

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2024, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

Inversión Conjunta 1D de datos de Sondeos Eléctricos Verticales y Transitorios Electromagnéticos

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Gloria Hernández López

Ensenada, Baja California, México

2024

Tesis defendida por

Gloria Hernández López

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Director de tesis

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Dr. Héctor González Huizar

Dr. José Gómez Valdés



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Gloria Hernández López como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Inversión Conjunta 1D de datos de Sondeos Eléctricos Verticales y Transitorios Electromagnéticos

Resumen aprobado por:

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Director de tesis

Los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y los sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM) son técnicas frecuentemente usadas para estimar la resistividad eléctrica del subsuelo. En los SEVs se inyecta una corriente DC al terreno con dos electrodos de corriente y se mide la diferencia de potencial resultante con otro par de electrodos. En los sondeos TEM también se crea una corriente en el subsuelo, pero ésta se genera inductivamente al cortar la corriente en una espira de alambre aislado colocada sobre el terreno. La respuesta del subsuelo se registra con la variación temporal del voltaje inducido en una bobina de alambre situada cerca de la espira transmisora. Ambos métodos se usan para estimar la variación vertical de la resistividad (llamada uni-dimensional o 1D) en la vecindad de los sondeos, lo cual es usado en una amplia variedad de aplicaciones exploratorias. Puesto que la base física de estos métodos es diferentes, cada uno tiene sus ventajas y desventajas. El objetivo de realizar una inversión conjunta es que ellas se compensen y así aumentar la resolución de los parámetros de los modelos conjuntos. Por medio de la simulación numérica se analizaron las fortalezas y debilidades de estos dos métodos en profundidades someras, intermedias y altas. El programa de inversión conjunta se probó satisfactoriamente con datos sintéticos y con datos reales de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, Baja California Sur. En ésta se corroboró la mejoría en las resoluciones de los parámetros de los modelos conjuntos respecto a los individuales, el efecto nocivo del ruido en ambos métodos, el efecto de heterogeneidades someras de la resistividad y la mayor sensibilidad a conductores del método TEM. Por otro lado, la aplicación de la inversión conjunta a pares de sondeos en la zona agrícola del Valle de Guaymas, Sonora no dio resultados satisfactorios, aparentemente por que los datos de los dos tipos de sondeos son contradictorios. Sin embargo, estas discrepancias se pueden explicar por un avance importante de la intrusión de agua marina en el lapso de 21 años entre las fechas en las que se adquirieron los dos tipos de sondeos.

Palabras clave: Sondeo Eléctrico Vertical, Transitorio Electromagnético, resistividad eléctrica, Inversión conjunta

Abstract of the thesis presented by Gloria Hernández López as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Joint 1D Inversion of Vertical Electric and Transient Electromagnetic Sounding data

Abstract approved by:

PhD Carlos Francisco Flores Luna
Thesis Director

The Vertical Electrical Soundings (VES) and Transient Electromagnetic Soundings (TEM) are techniques frequently used to estimate the subsurface electrical resistivity. In VES, a DC current is injected to the ground with two current electrodes and the resulting potential difference is measured with another pair of electrodes. In TEM, a current is also created in the subsurface, but it's generated inductively by cutting the current in an insulated wire coil laid on the ground. The subsurface response is recorded with the time variation of voltage induced in a wire loop near the transmitting loop. Both methods are used to estimate the vertical variation of resistivity (called one-dimensional or 1D) in the vicinity of the soundings, used by a wide variety of exploratory applications. As the underlying physics of these methods is different, each one has its advantages and disadvantages. The goal of a joint inversion is that they compensate each other resulting with a resolution improvement in the parameters of the joint model. With numerical simulation the strengths and weaknesses of the methods were analyzed in shallow, intermediate, and large depths. The joint inversion program was successfully tested with synthetic data and actual field data from the Las Tres Virgenes geothermal zone, Baja California Sur. In this zone the resolution improvement of the joint models was confirmed, the effect of noise in both methods, the effect of shallow resistivity heterogeneities, and the greater sensitivity to conductors of the TEM method. The joint inversion of several pairs of soundings in the agricultural Guaymas Valley, Sonora did not give good results, apparently because there are contradictions between the two types of data. However, these discrepancies can be explained by a significant advancement of the intrusion of sea water in the 21 years between the dates of acquisition of the two types of soundings.

Keywords: Vertical Electrical Sounding, Transient Electromagnetic, Electrical resistivity, Joint Inversion

Dedicatoria

**Con todo mi amor a mi hermana Berenice Hernández
y a mi bebé Alana Aztlán por representar, una el fin y
la otra el principio de un nuevo ciclo.**

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por brindarme la oportunidad de recibir un posgrado de sólida formación científica en un entorno propicio para el aprendizaje y la convivencia, favoreciendo tanto mi desarrollo académico como personal.

Mi sincero agradecimiento al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Siempre le estaré profundamente agradecida a mi asesor, el Dr. Carlos Francisco Flores Luna, por brindarme la oportunidad de trabajar a su lado, por su gran generosidad al compartir su conocimiento y por ofrecerme su incondicional apoyo y comprensión en las vicisitudes para el desarrollo de este proyecto

A los miembros de comité: Dr. Diego Ruiz Aguilar, Dr. Héctor González Huizar y Dr. José Gómez Valdés por su tiempo y aportes en cada revisión de proyecto y comentarios finales de esta Tesis.

Al Dr. Alejandro González, al equipo de trabajo y a mis compañeros del CICESE por brindarme su consejo, guía y apoyo desde el inicio, durante y hasta el final del posgrado.

A mi pareja y padre de mi hija Marcelo Domínguez, por todo su amor, su enorme paciencia y constante apoyo a lo largo de esta travesía.

Y finalmente quiero agradecer a mi familia y a todas las personas que, de alguna manera han influido en mi crecimiento a lo largo de este camino.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	vii
 Capítulo 1. Introducción	
1.1. Antecedentes	1
1.2. Justificación	2
1.3. Hipótesis	2
1.4. Objetivos	2
1.4.1. Objetivo general	2
1.4.2. Objetivos específicos	2
 Capítulo 2. Metodología	
2.1. Fundamentos de Corriente Directa e Inducción Electromagnética	4
2.2. Aplicación de Sondeos en Campo	6
2.3. Solución de los problemas directos en medios Estratificados	11
2.3.1. Sondeo Eléctrico Vertical	11
2.3.2. Método TEM	12
2.4. Profundidad característica y efectiva de SEV	13
2.5. Profundidad mínima y máxima de investigación de sondeos TEM	14
2.6. Método de Inversión	15
 Capítulo 3. Ventajas y desventajas de los sondeos	
3.1. Profundidad de Investigación somera	20
3.2. Profundidades Intermedias	30
3.3. Profundidades altas	33
 Capítulo 4. Resultados	
4.1. Las Tres Vírgenes	36
4.2. Valle de Guaymas	43
 Capítulo 5. Discusiones y Conclusiones	
5.1. Conclusiones	54
Literatura citada	55
Anexos	59

Lista de figuras

Figura	Página
1. Dispositivo tetraelectrónico para medir la resistividad en el subsuelo. Se inyecta corriente I entre el par de electrodos AB y se mide la diferencia de potencial entre MN. Technologie (2018).	6
2. Arreglo Schlumberger y Gráfica de resistividades aparentes contra $AB/2$	8
3. Esquema de adquisición de un Sondeo TEM en campo, obtención de su registro de datos y modelado del mismo en una gráfica de resistividad contra profundidad. Las corrientes Eddy son conocidas como aros de humo.	9
4. Comportamiento de la señal. Cuando se induce la corriente, lapsos de apagado o de no inyección de la corriente que tienen forma de rampa, uno positivo y otro negativo, en donde se hacen las mediciones del voltaje y se almacenan en 20 ventanas equiespaciadas logarítmicamente, debido al rápido decaimiento de la señal que hace necesario ir aumentando el número de muestreo por ventana.	10
5. Frecuencias de repetición del sistema Geonics TEM 57 para frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz., el periodo de cada una es dividido entre 4 por los tiempos de inducción y no inducción. El tamaño de sus veinte ventanas en cada caso es mostrada en tiempo lineal para ver el espacio entre separaciones.	10
6. Profundidad Efectiva para el arreglo Schlumberger.	14
7. Resultado de la prueba de inversión. a) Respuestas del SEV y TEM (símbolos con barras de error) del modelo verdadero y respuestas calculadas del modelo de inversión (líneas continuas), b) Modelos iniciales en comparación con el modelo inicial (conjunta) y verdadero, c) Respuestas de las inversiones en comparación con el modelo verdadero. . . .	19
8. Modelo de dos capas, primera capa es conductora.	21
9. Resistividades aparentes de SEV para tres espesores de la primera capa (2, 10 y 20 m). Las barras son los datos "reales", las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.	22
10. Modelos de dos capas con SEV, primera capa conductora. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 15 o 20 m las inversiones ya no dependen del modelo inicial.	23
11. Modelo de dos capas, primera capa resistiva.	24
12. Resistividades aparentes de SEV para tres espesores de la primera capa (2, 5 y 15 m). Las barras son los datos "reales", las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.	24
13. Modelos de dos capas con SEV, primera, primera capa resistiva. Como referencia en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye un modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de aproximadamente 12 m las inversiones ya no dependen del modelo inicial.	25

14.	Modelo de dos capas para TEM, primera capa conductora	26
15.	Resistividades aparentes de TEM para tres espesores de primera capa (10, 15 y 30 m). Las barras son los datos “reales”, las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.	26
16.	Modelos de dos capas con TEM, primera capa conductora. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 30 m la inversión ya no depende del modelo inicial.	27
17.	Modelo de dos capas, primera capa resistiva	28
18.	Resistividades aparentes de TEM para tres espesores de primera capa (10, 30 y 100 m). Las barras son los datos “reales”, las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.	28
19.	Modelos de dos capas con TEM, primera capa resistiva. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 100 m la inversión ya no depende del modelo inicial.	29
20.	Modelo de tres capas tipo H	30
21.	Gráficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo H, con tres parámetros fijos y espesor y resistividad de segunda capa movibles, todas con la misma conductancia longitudinal de 2 Siemens.	30
22.	Modelo de tres capas tipo K.	31
23.	Gráficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo K, con tres parámetros fijos y resistividad y espesor de segunda capa movibles, todas con resistencia transversal de 1024 Ωm	31
24.	Gráficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo K, con cuatro parámetros fijos y solo movable la resistencia de la segunda capa.	32
25.	Pruebas de resolución de los parámetros de dos medios de dos capas en Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM). a) y f) respuestas sintéticas de TEM con ruido aleatorio. c) y h) respuestas sintéticas de SEV con ruido aleatorio. b) y g) modelos invertidos de TEM con diferentes modelos iniciales. d) e i) modelos invertidos de SEV con AB/2 máxima de 1800 m. e) y j) modelos invertidos de SEV con AB/2 máxima de 1000 m.	35
26.	Mapa de parte de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes. Curvas de nivel cada 200 m. Con círculos rojos se indican los cinco pares de sondeos SEV (S-verde) y TEM (T-azul) analizados en este capítulo y en el Anexo. Modificada de Flores & Velasco (1998). . . .	37

27. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S301-T28 de Las Tes Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década hacia arriba) y corregidos del SEV S301. b) Inversión individual del S301, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T28, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 39
28. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S503-T67 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S503, b) Inversión individual del S503, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T67, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 41
29. Acercamiento de los sondeos T67 y S503 a la manifestación hidrotermal El Azufre y de su halo de alteración. a) Vista en planta. Se incluye SEV S106, cuya inversión está incluida en el anexo A y el pozo de exploración LV-2, b) Modelos de capas de las inversiones individuales de los sondeos S106, T67 y S503, así como de los modelos de inversión conjunta. Se describe la columna litológica encontrada en el pozo LV-2 42
30. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S303-T27 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S303, b) Inversión individual del S303, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T27, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 44
31. Mapa de la Cuenca de Guaymas. Contornos de elevación cada 10 m. En verde se muestra la localización de los SEV's y en azul los TEM's. Los pares de sondeos se muestran en círculos rojos. 45
32. Primer par de Valle de Guaymas. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos NS3_11-T19. a) Inversión individual del SEV NS3_11, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, b) Inversión individual del TEM T19, c) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 46
33. a) Contornos de elevación respecto al nivel del mar (en metros) del nivel freático en los años de 1984 y 2004, b) Contornos de STD (Sólidos Totales Disueltos) en partes por millón (ppm) en los años de 1982 y 2000 (modificado de Martínez Retama (2007), con datos de Ríos & Ferrer (2000), Canales et al. (2000) y la Comisión Nacional del Agua). En círculos rojos se indica la ubicación de los pares de sondeos analizados. 48
34. Variación de la resistividad de una variación con concentración variable de cloruro de sodio (en gramos/litro) y diferentes temperaturas (tomado de Keller & Frischknecht (1966)). Se indican las resistividades en concentraciones de 0.4, 1.5 y 2 g/l. 49

35. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S117-T84 de Las Tres Vírgenes.
 a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S117, b) Inversión individual del S117, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T84, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 60

36. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S106-T67 de Las Tres Vírgenes.
 a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S106, b) Inversión individual del S106, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T67, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 61

37. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos EW8_2-T31 de Valle de Guaymas.
 a) Inversión individual del EW8_2, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, b) Inversión individual del T31, c) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta. 62

Capítulo 1. Introducción

Los métodos geofísicos son ampliamente usados para la exploración del subsuelo, con una popularidad que ha ido en aumento en parte debido a la velocidad de obtención de datos y la interpretación de las características del subsuelo a costos relativamente bajos. Los métodos geoelectricos son empleados para estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Esta propiedad física está asociada a la exploración de recursos como los hidrocarburos, minería, hidrogeología, geotermia, ingeniería civil, arqueología, deslaves, etc. Dentro de estos métodos se encuentran el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y el sondeo Transitorio Electromagnético (TEM). La respuesta medida del terreno de ambos métodos es la resistividad aparente, pero la física y la práctica de campo son diferentes. La profundidad de investigación aumenta en el SEV al incrementar la separación entre los electrodos de corriente, en cambio, en el TEM la variable que controla la profundidad es el tiempo después del corte de la corriente en el transmisor.

Algunos aspectos en los que los SEVs y los TEMs difieren son: a) la profundidad mínima de investigación (Spies, 1989), b) la profundidad máxima de investigación (Roy & Apparao, 1971; Edwards, 1977; Spies, 1989), c) incertidumbres en el caso de una capa delgada conductora (equivalencia en S), d) incertidumbres en el caso de una capa delgada resistiva (equivalencia en H) (Simms & Morgan, 1992; Sharma & Kaikkonen, 1999; Sharma & Verma, 2011), y f) afectaciones diferentes producidas por heterogeneidades someras de la resistividad.

1.1. Antecedentes

Cabe hacer notar que la inversión conjunta de estos dos métodos no es un tópico nuevo. Desde hace algunas décadas ya se ha venido trabajando o experimentando con la inversión conjunta de los métodos SEV y TEM. Uno de los primeros trabajos donde se muestra que la inversión conjunta puede reducir los problemas de no-unicidad es el de Raiche et al. (1985), aplicado a una región del Sur de Australia. Otros trabajos que manejan diversos aspectos de esta inversión conjunta son: Yang et al. (1999), Sandberg (1993), Christensen (2000), Auken et al. (2001), Monteiro & El-Kaliouby (2010), Bortolozzo et al. (2015) y Cheng et al. (2015). El programa de inversión conjunta desarrollado en el departamento de Geofísica Aplicada por el Dr. Carlos Francisco Flores Luna usará las soluciones a los problemas directos de los dos métodos, los cuales están formulados en el lenguaje Fortran y están funcionando adecuadamente.

1.2. Justificación

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) y electromagnéticos transitorios (TEM) son ampliamente utilizados en diferentes ámbitos exploratorios, principalmente en la exploración geotérmica y geohidrológica. Regularmente la interpretación de los datos se logra mediante inversiones 1D individuales que en algunos casos pueden resultar en parámetros ambiguos de los modelos. Con este estudio se pretende contar con un programa de inversión conjunta 1D que combine lo mejor de ambos métodos, dando un resultado más confiable que las inversiones individuales. En el Departamento de Geofísica Aplicada ya se han analizado datos donde existen los dos tipos de sondeo, interpretándose éstos con inversiones individuales.

1.3. Hipótesis

La inversión conjunta 1D (uni-dimensional) de sondeos eléctricos verticales (SEV) y sondeo transitorio electromagnético (TEM) es sinérgica y puede ayudar a remediar las limitaciones de cada uno para dar un resultado más confiable y con menor ambigüedad que cada uno por separado.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Probar un programa de inversión conjunta de datos de resistividad aparente de sondeos de resistividad de corriente continua y sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo.

1.4.2. Objetivos específicos

- Analizar con simulaciones numéricas las ventajas y desventajas de los dos métodos geofísicos.
- Probar el programa de inversión con datos sintéticos.
- Aplicar inversión conjunta y por separado de datos reales adquiridos previamente en la zona

geotérmica de Las Tres Vírgenes, Baja California Sur y en el Valle de Guaymas, Sonora.

Capítulo 2. Metodología

2.1. Fundamentos de Corriente Directa e Inducción Electromagnética

La distribución de la resistividad en el subsuelo se infiere mediante la adquisición de datos de potencial eléctrico asociado al flujo de corriente inyectado en el subsuelo. Para Orellana (1982) las ecuaciones que describen el fenómeno físico de los métodos geoelectricos tanto de corriente directa DC como de los electromagnéticos, son las ecuaciones de Maxwell. La primera es la Ley de inducción electromagnética de Faraday que establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional al negativo de la rapidez con que cambia en el tiempo el flujo magnético que atraviesa una superficie cerrada y la Ley de Ampere, fundamenta que la intensidad del flujo magnético en un contorno cerrado es proporcional a la corriente total (la de conducción más la de desplazamiento) que circula en dicho contorno.

Ley de Faraday

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (1)$$

Ley de Ampere

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2)$$

Donde :

E : Intensidad del campo eléctrico (V/m)

B : Inducción magnética ($wb/m^2 = Tesla$)

H : Intensidad de campo magnético (A/m)

J : Densidad superficial de corriente (A/m^2)

D : Vector de desplazamiento eléctrico (C/m^2)

Otras relaciones útiles son las de continuidad:

$$B = \mu H$$

$$D = \varepsilon E$$

$$J = \sigma E$$

μ : permeabilidad magnética (*henry/m*)

ε : permitividad eléctrica o constante dieléctrica (*farad/m*)

σ : conductividad eléctrica (*Siemen/m*)

Métodos de Corriente Directa

En el método de resistividad los campos son estacionarios por lo que las derivadas con respecto al tiempo de las leyes de Maxwell son nulas. De la ecuación de Ampere se puede inferir que $\nabla \cdot J = 0$, la cual se interpreta como en que ningún punto del espacio puede haber aparición o desaparición de cargas, excepto en la fuente. La solución más simple del potencial eléctrico producido por una fuente puntual de corriente I sobre un semiespacio homogéneo e isotrópico de resistividad ρ es:

$$V_{(r)} = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3)$$

donde r es la distancia horizontal entre fuente puntual y punto de observación.

Métodos Electromagnéticos

Como ya se mencionó, las ecuaciones de Maxwell rigen el comportamiento de estos métodos. Combinando las dos ecuaciones de Maxwell se obtiene la ecuación de onda en el dominio del tiempo:

$$\nabla^2 E(t) - \mu\sigma \frac{\partial E(t)}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 E(t)}{\partial t^2} = 0 \quad (4)$$

o transformando el campo del dominio de las frecuencias con la Transformada de Fourier, se obtiene la *ecuación de Helmholtz*:

$$\nabla^2 E(\omega) - (-\omega^2 \mu\varepsilon + i\omega\mu\sigma)E(\omega) = 0 \quad (5)$$

Expresiones similares existen para el campo magnético H .

Considerando valores típicos de σ, μ, ε y las frecuencias comúnmente usadas en los métodos de inducción, el término $\omega^2 \mu \varepsilon$ es muy pequeño comparado con $i\omega \mu \sigma$, tal que es despreciado, lo que involucra no considerar las corrientes de desplazamiento asociadas con la permitividad eléctrica. Esto es conocido como la aproximación cuasiestática. De esta forma las expresiones anteriores se transforman en las *ecuaciones de difusión*:

$$\nabla^2 E(\omega) - i\omega \mu \sigma E(\omega) = 0 \quad o \quad \nabla^2 E(t) - \mu \sigma \frac{\partial E(t)}{\partial t} = 0 \quad (6)$$

El fenómeno de difusión está caracterizado por una intensa atenuación en el espacio. En un semiespacio homogéneo esta atenuación en el dominio de las frecuencias se evalúa con la profundidad de piel o “skin depth” δ dada por $\delta \cong 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$ en metros, donde f es la frecuencia de la onda. En el dominio del tiempo el equivalente es la profundidad de difusión, $d = \sqrt{\frac{2t}{\sigma \mu}}$.

2.2. Aplicación de Sondeos en Campo

Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

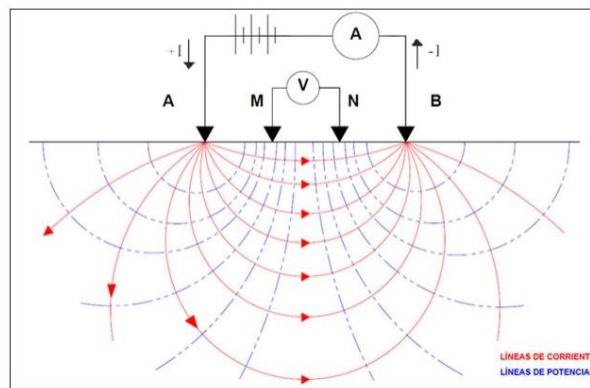


Figura 1. Dispositivo tetraelectródico para medir la resistividad en el subsuelo. Se inyecta corriente I entre el par de electrodos AB y se mide la diferencia de potencial entre MN. Technologie (2018).

El sondeo eléctrico vertical es un método geofísico de corriente directa mediante el cual podemos explorar la distribución vertical de la resistividad para identificar capas horizontales en el subsuelo mediante un

arreglo de cuatro electrodos, dos de corriente que funcionan para energizar el subsuelo y dos de potencial que miden la diferencia de voltaje entre ellos. El comportamiento que la corriente eléctrica tenga en el medio está directamente relacionado al comportamiento espacial de la resistividad eléctrica, propiedad que depende del grado de dificultad a moverse que experimentan los iones disueltos en el agua de los poros de la roca.

En la figura 1 se ilustra el funcionamiento de un dispositivo tetraelectródico al hacer una medición de la resistividad eléctrica del subsuelo. Por medio de electrodos A y B se inyecta una corriente continua al terreno. La diferencia de potencial producida por el flujo de corriente impuesto se mide con el par de electrodos de potencial M y N. Sí el subsuelo es homogéneo la diferencia de voltaje será (Orellana, 1982):

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \quad (7)$$

y la resistividad del subsuelo está dada por:

$$\rho = g \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

Donde g que es un factor geométrico, dependiente solamente de la disposición de los electrodos queda expresada como:

$$g = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (9)$$

donde AM, AN, BM y BN son las distancias entre electrodos.

La expresión (8) es válida solo cuando el semiespacio es homogéneo. Aunque en la práctica el subsuelo siempre es heterogéneo, aún así también se aplica la expresión (8), pero ahora al resultado se le conoce como resistividad aparente.

Existen decenas de arreglos electródicos para realizar sondeos. De ellos, el más usado en la práctica es el arreglo Schlumberger, un arreglo tetraelectródico con los electrodos de corriente A y B y los de potencial M , N (Figura 2). Tiene la característica de que la distancia entre A y B es mucho mayor que la que separa a M y N . Los electrodos de inyección de corriente A y B se mueven progresivamente (*n.b*) y

los electrodos detectores del cambio de potencial M y N se dejan fijos en torno a un punto central P , conservando una distancia central a . Cuando la distancia AB se hace tan grande que la diferencia de potencial MN es muy pequeña, entonces se mueven M y N de modo que el intervalo de a se hace suficientemente mayor y AB se comienzan a abrir progresivamente, siempre repitiendo un par de puntos comunes, conocidos como empalmes. La representación de los datos de campo de un sondeo se presentan en una gráfica bilogarítmica de resistividad aparente contra apertura electrodica ($AB/2$).

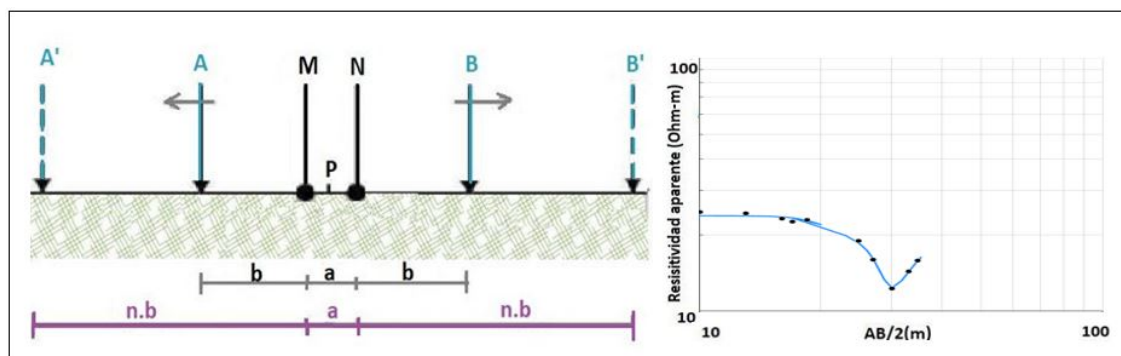


Figura 2. Arreglo Schlumberger y Gráfica de resistividades aparentes contra $AB/2$.
Modificado de Feria Rodríguez (2015).

Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)

El método TEM (Transitorio Electromagnético) figura 3, también conocido como TDEM (Time Domain Electromagnetics) es una técnica basada en el fenómeno de inducción electromagnética para estimar la resistividad eléctrica del subsuelo. Consiste de una espira, cuadrada o rectangular, de alambre aislado colocada sobre la superficie del terreno, que funciona como fuente transmisora y de una bobina receptora horizontal que generalmente se coloca en el centro de la espira (Figura 3). Al inyectar una corriente continua a esta espira transmisora se produce un campo magnético primario estático a su alrededor. Al cortar la corriente en forma abrupta, el campo magnético primario también desaparece, lo que, por la Ley de Faraday, se induce un campo eléctrico en la vecindad de la espira. Al tener el subsuelo una conductividad finita, por la Ley de Ohm este campo eléctrico genera corrientes inducidas de forma geométrica similar a la espira. Conforme pasa el tiempo después del corte, estas corrientes inducidas se profundizan, aumentan su radio y su intensidad disminuye rápidamente. A estas corrientes se les conoce como “aros de humo”, por su parecido a los aros de un fumador. La existencia de esta corriente variable, por la Ley de Ampere, a su vez produce un campo magnético secundario variable en tiempo y en espacio. Si se tiene una bobina en la superficie el campo magnético secundario inducirá un voltaje transitorio, el

cual es grabado en una serie de ventanas de tiempo. La forma en que decae este voltaje depende de la distribución de la resistividad eléctrica bajo la vecindad de la espira transmisora.

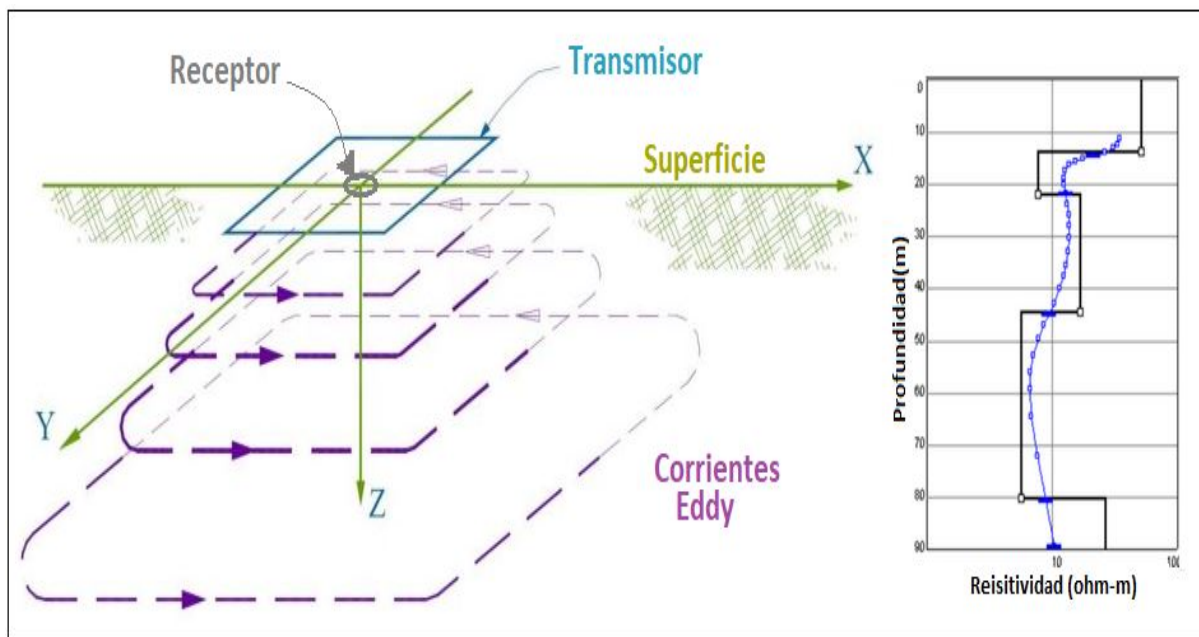


Figura 3. Esquema de adquisición de un Sondeo TEM en campo, obtención de su registro de datos y modelado del mismo en una gráfica de resistividad contra profundidad. Las corrientes Eddy son conocidas como aros de humo.
(McNeill, 1994).

Los voltajes medidos en los sondeos TEM decaen rápidamente en el transcurso de algunos milisegundos, pudiendo disminuir hasta seis órdenes de magnitud en estos lapsos. Por esta razón hay varios recursos instrumentales enfocados en mejorar la relación señal/ruido. Uno de ellos es el uso de varias frecuencias de repetición de la corriente inyectada (tres en el sistema Geonics TEM57 del CICESE, 30, 7.5 y 3 Hz). Cada período de una frecuencia de repetición dada se divide en cuatro partes, en dos de ellas son de inyección positiva y negativa de la corriente (Figura 4), en las otras dos secciones es donde se mide y grava el voltaje de veinte ventanas de igual ancho en la escala logarítmica. Los lapsos de apagado de la corriente tienen forma de rampa lineal.

Un periodo de 33.3 mseg es el asociado a la frecuencia de repetición de 30 Hz, tal que los lapsos de no inyección de corriente tienen una duración de 8.33 mseg. Las veinte ventanas se encuentran dentro de este lapso de tiempos; los tiempos centrales de la primera y última ventana están en 88.1 y 6978 microsegundos. Las veinte ventanas de la frecuencia de repetición de 7.5 Hz se encuentran situadas en tiempos más largos, las ventanas 1 y 20 están en 353 y 27920 microsegundos, las respectivas ventanas de la frecuencia de 3 Hz están aún en tiempos mayores, 881 y 69780 microsegundos. Todo esto se puede apreciar en la Figura 5.

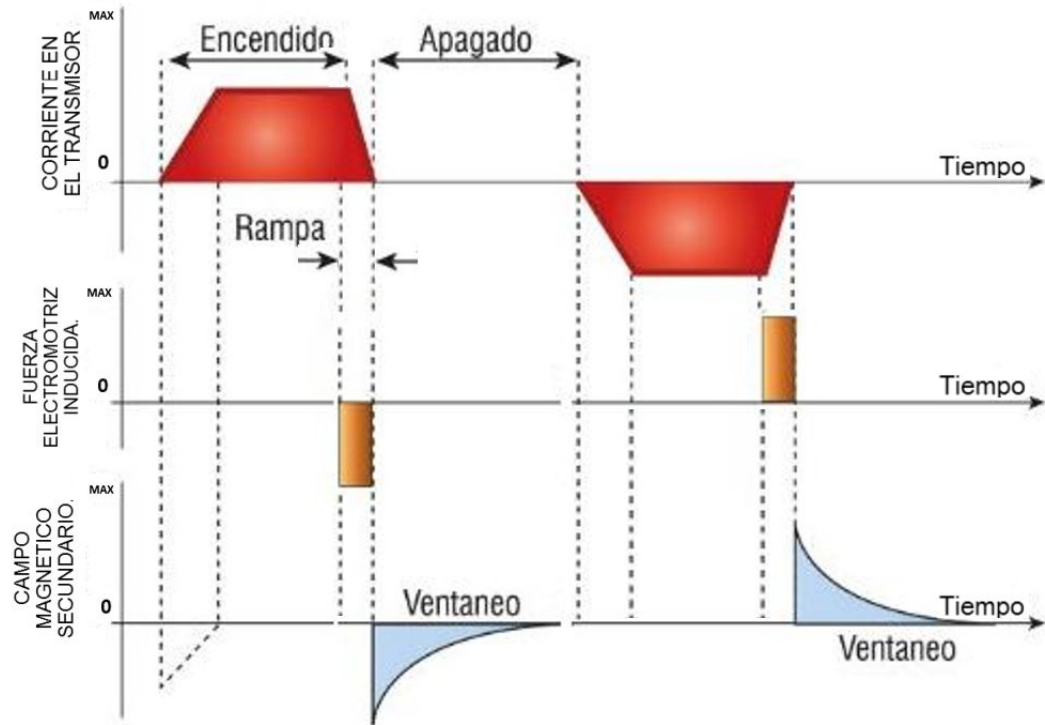


Figura 4. Comportamiento de la señal. Cuando se induce la corriente, lapsos de apagado o de no inyección de la corriente que tienen forma de rampa, uno positivo y otro negativo, en donde se hacen las mediciones del voltaje y se almacenan en 20 ventanas equiespaciadas logarítmicamente, debido al rápido decaimiento de la señal que hace necesario ir aumentando el número de muestreo por ventana.

Modificado de (McNeill, 1994).

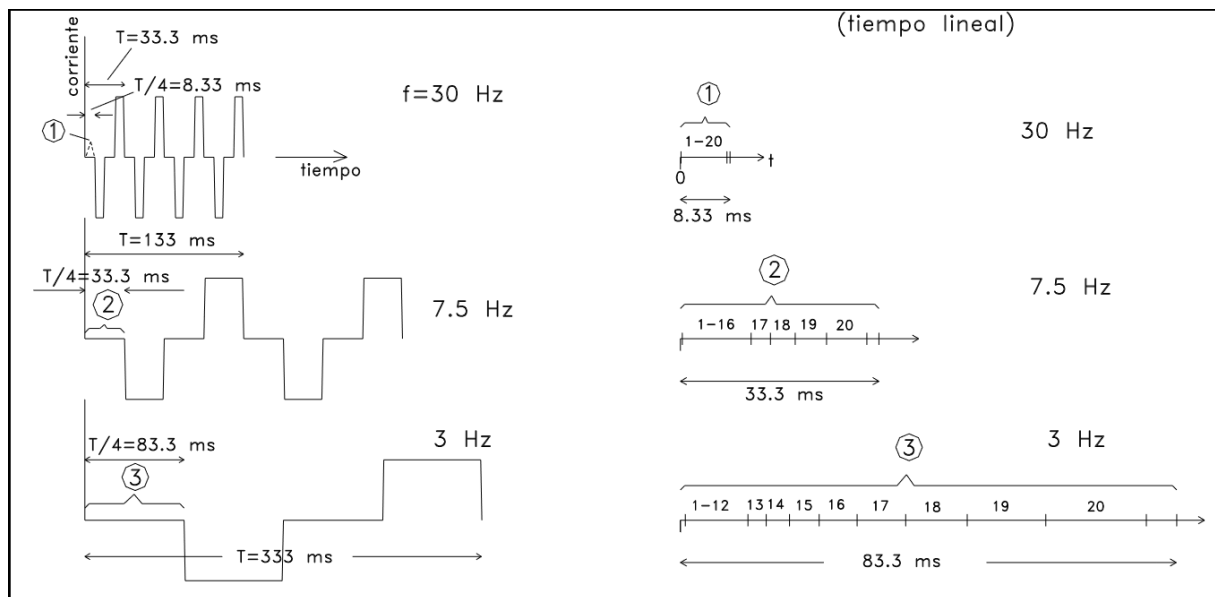


Figura 5. Frecuencias de repetición del sistema Geonics TEM 57 para frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz., el periodo de cada una es dividido entre 4 por los tiempos de inducción y no inducción. El tamaño de sus veinte ventanas en cada caso es mostrada en tiempo lineal para ver el espacio entre separaciones.

2.3. Solución de los problemas directos en medios Estratificados

2.3.1. Sondeo Eléctrico Vertical

En Geofísica se conoce como problema directo al cálculo numérico de la respuesta de un método geofísico dado un modelo de la distribución de la propiedad física en el subsuelo. En nuestro caso es el cálculo de la resistividad aparente de un modelo de capas horizontales, o modelo 1D. La resistividad aparente producida por un par de electrodos puntuales de corriente sobre un medio de n capas dado por la integral de Stefanescu, que para el arreglo Schlumberger está dado por la transformada de Hankel:

$$\rho_a(r) = \rho_1 r^2 \int_0^\infty N_n(\lambda) J_1(\lambda r) d\lambda \quad (10)$$

donde, r es la mitad de la separación entre los electrodos de corriente, N_n es el kernel de la transformada que depende de las n resistividades y espesores del modelo; se calcula con una relación recursiva empezando desde la interfase más profunda:

$$N_n(\lambda) = \frac{\rho_n + \rho_{n-1} \tanh(\lambda E)}{\rho_{n-1} + \rho_n \tanh(\lambda E)} \quad o \quad N_n(\lambda) = \frac{1 + K e^{-2\lambda E}}{1 - K e^{-2\lambda E}} \quad (11)$$

J_1 es la función Bessel de primer tipo y orden uno.

El cálculo numérico de esta integral es complicado por la naturaleza oscilante de la función Bessel. Ghosh (1971) transformó esta expresión en una integral de convolución de la forma

$$\rho_a(e^x) = \int_{-\infty}^{\infty} \underbrace{T(e^{-y})}_{\text{función de } y} \underbrace{e^{2(x-y)} J_1(e^{x-y})}_{\text{función de } x-y} dy \quad (12)$$

donde $x = \ln(r)$ y $y = -\ln(\lambda)$. Esta integral se resuelve numéricamente como una convolución

$$\rho_a(x) = \int_{-\infty}^{\infty} T(y) h(x-y) dy \quad o \quad \rho_a(x) = T(x) * h(x) \quad (13)$$

donde ρ_a es la salida, T es la entrada y h es el filtro. Para determinar la curva de ρ_a se requiere aplicar la versión discreta de la convolución, por lo que se requieren valores muestreados de T (provenientes del corte geoeléctrico) y los valores de un filtro (h). En la literatura existen varios filtros de diferente

número de coeficientes y exactitud (Ghosh (1971), Johansen (1975), Anderson (1979), Guptasarma (1982), O'Neill & Merrick (1984), entre otros). En este trabajo se usó el filtro de Johansen (1975), el cual consta de 139 coeficientes y tiene una exactitud postulada de mejor de 0.0001 %.

2.3.2. Método TEM

El problema directo para el sondeo transitorio electromagnético es el cálculo de los voltajes y resistividades aparentes de un subsuelo 1D, formado por capas horizontales de diferente resistividad. El proceso numérico para este caso es el propuesto por Poddar (1982), Newman et al. (1986) y Stoyer (1990) en donde primero se calcula la respuesta en el dominio de las frecuencias con una transformación posterior al tiempo usando una Transformada de Fourier. Este proceso se puede dividir en tres pasos. En el primer paso se obtiene el campo magnético en el dominio de las frecuencias. La componente vertical del campo magnético (H_z) en la bobina receptora producida por un dipolo eléctrico horizontal situado en un lado de la espira transmisora sobre una Tierra estratificada tiene la forma

$$H_z(\omega) = \frac{bI}{4\pi} \int_{-a}^a \frac{1}{R} \left[\int_0^\infty \kappa(\lambda, \omega, \rho_j(\lambda), d_j) J_1(\lambda R) d\lambda \right] dx' \quad (14)$$

donde R es la distancia horizontal entre bobina receptora y el centro del dipolo eléctrico, b es la longitud del segmento de alambre, I es la corriente inyectada en la espira transmisora, ω es la frecuencia angular, κ es el kernel de la transformada de Hankel y J_1 es la función Bessel. Este kernel corresponde a la componente vertical del campo magnético producido por un dipolo eléctrico horizontal sobre una Tierra estratificada (Ward & Hohmann, 1987). La integral de Hankel es evaluada como una convolución con el filtro propuesto por Anderson (1975). La integral a lo largo del alambre de la espira se evalúa dividiendo cada lado en dipolos equivalentes, propuestos por Stoyer (1990).

En el segundo paso el campo magnético en el dominio de las frecuencias se transforma a la derivada temporal en el dominio del tiempo con una versión especial de la transformada inversa de Fourier

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \sin(\omega t) d\omega \quad (15)$$

El voltaje inducido en la bobina receptora cuando la corriente en el transmisor es apagada se calcula a

partir de la última expresión,

$$v^{off} = -\mu_0 A_{Rx} \frac{\partial h_z}{\partial t} \quad (16)$$

donde A_{Rx} es el área efectiva de la bobina receptora. La integral de Fourier se calcula con los pesos del filtro publicado por Anderson (1979).

Finalmente, en el tercer paso el efecto de la corriente real en el transmisor (periódica y con apagados en forma de rampa) se toma en cuenta, pues v^{off} es el voltaje de una corriente ideal no-periódica y con apagado instantáneo. Esto se realiza con el proceso descrito por Fitterman & Anderson (1987).

La respuesta final se puede expresar como voltaje (v) o como resistividad aparente de tiempos largos o tardía (ρ_a^I). Esta última respuesta está basada en una aproximación asintótica de tiempos largos del voltaje

$$\rho_a^I(t) = \frac{1}{\pi} \left[\left(\frac{mA_{Rx}}{20v} \right)^2 \left(\frac{\mu}{t} \right)^5 \right]^{1/3} \quad (17)$$

donde $m=I$ área es el momento de la fuente, A_{Rx} es el área efectiva de la bobina receptora, t el tiempo, μ la permeabilidad magnética y $v(t)$ el voltaje en la bobina receptora.

2.4. Profundidad característica y efectiva de SEV

Al realizar un levantamiento en campo es conveniente tener una idea de la profundidad objetivo que se quiere alcanzar, esto para definir las separaciones adecuadas entre electrodos. Existen diferentes estimadores de la profundidad de investigación.

La profundidad de investigación característica (PIC) (Roy & Apparao, 1971) es la profundidad en la que una capa delgada contribuye más a la resistividad aparente medida con un arreglo tetraelectródico dado sobre un semiespacio homogéneo. La figura 6 muestra la curva de distribución de Roy & Apparao (1971) para el arreglo Schlumberger, con un máximo en $0.12 L$, donde L es la separación AB. Por lo tanto, la PIC para este arreglo es de aproximadamente 25 % de $AB/2$. Estas curvas de Roy & Apparao (1971) no son simétricas, ya que están sesgadas hacia la profundidad somera, como lo hace la curva de la figura

6. Para solventar esta simetría Edwards (1977) propuso lo que él llamó la Profundidad Efectiva, que se obtiene integrando la curva de cero a infinito y dividir esta área entre dos. La profundidad efectiva del arreglo Schlumberger es de $0.19L$, es decir, aproximadamente 38 % de $AB/2$.

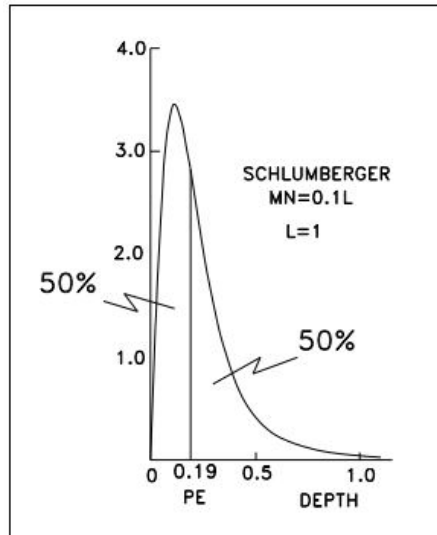


Figura 6. Profundidad Efectiva para el arreglo Schlumberger. (Edwards, 1977).

2.5. Profundidad mínima y máxima de investigación de sondeos TEM

Usando un modelo de dos capas, Spies (1989) propuso que el rango de profundidades alcanzadas con un sondeo TEM está limitado por una profundidad mínima y máxima. La primera está definida aproximadamente por

$$D_{min} \cong \sqrt{\frac{2t_{min}\rho}{\mu_0}} \quad (18)$$

Donde t_{min} es el tiempo de la primera ventana de registro de voltajes, el cual depende del equipo que se esté usando, ρ es la resistividad somera y μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío ($4\pi \times 10^{-7} \text{ henry/m}$). Si consideramos el tiempo de 86 microsegundos de la primera ventana del sistema Geonics TEM57 y una resistividad somera de $100 \Omega m$, la profundidad mínima es de 117 m. En un medio más conductor de $10 \Omega m$, esta profundidad es de 37 m. Esta profundidad mínima debe entenderse como la profundidad más somera en la que se detectaría una interfase entre capas. Puede existir un cambio de resistividades, digamos a 15 m de profundidad, pero éste no se podrá detectar con este equipo.

La propuesta por Spies (1989) para profundidad máxima es

$$D_{max} \cong 0.55 \left[\frac{IA_{Tx}\rho}{\beta} \right]^{0.2} \quad \text{con} \quad \beta = \frac{V_{ruido}}{A_{Rx}} \quad (19)$$

donde I es la intensidad de la corriente inyectada en la espira, A_{Tx} es el área de la espira transmisora, ρ es una resistividad promedio del subsuelo, V_{ruido} es el nivel del voltaje del ruido ambiental y A_{Rx} es el área efectiva de la bobina receptora. Existe la idea equivocada de que la profundidad máxima de investigación sólo depende del tamaño de la espira, cuando en realidad depende de cinco factores. Algunos de éstos se pueden modificar ligeramente. otros no, como son la resistividad del subsuelo y el área efectiva de la bobina receptora (100 m^2 con el equipo Geonics). El efecto negativo del ruido electromagnético natural se puede disminuir aumentando el tiempo de apilamiento, pero esto tiene un límite. Los dos parámetros que en cierta medida se pueden modificar son la intensidad de corriente y área de la espira transmisora. Sin embargo, la máxima corriente que se puede inyectar también depende del equipo y si la espira transmisora aumenta en su área la corriente disminuirá debido al aumento de la resistencia del cable al tener una longitud mayor de cable.

2.6. Método de Inversión

El problema inverso en geofísica es el proceso numérico para estimar una propiedad física del subsuelo a partir de los datos medidos en la superficie. En nuestro caso los datos medidos son las resistividades aparentes de SEV y TEM o ambos para estimar las resistividades eléctricas y espesores de una serie de capas horizontales, conocidas como inversión 1D. En esta tesis se usa el algoritmo propuesto por Jupp & Vozoff (1975), comúnmente conocido como Gauss-Newton, de mínimos cuadrados, linealizado, iterativo y basado en la Descomposición en Valores Singulares (DVS) de la matriz de Jacobianos o matriz de derivadas parciales.

En estos modelos de N resistividades aparentes medidas en las aperturas electródicas $AB/2$ y/o tiempos se supone una idealización de la variación espacial de la resistividad en el modelo (en nuestro caso, capas horizontales) por lo que la respuesta a calcular representa la relación entre los M parámetros desconocidos p_j (en este caso resistividades y espesores de la capa), que dependen de un funcional no lineal y (solución del problema directo) que queda representada en notación vectorial como:

$$d = y (p, AB/2 \text{ o } \textit{tiempos}) \quad (20)$$

El proceso de inversión, también conocido como de estimación de parámetros, se busca encontrar el vector de parámetros que minimice la diferencia entre los datos observados (N_s) y los datos calculados del modelo (d_i). La linealización se obtiene expandiendo el funcional con una serie de Taylor y despreciando términos de segundo orden y mayores y poniendo la expresión en general para la iteración $k + 1$:

$$y(x) = y(x_0 + \Delta x) = y(x_0) + \Delta x \left. \frac{\partial y(x)}{\partial x} \right|_{x=x_0} \quad (21)$$

$$d(p_0 - \Delta p) = d_i(p_0) + \Delta p \left. \frac{\partial d_i(p)}{\partial p} \right|_{p=p_0} \quad (22)$$

$$d_i(p^{k+1}) = d_i(p^{(k)}) + \sum_{j=1}^N \Delta p_j^{(k)} \left. \frac{\partial d_i(p^{(k)})}{\partial p_j} \right|_{p=p^{(k)}} \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (23)$$

donde: $\Delta p^{(k)} = p^{(k+1)} - p^{(k)}$

De modo que $d_i(p^{(k+1)})$ depende en forma lineal de Δp_j^k por lo que el problema ha quedado linealizado.

Los elementos del Jacobiano, conocida también como sensibilidades, corresponden a las derivadas de los datos calculados respecto a los parámetros del modelo

$$\left. \frac{\partial d_i(p^{(k)})}{\partial p_j} \right|_{p=p^{(k)}} \quad (24)$$

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial y_1}{\partial y_1} & \frac{\partial y_1}{\partial y_2} & \dots & \frac{\partial y_1}{\partial y_M} \\ \frac{\partial y_2}{\partial y_1} & \frac{\partial y_2}{\partial y_2} & \dots & \frac{\partial y_2}{\partial y_M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial y_N}{\partial y_1} & \frac{\partial y_N}{\partial y_2} & \dots & \frac{\partial y_N}{\partial y_M} \end{bmatrix} \quad (25)$$

Entonces el resultado que es un sistema de N_s ecuaciones lineales con M incógnitas, queda expresada

de forma matricial del siguiente modo

$$\Delta y = A \Delta p \quad (26)$$

donde

$$\Delta y_i = d_i - y(p_0, AB/2_i) \quad (27)$$

$$i = 1, \dots, N_S$$

$$[A]_{i,j} = \left. \frac{\partial y(p, t_i)}{\partial p_j} \right|_{p_0} \quad (28)$$

$$\Delta p_j = p_j - p_j^0 \quad (29)$$

$$j = 1, \dots, M$$

El vector Δy es el error residual o diferencia entre la resistividad aparente medida y la calculada del modelo inicial p_0 , y Δp es la diferencia entre los parámetros desconocidos y los parámetros del modelo inicial. El objetivo es encontrar el vector de parámetros incógnita que minimice $\Delta y \Delta y^T$, la suma al cuadrado de errores residuales. Al aplicar mínimos cuadrados, la solución es:

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta y \quad (30)$$

donde: T significa matriz transpuesta.

La inversión de datos geofísicos, por lo general, es un problema mal condicionada debido a la presencia de parámetros no-importantes, información redundante y correlación entre parámetros. Para aliviar esta condición se aplica un método de regularización, que en nuestro caso es la Descomposición en Valores Singulares (o SVD por sus siglas en ingles) que consiste en descomponer la matriz de sensibilidad como:

$$A = U S V^T \quad (31)$$

donde U es la matriz $N_S M$ de eigendatos, S es una matriz diagonal $M \times M$ cuyos elementos s_j son las raíces cuadradas de los eigenvalores de $A^T A$ y V es la matriz $M \times M$ de eigenparámetros. Con este procedimiento la expresión (6) adquiere la forma

$$\Delta p = V S' U^T \Delta y \quad (32)$$

Con $S'_j = 1/s_j$

Para estabilizar la solución se truncan los elementos de la matriz S asociados con valores singulares pequeños.

Este procedimiento es conceptualmente similar para ambos métodos (SEV y TEM), en el caso de la inversión conjunta, parte de la matriz de sensibilidad está compuesta por los Jacobianos del sondeo SEV y la otra parte por los del sondeo TEM y el proceso de búsqueda del mejor modelo que ajuste ambos tipos de datos será como el descrito anteriormente.

Como medida de ajuste se consideró el error medio cuadrático normalizado o simplemente error de ajuste definido por $\sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N \left(\frac{(d_i - c_i)}{\sigma_i} \right)^2}$, donde N es el número de datos, d , σ y c son el dato medido, el error de este dato y la respuesta calculada de la inversión, respectivamente. Cuando este error de ajuste es aproximadamente igual a la unidad significa que la respuesta calculada reproduce los datos tan bien como las incertidumbres en los datos lo permiten.

A continuación se presenta una prueba del programa de inversión conjunta. El modelo sintético es un semi-espacio compuesto por cinco capas horizontales, $[80, 10, 80, 5, 300 \text{ } \Omega\text{m}]$ 5, 10, 70, 200 m. En esta notación los valores encerrados en corchetes son las resistividades ordenadas de las cinco capas en ohm m, mientras que los restantes cuatro valores son los espesores de las respectivas capas en metros. A este modelo lo denominaremos verdadero. Los datos sintéticos de SEV fueron calculados con el modelo verdadero para 15 resistividades aparentes con aperturas electródicas $AB/2$ desde 2 hasta 200 m (aperturas seleccionadas con la intención de que el SEV tenga poca información en la estructura profunda) con el arreglo Schlumberger, suponiendo un error de 1 % en las resistividades aparentes. Estos datos se muestran en la figura 7a con símbolos. Respecto a los datos de TEM, éstos también usaron el modelo verdadero con 60 voltajes del sistema Geonics TEM57 que comprenden los tiempos desde 87 microsegundos (μseg) hasta 70 milisegundos (mseg), usando una espira transmisora de 150×150 m y una bobina receptora central de 100 m^2 de área efectiva. Se consideraron incertidumbres de 1 % en los voltajes. Las correspondientes resistividades aparentes tardías también se muestran con símbolos en la figura 7a.

Se realizaron tres tipos de inversión. Los dos primeros fueron de solo los datos del SEV y solo los datos de TEM y el tercero fue la inversión conjunta de ambos sondeos. En los tres tipos de inversión los ajustes entre datos sintéticos y los calculados de las inversiones fueron buenos, con errores de ajustes menores a la unidad. Las respuestas de las inversiones son prácticamente las mismas, tal que son indistinguibles entre sí; en la Figura 7a se muestran con líneas continuas las respuestas de la inversión conjunta. En la inversión conjunta se usó el siguiente modelo inicial, $[60, 15, 120, 3, 5000 \text{ } \Omega\text{m}]$ 3, 14, 55, 120 m, que

es similar al verdadero. El modelo inicial del SEV es igual al de la conjunta excepto por la superposición del basamento resistivo, ya que los datos sintéticos no muestran evidencia de él. Análogamente, en la inversión del TEM se usó el mismo modelo inicial pero la presencia de la primera capa se eliminó pues la estructura somera en este tipo de sondeos no es detectable. Los tres modelos iniciales se pueden ver en la figura 7b.

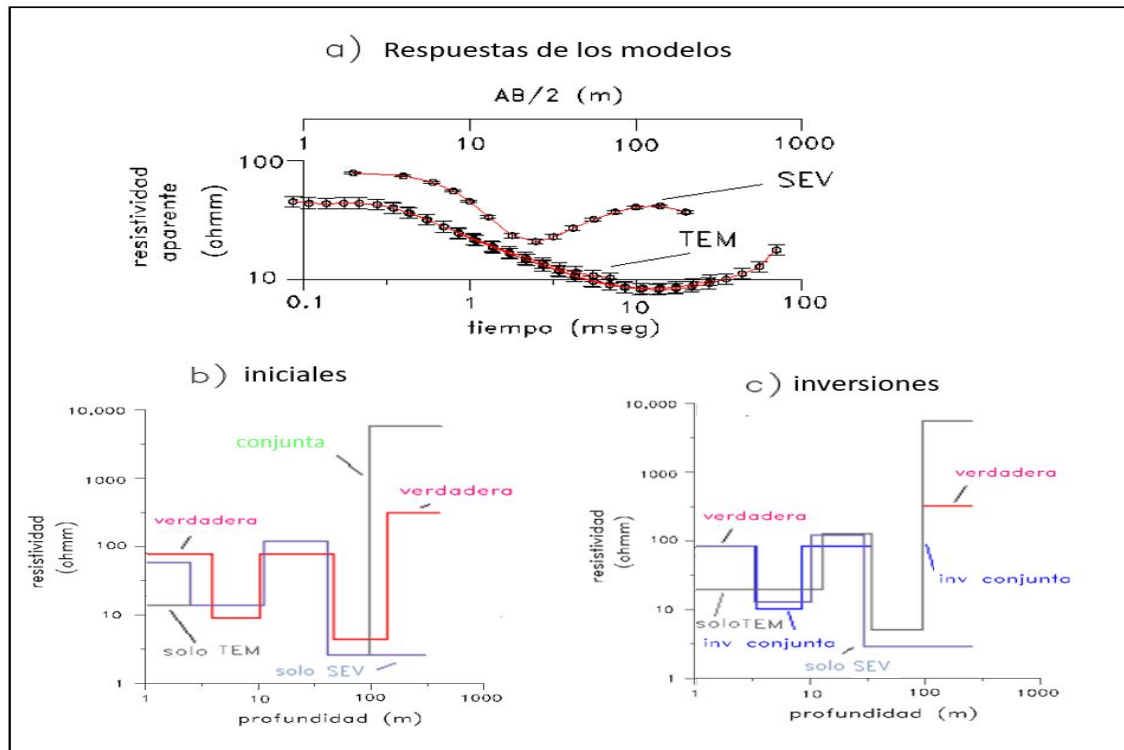


Figura 7. Resultado de la prueba de inversión. a) Respuestas del SEV y TEM (símbolos con barras de error) del modelo verdadero y respuestas calculadas del modelo de inversión (líneas continuas), b) Modelos iniciales en comparación con el modelo inicial (conjunta) y verdadero, c) Respuestas de las inversiones en comparación con el modelo verdadero.

Los resultados de las inversiones separadas y conjunta se muestran en la figura 7c. El modelo del SEV es similar al verdadero excepto en la capa más profunda. En el modelo inicial del SEV no se incluyó un basamento resistivo porque visualmente los datos no lo necesitan. También en el modelo inicial del TEM las dos primeras capas del modelo inicial se fundieron en una sola debido a la falta de sensibilidad del TEM a la estructura somera. El modelo final del sondeo TEM también es parecido al verdadero excepto, obviamente, en la parte somera y en la resistividad del basamento resistivo. El modelo de la inversión conjunta es el más parecido al verdadero; la estructura somera del SEV ayudó al modelo conjunto subsanando la carencia de información del TEM. Por su parte, la información del basamento resistivo que trae el TEM ayudó a la carencia del SEV en la parte profunda. La resistividad del basamento no se acercó a la verdadera debido a la limitación del TEM de resolver la resistividad de resistivos profundos. Esta prueba confirma que el programa de inversión está corriendo satisfactoriamente.

Capítulo 3. Ventajas y desventajas de los sondeos

Los pros y contras de los dos tipos de sondeos (de corriente directa y electromagnético) se analizan en este capítulo, enfocándonos en tres rangos de profundidad: somera, intermedia y profunda. En profundidades bajas se usan respuestas de modelos sintéticos de dos capas, las cuales son invertidas para analizar la resolución de los parámetros de la primera capa. En el caso de profundidades intermedias se comparan las curvas calculadas de resistividad aparente de diferentes modelos que tienen una capa delgada tanto de menor resistividad que la de las capas que la rodean, es decir, una capa conductora, como de una capa delgada resistiva. Por último, se analizan los factores que influyen para alcanzar la máxima profundidad de investigación de ambos métodos.

3.1. Profundidad de Investigación somera

En esta sección se estima la profundidad mínima de investigación, entendiéndose esta como el espesor mínimo de una capa con una buena resolución tanto de su resistividad como de su espesor. El procedimiento seguido es el siguiente:

- a) Se propone un modelo sintético de dos capas con espesor variable de la primera capa y con una razón de resistividades ρ_1/ρ_2 de 10/100 para el caso de la primera capa conductora o 1000/100 para el caso de capa resistiva. Estos modelos estarán indicados con la notación $[\rho_1, \rho_2]_{\text{espesor}}$. En el método SEV se seleccionaron 10 aperturas electródicas de 18 m a 240 m, espaciamientos que están logarítmicamente equi-espaciados con 8 valores por década. Las aperturas grandes de hasta 240 m se eligieron a propósito para que la resistividad de la segunda capa no influya en el análisis de la parte somera. En el caso del sondeo TEM se usaron parámetros del equipo Geonics TEM57, propiedad del CICESE. Se emplearon 20 voltajes de la frecuencia de repetición de 30 Hz, que cubren los tiempos 87 microsegundos (μseg) a los 7 milisegundos (mseg), espiras cuadradas de 150 x 150 m, corrientes de 8.5 A y una bobina receptora de área efectiva de 100 m^2 colocada en el centro de la espira transmisora.
- b) La respuesta al modelo se calcula tanto para SEV como para TEM. Con el objeto de simular datos “reales” de campo, a estas respuestas sintéticas se les suma ruido aleatorio de hasta 5 % a las resistividades aparentes de los SEVs y hasta 10 % a los voltajes de los TEMs. Estos valores de ruido pueden considerarse como representativos de casos reales de campo.

- c) Estos datos “reales” se invierten también a un modelo de dos capas con un modelo inicial diferente al verdadero. El modelo invertido es aceptado para el análisis cuando la respuesta calculada del modelo invertido ajusta bien los datos “reales”. Como medida de ajuste se consideró el error medio cuadrático normalizado o simplemente error de ajuste definido en el Capítulo 2. Sí los valores de los tres parámetros $[\rho_1, \rho_2]$ *espesor* del modelo invertido son cercanos a los del modelo verdadero podemos afirmar que ellos están bien resueltos. Sin embargo, en la mayoría de las inversiones alguno o algunos de estos parámetros no resultan estar cerca de los verdaderos, lo cual se interpreta como una baja resolución del parámetro en cuestión.

En este análisis de resolución los casos se restringieron a los contrastes de resistividad $10/100\Omega\text{m}$ y $1000/100\Omega\text{m}$. La variedad de posibles combinaciones de resistividad es enorme. Sin embargo, consideramos que estos dos contrastes son representativos de situaciones reales. Adicionalmente, generalmente los SEV's empiezan con aperturas del orden de 1 a 2 metros, mientras que aquí la más corta es de 18 m. Mas adelante veremos que esto no invalida los resultados del análisis.

Casos de dos capas con un SEV

Como se mencionó arriba, se usaron dos modelos de dos capas: $[10, 100]$ *espesor* y $[1000, 10]$ *espesor*. En el caso de la primera capa conductora, se emplearon los espesores 2,5,10,15 y 20 m (Figura 8). En la figura 9 se muestran con líneas rojas continuas las respuestas de resistividad aparente en función de la apertura eléctrica $AB/2$, ambas en escala logarítmica, del modelo verdadero para tres espesores 2, 10 y 20 m. Las pequeñas barras verticales son los datos “reales”, es decir, la respuesta del modelo verdadero perturbada con ruido aleatorio. Sobrepuestas con líneas azules se muestran varias respuestas calculadas de los modelos de inversión. Nótese que casi son imperceptibles las diferencias entre las líneas rojas y las azules, lo que indica que los modelos invertidos ajustan bien los datos “reales”.

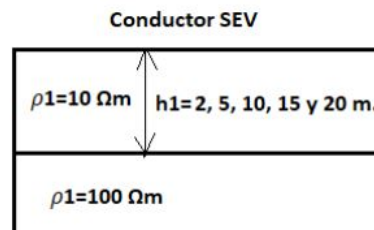


Figura 8. Modelo de dos capas, primera capa es conductora.

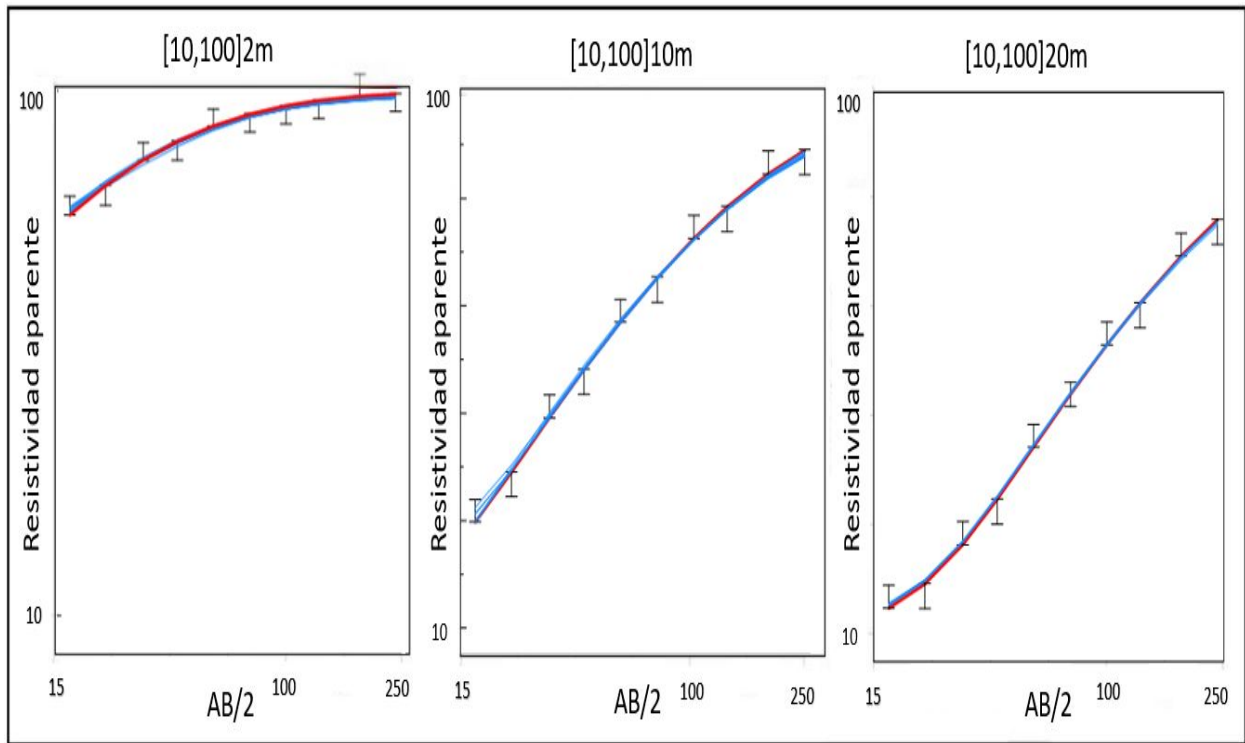


Figura 9. Resistividades aparentes de SEV para tres espesores de la primera capa (2, 10 y 20 m). Las barras son los datos “reales”, las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.

La figura 10 muestra los modelos de resistividad contra profundidad de los casos de la primera capa conductora, donde su espesor tiene cinco valores diferentes: 2, 5, 10, 15 y 20 m. En todos ellos, como referencia, se indica con línea roja el modelo verdadero. Para cada espesor de la primera capa se muestran dos grupos de modelos con líneas azules. En el primer grupo estas líneas indican los diferentes modelos iniciales de las inversiones, en el segundo están los modelos que resultaron de la inversión de los datos “reales”. Nótese que cuando el espesor de la capa es de 2 metros, en los modelos invertidos la resistividad de la primera capa y su espesor tienen diferencias notables con las del modelo verdadero. Si un geofísico obtuviera datos de campo como los del extremo izquierdo de la figura 9 (los del espesor de 2 m), obviamente inferiría que hay una primera capa conductora, pero no podría estimar con certeza ni su espesor ni su resistividad. Regresando a la figura 10, conforme el espesor aumenta cada vez los parámetros de la primera capa se acercan más a los verdaderos. Cuando el espesor es de 15 m, ellos ya son parecidos a los verdaderos; cuando el espesor es de 20 m, ya son prácticamente iguales (resaltado con un óvalo). Entonces, el resultado final de este experimento numérico indica que para que haya una buena resolución de los parámetros de la primera capa el espesor debe de estar entre 15 y 20 m, valor que es muy similar a la mínima apertura electródica usada en este experimento (18 m). Si hubiéramos escogido otra apertura mínima, digamos de 2 m, el espesor mínimo de buena resolución sería también de aproximadamente 2 m.

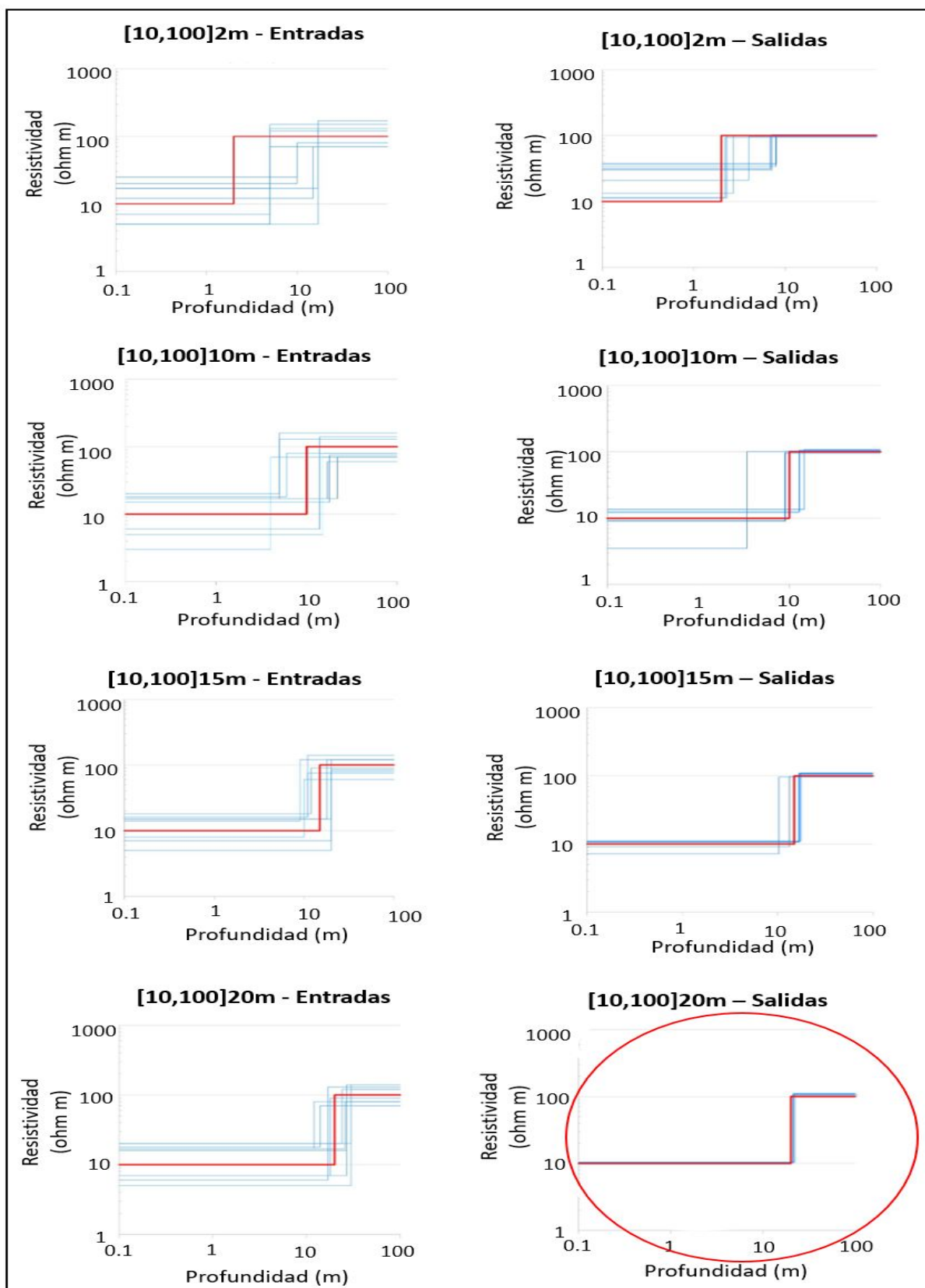


Figura 10. Modelos de dos capas con SEV, primera capa conductora. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 15 o 20 m las inversiones ya no dependen del modelo inicial.

El modelo alternativo de una primera capa resistiva se muestra en las figuras 11, 12 y 13 en un formato similar. La figura 11 indica los cuatro espesores considerados en este análisis (2, 5, 10, y 15 m), mientras que la figura 12 despliega los datos “reales” de resistividad aparente en función de la apertura eléctrica $AB/2$, las respuestas calculadas con el modelo verdadero (líneas rojas) y las respuestas calculadas de los modelos de inversión (líneas azules) de los espesores 2, 5 y 15 m. Nuevamente, casi no hay diferencia entre las líneas rojas y azules precisamente porque los ajustes entre “observados” y calculados son buenos. Si un geofísico observara las curvas de la figura 12 seguramente inferiría la presencia de una alta resistividad en superficie, con la posible excepción de la curva de espesor de 2 m, que es prácticamente plana.

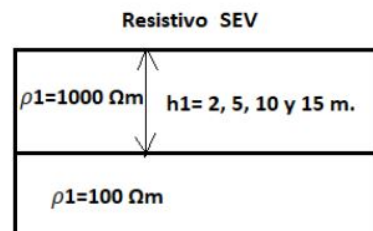


Figura 11. Modelo de dos capas, primera capa resistiva.

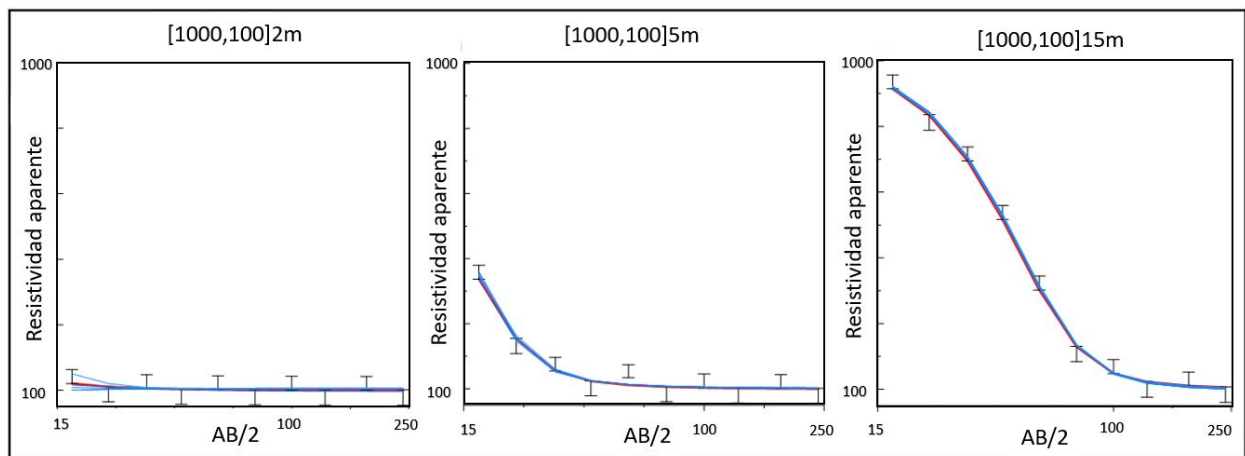


Figura 12. Resistividades aparentes de SEV para tres espesores de la primera capa (2, 5 y 15 m). Las barras son los datos “reales”, las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.

La figura 13 tiene un formato similar al de la figura 10. En ella se muestran los modelos verdaderos en línea roja, los diferentes modelos iniciales de la inversión y los finales en líneas azules. Cuando el espesor de la primera capa es de 2 m, el espesor y la resistividad de esta capa difieren de los verdaderos. Conforme el espesor es de 10 o 20 m las diferencias ya son mínimas, tal que podemos concluir que existe buena resolución cuando el espesor es del orden de 12 m. Este valor es aproximadamente el 70 % de la apertura mínima $AB/2$ de 18 m.

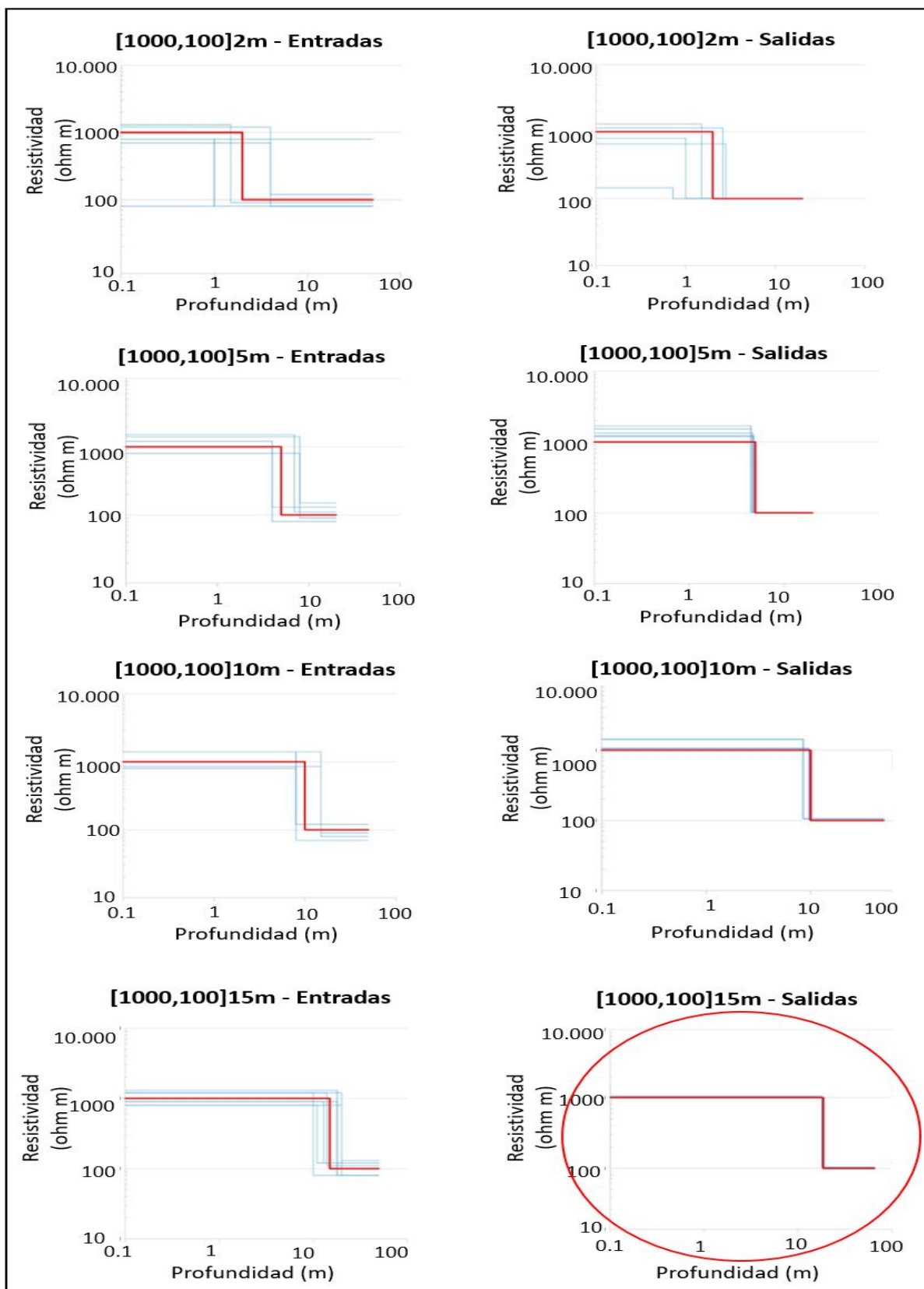


Figura 13. Modelos de dos capas con SEV, primera, primera capa resistiva. Como referencia en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye un modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de aproximadamente 12 m las inversiones ya no dependen del modelo inicial.

Casos de dos capas con sondeos TEM

El procedimiento para estimar la profundidad mínima de sondeos TEM es similar al seguido para los SEV's. La Figura 14 muestra los cuatro espesores (10, 15, 20 y 30 m) usados en estos modelos para el caso de la primera capa conductora y la figura 15 los datos "reales" en las 20 ventanas de tiempo, las respuestas de resistividad aparente de los modelos verdaderos (líneas rojas) y de los modelos invertidos (líneas azules). Estas curvas de resistividad aparente muestran un mínimo en tiempos intermedios, lo que da la falsa impresión de que se trata de un modelo de tres capas. Esto es un artificio producido por el uso de la expresión asintótica de tiempos largos en la definición de la resistividad aparente. Por su parte, la figura 16 ilustra los modelos verdaderos (líneas rojas) con cuatro espesores (10, 15, 20 y 30 m), los diferentes modelos iniciales en líneas azules así como las salidas del programa de inversión. Cuando el espesor es de 30 m (enfaticado con un círculo rojo) los parámetros de los modelos invertidos son prácticamente iguales al modelo verdadero, lo cual indica que con este espesor de 30 m tanto la resistividad como el espesor están bien resueltos. Al sustituir las variables en la expresión (33) de Spies (1989), ésta resuelta en un valor de 37 m, el cual es cercano al espesor de 30 m estimado aquí.

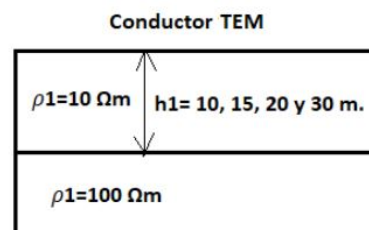


Figura 14. Modelo de dos capas para TEM, primera capa conductora

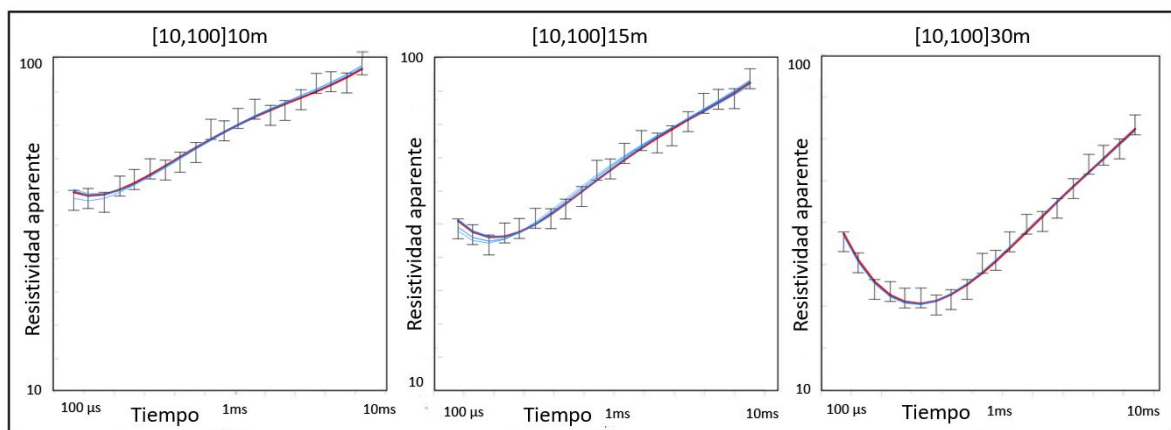


Figura 15. Resistividades aparentes de TEM para tres espesores de primera capa (10, 15 y 30 m). Las barras son los datos "reales", las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.

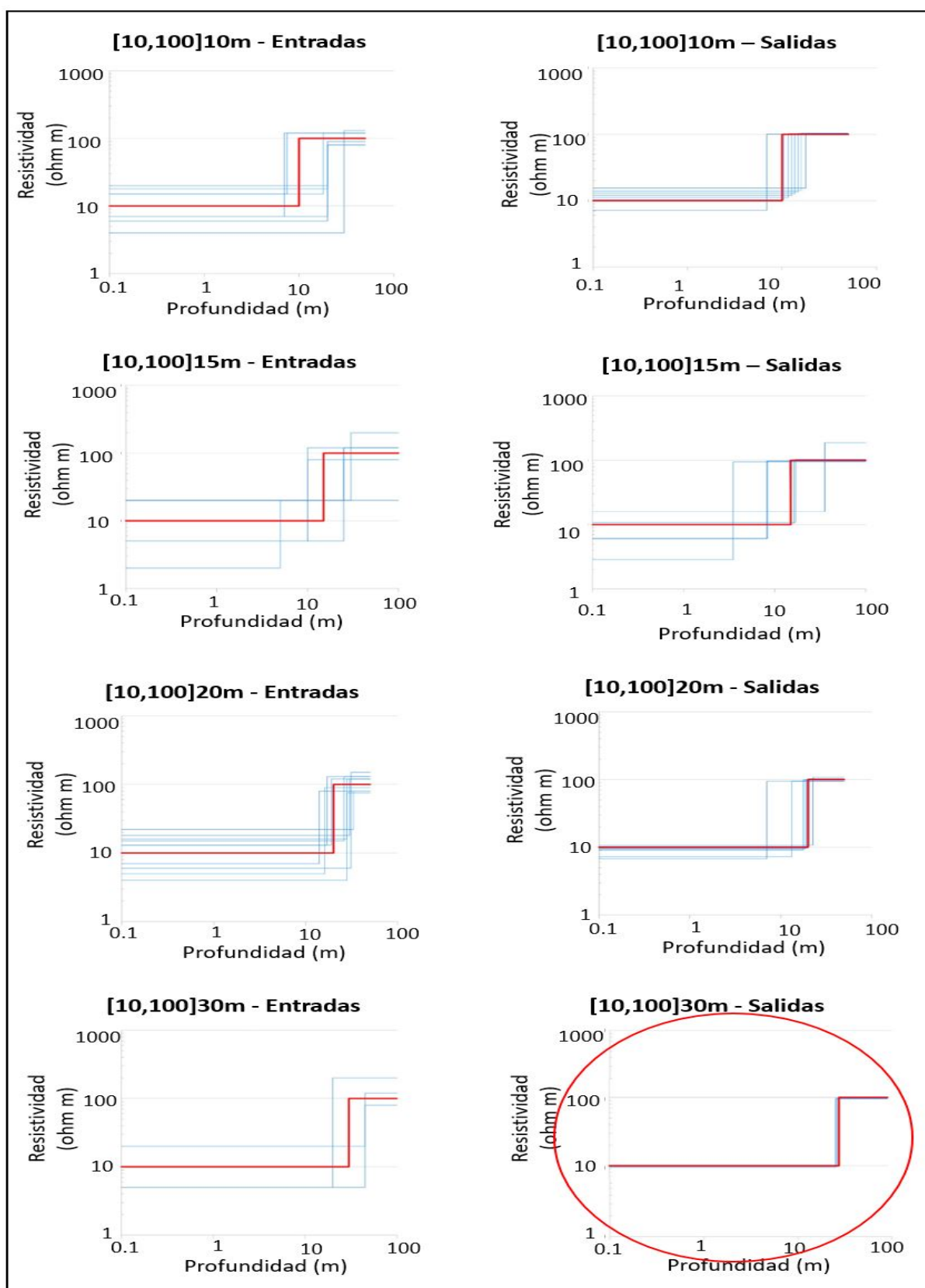


Figura 16. Modelos de dos capas con TEM, primera capa conductora. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 30 m la inversión ya no depende del modelo inicial.

Finalmente las figuras 17, 18 y 19 describen el análisis del último caso, el de dos capas con TEM teniendo la primera capa una resistividad mayor. Los diferentes modelos invertidos mostrados en la figura 20 indican que cuando el espesor es de 50 o 100 m este espesor parece estar razonablemente resuelto pero no su resistividad. Esto ilustra una limitación general de los sondeos TEM, que es el de no tener buena resolución con capas o cuerpos resistivos.

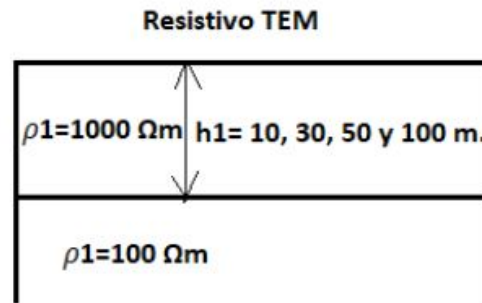


Figura 17. Modelo de dos capas, primera capa resistiva

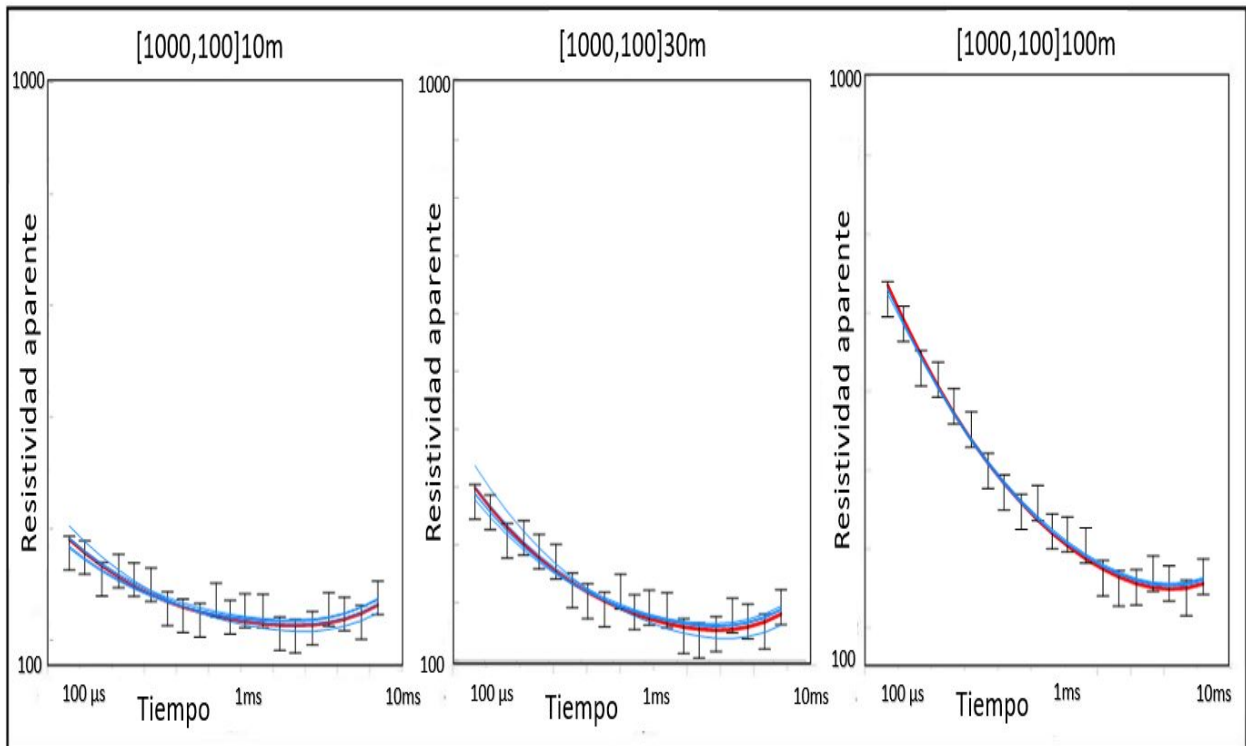


Figura 18. Resistividades aparentes de TEM para tres espesores de primera capa (10, 30 y 100 m). Las barras son los datos "reales", las líneas son respuestas calculadas de modelos invertidos de buenos ajustes.

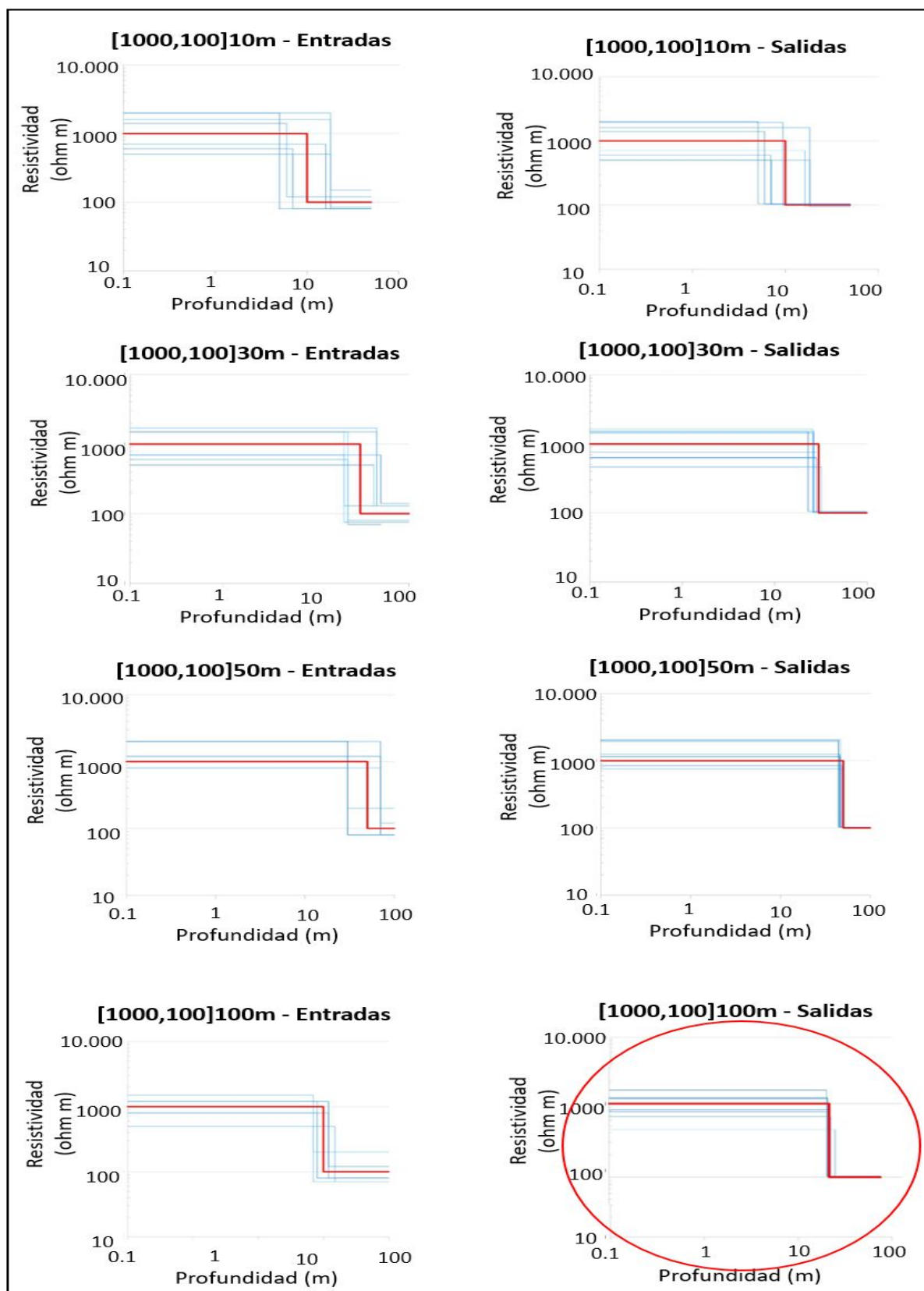


Figura 19. Modelos de dos capas con TEM, primera capa resistiva. Como referencia, en todas las gráficas de resistividad contra profundidad se incluye el modelo verdadero. En la izquierda se encuentran los modelos iniciales empleados en las inversiones. En la derecha se muestran las inversiones que resultaron con un valor óptimo del error de ajuste. Cuando el espesor es de 100 m la inversión ya no depende del modelo inicial.

3.2. Profundidades Intermedias

Para visualizar las ventajas y desventajas de los dos tipos de sondeos en profundidades intermedias se calcularon respuestas parecidas a las propuestas por Fitterman et al. (1988) que analizan muy bien estos aspectos. Ellos se enfocaron en el modelo de tres capas, donde la capa intermedia es relativamente delgada.

Class H		$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$						
		$\rho_1 = 128 \Omega\text{m}$				$h_1 = 16 \text{ m}$		
		$h_2 =$	1	2	4	8	16	32 64 m
		$\rho_2 =$	0.5	1	2	4	8	16 32 Ωm
		$S_2 = h_2 / 2 = 2 \text{ s}$						
		$\rho_3 = 512 \Omega\text{m}$						

Figura 20. Modelo de tres capas tipo H

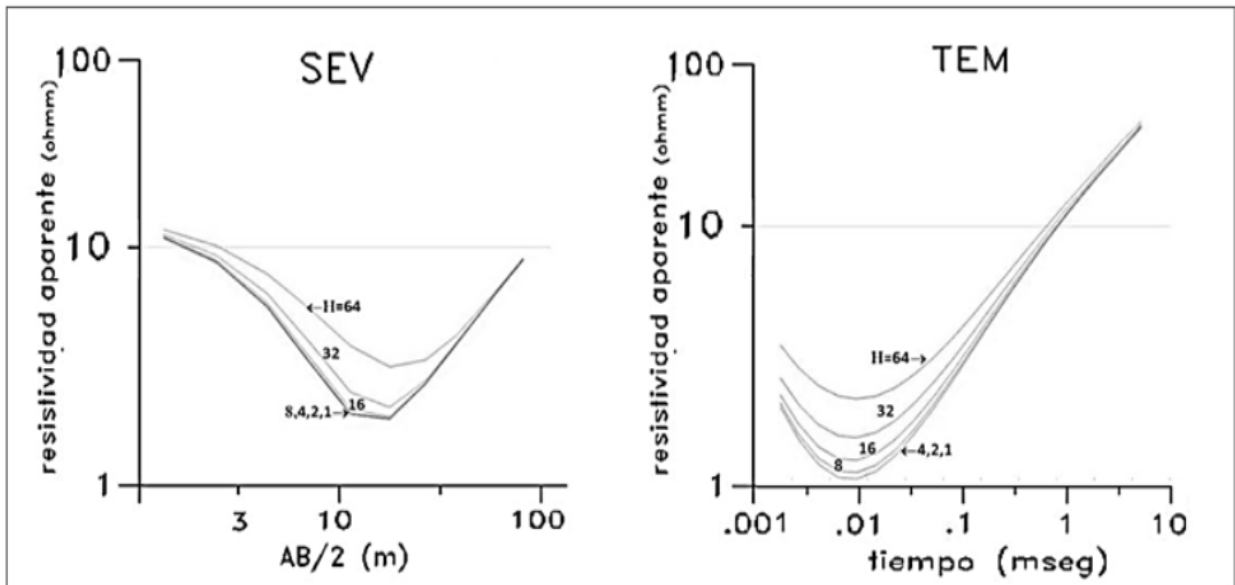


Figura 21. Graficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo H, con tres parámetros fijos y espesor y resistividad de segunda capa movibles, todas con la misma conductancia longitudinal de 2 Siemens.

El primer grupo de respuestas, mostrado en la figura 20, fueron calculadas con modelos donde la resistividad de la segunda capa es menor a las que la rodean, es decir, $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$. A estos tipos de modelos se les conoce como tipo H (Orellana (1982)). En esta figura, de los cinco parámetros del modelo de tres

capas, tres de ellos se mantuvieron fijos: ρ_1 en 128 ohmm, h_1 en 16 m y ρ_3 en 512 ohmm. Los siguientes siete pares de valores de resistividad y espesores de la segunda capa fueron considerados: 0.5 ohmm y 1 m, 1 y 2, 2 y 4, 4 y 8, 8 y 16, 16 y 32 y 32 ohmm y 64 m., tal que la relación espesor/resistividad de esta capa, conocida como la conductancia, es igual a 2 Siemens en todos los modelos. En las curvas SEV (Figura 21) solamente las de 64 m y 32 m de espesor son distinguibles de las demás, el resto de las curvas están prácticamente pegadas. En las curvas de TEM (Figura 21) las curvas distinguibles son las de 64, 32, 16 y posiblemente 8 m, lo que dependerá este último caso de la intensidad del ruido. Al hecho que muchas respuestas de SEV y TEM tienen prácticamente la misma resolución a pesar de que los parámetros de segunda capa son diferentes, se le conoce como un problema de equivalencia en la conductancia. Este problema afecta a los dos métodos, pero en forma menos intensa al sondeo TEM. Observando las curvas de respuesta es obvia la presencia de una capa conductora, pero el problema de equivalencia impide hacer una separación independiente del espesor de su resistividad.

Class K	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$						
	$\rho_1 = 8 \Omega\text{m}$				$h_1 = 16 \text{ m}$		
$h_2 =$	1	2	4	8	16	32	64 m
$\rho_2 =$	1024	512	256	128	64	32	16 Ωm
$T_2 = \rho_2 \cdot h_2 = 1024 \Omega\text{m}$							
	$\rho_3 = 2 \Omega\text{m}$						

Figura 22. Modelo de tres capas tipo K.

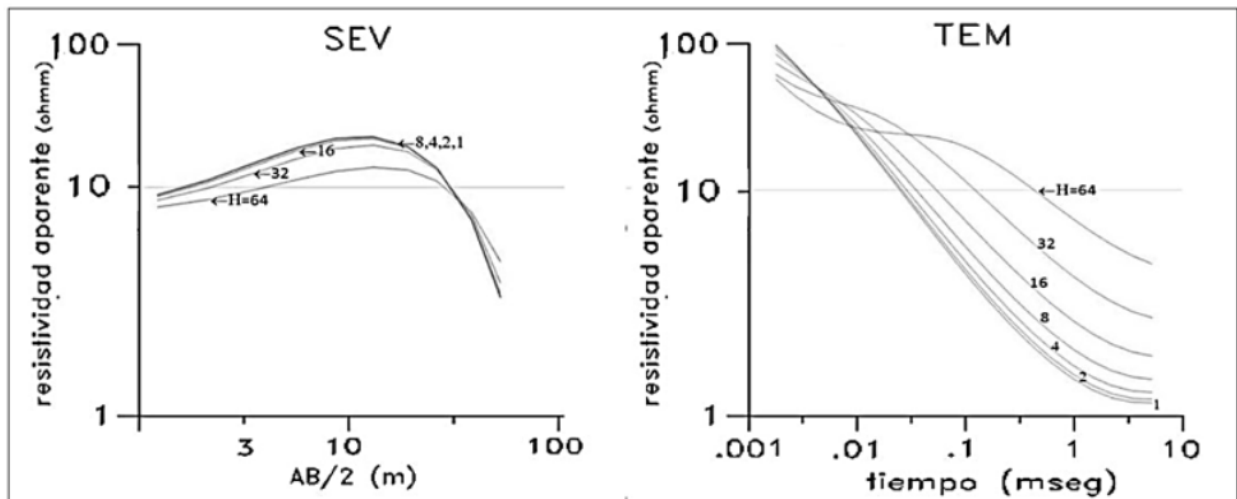


Figura 23. Gráficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo K, con tres parámetros fijos y resistividad y espesor de segunda capa móviles, todas con resistencia transversal de 1024 Ωm

En el caso anterior se analizó el modelo de una capa intermedia delgada conductora. Ahora hacemos algo similar pero con una capa resistiva. Cuando la secuencia de resistividades es $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ se le conoce como tipo K (Orellana (1982)). La figura 23 muestra las respuestas de resistividad aparente de un modelo de tres capas en el cual se mantuvieron fijos tres parámetros: las resistividades de la primera y tercera capas de 8 y 2 ohmm, respectivamente y el espesor de la primera capa en 16 m. Las siguientes siete combinaciones de espesor y resistividad se usaron para la segunda capa. Éstos fueron 1 m y 1024 ohmm, 2 m y 512 ohmm, 4 y 256, 8 y 128, 16 y 64, 32 y 32, y 64 m y 16 ohmm (figura 22). Los siete pares tienen la característica de tener la misma resistencia transversal, que es el producto de espesor por resistividad, que en este caso es de 1024 ohmm^2 . Las curvas calculadas de los SEV's mostradas en la Figura 23 están muy pegadas con los espesores de 1, 2, 4, 8 y 16 m de la segunda capa, tal que con la presencia de ruido estas respuestas serían prácticamente indistinguibles entre sí. Para el caso de los sondeos TEM las curvas pegadas son las del espesor 1, 2 y 4 m. A este problema de no-unicidad asociado con capas delgadas resistivas en donde modelos con diferentes resistividades y espesores de esta capa producen respuestas de resistividad aparente muy parecidas se le conoce como el problema de equivalencia en la resistencia. En estos modelos ambos métodos adolecen de un problema de equivalencia en su resistencia de la segunda capa, aunque aparentemente el TEM está menos afectado.

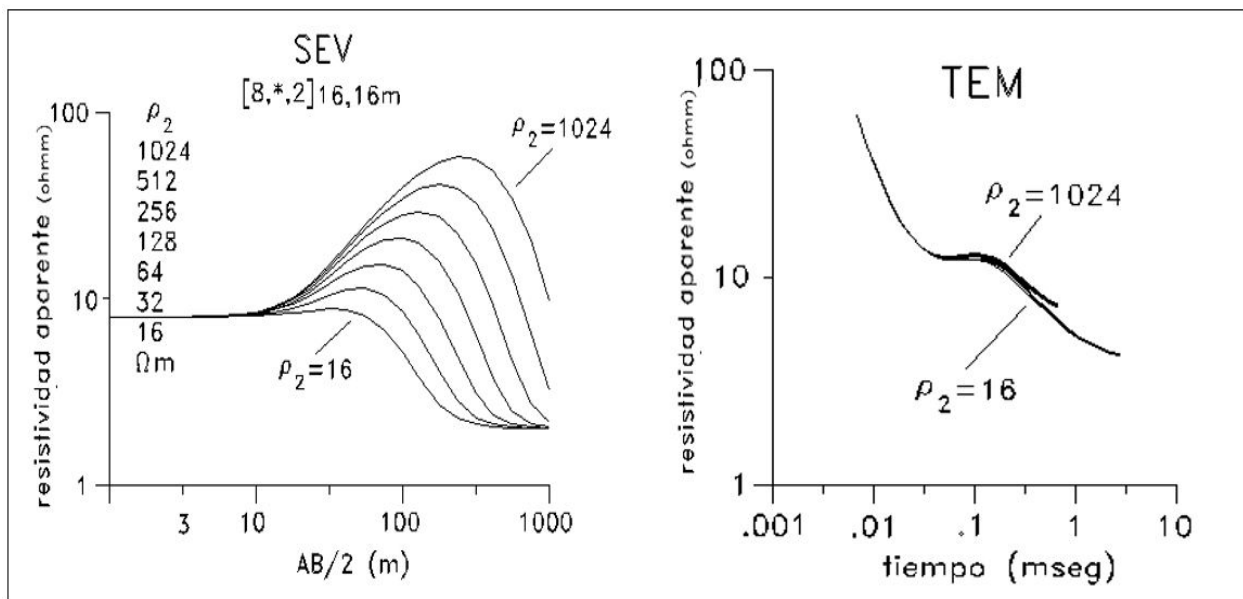


Figura 24. Gráficas de SEV y TEM para modelos de tres capas tipo K, con cuatro parámetros fijos y solo movable la resistencia de la segunda capa.

El siguiente es un caso adicional de capa delgada resistiva. Ahora cuatro parámetros del modelo de tres capas se mantienen fijos. El modelo es $[8, *, 2]16, 16 \text{ m}$, el asterisco indica que la resistividad de la

capa intermedia es variable, con siete posibles valores (16, 32, 64, 128, 256, 512 y 1024 ohmm). La Figura 24 muestra las siete curvas de resistividad aparente, tanto para los SEV's como para los TEM's. En los SEV's todas las curvas están suficientemente separadas, indicando que la resistividad de esta capa está bien resuelta. Con el método TEM el cambio de pendiente de las curvas de resistividad aparente sugiere la presencia de un medio resistivo, pero todas las respuestas del TEM están muy pegadas, resultando en que no se pueden distinguir una de otra. Esto indica que la resistividad de esta capa resistiva está pobremente resuelta, y por lo tanto su espesor. Nuevamente, este es un problema de equivalencia en la resistencia. En el caso anterior de la Figura 23 el TEM salió ligeramente mejor librado respecto al SEV en cuanto a este tipo de equivalencia. En estos modelos de la Figura 24 la resolución del SEV es claramente superior a la de los sondeos TEM. En general, los sondeos electromagnéticos dan resoluciones bajas en capas resistivas.

3.3. Profundidades altas

La pregunta de cual método alcanza mayores profundidades de investigación no tiene una respuesta clara pues depende en gran medida del equipo de adquisición de datos así como del ruido presente en el levantamiento de los datos. En los Sondeos Eléctricos Verticales depende esencialmente de la fuente de la corriente. Para profundidades de cientos de metros un generador es indispensable y un vehículo para transportarlo y los cientos de metros de cable. Como se mencionó en el capítulo anterior, la máxima profundidad de investigación propuesta por Spies (1989) para los sondeos electromagnéticos transitorios depende de cinco factores: la resistividad global del terreno, el área efectiva de la bobina receptora, la corriente inyectada en el cable de la espira, el área de la espira transmisora y el ruido electromagnético ambiental. En principio, para aumentar la profundidad de investigación estos cinco parámetros se podrían variar. Sin embargo, los dos primeros factores (resistividad y bobina receptora) no son susceptibles de cambio. El tercer y cuarto parámetro (corriente inyectada y área de la espira) tiene un estrecho rango de variabilidad. El efecto negativo del ruido ambiental sólo puede disminuirse, hasta cierto grado, usando más registros de apilamiento y aumentando la ganancia y lapsos de apilamiento.

Para tener una idea general de las diferencias en resolución de los dos tipos de sondeos se usó un proceso similar al empleado para analizar profundidades someras en el principio de este capítulo. Se calcularon respuestas sintéticas de un par de modelos de dos capas. En los SEV's se usaron 19 resistividades aparentes de 10m a 1.8 km o 17 valores de 10 m a 1 km de separaciones $AB/2$. En los TEM's se simulaban

datos obtenidos con el sistema Geonics TEM57, con espiras de 150 por 150m, bobina receptora central de área efectiva $100m^2$, 60 voltajes en las tres frecuencias de repetición del sistema, corrientes de 8.5 A y anchos de rampa de 50 microsegundos. Estas respuestas fueron perturbadas con ruido en un intento de simular datos reales; ruido aleatorio máximo de 5 % en los SEV's y máximo de 10 % en los TEM's. Además, a estos últimos se aumentó el ruido en los voltajes de tiempos largos. Estas respuestas fueron invertidas a un modelo de dos capas usando varios modelos iniciales diferentes al modelo verdadero. Se aceptaron para el análisis solamente los modelos cuya respuesta ajustó a los datos sintéticos con un error de ajuste del orden de la unidad. La resolución fue evaluada con la cercanía que el parámetro del modelo invertido alcanzó respecto al parámetro verdadero. Los modelos verdaderos fueron una secuencia conductora-resistiva $[10, 100 \Omega m]$ 400 m y una resistividad-conductora $[100, 10 \Omega m]$ 700m. Se intentaron dos pruebas con los SEV's, considerando las aperturas electródicas máximas de 1800 m y 1000 m.

Los resultados se muestran en la Figura 25. En la columna izquierda están las gráficas del modelo $[10, 100 \Omega m]$ 400 m, en la columna derecha las del modelo $[100, 10 \Omega m]$ 700 m. Los modelos verdaderos se indican con líneas rojas. Los datos sintéticos invertidos del modelo $[10, 100]$ 400 se muestran en las Figuras 25a y 25c. Las resoluciones tanto de la profundidad a la interface como de la resistividad de la segunda capa son pobres en los modelos TEM (Figura 25b). Las incertidumbres son menores con los SEV's cuando se usan las resistividades aparentes hasta $AB/2$ igual a 1800 m (Figura 25d) pero visualmente son similares a las del TEM cuando la apertura máxima disminuye a 1000 m. Aparentemente los SEV's dan una resolución superior a la de los TEM's. Sin embargo, abrir los electrodos hasta 1.8 km para resolver una interface en 400 m (una relación de 4.5) es una apertura excesiva, que conlleva un esfuerzo de campo importante. Se escogió la otra opción de $AB/2$ de 1000 m porque la profundidad a la interface de 400 m es aproximadamente 40 % de la máxima $AB/2$. En el Capítulo 2 se mencionó que la Profundidad de Investigación Característica (PIC) del arreglo Schlumberger en un medio homogéneo es de aproximadamente 40 % de la apertura electródica $AB/2$. La profundidad a la interface de 400 m es el 40 % de la apertura máxima de 1000 m. En consecuencia, las resoluciones de este caso y del TEM son similares, al menos visualmente (Figura 25b y e).

Los resultados de la secuencia resistivo-conductor del modelo $[100, 10 \Omega m]$ 700 m se indican en la columna derecha de la Figura 25. Con el método electromagnético el espesor y resistividad de la segunda capa (Figura 25g), en general, tienen buenas resoluciones. En cambio, en el sondeo de corriente directa no parece haber una mejoría notable al aumentar la apertura máxima de 1 km (Figura 25i) a 1.8 km (Figura 25j). En consecuencia, el sondeo TEM claramente tiene una mejor resolución cuando el sustrato es conductor.

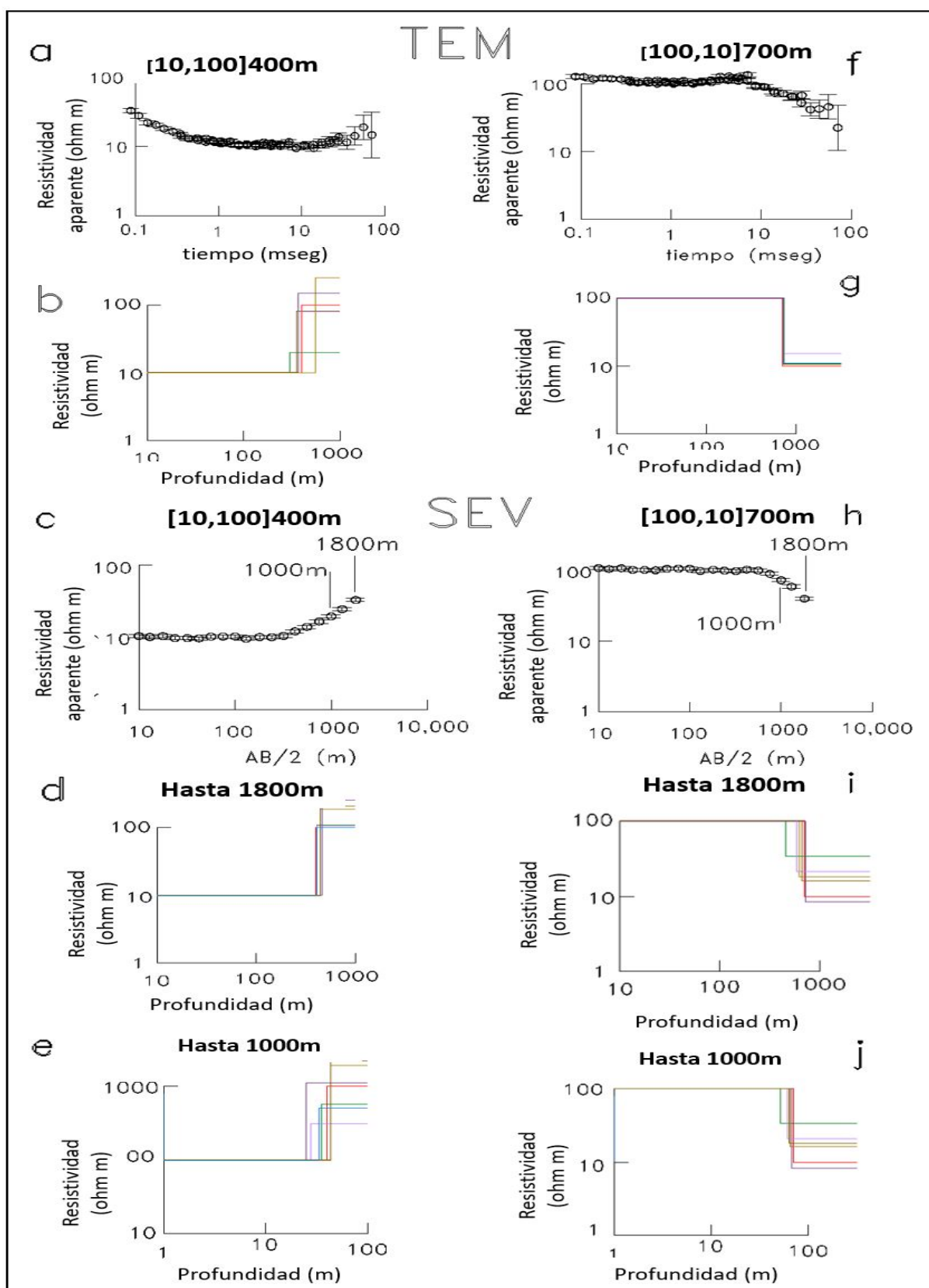


Figura 25. Pruebas de resolución de los parámetros de dos medios de dos capas en Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM). a) y f) respuestas sintéticas de TEM con ruido aleatorio. c) y h) respuestas sintéticas de SEV con ruido aleatorio. b) y g) modelos invertidos de TEM con diferentes modelos iniciales. d) e i) modelos invertidos de SEV con AB/2 máxima de 1800 m. e) y j) modelos invertidos de SEV con AB/2 máxima de 1000 m.

Capítulo 4. Resultados

Se aplican los programas de inversión individual y conjunta y se analizan sus resultados en datos reales obtenidos de dos localidades: el área geotérmica de Las Tres Vírgenes, Baja California Sur y el Valle de Guaymas, Sonora. En este capítulo se incluyen las inversiones de tres pares de Las Tres Vírgenes y un par del Valle de Guaymas. En el Anexo se presentan dos pares del primer campo y uno adicional de Guaymas. En todos ellos los sondeos están separados por distancias menores a 300m.

4.1. Las Tres Vírgenes

La zona geotérmica de las Tres Vírgenes está situada en el estado de Baja California Sur en el municipio de Mulegé, dentro de la Reserva de la Biósfera del Vizcaíno, entre los pueblos de San Ignacio (45 km al SW) y Santa Rosalía (35 km al SE). Dentro de la zona se encuentra el campo Geotérmico Las Tres Vírgenes, que actualmente genera aproximadamente 10 MWe (megavatios) de energía eléctrica a partir del vapor y agua caliente del subsuelo (Gutiérrez-Negrín et al., 2020). Está situada en un complejo volcánico Cuaternario compuesto de tres volcanes alineados N-S, La Virgen, El Azufre y El Viejo, los dos últimos se muestran en la figura 26, alcanzando La Virgen una altitud de 1900 m. Hacia el norte y el noreste se encuentran otras estructuras volcánicas importantes: las calderas de El Aguajito y La Reforma. La roca más antigua del área (Cretácico Tardío) es el intrusivo granítico del batolito peninsular, cortado a profundidades de 900 a 1000 m en perforaciones. Esta unidad es el huésped del fluido geotérmico. Sobre el basamento granítico se encuentra el grupo Comondú, una secuencia vulcano-sedimentaria de andesitas y areniscas del Oligoceno-Mioceno con espesores del orden de 750 m en pozos. Le sobreyacen depósitos marinos someros, que a su vez están subyaciendo a rocas volcánicas de La Reforma, El Aguajito y Las Tres Vírgenes. Esta zona es tectónicamente activa y se encuentra en el dominio transtensional del sistema de fallas laterales que dieron lugar a la separación de la península de Baja California y posterior formación del Golfo de California.

Dentro de los proyectos de exploración de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se han realizado múltiples estudios exploratorios geológicos, geofísicos y geoquímicos. Un resumen de varios aspectos de este campo se pueden encontrar en López-Hernández et al. (1994) y Gutiérrez-Negrín et al. (2020).

Los datos de los Sondeos Eléctricos Verticales usados en esta tesis fueron adquiridos por personal técnico de la CFE durante cuatro campañas de campo, no continuas, que cubrieron un lapso de 10 años (Ballina & Herrera (1985); Birruga (1989)). Las aperturas electródicas tan grandes y los múltiples puntos de

traslape hacen que la calidad de esta base de datos sea muy buena. Por otra parte, los datos de los sondeos electromagnéticos transitorios fueron obtenidos por el CICESE en un contrato con la CFE con el propósito original de realizar la corrección estática a datos Magnetotelúricos (Romo et al., 1994). Posteriormente, los datos TEM han sido invertidos y analizados por Flores & Velasco (1998) y Flores (2003).

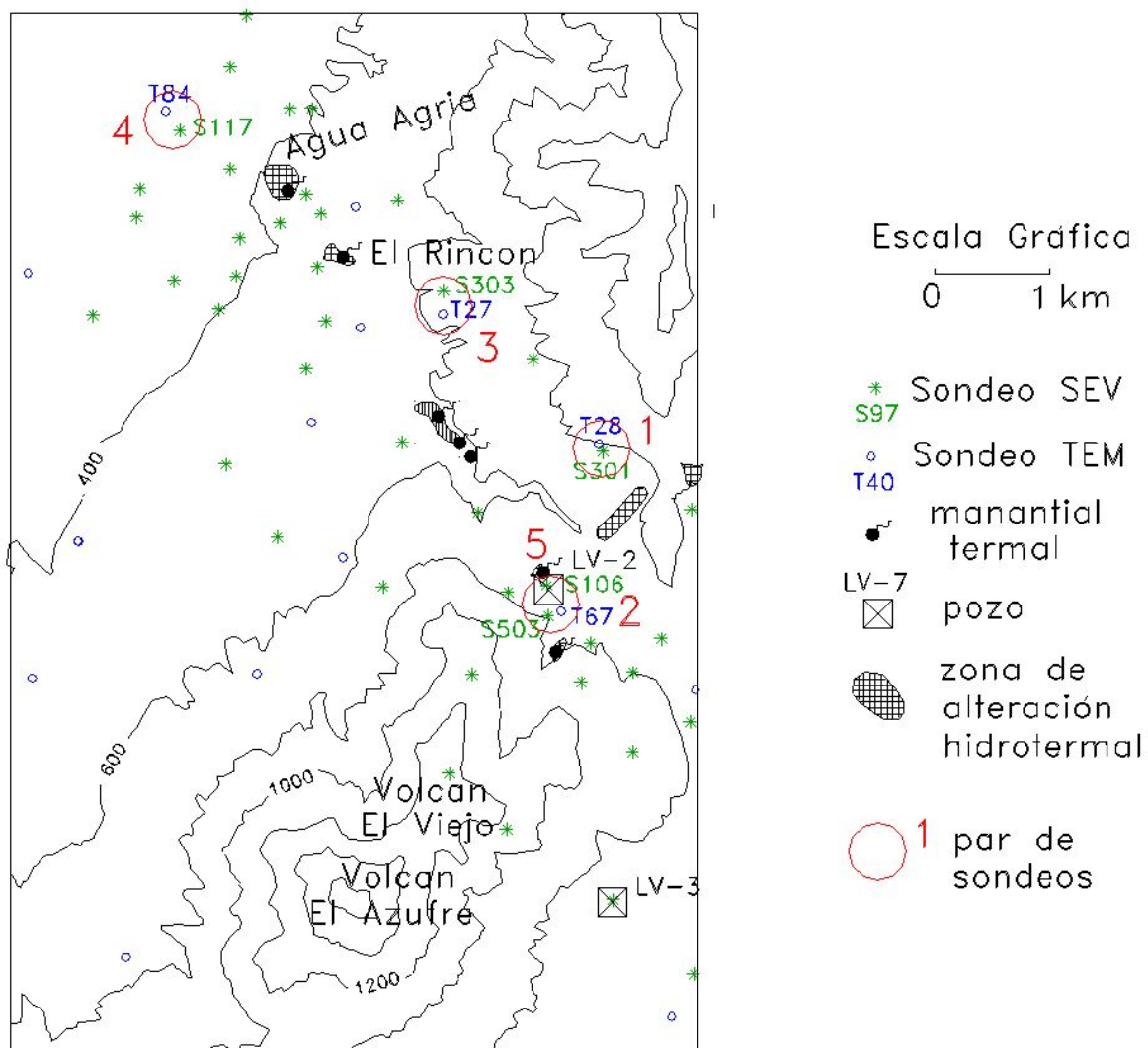


Figura 26. Mapa de parte de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes. Curvas de nivel cada 200 m. Con círculos rojos se indican los cinco pares de sondeos SEV (S-verde) y TEM (T-azul) analizados en este capítulo y en el Anexo. Modificada de Flores & Velasco (1998).

Primer par, Tres Vírgenes, S301-T28

Los datos e inversiones del primer par S301-T28 se muestran en la figura 27. La separación entre el centro de la espira transmisora y el origen del SEV es de aproximadamente 70 m. El formato de la

presentación de las inversiones conjuntas de los pares de sondeos de este capítulo es similar al de esta figura. Los datos originales de resistividad aparente en función de la separación electródica $AB/2$ se muestra en la figura 27a; hay 18 resistividades aparentes con aperturas $AB/2$ desde 10 m hasta 2.5 km. Por claridad, para evitar que se confundan con los datos corregidos, ellos están desplazados una década hacia arriba. Los datos originales unidos por una línea continua constituyen los llamados segmentos, que son medidos con una misma separación entre electrodos de potencial; hay cinco de ellos, con una separación $MN/2$ de 2.5, 10, 40, 100 y 250 m. Esta práctica de aumentar la separación $MN/2$ es común en el arreglo Schlumberger. Al ir aumentando la separación entre electrodos de corriente se alcanza una apertura donde el voltaje medido ya es muy pequeño; para aumentarlo se incrementa la separación $MN/2$, teniendo cuidado de que las dos mediciones de $MN/2$ tengan también dos mediciones de $AB/2$. A este par de mediciones de la resistividad aparente con una misma $AB/2$ se le conoce como traslape.

Los saltos en los traslapes generalmente se adjudican a heterogeneidades de la resistividad cerca de uno o ambos electrodos de potencial, sobre las que no se tiene ningún control. La corrección de traslape se realiza para tener una variación suave de los datos de resistividad aparente. Ésta se lleva acabo desplazando los segmentos verticalmente hacia arriba o hacia abajo en las gráfica log-log, manteniendo fijo alguno de los segmentos. No existe consenso en cuál segmento mantener fijo, si el de aperturas más cortas, el de aperturas más largas o algún intermedio. En este trabajo se mantuvo fijo el segmento de $AB/2$ más corto. Para tomar en cuenta la magnitud de los saltos en los traslapes, se calculó la desviación estándar (en escala logarítmica) de las diferentes resistividades aparentes de un traslape y esta desviación fue asignada como incertidumbre en el valor correspondiente de resistividad aparente. Estas estimaciones de la incertidumbre en los datos son útiles en las inversiones del sondeo. En la figura 27a puede notarse que los datos en este sondeo tienen saltos intensos en varios de los traslapes, los cuales se transfieren en barras de error grandes en los datos corregidos.

Las figuras 27b y c muestran los datos observados (símbolos), los calculados del modelo invertido (línea roja continua) y el propio modelo de las inversiones individuales del SEV (Figura 27b con línea verde) y del sondeo TEM (Figura 27c, con línea azul). En las comparaciones entre respuestas se indican los errores medio cuadráticos normalizados definidos en el capítulo 2, por brevedad, llamados aquí como “ajustes”. En los modelos de estas figuras también se muestra con barras de error la estimación de la incertidumbre en las resistividades y en la profundidad de las interfaces. Cuando los extremos de estas barras están terminados con flechas significa que el error es muy grande, que sus extremos caen fuera del área de graficado. El modelo del SEV S301 consta de cinco capas, prácticamente todas ellas están mal resueltas porque las barras de error son grandes, inclusive la resistividad de la capa más profunda.

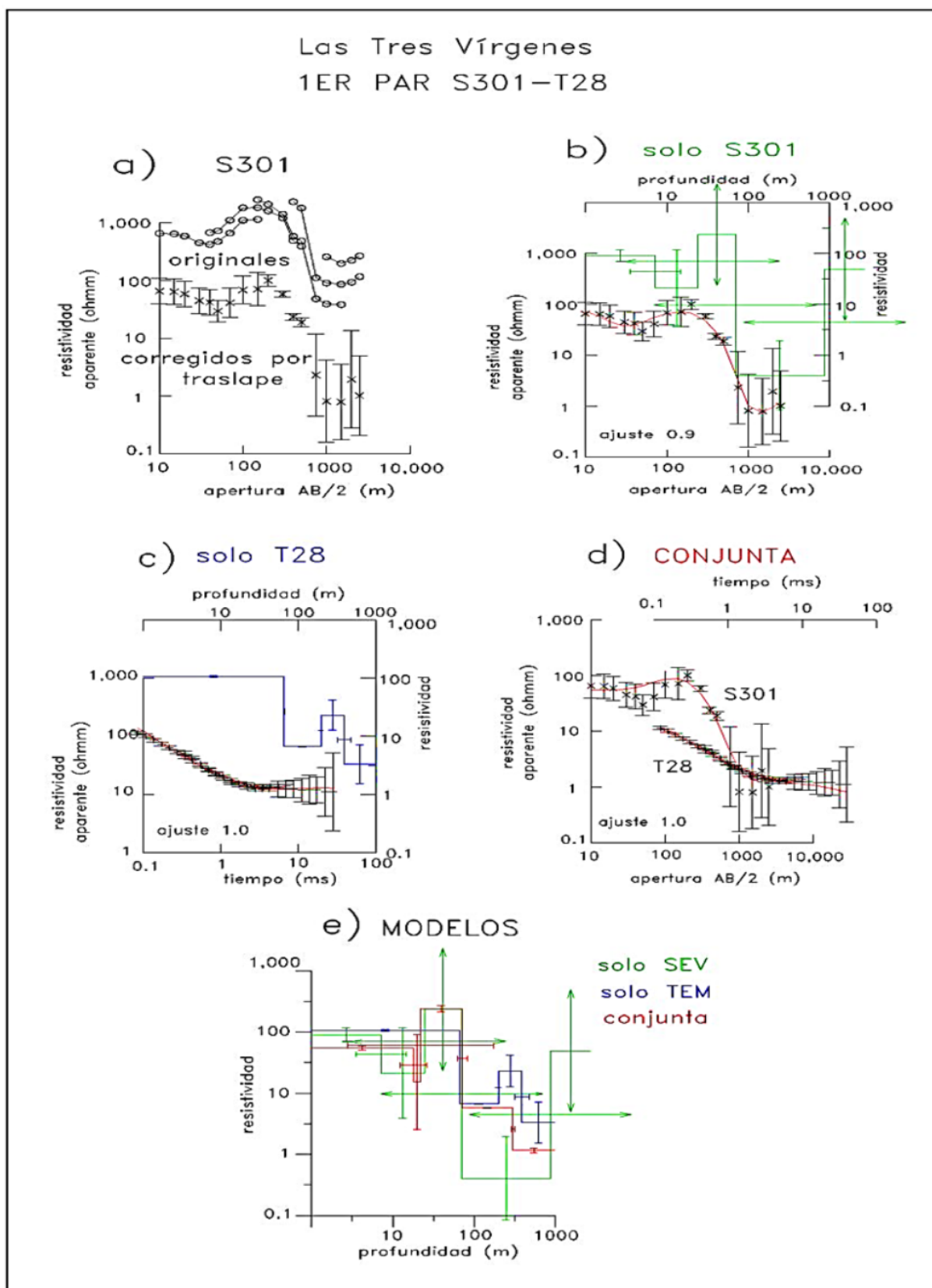


Figura 27. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S301-T28 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década hacia arriba) y corregidos del SEV S301. b) Inversión individual del S301, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T28, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

Estas bajas resoluciones son el producto de los errores intensos en los datos, aún cuando el error medio cuadrático de ajuste (rms) es cercano a la unidad. Los datos del TEM (T28) son de buena calidad, excepto en tiempos largos donde los datos tienen barras de error importantes. El modelo de este TEM es de cuatro capas, con errores de los parámetros de magnitud intermedia. Las barras de error de tiempos largos impiden afirmar la presencia de un sustrato resistivo, en contradicción de lo que sugiere el SEV.

El modelo de inversión conjunta se indica en la figura 27e con línea roja y los ajustes de este modelo con ambas respuestas en la figura 27d, también con líneas rojas. Una característica de este modelo son sus relativamente pequeñas barras de error en sus parámetros, con excepción de una capa delgada conductora somera que muestra problema de equivalencia. Debido a los errores altos en el SEV y en tiempos largos del TEM la inversión conjunta no confirmó la presencia de un basamento resistivo, sugerido por los dos últimos datos del SEV.

Segundo par, Tres Vírgenes, S503-T67

Estos dos sondeos están separados aproximadamente 120 m. La máxima apertura eléctrica AB/2 del sondeo S503 fue de 3 km. Los datos originales de este SEV se muestran en la figura 28a, notándose una mejor calidad de ellos ya que los saltos en los traslapes son significativamente menores a los de los sondeos del par anterior. Las inversiones individuales del S503 y T67 se muestran en las figuras 28b y c, respectivamente. Los ajustes de las respuestas de la inversión conjunta se indican en la figura 28d, mientras que los tres modelos de inversión se ilustran en la figura 28e. El error de ajuste del T67 fue adecuado (0.89), pero los ajustes no fueron ideales en la inversión del S503 y la conjunta, ya que los errores rms fueron 1.63 y 2.68.

El modelo del SEV tiene un problema de equivalencia en su tercera capa, manifestada por incertidumbres grandes en su espesor y resistividad (Figura 28b). Las incertidumbres del modelo TEM son pequeñas excepto en la resistividad de la última capa (Figura 28c). Los ajustes de las respuestas calculadas de la inversión conjunta (Figura 28d) no son óptimas; el SEV no ajustó bien al mínimo de la curva y el TEM tampoco lo hizo bien en tiempos largos. Una posible responsable de estos ajustes es una zona de alteración hidrotermal (llamada El Azufre) que aflora aproximadamente 250 m al NW de estos dos sondeos. La figura 29 muestra la posición relativa de ellos respecto a la zona de alteración, además del pozo de exploración LV-2 y del sondeo S106, el cual se analizará en el Anexo . Esta zona representaría un volumen conductor tridimensional no contemplado en nuestros modelos de capas horizontales. A

pesar de estos desajustes deficientes, las incertidumbres en el modelo de inversión conjunta resultaron pequeñas. La equivalencia en el conductor del SEV desapareció ayudada por el TEM. Adicionalmente, la incertidumbre en la resistividad profunda del TEM disminuyó ayudada por el SEV.

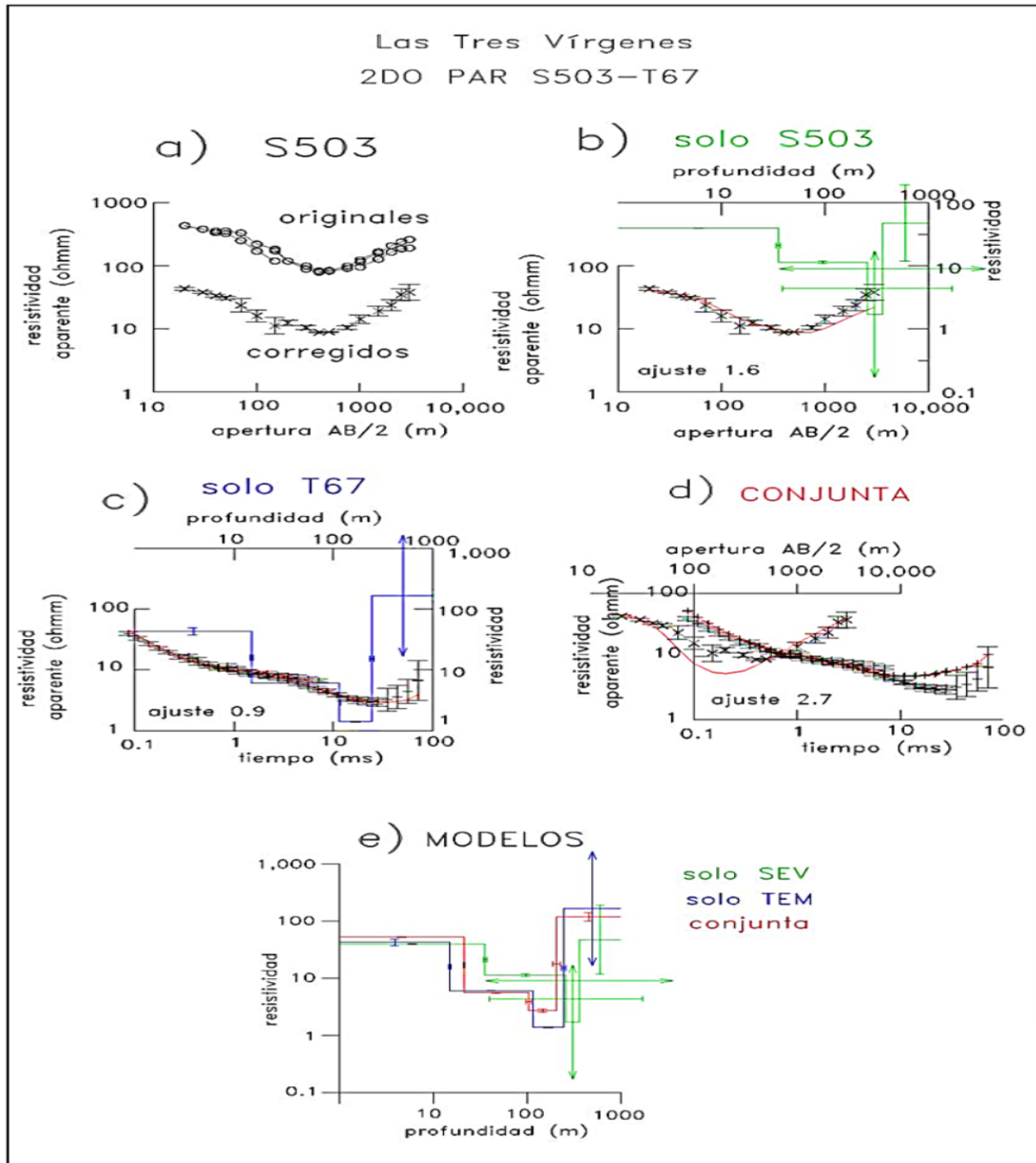


Figura 28. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S503-T67 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S503, b) Inversión individual del S503, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T67, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

Las capas de baja resistividad evidentes en estos sondeos, y de hecho en todos los sondeos de Las Tres Vírgenes, aunque no es el tema de esta tesis, probablemente sean producidas por material arcilloso de alteración hidrotermal, que en teoría puede situarse arriba del yacimiento geotérmico.

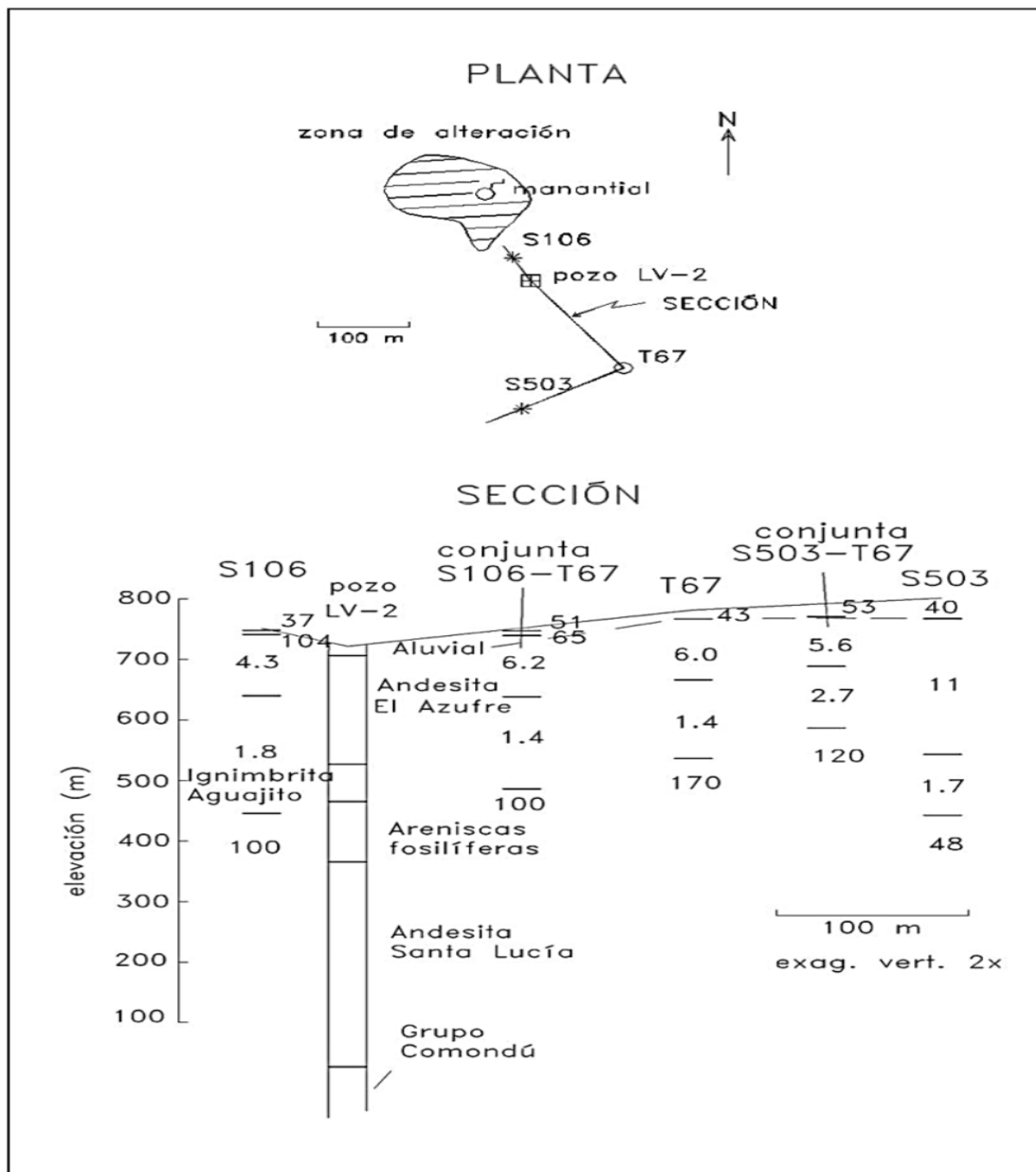


Figura 29. Acercamiento de los sondeos T67 y S503 a la manifestación hidrotermal El Azufre y de su halo de alteración. a) Vista en planta. Se incluye SEV S106, cuya inversión está incluida en el anexo A y el pozo de exploración LV-2, b) Modelos de capas de las inversiones individuales de los sondeos S106, T67 y S503, así como de los modelos de inversión conjunta. Se describe la columna litológica encontrada en el pozo LV-2

Tercer par, Tres Vírgenes, S303-T27

Estos dos sondeos están separados 210 m. Los saltos en los traslapes del S303 (Figura 30a) son relativamente pequeños. El ajuste entre datos observados y calculados del SEV (Figura 30b) es aceptable. (ajuste de 1.9); el modelo respectivo muestra una tercera capa pronunciadamente conductora con equivalencia en su conductancia, manifestadas por sus barras de error grandes en su resistividad y espesor. Los datos del TEM T72 (Figura 30c) son de buena calidad, el ajuste entre los datos de campo y el modelo invertido es bueno (ajuste de 1.0) y los parámetros del modelo muestran altas resoluciones con excepción de la resistividad de la última capa. A las respuestas de la inversión conjunta (Figura 30d) les faltó un mejor ajuste (ajuste de 2.2) en AB/2 cortos y tiempos tempranos en el SEV y TEM, respectivamente. A pesar de esto, el modelo conjunto (Figura 30e) resolvió el problema de equivalencia ayudado por los datos del TEM y mejoró la resolución de la última capa ayudado por el SEV.

4.2. Valle de Guaymas

Esta cuenca agrícola, ubicada en una región de clima semiárido, desde los años cincuenta del siglo pasado empezó a estar afectada de un problema de intrusión salina producto de la sobreexplotación de su agua subterránea. Actualmente la extensión de la intrusión salina alcanza al menos 24 km de la costa. Esta cuenca, conocida geológicamente como Graben de Empalme (Roldán-Quintana et al., 2004), está limitado por fallas normales de dirección N-S a lo largo de las Sierras de Santa Úrsula (flanco izquierdo de la Figura 31) y la Sierra El Bacatete al oriente. Una gruesa capa de arcilla separa al acuífero superior, de tipo libre, del inferior, de tipo confinado. El inferior pudiera contener agua todavía no contaminada por agua de mar. Un resumen de los aspectos hidrogeológicos se puede encontrar en Castillo et al. (2002). Con un estudio gravimétrico y perforaciones se estimó (Alvarez, 1991) que esta cuenca sedimentaria tiene un espesor máximo del orden de 800 m; en la zona donde están los pares de sondeos es de aproximadamente 700 m.

Los datos de los sondeos eléctricos fueron reportados por Herrera et al. (1984a) y Herrera et al. (1984b). Los sondeos electromagnéticos se midieron en 2004, como parte de una tesis doctoral del CICESE (Martínez Retama, 2007).

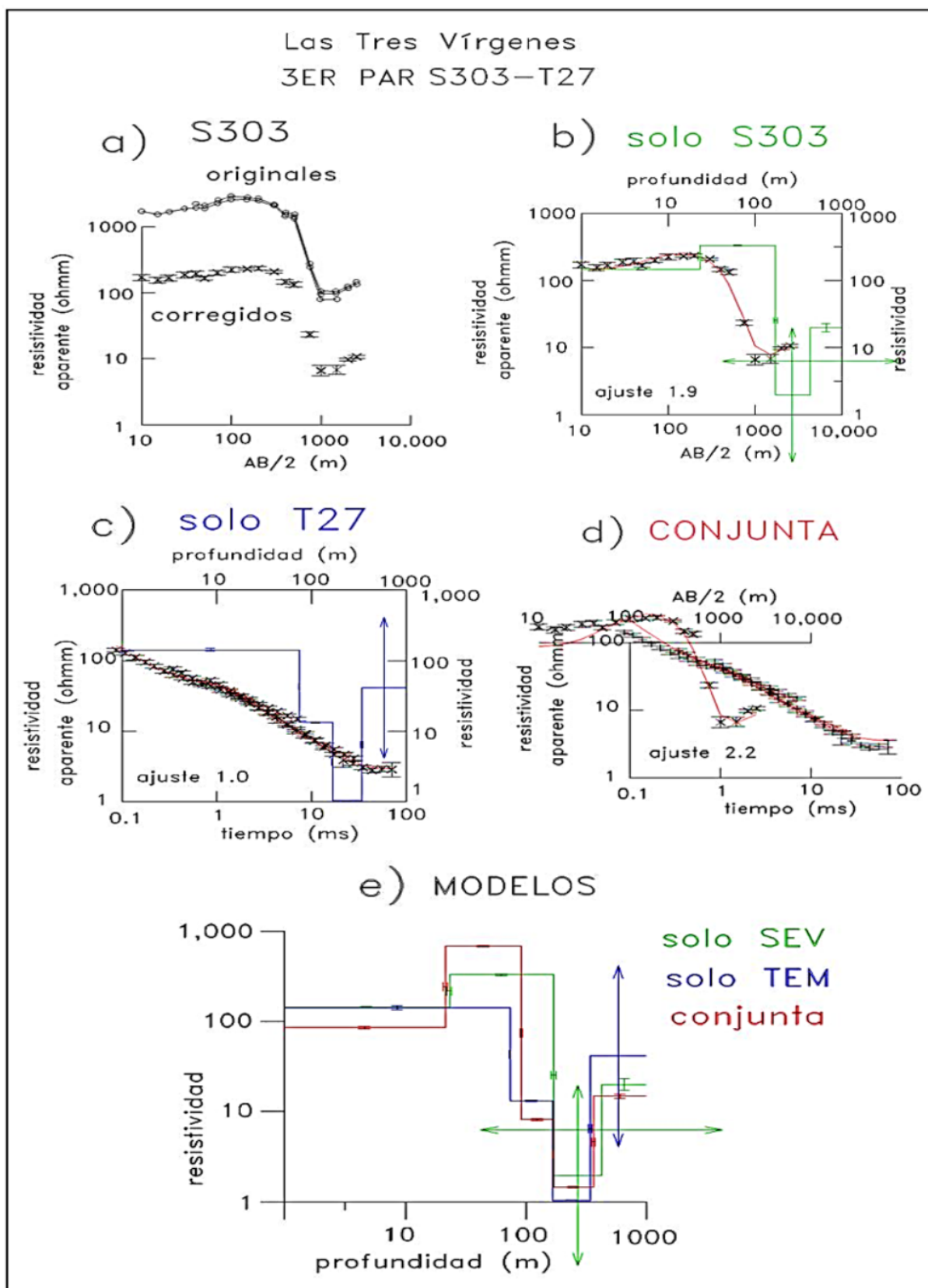


Figura 30. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S303-T27 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S303, b) Inversión individual del S303, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T27, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

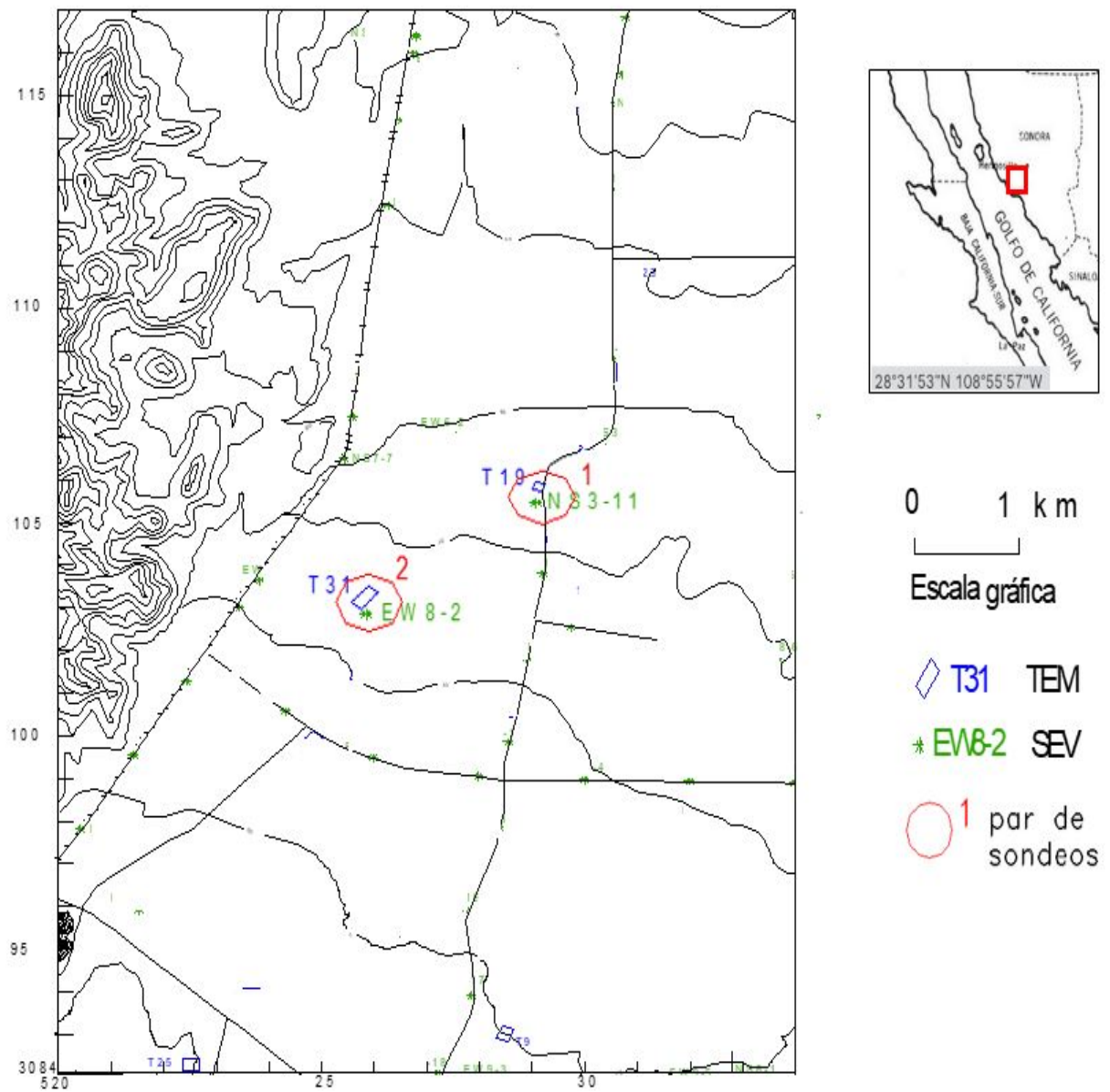


Figura 31. Mapa de la Cuenca de Guaymas. Contornos de elevación cada 10 m. En verde se muestra la localización de los SEV's y en azul los TEM's. Los pares de sondeos se muestran en círculos rojos.

Modificado de Martínez-Retama et al. (2007).

Primer par de Guaymas, NS3_11vsT19

Estos dos sondeos están separados 270 m (Figura 31). El SEV NS3_11 esta compuesto de 17 resistividades aparentes con aperturas AB/2 de 2.5 m a 1 km (Figura 32a). La respuesta calculada de la inversión de este sondeo reproduce adecuadamente los datos observados, con un error de ajuste de 1.7.

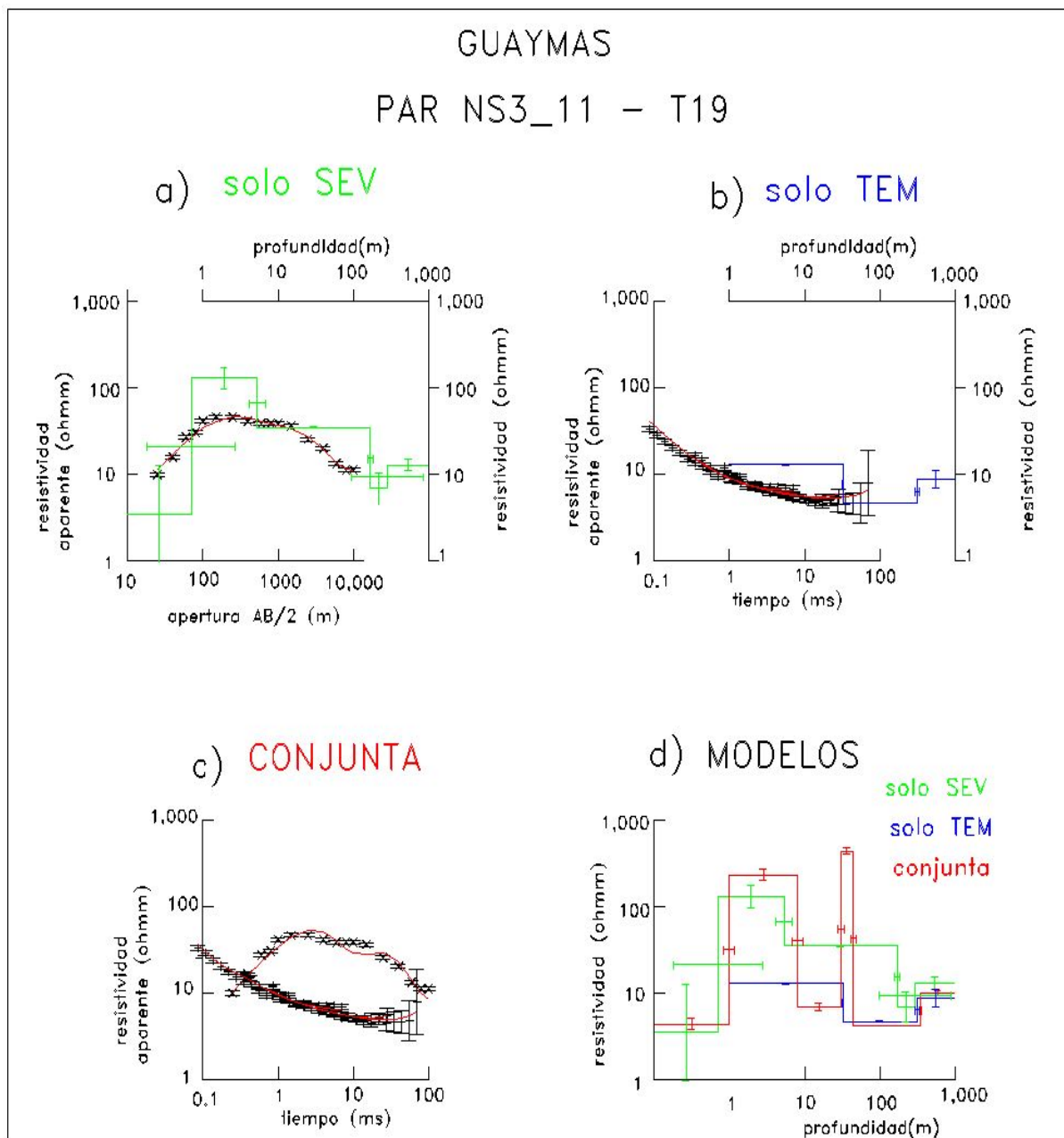


Figura 32. Primer par de Valle de Guaymas. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos NS3_11-T19. a) Inversión individual del SEV NS3_11, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, b) Inversión individual del TEM T19, c) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

El modelo invertido consta de cuatro capas, con incertidumbres grandes cerca de la superficie pero moderadas en profundidades mayores. Una espira de 150 por 150 m fue usada en el sondeo T19, estos datos son de buena calidad, excepto en los últimos cuatro tiempos (Figura 32b). El ajuste entre respuestas observada y calculada de la inversión es buena (error de ajuste de 1.2). El respectivo modelo invertido es de tres capas, con parámetros bien resueltos. En relación a la inversión conjunta, la Figura 32c muestra los ajustes entre respuestas. El ajuste del TEM es bueno pero el ajuste de los datos del SEV no lo es. El primer máximo de la curva calculada está desplazado hacia las aperturas mayores y el segundo máximo local no ajustó bien los datos observados. Esto ocasionó que el error de ajuste fuera 1.6. El modelo conjunto es de seis capas (Figura 32d) El desajuste en el SEV ocasionó que la tercera capa del SEV se transformara en una cuarta capa delgada en el modelo de la inversión conjunta. Hay una discrepancia notable en las profundidades al conductor; el SEV lo detecta a 170 m, el TEM en 32 m y el modelo conjunto lo hace a 44 m. El modelo de esta figura fue lo mejor que se pudo obtener después de muchos intentos. El segundo par del Valle de Guaymas, que se presenta en el Anexo , tiene un problema similar.

La intrusión salina es un probable candidato que puede explicar la incongruencia notable entre los datos de este par de sondeos. Es importante recordar que por lo menos hay 20 años de diferencia entre las fechas en que estos datos se adquirieron; los SEVs probablemente en 1983 y los TEMs en 2004. La figura 33a de Martínez Retama (2007), muestra las profundidades al nivel freático del acuífero superior en un lapso de 20 años, así como las concentraciones de Sólidos Totales Disueltos (STD en ppm) de los años 1982 y 2000 (Figura 33b). Debido a reducciones en el bombeo de agua subterránea impuestas por la autoridad, en este lapso hubo una recuperación del nivel freático, pero no con agua dulce, sino con el avance de la intrusión salina, como se puede observar en las altas concentraciones de STD en el año 2000. Como referencia, se indican en la figura la ubicación de los pares 1 y 2 de sondeos geofísicos.

De acuerdo con la Ley de Archie, relación empírica entre la resistividad de la roca (ρ_r) y la resistividad del fluido en sus poros (ρ_a), $\rho_r = F\rho_a$ (donde F es el factor de formación que depende de la porosidad y la cementación), hay una relación lineal entre la resistividad de la roca y la del fluido de los poros. La Figura 34 describe la variación de la resistividad de una solución con concentración variable de cloruro de sodio (1 g/l=1,000 ppm) y varias temperaturas después de Keller & Frischknecht (1966). Los pares 1 y 2 en 1982 tendrían una concentración de 400 ppm (0.4 g/l). En el año 2000 estarían en 500 y 1500 ppm (Figura 33b). Si suponemos que en cuatro años (del 2000 al 2004) el frente salino siguió avanzando, estos últimos valores serían mayores. En la Figura 34 se infiere que las resistividades a 20°C que tendría el agua en 0.4, 1.5 y 2 g/l son 15, 5 y 4 Ω m, esto es, una reducción de la resistividad por un factor aproximado de 4. La discrepancia principal entre los modelos del SEV y del TEM es: la segunda capa del

SEV tiene una resistividad de $35 \Omega\text{m}$ y está limitada por las profundidades de 5 a 170 m (32a), mientras que el TEM detectó una capa de $4.7 \Omega\text{m}$ a partir de la profundidad de 32 m (Figura 32b). Si dividimos la resistividad de $35 \Omega\text{m}$ del SEV entre el factor estimado por el aumento de concentración, obtenemos una resistividad del orden de $8 \Omega\text{m}$, que no es la misma que el valor de $4-7 \Omega\text{m}$ del TEM, pero al menos ya hay una congruencia cualitativa que explica la discrepancia original entre los dos sondeos.

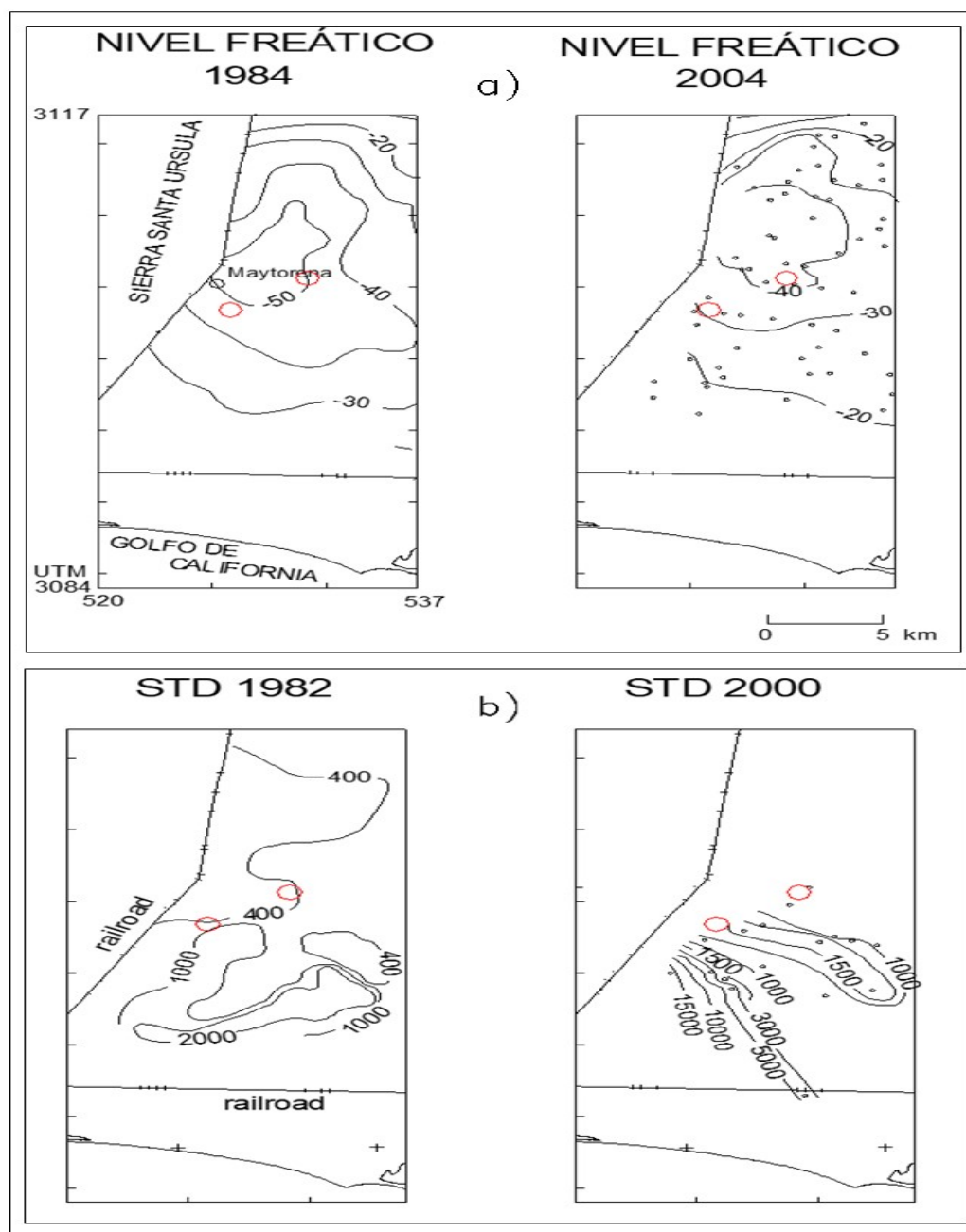


Figura 33. a) Contornos de elevación respecto al nivel del mar (en metros) del nivel freático en los años de 1984 y 2004, b) Contornos de STD (Sólidos Totales Disueltos) en partes por millón (ppm) en los años de 1982 y 2000 (modificado de Martínez Retama (2007), con datos de Ríos & Ferrer (2000), Canales et al. (2000) y la Comisión Nacional del Agua). En círculos rojos se indica la ubicación de los pares de sondeos analizados.

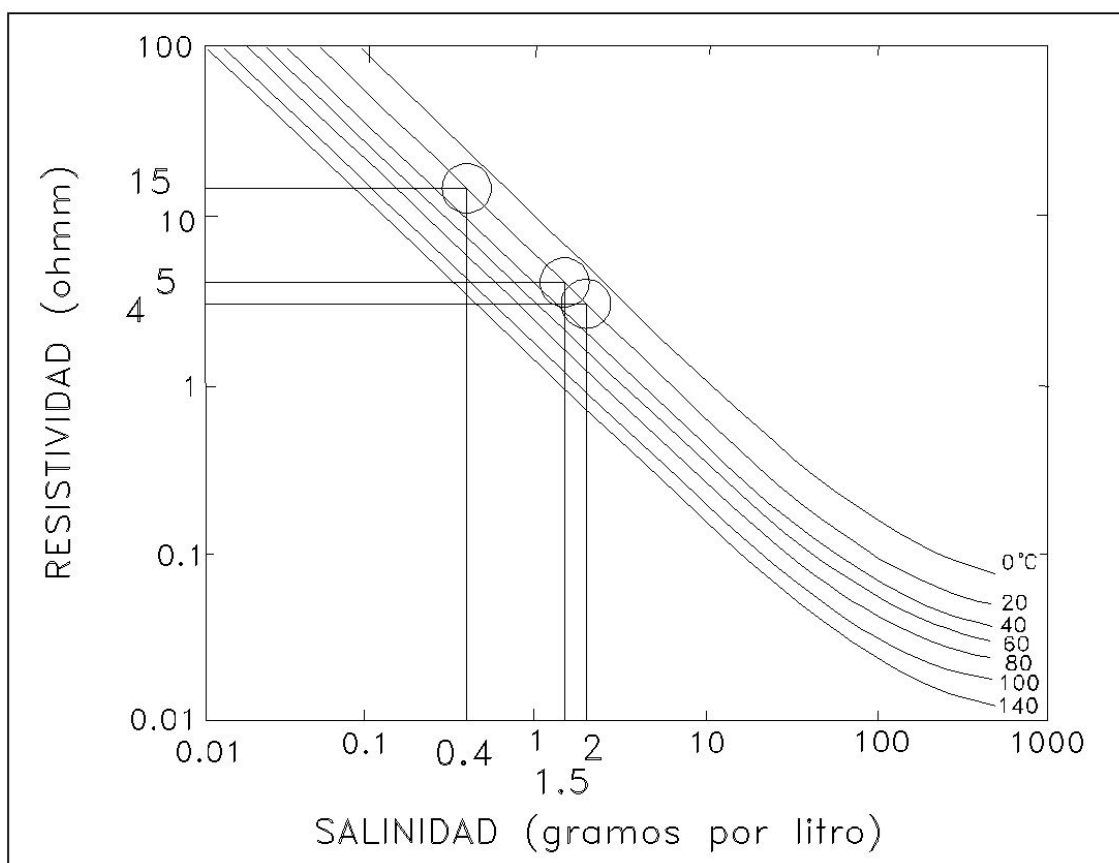


Figura 34. Variación de la resistividad de una variación con concentración variable de cloruro de sodio (en gramos/litro) y diferentes temperaturas (tomado de Keller & Frischknecht (1966)). Se indican las resistividades en concentraciones de 0.4, 1.5 y 2 g/l.

Capítulo 5. Discusiones y Conclusiones

En el capítulo 3 se realizaron simulaciones numéricas para ilustrar las respuestas en tres rangos de profundidad: somera, intermedia y profunda. En profundidades someras y altas se evaluó con la cercanía entre los parámetros de modelos invertidos respecto a los de un modelo verdadero, usando una serie de modelos iniciales diferentes al verdadero, todos ellos de dos capas.

Para las profundidades someras del SEV se usaron 10 resistividades aparentes, con aperturas $AB/2$ de 18 m a 240 m, con 10 valores por década. La apertura inicial de 18 m parece alta pues generalmente en las prácticas este valor es de 1 o 2 m. Los resultados que aquí se obtuvieron y que se detallan abajo son independientes de cuál es el valor absoluto de la apertura inicial. Como segundo comentario, las aperturas mayores a 100 m parecen excesivas para los espesores de 10 o 20 m que se analizaron; esto fue hecho a propósito para evitar que la resistividad de la segunda capa interviniera en el análisis de la resolución del espesor y resistividad de la primera capa.

En relación a los datos del método TEM se usaron 20 resistividades aparentes de 87 microsegundos a 7 milisegundos, con el arreglo de bobina central usando una espira de 150×150 m con el equipo Geonics TEM57. Aunque existen otros equipos comerciales que investigan profundidades más someras, como el NanoTEM de la compañía Zonge, se escogió el TEM57 simplemente porque es el que se ha usado en levantamientos de campo.

Para las profundidades someras se usaron dos modelos con secuencias de resistividad diferentes: conductor-resistivo con resistividades de 10 y $100 \Omega\text{m}$ para la primera y segunda capa, respectivamente y resistivo-conductor con resistividades de 1000 y $100 \Omega\text{m}$, es decir, con contrastes de 10 y 0.1. Obviamente, el número de posibles resistividades que se pueden manejar es enorme. Sin embargo, estos valores pueden considerarse como representativo de resistividades reales que se pueden encontrar en la práctica. En este rango de profundidades se propusieron varios espesores de la primera capa. El objetivo del experimento se planteó como encontrar el espesor mínimo de la primera capa para que la primera resistividad y el espesor estuvieran bien resueltos. Los resultados fueron los siguientes:

- a) Método SEV, modelo conductor-resistivo. El espesor mínimo debe ser aproximadamente igual a la mínima apertura eléctrica $AB/2$.
- b) Método SEV, modelo resistivo-conductor. El espesor mínimo es aproximadamente igual al 75 % de la mínima apertura $AB/2$.
- c) Método TEM, modelo conductor-resistivo. Espesor mínimo debe ser de aproximadamente 30 m.

- d) Método TEM, modelo resistivo-conductor. Espesor mínimo de aproximadamente 100 m, pero solo el espesor está bien resuelto, mas no la resistividad.

Para entender mejor las consecuencias del caso de SEV, consideremos que tenemos un sondeo en donde la primera separación $AB/2$ es de 2 m sobre un medio de dos capas con un primer espesor de 1 m. De la forma de la curva de resistividad aparente será obvio que hay una primera capa con un espesor pequeño, pero no será posible estimar con buena resolución ni su espesor ni la primera resistividad. Para estimarlos con buena resolución el espesor deberá ser al menos de 2 m si la primera capa es conductora y de al menos 1.5 m si la primera capa es resistiva.

En profundidades intermedias se usaron modelos de tres capas, tomando la capa intermedia como la de interés en el análisis de resolución, usando las comparaciones presentadas por Fitterman et al. (1988). El análisis de los dos tipos de sondeos se enfocó en que esta capa fuera delgada ya sea conductora o resistiva respecto a las capas que la rodean. En el caso de la capa delgada y conductora se mostró que ambos métodos sufren del problema de equivalencia en la conductancia de la capa, es decir, que hay muchas combinaciones de resistividad y espesor de la capa con relaciones parecidas de espesor/resistividad (conductancia) que producen prácticamente la misma respuesta de resistividad aparente. Sin embargo, el sondeo TEM está menos afectado por este problema.

Dos series de modelos fueron analizados en el caso de una capa delgada y resistiva. En el primero (Figura 23) se calcularon las respuestas de siete modelos que tienen la misma resistencia transversal (el producto de resistividad por espesor), mostrando que muchas de estas respuestas son muy parecidas, tanto para los SEV's como para los TEM's, resultado de un problema de equivalencia de la resistencia transversal de esta capa. En este ejercicio se nota que los TEM's están ligeramente menos afectados que los SEV's. En la segunda serie de modelos (Figura 24) se varió sólo la resistividad de una capa delgada en siete instancias. Todas las curvas de SEV resultaron claramente separadas, mientras que las de TEM sí muestran un cambio de forma en las curvas pero todas ellas son prácticamente iguales. Esto sugiere que la resolución de la resistividad de capas delgadas resistivas es muy pobre con los sondeos electromagnéticos.

En profundidades grandes se volvió a usar el modelo de dos capas con dos secuencias de resistividad: $[10, 100 \Omega\text{m}]$ y $[100, 10 \Omega\text{m}]$ y dos profundidades a la interface entre capas: 400 y 700 m, además de dos aperturas máximas $AB/2$ de 1 y 1.8 km. Cuando la segunda capa es resistiva la resolución del TEM es deficiente, evidente esto con el modelo $[10, 100 \Omega\text{m}]$ 400 m. En contraste, en el modelo $[100, 10 \Omega\text{m}]$ 700 m tanto el espesor como la resistividad de la segunda capa están bien resueltos, aun cuando el

espesor es mucho mayor que el primer caso. Esto demuestra el limitado poder resolutivo de los TEM's en presencia de medios resistivos. En relación con los SEV's, las resoluciones en el modelo [10, 100] 400 m con $AB/2$ máxima de 1 km son similares, al menos cualitativamente, con las obtenidas con TEM en el mismo modelo. La relación 400 m/ 1000 m es similar a la relación del PIC (Profundidad de Investigación Característica), por lo que la resolución de ambos métodos es similar. En el modelo [100, 10] 700 m el TEM tiene un mejor comportamiento en términos de resolución.

En total se realizaron inversiones conjuntas en siete pares de sondeos de Las Tres Vírgenes y el Valle de Guaymas (cinco en la primera zona, dos en la segunda). En general, hay buenas concordancias entre los modelos de las inversiones individuales de los dos métodos y la inversión conjunta en los pares de las Tres Vírgenes. Más adelante se discuten las inversiones del Valle de Guaymas. Los siguientes son rasgos observados en los datos y modelos de los siete pares de sondeos analizados:

En dos pares (1° y 5° de Tres Vírgenes) los datos de resistividad aparente mostraron saltos intensos en los empalmes, que produjeron errores importantes en los datos, los cuales a su vez resultaron en incertidumbres grandes en los modelos invertidos de estos SEV's. En contraste, los sondeos electromagnéticos no mostraron esta dispersión en tiempos cortos.

En tres pares (1°, 2° y 5° de Tres Vírgenes) los datos de los sondeos electromagnéticos tienen una dispersión importante en los tiempos más largos, esto a pesar de que estos voltajes resultaron de apilar en el campo al menos diez registros con máxima ganancia y lapsos largos de apilamiento. Esta dispersión, asociada al ruido electromagnético natural, tiene como consecuencia incertidumbres grandes en la resistividad más profunda invertida de los TEM's.

Una situación interesante se presentó con los modelos de los sondeos S503, S106 y T67 de Las Tres Vírgenes. Todos ellos están cerca de una zona de alteración hidrotermal y forman parte del 2° y 5° par. Esta zona representa heterogeneidades de la resistividad particularmente en profundidades pequeñas. Los ajustes individuales de las respuestas fueron adecuados, pero no los del modelo de inversión conjunta. Específicamente, los ajustes de los SEV's no fueron ideales. En la práctica del método Magnetotelúrico es bien sabido que las heterogeneidades someras afectan más a las mediciones de campo eléctrico (como ocurre en el SEV) que cuando se mide el campo magnético (como ocurre en el TEM). Entonces, los resultados de estos dos pares pueden considerarse un ejemplo real de lo anterior.

Como era de esperarse, la estructura somera de resistividad fue definida mejor en la inversión de los sondeos eléctricos que en la de los electromagnéticos. Las profundidades a la primera interface estimada de los seis TEM's (el T67 se repite en los pares 2 y 5 de las Tres Vírgenes) son: 74, 66, 54, 32, 15 y 10

m. Hay una clara tendencia a que las profundidades mayores estén asociadas con una resistividad alta de la primera capa (por ejemplo, 74 m con $140 \Omega\text{m}$) y las profundidades bajas con una primera capa conductora (por ejemplo, 10 m con $9.3 \Omega\text{m}$). Esto concuerda con lo ilustrado en el capítulo 3 al analizar la resolución de la estructura somera.

En cuatro pares (1° , 2° , 3° y 5° de las Tres Vírgenes) los modelos invertidos de los sondeos eléctricos resultaron con problemas de equivalencia en alguna capa conductora, manifestados con incertidumbres grandes tanto en resistividad como en el espesor de la capa. En contraste, las respectivas capas en las inversiones de TEM no presentaron este problema.

Cuando la resistividad de la capa profunda es relativamente alta su incertidumbre en los sondeos electromagnéticos es alta. Las resistividades profundas de los SEV's en algunas ocasiones ayudan a disminuir estas incertidumbres en los modelos conjuntos. En cambio, cuando esta resistividad es baja (por ejemplo, 0.8% de $4.2 \Omega\text{m}$ en el T31 del segundo par de Guaymas) la respectiva resolución es alta. Esto concuerda con los resultados de los análisis de dos capas en profundidades altas presentados en el capítulo 3.

Comparando los dos métodos, no se puede afirmar que uno de ellos sea superior al otro. En varios pares se complementan en algunos aspectos. Por ejemplo, los SEV's son sensibles a cambios de resistividad somera, los TEM's no. Generalmente los TEM's rinden menores incertidumbres en los parámetros y el problema de equivalencia en capas delgadas es menos intenso. Así mismo, con los sondeos electromagnéticos la resolución del sustrato resistivo es pobre, mientras que los sondeos de resistividad tienden a incrementar tal resolución. La inversión conjunta aprovecha las fortalezas de alguno de ellos para producir mejores resoluciones de los parámetros. Desde el punto de vista práctico el sondeo electromagnético es más económico pues un sondeo con espira de 150 por 150 m se puede realizar en 2 o 3 horas, mientras que un sondeo de resistividad con un AB/2 máximo de 1500 m posiblemente se termine en un día completo.

Respecto a las inversiones de sondeos del Valle de Guaymas, aunque se analizaron cinco pares, solo se presentan dos de ellos en esta tesis. Esto se debe a que los ajustes de las respuestas calculadas de las inversiones conjuntas distaron mucho de ser buenos en todos ellos. Así mismo, los modelos conjuntos tienen diferencias importantes con los modelos de las inversiones individuales. Se intentaron muchos modelos iniciales de inversión sin resultados adecuados, conduciendo a sospechar incongruencias importantes en los datos. Casualmente se notó la diferencia de 21 años entre las adquisiciones de estos sondeos y del avance importante de la intrusión de agua salada en este lapso de tiempo. Es muy probable que cuando se adquirieron los sondeos electromagnéticos el mayor contenido de sales de la intrusión haya disminuido la resistividad del acuífero. Con esta hipótesis la concordancia entre los modelos individuales

de los SEV's y los TEM's aumenta significativamente.

5.1. Conclusiones

Se estimó que en una secuencia de capas conductora-resistiva, para que la resistividad y el espesor de la primera capa estén bien resueltas, el espesor al menos debe ser igual a la apertura electródica $AB/2$ más pequeña. Cuando la secuencia es resistivo-conductor, el espesor debe ser al menos 75 % de la apertura más pequeña.

El programa de inversión conjunta trabajó adecuadamente tanto con los datos sintéticos como con datos reales de campo. En estos últimos hubo mejoras sustanciales en la resolución de resistividades y espesores de la que adolecían algunas inversiones individuales. En este sentido, las dos técnicas geofísicas son complementarias.

Un concepto bien conocido en la comunidad geofísica es que los métodos electromagnéticos son más resolutivos en medios conductores. Los resultados de los análisis en las profundidades someras, intermedia y profunda más la aplicación a datos reales confirman lo anterior.

Con los datos de Las Tres Vírgenes dos sondeos de resistividad ilustraron cómo afecta negativamente del ruido representado por heterogeneidades superficiales a las resistividades aparentes y a la inversión de ellas. En los sondeos electromagnéticos la dispersión de los datos se concentra en los tiempos más largos, afectando esto a la resolución de la estructura eléctrica profunda.

En las inversiones del Valle de Guaymas los resultados fueron negativos pues las respuestas de los modelos conjuntos no ajustan bien los datos de los dos tipos de sondeos. Esta incongruencia entre datos se puede solventar si se considera la disminución de la resistividad del subsuelo producto del avance de la intrusión salina de agua marina, asociado a los 21 años de diferencia entre las dos fechas de adquisición de datos.

Literatura citada

- Alvarez, R. (1991). Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration*, 27(1-2), 1–24. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(91\)90010-A](https://doi.org/10.1016/0016-7142(91)90010-A).
- Anderson, W. L. (1975). Improved digital filters for evaluating fourier and Hankel transform integrals. US Geological Survey.
- Anderson, W. L. (1979). Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44(7), 1287–1305. <https://doi.org/10.1190/1.1441007>.
- Auken, E., Pellerin, L., & Sørensen, K. I. (2001). Mutually constrained inversion (MCI) of electrical and electromagnetic data. In *SEG Annual Meeting*, volume 20. OnePetro. <https://doi.org/10.1190/1.1816378>.
- Ballina, H. & Herrera, F. (1985). Estudios geofísicos en la zona geotérmica de Tres Vírgenes. *BCS, Geotermia*, 1(1), 21–43.
- Birruga, E. (1989). Integración de estudios, Tres vírgenes. BCS Reporte Interno 8/89, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, CFE.
- Bortolozo, C. A., Porsani, J. L., dos Santos, F. A. M., & Almeida, E. R. (2015). VES/TEM 1D joint inversion by using controlled random search (CRS) algorithm. *Journal of Applied Geophysics*, 112, 157–174. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.11.014>.
- Canales, A., González, R., Garatuza, J., Encinas, D., Díaz, S., Esquer, N., Ruelas, M., Flores, A., Osorio, F., Gutiérrez, M., et al. (2000). Estudio de disponibilidad y actualización hidrogeológica en los acuíferos de los valles de: El yaqui. *El Mayo, Boca Abierta y Guaymas, Sonora, Reporte del Instituto Tecnológico de Sonora de la Comisión Nacional del Agua*.
- Castillo, J., Morales, M., Vega, E., Ríos, M., Muñoz, G., Sandoval, R., Rodríguez, J., Martínez, S., Ibarra, R., & Borgo, G. (2002). Disponibilidad y planeación del recurso agua en el municipio de empalme. *Sonora, Reporte de la Universidad de Sonora to SIMAC-CONACYT*.
- Cheng, J., Li, F., Peng, S., Sun, X., Zheng, J., & Jia, J. (2015). Joint inversion of tem and dc in roadway advanced detection based on particle swarm optimization. *Journal of Applied geophysics*, 123, 30–35. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.09.008>.
- Christensen, N. B. (2000). Difficulties in determining electrical anisotropy in subsurface investigations [link]. *Geophysical Prospecting*, 48(1), 1–19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2000.00174.x>.
- Cumming, W. & Mackie, R. (2010). Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history. In *Proceedings World Geothermal Congress*, 25–29. Bali, Indonesia. <https://doi.org/54902272>.
- Edwards, L. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42(5), 1020–1036. <https://doi.org/10.1190/1.1440762>.
- Feria Rodríguez, D. (2015). Estudio de técnicas electromagnéticas de prospección del subsuelo. [Tesis de Licenciatura, Universidad Politécnica de Catalunya].
- Fitterman, D. V. & Anderson, W. L. (1987). Effect of transmitter turn-off time on transient soundings. *Geoexploration*, 24(2), 131–146. [https://doi.org/0.1016/0016-7142\(87\)90087-1](https://doi.org/0.1016/0016-7142(87)90087-1).

- Fitterman, D. V., Meekes, J., & Ritsema, I. (1988). *Equivalence behavior of three electrical sounding methods as applied to hydrogeological problems*. 50th Meeting EAEG.
- Flores, C. (2003). Mapping upflow zones with the anomalous geometry of a shallow conductor at the Las Tres Vírgenes geothermal field, México. *Geothermal Resources Council Transactions*, 27.
- Flores, C. & Velasco, N. (1998). A comparative analysis between transient electromagnetic soundings and resistivity soundings in the Tres Vírgenes geothermal zone, Mexico. *Geofísica Internacional*, 37(3), 183–199. <https://doi.org/568/56837304>.
- Ghosh, D. (1971). Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, 19(4), 769–775. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00915.x>.
- Guptasarma, D. (1982). Optimization of short digital linear filters for increased accuracy. *Geophysical Prospecting*, 30(4), 501–514. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1982.tb01320.x>.
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Canchola Félix, I., Romo-Jones, J. M., & Quijano-León, J. L. (2020). Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. In *Proceedings World Geothermal Congress*, volume 466, 1–13. <https://doi.org/2020/01004>.
- Herrera, I., Rodríguez, R., Campos, G. Ortega, A., & Medina, R. (1984b). Anexo de la ampliación al estudio geofísico del valle de guaymas. *Sonora, Reporte del Instituto de Geofísica, UNAM a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos*, 102.
- Herrera, I., Rodríguez, R., Lima, E., González, T., Alvarez, R., Del Río, L., Niedzielsky, H., & Ortega, A. (1984a). Ampliación al estudio geofísico del valle de guaymas. *Sonora, Reporte del Instituto de Geofísica, UNAM a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos*.
- Johansen, H. (1975). An interactive computer/graphic-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, 23(3), 449–458. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1975.tb01541.x>.
- Jupp, D. & Vozoff, K. (1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International*, 42(3), 957–976. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb06461.x>.
- Keller, G. V. & Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press.
- López-Hernández, A., Garcia-Estrada, G., & Arellano Guadarrama, F. (1994). Geological and geophysical studies at las tres vírgenes, bcs, mexico, geothermal zone. *Transactions-Geothermal Resources Council*, 18, 275–280.
- Martínez Retama, S. (2007). Modelo geoelectrico del acuífero del valle de guaymas y su intrusión salina usando sondeos electromagnéticos transitorios. [Tesis de Doctorado en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.].
- Martínez-Retama, S., Flores, C., & Castillo-Gurrola, J. (2007). Saline intrusion in guaymas valley, mexico from time-domain electromagnetic soundings. *Geofísica internacional*, 46(3), 175–198. <https://doi.org/ISSN0016-7169>.
- McNeill, J. (1994). *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding*. Technical Note, Geonics Ltd.

- Monteiro, F. A. S. & El-Kaliouby, H. M. (2010). Comparative study of local versus global methods for 1d joint inversion of direct current resistivity and time-domain electromagnetic data. *Near Surface Geophysics*, 8(2), 135–143. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009056>.
- Navarro, R. (2006). Aplicación de pruebas electromagnéticas en el dominio de tiempo (tdem) para caracterización de recursos hídricos en Venezuela. [Tesis de Doctorado, Universidad Simón Bolívar Barranquilla, Colombia].
- Newman, G. A., Hohmann, G. W., & Anderson, W. L. (1986). Transient electromagnetic response of a three-dimensional body in a layered earth. *Geophysics*, 51(8), 1608–1627. <https://doi.org/10.1190/1.1442212>.
- Nigro, J. & Perdomo, S. (2017). Desarrollo de software de inversión de datos 1d para sondeos eléctricos verticales schlumberger. In *XXVIII Reunión Científica de la AAGG y III Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (La Plata, 2017)*, 53–57. <https://doi.org/ISBN978-950-34-1471-2>.
- O'Neill, D. & Merrick, N. (1984). A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array. *Geophysical Prospecting*, 32(1), 105–123. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1984.tb00720.x>.
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica*. Paraninfo.
- Poddar, M. (1982). A rectangular loop source of current on a two-layered earth. *Geophysical prospecting*, 30(1), 101–114. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1982.tb00416.x>.
- Raiche, A., Jupp, D., Rutter, H., & Vozoff, K. (1985). The joint use of coincident loop transient electromagnetic and schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50(10), 1618–1627. <https://doi.org/10.1190/1.1441851>.
- Ríos, J. & Ferrer, R. (2000). Estudio Hidrogeoquímico del Valle de Guaymas, Sonora. [Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora].
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., & Lozano-Santacruz, R. (2004). El graben de empalme, sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 320–334. <https://doi.org/572/57221302>.
- Romo, J., Flores, C., Vega, R., Esparza, F., & Gómez, E. (1994). Estudio magnetotélúrico en el área geotérmica tres vírgenes-aguajito, bcs: Informe de interpretación. *Reporte Técnico, Contrato CLS-GPG-4003-94/CFE-CICESE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos*.
- Roy, A. & Apparao, A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36(5), 943–959. <https://doi.org/10.1190/1.1440226>.
- Sandberg, S. K. (1993). Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations 1. *Geophysical Prospecting*, 41(2), 207–227. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1993.tb00866.x>.
- Sharma, S. & Kaikkonen, P. (1999). Appraisal of equivalence and suppression problems in 1d em and dc measurements using global optimization and joint inversion. *Geophysical prospecting*, 47(2), 219–249. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1999.00121.x>.

- Sharma, S. & Verma, S. (2011). Solutions of the inherent problem of the equivalence in direct current resistivity and electromagnetic methods through global optimization and joint inversion by successive refinement of model space. *Geophysical Prospecting*, 59(4), 760–776. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.00952.x>.
- Simms, J. E. & Morgan, F. D. (1992). Comparison of four least-squares inversion schemes for studying equivalence in one-dimensional resistivity interpretation. *Geophysics*, 57(10), 1282–1293. <https://doi.org/10.1190/1.1443196>.
- Spies, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54(7), 872–888. <https://doi.org/10.1190/1.1442716>.
- Stoyer, C. (1990). Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation1. *Geophysical prospecting*, 38(1), 87–99. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01835.x>.
- Technologie, M. (2018). Servicios Geológicos de Registros Geofísicos. <https://www.sergeolog.com/sondeo-electrico-vertical/>.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Santoyo, E., González-Partida, E., Torres-Alvarado, I. S., & Tello-Hinojosa, E. (2006). Fluid chemistry and temperatures prior to exploitation at the las tres vírgenes geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 35(2), 156–180. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.02.002>.
- Ward, S. & Hohmann, G. (1987). Electromagnetic methods in applied geophysics, volume 1 of investigations in geophysics, chapter 4 electromagnetic theory for geophysical applications. *Society of Exploration Geophysicists*, 1, 531. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.fm>.
- Yang, C.-H., Tong, L.-T., & Huang, C.-F. (1999). Combined application of dc and TEM to sea-water intrusion mapping. *Geophysics*, 64(2), 417–425. <https://doi.org/10.1190/1.1444546>.

Anexos

Aquí se incluye el análisis de dos pares adicionales de Las Tres Vírgenes y uno más de Valle de Guaymas.

Cuarto par, Tres Vírgenes, S117-T84

Entre los dos sondeos existe una separación de 210 m, sus ubicaciones se indican en el mapa de la figura 26. Los saltos en los traslapes del SEV S117 son pequeños excepto en el mínimo de la curva de resistividades aparente (Figura 35a). Los ajustes de las respuestas de las inversiones individuales (Figuras 35b y c) y de la inversión conjunta (Figura 35d) fueron aceptables; los respectivos errores de ajuste fueron 1.3 (SEV), 0.6 (TEM) y 1.1 (conjunto). La profundidad de la primera interface el T84 la detectó en 55 m, este no ve la estructura más somera que el SEV sí pudo estimar. Ambos modelos de las inversiones individuales son de cuatro capas, teniendo incertidumbres moderadas en los parámetros. El modelo de la inversión conjunta (Figura 35e) es similar a los de las inversiones individuales, con una mejora general en las magnitudes de las incertidumbres, tal que ambos métodos contribuyeron en forma positiva al modelo conjunto.

Quinto par, Tres Vírgenes, S106-T67

La distancia que separa estos dos sondeos es de 260 m. Este par es complementario con el segundo par del Capítulo 4, pues en ambos está incluido el sondeo T67 y los dos están cerca de una manifestación hidrotermal y zona de alteración (véase la Figura 26). Los datos originales del SEV S106 (Figura 36a) están caracterizados por saltos notables en algunos traslapes, así como irregularidades en cambios de las aperturas $AB/2$. Muy probablemente los responsables de estos rasgos son heterogeneidades tridimensionales de la resistividad del subsuelo asociadas a la zona de alteración hidrotermal. Este ruido produjo que el ajuste entre respuestas observadas y calculadas sea deficiente (error de ajuste de 2.8) ya que no es posible reproducir datos tan irregulares con un modelo de capas. En consecuencia, el modelo de cinco capas tiene incertidumbres grandes (Figura 36b). Los datos de T67 muestran cierta dispersión en los tiempos más largos; pero el ajuste con la respuesta calculada (Figura 36c) es bueno (error de ajuste de 0.9). Es conocido en la práctica geofísica que las heterogeneidades someras de resistividad afectan menos a mediciones del campo magnético, como es el caso de los TEM's. A pesar del ruido que afecta al SEV los tres modelos (Figura 36e) son similares. El modelo de la inversión conjunta muestra una reducción importante de las incertidumbres de los parámetros (Figura 36d).

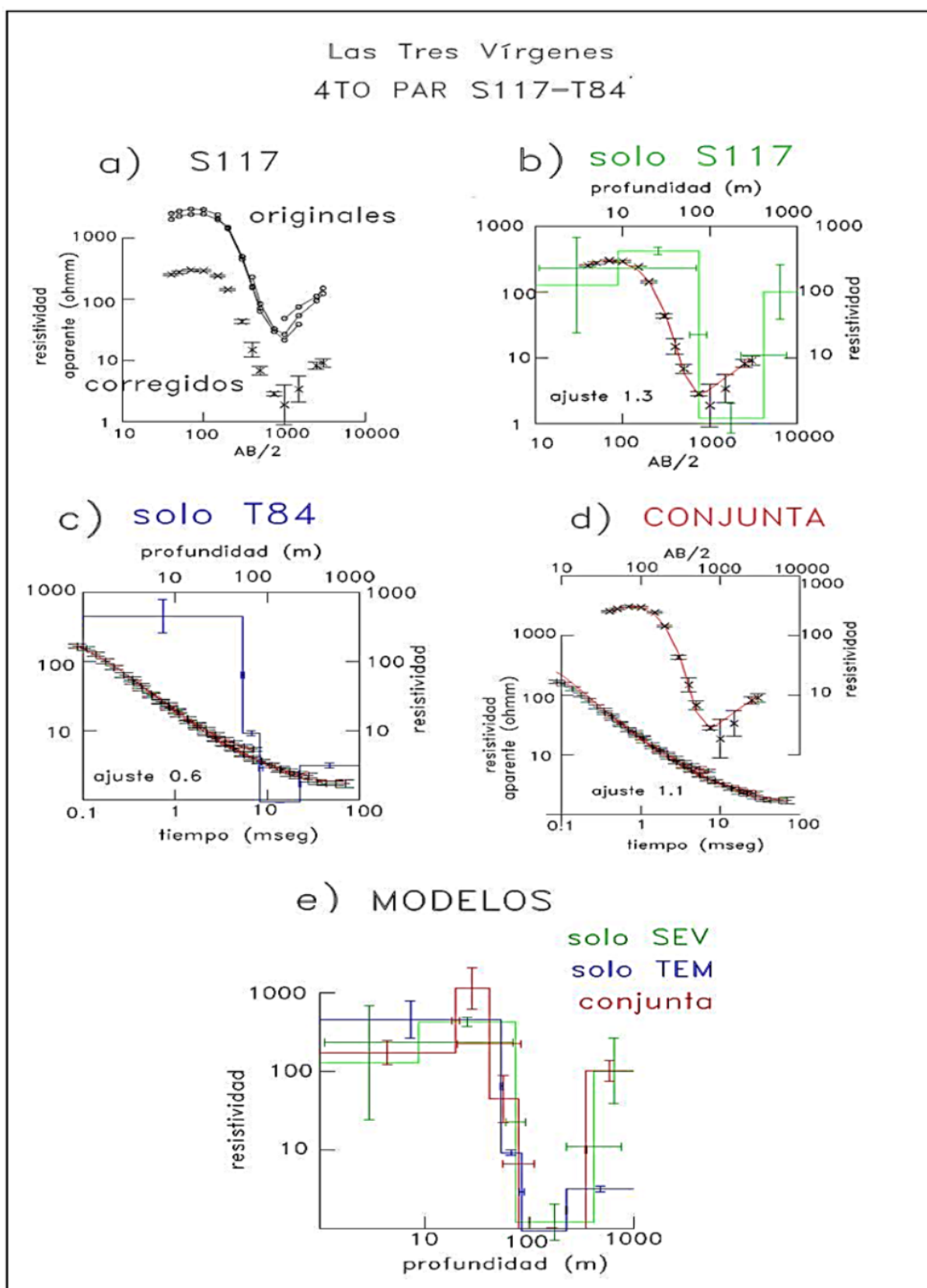


Figura 35. Inversiones individuales y conjunta del par de sondes S117-T84 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S117, b) Inversión individual del S117, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T84, d) Inversión conjunta de ambos sondes, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

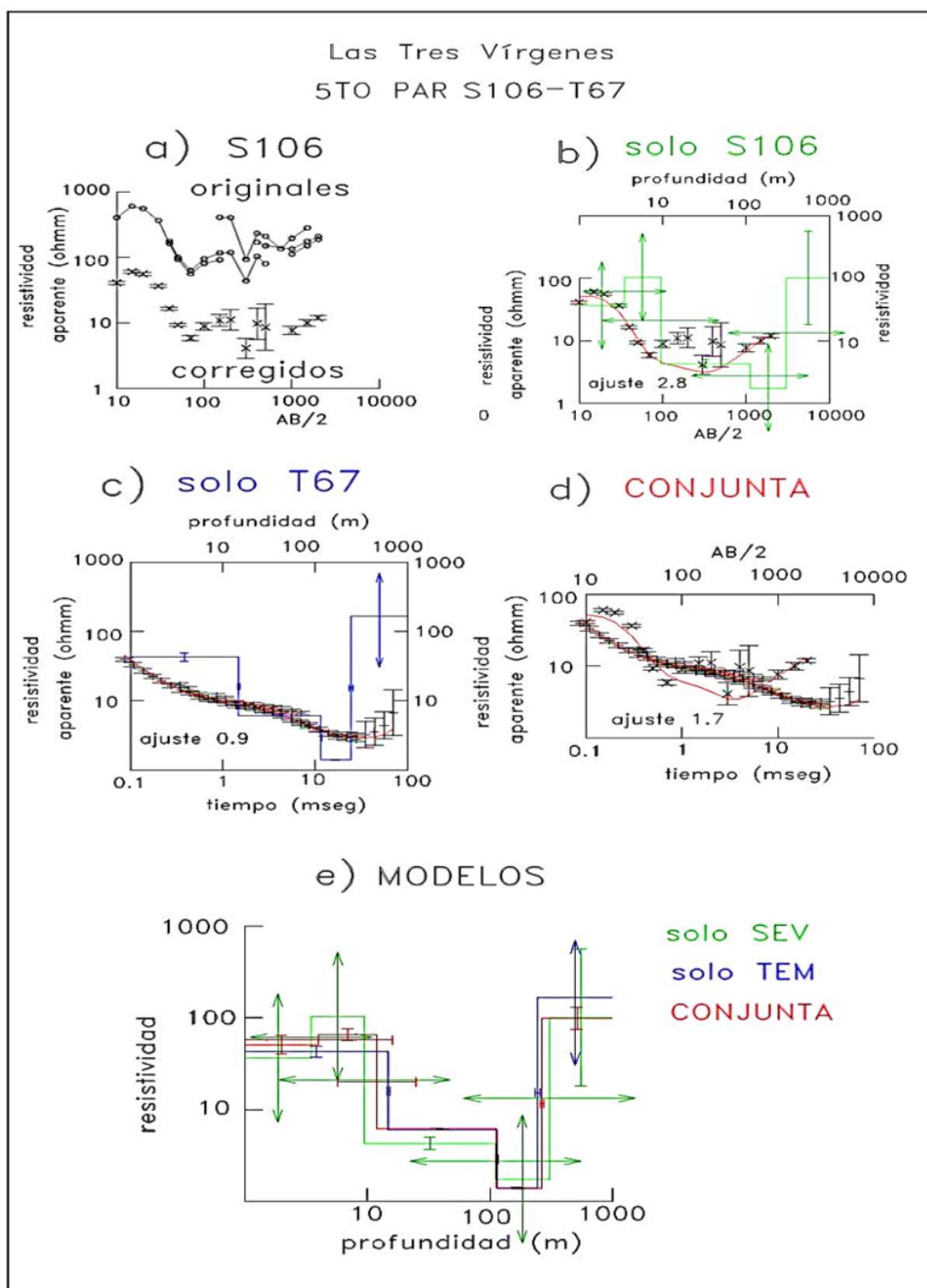


Figura 36. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos S106-T67 de Las Tres Vírgenes. a) Datos originales (desplazados una década) y corregidos del SEV S106, b) Inversión individual del S106, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, c) Inversión individual del TEM T67, d) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

Segundo par Guaymas, EW8_2-T31

Este par de sondeos se encuentran separados 290 m. Los datos del sondeo eléctrico están bien reproducidos por la respuesta calculada del modelo individual (error de ajuste de 1.8) que consiste en tres capas con parámetros bien resueltos (Figuras 37a)

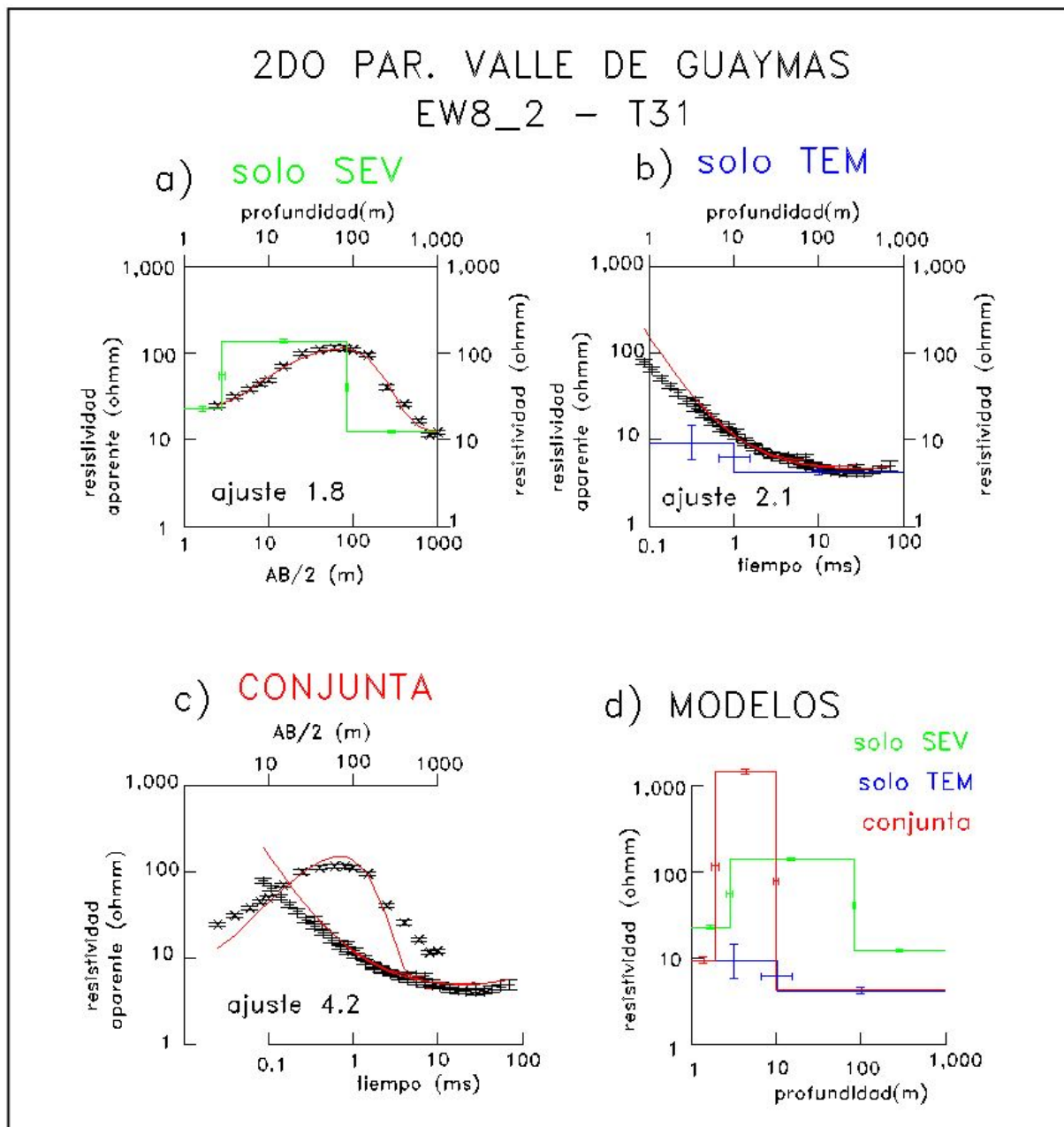


Figura 37. Inversiones individuales y conjunta del par de sondeos EW8_2-T31 de Valle de Guaymas. a) Inversión individual del EW8_2, respuesta del modelo (línea roja) y modelo invertido mostrando incertidumbres en las resistividades y profundidades de las interfaces, b) Inversión individual del T31, c) Inversión conjunta de ambos sondeos, e) Comparación de los modelos individuales y del modelo de inversión conjunta.

La espira usada para adquirir los datos del sondeo electromagnético T31 fue de 400 por 200 m. La respuesta calculada de la inversión tuvo un ajuste adecuado excepto en tiempos cortos (error de ajuste de 2.1), con un modelo simple de dos capas (Figuras 37b). Las curvas calculadas de la inversión conjunta reprodujeron mal los datos observados de ambos métodos (error de ajuste de 4.2, Figuras 37c). El desajuste en tiempos cortos del TEM persistió y en el SEV se reprodujeron mal las resistividades aparentes en aperturas electródicas cortas y largas. En los modelos individuales el SEV encuentra al conductor a una profundidad de 80 m, mientras que el TEM lo hace en 10 m (Figura 37d). El modelo conjunto prefirió la información del TEM pero a costa de desajustar la respuesta del SEV. Con un ajuste tan pobre lo adecuado es desconfiar del modelo conjunto. En forma análoga a lo realizado con el primer par de Guaymas del Capítulo 4, esta fuerte incongruencia en los modelos se puede resolver, al menos cualitativamente, con el avance de la intrusión salina en el lapso de 21 años que separan la toma de datos de los sondeos. La mayor concentración de sales en el agua del acuífero le bajaría la resistividad de la segunda capa del SEV (Figura 37d) en al menos un factor de cuatro, haciendo que el modelo del SEV tuviera más concordancia con el del TEM.