Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



Modelo Geoelectrico del Acuifero del Valle Guaymas y su Intrusion Salina Usando Sondeos Electromagneticos Transitorios

TESIS

DOCTORADO EN CIENCIAS

SILVIA MARTINEZ RETAMA

ENSENADA BAJA CFA. MEXICO MARZO DE 2007

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIORDE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MODELO GEOELÉCTRICO DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE GUAYMAS Y SU INTRUSIÓN SALINA USANDO SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

SILVIA MARTÍNEZ RETAMA

Ensenada, Baja California, México, marzo del 2007.

TESIS DEFENDIDA POR

Silvia Martínez Retama

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Relinin)

Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Director del Comité

Dr. Enrigue Gómez Treviño Miembro del Comité

2/27 6.

Dr. Rogelio Vázquez González Miembro del Comité

Dr. Thomas G. Kretzschmar Steinle Miembro del Comité

Dr. José Castillo Gurrola Miembro del Comité

Dr. Victor Manuel Wong Ortega

Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. Edgar Gerardo Pavía López Director de Estudios de Posgrado

21 de marzo de 2007

Resumen de la tesis de **Silvia Martínez Retama** presentada como requisito parcial para obtener el grado de **Doctor en Ciencias** en **Ciencias de la Tierra**, con orientación en **Geofísica Aplicada**, Ensenada, Baja California, México. Marzo de 2007.

Modelo geoeléctrico del acuífero del Valle de Guaymas y su intrusión salina usando sondeos electromagnéticos transitorios.

Resumen aprobado por:

Dr. Carlos Francisco Flores Luna Director de Tesis

Se aplicó el método geofísico de los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) en parte del Valle de Guaymas para estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Para estudiar la intrusión salina, se realizaron tres perfiles perpendiculares a la costa formados por 44 sondeos TEM. Con la inversión a modelos estratificados, el comportamiento espacial del área se puede caracterizar en zonas sur y norte. En la primera (cerca de la costa) se encontró una buena correlación lateral entre capas. Un conductor que se asocia con la intrusión salina en el acuífero superior muestra un aumento sistemático de la resistividad tierra adentro. Bajo tres sondeos pudimos diferenciar dentro del conductor una base de menor resistividad, lo cual es evidencia de mayor salinidad en el fondo. La zona norte tiene una estructura eléctrica menos homogénea. Un conductor con resistividad creciente todavía puede reconocerse, pero las correlaciones laterales entre interfases ya no son tan claras. La presencia de muchos lentes de arcilla y contrastes pequeños de resistividad son causas posibles de este problema. Los resultados sugieren que el acuífero inferior no está afectado por la intrusión, al menos en sus porciones central y norte. Fue posible diferenciar la intrusión salina de la capa de Arcilla Azul, en donde se observó que este estrato no tiene desplazamientos tectónicos significativos.

Los modelos de resistividad y de unidades hidrogeológicas de Herrera et al. (1984a; 1984b), que están basados en sondeos eléctricos verticales (SEV), son diferentes a los nuestros. Por medio de la inversión constreñida de cuarenta SEVs localizados cerca de nuestros perfiles demostramos que estos datos concuerdan con nuestro modelo de unidades hidrogeológicas. Parte de la discrepancia se puede explicar por problemas de equivalencia. Las conductividades SEV y TEM están muy dispersas cuando se grafican contra las salinidades del acuífero y están sesgadas con respecto a la variación predicha por la Ley de Archie, lo que sugiere que esta relación no es válida para este ambiente. Los lentes de arcilla que están en los sedimentos resistivos no saturados son los candidatos más probables del sesgo y la dispersión de las conductividades estimadas con geofísica.

Suponiendo que el efecto perturbador de los lentes de arcilla es pequeño en las tres estaciones de TEM localizadas en la costa y adoptando la Ley de Archie, estimamos un rango en la porosidad del acuífero de $0.22 \le 0.29 \le 0.36$. A partir del máximo gradiente lateral de las resistividades del acuífero superior obtenidas con TEM, inferimos que el máximo gradiente lateral de salinidad se encuentra a 9.1 Km de la costa.

PALABRAS CLAVE: Valle de Guaymas, intrusión salina, sondeos electromagnéticos transitorios y de resistividad.

Abstract of the thesis presented by Silvia Martínez Retama as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in Earth Science, with orientation in Applied Geophysics. Ensenada, Baja California, México. March 2007.

Geoelectric model of the Guaymas Valley aquifer and its saline intrusion using transient electromagnetic soundings

Abstract

The geophysical method of transient electromagnetic soundings (TEM) was applied to a portion of the Guaymas Valley to estimate its underground electrical resistivity distribution. Three geophysical lines perpendicular to the coast, comprising 44 TEM soundings, were made to study the saline intrusion. From the inversion to layered models, the subsurface spatial behavior can be characterized into southern and northern zones. In the southern zone the lateral correlation between layers is good. A conductor associated with the saline intrusion in the upper aquifer shows a systematic increase of resistivity inland. Under three soundings we could differentiate a base with lower resistivity within this conductor, evidence of higher salinity at the bottom. The northern zone has a more complicated electrical structure. Still a conductor with increasing resistivity can be recognized, but lateral correlations between interfaces are not longer clear. The presence of multiple clay lenses and small resistivity contrasts are likely sources of this problem. The results suggest that the lower aquifer is not affected by the intrusion, at least in their central and northern portions. We could differentiate the saline intrusion from the Blue Clay, with no significant tectonic displacements in the latter.

The resistivity and hydrogeologic units models by Herrera *et al.* (1984a; 1984b), based on vertical electric soundings (VES), are different from our models. With the constrained inversion of forty of their VES located close to our lines we demonstrate that these data agree with our model of hydrogeologic units. Part of the discrepancy can be explained by equivalence problems. The VES and TEM conductivities show high dispersion when plotted against the aquifer salinities and are biased with respect to the predicted variation based on Archie's Law, which suggests that this relationship is not valid for this environment. The clay lenses present in the unsaturated resistive sediments are the most likely candidates for both the bias and dispersion of the conductivities derived with the geophysical methods.

Assuming that the perturbing effect of the clay lenses is small under the three TEM sites located at the coast and using Archie's Law, we estimated a porosity range of $0.22 \le 0.29 \le 0.36$ for the upper aquifer. From the maximum lateral gradient of the upper aquifer resistivities derived from the TEM method, we infer that the maximum salinity gradient is at 9.1 km from the coast.

KEY WORDS: Guaymas Valley, saline intrusion, transient electromagnetic and resistivity soundin

DEDICATORIA

Para ti

Porque desde aquel día... has iluminado mi vida con tu amor Gracias Rey por tu apoyo de siempre

A mis dos tesoros: Marisol y Omar "Nunca se den por vencidos"

A mis padres: Ma. de Lourdes y Agustín Con todo mi amor

A mis queridos hermanos: Agustín[†], Lulú, Lupita, Roció, Félix, Elsita y Arturo

A mis sobrinos

A mis amigos

AGRADECIMIENTOS

La presente Tesis Doctoral no hubiera sido posible, sin la participación directa o indirecta de personal que labora en diversas instituciones u organismos, que contribuyeron en la realización del presente trabajo aportando valioso apoyo moral, académico o financiero, a todos ellos mi reconocimiento y agradecimiento.

En particular y de manera muy especial agradezco al Dr. Carlos F. Flores Luna, por su acertada dirección y decidido apoyo durante la realización de este trabajo. Mi reconocimiento a su profesionalismo y a la capacidad de compartir sus conocimientos.

A los miembros del Comité de Tesis: Dr. Enrique Gómez Treviño, Dr. Rogelio Vázquez González, Dr. Thomas G. Kretzschmar y Dr. José Castillo Gurrola por sus comentarios y valiosas críticas que sin duda enriquecieron este trabajo.

Parte fundamental del trabajo en comento, lo fue sin duda, el trabajo de campo; por ello, mi agradecimiento por su participación al Dr. Carlos Flores, Alejandro Díaz y Jaime Calderón personal del CICESE, así como al personal de la Universidad de Sonora; al Geólogo Mariano Morales, al Dr. José Castillo, y a los estudiantes de la Carrera de Geología, F. Romero, M. A. Zamudio, C. Buitrón, A. Grijalva y C. León. Al Ing. Lucas A. Oros Ramos de CNA– Gerencia de Exploración en Sonora, por proporcionarnos la información de pozos. Otro aspecto que permitió la consecución del presente trabajo, lo fue el contar con los recursos financieros y materiales; por lo que agradezco dichos apoyos tanto a la Universidad de Sonora como al CICESE, quien facilitó el equipo para el trabajo de campo.

Sin duda la permanencia y el término del Programa de Doctorado, no hubiera sido posible, sin la visión institucional de la Universidad de Sonora a través del Departamento de Geología, así como del Programa de Mejoramiento del Profesorado de Educación Superior (PROMEP), y del CICESE que vía apoyos financieros dieron sustento al Proyecto.

Mi reconocimiento y agradecimiento a mis profesores del Departamento de Geofísica Aplicada y al grupo de compañeros y amigos que siempre me animaron y me dieron fortaleza para continuar.

CONTENIDO

Página

I.	INTRODUCCIÓN	1
	I.1 Justificación	1
	I.2 Objetivos	3
	I.3 El Valle de Guaymas	4
	I.3.1 Geología	5
	I.3.2 Piezometría del acuífero superior	12
	I.3.3 Hidrogeoquímica	18
	I.3.4 Geotermometría	18
	I.3.5 Modelo conceptual del acuífero	23
	I.3.6 Geofísica	25
II	EL MÉTODO DE LOS SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS	
	TRANSITORIOS (TEM)	43
	II.1 Voltaje en el centro de una espira circular sobre un subsuelo	
	homogéneo	45
	II 2 Respuesta transitoria de una espira circular sobre una tierra	
	estratificada hobina central	48
		10
тт	I SONDEOS ELECTROMACNÉTICOS TRANSITORIOS EN EL	
11	VALLE DE CHAVMAGUELICOS IRAUSITORIOS EN EL	50
		55
	III.1 Arreglo de campo e instrumentacion	53
	III.2 Los datos	22
	III.3 Inversion de datos	60
	III.4 Perfiles de resistividad	65
	III.4.1 La zona sur (costa)	74
	III.4.2 La zona norte	/6
	III.5 Comparación con sondeos TEM previos	80
	III.6 Comparación con el modelo geoelèctrico obtenido de SEVs	84
TY	L DEMEDDED AND A	
1	V. REINTERPRETACION DE SONDEOS ELECTRICOS	0.0
	VERTICALES	86
	IV.1 Inversión no constreñida	86
	IV.1.1 Modelos Occam	86
	IV.1.2 Modelos estratificados	88
	IV.2 Inversión constreñida	92
W 7	DIGCHOLÓN	100
V	VI Complexite autre la sou dusticidad distaina del actificación	108
	<i>v.1</i> Correlation entre la conauctiviada electrica del acuifero superior y su salinidad	108
	V.2 Estimación de la porosidad	116
	V.3 La interfase salina	116
	V.4 El umbral del 2%.	117
		1.0000000000000000000000000000000000000

CONTENIDO (continuación)

V.5 Limitaciones de la inversión ID	119
V.6 El modelo de Herrera et al	119
VI CONCLUSIONES	121
	121
LITERATURA CITADA	126
APENDICE A. CURVAS DE RESISTIVIDAD DE SONDEOS TEM Y	100
MODELOS DE CAPAS	130
APENDICE B. CURVAS DE RESISTIVIDAD DE SONDEOS SEV Y	
MODELOS DE CAPAS	147

LISTA DE FIGURAS

Figura		Pág
1	Localización del área de estudio. Contornos topográficos cada 50 m	2
2	Hidrología superficial del Valle de Guaymas	6
3	Geología superficial simplificada del Valle de Guaymas (según Roldán- Quintana et al., 2004). Se incluyen las ubicaciones de las secciones A- A' y B-B' de la Figura 4	7
4	Geología del subsuelo a lo largo del perfil A-A' indicado en la Figura 3. Exageración vertical de 30. Los pozos localizados a más de 1 Km. de la sección se indican con flechas discontinuas. Las profundidades al nivel freático son del año 2004. El basamento gravimétrico a lo largo del perfil B-B' (ver localización en la Figura 3) se proyectó sobre el perfil A-A' (según Álvarez, 1991). Se indica también el modelo de unidades hidrogeológicas de Macias et al (1975)	9
5	Litología en varios pozos gemelos (pozo de bombeo y pozo de observación). En cada par, los pozos están separados menos de 100 m	10
6	Mapas de elevación del nivel estático (referida al nivel del mar) desde el año 1950 hasta 1994 (según Ríos y Ferrer, 2000)	13
7	Mapa de elevación del nivel estático (referida al nivel del mar) del año 2004.Se indican las ubicaciones de los pozos usadas en la configuración.	15
8	Mapas de Sólidos Totales Disueltos (STD) en partes por millón (ppm) desde el año 1975 hasta el 2000 (según Ríos y Ferrer, 2000; Canales et al., 2000). Los puntos indican los pozos usados en la configuración del mapa del 2000	19
9	Mapa de concentración de cloruro (en mg/l) desde el año 1975 hasta 1996 (según Ríos y Ferrer, 2000)	20
10	Figura 10. a) Variación de la temperatura con la profundidad en pozos del Valle de Guaymas. b) Isotermas (°C) estimadas con el geotermómetro K/Mg. Se indican las ubicaciones de los pozos de donde se tomaron las muestras de a. (según Prol-Ledesma, 1991)	22
11	Zonas de recarga de agua dulce y agua salada en el Valle de Guaymas	24

gina

12	Mapa de Anomalía de Bouguer completa y distribución de estaciones gravimétricas (según Herrera et. al., 1984). Contornos a cada 3 mGal. Se indica la ubicación de los perfiles A-A' y C-C' (Herrera et al., 1984a), G1 y G2 (Álvarez, 1991)	26
13	Perfiles de anomalía residual observada (puntos) y calculada (línea continua) y sus correspondientes modelos de profundidad al basamento. La ubicación de los perfiles se indica en la Figura 12 (según Herrera et al., 1984; Álvarez, 1991).	28
14	Mapa de intensidad de la componente total del campo magnético. Contornos a cada 100 nT. (según Herrera et al., 1984a)	30
15	Anomalías magnéticas observada y calculada con el modelo interpretado. La ubicación del perfil se muestra en la Figura 14. Los valores en el modelo son susceptibilidades magnéticas (según Herrera et al., 1984a)	31
16	Ubicación de los SEVs (triángulos) y líneas de Herrera et al., (1984a, 1984b). También se indica la localización de los sondeos TEM (cuadrados) de Canales et al., (2000)	33
17	Resultados de la interpretación de SEVs de la línea N3 de Herrera et al., (1984). a) Sección geoeléctrica. Los valores son resistividades en $\Omega - m$. b) modelo de unidades hidrogeológicas. Exageración vertical de 10	35
18	Modelos de unidades hidrogeológicas de las líneas sur-norte N7, N3 y N1. (según Herrera et al., 1984a)	36
19	Perfil telúrico 2 de Álvarez (1991). El panel superior indica la localización del perfil. Comparación entre respuestas observadas (líneas discontinuas, escala de la izquierda) y calculadas (líneas continuas, escala de la derecha) en las frecuencias de 8 y 0.5 Hz. Panel inferior: modelo de resistividades	39
20	Sección suave de resistividades de la línea L04 (según Canales et al., 2000)	41

Página Figura 21 Comparación de resistividades obtenidas con sondeos TEM. Modelos de esta tesis y de Canales et al. (2000)..... 42 22 a) Configuración del arreglo de bobina central. b) Forma de onda de la corriente en el transmisor. c) Voltaje en el receptor..... 44 23 Tipos de arreglos transmisor (Tx)- receptor (Rx) y características de las corrientes inyectadas en el Tx..... 54 24 Localización de las ventanas en el receptor, en tiempo lineal y logarítmico..... 56 Ubicación de los 44 sondeos TEM y las tres líneas de estudio..... 25 57 26 Ejemplos de dos sondeos típicos de TEM en el área de estudio..... 59 27 a) Ejemplos de seis sondeos típicos de TEM. En cada par superior se muestra la comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas y el error rms de ajuste ε . En los diferentes paneles inferiores se muestran los modelos invertidos y la estimación de las incertidumbres en las resistividades y profundidades a las interfases. b) voltajes observados del sondeo 41 con voltajes negativos en tiempos largos..... 62 28 Resultados de la inversión para el sondeo 10 ubicado cerca del ejido San Fernando. a) Grupo de 15 modelos que ajustan los datos con un error de ajuste menor que 1.639. b) Datos de resistividad aparente observada (símbolos) con barras de error y las 15 respuestas calculadas. c) mejor modelo con barras de error estimadas. La flecha para el límite superior de la resistividad del segundo estrato indica que es posible que haya resistividades mayores..... 64 29 Sección de resistividad de la línea 1 obtenida de los sondeos TEM. Se incluyen el nivel freático del 2004 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases. El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 2000, proyectados sobre la línea 1,

empleando una escala logarítmica. Exageración vertical de 10.....

30	*	Sección de resistividad de la línea 2 obtenida de los sondeos TEM. Se incluyen el nivel freático del 2004 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases. El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 2000, proyectados sobre la línea 2, empleando una escala logarítmica. Exageración vertical de 10	67
31		Sección de resistividad de la línea 3 obtenida de los sondeos TEM. Se incluyen el nivel freático del 2004 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases. El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 2000, proyectados sobre la línea 3, empleando una escala logarítmica. Exageración vertical de 10	68
32		Versión a color de la Figura 29. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	69
33		Versión a color de la Figura 30. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	, 70
34		Versión a color de la Figura 31. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	71
35		Variación lateral de la resistividad a lo largo de las tres líneas de TEM. Los límites de incertidumbre con una flecha indican que caen más allá del área graficada.	72
36		Secciones de resistividad de las líneas oeste-este 4 y 5. La correlación entre capas se muestra con secciones discontinuas. La ubicación de las líneas se incluye en el panel superior	81
37		Localización de los SEVs de Herrera et al. (1984) cercanos a las tres líneas de TEM que fueron reinterpretados en este trabajo	87

Página

38	Sondeo de resistividad E5-4 de Herrera et al., 1984. a) Datos observados, modelo Occam, y su respuesta calculada. Se indica el modelo inicial utilizado en la inversión de capas. b) inversión en capas no constreñida y comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas. Las incertidumbres en los parámetros de las capas se muestran con barras, s es el error cuadrático medio de ajuste	00
	indestran con barras. z es er enor edadradeo medio de ajuste	90
39	Sección (Occam) suavizada construida a partir de inversiones Occam individuales de SEV cercanos a la línea 2, usando cinco contornos de resistividad por década, b) perfiles de STD del año 1982, c) sección de resistividad construida a partir de inversiones en capas no constreñidas	91
40	Variación lateral de la resistividad del conductor principal. Modelo no constreñido	93
41	Proceso de la inversión constreñida. a) interpolación de la geometría del conductor de TEM. b) modelo no constreñido mostrando la conductancia del conductor. c) modelo inicial en la inversión constreñida obtenida a partir de un modelo equivalente de b). d) modelo final de la inversión constreñida.	96
42	Sección de resistividad de la línea 1 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 1 en escala lineal. Exageración vertical de 10	98
43	Sección de resistividad de la línea 2 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 2 en escala lineal. Exageración vertical de 10	99

Página

44	Sección de resistividad de la línea 3 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 3 en escala lineal. Exageración vertical de 10	100
45	Versión a color de la Figura 42. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	101
46	Versión a color de la Figura 43. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	102
47	Versión a color de la Figura 44. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado	103
48	Variación lateral de la resistividad a lo largo de las tres líneas estimadas con inversiones constreñidas de SEV. Los límites de incertidumbre con una flecha indican que caen más allá del área graficada	104
49	Ejemplo de equivalencia para el sondeo E5-4. a) Nueve modelos equivalentes con un error de ajuste menor que 0.93, b) modelo constreñido con las incertidumbres de sus parámetros desplegadas como barras de error. También se muestran las resistividades aparentes observadas y calculadas del modelo constreñido	107
50	Conductividad eléctrica del conductor principal obtenida con TEM y SEV (símbolos) y STD (línea continua) a lo largo de las tres líneas	109
51	Conductividades (de TEM y SEV) del acuífero superior contra salinidades del agua. También se muestra la línea de mejor ajuste con las envolventes con un nivel de confianza de 90% y la línea esperada basada en la Ley de Archie.	110
52	Variación de la conductividad de una solución de cloruro de sodio en función de la concentración (salinidad) (modificada de Davies y DeWiest, 1966	113

Superposición de las resistividades TEM (tres líneas) del acuífero	
superior. Se indica el polinomio de mejor ajuste y la posición del	
máximo gradiente horizontal	118

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
Ι	Balance hidrológico del Valle de Guaymas para diferentes años	17
II	Estimaciones de recarga, bombeo y almacenamiento de agua para diferentes años.	17
III	Valores reportados de transmisividad (T), conductividad hidráulica (K) y coeficiente de almacenamiento (S)	25

I. INTRODUCCION

I.1 Justificación

El Valle de Guaymas, localizado en la costa suroeste del estado de Sonora (Figura 1), es un importante distrito agrícola con escasa precipitación, clima cálido y prácticamente nulo acceso al agua superficial, por lo que su principal fuente de abastecimiento es el agua subterránea. La sobreexplotación de su manto acuífero, iniciada en la década de los 50's, provocó la inversión del gradiente hidráulico y con ello, la intrusión de agua salina hacia el continente, siendo uno de los primeros valles costeros de México que presentó este problema.

En la actualidad existen dos modelos conceptuales de la zona. Macías et al. (1975) propusieron la existencia de dos acuíferos (superior e inferior) compuestos de sedimentos clásticos separados por una secuencia continua de arcillas marinas, conocida como Arcilla Azul. Por otro lado, Herrera et al. (1984a), basados en estudios de resistividad eléctrica, sugieren la presencia de un paquete sedimentario sumamente afallado con poca continuidad lateral de la Arcilla Azul y el acuífero inferior, y cuestionan la utilidad de este último como una fuente de abastecimiento de agua por su alta mineralización, contenido de arcillas y aislamiento en subcuencas. Hasta ahora, toda la extracción del agua subterránea ha sido del acuífero superior.

Por otro lado, para resolver el grave problema de escasez de agua, las autoridades están planeando la instalación de una planta desalinizadora de agua cerca de la playa que se alimente de agua salada del subsuelo. Para el estudio de factibilidad de instalación de



Figura 1. Localización del área de estudio. Contornos topográficos cada 50 m.

este tipo de plantas, es importante determinar el espesor del acuífero, a partir del cual se puede estimar la disponibilidad de agua.

En este trabajo aplicamos el método geofísico de los sondeos electromagnéticos transitorios (conocido como sondeos TEM o TDEM) en parte del Valle de Guaymas para estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Puesto que la conducción de corriente eléctrica en el subsuelo está asociada con el movimiento iónico en el agua contenida en los poros de la roca, esta técnica es muy útil en estudios geohidrológicos y, en particular, en el mapeo de la intrusión salina (Steward y Gay, 1986; Fitterman, 1987; Kafri y Goldman, 2005).

I.2 Objetivos

El objetivo principal de este estudio es aportar nueva información que ayude a dilucidar cuál de los dos modelos conceptuales es el correcto del área. Para tal fin nos proponemos determinar el espesor y resistividades del acuífero superior, la continuidad de la Arcilla Azul y aportar información sobre la existencia o no del acuífero inferior. En esta tarea nos enfrentaremos al reto de poder diferenciar la intrusión salina de la Arcilla Azul, dado que se espera tengan valores de resistividad similares. Además, es interesante mapear el avance actual de la intrusión salina en términos de resistividad y compararla con las mediciones de salinidad de agua en pozos. Una meta adicional de este trabajo es dar información sobre la homogeneidad y espesor saturado en la zona próxima a la costa, donde no existe ninguna información geofísica previa.

En el resto de este capítulo se presentan generalidades del Valle de Guaymas así como un resumen de la geología, piezometría, evolución de la salinidad del agua, y

estudios geofísicos previos. En el capítulo II se presentan fundamentos del método TEM y metodología para resolver el problema directo. El Capítulo III incluye la instrumentación, datos y resultados del levantamiento de sondeos TEM. En el Capítulo IV se reinterpreta un conjunto de datos de sondeos eléctricos verticales previamente adquiridos y demostramos que hay modelos que concuerdan con nuestros resultados. La discusión de varios aspectos y las conclusiones se presentan en los capítulos V y VI.

I.3. El Valle de Guaymas

El Valle de Guaymas está localizado entre las coordenadas geográficas 27°53' y 28°27' latitud norte (coordenadas UTM 3,084,000 y 3,147,000) y entre 110°30' y 110°50' longitud oeste (UTM 517,000 y 549,000). Este valle tiene límites bien definidos; al norte colinda con la Sierra de San Antonio, al este con la Sierra el Bacatete, hacia el sur con el Golfo de California y al oeste con la Sierra de Santa Ursula (Figura 1). La zona estudiada con los sondeos TEM comprende una franja costera que cubre un área de 17 x 36 km, denotada en esta figura como área de estudio. La zona está bien comunicada; en su porción sur la atraviesa la carretera federal 33 que comunica Cd. Obregón con Empalme y Guaymas, y la vía del ferrocarril del Pacífico la cruza en sus porciones sur y oeste.

Las características generales del clima de Sonora están definidas por su ubicación latitudinal, la cual corresponde a un cinturón de zonas áridas distribuido alrededor del mundo. Las variables regionales del clima están determinadas por la influencia de los vientos alisios provenientes del noreste, que arriban a las llanuras sonorenses sin humedad. El valle está caracterizado por un clima seco y cálido, con temperatura media anual de 24

°C, precipitación media anual de 307 mm, una evaporación real de 323 mm/a (Castillo et al., 2002), y una evaporación potencial media anual de 2600 mm, (CNA, 2002).

El Valle de Guaymas es un distrito agrícola, tiene una superficie de aprovechamiento agrícola de 28,362 ha, pero actualmente solamente se siembran 13,000 ha destinadas al cultivo de trigo, maíz y algunas hortalizas como la calabaza y frutales como la sandia. El valle está situado en la parte baja de la cuenca del Río Mátape (Figura 2), la cual corresponde a la Región Hidrológica No. 9, Sonora Sur. El dren principal de la cuenca es el Rió Mátape, el cual tiene su nacimiento al noreste de Villa Pesqueira (Mátape), desde donde inicia su trayectoria hasta descargar sus aguas en el vaso de la Presa Ignacio L. Alatorre. El aprovechamiento de agua superficial queda prácticamente restringido a la parte norte del área, donde se destina en orden jerárquico a las actividades agrícolas, domésticas, industriales y pecuarias (INEGI, 1993). Debido a la aridez de este valle y a la escasez de agua superficial, su principal fuente de abastecimiento es el agua subterránea. Esto ha ocasionado una sobreexplotación de los mantos acuíferos que ha provocado la inversión del gradiente hidráulico y con ello, la intrusión de agua salina hacia el continente.

I.3.1 Geología

El Valle de Guaymas está localizado en el llamado graben de Empalme (Figura 3), limitado al oeste (Sierra de Santa Úrsula) y al este (Sierra del Bacatete) por fallas normales norte-sur con componente lateral. Ambas sierras consisten de rocas volcánicas félsicas a intermedias de edad Miocénica (11-23 Ma) que descansan en forma discordante sobre rocas intrusivas del Cretácico tardío (63 Ma), y a su vez están cubiertas por coladas de basalto con una edad de 8.5 Ma. (Roldán-Quintana et al., 2004). Diques y pequeños



Figura 2. Hidrología superficial del Valle de Guayma



Figura 3.Geología superficial simplificada del Valle de Guaymas (según Roldán- Quintana et al., 2004). Se incluyen las ubicaciones de las secciones A-A' y B-B' de la Figura 4.

troncos de composición riolítica (14 Ma) intrusionan una parte de la sección volcánica en los bordes del graben. Las rocas mas antiguas en la región de Empalme-Guaymas, consisten de hornfels calcosilicatados de posible edad mesozoica (Johnpeer, 1977). Este conjunto metamórfico se encuentra intrusionado por las rocas del batolito granítico de Sonora. La formación del graben está asociada con la apertura del golfo de California.

La Figura 4 muestra la geología del subsuelo a lo largo del perfil A-A' indicado en la Figura 3, el cual tiene una dirección aproximada sur-norte. La sección está construida a partir de las columnas de varios pozos de exploración (CNA, 1982) localizados cerca del perfil. En esta figura todos los sedimentos de grano grueso y medio (boleos, gravas y arenas) se han agrupado en blanco (también cuando cualquiera de ellos es el principal componente), enfatizándose en negro las capas de arcilla (así como cuando la principal componente en esa capa es la arcilla), porque éstas son particularmente importantes en la geofísica eléctrica a causa de sus bajas resistividades. El modelo conceptual propuesto por Macias et al. (1975) también esta incluido en esta figura; consiste de dos acuíferos compuestos de material granular separados por una secuencia aparentemente continua de arcillas marinas, conocida como Arcilla Azul. El primer paquete denominado acuífero superior, es considerado de tipo libre con transmisividades que van de 1×10^{-3} a 7.1 x 10^{-2} m²/s, tiene un espesor promedio de 160 m y esta formado por depósitos aluviales del Reciente, representados por capas interdigitadas de boleos, gravas, arenas, y arcillas, dispuestas en una distribución errática (Arámbula y Palomino, 1991; INEGI, 1993).

El carácter desordenado de estos sedimentos es evidente en la Figura 5b, donde se describen las litologías en siete pozos gemelos, que corresponden a un pozo de bombeo y otro de observación (CNA, 1982), (la separación entre los pozos de cada par es menor a



Figura 4. Geología del subsuelo a lo largo del perfil A-A' indicado en la Figura 3. Exageración vertical de 30. Los pozos localizados a más de 1 Km. de la sección se indican con flechas discontinuas. Las profundidades al nivel freático son del año 2004. El basamento gravimétrico a lo largo del perfil B-B' (ver localización en la Figura 3) se proyectó sobre el perfil A-A' (según Álvarez, 1991). Se indica también el modelo de unidades hidrogeológicas de Macias et al (1975).

 \triangleleft



Figura 5. Litología en varios pozos gemelos (pozo de bombeo y pozo de observación). En cada par, los pozos están separados menos de 100 m.

100 m), mostrando la pobre correlación lateral entre los pozos y consecuentemente la extensión lateral limitada de los lentes de arcilla. Dentro de este paquete hay una capa de arcilla de origen continental conocida como Arcilla Café, de aproximadamente 20 m de espesor y algunos kilómetros de extensión horizontal, reportada por Macías et al. (1975).

La Arcilla Azul contiene algunos lentes de grava y arena; en la sección tiene espesores de 130, 170, y 43 m, se adelgaza tierra adentro y desaparece entre los pozos PGB6 y PCGB1. El segundo paquete, denominado acuífero inferior, presenta un funcionamiento característico de los acuíferos de tipo semiconfinado y tiene una transmisividad media de $2 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (INEGI, 1993). Está constituido por intercalaciones de gravas, arenas, arcillas y conglomerados, con un espesor de hasta 200 m y descansa sobre rocas ígneas y metamórficas que constituyen el basamento impermeable de la región. Hacia el norte, a aproximadamente 2 km al norte de Santa Maria de Guaymas, los dos acuíferos se unen en un solo paquete constituido por gravas, arenas, y conglomerados intercalados con flujos de basalto.

La Figura 4 también muestra la morfología del basamento propuesta por Álvarez (1991) a partir de un levantamiento gravimétrico que se discutirá más adelante. Esta sección corresponde al perfil B-B', localizado aproximadamente 3 km al este del perfil A-A' (Figura 3). La profundidad del basamento fue estimada por él con modelado bidimensional de la anomalía residual, suponiendo un contraste de densidad de 670 Kg/m³ entre los sedimentos de la cuenca y el basamento. Álvarez también usó la información litológica de algunos pozos. Aunque hay diferencias de aproximadamente 100 m, las concordancias entre este basamento geofísico y las profundidades del basamento penetradas por los pozos PGB14 y PGB6 pueden considerarse como razonables. Cabe

hacer notar que el máximo espesor de la cuenca se encuentra a aproximadamente 15 km de la costa, con un significativo adelgazamiento tierra adentro.

I.3.2 Piezometría del Acuífero Superior

Las Figuras 6 y 7 muestran el desarrollo temporal de la elevación del nivel freático, desde 1950 hasta 2004. Los mapas que cubren el período 1950-1994 están tomados de Ríos y Ferrer (2000), el del año 2004 fue construido en esta tesis a partir de una base de datos proporcionada por la Comisión Nacional del Agua, realizándose una depuración de la información. En este último se muestra la localización de los pozos usados para la configuración de elevaciones; en los mapas de Ríos y Ferrer no se incluye la ubicación de pozos pues no es claro cuáles pozos fueron usados para construir los contornos.

En el año de 1950 el nivel piezométrico estimado se encontraba cerca de sus condiciones naturales. Los niveles del agua en el acuífero superior tenían un gradiente hidráulico normal, donde el movimiento de agua subterránea era del NE al SW, desembocando en el mar. Las elevaciones del nivel estático respecto al nivel del mar aumentaban gradualmente de la costa hacia tierra adentro, desde aproximadamente 5 msnm en las inmediaciones de la carretera internacional hasta 25 msnm en el extremo norte de la zona de estudio (Macías et al., 1975). El inicio de la intensa explotación del acuífero en la década de los 50s se manifiesta en el mapa de 1957 como una inversión del gradiente hidráulico, ya que la curva de elevación cero avanzó 13 km de la línea de costa y ya se presenta un cono de abatimiento con niveles de hasta 7 mbnm al sureste de Empalme. De 1957 a 1974 el cono de abatimiento migró hacia el poblado de Maytorena, donde llegó a

elevaciones de 38 mbnm, y la curva cero se movió hasta 31 km de la costa. En 1967 más de

Π Π D



ADOLFO DE LA HUERTA

Figura 6. Mapas de elevación del nivel estático (referida al nivel del mar) desde el año 1950 hasta 1994 (según Ríos y Ferrer, 2000).



Figura 6. (Continuación).



Figura 7. Mapa de elevación del nivel estático (referida al nivel del mar) del año 2004. Se indican las ubicaciones de los pozos usadas en la configuración.

250 pozos que bombeaban 200 Mm³/año indujeron el abandono de aproximadamente 8000 hectáreas de tierras agrícolas debido al exceso de salinidad en el agua (Macias et al., 1975). De 1974 a 1988 el cono de abatimiento se movió hacia el noreste, hacia las inmediaciones del poblado Morelos, donde ha permanecido hasta el año de 2004. La curva cero en 1994 se hallaba a 31 km de la línea de costa, 5 km al norte del Poblado Santa Maria de Guaymas (Ríos y Ferrer, 2000). En la porción norte de algunos mapas de la Figura 6, se observan algunas anomalías locales, en particular en los años 88, 91 y 94. Es probable que esto se deba a errores en la base de datos debido a que hubo pozos relocalizados que no fueron actualizados.

El nivel freático alcanzó sus profundidades máximas al principio de la década de los noventas (del orden de 110 m, con elevaciones del nivel estático de -60 m al sur de Maytorena). De 1991 a 2004 el nivel freático ha recuperado su nivel aproximadamente 15 m debido en parte a reducciones en el bombeo. Sin embargo, como se verá abajo, la fuente de esta recuperación aparentemente no ha sido con recarga de agua dulce, sino con agua salada de la intrusión salina.

Claramente se observa que la condición del acuífero superior es de sobreexplotado. Según el INEGI (1993), la recarga natural del acuífero era de 100 Mm³ anuales, pero de acuerdo a estudios más recientes (Barojas, 2002; Osorio y Trujillo, 2001), se ha demostrado que es menor. La tabla I muestra un balance hidrológico del Valle de Guaymas y la tabla II resume diferentes estimaciones de recarga, bombeo y almacenamiento para el acuífero superior, para diferentes años.

Año	Entradas	Salidas	Déficit	Fuente
	Mm ³ /a	Mm ³ /a	Mm ³ /a	
1970-1971	523.2	688.5	-165.3	Barojas, 2002
!980-1981	527.2	612.6	-85.4	Barojas, 2002
1990-1991	536	601.7	-65.6	Castillo et al., 2002

Tabla I. Balance hidrológico del Valle de Guaymas para diferentes años.

Tabla II. Estimaciones de recarga, bombeo y almacenamiento de agua para diferentes años.

Año	Recarga	Bombeo	Déficit	Fuente
	Mm ³ /a	Mm ³ /a	Mm ³ /a	
1954-1956		80		Macías et al., 1975
1967		200		Macías et al., 1975
1985	100	179	-79	Herrera et al., 1984
1993	100	157	-57	INEGI, 1993
1994-1995	70	145	-75	Osorio y Trujillo, 2001
1996-1997	100	116.3	-16.3	CNA, 1996
I.3.3 Hidrogeoquímica

La evolución de los Sólidos Totales Disueltos (STD) expresados en partes por millón (ppm), desde 1975 hasta 2000 se indica en la Figura 8. Los mapas de 1975 a 1996 son tomados de Ríos y Ferrer (2000) y el del año 2000 de Canales et al. (2000). El movimiento de la intrusión puede visualizarse con la evolución del contorno de 1,000 ppm. Los valores máximos de STD, localizados siempre cerca de la costa son de 4,000 (1975), 9,000 (1982), 13,000 (1988), y casi 20,000 ppm (2000). Los valores máximos de los años 1975, 1982 y 1988 no aparecen en los mapas de la Figura 6, pues ellos solo están mencionados en el texto de Ríos y Ferrer. Un rasgo relevante de estos mapas es la presencia de una anomalía local al norte del frente salino, observable en los años 1975, 1994, 1996 y 2000, la cual puede estar producida por por excesivo bombeo. Los mapas del ión cloruro (Figura 9) confirman que las altas salinidades se deben al agua marina. Los mapas de sodio (no mostrados), presentan distribuciones similares (Ríos y Ferrer, 2000).

I.3.4 Geotermometría

La presencia de una componente geotérmica en el agua subterránea que no está contaminada por la intrusión salina ha sido sugerida por varios autores (Verdugo, 1983; Herrera et al., 1984; Álvarez, 1991; Prol-Ledesma, 1991) debido a la presencia de temperaturas altas en pozos, una mineralización relativamente alta del agua del acuífero superior, el régimen tectónico de extensión que ha permitido el emplazamiento de cuerpos intrusivos y el ascenso de flujos de lava, y la cercanía del centro de dispersión oceánica de la cuenca de Guaymas (Lawver et al., 1975).



Figura 8. Mapas de Sólidos Totales Disueltos (STD) en partes por millón (ppm) desde el año 1975 hasta el 2000 (según Ríos y Ferrer, 2000; Canales et al., 2000). Los puntos indican los pozos usados en la configuración del mapa del 2000.



Figura 9. Mapa de concentración de cloruro (en mg/l) desde el año 1975 hasta 1996 (según Ríos y Ferrer, 2000).

La Figura 10a muestra los gradientes geotérmicos reportados por Prol-Ledesma (1991) al medir la temperatura cada 5 m en 10 pozos en el valle, cuyas ubicaciones se indican en la Figura 10b (la autora no da ninguna explicación sobre el comportamiento anómalo de la temperatura en el pozo 8). El gradiente geotérmico en estos pozos varía de 4 °C/100 m a 9 °C/100 m, valores altos si se comparan con el valor promedio global del gradiente continental cerca de la superficie, que es de aproximadamente 3 °C/100 m (Garland, 1979). Ella también realizó estimaciones geoquímicas de las temperaturas en muestras de agua de 46 pozos y un manantial con los geotermómetros de sílice, Na-K-CA y de K/Mg. La Figura 10b muestra la ubicación de estas muestras y las isotermas estimadas con el geotermómetro de K/Mg, donde se pueden apreciar tres zonas de máxima temperatura (aproximadamente de 55-60 °C) ubicadas en la Sierra de Santa Úrsula y en las porciones norte y sureste del valle. Dentro de la zona de estudio de esta tesis la temperatura es del orden de 45-50 °C. Puesto que estas temperaturas coinciden con la extrapolación de los gradientes en los pozos a una profundidad de 200 m, Prol-Ledesma sugiere que en esta profundidad se alcanza la temperatura de equilibrio. Adicionalmente, ella asevera que los máximos de temperatura están asociados con las fallas mapeadas por Macías et al. (1975), asociación que no es clara para nosotros. Las altas temperaturas de estas aguas las interpreta como producidas por el descenso, calentamiento a profundidad y ascenso a través de fracturas o fallas de agua originalmente meteórica.



Figura 10. a) Variación de la temperatura con la profundidad en pozos del Valle de Guaymas. b) Isotermas (°C) estimadas con el geotermómetro K/Mg. Se indican las ubicaciones de los pozos de donde se tomaron las muestras de a. (según Prol-Ledesma, 1991)

I.3.5 Modelo conceptual del acuífero

El modelo conceptual de un acuífero consiste en un grupo de suposiciones que reducen el problema real a versiones simplificadas, por lo cual nunca describirá por completo cada detalle del sistema real (Fetter, 2001).

Para el acuífero del Valle de Guaymas se definen como fronteras impermeables a las Sierras Santa Ursula al oeste y el Bacatete al este. La frontera de carga variable se ubica al norte, donde se considera zona de recarga, y en el sur (Golfo de California), se tiene la frontera de carga constante (Figura 11), (Castillo et al., 2002). También se considera como una barrera impermeable a la Sierra San Francisquito ubicada hacia la porción costera al centro del Valle de Guaymas, dividiendo a éste en dos: el que se conoce como Valle de Guaymas hacia el poniente y el Valle de Boca Abierta hacia el oriente.

Originalmente el movimiento del agua subterránea era de NE-SW hasta descargar al mar (antes de 1950). En la actualidad se considera que el flujo subterráneo es en dos direcciones (Borgo, 2002), de NE-SW (zona de recarga) y de sur a norte (intrusión salina).

En relación a los parámetros geohidrológicos, hay varios valores de transmisividad (T) reportados en la bibliografía para los acuíferos superior e inferior, sin embargo, las pruebas de bombeo realizadas en el área son muy escasas. Los valores fluctúan entre 10⁻⁴ m²/s en las partes cercanas a las serranías hasta 10⁻¹ m²/s en el centro del acuífero (Figura 11). En el caso de la conductividad hidráulica (K), Tapia et al., 2002, estimaron permeabilidades de 1X10⁻⁵ a 1X10⁻⁴ m/s. Respecto al coeficiente de almacenamiento (S), Castillo et al., ha reportado valores del orden de 1X10⁻⁴ a 1X10⁻¹. Los valores reportados para estos parámetros se presentan en la tabla III.





Tabla III. Valores reportados para transmisividad ((T), conductividad hidráulica K y coeficiente de almacenamiento (S).

$T = 1.1 \text{ X}10^{-4} \text{ a } 1.02 \text{ X}10^{-2} \text{ (m}^2\text{/s})$	(ac. superior)	ICGA, 1975
$T = 1 \times 10^{-3} a 7.1 \times 10^{-2} (m^2/s)$	(ac. superior)	INEGI, 1993
$T = 2 X 10^{-2} (m^2/s)$	(ac. Inferior)	INEGI, 1993
$T = 1 X 10^{-4} a 1 X 10^{-1} m^2/s$	(ac. superior)	Castillo et al., 2002
$K = 1 \times 10^{-5} a 1 \times 10^{-4} m/s$	(ac. superior)	Tapia et al., 2002
$S = 8 \times 10^{-2} a 1 \times 10^{-1}$	(ac. superior)	Castillo et al., 2002
$S = 1 X 10^{-4}$	(ac. inferior)	Castillo et al., 2002

I.3.6 Geofísica

El área ha sido previamente estudiada con varias técnicas geofísicas: gravimetría, magnetometria, sondeos de resistividades y métodos electromagnéticos. A continuación se hace una descripción de los resultados principales de estos trabajos.

Gravimetría

Existen dos modelos del basamento inferidos de la interpretación de los datos gravimétricos del área; el de Herrera et al, (1985a) y el de Álvarez (1991), ambos basados en los datos del primero. La Figura 12 muestra la anomalía de Bouguer completa y la distribución de 326 estaciones gravimétricas. Los mapas de anomalía regional fueron diferentes: Herrera et al. (1985a) usaron un gradiente positivo homogéneo de dirección surnorte de 0.5 mGal/km; Álvarez (1991) usó un método diferentes pero comparten rasgos comunes.



Figura 12. Mapa de Anomalía de Bouguer completa y distribución de estaciones gravimétricas (según Herrera et. al., 1984). Contornos a cada 3 mGal. Se indica la ubicación de los perfiles A-A' y C-C' (Herrera et al., 1984a), G1 y G2 (Álvarez, 1991).

En cada trabajo las anomalías residuales respectivas fueron modeladas con el algoritmo de Talwani (1959) a lo largo de cuatro perfiles, suponiendo una variación bidimensional de la densidad. La Figura 13 muestra los resultados del modelado a lo largo de dos perfiles norte-sur y dos oeste-este, cuyas ubicaciones se indican en la Figura 12. La Figura 13 incluye la comparación entre las anomalías residuales observadas y las calculadas de los respectivos modelos. En ambas interpretaciones el subsuelo fue parametrizado en dos medios, el superior corresponde a los sedimentos de la cuenca, constituidos por boleos, gravas, arenas y arcillas y el medio inferior es el basamento granítico y metamórfico. Herrera et al. (1984a) consideraron un contraste de densidad de 0.20 a 0.25 g/cm³ entre los sedimentos de la cuenca y el basamento, mientras que Álvarez (1991) consideró densidades de 2.0 g/cm³ para los sedimentos y de 2.67 g/cm³ para el basamento, es decir, un contraste de densidad de 0.67 g/cm³.

La selección del contraste de densidad es un parámetro de suma importancia en el modelado dada la no-unicidad del problema inverso en gravimetría. Si la densidad del basamento es de aproximadamente 2.67 g/cm³, la suposición de Herrera et al (1984a) de un contraste de 0.25 g/cm³ equivale a asignar una densidad de 2.42 g/cm³ a los sedimentos de la cuenca, el cual es un valor muy alto, ya que es propio de areniscas bien consolidadas (Telford et al, 1976), mas no de los sedimentos semiconsolidados de esta cuenca que es relativamente joven (menor a 12 Ma). El débil contraste usado por Herrera et al (1984a) les resultó en un basamento con relieve estructural muy fuerte, con profundidades máximas del orden de 4 km. En contraste, el basamento de Álvarez (1991) es mucho más suave, con profundidades máximas de alrededor de 1 km. Nosotros consideramos que el contraste



Figura 13. Perfiles de anomalía residual observada (puntos) y calculada (línea continua) y sus correspondientes modelos de profundidad al basamento. La ubicación de los perfiles se indica en la Figura 12 (según Herrera et al., 1984; Álvarez, 1991).

usado por Álvarez (1991) es el adecuado, lo cual está apoyado por la razonable concordancia de los dos pozos que alcanzaron el basamento y el modelo de Álvarez, ya presentado en la Figura 4.

Magnetometria

El mapa de intensidad de la componente total del campo magnético de Herrera et al. (1984a) se muestra en la Figura 14, con contornos cada 100 nT. La configuración de este mapa estuvo basada en la medición terrestre del campo magnético en las mismas estaciones usadas en gravimetría. Aunque la estructura de los contornos es compleja, resaltan las anomalías locales asociadas con los flujos basálticos de la Sierra de San Francisquito, en particular un par máximo-mínimo orientado oeste-este que posiblemente indique la presencia de magnetización remanente. Ellos modelaron el campo observado en los mismos cuatro perfiles de gravimetría, usando bloques bi-dimensionales de diferente susceptibilidad. Aquí solo presentamos uno de ellos (Figura 15), un perfil sur-norte cuya ubicación se indica en la figura anterior. El modelo consta de siete bloques aislados con susceptibilidades similares que razonablemente reproducen la anomalía observada. La discusión geológica de su modelo es muy breve, tal que no discuten lo que ocurre con los espacios vacíos que existen entre los bloques. Cabe mencionar que generalmente es difícil modelar datos magnéticos por las incertidumbres asociadas con el tipo de magnetización (inducida o remanente) y con anomalías debidas a la morfología del basamento o a variaciones laterales de magnetización.



Figura 14. Mapa de intensidad de la componente total del campo magnético. Contornos a cada 100 nT. (según Herrera et al., 1984a).



Figura 15. Anomalías magnéticas observada y calculada con el modelo interpretado. La ubicación del perfil se muestra en la Figura 14. Los valores en el modelo son susceptibilidades magnéticas (según Herrera et al., 1984a).

Resistividad

La resistividad eléctrica del subsuelo ha sido investigada con sondeos de resistividad (Macías, *et al.*, 1975; Herrera *et al.*, 1984a; 1984b; Castillo *et al.*, 2002), con perfiles telúricos en dos frecuencias (Herrera *et al.*, 1984a; Álvarez, 1991), y con sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) (Canales *et al.*, 2000).

El sondeo eléctrico vertical (SEV), es un método de resistividad que consiste en la inyección de una corriente eléctrica DC al terreno por medio de un par de electrodos (A y B) y en la medición del potencial eléctrico resultante con otro par de electrodos. La profundidad de investigación se controla con la apertura de electrodos de corriente, usualmente con el arreglo electródico Schlumberger, donde los cuatro electrodos se abren simétricamente a lo largo de una línea respecto a un punto fijo.

Muchos de los SEVs levantados en el valle (Macías et al, 1975; Castillo et al, 2002) fueron realizados con espaciamientos entre electrodos relativamente cortos (menos de 300 m), alcanzando profundidades de investigación menores a los 100 m. El trabajo de Herrera *et al.*, (1984a; 1984b, por brevedad referido aquí como Herrera *et al.*) sobresale de los anteriores por su extenso cubrimiento del área y sus mayores profundidades de investigación. Su estudio consistió de 141 sondeos de resistividad usando el arreglo Schlumberger, distribuidos a lo largo de 10 líneas E-W y 6 líneas N-S, con separación entre sondeos de 2 km y usando semiseparaciones máximas de electrodos (AB/2) de 1 km. La distribución de estas líneas se muestra en la Figura 16. Puesto que este trabajo es muy relevante para la presente tesis, lo discutimos con mayor extensión.

Los datos de cada SEV los interpretaron con modelos de capas horizontales y éstos fueron usados para construir secciones geoeléctricas en cada una de sus líneas, agrupando



Figura 16. Ubicación de los SEVs (triángulos) y líneas de Herrera et al., (1984a, 1984b). También se indica la localización de los sondeos TEM (cuadrados) de Canales et al., (2000).

espacialmente zonas de resistividad similar. Finalmente, cada una de estas secciones fue interpretada geohidrológicamente en términos de cuatro unidades principales. La Figura 17 muestra los modelos geoeléctrico y de unidades hidrogeológicas de sólo una porción de la línea N3, pues ella será analizada en el capitulo IV. Esta línea tiene dirección sur-norte y su ubicación se muestra en la figura anterior. En la Figura 18 se incluyen los modelos de unidades hidrogeológicas de las líneas N7, N3 y N1-N2, que son aproximadamente paralelos y corren de sur a norte. Las unidades hidrogeológicas son:

Unidad A. Corresponde a la unidad superficial, con un espesor medio de 200 a 250 m. Está constituída principalmente por material granular de diferente tamaño (arenas, gravas y boleos) y actúa como un acuífero libre con continuidad lateral.

Unidad B. Formada por la ínterdigitación de lentes de arcillas y arenas, estando caracterizada por su alto contenido de materiales arcillosos. Dentro de este paquete se localiza la Arcilla Azul. Su espesor medio varía entre 250 y 300 m. Subyace en toda su extensión al paquete de la unidad A.

Unidad C. Subyace a la unidad B y tiene un espesor superior a los 300 o 400 m. Está definida por un depósito granular semiconsolidado de arenas, gravas, y boleos cementados por arcilla y carbonato de calcio. Por su posición la caracterizan como un acuífero o acuitardo semiconfinado.

Unidad D. Constituye el basamento del Valle de Guaymas, identificándose a niveles de 700 a 1000 m de profundidad. La forman rocas ígneas tanto extrusivas como intrusivas, muy fracturadas en su parte superior.

Con base en sus resultados de los métodos gravimétrico, magnetométrico y telúrico, definieron un esquema complejo de estructuras profundas y a partir del



Figura 17. Resultados de la interpretación de SEVs de la línea N3 de Herrera et al., (1984). a) Sección geoeléctrica. Los valores son resistividades en $\Omega - m$. b) modelo de unidades hidrogeológicas. Exageración vertical de 10.

nivel freático

D

Arcilla Azul y coquinas)

LÍNEA N3



Figura 18. Modelos de unidades hidrogeológicas de las líneas sur-norte N7, N3 y N1. (según Herrera et al., 1984a).

levantamiento eléctrico definieron las características del paquete de relleno, llegando a las siguientes conclusiones:

La estructura del basamento está caracterizada por una serie de fosas y pilares, que ocasionan que el acuífero inferior (unidad C) se encuentre en subcuencas aisladas o semiaisladas, con poca continuidad hidráulica entre ellas. Además, concluyen que el acuífero inferior tiene una baja permeabilidad y que almacena agua de mala calidad, pues está mineralizada y con temperaturas superiores a las normales a esas profundidades, descartando por completo la utilidad de este acuífero.

Levantamiento Telúrico

El método telúrico es una técnica electromagnética de exploración que usa como fuente de excitación ondas electromagnéticas producidas en forma natural por la interacción entre el plasma solar, la ionósfera y el campo geomagnético. A diferencia del método magnetotelúrico, donde simultáneamente se miden las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético, en el telúrico sólo se mide el eléctrico, suponiéndose que el campo magnético es uniforme dentro del área de estudio. Esta simplificación ocasiona que la resistividad aparente, una medida de la resistividad eléctrica del subsuelo, se conozca sólo en forma relativa respecto al valor en una base, desconociéndose su valor absoluto.

Álvarez (1991) realizó un estudio con este método en el valle de Guaymas a lo largo de cuatro líneas con una longitud total de 90 km, midiendo la componente del campo eléctrico paralela a la línea con dipolos contiguos de 500 m de longitud en dos bandas de frecuencia centradas en 8 y 0.5 Hz, con lo cual se obtuvieron dos profundidades de exploración. Puesto que las corrientes inducidas en el subsuelo decaen con el inverso de la

raíz cuadrada de la frecuencia, se tienen dos profundidades de exploración: profundidades someras corresponden con la señal de 8 Hz y mayores profundidades se alcanzan con la de 0.5 Hz. La Figura 19 muestra los resultados de la línea 2 (la más larga de las cuatro líneas, coincidente con la línea gravimétrica G2 de las figuras 8 y 9) de dirección aproximada surnorte, cuva localización se indica en el panel superior. El panel inferior de esta figura muestra el modelo de resistividades estimado y la comparación entre resistividades aparentes relativas observadas y las resistividades aparentes calculadas del modelo, donde la escala de la izquierda debe usarse para las respuestas observadas y la de la derecha para las calculadas. En ambos perfiles de resistividades aparentes observadas el valor en la estación base (denotada como estación "0" en el centro del perfil) se le asigna el valor arbitrario de 1 Ω m. En términos absolutos el ajuste entre respuestas observada y calculada aparentemente es muy malo. Sin embargo, muchas ubicaciones de máximos y mínimos coinciden. Los ajustes de respuestas en las otras tres líneas son de calidad similar. Con esta importante limitación es difícil evaluar la confianza de los modelos de resistividad y la interpretación geológica que Álvarez hizo de ellos.

Sondeos TEM

Un levantamiento de sondeos TEM, anterior al nuestro, fue realizado por la compañía CIGSA y reportado por Canales et al. (2000). El estudio estuvo enfocado al Valle de Boca Abierta, localizado al este de la Sierra de San Francisquito, pero el cubrimiento de sondeos se traslapa con la parte central de nuestra zona de estudio (Figura 16). Ellos realizaron 48 sondeos TEM, 39 de ellos con espiras de 100 x 100 m y 9 con espiras de 300x300 m, estos últimos realizados en sitios ya levantados con espira pequeña. Su



Figura 19. Perfil telúrico 2 de Álvarez (1991). El panel superior indica la localización del perfil. Comparación entre respuestas observadas (líneas discontinuas, escala de la izquierda) y calculadas (líneas continuas, escala de la derecha) en las frecuencias de 8 y 0.5 Hz. Panel inferior: modelo de resistividades.

interpretación de los datos consistió de la inversión de modelos suaves bajo cada sondeo y la construcción de secciones de resistividades a lo largo de 10 perfiles, mapeando así la intrusión salina. Una de estas secciones se muestra en la Figura 20, expresada con contornos de resistividad. En lo particular, dudamos que hayan alcanzado profundidades de investigación de hasta 800m, pues este debe de ser un artificio de la inversión. Resistividades menores a los 6 ohm.m las asociaron a la presencia de agua con salinidades mayores a 1,000 ppm. Además, agruparon las resistividades en unidades sedimentarias con diferentes calidades de agua. En general, este es un buen trabajo. Sin embargo, creemos que les faltaron varios aspectos en la interpretación, como diferenciar el acuífero intrusionado de la Arcilla Azul y la incorporación de la litología de los pozos, entre otros. La Figura 21 muestra una comparación de resistividades obtenidas con sondeos TEM de Canales et al. (2000) y de esta tesis. La discusión de esta figura se realizará en el capitulo III.









II. EL MÉTODO DE LOS SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS

TRANSITORIOS.

Las técnicas electromagnéticas de exploración geofísica se utilizan cada vez más para estimar la resistividad del subsuelo, como una alternativa a los de corriente directa. Las técnicas electromagnéticas pueden ser divididas en dos grupos: en el dominio de la frecuencia y en el dominio tiempo. El método del sondeo electromagnético transitorio, comúnmente conocido como sondeo TEM o TDEM (Transient Electromagnetic, Time Domain Electromagnetic) es una técnica del último grupo usada en diversas aplicaciones (geohidrología, minería, geotermia, etc.).

En general, los sondeos TEM son realizados con un transmisor constituido por una espira de alambre, una bobina o un bipolo eléctrico, y un receptor formado por una bobina o dipolo eléctrico. Con el equipo usado en esta tesis (Figura 22), una corriente DC se inyecta a una espira, la cual produce un campo magnético primario en su vecindad. Un corte rápido de esta corriente ocasiona la interrupción del campo magnético, lo que produce, por la Ley de Faraday, la inducción electromagnética de una corriente eléctrica en el subsuelo, la cual instantáneamente mantiene el campo magnético primario. A su vez, esta corriente genera un campo magnético secundario transitorio. Los cambios del campo magnético secundario con el tiempo inducen un voltaje en la bobina receptora conocido como transitorio. La forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la distribución de la resistividad del terreno debido a que la magnitud y distribución de la corriente inducida depende de él. El carácter migratorio en profundidad de la corriente es usado como un control de la profundidad, es decir, los voltajes de tiempos cortos proveen



Figura 22. a) Configuración del arreglo de bobina central. b) Forma de onda de la corriente en el transmisor. c) Voltaje en el receptor. información de la resistividad somera, mientras que los de tiempos largos la dan de la resistividad a mayor profundidad.

A continuación se presentan los fundamentos teóricos del arreglo conocido como de bobina central, el cual fue usado en este trabajo.

II.1 Voltaje en el centro de una espira circular sobre un subsuelo homogéneo

En el centro de una espira circular colocada en la superficie de un subsuelo homogéneo, el único campo diferente de cero es el campo magnético vertical. En el dominio de las frecuencias esta dado por

$$H_{z}^{imp}(\omega) = \frac{I}{\gamma^{2} a^{3}} \left[3 - e^{-\gamma a} \left(3 + 3\gamma a + \gamma^{2} a^{2} \right) \right]$$
(1)

donde $H_z^{imp}(\omega)$ es la función de transferencia, es decir, la Transformada de Fourier de la respuesta al impulso, *I* es la corriente, $\gamma = \sqrt{i\omega \mu \sigma}$ es la constante de propagación o número de onda, $i = \sqrt{-1}$, ω es la frecuencia angular, σ y μ son la conductividad eléctrica y permeabilidad magnética del semiespacio, y *a* es el radio de la espira.

En los equipos de transitorios electromagnéticos no es común que se use como fuente en el transmisor un impulso, sino un escalón "encendido" u(t) o un escalón "apagado" 1-u(t). A la respuesta en tiempo de la primera se le denomina turn-on o stepon $h_z^{on}(t)$ y a la respuesta de la segunda turn-off o step-off $h_z^{off}(t)$. Para obtener la respuesta magnética al escalón encendido, la función de transferencia primero se divide entre $i\omega$, dado que la función impulso es la derivada de la función escalón $\delta(t) = du/dt$,

tal que $H_z^{on}(\omega) = H_z^{imp}(\omega)/i\omega$. Aplicando la Transformada inversa de Laplace a esta última, se tiene,

$$h_{z}^{on}(t) = \frac{It}{a^{3}\mu\sigma} \left[2\eta^{2} a^{2} \operatorname{erfc}(\eta a) + 3\operatorname{erfc}(\eta a) - \frac{6\eta a}{\sqrt{\pi}} e^{-\eta^{2} a^{2}} \right]$$
(2)

donde $\eta = \sqrt{\mu \sigma/4t}$ y erfc(x) es la función error complementaria, definida por

$$erfc(x) = 1 - erf(x) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{0}^{x} e^{-u^{2}} du$$
, donde $erf(x)$ es la función error. Nótese que la

función error no es una expresión matemática cerrada, pues su argumento aparece en el límite superior de la integral. Para calcularla, es necesario recurrir a su expresión en serie.

La respuesta h_z^{off} se puede obtener de h_z^{on} recordando que en ella la fuente es 1-u(t), tal que,

$$h_z^{off} = h_z^{on}(t \to \infty) - h_z^{on} = I/2a - h_z^{on} ,$$

dando,

$$h_{z}^{off}(t) = \frac{It}{\mu \sigma a^{3}} \left[\left(2\eta^{2} a^{2} - 3 \right) erf(\eta a) + \frac{6\eta a}{\sqrt{\pi}} e^{-\eta^{2} a^{2}} \right]$$
(3)

La derivada $\partial h_z^{off} / \partial t$ se obtiene derivando (3), resultando

$$\frac{\partial h_z^{off}}{\partial t} = -\frac{I}{\mu\sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\eta a) - \frac{2\eta a}{\sqrt{\pi}} (3 + 2\eta^2 a^2) e^{-\eta^2 a^2} \right]$$
(4)

Finalmente, para obtener el voltaje en una bobina de área efectiva A_{Rx} cuando la corriente en el transmisor es un escalón apagado, se usa $v^{off}(t) = \mu A_{Rx} \left(-\partial h_z^{off} / \partial t\right)$, obteniéndose

$$v^{off}(t) = \frac{IA_{Rx}}{\sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\eta a) - \frac{2\eta a}{\sqrt{\pi}} (3 + 2\eta^2 a^2) e^{-\eta^2 a^2} \right]$$
(5)

El comportamiento de la corriente inducida en el subsuelo por la interrupción del campo magnético primario es similar al de un aro de humo de un fumador (Nabighian, 1979). En los tiempos cortos, inmediatamente después de que la corriente del transmisor se apaga, la corriente inducida se puede considerar como una imagen en el subsuelo de la espira transmisora, es decir, es circular, horizontal y está concentrada cerca de la fuente. Conforme pasa el tiempo, la corriente se propaga en las direcciones vertical y horizontal y va decreciendo en intensidad. En la dirección vertical la corriente equivalente se mueve con una velocidad $2/\sqrt{\pi\mu\sigma t}$, tal que en medios resistivos se mueve más rápido que en medios conductores, pero conforme avanza el tiempo la velocidad va disminuyendo. En la dirección horizontal el diámetro del aro de corriente también depende del tiempo y de la conductividad del medio, aumentando en proporción a $\sqrt{2t/\mu\sigma}$ (Nabighian y Macnae, 1991).

Resistividad aparente tardía. En los sondeos TEM es común expresar la respuesta del terreno como el voltaje medido en la bobina receptora o como una resistividad aparente. En los métodos geofísicos del sondeo eléctrico vertical y sondeo magnetotelúrico la resistividad aparente de un semiespacio homogéneo se obtiene directamente de la resistencia e impedancia medidas, respectivamente. Un procedimiento para definir la resistividad aparente en un sondeo TEM no es posible pues la conductividad del

semiespacio no se puede despejar en la expresión (5), dado que ella aparece en el límite superior de la integral que define a la función error y en el exponente del término exponencial. Para resolver este problema se hace uso de la aproximación asintótica de (5) para tiempos muy largos o tiempos tardíos (Kaufman, 1979), dada por,

$$\lim_{t \to \infty} v^{off} \equiv v^{l, off} \cong \frac{IA_{Rx}a^2}{20} \sqrt{\frac{\mu^5 \sigma^3}{\pi}} t^{-5/2}$$
(6)

Con esta aproximación ya es posible despejar la conductividad del semiespacio y así definir la llamada resistividad aparente tardía, la cual es usada para subsuelos heterogéneos al remplazar $v^{l, off}$ por v^{off} ,

$$\rho_{a}^{\prime}(t) = \left[\frac{1}{\pi} \left(\frac{IA_{Rx}a^{2}}{20v^{off}}\right)^{2} \left(\frac{\mu}{t}\right)^{5}\right]^{\frac{1}{3}}$$
(7)

o en términos del momento del transmisor, $m = I\pi a^2$,

$$\rho_a^l(t) = \frac{1}{\pi} \left[\left(\frac{mA_{Rx}}{20 v^{off}} \right)^2 \left(\frac{\mu}{t} \right)^5 \right]^{\frac{1}{3}}$$
(8)

II.2 Respuesta transitoria de una espira circular sobre una tierra estratificada, bobina central.

El modelo de un subsuelo compuesto por capas horizontales de diferente resistividad es el más usado en la interpretación de sondeos TEM en aplicaciones geohidrológicas. Para obtener el voltaje inducido en una bobina horizontal colocada en el centro de una espira circular sobre un subsuelo estratificado es necesario calcular primero la respuesta en frecuencias y después transformarla al tiempo. El proceso de cálculo se puede resumir en tres etapas secuenciales: transformada de Hankel, transformada inversa de Fourier y corrección de rampas. A continuación se hace una breve descripción de ellas. (Flores, 2000).

Transformada de Hankel. En esta primera etapa se determina la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias, expresada por la transformada de Hankel (Ryu et al, 1970):

$$H_{z}(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_{0}^{\infty} K(\lambda, \omega, \rho_{j}, e_{j}) J_{1}(\lambda a) d\lambda$$
(9)

donde I es la intensidad de la corriente continua en el transmisor antes del corte, a es el radio de la espira, λ es la variable de integración, K es el kernel de la transformada, ω es la frecuencia angular, ρ_j, e_j son las resistividades y espesores de las N capas del modelo y $J_1(\cdot)$ es la función Bessel de primer orden. El kernel de (9) está dado por (Wait,1962),

$$K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) = \frac{2 Y_0 \lambda}{Y_0 + \hat{Y}_1}$$
(10)

donde $Y_0 = \lambda / (i \omega \mu_0)$ es la admitancia intrínseca del aire y \hat{Y}_1 y es la admitancia superficial. Esta última se calcula iterativamente, empezando desde la última capa, con:

$$\hat{Y}_{N} = Y_{N},$$

$$\hat{Y}_{n} = Y_{n} \frac{(\hat{Y}_{n+1} + Y_{n}) + (\hat{Y}_{n+1} - Y_{n}) \exp(-2u_{n}e_{n})}{(\hat{Y}_{n+1} + Y_{n}) - (\hat{Y}_{n+1} - Y_{n}) \exp(-2u_{n}e_{n})} \qquad n = N - 1, N - 2, \dots, 1$$
(11)

donde $Y_n = u_n/i\omega\mu$, $u_n = (\lambda^2 + \gamma_n^2)^{\frac{1}{2}}$, $i = \sqrt{-1}$, siendo $\gamma_n = \sqrt{i\omega\mu/\rho_n}$ el número de onda o constante de propagación de la n-ésima capa. En esta formulación se

ignoran las corrientes de desplazamiento y se supone que la permeabilidad magnética es la del espacio libre ($\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m).

Para evaluar numéricamente la integral (9) usamos la técnica de convolución o filtrado digital (Ghosh, 1971) en donde, mediante un cambio de variables, la transformada de Hankel se transforma en una integral de convolución, cuya versión discreta es

$$H_{j} = \sum_{i} K_{j-i} W_{i} \tag{12}$$

donde W son los coeficientes del filtro asociado a la función de Bessel y K representa al kernel discretizado. El filtro y la rutina de cálculo propuestos por Anderson (1979) se usaron para realizar esta convolución. En este algoritmo la sumatoria en (12) es truncada cuando uno de los productos $K_{j-i}W_i$ es menor que el producto máximo multiplicado por un valor de tolerancia definido de antemano por el usuario. Esta tolerancia dicta el grado de exactitud requerido.

Transformada de Fourier. El segundo paso lo constituye la transformación de $H_z(\omega)$ al dominio del tiempo para obtener el voltaje transitorio inducido en la bobina receptora. Esta operación está definida por una transformada inversa seno de Fourier de la parte imaginaria del campo magnético

$$v^{off}(t) = -\frac{2\mu A_{Rx}}{\pi} \int_0^\infty \operatorname{Im}[H_z(\omega)] \operatorname{sen}(\omega t) \, d\omega \tag{13}$$

donde A_{Rx} es el área efectiva de la bobina receptora y v^{off} es la respuesta al escalón, es decir, el voltaje en el receptor cuando la corriente inyectada en la espira transmisora es un

escalón teórico que se apaga instantáneamente en t=0. En forma análoga al cálculo de la transformada de Hankel, la transformada de Fourier (13) la evaluamos con una convolución usando los filtros publicados por Anderson (1975).

Corrección de rampas. La última etapa del proceso de cálculo consiste en la incorporación de la corriente real del equipo de adquisición de datos, que en nuestro caso corresponde a la trapezoidal usada por el sistema Geonics. Esta corriente, caracterizada por ser periódica y tener apagados y encendidos en forma de rampas lineales de ancho t_r (Figura 17), difiere de la corriente teórica, que es aperiódica y con apagado instantáneo. El voltaje calculado con (13) corresponde a esta corriente teórica.

Fitterman y Anderson (1987) demostraron que el efecto en $v^{off}(t)$ de la corriente trapezoidal es la suma de los efectos de las M rampas anteriores al tiempo cero,

$$v(t) = \sum_{i=1}^{M} P_i\left(v^{off}(t)\right) \tag{14}$$

donde P_i es un promedio de $v^{off}(t)$ en una ventana de ancho t_r , expresado por la integral

$$P_{i}\left(v^{off}\left(t\right)\right) = \frac{1}{t_{r}} \int_{t_{a}}^{t_{a}+t_{r}} v^{off}\left(\tau\right) d\tau$$
(15)

Puesto que la variación de v^{off} es suave con el tiempo, esta integral es evaluada con el método de Simpson de cinco puntos. Otras consideraciones de eficiencia computacional en el proceso de corrección de rampas están descritas en Flores (2000).

Finalmente, aunque el voltaje en función del tiempo puede usarse como la respuesta del subsuelo, el formato más común de presentación de resultados es con la función de resistividad aparente, que para el caso de sondeos transitorios es una resistividad aparente tardía, definida por (8), donde $v^{off}(t)$ es sustituida por v(t).

III. SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS EN EL VALLE DE

GUAYMAS

III.1 Arreglo de campo e instrumentación

En la actualidad existe una gran variedad de arreglos transmisor (Tx) - receptor (Rx) y de equipos comerciales que manejan diferentes formas de la corriente en el transmisor (Spies y Frischknecht, 1991). La Figura 23 muestra los arreglos Tx-Rx y las formas de la corriente más comúnmente usadas. En este trabajo se utilizó el arreglo de bobina central o "in-loop", en el cual el transmisor consta de una gran espira cuadrada o rectangular de una sola vuelta, formada por un alambre aislado que se coloca sobre el terreno. El receptor es una bobina horizontal multivueltas, sensible a la derivada temporal de la componente vertical del campo magnético, la cual se coloca en el centro de la espira (Figura 22a).

El levantamiento de los sondeos fue realizado con el sistema Geonics TEM57, propiedad del CICESE. La forma de onda de la corriente inyectada en la espira es de tipo trapezoidal, bipolar y periódica (Figura 22b). La fuente de energía es un generador de corriente AC, la cual es rectificada por una unidad transmisora. Los períodos de esta corriente pueden ser de 33.3, 133 y 333 ms, que corresponden a las frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz, respectivamente. Entre la unidad receptora computarizada y la unidad transmisora se conecta un cable de referencia para establecer la sincronía entre la corriente inyectada y el voltaje medido.

La Figura 22c muestra los voltajes primario y secundario inducidos en la bobina receptora. Para cada período hay cuatro curvas de voltaje secundario transitorio. Solamente
Т×	ARREGLOS Rx				TIPOS DE FORMA DE ONDA DE LA CORRIENTE		
O	φ	Bobinas coplana	horizontales res	irriente >	\bigwedge	s (Senoidal sistema INPUT)
0	0	Bobinas coplana	verticales res	0		\bigvee	
-()	-()	Bobinas coaxiale	verticales s				Triangular (sistema UTEM)
- ()	Ф	Bobinas	perpendiculares				\overrightarrow{t}
[]		φ	Fuente eléctrica dipolar Arreglo en linea.			TRAPE (Geonics Crone	ZOIDAL s, Sirotem, PEM, Newmont)
$\left(\right)$	\bigwedge	⊅-()	Fuente eléctrica dipolar. Arreglo ecuatorial		, <u> </u>		> †
1	ſ	₽-(}	Fuente lineal				
\square	0-	-0-	Espira grande y fija. Turam				
_]		Espira sencilla (single lo dos espiras coincidentes (coincident loop)	op) o			
[Ð/	B (OBINA CENTRAL IN-LOOP o CENTRAL	LOOF	^o)		

Figura 23. Tipos de arreglos transmisor (Tx) – receptor (Rx) y características de las corrientes en el Tx.

las dos curvas que corresponden al apagado de la corriente son grabadas (a una de ellas se le cambia la polaridad), debido a que el control electrónico de las rampas solo se aplica cuando la corriente se apaga. Cada transitorio es muestreado, promediado y grabado en 20 ventanas espaciadas logarítmicamente (Figura 24). Las ventanas de tiempos cortos son angostas, mientras que las de tiempos largos son anchas. Esta estrategia previamente establecida en el diseño del equipo, tiene el objeto de incrementar el promediado donde los voltajes son muy pequeños (tiempos largos) y reducirlo donde los voltajes son intensos (tiempos cortos). Para reducir el efecto del ruido electromagnético ambiental, generalmente se promedian o apilan decenas o centenas de realizaciones.

III.2 Los Datos

En la Figura 25 se muestra la ubicación de los 44 sondeos TEM levantados. Ellos están distribuidos a lo largo de tres líneas sur-norte perpendiculares a la costa, con separaciones entre líneas que varían de 2 a 6 km. La separación promedio entre los sondeos fue cercana a 2 km. Los datos de campo fueron adquiridos en cinco campañas en los años 2004 y 2005. Se utilizaron espiras cuadradas y rectangulares para generar los campos fuente. Sus dimensiones y formas dependieron del acceso, el espacio disponible y los permisos de los propietarios de las tierras, variando de 300 x 300 m a 150 x 150 m. Tratamos de utilizar las espiras más grandes para alcanzar las profundidades máximas de investigación con el equipo disponible. Solamente el 20% de los sondeos fueron adquiridos con las espiras más pequeñas de 150 x 150 m.

Todos los voltajes de decaimiento fueron medidos con una bobina horizontal en el centro de la espira, empleando en el transmisor las frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz,











obteniendo un total de 60 voltajes apilados para cada sondeo. En la adquisición de los datos de campo tuvimos cuidado en maximizar la relación señal a ruido aumentando el número de apilamientos en la frecuencia más baja (3 Hz). Cada curva de voltaje fue el resultado del apilamiento de 480, 240, y 720 para las frecuencias de repetición de 30, 7.5, y 3 Hz, respectivamente. Se obtuvieron cinco registros para cada frecuencia, los cuales fueron promediados para obtener los voltajes finales. Cuando fue necesario, los voltajes crudos fueron editados para eliminar los valores extremos. Este proceso de reducción de ruido fue aplicado solamente al 0.6 % de todos los voltajes, principalmente a los datos de tiempos tardíos, donde el ruido electromagnético natural generó datos dispersos en algunos sondeos. En siete sondeos varios voltajes de tiempos tardíos fueron descartados debido a sus errores estándar grandes y a su comportamiento disperso.

La Figura 26 muestra ejemplos de los datos originales (sin edición) de voltajes y resistividades aparentes y los correspondientes modelos de dos sondeos (5 y 39). En cada respuesta de voltajes están graficados 300 valores, que corresponden a cinco registros para cada una de las tres frecuencias, cada una de ellas formada por 20 ventanas. El nivel de ruido durante la campaña de campo fue de aproximadamente 10^{-8} volts. Puesto que todos los voltajes del sondeo 5 están arriba de este nivel, la dispersión de los valores es mínima. En contraste, los voltajes de tiempos largos del sondeo 39 están cerca o por debajo de este nivel, por lo que ellos muestran una dispersión significativa. La espira y corriente usadas en el sondeo 5 fueron de 250 x 300 m y 4.7 Amp, y de 300 x 300 m y 4.0 Amp en el sondeo 39, tal que sus momentos son similares (3.5×10^{-5} y 3.6×10^{-5} Amp m², respectivamente). La razón por la que los voltajes se comportan en forma diferente se debe a las diferentes



Figura 26. Ejemplos de dos sondeos típicos de TEM en el área de estudio.

resistividades del subsuelo. El terreno tan conductor bajo el sondeo 5 ocasiona que el decaimiento de los voltajes se presente a partir de tiempos intermedios y que el decaimiento sea lento. En cambio, el medio más resistivo bajo el sondeo 39 produce que los voltajes empiecen a decaer desde los tiempos cortos y que el decaimiento se lleve a cabo con una mayor pendiente.

III.3 Inversión de datos.

Los datos de cada sondeo fueron invertidos con el algoritmo linealizado de mínimos cuadrados de Jupp y Vozoff (1975). La solución del problema directo requerido en cada iteración de la inversión fue calculada con los filtros lineales digitales propuestos por Anderson (1975; 1979), y el efecto del apagado lineal de la rampa se obtuvo por convolución de la rampa de corriente con la respuesta del escalón apagado (Fitterman y Anderson, 1987), descritos en el capítulo II. Las espiras rectangulares o cuadradas fueron aproximadas con espiras circulares de igual área. El error en esta aproximación afecta solamente los datos en tiempos cortos en medios muy conductores, siendo despreciables cuando la estructura somera es moderadamente resistiva (Flores, 2000).

La selección del mejor modelo se basó en la obtención del mínimo error medio cuadrático, también conocido como error rms (root mean square), con el mínimo número de capas. La definición del error rms usada en este trabajo es

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{d_i - c_i}{\sigma_i}\right)^2}$$
(16),

donde N es el número de datos (generalmente 60), d_i son los voltajes observados, c_i los

voltajes calculados, y σ_i los errores estándar de los datos observados. Un error de ajuste unitario indica que el modelo reproduce los datos observados tan bien como los errores de los datos lo permiten.

El número de capas de los modelos finales varió de dos a cinco, pero la mayoría de ellos (60%) fue de cuatro capas. Los voltajes medidos fueron reproducidos adecuadamente por las respuestas calculadas de los modelos invertidos. El error de ajuste promedio fue de 1.58, con una desviación estándar de 0.43. En el Apéndice A se incluye una tabla que describe los parámetros e incertidumbres de los modelos obtenidos y las gráficas de respuestas observadas, calculadas y modelos para cada uno de los sondeos. Estas gráficas están arregladas por línea, empezando con los sondeos localizados en la costa.

La Figura 27 presenta los resultados de seis sondeos ilustrando las principales características de los ajustes y modelos invertidos. En la parte superior de cada sondeo se incluyen las resistividades aparentes observadas para las tres frecuencias de repetición y sus correspondientes errores estándar, así como las respuestas calculadas (líneas continuas) y el error de ajuste rms (ɛ). Aún cuando la inversión se realizó con los voltajes, la comparación de respuestas se presenta en términos de resistividades aparentes de tiempos tardíos pues éstas son más adecuadas para visualizar la variación de la resistividad con la profundidad. Es necesario hacer notar que aun para el caso de un semiespacio homogéneo, estas respuestas siempre tienen un "brazo descendente" en tiempos tempranos, donde la resistividad aparente es mayor que la resistividad del semiespacio (McNeill, 1994), contrario a lo que sucede en las curvas de resistividad obtenidas con sondeos eléctricos en separaciones electródicas cortas. Las gráficas inferiores de la Figura 27a muestran los



Figura 27. a) Ejemplos de seis sondeos típicos de TEM. En cada par superior se muestra la comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas y el error rms de ajuste ε . En los diferentes paneles inferiores se muestran los modelos invertidos y la estimación de las incertidumbres en las resistividades y profundidades a las interfases. b) voltajes observados del sondeo 41 con voltajes negativos en tiempos largos.

modelos finales determinados con la inversión usando escalas logarítmicas tanto para el eje de las resistividades como para el de las profundidades. Las incertidumbres estimadas en las resistividades y profundidades a las interfaces se muestran con las barras de error. Una flecha en el extremo de una barra indica que el intervalo de variación cae fuera del área graficada.

Los sondeos ejemplo de la Figura 27a están arreglados de sur a norte. La característica más relevante de los modelos es la presencia de una capa conductora a profundidad, cuya resistividad va aumentando gradualmente de sur a norte. Esta capa de baja resistividad se manifiesta claramente en los datos como un mínimo de las resistividades aparentes. Del total de 44 sondeos adquiridos, solamente uno no fue invertido (sondeo 41) debido a que los datos indican la presencia de polarización inducida, posiblemente sobrepuesto a un efecto tridimensional. La Figura 27b muestra los voltajes observados para este sondeo, donde se nota que los voltajes de tiempos largos son negativos, lo cual es indicativo de efectos de polarización inducida. Este sondeo está situado sobre el relleno sedimentario pero a pocas decenas de metros de un afloramiento de basalto de la Sierra San Francisquito, por lo que no es inesperada la presencia de un efecto lateral en los datos que impide interpretarlos con un modelo de capas.

La Figura 28 ilustra el método usado para estimar las incertidumbres de los modelos para el caso particular del sondeo 10. La Figura 28a despliega 15 modelos diferentes que reproducen los datos observados con un error de ajuste menor a 1.639 (Figura 28b). Este valor umbral es 2% mayor que el error de 1.607 del mejor modelo (Figura 28c). El ajuste entre las resistividades aparentes observadas y calculadas es bueno excepto en tres datos de



Figura 28. Resultados de la inversión para el sondeo 10 ubicado cerca del ejido San Fernando. a) Grupo de 15 modelos que ajustan los datos con un error de ajuste menor que 1.639. b) Datos de resistividad aparente observada (símbolos) con barras de error y las 15 respuestas calculadas. c) mejor modelo con barras de error estimadas. La flecha para el límite superior de la resistividad del segundo estrato indica que es posible que haya resistividades mayores.

tiempos tempranos. La Figura 28c muestra las barras de error estimadas para las resistividades de los cuatro estratos y las tres profundidades a las interfases. El tercer estrato corresponde al acuífero intrusionado con agua marina, el cual se discutirá más adelante. Es importante notar que los tres parámetros de este estrato (profundidades a la cima y base y resistividad) tienen incertidumbres pequeñas, es decir, esta capa está relativamente bien resuelta y no sufre de un problema de equivalencia serio. En general, esta conclusión es válida para el resto de los sondeos. La Figura 28c refleja también una característica observada en alrededor del 33% de los modelos; la baja sensibilidad de los datos para determinar la resistividad de un estrato resistivo. La Figura 28a muestra que la resistividad de la segunda capa tiene un rango amplio de variación, que va de 70 Ω m a valores mayores a 10,000 Ω m. Este resultado es esperado, ya que es bien conocido que los métodos electromagnéticos tienen esta limitación porque poca corriente es inducida en capas resistivas, especialmente cuando éstas están bordeadas por capas conductoras. Sin embargo, nótese que el espesor de este segundo estrato tiene un error bajo y la profundidad a su cima está razonablemente bien resuelta.

III.4 Perfiles de Resistividad

Las secciones o perfiles de resistividad de las tres líneas se construyeron a partir de los modelos de capas. Debido a la inclusión de información geohidrológica y geológica en estas secciones y al considerable detalle de los modelos, los resultados se presentan en las figuras (Figuras 29-35), las cuales enfatizan diferentes aspectos de la información. Las Figuras 29, 30 y 31 despliegan las tres secciones con las resistividades de las capas y las

Figura 29. Sección de resistividad de la línea 1 obtenida de los sondeos TEM. Se incluyen el nivel freático del 2004 y las PG0-Z8 9.3 6.3 30 + M + 2 6.3 26 36 20 ▲ × × cima de la Arcilla Azul 24 exag. vert. 20x 4.1 PGE-10A 35 00 2 U.T. 5.3 ° 6.8 34 50 horizonte de arcilla 33 12 4 PGB-6 pozo distancia de la costa (km) 9 5.0 20 31 6.1 200 300 3.0 2.9 4 29 30 SIMBOLOGIA 5.5 LINEA interfase entre incertidumbres 3.5 0.0 V 0 300 20 resistividad PG0-1 12 capas con D PCG-7 10000 1000 100 0 (mqq) OT2 PCG-8 6.2 2.7 29 + 🖓 . nivel fređiico PCG-2 26 4 sondeo TEM 001 25 PCG-4 6 1.0 -Ω N ПП 0.95 5.0 -0-5 1001 0 -300--400 -100 -200 (wusw) elevación

profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases. El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 2000, proyectados sobre la línea 1, empleando una escala logarítmica. Exageración vertical de 10.

Sólidos Totales Disueltos 2000



profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases. Figura 30. Sección de resistividad de la línea 2 obtenida de los sondeos TEM. Se incluyen el nivel freático del 2004 y las El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 2000, proyectados sobre la línea 2, empleando una escala logarítmica. Exageración vertical de 10.









▲ * * cima de la Arcilla Azul

PGB-6 pozo

20 resistividad

• 🖓 • nivel freático

SIMBOLOGIA

exag. vert. 20x

horizonte de arcilla

> interfase entre - capas con incertidumbres

35 sondeo TEM



Figura 32. Versión a color de la Figura 29. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 33. Versión a color de la Figura 30. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 34. Versión a color de la Figura 31. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 35. Variación lateral de la resistividad a lo largo de las tres líneas de TEM. Los límites de incertidumbre con una flecha indican que caen más allá del área graficada.

profundidades a sus interfases, así como las incertidumbres de éstas últimas graficadas como barras de error. Para mayor claridad, no aparecen las resistividades de las capas más someras. Las correlaciones propuestas entre las interfases de los modelos adyacentes están representadas con líneas discontinuas. Estas figuras también incluye la litología de los pozos próximos a cada sección, donde los horizontes de arcilla se enfatizan con un patrón rellenado en negro. Los pozos localizados a más de 1 km de las secciones se presentan con líneas discontinuas. Se indican también las profundidades donde los pozos penetraron la cima y la base de la Arcilla Azul, mostrando la interpolación de su cima con pequeñas cruces. Asimismo, las profundidades al nivel freático para el año 2004 se grafican con pequeños círculos, y en el panel superior se presentan los valores de los Sólidos Totales Disueltos (STD) del año 2000 (Canales et al., 2000). Desafortunadamente, no hay datos disponibles para el 2004.

Por su parte, las Figuras 32, 33 y 34 ilustran las resistividades de las capas con un código de color en escala logarítmica, usando cinco intervalos igualmente espaciados por década. Estas figuras también muestran la interpretación de la distribución de resistividades en términos de unidades hidrogeológicas. Finalmente, la Figura 35 presenta la variación espacial de la resistividad en la zona no saturada o vadosa, acuífero superior, Arcilla Azul, y acuífero inferior, con las correspondientes incertidumbres desplegadas como barras de error.

El comportamiento espacial de la resistividad en las tres secciones puede ser caracterizado en zonas sur y norte. La división entre ellas tiene lugar a una distancia aproximada de 14 a 16 km de la línea de costa. En la zona sur el comportamiento de la resistividad es simple y claro, mientras que en varias localidades de la zona norte es más complicada, tal como se explicará a continuación.

III.4.1 La zona sur (costa)

Esta zona está caracterizada por:

a) Una muy buena correlación lateral entre interfaces de modelos vecinos.

b) Una buena coincidencia entre la cima del conductor y el nivel freático.

Las Figuras 29, 30 y 31 claramente muestran la presencia de un conductor con resistividades que varían de menos de $1 \Omega m$ en la costa a valores de alrededor de $6 \Omega m$ a 16 km de la costa. Este conductor, que prácticamente aflora en la costa, gradualmente se profundiza tierra adentro. Su cima está muy próxima a la profundidad del nivel freático y su base concuerda bien con la cima de la Arcilla Azul. Estas características claramente indican que este conductor es la expresión eléctrica del acuífero superior intrusionado por agua marina (Figuras 32, 33 y 34). El espesor promedio de este conductor en esta zona es de 94 +/- 24 m y la profundidad a su cima varía de cero en la costa a 71 m a 14 km de la costa en la Línea 3.

Sobre el conductor existe una zona resistiva de resistividad muy variable (Figura 35) que debe estar asociada a la zona no saturada o vadosa. Esta zona está compuesta por 1 o 2 capas. En este último caso, la primera capa es invariablemente muy conductora y solo tiene algunos metros de espesor, por lo que es muy probable que esté producida por una capa superficial de arcilla. En este caso, las resistividades graficadas en la Figura 35 corresponden a la de la segunda capa, que sistemáticamente es la más gruesa.

El semiespacio que subyace al conductor debe de asociarse a la Arcilla Azul. Sus resistividades son sistemáticamente mayores que las del conductor, pero sus valores son relativamente pequeños, ya que varían de 2.5 a $13 \Omega m$, (exceptuando el sondeo 43, cuyo valor es de $22 \Omega m$, el cual puede estar influenciado por el cuerpo resistivo asociado a la Sierra de San Francisquito) los cuales son valores comúnmente encontrados en cuerpos arcillosos. Con excepción del modelo del sondeo 14 de la Línea 2, ningún otro sondeo de la zona sur detectó una interfase que se pudiera adjudicar a la base de la Arcilla Azul. El efecto conjunto de las bajas resistividades del acuífero superior y la Arcilla Azul ocasiona que prácticamente toda la corriente se induzca en ellos, impidiendo que las corrientes penetren mas profundo.

Los sondeos 5, 27 y 15 de la Figura 27, y 10 de la Figura 28 son ejemplos de los ajustes y modelos de la zona sur, donde se puede notar que el conductor principal está bien resuelto debido a que las incertidumbres en su resistividad y en las profundidades a su cima y base son relativamente pequeñas. Como se mencionó arriba, bajo algunos sondeos el parámetro menos resuelto es la resistividad del estrato resistivo asociado a la zona vadosa, como es el caso de los sondeos 10 y 15.

Un rasgo interesante de la estructura eléctrica ocurre en la Línea 2 de 13 a 18 km de la costa (Figura 30). Bajo tres sitios consecutivos (15,17 y 18) pudimos diferenciar dos capas dentro del acuífero superior. Las resistividades de la capa superior/capa inferior en estos sondeos fueron 4.1/2.5, 7.1/4.7, y 7.7/5.0, siendo la capa inferior sistemáticamente más conductora. Aunque estos no son contrastes fuertes de resistividad, consideramos que la estratificación está justificada por el hecho de que las barras de error no se traslapan en ningún caso. Nosotros interpretamos esta interestratificación en el conductor principal como el incremento gradual de la salinidad con la profundidad en el acuífero superior saturado debido a la densidad mayor del agua más salada.

Los perfiles de STD del acuífero superior están graficados en escala logarítmica en el panel superior de las Figuras 29, 30 y 31. En la línea 3 (Figura 31) se observa un alto local aproximadamente a 14 km de la costa superpuesto a una tendencia regional de disminución de la salinidad del agua tierra adentro mostrada en las Figuras 29 y 30. Este máximo local, muy claro en el mapa de la Figura 8, es probable que esté producido por un mayor bombeo del acuífero en los pozos situados en esta zona. Desconocemos si este máximo local de salinidad prevalece en los años 2004-2005, es decir, durante el período de levantamiento de los sondeos TEM, ya que no se observa una disminución de las resistividades del acuífero en esta zona. En estos perfiles se puede observar que el punto inicial de la Línea 1 (Figura 29) corresponde a un valor de STD de 19,000 ppm a una distancia de 10.4 km de la costa y finaliza con 1,000 ppm a 14.7 km de la costa. El perfil de la Línea 2 (Figura 30) es el que tiene mayor cobertura, ya que abarca el intervalo de 6.5 a 19.2 km de la costa, mostrando valores desde 5,000 ppm a 560 ppm en su extremo norte. La Línea 3 (Figura 31), de 11.3 a 15.9 km de la costa, tiene valores de 1,000 ppm en sus extremos, con un máximo local de 1,500 ppm. Una correlación cuantitativa entre los valores de STD y la conductividad del acuífero superior se discute posteriormente.

III.4.2 La zona norte

En esta zona el conductor asociado con el acuífero superior también muestra resistividades que sistemáticamente aumentan tierra adentro (Figura 35), pero la estructura eléctrica es más complicada, teniendo las siguientes características (Figuras 29, 30 y 31).

 a) Existen zonas donde la continuidad lateral entre interfaces de modelos vecinos es difícil de definir.

b) En la mayoría de los modelos la profundidad a la cima del conductor no concuerda con la profundidad al nivel freático del año 2004. En la mayoría de los modelos el nivel freático está más profundo que la cima del conductor.

c) A diferencia de la zona sur, la asociación entre la base del conductor y la cima de la Arcilla Azul ya no es clara.

Nosotros proponemos que la presencia de muchas capas de arcilla en los sedimentos clásticos que sobreyacen a la Arcilla Azul está produciendo los problemas descritos en a), b) y c). De la evidencia litológica encontrada en siete pozos gemelos (Figura 5), estos lentes de arcilla están caracterizados por espesores y profundidades variables, y típicamente tienen dimensiones horizontales menores a los 100 m, ya que las separaciones entre estos pozos gemelos son del orden de 100 m. Este arreglo desordenado de lentes de arcilla representa una fuente de ruido para el modelo de capas horizontalmente homogéneas supuestas en la inversión. Aunque también existen lentes de arcilla en la zona sur, allá el acuífero superior tiene resistividades tan bajas que su señal es mucho más fuerte que el ruido de las capas de arcilla desordenadas. En contraste, en la zona norte, las resistividades del acuífero superior tienen valores más altos (Figura 35), de tal forma que el efecto global de estas capas de arcilla puede dar una profundidad más somera a la cima del conductor. Un factor que posiblemente contribuya al problema descrito en c), es que el contraste de resistividad relativamente fuerte entre el acuífero superior y la Arcilla Azul que existe en la zona sur ya no está presente en la zona norte. Aquí, el acuífero tiene resistividades similares a las de la

Arcilla Azul, e incluso hay algunos modelos donde la resistividad de la Arcilla Azul es menor que la del acuífero superior.

Las resistividades más altas encontradas en la zona norte facilitaron una penetración más profunda de la corriente inducida, permitiendo la detección de interfases por debajo de la Arcilla Azul, de tal forma que existen doce estimaciones de la resistividad del acuífero inferior en esta zona (panel inferior de la Figura 35). El promedio y desviación estándar de estas resistividades es de 12.6 y 8.9 Ωm, respectivamente. Resulta interesante comparar este promedio con el de las resistividades del acuífero superior donde el agua tiene salinidades menores a 1,000 ppm, es decir, agua considerada de buena calidad. Para este fin, consideramos diez resistividades del acuífero superior localizadas en los extremos norte de las secciones, más allá de 22 km de la costa, resultando en un promedio y desviación estándar de 7.8 y 2.7 Ω m, respectivamente. Debido al traslape ocasionado por la mayor desviación estándar del primer promedio, estos dos promedios no se pueden considerar diferentes entre si, sino estadísticamente iguales. Entonces, al menos en la región norte de la zona de estudio, nosotros no encontramos evidencia que apoye a un acuífero inferior mineralizado, tal como propusieron Herrera et al (1984), debido a que su resistividad es comparable a la del acuífero superior con agua dulce.

Solamente hubo una localidad donde se alcanzó el basamento (sondeo 39 de la Línea 2). Esto se puede aseverar pues la interfase más profunda en este sondeo prácticamente coincide con la profundidad de la pizarra encontrada en el pozo PGB-6 (Figura 30). La resistividad de 35 Ω m de la capa más profunda bajo este sondeo aparenta ser un valor muy bajo para asignarlo a un basamento impermeable, sin embargo, el contenido de arcilla de la pizarra encontrada en este pozo puede explicar su bajo valor.

Un rasgo que llama la atención es la presencia anómala de dos resistividades bajas en los sondeos 23 y 24 de la Línea 2 (4.3 y 3.8 Ω m, respectivamente), en profundidades que corresponden a la del acuífero inferior. Esta zona anómala es de carácter local, ya que los modelos vecinos presentan resistividades mayores en las mismas profundidades. La posible existencia de arcillas en estas profundidades parece ser una explicación débil, ya que el pozo PGB-6, localizado aproximadamente 1 km al norte del sondeo 24, no muestra evidencias de ello. Aunque cabe la posibilidad de que se deba a una zona hidrotermal atrapada en el acuífero inferior, los análisis químicos de geotermometría de Prol (1991) no muestran anomalía alguna en esta zona.

En base al modelo de las Figuras 30 y 31, la Arcilla Azul presenta su mayor espesor (260 m) y la mayor profundidad a su base (440 m) bajo el sondeo 46 de la Línea 3 (Figura 31), localizado a 16 km de la costa. Resulta interesante que aproximadamente a esta distancia de la costa el basamento interpretado con gravimetría presenta su máxima profundidad (Figura 4). Entonces, el engrosamiento de la Arcilla Azul parece corresponder con un basamento más profundo.

La Figura 35 muestra la variación espacial de la resistividad a lo largo de las tres líneas. En la zona vadosa las resistividades tienen una dispersión considerable, probablemente debido a la presencia de lentes de arcilla conductoras inmersas en la zona no saturada de resistividad relativamente alta. El comportamiento de las resistividades en el acuífero superior es muy similar en las tres líneas, mostrando un incremento gradual conforme la distancia a la costa aumenta; los valores varían desde menos de $1\Omega m$ en la costa hasta cerca de 10 Ωm en los sondeos más alejados del litoral. Por su parte, las resistividades de la Arcilla Azul en la Línea 2 muestran un ligero aumento hacia tierra adentro, el cual no es observable en las otras dos líneas. La resistividad promedio de las 42 estimaciones en esta unidad litológica es de 6.52 +/- 3.15 Ω m, el cual concuerda con la expectativa de una resistividad baja típica de arcillas. Por lo general, las resistividades del acuífero inferior son ligeramente mayores a las de la Arcilla Azul, tal que el promedio de las 12 estimaciones de su resistividad es de 12.6 +/- 8.9 Ω m. El buen contraste de resistividades entre el acuífero superior y la Arcilla Azul en las zonas sur y central de los perfiles permitió una buena definición de la interfase entre ellos. Sin embargo, en la zona norte sus resistividades son similares, lo que dificultó la estimación de la interfase.

Por ser de interés para la posible instalación de una planta desalinizadora de agua, incluimos en la Figura 36 las secciones de resistividad de las líneas 4 y 5, que son perfiles de dirección oeste-este y son los más próximos a la línea de costa, donde no existía ningún tipo de información. Su ubicación se indica en el recuadro de esta figura. Es notable la homogeneidad lateral de la resistividad en estos perfiles. La zona saturada de agua de alta salinidad corresponde al medio con resistividades del orden de 1 Ω m, con espesor de aproximadamente 100 m. El medio subyacente con resistividades mayores debe corresponder a la Arcilla Azul.

III..5 Comparación con sondeos TEM previos

Como se mencionó en la introducción, antes de este estudio, Canales et al (2000) realizaron un estudio con sondeos TEM en un área que parcialmente se traslapa con la cubierta por nuestros sondeos. Por lo anterior, resulta importante comparar sus modelos con



Figura 36. Secciones de resistividad de las líneas oeste-este 4 y 5. La correlación entre capas se muestra con secciones discontinuas. La ubicación de las líneas se incluye en el panel superior.

los nuestros. La Figura 21 muestra esta comparación. Para ello se seleccionaron 10 sondeos ubicados a menos de 1250 m de alguno de los nuestros. Puesto que no tuvimos acceso a sus modelos de capas, se consideraron los que ellos obtuvieron con variación vertical suave de la resistividad (modelos Occam) para compararlos con nuestros modelos de capas. Los valores de resistividad los leímos de sus secciones suaves de resistividad. Ocho de estos sondeos fueron realizados con espiras de 100x100 m, los restantes con espiras de 300x300 m, todos ellos con el arreglo de espira coincidente.

En general, hay una buena concordancia entre modelos. Como se mencionó en este capítulo, dos de los parámetros bien resueltos en nuestros sondeos son la profundidad a la cima del conductor principal y la resistividad de este conductor. Los modelos de Canales son similares a los nuestros en estos dos rasgos. La cima del conductor principal se manifiesta en sus modelos como un descenso brusco de la resistividad, con una buena concordancia entre la profundidad del máximo gradiente vertical y la profundidad de nuestro conductor principal. El valor de sus mínimos resistivos también concuerda con la resistividad de nuestro conductor.

En profundidades someras (arriba del conductor principal) aparentemente existen discrepancias fuertes entre los dos conjuntos de modelos. En seis de nuestros modelos de capas hay una capa conductora superficial seguida de una capa de alta resistividad, la que invariablemente está mal resuelta. Las resistividades someras en los modelos suaves no muestran resistividades altas que se asemejen a las de nuestras capas resistivas. La discrepancia se puede explicar con la forma en como opera el algoritmo de inversión Occam, que minimiza la variación vertical de la resistividad, tal que, en vez de dar como

resultado el cambio brusco en resistividad entre las capas conductora y resistiva, la inversión Occam prefiere la solución de una variación suave.

Para profundidades abajo del conductor principal también existe semejanza entre los modelos, aunque hay varios donde la resistividad Occam muestra valores mayores que los de la última capa. Es difícil hacer la comparación de modelos con más detalle pues desconocemos los errores de ajuste y no sabemos si incluyeron los errors en los datos para realizar la inversión, siendo éste un factor importante para evaluar la confiabilidad de un modelo, especialmente para la estructura más profunda.

En el capítulo I se mencionó que Canales afirma haber alcanzado profundidades de investigación de hasta 800 m. Para comparar las máximas profundidades de investigación alcanzadas por nuestros sondeos y los de Canales utilizamos la expresión de Spies (1989) para la máxima profundidad de investigación de un sondeo de espira central o espiras coincidente (D_{max}), dada por

$$D_{\max} \cong 0.55 \left(\frac{M_{T_x} \overline{\rho}}{\eta}\right)^{1/5},$$

donde $M_{\tau x} = I A_{\tau x}$ es el momento del transmisor, *I* es la corriente en la espira, $A_{\tau x}$ es el área de la espira, $\overline{\rho}$ es la resistividad promedio del subsuelo y η es el nivel de ruido ambiental en volts. Si consideramos los diez modelos usados en la comparación, estimamos los promedios de los momentos y suponemos que bajo cada sondeo existen las mismas resistividades y niveles de ruido, al hacer la relación entre las profundidades máximas obtenidas con los equipos Geonics (usado por nosotros) y Sirotem (usado por Canales), tenemos,

$$\frac{D_{\max}^{Geonics}}{D_{\max}^{Sirotem}} = \left(\frac{M_{T_x}^{Geonics}}{M_{T_x}^{Sirotem}}\right)^{\frac{1}{5}} = \left(\frac{2.94 \times 10^5}{1.02 \times 10^5}\right)^{\frac{1}{5}} = 1.24 ,$$

es decir, en esta muestra representativa de 10 sondeos nuestra profundidad de investigación es 24 % mayor que la alcanzada por Canales.

En nuestros 10 modelos de capas la profundidad a la interfase más profunda varía de 105 a 320 m, con un promedio de 170 m. Las corrientes inducidas están penetrando más profundo que esta interfase, digamos 100 m más. Esta máxima profundidad de penetración, del orden de 250 m, es mucho menor que los 800 m que afirma Canales.

III.6 Comparación con el modelo geoeléctrico obtenido de SEVs

El modelo geoeléctrico de Herrera et al. de la Línea N3, mostrado en la Figura 17, es significantemente diferente a nuestro modelo bajo la Línea 2 (Figura 30). Estas dos líneas (N3 y 2), aunque no comparten sus puntos inicial y final, casi coinciden a lo largo de 23 km. Los rasgos principales del modelo de Herrera et al. (Figura 17) son los de un intenso afallamiento del basamento y de prácticamente toda la cubierta sedimentaria y de la asociación del conductor principal con diferentes unidades geológicas con contenido variable de arcilla. Nuestro modelo (Figura 30) no favorece un subsuelo afallado, al menos en los sedimentos que rellenan la cuenca, lo cual está apoyado por la continuidad lateral de la Arcilla Azul, la cual se comporta como un horizonte índice. Además, nosotros interpretamos el conductor principal como el acuífero superior, asociando su resistividad variable con la salinidad del agua. Es importante notar que los datos de SEV de Herrera et al. se adquirieron en 1984 y nuestros sondeos de TEM en los años 2004-2005. Después de 20 años de explotación del acuífero superior son de esperarse algunos cambios en las resistividades del subsuelo, muy probablemente en la resistividad y el espesor del acuífero superior. Sin embargo, consideramos que los dos modelos no deberían de ser tan diferentes.

IV. REINTERPRETACIÓN DE SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

Con el fin de encontrar el origen de la discrepancia entre el modelo geoeléctrico de Herrera et al. y nuestro modelo obtenido de los sondeos TEM, reinterpretamos 40 sondeos de resistividad partiendo de la curva de resistividad digitalizada, considerando no únicamente los sondeos de la línea N3, sino también los sondeos cercanos a nuestras tres líneas. El mapa de la Figura 37 muestra la localización de estos sondeos respecto a la posición de nuestras tres líneas de TEM. Todos los sondeos analizados fueron adquiridos con el arreglo tetraelectródico Schlumberger y contienen 19 valores de resistividad aparente con separaciones semielectródicas (AB/2) que empiezan en 1 m y terminan en 1 km. Como las relaciones de voltaje/corriente originales no estuvieron disponibles y los valores de resistividad aparente fueron leídos de los sondeos graficados, asignamos un 5% de error estándar a todos los valores de resistividad aparente. Este porcentaje de error es igual al error mínimo asignado a los voltajes de TEM. La posición de los sondeos de resistividad en nuestro mapa es aproximada, ya que sus coordenadas UTM no están disponibles. Sin embargo, estimamos un error en la localización de los sondeos del orden de 200 m. Las inversiones se hicieron en dos formas: no constreñida donde no se le aplica ninguna restricción al modelo y constreñida, donde algunos parámetros fueron sesgados a valores predeterminados.

IV.1 Inversión no constreñida

IV.1.1 Modelos Occam

Para evitar cualquier posible sesgo en la reinterpretación de los SEVs decidimos invertir primero todos los sondeos con el algoritmo Occam o de modelo suave (Constable



Figura 37. Localización de los SEVs de Herrera et al. (1984) cercanos a las tres líneas de TEM que fueron reinterpretados en este trabajo.

et al., 1987), el cual no requiere un modelo inicial de capas sino simplemente la resistividad de un semiespacio homogéneo. Esta técnica constriñe el proceso de inversión minimizando la variación vertical de la resistividad en un gran número de capas delgadas a la vez que simultáneamente minimiza el error de ajuste entre las respuestas observadas y calculadas. Aunque este método es prácticamente inmune al sesgo del intérprete, hay un número de parámetros que tienen influencia en el modelo final, tal como el número de capas, las profundidades a las interfases mínima y máxima, y la suavidad del modelo final. Se utilizó el mismo número de capas que el número de datos de resistividad aparente. Las profundidades a las interfases más somera y más profunda fueron de 0.5 y 500 m, respectivamente, siguiendo la regla empírica (aunque discutible) de que la máxima profundidad de investigación con el arreglo Schlumberger es la mitad de la separación electródica (AB/2). En cada iteración del algoritmo, el error de ajuste se reduce a expensas de la rugosidad del modelo. Para la solución preferida se buscó un compromiso entre el ajuste y la rugosidad del modelo. Cuando graficamos el error rms contra la rugosidad, este compromiso usualmente ocurre en el vértice de una curva con forma de L.

IV.1.2 Modelos estratificados

Como un segundo paso en el proceso de interpretación, los sondeos fueron invertidos a modelos estratificados con un número pequeño de capas. Para este propósito, se utilizó el algoritmo de inversión linealizado de Jupp y Vozoff (1975). El modelo inicial requerido en cada inversión fue definido a partir del comportamiento del modelo Occam correspondiente, es decir, las profundidades a las interfases de las capas fueron asignadas donde las resistividades del modelo suavizado mostraron el gradiente vertical más fuerte.

Un ejemplo del modelo Occam, el modelo inicial para la inversión en capas y el modelo final de capas se muestra en la Figura 38 para el caso particular del sondeo E5-4.

La mayoría de los modelos de resistividad invertidos (93%) fueron de 4, 5 o 6 capas. El error de ajuste promedio para este grupo de 40 modelos fue de 1.649, con una desviación estándar de 0.720. Estos últimos valores son similares a aquellos obtenidos para las inversiones de TEM. Los modelos estratificados determinados con este proceso son denotados aquí como modelos no constreñidos porque no se utilizó información a priori en su estimación.

La Figura 39a muestra la sección Occam construida configurando las resistividades de los modelos Occam de todos los sondeos de la Línea 2. Por su parte, la Figura 39c muestra la sección formada por los modelos estratificados no constreñidos, donde las incertidumbres de las profundidades a las interfases de las capas son indicadas con barras de error. La estimación de las incertidumbres de los parámetros de los modelos SEV no fue tan exhaustiva como la realizada con los modelos TEM, pues para los modelos SEV fueron estimadas perturbando la resistividad y espesor de cada capa a la vez, manteniendo fijos todos los demás parámetros. En forma similar a los modelos TEM, para definir los intervalos de incertidumbre se aceptaron todos los modelos cuyo error de ajuste resultó estar dentro del 2% del error de ajuste del mejor modelo. En esta figura las capas que existen entre la superficie y una profundidad de 20 m son omitidas por claridad y porque no son relevantes para este estudio. Aunque hay diferencias entre la sección de resistividad interpretada por nosotros (Figura 39c) y la de Herrera et al. (Figura 17a), se pueden notar las siguientes características importantes en ambas secciones:

a) Las resistividades tienen una variabilidad lateral alta.


Figura 38. Sondeo de resistividad E5-4 de Herrera et al., 1984. a) Datos observados, modelo Occam, y su respuesta calculada. Se indica el modelo inicial utilizado en la inversión de capas. b) inversión en capas no constreñida y comparación entre resistividades aparentes observadas y calculadas. Las incertidumbres en los parámetros de las capas se muestran con barras. ε es el error cuadrático medio de ajuste.



Figura 39. Sección (Occam) suavizada construida a partir de inversiones Occam individuales de SEV cercanos a la línea 2, usando cinco contornos de resistividad por década, b) perfiles de STD del año 1982, c) sección de resistividad construida a partir de inversiones en capas no constreñida b) Las correlaciones laterales entre interfases de muchos modelos vecinos son abruptas.

c) La profundidad a la cima del conductor en raros casos concuerda con la profundidad al nivel freático.

d) Son notorias las grandes incertidumbres en las profundidades a la base del conductor principal en las porciones sur y central de la sección (Figura 39c), así como en algunas resistividades de este conductor (Figura 40). Estas características son producidas por un problema serio de equivalencia, el cual será discutido más adelante.

IV.2. Inversión constreñida

Con la finalidad de explorar si una sección de resistividades similar a la sección de TEM puede obtenerse de los datos de SEV, supusimos que el espesor del conductor asociado con el acuífero superior es similar en ambos grupos de datos, es decir, que el espesor no ha cambiado significativamente en el intervalo de 20 años entre 1984 y 2004. Es claro que la base del conductor coincide con la cima de la Arcilla Azul y que el contraste de resistividad entre la parte inferior del acuífero y la Arcilla Azul debió de haber existido ya en 1984, por lo tanto, consideramos que la hipótesis de una invariancia en tiempo de la base del conductor es una suposición robusta.

La otra componente de la hipótesis, la profundidad a la cima del conductor, amerita una discusión más detallada. La profundidad al nivel freático ciertamente ha cambiado de 1984 al 2004. La máxima diferencia en profundidades es de 18 m, presentándose donde el nivel freático tiene el mayor abatimiento (en la vecindad del poblado de Maytorena), con

Resistividad del conductor Modelo no constreñido

SEV LINEA 2



Figura 40. Variación lateral de la resistividad del conductor principal. Modelo no constreñido.

una profundidad aproximada de 95 m en 2004. Sin embargo, para ambos métodos geofísicos esta diferencia parece no ser tan importante, debido a que ni los sondeos TEM (excepto en la zona sur, Figuras 29, 30 y 31), ni la interpretación de Herrera et al. (Figura 17a), ni nuestra sección no constreñida (Figura 39c) dan concordancias sistemáticas entre el nivel freático y la cima del conductor. De esta evidencia podemos deducir que esta discrepancia no se debe a una limitación particular de alguno de los dos métodos geofísicos, sino que debe ser producida por la distribución de la resistividad del subsuelo, el ya mencionado efecto de la distribución caótica de los lentes de arcilla, que son heterogeneidades conductoras en los sedimentos que sobreyacen a la Arcilla Azul. El uso del espesor del conductor estimado con los sondeos TEM tiene las ventajas importantes de que tanto su cima como su base están relativamente bien resueltos y que ellas tienen variaciones laterales suaves.

Los 40 SEVs fueron invertidos nuevamente con lo que llamaremos inversión constreñida, debido a que incluimos información externa a los SEV, también conocida como información a priori, para reducir el problema de equivalencia de muchos de los sondeos. La geometría del conductor principal de TEM (acuífero superior), estimada por interpolación, se incorporó en la inversión de cada sondeo a través del modelo inicial. Éste estuvo basado en el modelo final no constreñido, modificando las profundidades a la cima y base del conductor principal con las obtenidas de los sondeos TEM. El nuevo espesor fue dividido entre la conductancia obtenida en el modelo no constreñido para definir la resistividad de este conductor en el modelo inicial, es decir, se usó el principio de equivalencia. Cuando fue necesario, se agregaron capas adicionales para mejorar el ajuste. En este proceso, todos los parámetros de las capas variaron libremente en la inversión.

Para ilustrar este proceso, la Figura 41 muestra los pasos seguidos para el caso particular del SEV N3-14. Las profundidades a la cima, base y la resistividad del conductor del modelo no constreñido son 79 m, 330 m y 5.09 Ω m (Figura 41b), por lo que su conductancia (espesor / resistividad) es de 49.3 S (Siemens). El SEV N3-14 está localizado entre los sondeos TEM 14 y 15 (Figura 41a), estimándose por interpolación las profundidades de 38 y 166 m a la cima y base del conductor de TEM. El modelo inicial de la inversión constreñida es el mismo que el modelo no constreñido excepto por dos modificaciones. Con el fin de acomodar la capa conductora cuya cima está en 38 m , la primera modificación consistió en adelgazar y aumentar la resistividad de la capa resistiva que se encuentra inmediatamente arriba del conductor, manteniendo fija la resistencia transversal de la capa (producto resistividad por espesor). La segunda modificación consistió en reducir el espesor de la capa conductora de 251 m a 130 m y disminuir la resistividad de 5.09 a 2.64 Wm .Este último valor resultó de mantener fija la conductancia de 49.3 S de esta capa. El modelo final constreñido se muestra en la Figura 41d.

El error de ajuste promedio y la desviación estándar de los modelos constreñidos fue de 1.650 +/- 0.640, los cuales son valores muy similares a aquellos obtenidos en los modelos no constreñidos (1.649 +/- 0.720). Desde el punto de vista de la calidad de la reproducción de las respuestas medidas, estos errores de ajuste muestran que los modelos constreñidos son tan válidos como los no constreñidos debido a que ellos reproducen los datos observados tan bien como lo hacen los no constreñidos. Las gráficas de resistividad aparente observada y calculada, el error rms de ajuste, los modelos constreñidos y sus incertidumbres se incluyen en el Apéndice B, así como una tabla que describe los valores e





Figura 41. Proceso de la inversión constreñida. a) interpolación de la geometría del conductor de TEM. b) modelo no constreñido mostrando la conductancia del conductor. c) modelo inicial en la inversión constreñida obtenido a partir de un modelo equivalente de b). d) modelo final de inversión constreñida.

incertidumbres de los parámetros de estos modelos. Las incertidumbres en la cima y base del conductor fueron definidas a partir de los errores porcentuales de estas interfases del conductor de TEM, mientras que las incertidumbres de la resistividad fueron estimadas con el análisis de perturbación descrito arriba.

Empleando el mismo formato utilizado para presentar los resultados de TEM, las Figuras 42-48 muestran los resultados de las inversiones constreñidas de las tres líneas. Las Figuras 42, 43 y 44 presentan las secciones con las resistividades de las capas, las profundidades a las interfases e incertidumbres, junto con correlaciones laterales propuestas entre interfases. Se incluye también la profundidad al nivel freático de 1984, la cima y base de la Arcilla Azul como se encontró en los pozos, y los perfiles de Sólidos Totales Disueltos (STD) del año 1982. Desafortunadamente, no hay datos disponibles de STD para el año 1984. La estructura más somera a 20 m nuevamente se omite en estas figuras. Los rasgos sobresalientes de estas secciones son la notable disminución de las incertidumbres en la base del conductor principal respecto a las de las secciones de modelos no constreñidos (Figura 39c) y el mejoramiento en la suavidad de las correlaciones laterales entre interfases.

Las Figuras 45, 46 y 47 muestran las secciones coloreadas con la misma escala de color que las Figura 32, 33 y 34 y el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado. La Figura 48 despliega la variación lateral de las resistividades en la zona vadosa, acuífero superior, Arcilla Azul, y acuífero inferior. La zona vadosa en los modelos invertidos generalmente está compuesta por más de tres capas. En lugar de presentar las resistividades de cada una de éstas, la resistividad de la que aquí llamamos zona vadosa es la de la capa que suprayace al conductor, que generalmente es la más gruesa y más resistiva. Las



Figura 42. Sección de resistividad de la línea 1 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 1 en escala lineal. Exageración vertical de 10.



propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 2 en Figura 43. Sección de resistividad de la línea 2 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones escala lineal. Exageración vertical de 10.



propuestas entre interfases El panel superior muestra los Sólidos Totales Disueltos del año 1984, proyectados sobre la línea 3 en Figura 44. Sección de resistividad de la línea 3 construida a partir de inversiones constreñidas de SEV. Se incluyen el nivel freático de 1984 y las profundidades a la cima y base de la Arcilla Azul. Las líneas discontinuas indican las correlaciones escala lineal. Exageración vertical de 10.



Figura 45. Versión a color de la Fígura 42. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. . Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 46. Versión a color de la Figura 43. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. . Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 47. Versión a color de la Figura 44. La escala de color es logarítmica, con 5 intervalos por década. . Se incluye el modelo de unidades hidrogeológicas interpretado.



Figura 48. Variación lateral de la resistividad a lo largo de las tres líneas estimadas con inversiones constreñidas de SEV. Los límites de incertidumbre con una flecha indican que caen más allá del área graficada. resistividades de esta zona vadosa muestran una dispersión importante, la cual otra vez se interpreta como el efecto de la distribución caótica de lentes de arcilla. En relación a las resistividades del acuífero superior, ellas también muestran un incremento general conforme se incrementa la distancia a la costa, asociada con el decremento tierra adentro de la salinidad del acuífero. Comparadas con los valores estimados del acuífero superior con los sondeos TEM (Figura 35), las resistividades estimadas con los SEV tienen una mayor dispersión y sus valores son mayores, lo cual concuerda cualitativamente con las salinidades mas bajas en el año de 1982. En varios sondeos localizados en la parte norte de las secciones (Figuras 42, 43 y 44, sondeos E6-2 y N7-8 de la linea 1; N3-12, E6-3 y N3-8 de la línea 2; N1-5, N1-6 y E2-4 de la línea 3, entre otros), la resistividad de la Arcilla Azul es menor que la resistividad del acuífero superior, una característica también encontrada en algunos de los modelos de TEM (Figuras 29 y 31; sondeo 19 de la línea 1; sondeos 46, 48 y 52 de la línea 3).

Se obtuvieron estimaciones de la resistividad del acuífero inferior solamente bajo tres sondeos, comparadas con doce estimaciones obtenidas con el método TEM, mostrando que las corrientes inducidas con los sondeos TEM con espiras de 300 x 300 m penetraron más profundo que las corrientes impresas por los sondeos Schlumberger con separaciones máximas de electrodos (AB/2) de 1 km.

Una razón de la pobre correlación lateral de la sección de resistividad no constreñida de la Figura 28c es la presencia de problemas de equivalencia en varias capas de los modelos. El principio de equivalencia en la conductancia y resistencia de una capa ocurre en capas delgadas con alta conductividad y resistividad, respectivamente (Orellana, 1972). En el primer caso, la conductancia (la relación de espesor/resistividad) está bien

resuelta por los datos, pero no el espesor y la resistividad en forma separada. Por lo tanto, hay un gran número de posibles combinaciones de espesor y resistividad que reproducen los datos observados casi con la misma calidad de ajuste. El problema de equivalencia en la resistencia (el producto del espesor por la resistividad) es similar, de tal forma que la resistencia puede estar bien resuelta, pero no la resistividad y el espesor individualmente. La Figura 49 ilustra tales problemas para el sondeo E5-4, el cual está localizado a menos de 1 km del sondeo TEM 10 mostrado en la Figura 28. La Figura 49a muestra nueve posibles modelos de cinco capas que ajustan los datos observados con un error de ajuste menor que 0.93. Este valor es 2% mayor que el error de 0.91 del mejor modelo constreñido (Figura 49b). La primera y segunda capas están bien resueltas mientras que la tercera tiene un problema de equivalencia en su resistencia, pero no es muy severo. En contraste, la cuarta capa, asociada con el acuífero superior, sufre de un problema de equivalencia fuerte en su conductancia. Las grandes barras de error en la cuarta profundidad y resistividad de la cuarta capa del modelo constreñido (Figura 49b) reflejan esta no unicidad. Obviamente, los errores reales del modelo constreñido son menores.



Figura 49. Ejemplo de equivalencia para el sondeo E5-4. a) Nueve modelos equivalentes con un error de ajuste menor que 0.93, b) modelo constreñido con las incertidumbres de sus parámetros desplegadas como barras de error. También se muestran las resistividades aparentes observadas y calculadas del modelo constreñido.

V. DISCUSIÓN.

V.1 Correlación entre la conductividad eléctrica del acuífero superior y su salinidad

Para examinar cuantitativamente la posible correlación entre la resistividad estimada del acuífero superior con su salinidad, la Figura 50 muestra los valores de la conductividad eléctrica (el inverso de la resistividad) a lo largo de las tres líneas junto con los valores de STD bajo cada sondeo. Estos últimos fueron estimados de los mapas de STD de la Figura 8, usando el mapa del año 1982 para los SEV y el de 2000 para los sondeos TEM. En general, las seis gráficas muestran una correlación positiva en términos de la disminución regional, tanto de la salinidad como de la conductividad conforme nos alejamos de la costa. En una escala local, la correlación entre estas dos variables definitivamente no es óptima, pero la podemos calificar como aceptable en las Líneas 1 y 2 de SEV y en la Línea 3 de TEM. Sin embargo, en las secciones restantes (Líneas 1 y 2 de TEM y Línea 3 de SEV) la correlación es deficiente, ya que los máximos y mínimos locales de salinidad no están acompañados por sus correspondientes máximos y mínimos de la conductividad.

Otra forma de analizar la correlación es graficando directamente la conductividad en función de la salinidad. La Figura 51 muestra 51 de las 87 conductividades del acuífero superior que tienen información de la salinidad. Las incertidumbres en las conductividades se denotan con barras de error. Las incertidumbres correspondientes a las salinidades son difíciles de evaluar debido a que no se cuenta con información suficiente (salinidades a diferentes profundidades) para determinarlas. Lo anterior es debido a que hay evidencia de un gradiente vertical, lo cual esta apoyado en el hecho de que bajo tres sondeos encontramos una capa más conductora en la base del acuífero superior. Aunque los datos



Figura 50. Conductividad eléctrica del conductor principal obtenida con TEM y SEV (símbolos) y STD (línea continua) a lo largo de las tres líneas.



Figura 51. Conductividades (de TEM y SEV) del acuífero superior contra salinidades del agua. También se muestra la línea de mejor ajuste con las envolventes con un nivel de confianza de 90% y la línea esperada basada en la Ley de Archie.

de la Figura 51 muestran un incremento general de la conductividad con la salinidad, los puntos tienen una dispersión considerable. Adicionalmente, esta figura muestra la línea recta que mejor ajusta a los datos, estimada con el método de mínimos cuadrados. Un error de ajuste rms de 48.9 refleja la alta dispersión de los datos. La envolvente alrededor de la línea recta indica que en el área encerrada cae la línea verdadera con un 90% de nivel de confianza.

Es probable que parte de la pobre correlación se deba a que los datos de salinidad disponibles no corresponden al mismo año en que se registraron los sondeos geofísicos. Cabe recordar que estamos usando salinidades de los años de 1982 y 2000 para correlacionar con los datos de SEV y de TDEM adquiridos en el 1984 y en los años de 2004-2005, respectivamente. Esto implica la existencia de variaciones locales de salinidad con escalas de tiempo relativamente cortas, del orden de un año. Los mapas de STD de la Figura 8 nos pueden ayudar a validar lo anterior. En estos mapas se puede notar la presencia de un máximo local situado más al norte del frente salino principal, indicado por el contorno de 1000 ppm, el cual es observado en los mapas de 1994, 1996 y 2000. La presencia de estos máximos locales pued e deberse a exceso de bombeo en esa zona. Desafortunadamente, carecemos de esa información. En consecuencia, consideramos que el uso de datos de salinidad no contemporáneos a los levantamientos geofísicos tiene consigo un grado de incertidumbre difícil de valorar.

Con el fin de analizar con mayor profundidad la relación entre la conductividad y la salinidad y obtener una mejor idea de la fuente de la dispersión en los datos, realizamos el siguiente análisis. La relación empírica entre la conductividad global σ_r de una roca

compuesta de sedimentos granulares saturados con agua de conductividad σ_{w} está descrita por la ley de Archie (1942),

$$\sigma_r = \sigma_w / F \tag{17}$$

donde F es conocido como factor de formación y está relacionado con la porosidad de la roca ϕ por,

$$F = a\phi^{-m} \tag{18}$$

El exponente m es el parámetro de cementación y suele variar entre 1.3 y 2.3. El valor del coeficiente a depende de la textura de la roca, oscilando entre 0.5 y 1.5 (Orellana, 1972). Tales parámetros sólo pueden conocerse con certeza mediante una serie de determinaciones de laboratorio sobre muestras de la roca en cuestión.

Por otro lado, mediciones de laboratorio han mostrado que la conductividad del agua (en S/m) y la cantidad de sales disueltas están linealmente relacionadas cuando se grafican en escalas logarítmicas (Davies and DeWiest, 1966; Keller and Frischknecht, 1966), esto es,

$$\log(\sigma_{w}) = m \log(STD) + b_1 \tag{19}$$

donde m y b_1 son la pendiente y la ordenada al origen de la línea recta y *STD* son los Sólidos Totales Disueltos expresados en partes por millón. Los valores de m y b_1 dependen del tipo de sal en solución y de la temperatura. Considerando que la sal es cloruro de sodio a 35 °C, la cual es la temperatura promedio en la parte media del acuífero superior (Prol, 1991), los valores de m y b_1 son 0.951 y -3.50, respectivamente. La Figura 52, tomada de Davies y DeWiest (1966), muestra la interpolación en 35 °C de esta recta.



Figura 52. Variación de la conductividad de una solución de cloruro de sodio en función de la concentración (salinidad) (modificada de Davies y DeWiest, 1966)

Aplicando el logaritmo a la ley de Archie (17) y sustituyendo la última expresión, obtenemos,

$$\log(\sigma_{r}) = .951 \log(STD) - 3.50 - \log(F) = .951 \log(STD) + b$$
(20),

la cual nuevamente es una línea recta de pendiente 0.951 e intercepción $b = -3.50 - \log(F)$, si la conductividad de la roca y los STD son graficados en escalas logarítmicas.

Para estimar el término faltante, es decir, el logaritmo del factor de formación, aplicamos la ley de Archie usando las resistividades del acuífero superior estimadas en los tres sondeos TEM localizados en la costa (sondeos 4, 5, y 40, con resistividades de 0.948, 0.988, y 0.929, promedio de 0 .955 Ωm). Una ventaja de estas resistividades es su homogeneidad lateral (Figura 36). Además, consideramos que el acuífero está 100% saturado con agua marina de resistividad 0.18 Ωm (Repsold, 1989) las cuales son suposiciones razonables. Aplicando la Ley de Archie, obtenemos un valor F de 5.31, resultando la relación,

$$\log(\sigma_{x}) = .951 \log(STD) - 4.22$$
 (21)

la cual es graficada en la Figura 36 con la etiqueta "esperada".

Hay una discrepancia clara entre la línea que mejor ajusta los datos y la línea esperada. La principal diferencia está en las intercepciones al origen, ya que casi todos los puntos experimentales tienen conductividades mayores que la línea esperada. Para buscar la fuente de la discrepancia, nuevamente planteamos las suposiciones sobre las cuales estamos haciendo la comparación y las discutimos: a) "El único sólido en la solución es cloruro de sodio a una temperatura homogénea de 35 °C". Aunque consideramos que esta temperatura puede ser muy alta, es improbable que la presencia de otras sales en solución u otras temperaturas pudiera reducir significantemente la discrepancia, ya que las movilidades de los iones de otros solutos no tienen variaciones tan fuertes.

b) "El acuífero superior en los tres sondeos costeros y en el resto del área de estudio está 100% saturado de agua". El efecto de una saturación menor al 100% en los tres sondeos costeros resultaría en una intercepción aún menor de la línea esperada, aumentando la discrepancia. Por otro lado, suponiendo que tierra adentro las saturaciones son menores al 100%, las mismas conductividades con saturación del 100% serían mayores, aumentando otra vez la discrepancia. Entonces, la saturación no es una variable que explique la discrepancia.

c) "El factor de formación es homogéneo en toda el área". Esta suposición seguramente no es estrictamente válida debido a la heterogeneidad de la granulometría de los sedimentos encontrada en los pozos. Sin embargo, para que las conductividades experimentales coincidan con la línea esperada se requieren factores de formación menores a más de un orden de magnitud que el valor encontrado de 5.31, lo cual no es probable que suceda.

d) "La Ley de Archie controla la relación entre la conductividad de la roca y la conductividad del agua". La fuente más probable de la discrepancia es que la Ley de Archie no es estrictamente válida para este ambiente. La desviación sistemática de los datos experimentales hacia el lado más conductor de la línea esperada sugiere que los lentes de arcilla presentes en los sedimentos que sobreyacen la Arcilla Azul, y sobre todo aquellos

inmersos en la zona no saturada resistiva, están perturbando y desviando la conductividad del acuífero superior estimada con los métodos geofísicos. Modificar la Ley de Archie incluyendo un término adicional que represente estas arcillas consideramos que sólo es válido si la presencia de arcilla se encontrara en forma diseminada y con una concentración homogénea. El efecto que supuestamente tienen los lentes de arcilla en la conductividad del acuífero superior estimada con los métodos geofísicos depende de varios factores, como son las dimensiones de estos lentes, sus profundidades y sus ubicaciones respecto al transmisor y receptor.

V.2. Estimación de la porosidad

A partir del factor de formación determinado con anterioridad podemos estimar un rango de valores para la porosidad (ϕ) usando la expresión (18). Para los sedimentos semiconsolidados del Valle de Guaymas, intervalos razonables de variación de *a* y *m* son de 0.7 a 0.8, y de 1.4 a 1.7, respectivamente (Orellana, 1972), dando valores de porosidad en el rango de 0.22 a 0.36, con un valor medio de 0.29. Un argumento en favor de usar la Ley de Archie para esta derivación es que bajo los tres sondeos de TEM localizados exactamente en la costa, la zona vadosa resistiva está prácticamente ausente, de tal forma que el efecto perturbador de los lentes de arcilla puede ser pequeño.

V.3 La interfase salina

La intrusión salina en los acuíferos costeros es un proceso gradual de mezcla, donde la salinidad varía entre las salinidades de los dos miembros extremos: agua de mar y agua dulce. Por lo tanto, la determinación de la interfase salina requiere de una definición

previa del umbral de salinidad, como puede ser de 10,000 - 100,000 ppm (Fetter, 2001). Debido a la ya citada deficiente correlación entre conductividad y salinidad, nosotros no podemos definir la interfase salina en esos términos. Sin embargo, la forma similar de la variación lateral de la resistividad del acuífero superior obtenida con TEM a lo largo de las tres líneas (Figura 35) es un resultado importante de esta tesis que es lo suficientemente robusto como para ser ignorado. Tal similitud se enfatiza en la Figura 53, donde las resistividades de las tres líneas están sobrepuestas. En esta figura también graficamos el polinomio de cuarto grado que mejor ajusta a estas resistividades, estimado con el método de mínimos cuadrados ponderados. La máxima pendiente de este polinomio ocurre a una distancia de 9.1 km de la costa, la cual puede ser interpretada como la posición del máximo gradiente lateral de resistividad, la cual nosotros denotaremos como la interfase de la intrusión salina.

V.4 El umbral de 2%

En la estimación de las incertidumbres de los parámetros de los modelos invertidos, tanto de TEM como de SEV, se usó un umbral del error de ajuste del 2%, un porcentaje que consideramos adecuado pero que tiene el inconveniente de ser arbitrario. Si se hubiera escogido un umbral mayor, digamos del 5%, todas las incertidumbres serían mucho mayores, tal que la mencionada estratificación del acuífero superior detectada en tres sondeos TEM no estaría justificada pues las barras de error se traslaparían.



V.5. Limitaciones de la inversión 1D

Los modelos de unidades hidrogeológicas estimados de TEM y SEV estuvieron basados en secciones construidas con modelos de capas. En principio, parecería más adecuado haber realizado inversiones bidimensionales de los datos. Sin embargo, éstas son adecuadas cuando existe traslape entre los volúmenes del subsuelo que están aportando información a dos sondeos vecinos. En el caso de los sondeos TEM, donde la separación promedio entre sondeos fue un poco mayor a 2 km, aunque la corriente inducida aumenta su diámetro con el tiempo (aros de humo), es difícil afirmar que haya un traslape en estos volúmenes de contribución del subsuelo. El caso de los SEVs es diferente. Puesto que ellos tienen una separación uniforme de 2 km y las aperturas electródicas máximas (AB/2) fueron de 1 km, es de esperarse que en estas aperturas máximas las corrientes inyectadas por dos sondeos adyacentes compartan parte de sus volúmenes de contribución. Sin embargo, de la geometría de estas corrientes es de esperarse que estos volúmenes se encuentren en la porción somera del subsuelo, digamos en los primeros 50 m, pero no en profundidades de 100 a 300 m, que son las de interés.

V.6. El modelo de Herrera et al.

El problema de equivalencia en los SEV de Herrera et al (1984) fue un factor importante en la definición de sus modelos, especialmente en las zonas cercanas a la costa. Su interpretación en términos de bloques afallados estuvo influenciado por sus resultados incorrectos de gravimetría, resultado de escoger un contraste de densidad bajo entre los sedimentos y el basamento. Además, el incluir bloques afallados siempre que encontraban discontinuidades laterales de la resistividad no es una buena estrategia de interpretación pues ellos pueden ser producidos por simples heterogeneidades superficiales.

VI. CONCLUSIONES

En este capítulo primero planteamos las dos conclusiones más importantes, seguidas por otras que, aunque no menos relevantes, pueden considerarse como de segundo orden.

El modelo de unidades hidrogeológicas propuesto en este trabajo (Figuras 32, 33 y 34), basado en la interpretación de los sondeos TEM, concuerda con el de Macías et al. (1975) donde la Arcilla Azul separa los dos acuíferos, sin desplazamientos tectónicos significativos.

2. Con la reinterpretación constreñida de 40 SEVs de Herrera et al. (1984) próximos a las tres líneas de TEM obtuvimos modelos similares a los de TEM. Por lo tanto, consideramos que el modelo de Herrera et al. (1984) no es correcto, principalmente por el problema de equivalencia que afecta a varios de sus sondeos y a una estrategia de interpretación incorrecta.

El comportamiento de la resistividad del subsuelo lo caracterizamos en dos zonas: sur y norte. La división entre ellas, aunque difusa, ocurre a aproximadamente 15 km de la costa. En la zona sur hay una buena correlación lateral entre capas, sobresaliendo un conductor bien resuelto con resistividades que se incrementan conforme nos alejamos de la costa. Este conductor claramente es el acuífero superior intrusionado por agua marina, ya que su cima concuerda con el nivel freático y su base con el estrato impermeable representado por la Arcilla Azul. Por lo tanto, aunque el acuífero superior y la Arcilla Azul tienen resistividades muy bajas en esta zona, fue posible diferenciarlas con los sondeos TEM. Las bajas resistividades de esta zona no permitieron que las corrientes inducidas

penetraran más allá de la base de la Arcilla Azul, encontrándose la interfase más profunda a 160 m de profundidad.

En la zona de transición entre las zonas sur y norte en tres sondeos adyacentes encontramos evidencia de estratificación interna en el conductor principal, probablemente asociada a la presencia de agua más salada, y por lo tanto, más densa, en la base del acuífero superior.

En la zona norte la resistividad del conductor principal también tiene un aumento gradual hacia el continente, pero las concordancias de la cima y base de este conductor con el nivel freático y la Arcilla Azul, respectivamente, ya no son buenas bajo muchos sondeos. Estos problemas son probablemente debidos al efecto combinado del ruido producido por la serie de lentes de arcilla presentes en los sedimentos granulares que sobreyacen a la Arcilla Azul, y a la ausencia de contrastes de resistividad fuertes entre el acuífero y la Arcilla Azul.

La presencia de mayores resistividades en la zona norte permitió una mayor profundidad de penetración de las corrientes inducidas, pudiéndose obtener doce estimaciones de la resistividad del acuífero inferior. El promedio de estas resistividades es estadísticamente igual al promedio de las resistividades del acuífero superior en el extremo norte de los perfiles, es decir, en la zona que todavía no está significativamente afectada por la intrusión. Consideramos que este resultado es evidencia de un acuífero inferior no afectado por la intrusión salina, al menos en sus porciones central y norte. Hubo solamente una estimación (35 Ωm) de la resistividad del basamento, lo cual está apoyado por la presencia de pizarra en la base de un pozo cercano.

De acuerdo con los espesores estimados de la Arcilla Azul, se puede concluir que ésta es más gruesa a 16 km de la costa, adelgazándose hacia el norte hasta desaparecer. Las ubicaciones de este engrosamiento y de la máxima profundidad al basamento gravimétrico coinciden.

Siete pares de pozos cercanamente espaciados indican que las dimensiones laterales típicas de los lentes de arcilla son menores a 100 m. Estos cuerpos conductores de dimensiones horizontales pequeñas inmersos en los sedimentos granulares no saturados (resistivos) representan un problema tri-dimensional (3D) para estas técnicas geofísicas. Para llevar a cabo una interpretación de los datos en 3D se requeriría, al menos, tener un arreglo en planta de sondeos con separaciones mínimas del orden de 50 m.

La variación lateral de la resistividad TEM del acuífero superior es muy parecida en las tres líneas, a pesar del efecto perturbador de las lentes de arcilla. Este resultado importante posiblemente se deba a la mayor inmunidad del método TEM, respecto al SEV, a este tipo de perturbaciones (Jiracek, 1990).

El modelo geoeléctrico de Herrera et al. (1984) de la línea N3 no concuerda con nuestro modelo de la línea 2. Ellos obtuvieron un modelo con un conductor grueso e irregular, en el cual no diferenciaron la interfase entre el acuífero superior intrusionado por agua salina y la Arcilla Azul. Nosotros invertimos sus datos de resistividad y obtuvimos un modelo no constreñido con un conductor similar al encontrado por ellos, donde varios modelos sufren de problemas de no unicidad. Probamos que incluyendo el espesor del conductor (correspondiente al acuífero superior) estimado con las inversiones de TEM, en los modelos iniciales de SEV, obtenemos modelos constreñidos que ajustan los datos tan bien como el modelo no constreñido y la sección de resistividad es similar a nuestra sección de TEM. Con este proceso aplicado a las otras dos líneas la no unicidad de los sondeos de resistividad se reduce, debido a que los modelos de TEM no están afectados por la equivalencia.

Aunque no podemos descartar la presencia de bloques afallados dentro de la cubierta sedimentaria, estimamos que de existir los desplazamientos de estas fallas no deben ser mayores a algunas decenas de metros.

Los sondeos TEM con espiras de 300x300 m aportaron información más profunda que los sondeos Schlumberger con separaciones máximas entre electrodos de corriente (AB/2) de 1 km. Lo anterior se infiere al comparar el número de estimaciones de la resistividad del acuífero inferior: 12 con TEM comparado contra 3 con SEV.

Tanto las conductividades para el acuífero superior de SEV como las de TEM están fuertemente dispersas cuando se grafican contra las salinidades disponibles para el acuífero. El ajuste lineal de mínimos cuadrados no concuerda con la variación predicha basada en la Ley de Archie. Los datos de STD no corresponden al mismo año del levantamiento geofísico, por lo tanto parte de la discrepancia podría ser explicada por esta deficiencia. Sin embargo, el sesgo de las conductividades experimentales respecto a la línea esperada sugiere que la Ley de Archie no es estrictamente válida para este medio. Los múltiples lentes de arcilla presentes en los sedimentos resistivos no saturados son los candidatos más probables tanto para la desviación como para la dispersión de las conductividades. Suponiendo que el efecto perturbador de los lentes de arcilla es pequeño en las tres estaciones de TEM localizadas exactamente en la costa y adoptando la Ley de Archie, estimamos un rango en la porosidad del acuífero de $0.22 \le 0.29 \le 0.36$.

A partir del máximo gradiente lateral de las resistividades del acuífero superior obtenidas con TEM, inferimos que el máximo gradiente lateral de salinidad se encuentra a 9.1 km de la costa.
LITERATURA CITADA

ÁLVAREZ, R. 1991. Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics, Geoexploration, 27: 1-24.

ANDERSON, W.L. 1975. Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals. U.S. Geol. Surv. rep. GD-75-102.

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

ARÁMBULA MONTIEL, D. y J. PALOMINO. 1991. Panorama geohidrológico del estado de Sonora, Tesis Profesional. Dep. de Geología, Universidad de Sonora, 150 p.

ARCHIE, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIME, Petrol. Br., 146: 54-62.

BAROJAS ONTIVEROS, 2002. Balance hídrico integral y alternativas de abastecimiento de agua: caso Guaymas. Tesis Profesional, Dep. de Geología, Universidad de Sonora, 56 p.

CASTILLO, J., M. MORALES, E. VEGA, M. RÍOS, G. MUÑOZ, R. SANDOVAL, J. RODRÍGUEZ, S. MARTÍNEZ, R. IBARRA y G. BORGO. 2002. Disponibilidad y planeación del recurso agua en el municipio de Empalme, Sonora. Reporte de la Universidad de Sonora al SIMAC-CONACYT, México, 102 p.

CANALES, A., R. GONZÁLEZ, J. GARATUZA, D. ENCINAS, S. DÍAZ, N. ESQUER, M. RUELAS, A. FLORES, F. OSORIO, M. GUTIÉRREZ, G. ARMENTA, A. SERNA, J. GARCÍA y F. PABLOS. 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 a la Comisión Nacional del Agua, 167 p.

CNA. Gerencia estatal en Sonora. 1982. Compendio de registros litológicos de pozos para el Valle de Guaymas. Reporte Técnico. 103 p.

CNA. Gerencia estatal en Sonora. 1996. Reporte técnico. 80 p.

CONSTABLE, S.C., R.L. PARKER, y C.G. CONSTABLE. 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52: 289-300.

DAVIES, S.N., y R.J. DE WIEST. 1966. Hydrogeology. John Wiley and Sons, 463 p.

FETTER, C.W. 2001. Applied Hydrology. Prentice Hall 4th ed. New Jersey, 588 p.

FITTERMAN, D.V. 1987. Examples of transient sounding for groundwater exploration in sedimentary aquifers. Groundwater, 25: 685-692.

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

FLORES LUNA, C. 2000. La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios. GEOS, 20: 70-88.

GARLAND, G.D., 1979. Introduction to geophysics - mantle, core and crust, W.B. Saunders Co., 494 p.

GHOSH, D.P. 1971. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity measurements. Geophysical Prospecting, 19: 192-217.

HERRERA, I., R. RODRÍGUEZ, E. LIMA, T. GONZÁLEZ, R. ALVAREZ, L. DEL RÍO, H. NIEDZIELSKY y A. ORTEGA. 1984. Ampliación al estudio geofísico del Valle de Guaymas, Sonora. Reporte del Instituto de Geofísica, UNAM a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 313 p.

HERRERA, I., R. RODRÍGUEZ, G. CAMPOS, A. ORTEGA y R. MEDINA. 1984. 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 p.

I.N.E.G.I. 1993. Estudio hidrológico del estado de Sonora. Aguascalientes, Ags., 186 p.

INGENIEROS CIVILES Y GEOLOGOS ASOCIADOS. 1975. Elaboración y calibración del modelo matemático de intrusión salina en el Valle de Guaymas, Sonora. Sria. Rec. Hid. México.7: 11 p.

JIRACEK, G.R., 1990. Near- surface and topographic distortions in electromagnetic induction, Surveys in Geophysics, 11: 163-203

JOHNPEER, G.D. 1977. Reconnaiisance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. M.Sc. Thesis, Arizona State University, Tempe, 67 p.

JONES, A.G. 1982. On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: no Moho, and the asthenosphere revealed?. Geophys. J. R. astr. Soc., 68: 371-388.

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

KAFRI, U., y M. GOLDMAN. 2005. The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. J. of Applied Geophysics, 57: 167-178.

KAUFFMAN, A.A. 1979. Harmonic and transient fields on the surface of a two-layer medium. Geophysics. 44: 1208-1217.

KAUFMAN, A.A., y G.V. KELLER. 1983. Frequency and transient soundings: Elsevier Science Publ. Co. Inc.

KELLER, G.V., y F.C. FRISCHKNECHT. 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, 519 p.

LAWVER, L.A., WILLIANS, D.L., y VON HERZEN, R.P., 1975. A major geothermal anomaly in the Gulf of California, Nature, 257: 23-28.

MACÍAS, L., A. RAMÍREZ y A. GONZÁLEZ. 1975. Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la costa de Guaymas, Sonora. Reporte de Técnicas Modernas de Ingeniería a la Secretaría de Recursos Hidráulicos, 591 p.

McNEILL, J.D. 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. Technical Note TN27, Geonics Limited, Ontario, Canada.

NABIGHIAN, M.N. 1979. Quasi-static transient response of a conductive half-space. An approximate representation. Geophysics. 44: 1700-1705.

NABIGHIAN, M.N., y J.C. MACNAE. 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In Nabighian, M.N. (editor), Electromagnetic methods in applied geophysics, Applications, Part A, Soc. Of Exploration Geophysicists 2: 427-479.

ORELLANA, E. 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo, Madrid, 523 p.

OSORIO MORALES, R. y TRUJILLO SILVA, M. A., 2001. Balance de las aguas subterráneas del acuífero del Valle de Guaymas. Tesis Profesional, Dep. de Ingeniería Civil y Minas, Universidad de Sonora, 68 p.

PROL-LEDESMA, R.M. 1991. Chemical geothermometers applied to the study of thermalized aquifers in Guaymas, Sonora, Mexico: a case study. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 46: 49-59.

REPSOLD, H., 1989. Well logging in groundwater development. Int. Assoc. Hydrogeol. 9, 136 p.

RÍOS-LEÓN, J. y R. J. FERRER-BAUZA. 2000. Estudio Hidrogeoquímico del Valle de Guaymas, Sonora. Tesis Profesional. Dep. de Geología, Universidad de Sonora, 111 p.

ROLDÁN-QUINTANA, J., G. MORA-KLEPEIS, T. CALMUS, M. VALENCIA-MORENO y R. LOZANO-SANTACRUZ. 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: 320-334.

RYU, J., H.F. MORRISON, y S.H. WARD. 1970. Electromagnetic effects about a loop source of current. Geophysics, 35: 862-896.

SPIES, B.R., y F.C. FRISCHKNECHT. 1991. Electromagnetic sounding. In Nabighian, M.N., (editor), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Applications, Part A, Soc. Exploration Geophysicists. 2: 285-386.

SPIES, B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods, Geophysics, 54: 872-888.

STEWART, M., y M.C. GAY. 1986. Evaluation of transient electromagnetic soundings for deep detection of conductive fluids. Groundwater, 24: 351-356.

TALWANI, M., J.L. WORZEL, y M. LANDISMAN. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res., 64: 49-59.

TAPIA, G., E. VEGA, y J. CASTILLO, 2002. Simulación del comportamiento hidrodinámico del acuífero de Guaymas-Empalme, Sonora. Memorias del VI Seminario de Acuíferos Costeros de Sonora, 102-110.

TELFORD, W.M., L.P. GELDART, R.E. SHERIF, y D.A. KEYS. 1976. Applied Geophysics. Cambridge Univ. Press, 860 p.

VERDUGO MARISCAL, F., 1983. Geotermia en Sonora, Tesis Profesional, Depto. De Geología, Universidad de Sonora, 119 p.

WAIT, J.R. 1962. Theory of magneto-telluric fields. Journal of Res. National Bureau of Standards, Radio Propagation, 66D: 509-541.

APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 1



130



APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 1 (CONT.)

131





APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 2









APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 2 (CONT.)



APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 3



APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 3 (CONT.)



136



APENDICE A SONDEOS TEM LINEA 3 (CONT.)

SONDEO	Espira	υτω χ,Υ	Líneas	Edición	error rms	rho	ب	ס	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota								
T I	250×300	530150, 3090167	3 y 6	Sin edición	1.211	2.69	4.9	4.9	2.39(-11%) a 3.09(15%)	4.1(-16%) a 6.0(22%)
may4,04	3.38E+05	16 m				8.94	22.9	27.8	7.15(-20%) a 10.6(19%)	22.0(-4%) a 24.3(6%)
						1.12	134	161.8	1.10(-1.8%) a 1.15(2.7%)	126.5(-6%) a 142(6%)
						5.14			3.57(-31%) a 7.2(40%)	
c	0504200	620760 3087007	3 4 5	Sin adición	1 711	0 932	2 5	25	0.64(-31%) a 1.19(28%)	1.7(-32%) a 3.7(48%)
4 mav5 04	3.38E+05	10 m	5			6.1	11.3	13.8	4.20(-31%) a 8.6(41%)	10.6(-6%) a 12.2(8%)
						0.984	75.9	89.7	.962(-2.2%) a 1.026(4%)	71.2(-6%) a 80.7(6%)
						4.06			3.55(-13%) a 4.93(21%)	
т	250x300	529421, 3091635	2 y 6	Sin edición	1.528	5.54	31	31	5.52(-0.4%) a 6.01(9%)	. 30.1(-2.9%) a 31.4(1.3%)
mav4.04	3.00E+05	17 m				1.14	119.8	150.8	1.11(-2.6%) a 1.16(1.8%)	102.2(-15%) a 124.3(4%)
						5.3			3.12(-41%) a 7.94(50%)	
4	250×300	522317, 3088149	1 y 4	Sin edición	2.096	0.948	111.3	111.3	.925(-2.4%) a .971(2.4%)	104.2(-6.4%) a 125(12%)
may5,04	3.00E+05	шo				5			3.01(-40%) a 8.99(80%)	
V.	250×300	526639.3087017	2 v 4	Sin edición	1.474	0.988	113.1	113.1	.987(-0.1%) a .990(0.2%)	107.6(-5%) a 133.1(18%)
may5,04	3.50E+05	0 m				2.51			2.27(-10%) a 5.86(134%)	
9	250×300	522509, 3090822	1 y 5	Sin edición	2.856	0.949	4.2	4.2	.813(-14%) a 1.46(54%)	(%/C)9.9 E (%97-)/2
may5,04	3.38E+05	8 m				200	11	15.2	2.91(-9/%) a > 10,000	(0/C1)477 (0/C1)40/0 (
						0.996	88.1	103.3	.969(-3%) a 1.07(7%)	80(-9%) a 100(14%)
						10.1			7.1(-30%) a 30(197%)	
2	250x300	527084. 3089056	2 V 5	Sin edición	1.516	2.55	19.2	19.2	2.32(-9%) a 2.62(3%)	18.3(-5%) a 21.1(10%)
mav6.04	3.38E+05	7 m	•			0.979	100.2	119.4	.972(-0.7%) a 1.00(2%)	98.7(-1.5%) a 119.8(20%)
- 262 (mart						2.86	1		2.86(0%) a 5.21(82%)	

				1			10			
SONDEO	Espira	UTM X,Y	Líneas	Edición	error rms	rho	ţ	q	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota					-			
90	250×300	524851, 3099908	1 y 8	5 editados	1.478	2.6	7	7	2.49(-4%) a 2.8(8%)	6.5(-7%) a 7.3(4%)
may6,04	3.00E+05	25 m		16a20 (L)		300	31	38	110(-63%) a > 10,000	29.9(-4%) a 32.5(5%)
						3.47	86.6	124.6	3.27(6%) a 3.54(8%)	74.0(-15%) a 95.0(10%)
						9			5.69(-5%) a 6.51(9%)	
6	250×300	528490, 3093012	2 y 6	Sin edición	1.358	7.35	32.4	32.4	6.86(-7%) a 7.85(7%)	31.6(-3%) a 33.4(3%)
may6,04	3.19E+05	20 m				1.19	118.2	150.6	1.16(-3%) a 1.22(2%)	110(-7%) a 126(7%)
						4.8			3.2(-33%) a 8.2(71%)	
				-						
10	250x300	528523, 3094943	2 y 7	Sin edición	1.607	2	3.7	3.7	1.76(-12%) a 2.72(36%)	3.0(-19%) a 4.7(27%)
may6,04	3.19E+05	22 m				300	29.8	33.5.	70(-77%) a >10000	29.2(-2%) a 30.3(2%)
						1.93	94.8	128.3	1.87(-3%) a 1.97(2%)	80.4(-15%) a 101.5(7%)
	14	*				4.69			4.26(-9%) a 5.34(14%)	
12	150x150	529543, 3097322	2 y 8	6 editados	1.376	6.4	38.8	38.8	6.24(-2.5%) a 6.6(3%)	37.3(-4%) a 41.2(6%)
jun4,05	1.86E+05	26 m		19y20 (M)		2.97	107.5	146.3	2.86(-4%) a 3.04(2.4%)	91.8(-15%) a 117(9%)
				16a19 (L)		6.84			6.0(-12%) a 8.05(18%)	
				sin 20 de L				1		
					and the second tax					
14	300×300	529653, 3098560	2 y 9	Sin edición	1.283	1.14	2.2	2.2	.945 (-17%) a 1.83(61%)	1.9(-14%) a 3.5(59%)
nov9,04	3.60E+05	28 m				373	28.3	30.5	121(-7%) a > 10,000	27.4(-3.2%) a 29.2(3%)
						4.03	121.2	151.7	3.94(-2.2%) a 4.10(1.7%)	107(-12%) a 154.3(27%)
	2					4.69	164.8	316.5	4.38(-7%) a 5.13(9%)	123.1(-25%) a 232.1(41%)
						9.35			7.30(-22%) a 13.8(48%)	
15	300×300	528513, 3100627	2 y 9	Sin edición	1.362	2.03	3.9	3.9	1.55(-24%) a 2.44(20%)	3.0(-23%) a 4.7(21%)
nov9,04	3.51E+05	29 m				1000	35.5	39.4	170(-83%) a > 10,000	34.8(-2%) a 39.7(12%)
						4.12	55.3	94.7	3.47(-16%) a 4.25(3%)	51.0(-8%) a 79.0(43%)
						2.46	75	169.7	2.23(-9%) a 2.63(7%)	52.3(-30%) a 80(7%)
						12.7			11.3(-11%) a 14.6(15%)	

			MODI	ELOS D	E CAP.	AS D	E SO	NDE	OS TEM	8
SONDEO	Espira	UTM X,Y	Líneas	Edición	error rms	rho	ىپ	q	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota								
17	200x400	529465, 3103693	2 y 10	11 editados	1.549	4.62	9	9	3.72(-20%) a 5.77(25%)	4.9(-18%) a 8.2(37%)
nov9,04	3.20E+05	38 m		17 a 20 (M)		67.3	46.8	52.8	57.5(-15%) a 89.4(33%)	43.8(-6%) a 50.1(7%)
				13 a 19 (L)		7.11	69.9	122.7	6.21(-13%) a 7.44(5%)	58.8(-16%) a 101.3(45%)
				sin 20 de L		4.72	58.2	180.9	4.33(-8%) a 5.90(25%)	49.9(-14%) a 78.8(35%)
					•	11.1			9.1(-18%) a 18.8(69%)	
18	150x150	529363, 3104598	2 y 11	9 editados	1.603	15.7	22.8	22.8	15.0(-4%) a 17.2(10%)	15.4(-33%) a 31.3(37%)
nov9,04	1.91E+05	41 m		15 a 20 (M)		12.6	70.8	93.6	12.2(-3%) a 14.1(12%)	35.6(-50%) a 83.1(17%)
				12,16,17 (L)		7.7	49.8	143.4	6.31(-18%) a 11.1(44%)	42.7(-14%) a 84.9(71%)
				sin 18-20 (L)		5.02	43.1	186.5	4.30(-14%) a 5.89(17%)	30.2(-30%) a 60.8(41%)
			а,			8.85			7.25(-18%) a 10.7(21%)	
19	150x150	529166, 3105824	2 y 11	13 editados	1.719	30.7	29.5	29.5	27.3(-11%) a 37.7(23%)	25.2(-15%) a 33.5(14%)
nov10,04	2.03E+05	44 m		17 a 20 (M)		10.4	54.2	83.7	9.84(-5%) a 10.8(4%)	44.6(-18%) a 58.9(9%)
				12 2 20 (L)	-	6.02			5.79(-4%) a 6.24(4%)	
20	300×300	529737, 3106738	2	2 editados	1.165	22	46.8	46.8	21.3(-3%) a 22.9(4%)	45.5(-3%) a 48.6(4%)
nov10,04	3.6r5	47 m		19 a 20 (M)		10	48.3	95.1	9.69(-3%) a 10.4(4%)	44.8(-7%) a 52.5(9%)
						5.87	260.7	355.8	5.69(-3%) a 6.00(2%)	235(-10%) a 304(17%)
						19.4			12.9(-34%) a 42(116%)	
21	200x400	530712, 3108507	2 y 12	11 editados	2.072	0.969	1.7	1.7	0.901(-7%) a 1.86(92%)	1.6(-6%) a 3.6(112%)
nov10,04	2.90E+05	53 m		16 a 20 (M)		52.5	58.7	60.4	45.0(-14%) a 250(376%)	56.6(-4%) a 61.0(4%)
				15 a 20 (L)		6.12	138.8	199.2	5.86(-4%) a 6.39(4%)	119(-14%) a 163(17%)
						12.6			10.6(-16%) a 15.2(21%)	

SONDEO	Espira	UTM X,Y	Líneas	Edición	error rms	rho	ب	q	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota								
22	300×300	531121, 3109741	2	1 editado	1.828	1.34	2.4	2.4	1.22(-9%) a 3.07(130%)	2.3(-4%) a 6.2(159%)
nov10,04	3.60E+05	57 m		20 (L)		66.9	53.4	55.8	55.9(16%) a > 10000	47.7(-11%) a 60.6(14%)
						6.52	92.8	148.6	5.52(-15%) a 7.61(17%)	63.4(-32%) a 115.3(24%)
						13.4			12.8(-4%) a 15(12%)	
23	150x150	530670, 3110869	0	11 editados	1.633	58.6	13.7	13.7	44(-25%) a 80(37%)	12.2(-11%) a 14.5(6%)
jun5,05	1.91E+05	59 m		17,19a20(M)		12.4	61.7	75.4	12.1(-2%) a 12.8(3%)	50.9(-18%) a 68.9(12%)
				13a20(L)		7.3	164.7	240.1	7.05(-3%) a 7.66(5%)	143(-13%) a 184(12%)
						4.27			3.5(-18%) a 5.0(17%)	
24	150x150	530414, 3112347	2	23 editados	1.486	33.2	12.2	12.2	20.1(-39%) a 46.5(40%)	8.7(-29%) a 16.7(37%)
nov11,04	1.80E+05	64 m		17 a 20 (H)		14.7	176.6	188.8	14.5(-1.4%) a 14.8(0.7%)	168.8(-4%) a 208.2(18%)
				14 a 20 (M)		8.09	39.4	228.2	3.73(-54%) a 18.6(130%)	17.1(-57%) a 49.5(26%)
				6 a 20 (L)		3.78			3.15(-17%) a 4.69(24%)	
				Solo 42 volt.						
25	300×300	522517, 3092298	-	Sin edición	2.183	1.12	3.4	3.4	0.8(-29%) a 1.7(52%)	2.6(-24%) a 5.1(50%)
nov11,04	3.42E+05	10 m				155	14.8	18.2	19.9(-90%) a > 10,000	14.1(-5%) a 16.0(8%)
						1.09	69.6	87.8	1.06(-3%) a 1.16(6%)	63.9(-8%) a 78.0(12%)
						4.67			4.2(-10%) a 5.7(22%)	
26	2002200	573667 3004756	1 46	Sin edición	3 242	1 07	31	3.1	.65(-39%) a 2.13(99%)	2.1(-32%) a 6.6(113%)
)			007				100 JU POL 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2
nov12,04	3.60E+05	15 m				100	29.6	32.1	32.3(-68%) a > 10,000	(01)0.75 B (06-)0.17
						1.38	85.1	117.8	1.28(-7%) a 1.45(5%)	74(-13%) a 97(14%)
						10.5			8.1(-23%) a 17.9(70%)	

SONDEO	Espira	UTM X,Y	Líneas	s Edición	error rms	rho	÷	q	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota		÷					19	
27	300×300	524167, 3096633	1 y 7	Sin edición	1.148	2.1	2.7	2.7	1.6(-24%) a 2.35(12%)	2.1(-22%) a 3.0(43%)
nov12.04	3.60E+05	18 m				29.4	28.3	31	20.0(-32%) a 35.9(22%)	27.5(-3%) a 30.3(7%)
				i.		2.74	63.9	94.9	2.65(-3%) a 2.81(2.6%)	57.8(-10%) a 69.0(8%)
						6.23			6.0(-3.4%) a 6.4(2.7%)	
00	000-000	505745 9404494	0 2	Cin odición	1 784	264	4 9	070	2 21(-16%) a 3 76(42%)	3 8(-22%) a 7.6(55%)
12 UM	3 60F+05	30 m	- -		5	201	34.7	39.6	70(-65%) a 1800(800%)	32.9(-5%) a 35.9(3.5%)
1000						ო	80.3	119.9	2.77(-8%) a 3.10(3%)	63.1(-21%) a 87.5(9%)
						5.48			5.14(-6%) a 5.9(8%)	
30	300×300	525664, 3102318	1 y 9	Sin edición	1.272	3.96	7.7	7.7	3.4(-14%) a 4.4(11%)	6.7(-13%) a 8.4(9%)
nov13.04	3.60E+05	32 m				300	38.9	46.6	115(-62%) a 2500(730%)	37.8(-3%) a 40.3(4%)
						2.89	58.7	105.3	2.66(-8%) a 3.06(6%)	42.9(-27%) a 72.5(24%)
						4.77			4.49(-6%) a 5.0(5%)	
31	200x400	525748, 3103506	~	3 editados	1.618	19.5	59.1	59.1	18.6(-5%) a 20.2(4%)	57.3(-3%) a 61.6(4%)
nov13.04	3.20E+05	36 m		18 a 20 (L)		4.97	85.2	144.3	4.82(-3%) a 5.12(3%)	67(-21%) a 113(33%)
						6.13			5.6(-5%) a 6.41(5%)	
33	300×300	5,256,003,105,79	7 1 y 10	Sin edición	1.223	15	49.2	49.2	14.4(-4%) a 15.6(4%)	47.7(-3%) a 51.4(5%)
ene31,05	3.69E+05	5 46 m				4.71	124.9	174.1	4.56(-3%) a 4.78(1.5%)	113.8(-9%) a 132.0(6%)
						10.6			9.9(-7%) a 11.2(6%)	-
34	200x400	526969, 3106830	1 y 11	Sin edición	1.419	3.04	4	4	2.4(-21%) a 3.8(25%)	3.2(-20%) a 5.2(30%)
feb2,05	3.20E+05	5 48 m				49.8	40.5	44.5	45(-10%) a 1000(1900%)	37.2(-8%) a 43.3(7%)
						5.3	117.3	161.8	4.86(-8%) a 5.47(3%)	65.6(-44%) a 171(46%)
						6.84			6.42(-6%) a 7.42(9%)	

SONDEO	Espira	υτм χ,Υ	Líneas	Edición	error rms	rho	ţ	q	limites rho	limites t
Fecha	Momento	Cota								
35	300×300	526642, 3109976	1 y 12	2 editados	1.279	17.8	40.1	40.1	16.5(-7%) a 19.2(8%)	38.9(-3%) a 41.4(3%)
feb3,05	3.60E+05	56 m		19 y 20 (L)		4.05	127.9	168	3.98(-1.7%) a 4.11(1.5%)	122.8(-4%) a 134.5(5%)
						11.8			10.9(-8%) a 12.6(7%)	
36	150×300	527591, 3113234	1 y 13	4 editados	1.487	39.9	19.5	19.5	30.3(-24%) a 50.0(25%)	18.5(-5%) a 22.6(16%)
feb3,05	2.21E+05	60 m		20 (M)		9.38	152.3	171.8	9.19(-2%) a 9.53(1.6%)	136.9(-10%) a 179.5(18%)
				16 a 18 (L)		6.26	56	227.8	5.30(-15%) a 8.23(32%)	46.4(-17%) a 85.0(52%)
				Sin 19-20 (L)		20.2			17.8(-12%) a 23.2(15%)	
					¥.					
38	300×300	527401, 3115194	1 y 14	1 editado	1.335	13.1	74.6	74.6	12.8(-2.3%) a 13.4(2.3%)	70.8(-5%) a 79.0(6%)
feb1,05	3.60E+05	66 m		19 (L)		6.32	73.3	147.9	5.90(-7%) a 6.77(7%)	63.5(-13%) a 88(20%)
						29.5	95.2	243.1	22.3(-24%) a 49.9(69%)	78.3(-18%) a 121(27%)
						21.4	53.2	296.3	15.4(-28%) a 36(68%)	36.0(-32%) a 73(37%)
						9.25			8.46(-9%) a 10.2(10%)	
		×)								
39	300×300	530264, 3114603	2 y 14	8 editados	1.462	9.06	9.1	9.1	6.95(-23%) a 11.1(23%)	8.8(-8%) a 18.7(106%)
ene31,05	3.60E+05	72 m		19-20 (M)		16.2	62.1	71.2	15.2(-6%) a 21.2(31%)	45.7(-26%) a 71.3(15%)
				15-20 (L)		9.56	320.4	391.6	9.22(-4%) a 9.85(3%)	283.2(-12%) a 352.1(10%)
				N. N.		34.9			30(-14%) a 400(1046%)	
ę									1/0C/0FO - 1/0F C /200	(10270 22 - 1701 12 62
40	300×300	530553, 3085744	3 y 4	Sin edición	1.833	0.929	69.1	65.1	.90/(-2.4%) a .948(2%)	(0% C) 9.00 B (0% +-) 0.70
abr24,05	3.60E+05	0 m				10.4			8.47(-19%) a 13.2(27%)	
41	150×150	531337, 3089281	ς Γ	38 voltajes	Pegado al ce	erro. Efect	o no 1D.	No invert	ido.	
c0,cunf	1.91E+03	13 M				÷.				

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS TEM

43(-19%) a 114.2(115%) 9.7(-5%) a 10.9(7%) 32.9(-2%) a 34.4(3%) 81.1(-4%) a 88.0(5%) 58.5(-2%) a 61.4(3%) 111.0(-6%) a 128.7(9%) 6.8(-24%) a 10.0(12%) 53.2(-14%) a 66(7%) 3.9(-25%) a 6.4(23%) 24.6(-5%) a 27.6(7%) (00.4(-33%) a 183(22%) 226(-14%) a 358.6(37%) 47.1(-3) a 49.5(2%) 149.8(-7%) a 172(7%) 20(-33%) a 50(67%) limites t 8.24(-4%) a 9.0(3%) 45.6(-22%) a 71.1(22%) 1.78(-1.7%) a 1.84(1.4%) 17.8(-5%) a 19.4(4%) 3.29(-3%) a 3.46(2%) 4.23(-4%) a 5.07(15%) 4.99(-8%) a 5.83(8%) 16.7(-2%) a 17.6(3%) 7.5(-4%) a 7.9(1.4%) 2(-20%) a 3.07(23%) 18.7(-17%) a 27.9(25%) 7.11(-10%) a 8.7(10%) 13.1(-4%) a 15.1(15%) 1.91(-23%) a 3.06(23%) 5.7(-6%) a 6.41(6%) 12.6(-48%) a 72(200%) 4.2(-18%) a 6.2(22%) 6.26(-9%) a 7.51(9%) 160(-84%) a > 10,000 6.36(-2%) a 6.61(2%) limites rho 70.5 180.5 442.5 48.6 209.6 239.6 10.2 43.7 127.7 59.7 177.7 8.9 123.7 5.2 31 σ 10.2 33.5 59.7 118 8.9 61.6 25.8 149.5 48.6 161 53.2 262 84 30 5.2 ىپ 4.4 2.49 7.79 3.38 7.89 6.5 2.5 58.4 22.4 18.7 6.9 1000 5.4 17.1 1.81 13.7 6.04 5.1 8.61 rho Líneas Edición error rms 1.392 1.277 1.521 1.431 1.207 3 y 11 Sin edición 3 y 7 3 editados 18 a 20 (L) 18 a 20 (L) 3 y 9 4 editados 17 a 20 (L) 3 y 10 4 editados 17 a 20 (L) 3 editados 3 y 8 150×300 532091, 3103808 531843, 3094416 200x400 532590, 3101147 532780, 3098432 531662, 3096721 UTM X,Y 24 m 28 m 31 m 36 m Cota 41 m Momento 1.91E+05 3.60E+05 3.60E+05 3.20E+05 2.12E+05 Espira 150x150 300×300 300×300 SONDEO Fecha 45 46 48 44 abr23,05 abr20,05 abr22.05 abr22.05 43 jun5,05

20.9(-23%) a 28.5(5%) 82.9(-4%) a.91.6(6%) 238(-7%) a 273(6%) 23.9(-26%) a 37.4(17%) 68.2(-3%) a 77.3(10%) (40.9(-41%) a 450(88%) 162.9(-4%) a 180.1(6%) 88.3(-41%) a 183(23%) 139.4(-16%) a 178(8%) 18.0(-5%) a 23.0(22%) limites t 23.3(-4%) a 28.0(16%) 6.90(-3%) a 7.29(3%) 7.77(-1.3%) a 7.96(1.1%) 9.22(-1.2%) a 9.59(3%) 5.65(-2%) a 5.85(1.2%) 13.1(-7%) a 14.8(5%) 2.96(-10%) a 3.72(13%) 15.6(-2.5%) a 18.5(16%) 7.05(-33%) a 17.8(70%) 20.9(-18%) a 31.5(24%) 18.9 40(-72%) a 3000(1969%) 11.0(-49%) a 110(412%) 148.9 332.7 3.84(-18%) a 5.27(12%) 164.9 183.8 8.85(-1.4%) a 9.16(2%) limites rho **MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS TEM** 113.8 102.6 370.6 342.6 27.1 32.1 170.2 170.2 σ 18.9 256.8 86.7 70.5 27.1 32.1 240 ىرە 9.33 5.78 25.5 24.2 10.5 7.87 145 8.98 4.7 16 3.3 21.5 7.1 14.1 Líneas Edición error rms rho 0.792 1.877 1.467 1.667 sin 1 a 3 (M) sin 1 a 4 (L) 12 editados 13 editados 53 voltajes 18 a 20 (M) 17 a 20 (M) 18 a 20 (L) 12 a 20 (L) 16 a 20 (H) 16 a 19 (L) 18 a 19 (L) 40 voltajes 4 editados 2 editados 59 voltajes 20 (M) 3 y 14 3 y 12 3 y 13 3 150×300 533256, 3108618 150x150 532472, 3105680 532474, 3112813 150x150 532211, 3112019 UTM X,Y Cota 45 m 66 m 64 m 54 m Momento 1.80E+05 1.35E+05 2.12E+05 1.80E+05 Espira 50x150 SONDEO Fecha jun4,05 abr21,05 49 20 52 abr21,05 abr25,05 15

APENDICE A

LEYENDAS DE LOS MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS TEM Sondeo: Identificador

Fecha: Fecha del levantamiento

Espira: Dimensiones de la espira (en metros)

Momento: área por corriente en la espira (en Ampere m2)

UTM X Y: Coordenadas UTM del sondeo

Cota: Elevación del sondeo (en metros sobre el nivel del mar)

Edición: Ventanas editadas de las frecuencias de repetición H (30 Hz), M (7.5 Hz) y L(3 Hz) Error rms: Error rms (root mean squared) entre voltajes observados y calculados del modelo.

Fecha: Fecha de la inversión.

rho: resistividades de las capas del mejor modelo (en ohm m)

t: espesores de las capas (en m)

d: profundidades a las bases de las capas

Límites rho: Limites de variación de las resistividades de las capas, con sus porcentajes respecto a la resistividad respectiva del mejor modelo.

Estimados con un proceso tipo Montecarlo y de perturbación selectiva de parámetros. Estimados de

modelos invertidos con error rms dentro de 2% del error del mejor modelo.

Límites t: Límites de variación de los espesores de las capas y sus porcentajes

APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 1 DE TEM (CONT.)













APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 1 DE TEM

















APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 2 DE TEM













APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 2 DE TEM (CONT.)











151

APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 3 DE TEM













APENDICE B SONDEOS SEV CERCANOS A LA LINEA 3 DE TEM (CONT.)











153

APENDICE B

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A

LA LINEA 1 DE TEM

SEV	Error RMS	rho	t	d	-	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
E10-4	1.979	34.4	0.5	0.5		34.1(-1%) a 41.4(20%)	~0.5(~0%) a ~0.5(~0%)
		4.31	3.9	4.4		4.25(-1.4%) a 4.36(1.1%)	~3.9(~0%) a 4.0(3%)
		131	30.7	35.1		119(-9%) a 143(9%)	28.1(-8%) a 33.4(9%)
		1.69	74	109.1		1.39(-13%) a 1.82(8%)	64.4(-13%) a 84.4(14%)
*		44.3				41.3(-7%) a 50(13%)	
E5-2	3.692	236	0.42	0.4		209(-11%) a 288(22%)	0.40(-5%) a 0.44(5%)
		8.46	18.2	18.6		8.02(-5%) a 9.03(7%)	17.1(-6%) a 22.5(24%)
		56.1	23.5	42.1		27.0(-52%) a 505(800%)	2.6(-89%) a 49.2(109%)
		0.686	72.3	114.4	÷.	0.523(-24%) a 0.841(23%)	62.9(-13%) a 82.4(14%)
		30.2				20.2(-33%) a 67.0(122%)	
E1-2	1.604	2.98	0.5	0.5		2.83(-5%) a 3.11(4%)	.475(-6%) a .525(4%)
		7.9	1.4	1.9		7.48(-5%) a 8.35(6%)	1.33(-6%) a 1.51(7%)
		191	7.5	9.4		140(-27%) a 344(80%)	4.2(-44%) a 10.2(36%)
		56.9	27.6	37		31.4(-45%) a 62.8(10%)	25.0(-9%) a 49.7(80%)
		9.07	86.1	123.1		8.42(-7%) a 12.8(41%)	73.2(-15%) a 94.7(10%)
		11.6				11.0(-5%) a 12.0(4%)	
E1-1	1.688	6.46	0.42	0.4		6.17(-4%) a 6.65(3%)	0.41(-2%) a 0.44(5%)
		325	1.9	2.3		223(-31%) a >6175	<0.1 a 2.76(45%)
		36.4	12.4	14.7		29.5(-19%) a 41.3(13%)	10.0(-19%) a 13.9(12%)
		139	24.9	39.6		102(-27%) a 194(40%)	17.9(-28%) a 33.9(36%)
		9.86	86.2	125.8		8.79(-11%) a 12.2(24%)	73.3(-15%) a 94.8(10%)
	-	12.6				11.8(-6%) a 13.0(3%)	
E8-2	2.325	33	0.4	0.4			
		5.1	0.5	0.9			
		131	94	94.9		125(-5%) a 136(4%)	89.1(-5%) a 97.5(4%)
		9.1	91.5	186.4		6.35(-30%) a 12.1(33%)	72.3(-21%) a 121.7(33%)
		12.3				11.3(-8%) a 13.1(7%)	
N7-7	1.946	8.36	4.7	4.7		7.95(-5%) a 8.63(3%)	4.5(-4%) a 4.9(4%)
		162	5.5	10.3		113(-30%) a >891	<1 a 7.9(44%)
		41.5	21	31.3		34.7(-16%) a >872	<1 a 25.1(20%)
		9.71	121	152.2		8.58(-12%) a 10.5(8%)	110.1(-9%) a 128(6%)
		34.4				32.1(-7%) a 36.7(7%)	

APENDICE B

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A LA LINEA 1 DE TEM (CONT.)

SEV	Error RMS	rho	t	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
FC 0	0 5 4 0	20.4	0.44	0.4	-30	
E0-2	2.543	20.4	0.41	0.4		
		4.74	0.8	1.2	04.0% 00%) = 05.0%0%)	07 4/440/2 - 00 0/00/2
1		90.4	30.8	32	84.8(-6%) a 95.8(6%)	27.4(-11%) a 32.6(6%)
		21.1	128	160.2	20.1(-5%) a 23.7(12%)	113.6(-11%) a 134.7(5%)
		1.28			1.19(-7%) a 1.38(8%)	
N7-8	1,118	158	1.7	1.7		
		32.4	3.5	5.2		
		131	10.4	15.6		
		15.1	29.4	45	13.8(-9%) a 16.5(9%)	26.8(-9%) a 32.1(9%)
		30.2	128	173	28.3(-6%) a 32.2(7%)	120(-6%) a 136(6%)
		14.6	1000000		14.0(-4%) a 15.0(3%)	
N7-9	1.797	14.1	0.62	0.6		
		58.9	6	6.6		
		269	27.6	34,2	245(-9%) a 362(35%)	20.5(-26%) a 30.4(10%)
		7.65	124	157.8	6.95(-9%) a 8.44(10%)	119(-4%) a 130(5%)
	-	43.9			39.9(-9%) a 48.0(9%)	
						1
N7-10	1.73	38.7	5.7	5.7		
		334	19.3	25	226(-32%) a 376(13%)	17.1(-11%) a 28.6(48%)
		14	131	155.8	12.2(-13%) a 15.6(11%)	113.7(-13%) a 146(12%)
ž.		30.5	- D1		28.6(-6%) a 32.4(6%)	
N7 44	1 226	197	Q /	8 /		
147-11	1.220	40.7	20.2	377	142(8%) > 171(10%)	26.6(0%) a 21.0(0%)
		24.2	29.0	100.2	142(-0.6) = 17.1(10.76)	20.0(-976) = 31.9(976)
		21.2	11.0	109.5	19.1(-10%) = 23.3(10%)	04.5(-10%) a 78.6(10%)
		33.4			32.3(-3%) a 34.4(3%)	
E2-1	1.326	44.8	1.2	1.2		
		191	15.6	16.8	184(-4%) a 200(5%)	14.9(-4%) a 16.2(4%)
		24	56.3	73.1	21.9(-9%) a 24.7(3%)	20.0(-64%) a 103(83%)
		20.8			20.2(-3%) a 21.4(3%)	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·

APENDICE B MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A LA LINEA 2 DE TEM

SEV	Error RMS	rho	t	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
E9-3	1.595	13.6	04	04		
H¢ ¢	1.000	3.05	3.3	3.7		
		98.6	27.2	30.9	78(-21%) a 127 (28%)	21 2(-22%) a 34 3(26%)
		1.44	120	150.7	1.35(-6%) a 1.55(8%)	108(-10%) a 125(4%)
		24.2	0.000		20.9(-14%) a 29.1(28%)	
N3-18	1.815	50.9	0.43	0.4		
		47.2	10.7	11.1		
		649	24.4	35.5	520(-20%) a 1950(200%)	8.1(-67%) a 29.9(22%)
		3.48	123	158.9	2.61(-25%) a 3.99(15%)	105(-15%) a 128(4%)
		8.8			8.30(-6%) a 9.70(10%)	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
N3-17	1.491	15.2	2.6	2.6		
		66.3	17.5	20.1		*
		476	13.7	33.8	231(-51%) a 6520(1270%)	<1.0 a 28.4(107%)
	+	2.95	109	142.5	2.44(-17%-) a 3.57(21%)	92.7(-15%-) a 117(7%)
		8.96			8.46(-6%) a 9.43(5%)	
E5-4	0.928	10.9	0.9	0.9		
	0.020	41.8	26.7	27.6		
		504	84	36	151(-70%) a >4200	<10 a 27 6(230%)
		1.35	98	134	1 12(-17%) = 1 41(4%)	83 3(-15%) a 105(7%)
		42.7			38.2(-11%) a 50.4(18%)	00.0(10.0) & 100(1.0)
N3-16	3 537	4 71	04	0.4		
110 10	0.001	9 42	1.5	19		
		5 14	3.2	5.1		
		180	31.1	36.2	144(-20%) a >6000	<1 0 a 38 9(25%)
		2.1	97.9	134.1	1.49(-29%) a 2 75(31%)	83 2(-15%) a 105(7%)
		10.5			8.95(-15%) a 12.4(18%)	
N3-15	2 191	30.1	0 43	0.43		
.49.19		11 7	1.3	17		
		297	13.9	15.6		
		84 5	20.4	36	54.5(-36%) a > 1700	<1 a 31 6(55%)
		4.08	112	148	3.41(-16%) a 5.04(24%)	95.2(-15%) a 122(9%)
		9.4	10.00	0.42	8.52(-9%) a 9.87(5%)	····(·/·/·····

APENDICE B

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A LA LINEA 2 DE TEM (CONT.)

SEV	Error RMS	rho	ť	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
E1-3	1.463	42.4	1.2	1.2		
		7.43	3.6	4.8		
		34.4	114	118.4	33.5(-3%) a 35.4(3%)	109.7(-3%) a 117.5(3%)
		2.18	87.9	206.3	1.77(-19%) a 2.46(13%)	77.4(-12%) a 115(31%)
		8.61			8.06(-6%) a 9.15(6%)	
N3-14	2,413	8.27	0.5	0.5		
1		2.38	1.1	1.6		
ă.		226	33.3	34.9	212(-6%) a 238(5%)	31.7(-5%) a 35.8(8%)
		3.14	124	159.3	2.87(-9%) a 3.61(15%)	106(-15%) a 133(7%)
8		26.1			21.3(-18%) a 29.7(14%)	
N3-13	2 032	12.9	07	07		
110 10	2.002	5 74	3.1	3.8	-	
		321	20.5	24.3		
		20.9	9.6	33.9		
		360	18	51.9	45 3(-87%) a >6500	$<1.0 \Rightarrow 144(700\%)$
		3 55	122	174	313(-12%) = 404(14%)	101(-18%) = 131(7%)
		32.1	i fan fen	., ,	25.6(-20%) a 36.4(13%)	101(-1070) & 101(770)
NO 40	1 0 2 0	60.6	1 0	10		
149-12	1.030	212	1.0	1.5		
		12 1	0.4	4.7		
		43.1	9.9	14.0 56 /	110 5/ 50/) - 100 5/00/)	20 0/ 70/) - 44 0/50/)
		21 4	41.0	00.4 171 7	112.5(-5%) a 128.5(8%)	38.8(-7%) a 44.0(5%)
		15.0	115	17 1.7	20.3(-5%) = 22.3(4%)	109.2(-5%) a 119.9(4%)
		10.9	ing with second second		15.3(-476) a 10.3(376)	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
N3-11	1.313	32.3	0.46	0.5	29.9(-7%) a 34.2(6%)	0.44(-4%) a 0.47(2%)
		3.06	0.58	1	<0.1 a 3.67(20%)	<0.019 a 0.70(32%)
		210	4.2	5.2	165(-21%) a 525(150%)	1.7(-60%) a 5.3(26%)
		13.1	9	14.2	4.37(-67%) a 16.6(27%)	3.0(-67%) a 11.3(26%)
		48.3	66.2	80.4	45.3(-6%) a 52.6(9%)	60.8(-8%) a 70.5(6%)
		22.1	88.2	168.6	20.8(-6%) a 23.2(5%)	82.4(-7%) a 92.6(5%)
	-	9.94			9.56(-4%) a 10.3(4%)	
E6-3	1.272	11.3	0.49	0.5		
	1.1.000 1.000	42 6	0.8	1.3		
		3.6	32	4.5		
		36.1	90.9	95.4	34.9(-3%) = 37.3(3%)	86 0(-5%) a 107 7(10%)
		20.5	78 7	174 1	19 2(-6%) a 30 1(47%)	53 5(-32%) a 91 3(16%)
	14.7	14.0(-5	%) a 1	5.2(3%)		55.5(52.7) 4 51.0(1070)

APENDICE B MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A LA LINEA 2 DE TEM (CONT.)

SEV	Error RMS	rho	t	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
N2 40	2 150	252	0.46	0.5	000/ 08/1 - 000/408/1	0.44/ 40() - 0.47/00()
149-10	2.400	10 4	12 6	0.0	229(-9%) a 282(12%)	0.44(-4%) a 0.47(2%)
		13.4	13.0	14.1	12.9(-4%) a 14.0(4%)	12.8(-6%) a 19(40%)
		31.5	81.6	95.7	28.9(-8%) a 33.1(5%)	74(-9%) a 100(23%)
		4.14	80.9	1/6.6	3.64(-12%) a 4.83(17%)	66.3(-18%) a 88.2(9%)
		197			135(-31%) a 315(60%)	
N3-9	1.447	124	0.54	0.5		
		40.8	3.2	3.7		
		172	8.8	12.5		
		28.7	49.7	62.2	26.5(-8%) a 29.6(3%)	38.2(-23%) a 60.8(22%)
		26.7	133	195.3	25.2(-6%) a 28.2(6%)	121 4(-9%) a 146(10%)
-		10.7			10.2(-5%) a 11.2(5%)	
N3-8	0.887	11	1.8	1.8		
		96	8.6	10.4		
		10.9	8	18.4		
		62.8	45.9	64.3	59.6(-5%) a 70.2(12%)	41.1(-10%) a 48.3(5%)
		24.2	143	207.5	22.6(-7%) a 25.9(7%)	133.8(-7%) a 153.2(7%)
		12.4		Colorest Colorest	11.9(-4%) a 12.7(2%)	
NI2 7	0.015	62.7	7	7		
149-1	0.915	15.0	10 5	10 E	-	
		15.2	12.5	19.5		
		42.5	49.3	68.8	41.1(-3%) a 44.1(4%)	43.0(-13%) a 53.4(9%)
		29.8	110	1/8.4	27.6(-7%) a 32.0(7%)	102.2(-7%) a 118.4(8%)
K		15.9		and the second secon	15.2(-4%) a 16.2(2%)	and a state of the second s
N3-6	0.995	8.63	0.49	0.5		
		27.7	1.2	1.7		
		6.89	7.4	9.1		
		94.4	24	33.1		
		9.39	40.4	73.5	7.51(-20%) a 11.1(18%)	32.3(-20%) a 48.8(21%)
		16.7		0.00000000	16.4(-2%) a 17.2(3%)	

APENDICE B

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A

	LA	LINEA	3 DE	TEM
--	----	-------	------	-----

SEV	Error RMS	rho	t	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
E9-4	1.269	15.4	0.9	0.9	14.8(-4%) a 16.1(5%)	~0.9 a ~0.9
		2.81	4.4	5.3	2.67(-5%) a 3.03(8%0	4.2(-5%) a 4.7(7%)
		130	26	31.3	103(-21%) a 253(95%)	13.4(-48%) a 32.9(27%)
		2.62	123	154.1	2.29(-13%) a 2.92(11%)	116(-6%) a 130(6%)
		5.2	, S.,		4.97(-4%) a 5.46(5%)	
N1-1	1.558	68.8	1.3	1.3		
		580	5.2	6.5		
		10.5	16.4	22.9		
		58.2	23.9	46.8	41.0(-30%) a 291(400%)	4.8(-80%) a 34.0(42%)
		4.2	82	128.8	3.83(-9%) a 4.72(12%)	78.7(-4%) a 86.1(5%)
	Participant of the law	20.1			19.0(-5%) a 21.6(7%)	
E5-5	1.299	8.75	0.96	1		
		3.12	6.8	7.8		
		65.3	42.1	49.9	49.1(-25%) a 72.5(11%)	37.9(-10%) a 56.0(33%)
		1.38	94.5	144.4	1.28(-7%) a 1.51(9%)	90 7(-4%) a 99 2(5%)
	e.	40.1			35.9(-10%) a 53.1(32%)	
N1-2	1 636	32.4	1	1		
		16.2	1.3	23		
1-1 		89.5	74.5	76.8	87 2(-3%) a 92 6(3%)	71 7(-4%) a 77 9(5%)
		12.6	85.5	162.3	9.90(-21%) a 13.7(9%)	80 4(-6%) a 93 2(9%)
	4	13.7			13.0(-5%) a 14.2(4%)	
N1-3	1 472	33	04	04		
	1. 17 4	8	13	17		
		43 1	66.3	68	399(-7%) = 435(1%)	54 9(-17%) 2 69 0(4%)
		21.2	69	137	17 1(-19%) a 23 2(9%)	62 6(-9%) a 85 6(24%)
		13	00	101	12.6(-3%) a 13.5(4%)	02.0(070) a 00.0(2470)
E1 6	1 8/7	177	1	1		
E1-9	1.047	50	68 1	60 1	57 3(3%) 2 60 0(3%)	60 0/ 00/1 - 70 7/40/1
		17.0	67 /	136.5	37.3(-37) = 00.9(37)	02.9(-0%) a /U./(4%)
		8.06	105	331	7.25(10%) = 10.0(20%)	$175.2(-17.70) \approx 07.0(30\%)$
		10.00	190	001	17.6(-8%) = 24.5(120/)	170.2(-10%) a 241(24%)
÷		10.2			17.0(-070) a 21.0(1270)	

APENDICE B

MODELOS DE CAPAS DE SONDEOS SEV PROXIMOS A LA LINEA 3 DE TEM (CONT.)

SEV	Error RMS	rho	t	d	Incertidumbre rho	Incertidumbre t
N1-4	0.73	11.5	0.39	0.4		
		47.5	3.2	3.6		
		20.1	14.5	18.1		
		50.3	28.3	46.4	47.0(-7%) a 53.8(7%)	26.4(-7%) a 30.3(7%)
		18.4	106	152.3	17.4(-5%) a 19.4(5%)	101(-5%) a 111(5%)
		6.23	177	329	5.47(-12%) a 6.66(7%)	155(-12%) a 189(7%)
		20.1	7		19.2(-4%) a 21.1(5%)	
NIA E	1 1 5 5	10	1	1		
6-11	1.155	104	1	24		
		0.57	2.4	12 1		
		101	9.1	26.4	94 4/ 169/) = 146/459/)	16 1(26%) > 27 0(20%)
		21.0	25.5	197 /	04.4(-10%) a 140(45%)	142(6%) = 166(10%)
		21.0	101	107.4	19.9(-9%) a 23.1(6%)	142(-0%) a 100(10%)
		12.2			11.9(-2%) a 12.8(5%)	
N1-6	1.36	15.1	2.9	2.9		
		8.35	3.4	6.3		
		68.3	14.4	20.7		
		30.7	28.1	48.8		
		40.7	111	159.3	36.8(-10%) a 44.8(10%)	103(-7%) a 119(7%)
		6.13	195	354.4	3.98(-35%) a 7.34(20%)	125(-36%) a 232(19%)
		40.8			34.4(-18%) a 46.0(13%)	
	4 004	10.0	0.40	0 5		
E6-5	1.681	10.9	0.46	0.5		
		214	5.2	5.7		
		5	18.7	24.4	3.45(-31%) a 5.97(19%)	12.9(-31%) a 22.4(20%)
		16.3	81	105.4	15.1(-7%) a 17.7(9%)	77.8(-4%) a 85.9(6%)
		1.53			1.46(-5%) a 1.60(5%)	
F2-4	1 2 3 4	28.6	16	16		
La da - T	1.204	80.4	6.2	7.8		
		8 9	12 1	19.9	7 5(-16%) = 12 3(38%)	10 3(-15%) = 16 7(28%)
		34.6	141	160.6	32 9(-5%) = 35 4(2%)	129 5(-8%) = 149 7(6%)
		12 /	141	100.0	12 1(-2%) = 12 1(6%)	120.0(-070) a 140.7(070)
		12.4	<u> </u>		12.1(-2/0) a 13.1(0/0)	

SEV Identificador del Sondeo Eléctrico Vertical

Error RMS Error medio cuadrático entre resistividades aparentes observadas y calculadas rho Resistividad de la capa (ohm m)

t Espesor de la capa (m)

d Profundidad a la base de la capa (m)

Incertidumbre rho Intervalo de incertidumbre de la resistividad (porcentajes)

Incertidumbre t Intervalo de incertidumbre del espesor (porcentajes)

Solo en ocho modelos se calcularon las incertidumbres de las capas someras.