

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**CARACTERIZACIÓN ELÉCTRICA DEL LECHO DEL ARROYO  
GUADALUPE, BAJA CALIFORNIA**

**TESIS**

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
**MAESTRO EN CIENCIAS**

Presenta:

**ARMANDO LÓPEZ MOYA**

Ensenada, Baja California, México, enero del 2009

TESIS DEFENDIDA POR  
**Armando López Moya**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna  
*Director del Comité*

---

Dr. Rogelio Vázquez gonzález  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Thomas G. Kretschmar Steinle  
*Miembro del Comité*

---

M.C. Vicente Ferreira Bartrina  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Thomas G. Kretschmar Steinle  
*Coordinador del programa de  
posgrado en Ciencias de la Tierra*

---

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
*Director de Estudios de Posgrado*

23 de Enero de 2009

**RESUMEN** de la tesis de **Armando López Moya** presentada como requisito parcial para obtener el grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en CIENCIAS DE LA TIERRA, con orientación en **Geofísica Aplicada**, Ensenada, Baja California, México. Enero de 2009.

## **Caracterización eléctrica del lecho del Arroyo Guadalupe, Baja California.**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna  
Director de Tesis

El estudio del acuífero del Valle de Guadalupe (Baja California) es importante pues es una de las fuentes de agua potable de la ciudad de Ensenada y abastece a una de las principales áreas vinícolas del país. Para estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo se aplicaron tres métodos geoelectrónicos (VLF (Very Low Frequency), SEV (Sondeo Eléctrico Vertical) y sondeo TEM (Transitorio Electromagnético)) en tres sitios ubicados en el Arroyo Guadalupe. Adicionalmente, en uno de estos sitios se usó el método dipolo-dipolo de corriente continua. En cada uno de estos sitios existe una heterogeneidad eléctrica que perturba la respuesta uni-dimensional (1-D) de algunos datos. En dos de los sitios la heterogeneidad es antropogénica (un tubo metálico y una cerca con postes metálicos) y en el otro es de naturaleza geológica (una pared aflorante de granito). Con el uso de varios algoritmos numéricos de inversión y modelado en 1-D, 2-D y 2.5-D fue posible estimar la estructura eléctrica del subsuelo en algunos casos o estimar el grado de distorsión de los datos debido a las heterogeneidades laterales.

El método VLF fue muy útil pues indicó la presencia de las heterogeneidades laterales que pudieron pasar desapercibidas por los otros métodos. La impermeabilización del acueducto no es lo suficientemente eficiente como para aislarlo al flujo de corriente galvánica. Aún así, el SEV cercano a él, estuvo suficientemente alejado como para no ser afectado por su presencia. Los SEV y sondeos TEM resultaron complementarios en varios aspectos. Las altas resistencias de contacto afectaron a algunos SEV más no a los TEM. Las heterogeneidades conductoras afectaron a los TEM pero no a los SEV. La estructura somera de la resistividad está mejor resuelta en los SEV que en los TEM. El problema de equivalencia en el conductor afectó al SEV pero solo marginalmente al TEM. Se recomienda evitar realizar sondeos TEM cerca de cercas con postes de metal. Las cercas con postes de madera aparentemente no presentan problemas.

Adicionalmente se reinterpretaron ocho SEV medidos hace más de 20 años por Díaz (1986), todos ellos ubicados a lo largo de un perfil próximo al Arroyo Guadalupe. El espesor de la cuenca es incierto en la zona central del perfil debido a un fuerte problema de equivalencia en el conductor inferior que afecta a los cuatro SEV ubicados en esta zona. El problema fue minimizado en uno de estos sondeos (SEV 107) al constreñir el modelo con la profundidad al basamento encontrada en un pozo cercano. Como una posible solución al problema de equivalencia los otros tres SEV centrales se reinvirtieron, usando, en los modelos iniciales, las resistividades del resistivo intermedio y conductor inferior del SEV 107, es decir, se aplicó un criterio de uniformidad lateral de las resistividades de estas dos capas. Con este criterio de uniformidad, la mayor profundidad al basamento en este perfil es de 130 m, un valor significativamente menor a los 195 m y 260 m propuestos por Díaz (1986) y Andrade (1997), respectivamente. La resistividad del conductor inferior es de aproximadamente 11 ohm m, un valor relativamente bajo que podría deberse a la presencia de agua más salada en la base de la cuenca. La geometría de la cuenca, parecida a la de una olla, puede limitar el movimiento del agua más profunda, propiciando una mayor cantidad de sales disueltas. La Comisión Nacional del Agua considera las estimaciones de Andrade (1997) como las válidas para el valle. Nuestros resultados sugieren, una cuenca más delgada con agua de menor calidad en su base. Para resolver el problema de equivalencia se recomienda la aplicación de otro método geofísico que sea sensible al basamento.

**Palabras Clave:** Métodos geoeléctricos, Valle de Guadalupe, profundidad al basamento.

**Abstract** of the tesis presented by **Armando López Moya** as a partial requirement to obtain the **Master in Sciences** degree in **Earth Science**, with orientation in **Applied Geophysics**. Ensenada, Baja California, Mexico. January 2009.

## **Electrical characterization of the bed of the Guadalupe Creek, Baja California.**

Studying the Guadalupe Valley (Baja California) aquifer is important because it is one of the sources of drinking water for Ensenada and the supplier of one of the main wine producing areas of the country. In order to estimate the subsurface electrical resistivity three geoelectric methods (VLF (Very Low Frequency), VES (Vertical Electric Sounding), and TEM (Transient Electromagnetic) sounding) were applied at three sites located on the Guadalupe Creek. Additionally, in one of these sites the dipole-dipole method was used. In each site occurred an electrical inhomogeneity perturbing the one-dimensional (1-D) response of some data. In two sites the inhomogeneity is anthropogenic (a metallic pipe and a fence with metallic posts), and the other is geologic (an outcropping granitic wall). With the use of several inversion and modelling codes in 1-D, 2-D, and 2.5-D we estimated the subsurface resistivity in some cases and in others how much the data are distorted by the lateral inhomogeneities.

The VLF method was useful as it showed the presence of lateral inhomogeneities that might be missed by other methods. The aqueduct's protective cover is not efficient enough as to insulate it to the galvanic current flow. However, the close VES is far enough as to be unaffected by the pipe's presence. The VES and TEM soundings are complementary in several aspects. The high contact resistances affected some VES but not the TEM soundings. The conductive inhomogeneities affected the TEM data but not the VES. The shallow structure is better resolved by the VES than by the TEM data. The equivalence problem in the conductive layer affected the VES but only marginally the TEM soundings. Barbed-wire fences with metallic posts should be avoided by TEM soundings; fences with wooden posts apparently pose no problem

Additionally, eight VES measured more than 20 years ago by Díaz (1986) were reinterpreted; they are located along a profile next to the Guadalupe Creek. Due to a strong equivalence problem affecting the lower conductor, the basin thickness is uncertain in four VES located in the central part of the profile. This problem was minimized in one of these soundings (VES 107) by constraining the model with the basement depth found in a nearby well. As a possible solution to the equivalence problem the remaining three VES were re-inverted, using in the initial models the VES 107 resistivities of the intermediate resistive and lower conductor, that is, we applied a lateral uniformity approach to the resistivities of these two layers. With this approach, the deepest basement depth in this profile is 130 m, a value significantly less than the 195 m and 260 m proposed by Díaz (1986) and Andrade (1997), respectively. The lower conductor resistivity is about 11 ohm m, a relatively low value that might be associated to the presence of saline water at the base of the basin. The basin geometry, similar to that of a cooking pot, might limit the movement of the deepest

water, favouring a greater amount of dissolved salts. The Comisión Nacional del Agua considers the estimations of Andrade (1997) as the valid ones for the valley. Our results suggest a thinner basin with lower quality water at its base. To solve the equivalence problem we recommend the application of another geophysical method that is sensitive to the basement.

**KEY WORDS:** Geoelectrical methods, Guadalupe Valley, depth to basement.

## Dedicatoria

A la memoria de mi hermano  
**Juan Carlos López Moya**  
y de mi gran amiga  
**Jesús Yanina Narváez Rodríguez,**  
con mucho cariño.

## Agradecimientos

A Dios por darme la fortaleza espiritual y física para hacer posible este sueño, y compartirlo con las personas que más estimo.

A mis papás, Fernando López y Rufina Moya, y hermanos quienes son el motor de mi vida. Gracias por toda su infinita comprensión, consejos, paciencia y cariño, aún en la distancia.

A mi abuelita, Lorenza Garduño Martínez, por sus todas sus bendiciones y buenos deseos para encauzar adecuadamente mi vida.

Al Dr. Carlos Flores por brindarme la oportunidad de trabajar con él en este proyecto de investigación, así como la dirección del mismo. Le agradezco rotundamente haberme compartido sus conocimientos y experiencias, su siempre disponibilidad y paciencia, pero sobre todo por su invaluable amistad. A él... ¡toda mi admiración y respeto!.

A los miembros del comité de evaluación de este trabajo, Rogelio Vázquez, Thomas Kretzschmar y Vicente Ferreira, por sus comentarios y sugerencias para el mejoramiento del mismo. Por sus minutos de atención cuando acudí a ellos.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por haberme abierto sus puertas para la realización de mis estudios.

A la Universidad Autónoma de Baja California (campus Mexicali) por las facilidades de préstamo del equipo TEM47 de sondeos transitorios electromagnéticos.

A los técnicos Jaime Calderón y Alejandro Díaz (Depto. de Geofísica Aplicada), al M. en C. Jesús Brassea y al Dr. J. Manuel Romo y su grupo de estudiantes, por su valiosa colaboración en el levantamiento de los datos de campo.

Al Dr. Marco A. Pérez por sus asesorías en cuanto al manejo de sus programas de inversión de datos geofísicos (libre acceso), los cuales fueron usados dentro de esta tesis.

A todos los doctores y maestros que se involucraron en mi formación profesional y de quienes he adquirido valiosos conocimientos.

A mis amigos y compañeros del CICESE, Rubén, Claudia, Almendra, Carpio, Martín, Edgardo, Miguel Oliver, Gema, Euclides, Idalmis, Alejandro, Isaac, Gerardo, Ena, Javier, con quienes compartí faenas del estudio y problemas cotidianos.

A mis entrañables amigos de antaño, Mireya Gómez, Israel Melchor y Mazzia Zabdi Sánchez, quienes, directa e indirectamente, tuvieron una palabra de aliento para mí.

A la Sra. Rosita y a Don Manuel Aviléz y esposa, por sus finas atenciones y valiosas palabras.

Y a todas aquellas personas que de alguna forma hicieron posible la terminación de este presente y que he omitido.

# CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<i>I.1. LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO.....</i>	3
<i>I.2. ESTUDIOS PREVIOS .....</i>	6
<i>I.3. OBJETIVOS .....</i>	6
<b>II. LOS DATOS GEOFÍSICOS .....</b>	<b>9</b>
<i>II.1. LOS MÉTODOS DE CORRIENTE DIRECTA .....</i>	12
II.1.1. SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES .....	15
II.1.2. PERFIL DIPOLO-DIPOLO .....	23
II.1.3. SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES PREVIOS .....	27
<i>II.2. EL MÉTODO VLF.....</i>	27
<i>II.3. EL MÉTODO DEL SONDEO ELECTROMAGNÉTICO         TRANSITORIO.....</i>	40
<i>II.4. SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS .....</i>	46
<b>III. MODELADO DE DATOS DE CORRIENTE DIRECTA .....</b>	<b>54</b>
<i>III.1. MÉTODOS DE INVERSIÓN UNIDIMENSIONAL PARA LOS         SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES .....</i>	54
<i>III.2. RESULTADOS DE INVERSIONES EN 1D .....</i>	57
III.2.1. LÍNEA 1.....	57
III.2.2. LÍNEA 2.....	66
III.2.3. LÍNEA 3.....	68
III.2.4. SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES PREVIOS .....	70
<i>III.3. MÉTODOS DE MODELADO E INVERSIÓN EN 2.5D .....</i>	89
<i>III.4. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN E INVERSIÓN EN 2.5D .....</i>	95
III.4.1. PERFIL DIPOLO-DIPOLO DE LA LÍNEA 1.....	95
III.4.2. SEV 2 DE LA LÍNEA 2 .....	100
<b>IV. MODELADO E INTERPRETACIÓN DE VLF.....</b>	<b>106</b>
<i>IV.1. MODELADO 2D .....</i>	106
<i>IV.2. RESULTADOS .....</i>	107
<b>V. INTERPRETACIÓN DE LOS SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS.....</b>	<b>117</b>
<i>V.1. MÉTODO DE INVERSIÓN UNIDIMENSIONAL .....</i>	117
<i>V.2. RESULTADOS .....</i>	124
<i>V.3. MÉTODO DE MODELADO BIDIMENSIONAL .....</i>	137
<i>V.4. RESULTADOS.....</i>	138

## CONTENIDO (continuación)

	<b>Página</b>
<b>VI. DISCUSIÓN .....</b>	<b>155</b>
<i>V.1. RESULTADOS DE LA LÍNEA 1.....</i>	155
<i>V.2. RESULTADOS DE LA LÍNEA 2.....</i>	156
<i>V.3. RESULTADOS DE LA LÍNEA 3.....</i>	157
<i>V.4. LOS DATOS DE LOS SONDEOS TDEM .....</i>	158
<i>V.5. ESTIMACIÓN GEOFÍSICA DEL NIVEL FREÁTICO .....</i>	<b>159</b>
<i>V.6. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS SEV Y TDEM.....</i>	160
<i>V.7. DISCREPANCIA ENTRE LAS RESISTIVIDADES APARENTES DE         VLF CON LAS DE SEV .....</i>	161
<i>V.8. INCERTIDUMBRE DEL ESPESOR DE LA CUENCA .....</i>	163
<b>VII. CONCLUSIONES .....</b>	<b>169</b>
<b>LITERATURA CITADA .....</b>	<b>172</b>

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
1	Geología y localización de la Fosa Calafia (CETENAL, 1976; INEGI, 1996). Se indican la ubicación de las tres líneas de este trabajo, los pozos de la Figura 3 y los sondeos eléctricos reinterpretados (Díaz, 1986). Se incluye la localización del Valle de Guadalupe.....	4
2	Profundidades al basamento resistivo de a) Andrade (1997) y de b) Díaz (1986). Se indican la ubicación del perfil 2 y los sondeos eléctricos verticales de Díaz (1986).....	5
3	Litología en los pozos operados por la CESPE y en el Necua-1. Se indican las profundidades al nivel freático en los años de 1985 y 2003 ( de SARH, 1985 y CNA, 2003).....	7
4	Localización de las tres líneas de estudio y el perfil (perfil 2) de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de Díaz (1985). También se incluyen los pozos (círculos) usados en este trabajo.....	10
5	a) Disposición geométrica de los electrodos de corriente (A y B) y de potencial (M y N) en los arreglos Schlumberger y dipolo-dipolo. b) Modo de operación de un sondeo eléctrico vertical Schlumberger.....	13
6	Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: los centros y expansión de electrodos de los SEVs 1a y 1b (rojo), las estaciones de medición con el método VLF (azul), el perfil dipolo-dipolo (verde), las espiras y bobinas receptoras de los sondeos TDEM (naranja). También se indican las ubicaciones del pozo CESPE-1 y la inferida del tubo metálico (acueducto).....	16
7	Datos originales de los SEVs 1a y 1b. Se muestran graficados dos décadas (SEV1a) y una década (SEV1b) más arriba para evitar confusión. En la parte inferior se muestran las resistividades aparentes corregidas por empalme y sus barras de error.....	19

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
8	Línea 2. a) Perfil topográfico. Nótese la presencia de un afloramiento granítico (pared) en el extremo SW del perfil. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: el origen y dirección de apertura de electrodos del SEV (rojo), las estaciones del perfil VLF (azul), las espiras y receptores de los sondeos TDEM (naranja). También se indica la ubicación y rumbo de la pared granítica.....	21
9	Valores observados de resistividad aparente en función de la apertura electrónica (AB/2). a) SEV 2. b) SEV 3.....	22
10	Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: el centro y la dirección de la apertura de electrodos del SEV 3 (rojo), las estaciones del perfil VLF (azul), las espiras y receptores de los sondeos TDEM (naranja).....	24
11	Pseudosección observada de resistividades aparentes en el perfil dipolo-dipolo levantado sobre el tubo de la Línea 1.....	26
12	a) Localización de las antenas transmisoras de VLF usadas en este estudio en la vecindad del área de estudio. b) Componentes del campo electromagnético VLF a lo largo de un perfil perpendicular a un contacto vertical. c) Elipse de polarización formada por las componentes horizontal y vertical del campo magnético. El ángulo $\alpha$ es el "tilt".....	28
13	Modo de operación del método VLF.....	31
14	Datos de VLF de la Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. Las barras de error indican +/- una desviación estándar.....	35
15	Vista en planta de las componentes horizontales normalizadas del campo magnético a lo largo de la Línea 1. Las magnitudes no-normalizadas en la primera estación son de 4.6 y 30.8 (unidades arbitrarias). Se indican los azimuths esperados de estos campos.....	38

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
16	Datos de VLF de la Línea 2. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. d) Vista en planta de las componentes horizontales del campo magnético.....	39
17	Datos de VLF de la Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. d) Vista en planta de las componentes horizontales del campo magnético.....	41
18	a) Modo de operación de un sondeo TDEM. b) Comportamiento geométrico de los “aros de humo” para diferentes tiempos en un sondeo TDEM.....	43
19	a) Arreglos transmisor (Tx)-receptor (Rx): bobina central (in-loop) y bobina externa (off-loop). b) Corriente en la espira transmisora y voltajes primario y secundario en la bobina receptora. Los anchos de las rampas están exagerados.....	44
20	Sondeos TDEM de la Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta de las 6 espiras transmisoras y ubicaciones de las bobinas receptoras. c) Posición relativa de cada receptor respecto a su espira. Arriba de cada receptor se indica la posición a lo largo del perfil y abajo el número del sondeo.....	48
21	Datos típicos de voltaje y resistividad aparente en función el tiempo. Caso del sondeo 1(4) de la Línea 1. La línea continua es la respuesta TDEM del modelo del SEV 1b.....	49
22	Sondeos TDEM de la Línea 2. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta con las ubicaciones de las tres espiras y sus receptores. c) Posición relativa de cada receptor respecto a su espira.....	52
23	Sondeos TDEM de la Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta con las ubicaciones de las tres espiras y sus receptores centrales.....	53

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
24	Tres modelos de inversión Occam del SEV 1b. a) Modelo suave. b) Modelo rugoso. c) Variación del error de ajuste y la rugosidad para cada iteración. d) Modelo preferido.....	58
25	Modelos de cuatro capas del SEV 1b. a) Inversión libre. b) Inversión constreñida al fijar la profundidad a la base de la capa 3 a la profundidad al basamento granítico encontrada en el pozo 1 de la CESPE. Con las barras de error se indica la estimación de las incertidumbres de las resistividades y profundidades.....	61
26	Modelos del SEV 2. a) Modelo Occam. b) Modelo constreñido de capas al fijar la resistividad de la tercera capa en $57.3 \Omega \cdot m$ . Las barras con líneas sólidas corresponden a este modelo. Las barras con líneas discontinuas fueron estimadas suponiendo un valor no fijo de la resistividad de la tercera capa.....	67
27	Modelos del SEV 3. a) Modelo Occam. b) Modelo de capas.....	69
28	Modelos Occam y de capas del SEV 208.....	71
29	Modelos Occam y de capas del SEV 207.....	72
30	Modelos del SEV 206. a) Modelo Occam. b) Modelo preferido de capas. c) Trece modelos posibles cuyos errores de ajuste son 5 % mayor que el del preferido.....	73
31	Modelos Occam y de capas del SEV 110.....	74
32	Modelos Occam y constreñido de capas del SEV 107. Se incluye la litología del pozo 4 de la CESPE.....	75
33	Modelos Occam y constreñido de capas del SEV 210.....	76
34	Modelos Occam y de capas del SEV 211.....	77
35	Modelos Occam y de capas del SEV 212.....	78

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
36	a) Sección construida con los modelos Occam. b) Sección construida con los modelos de capas. Las barras en las interfases entre capas indican la incertidumbre de estas profundidades.....	80
37	Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 208 y 207.....	81
38	Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 107 y 210.....	82
39	Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 107 y 210.....	83
40	Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 211 y 212.....	84
41	Correlación entre los modelos de capas en cinco sondeos y la litología en pozos vecinos.....	86
42	Intervalo de posibles profundidades al basamento. Las profundidades mínima y máxima limitan este intervalo.....	90
43	a) Vista en planta y en sección del modelo de un contacto vertical entre dos medios de diferente resistividad. Se indica la posición y dirección de aperturas electrónicas de un sondeo Schlumberger. b) Comparación de soluciones numéricas de la resistividad aparente: analítica, integración por secciones e integración por convolución. c) Voltaje y función coseno para 16 números de onda.....	93

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
44	a) Pseudosección observada de resistividades aparentes en el perfil dipolo-dipolo de la Línea 1. b) Un modelo suave y su respuesta calculada. c) Un modelo rugoso y su respuesta calculada. d) Modelo preferido y su respuesta calculada. La escala de resistividades tiene tres intervalos iguales por década en escala logarítmica. Se indica el error rms de ajuste en las tres pseudosecciones calculadas.....	97
45	Solución analítica para un contacto inclinado entre un medio de resistividad infinita y otro de resistividad finita. a) Vistas en perspectiva y sección del modelo. b) Variación de la resistividad aparente de un sondeo Schlumberger paralelo al contacto para diferentes inclinaciones.....	101
46	Mejor modelo en 2.5D del SEV 2 de la Línea 2. a) Contacto buzante entre un medio resistivo y un medio estratificado. El sondeo está a 53 m del contacto. b) Comparación de resistividades aparentes.....	104
47	Modelo 2D de la Línea 1. Medio huésped del SEV 1b. a) Modelo de un conductor inmerso en la primera capa de un medio de 4 capas. b) Comparación de respuestas de “tilt”. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.....	108
48	Modelo 2D de la Línea 1. Medio huésped de los sondeos TDEM. a) Modelo de un conductor inmerso en la primera capa de un medio de 3 capas. b) Comparación de respuestas de “tilt”. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.....	109
49	Modelo 2D de los datos VLF de la Línea 2. a) El modelo está formado por 4 capas horizontales y un contacto lateral resistivo con 60° de buzamiento. b) Comparación de respuestas de tilt. Los datos observados se denotan con símbolos y las respuestas calculadas con líneas. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.....	112

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
50	Modelado 2D de los datos VLF de la Línea 3. a) Modelo constituido por un conductor en la superficie de un medio de 3 capas. El medio estratificado es el estimado con el sondeo TDEM 2(1) de esta línea. b) Comparación de respuestas de tilt. Los datos observados se denotan con símbolos y las respuestas calculadas con líneas. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.....	115
51	a) Escalón ideal de corriente. b) Corriente real del sistema TEM47.....	121
52	Vista en planta de los sondeos TDEM de la espira 4 de la Línea 1. Se muestran los datos observados (símbolos) de resistividad aparente en función del tiempo, los modelos invertidos y las resistividades aparentes calculadas (línea continua) de estos modelos. En los sondeos 4(3) y 4(2) no fue posible encontrar ningún modelo que ajustara los datos. Se indica la traza inferida del tubo (acueducto).....	128
53	Sondeos cuyas espiras y receptores están a más de 60 m del tubo. a) Vista en planta de las espiras y receptores. Se indican las respuestas observadas (símbolos), las calculadas (línea continua) de los modelos invertidos y los errores de ajuste de cada sondeo. b) Modelos invertidos de capas, modelo promedio y litología del pozo CESPE-1.....	130
54	Análisis de resolución del modelo del sondeo TDEM 1(4) de la Línea 1. a) Comparación entre voltajes observados y calculados. b) Comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas. c) Modelo invertido. Se muestran las incertidumbres en las resistividades y profundidades. d) Sensibilidades o Jacobianos de los datos respecto a cada uno de los parámetros del modelo.....	132
55	Modelos de capas de los sondeos TDEM de la Línea 2.....	135

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
56	Modelos de capas de los sondeos TDEM de la Línea 3. a) Perfil topográfico de la Línea 3. b) Vista en planta de las espiras y bobinas receptoras de esta línea. Resistividades aparentes observadas y calculadas con el modelo de capas. c) Tres modelos de capas.....	136
57	Voltajes inducidos en una bobina horizontal colocada en la superficie de un semiespacio homogéneo de 300 ohmm por tres fuentes diferentes: un par de líneas de corriente 2D separadas por 15 m, una espira cuadrada de 15x15 m y un dipolo magnético vertical.....	139
58	Variación en tiempo de los campos eléctricos en la superficie de un semiespacio homogéneo de 300 ohmm producidos por un par de líneas bidimensionales de corriente y por un dipolo magnético vertical.....	142
59	Resultados de la simulación bidimensional de la espira 4. a) Modelo estratificado de cinco capas con un fuerte conductor inmerso en la primera capa. b) Contornos de la intensidad de la densidad de corriente perpendicular al plano de la sección en los tiempos de 7 y 35 microsegundos.....	144
60	Respuestas 2D de resistividad aparente calculadas de los modelos A y B. Modelo A: subsuelo estratificado de 5 capas descrito en la Figura 59. Modelo B: mismo subsuelo estratificado más un conductor de resistividad 0.013 ohmm, sección transversal de 25 x 25 cm, con cima en 1.5 m.....	148
61	a) Modelo 2D de un semiespacio estratificado limitado por un medio resistivo buzante. b) Comparaciones de respuestas calculadas de resistividad aparente del modelo estratificado (capas) y el estratificado más contacto resistivo (capas + falla). Se incluyen las resistividades aparentes reales de los sondeos 2(4) y 2(1).....	151

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		<b>Página</b>
62	a) Modelo 2D de un semiespacio estratificado y un conductor vertical en la superficie. b) Comparación de respuestas de resistividad aparente del modelo estratificado (capas) y el estratificado más conductor (capas + cerca).....	153
63	Secciones eléctricas bajo el perfil 2. a) Sección de Andrade (1997). b) Sección de Díaz (1986). c) Intervalo de posibles profundidades al basamento. d) Sección aplicando la condición de uniformidad lateral de las resistividades del resistivo intermedio y conductor inferior.....	166

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
I	Parámetros e incertidumbres de los modelos de capas de los Sondeos Eléctricos Verticales. Se incluyen los modelos propuestos por Díaz (1986).....	62
II	Parámetros e incertidumbres de los modelos de capas de los Sondeos TDEM.....	125
III	Profundidades al basamento bajo los sondeos ubicados en la zona más profunda del perfil 2.....	164

## I. INTRODUCCIÓN

El objetivo general de los métodos geofísicos de exploración geoeléctrica es el de estimar la resistividad eléctrica del subsuelo. Estos métodos se usan ampliamente en problemas geohidrológicos debido a la asociación que existe entre el contenido de agua en las rocas del subsuelo y su resistividad. En base al tipo de campos que utilizan, estos métodos se clasifican en eléctricos (corriente continua) y electromagnéticos (corriente alterna o transitoria). En los primeros se establece un campo de corriente en el subsuelo por medio de la inyección de corriente continua en un par de electrodos y en los segundos a través de la inducción electromagnética creada por una fuente de campo variable en tiempo.

Debido a que cada uno de estos métodos tiene sus fortalezas y debilidades, es recomendable aplicar más de un método a una zona de estudio dada, y si existe información independiente (conocida como información *a priori*), emplearla para reducir la incertidumbre inherente que cualquier método geofísico posee. Debido a estas limitaciones, no es raro encontrar la presencia de algún grado de discrepancia entre los resultados de dos métodos geoeléctricos, producido por factores tales como diferentes grados de no-unicidad, calidad de los datos, densidad espacial o temporal de los datos o simplemente a la disponibilidad de diferentes herramientas de interpretación. Ciertamente, uno aprende más al tratar de encontrar las razones de las contradicciones que con la simple aplicación de un solo método.

El acuífero del Valle de Guadalupe es particularmente importante para el desarrollo económico y social de la región pues de su acuífero se abastece la principal zona

vitivinícola del país y provee aproximadamente 20% de las necesidades de agua potable de la ciudad de Ensenada. Esta extracción de agua subterránea ha provocado un abatimiento del nivel freático. Adicionalmente, en los últimos años diversas agrupaciones sociales y de profesionistas se han manifestado en contra de la explotación y exportación de arena de los lechos de los arroyos de la región norte de Baja California, entre ellos del arroyo Guadalupe, aduciendo como posibles efectos geohidrológicos adversos el aumento de la evaporación en la porción superior del nivel freático, el creciente riesgo de contaminación, la reducción de aporte de sedimentos a las playas y la disminución de la recarga al acuífero (Vázquez, 2000). Estos problemas han despertado el interés de varios investigadores del CICESE quienes, a través de proyectos de investigación, han realizado estudios dirigidos a resolver aspectos geohidrológicos de esta cuenca (Kurczyn-Robledo et al, 2007; Nájera, 2006; Vázquez et al, 2007; Antonio et al, 2007; Flores y López, 2007a, 2007b; Campos, 2008)

En este trabajo se describe el uso integrado de métodos eléctricos y electromagnéticos en tres perfiles cortos (aproximadamente de 100 m de longitud) ubicados en el lecho del arroyo Guadalupe, Baja California. En ellos se realizaron mediciones con los métodos geofísicos de VLF (Very Low Frequency), sondeos electromagnéticos transitorios (TDEM), sondeos eléctricos verticales (SEV) y mediciones en un pequeño perfil con el arreglo dipolo-dipolo. Adicionalmente, se reinterpretaron varios SEV adquiridos por Díaz (1986) en el año de 1985.

## I.1 LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

El Valle de Guadalupe se ubica en el noroeste de Baja California (Figura 1), en las coordenadas  $32^{\circ} 06'$  latitud Norte,  $116^{\circ} 31'$  longitud Oeste, aproximadamente a 37 km de la Ciudad de Ensenada. La principal vía de acceso es la carretera Federal No. 3, que comunica a las ciudades de Ensenada y Tecate. El resto del área se recorre por caminos de terracería, transitables todo el año. El clima de la zona es de tipo semidesértico mediterráneo. La precipitación media anual es de aproximadamente 350 mm, con una estación de lluvias de noviembre a marzo. Campos (2008) presenta y discute varios aspectos geohidrológicos de esta cuenca.

La zona de estudio está situada en el Batolito Peninsular, por lo que las litologías que afloran en los cerros circundantes y que subyacen a la cuenca son principalmente rocas cretácicas de afinidad granítica, con contribuciones menores de dioritas y gabros (Figura 1). El Valle es una depresión tectónica (posiblemente del Cuaternario) limitada por fallas normales  $NE35^{\circ}SW$ . Según Andrade (1997), hay evidencias de un par de sistemas de fallas normales posteriores al sistema principal de tendencias  $NE45^{\circ}SW$  y  $NW-SE$ . Globalmente, el Valle presenta una tendencia  $NE-SW$  y se puede dividir en las cuencas noreste y suroeste, también conocidas como fosas Calafia y El Porvenir, respectivamente (Andrade, 1997). En la primera está localizada nuestra zona de estudio (Figura 1). La segunda está caracterizada por ser más ancha pero menos profunda que la fosa Calafia. El límite entre las dos fosas está ubicado donde la carretera Ensenada-Tecate cruza el valle, en la esquina inferior izquierda de la Figura 1. Según Díaz (1986), la fosa Calafia tiene una profundidad máxima de aproximadamente 180 m (Figura 2), y según Andrade (1997), de

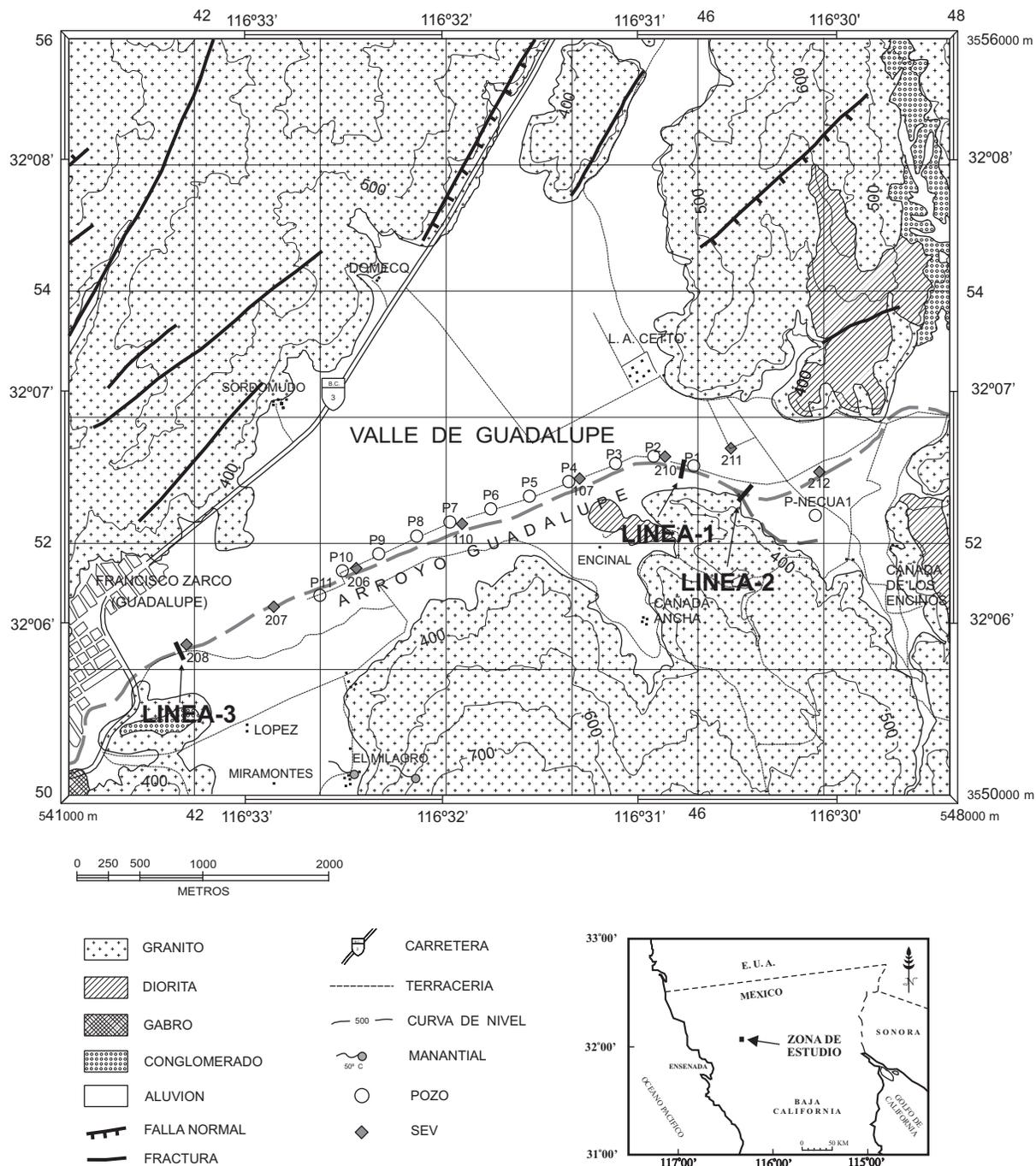


Figura 1. Geología y localización de la Fosa Calafia (CETENAL, 1976; INEGI, 1996). Se indican la ubicación de las tres líneas de este trabajo, los pozos de la Figura 3 y los sondeos eléctricos reinterpretados (Díaz, 1986). Se incluye la localización del Valle de Guadalupe.

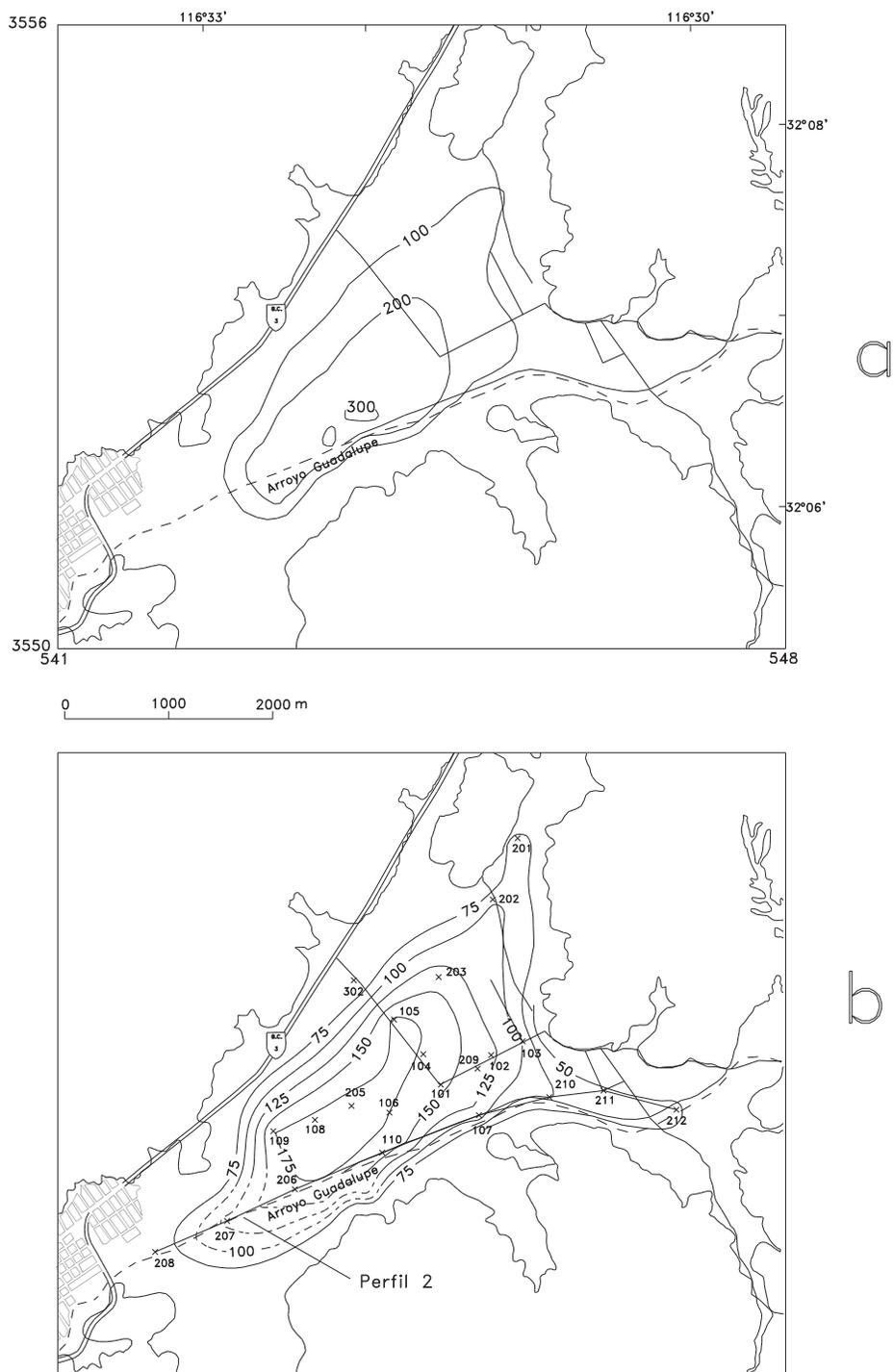


Figura 2. Profundidades al basamento resistivo de a) Andrade (1997) y de b) Díaz (1986). Se indican la ubicación del perfil 2 y los sondeos eléctricos verticales de Díaz (1986).

aproximadamente 310 m. La Comisión Nacional del Agua (Beltrán, 1998a) considera esta última interpretación como la válida.

Los depósitos sedimentarios del Valle están constituidos por clastos de diferente granulometría, tales como arenas, gravas, cantos rodados y arcillas, con una buena permeabilidad que favorece el almacenamiento de agua subterránea en un acuífero libre intermontano. Las columnas litológicas (Figura 3) en los pozos de la Figura 1 indican una baja correlación lateral entre los diferentes estratos.

## **I.2 ESTUDIOS PREVIOS**

El área ha sido objeto de diferentes estudios geohidrológicos (SARH, 1967; SARH, 1977; Andrade, 1997; CNA, 1998; Beltrán, 1998a y 1998b; CNA, 2003, Campos, 2008). Antes del año de 2003, el único estudio geofísico realizado en la fosa Calafia es el de Díaz (1986), quien estimó la profundidad al basamento impermeable con 22 SEVs (Figura 2a). En esta tesis nosotros reinterpretamos sus sondeos ubicados a lo largo del arroyo Guadalupe. En el reporte de Andrade (1997), donde también se reportan profundidades al basamento, no es claro si ellas están basadas en los sondeos de Díaz (1986) o en un estudio geoelectrico independiente. Recientemente se ha llevado a cabo un estudio gravimétrico (Vázquez et al, 2007) y otro con sondeos magnetoteléuricos (Antonio et al, 2007).

## **I.3 OBJETIVOS**

Dentro de las metas a alcanzar en esta tesis están, por un lado, el aportar nueva información geofísica para estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo

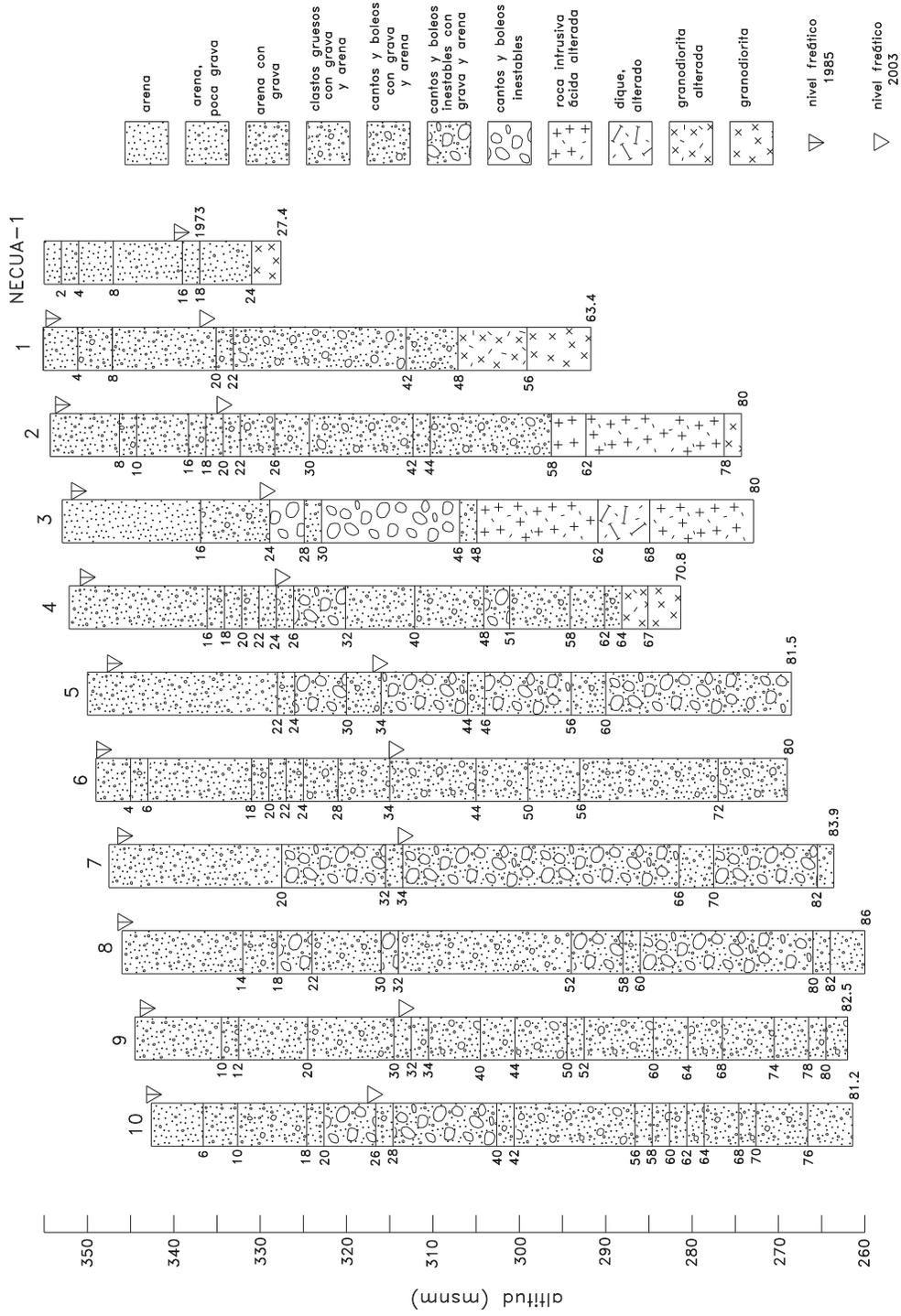


Figura 3. Litología en los pozos operados por la CESPE y en el Necua-1. Se indican las profundidades al nivel freático en los años de 1985 y 2003 ( de SARH, 1985 y CNA, 2003).

en el valle de Guadalupe. Con este fin se usan cuatro métodos geoelectricos en tres sitios, y se reinterpretan algunos sondeos previos. Por otro lado, se pretende evaluar las fortalezas y debilidades de estos métodos, así como explorar la aplicación de los sondeos electromagnéticos transitorios para investigación somera.

## II. LOS DATOS GEOFÍSICOS

En esta tesis se analizan dos grupos de datos. El primero consta de varios datos geoelectrónicos adquiridos en tres líneas ubicadas en el lecho del arroyo Guadalupe, donde se aplicaron los métodos de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), perfilaje electromagnético de baja frecuencia (conocido como VLF) y sondeo electromagnéticos transitorios (conocido como sondeos TDEM). Además, en una de ellas se midió un pequeño perfil con el método dipolo-dipolo. Las direcciones de estas líneas son perpendiculares al arroyo Guadalupe y tienen longitudes de aproximadamente 100 m (Figura 4). Todas las líneas se estacaron con espaciamientos regulares de 7.5 o 10 m y sus alturas relativas fueron medidas con un teodolito digital Sokkia modelo DT5A. El segundo grupo está formado por 8 SEVs medidos en el año de 1985 por Díaz (1985), los cuales están distribuidos a lo largo de la ribera del Arroyo Guadalupe en el perfil 2 (Figura 4).

Adicionalmente se usó el método electromagnético Slingram de baja frecuencia, útil para estimar la resistividad del subsuelo hasta profundidades del orden de 30 m. En las tres líneas se realizaron mediciones con el equipo EM34 de Geonics, usando los arreglos de bobinas horizontales coplanares y bobinas verticales coplanares con las separaciones de 10, 20 y 40 m entre bobinas. Desafortunadamente, la mayoría de estos datos no fueron confiables debido a un desperfecto del equipo.

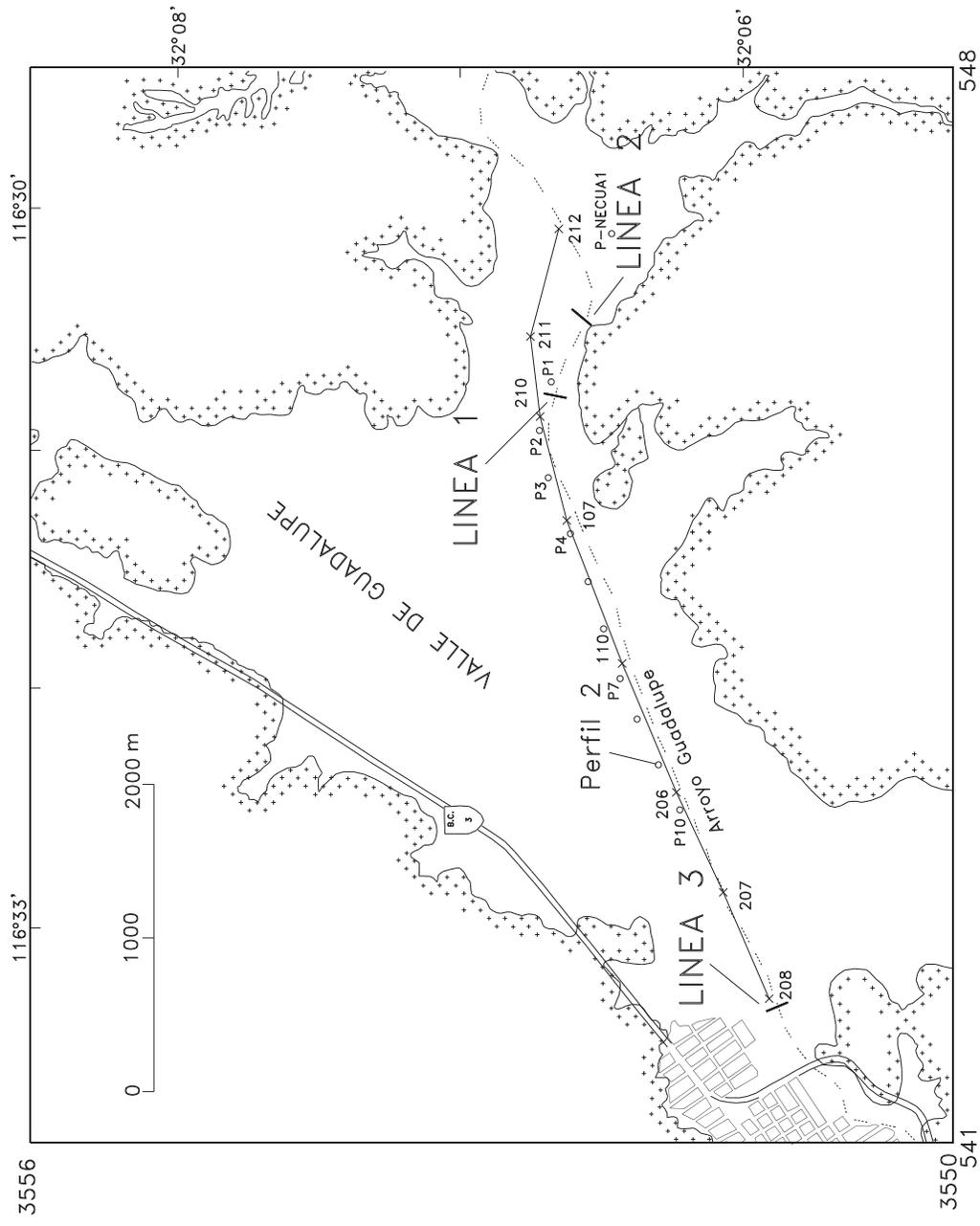


Figura 4. Localización de las tres líneas de estudio y el perfil (perfil 2) de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de Díaz (1985). También se incluyen los pozos (círculos) usados en este trabajo.

Las especificaciones de estas líneas son las siguientes:

*LINEA 1.* De longitud 127.5 m, tiene un rumbo NE14° y se encuentra 58 m al noroeste del Pozo 1 de la CESPE (Figura 4). Esta localidad fue seleccionada para correlacionar y constreñir los resultados geofísicos con la columna geológica y nivel freático medidos en este pozo. Esta línea es la que tiene el mayor número de mediciones geofísicas. Algunos de estos datos están perturbados por el tubo del acueducto de agua potable de la CESPE, el cual corre paralelo al arroyo.

*LINEA 2.* Con el fin de reducir la influencia de este tubo, esta línea se situó aproximadamente a 460 m, aguas arriba, del Pozo 1 de CESPE (Figura 4). Su longitud es de 112.5 m y tiene un rumbo NE34°. Un rasgo topográfico importante es la presencia de un afloramiento granítico a tan solo 5 m del extremo suroeste de la línea, expresado como una pared de pendientes mayores a los 45 grados. La presencia lateral de un cuerpo resistivo, como se verá más adelante, tiene consecuencias en la interpretación de los datos.

*LINEA 3.* Esta línea se localiza a 4.3 km al suroeste de la Línea 1 (Figura 4), a 400 m al noreste del puente de la carretera federal Ensenada-Tecate. El perfil tiene una longitud de 98 m y rumbo NW27°. Aquí ya no existe el tubo de la CESPE ni hay evidencias superficiales de contrastes laterales de resistividad, como ocurrió en las otras líneas. Sin embargo, uno de los métodos geofísicos dio una respuesta anómala asociada a una cerca de alambre localizada en el extremo del perfil.

## II.1 LOS MÉTODOS DE CORRIENTE DIRECTA

En este trabajo se aplicaron dos métodos basados en la inyección de corriente directa al subsuelo: Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y perfilaje dipolo-dipolo. El objetivo de ambos es estimar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo a partir de la medición en superficie de la caída de potencial entre dos electrodos producida por la inyección de corriente directa en otro par de electrodos.

El método SEV es la técnica de exploración geofísica más utilizada con fines geohidrológicos, en particular en su modalidad de arreglo Schlumberger. En este arreglo (Figura 5a) tanto los electrodos de corriente  $A$  y  $B$  como los de potencial  $M$  y  $N$  se colocan simétricamente respecto a un punto central  $O$ . La diferencia de potencial  $\Delta V$  entre los electrodos de potencial se mide al inyectar al terreno una corriente  $I$  por medio de los electrodos de corriente. Para aumentar la profundidad de penetración de la corriente y por lo tanto aumentar la profundidad de investigación, los electrodos de corriente progresivamente se separan, manteniendo fijos los electrodos de potencial. Este método es particularmente eficaz cuando la variación principal de la resistividad está restringida a la dirección vertical, la cual se denomina en Geofísica como uni-dimensional o 1D. Esta suposición generalmente es válida en cuencas hidrológicas (Orellana, 1972).

El arreglo tetraelectródico dipolo-dipolo es más adecuado en el estudio de subsuelos donde, además de existir la variación vertical de la resistividad, hay variaciones laterales. En este arreglo (Figura 5a) la separación intradipolar ( $a$ ) entre los electrodos de corriente y

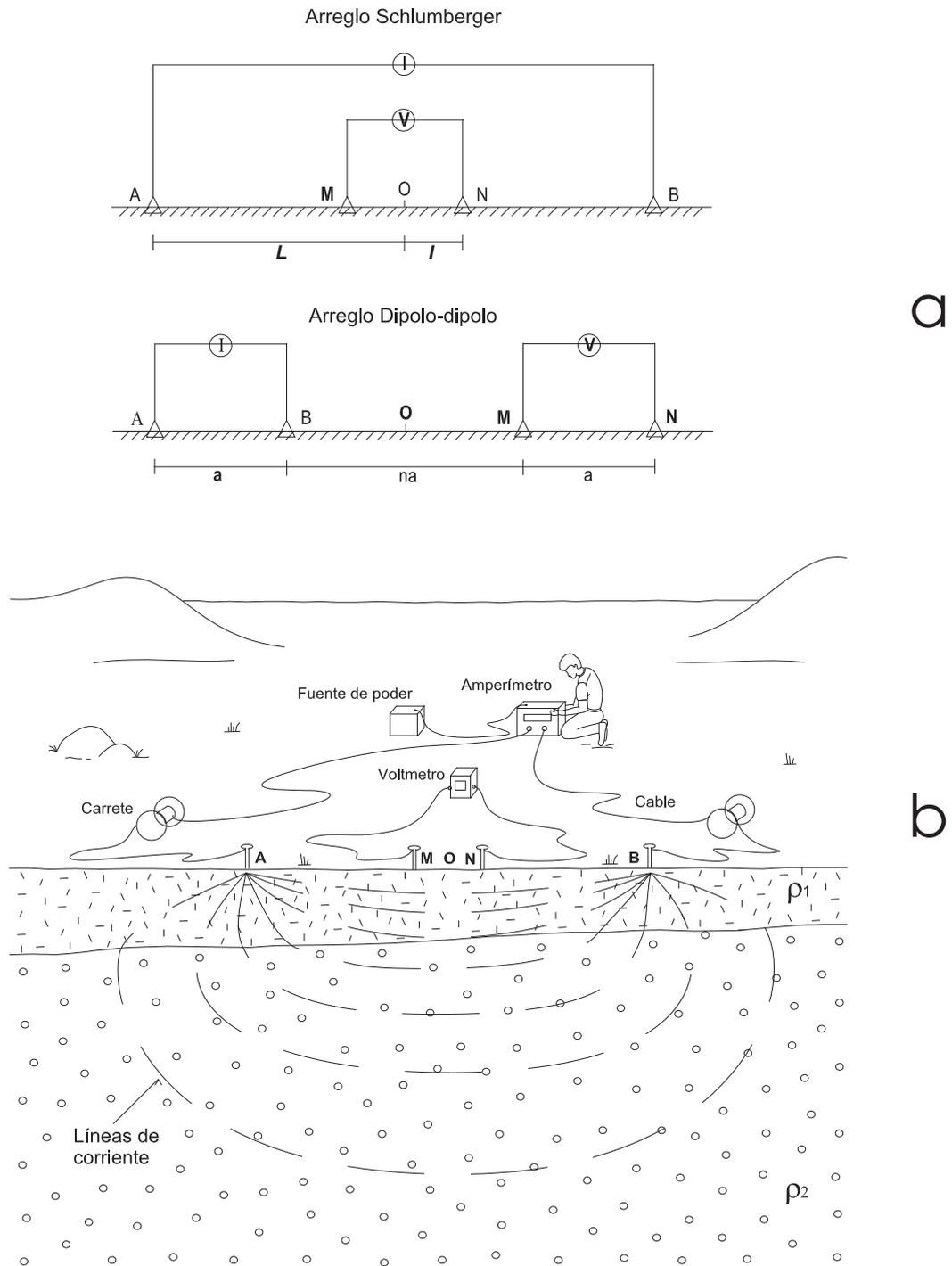


Figura 5. a) Disposición geométrica de los electrodos de corriente (A y B) y de potencial (M y N) en los arreglos Schlumberger y dipolo-dipolo. b) Modo de operación de un sondeo eléctrico vertical Schlumberger.

los de potencial se mantiene constante y la separación interdipolar ( $na$ ) se incrementa en pasos, donde  $n$  generalmente es un entero positivo. A su vez, el arreglo se mueve a lo largo de un perfil para explorar la variación lateral de la resistividad.

En ambos métodos la respuesta del terreno se expresa como una resistividad aparente  $\rho_a$ ,

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

donde  $K$  es un factor geométrico que depende de las distancias entre electrodos, dada por

$$K = \frac{\pi (L^2 - l^2)}{4 l} \quad (2)$$

y

$$K = -\pi n a (n+1)(n+2)$$

para los sondeos Schlumberger y dipolo-dipolo, respectivamente,  $\Delta V$  es la diferencia de potencial medida entre un par de electrodos e  $I$  es la intensidad de corriente inyectada.

En el levantamiento de los datos de campo se utilizaron los equipos de resistividad eléctrica TOPO I, construido por el M. C. Jesús Brassea, y el BISON modelo 2390, ambos propiedad del CICESE. Los equipos están compuestos por un transmisor, un receptor, cables y electrodos (Figura 5b). En el caso del TOPO I, el transmisor y el receptor están

contenidos en un módulo, mientras que en el BISON son módulos independientes. Básicamente el transmisor está conformado por una fuente de poder, un amperímetro y el receptor por un voltímetro.

### **II.1.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES**

#### **LINEA 1**

Dos sondeos perpendiculares fueron levantados en esta línea, con un origen común en la estaca 37.5, localizada en el centro del arroyo (Figura 6b). El sondeo 1a se realizó con una apertura electródica máxima ( $AB/2$ ) de 50 m, expandiendo los electrodos en la dirección perpendicular al arroyo. En el sondeo 1b los electrodos se abrieron en la dirección paralela al arroyo, con  $AB/2$  máxima de 250 m. La dirección recomendada en Geofísica para realizar un sondeo sobre una estructura presumiblemente bidimensional, como pudiera ser el arroyo, es separando los electrodos en la dirección perpendicular a la estructura. Esta recomendación fue seguida en el SEV 1a, pero hasta aperturas de 50 m, debido a que la presencia de maleza muy densa impidió hacerlo para aperturas mayores.

Con el objeto de tener una buena definición de las curvas de resistividad aparente, todos los sondeos levantados fueron realizados con una densidad espacial relativamente alta de 10 valores de  $AB/2$  por década. En relación al procesamiento de estos datos, los voltajes e intensidades de corriente medidos fueron transformados a resistividades aparentes usando la expresión (1) y corregidos por los “saltos de empalme”, un proceso que es descrito a continuación.

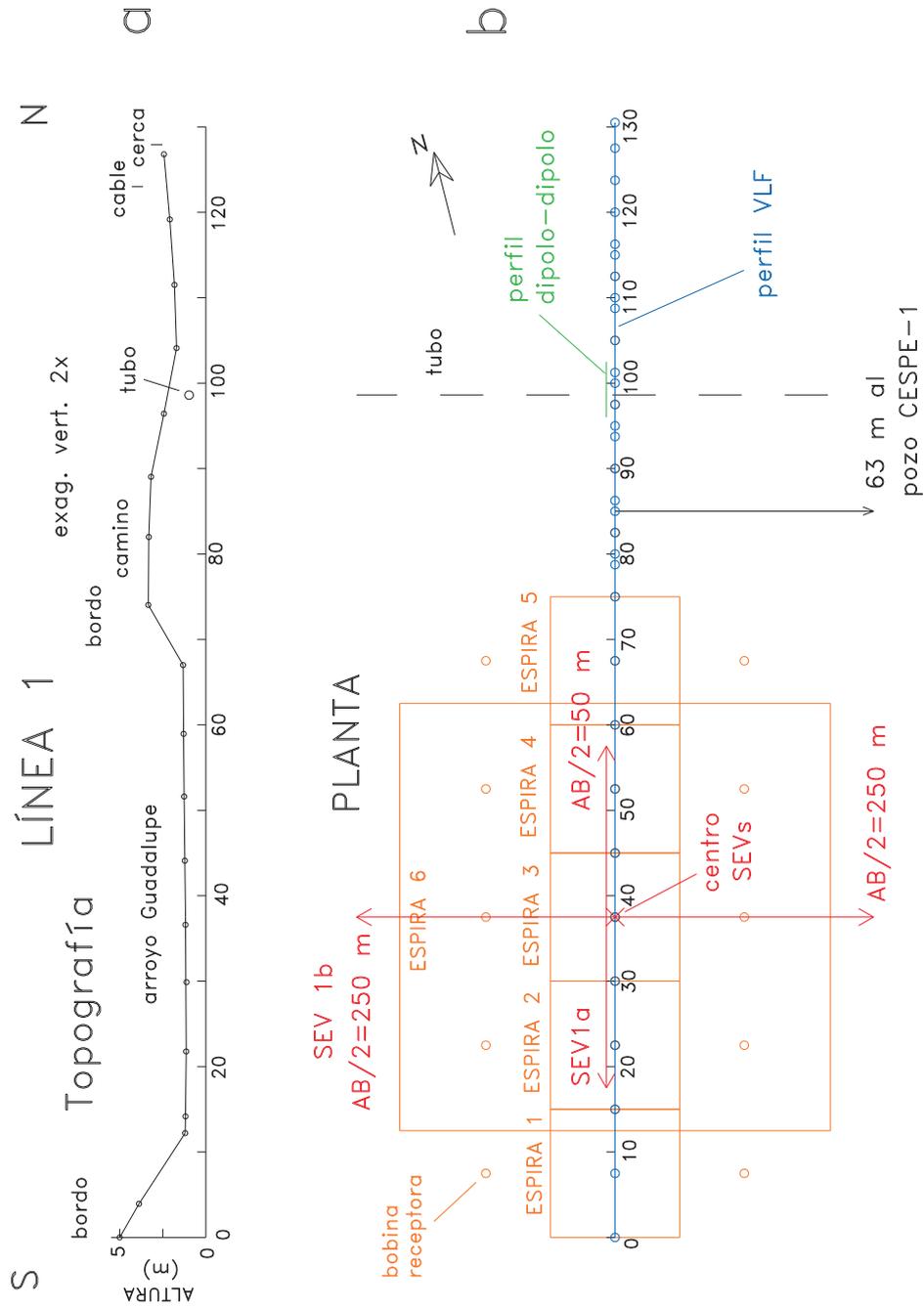


Figura 6. Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: los centros y expansión de electrodos de los SEVs 1a y 1b (rojo), las estaciones de medición con el método VLF (azul), el perfil dipolo-dipolo (verde), las espiras y bobinas receptoras de los sondeos TDEM (naranja). También se indican las ubicaciones del pozo CESPE-1 y la inferida del tubo metálico (acueducto).

En la práctica del sondeo Schlumberger se empieza con una apertura pequeña fija entre los electrodos de potencial (digamos,  $MN/2=0.5$  m) y se hacen las mediciones en aperturas crecientes entre los electrodos de corriente, hasta que para una apertura (digamos,  $AB/2=20$  m) la diferencia de potencial es muy pequeña. Para incrementar este voltaje se realiza otra medición con el mismo valor de  $AB/2$  pero aumentando la separación entre los electrodos de potencial (digamos, a  $MN/2=2$  m). De esta forma se tienen dos estimaciones de la resistividad aparente para la misma apertura  $AB/2$ , que definen el llamado punto de empalme. En un subsuelo donde la resistividad varía solo con la profundidad, las dos resistividades aparentes en el punto de empalme son iguales. En la práctica esta situación raramente se presenta pues, aún cuando la variación principal de la resistividad sea con la profundidad, generalmente existen variaciones laterales cerca de los electrodos de potencial que ocasionan que las dos resistividades aparentes no sean iguales. De esta forma se tiene una curva de resistividad aparente compuesta de varios segmentos, discontinua en los puntos de empalme. La corrección por empalmes consiste, entonces, en obtener una curva continua de resistividades aparentes. La práctica común para llevarla a cabo consiste en fijar uno de los segmentos y desplazar verticalmente, en el gráfico  $\log \rho_a$  vs.  $\log AB/2$ , los demás segmentos hasta obtener una curva continua. Algunos geofísicos prefieren fijar el segmento correspondiente al  $MN/2$  más corto mientras que otros prefieren fijar el de  $MN/2$  más grande. Sin embargo, a nuestro parecer, no existe un argumento suficientemente fuerte para preferir una de las dos opciones, e inclusive hacia fijar un segmento de  $MN/2$  intermedia.

En este trabajo se siguió un procedimiento que incluye todas las opciones, sin dar preferencia a ninguna. Si una curva de campo está compuesta por  $n$  segmentos, se construyen  $n$  curvas de resistividad aparente manteniendo fijo un segmento diferente en cada una de ellas. Para cada valor de  $AB/2$ , la resistividad aparente corregida por empalmes se estima del promedio logarítmico de los  $n$  valores. Adicionalmente, este proceso permite definir la incertidumbre de los datos en la forma de una desviación estándar. Esta información de las desviaciones estándar es útil en la inversión de los datos. Como una medida adicional para incrementar la confianza en los datos, al realizar el levantamiento del sondeo, en lugar de definir un solo punto de empalme entre cada segmento, se definieron dos puntos. Esto nos permitió descartar el punto con mayor salto entre resistividades aparentes.

La Figura 7 muestra los datos originales de los SEV 1a y 1b. Por claridad, todas las resistividades aparentes del SEV 1a están desplazadas dos décadas hacia arriba y las del SEV 1b una década. Se usan diferentes símbolos para diferenciar los diferentes segmentos. La ventaja del uso de dos puntos de empalme está ilustrada entre el primer y segundo segmentos de ambos sondeos, donde los segundos puntos de empalme están fuera de la tendencia de las curvas, indicando que la corrección debe realizarse con los primeros puntos. En la porción inferior de esta figura se encuentran las dos curvas ya corregidas, mostrando datos de buena calidad a juzgar por la continuidad de las curvas y sus barras de error pequeñas. Las desviaciones estándar tienen valores de 4.2% y 2.6%, respectivamente. La curva del SEV 1b indica la presencia de resistividades relativamente altas cerca de la superficie y un conductor a profundidad que está subyacente por un medio de mayor

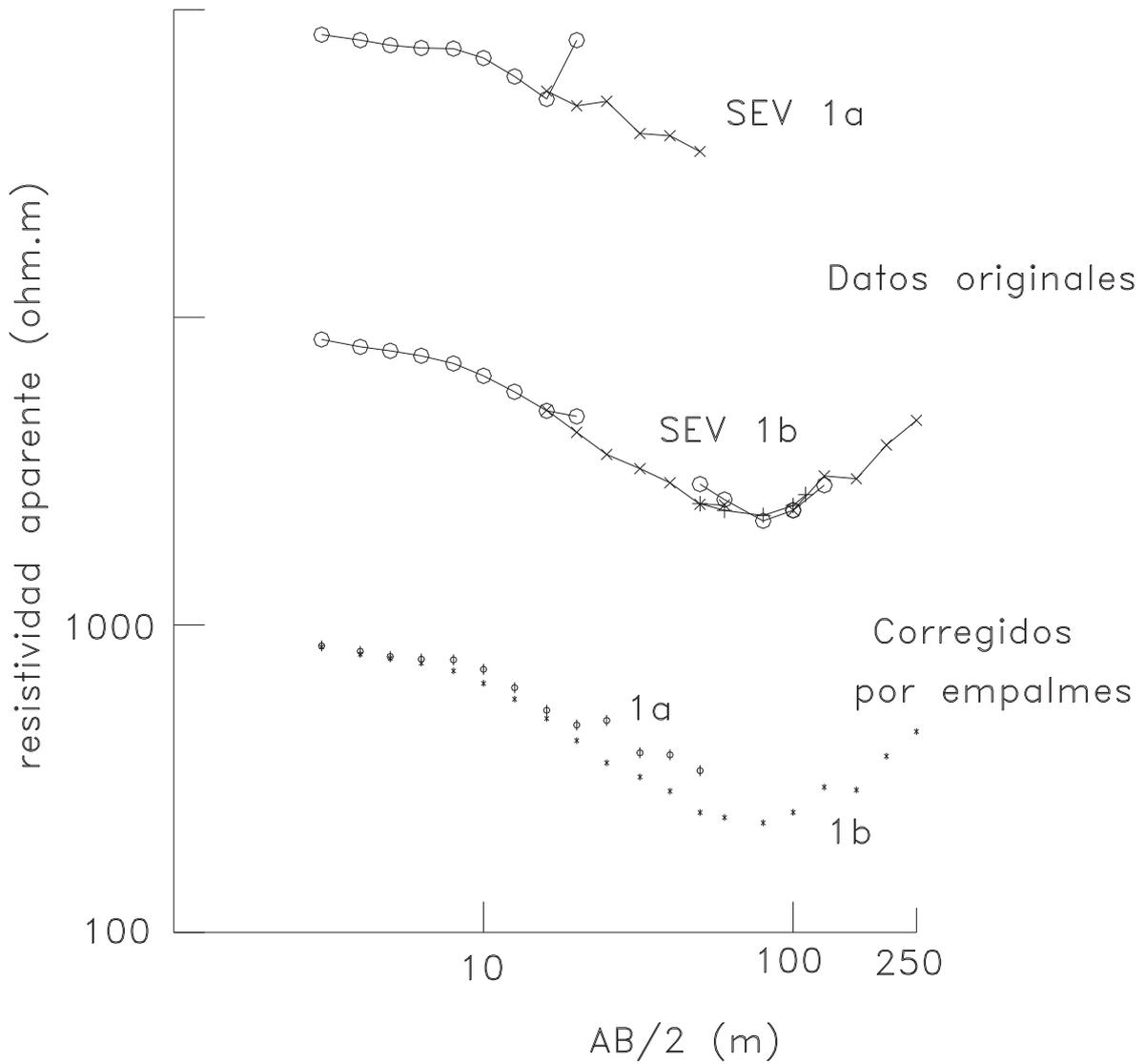


Figura 7. Datos originales de los SEVs 1a y 1b. Se muestran graficados dos décadas (SEV1a) y una década (SEV1b) más arriba para evitar confusión. En la parte inferior se muestran las resistividades aparentes corregidas por empalme y sus barras de error.

resistividad. La mayoría de los sondeos eléctricos analizados en esta tesis tienen estas características. Comparando las curvas de los dos sondeos se aprecia que ellas son casi coincidentes hasta aperturas ( $AB/2$ ) de hasta 20 m, sugiriendo que la estructura eléctrica es lateralmente homogénea hasta los 10 m de profundidad. Sin embargo, a partir de la apertura de 25 m las resistividades aparentes del SEV 1a se incrementan y separan de la tendencia del SEV 1b. Aunque este rasgo podría interpretarse como una evidencia de un subsuelo lateralmente heterogéneo a profundidad, es muy posible que esta anomalía sea producida por el paso de uno de los electrodos de corriente por el bordo septentrional del arroyo, que está formado por bloques graníticos. Estas rocas debieron de haber sido colocadas ahí como cimiento del camino y como protección a los pozos en el caso eventual de un desbordamiento del arroyo.

## **LINEA 2**

En esta línea se levantó un sondeo paralelo al arroyo (SEV 2) con centro en la estaca 49 (punto central del arroyo), con apertura máxima ( $AB/2$ ) de 250 m. El origen del sondeo se encuentra a 54 m de la pared granítica y es aproximadamente paralelo a ella (Figura 8). Los datos son de buena calidad (Figura 9), con incertidumbres en las resistividades aparentes de 8%. La forma de la curva de resistividad aparente es similar a la de los sondeos de la Línea 1.

Se intentó levantar otro sondeo Schlumberger a 25 m de la pared con el objeto de estimar el buzamiento del bloque granítico. Desafortunadamente, los datos tuvieron una dispersión muy alta, resultando prácticamente inservibles. Las altas resistencias de contacto

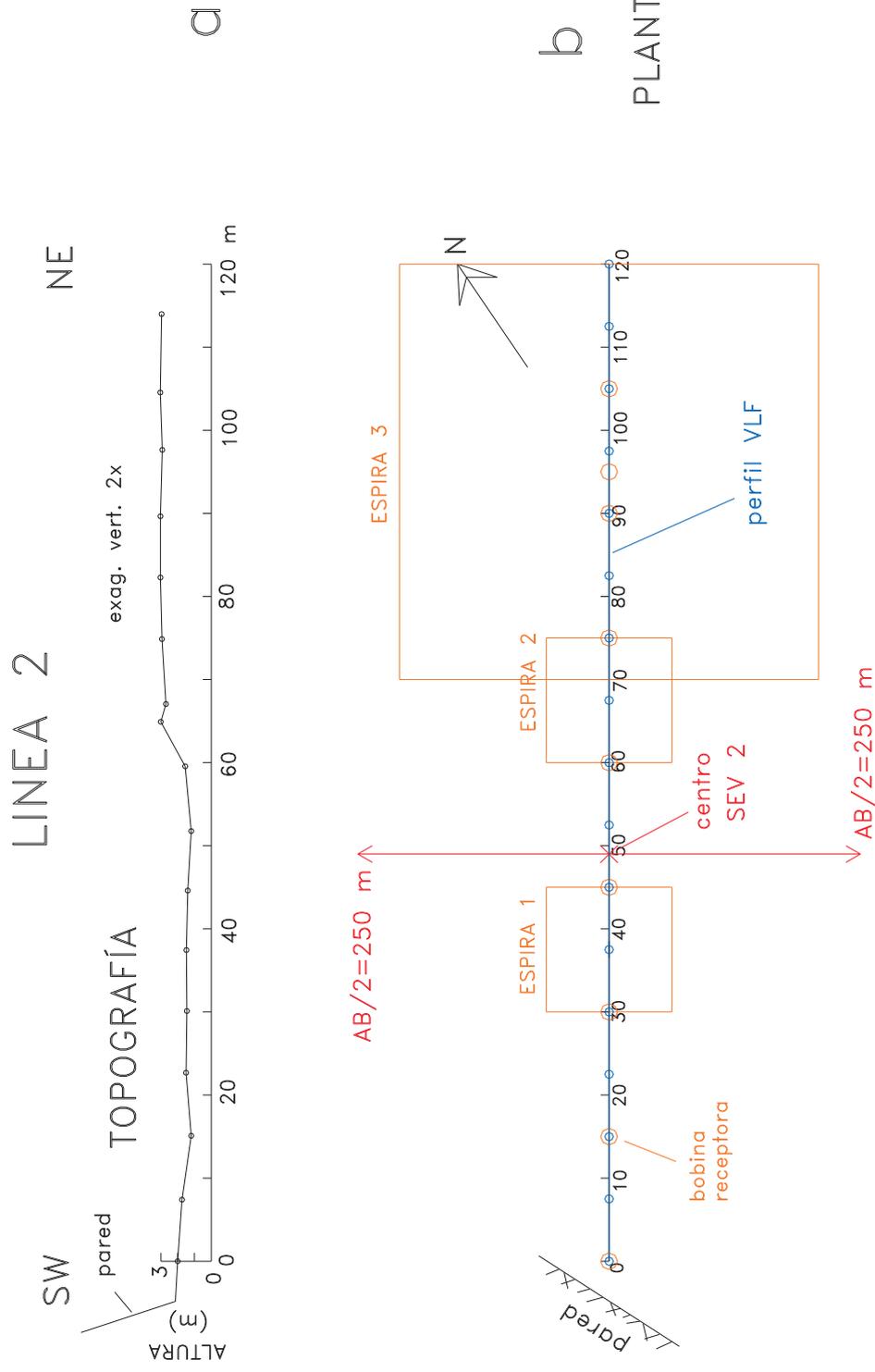


Figura 8. Línea 2. a) Perfil topográfico. Nótese la presencia de un afloramiento granítico (pared) en el extremo SW del perfil. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: el origen y dirección de apertura de electrodos del SEV (rojo), las estaciones del perfil VLF (azul), las espiras y receptores de los sondeos TDEM (naranja). También se indica la ubicación y rumbo de la pared granítica.

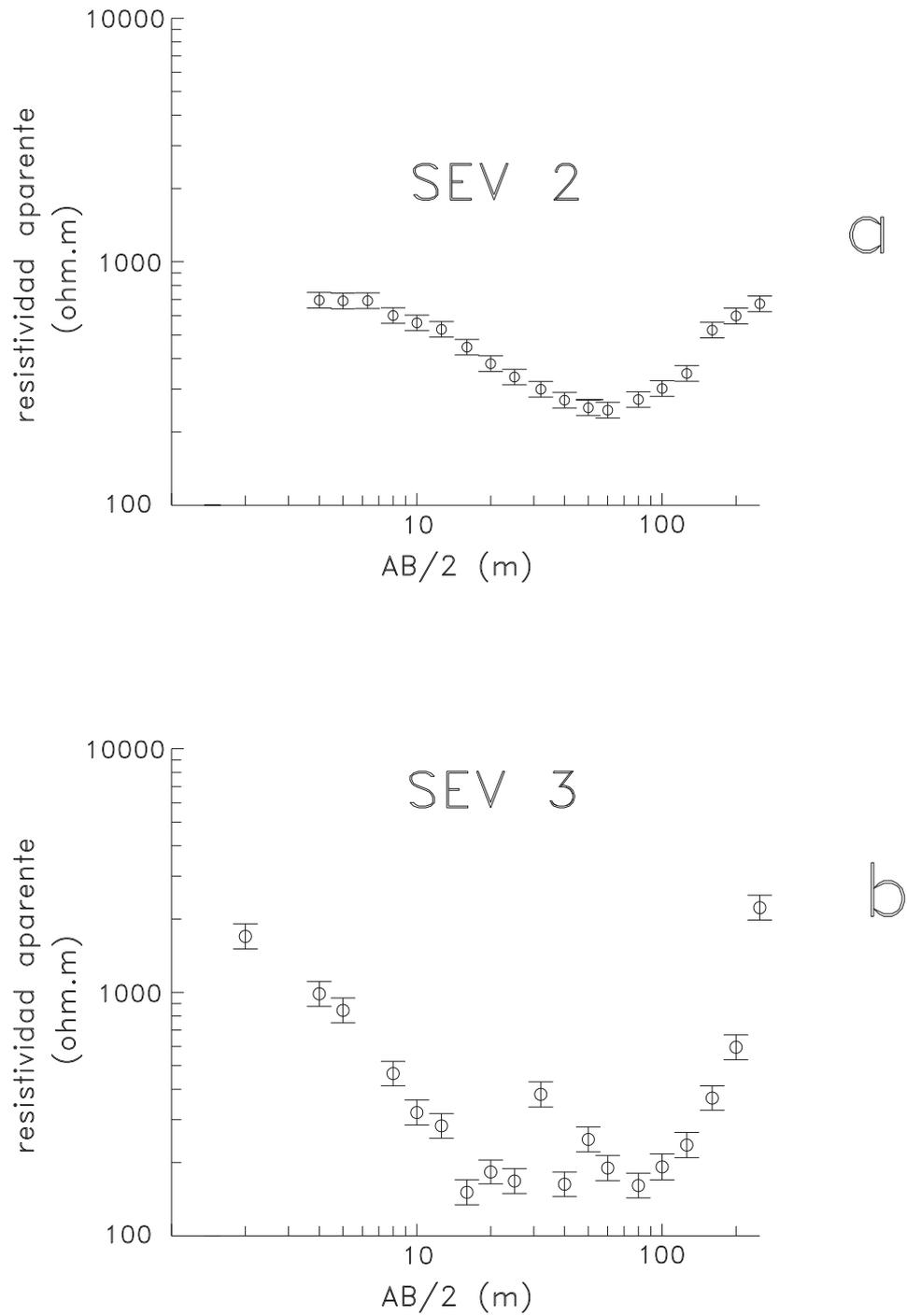


Figura 9. Valores observados de resistividad aparente en función de la apertura eléctrica (AB/2). a) SEV 2. b) SEV 3.

asociadas con la capa superficial de arena seca impidieron inyectar intensidades de corriente adecuadas, que fueron menores en un factor de 20 a 30 respecto a las corrientes inyectadas en los sondeos 1a y 1b. Cabe hacer notar que este sondeo se intentó realizar en el mes de septiembre, seis meses después de la última lluvia. Como se verá mas adelante, problemas similares se presentaron en el sondeo de la Línea 3.

### **LINEA 3**

El SEV 3 también se realizó con apertura de electrodos en dirección paralela al arroyo y  $AB/2$  máxima de 250 m. Su centro está situado en la estaca 49 (Figura 10). Este sondeo también fue levantado en el mes de septiembre y similarmente al segundo sondeo de la Línea 2, los datos resultaron de mala calidad. Para eliminar la posibilidad de que el equipo de medición estuviera trabajando mal, el sondeo se realizó dos veces, usando los equipos Bison y Topo-1 en cada una de ellas. Los datos fueron similares en términos de su baja calidad. Asimismo, se tomaron remedios como enterrar más profundo los electrodos y el empleo de agua salada para disminuir la resistencia de contacto. La Figura 9b muestra los datos corregidos por empalme después de haber seleccionado los segmentos que mostraron la mayor continuidad, donde es obvio que la curva de resistividad aparente no es tan suave como en los sondeos 1b y 2. Las desviaciones estándar de estos datos son de aproximadamente 12%.

#### **II.1.2 PERFIL DIPOLO-DIPOLO**

En la Línea 1 también se levantó un pequeño perfil de 7 m de longitud sobre el tubo del acueducto de la CESPE, usando para ello el arreglo dipolo-dipolo con corriente directa.

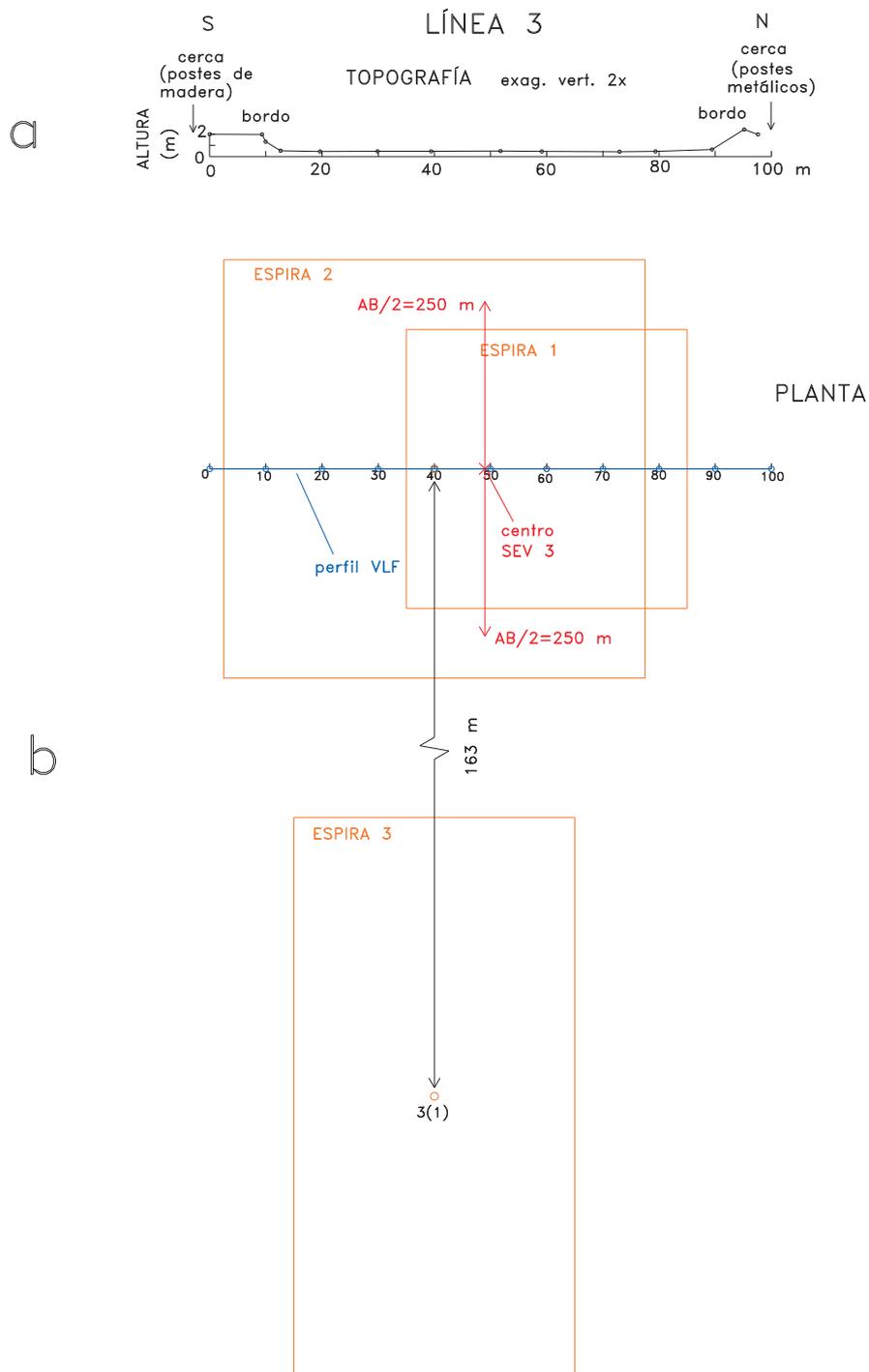


Figura 10. Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta mostrando la ubicación de: el centro y la dirección de la apertura de electrodos del SEV 3 (rojo), las estaciones del perfil VLF (azul), las espiras y receptores de los sondeos TDEM (naranja).

Dado que a este tipo de tubería comúnmente se le protege de la corrosión con algún tipo de impermeabilización, la cual funciona como un aislante eléctrico, inicialmente se supuso que el metal del tubo está aislado galvánicamente al flujo de corriente impuesto por los electrodos de corriente y, por lo tanto, su presencia no afecta a las mediciones de los SEV. Como veremos en la sección II.2, este tubo no está aislado a la inducción electromagnética de corriente pues él responde con una fuerte anomalía en método electromagnético VLF. Entonces, el objetivo buscado con este perfil fue el de probar la hipótesis del aislamiento galvánico.

El perfil inicia en la estaca 96 de la Línea 1 y termina en la 103 (Figura 6). Se usó una sola separación intradipolar ( $a$ ) de 0.5 m, con separaciones interdipolares ( $n$ ) desde 1 hasta 12, resultando en un total de 78 mediciones de voltaje y corriente, los cuales fueron transformados a resistividades aparentes con la expresión (1). Los datos observados se muestran en la Figura 11 en el formato convencional de pseudosección con contornos de resistividades aparentes. Los valores de los contornos están logarítmicamente equiespaciados, con 3 contornos por década. En esta figura se puede observar que en la diagonal que inicia bajo la estaca 96.75 se presentan dos resistividades aparentes para cada punto de atribución. Los valores inferiores son el resultado de una prueba realizada varios meses antes de levantar el perfil completo y sirven para estimar la reproducibilidad de los datos. A partir de estos 11 valores dobles se estima una desviación estándar promedio de 8.9% de década, que en escala lineal se traduce a un error de aproximadamente 23%. El rasgo más relevante de la pseudosección es el mínimo de resistividad aparente que se presenta abajo de la estaca 100, que es la misma ubicación donde el perfil de VLF muestra

DIPOLO-DIPOLO Línea 1  
Pseudosección  
observada

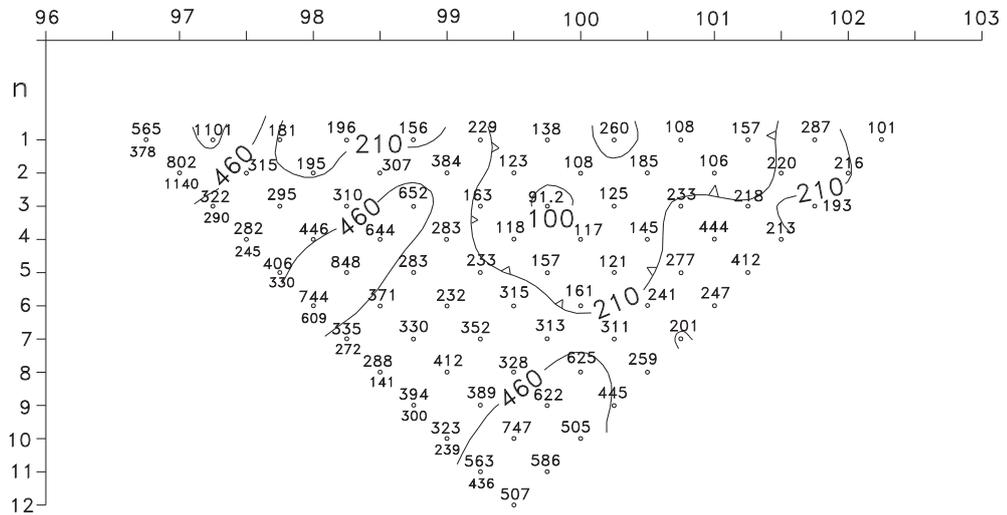


Figura 11. Pseudosección observada de resistividades aparentes en el perfil dipolo-dipolo levantado sobre el tubo de la Línea 1.

la anomalía asociada al tubo. Esto indica que la impermeabilización del tubo no es tan eficiente como para aislarlo del flujo de corriente. Además, se puede notar que existen otras anomalías fuera del mínimo de resistividad que deben ser producidas por variaciones de la resistividad en los sedimentos.

### **II.1.3 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES PREVIOS**

La localización de los 8 SEVs de Díaz (1986), ubicados en la ribera del Arroyo Guadalupe, se muestra en la Figura 4. Cada sondeo tiene 24 datos de resistividad aparente que cubren las aperturas electrónicas desde 1 hasta 400 m. A juzgar por la buena densidad de valores de resistividad aparente por década y la continuidad de ellos, estos datos son de muy buena calidad. Ellos se muestran en la Figuras 28 a 35 del Capítulo III. Debido a que Díaz (1986) solo reporta las resistividades aparentes corregidas por empalme, los errores de los datos no pudieron estimarse como lo hicimos con nuestros sondeos. Comparando con las desviaciones estándar estimadas en nuestros cuatro sondeos, a los datos de Díaz se les asignaron valores de 1% a 5%.

### **II.2 EL MÉTODO VLF**

El método VLF (*Very Low Frequency*) es un método electromagnético de exploración geofísica basado en la propagación de ondas electromagnéticas en el subsuelo. La fuente de estas ondas son potentes antenas militares ubicadas en algunos puntos alrededor del mundo (Figura 12a). El método trabaja en el intervalo de frecuencias de 15 a 25 KHz, considerado como de muy bajas frecuencias en el ámbito de las

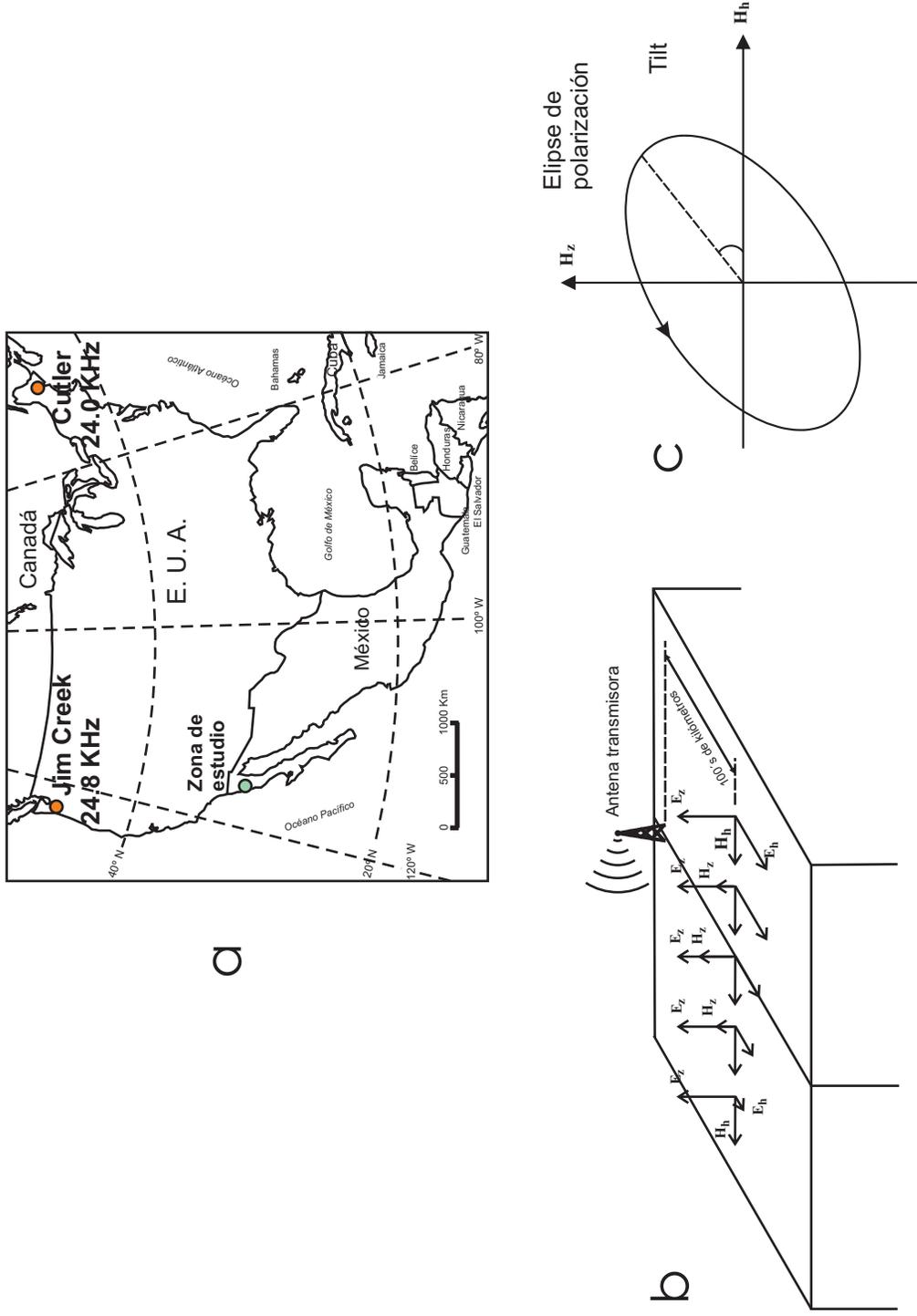


Figura 12. a) Localización de las antenas transmisoras de VLF usadas en este estudio en la vecindad del área de estudio. b) Componentes del campo electromagnético VLF a lo largo de un perfil perpendicular a un contacto vertical. c) Elipse de polarización formada por las componentes horizontal y vertical del campo magnético. El ángulo es el “tilt”.

radiocomunicaciones. Sin embargo, en el campo de la Geofísica Aplicada estas frecuencias son altas, lo que ocasiona profundidades someras de exploración. Aún cuando la onda transmitida desde el transmisor posee una trayectoria compleja antes de llegar al receptor (McNeil y Labson, 1991), desde el punto de vista geofísico se puede considerar como una onda plana incidiendo en forma oblicua sobre la superficie terrestre, reflejándose una parte de ella y transmitiéndose la otra en forma vertical.

En la superficie de un semiespacio homogéneo existen tres componentes ortogonales del campo electromagnético: 1) la componente horizontal del campo magnético ( $H_h$ ), que tiene una dirección perpendicular a la línea que une el transmisor (Tx) con el receptor (Rx), 2) la componente horizontal del campo eléctrico ( $E_h$ ), con dirección colineal a la línea Tx-Rx, y 3) la componente vertical del campo eléctrico ( $E_z$ ). Si en el semiespacio no existen contrastes laterales de resistividad, la componente vertical del campo magnético ( $H_z$ ) es cero. Sin embargo, si este no es el caso, la forma e intensidad de la componente Hz a lo largo de un perfil (Figura 12b) son diagnósticos de estos contrastes laterales, razón por la cual este método es usado principalmente como una herramienta de perfilaje.

En el levantamiento de datos de esta tesis se empleó el equipo EDA Omni Plus, propiedad del CICESE, integrado por una unidad computarizada que procesa las tres componentes totales del campo magnético ( $H_x^T$ ,  $H_y^T$  y  $H_z^T$ ), medidas con tres bobinas ortogonales montadas en un marco rígido en la espalda del operador, y las dos componentes

horizontales del campo eléctrico ( $E_x^T$  y  $E_y^T$ ), medidas con tres electrodos de potencial en los extremos de una “L” formada por un par de dipolos ortogonales de 10 m de longitud (Figura 13). En la operación de campo la dirección del eje x está definida como la dirección de visamiento del operador, que coincide con la dirección del perfil. A partir de las componentes x y y de los campos magnético y eléctrico el instrumento automáticamente obtiene las componentes horizontales  $H_h^T$  y  $E_h^T$ . La fase de  $H_h^T$  es usada como referencia para las fases de  $H_z^T$  y  $E_h^T$ . El equipo tiene la opción de sincronizarse simultáneamente hasta con tres diferentes antenas transmisoras. En este estudio se usaron las antenas de Cutler, que transmite a 24 KHz, y Jim Creek, que lo hace a 24.8 KHz. Ambas están localizadas en los E. U. A., la primera en el estado de Maine en la costa nororiental y la segunda en el estado de Washington, en la costa noroccidental (Figura 12a).

A partir de las componentes horizontal y vertical del campo magnético, las respuestas proporcionadas por el instrumento en cada punto de medición son:

Magnitud de la componente horizontal del campo magnético total,  $|H_h^T|$ , en unidades arbitrarias.

Ángulo ( $\lambda$ ) entre  $H_h^T$  y la dirección de visamiento, en grados.

Ángulo ( $\alpha$ ) de inclinación, respecto al plano horizontal, de la elipse de polarización vertical, formada por  $H_z^T$  y  $H_h^T$ , en grados. A esta respuesta se le conoce como “tilt”.

Componente real o en-fase de la relación  $H_z^T / |H_h^T|$ , en porcentaje.

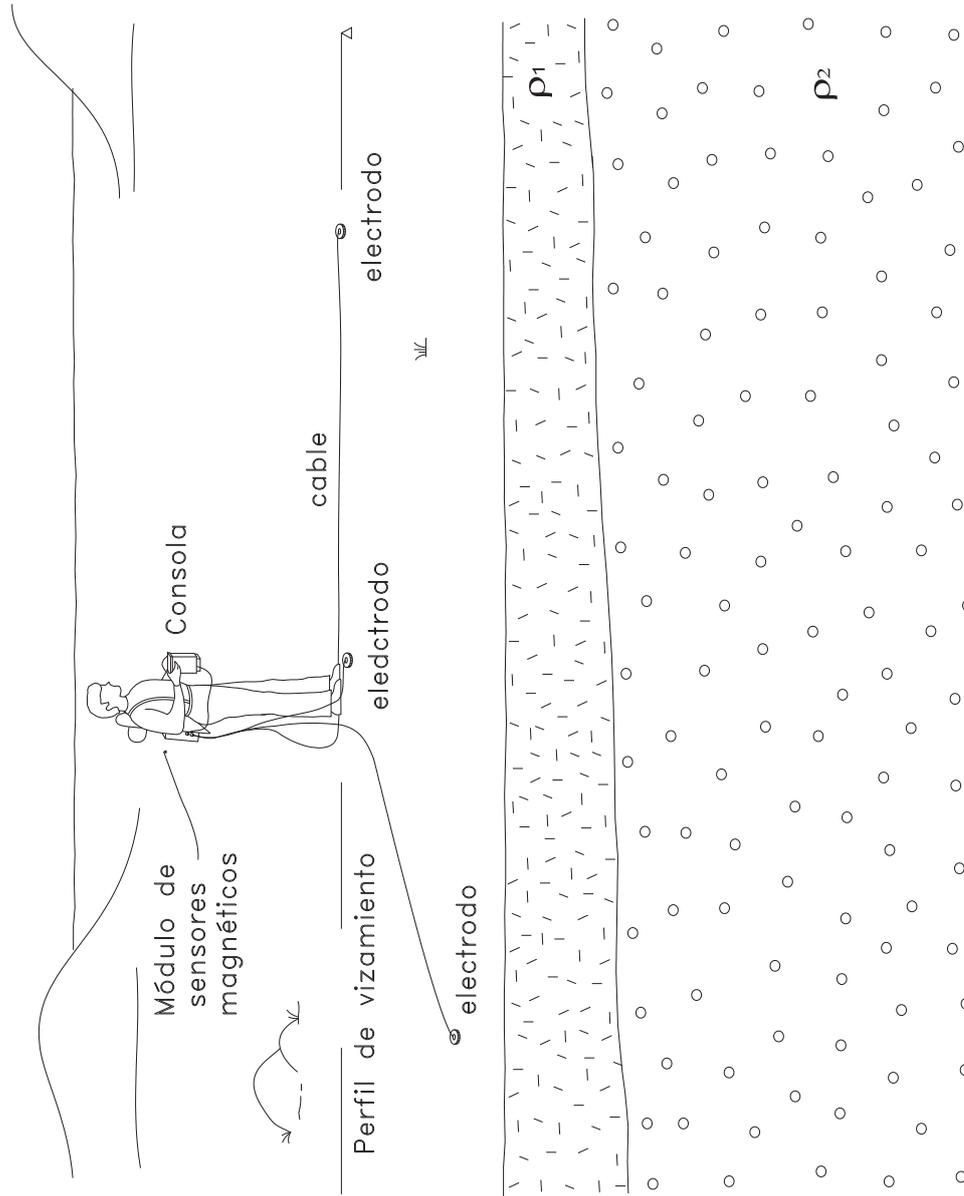


Figura 13. Modo de operación del método VLF.

Componente imaginaria o en-cuadratura de  $H_z^T / |H_h^T|$ , en porcentaje.

De la medición del campo eléctrico se determinan la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) en ohm-metro y su ángulo de fase ( $\beta$ ) en grados. De todas estas respuestas, las más diagnósticas de la resistividad del subsuelo son el tilt y la resistividad aparente.

El ángulo de inclinación de la elipse de polarización ( $\alpha$ ) o “tilt” se obtiene de (Figura 12c)

$$\tan 2\alpha = \tan(2\theta) \cdot \cos(\Delta\phi) \quad 0 \leq \alpha < \pi \quad (3)$$

donde  $\Delta\phi$  es la diferencia de fase entre los campos magnéticos vertical y horizontal y  $\theta$  está dado por,

$$\tan \theta = \frac{H_z}{H_x} \quad 0 \leq \theta \leq \pi/2 \quad (4)$$

La resistividad aparente ( $\rho_a$ ) y su fase ( $\beta$ ) se obtienen de (Cagniard, 1953),

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu_0} \left| \frac{E_h^T}{H_h^T} \right|^2 \quad (5)$$

y

$$\tan(\beta) = \frac{\text{Im}(E_h^T / H_h^T)}{\text{Re}(E_h^T / H_h^T)} \quad (6)$$

donde  $E_h^T$  y  $H_h^T$  son los campos horizontales totales eléctrico y magnético, respectivamente,  $\omega$  es la frecuencia angular y  $\mu_0$  es la permeabilidad magnética de espacio libre. En un medio homogéneo e isótropo,  $\rho_a$  es la resistividad verdadera y  $\beta$  es  $45^\circ$ .

Entre las ventajas del método se encuentran su rapidez de ejecución y bajo costo. En cada estación de lectura las mediciones se realizan en dos o tres minutos, además de requerirse sólo de dos personas para la operación en el campo. Sin embargo, entre sus desventajas deben mencionarse la dificultad de encontrar, en ocasiones, antenas transmisoras en una dirección apropiada, así como su escasa profundidad de investigación debido a la fuerte atenuación de la onda electromagnética de estas frecuencias al propagarse en un medio conductor. Para una onda plana esta atenuación puede estimarse con la profundidad nominal de investigación o “skin depth” ( $\delta$ ), que es la profundidad a la cual la amplitud de la onda se reduce a un 37% respecto a su amplitud en la superficie, y se expresa como,

$$\delta \cong 500 \sqrt{\rho/f} \text{ en metros,} \quad (7)$$

donde  $\rho$  es la resistividad del medio, en ohm-metro, y  $f$  es la frecuencia, en hertz (McNeil y Labson, 1991).

En las tres líneas las mediciones de VLF fueron hechas usando los transmisores de Cutler y Jim Creek. Las intensidades de los campos magnéticos de estas antenas son

generalmente fuertes y tienen la ventaja que proporcionan, en el NW de México, dos polarizaciones casi ortogonales.

### **LINEA 1**

En esta línea inicialmente se realizó un levantamiento con mediciones cada 7.5 m. Porciones de ella fueron reocupadas en dos ocasiones posteriores. En la primera de ellas se usó un espaciamiento más pequeño entre estaciones de 3.75 m, pero cubriendo solo de la estaca 75 a la 130.5. En la segunda ocasión se cubrió de la estaca 75 a la 115 con espaciamientos de 5 m en un levantamiento didáctico para estudiantes del curso de Geofísica Aplicada. Estas lecturas adicionales permitieron evaluar la reproducibilidad de los datos y estimar la desviación estándar en las estaciones repetidas.

La Figura 14b presenta los datos del ángulo de inclinación de la elipse vertical de polarización o “tilt” y la Figura 14c los de la resistividad aparente para las dos antenas de Cutler y Jim Creek. Las pequeñas líneas verticales graficadas sobre algunos datos son las barras de error estimadas en las estaciones repetidas y representan +/- una desviación estándar. Las desviaciones estándar del “tilt” típicamente fueron menores a  $0.6^\circ$  y  $1.5^\circ$ , para Cutler y Jim Creek, respectivamente. La excepción ocurre en la estaca 97.5 para Cutler, donde la desviación estándar es de  $8.6^\circ$ . Esta incertidumbre tan alta puede deberse a un error de posición de tan solo 0.5 m, dado que esta estación se encuentra en una zona de alto gradiente horizontal. La máxima incertidumbre para Jim Creek ( $1.6^\circ$ ) también se presentó en esta estación, aunque no fue tan alta. Los valores de resistividad aparente son asignados al punto medio del dipolo de 10 m de longitud.

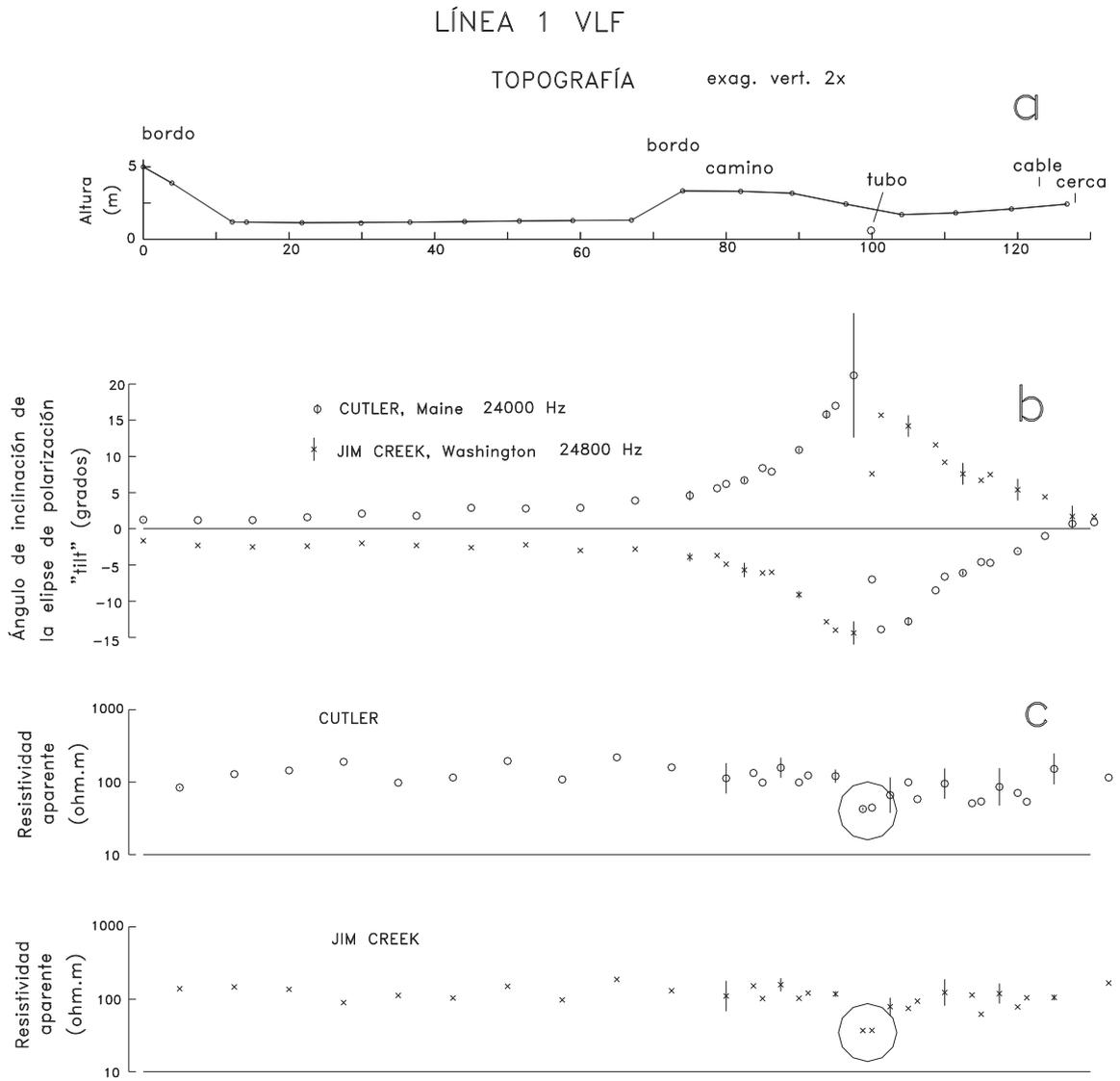


Figura 14. Datos de VLF de la Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. Las barras de error indican +/- una desviación estándar.

Las máximas desviaciones estándar de las resistividades aparentes son de 82% y 52% para Cutler y Jim Creek, respectivamente. En escala logarítmica, estas desviaciones se traducen a 25% y 18% de década, respectivamente. Estas incertidumbres son claramente superiores a las estimadas de las resistividades aparentes de los sondeos eléctricos verticales, lo que indica un menor grado de confiabilidad de las resistividades aparentes de VLF. Los valores de la fase de la resistividad aparente no se presentan pues ellos sufrieron de una alta variabilidad lateral y alta dispersión.

El rasgo más importante en esta línea es la intensa anomalía en el “tilt” centrada aproximadamente en la estaca 100 y observada con ambas antenas (Figura 14b). Estas anomalías están caracterizadas por un cruce por cero, un par máximo-mínimo a ambos lados del cruce y el decaimiento de la respuesta conforme uno se aleja de la estaca 100. Su forma es característica de una heterogeneidad confinada (McNeill y Labson, 1991) y debe estar producida por la inducción de corriente en el tubo metálico del acueducto que une el pozo 1 con los demás pozos de la CESPE. En el campo la estaca 100 coincide con la línea visual que une los pozos 1 y 2 y además hay un pequeño bordo de tierra que sugiere que ahí se realizó la zanja para enterrar el tubo. El efecto del tubo también se manifiesta en las resistividades aparentes, pero solo como un par de valores bajos en ambas antenas (encerrados por círculos en la Figura 14c).

Además del “tilt” y de la resistividad aparente, el sistema de adquisición de datos proporciona la intensidad y dirección de la componente horizontal del campo magnético, otros dos parámetros que raramente son analizados en la literatura, pero que pueden dar

información útil sobre las corrientes inducidas en el subsuelo. En esta tesis la dirección del campo magnético horizontal es usada en el modelado numérico. Las amplitudes y direcciones de la componente horizontal del campo magnético se muestran graficadas como flechas en la Figura 15 a lo largo del perfil, para las dos antenas. La magnitud de las flechas está normalizada respecto a la de la estaca 0, localizada en el extremo sur del perfil. Esta normalización es conveniente pues las intensidades de los campos de las dos antenas son diferentes debido a las diferentes potencias a las que transmiten y diferentes distancias antena-zona de estudio. Las intensidades en la estaca 0 de Cutler y Jim Creek son de 4.6 y 30.8 unidades arbitrarias, respectivamente. En la Figura 15 también se indican los azimuths esperados ( $344^\circ$  y  $252^\circ$ ), calculados con trigonometría esférica a partir de las coordenadas geográficas de las antenas y la zona de estudio. Para Cutler el promedio de los azimuths observados difiere  $2^\circ$  del azimuth esperado. Para Jim Creek la diferencia es de  $18^\circ$ , lo cual puede deberse a heterogeneidades en la ionósfera que modifican la dirección de arribo de la onda plana. El efecto del tubo es evidente en las mediciones cercanas a él, modificándose la dirección e intensidad del campo.

## **LINEA 2**

El espaciamiento entre estaciones en este perfil fue de 7.5 m. En ocho de las estaciones se hicieron mediciones repetidas. Las desviaciones estándar del “tilt” son menores a  $0.4^\circ$  y en las resistividades aparentes son menores a 78% o 25% de década. La Figura 16 presenta el perfil topográfico de esta línea junto con los datos del “tilt”, de la resistividad aparente y las direcciones del campo magnético horizontal. Los valores del “tilt” para el transmisor de

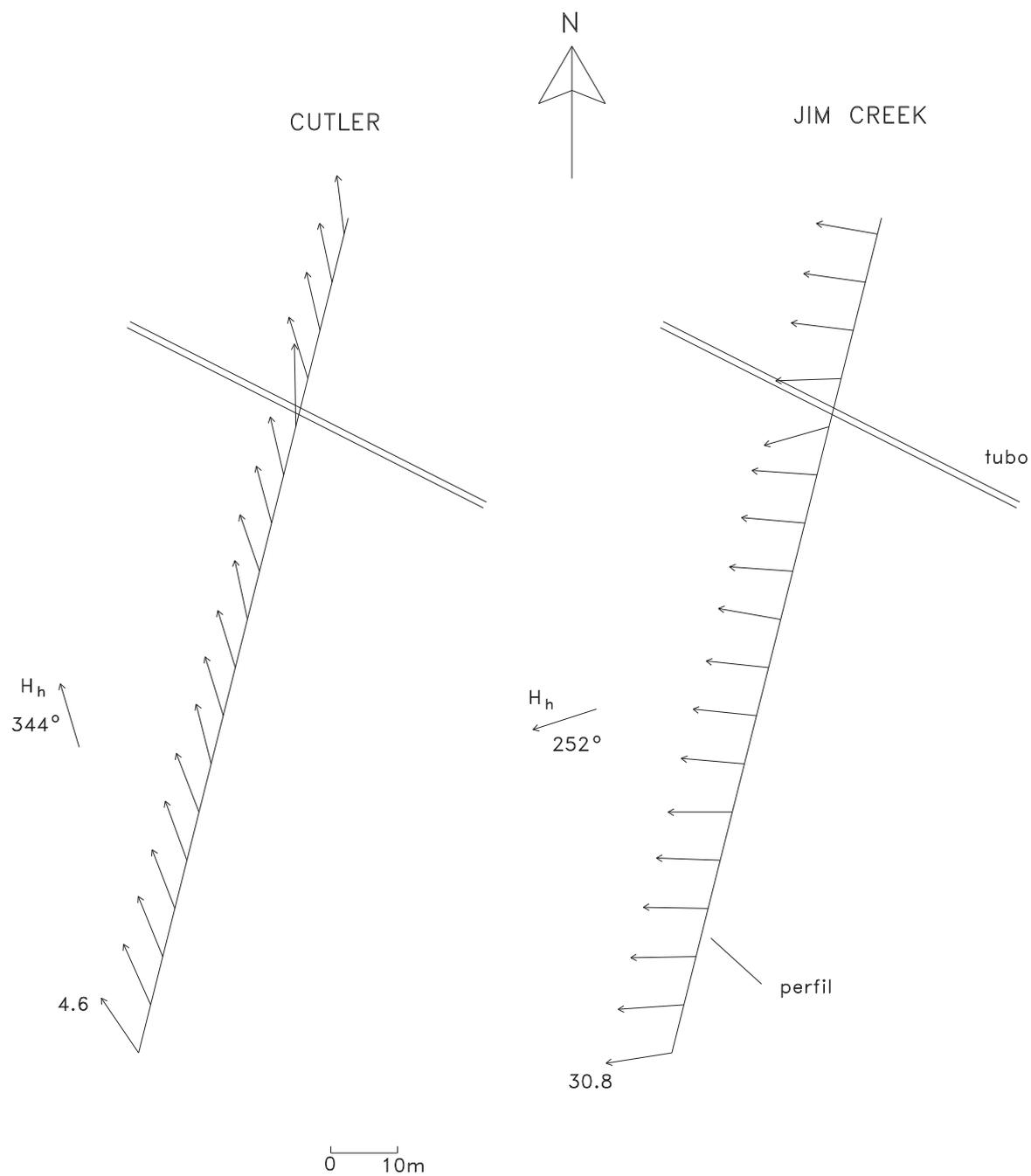


Figura 15. Vista en planta de las componentes horizontales normalizadas del campo magnético a lo largo de la Línea 1. Las magnitudes no-normalizadas en la primera estación son de 4.6 y 30.8 (unidades arbitrarias). Se indican los azimuths esperados de estos campos.

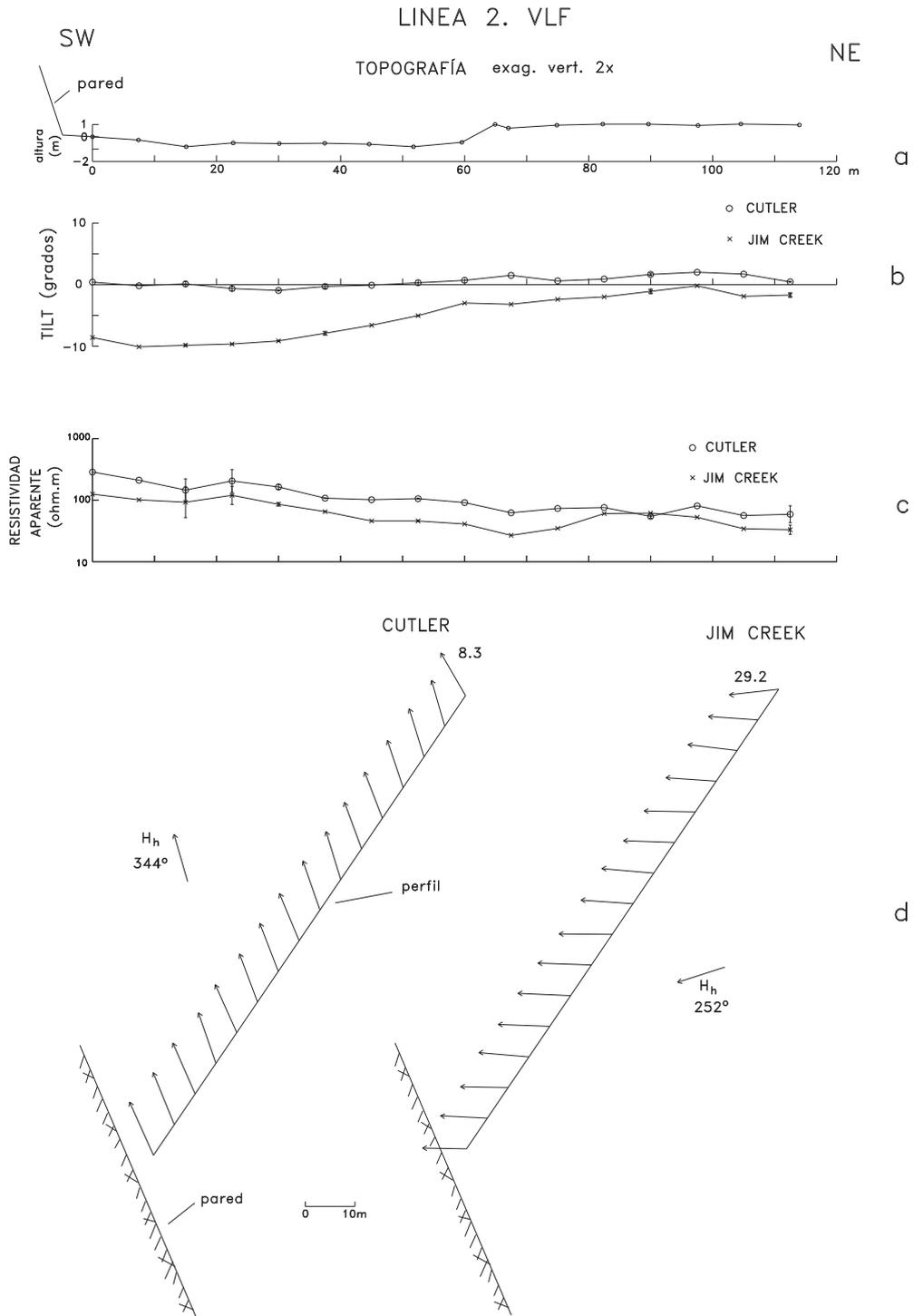


Figura 16. Datos de VLF de la Línea 2. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. d) Vista en planta de las componentes horizontales del campo magnético.

Cutler no muestran ninguna anomalía significativa. En contraste, para Jim Creek sí hay una anomalía de longitud de onda grande, caracterizada por valores decrecientes hacia la pared granítica, alcanzando ángulos cercanos a  $-10^\circ$  en el extremo sur del perfil. El comportamiento de las resistividades aparentes es similar en ambas antenas, mostrando un aumento gradual de valores hacia la pared granítica.

### **LINEA 3**

En esta línea el intervalo entre puntos de medición fue de 10 m. En ambos extremos del perfil hay cercas de alambre de púas (Figura 17a). En el extremo sur los postes de la cerca son de madera, mientras que en el extremo norte los postes son metálicos. Los datos observados de “tilt” (Figura 17b) muestran valores crecientes conforme uno se acerca a la cerca del extremo norte, con los valores de Cutler alcanzando valores de casi  $50^\circ$ . Resulta interesante que en el extremo izquierdo del perfil, donde se encuentra la cerca con postes de madera, no hay evidencia de valores anómalos. Las resistividades aparentes no muestran zonas anómalas (Figura 17c). La vista en planta de los campos magnéticos horizontales muestra valores anómalos en la vecindad de la cerca del extremo norte, especialmente en el transmisor de Cutler (Figura 17d).

## **II.3 EL MÉTODO DEL SONDEO ELECTROMAGNÉTICO TRANSITORIO**

A este método generalmente se le conoce como sondeos TDEM (Time Domain Electromagnetic) o TEM (Transient Electromagnetic) por sus siglas en inglés. Está basado en la inducción electromagnética de corrientes en el subsuelo por una fuente controlada y opera en el dominio del tiempo. El transmisor está constituido por una espira cuadrada o

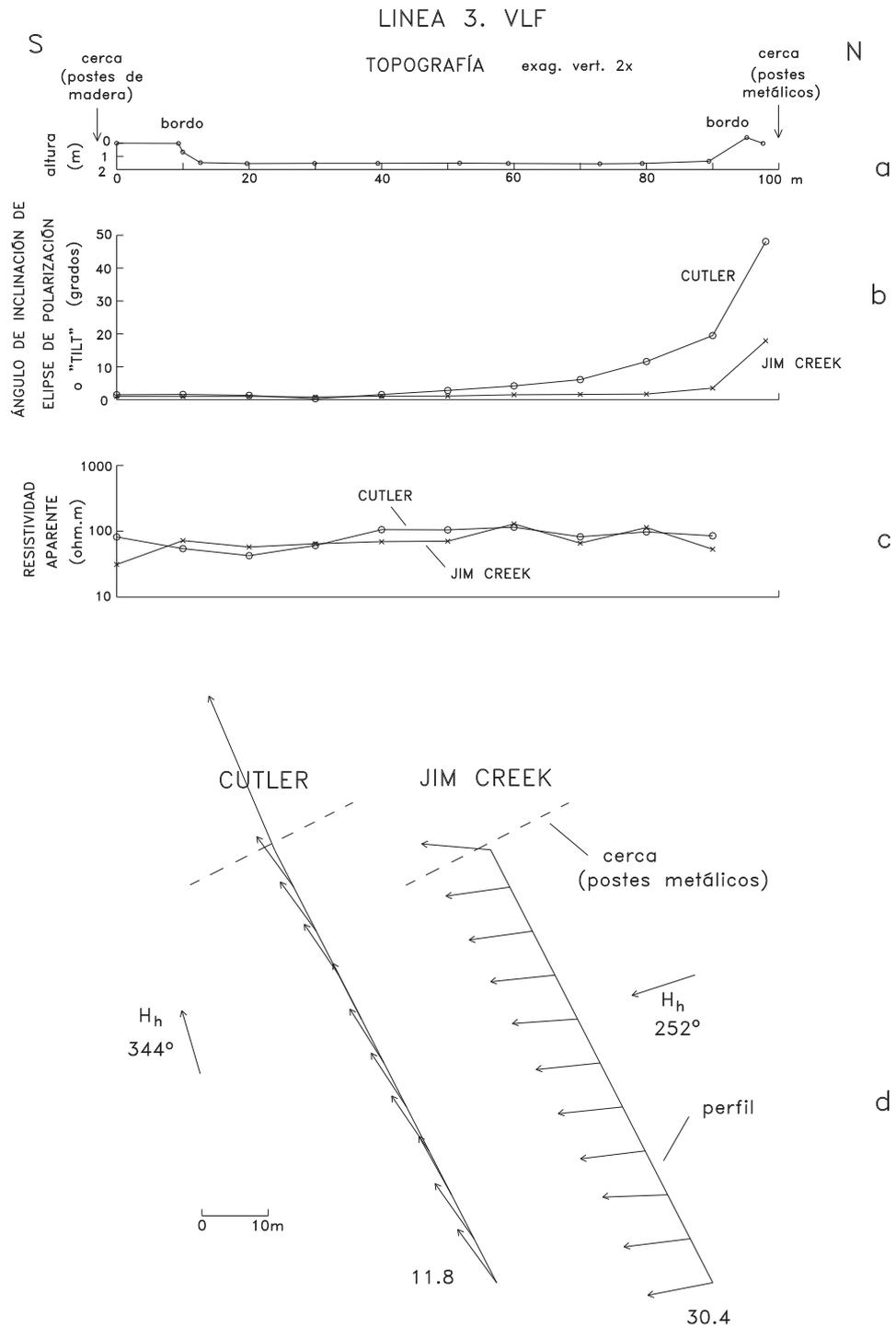


Figura 17. Datos de VLF de la Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Respuestas observadas de tilt. c) Respuestas observadas de resistividad aparente. d) Vista en planta de las componentes horizontales del campo magnético.

rectangular de cable aislado apoyada sobre el terreno (Figura 18a). A esta espira se le hace circular una corriente continua que produce un campo magnético primario en su vecindad. La corriente en la espira es cortada en forma abrupta, ocasionando el colapso del campo magnético. Por la Ley de Faraday, este colapso induce un campo eléctrico, que a su vez, por la Ley de Ohm, genera la circulación de corrientes en el subsuelo. La corriente inducida en el subsuelo rápidamente disminuye su intensidad con el tiempo. Los puntos en el subsuelo en donde la densidad de corriente es máxima también migran con el tiempo, tanto en profundidad como lateralmente, produciendo un comportamiento similar al observado en los aros de humo de un fumador (Figura 18b). Esta variación temporal y espacial de la corriente, por la Ley de Ampere, produce un campo magnético secundario transitorio en la vecindad de la espira transmisora. La componente vertical de este campo es medida en la superficie por medio del voltaje inducido en una bobina horizontal colocada sobre el terreno (Figura 18a). Entonces, la forma e intensidad del voltaje de decaimiento medido es una función de la distribución de resistividad en el subsuelo.

En esta tesis se usaron dos arreglos transmisor-receptor (Tx-Rx): bobina central (in-loop) y bobina externa (off-loop) (Figura 19a). En el primero, el sondeo es realizado colocando la bobina receptora en el centro de la espira. En el segundo, la espira se mantiene fija, realizando varios sondeos al colocar la bobina fuera de la espira a lo largo de un perfil perpendicular a uno de los lados de ella.

En el levantamiento de todos los sondeos se usó el sistema TEM47 fabricado por Geonics. Además de la espira de alambre (cable multihilos del número 10), el transmisor

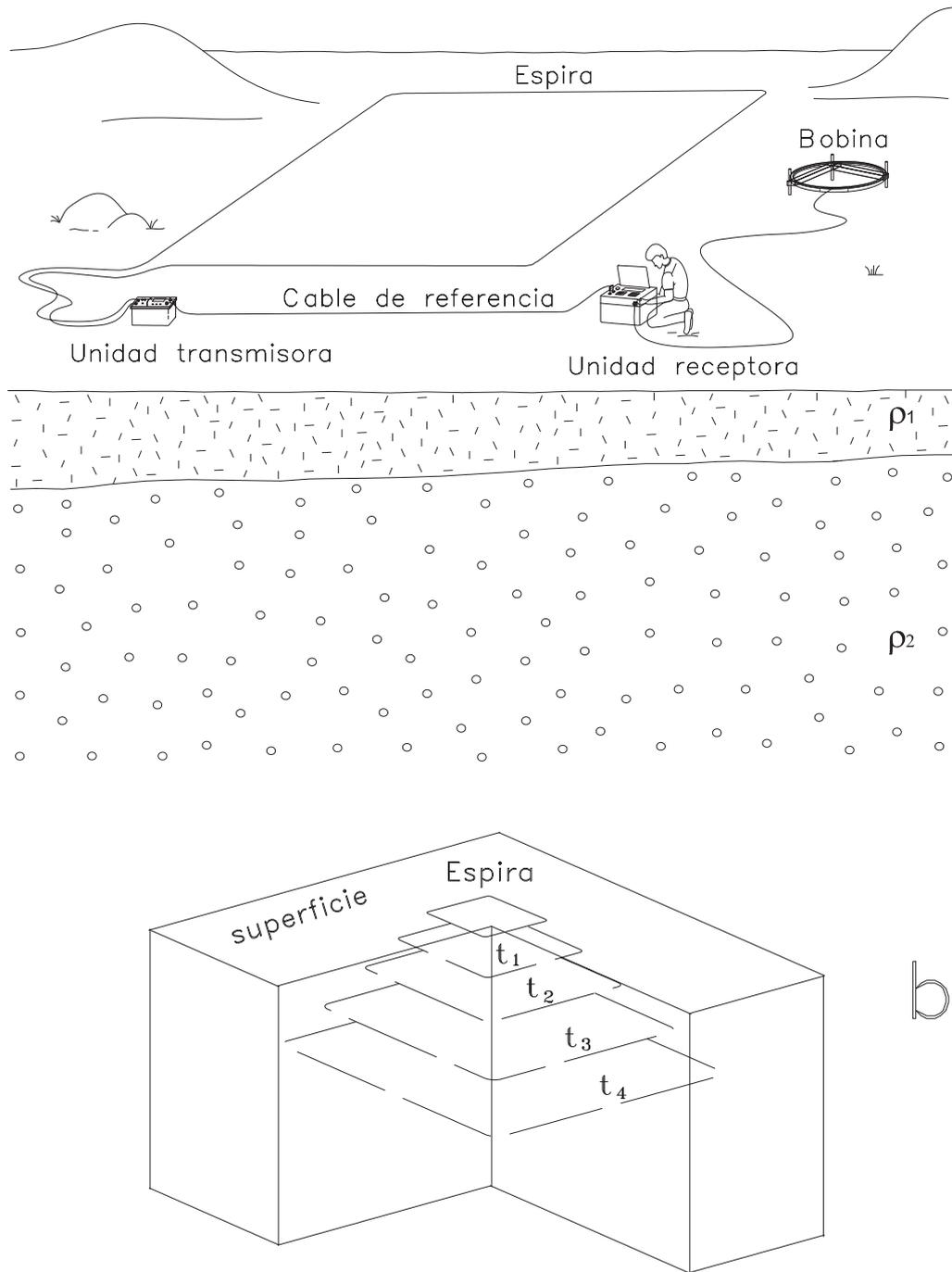


Figura 18. a) Modo de operación de un sondeo TDEM. b) Comportamiento geométrico de los “aros de humo” para diferentes tiempos en un sondeo TDEM.

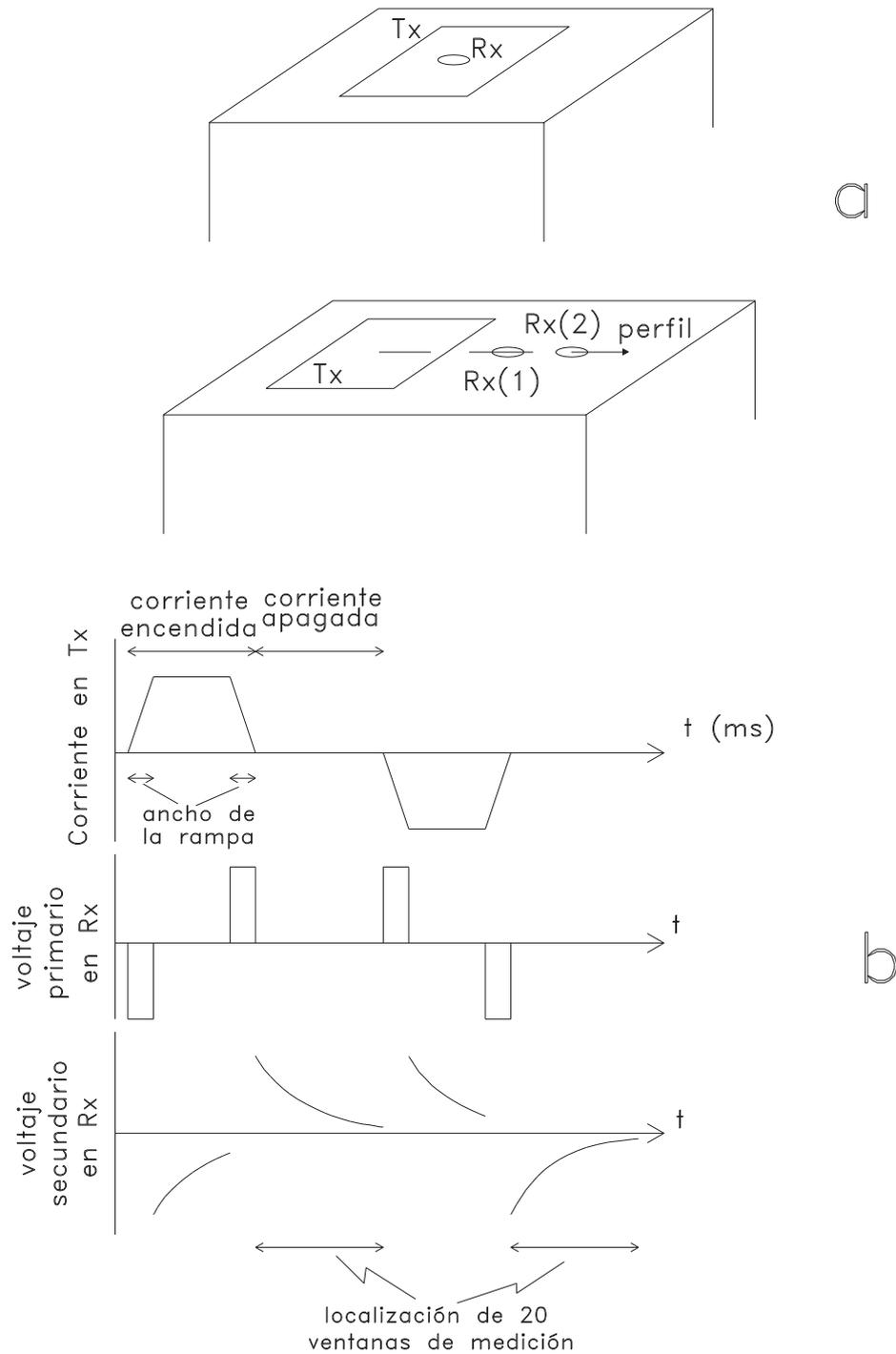


Figura 19. a) Arreglos transmisor (Tx)-receptor (Rx): bobina central (in-loop) y bobina externa (off-loop). b) Corriente en la espira transmisora y voltajes primario y secundario en la bobina receptora. Los anchos de las rampas están exagerados.

está compuesto por una caja que controla la corriente inyectada en la espira. Esta corriente consiste de una alternancia de lapsos de inyección-apagado de polaridad opuesta, en donde los cortes de corrientes se hacen en forma de una rampa lineal (Figura 19b). Los cuatro lapsos mostrados en esta figura constituyen un período completo. En los sondeos se usaron las frecuencias de repetición de 285 y 75 Hz, que equivalen a períodos de 3.5 y 13.3 milisegundos (ms), respectivamente. El receptor consta de una bobina multivuelta con área efectiva de  $31.4 \text{ m}^2$  y una unidad computarizada que filtra (filtro notch de 60 Hz), amplifica, digitaliza y apila los voltajes inducidos en la bobina, además de desplegar en pantalla los voltajes y resistividades aparentes y almacenar los datos en archivos. Los voltajes son almacenados en 20 ventanas logarítmicamente equi-espaciadas y localizadas en los lapsos de apagado de la corriente. Los tiempos centrales de las ventanas 1 y 20 de la frecuencia de repetición de 285 Hz son de 6.8 microsegundos ( $\mu\text{s}$ ) y  $696 \mu\text{s}$ , respectivamente. Para la frecuencia de 7.5 Hz estos tiempos son de  $35.3 \mu\text{s}$  a 2.8 ms. Estos tiempos están definidos a partir del fin de la rampa lineal. El uso de diferentes frecuencias de repetición de la corriente periódica permite usar menores ganancias y tiempos de apilamiento en los voltajes de tiempos cortos debido a que son más intensos y mayores ganancias y apilamiento en los voltajes de tiempos largos, para acomodar el amplio rango dinámico de los voltajes. La sincronía entre el receptor y el transmisor es proporcionada por un cable de referencia que conecta a las dos unidades (Figura 18a).

## **II.4 SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS**

En las líneas 1 y 2 se usaron espiras pequeñas de 15 x 15 m, colocándose la bobina receptora a distancias variables fuera de la espira, en el arreglo de bobina externa (off-loop). Esta es la primera ocasión en que este arreglo de espiras pequeñas es usado en estudios del CICESE. Además, en las tres líneas también se usó el arreglo de bobina central (in-loop), donde la bobina receptora se colocó en el centro de espiras más grandes, típicamente de dimensiones 50 x 50 m. Aunque el CICESE posee el equipo TEM57 de Geonics, con el que ya se han levantado cientos de sondeos en diferentes localidades, todos los sondeos de esta tesis fueron levantados con el modelo TEM47 del mismo fabricante, préstamo del Instituto de Ingeniería de la UABC. La diferencia entre estos dos sistemas radica en las profundidades de exploración. El sistema TEM47 está diseñado para investigar profundidades más someras mediante el uso de frecuencias de repetición más altas (285 y 75 Hz) que permiten medir los voltajes en tiempos más cortos, el empleo de intensidades de corriente menores que evitan la saturación de los voltajes de tiempos cortos y el uso de una bobina receptora de menor área efectiva ( $31.4 \text{ m}^2$ ), caracterizada por tener una función de transferencia que cubre frecuencias más altas.

### **LINEA 1**

En esta línea se levantaron 31 sondeos con el arreglo de bobina externa, empleando 5 diferentes espiras de 15 x 15 m y un sondeo de bobina central con una espira de 50 x 50 m.

La posición de las 6 espiras se mostró en la Figura 6. Para mayor claridad, la Figura 20c las vuelve a presentar, pero ahora en forma desglosada, es decir, indicando la posición relativa de cada bobina receptora respecto a la espira fuente correspondiente. Para poder diferenciar los diferentes sondeos se adoptó la siguiente notación: el primer número de un sondeo indica la espira empleada y el número entre paréntesis denota el número de sondeo de esa espira. Por ejemplo, el sondeo 5(2) denota el segundo sondeo realizado con la espira 5. El objetivo de levantar tantos sondeos con espiras pequeñas fue el de mapear en detalle la variación lateral somera de la resistividad del subsuelo, desde la superficie hasta profundidades del orden de los 20 m, que es el espesor de la zona vadosa. Desafortunadamente, este objetivo no fue alcanzado por las razones que se discuten más adelante.

En general, los datos de los sondeos no fueron de la calidad esperada. Un ejemplo típico de los voltajes y resistividades aparentes se muestra en la Figura 21 para el sondeo 1(4). Los círculos corresponden a los datos obtenidos con la frecuencia de repetición de 285 Hz y las cruces a la de 75 Hz. En cada dato se indican las barras de error, que corresponden a +/- una desviación estándar. El aumento de la dispersión de los datos de tiempos largos es característico de los sondeos TDEM. En esta figura se han excluido los datos de tiempos mayores a 200  $\mu$ s pues ellos están muy dispersos y tienen incertidumbres muy grandes. En condiciones óptimas de operación los voltajes medidos en la frecuencia de 75 Hz deberían ser prácticamente coincidentes con los de 285 Hz. Este no es el caso para la mayoría de los sondeos de este estudio pues invariablemente se presentó un desplazamiento vertical entre

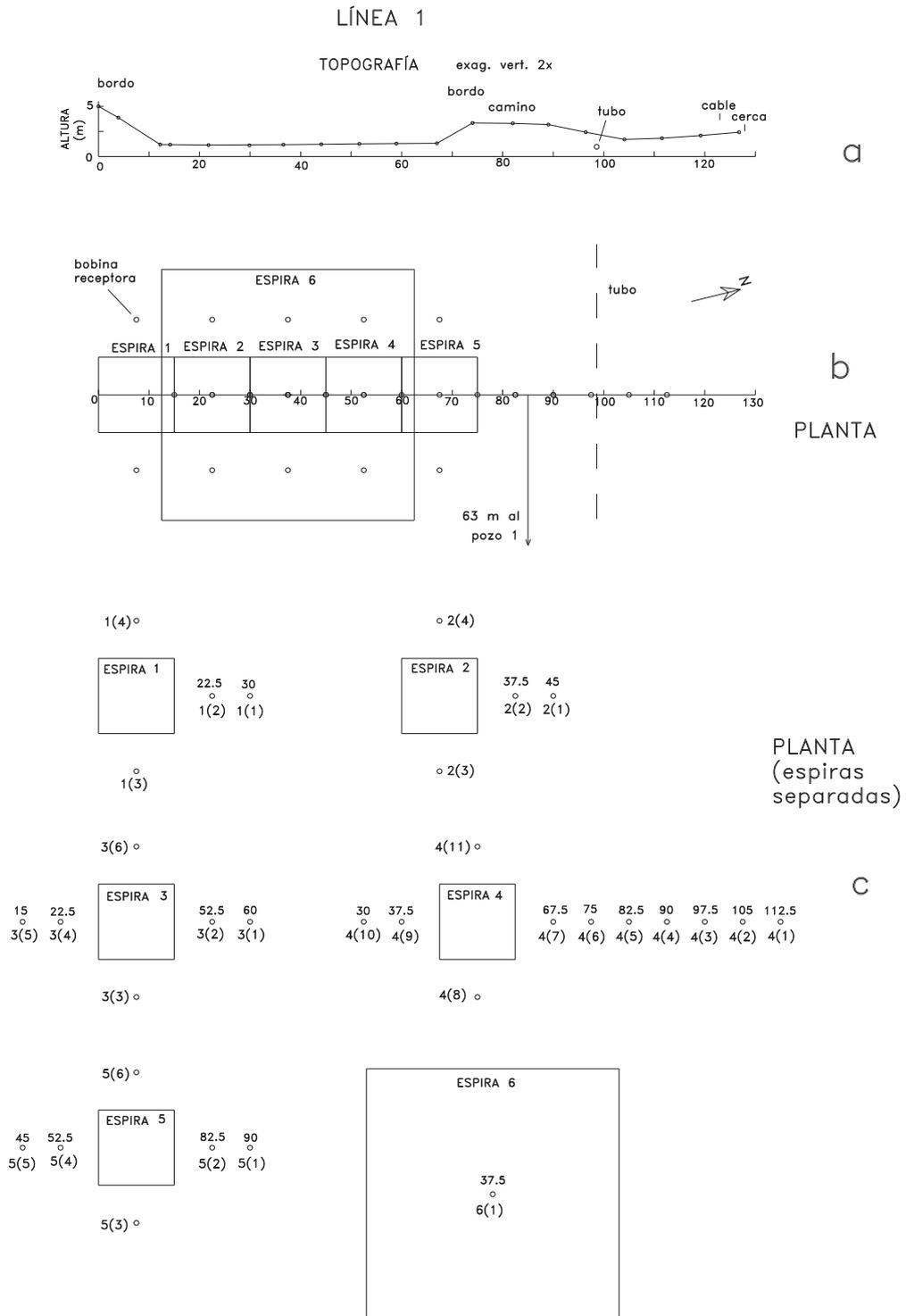


Figura 20. Sondeos TDEM de la Línea 1. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta de las 6 espiras transmisoras y ubicaciones de las bobinas receptoras. c) Posición relativa de cada receptor respecto a su espira. Arriba de cada receptor se indica la posición a lo largo del perfil y abajo el número del sondeo.

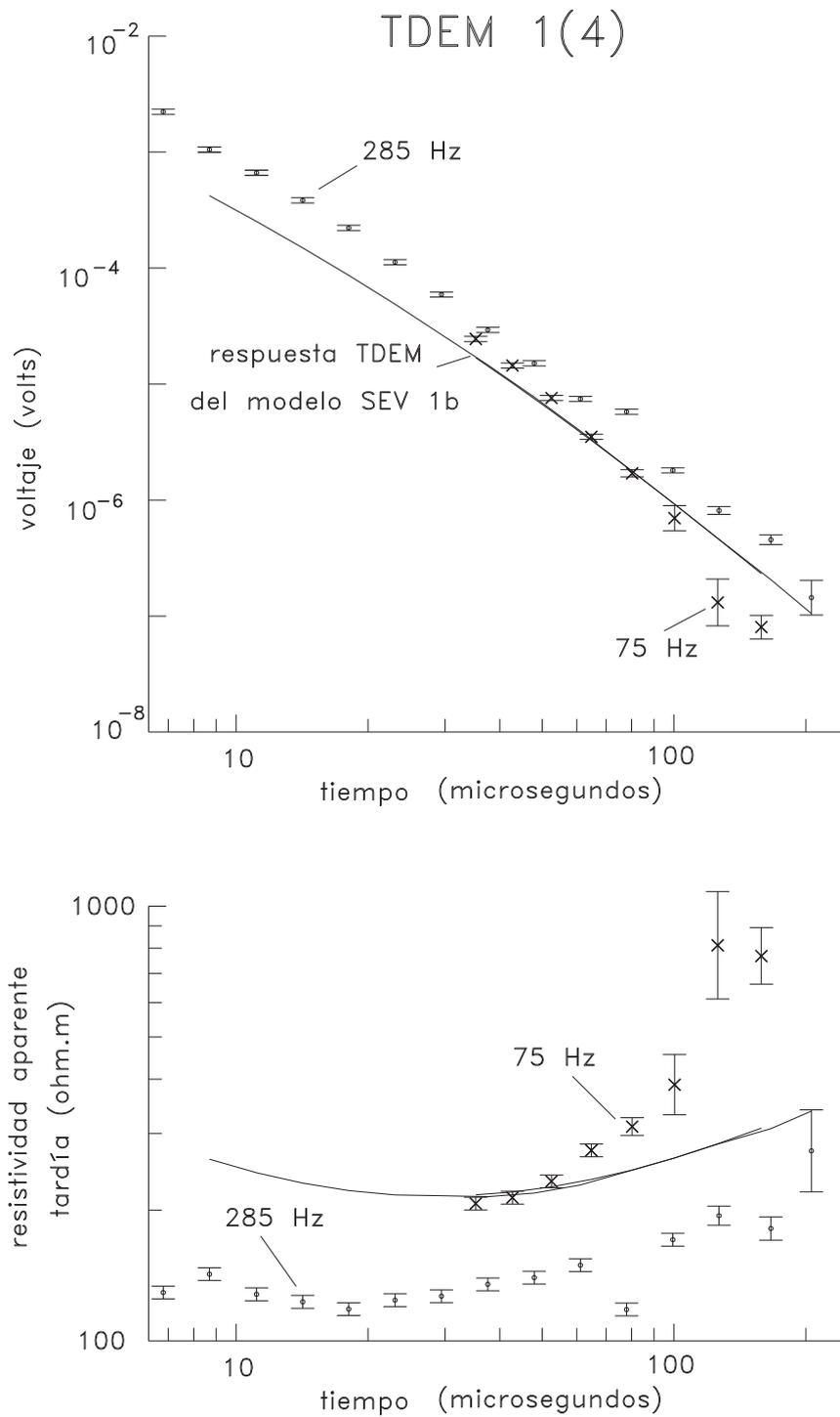


Figura 21. Datos típicos de voltaje y resistividad aparente en función el tiempo. Caso del sondeo 1(4) de la Línea 1. La línea continua es la respuesta TDEM del modelo del SEV 1b.

ellos en las gráficas log voltaje vs. log tiempo. Este desplazamiento es claro en las gráficas de la figura 21, siendo más evidente en los datos de la resistividad aparente. Este es el principal problema de los datos. Aunque no se encontró la fuente de este problema, se sospecha que es producido por un mal funcionamiento de la amplificación de los voltajes correspondientes a la frecuencia de 285 Hz.

Para ilustrar el procedimiento adoptado para corregir estos desplazamientos, la Figura 21 muestra, con líneas continuas, las respuestas calculadas de TDEM del modelo de capas del SEV 1b. Estas respuestas simuladas se aproximan mejor a los datos observados de la frecuencia de 75 Hz. Basándonos en esta similitud y en la suposición de que el problema en los voltajes medidos se debe a un problema de amplificación, los voltajes de 285 Hz fueron desplazados verticalmente en los gráficos log-log hasta hacerlos coincidir con los de 75 Hz, tomando como punto de control el voltaje de la primera ventana de 75 Hz.

El sistema TEM47 tuvo además otros dos problemas en los datos. En la mayoría de los sondeos, el voltaje de la primera ventana de la frecuencia de repetición 285 Hz resultó ligeramente fuera de la tendencia de los voltajes de las siguientes ventanas. Además, a partir de la ventana 11 de la frecuencia de 285 Hz, se presentó un desplazamiento que rompe la tendencia de los voltajes anteriores. No se encontró la causa de estas irregularidades, las cuales supuestamente deben de ser de índole electrónica. Estos problemas no son tan graves como para modificar la interpretación de los datos.

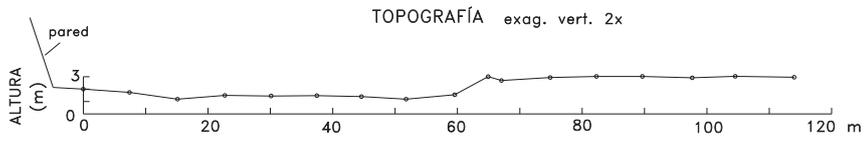
**LINEA 2**

En esta línea se levantaron 9 sondeos, 8 de ellos con el arreglo de bobina externa usando espiras de 15 x 15 m y un sondeo de bobina central con una espira de 50 x 50 m. Las posiciones de las espiras en relación al estacado de la línea se muestran en la Figura 22b y la Figura 22c detalla, por separado, las posiciones de las bobinas receptoras respecto a cada una de sus espiras transmisoras.

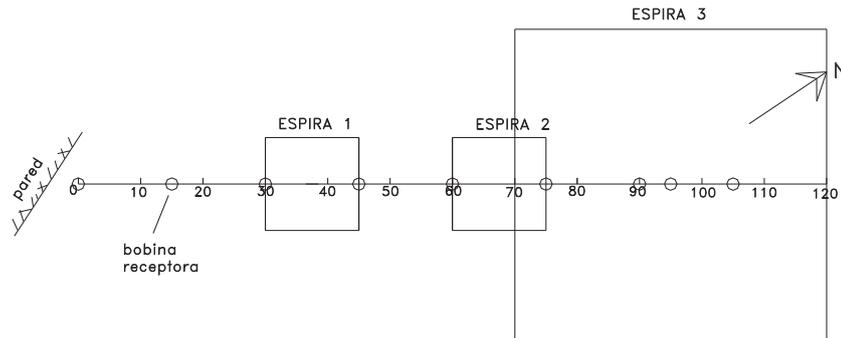
**LINEA 3**

Aquí se realizaron tres sondeos de bobina central, dos de ellos sobre el trazo de la línea y otro a 163 m al noreste de la línea. Las posiciones relativas de bobinas y espiras se muestran en la Figura 23. Las dimensiones de las espiras 1, 2 y 3 fueron de 50x50 m, 75x75 m y 100x50 m, respectivamente.

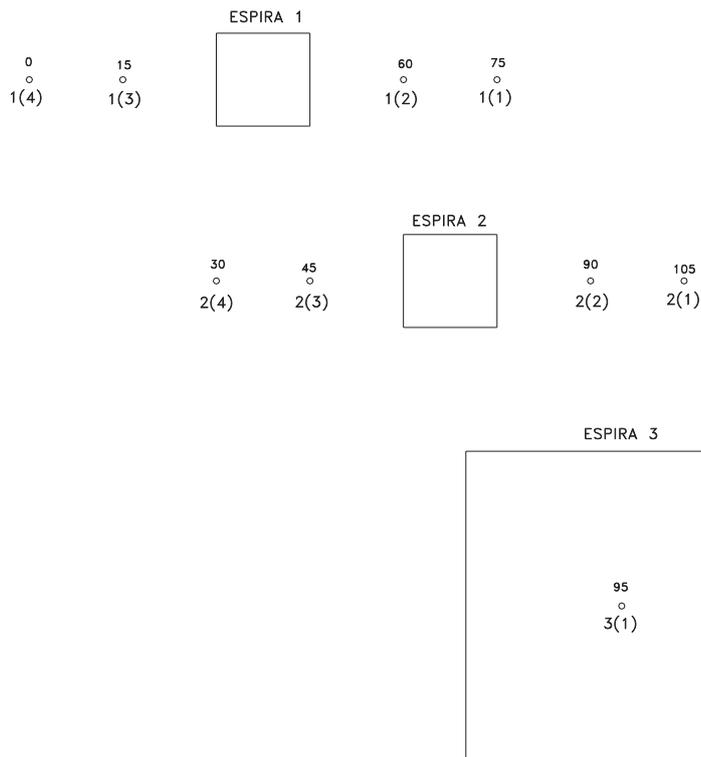
LINEA 2. TDEM



a



b  
PLANTA



PLANTA  
(espiras  
separadas)

c

Figura 22. Sondeos TDEM de la Línea 2. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta con las ubicaciones de las tres espiras y sus receptores. c) Posición relativa de cada receptor respecto a su espira.

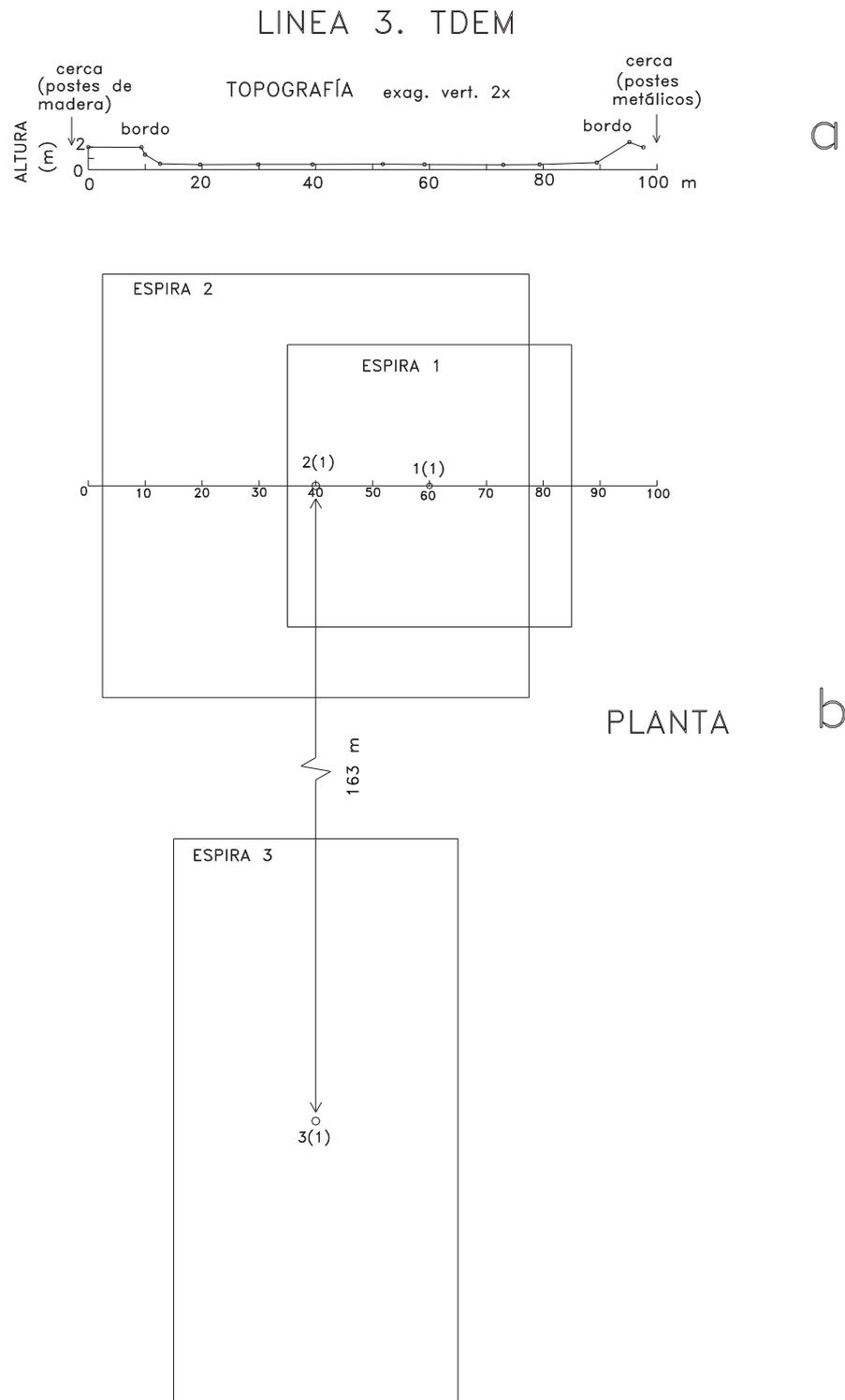


Figura 23. Sondeos TDEM de la Línea 3. a) Perfil topográfico. b) Vista en planta con las ubicaciones de las tres espiras y sus receptores centrales.

### III. MODELADO DE DATOS DE CORRIENTE DIRECTA

#### III.1. MÉTODOS DE INVERSIÓN UNIDIMENSIONAL PARA LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

Todos los sondeos eléctricos verticales fueron invertidos a modelos unidimensionales (1D) usando dos tipos de modelos: los compuestos por un gran número de capas delgadas donde la variación vertical de las resistividades de capas vecinas es pequeña, resultando en modelos suaves (también conocidos como modelos Occam) y modelos donde el número de capas es pequeño sin restricción alguna sobre la variación de la resistividad, los que denominaremos como modelos de capas.

En el método de inversión Occam se minimiza una función objetivo ( $U$ ) compuesta por dos términos, el error de ajuste y la rugosidad del modelo (Constable et al, 1987),

$$U(\rho) = \beta \times (\text{error de ajuste}) + \text{rugosidad} \quad (8)$$

Si el valor del parámetro  $\beta$  es pequeño en esta expresión, el modelo es suave pero el ajuste no es bueno. Al contrario, si  $\beta$  es un valor alto, el error de ajuste es pequeño pero el modelo es rugoso. La rugosidad del modelo se expresa matemáticamente como la integral de la derivada cuadrática de orden  $n$  de la resistividad respecto a la profundidad. Para el caso de la primera derivada usada en este trabajo, la rugosidad es,

$$R_1 = \int_0^{\infty} \left( \frac{d\rho}{dz} \right)^2 dz. \quad (9)$$

Para discretizar esta integral se consideran  $M$  capas delgadas cuyos espesores se incrementan con la profundidad en forma regular, de tal forma que  $z_i = a z_{i-1}$ , donde  $z_i$  es la profundidad a la base de la  $i$ -ésima capa y  $a$  es una constante mayor a la unidad. Este aumento de los espesores con la profundidad incorpora la inherente pérdida de resolución con la profundidad del método SEV. La resistividad, considerada constante en cada una de las capas, es el parámetro a estimar en la inversión.

En las inversiones Occam hay varios parámetros y variables que influyen en la selección de un modelo final. Entre éstos se encuentran el espesor de la primera capa, la profundidad a la interfase más profunda, el número de capas, el error rms de ajuste y la rugosidad o suavidad del modelo. Por consistencia, en todas las inversiones Occam de esta tesis se usaron los siguientes criterios:

- a) El espesor de la primera capa y la profundidad a la interfase más profunda fueron definidos como la mitad de las aperturas electródicas ( $AB/2$ ) más corta y más larga, respectivamente, lo cual está basado en un criterio comúnmente usado en la práctica de los SEV, que la máxima profundidad de investigación es del orden de la mitad de  $AB/2$ .
- b) El número de capas es igual al número de datos de resistividad aparente.

- c) Se buscó un compromiso entre el error rms de ajuste y la rugosidad del modelo para seleccionar el modelo Occam preferido.

Para la inversión de los datos a modelos de capas se usó un algoritmo linealizado de mínimos cuadrados (Jupp y Vozoff, 1975) basado en la descomposición en valores singulares de la matriz de derivadas parciales, regularizado a través del truncamiento de los valores singulares. Los modelos de capas son muy populares en la interpretación de SEVs. Sin embargo, en ocasiones el modelo final de capas refleja más las ideas preconcebidas del intérprete que la información del subsuelo que está contenida en los datos, especialmente cuando el número de capas es grande. A través de una variación suave de  $\rho(z)$  los modelos Occam tienden a reflejar solo la información que contienen los datos pues ellos no dependen del modelo inicial.

En ambos tipos de inversión los datos están ponderados por sus errores. La definición del error medio cuadrático (rms) de ajuste es

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m \left( \frac{d_i - c_i}{\sigma_i} \right)^2}{m}} \quad (10)$$

donde  $m$  es el número de datos,  $d_i$  es la resistividad aparente observada,  $i = 1, \dots, m$ ,  $c_i$  es la resistividad aparente calculada del modelo y  $\sigma_i$  es la desviación estándar del dato. Un

valor de  $\varepsilon = 1$  indica que la respuesta calculada ajusta a la observada tan bien como lo permiten los errores en los datos. Un valor menor a la unidad indica un sobreajuste.

Para la estimación del modelo de capas óptimo de cada sondeo de esta tesis se usó un proceso de búsqueda tipo Monte Carlo, el cual se describe a continuación. Un primer modelo de mejor ajuste fue definido usando, como modelo inicial de la inversión, uno basado en el comportamiento del respectivo modelo Occam. Todos los parámetros de este primer modelo fueron perturbados aleatoriamente hasta un máximo de  $\pm 25\%$  de su valor para definir nuevos modelos iniciales de inversión. Si alguno de los modelos invertidos tiene un error de ajuste menor al del anterior, lo reemplaza como mejor modelo. Este proceso fue repetido aproximadamente 50 veces. Este procedimiento también fue usado para estimar las incertidumbres de los parámetros del modelo óptimo. Para ello, usamos los rangos de variación de cada parámetro considerando todos los modelos cuyos errores de ajuste caen dentro del 5% del error del modelo óptimo.

## **III.2 RESULTADOS DE INVERSIONES EN 1D**

### **III.2.1 Línea 1.**

Los resultados de tres inversiones Occam se muestran en la Figura 24 con sus respectivas comparaciones entre respuestas observadas y calculadas. El ajuste visual entre respuestas es similar en los tres casos, tal que cualquiera de ellas podría considerarse como el modelo preferido (en las gráficas de la Figura 24a, b y d, los ejes de resistividad aparente y  $AB/2$  son para las respuestas observada y calculada y los ejes de resistividad y

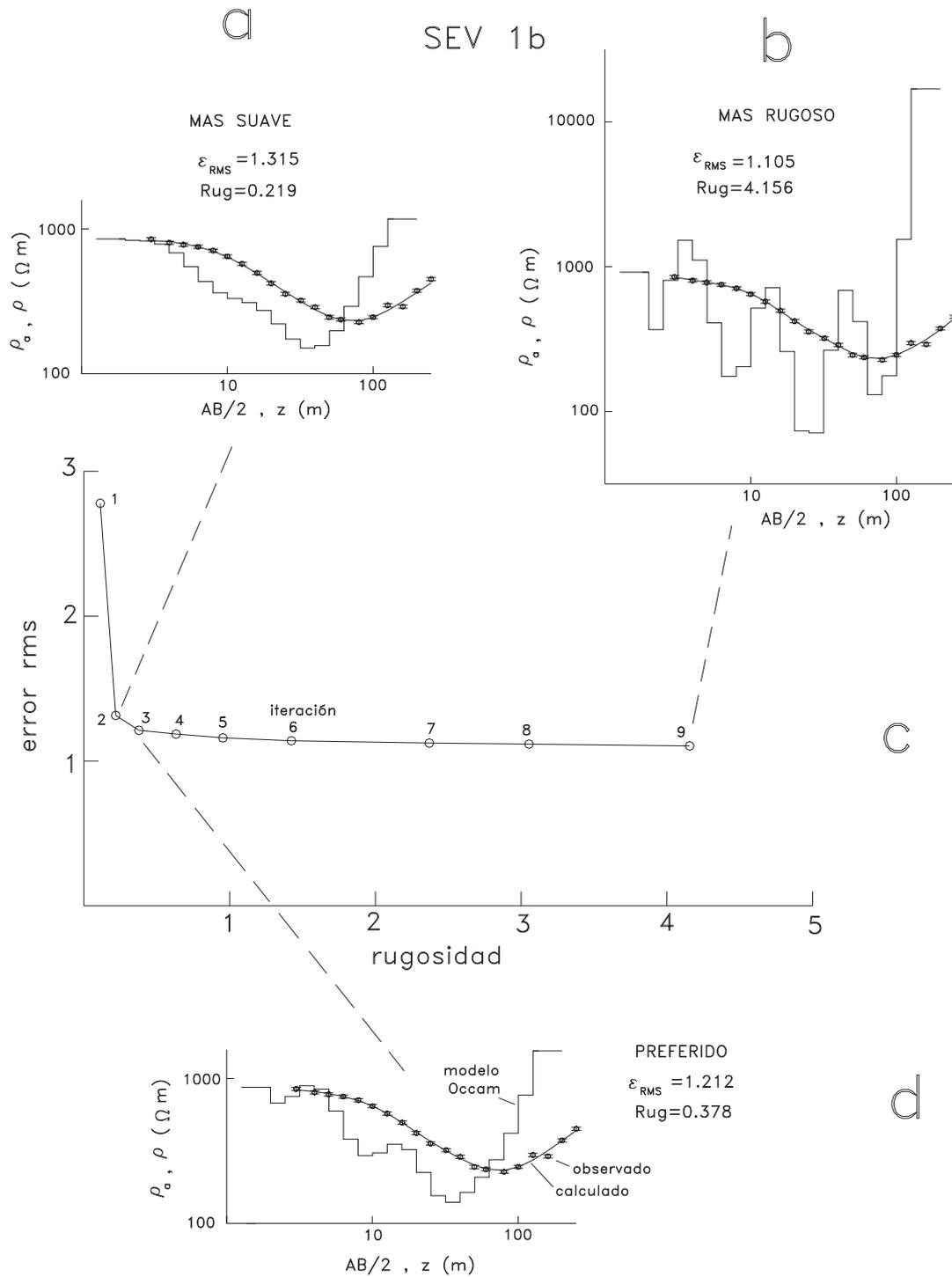


Figura 24. Tres modelos de inversi3n Occam del SEV 1b. a) Modelo suave. b) Modelo rugoso. c) Variaci3n del error de ajuste y la rugosidad para cada iteraci3n. d) Modelo preferido.

profundidad son para los modelos). La variación del error de ajuste como función de la rugosidad del modelo ( $R$ ) para cada una de nueve iteraciones se incluye en la Figura 24c. Esta función generalmente tiene la forma de una letra “L” (Hansen, 2000; Oliver, 2004). La Figura 24a muestra el modelo aceptable más suave ( $\varepsilon = 1.315$ ,  $R = 0.219$ ) y la Figura 24b el más rugoso ( $\varepsilon = 1.105$ ,  $R = 4.156$ ), dos casos de soluciones extremas. Algún intérprete podría inclinarse por la solución más rugosa simplemente porque es la que proporciona el mejor ajuste. Sin embargo, esta selección sería criticable pues el modelo contiene una secuencia de zonas resistivas y conductoras difíciles de justificar. Con el fin de buscar un compromiso entre error de ajuste y rugosidad del modelo (el criterio c) mencionado arriba) se seleccionó la solución que se encuentra más próxima al vértice de la “L”. Las soluciones de las iteraciones 2 (Figura 24a) y 3 (Figura 24d) cumplen con este criterio. Como solución preferida se escogió la de la tercera iteración ya que, respecto a la de la segunda iteración, hay una disminución significativa del error de ajuste y no es tan suave.

Las inversiones Occam son muy útiles pues permiten definir la estructura más importante del subsuelo contenida en los datos. Sin embargo, su utilidad decrece en el proceso de interpretación geohidrológica pues generalmente aquí se requieren propuestas de profundidades discretas a interfaces hidrológicas. Este punto se puede ilustrar con el modelo preferido de la Figura 24d. El aumento gradual de las resistividades más profundas indudablemente se debe a la presencia del basamento resistivo granítico que subyace a la cuenca. La profundidad a este basamento es un parámetro geohidrológico de suma importancia. En el modelo Occam no es posible definir si la profundidad al basamento se

encuentra en 40 m que es donde la resistividad empieza a ascender, o en 100 m que es donde hay un salto importante de la resistividad, o en 126 m que es la profundidad a la interfase más profunda. La inversión de los datos a modelos de capas es más adecuada para este problema.

Dos posibles modelos de cuatro capas del sondeo 1b se muestran en la Figura 25. Los valores de los parámetros de todos los modelos preferidos de capas de esta tesis se muestran en la Tabla I, donde también se indican los errores de ajuste y las incertidumbres de los parámetros. La Figura 25a muestra los datos observados de resistividad aparente (referidos a los ejes  $\rho_a$  y  $AB/2$ ) y el modelo de capas (referido a los ejes  $\rho$  y  $z$ ) invertido sin constreñir ningún parámetro, es decir, dejando todos los parámetros libres. Las barras de error graficadas en las resistividades y profundidades a las interfaces representa la estimación de las incertidumbres en los parámetros determinada con el proceso de búsqueda Monte Carlo. Las flechas en los extremos de algunas barras indican que el límite del rango de variación cae fuera del área graficada. Una característica importante de este modelo es la fuerte incertidumbre en la resistividad y espesor de la tercera capa, resultado de un problema de equivalencia en la conductancia de esta capa. La resistividad de esta capa puede variar de 3 a 203  $\Omega \cdot m$  y el espesor de 1 a 107 m, por lo que la profundidad al sustrato resistivo de 113 m puede variar de 16.3 a 122 m. Este problema de equivalencia se presenta en una capa conductora que es delgada para la profundidad a la que se encuentra y para el medio que la suprayace, tal que su conductancia (razón del espesor de la capa entre su resistividad) está bien resuelta por los datos, mas no su resistividad y espesor por

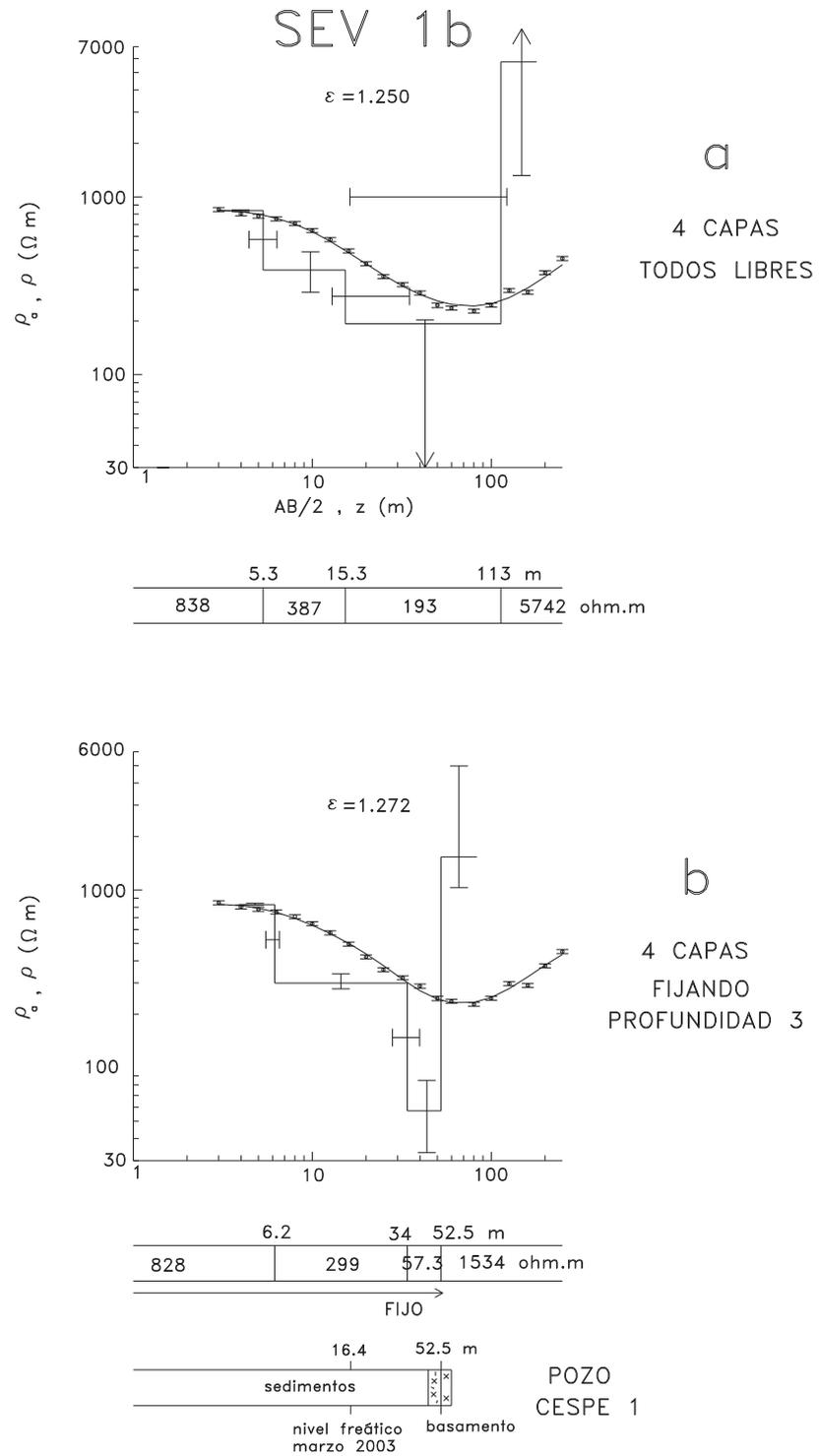


Figura 25. Modelos de cuatro capas del SEV 1b. a) Inversión libre. b) Inversión constreñida al fijar la profundidad a la base de la capa 3 a la profundidad al basamento granítico encontrada en el pozo 1 de la CESPE. Con las barras de error se indica la estimación de las incertidumbres de las resistividades y profundidades.

Tabla I. Parámetros e incertidumbres de los modelos de capas de los Sondeos Eléctricos Verticales. Se incluyen los modelos propuestos por Díaz (1986).

		ESTA TESIS				Díaz (1986)	
SEV	Error RMS	t	d	Incertidumbre	Incertidumbre t	Error RMS	t d
<b>1b</b>	inversión constreñida fijando d3						
	1.271	828	6.17	6.17	821(-0.8%) a 842(1.7%)	5.51(-11%) a 6.55(6%)	
		299	27.8	34	278(-7%) a 337(13%)	21.9(-21%) a 33.6(21%)	
		57.3	18.5	52.5	33.3(-42%) a 84.9(48%)	FIJO	
	1534			1030(-33%) a 4986(225%)			
<b>2</b>	inversión constreñida fijando res3						
	0.52	708	6.55	6.55	700.8(-1%) a 726.0(2.6%)	5.73(-13%) a 6.89(5%)	
		273	23.1	29.7	255.4(-6%) a 307(13%)	20.2(-13%) a 26.8(16%)	
		57.3	14	43.7	FIJO	12.9(-8%) a 14.7(5%)	
	8600			6974(-19%) a 10353(20%)			
<b>3</b>	2.19	1550	2.7	2.7	No se estimaron incertidumbres debido al mal ajuste		
		160	70	73			
		4680					
<b>107</b>	inversión constreñida fijando d5						
	0.916	755	1.5	1.5	753(-0.3%) a 758(0.4%)	1.48(-1.3%) a 1.53(2%)	7.44 450 5.5 5.5
		379	5.16	6.7	374(-1.3%) a 380(0.3%)	5.10(-1.2%) a 5.38(4.3%)	49 37.4 42.9
		38.9	16.1	22.8	28.8(-26%) a 40.6(4%)	10.0(-38%) a 17.6(9.3%)	80 57 100
		115	24.5	47.3	95.2(-17%) a 184(60%)	13.5(-45%) a 31.3(28%)	7.5 15 115
		11.2	19.7	67 FIJO	11.0(-1.8%) a 19.9(78%)	FIJO	1000
	249			201(-19%) a 301(21%)			

Tabla I. Continuación.

ESTA TESIS						Díaz (1986)		
SEV	Error RMS	t	d	Incertidumbre	Incertidumbre t	Error RMS	t	d
<b>110</b>	1.166	840	0.35	0.4	817(-3%) a 896(7%)	0.35(0%) a 0.35(0%)	1.8	1.8
		5443	0.51	0.9	4020(-26%) a 6999(29%)	0.40(-22%) a 0.69(35%)	48	21
		49.1	18.1	19	48.9(-0.4%) a 49.7(1%)	17.9(-1%) a 20.2(12%)	130	37.5
		98.2	66.8	85.8	96.4(-2%) a 108(10%)	41.5(-38%) a 70.7(6%)	54	99
		19.6	73.1	158.9	1.26(-94%) a 43.1(120%)	4.1(-94%) a 188(157%)	120	
	603			228(-62%) a 781(30%)				
<b>206</b>	0.997	4586	0.5	0.5	4446(-3%) a 4872(6%)	0.48(-4%) a 0.51(2%)	1.9	1.9
		1541	1.92	2.4	1507(-2%) a 1574(2%)	1.89(-2%) a 1.95(2%)	50	27
		48.7	20.4	22.8	47.5(-2%) a 50.4(3.5%)	17.1(-16%) a 26.2(28%)	140	18
		99.6	33.1	55.9	84.1(-15%) a 125(26%)	27.5(-17%) a 50.5(53%)	50	112
		37.1	157.5	213	7.87(-79%) a 41.4(12%)	33.6(-79%) a 182(16%)	125	
	740			598(-19%) a 2394(224%)				
<b>207</b>	0.848	2024	0.94	0.9	1983(-2%) a 2041(0.8%)	0.93(-1%) a 0.96(2%)	1.5	1.5
		529	1.65	2.6	504(-5%) a 588(11%)	1.45(-12%) a 1.74(5%)	54	10
		41.7	7.32	9.9	36.4(-13%) a 50.5(21%)	5.42(-26%) a 14.1(93%)	140	13
		78.2	55.5	65.4	73.0(-7%) a 93.9(20%)	28.7(-48%) a 71.8(29%)	50	100
		4.48	8.14	73.5	1.13(-75%) a 44.3(890%)	2.06(-75%) a 112(1280%)	175	
	218			183(-16%) a 391(79%)				
<b>208</b>	1.039	43.5	0.68	0.7	41.8(-4%) a 46.2(6%)	0.59(-13%) a 0.73(7%)	0.8	0.8
		15.4	1.48	2.2	14.3(-7%) a 17.7(15%)	1.21(-18%) a 3.19(116%)	13	1.6
		22.1	27.3	29.5	21.9(-1%) a 23.1(5%)	26.8(-2%) a 27.4(0.4%)	42	1.7
		775			748(-3%) a 808(4%)		16	10.8
							74	45
						1000		60

Tabla I. Continuación.

		ESTA TESIS				Díaz (1986)			
SEV	Error RMS	t	d	Incertidumbre res	Incertidumbre t	Error RMS	t	d	
<b>210</b>	inversión construida fijando d3								
	1.835	1915	2.87	2.87	1909(-0.3%) a 1927(0.6%)	2.85(-0.7%) a 2.88(0.3%)	2150	2.6	2.6
		11.2	6.1	9	8.60(-23%) a 12.9(15%)	4.50(-26%) a 7.36(21%)	34	27.4	30
		83	49	58	74.8(-10%) a 90.2(9%)	<b>FIJO</b>	90	50	80
		149	73.1	131.1	103(-31%) a 211(42%)	55.7(-24%) a 90.9(24%)	1000		
		1944			1279(-34%) a 2669(37%)				
<b>211</b>		336	0.62	0.62	326(-3%) a 348(3.6%)	0.60(-3%) a 0.65(4.8%)	500	6	6
		452	5.46	6.08	440(-2.7%) a 467(3.3%)	5.06(-7.3%) a 5.73(4.9%)	23	16	22
		13.6	13.9	20	0.989(-93%) a 21.4(57%)	1.0(-93%) a 21.9(58%)	70	21	43
		330,000			116342(-65%) a 334472(0%)		1000		
<b>212</b>		689	0.76	0.76	677(-2%) a 692(0.4%)	0.76(0%) a 0.78(3%)	810	0.7	0.7
		39.7	14	14.76	38.8(-2%) a 39.9(0.5%)	10.5(-25%) a 14.1(0.7%)	42	8.8	9.5
		1119	1.33	16.09	73.9(-93%) a 1517(36%)	0.96(-28%) a 26.2(1870%)	64	45	54.5
		1.12	1.03	17.12	0.911(-19%) a 30.1(2590%)	0.85(-17%) a 26.8(2500%)	1000		
		2E+05			28980(-85%) a 370085(96%)				

SEV Sondeo Eléctrico Vertical

Error RMS Error medio cuadrático entre resistividades aparentes observadas y calculadas

Resistividad de la capa (ohm m)

t Espesor de la capa (m)

d Profundidad a la base de la capa (m)

Incertidumbre Intervalo de incertidumbre de la resistividad (porcentajes)

Incertidumbre t Intervalo de incertidumbre del espesor (porcentajes)

separado. En consecuencia, existen muchos pares de espesor y resistividad que dan la misma conductancia y cuyos modelos reproducen los datos con aproximadamente la misma calidad de ajuste.

La inclusión de la información del corte geológico del pozo 1 de la CESPE (Figura 3) ayuda a resolver la fuerte incertidumbre en la profundidad al sustrato resistivo, la cual es importante por su trascendencia geohidrológica. Este pozo, que se encuentra a menos de 100 m del SEV 1b y que está terminado en la profundidad de 63.4 m, encontró rocas alteradas y frescas del basamento granodiorítico en profundidades de 48 y 56 m, respectivamente. Considerando que entre el sondeo y el cabezal del pozo existe una diferencia de elevación de 3.5 m y que posiblemente la granodiorita alterada tenga todavía una resistividad relativamente baja, la profundidad al basamento bajo el SEV 1b se supone que está en 52.5 m (Figura 25b). Este dato fue incluido en el modelado numérico por medio de inversiones constreñidas fijando en la inversión la profundidad a la base de la tercera capa en 52.5 m. El error de ajuste de este modelo preferido (Figura 25b) es de 1.27, similar al obtenido sin constreñir la profundidad (1.25), con la ventaja que se reduce sustancialmente el problema de equivalencia.

En febrero del 2003, 3 semanas antes de levantar el sondeo 1b, se midió una profundidad de 19.9 m al nivel freático en el pozo 1 de la CESPE (Kretzschmar, com. pers.). Considerando la diferencia de elevación de 3.5 m entre el sondeo y el cabezal del pozo, la profundidad al nivel freático en las coordenadas locales del sondeo debe esperarse

en 16.4 m (Figura 25b). El modelo preferido no tiene una interfase cercana a este valor, pues las profundidades a las bases de la primera y segunda capa están en 6.2 m y 34 m, respectivamente. Entonces, en esta localidad parece no haber un contraste fuerte de resistividad en el nivel freático.

### **III.2.2 Línea 2**

Los mejores modelos Occam y de capas del SEV 2 se muestran en la Figura 26. Los ajustes con los datos observados son buenos, con errores rms de ajuste de 0.53 y 0.52, respectivamente. Estos errores son menores a la unidad, indicando un sobreajuste de los datos. Esto fue necesario ya que si se consideran errores de ajuste cercanos a la unidad los ajustes son malos en aperturas electródicas grandes. En una primera instancia los datos fueron invertidos a modelos de cuatro capas dejando libres los siete parámetros del modelo. Los modelos resultantes tienen como rasgo común un fuerte problema de equivalencia en la conductancia de la tercera capa, que inclusive es más intenso que el presentado en el SEV 1b. Para ilustrar este problema, un modelo con 1 m de espesor y resistividad de  $5.1 \Omega \cdot \text{m}$  en la tercera capa reproduce los datos con aproximadamente el mismo grado de ajuste que un modelo de 46 m y  $210 \Omega \cdot \text{m}$ . Esto significa que el problema de equivalencia se manifiesta como una gran incertidumbre en la profundidad al basamento, pues éste se puede encontrar en profundidades desde 22 m hasta 67 m. Para resolver este problema, se optó por constreñir la inversión fijando la resistividad de la tercera capa en  $57.3 \Omega \cdot \text{m}$ , que es el valor inferido de la resistividad de la tercera capa del sondeo 1b. Como ya se discutió arriba, esta resistividad resultó de una inversión constreñida usando la información geológica del pozo 1. El modelo mostrado en la Figura 26b es el resultado de esta inversión

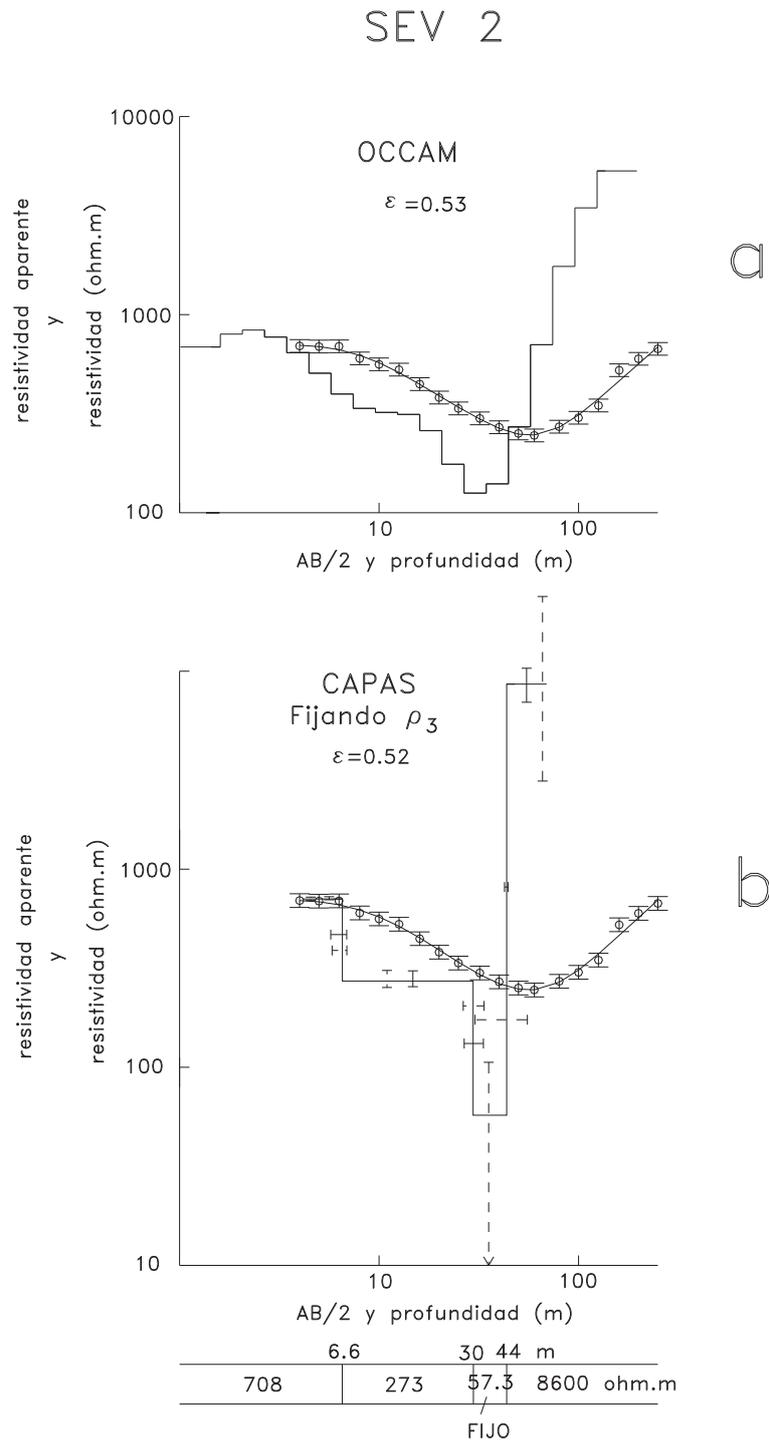


Figura 26. Modelos del SEV 2. a) Modelo Occam. b) Modelo constreñido de capas al fijar la resistividad de la tercera capa en 57.3 m. Las barras con líneas sólidas corresponden a este modelo. Las barras con líneas discontinuas fueron estimadas suponiendo un valor no fijo de la resistividad de la tercera capa.

constreñida. La profundidad al basamento resistivo con esta estrategia de interpretación es de 43.7 m.

En forma similar a lo realizado en el modelo del sondeo 1b, en el modelo de capas de la Figura 26b se incluyen dos tipos de barras de error; las mostradas con líneas sólidas son las obtenidas fijando la resistividad de la tercera capa y las graficadas con líneas discontinuas son las estimadas al liberar la resistividad de esta capa. Nuevamente, las barras más grandes corresponden a la capa conductora, confirmando el ya mencionado problema de equivalencia. El uso de la resistividad de esta capa como información a priori en la inversión resuelve claramente el problema de equivalencia, reduciendo notablemente el error en el espesor del conductor.

### **III.2.3 Línea 3**

Los modelos Occam y de capas del SEV 3 se presentan en la Figura 27. Los errores rms de ajuste son altos (3.03 y 2.19) principalmente debido a que los datos tienen una alta dispersión, particularmente entre aperturas ( $AB/2$ ) de 10 a 100 m, y al mal ajuste en las aperturas grandes. En medios estratificados la máxima pendiente posible de la rama ascendente de una curva de resistividades aparentes es de  $45^\circ$ , lo cual ocurre cuando hay un sustrato resistivo de resistividad infinita. La pendiente de los datos del SEV 3 es claramente mayor a  $45^\circ$ . Cuando este rasgo anómalo se presenta en datos de campo generalmente se interpreta como producido por un efecto 3D de la estructura. En nuestro caso parece difícil darle esta interpretación pues el sondeo está en una zona de topografía plana, relativamente

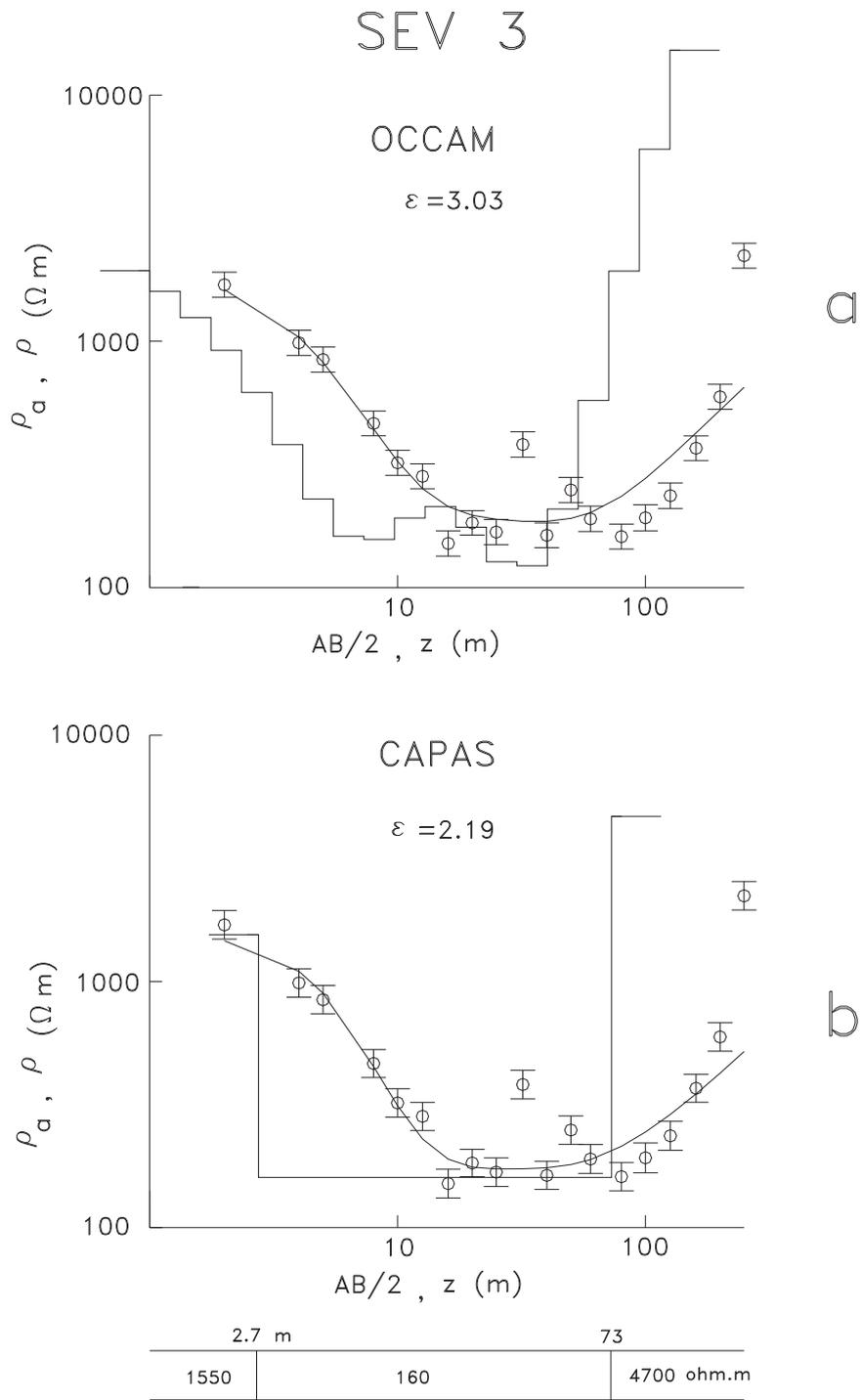


Figura 27. Modelos del SEV 3. a) Modelo Occam. b) Modelo de capas.

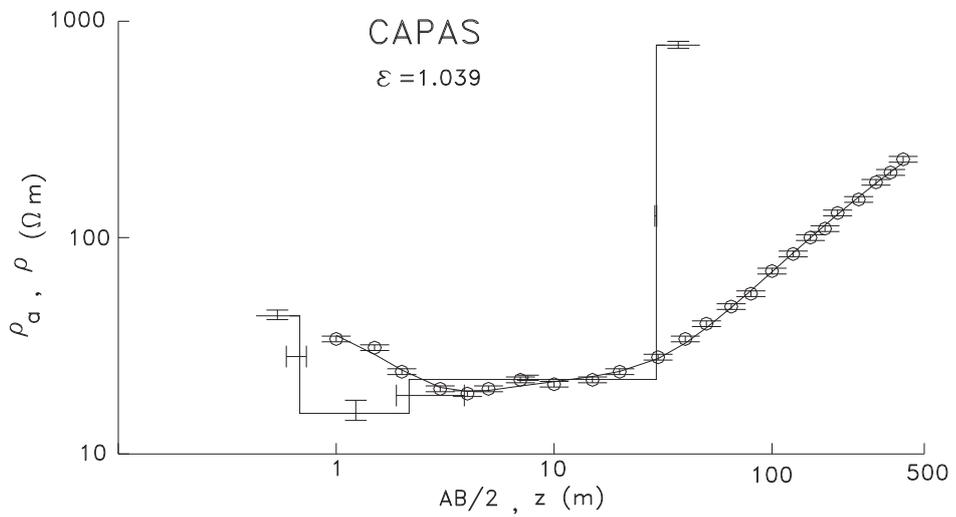
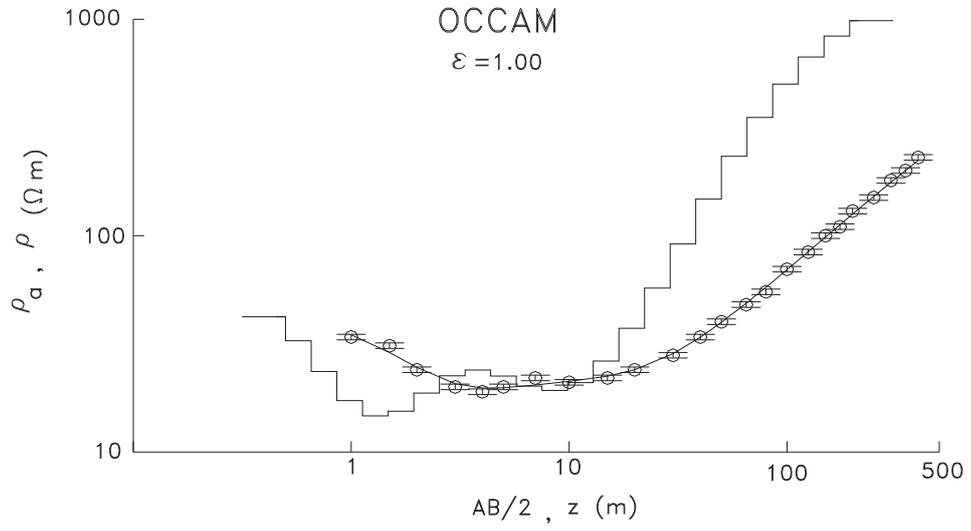
lejos de los cerros graníticos y no es obvio adjudicarlo a la geometría irregular del basamento.

Por otra parte, la segunda capa del modelo tentativamente podría ser asociada con el acuífero. La profundidad de 2.7 m a la cima de esta capa implicaría que el nivel freático estuviera a esta profundidad, lo cual no es correlacionable con la información de pozos aledaños. La profundidad al nivel freático en el pozo 10 de la CESPE, localizado aproximadamente 1.5 km aguas arriba, se encuentra en 26 m y de un pozo al otro lado de la carretera a 500 m del sondeo se encuentra a 10 m. Por lo tanto, cabría esperar una profundidad cercana a estos valores en la localidad del SEV 3. Estos dos argumentos, el ascenso anómalo de la curva de resistividades aparentes y la profundidad tan somera del conductor nos conducen a concluir que los datos de resistividad aparente no son representativos de la estructura eléctrica del subsuelo. El culpable debe ser la presencia de una alta resistencias de contacto que limitó las intensidades de corriente inyectadas y en consecuencia produjo mediciones ruidosas de los voltajes. Es importante mencionar que este sondeo fue levantado en septiembre, 6 meses después de la temporada de lluvias, ocasionando que la capa superficial de arena perdiera prácticamente toda su humedad.

### **III.2.4 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES PREVIOS**

Los ocho SEVs adquiridos por Díaz (1986) en el año de 1985 se reinterpretaron siguiendo la misma metodología aplicada a nuestros tres sondeos. Los resultados de los modelos Occam y de capas se muestran en orden geográfico en las Figuras 28-35, empezando con el sondeo 208 ubicado en el extremo suroeste del arroyo Guadalupe. La

# SEV 208



	0.7	2.2	29.5 m	
	44	15	22	780 ohm.m

Figura 28. Modelos Occam y de capas del SEV 208.

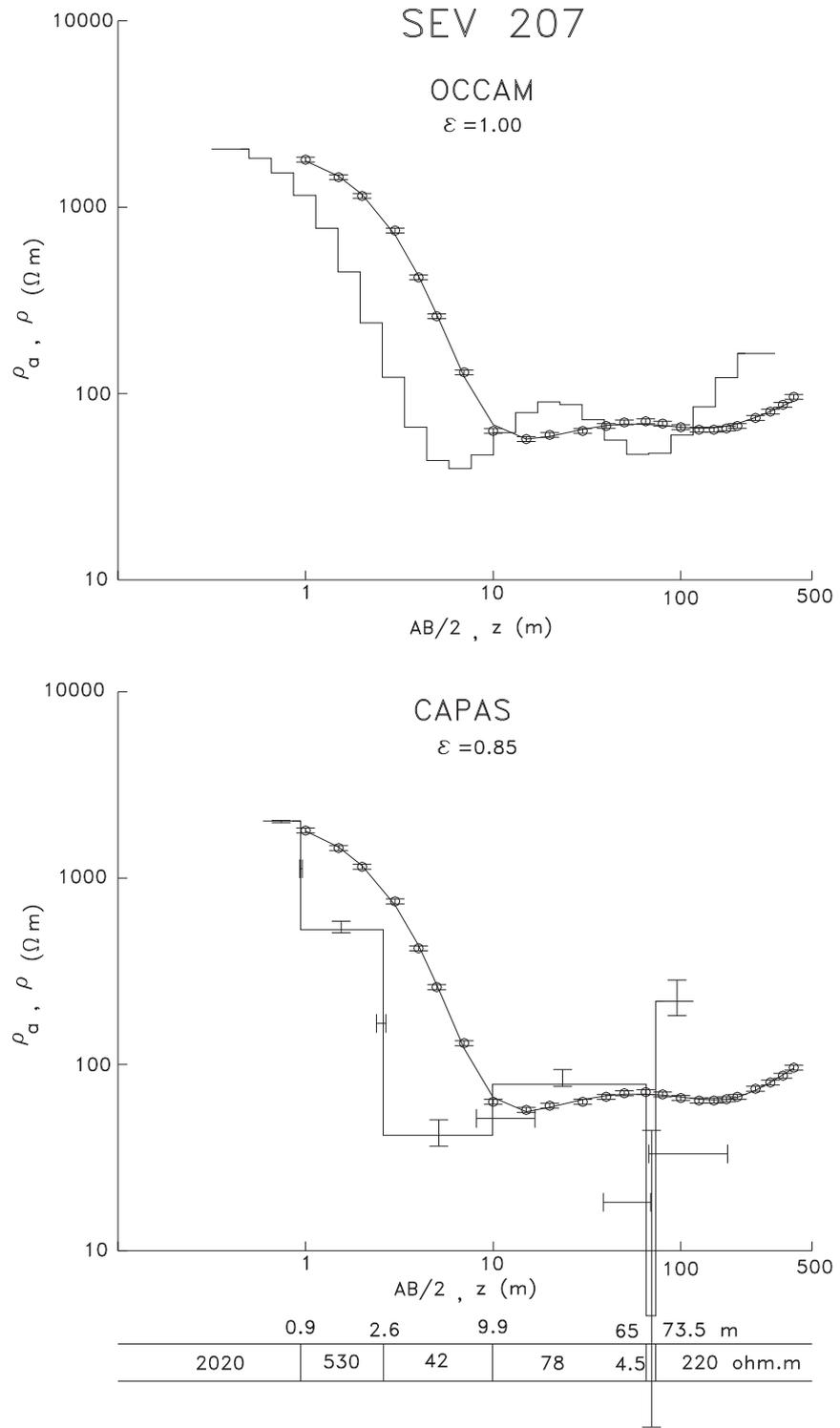


Figura 29. Modelos Occam y de capas del SEV 207.

# SEV 206

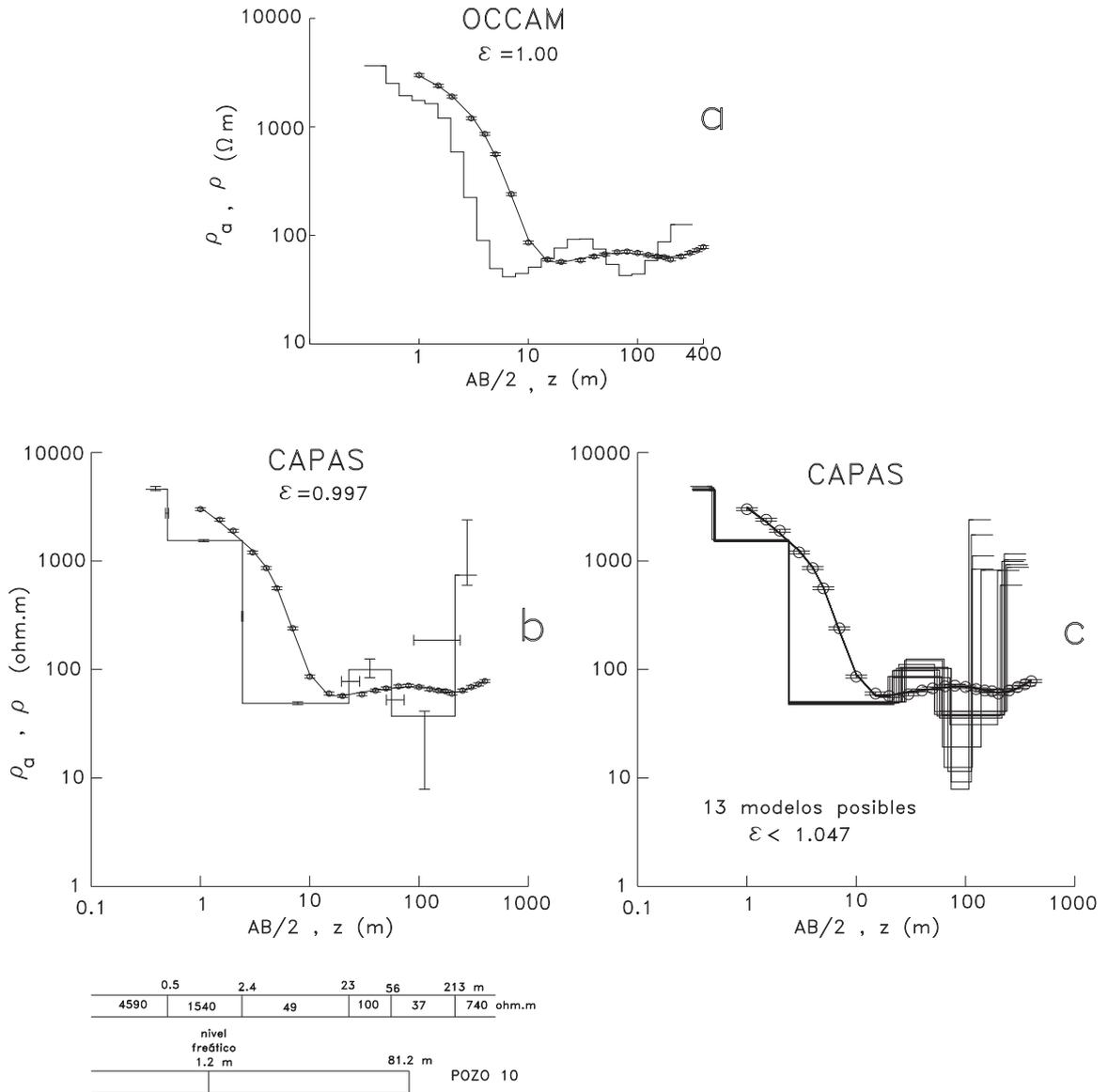


Figura 30. Modelos del SEV 206. a) Modelo Occam. b) Modelo preferido de capas. c) Trece modelos posibles cuyos errores de ajuste son 5 % mayor que el preferido.



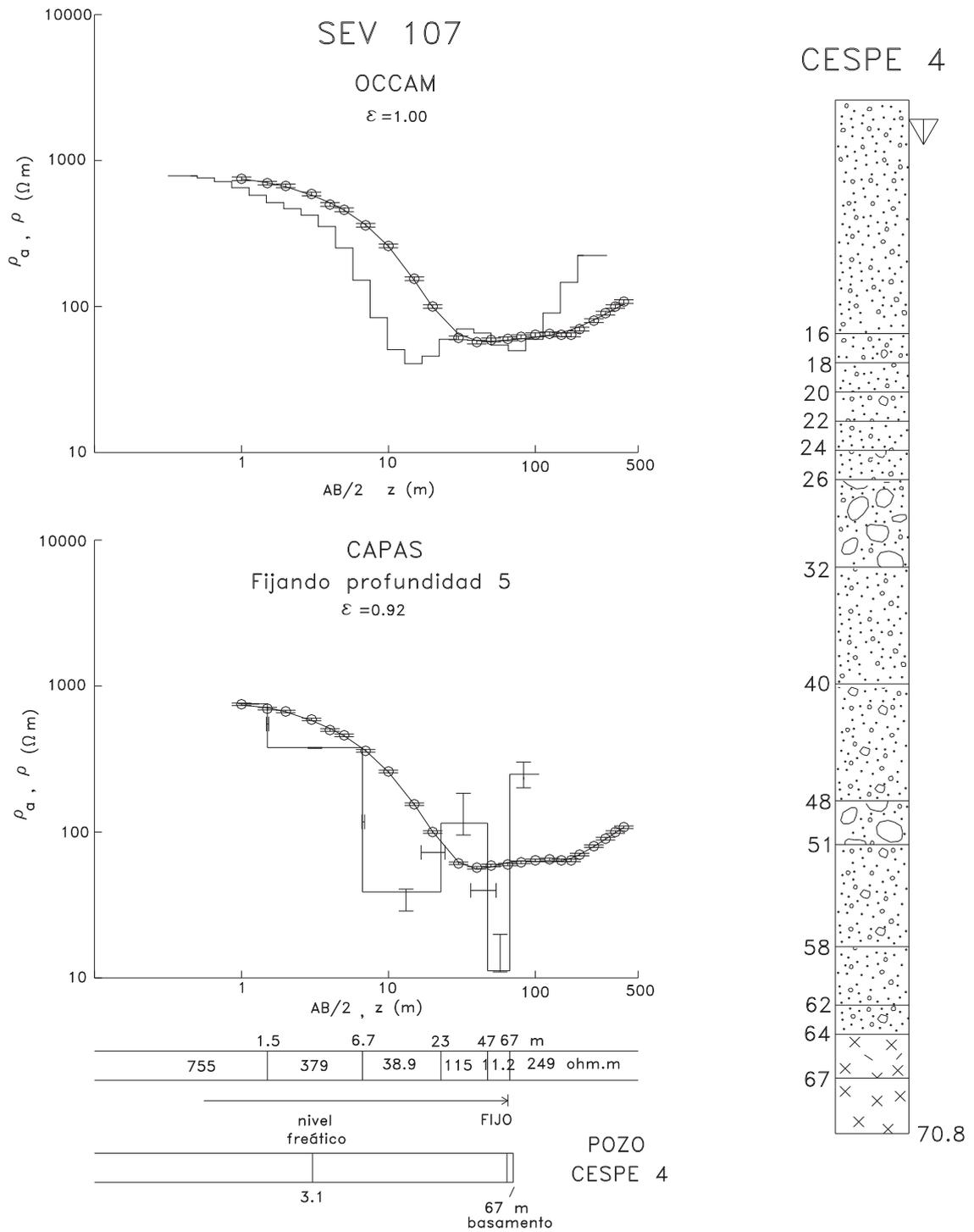


Figura 32. Modelos Occam y constreñido de capas del SEV 107. Se incluye la litología del pozo 4 de la CESPE.

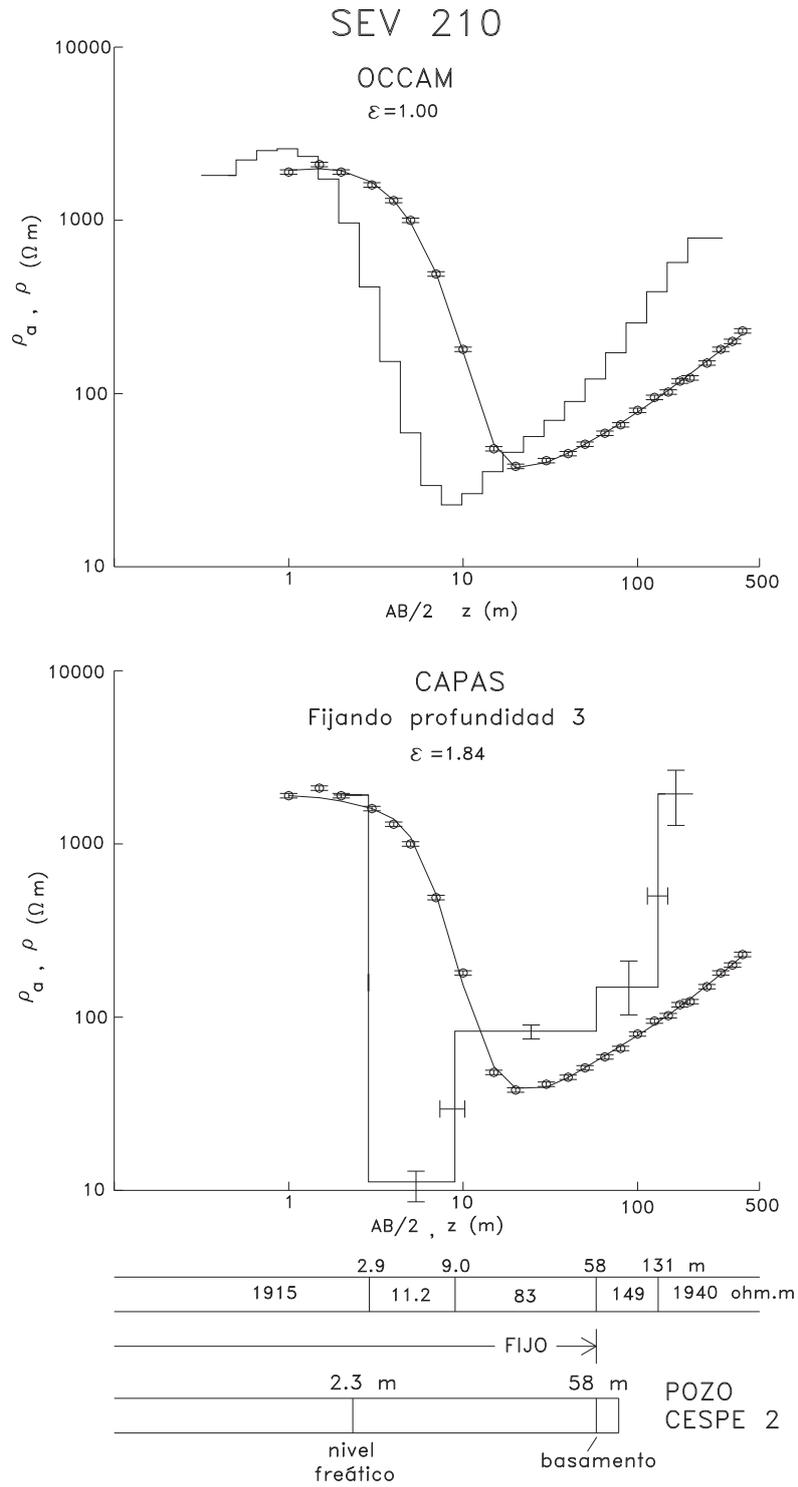


Figura 33. Modelos Occam y constreñido de capas del SEV 210.

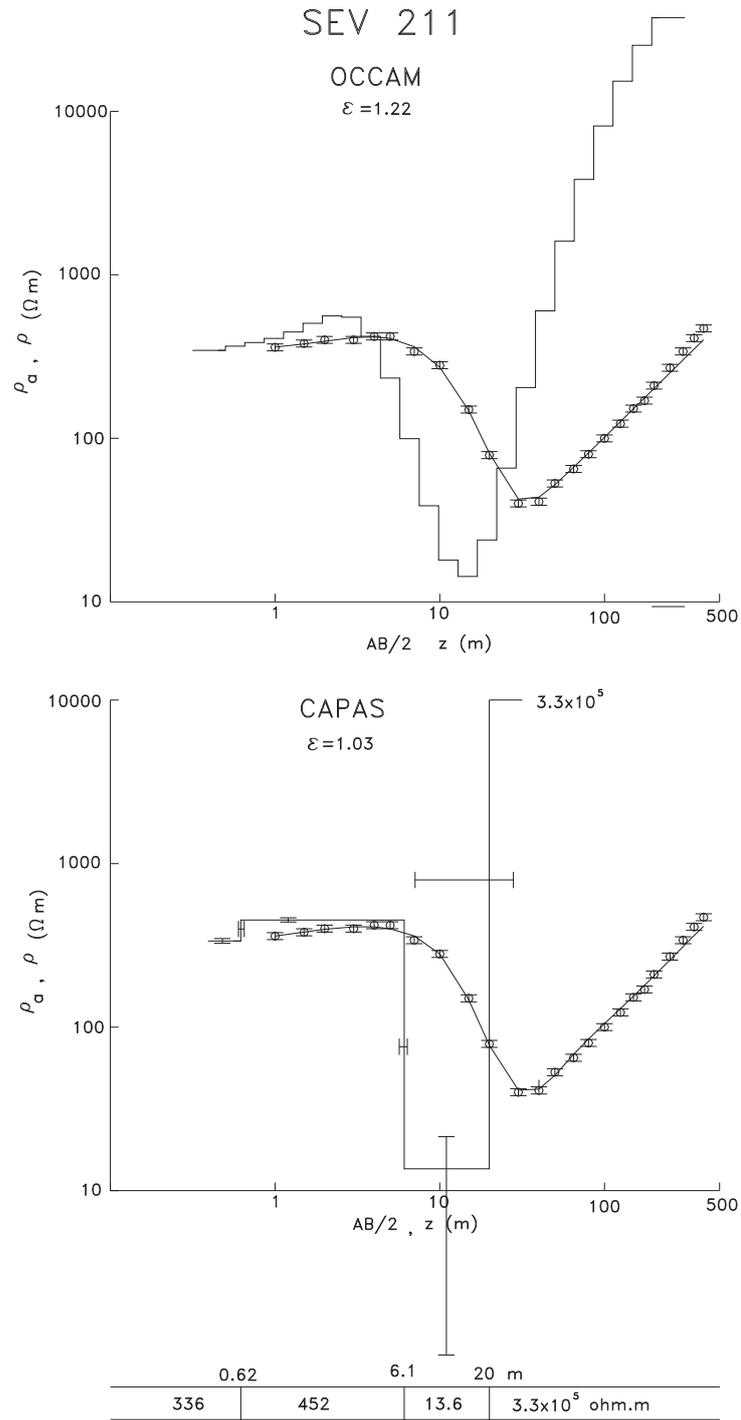


Figura 34. Modelos Occam y de capas del SEV 211.

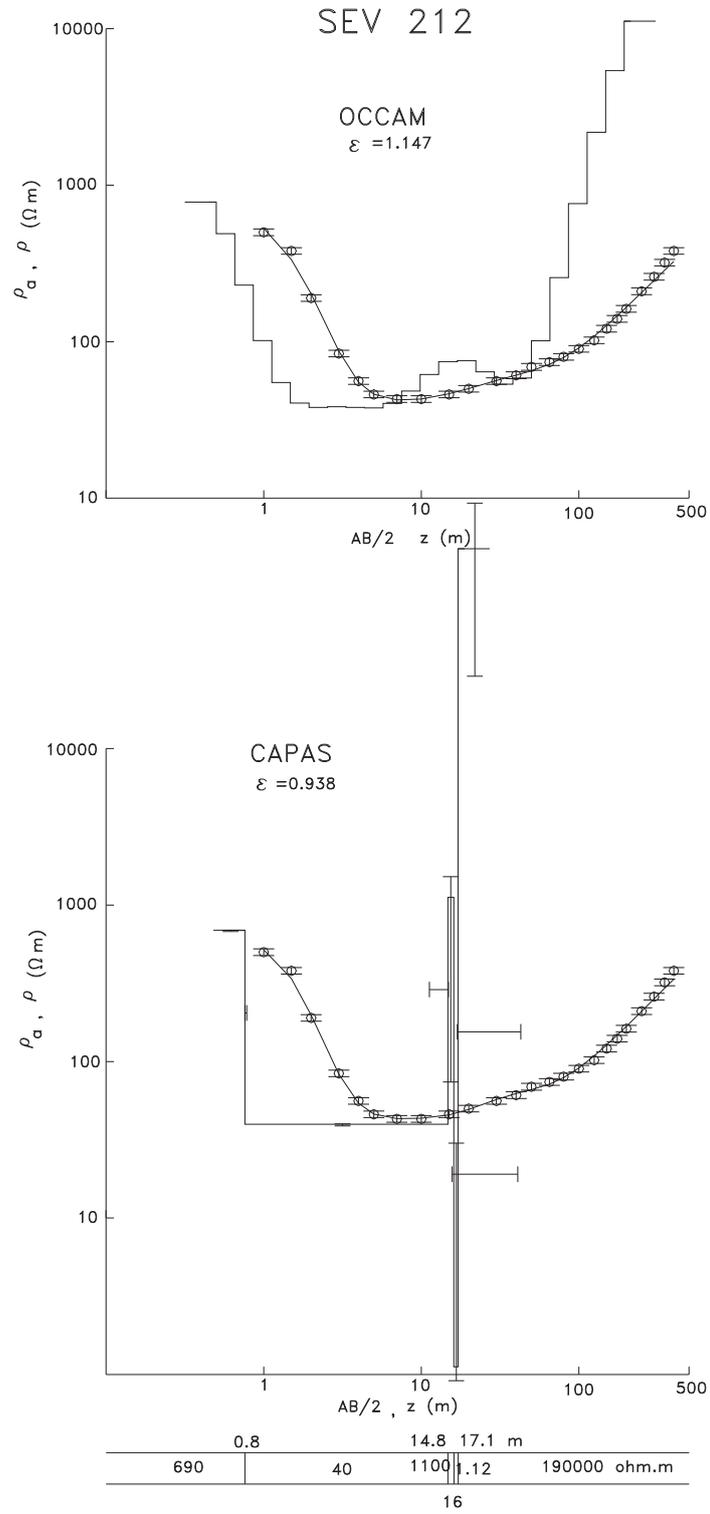


Figura 35. Modelos Occam y de capas del SEV 212.

Tabla I lista los parámetros de cada uno de los modelos de capas y los compara con los estimados por Díaz (1986). Como se detalla más adelante, los modelos de capas de los sondeos 107 y 210 son el resultado de inversiones constreñidas, donde las profundidades al sustrato resistivo se mantuvieron fijas en 67 y 58 m, respectivamente. La Figura 36a presenta una configuración de las resistividades Occam a lo largo del perfil 2, usando cuatro contornos por década. La Figura 36b muestra la sección de capas o electrostratigráfica donde se indican las resistividades de las capas, profundidades a las interfaces y las barras de incertidumbre de estas últimas. También se incluyen los pozos cercanos y la profundidad a la cual penetraron el basamento granítico. En esta figura, por claridad, se ha omitido la estructura de capas más somera.

La comparación de nuestros modelos con los de Díaz (1986) se muestra gráficamente en las Figuras 37 a 40 y en la Tabla I. Díaz interpretó estos sondeos con curvas maestras, confirmando el modelo con un programa que resuelve el problema directo. Los errores de ajuste de sus modelos no fueron reportados por Díaz, sino calculado por nosotros. El promedio de sus errores de ajuste es de 4.7, significativamente mayor al promedio de nuestra reinterpretación, que es 1.1. A pesar de esta diferencia, los modelos no son muy diferentes a nuestra interpretación.

Los modelos de capas están formados por 4, 5 o 6 capas, con errores de ajuste de 0.85 a 1.84 (Tabla I). El comportamiento general de los modelos es de un resistivo somero y delgado subyacente por un conductor potente y un sustrato resistivo. Esta secuencia es correlacionable con la zona vadosa, el acuífero y el basamento impermeable,

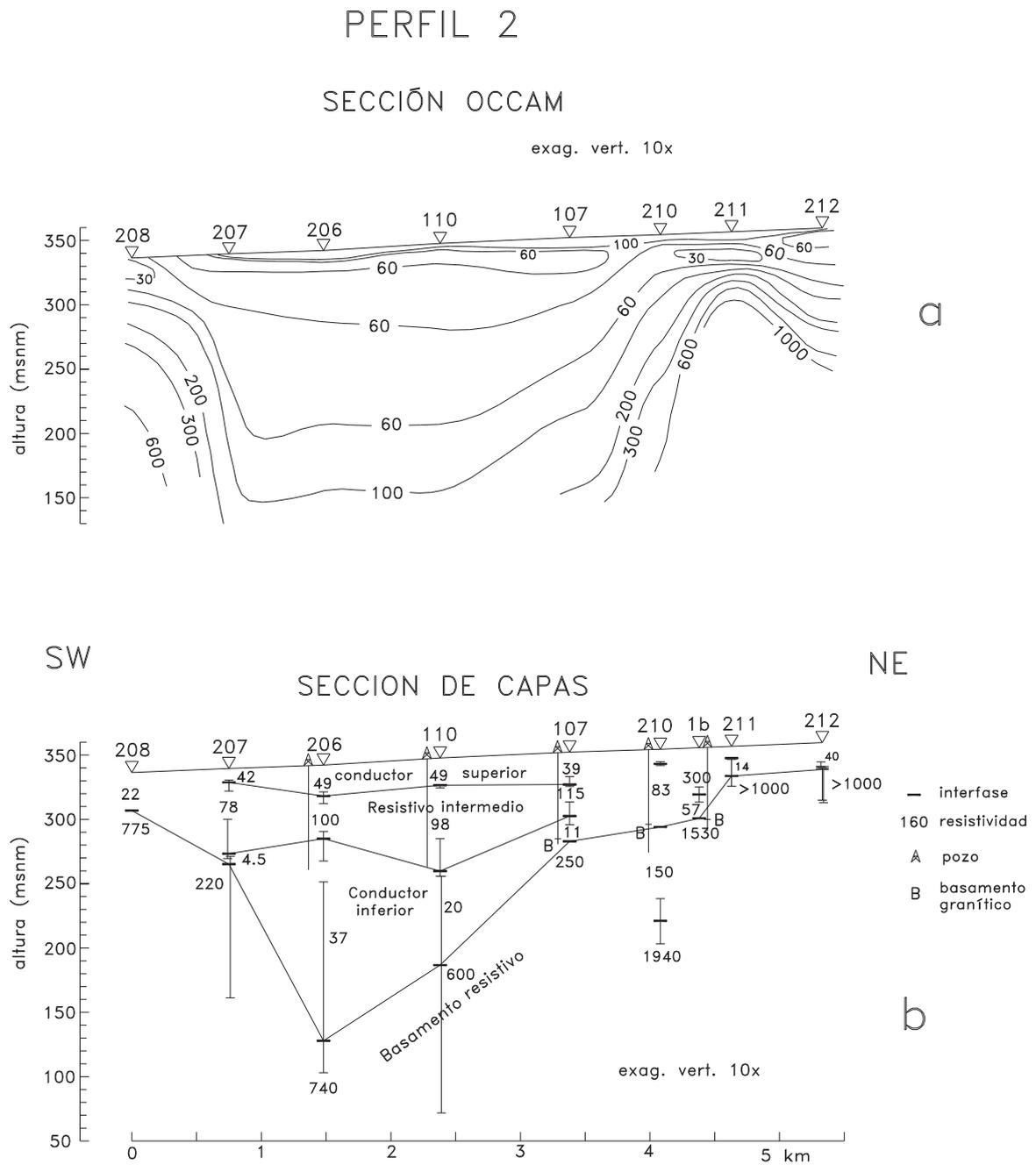


Figura 36. a) Sección construída con los modelos Occam. b) Sección construída con los modelos de capas. Las barras en las interfases entre capas indican la incertidumbre de estas profundidades.

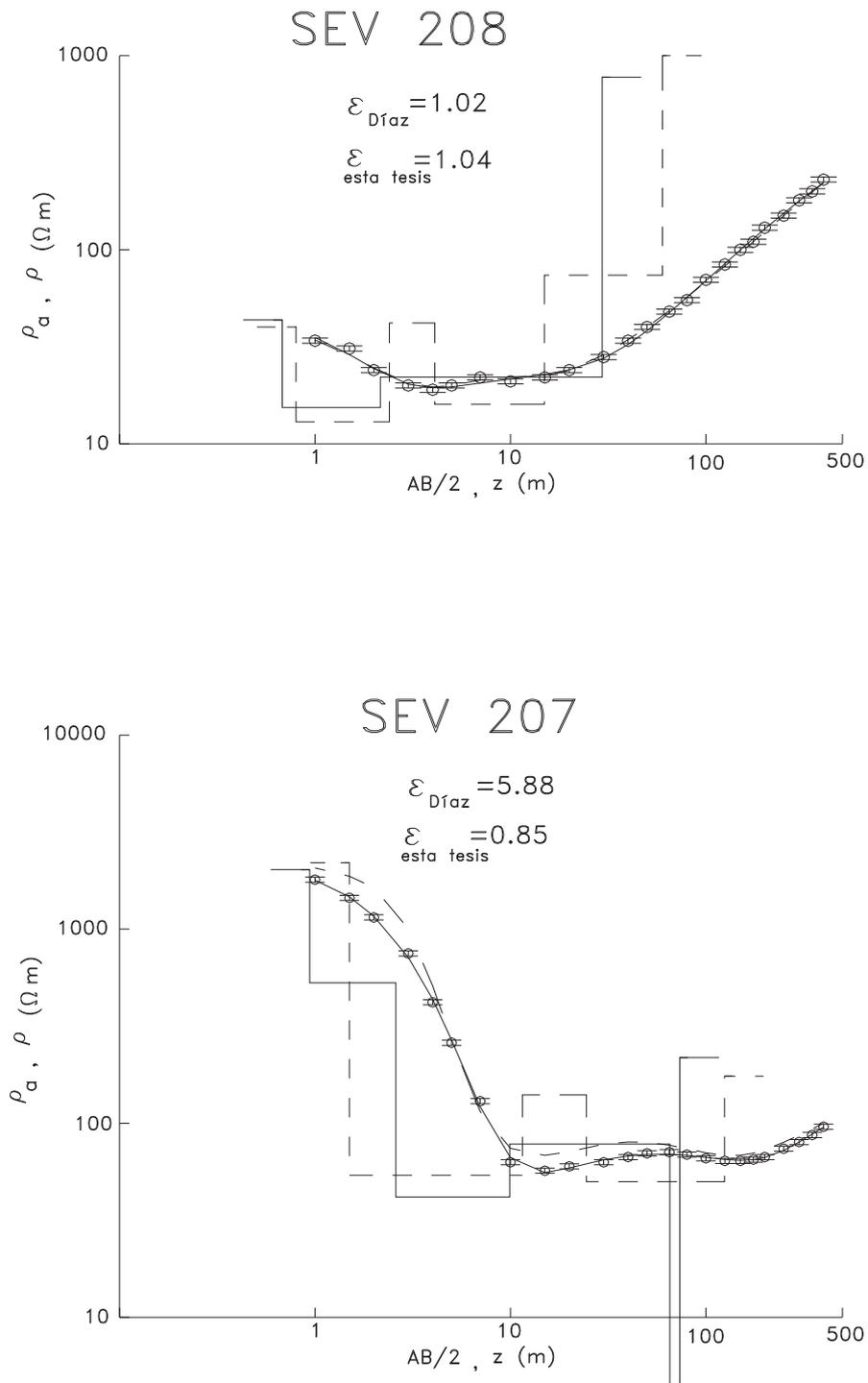


Figura 37. Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 208 y 207.

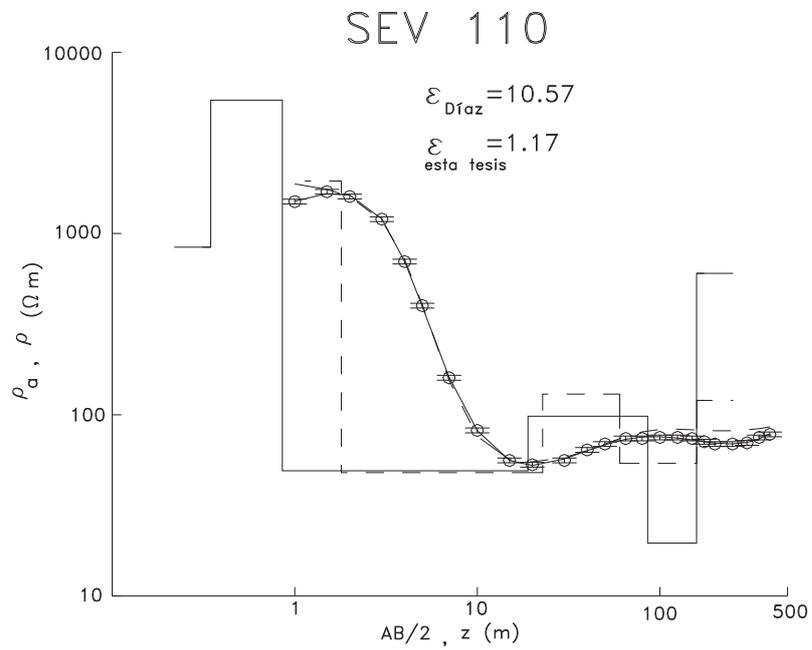
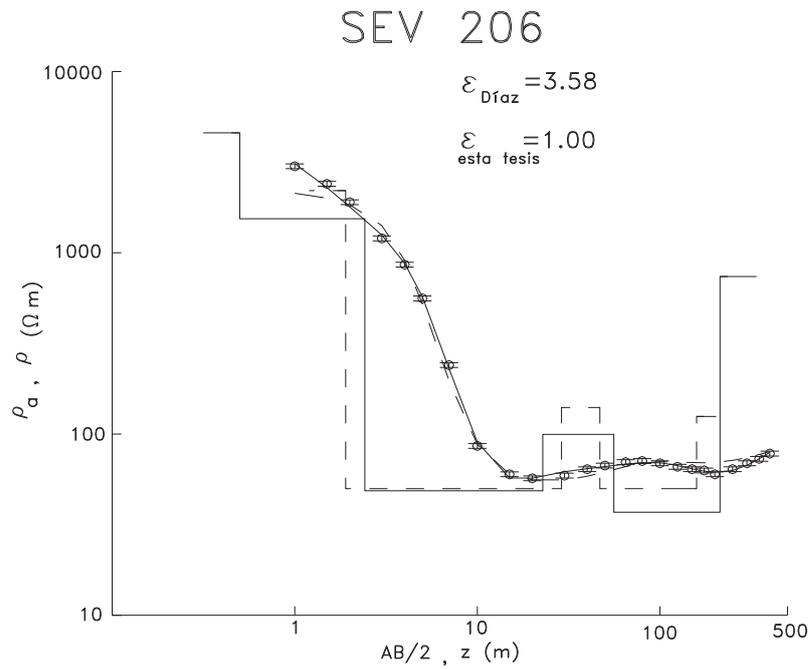


Figura 38. Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 107 y 210.

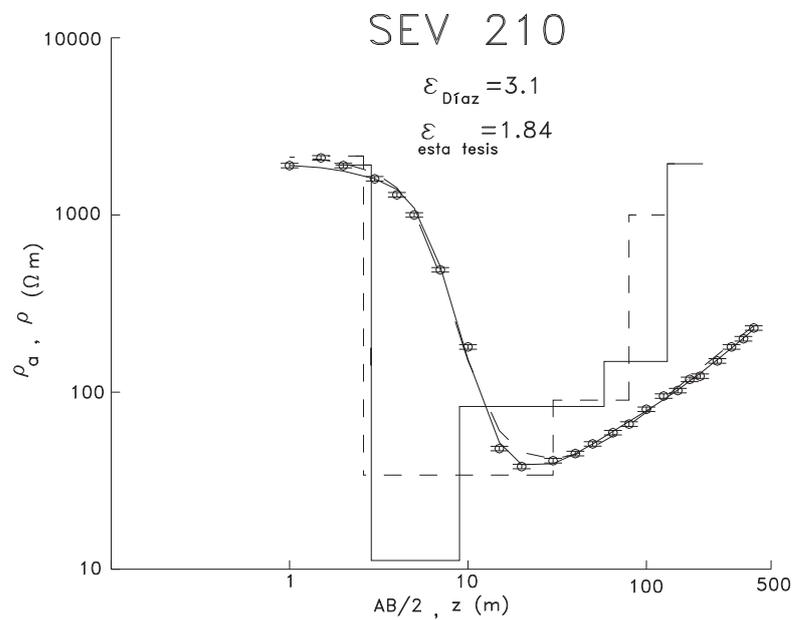
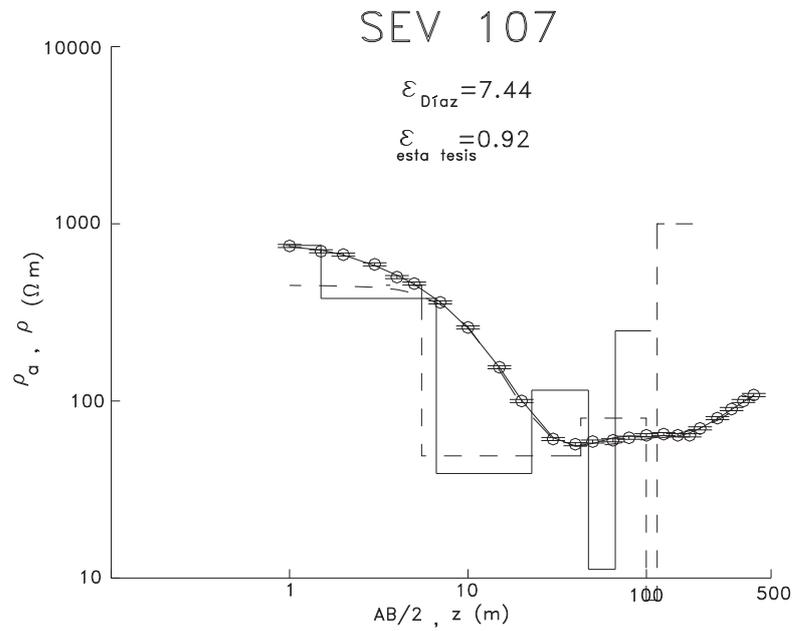


Figura 39. Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 107 y 210.

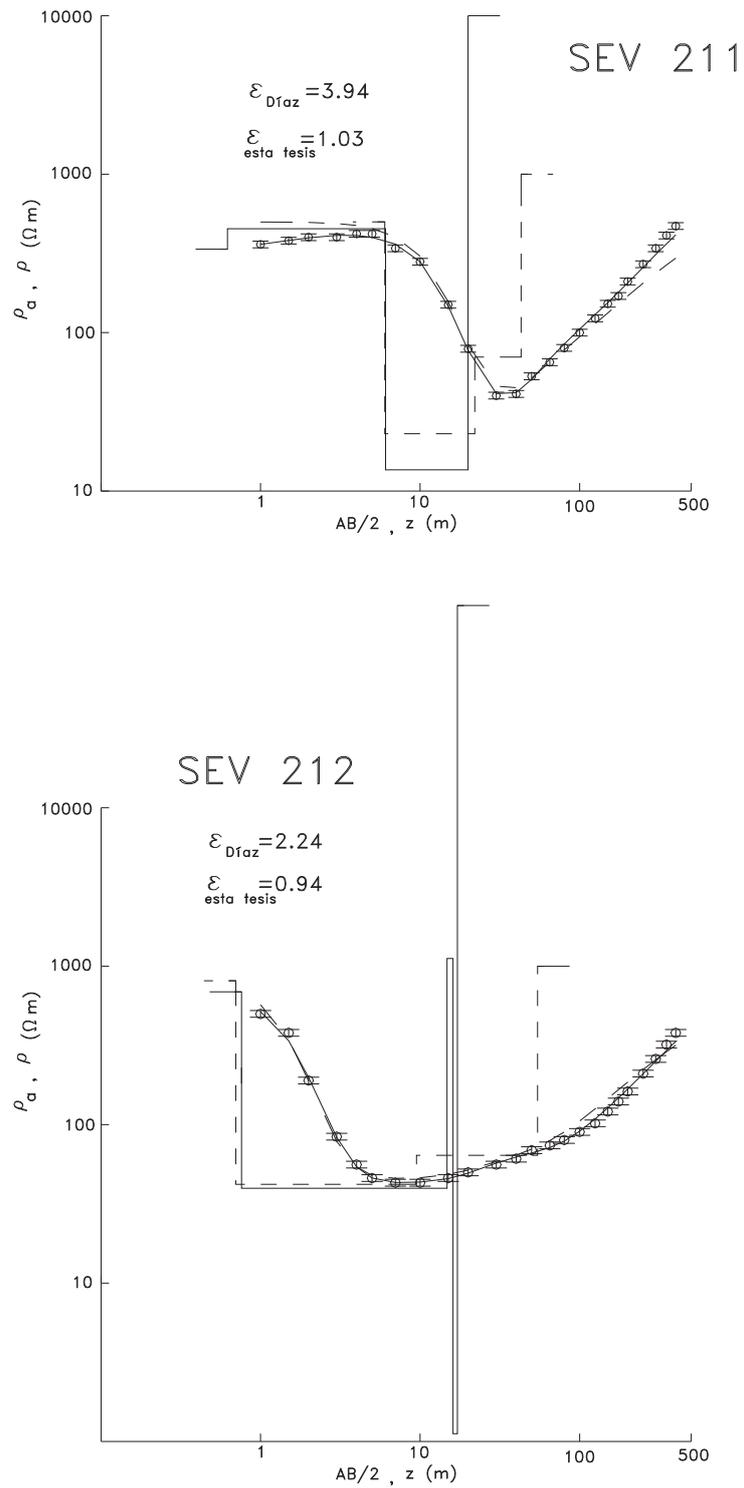


Figura 40. Comparación entre los modelos y respuestas de Díaz (1986) (líneas discontinuas) y nuestra reinterpretación (líneas continuas) de los SEVs 211 y 212.

respectivamente. Cuatro sondeos (206, 110, 107 y 210) se encuentran relativamente cercanos al mismo número de pozos de la CESPE (pozos 10, 7, 4 y 2, respectivamente, Figura 41), donde se conoce la profundidad al nivel freático y existe una descripción de la columna geológica (SARH, 1985). Esta información fue adquirida menos de un año antes del levantamiento de los SEVs, por lo que es confiable suponer que las profundidades al nivel freático no variaron significativamente en ese período.

El resistivo somero tiene una resistividad variable pero mayor a  $330 \Omega \cdot m$ , con la excepción del modelo del SEV208, el cual presenta un valor bajo de  $44 \Omega \cdot m$ . El resistivo está formado por 1 o 2 capas, con un espesor compuesto que varía de 0.6 a 6.7 m, con un promedio de 2.9 m. Este valor se correlaciona bien con las profundidades al nivel freático medidas en 1985, que varían de 1.2 m en el pozo 10 a 3.1 m en el pozo 4, por lo que es claro asociar este resistivo con la zona vadosa.

La zona conductora está compuesta de 1 a 3 capas de resistividad variable pero menor a  $120 \Omega \cdot m$ . Cuatro sondeos contiguos (207, 206, 110 y 107) presentan, como rasgo común, una capa resistiva inmersa dentro del conductor, a la que denominamos resistivo intermedio ( $R_I$ ). A la capa conductora que suprayace y subyace al resistivo intermedio las denominamos conductor superior ( $C_S$ ) y conductor inferior ( $C_I$ ), respectivamente. El resistivo intermedio tiene resistividades entre  $78$  y  $115 \Omega \cdot m$ , espesores entre 24 y 67 m y su cima se presenta en profundidades de 10 a 23 m. Este resistivo también se presenta en el extremo NE del perfil (sondeo 212) con una resistividad de  $80 \Omega \cdot m$ , 11 m de espesor y

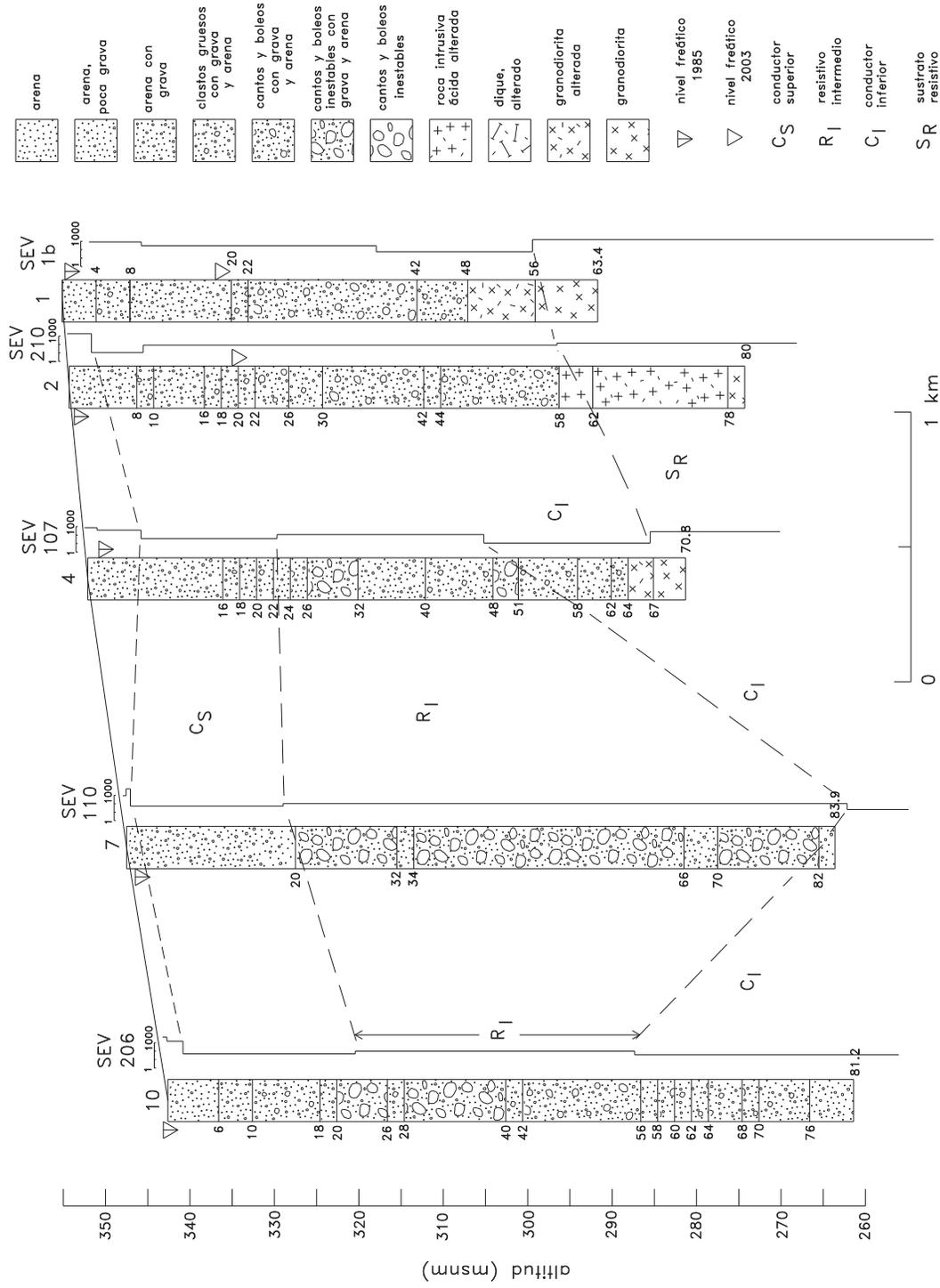


Figura 41. Correlación entre los modelos de capas en cinco sondeos y la litología en pozos vecinos.

cima en 20 m de profundidad. Nosotros interpretamos a esta capa como un paquete de sedimentos saturados dominado por clastos gruesos como cantos y gravas.

La correlación gráfica de los modelos de capas con la litología de los pozos se muestra en la Figura 41. Los sondeos con resistivo intermedio que tienen un pozo cercano son los SEV 206, 110 y 107. La correlación visual entre este resistivo y las granulometrías de los pozos no es clara excepto en el SEV 110, donde el intervalo de profundidades abarcado por el resistivo intermedio está dominado por cantos y boleos inestables con grava y arena. Para llevar a cabo esta correlación en términos más cuantitativos, se definió el índice granulométrico  $\alpha$  como un promedio ponderado del tamaño del clasto,

$$\alpha = \frac{1}{Z} \sum_i \Delta z_i F_i, \quad (11)$$

donde  $\Delta z_i$  es un intervalo de profundidades,  $Z$  es el espesor total considerado y  $F_i$  es un factor indicativo de la granulometría que varía de 1 para arena hasta 7 para los cantos y boleos de la Figura 41. De esta forma podemos comparar el índice  $\alpha_{RI}$  del intervalo de profundidades ocupado por el resistivo intermedio con el índice  $\alpha_T$  del espesor total ocupado por sedimentos en cada pozo. Los valores de  $\alpha_{RI}$  de los pozos 10, 7 y 4 son 5.0, 5.6 y 4.1, respectivamente, mientras que los de  $\alpha_T$  son 3.9, 5.0 y 3.8, respectivamente. En los tres pozos  $\alpha_{RI}$  es mayor que  $\alpha_T$ . Entonces, este análisis sugiere que, en efecto, el resistivo intermedio puede asociarse a la presencia de sedimentos clásticos gruesos.

Las barras de error de las resistividades y espesores del resistivo intermedio están indicadas en la Tabla I, en las figuras de los sondeos 207, 206, 110 y 107 (Figuras 29 a 32) y en la sección electroestratigráfica de la Figura 36. La magnitud de estas incertidumbres indica que el resistivo intermedio sufre de un problema moderado de equivalencia en su resistencia transversal (el producto de su resistividad por su espesor). Este problema se presenta cuando la conductancia de la capa es menor a la suma de conductancias de las capas que la suprayacen (Orellana, 1972). Sin embargo, parece ser que sus parámetros no tienen un sesgo significativo, lo cual está apoyado por el comportamiento geométrico de esta capa en la Figura 36b, donde sus resistividades bajo los SEV 207, 206, 110 y 107 son similares (78, 100, 98 y 115  $\Omega \cdot m$ , respectivamente), los espesores también son similares y la capa es aproximadamente horizontal.

Las resistividades del conductor superior ( $C_S$ ) en estos cuatro sondeos (207, 206, 110 y 107) son similares, pues varían de 39 a 49  $\Omega \cdot m$ . Es probable que estas resistividades relativamente bajas, además de estar relacionadas con la zona saturada, se deban a la presencia de sedimentos de grano fino, como gravas, arenas y arcilla mezclada. Las incertidumbres de las resistividades y espesores de esta capa son relativamente pequeñas.

A diferencia del conductor superior, las resistividades y espesores del conductor inferior ( $C_I$ ) tienen amplios rangos de variación en los sondeos 207, 206 y 110 y sus incertidumbres son altas (Figura 36b). Esto se debe a que esta capa tiene un fuerte problema de equivalencia en su conductancia. Esta equivalencia es ilustrada en la Figura 30c que muestra 13 posibles modelos del SEV 206 que reproducen las resistividades aparentes

observadas con errores de ajuste dentro del 5 % del mínimo error de 0.997. La quinta capa de este modelo, correspondiente al conductor inferior, puede tener una gran variedad de espesores y resistividades. El problema de equivalencia también afecta al SEV 107. Para reducirlo, el modelo de este sondeo es el resultado de una inversión constreñida, donde en el proceso de optimización se mantuvo fija la profundidad a la base de la quinta capa en 67 m, que es la profundidad a la cual un pozo cercano encontró el basamento granítico (Figura 32). Este proceso no pudo aplicarse a los SEVs 206 y 110 pues sus pozos vecinos no alcanzaron a cortar el basamento en sus máximas profundidades de aproximadamente 80 m (Figura 41). El problema de equivalencia tiene un efecto significativo en estos tres sondeos (207, 206 y 110) pues la profundidad al basamento es muy incierta en esta zona. Lo anterior se enfatiza en la Figura 42, la cual muestra las profundidades mínimas y máximas al basamento. Si consideramos el límite superior de la barra de error de la profundidad al basamento, éste se encontraría a 67, 90 y 90 m de profundidad, bajo los SEVs 207, 206 y 110, respectivamente. Si consideramos el límite inferior las profundidades serían de 180, 240 y 270 m, respectivamente.

### **III.3 MÉTODOS DE MODELADO E INVERSIÓN EN 2.5D**

Varias técnicas numéricas en dos y media dimensiones (2.5D) fueron usadas para modelar e invertir los datos con el arreglo dipolo-dipolo medidos sobre el tubo metálico, para evaluar el efecto de este tubo conductor sobre el SEV 1b y para modelar el efecto de la pared granítica en el SEV 2 de la Línea 2. El término “dos y media dimensiones” es usado en geofísica cuando se calcula el voltaje 3D producido por una fuente puntual de corriente en una estructura eléctrica 2D.

# PERFIL 2

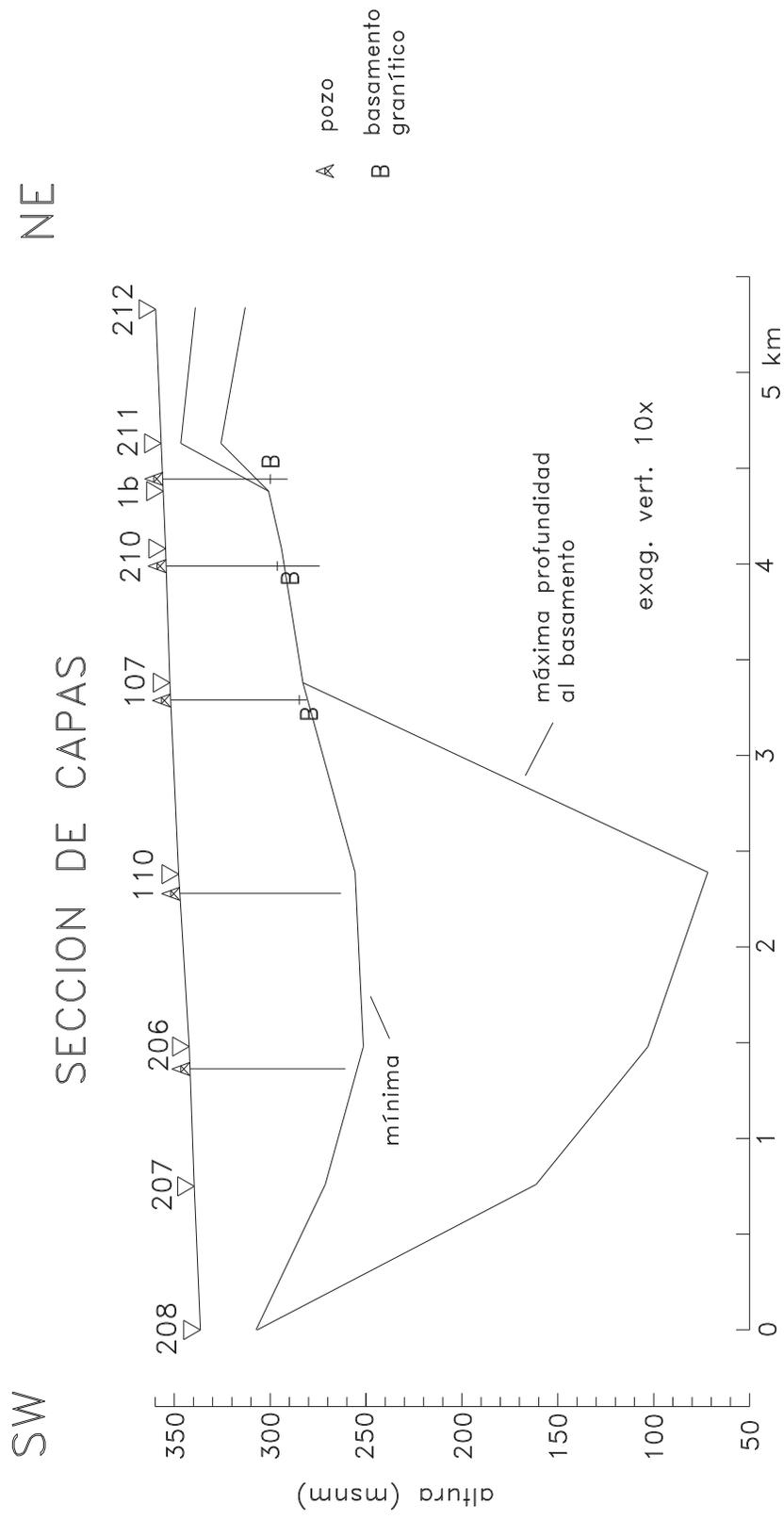


Figura 42. Intervalo de posibles profundidades al basamento. Las profundidades mínima y máxima limitan este intervalo.

El algoritmo de Dey y Morrison (1979) fue usado para calcular el potencial  $V(x,y,z)$  de una o más fuentes puntuales de corriente en un semiespacio 2D, es decir, donde la resistividad  $\rho(x,z)$  no depende de la dirección de bidimensionalidad  $y$ . Para evitar el cálculo del potencial 3D, se realiza una transformación del voltaje de  $V(x,y,z)$  a  $\tilde{V}(x,k_y,z)$  por medio de una Transformada de Fourier en la dirección  $y$ . El semiespacio en cuestión se discretiza en una rejilla rectangular irregular, aproximándose la ecuación de Poisson con diferencias finitas para diferentes números de onda  $k_y$ . El potencial  $V(x,y,z)$  en el dominio del espacio se obtiene a partir de la transformada inversa de Fourier del potencial en el número de onda,

$$V(x,y,z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \tilde{V}(x,k_y,z) \cos(k_y y) dk_y \quad (12)$$

En el algoritmo de Dey y Morrison (1979) esta integral es evaluada numéricamente dividiendo el intervalo de integración en secciones, aproximando el potencial en la subsección con  $e^{(-ak_y)}$  y usando,

$$\int_{k_{y1}}^{k_{y2}} e^{-ak_y} \cos(k_y y) dk_y = \frac{e^{-ak_y}}{a^2 + y^2} [y \operatorname{sen}(k_y y) - a \cos(k_y y)]_{k_{y1}}^{k_{y2}} \quad (13)$$

la cual trabaja bien cuando la coordenada  $y$  de los electrodos de potencial es cero o pequeña.

Esta aproximación en el cálculo de la integral (12) fue usada en el modelado del perfil dipolo-dipolo. Sin embargo, esta aproximación trabaja mal en el modelado de nuestros sondeos 1b y 2, donde la expansión de los electrodos se hizo en la dirección paralela al tubo y pared granítica, respectivamente, es decir, en forma paralela a la dirección de bidimensionalidad, donde las coordenadas  $y$  de los electrodos de potencial son muy diferentes a cero.

La Figura 43 ilustra la inexactitud de la integración por secciones descrita por la expresión (13) aplicada a un modelo sencillo que tiene solución analítica. La Figura 43a muestra la vista en planta y la sección transversal del modelo, constituido por dos semiespacios homogéneos ( $2000$  y  $300 \Omega \cdot m$ ) separados por un contacto vertical. El origen del sondeo Schlumberger se encuentra a  $50$  m del contacto y la expansión de los electrodos se realiza en la dirección paralela al contacto, con aperturas  $(AB/2)$  máximas de  $250$  m. Para calcular los voltajes y a partir de éstos las resistividades aparentes, se usaron 23 valores de número de onda, desde  $6 \times 10^{-4}$  hasta  $180 \text{ m}^{-1}$ . La Figura 43b compara las resistividades aparentes calculadas con la integración por secciones (círculos) con las de la solución analítica, donde es obvia la deficiente reproducibilidad de la solución numérica. En este modelo la solución analítica, usando el método de imágenes, está dada por

$$V(x,y,0;x_0,y_0,0) = \frac{I \rho_1}{2\pi} \left[ \frac{1}{\sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2}} + \frac{k}{\sqrt{(x+x_0)^2 + (y-y_0)^2}} \right] \quad (14)$$

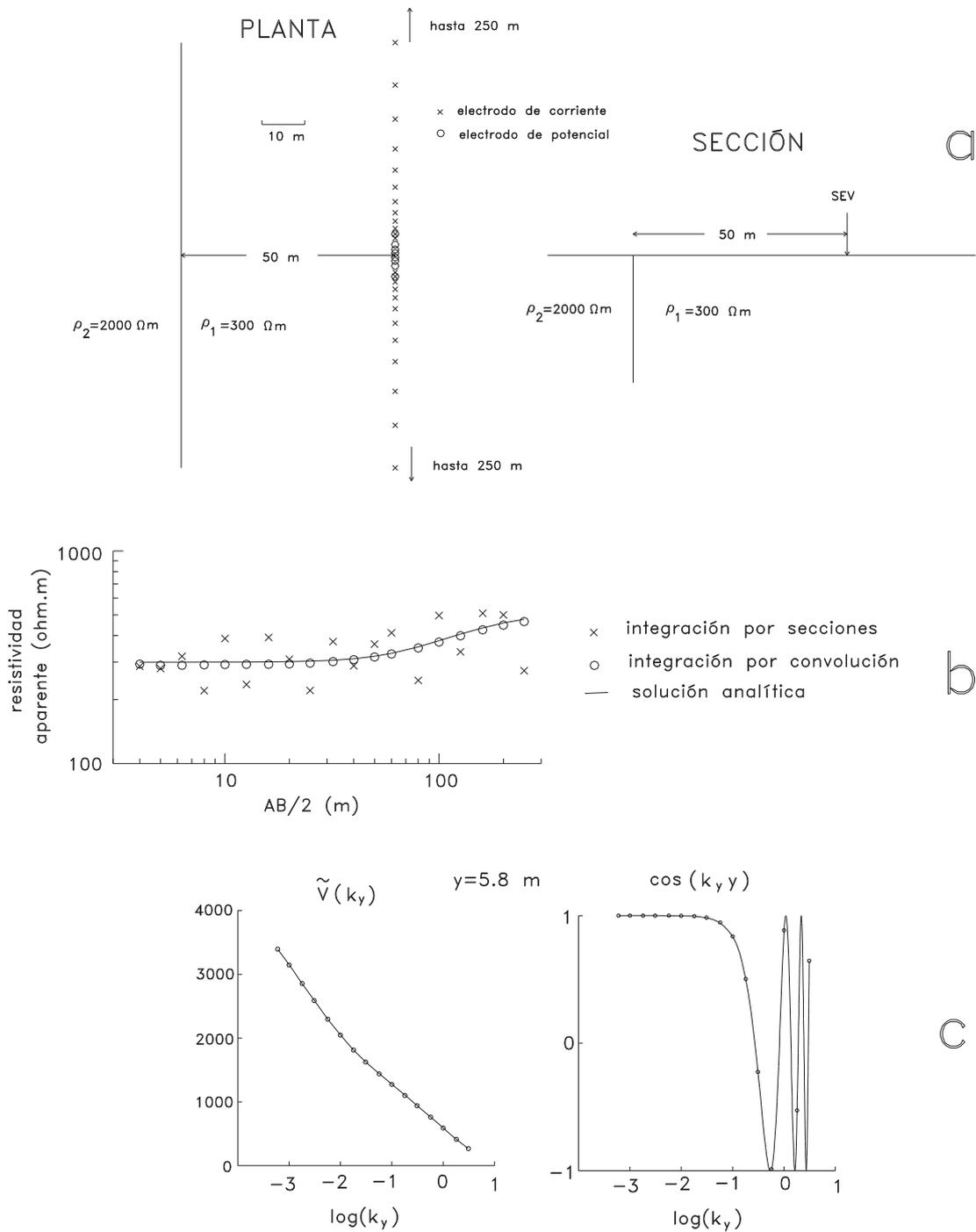


Figura 43. a) Vista en planta y en sección del modelo de un contacto vertical entre dos medios de diferente resistividad. Se indica la posición y dirección de aperturas electrónicas de un sondeo Schlumberger. b) Comparación de soluciones numéricas de la resistividad aparente: analítica, integración por secciones e integración por convolución. c) Voltaje y función coseno para 16 números de onda.

donde  $k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$  es el coeficiente de reflexión,  $(x, y, 0)$  son las coordenadas del electrodo

de potencial en superficie y  $(x_0, y_0, 0)$  son las coordenadas del electrodo de corriente.

Para visualizar el origen de la inexactitud, las dos funciones que forman el integrando de la Transformada de Fourier,  $\tilde{V}(k_y)$  y  $\cos(k_y y)$ , están graficadas en la Figura 43c para un valor de  $y$  de 5.8 m. Solo se muestran 16 de los 23 valores discretos de estas dos funciones. El submuestreo de las oscilaciones de número de onda grande de la función coseno es la razón de la inexactitud de este método de integración. Conforme el valor de  $y$  aumenta, las oscilaciones afectan cada vez más a los números de onda intermedios y bajos, incrementándose la inexactitud de la integración. La exactitud no mejoró significativamente al considerar 100 números de onda en lugar de 23.

Para resolver este problema, la Transformada de Fourier fue calculada con el método de convolución. Se puede demostrar que por medio de dos cambios de variable, la expresión (12) se transforma en una integral de convolución, la cual fue evaluada con el filtro publicado por Anderson (1975). Las resistividades aparentes calculadas con este método están indicadas con círculos en la Figura 43b, observándose ya una buena concordancia con la respuesta analítica. Las diferencias con la respuesta analítica son menores al 3%.

En la inversión del perfil dipolo-dipolo también se usó el método de inversión aproximada en 2.5D de Pérez-Flores et al. (2001). En esta técnica el semiespacio de resistividad variable también se discretiza en celdas rectangulares, se define un intervalo de variación de la resistividad y se aplica un compromiso entre la calidad de ajuste y la rugosidad del modelo por medio del parámetro  $\beta$ . Cuando  $\beta$  es un valor muy pequeño el error entre las respuestas observada y calculada es pequeño pero el modelo es rugoso, es decir, hay variaciones bruscas de la resistividad de celdas vecinas. Cuando  $\beta$  es un valor grande el modelo resultante es suave pero el error de ajuste aumenta.

### **III.4 RESULTADOS DE LA MODELACIÓN E INVERSIÓN EN 2.5D**

#### **III.4.1 PERFIL DIPOLO-DIPOLO DE LA LÍNEA 1**

En el capítulo anterior se presentó la pseudosección de resistividades aparentes medida en el perfil dipolo-dipolo sobre el tubo metálico (acueducto). Los resultados indican la presencia de una anomalía de baja resistividad asociada al tubo pero también muestran otras anomalías posiblemente asociadas a variaciones de la resistividad en el medio encajonante. Estos datos fueron invertidos y modelados en 2.5D con el objetivo de estimar la resistividad del tubo con un método de corriente directa. Ya teniendo una estimación de la resistividad del tubo, el segundo objetivo es determinar el grado de influencia que tiene el tubo en las mediciones de resistividad aparente del SEV 1b.

Se realizaron varias inversiones con diferentes discretizaciones del subsuelo y valores del parámetro  $\beta$ . La Figura 44 resume los resultados obtenidos. Las Figuras 44b y c muestran dos modelos invertidos y sus correspondientes pseudosecciones de resistividades aparentes calculadas. En ambos modelos se usó la misma discretización y los mismos límites extremos de variación de la resistividad (de 0.1 a 1500  $\Omega \cdot m$ ). La Figura 44b corresponde a un modelo suave ( $\beta=0.1$ ) y la Figura 44c a uno rugoso ( $\beta=0.0001$ ). En la Figura 44a se incluye la pseudosección observada de resistividades aparentes para compararla con las pseudosecciones calculadas. Para visualizar el comportamiento de las resistividades en los modelos, ellas se agruparon en tres intervalos logarítmicos iguales por década. Las pseudosecciones calculadas de los modelos son muy parecidas a la observada, con bajos errores de ajuste ( $\varepsilon$ ) de 0.79 y 0.38, respectivamente. En esta determinación del error de ajuste se supuso que los datos tienen un error uniforme de 8.9% de década, que fue estimado del promedio logarítmico de los errores en las 11 mediciones repetidas mencionadas en el Capítulo II.

En el modelo suave (Figura 44c) el fuerte contraste de resistividades que debe existir entre el tubo y los sedimentos que lo rodean es recuperado como una zona amplia de resistividades relativamente bajas. La zona con valores entre 100 y 215  $\Omega \cdot m$  está ubicada entre las estacas 100 y 101, tiene un ancho de 1.5 m y un espesor de 3 m. Este no es el cuerpo anómalo que se desea. Nosotros requerimos un contraste fuerte en la vecindad del tubo.

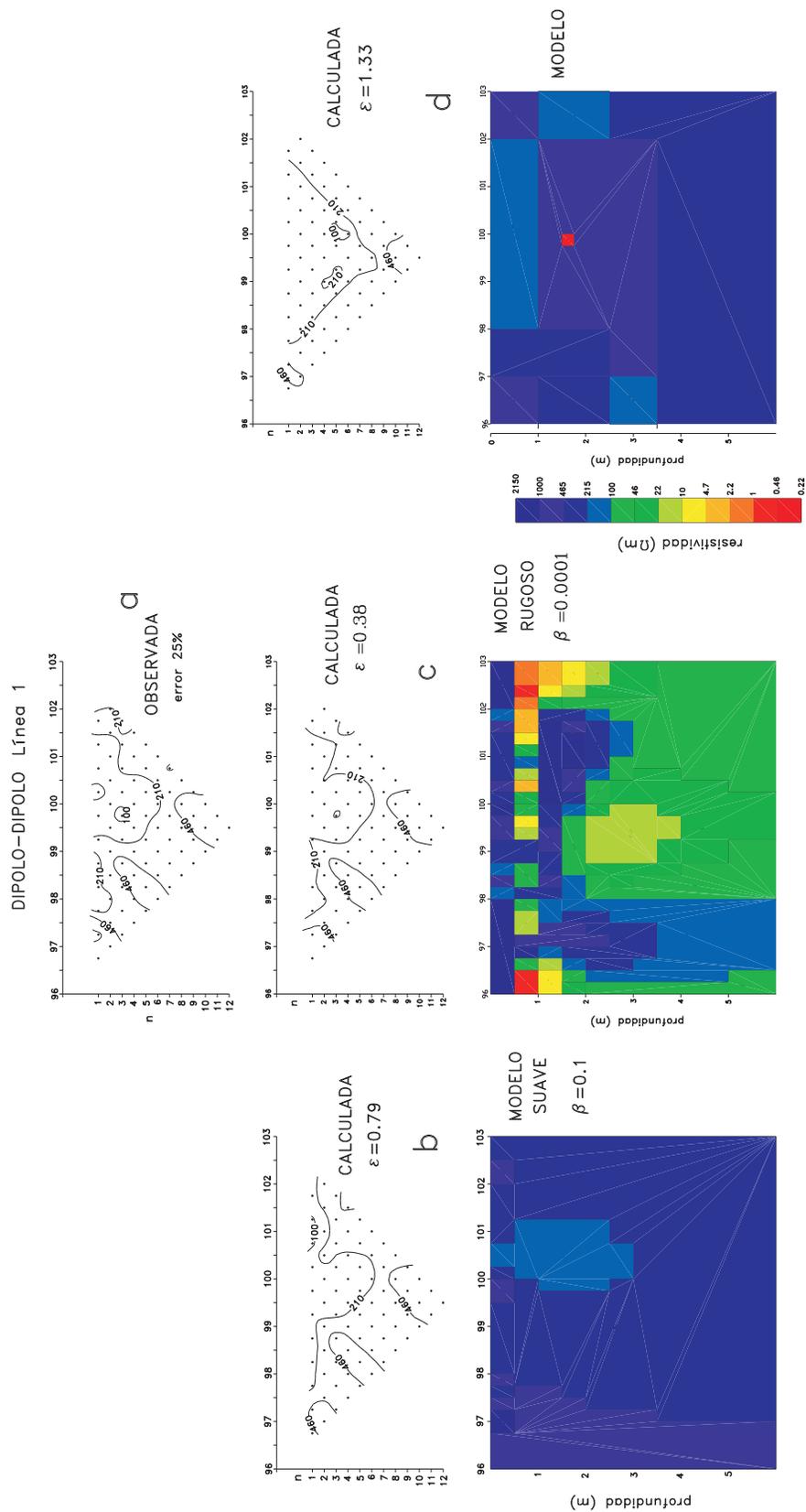


Figura 44. a) Pseudosección observada de resistividades aparentes en el perfil dipolo-dipolo de la Línea 1. b) Un modelo suave y su respuesta calculada. c) Un modelo rugoso y su respuesta calculada. d) Modelo preferido y su respuesta calculada. La escala de resistividades tiene tres intervalos iguales por década en escala logarítmica. Se indica el error rms de ajuste en las tres pseudosecciones calculadas.

En contraste, el modelo rugoso (Figura 44c) presenta fuertes variaciones horizontales y verticales en las celdas de los primeros 2 m de profundidad. Puesto que las celdas cercanas a la superficie son las que más contribuyen a las resistividades aparentes, tanto la anomalía originada por el tubo como las producidas por los sedimentos tratan de ser reproducidas por estas celdas. El renglón de celdas limitado por las profundidades de 0.5 y 1 m es donde ocurren los valores más bajos de resistividad. El comportamiento lateral de la resistividad en este renglón es oscilatorio, con cinco mínimos claramente separados uno del otro por máximos intensos. En la vecindad de la estaca 100 hay dos mínimos de 6.3 y 2.5  $\Omega \cdot m$  en las celdas ubicadas en 99.5 y 100.25 m, respectivamente, que posiblemente representan al tubo. Sin embargo, estas profundidades no concuerdan con la profundidad al tubo estimada con el método VLF, que es de 1.25 +/- 0.25 m. En las celdas abajo de 2 m de profundidad la resistividad tiene un comportamiento interesante. Abajo de la estaca 99.5 hay una región de resistividades bajas rodeada lateralmente por zonas de resistividad creciente. Esta característica es típica en la inversión de datos sintéticos de cuerpos confinados, donde el modelo presenta una sombra de resistividades anómalas abajo del cuerpo anómalo.

Estos dos modelos son matemáticamente válidos pero no son satisfactorios para nuestro objetivo, que es el de estimar la resistividad del tubo. En el modelo suave el tubo se esparce en una zona amplia de bajas resistividades. En el modelo rugoso las variaciones de la resistividad en el medio huésped son geológicamente irreales y la presencia de la sombra de resistividades bajas abajo del tubo es un efecto no deseado. Sin embargo, abajo de la

estaca 100 ya aparecen celdas individuales del tamaño del tubo donde la resistividad es más baja que en el modelo suave.

Como una alternativa al método de inversión se optó por modelar los datos por ensayo y error con la solución de Dey y Morrison (1979) descrito arriba, aplicando las siguientes restricciones al modelo: la heterogeneidad que representa al tubo tiene una sección transversal de 0.25 x 0.25 m, está ubicada entre las estacas 99.75 y 100 y su cima se encuentra a 1.25 m de profundidad. Como se verá más adelante, estos parámetros son los estimados en el modelado de los datos de VLF. Además la resistividad del medio huésped se constriñó a ser lo más homogénea posible y se incluyó una disminución de la resistividad con la profundidad para incorporar lo interpretado en el SEV 1b. La distribución inicial de resistividades en el medio huésped fue definida en base a los resultados de diferentes corridas con el método de inversión. Esta distribución y la resistividad del tubo fueron modificadas en aproximadamente 15 corridas del problema directo, dando mayor prioridad a la reproducción de la anomalía asociada al tubo.

El mejor modelo obtenido y su respuesta de resistividades aparentes se muestran en la Figura 44d. La comparación visual de la pseudosección observada (Figura 44a) con la calculada (Figura 44d) da la apariencia de un mal ajuste. Sin embargo, el error rms de ajuste es de 1.33, un valor adecuado pues es comparable con los errores de ajuste obtenidos en los SEVs. Esta aparente contradicción se debe a la dispersión significativa de los datos; el error supuesto de 8.9% de década en los datos se traduce a un error lineal de 22%, que es una incertidumbre alta comparada con la de los datos de los SEV. La resistividad estimada

del tubo en este modelo es de  $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ , aunque puede variar de  $0.1$  a  $3 \Omega \cdot \text{m}$  sin modificar significativamente el error de ajuste.

Ya teniendo una estimación de la resistividad del tubo, se procedió a probar si él afecta a las mediciones del SEV 1b por medio del modelado en 2.5 dimensiones (programa DP2D). En el modelo el origen del sondeo se colocó a  $60 \text{ m}$  del tubo. Además, se incluyó que la apertura de electrodos es paralela a la dirección de bidimensionalidad, lo cual requirió hacer cambios importantes al programa, los cuales se detallan adelante. El resultado de estas pruebas dio como resultado que el tubo no influye en los datos del SEV 1b debido a la distancia de  $60 \text{ m}$  que los separa y a la resistividad del tubo.

### III.4.2 SEV 2 DE LA LINEA 2

El cuerpo granítico que aflora en el extremo sur de la Línea 2 puede tener un efecto lateral sobre las mediciones de resistividad aparente del SEV 2. Con el objeto de obtener una primera estimación semicuantitativa de este efecto lateral se usó la solución analítica para el potencial eléctrico del modelo propuesto por Van Nostrand y Cook (1966), que consiste de un semiespacio compuesto por dos medios homogéneos separados por un contacto bi-dimensional inclinado (Figura 45a). El potencial eléctrico en el punto  $M$  de coordenadas  $(x, y, 0)$  producido por un electrodo puntual de corriente  $A$  en  $(x_0, y_0, 0)$  es

$$V(M; A) = \frac{I \rho_1}{2\pi} \sum_{i=0}^{n-1} \left[ x^2 + x_0^2 - 2xx_0 \cos(2i\alpha) + (y - y_0)^2 \right]^{-1/2} \quad (15)$$

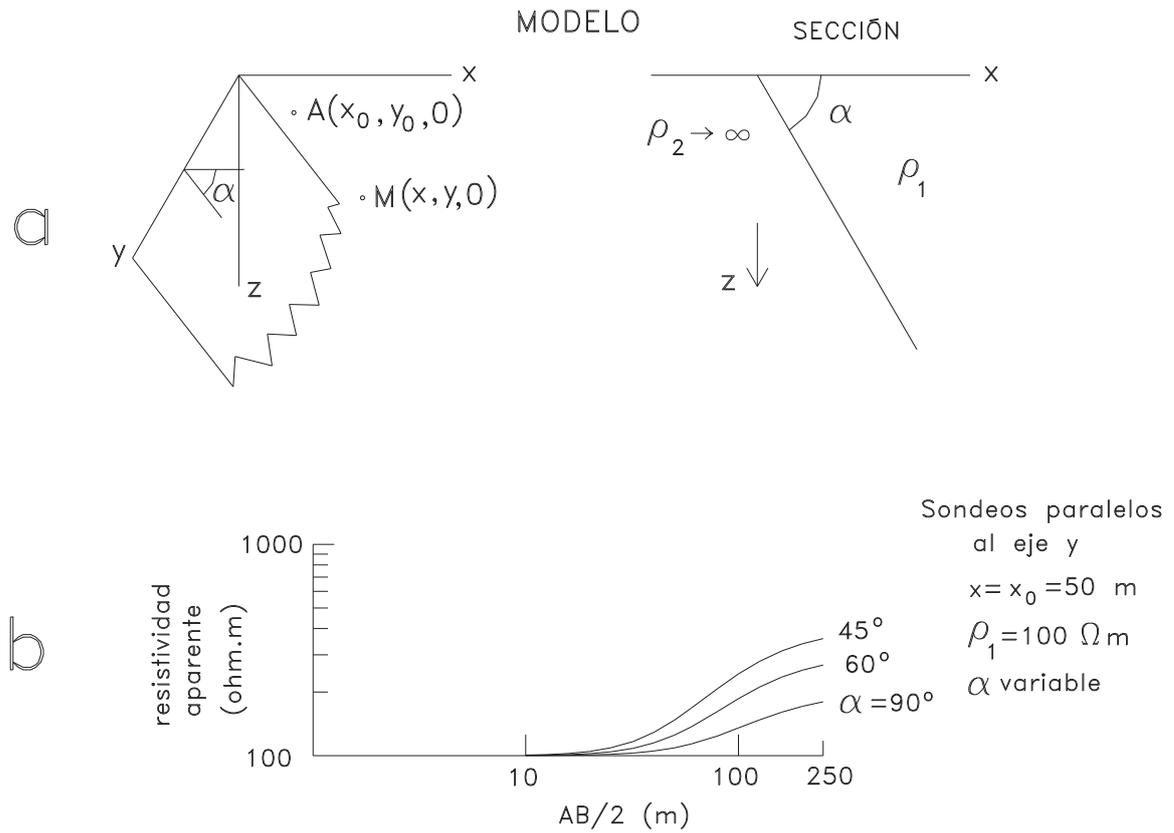


Figura 45. Solución analítica para un contacto inclinado entre un medio de resistividad infinita y otro de resistividad finita. a) Vistas en perspectiva y sección del modelo. b) Variación de la resistividad aparente de un sondeo Schlumberger paralelo al contacto para diferentes inclinaciones.

donde  $\alpha = 180^\circ/n$ ,  $n=2,3,4,\dots$ , es decir, el ángulo de buzamiento del contacto puede ser  $90^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $45^\circ$ , ... Esta solución solo es válida cuando  $\rho_2 \rightarrow \infty$  y cuando los electrodos se encuentran sobre el medio de resistividad finita ( $\rho_1$ ).

Tratando de simular las mismas condiciones del SEV 2, la expresión (15) fue usada para construir curvas de resistividad aparente de un sondeo Schlumberger con expansión de electrodos en la dirección paralela al contacto a una distancia de 50 m de él. La Figura 45b muestra las curvas de resistividad aparente para tres inclinaciones del contacto ( $90^\circ$ ,  $60^\circ$  y  $45^\circ$ ) y una resistividad del bloque de techo de  $100 \Omega \cdot \text{m}$ . Para el caso del contacto vertical ( $\alpha=90^\circ$ ) en las aperturas ( $AB/2$ ) menores a 40 m las resistividades aparentes están perturbadas menos del 5%, en  $AB/2=50$  m la resistividad aparente ya es  $109 \Omega \cdot \text{m}$  (9% mayor) y para  $AB/2=250$  m es  $180 \Omega \cdot \text{m}$  (80% mayor). Este ascenso de la curva para aperturas grandes es producto del efecto lateral del cuerpo de alta resistividad. En la Figura 45b también se puede notar que, conforme el ángulo de buzamiento disminuye a  $60^\circ$  y  $45^\circ$ , el efecto lateral se incrementa al presentarse el ascenso de la curva en aperturas electródicas cada vez más cortas.

Este modelo es útil pero es demasiado simple para simular el caso real. No incluye la estratificación en el medio de resistividad finita y, por lo tanto, no considera la presencia del basamento que subyace a la cuenca, el cual también produce un ascenso de la curva de resistividad aparente. Es difícil, entonces, distinguir si este ascenso de la curva se debe al efecto lateral del bloque resistivo o se debe al basamento en profundidad, o a una mezcla de

ambos efectos. La segunda simplificación del modelo yace en el valor infinito de la resistividad del bloque resistivo. Un valor estimado de la resistividad de la roca intrusiva es de 1000 a 5000  $\Omega \cdot m$ . Si se comparan estos valores con las resistividades de los sedimentos de la cuenca, la roca granítica tiene un contraste de aproximadamente un orden de magnitud. Entonces, es de esperarse que los efectos laterales mostrados en la Figura 45 sean de menor intensidad en el caso real.

Para simular mejor la situación geológica real con un modelo numérico se usó el programa de diferencias finitas desarrollado por Dey y Morrison (1979) con la modificación ya descrita arriba relacionada con la integración por convolución del voltaje. La Figura 46 presenta los resultados del modelado 2.5D del SEV 2. El origen del sondeo Schlumberger está a 53 m del afloramiento granítico y la apertura de los electrodos se realiza en forma paralela a la dirección del contacto de falla, reproduciéndose así la geometría real de campo. Para simular el efecto del bloque granítico se consideró un modelo de contacto de falla con buzamiento de 60° (Figura 46a) y para incluir la estratificación de los sedimentos del valle inicialmente se usó el modelo de cuatro capas del SEV 2. El modelo final fue obtenido por ensayo y error.

La Figura 46b incluye las resistividades aparentes medidas en el SEV 2 y la respuesta calculada del modelo. El ajuste es satisfactorio, con un error rms de 0.78. Respecto al modelo inicial, tres parámetros del modelo tuvieron que modificarse para llegar a tal ajuste: la profundidad al basamento bajo el sondeo (aumentó de 44 a 73 m), la resistividad del basamento (disminuyó de 8600 a 2000  $\Omega \cdot m$ ) y la resistividad de la capa conductora

## SEV 2 Modelado 2.5D

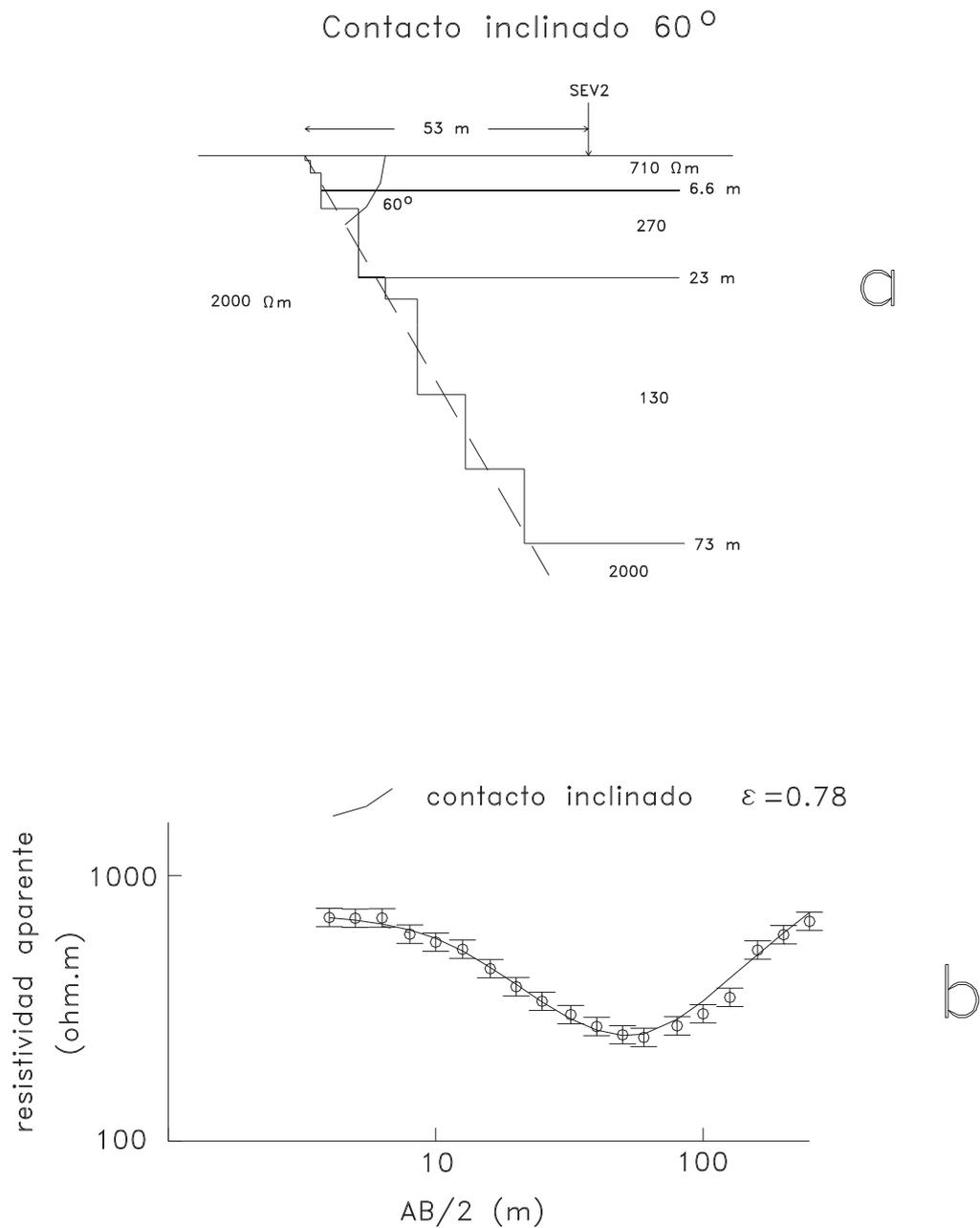


Figura 46. Mejor modelo en 2.5D del SEV 2 de la Línea 2. a) Contacto buzante entre un medio resistivo y un medio estratificado. El sondeo está a 53 m del contacto. b) Comparación de resistividades aparentes.

(aumentó de 57.3 a 130  $\Omega \cdot m$ ). Entonces, puesto que la influencia lateral del contacto se manifiesta principalmente como un ascenso de las resistividades aparentes de aperturas grandes, para reproducir los datos con estos modelos 2D las profundidades al basamento necesitan ser mayores que la de 1D, y van aumentando conforme el ángulo de buzamiento disminuye.

Ciertamente, con un solo sondeo no es posible estimar el buzamiento más adecuado. Como se mencionó en el capítulo II, para tratar de constreñir el buzamiento se intentó levantar otro sondeo a 25 m del contacto, el cual resultó con una muy mala calidad en los datos debido a altas resistencias de contacto. Para seleccionar uno de estos modelos, hacemos uso del resultado de modelar en 2D los datos de VLF de esta línea, que indicaron que con un buzamiento del orden de 60° los datos del “tilt” presentan un ajuste razonable.

## IV. MODELADO E INTERPRETACIÓN DE VLF

### IV.1 MODELADO 2D

La interpretación de los datos de VLF de las tres líneas no tiene una aplicación directa en la estimación de la profundidad al basamento dado que no es posible realizar sondeos con este método. Aunque las frecuencias de las antenas de Cutler y Jim Creek son diferentes (24 y 24.8 KHz), la diferencia entre ellas es tan pequeña que sus profundidades de investigación (skin depths) son prácticamente iguales. Sin embargo, los datos de VLF fueron muy útiles para mostrar la presencia de heterogeneidades someras de la resistividad que pueden influenciar la estimación del basamento con los otros métodos que sí sirven para sondear.

Los datos de cada una de las líneas fueron modelados por ensayo y error con un algoritmo bidimensional (EM2D) desarrollado por T. Madden, el cual calcula los campos electromagnéticos en la superficie usando la analogía que existe entre el fenómeno de inducción electromagnética en un medio bidimensional con una superficie de transmisión (Swift, 1971). En este algoritmo todo el subsuelo, incluyendo una capa de aire, se discretiza en una rejilla rectangular irregular, usando celdas finas cerca de la superficie y en zonas donde existen contrastes de resistividad. El problema se resuelve considerando una onda plana lateralmente incidente para dos polarizaciones: el modo TE que involucra los campos  $E_y$ ,  $H_x$  y  $H_z$  y el modo TM, que considera los campos  $E_x$ ,  $E_z$  y  $H_y$ .

Para tomar en cuenta que en el programa EM2D los campos magnéticos primarios son diferentes en las dos polarizaciones, en un primer paso todos los campos calculados fueron normalizados entre los campos magnéticos horizontales de una estación alejada de la zona anómala, denominada estación “normal”. Enseguida, todos los campos normalizados del modo TM son multiplicados por  $\cos(\alpha)$  y los del modo TE por  $\sin(\alpha)$ , donde  $\alpha$  es el ángulo formado por el campo magnético horizontal total en la estación “normal” con la dirección de bidimensionalidad. Es aquí donde se hace uso de la información contenida en el azimut observado del campo magnético horizontal mostrado en las Figuras 15, 16 y 17. Finalmente, en las definiciones del “tilt” y de la resistividad aparente de las expresiones (3) y (5), se normaliza entre la intensidad del campo magnético horizontal para reproducir el proceso realizado por el sistema de adquisición de datos.

## **IV.2. RESULTADOS**

### **Línea 1**

Las anomalías observadas de “tilt” y resistividad aparente fueron modeladas en dos dimensiones con un fuerte conductor bidimensional inmerso en un semiespacio estratificado. Se usaron dos semiespacios estratificados: el del SEV 1b y un promedio de los modelos obtenidos con TDEM no perturbados por la presencia del tubo. Más detalles de cómo se estimaron estos modelos se presentan en las secciones correspondientes. Los modelos finales y las comparaciones entre respuestas observadas y calculadas se muestran en las Figuras 47 y 48. El modelo numérico está constituido por 32 nodos en la dirección vertical y 52 en la dirección horizontal, con separaciones internodales pequeñas cerca de la

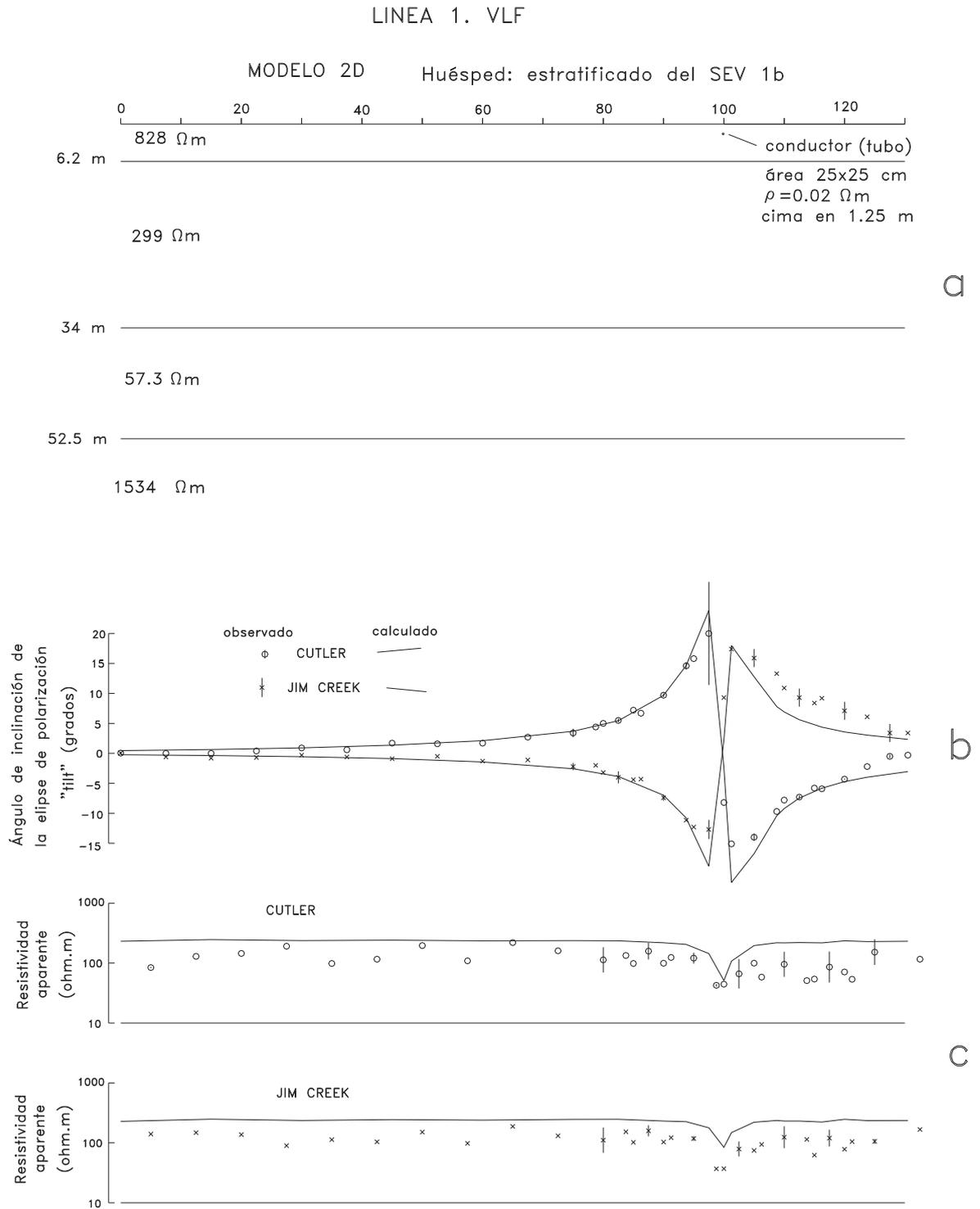


Figura 47. Modelo 2D de la Línea 1. Medio huésped del SEV 1b. a) Modelo de un conductor inmerso en la primera capa de un medio de 4 capas. b) Comparación de respuestas de "tilt". c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.

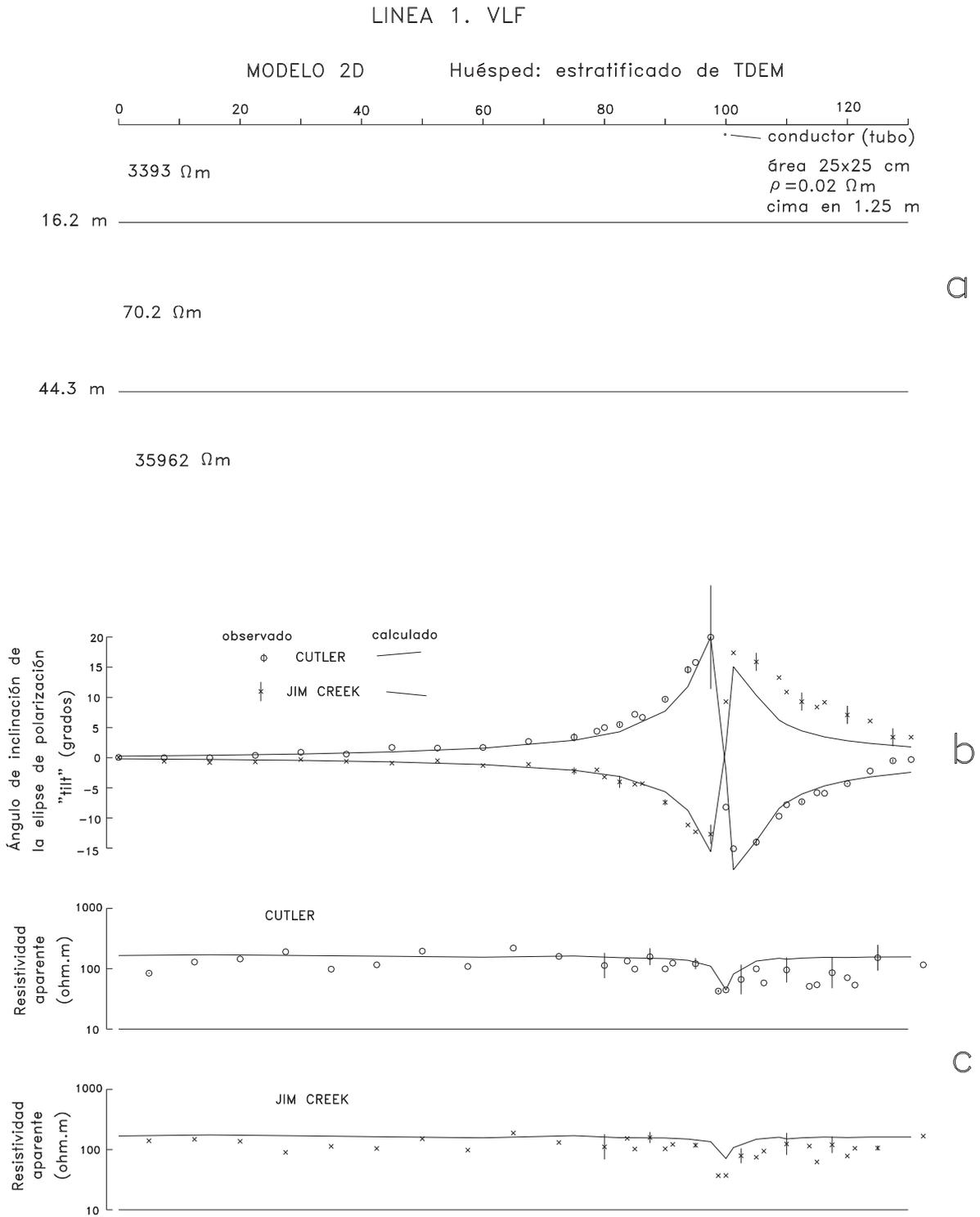


Figura 48. Modelo 2D de la Línea 1. Medio huésped de los sondeos TDEM. a) Modelo de un conductor inmerso en la primera capa de un medio de 3 capas. b) Comparación de respuestas de "tilt". c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.

superficie y cerca del conductor. Las respuestas calculadas en la superficie del semiespacio fueron evaluadas en la frecuencia de 24.4 KHz, que es un valor intermedio entre las frecuencias de las antenas de Cutler y Jim Creek. El tubo de acero que conecta a los pozos de la CESPE fue simulado con un conductor de 25 x 25 cm de área transversal, con su cima a 1.25 m de profundidad, localizado entre las estacas 99.75 y 100 m (Figuras 47a y 48a) y con una resistividad muy baja de  $0.02 \Omega \cdot m$ . El diámetro real del tubo es de 17 cm. Los datos originales del “tilt” fueron corregidos por un “regional” homogéneo. A los valores de Cutler se les restó  $1.2^\circ$  y a los de Jim Creek se les sumó  $1.7^\circ$ . Estos son los valores originales en la estaca 0. Esta corrección puede justificarse como un efecto regional de origen geológico o simplemente como una inclinación sistemática del instrumento en la espalda del operador del orden de  $1.4^\circ$ .

Los ajustes entre las respuestas de “tilt” (Figuras 47b y 48b) son buenos, excepto en el “hombro” derecho de la respuesta de Jim Creek, donde el “tilt” calculado es sistemáticamente menor al observado. El ajuste en esta zona puede mejorarse si se disminuye la resistividad del tubo y se coloca a una mayor profundidad, pero este cambio deteriora el ajuste en otras porciones del perfil. Este desajuste también podría reducirse si se introducen heterogeneidades en el medio huésped. Esto último no se intentó pues se trató de mantener el modelo lo más simple posible.

Los parámetros del tubo (resistividad, profundidad y posición horizontal) están relacionados con los rasgos de las respuestas de “tilt” de la siguiente manera. El cruce por cero de las respuestas define la ubicación horizontal del tubo. La intensidad de los picos

está relacionada con el contraste de resistividad entre el tubo y el medio encajonante, con la profundidad del tubo y con la magnitud de la componente horizontal normal al tubo. La tasa de decaimiento (gradiente horizontal) en los hombros de la anomalía está determinada por la profundidad del tubo. Cabe mencionar que el “skin depth”, la profundidad a la cual el campo magnético horizontal decae a aproximadamente 37 % de su valor en la superficie, es de aproximadamente 40 m.

La comparación de respuestas de resistividad aparente calculadas y observadas se muestra en las Figuras 47c y 48c. El efecto del tubo se manifiesta como un mínimo local en la estaca 100 en ambas antenas. En las regiones alejadas del tubo las resistividades aparentes calculadas son sistemáticamente más intensas que las observadas en ambas antenas y para los dos medios estratificados. Sin embargo, la diferencia es mayor para el caso del medio huésped basado en el SEV 1b (Figura 47c) que para el caso del medio estratificado obtenido de los sondeos TDEM (Figura 48c).

## **Línea 2**

De los dos perfiles de “tilt” levantados en esta línea, sobresale la intensa anomalía en los datos correspondientes a la antena de Jim Creek, la cual es probable que se deba al efecto de la pared granítica que se encuentra próxima al extremo sur del perfil. Para probar esta hipótesis, la pared fue modelada en dos dimensiones como una falla normal. El modelo preferido se muestra en la Figura 49a. Éste consiste de un medio conductor de cuatro capas interrumpido lateralmente por un contacto resistivo con inclinación de 60°. Este

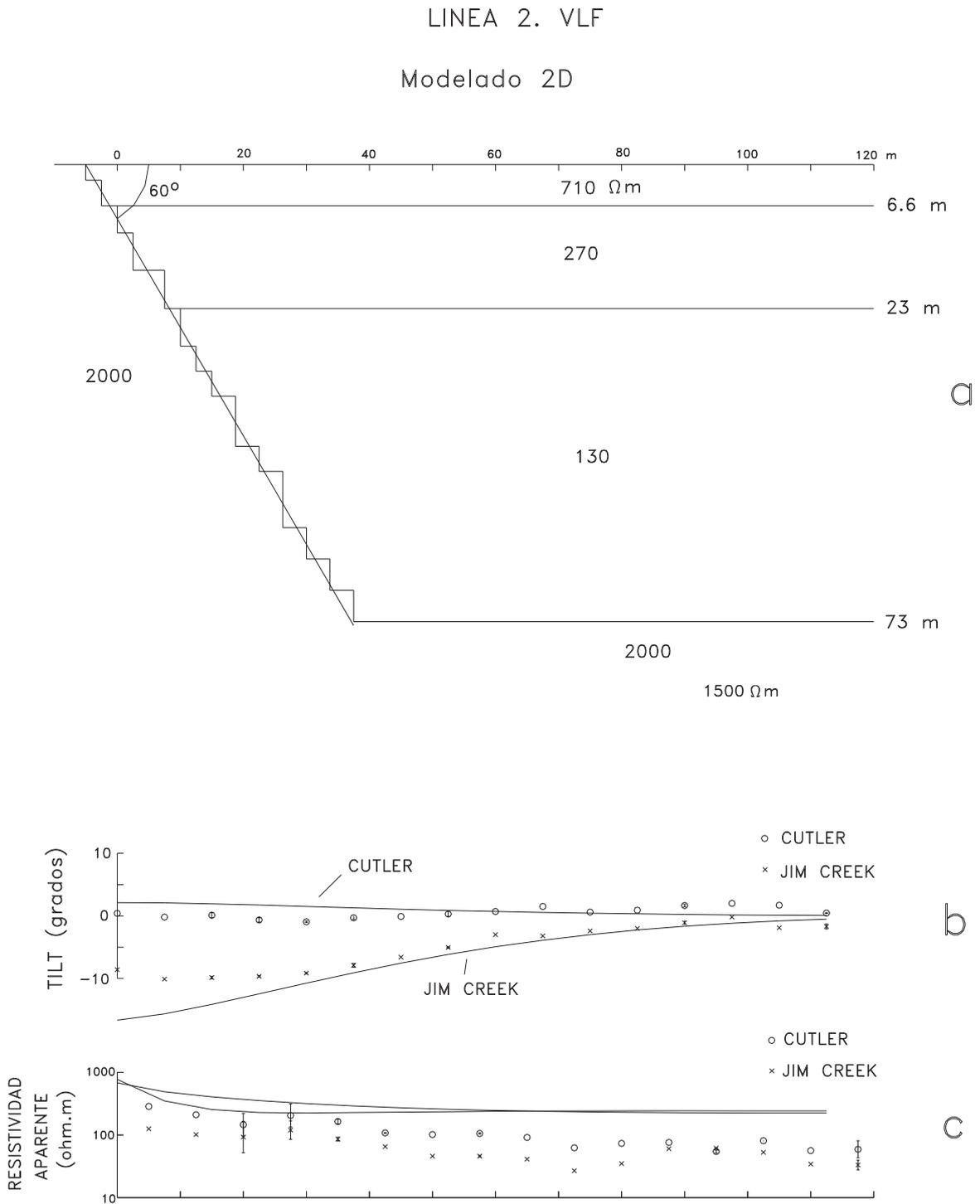


Figura 49. Modelo 2D de los datos VLF de la Línea 2. a) El modelo está formado por 4 capas horizontales y un contacto lateral resistivo con  $60^\circ$  de buzamiento. b) Comparación de respuestas de tilt. Los datos observados se denotan con símbolos y las respuestas calculadas con líneas. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.

buzamiento fue simulado con el programa EM2D con una variación en “escalera” de las resistividades de las celdas (Figura 49a). Las resistividades del bloque de piso y del basamento tienen el mismo valor de  $2000 \Omega \cdot m$ . La estructura de capas es la obtenida modelando en 2.5D los datos del SEV 2, ya discutido en el capítulo anterior.

La comparación entre las respuestas calculadas del modelo y las medidas de “tilt” y resistividad aparente se presentan en las Figuras 49b y c, respectivamente. El ajuste del “tilt” de Jim Creek es bueno, con excepción de los tres valores próximos al contacto, donde la respuesta calculada es más intensa que la observada. Consideramos que esta zona de desajuste puede deberse a irregularidades del contacto como pueden ser bloques caídos y enterrados de material granítico o al efecto topográfico de la pared aflorante de granito. El ajuste del “tilt” de Cutler no es óptimo pero sí se reproducen las bajas intensidades observadas de esta antena. Además del buzamiento mostrado de  $60^\circ$ , en el proceso de búsqueda por ensayo y error se intentaron buzamientos de  $90^\circ$  y  $45^\circ$ . Los ajustes del “tilt” de Jim Creek con estas dos inclinaciones no fueron buenos.

En contraste a los ajustes razonables en las respuestas de “tilt”, las resistividades aparentes calculadas son sistemáticamente mayores a las observadas (Figura 49c). En las estaciones del extremo derecho del perfil, donde el efecto del contacto de falla ya es despreciable, las resistividades aparentes calculadas son de aproximadamente  $300 \Omega \cdot m$ , mientras que las medidas son del orden de  $50 \Omega \cdot m$ . Puesto que el medio estratificado está basado en la interpretación del SEV 2, esta discrepancia conduce a que existe una

contradicción entre los datos de resistividad aparente de VLF y los del sondeo Schlumberger, en forma análoga a la discrepancia presentada en la Línea 1.

### **Línea 3**

Las intensas anomalías observadas en los “tilts” en el extremo norte de esta línea, asociadas con la cerca de postes metálicos, fue modelada con un conductor vertical bidimensional de resistividad  $0.004 \Omega \cdot \text{m}$ , 1.5 m de altura y 2 cm de ancho (Figura 50a). Como medio huésped se usó el semiespacio de tres capas interpretado con los datos del TDEM 2(1), levantado cerca de esta línea. Aquí no se usó como medio huésped el basado en el sondeo Schlumberger cercano pues, como se vió en el capítulo II, este sondeo resultó de mala calidad. Los ajustes de las respuestas de “tilt” de este modelo con los valores observados son bastante buenos (Figura 50b), reproduciéndose adecuadamente tanto los picos como los decaimientos de ambos transmisores. La anomalía de “tilt” de Cutler es más intensa porque el campo magnético horizontal es prácticamente perpendicular a la cerca (véase la Figura 17d), lo que ocasiona un máximo acoplamiento en el modo TE, que es el modo que produce la componente vertical magnética anómala.

En relación a las resistividades aparentes (Figura 50c), la respuesta calculada de Cutler muestra una ligera disminución al aproximarse a la cerca, pero el grado de dispersión de los datos es mucho mayor que la magnitud de la anomalía calculada, tal que es poco lo que se puede inferir de las resistividades aparentes. Sin embargo, nótese que en esta línea las respuestas calculadas sí caen dentro de la tendencia general de los datos observados, a diferencia de lo ocurrido en las Líneas 1 y 2. Esto se debe a que el medio

LINEA 3. VLF

MODELO 2D

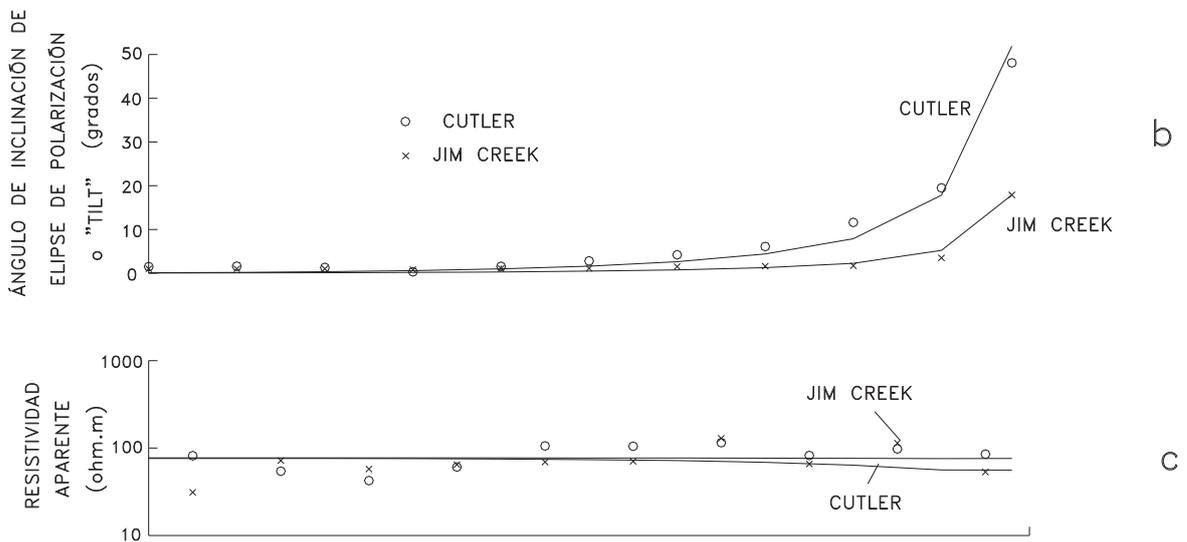
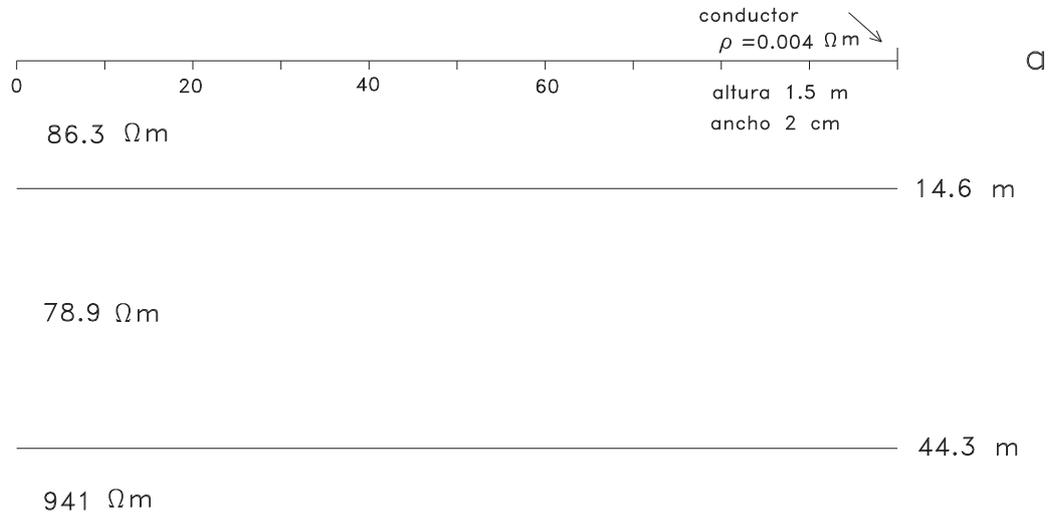


Figura 50. Modelado 2D de los datos VLF de la Línea 3. a) Modelo constituido por un conductor en la superficie de un medio de 3 capas. El medio estratificado es el estimado con el sondeo TDEM 2(1) de esta línea. b) Comparación de respuestas de tilt. Los datos observados se denotan con símbolos y las respuestas calculadas con líneas. c) Comparación de respuestas de resistividad aparente.

huésped usado en este modelo está basado en un sondeo TDEM y que el modelo es más conductor que el de las otras dos líneas, en donde los medios huésped estuvieron basados en sondeos Schlumberger.

Adicionalmente, también se estimó la anomalía de “tilt” que produciría la cerca con postes de madera. Esta cerca fue simulada con tres conductores de 2 x 2 mm de área transversal, simulando los tres alambres de púas, a las alturas de 1.5, 1 y 0.5 m, con resistividades de  $0.004 \Omega \cdot \text{m}$ . Como medio huésped se empleó el mismo que en el modelo anterior. La intensidad calculada del tilt en la estaca 0, separada 3 m de la cerca, resultó menor a una centésima de grado, comprobando así la ausencia de anomalía observada en la vecindad de la cerca de postes de madera.

## **V. INTERPRETACIÓN DE SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS**

### **V.1 MÉTODO DE INVERSIÓN UNIDIMENSIONAL**

La inversión a modelos de capas fue realizada con la misma técnica linealizada de mínimos cuadrados empleada en la inversión de los SEVs. La solución al problema directo requerida en el algoritmo de inversión es obviamente diferente a la del SEV. El problema directo consiste en calcular el voltaje transitorio inducido en una bobina horizontal sobre un medio estratificado cuando la fuente consiste de una espira cuadrada o rectangular. En la actualidad, su solución solo puede obtenerse resolviendo primero el problema en el dominio de la frecuencia y transformándola al dominio del tiempo. Para presentar los pasos más relevantes del proceso numérico primero consideraremos el caso de una espira circular con el receptor en su centro. El caso más general de una espira cuadrada o rectangular con el receptor en o fuera del centro es más adecuado tratarlo como una modificación del caso más sencillo.

El cálculo del voltaje medido por una bobina horizontal en el centro de una espira circular puede resumirse en tres etapas: transformación de Hankel, transformación inversa seno de Fourier y corrección de rampas. En la primera etapa se determina la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias, definida por una transformada de Hankel (Ryu et al., 1970):

$$H_z(\omega) = \frac{I a}{2} \int_0^{\infty} K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda \quad (16)$$

donde  $\omega$  es la frecuencia angular,  $I$  es la intensidad de la corriente dc en la espira transmisora antes del corte,  $a$  es el radio de la espira,  $J_1(\cdot)$  es la función Bessel de primer orden y  $K$  es el kernel de la transformada, que depende de la variable de integración  $\lambda$ , de la frecuencia angular y de las propiedades del modelo, es decir de las resistividades  $\rho_j$  de las capas y de sus espesores  $e_j$ .

El kernel de (16) para un medio estratificado de  $N$  capas está dado por (Wait, 1962),

$$K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) = \frac{2Y_0 \lambda}{Y_0 + \hat{Y}_1} \quad (17)$$

donde  $Y_0 = \lambda / (i \omega \mu_0)$  es la admitancia intrínseca del aire y  $\hat{Y}_1$  es la admitancia superficial.

Esta última se calcula iterativamente, comenzando desde la última capa, con  $\hat{Y}_N = Y_N$ :

$$\hat{Y}_n = Y_n \frac{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) + (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)}{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) - (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)} \quad n = N-1, N-2, \dots, 1 \quad (18)$$

donde  $Y_n = u_n / i \omega \mu_0$ ,  $u_n = (\lambda^2 + \gamma_n^2)^{1/2}$ ,  $i = (-1)^{1/2}$ . El número de onda o constante de propagación de la  $n$ -ésima capa es  $\gamma_n = (i \omega \mu_0 / \rho_n)$  y la permeabilidad magnética es

$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  Henry/m. Por medio de un cambio de variables la transformada de Hankel en (16) se transforma a una integral de convolución, la cual es evaluada con la rutina de cálculo y filtro de Anderson (1979).

En la segunda etapa la solución en el dominio de las frecuencias de  $H_z(\omega)$  se transforma a  $\partial h_z^e / \partial t$  por medio de una transformada inversa seno de Fourier que opera sobre la parte imaginaria del campo magnético (Newman et al, 1987),

$$\frac{\partial h_z^e(t)}{\partial t} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega t) d\omega \quad (19)$$

Puesto que el voltaje inducido en una bobina horizontal está relacionado con el campo magnético por  $v(t) = -\mu_0 A_{Rx} \partial h_z / \partial t$ , el voltaje requerido es,

$$v^e(t) = -\frac{2\mu_0 A_{Rx}}{\pi} \int_0^{\infty} \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega t) d\omega \quad (20)$$

Esta integral se transforma a una convolución a través de un cambio de variables, evaluándola numéricamente con el filtro de Anderson (1975).

El voltaje de la expresión (20) corresponde a la respuesta al escalón, es decir, cuando la corriente dc en la espira se apaga en forma instantánea en el tiempo cero (Figura

51a). La corriente real del sistema TEM47 de Geonics no es un escalón, sino una serie de pulsos trapezoidales periódicos (Figura 51b). Si se requiere comparar los voltajes calculados con los medidos es necesario incorporar la forma real de la corriente. A esta tercera etapa del proceso numérico se le conoce como corrección por rampas debido a que los apagados y encendidos de la corriente se realizan como rampas lineales.

El efecto de la corriente real sobre el voltaje  $v^e(t)$  obtenido en la expresión (20) es la suma de los efectos de todas las rampas anteriores al tiempo cero, que se puede expresar como,

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} P_i[v^e(t)] \quad (21)$$

donde  $P_i(\cdot)$  es un operador de promediado en una ventana de ancho  $t_r$ , dado por (Fitterman y Anderson, 1987),

$$P_i[v^e(t)] = \frac{1}{t_r} \int_t^{t+t_r} v^e(\tau) d\tau \quad (22)$$

donde  $t_r$  es el ancho de las rampas. Esta integral es evaluada con el método de Simpson de cinco puntos. Por ejemplo, si se desea corregir el voltaje por el efecto de las cuatro rampas anteriores al tiempo cero (Figura 51b),

$$v(t) \cong \sum_{i=1}^4 P_i[v^e(t)] = \frac{1}{t_r} \left[ \int_a^{a+t_r} v^e(\tau) d\tau - \int_b^{b+t_r} v^e(\tau) d\tau - \int_c^{c+t_r} v^e(\tau) d\tau + \int_d^{d+t_r} v^e(\tau) d\tau \right] \quad (23)$$

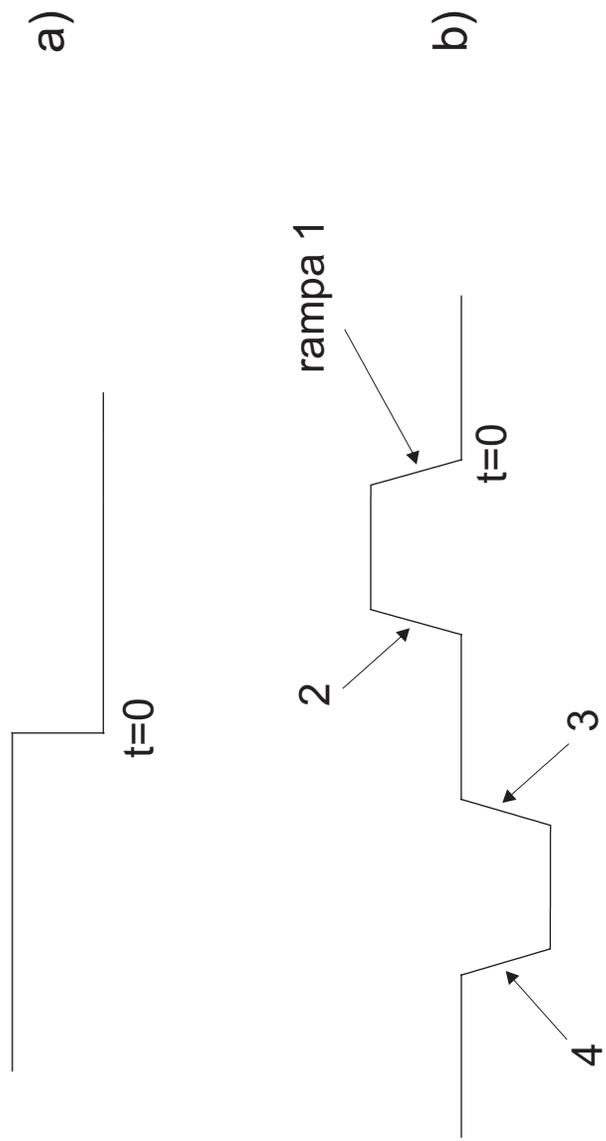


Figura 51. a) Escalón ideal de corriente. b) Corriente real del sistema TEM47.

con  $a = t$ ,  $b = t + \frac{T}{4} - t_r$ ,  $c = t + \frac{T}{2}$ ,  $d = t + \frac{3T}{4} - t_r$ , donde  $T$  es el periodo de la corriente.

El uso de esta última expresión requiere haber determinado con anterioridad voltajes en tiempos mayores a la última ventana del sistema. Para evitar calcular estos voltajes adicionales, que por su pequeña magnitud están más propensos a errores de exactitud, se adoptó el método propuesto por Levy (1984), quien supuso que los voltajes de tiempos tardíos se deben a un semiespacio homogéneo. Bajo esta suposición, los voltajes tardíos se aproximan asintóticamente a una recta de pendiente -2.5 en el espacio log voltaje vs. log tiempo.

El caso más general del cálculo del voltaje transitorio en una bobina colocada en el centro o fuera de una espira cuadrada o rectangular (este es el arreglo usado en los datos de este trabajo) requiere de una operación numérica adicional, que es la integración de este campo a lo largo del alambre que forma la espira. Esta integración puede realizarse usando el método numérico de Gauss-Legendre (Flores, 2000), que proporciona buenos resultados en términos de exactitud, pero su aplicación a casos prácticos de inversión no es eficiente pues el tiempo de cómputo se incrementa considerablemente. Como una opción más eficiente se usó el método de dipolos equivalentes de Stoyer (1990). Este autor, basado en las propiedades asintóticas de un bipolo de corriente en sus etapas temprana y tardía (Kaufman y Keller, 1983), propuso aproximar el bipolo con uno o más dipolos equivalentes. Para una espira cuadrada o rectangular, cada uno de sus lados se considera como un bipolo de corriente (Flores, 2000).

En los sondeos TDEM la respuesta de voltaje es la que se invierte a un modelo de capas. Sin embargo, de la observación visual de la curva de voltajes es difícil inferir cualitativamente las características del modelo, una cualidad que sí tienen las curvas de resistividad aparente. Puesto que la definición de esta respuesta está basada en el comportamiento asintótico en tiempos largos del voltaje sobre un semiespacio homogéneo (Kaufman y Keller, 1983), a esta respuesta se le conoce como resistividad aparente tardía (por brevedad, nosotros la denominaremos simplemente como resistividad aparente), definida por,

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left[ \left( \frac{m A_{Rx}}{20v} \right)^2 \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^5 \right]^{1/3} \quad (24)$$

donde  $m$  es el momento de la espira transmisora, ( $m = I A_{Tx}$ ).

Para la estimación del mejor modelo de capas se usó el proceso de búsqueda Monte Carlo, en forma similar a como se usó para encontrar los modelos de capas de los SEVs. Como primer paso, se encontró un modelo de mejor ajuste usando el menor número de capas posible. Todos los parámetros de este modelo fueron perturbados aleatoriamente hasta un máximo de +/- 25% de su valor para definir nuevos modelos iniciales de inversión. Si alguno de los modelos invertidos tiene un error de ajuste menor al del anterior, lo reemplaza como mejor modelo. También se perturbaron parámetros individuales o en pares cuando se sospechaba que estuvieran mal resueltos o que dos parámetros estaban correlacionados. Este proceso fue repetido aproximadamente 40 veces. Este procedimiento

también fue usado para estimar las incertidumbres de los parámetros del modelo óptimo. Para ello, usamos los valores mínimo y máximo de cada parámetro considerando todos los modelos cuyos errores de ajuste caen dentro del 5% del error del modelo óptimo, definiendo así los rangos de incertidumbre de las resistividades y profundidades de cada capa.

## **V.2 Resultados**

### **Línea 1**

La mayoría de los sondeos TDEM fueron invertidos a modelos de capas. Los valores de los parámetros de estos modelos están descritos en la Tabla II, donde también se incluyen las estimaciones de sus incertidumbres. La Figura 52 presenta los resultados de la espira 4, que es la que tiene la secuencia más completa de sondeos y además es ilustrativa del comportamiento general de otros sondeos de esta línea. En ella se incluyen los datos observados y corregidos de la resistividad aparente en función del tiempo de 10 sondeos, las resistividades y profundidades de las capas de 8 modelos invertidos, junto con las respuestas de estos modelos y el error rms de ajuste. Todos los modelos son de 3 capas. Los ajustes entre respuestas observadas y calculadas son adecuados, con valores que varían de 0.69 a 1.48. El comportamiento general de los modelos es el de una secuencia resistivo-conductor-resistivo, interpretado como la secuencia zona vadosa-acuífero-basamento resistivo.

En los sondeos 4(3) y 4(2) no fue posible encontrar ningún modelo que ajustara los datos. En ellos la bobina receptora está colocada 2.5 m antes y 5 m después,

Tabla II. Parámetros e incertidumbres de los modelos de capas de los sondeos TDEM.

TDEM	Rx	Error RMS	t d			Incertidumbre	Incertidumbre t
	estaca		N	E	A		
	L	I					
1(2)	22.5	1.407	4955	24.1	24.1	551(-89%) a 9578(93%)	17.8(-26%) a 31.2(29%)
			68	18.4	52.5	17.0(-75%) a 110(62%)	4.38(-76%) a 30.6(66%)
			12331			3819(-69%) a 112217(810%)	
1(3)	7.5Este	0.801	992	24.9	24.9	788(-21%) a 1176(19%)	20.5(-18%) a 29.4(18%)
			37	9.61	34.5	7.15(-81%) a 64.9(75%)	1.76(-82%) a 17.7(84%)
			144060			8747(-94%) a 1.6e5(13%)	
1(4)	7.5Oeste	0.872	21887	21.8	21.8	5089(-80%) a 136908(429%)	19.0(-17%) a 23.4(2.6%)
			56	16.8	58.6	46.6(-5%) a 72.1(47%)	13.2(-10%) a 21.9(50%)
			29219			9718(-59%) a 106536(351%)	
3(3)	37.5Este	1.492	2773	14.9	14.9	876(-68%) a 26387(852%)	13.0(-13%) a 16.6(11%)
			86.1	28	42.9	76.0(-12%) a 99.9(16%)	24.1(-14%) a 31.8(14%)
			36157			8589(-76%) a 337801(834%)	
3(4)	22.5	0.926	1828	8.39	8.4	661(-64%) a 115000(6191%)	7.19(-14%) a 10.4(24%)
			101	44	52.4	91.1(-10%) a 108(7%)	38.9(-12%) a 47.9(9%)
			34765			6769(-81%) a 1e5(188%)	
3(6)	37.5Oeste	1.164	2796	10.9	10.9	347(-88%) a 33718(1106%)	8.61(-21%) a 13.9(28%)
			98	36.9	47.8	91.5(-7%) a 117(12%)	33.0(-11%) a 43.9(19%)
			33151			5369(-84%) a 1.07e5(2400%)	
4(2)	105	NINGUN MODELO					
4(3)	97.5	NINGUN MODELO					
4(4)	90	0.838	83.9	3.72	3.7	61.1(-27%) a 109(36%)	1.77(-52%) a 3.72(0%)
			94.8	55.5	59.2	91.5(-3%) a 98.9(4%)	52.8(-5%) a 62.9(13%)
			603			502(-17%) a 2412(300%)	
4(5)	82.5	0.932	169	27.1	27.1	161(-5%) a 198(17%)	20.1(-26%) a 30.8(14%)
			70.9	24.2	51.3	62.3(-12%) a 85.8(21%)	19.7(-19%) a 36.0(49%)
			587			432(-26%) a 971(65%)	
4(6)	75	0.693	145	12.5	12.5	135(-7%) a 155(7%)	9.71(-22%) a 14.0(12%)
			91.2	43	55.5	85.4(-6%) a 96.5(6%)	37.0(-14%) a 48.6(13%)
			3215			1353(-58%) a 5528(72%)	

Tabla II. Continuación.

TDEM	Rx estaca	Error RMS	t	d	Incertidumbre	Incertidumbre t	
4(7)	67.5	1.071	375	21.9	21.9	250(-33%) a 513(37%)	17.8(-19%) a 24.5(17%)
			56.3	21.2	43.1	46.3(-18%) a 82.5(47%)	17.9(-16%) a 35.8(69%)
			872			758(-13%) a 2993(243%)	
4(8)	52.5Este	1.418	212	17.2	17.2	156(-26%) a 276(30%)	13.7(-20%) a 21.5(25%)
			74.1	25.6	42.8	68.3(-8%) a 82.0(11%)	20.1(-21%) a 30.8(20%)
			5428			2713(-50%) a 7201(33%)	
4(9)	37.5	1.447	323	14.2	14.2	240(-26%) a 425(32%)	11.7(-18%) a 16.0(13%)
			73	27.1	41.3	69.0(-5%) a 87.9(20%)	24.7(-9%) a 33.4(23%)
			4537			3582(-21%) a 6908(53%)	
4(10)	30	1.338	124	27.1	27.1	118(-5%) a 246(98%)	1.87(-93%) a 35.2(30%)
			93.2	24.6	51.7	80.1(-14%) a 121(30%)	21.3(-13%) a 56.1(128%)
			5818			912(-84%) a 2.1e4(269%)	
4(11)	52.5Oeste	1.2	290	12.1	12.1	166(-43%) a 420(129%)	9.44(-18%) a 18.5(61%)
			90	36.4	48.5	83.0(-8%) a 101(12%)	29.2(-24%) a 41.8(9%)
			5675			1713(-70%) a 11619(105%)	
<b>L I N E A 2</b>							
2(1)	105	1.622	38155	19.4	19.4	2917(-92%) a 182574(379%)	18.2(-6%) a 20.9(8%)
			15	2.9	22.3	4.86(-68%) a 23.4(56%)	0.93(-68%) a 4.6(59%)
			26818			17085(-36%) a 364850(1260%)	
2(2)	90	1.637	6378	6.99	7	294(-95%) a 224800(3425%)	6.15(-12%) a 8.53(22%)
			10.9	2.47	9.5	<0.98(<-91%) a 17.8(63%)	<0.22(<-91%) a 4.08(65%)
			15850			10040(-37%) a >115236(>627%)	
2(3)	45	1.448	2410	5.03	5	264(-89%) a 94400(3817%)	4.17(-17%) a 6.14(22%)
			12.4	2.29	7.3	<3.43(<-72%) a 21.3(72%)	<0.63(<-72%) a 3.94(72%)
			26840			11404(-58%) a >106608(>297%)	
2(4)	30	1.129	11584	13.3	13.3	982(-92%) a 107408(827%)	12.4(-7%) a 14.4(8%)
			14.4	2.55	15.9	9.45(-34%) a 24.4(69%)	1.7(-33%) a 4.35(71%)
			26782			8655(-68%) a 108990(307%)	
3(1) central	95	1.558	4671	15.9	15.9	1113(-76%) a 107405(2200%)	14.9(-6%) a 17.1(8%)
			11.6	2.84	18.7	<3.79(<-67%) a 20.4(76%)	<0.93(<-67%) a 5.06(78%)
			54970			11791(-79%) a >602781(997%)	

Tabla II. Continuación.

TDEM	Rx	Error RMS	t	d	Incertidumbre	Incertidumbre t	
	tamaño (m)						
	L	I	N	E	A	3	
1(1) central	50x50	1.084	82 1148	53.9	53.9	81.3(-0.9%) a 82.1(0.1%) 798(-30%) a 2682(134%)	52.2(-3%) a 56.0(4%)
2(1) central	75x75	0.997	86.3 78.9 941	14.6 29.7	14.6 44.3	81.9(-5%) a 96.8(12%) 63.9(-19%) a 82.8(5%) 619(-34%) a 2276(142%)	11.6(-21%) a 17.8(22%) 23.9(-20%) a 38.6(30%)
3(1) central	100x50	0.996	246 47.6 5511	12.8 32.5	12.8 45.3	194(-20%) a 381(55%) 43.8(-8%) a 50.7(7%) 1299(-76%) a 11356(106%)	10.9(-15%) a 13.8(8%) 29.1(-11%) a 35.1(8%)

TDEM Identificador del Sondeo. Primer dígito: espira; segundo dígito: receptor

Error RMS Error medio cuadrático entre voltajes observados y calculados

Resistividad de la capa (ohm m)

t Espesor de la capa (m)

d Profundidad a la base de la capa (m)

Incertidumbre Intervalo de incertidumbre de la resistividad (porcentajes)

Incertidumbre t Intervalo de incertidumbre del espesor (porcentajes)

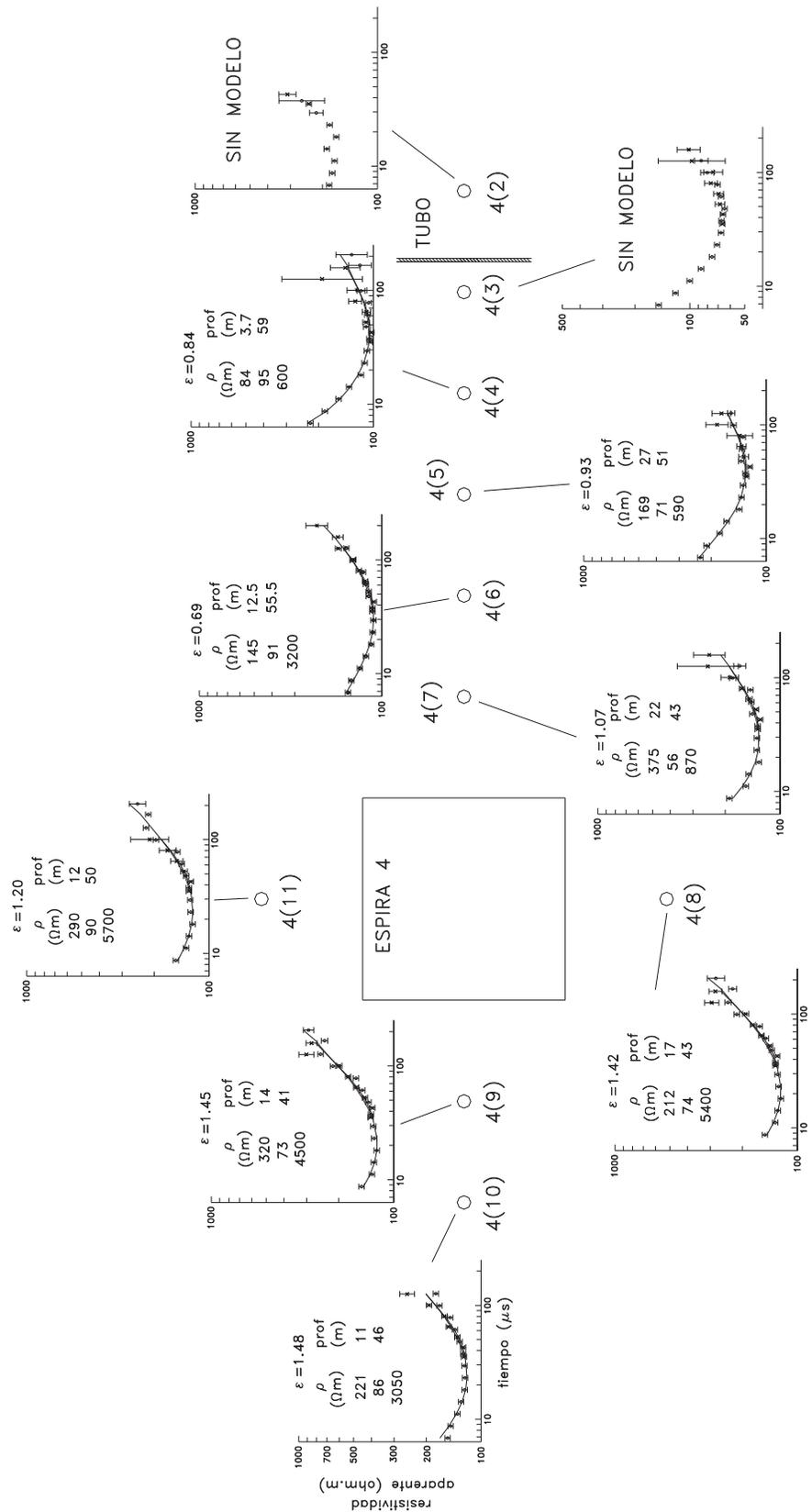


Figura 52. Vista en planta de los sondes TDEM de la espira 4 de la Línea 1. Se muestran los datos observados (símbolos) de resistividad aparente en función del tiempo, los modelos invertidos y las resistividades aparentes calculadas (línea continua) de estos modelos. En los sondes 4(3) y 4(2) no fue posible encontrar ningún modelo que ajustara los datos. Se indica la traza inferida del tubo (acueducto).

respectivamente, de la posición del tubo inferida en el modelado 2D de los datos de VLF. El efecto perturbador del tubo es tan intenso en estas dos posiciones de la bobina receptora que los datos no pueden ser reproducidos por ningún modelo 1D. En varios de los sondeos próximos al tubo, donde sí fue posible encontrar modelos de capas, también existe la sospecha de la presencia de un efecto del tubo, pues esos modelos tienden a ser más conductores que los más alejados del tubo.

En la simulación numérica que se presenta más adelante en este capítulo (sección V.4) se demuestra que el efecto del tubo puede despreciarse cuando la bobina receptora se encuentra a más de 60 m de él. La Figura 53a muestra los datos y respuestas calculadas de 6 sondeos donde, tanto la espira como la bobina receptora, se encuentran a más de 60 m del tubo. La Figura 52b presenta los respectivos modelos en formato de barras. A pesar de que los ajustes son razonables (los errores rms varían de 0.80 a 1.49) y que todos los modelos tienen la misma secuencia de 3 capas resistivo-conductor-resistivo, existe una variabilidad importante en estos modelos. Por ejemplo, la cima al conductor se encuentra desde 8.4 m hasta 24.9 m y su resistividad varía desde 37 hasta 101  $\Omega$ m. Es poco probable que la estructura eléctrica real del subsuelo tenga estas variaciones tan fuertes pues estos sondeos se encuentran dentro de un área reducida donde los receptores más alejados están separados por una distancia de aproximadamente 40 m. Tal variabilidad es probable que se deba a ruido en los datos.

Al promediar logarítmicamente los parámetros de cada capa de estos 6 modelos se obtiene el modelo promedio, mostrado en la Figura 53b. Los promedios y desviaciones

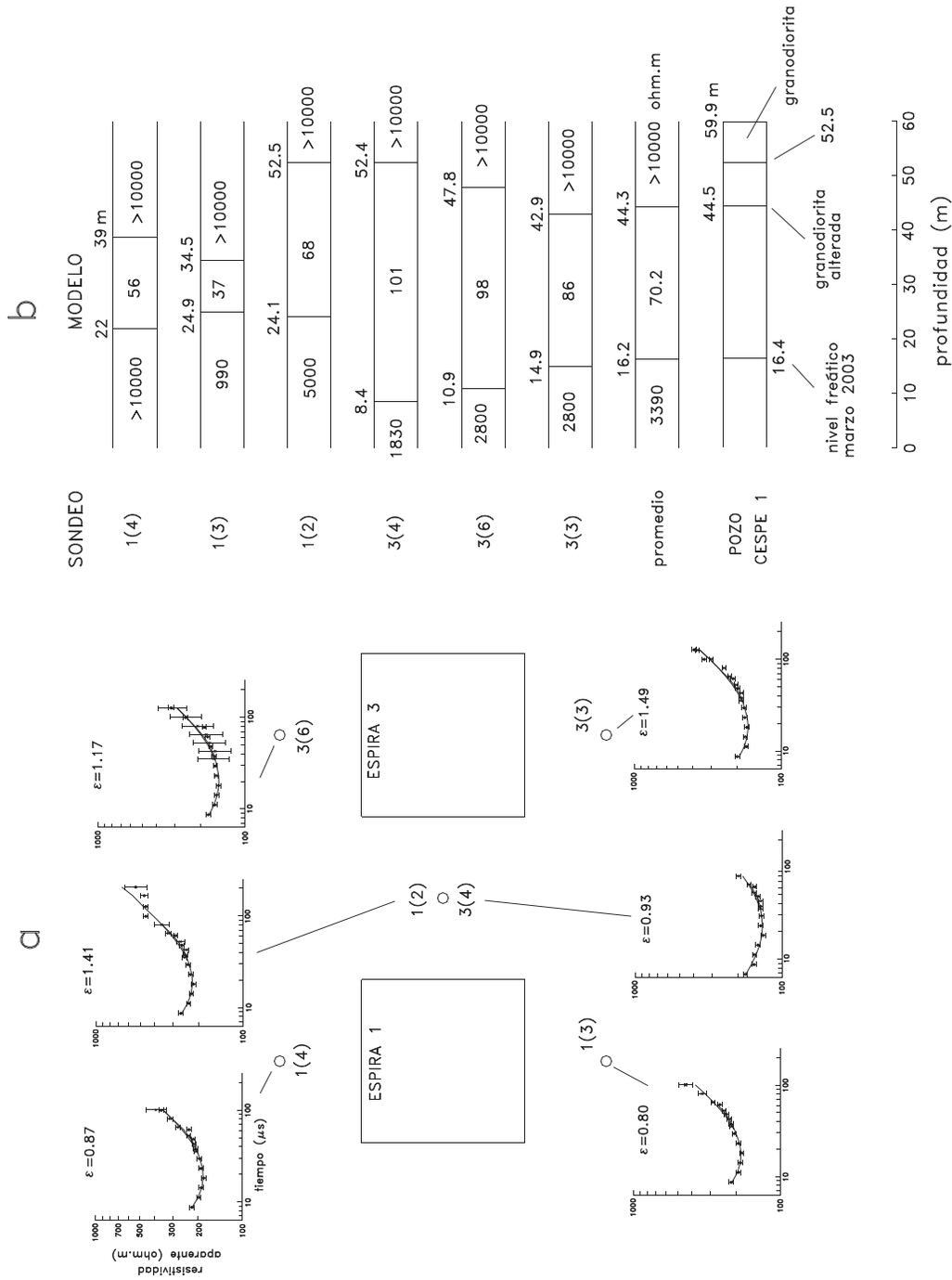


Figura 53. Sondeos cuyas espiras y receptores están a más de 60 m del tubo. a) Vista en planta de las espiras y receptores. Se indican las respuestas observadas (símbolos), las calculadas (línea continua) de los modelos invertidos y los errores de ajuste de cada sondeo. b) Modelos invertidos de capas, modelo promedio y litología del pozo CESPE-1.

estándar de las resistividades son: 3400 +/- 2200, 70.2 +/- 27.7 y 36000 +/- 20000  $\Omega$  m, y de las profundidades a las interfaces: 16.2 +/- 7.6 y 44.3 +/- 7.6 m. Este modelo promedio tiene una alta correlación con la información del pozo CESPE-1, que está a aproximadamente 100 m de estos sondeos (Figura 52b). En este pozo el nivel freático medido en marzo del 2003 se encontraba a una profundidad de 16.4 m y la profundidad promedio al conductor es de 16.2 m. Las profundidades a la granodiorita alterada y sana fueron de 44.3 y 52.5 m, respectivamente (Figura 52b), mientras que la profundidad promedio al sustrato resistivo es de 44.3 m.

La Figura 54 presenta un análisis de sensibilidad del modelo del sondeo 1(4), que corresponde a uno de los 6 sondeos de la figura anterior. Las comparaciones entre voltajes observados y resistividades aparentes con sus respectivas respuestas del modelo se incluyen en la Figura 54a y b. El modelo invertido de resistividades en función de la profundidad, junto con la estimación de las incertidumbres de las tres resistividades y dos profundidades, se muestra en la Figura 54c. Las barras de error están estimadas con el proceso de perturbaciones descrito en la sección anterior. Una flecha en uno de los extremos de una barra de error indica que el rango de variación del parámetro cae fuera del área graficada. Se puede observar que las incertidumbres de las resistividades de la primera y tercer capa son muy grandes, mientras que las de la cima, base y resistividad de la capa conductora son relativamente pequeñas. Estas resoluciones son confirmadas al analizar los elementos de la matriz de Jacobianos o derivadas de los datos respecto a los parámetros del modelo. En la Figura 54d se encuentran graficados los Jacobianos  $\frac{1}{\sigma_i} \frac{\partial v_i}{\partial \ln(p_j)}$  en función del tiempo,

TDEM 1(4)

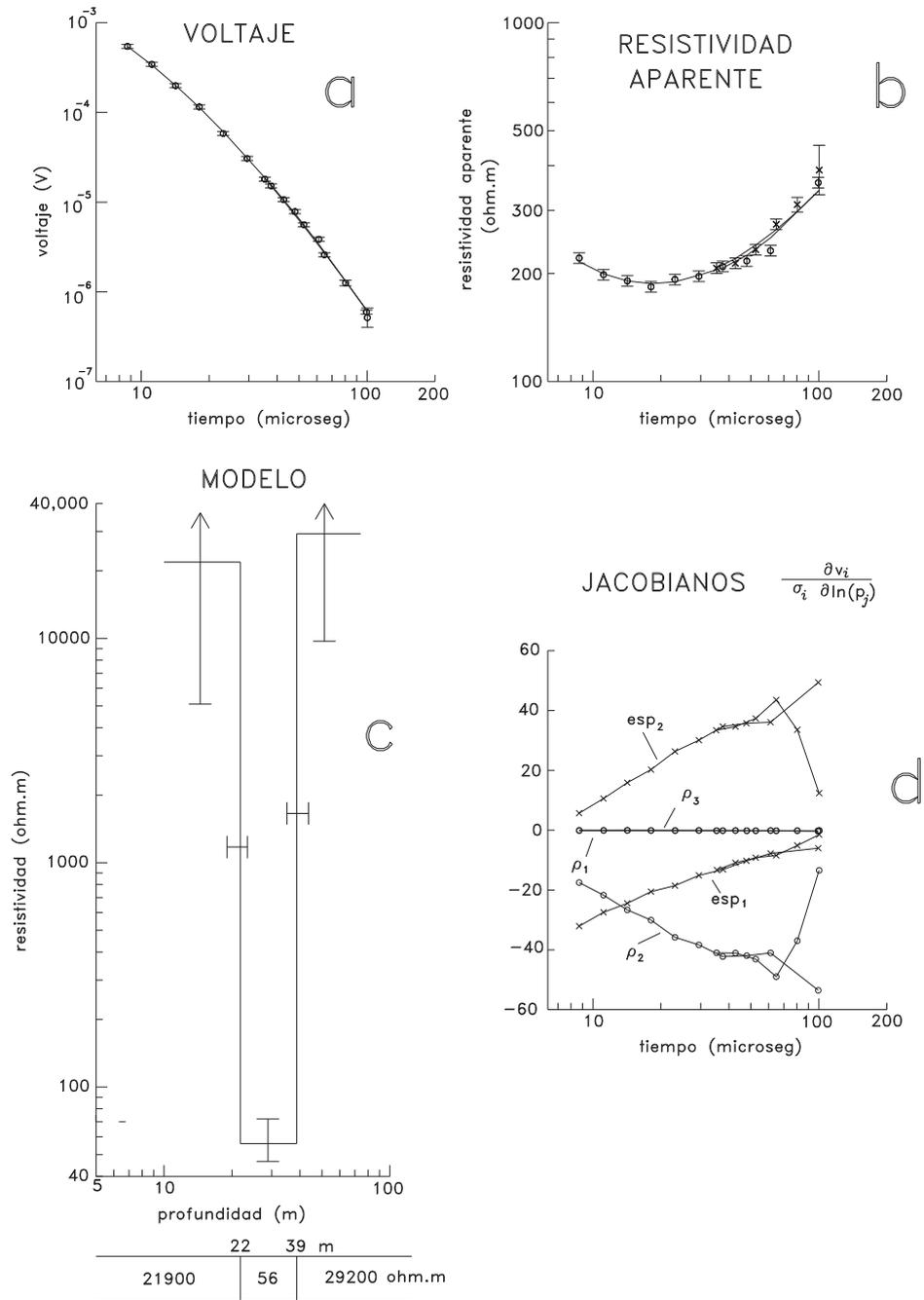


Figura 54. Análisis de resolución del modelo del sondeo TDEM 1(4) de la Línea 1. a) Comparación entre voltajes observados y calculados. b) Comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas. c) Modelo invertido. Se muestran las incertidumbres en las resistividades y profundidades. d) Sensibilidades o Jacobianos de los datos respecto a cada uno de los parámetros del modelo.

donde  $v_i$  es el  $i$ ésimo voltaje calculado,  $p_j$  es cualquiera de los cinco parámetros del modelo y  $\sigma_i$  es el error del  $i$ ésimo voltaje. Estas funciones son adimensionales. Las bajas resoluciones de las resistividades de la primera y última capas se debe a que las derivadas parciales respecto a  $\rho_1$  y su  $\rho_3$  son casi nulas, es decir, los datos contienen poca información sobre estos parámetros. Aunque no es perceptible en la Figura 54d, los valores más intensos en los Jacobianos de  $\rho_1$  son los de los tiempos más cortos. Si nosotros pudiéramos haber medido los voltajes en tiempos mucho más cortos que  $6.8 \mu s$ , que es la ventana más temprana del sistema TEM47, probablemente tendríamos una mejor resolución de esta resistividad.

En contraste, las incertidumbres de los parámetros de la cima, base y resistividad de la segunda capa (Figura 54c) son menores debido a que las derivadas parciales respectivas son significativamente más intensas. Es importante notar que esta capa no tiene un problema de equivalencia como el que ocurre en el modelo del SEV 1b. Ante la presencia de una capa conductora delgada, generalmente, los métodos electromagnéticos están menos afectados por equivalencia que los métodos de corriente directa (Fitterman et al, 1988). Nuestro caso es un ejemplo de ello.

## **Línea 2**

Los datos de los sondeos TDEM de esta línea fueron invertidos a modelos de tres capas, resultando todos ellos con una secuencia resistivo-conductor-resistivo. Los datos observados en función del tiempo, las resistividades y profundidades de las capas de los

modelos invertidos, las respuestas calculadas de estos modelos y los errores de ajuste se muestran en la Figura 55. En esta figura solo se incluyen los modelos de las espiras 2 y 3. Los errores de ajuste son generalmente mayores que los obtenidos en la Línea 1, pues varían de 1.13 a 1.64. Una característica importante de estos modelos es que la capa conductora tiene una resistividad bastante baja (aproximadamente de  $12 \Omega\text{m}$ ), está en profundidades someras (de 5 a 19 m) y es muy delgada (2 o 3 m de espesor), tal que el sustrato resistivo se encuentra en profundidades de 7 a 22 m. Esta profundidad es mucho menor que los 73 m estimados en el modelado 2.5D del SEV 2. Esta discrepancia tan fuerte posiblemente está causada por el bloque granítico presente en el extremo sur del perfil. El efecto lateral de este resistivo puede perturbar los voltajes medidos, tal que la inversión en capas de estos voltajes perturbados resulta en una estructura eléctrica del subsuelo que no es real. Esta posibilidad es explorada más adelante.

### **Línea 3**

Los modelos de los tres sondeos centrales se muestran en la Figura 56. En general, el uso de espiras mayores y de receptor central dio datos de mejor calidad. Los modelos son de 2 y 3 capas, con buenos ajustes entre respuestas observadas y calculadas, variando de 1.0 a 1.1. El modelo del sondeo 1(1), aunque es de solo dos capas, es similar al del 2(1), que tiene un débil contraste de resistividades entre la primera y segunda capa (Figura 56c). Los modelos de tres capas nuevamente los interpretamos como la secuencia zona vadosa-acuífero-basamento granítico. Los valores promedio de la resistividad de la capa conductora y de las profundidades a su cima y base son  $68 \Omega\text{m}$ , 13.7 m y 49 m,

MODELOS 1D  
SONDEOS TDEM LINEA 2

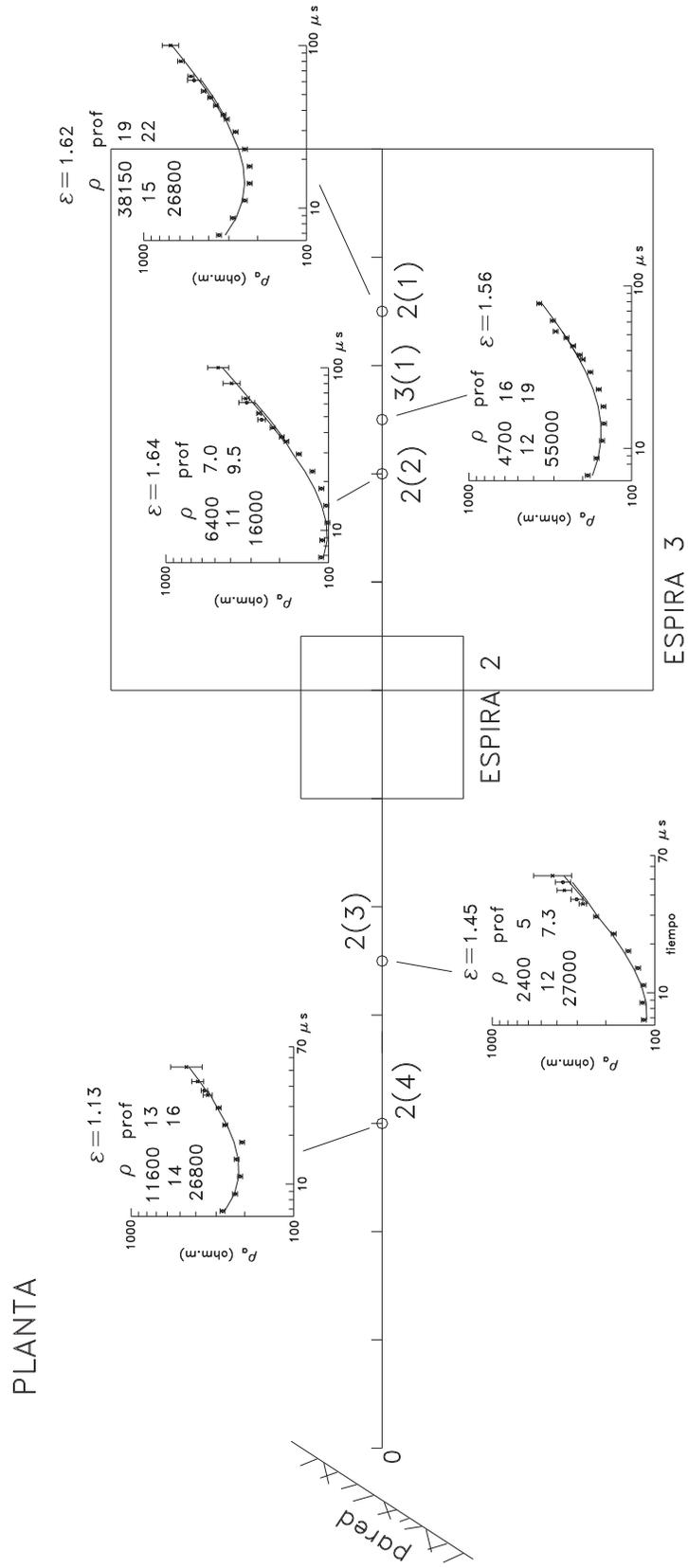


Figura 55. Modelos de capas de los sondeos TDEM de la Línea 2.

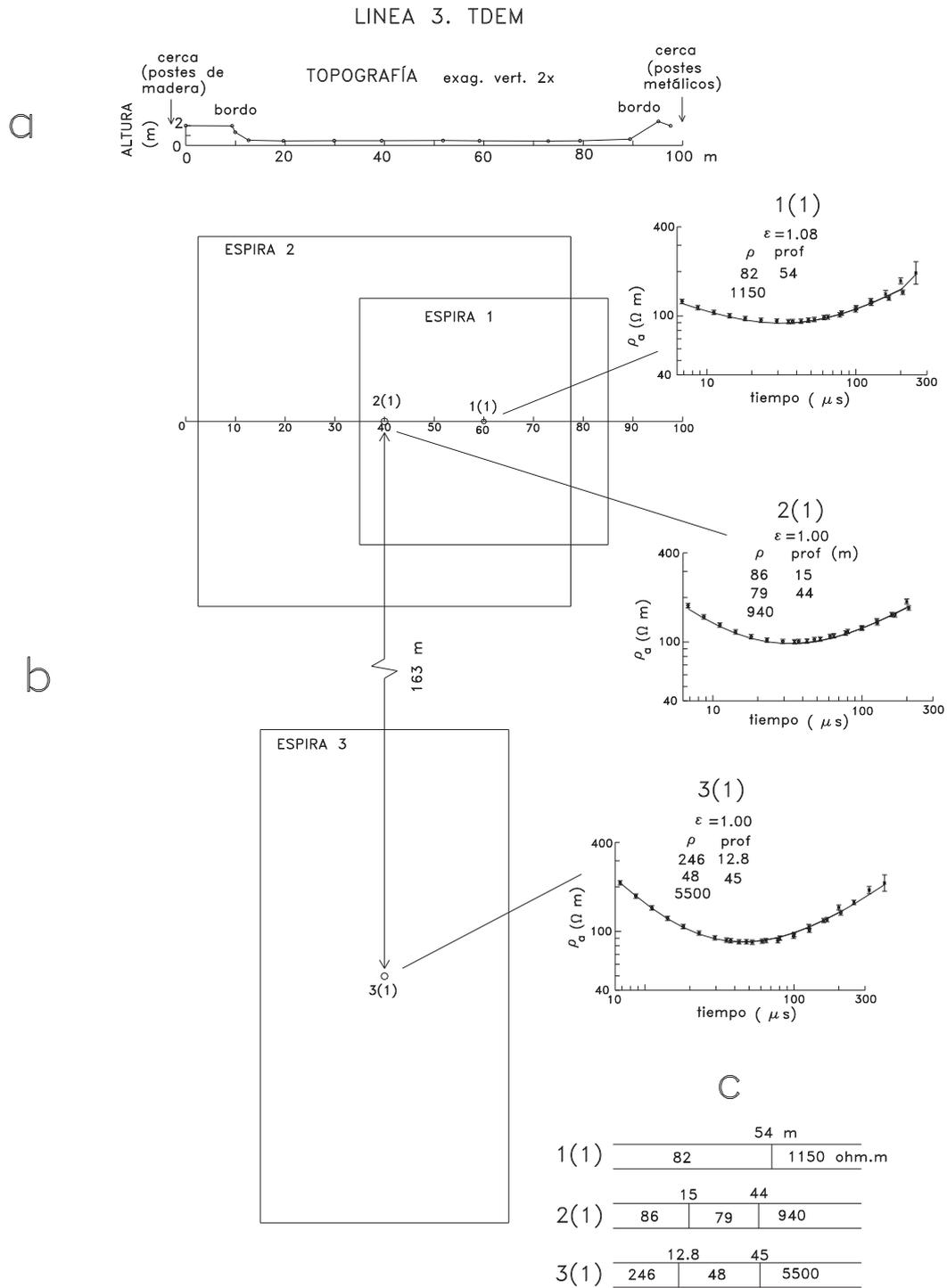


Figura 56. Modelos de capas de los sondeos TDEM de la Línea 3. a) Perfil topográfico de la Línea 3. b) Vista en planta de las espiras y bobinas receptoras de esta línea. Resistividades aparentes observadas y calculadas con el modelo de capas. c) Tres modelos de capas.

respectivamente. Desafortunadamente, cerca de esta localidad no hay información de pozo que sirva para confirmar esta interpretación. Como ya se mencionó en el capítulo III, los datos y la interpretación del SEV 3 no son confiables. La única otra pieza de información cercana a esta localidad es el sondeo Schlumberger 208 levantado por Díaz (1986), que se encuentra a una distancia de aproximadamente 100 m de la línea. La reinterpretación de este sondeo (véase el capítulo III) dió una profundidad al sustrato resistivo de 30 m, de tal forma que existe una discrepancia importante respecto a la profundidad promedio de 49 m estimada con los sondeos TDEM. Como se detalla al final de este capítulo, tal discrepancia puede ser explicada por la ligera perturbación de los datos de TDEM producida por la cerca conductora.

### **V.3 MÉTODO DE MODELADO BIDIMENSIONAL**

Desafortunadamente, no fue posible modelar los datos de TDEM en 2.5D pues no se cuenta con el programa de computadora que calcule la respuesta de un subsuelo 2D excitado por un campo 3D, como es el producido por una espira. Sin embargo, para entender varios aspectos físicos como son la baja resolución de la estructura somera, los efectos de la estratificación y la perturbación producida por heterogeneidades conductoras, se realizaron experimentos numéricos con una versión modificada del algoritmo EM2D, ya comentado en el capítulo anterior. En este método la distribución de la resistividad en el subsuelo es 2D y la fuente consiste de un par de líneas 2D de corriente, de tal modo que los campos electromagnéticos en el subsuelo son puramente 2D.

## V.4 RESULTADOS

### Línea 1

Antes de presentar los resultados del modelado, es importante enfatizar que los campos producidos por fuentes lineales de corriente son diferentes a los producidos por una espira cuadrada. Este concepto está ilustrado en la Figura 57, que compara los voltajes inducidos en una bobina horizontal ( $31.4 \text{ m}^2$  de área efectiva) colocada sobre un semiespacio homogéneo de resistividad  $300 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$  por un par de líneas 2D de corriente, por una espira cuadrada y por un dipolo magnético vertical. La separación entre receptor y fuente es equivalente en los tres casos. La bobina está localizada a  $52.5 \text{ m}$  del centro de una espira de  $15 \times 15 \text{ m}$  y a la misma distancia del punto medio entre dos líneas de corriente de polaridad opuesta separadas  $15 \text{ m}$ . Las corrientes en ambas fuentes son ideales, es decir, son corrientes unitarias en tiempos menores a cero que se apagan abruptamente en el tiempo cero. Los voltajes producidos por la espira cuadrada fueron calculados con la solución al problema directo descrita en la sección V.1. Los voltajes del par de líneas fueron calculados superponiendo la solución analítica de una fuente lineal sobre un semiespacio homogéneo de conductividad  $\sigma$  (Spies y Frischknecht, 1991), dada por

$$v(x, t) = \frac{-2IA_{RX}}{\pi\sigma(x-x')^3} \left\{ 1 - \left[ 1 + \eta^2(x-x')^2 \right] \exp\left[-\eta^2(x-x')^2\right] \right\} \quad (25)$$

donde  $\eta = (\sigma \mu_0 / 4t)^{1/2}$ ,  $A_{RX}$  es el área efectiva de la bobina receptora,  $I$  es la intensidad de corriente,  $t$  es el tiempo,  $x$  es la posición de la bobina y  $x'$  es la posición de la fuente.

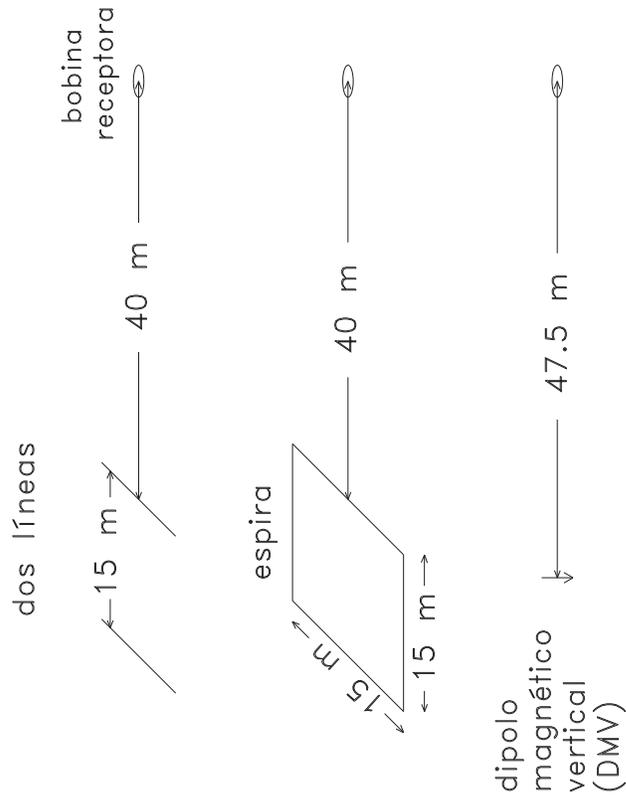
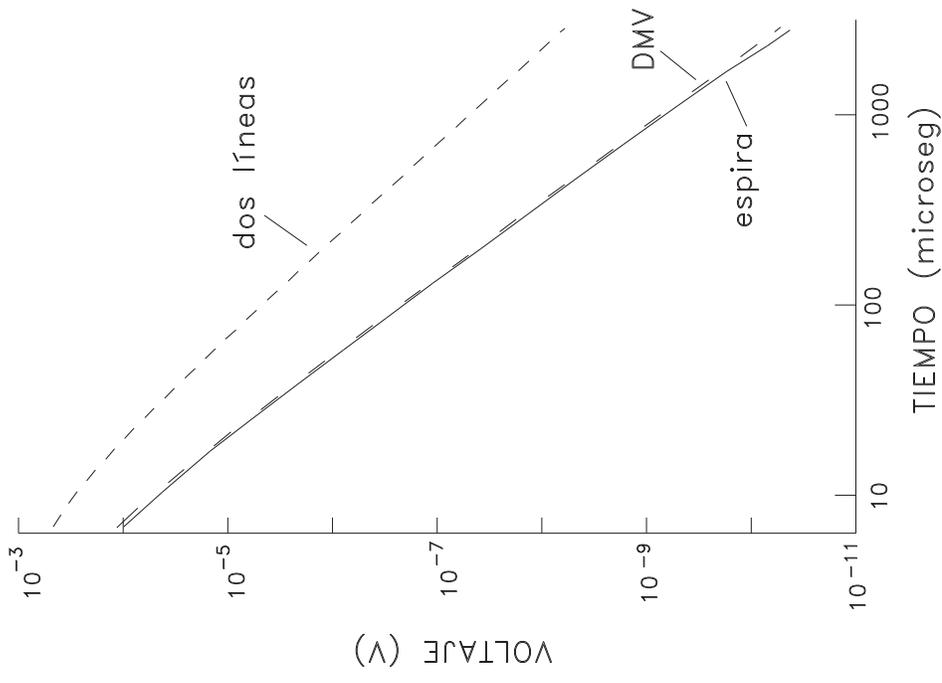


Figura 57. Voltajes inducidos en una bobina horizontal colocada en la superficie de un semiespacio homogéneo de 300 ohmm por tres fuentes diferentes: un par de líneas de corriente 2D separadas por 15 m, una espira cuadrada de 15x15 m y un dipolo magnético vertical.

En la Figura 57 se puede observar que los voltajes producidos por las líneas de corriente son más intensos que los producidos por la espira. Además, los voltajes de las fuentes lineales decaen más lentamente con el tiempo. Se puede demostrar que en los tiempos muy largos el voltaje decae como  $t^{-2}$  para las fuentes lineales y como  $t^{-2.5}$  para la espira. En la gráfica log-log de esta figura estos decaimientos se traducen a líneas rectas de pendientes -2 y -2.5, respectivamente.

En la Figura 57 también se incluyen los voltajes producidos por un dipolo magnético vertical (DMV), calculados con la expresión analítica (Spies y Frischknecht, 1991),

$$v(R, t) = \frac{-m}{2\pi\sigma R^5} \left[ 9 \operatorname{erf}(\eta R) - \frac{2\eta R}{\sqrt{\pi}} (9 + 6\eta^2 R^2 + 4\eta^4 R^4) e^{-\eta^2 R^2} \right] \quad (26)$$

donde  $\operatorname{erf}(\cdot)$  es la función error,  $R$  es la distancia horizontal entre el receptor y el dipolo y  $m$  es el momento del dipolo. En la curva de voltaje de la Figura 57, denotada como DMV, para el momento del dipolo se usó el mismo momento de la espira (corriente por área) y la bobina receptora se encuentra a 47.5 m del dipolo, es decir, reemplazando la espira por un dipolo en su centro. El punto interesante de esta comparación radica en la gran similitud entre los voltajes del dipolo y los de la espira. Este comportamiento se puede explicar comparando la profundidad de difusión ( $\delta$ ) con la separación transmisor-receptor ( $R$ ). La profundidad de difusión, definida por  $(2t\rho/\mu_0)^{1/2}$ , es un estimador de la profundidad y la distancia lateral donde la densidad de corriente alcanza su máximo valor. Para este modelo

la relación  $R/\delta$  es menor a la unidad en todos los tiempos, es decir, la separación entre transmisor y receptor es muy pequeña respecto a la profundidad de difusión. Esto ocasiona que no haya mucha diferencia entre los voltajes de la espira y los del dipolo magnético vertical.

Los voltajes inducidos en la bobina debido a las fuentes lineales son más intensos que los de la espira debido a que los campos eléctricos en el subsuelo son más intensos. Este enunciado está ilustrado gráficamente en la Figura 58, que compara los campos eléctricos de un par de líneas con los de un dipolo magnético vertical en la superficie de un semiespacio de  $300 \Omega \cdot \text{m}$ . Aunque el punto de observación se encuentra en la superficie, cabe esperar el mismo comportamiento si el punto estuviera en el subsuelo. Puesto que, como se acaba de demostrar arriba, los voltajes inducidos por una espira y un DMV son similares, es válido usar el DMV para calcular el campo eléctrico. Las dos curvas fueron calculadas con las expresiones analíticas de un DMV (Spies y Frischknecht, 1991),

$$e(R, t) = \frac{-m}{2\pi\sigma R^4} \left[ 3 \operatorname{erf}(\eta R) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \eta R (3 + 2\eta^2 R^2) e^{-\eta^2 R^2} \right] \quad (27)$$

y superponiendo la de una línea de corriente

$$e_y(x, t) = \frac{I}{\pi\sigma x^2} \left[ 1 - e^{-\eta^2 x^2} \right] \quad (28)$$

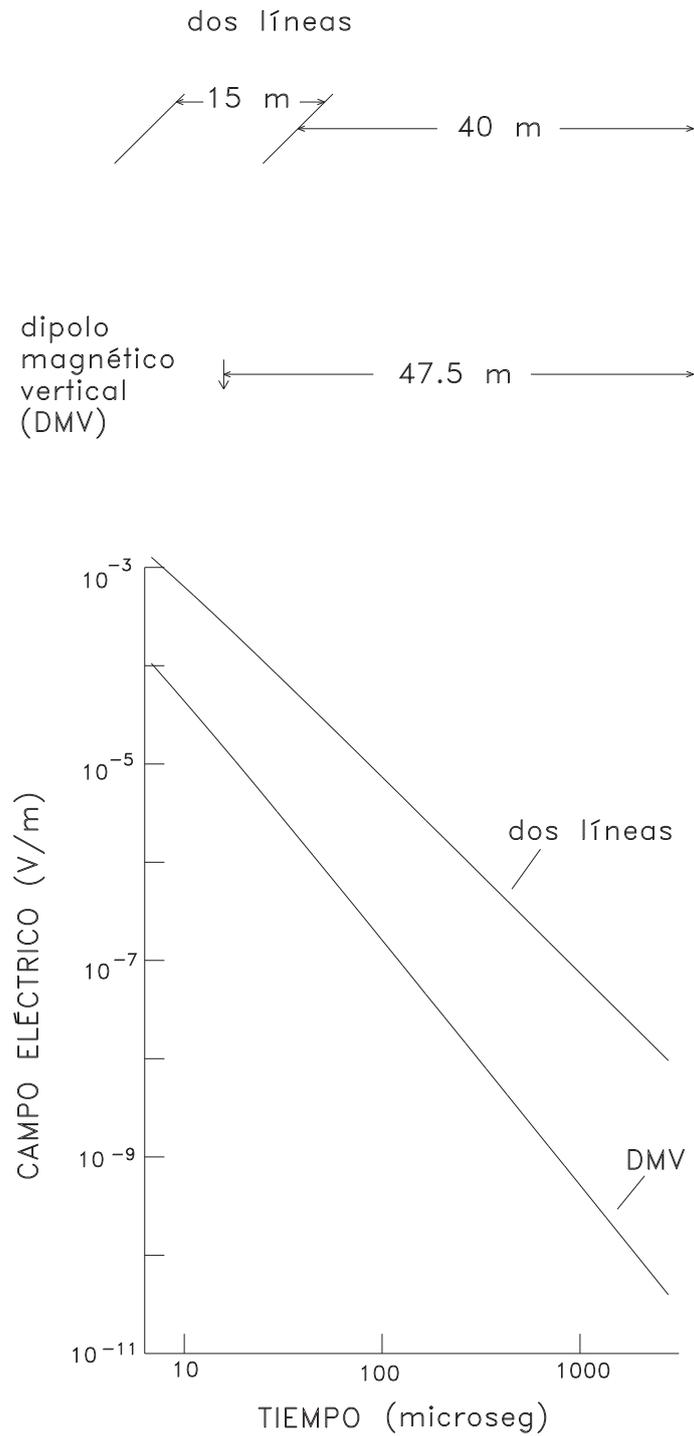


Figura 58. Variación en tiempo de los campos eléctricos en la superficie de un semiespacio homogéneo de 300 ohm-m producidos por un par de líneas bidimensionales de corriente y por un dipolo magnético vertical.

Con el fin de entender los efectos del medio estratificado y del tubo en la corriente inducida en el subsuelo se realizaron experimentos numéricos con el programa EM2D. Para reproducir las relaciones geométricas entre fuente, receptor y tubo de la espira 4 (Figura 52), se consideró como fuente un par de líneas bidimensionales de corriente de polaridad opuesta separadas 15 m, definiendo como origen de coordenadas el punto medio entre ellas (Figura 59a). Se calculó la componente  $y$  (la componente perpendicular al plano de la sección) de la densidad de corriente en 164 puntos en el subsuelo para diferentes tiempos. Para ello primero se calcularon los campos eléctricos en el dominio de la frecuencia con el programa EM2D en 100 frecuencias, desde 0.01 hasta  $10^8$  Hz, con 10 frecuencias logarítmicamente equiespaciadas por década. Este proceso numérico es el más tardado pues para un grupo de 20 puntos en el subsuelo el programa tarda en correr aproximadamente una hora en el sistema SUN, dado que para cada frecuencia es necesario invertir matrices del orden de  $5000 \times 5000$ . Para transformar los campos eléctricos al dominio del tiempo se usó la relación,

$$e_y(x, z, t) = -\frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\text{Im}[E_y(x, z, \omega)]}{\omega} \cos(\omega t) d\omega \quad (29)$$

la cual fue evaluada por convolución con el filtro de Anderson (1975). La densidad de corriente requerida finalmente fue calculada con  $J_y(x, z, t) = \sigma(x, z) e_y(x, z, t)$ .

Los contornos de la densidad de corriente para uno de los modelos estudiados se muestran en la Figura 59. El modelo consiste de un conductor lineal, que simula al tubo

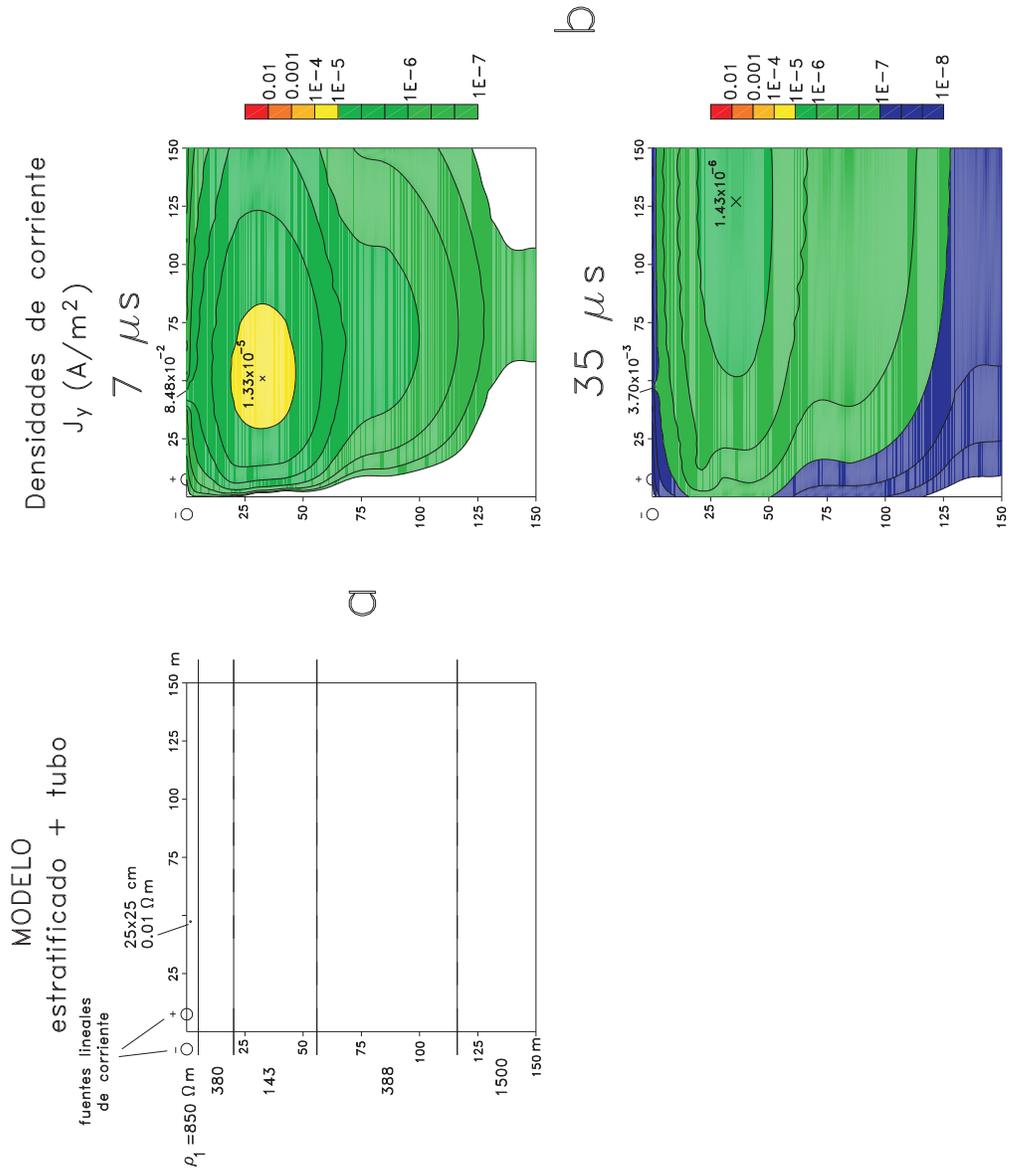


Figura 59. Resultados de la simulación bidimensional de la espira 4. a) Modelo estratificado de cinco capas con un fuerte conductor inmerso en la primera capa. b) Contornos de la intensidad de la densidad de corriente perpendicular al plano de la sección en los tiempos de 7 y 35 microsegundos.

metálico (acueducto), inmerso en la primera capa de un subsuelo estratificado de cinco capas. Las profundidades de las capas y sus resistividades son parecidas a las del modelo del SEV 1b y están indicadas en la Figura 59a. El conductor tiene una sección transversal de 25 x 25 cm, su cima está a una profundidad de 1.5 m y tiene una resistividad de 0.013  $\Omega$ m. Cabe hacer notar que los parámetros del tubo y del medio estratificado no son exactamente iguales a los reportados en esta tesis, sino versiones antiguas de ellos. Sin embargo, puesto que no hay mucha variación entre los parámetros viejos y nuevos, el comportamiento de la densidad de corriente debe ser muy parecido.

El comportamiento de la densidad de corriente se presenta solo en dos tiempos: 7 y 35  $\mu$ s (Figura 59b). El tiempo de 7  $\mu$ s es aproximadamente igual al tiempo más corto (6.8  $\mu$ s) del sistema TEM47. Los contornos de densidad de corriente están graficados solo en el cuadrante  $0 \leq x \leq 150$  m,  $0 \leq z \leq 150$  m. Si elimináramos la heterogeneidad conductora del modelo la densidad de corriente tendría simetría impar respecto al plano  $x = 0$ , es decir, en  $x < 0$  los contornos tendrían la misma forma pero de polaridad opuesta. El comportamiento geométrico aparentemente anómalo en algunas zonas de estas figuras es muy posible que se deba a problemas de exactitud numérica.

Hay varios rasgos interesantes en el comportamiento de la densidad de corriente (Figura 59b). Primero, los máximos globales de densidad de corriente se encuentran en la heterogeneidad conductora que representa al tubo. Debido a su baja resistividad, en él se inducen corrientes que son más de tres órdenes de magnitud mayores que los máximos

locales localizados en el medio huésped. El máximo asociado con la estratificación migra tanto en profundidad como lateralmente, además de atenuarse con el tiempo, en forma similar al fenómeno que Nabighian (1979) denominó aros de humo de un fumador (smoke rings), esquematizado en la Figura 18b. Este consiste en la disminución de la densidad de humo y aumento del radio de los aros conforme transcurre el tiempo. A diferencia de Nabighian, quien manejó como fuente un dipolo magnético vertical, en nuestro caso puramente 2D no podemos hablar de aros sino de barras horizontales de corriente, donde la parte complementaria de cada barra se encuentra en  $x < 0$ . En  $7 \mu s$  el máximo se encuentra en las coordenadas ( $x=50, z=33$  m) y tiene una intensidad de  $1.3 \times 10^{-5} A/m^2$ , mientras que en  $35 \mu s$  el máximo es más amplio, ha migrado en profundidad y hacia la derecha, pues ahora está en (127,36) y su intensidad disminuyó a  $1.4 \times 10^{-6} A/m^2$ . Tercero, el máximo es “atrapado” por la capa de menor resistividad. En comparación con un modelo de resistividad homogénea de  $300 \Omega m$ , el máximo en  $35 \mu s$  se encuentra en una profundidad de 60 m, a diferencia de nuestro modelo que se encuentra en la profundidad de 36 m. Físicamente, esto es explicado por la preferencia de la corriente a fluir por el medio que le ofrece menos resistencia, que es la capa de  $143 \Omega m$ . Cuarto, en el tiempo de  $7 \mu s$ , que corresponde al tiempo más temprano del sistema de adquisición de datos TEM47, gran parte de la corriente total ya está circulando en la capa conductora y solo una pequeña porción circula en las dos capas resistivas superficiales. Esto explica el porqué en casi todos los modelos de capas la resistividad de la primera capa es mal resuelta, simplemente porque casi no fluye corriente en ella.

Con el fin de evaluar a qué distancia del tubo deben estar ubicadas la fuente y el receptor para que la respuesta no esté afectada por el tubo, la Figura 60 muestra las respuestas de resistividad aparente de dos modelos en tres sitios ubicados en la superficie a diferentes distancias de la fuente ( $x = -22.5, 15$  y  $45$  m), considerando nuevamente el origen en el punto medio entre las dos fuentes lineales de corriente. Esta situación nuevamente simula la de la espira 4. Como sensor se considera una bobina circular horizontal de área unitaria. Para determinar los voltajes transitorios primero se calcularon, con el programa EM2D, las componentes verticales del campo magnético en los dos sitios receptores en 100 frecuencias, desde  $10^{-2}$  hasta  $10^8$  Hz. El voltaje en función del tiempo se obtuvo con la expresión (20) de la sección V.1, evaluando esta transformada con convolución usando el filtro seno publicado por Anderson (1975). Finalmente, la resistividad aparente tardía se calculó con

$$\rho_a = \frac{-I A_{Rx} \mu_o^2 (x_1 - x_2)}{16 \pi t^2 \nu} \quad (30)$$

donde  $x_1$  y  $x_2$  son las distancias que separan las fuentes positiva y negativa del receptor. Esta última expresión se obtiene de la aproximación asintótica de tiempos tardíos del voltaje de una fuente lineal (Spies y Frischknecht, 1991).

Las tres respuestas del modelo A (Figura 60) muestran claramente el desarrollo de un mínimo asociado con la capa conductora. Sin embargo, las respuestas son diferentes debido al efecto geométrico asociado con las diferentes separaciones entre fuente y receptor. Por otro lado, en las respuestas del modelo B el efecto del tubo es muy intenso en

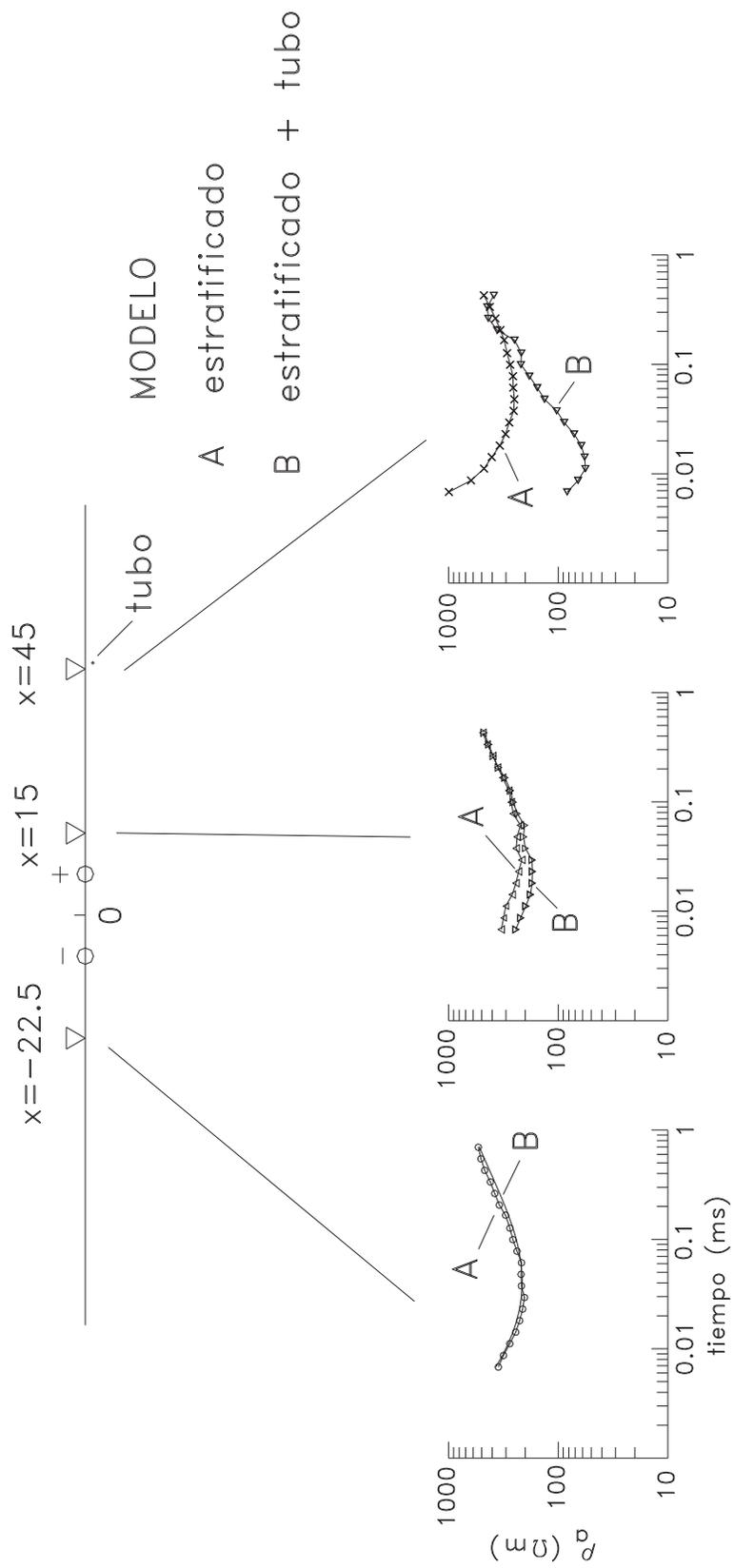


Figura 60. Respuestas 2D de resistividad aparente calculadas de los modelos A y B. Modelo A: subsuelo estratificado de 5 capas descrito en la Figura 59. Modelo B: mismo subsuelo estratificado más un conductor de resistividad 0.013 ohmm, sección transversal de 25 x 25 cm, con cima en 1.5 m.

el sitio ubicado en  $x=45$ , disminuye en  $x=15$  y casi es imperceptible en el receptor localizado en  $x=-22.5$  m. Este último sitio simula la posición del sondeo 4(10) de la espira 4, que está a aproximadamente a 70 m del tubo. Entonces, estos resultados sugieren que los datos reales del sondeo 4(10) sí pueden interpretarse con un modelo 1D. Puesto que el campo eléctrico impreso en el tubo de un par de fuentes lineales es más intenso que el impreso por una espira cuadrada, la distancia de 70 m puede considerarse como un límite superior de la distancia de perturbación. En forma semicuantitativa estimamos que con las espiras cuadradas como fuente esta distancia de perturbación puede reducirse a 60 m.

Es importante señalar que estas respuestas no se pueden comparar directamente con las respuestas reales de la Línea 1 por dos razones. Primero, por la razón ya mencionada arriba e ilustrada en la Figura 57, que las respuestas de voltaje de un par de líneas 2D y de una espira son diferentes tanto en intensidad como en sus dependencias en tiempo. Segundo, en el cálculo de estas respuestas se consideró que la corriente en la fuente es ideal, es decir, es un escalón unitario que se apaga en el tiempo cero. La corriente en el sistema de adquisición TEM47 no es ideal, sino consiste de una onda periódica de forma romboidal. La incorporación de esta corriente real, llamada corrección de rampas, no es fácil de implementar en el programa EM2D. Esta corrección modifica sustancialmente la forma de las respuestas de voltaje y resistividad aparente (Flores, 2000).

## **Línea 2.**

En forma similar a lo realizado en la Línea 1, se efectuó una simulación numérica 2D para entender el carácter de las respuestas transitorias. El modelo empleado (Figura

61a) es igual al estimado en el modelado 2D del SEV 2 (Figura 46) y consiste de un medio estratificado limitado lateralmente por un contacto de falla buzando  $60^\circ$  respecto a la horizontal. El par de líneas de corriente 2D están separadas 15 m, simulando la ubicación de la espira 2. Las respuestas de voltaje y resistividad aparente fueron calculadas en  $x=-37.5$  y  $37.5$  m, simulando la posición de los receptores de los sondeos 2(4) y 2(1), respectivamente. La comparación de respuestas de resistividad aparente entre el modelo de capas y el que incluye el contacto lateral se presenta en la Figura 61b. El efecto lateral del cuerpo resistivo se manifiesta como un máximo superpuesto a la curva denominada “capas”, ocasionando la formación de dos mínimos relativos. En el sondeo más próximo a la falla ( $x=-37.5$ ) este máximo se presenta en tiempos más cortos que en el sondeo más alejado ( $x=37.5$ ). Para compararlas con los datos reales, en la Figura 61b también se muestran las resistividades aparentes observadas en los sondeos 2(1) y 2(4), donde las respuestas observadas en estos dos sondeos cubren los tiempos de  $7 \mu s$  a  $70$  o  $100 \mu s$ . Si los datos sintéticos del receptor en  $x=37.5$  (sondeo 2(1)) se interpretara con un modelo de capas resultaría un modelo con un conductor más somero que el real y, por consiguiente, con una profundidad al sustrato resistivo más somera que la verdadera. Este comportamiento es similar al observado en los modelos 1D de los datos reales de esta línea, comentados en la sección anterior y mostrado en la Figura 55. En el sondeo más cercano al contacto ( $x=-37.5$  m), en el intervalo de  $7$  a  $70 \mu s$ , la respuesta calculada (Figura 61b) muestra un par de mínimos separados por un máximo local de poca intensidad. El comportamiento de los datos en el sondeo 2(4) solo muestra la presencia de un mínimo pronunciado. Esta discrepancia sugiere que el modelo de la Figura 61a es demasiado

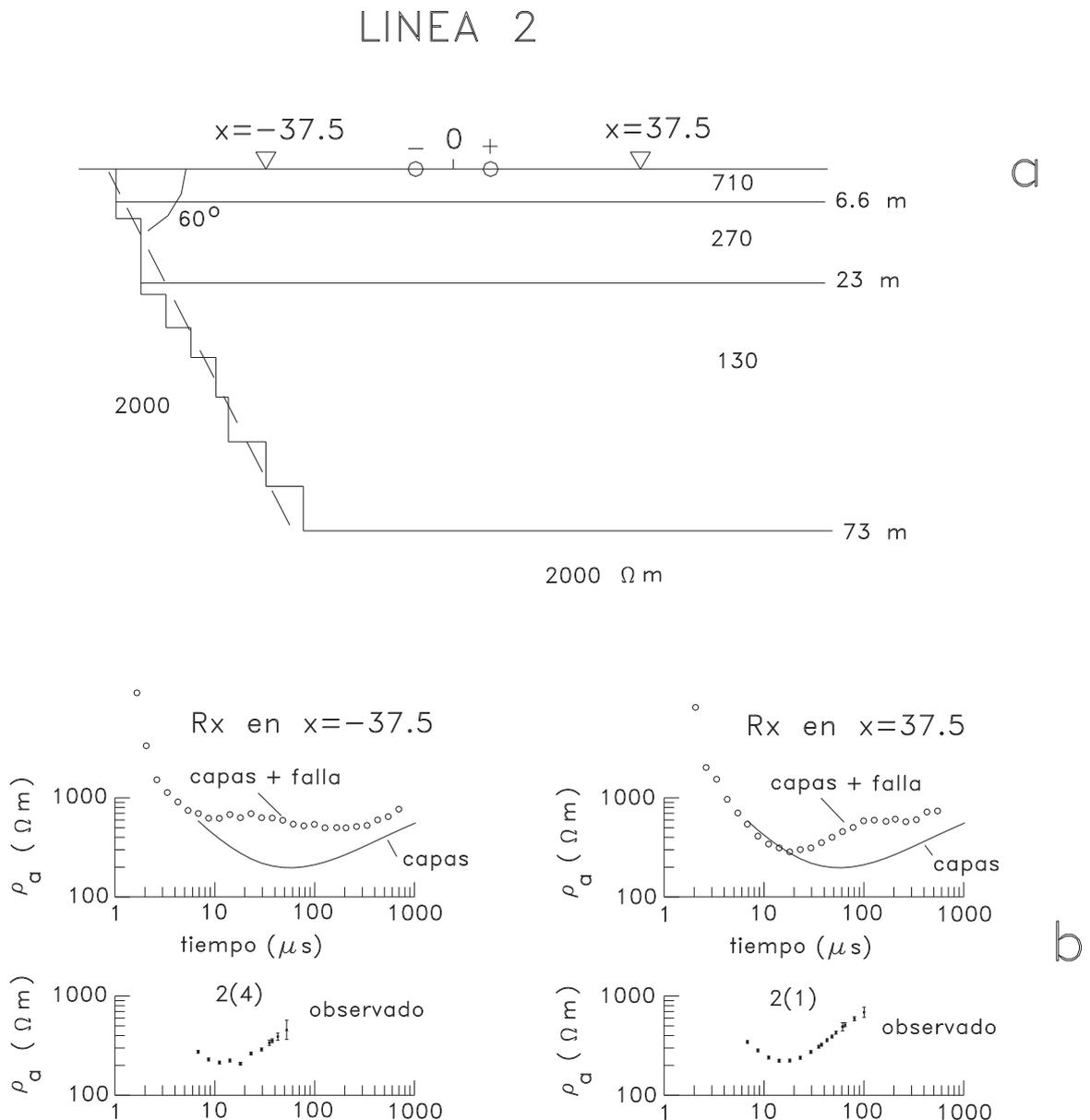


Figura 61. a) Modelo 2D de un semiespacio estratificado limitado por un medio resistivo buzante. b) Comparaciones de respuestas calculadas de resistividad aparente del modelo estratificado (capas) y el estratificado más contacto resistivo (capas + falla). Se incluyen las resistividades aparentes reales de los sondeos 2(4) y 2(1).

simple. Es posible que el contacto de falla sea más irregular que un simple contacto buzante. Otra posibilidad es que sea un efecto tridimensional asociado a la no ortogonalidad de la pared granítica respecto a la Línea 2, ya que el ángulo entre ellas no es  $90^\circ$ , sino  $57^\circ$ , además de que la pared granítica es aproximadamente recta solo dentro de algunas decenas de metros en la vecindad del perfil, fuera de ella la pared cambia de rumbo.

### **Línea 3**

En esta zona no hay perturbaciones obvias de origen geológico que pudieran invalidar la interpretación 1D de estos sondeos pero la presencia de la cerca de postes metálicos sí puede ser una fuente de ruido importante. En el método VLF esta cerca produjo la anomalía de “tilt” más intensa de todo el estudio. En el modelado 2D de estos datos se estimó que esta cerca tiene una resistividad de  $0.004 \Omega \cdot m$ . Para estimar el efecto de la cerca en los datos de TDEM se realizó la simulación numérica puramente 2D. El modelo (Figura 62a) consiste de un subsuelo de tres capas con una heterogeneidad muy conductora que representa a la cerca. El modelo de capas es el obtenido invirtiendo los datos del sondeo 2(1). La ubicación del par de líneas de corriente y de la bobina receptora también simula a este sondeo. La línea de corriente positiva se encuentra a 22.5 m de la cerca. La comparación de las respuestas calculadas de los modelos de capas sin (línea continua) y con cerca (círculos) se muestran en la Figura 62b. La heterogeneidad conductora sí afecta a las resistividades aparentes, haciendo el mínimo ligeramente más intenso que el de la respuesta del medio sin cerca. Aunque el efecto no es muy pronunciado, si invirtiéramos a un modelo de capas la respuesta “capas + cerca”, resultaría

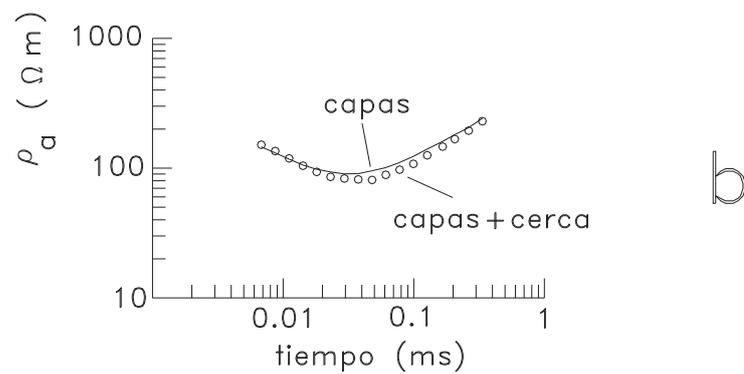
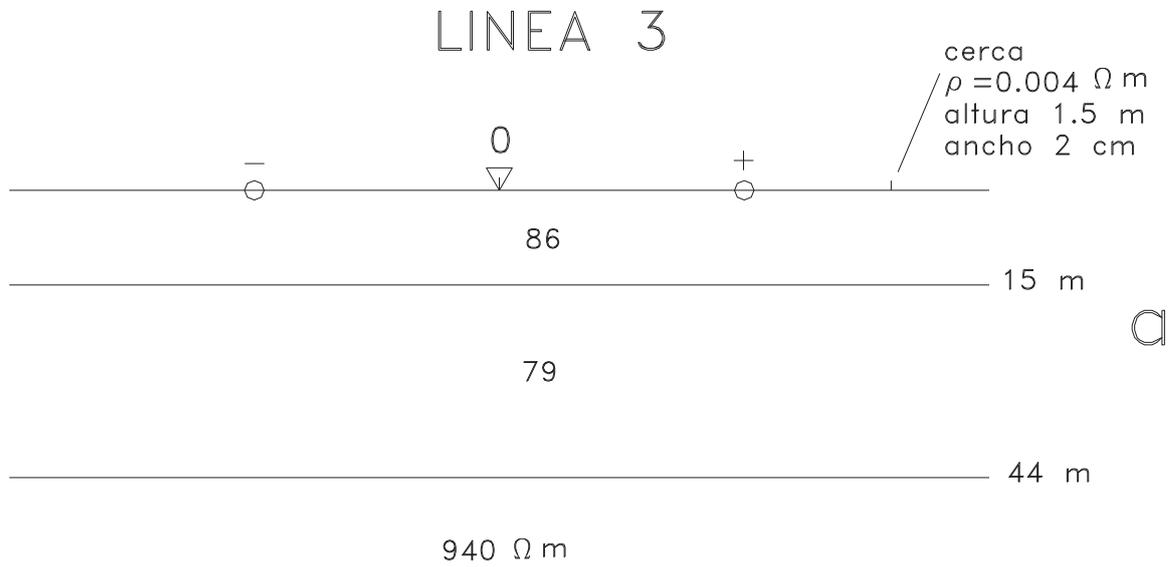


Figura 62. a) Modelo 2D de un semiespacio estratificado y un conductor vertical en la superficie. b) Comparación de respuestas de resistividad aparente del modelo estratificado (capas) y el estratificado más conductor (capas + cerca).

una profundidad al sustrato resistivo mayor que la real. Esto puede explicar la discrepancia en la profundidad al sustrato resistivo entre los sondeos TDEM de esta línea (49 m) y la del SEV 208 (30 m).

## VI. DISCUSIÓN

Dada la variedad de métodos geofísicos, localidades, parámetros de los levantamientos, métodos numéricos de interpretación, etc., usados en este trabajo, es conveniente primero presentar en este capítulo un resumen de los principales resultados obtenidos para, posteriormente, analizar otros puntos que merecen una discusión aparte.

### VI.1. RESULTADOS DE LA LÍNEA 1

El modelo de capas del SEV 1b adolece de un fuerte problema de equivalencia. Para mitigarlo, en la inversión del modelo de capas se mantuvo fija la profundidad al sustrato resistivo en el valor de la profundidad al basamento impermeable encontrado en un pozo cercano. En el modelo resultante la profundidad a la cima de la capa conductora no coincide con la profundidad al nivel freático en el pozo; hay otros modelos que sí coinciden pero no son de error de ajuste mínimo. Con la interpretación del perfil dipolo-dipolo se estimó que el tubo metálico (acueducto) no está aislado a la corriente inyectada por los métodos de corriente directa. Sin embargo, se encontró que su presencia no afecta las mediciones del SEV 1b.

La presencia del tubo metálico fue claramente detectada por las mediciones del “tilt” de las dos antenas del método VLF. En el modelado 2D de estos datos se estimó que el tubo tiene una resistividad de  $0.02 \Omega \text{m}$ . El modelo consiste de un conductor lineal inmerso en un medio estratificado. Como medios estratificados se usaron los del SEV 1b y

un promedio de los sondeos TDEM no alterados por el tubo. Los ajustes de los “tilts” son satisfactorios en ambos casos.

Los sondeos TDEM sí fueron afectados por el tubo. Con la simulación 2D se estimó que los sondeos cuyas espiras y receptores están a más de 60 m del tubo el efecto es despreciable. La inversión a modelos de capas de seis de estos sondeos dieron estructuras similares resistivo-conductor-resistivo, pero con una variabilidad importante en los parámetros, posiblemente debida a la presencia de ruido en los datos. El modelo promedio de estos sondeos concuerda razonablemente con las profundidades al nivel freático y el basamento granítico del pozo cercano. Las resistividades de las capas resistivas están mal resueltas, más no las profundidades y resistividad de la capa conductora, tal que ellos no sufren de equivalencia.

## **VI.2. RESULTADOS DE LA LÍNEA 2**

El modelo de capas del SEV 2 también está afectado por un problema intenso de equivalencia que impide estimar con certeza la profundidad al sustrato resistivo. Para constreñirlo, en la inversión 1D se fijó la resistividad de la capa conductora, tomando el valor determinado en el SEV 1b. Los datos del sondeo están influenciados por el efecto lateral del cuerpo granítico presente en el extremo de la línea. Con el modelado en 2.5D usando un contacto de falla inclinado a  $60^\circ$  se determinó que, respecto al modelo de capas, la resistividad de la capa conductora es mayor, la profundidad al basamento es mayor y la resistividad del basamento es menor.

Los datos de “tilt” de VLF fueron modelados en 2D usando como medio estratificado el estimado del SEV 2 y un contacto de falla buzando  $60^\circ$ , resultando en ajustes razonables, excepto cerca de la pared granítica para una de las antenas. Lo anterior sugiere que el modelo puede ser adecuado para las estaciones más alejadas, pero debe ser más complicado para las cercanas al afloramiento.

La inversión a modelos de capas de los sondeos TDEM sistemáticamente dio modelos con una capa conductora muy delgada y somera, lo cual no concuerda con la estructura encontrada bajo el SEV 2. La simulación numérica en 2D de estos sondeos usando un contacto de falla y el medio estratificado estimado del SEV 2 sugiere que todos ellos están afectados por el efecto lateral del bloque resistivo, por lo que los modelos de capas deben de considerarse como inválidos. En esta simulación el comportamiento de los datos sintéticos en un receptor alejado del contacto es similar a los datos reales, mas no en un receptor próximo al contacto. Esto nuevamente sugiere que el modelo debe ser más complicado que el propuesto. Posiblemente el contacto no es suficientemente 2D pues la pared cambia de rumbo aproximadamente 50 m al norte del perfil, o el echado de la falla varía con la profundidad, o existen bloques graníticos inmersos en los sedimentos.

### **VI.3. RESULTADOS DE LA LÍNEA 3**

Los datos del SEV 3 son de mala calidad y, en consecuencia, no fueron invertidos a un modelo de capas.

La cerca de alambre con postes metálicos presente en extremo de esta línea causó la anomalía de “tilt” más intensa de todo el estudio pero la cerca sostenida con postes de madera, presente en el otro extremo del perfil, no dio ninguna respuesta. En la línea 1 también estuvo presente otra cerca con postes de madera, sin respuesta anómala en el “tilt”. Es posible que los postes metálicos permitan que la corriente inducida en los alambres se cierre entre cada par de postes, produciéndose celdas verticales de corriente que son más eficientes para producir campos magnéticos anómalos que la simple inducción en los alambres en el caso de la cerca con postes de madera. Aunque la simulación de celdas verticales de corriente no es posible con el algoritmo 2D que se usó para modelar los datos, con él se estimó la resistividad equivalente ( $0.004 \Omega \text{ m}$ ) de la cerca de postes metálicos.

Los tres sondeos TDEM de bobina central de esta línea dieron modelos de capas similares, con una profundidad promedio al sustrato resistivo de 49 m. En la simulación 2D de un sondeo TDEM se estimó que la cerca produce en las resistividades aparentes un mínimo ligeramente más intenso que la respuesta del medio estratificado. Este efecto puede ser la razón de una mayor profundidad al basamento (49 m) respecto a los 30 m estimados en el SEV 208, cercano a los sondeos TDEM.

#### **VI.4. LOS DATOS DE LOS SONDEOS TDEM**

En la mayoría de los sondeos TDEM los datos presentaron desplazamientos verticales no esperados entre los voltajes medidos con la frecuencia de repetición de 285 Hz y los de 75 Hz. Las respuestas sintéticas de voltajes transitorios calculadas con el modelo de capas del SEV 1b sistemáticamente tienen un mayor parecido con los voltajes medidos

de la frecuencia de 75 Hz. Basados en este resultado, los datos fueron corregidos fijando los voltajes de 75 Hz y desplazando verticalmente en la gráfica log-log todos los voltajes de 285 Hz hasta hacerlos coincidir con los de 75 Hz, usando como punto de calibración el primer voltaje de 75 Hz. Esta corrección implica suponer que solo los voltajes de 285 Hz están afectados por un problema de amplificación. Aunque este proceso correctivo parece razonable, no puede descartarse la presencia de un sesgo residual en los datos corregidos. Adicionalmente, los datos están afectados por una fuente de ruido que varía de sondeo a sondeo, evidente en la variabilidad de los modelos 1D de la línea 1. Aunque la fuente de este problema todavía no la conocemos, creemos que lo causa algún fenómeno de acoplamiento inductivo o capacitivo entre dos o más componentes del sistema TEM47 (por ejemplo, entre el cable de referencia y la espira), especialmente cuando las distancias entre estas componentes son pequeñas.

## **VI.5 ESTIMACIÓN GEOFÍSICA DEL NIVEL FREÁTICO**

La línea 1, donde se conoce la profundidad al nivel freático, es un buen lugar de prueba para correlacionar la profundidad, estimada mediante geofísica, de la cima del conductor con la del nivel freático. En el modelo constreñido del SEV 1b estas profundidades no coinciden. En el modelo promedio de los seis sondeos TDEM no afectados por el tubo si hay buena concordancia entre ellas. Sin embargo, los modelos individuales muestran una dispersión significativa.

## **VI.6. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS SEV Y TDEM**

Cada uno de estos dos métodos presentó ventajas y desventajas en su aplicación a esta zona. En términos de la calidad de los datos, la de los SEV fue muy variable. En los sondeos 1a, 1b y 2 fue buena, pero resultó mala en el SEV 3 y pésima en un sondeo cercano al 2. Los tres primeros sondeos fueron levantados recién terminó la temporada de lluvias y los dos últimos aproximadamente seis meses después, en la temporada de secas. La presencia de una alta resistencia eléctrica de la arena seca en la zona próxima a los electrodos, conocida como resistencia de contacto, explica la baja calidad de los datos de estos dos últimos sondeos. En ellos las intensidades de corriente fueron menores por un factor de 20 a 30 respecto a los tres primeros sondeos, ocasionando una baja relación señal a ruido en los voltajes medidos. Respecto a la calidad de los sondeos TDEM, los datos presentaron los desplazamientos entre los voltajes ya discutidos arriba y tuvieron una dispersión ligeramente mayor que la dispersión de los SEV 1b y 2. Sin embargo, las resistencias de contacto no son una limitación en este método pues las corrientes en el subsuelo se generan inductivamente, sin necesidad de inyectar corriente al terreno.

En relación a qué tanto afectan las heterogeneidades laterales a las mediciones de estos métodos, estas heterogeneidades las podemos clasificar como conductoras o resistivas. El tubo metálico (acueducto) y la cerca de alambre de postes metálicos son heterogeneidades conductoras. Ellas afectaron los sondeos TDEM en las líneas 1 y 3. El SEV 1b resultó no estar afectado por el tubo y, posiblemente, tampoco el SEV 3 por la cerca de alambre. De aquí podemos generalizar que, en general, las heterogeneidades conductoras afectan significativamente más a los sondeos TDEM que a los sondeos

Schlumberger. El bloque granítico de la línea 2, claramente una heterogeneidad resistiva, afectó tanto al SEV 2 como a los sondeos electromagnéticos.

La estructura somera estimada con los SEV generalmente está bien resuelta. En contraste, la estructura somera en los modelos estimados de TDEM está mal resuelta. En ellos sí es detectable una primera capa resistiva, pero su resistividad generalmente está pobremente resuelta por los datos, a menos que esta resistividad sea moderada, como fue el caso de los modelos de la Línea 3. Con la simulación electromagnética en 2D se encontró que, para los tiempos más cortos del sistema de adquisición de datos, las corrientes inducidas ya se encuentran fluyendo en el conductor asociado al acuífero. Para mejorar la resolución somera sería necesario contar con otro equipo que maneje tiempos mucho más cortos.

En relación a la estructura más profunda, los SEVs 1b, 2 y al menos cuatro de los de Díaz (1986) están intensamente afectados por problemas de equivalencia en la capa conductora. En contraste, en los modelos de capas de los sondeos no afectados por el tubo y en los de la Línea 3, el problema de equivalencia es de una intensidad mucho menor.

#### **VI.7. DISCREPANCIA ENTRE LAS RESISTIVIDADES APARENTES DE VLF CON LAS DE SEV.**

A pesar que los datos de resistividad aparente de VLF presentan dispersiones mayores que los del “tilt”, fue posible definir tendencias claras de esta respuesta en los diferentes perfiles. Sin embargo, el ajustar las resistividades aparentes observadas con las calculadas

en el modelado resultó ser una tarea más ardua que para las del “tilt”. En los dos modelos de la Línea 1 las resistividades aparentes calculadas fueron sistemáticamente mayores a las observadas para los dos casos del huésped estratificado, en el basado en el SEV (Figura 47) y en el basado en los TDEM (Figura 48), pero la diferencia fue menor en este último caso. En la Línea 2, donde el medio estratificado estuvo basado en el SEV 2, nuevamente las respuestas calculadas fueron mucho mayores que las observadas (Figura 49). En la Línea 3, donde el medio huésped estuvo basado en sondeos TDEM, el ajuste es razonable (Figura 50). Estos resultados sugieren que existe una mayor contradicción entre las resistividades aparentes del método VLF y las resistividades aparentes de los SEV que entre las de VLF y TDEM.

Consideramos que el mecanismo físico que puede explicar este comportamiento es el de pseudoanisotropía. Ella se presenta cuando en un paquete de capas existe una alternancia de capas delgadas de diferente resistividad, de tal forma que el paquete se comporta eléctricamente como una sola capa anisótropa, aún cuando la resistividad de cada capa individual sea isotrópica (Keller y Frischknecht, 1966; Orellana, 1972). Para diferenciarla de la anisotropía real a este fenómeno también se le conoce como macroanisotropía. La macroanisotropía del paquete está descrita por sus resistividades equivalentes longitudinal  $\rho_L$  y transversal  $\rho_T$ , dadas por,

$$\rho_L = \frac{H}{\sum \frac{t_i}{\rho_i}} = \frac{H}{S} \quad , \quad \rho_T = \frac{\sum \rho_i t_i}{H} = \frac{T}{H} \quad , \quad (31)$$

donde  $H$ ,  $S$  y  $T$  son el espesor total, la conductancia longitudinal y la resistencia transversal del paquete, respectivamente, y  $\rho_i$  y  $t_i$  son las resistividades y espesores de cada una de las capas delgadas. En estos casos la resistividad transversal siempre es mayor que la longitudinal. Puesto que en el método SEV en casi todos los puntos del subsuelo la corriente tiene componentes vertical y horizontal, la resistividad aparente de este método responde a una resistividad media cuyo valor es mayor que  $\rho_L$ . En contraste, en los métodos VLF y TDEM el flujo de corriente en medios estratificados solo tiene la componente horizontal, tal que ellos son sensibles solo a  $\rho_L$ .

#### **VI.8. INCERTIDUMBRE DEL ESPESOR DE LA CUENCA**

La configuración del basamento que la Comisión Nacional del Agua (Beltrán, 1998a) maneja para el valle de Guadalupe fue propuesta por Andrade (1997) y está caracterizada por una profundidad máxima de un poco mayor a 300 m (Figura 2a). En el reporte de Andrade no es claro si esta configuración es el producto de una reinterpretación de los datos de Díaz (1986) o si es el resultado de un estudio geoelectrico independiente. La otra configuración, propuesta por Díaz (1986), tiene una profundidad máxima de 180 m (Figura 2b).

En el capítulo III se demostró que, debido a un problema de equivalencia que afecta al conductor inferior, en la zona central del perfil analizado la incertidumbre en la profundidad al basamento es muy grande. Los modelos que se encuentran en esta zona son los de los SEV 207, 206 y 110. La Tabla III muestra varias profundidades al basamento

Tabla III. Profundidades al basamento (metros).

	SEV 207	SEV 206	SEV 110	SEV 107
óptima	74	213	159	67 fija
mínima	67	90	90	67 fija
máxima	180	240	270	67 fija
Uniformidad lateral (U)	<b>81</b>	<b>113</b>	<b>130</b>	67 fija
Díaz (1986) (D)	150	195	188	115
D-U	69 (85%)	82 (73%)	58 (45%)	48 (72%)
Andrade (1997) (A)	~95	~250	~260	~90
A-U	14 (17%)	137 (121%)	130 (100%)	23 (34%)

bajo estos tres sondeos, incluyendo las del 107. Complementaria a la Tabla III, la Figura 63 muestra varias versiones de la profundidad al basamento bajo el perfil 2. Las Figuras 63a y b muestran las secciones de Andrade (1997) (interpolada por nosotros de la Figura 2a) y de Díaz (1986), respectivamente. La Figura 63c resume nuestros resultados: la línea marcada como “óptima” es la profundidad al basamento de nuestros mejores modelos de inversión, las indicadas como mínima y máxima son los extremos de las barras de incertidumbre de las profundidades al basamento. Por ejemplo, bajo el SEV 110 nuestra estimación de la profundidad es 159 m, pero ella puede variar de 90 a 270 m (Tabla III, Figura 63c), dependiendo de si la resistividad del conductor inferior es baja ( $< 10 \Omega \text{ m}$ ) o moderada ( $43 \Omega \text{ m}$ ), respectivamente. Bajo el mismo sondeo Díaz (1986) estimó una profundidad de 188 m (Tabla III y Figura 63b) y Andrade (1997) aproximadamente de 260 m (Figura 63a). Se puede notar que, por lo general, nuestra solución óptima es más somera que las de Díaz y Andrade y que las profundidades de estos dos autores se encuentran dentro de nuestro intervalo de incertidumbre.

Obviamente, usando solo los datos de los tres sondeos con equivalencia no es posible determinar la profundidad real al basamento. Para alcanzar este objetivo será necesario aplicar algún otro método geofísico que sea sensible al basamento, como pueden ser la sismología de refracción, gravimetría, magnetometría, sondeos magnetoteléuricos o sondeos TDEM, tratando de evitar en estos dos últimos la influencia de objetos metálicos, con la salvedad de que ningún método está exento de sus particulares limitaciones e incertidumbres.



Los modelos de los sondeos 208 y 107, que se encuentran en los extremos de la zona problemática, podrían ayudar a resolver si el conductor inferior tiene una resistividad baja o moderada. Estos dos modelos no sufren del problema de equivalencia; el 107 porque en la inversión la profundidad al sustrato resistivo se fijó a la profundidad al basamento encontrada en el pozo 4 y el 208 porque el basamento es relativamente somero. Sin embargo, la estructura resistiva bajo el sondeo 208 tiene una limitación: la ubicación del conductor (de 2 a 30 m de profundidad) y su resistividad ( $22 \Omega \text{ m}$ ) parecen pertenecer ya sea al conductor superior o al resistivo intermedio, mas no al conductor inferior (véase la Figura 36b). En cambio, la capa que se encuentra arriba del sustrato resistivo bajo el SEV 107 sí parece pertenecer al conductor inferior. Entonces, usando esta ventaja del SEV 107, construimos una nueva sección eléctrica aplicando un criterio de uniformidad lateral de resistividades, la cual se muestra en la Figura 63d. Para construirla, reinvertimos los datos de los SEV 207, 206 y 110, usando en los modelos iniciales una resistividad de  $11 \Omega \text{ m}$  en el conductor inferior, que es el valor estimado para el SEV 107. Los errores de ajuste son muy parecidos a los reportados en la Tabla I. Las resistividades invertidas del conductor inferior bajo estos tres sondeos son de 11.2, 11.6 y 11.1 ohm-m, respectivamente (Figura 63d) y las profundidades al basamento son de 81, 113 y 130 m, respectivamente (Tabla III). En esta misma tabla se presentan las diferencias en metros y en porcentaje entre las profundidades estimadas con este criterio de uniformidad lateral de resistividades (denotada con la letra U) y las de Díaz (D) y Andrade (A). La profundidad máxima de Andrade ( $\sim 260 \text{ m}$ ), que está bajo el SEV 110, es 100% mayor que la estimada por nosotros con el criterio de uniformidad lateral. La profundidad máxima de Díaz (195 m), bajo el SEV 206,

es 73% mayor que la nuestra. Es importante notar que nuestras estimaciones son más someras que las de estos dos autores.

El criterio de uniformidad lateral de resistividades es una hipótesis que podría no ser cierta. Una resistividad del orden de 11  $\Omega$  m para el conductor inferior se puede deber a la presencia de arcilla y/o a agua relativamente salada. Una capa de baja resistividad (7.5  $\Omega$  m) bajo el SEV 107 (Figura 63b) fue interpretada por Díaz (1986) como la presencia de arcillas. Sin embargo, esta interpretación parece incorrecta pues en el pozo CESPE-4 (Figuras 3 y 41) no hay evidencia de un paquete de arcillas en el corte litológico. Consideramos que una interpretación en términos de agua salada es más razonable, es decir, que la parte inferior de la cuenca en su zona más profunda está ocupada por sedimentos clásticos saturados con agua salada. El basamento más somero en la zona donde cruza la carretera ocasiona que la cuenca tenga forma de “olla”, un drenaje deficiente del agua profunda hacia la salida de la cuenca y, en consecuencia, agua más vieja y salada en el fondo de la cuenca. Si esta interpretación es cierta, implica malas noticias para los usuarios del agua subterránea pues significa un acuífero más delgado que el previsto y de calidad deteriorada en su base.

## VII. CONCLUSIONES

Se han obtenido dos tipos de conclusiones, uno referido a la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo en la zona de estudio y otro que aborda aspectos de la metodología geofísica empleada.

Con respecto al primer grupo, se determinó que el espesor de la cuenca es incierto en la zona central del perfil analizado debido a un fuerte problema de equivalencia en el conductor inferior que afecta a los cuatro SEVs ubicados en esta zona. La equivalencia fue minimizada en uno de estos sondeos (SEV 107) al constreñir el modelo con la profundidad al basamento encontrada en un pozo cercano. Como una solución al problema de incertidumbre, se reinvirtieron los tres SEVs centrales usando, en los modelos iniciales, las resistividades del resistivo intermedio y conductor inferior del SEV 107, es decir, se aplicó un criterio de uniformidad lateral de las resistividades de estas dos capas. Con este criterio, la resistividad del conductor inferior es de aproximadamente  $11 \Omega \text{ m}$ , lo que interpretamos como la presencia de agua más salada en la base de la cuenca. Consideramos que la geometría de la cuenca, parecida a la de una “olla”, favorece un drenaje reducido del agua más profunda, propiciando una mayor cantidad de sales disueltas. Con el criterio de uniformidad, la mayor profundidad al basamento en este perfil es de 130 m, un valor significativamente menor a los 195 m y 260 m propuestos por Díaz (1986) y Andrade (1997), respectivamente. La Comisión Nacional del Agua considera las estimaciones de Andrade (1997) como las válidas para el valle. Nuestros resultados sugieren, entonces, una cuenca más delgada y con agua de calidad deteriorada en su base. Para tener una estimación

independiente, se recomienda la aplicación de otro método geofísico que sea sensible al basamento, como gravimetría, magnetometría, sismología de refracción, sondeos magnetotelúricos o transitorios electromagnéticos, teniendo en cuenta que ningún método está exento de limitaciones y fuentes de incertidumbre.

A continuación se presentan las conclusiones relacionadas con la evaluación de los cuatro métodos geoelectrónicos usados.

Con la aplicación de una variedad de algoritmos numéricos como la inversión en 1D (SEV y TDEM), el modelado directo en 2D (VLF y TDEM) y en 2.5D (SEV), fue posible estimar la estructura resistiva del subsuelo en algunos casos y, en otros, estimar el grado de distorsión de los datos por las heterogeneidades laterales. Solo en los sondeos TDEM y estaciones de VLF cercanos a la pared granítica fue evidente que es necesario usar algoritmos en tres dimensiones.

La aplicación de VLF en esta área fue de gran utilidad. Las anomalías detectadas con este método indicaron la presencia de heterogeneidades que pudieron haber pasado desapercibidas por los otros métodos, afectando las interpretaciones de ellos.

Los SEVs y sondeos TDEM resultaron complementarios en varios aspectos. Las altas resistencias de contacto afectaron a algunos SEV más no a los TDEM. Las heterogeneidades conductoras afectaron a los TDEM pero no a los SEV. La estructura

somera de la resistividad está mejor resuelta en los SEVs que en los TDEM. El problema de equivalencia en el conductor afectó al SEV pero solo marginalmente al TDEM.

La mayor discrepancia entre las resistividades aparentes observadas de VLF con las calculadas de modelos basados en SEVs puede explicarse cualitativamente como un efecto de macroanisotropía en los SEV. El subsuelo compuesto por un conjunto de capas delgadas de diferente resistividad presenta una mayor oposición al flujo de corriente vertical que al horizontal.

La impermeabilización del acueducto no es lo suficientemente eficiente como para aislarlo al flujo de corriente galvánica. Se estimó que el tubo tiene una resistividad de entre 0.1 a 3  $\Omega$ m, que es un valor mucho mayor que la resistividad que presenta a la corriente inducida electromagnéticamente. Aún así, el SEV 1b estuvo suficientemente alejado del tubo como para no ser afectado.

Se recomienda evitar realizar sondeos TDEM cerca de cercas con postes de metal. Las cercas con postes de madera aparentemente no presentan problemas.

Se propone a la Línea 1 como una zona de prueba de adquisición de datos geofísicos y de prueba de métodos de inversión. La cantidad de información geohidrológica, geológica y geofísica disponible y su fácil acceso son cualidades difíciles de encontrar.

## LITERATURA CITADA

Anderson, W.L., 1975. Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals, U.S. Geol. Surv. Rep. GD-75-012.

Anderson, W.L., 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptive digital filtering, *Geophysics*, 44: 1287-1305.

Andrade Borbolla, M., 1997. Actualización geohidrológica del Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, Baja California, Reporte Técnico para el Grupo Agroindustrial del Valle de Guadalupe, Ensenada, 60 p.

Antonio Carpio, R.G., Arroyo Acosta, A., Romo Jones, J.M., y Vázquez González, R., 2007. Imágenes de conductividad del subsuelo en el Valle de Guadalupe, Ensenada, B.C., a partir de datos audiomagnetotéluricos, Resumen, Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 27, 16 p.

Beltrán Gómez, L., 1998a. Actualización hidrogeológica del acuífero, Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, Baja California, Reporte Técnico, Gerencia Regional de la Península de Baja California, Comisión Nacional del Agua, 24 p.

Beltrán Gómez, L., 1998b. Balance de los recursos hidráulicos subterráneos, Acuífero BC-07, Guadalupe, Mpio. Ensenada, B.C., Reporte Técnico, Gerencia Regional de la Península de Baja California, Comisión Nacional del Agua, 18 p.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18: 605-635.

Campos Gaytán, R., 2008. Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California, México, Tesis de Doctorado en Ciencias, CICESE, 220 p.

CETENAL, 1976. Carta Geológica Francisco Zarco I11D82, Escala 1:50,000, Comisión de Estudios del Territorio Nacional.

CNA, 1998. Censo de aprovechamientos para extracción de aguas subterráneas, Acuífero BC-07, Valle de Guadalupe, B.C., Gerencia regional de la Península de Baja California, Subgerencia Regional Técnica.

CNA, 2003. Antecedentes piezométricos de diversos períodos del acuífero BC-07, Valle de Guadalupe, Gerencia Regional de la Península de Baja California, Subgerencia Regional Técnica.

Dey, A., y Morrison, H.F., 1979. Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures, *Geophysical Prospecting*, 27: 106-136.

Díaz Curiel, R.S., 1986. Estudio geohidrológico del Valle de Guadalupe y Valle de Santa Rosa, B.C., Reporte Técnico para Empresas Cetto, 73 p.

Constable, S.C., Parker, R.L., y Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52: 289-300.

Fitterman, D.V., y Anderson, W.L., 1987. Effect of transmitter turn-off time on transient soundings, *Geoexploration*, 24: 131-146.

Fitterman, D.V., Meekes, J.A.C., y Ritsema, I.L., 1988. Equivalence behavior of three electrical sounding methods as applied to hydrogeological problems, 50th Meeting European Association of Exploration Geophysicists.

Flores Luna, C., 2000. La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios, *Geos, Unión Geofísica Mexicana*, 20: 70-88.

Flores Luna, C., y López Moya, A., 2007. Incertidumbre en la profundidad del basamento bajo el Valle de Guadalupe, Baja California, con sondeos eléctricos verticales, Resumen, Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 27, 16 p.

Flores Luna, C., y López Moya, A., 2007. Efecto de un tubo metálico en datos geofísicos de sondeo eléctrico vertical, transitorio electromagnético y VLF, Resumen, Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 27, 17 p.

Hansen, P.C., 2000. The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems, P. Johnston (ed.), *Computational Inverse Problems in Electrocardiology, Advances in Computational Bioengineering*, 4, WIT Press.: 119-142.

INEGI, 1996. Carta Topográfica Francisco Zarco I11D82, Escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

Jupp, D.L.B., y Vozoff, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42: 957-976.

Kaufman, A.A., y Keller, G.V., 1983. *Frequency and transient soundings*, Elsevier, 620 p.

Kurczyn-Robledo, J.A., Kretschmar, T., y Hinojosa-Corona, A., 2007. Evaluación del escurrimiento superficial en el noreste del Valle de Guadalupe, B.C., México, usando el método de curvas numeradas y datos de satélite, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 1: 1-14.

Levy, G.M., 1984. Correction of measured transient electromagnetic responses for finite transmitter turn-off duration, Geonics Ltd., Technical Note TN-16, 6 p.

- McNeill, J.D., y Labson, V.F., 1991. Geological mapping using VLF radio fields, Nabighian, M.N. (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Applications, Part B*, Soc. of Exploration Geophysicists: 521-640.
- Nabighian, M.N., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space: An approximate representation, *Geophysics*, 44: 1700-1705.
- Najera Navarrete, L., 2006. Un estudio geofísico de la cuenca sedimentaria El Porvenir, Municipio de Ensenada, Baja California, México, Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, 71 p.
- Newman, G.A., Anderson, W.L., y Hohmann, G.W., 1987. Interpretation of transient electromagnetic soundings over three-dimensional structures for the central-loop configuration, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 89: 889-914.
- Oliver Ocaño, F.M., 2004. Correlación entre conductividad eléctrica y actividad sísmica en la falla de San Miguel, Ensenada, B.C., Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, 102 p.
- Orellana, E., 1972. *Prospección eléctrica en corriente continua*, Paraninfo, Madrid, 523 p.
- Pérez-Flores, M.A., Méndez-Delgado, S., y Gómez-Treviño, E., 2001. Imaging low-frequency and dc electromagnetic fields using a simple linear approximation, *Geophysics*, 66: 1067-1081.
- Ryu, J., Morrison, H.F., y Ward, S.H., 1970. Electromagnetic fields about a loop source of current, *Geophysics*, 35: 862-896.
- SARH, 1967. *Inventario de aprovechamientos superficiales y subterráneos para riego*, Baja California Norte, 55 p.
- SARH, 1977. *Informe final del estudio geohidrológico del Valle de Guadalupe*, Estado de Baja California Norte, 136 p.
- SARH, 1985. *Hojas de Control de avance y terminación*, Subdirección de perforación exploratoria, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 15 p.
- Spies, B.R., y Frischknecht, F.C., 1991. Electromagnetic sounding, Nabighian, M.N. (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Applications, Part A*, Soc. of Exploration Geophysicists, 2: 285-386.
- Stoyer, C.H., 1990. Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation, *Geophysical Prospecting*, 38: 87-100.

Swift, C.M., 1971. Theoretical magnetotelluric and Turam responses from two-dimensional inhomogeneities, *Geophysics*, 36: 38-52.

Van Nostrand, R.G., y Cook, K.L., 1966. Interpretation of resistivity data, U.S. Geol. Surv., Prof. paper 499, 311 p.

Vázquez González, R., 2000. Posibles efectos en los recursos hidráulicos subterráneos, de los aprovechamientos de materiales pétreos en los cauces de arroyos, Informe Técnico, Depto. De Geofísica Aplicada, CICESE, 12 p.

Vázquez González, R., Romo Jones, J.M., Arroyo Acosta, A., Díaz Fernández, A., y Antonio Carpio, R.G., 2007. Estructura y comportamiento geohidrológico del acuífero de la cuenca Calafia, Valle de Guadalupe, Baja California, Resumen, Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 27, 44 p.

Wait, J.R., 1962. Theory of magneto-telluric fields, *Journal of Research of the National Bureau of Standards, Radio Propagation*, 66D: 509-541.