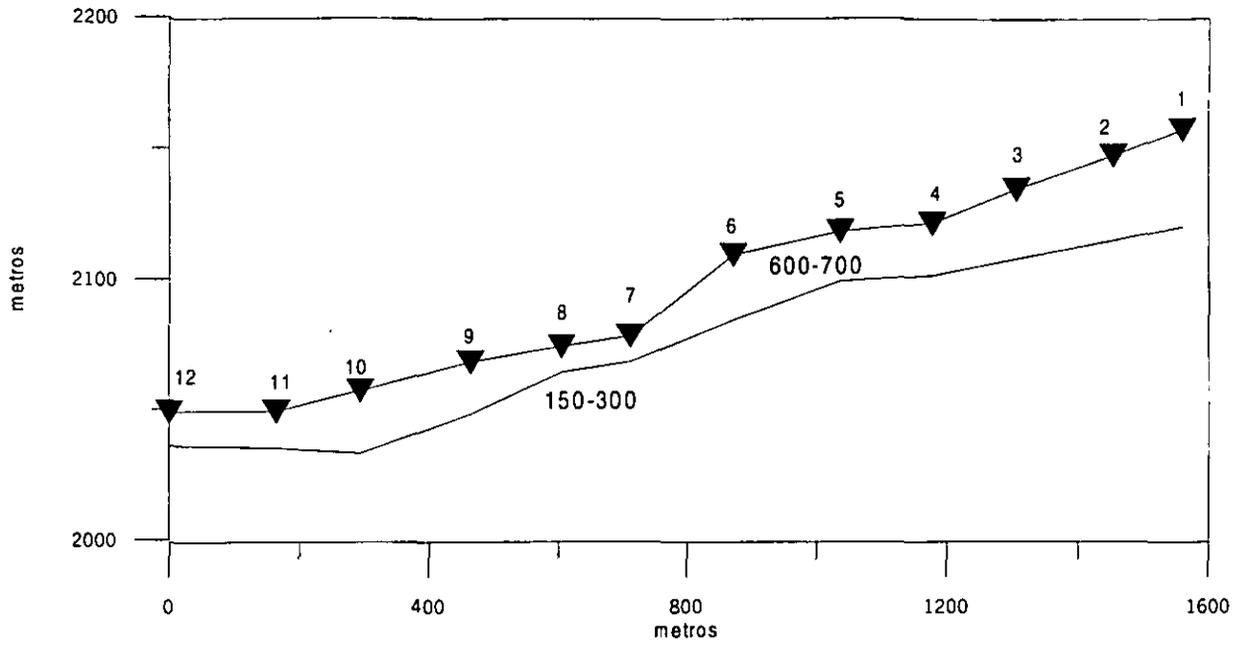
Con la configuración BV, para el mismo perfil, se observa lo mismo con excepción de la estación 30 en donde la primer capa presenta valores de resistividad de 50 Ω -metros y la segunda de 100 Ω -metros (Fig. 19-B).

Un resultado similar se observa en el P7, en ambas configuraciones, pero en este caso la zona en la primera capa que ocupa el material aluvial es mayor con respecto al perfil anterior (Fig. 20).

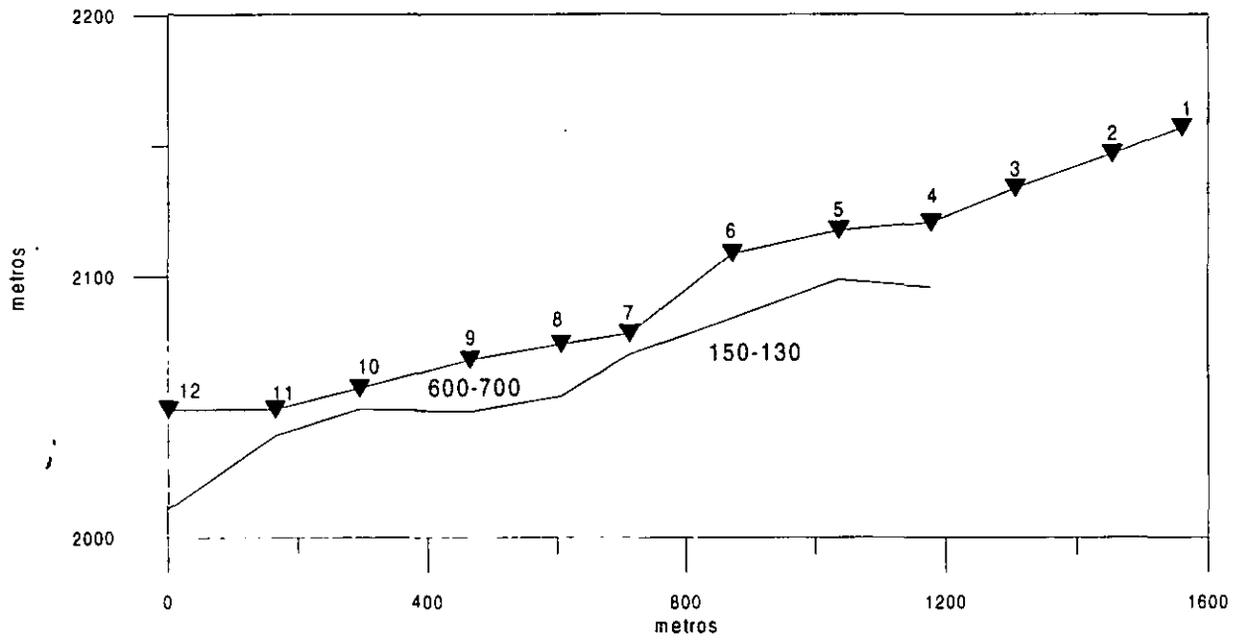
Al comparar los modelos de los datos electromagnéticos con los de los sondeos eléctricos verticales se observa lo siguiente:

El SEV-4 se localiza en las cercanías de las estaciones EM 18, 18-a y 19 (Fig. 7).

Al comparar los modelos se observan los mismos materiales: un primer estrato con calizas o areniscas y el segundo estrato formado por arcillas.



(A)



(B)

Figura 14. Perfil uno (las unidades de resistividad son Ω -metros).

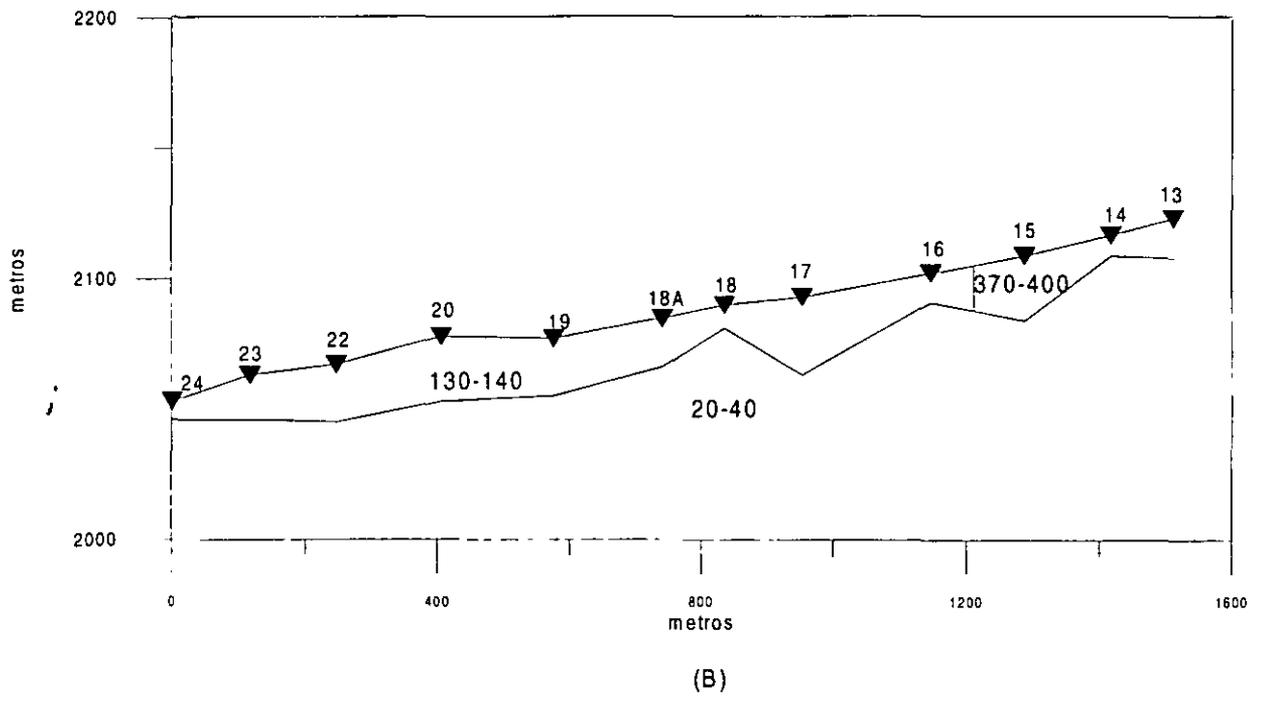
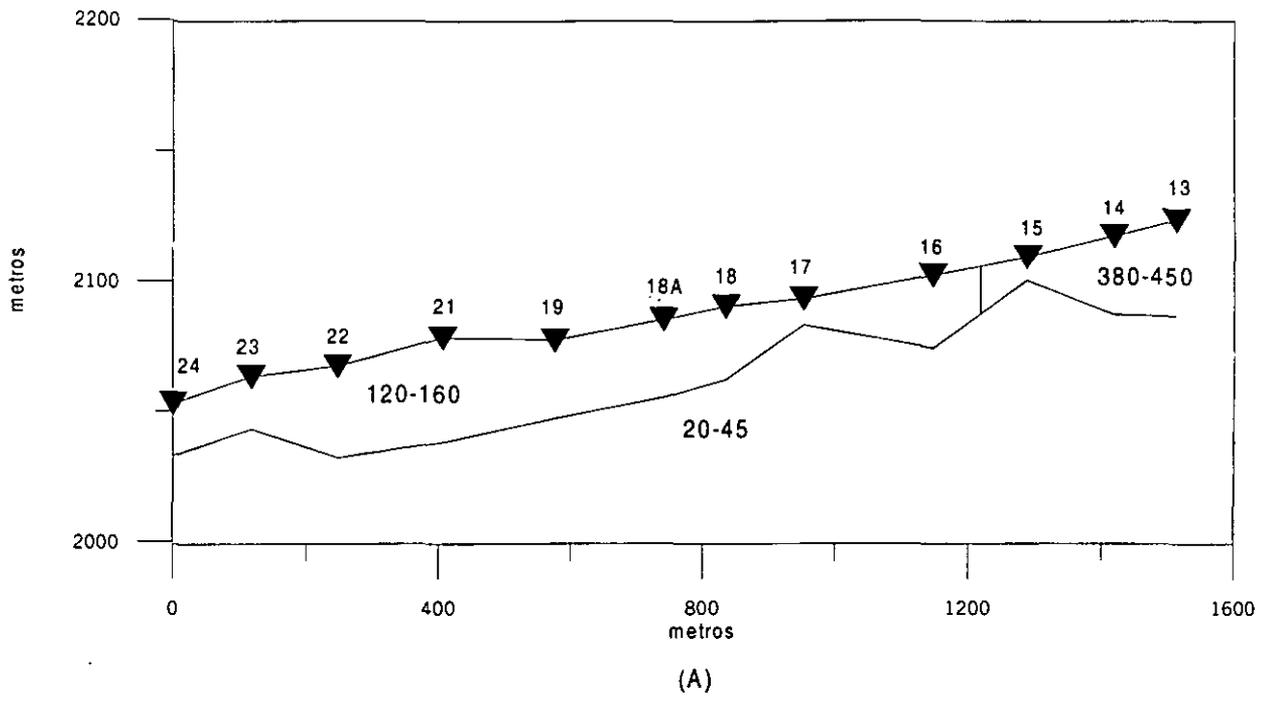


Figura 15. Perfil dos (las unidades de resistividad son Ω-metros).

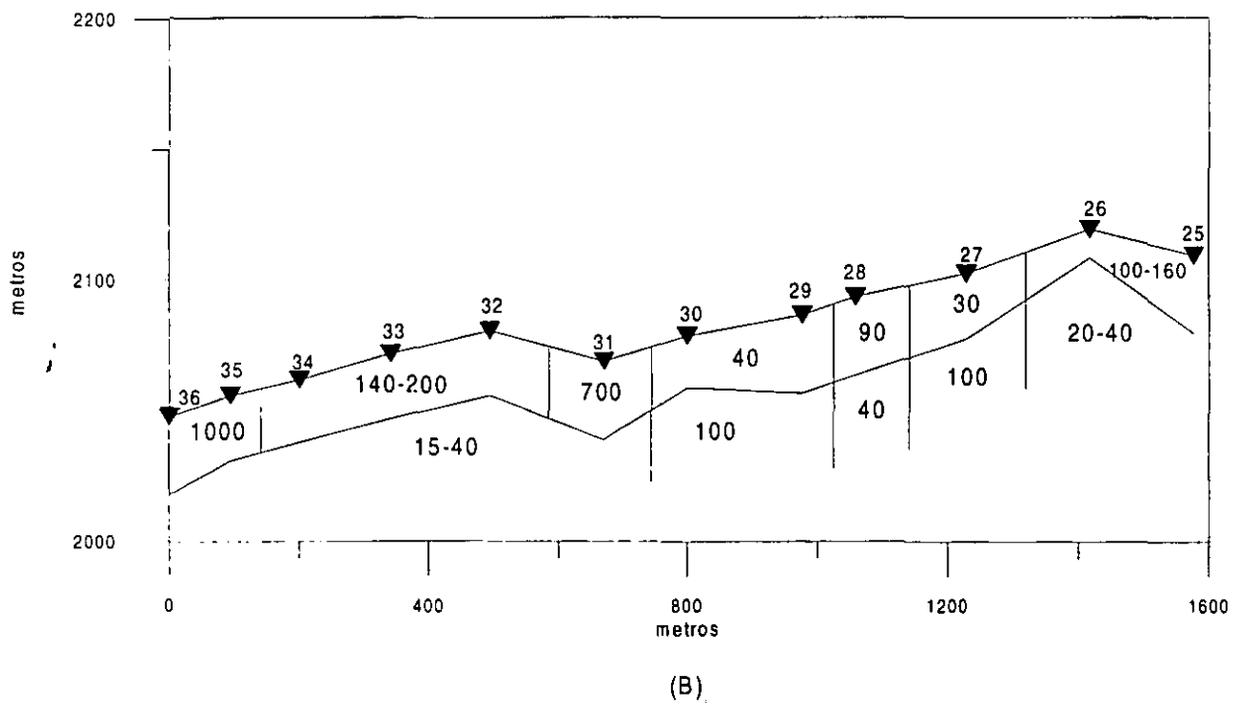
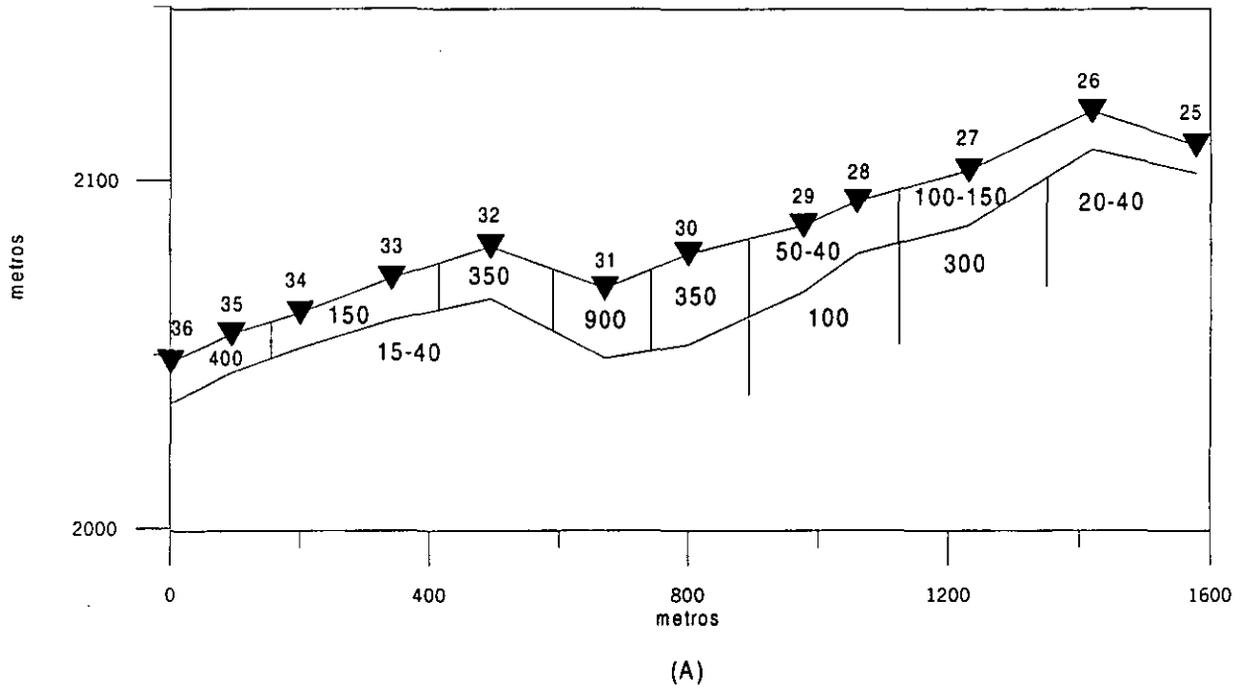
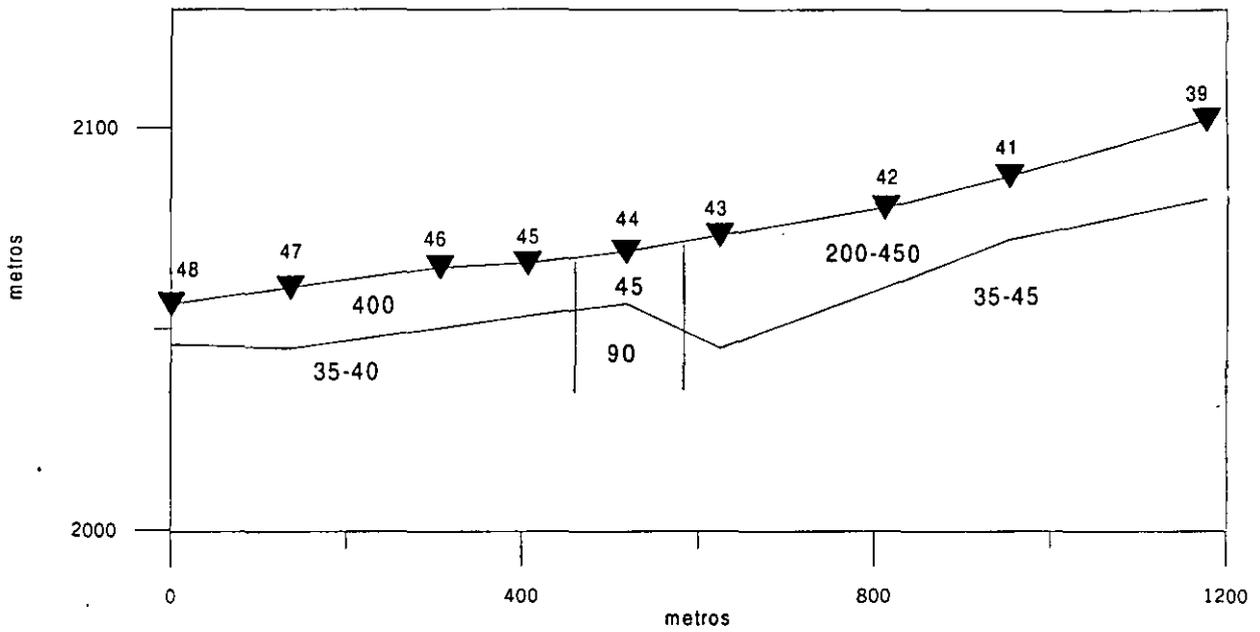
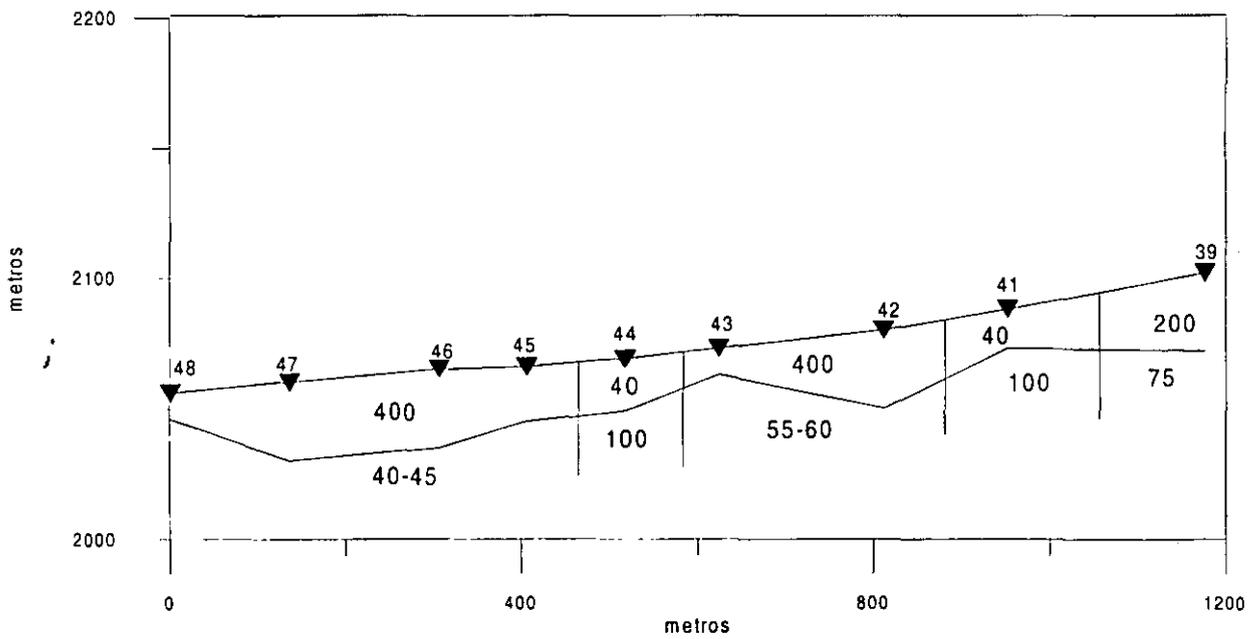


Figura 16. Perfil tres (las unidades de resistividad son Ω -metros).



(A)



(B)

Figura 17. Perfil cuatro (las unidades de resistividad son Ω -metros).

Las estaciones EM cercanas al SEV-5 son el EM 22 y 23 (Fig. 7). En este caso al compararlos, en las estaciones 22 y 23 no se determinó el estrato de conglomerado encontrado en el modelo para el SEV-5. Sin embargo, el siguiente estrato en este modelo indica una resistividad de 17 Ω -metros y en el caso de los modelos electromagnéticos, estos presentan también valores de resistividad bajos entre los 18 y 20 Ω -metros, en ambas configuraciones.

Al hacer una conjunción de lo obtenido puede ser derivado un modelo geológico con las siguientes características (Fig. 21):

En la mayor parte del área se encuentran materiales sedimentarios aluviales pertenecientes al Cuaternario (Peña, 1996). El estrato superior, con espesores de entre 20 y 25 m, está compuesto por conglomerado dentro del cual en algunas zonas se observan lentes de arcilla, pero además existe una zona en la que los valores de resistividad disminuyen y que puede tratarse del material aluvial del que se había hablado anteriormente. El segundo estrato es un estrato de arcillas.

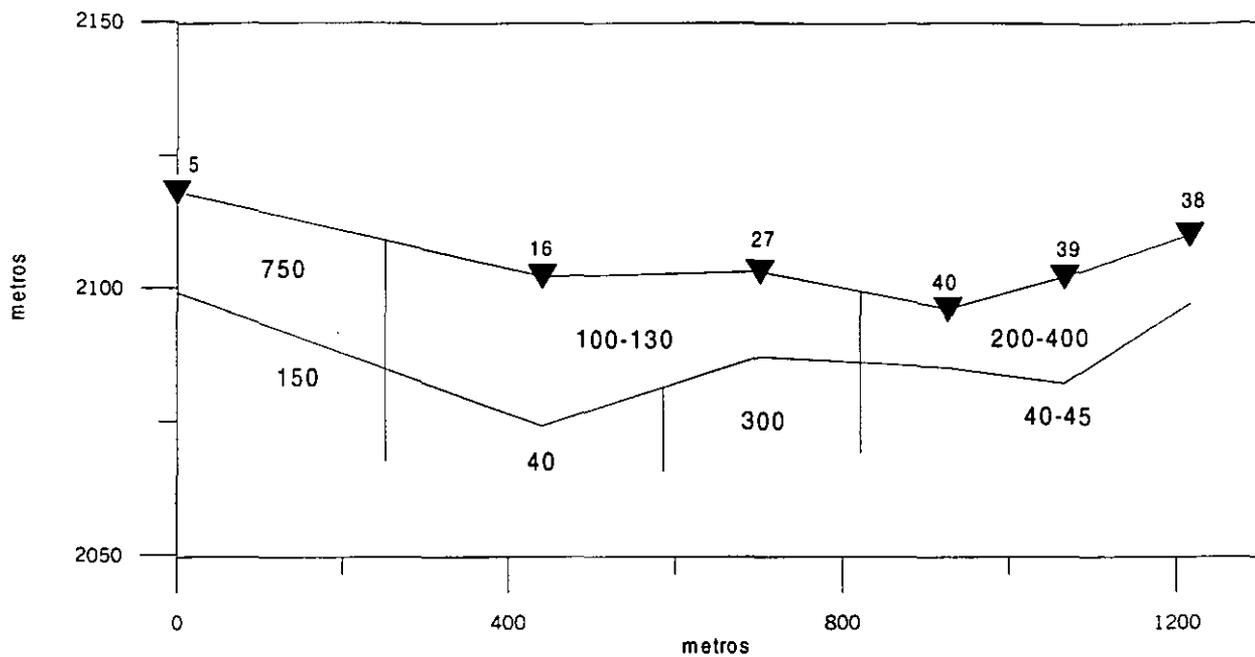
Existe una franja, en la zona donde se localiza el perfil 1, la cual se caracteriza por tener valores de resistividad mayores al resto del área. El material del primer estrato, de acuerdo a los valores de la Tabla 1, corresponde a calizas. Por lo tanto los valores de resistividad en un rango entre 600 y 800 Ω -metros se les asigna esta litología. Estos resultados concuerdan con el estudio de Peña (1996) realizado en el valle.

La depositación de las calizas se dio en mares existentes durante el Cretácico (Morán Zenteno, 1994). Posteriormente fueron depositados los materiales aluviales correspondientes al Cuaternario, cuya depositación, al menos en el área de estudio, indica una superposición regresiva, al encontrarse materiales formados por sedimentos gruesos sobreyaciendo a materiales mas finos.

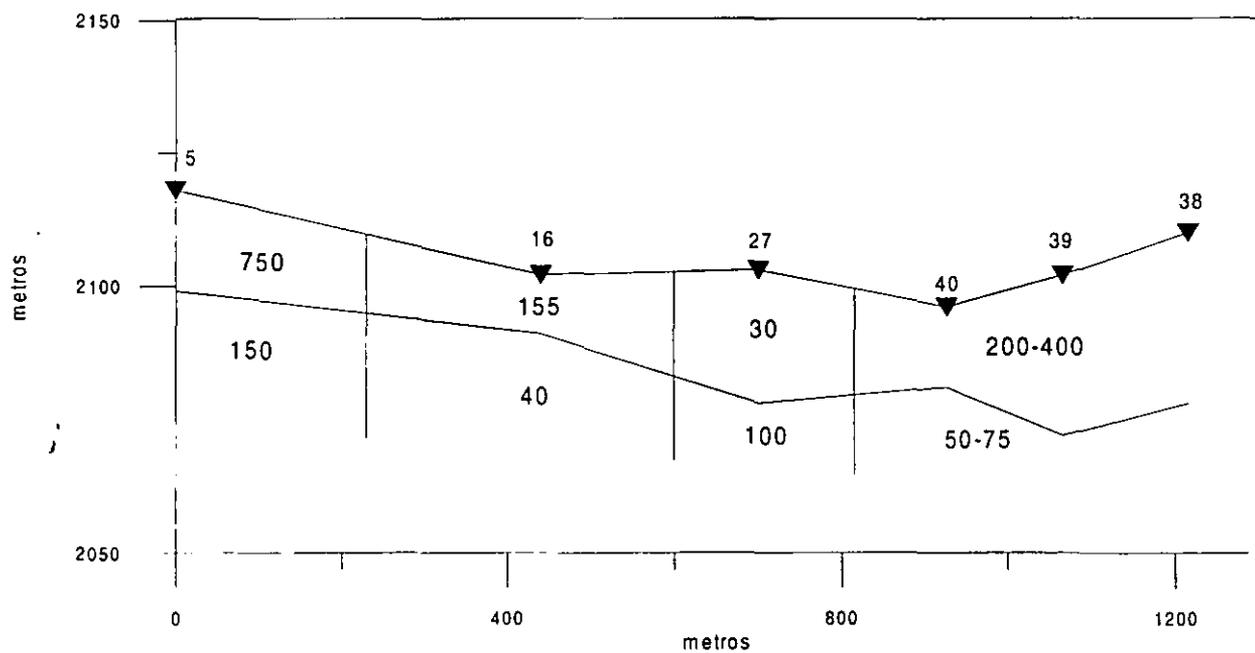
En el modelo obtenido también es posible observar una orientación en los materiales, la cual coincide con la dirección de las barrancas existentes en el área de estudio. Esto nos da una dirección de flujo la cual es NE-SW.

El cementante en el conglomerado es probablemente de origen calcáreo proveniente de las calizas del Cretácico, por lo que su grado de consolidación es alto.

De acuerdo al modelo obtenido, las posibilidades de encontrar un acuífero somero en esta zona son muy bajas.

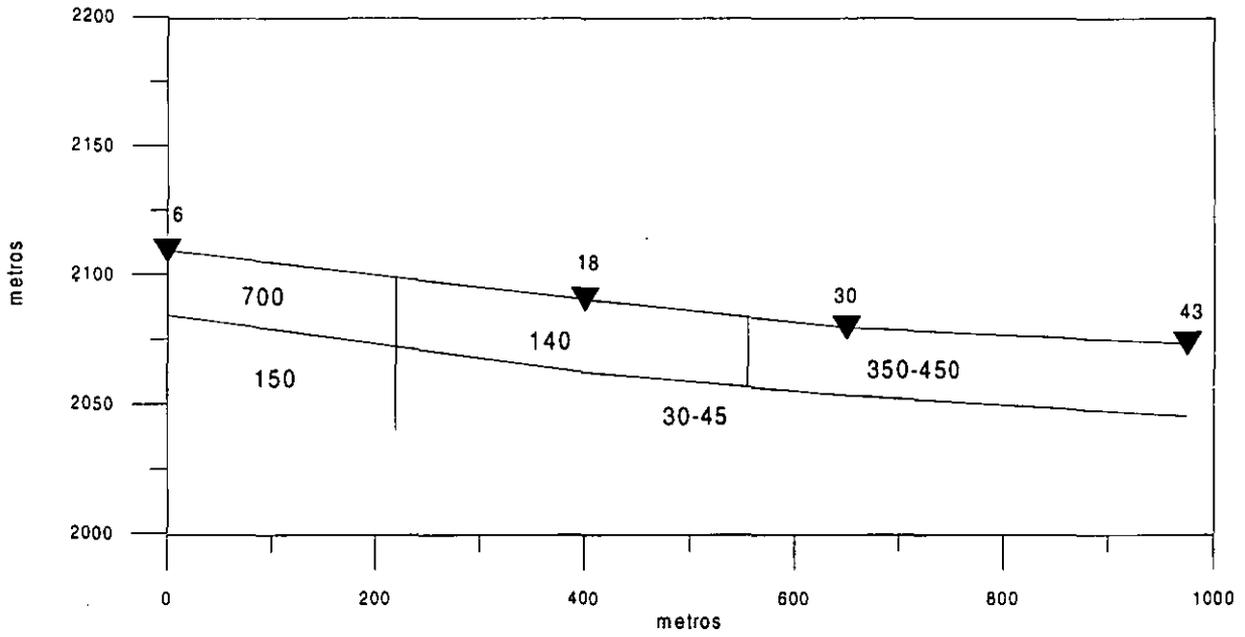


(A)

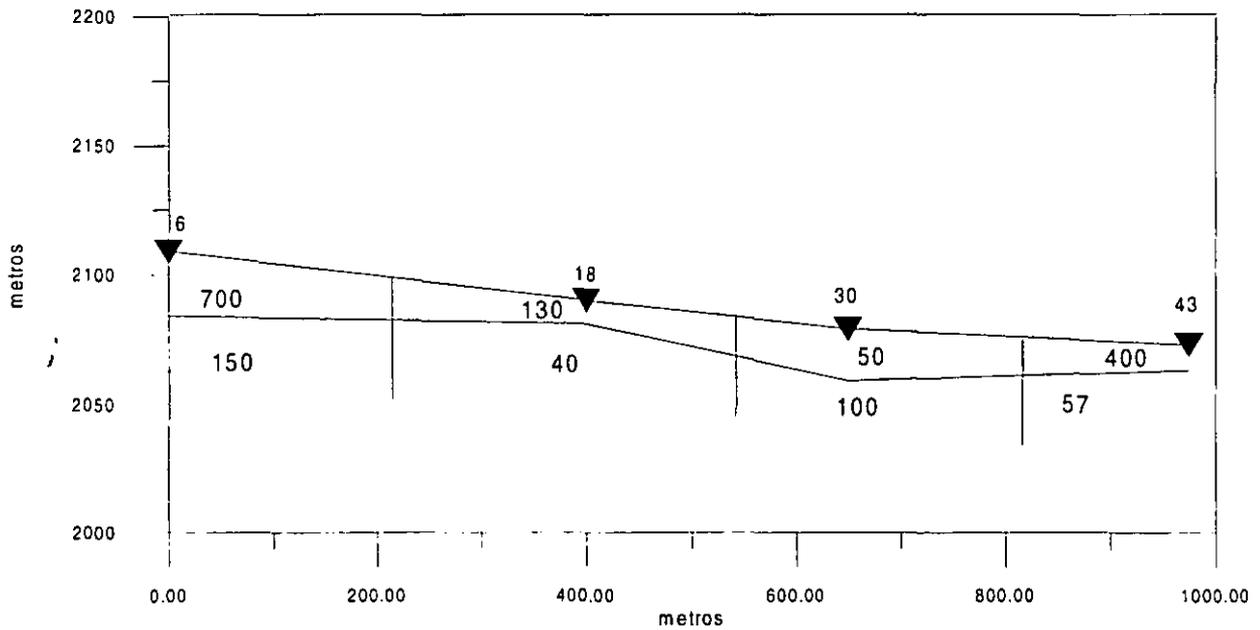


(B)

Figura 18. Perfil cinco (las unidades de resistividad son Ω -metros).

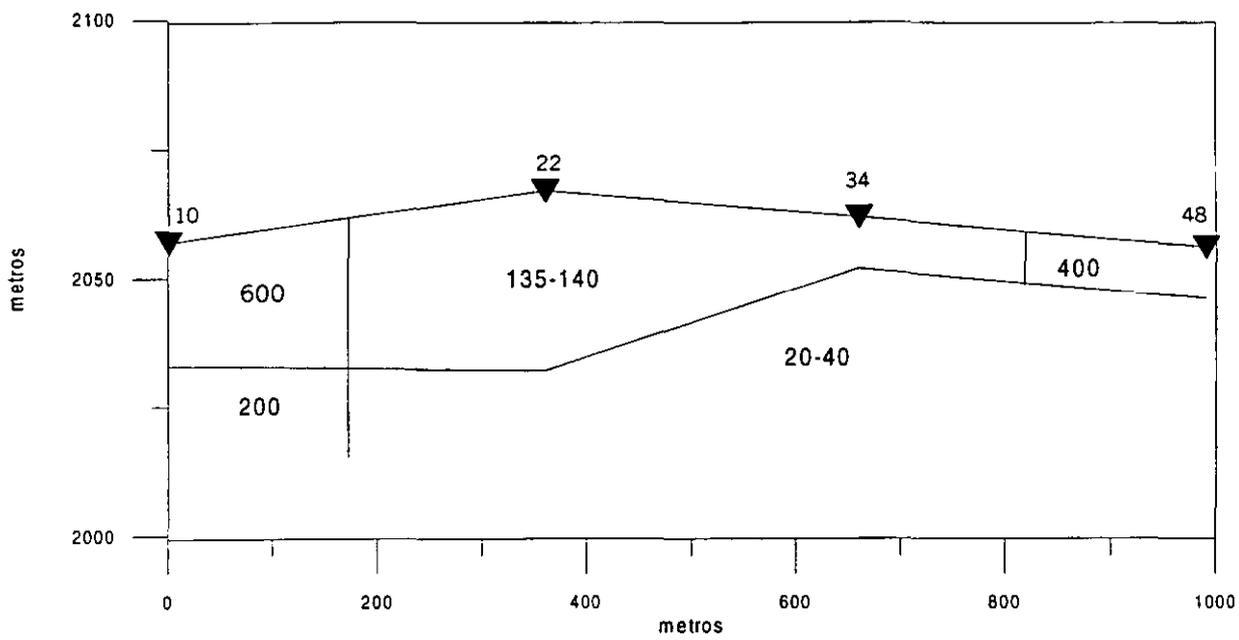


(A)

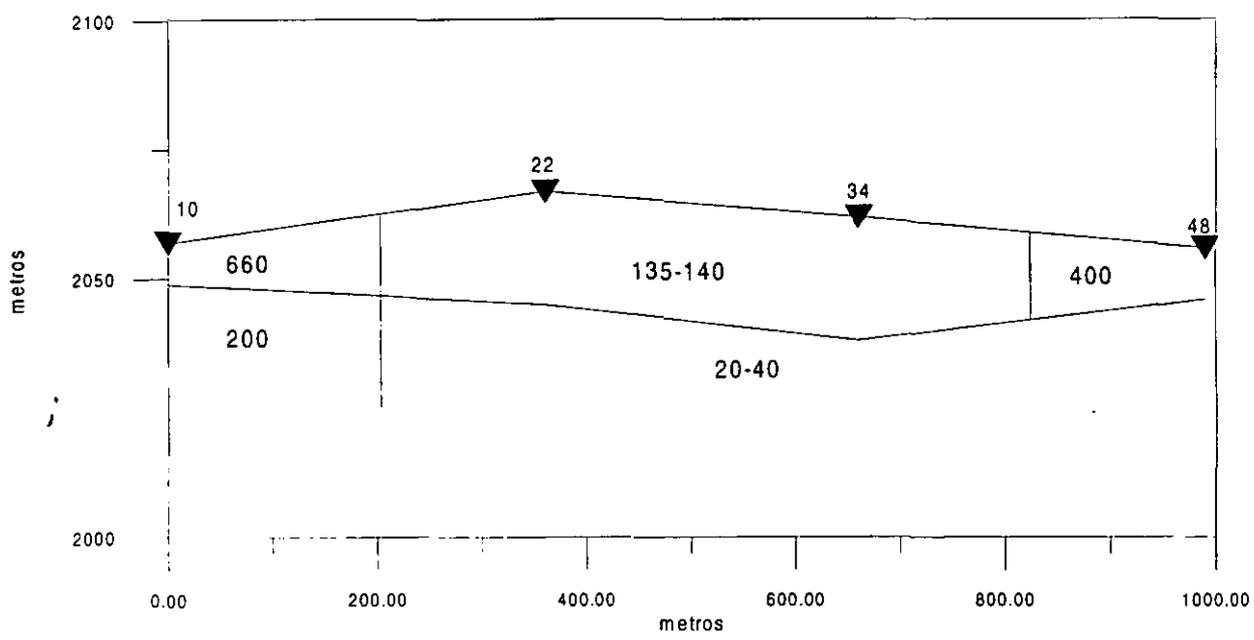


(B)

Figura 19. Perfil seis (las unidades de resistividad son Ω -metros).



(A)



(B)

Figura 20. Perfil siete (las unidades de resistividad son Ω -metros).

Se han llevado a cabo otros estudios geofísicos cercanos al área de estudio. El más cercano y reciente es el que fue hecho por la Peña (1996). En este estudio se hicieron sondeos eléctricos verticales, en los cuales fueron determinados materiales con los mismos valores de resistividad que en el presente estudio. Además de los sondeos eléctricos también se hicieron pozos. Estos estudios fueron hechos en el valle cercano al área de estudio (Valle de Tecamachalco). Al comparar ambos estudios se puede determinar una continuidad en los materiales geológicos en ambas zonas. Esta continuidad se puede observar también en el modelo geológico obtenido para el sondeo seis (Fig. 11). Este modelo indica la existencia de un estrato de conglomerado sobreyaciendo a un estrato arcilloso. El sondeo seis es el sondeo que está ubicado más alejado del área de estudio y más cercano al valle de Tecamachalco. Por lo tanto, este sondeo ayuda a integrar los resultados de estos dos estudios.

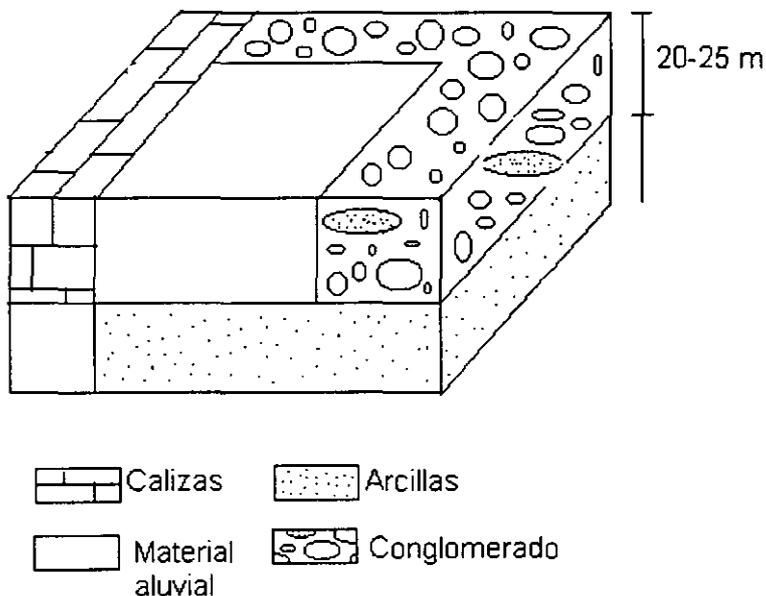


Figura 21. Modelo geológico del área de estudio.

V.- Conclusiones

Al integrar los modelos generados con los datos de los sondeos eléctricos y electromagnéticos se obtuvo un modelo geológico del área de estudio con las siguientes características:

Un modelo de dos capas, en el cual en la primera capa, con espesores de entre 20 y 25 m, se tienen conglomerados en la mayor parte y otra zona en la que se presenta material aluvial. La segunda está formada casi en su totalidad por arcilla.

Existe una franja con dirección NE-SW, en donde se ubica el perfil uno, la cual está formada en el primer estrato por calizas y en el segundo por material aluvial.

En este modelo se observa una orientación en los materiales NE-SW, lo cual da una dirección de flujo de los sedimentos.

A las profundidades de investigación de este trabajo y de acuerdo al modelo geológico obtenido, las posibilidades de encontrar un acuífero somero en esta área son muy bajas.

Los sondeos electromagnéticos son muy útiles en zonas en donde la topografía es muy abrupta y en donde las condiciones no son aptas para la utilización de otros métodos, como los sondeos eléctricos verticales. Este método puede dar gran información en los casos en que los objetivos de investigación sean someros.

Referencias

ARCHIE, G. E., 1942. *The Electrical Resistivity Logs as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics*: Amer. Inst. Min. Met. Eng. Tech. Pub. 422, Petroleum technology, 8 pp.

ANGUIANO ROJAS, P., 1998. *Reporte Interno IMP* : GMIRGP

CALDERÓN, G.A., 1956. *Bosquejo geológico de la región de San Juan de la Raya*: Pue. Exc. A-11, XX Congr. Geol. Intern. México, pág. 9-91

CARPENTER, P., Kaufman, R., y Price, B., 1990. *Use of resistivity soundings to determine landfill structure*: Ground Water, 28 (4), 560-575

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 1992. *Sinopsis geohidrológica del estado de Puebla*. Subdirección General de Administración del Agua, Gerencia de Aguas Subterráneas.

DOBRIN, M.B., 1979. *Introduction to Geophysical Prospecting*, 3rd Edition: McGraw-Hill

Estudio geohidrológico de la región de Palmar de Bravo y Esperanza, Edo. de Puebla. Segunda etapa ACSA. 1974.

FITTERMAN, D.V., 1986. *Transient electromagnetic sounding in Michigan basin for groundwater evaluation*: Presented at National Water Well Assn. Conference-Surface and Borehole Geophysical Methods. Denver.

GOLDSTEIN, N.E., S. M. Benson, y D. Alumbaugh, 1990. *Saline groundwater plume mapping with electromagnetics*: Geotechnical and environmental geophysics. Society of Exploration Geophysicist , Vol. II,17-25

JOHANSEN, H. K., 1976. *Theoretical advantages in combining geoelectric and electromagnetic soundings over a horizontally stratified earth*: Paper read at the 38th EAEG-meeting, The Hague, The Netherlands

KELLER, G.V. y F.L., Frischknecht, 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon press, New York, N.Y., 517 pp.

LACKSTONE, R. W., y W. B. Hecker, 1988. *Enhancing VLF-EM data through application of frequency domain operators* : Proc. 2nd Natl. Outdoor Action Conf. On Aquifer Restoration, Ground Water Monitoring an Geophysical Methods, 655-673

LÓPEZ RAMOS, E., 1981. *Geología general de México*: Quinta Edición, Vol. 1, México, D.F.

MARQUARDT, D. W., 1963. *An algorithm for least-squares estimation on nonlinear parameters*: J. Soc. Indust. Appl. Math. 11, 431-441

MARÍN, L.E., B. Steinich, D. Jaglowski y M.J. Barcelona, 1998. *Hydrogeologic site characterization using azimuthal resistivity surveys*: Journal of Enviromental and Engineering Geophysics. Vol. 3, No. 4

McNEILL, J. D., 1980. *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers: Technical Note TN-6*. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada

McNEILL, J. D., 1990. *Use of electromagnetic methods for groundwater studies*: Geotechnical and environmental geophysics. Edit by Stanley H. Ward. Society of Exploration Geophysicist. Vol. 1

MORÁN-ZENTENO, D., 1994. *Geology of the Mexican Republic*: American Association of Petroleum Geologist, AAPG. Studies in Geology # 39. Estados Unidos, 160 pp.

PALACKY, G. J., I. L. Ritsema, y S. J. de Jong, 1981. *Electromagnetic prospecting for groundwater in Precambrian terrains in the Republic of Upper Volta*: Geophys. Prosp. 29, 932-955

PEÑA, S., 1996. *Actualización geohidrológica del acuífero de Tecamachalco, Puebla*: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de aguas subterráneas. Tomo 1 y 2.

STEINICH, B., y L. E. Marín, 1996. *Hydrological investigations in northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys*: Ground Water 34 (4), 640-646.

STEINICH, B., and L. E. Marín, 1997. *Determination of flow characteristics in the aquifer of the Northwestern Peninsula of Yucatan, Mexico*: Journal of Hydrology 191, 315-331.

STEINICH, B., G. Bocanegra y E. Sánchez, 1999. *Basement topography and fresh-water resources of the coastal aquifer Acapetahua, Chiapas, Mexico*: Geofísica Internacional, 38(2): 107-115.

STEWART, M.T., 1982. *Evaluation of electromagnetic methods for rapid mapping of salt-water interfaces in coastal aquifers*. Ground Water Vol. 20, No. 5, 538-545

TELFORD, W.M., L.P. Geldart y R.E. Sheriff, 1990. *Applied Geophysics*: Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge.

VAN KUIJK, K., A.M. Haak y I.L. Ritsema, 1985: *Combined interpretation of electromagnetic conductivity and electrical resistivity measurements reduces equivalency in layer-interpretation: some case histories in groundwater surveys.* Paper presented at the 47th EAEG meeting, Budapest

WERNER, E., 1984. Sinkhole prediction – *Review of electrical resistivity methods.* *Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes.* Orlando, Florida

WOOD, R. C., 1987. *Uses of the EM31 terrain conductivity meter for mapping surficial geology and groundwater features in dryland salinity investigations- a discussion paper.* Internal Rep., Prairie Farm Rehabilitation Administration, Lethbridge, Alberta

YAGER, R. H., y W. H. Kappel, 1987. *Detection and characterization of fractures and their relation to groundwater movement in the Lockport dolomite, Niagara County, New York,* in Khanbilvardi, R.H. and Fillos, J., Eds., *Pollution risk assessment and remediation in groundwater systems,* Scientific Publ. Co.