



BUAP

**“BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE PUEBLA”**

Facultad de Ingeniería.

Colegio de Ingeniería Geofísica.

**“Delimitación de aguas subterráneas a partir de
sísmica de refracción y métodos geoelectricos en el
municipio de Jalcomulco-Veracruz”**

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

Ingeniero Geofísico

P r e s e n t a:

Jesús Ortigoza González

Director Interno: M. C. Julio César González Hernández

Directora Externa: Dra. Katrin Sieron

Asesor Externo: Dr. Blake Weissling

Marzo 2021



Oficio SAC/0294/2021

C. JESÚS ORTIGOZA GONZÁLEZ
PASANTE DE LA CARRERA DE INGENIERÍA
GEOFÍSICA
Presente.

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional en línea, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

“DELIMITACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS A PARTIR DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN Y MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN EL MUNICIPIO DE JALCOMULCO-VERACRUZ”.

Por lo anterior hacemos de su conocimiento que se asigna como asesor de tema al Mtro. Julio César González Hernández.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente

“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a 09 de febrero, de 2021

M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director



M'ACGZ /barv
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

Facultad
de Ingeniería

Bld. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING 4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
222 229 55 00 Ext. 7610

M. I. Ángel Cecilio Guerrero Zamora
Director de la Facultad de Ingeniería
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla
P r e s e n t e.

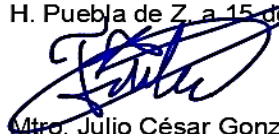
El que suscribe: Mtro. Julio César González Hernández, director del tema de tesis:

“DELIMITACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS A PARTIR DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN
Y MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN EL MUNICIPIO DE JALCOMULCO-VERACRUZ”.

Presentada por el C. Jesús Ortigoza González, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. SAC/0294/2021 con fecha de emisión 09 de febrero de 2021, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático, metodología, redacción y ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión del mismo.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

Atentamente
“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a 15 de febrero de 2021



Mtro. Julio César González Hernández
Director de la Tesis

M'JCGH/BARV
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

DEDICATORIA.

A mi madre Enriqueta

Esta tesis te la dedico a ti porque sin tu apoyo y sin tus buenos consejos no habría conseguido esta meta tan importante en mi vida. Porque nunca podré pagar tus desvelos y los sacrificios que hiciste, aún con todas las riquezas del mundo. Porque siempre me has sabido guiar por el camino correcto y jamás me has abandonado a lo largo de este. Porque me has ayudado a ver la luz más tenue en los momentos más oscuros de la vida. Pero sobre todo porque siempre has creído en mí.

Te amo.

Agradecimientos.

Agradezco infinitamente a mi director de tesis y amigo el M. en C. Julio César Hernández González por su apoyo incondicional, tanto académica como personalmente, por su paciencia, tiempo y consejos, así como sus enseñanzas, correcciones y ayuda en la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos que hicieron posible esta tesis.

A mi co-directora de tesis, la Dra. Katrin Sieron, una excelente persona y profesionista, por sus atenciones, buen humor, disposición, su tiempo y el apoyo económico, brindados a lo largo de la realización de esta tesis, así como sus correcciones, enseñanzas, conocimientos y ayuda con la geología de la zona de estudio a lo largo del desarrollo de esta tesis.

A mi asesor externo, el Dr. Blake Weissling por permitirme entrar a la zona de trabajo, por brindarme su experiencia y su tiempo, además de sus conocimientos, correcciones y observaciones en la migración, procesamiento e interpretación geofísica de los datos; siempre buscando hacer de mi un mejor geofísico. ¡Thank you so much!

Al M. en C. José Serrano Ortiz por ayudarme durante el procesamiento de los datos, así como por sus consejos y observaciones que fueron de mucha ayuda para el desarrollo de esta tesis.

A Cecilia, Luis y Cano, compañeros de la carrera de geofísica, por asistirme y acompañarme en la campaña de adquisición en campo de los datos.

Al colegio de Geofísica por abrirme sus puertas, por apoyarme y brindarme el material necesario para avanzar y concluir con mi tesis profesional.

A la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, así como mi amada Facultad de Ingeniería, donde he pasado unos de los mejores años de mi vida conociendo personas y grandes amigos, adquiriendo conocimiento y mejorando como ser humano. Estoy verdaderamente orgulloso de haber pertenecido a la Facultad más hermosa de nuestra extraordinaria Ciudad Universitaria.

A todos mis maestros por transmitirme sus conocimientos, así como sus experiencias a lo largo de estos años, en mi formación como ingeniero geofísico.

A dios por todas las oportunidades y alegrías que me ha dado, por haberme mantenido a salvo todos estos años lejos de casa, por ayudarme a levantar cuando he caído y siempre mantenerme firme en mis metas y propósitos en la vida, pero principalmente por darme una familia que me quiere y que siempre ha estado a mi lado.

A mi madre, la M.V.Z Enriqueta González Mayorga, por todos sus sacrificios y porque siempre ha estado ahí para apoyar mis decisiones. Nunca terminaré de agradecer todo lo que has hecho por mí. Te amo infinitamente con todo mi corazón y te admiro increíblemente.

A mi padre, Héctor Ortigoza Cárcamo, que, aunque ya no está, siempre me supo dar un buen ejemplo y me mostró el valor de la disciplina y el trabajo.

A mis hermanos el Ing. Héctor Saíd Ortigoza González y Dalia Esmeralda Ortigoza González, que me han acompañado y apoyado a lo largo de la vida y a pesar de todas las adversidades, juntos hemos conseguido concluir nuestras licenciaturas.

A mis amigos, María, Concha, Rocha, Josué, Gerardo, Caro, Uriel y a todos mis compañeros que he conocido durante estos extraordinarios años de mi vida, por todos esos momentos increíbles que pasamos dentro y fuera de la universidad.

Al comité evaluador por tomarse el tiempo para leer mi trabajo de tesis, así como a mis sinodales por tomarse el tiempo de asistir a los coloquios y hacerme sus observaciones.

A los propietarios de los predios y del Centro Ecoturístico Kalinantli, así como su personal por el buen trato y atención durante los trabajos de campo.

“Hay una fuerza motriz más poderosa que el vapor, la electricidad y la energía atómica: la voluntad.”

Albert Einstein.

ÍNDICE DE CONTENIDO.

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 OBJETIVOS	4
1.2 ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO	5
1.2.1 Marco Geográfico	5
1.2.2 Hidrología	6
1.2.2.1 Calidad del agua en los ríos del estado de Veracruz	8
1.2.3 Hidrogeología	11
1.2.3.1 Acuífero Jalapa-Coatepec.....	11
1.2.3.2 Geología del acuífero	11
1.2.3.3 Tipo de acuífero	12
1.2.3.4 Censo de aprovechamientos e hidrometría	12
2. MARCO TEÓRICO	13
2.1 PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA	13
2.1.1 Tomografía eléctrica de resistividad (TRE)	14
2.1.1.1 Resistividad eléctrica.	14
2.1.1.2 Ley de Ohm.....	15
2.1.1.3 Propiedades eléctricas de las rocas	16
2.1.1.4 Resistividad aparente.....	17
2.1.1.5 Arreglos Electródicos	18
2.1.1.5.1 Arreglo Wenner- Schlumberger.....	19
2.1.1.6. Problema Inverso: Cálculo de la resistividad real	20
2.1.2 Potencial Espontáneo (SP)	23
2.1.2.1 Potencial electrocinético.....	24
2.1.2.2 Potenciales electroquímicos.	25
2.1.2.3 Potencial mineral.	25
2.1.2.4 Correcciones de potencial espontáneo (SP)	26
2.1.2.5 Estudio de potencial espontáneo en medios no consolidados.	28
2.1.2.6 Configuración electródica de base fija o campo total	29
2.1.2.7 Interpolación: Mínima curvatura	29
2.2 PROSPECCIÓN SÍSMICA	30
2.2.1 Principios físicos básicos	31
2.2.1.1 Principio de Fermat	31
2.2.1.2 Principio de Huygens	31
2.2.1.3 Ley de Snell.....	32
2.2.2 Sísmica de Refracción	32
2.2.2.1 Para el caso de tres capas horizontales	33
2.2.2.2 Arreglo de geófonos	35
2.2.2.3 Problema inverso: Time-Term o Método de Descomposición	36
3. MARCO GEOLÓGICO	37
3.1 GEOLOGÍA	37
3.2 GEOLOGÍA Y ÁREA LOCAL DE ESTUDIO	41
3.2.1 Pozos de Agua	43
3.2.1.1 Pozo Kalinantli.	43
3.2.1.2 Pozo blanco.....	44
4. METODOLOGÍA	45

4.1 INSTRUMENTAL UTILIZADO	45
4.1.1 <i>Equipo para tomografía eléctrica de resistividad y potencial espontáneo</i>	45
4.1.2 <i>Equipo para sismica de refracción</i>	46
4.1.3 <i>Equipo Adicional</i>	49
4.2 ADQUISICIÓN DE LOS DATOS DE CAMPO	50
4.2.1 <i>Medidas del nivel estático de los pozos excavados</i>	50
4.2.2 <i>Adquisición de los datos de tomografía de resistividad eléctrica</i>	52
4.2.3 <i>Adquisición de los datos de sismica de refracción</i>	54
4.2.4 <i>Adquisición de los datos de potencial espontáneo</i>	57
4.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	58
4.3.1 <i>Procesamiento de tomografía eléctrica de resistividad (Software RES2DINV)</i>	58
4.3.2 <i>Procesamiento de potencial espontáneo (Software Oasis Montaj 8.3.3)</i>	62
4.3.2 <i>Procesamiento de sismica de refracción (SeisImager/2DTM)</i>	63
5. RESULTADOS	66
5.1 INTERPRETACIÓN DE TOMOGRAFÍAS ELÉCTRICAS DE RESISTIVIDAD	66
5.1.1 <i>Tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1)</i>	66
5.1.2 <i>Tomografía eléctrica de resistividad número dos (TE2)</i>	67
5.1.3 <i>Tomografía eléctrica de resistividad número tres (TE3)</i>	68
5.2 INTERPRETACIÓN DE LOS MODELOS DE VELOCIDAD	70
5.2.1 <i>Tendido sobre la calle, perfil número uno (T1)</i>	70
5.1.2 <i>Tendido sobre el terreno del Dr. Blake, perfil número dos (T2)</i>	71
5.1.3 <i>Tendido en el estacionamiento del Hotel Kalinantli, perfil número tres (T3)</i>	72
5.1.4 <i>Tendido en el pozo con agua limpia, perfil número cuatro (T4)</i>	73
5.3 INTERPRETACIÓN DE POTENCIAL ESPONTÁNEO	75
5.3.1 <i>Mapa de potencial espontáneo sin filtros matemáticos</i>	75
5.3.2 <i>Mapa de potencial espontáneo con el filtro pasa bajas</i>	76
5.3.3 <i>Mapa de potencial espontáneo con el filtro pasa altas</i>	78
5.3.4 <i>Mapa de potencial espontáneo con el filtro de primera derivada vertical</i>	79
6. DISCUSIONES	82
7. CONCLUSIONES	85
8. RECOMENDACIONES	87
BIBLIOGRAFÍA	88
ANEXOS	93

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1. Mapa del municipio de Jalcomulco Veracruz con los municipios colindantes y sus áreas.	5
Figura 2. Mapa de la cuenca La Antigua. Tomado de Díaz, (2010).	7
Figura 3. Mapa del índice de calidad del agua en Veracruz. Tomado de Houbron, (2010).	9
Figura 4. Fotografía del cauce del río Los Pescados, Jalcomulco-Veracruz.	10
Figura 5. Representación más básica de la resistividad a través de un bloque homogéneo de longitud lateral L con una corriente aplicada I y caída potencial entre caras opuestas de V . (B) Es el equivalente a un circuito eléctrico, donde R es una resistencia. Tomada de Reynolds, (1997).	15
Figura 6. Arreglos comúnmente usados para estudios de resistividad y sus correspondientes factores geométricos. Modificada de Loke, (2010).	18
Figura 7. Comparación de la configuración electródica de los arreglos Wener (a) y Wener-Schlumberger (b) respecto a un punto de atribución. Tomada de manual RES2DINV ver. 3.59, 2010.	19
Figura 8. Configuraciones de electrodos utilizada en el arreglo Wenner-Schlumberger. Tomada de Reynolds, (1997).	20
Figura 9. Descomposición de la señal de potencial espontáneo en tres componentes: efecto topográfico, efecto debido a la litología (residual SP) y efecto debido a la actividad biológica (noise SP). Tomada de Ernstson y Schererl, (1986).	28
Figura 10. Diagrama simple de rayos refractados. Modificado de Reynolds, (1997).	34
Figura 11. Tendido de geófonos para un levantamiento de sismica de refracción con los puntos de disparo indicados. Tomado de Reynolds, (1997).	35
Figura 12. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de la carta geológico-minera 1:250000 Veracruz E-143 del Servicio Geológico Mexicano. La estrella azul corresponde al pozo blanco, la estrella negra corresponde al pozo Kalinantli.	39
Figura 13. Imagen satelital del área de estudio. Modificado de Google Earth, 2020.	41
Figura 14. Fotografías tomadas en el afloramiento del lahar Los Pescados, a donde se pueden ver fragmentos subredondeados y subangulosos de andesita en una matriz arenosa, visto durante el levantamiento geológico del área de estudio en un afloramiento (A-B-C).	42
Figura 15. Fotografías de calizas y fósiles calcificados posiblemente de la Formación Guzmantla, extraídas durante la excavación del pozo sin problemas de contaminación (E-F).	42
Figura 16. Fotografía del pozo en el Centro Ecoturístico Kalinantli.	44
Figura 17. Fotografía del pozo sin problemas de contaminación.	44
Figura 18. Equipo ARES utilizado para la adquisición de los datos de prospección eléctrica.	45
Figura 19. Carretes de cable de 100 metros (A) y carretes de cable de 50 metros (B).	46
Figura 20. Electrodo.	46
Figura 21. Equipo Geode utilizado para realizar sismica de refracción.	47
Figura 22. Carrete de cable en serie para prospección.	47
Figura 23. Marro utilizado para los disparos de sismica.	47
Figura 24. Placa de acero.	48
Figura 25. Batería.	48
Figura 26. Geófonos.	48
Figura 27. GPS de mano.	49
Figura 28. Ordenador.	49
Figura 29. Cintas métricas marca Truper.	49

Figura 30. Marros.....	50
Figura 31. Batería de auto de 12 volts.....	50
Figura 32. Diagrama de pozo con agua limpia.....	51
Figura 33. Diagrama del pozo con agua contaminada	52
Figura 34. Imagen Predio donde se encuentra el pozo con agua limpia con los perfiles de la tomografía uno (TE1) y tomografía dos (TE2) Modificada de Google Earth, (2020).	53
Figura 35. Imagen Predio a donde se planea construir el nuevo pozo con el perfil de la tomografía número 3 (TE3). Modificada de Google Earth, (2020).	53
Figura 36. Imagen de perfiles de sísmica de refracción (T1-T2-T3) Modificada de Google Earth, (2020).	56
Figura 37. Imagen de perfil de sísmica de refracción (T4). Modificada de Google Earth, (2020)..	56
Figura 38. Mallado con los cinco perfiles de potencial espontáneo (SP1-SP2-SP3-SP4-SP5) Modificada de Google Earth, (2020).....	57
Figura 39. Pseudosección de tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1), con un valor en el factor inicial de amortiguamiento de 0.160 y un error cuadrático medio de 7.8 %.....	60
Figura 40. Pseudosección de tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1), con un valor en el factor inicial de amortiguamiento de 0.300 y un error cuadrático medio de 8.1 %.....	61
Figura 41. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.....	63
Figura 42. Primer sismograma del tendido tres (T3), con fuente en el metro 60. En color rojo las marcas de los primeros arribos de las ondas. La línea amarilla muestra la onda de refracción crítica y la azul la onda directa.....	64
Figura 43. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número cuatro (T4). La línea en color rojo muestra la pendiente de la capa refractora uno, la línea verde la pendiente de capa dos y la línea amarilla la pendiente la capa tres.	65
Figura 44. Modelo de velocidades de la tomografía uno (T1), después de marcar los primeros arribos en los sismogramas y los cambios de pendiente en las dromocronas.	65
Figura 45. Tomografía de resistividad eléctrica número uno (TE1) con tres unidades resistivas. El rectángulo representa la ubicación aproximada y profundidad medida del pozo con agua limpia, la “x” marca la intersección entre la TE1 y TE2.....	67
Figura 46. Tomografía de resistividad eléctrica número dos (TE2) con tres unidades resistivas. La “x” marca la intersección entre TE1 y TE2.....	68
Figura 47. Tomografía de resistividad eléctrica número tres (TE3) con cinco unidades resistivas. 69	
Figura 48. Modelo de velocidades uno (S1), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número uno (T1).	71
Figura 49. Modelo de velocidades dos (S2), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número dos (T2).....	72
Figura 50. Modelo de velocidades tres (S3), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número tres (T3).....	73
Figura 51. Modelo de velocidades cuatro (S4), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico cuatro (T4). El rectángulo representa la posición aproximada y profundidad medida del pozo con agua limpia.	74
Figura 52. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.	76
Figura 53. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa bajas.....	77
Figura 54. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa altas.....	78

Figura 55. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro primera derivada vertical. La línea indica la tomografía de resistividad eléctrica número 3 (TE3).....	80
Figura 56. Constricción del perfil número uno (SP1) de potencial espontáneo con la tomografía de resistividad eléctrica número 3 (TE3).	81
Figura 57. Pseudosección de la tomografía número 1 (TE1).	95
Figura 58. Pseudosección de la tomografía número 2 (TE2).	95
Figura 59. Pseudosección de la tomografía número 3 (TE3).	96
Figura 60. Primer sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	96
Figura 61. Segundo sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	97
Figura 62. Tercer sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	97
Figura 63. Cuarto sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	98
Figura 64. Quinto sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	98
Figura 65. Primer sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	99
Figura 66. Segundo sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	99
Figura 67. Tercer sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	100
Figura 68. Cuarto sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	100
Figura 69. Quinto sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	101
Figura 70. Primer sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	101
Figura 71. Segundo sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	102
Figura 72. Tercer sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	102
Figura 73. Cuarto sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	103
Figura 74. Quinto sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	103
Figura 75. Primer sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	104
Figura 76. Segundo sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	104
Figura 77. Tercer sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	105
Figura 78. Cuarto sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	105

Figura 79. Quinto sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.	106
Figura 80. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número uno (T1).	106
Figura 81. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número dos (T2).	107
Figura 82. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número tres (T3).	107
Figura 83. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número cuatro (T4).	108
Figura 84. Perfil geoelectrico del modelo de resistividades eléctricas número uno (TE1).	108
Figura 85. Perfil geoelectrico del modelo de resistividades eléctricas número dos (TE2).	109
Figura 86 Perfil geoelectrico del modelo de resistividades eléctricas número tres (TE3).	109
Figura 87. Aproximación 3D de la distribución y geometría del espejo de agua en el predio con el pozo de agua sin problemas de contaminación (pozo blanco) construido a partir de TE1 y TE2...	110
Figura 88. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.	114
Figura 89. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa bajas.	115
Figura 90. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa altas.	115
Figura 91. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro primera derivada vertical.	116
Figura 92. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro segunda derivada vertical.	116

ÍNDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Escala de calificación general de la calidad de agua. Tomada de Houbron, (2010).	10
Tabla 2. Significado de las claves presentadas en la Figura 12. Tomado de la carta geológico-minera 1:250000 Veracruz E-143 del Servicio Geológico Mexicano.	40
Tabla 3. Ubicaciones en el área local de estudio.	42
Tabla 4. Localización geográfica de los perfiles de tomografía de resistividad eléctrica.	52
Tabla 5. Especificaciones técnicas de los perfiles de sísmica de refracción.	54
Tabla 6. Localización geográfica de los perfiles de sísmica de refracción.	55
Tabla 7. Localización geográfica de los perfiles de potencial espontáneo.	57
Tabla 8 Visualización de los datos modificados y ordenados para ser leídos por el software RES2DINV.	94
Tabla 9. Información detallada de la campaña de adquisición de datos en campo de potencial espontáneo.	114
Tabla 10. Velocidades típicas de las ondas P en distintos medios y rocas.	117
Tabla 11. Valores de resistividad típicos en distintos medios y rocas.	117

Resumen

En este trabajo se presentan los resultados con datos adquiridos de tomografía de resistividad eléctrica, potencial espontáneo y sísmica de refracción, así como del levantamiento geológico de la zona de estudio, en el Centro Ecoturístico Kalinantli y sus alrededores, localizado en el municipio de Jalcomulco, estado de Veracruz. El objetivo principal de este proyecto es delimitar y localizar el cuerpo de agua más somero, conocer su profundidad y ubicación para poder aprovechar este recurso, ya que existe un pozo excavado con problemas de contaminación, la cual es aparentemente consecuencia de la infiltración del caudal del Río los Pescados. Por lo anterior, se hace necesario localizar un volumen de agua alternativo, debido a que el agua de los pozos en la zona se emplea para actividades domésticas, recreativas y de riego.

Después de la interpretación y construcción de los diferentes métodos, se llegó a la conclusión, de que existe la presencia de un volumen de agua a los 16 metros de profundidad en el terreno destinado para la construcción de un nuevo pozo, cuya agua será destinada a satisfacer las necesidades antes mencionadas de los habitantes de la zona.

Abstract

In this work, the results are presented after the application of electrical resistivity tomography studies, self-potential and seismic refraction, as well as the geological survey of the study area, at the Kalinantli Ecotourism Center and its surroundings, carried out in the municipality of Jalcomulco, State of Veracruz. The main objective of this project is to delimit and locate the shallowest water body, know its depth and location to take advantage of this resource, since there is an excavated well with pollution problems, caused by the infiltration of the Los Pescados River flow. Therefore, it is necessary to locate a volume of water free of pollution, since the water from wells in the area is used for domestic, recreational and irrigation activities.

After the interpretation and construction of the different methods, it was concluded that there is the presence of an alternative water volume at 16 meters depth within the propertyland chosen for the construction of a new well, whose water will be used to satisfy the aforementioned needs of the inhabitants of the area.

1. Introducción

En la actualidad, existe una preocupación a nivel mundial que va en aumento día con día relacionada con la escasez y calidad del agua, a menudo producto de acciones antropogénicas, debido principalmente a la contaminación del agua superficial y en menor medida, pero no menos importante, la subterránea.

Del volumen total de agua dulce en el mundo, estimado en unos 38 millones de kilómetros cúbicos, poco más del 75% está concentrado en casquetes polares, nieves eternas y glaciares; el 21% está almacenado en el subsuelo, y el 4% restante corresponde a los cuerpos y cursos de agua superficial (lagos y ríos) (CONAGUA, 2019).

El subsuelo mexicano aloja gran número de acuíferos, fuentes de agua que funcionan a la vez como vasos de almacenamiento, redes de acueductos y plantas de tratamiento naturales (CONAGUA, 2019).

En los Estados Unidos Mexicanos según la Comisión Nacional del Agua se han definido 653 acuíferos para fines de evaluación, manejo y administración de las aguas nacionales del subsuelo (CONAGUA, 2019).

A grandes rasgos, un manto acuífero en una estructura geológica limitada en su base por el substrato impermeable y en su parte superior por el nivel piezométrico en un manto libre, o por la base del techo impermeable en el manto cautivo, abarca la roca almacén y el agua que contiene. Agua y roca almacén constituyen dos fases, una estática y la otra dinámica, de un mismo complejo físico (Castany, 1975). Un acuífero tiene como principales características dos tipos de factores geológicos, el estratigráfico que determina los parámetros y características físicas y químicas de la roca almacén y el estructural que le da al acuífero las dimensiones y la geometría.

En geofísica, a partir de propiedades físicas como la resistividad, voltaje o velocidad de las ondas sísmicas podemos de manera indirecta localizar y delimitar cuerpos de agua subterráneos, llevando las mediciones obtenidas durante la adquisición de datos a mapas con anomalías que se asocian a distintos cuerpos en el subsuelo, entre ellos mantos acuíferos y corrientes subterráneas.

Es bien sabido que una de las técnicas geofísicas más utilizada en la exploración hidrogeológica es la prospección eléctrica; entre estas técnicas se encuentra la tomografía eléctrica de resistividad (TRE) que está basada en la inyección artificial de una corriente a partir de electrodos enterrados en superficie.

Otra técnica geoelectrónica, utilizada con menos frecuencia en la actualidad, es el potencial espontáneo (PE) que está basado en la medición de campos eléctricos naturales y a partir de la diferencia de potencial natural ubicar, en este caso, zonas de mayor saturación y la dirección del flujo de las aguas subterráneas.

La sismica de refracción se basa en el estudio de la propagación de ondas refractadas en el subsuelo y es interesante su aplicación además de común su utilización en conjunto con los métodos geoelectricos en estudios de hidrogeología a poca profundidad (Castany, 1975). Su objetivo principal es investigar las diferentes velocidades de propagación en el terreno estudiado, no obstante, cada formación geológica se caracteriza por una velocidad de propagación propia. La gran diferencia de la velocidad entre los sedimentos secos y húmedos hace que los cuerpos hídricos subterráneos sean un refractor muy eficaz. Por lo tanto, los estudios de refracción encuentran una amplia aplicación en los programas de exploración de suministros en el subsuelo (Kearey, 2002).

Para llevar a cabo este proyecto se tomaron en cuenta las conclusiones del Dr. Blake Weissling, que, mediante estudios de geoquímica, llevados a cabo en el municipio de Jalcomulco, Veracruz, mencionó que el agua del pozo en el Centro Ecoturístico Kalinantli contiene niveles bajos de *escherichia coli*. Esta contaminación, aparentemente podría ser originada por infiltración de aguas del río Los Pescados en un pozo excavado, cuyas aguas se emplean para abastecer al Centro Ecoturístico Kalinantli, construido a pocos metros del río Los Pescados.

La importancia de esta investigación radica en delimitar el cuerpo de agua libre de contaminación, misma que según los estudios de geoquímica realizados, abastece a un pozo excavado cercano, y proponer otra zona para construir un pozo nuevo. Esto con la finalidad de abastecer con agua de mejor calidad al centro ecoturístico e igualmente a los habitantes de la zona mediante la caracterización del subsuelo en la zona de estudio con tomografías eléctricas de resistividad, y en conjunto con potencial espontáneo, distinguir la porción de agua libre de contaminación. Además, mediante sismica de refracción determinar el tipo de roca a partir de las velocidades de onda sísmica, asimismo dejar una base de datos geofísicos para posteriores trabajos enfocados a hidrogeología en esta zona.

1.1 Objetivos

Objetivo general.

- Delimitar el cuerpo de agua que recarga al pozo ya existente libre de contaminación, mediante una caracterización geofísica a partir de prospección sísmica de refracción y los métodos geoelectricos para proponer la ubicación de un nuevo pozo, que logre abastecer a la zona con agua de mejor calidad.

Objetivos específicos.

- Realizar un reconocimiento geológico superficial, observando y analizando afloramientos en la zona para asociarlos con los resultados de la interpretación geofísica.
- Aplicar el método de sísmica de refracción para caracterizar los estratos suyuacentes al nivel freático con base en sus propiedades elásticas.
- Emplear los métodos de potencial natural y tomografía eléctrica de resistividad con el fin de generar un modelo geoelectrico, para localizar y delimitar el cuerpo de agua.
- Analizar la posible correlación entre los diferentes resultados mediante la construcción de propiedades físicas del subsuelo, para delimitar el objetivo de exploración.

1.2 Antecedentes de la zona de estudio

1.2.1 Marco Geográfico

El municipio de Jalcomulco se encuentra localizado en el centro del estado de Veracruz, entre los paralelos 19° 16' y 19° 24' de latitud norte y los meridianos 96° 41' y 96° 50' de longitud oeste, con una altitud que va de los 200 a los 800 metros sobre el nivel del mar. Colinda al norte con los municipios de Emiliano Zapata y Apazapan; al este con los municipios de Apazapan y Tlaltetela; al sur con el municipio de Tlaltetela; al oeste con los municipios de Tlaltetela y Coatepec (Figura 1). Su clima es cálido subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media (99%) y cálido subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad (1%). El rango de temperatura en el municipio es de 20-26 °C, mientras que el rango de precipitación anual va de 1100 a 1300 mm. Tiene una superficie 72.3 km² y según la proyección de la Comisión Nacional de Población (CONAPO) hasta el año 2019 contaba con una población de 5190 habitantes (CEIEG, 2019).

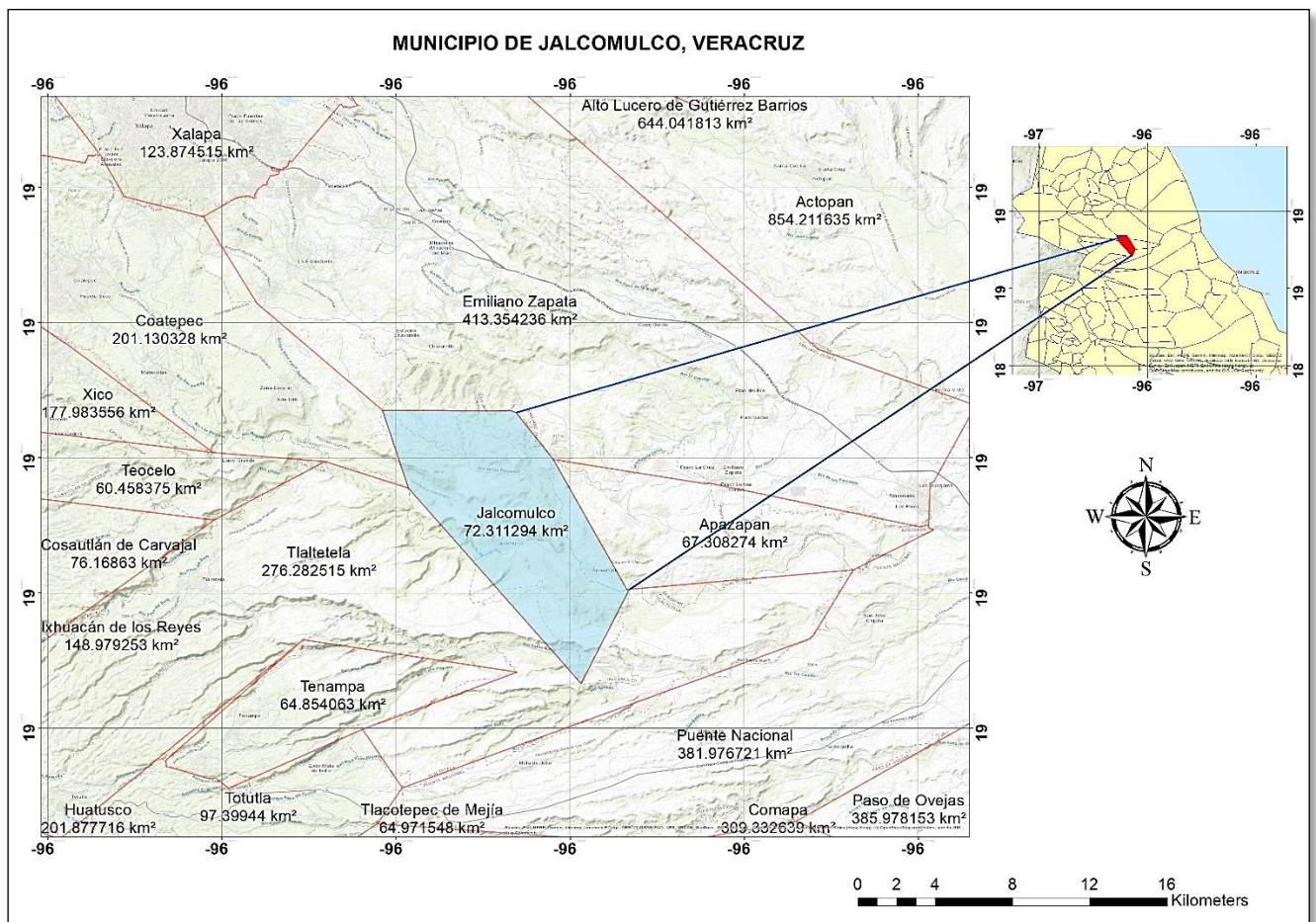


Figura 1. Mapa del municipio de Jalcomulco Veracruz con los municipios colindantes y sus áreas.

1.2.2 Hidrología

El estado de Veracruz se caracteriza por disponer de una gran cantidad de recursos hídricos en comparación con otras entidades de la república. La precipitación anual es de casi el doble de la media nacional, y por su territorio fluye un tercio del escurrimiento total del país (Houbron, 2010).

El municipio de Jalcomulco tiene como principal afluente de agua al río Los Pesados, cuyo cauce atraviesa a escasos metros del pozo con problemas de contaminación.

Se encuentra ubicado dentro de la cuenca del río La Antigua (Figura 2). Esta cuenca se encuentra localizada geográficamente entre los 19° 05' y 19° 34' latitud norte, y entre 96° 06' y 97° 16' longitud oeste (CONAGUA, 2005). Según la Comisión Federal de Electricidad (1977) tiene un área aproximada de 2,827 km², distribuida una pequeña porción en el estado de Puebla y la mayor parte dentro del estado de Veracruz, como se aprecia en el mapa (Díaz, 2010).

El río La Antigua nace en la Sierra Madre Oriental, con el nombre de río Resumidero, a una altitud de 3,350 m, al oriente de la población González Ortega del estado de Puebla. Fluye hacia el sureste en terreno montañoso y, a la altura del Rancho Calixitla, varía su rumbo hacia el E-NE hasta la confluencia con el río Barranca Grande a 3 km al norte del cerro del mismo nombre; en este sitio el colector general cambia su nombre a río Los Pescados. Sigue su curso sureste y en los límites de los estados de Puebla y Veracruz lo cambia al noreste; aguas abajo de este punto recibe por la margen izquierda al río Cozolapa. En esta confluencia, el colector general cambia su nombre a río La Antigua; sigue su curso sureste pasando por el poblado de Jalcomulco; 4.5 km aguas abajo por su margen izquierda vierte el arroyo Tlacoyonca, continuando el colector su flujo cerca del poblado Apazapan, rumbo al este por una zona de meandros y pequeñas elevaciones hasta la afluencia por su margen derecha del río Zacoapan, aguas arriba de Puente Nacional. El colector continúa su recorrido hacia el oriente a través de terreno plano aprovechable para cultivo, y a la altura de Paso Marino afluye por la margen derecha el río Lagarto, sitio en el que se localiza la presa derivadora La Antigua. Aguas abajo de este distrito se sitúa la ciudad de José Cardel. A partir de este lugar el colector general varía su rumbo hacia el sureste y 4 km antes de su desembocadura afluye por la margen derecha el río San Juan, que es afluente del río Paso de Ovejas. Este río tiene su origen al norte de la población de Huatusco.

El río La Antigua continúa su flujo al este-sureste y descarga sus aguas en la Boca La Antigua del Golfo de México. Entre los límites de las cuencas de los ríos La Antigua y Jamapa se sitúa una zona de 629 km² en la que destacan el río San Francisco, la laguna San Julián y el Puerto de Veracruz. En las márgenes del río La Antigua se sitúa el distrito de riego 035 que lleva el mismo nombre, y que tiene una superficie de 14,000 hectáreas distribuidas en los municipios de La Antigua, Úrsulo

1.2.2.1 Calidad del agua en los ríos del estado de Veracruz

La calidad del agua depende esencialmente de tres parámetros que son composición, tipo de agua y uso. Técnicamente sería muy complejo analizar todos los compuestos de una muestra de agua, por lo que se requieren parámetros generales capaces de dar información sobre la cantidad y tipo de contaminación. La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) ha establecido ciertos parámetros que son: Demanda Química de Oxígeno (dco), Demanda Bioquímica de Oxígeno a 5 días (dbo5) y sólidos. Los sólidos se dividen a su vez en disueltos y en suspensión, y cada uno de estos se puede dividir en orgánicos e inorgánicos.

En los Estados Unidos Mexicanos la entidad encargada de emitir las leyes que regulan los límites de la contaminación en aguas residuales es la Procuraduría Federal de Protección al Ambiente (PROFEPa), mediante la norma nom-ecol-001-1996, mientras que la acreditación de las leyes para uso y consumo humano están reguladas por la Secretaría de Salud por medio de la nom-127-ssa1-1994. Sin embargo, para los cuerpos de agua receptores, como lagos, lagunas, manglares y ríos no existe una normatividad tan precisa, por lo que es necesario aplicar una ecuación para el cálculo del índice de calidad, que considera la ponderación de 18 parámetros y se expresa en porcentaje.

Para conocer el comportamiento de la calidad del agua en los cuerpos hídricos superficiales en zonas costeras y en acuíferos, la CONAGUA lleva a cabo mediciones periódicas aplicando la ecuación para el cálculo del índice de calidad, a través de la Red Nacional de Monitoreo de la Calidad de Agua. En 2002 la red primaria contó, en toda la República, con 362 estaciones permanentes, y en la red secundaria, con 276 estaciones semifijas o móviles. Alrededor de 40 de estas estaciones de monitoreo se encuentran en el estado de Veracruz (Houbron, 2010).

Los ríos en el territorio veracruzano, según estas mediciones, presentan pocas zonas con agua de calidad aceptable, asimismo son relativamente pocos los sitios que se consideran fuertemente contaminados. No obstante la mayoría de los ríos presentan una calidad de tipo inaceptable y contaminado. Sin embargo, la escasez de estaciones de monitoreo no permite obtener una imagen real de la calidad de las aguas en el estado. Por lo general las aguas en los manantiales son de buena calidad con valores de índice de calidad de agua de 70 a 100% (Houbron, 2010).

A continuación, se muestra el mapa del índice de calidad de agua en el estado de Veracruz, demarcando con puntos ciertas zonas representativas de la calidad del agua de los ríos en esa zona y sus respectivas alturas en metros sobre el nivel del mar (Figura 3).

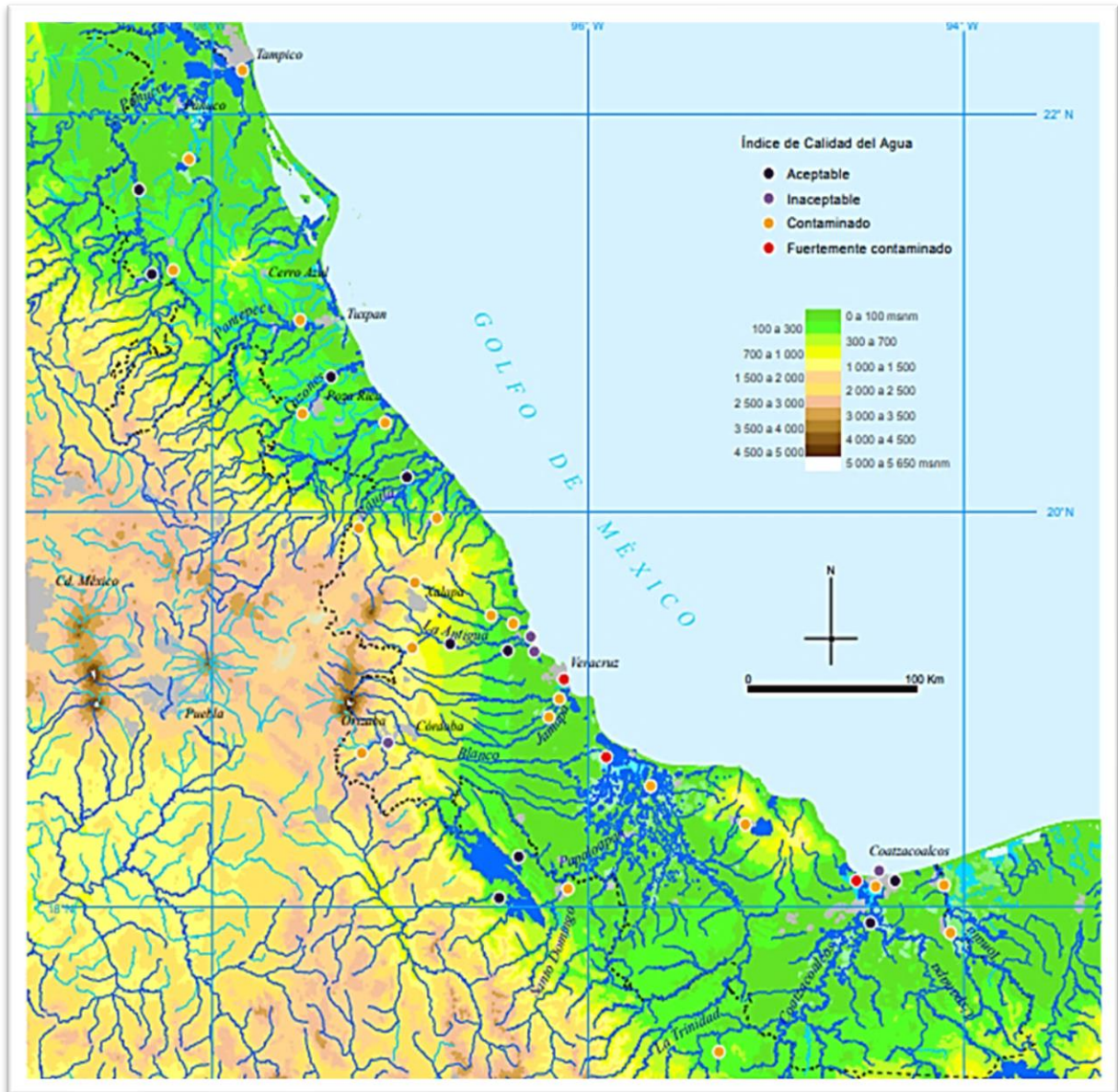


Figura 3. Mapa del índice de calidad del agua en Veracruz. Tomado de Houbron, (2010).

En el mapa del índice de calidad del agua (Figura 3), podemos observar que dentro del área que pertenece a la cuenca La Antigua, los causes de los ríos, entre ellos el río Los Pescados (Figura 4), tienen puntos con índices de calidad de agua que corresponden a aceptable, contaminado e inaceptable. Siendo así que los ríos con puntos de calidad de agua aceptable sólo requieren de una ligera potabilización, mientras que los puntos de los ríos con calidad de agua inaceptable quieren decir que el agua en estas regiones ya no puede ser utilizada para ningún proceso. La información detallada se muestra en la tabla de escala de clasificación general de la calidad de agua (Tabla 1).

ESCALA DE CALIFICACION GENERAL DE LA CALIDAD DE AGUA								
INDICE DE CALIDAD DEL AGUA (%)	100							
	90	Excelente	No requiere purificación	Aceptable para cualquier deporte acuático	Aceptable para todos los organismos	No requiere purificación		
	70	Aceptable	Ligera purificación			Ligera purificación para algunos procesos		
	50	Contaminado	Mayor necesidad de tratamiento	Aceptable no reomendable	Excepto especies y sensibles Dudoso especies sensibles	Sin tratamiento para la industria normal		
	20	Fuertemente Contaminado	Dudoso	Dudoso contacto con agua Sin contacto de agua	Solo organismos muy resistentes	Con tratamiento en la mayor parte de la industria		
	0	Inaceptable	No aceptable	Señal de contaminación	No aceptable	Uso muy restringido	Contaminado	
				No aceptable	No aceptable	No aceptable	No aceptable	No aceptable
		Criterio General	Abastecimiento Público	Recreación General	Pesca y vida acuática	Industria y Agrícola	Navegacion General	Transp. Desechos Tratados
USO DEL AGUA								

Tabla 1. Escala de calificación general de la calidad de agua. Tomada de Houbron, (2010).

Al acercarnos a las manchas urbanas se pierde inmediatamente de 20 a 40% de la calidad. Las descargas de aguas residuales urbanas e industriales, parcialmente o no tratadas, así como la basura y las heces de animales domésticos en la calle, que son arrastradas en época de lluvias, generan una aportación de materia orgánica, sólidos y coliformes que afecta significativamente la calidad del agua. Por supuesto, la situación es todavía más crítica en periodo de estiaje, cuando no se cuenta con el agua de lluvia para diluir la materia orgánica presente en los ríos. Bajo esta lógica, cuando el río llega a la población siguiente la calidad del agua se afecta y reduce aún más al cruzar la ciudad. De las partes altas hacia la desembocadura de los ríos existe una pérdida constante de la calidad del agua (Houbron, 2010).



Figura 4. Fotografía del cauce del río Los Pescados, Jalcomulco-Veracruz.

1.2.3 Hidrogeología

1.2.3.1 Acuífero Jalapa-Coatepec

Según la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Gerencia de Aguas Subterráneas, en su informe publicado en el diario oficial de la federación, el 4 de enero de 2018, sobre determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Jalapa-Coatepec, estado de Veracruz, definido con la clave 3018 del Sistema de Información Geográfica para el Manejo de Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA, se localiza en la porción central del estado de Veracruz, entre las coordenadas 19° 21' y 19° 37' latitud norte y 96° 42' y 97° 09' longitud oeste, cubriendo una superficie aproximada de 858 km². Limita al norte y al este con el acuífero Valle de Actopan, al sur con el acuífero Costera de Veracruz y finalmente limita al oeste con el acuífero Perote-Zalayeta, todos ellos pertenecientes al estado de Veracruz.

Geopolíticamente abarca totalmente los municipios Jalcomulco, Coatepec, Tlalnahuayocan y Banderilla; parcialmente los municipios Xico, Teocelo, Emiliano Zapata, Acajete, Xalapa, Rafael Lucio, Perote, Las Vigas de Ramírez, Jilotepec, Actopan y Tlaltetela.

El acuífero se ubica en la Región Hidrológica 28 "Río Papaloapan", cuenca del Río Actopan, La Antigua y Jamapa. Los ríos Sedeño, Sordo, Chico, Tlacuilolan, Caracol, Calpixcan, Gavilán, Huehueyapan y Texolo son las corrientes tributarias principales, para continuar su curso por el río Los Pescados hasta desembocar en el Golfo de México, con una dirección preferencial sureste. Otros arroyos son los denominados Chorreados, Atexcatl y Potrero, entre otros, los cuales en algunas áreas se unen con otros ríos. El relieve físico hace que los principales ríos de la región tengan un patrón de escurrimiento de tipo dendrítico o ramificado, en algunas partes de la porción occidental el escurrimiento es subparalelo y en la planicie los ríos tienden a formar meandros o esteros. La mayor parte de los ríos son perennes. Además, su relieve se caracteriza por sierras, lomeríos y lomeríos con colinas redondeadas con mesetas y cañadas.

1.2.3.2 Geología del acuífero

Según la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), en su informe sobre determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Jalapa-Coatepec, con clave (3018), a partir de la información geológica y geofísica recabada en diferentes estudios, el acuífero Jalapa-Coatepec se encuentra alojando en delgados depósitos aluviales que conforman el cauce del río Los Pescados, así como en depósitos piroclásticos y lahares, además de tobas y basaltos vesiculares. La porción inferior

se aloja en una secuencia de rocas volcánicas, entre las que destacan tobas andesíticas, andesitas y en menor proporción conglomerados y areniscas, que presentan permeabilidad secundaria por fracturamiento.

Las fronteras al flujo subterráneo y el basamento geohidrológico del acuífero están representadas por las mismas rocas volcánicas al desaparecer el fracturamiento y por las secuencias de depósitos terrígenos finos que conforman las lutitas y margas de la Formación Méndez. Las calizas y dolomías de las formaciones Orizaba y Guzmantla constituyen horizontes acuíferos que pueden presentar condiciones de confinamiento, debido a que están sobreyacidas por las lutitas y margas de la Formación Méndez. Esta unidad no ha sido explorada debido a que se localiza a profundidades que pueden alcanzar los 1000 m.

1.2.3.3 Tipo de acuífero

En el mismo informe sobre determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Xalapa-Coatepec, estado de Veracruz, definido con la clave 3018 del Sistema de Información Geográfica para el Manejo de Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA se menciona que las evidencias geológicas, geofísicas e hidrogeológicas permiten definir la presencia de un acuífero tipo libre, heterogéneo y anisótropo, tanto en sentido horizontal como vertical, constituido, como ya se mencionó anteriormente, en su porción superior por sedimentos aluviales, depósitos de lahares y piroclásticos, así como basaltos, en tanto que la porción inferior se aloja en rocas volcánicas y sedimentarias que presentan permeabilidad secundaria por fracturamiento. La porción superior conforma la unidad hidrogeológica que actualmente se explota, cuyo espesor alcanza los 200 m.

1.2.3.4 Censo de aprovechamientos e hidrometría

De acuerdo con la información del censo de aprovechamientos realizado por la CONAGUA, como parte un estudio llevado a cabo en el 2010, se registró la existencia de un total de 13 captaciones de agua subterránea, de las cuales 9 son pozos, 2 norias y 2 manantiales; todas ellas activas.

El volumen de extracción conjunto se ha estimado en 2.2 hm³ anuales, de los cuales 2.0 hm³ (90.9%) se destinan al uso industrial y 0.2 hm³ (9.1%) para dotación de agua potable a las comunidades de la región.

2. Marco teórico

2.1 Prospección Geoeléctrica

La relación entre la corriente eléctrica en un conductor y el voltaje de la batería fue establecida en 1827 por Georg Ohm, un físico alemán. Los efectos magnéticos producidos por las corrientes eléctricas fueron explicados a principios del siglo XIX por Oersted, Ampère, Faraday y Lenz (Lowrie, 2007).

En la actualidad, se han desarrollado un sinnúmero de métodos de prospección eléctrica. Desde los que utilizan campos naturales en la Tierra, hasta los que necesitan de una corriente generada artificialmente para obtener un modelo del subsuelo a partir de la distribución de resistividades en su interior.

Los métodos de resistividad eléctrica se desarrollaron a principios de 1900, pero se han extendido mucho más desde la década de 1970, debido principalmente a la disponibilidad de computadoras para procesar y analizar los datos (Reynolds, 1997). Estas técnicas se utilizan ampliamente en la búsqueda de fuentes adecuadas de agua subterránea y también para monitorear la contaminación de las aguas subterráneas (Reynolds, 1997).

Hay tres formas en que la corriente eléctrica puede conducirse a través de una roca: electrolítica, electrónica (ohmica) y conducción dieléctrica. La conducción electrolítica se produce por el movimiento relativamente lento de los iones dentro de un electrolito y depende del tipo de ion, concentración iónica, movilidad, etc. La conducción electrónica es el proceso por el cual los metales, por ejemplo, permiten que los electrones se muevan rápidamente, llevando así la carga. La conducción dieléctrica se observa en materiales semiconductores (o aislantes), cuando se aplica una corriente externa, lo que hace que los electrones se desplacen ligeramente con respecto a su núcleo (Reynolds, 1997).

El método de resistividad se emplea muy a menudo en el estudio de discontinuidades horizontales y verticales en las propiedades eléctricas del suelo, y también en la detección de anomalías de conductividad eléctrica en tres dimensiones. Así mismo se usa habitualmente en investigaciones de ingeniería e hidrogeología, para determinar la geología del subsuelo (Kearey, 2002).

El método de potencial espontáneo utiliza las corrientes naturales que fluyen en el suelo y que son generadas por procesos electroquímicos con la finalidad de localizar cuerpos poco profundos de conductividad anómala. Los métodos eléctricos utilizan corrientes directas o corrientes alternas de baja frecuencia para investigar las propiedades eléctricas del subsuelo (Kearey, 2002).

2.1.1 Tomografía eléctrica de resistividad (TRE)

Con los métodos geoelectricos se estudia el subsuelo mediante la conductividad o de su inverso, la resistividad, a partir de mediciones realizadas en superficie o desde algún pozo (registros eléctricos).

La tomografía eléctrica de resistividad se encuentra clasificada como un método geoelectrico resistivo. En los métodos de resistividad, las corrientes eléctricas generadas artificialmente se introducen en el suelo y las diferencias de potencial resultantes se miden en la superficie. Las desviaciones del patrón de las diferencias de potencial esperadas proporcionan información sobre la forma y las propiedades eléctricas del subsuelo, y son presentadas como anomalías (Kearey, 2002). Con base en las anomalías de resistividad se logran distinguir cuerpos con propiedades eléctricas diferentes.

2.1.1.1 Resistividad eléctrica.

La resistividad eléctrica se puede definir como la oposición de un determinado material al paso de una corriente eléctrica y esta surge del concepto de resistencia. Se considera a la resistividad eléctrica como el producto de una resistencia eléctrica por una determinada longitud unitaria, aunque esto último no implica que dicha propiedad sea dependiente de las dimensiones del material.

Por ejemplo, si se considera un cubo eléctricamente uniforme de longitud de lado L a través del cual pasa una corriente (I) (Figura 5). El material dentro del cubo resiste la conducción de la electricidad a través de él, lo que resulta en una posible caída de voltaje (V) entre las caras opuestas. La resistencia (R) es proporcional a la longitud (L) del material resistivo e inversamente proporcional al área transversal (A); la constante de proporcionalidad es la resistividad "verdadera" (ρ) (Reynolds, 1997).

Según la Ley de Ohm la relación de la caída de potencial a la corriente aplicada (V/I) también define la resistencia (R) del cubo y estas dos expresiones se pueden combinar para formar el producto de una resistencia (Ω) y una distancia (área/longitud; metros); por lo tanto, las unidades de resistividad son ohm-metros ($\Omega \text{ m}$). El inverso de la resistividad ($1/\rho$) es la conductividad (σ) que tiene unidades de siemens/metro (S/m), que son equivalentes a mhos/metro ($\Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$). Cabe señalar que la Ley de Ohm se aplica en la gran mayoría de los casos geofísicos a menos que se produzcan altas densidades de corriente (J), en cuyo caso la linealidad de la ley puede romperse. Si dos medios están presentes dentro del cubo resistivo, cada uno con su propia resistividad (ρ_1 y ρ_2). El cubo antes isotrópico ahora exhibirá

variaciones en las propiedades eléctricas con la dirección de medición, conocida como anisotropía (Reynolds, 1997).

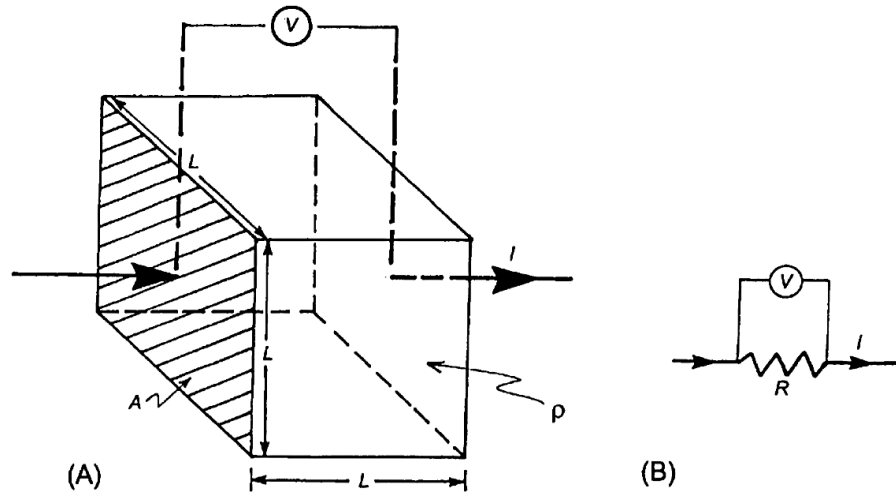


Figura 5. Representación más básica de la resistividad a través de un bloque homogéneo de longitud lateral L con una corriente aplicada I y caída potencial entre caras opuestas de V . (B) Es el equivalente a un circuito eléctrico, donde R es una resistencia. Tomada de Reynolds, (1997).

2.1.1.2 Ley de Ohm.

Para un circuito eléctrico, la Ley de Ohm está dada por: $R = V/I$, donde V e I son la diferencia de potencial a través de una resistencia y la corriente que la atraviesa, respectivamente.

Esto puede escribirse alternativamente en términos de la intensidad del campo eléctrico (E ; voltios / m) y la densidad de corriente (J ; amperios / m²) como:

$$\rho = E / J (\Omega m) \quad (2.1)$$

La expresión de la resistencia es la siguiente:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$

Despejando la resistividad, que es la propiedad física que nos interesa conocer en el método de prospección, nos queda:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (2.3)$$

En donde:

A : Sección transversal de un cubo sólido [m^2],

L : Longitud de un cubo sólido [m],

R : Resistencia del material [ohm],

ρ : Resistividad eléctrica del material contenido en el cubo sólido [ohm-m]. Las unidades de la resistividad en el SI son [ohm-m].

El inverso de la resistividad es la conductividad (σ), por lo tanto:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{(R)(A)} \quad (2.4)$$

2.1.1.3 Propiedades eléctricas de las rocas

En la naturaleza la resistividad en el subsuelo es una propiedad física anisotrópica, además en la mayoría de las rocas, sedimentos secos y minerales no metálicos es elevada, debido a que no contienen agua dentro de sus espacios intersticiales, fisuras, así como de sus fracturas, o bien no forman enlaces metálicos, por lo que actúan como semiconductores, o conductores de baja capacidad. Este comportamiento cambia significativamente cuando las fisuras o los poros están ocupados por agua, lo que genera una disminución de la resistividad. Otro parámetro que también afecta la resistividad en el medio es el grado de saturación, que está directamente relacionado con la cantidad de sales, como pueden ser carbonatos, cloruros, sulfuros, etc, disueltas en el agua; por ello a mayor salinidad, menor resistividad y viceversa. Los contrastes en las resistividades, que a su vez generan anomalías, son los que permite aplicar exitosamente los métodos de prospección geoelectrica mediante la inyección de corrientes continuas. Como ya se mencionó anteriormente los componentes geológicos subsaturados o secos, que presentan baja resistividad o alta conductividad son relativamente pocos y son los que tienen la capacidad de formar enlaces químicos metálicos, estos se encuentran representados en la naturaleza por minerales metálicos como calcopirita, oro, pirita, magnetita, galena, cobre, etc. El grafito también presenta elevada conductividad eléctrica, pero la mayoría de los minerales no metálicos, al igual que las rocas, tienen resistividades significativamente mayores.

2.1.1.4 Resistividad aparente

El método de resistividad trabaja a partir de la inyección de una corriente eléctrica de intensidad I en el subsuelo, mediante un dispositivo electródico que consta de dos electrodos de inyección y dos electrodos de medición; estos dos últimos tienen el objetivo de medir la diferencia de potencial ΔU , a partir de una medida puntual en el centro de ambos electrodos.

Los valores de resistividad que son obtenidos durante la adquisición de los datos, no son resistividades reales, como ya vimos el subsuelo no es homogéneo, ni tampoco isótropo en todas las direcciones, es por ello que las resistividades que se obtienen se conocen como resistividades aparentes. Es muy importante recordar que la resistividad aparente no es una propiedad física del subsuelo (Reynolds, 1997).

En un suelo heterogéneo, la resistividad aparente (ρ_a) no depende de la intensidad de corriente (I) que se envía al terreno, dado que la variación de corriente origina otra variación proporcional a la diferencia de potencial (ΔU). Esta variable no es el promedio de los valores de resistividad (ρ) obtenidos del subsuelo, sino que cada valor de resistividad aparente (ρ_a) es una medición individual que se asocia al punto inmediatamente debajo del centro del arreglo empleado y de la distribución real de la resistividad (ρ) (Lakubovskii & Liajov, 1980).

Al calcular el factor geométrico (K) se obtiene la localización del punto al cual se le atribuye el valor de resistividad aparente, a éste se le conoce como punto de atribución.

Según Lakubovskii y Liajov (1980) la ecuación general de la resistividad aparente se escribe:

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I} \quad (2.5)$$

En el caso particular de que el medio fuera homogéneo, el valor de la resistividad aparente (ρ_a) sería igual al de la resistividad verdadera $\rho_a = \rho$.

2.1.1.5 Arreglos Electródicos

Los arreglos electródicos consisten en una configuración o acomodo geométrico en superficie de los electrodos, que serán utilizados para hacer las mediciones de potencial eléctrico en el área de estudio. Dependiendo de las condiciones del terreno y objetivos se pueden emplear diferentes configuraciones de electrodos para realizar perfiles de resistividad eléctrica. Los más comunes son: dipolo-dipolo, polo-dipolo, polo-polo, ecuatorial-dipolo-dipolo, Wenner Beta, Wenner Alpha, Wenner Gamma y Wenner-Schlumberger.

Cada arreglo electródico tiene un factor K (en metros) (Figura 6), que es un término que describe la geometría de la configuración electródica que se está usando y se determina por la distancia entre los electrodos del arreglo. La expresión a partir de la cual se puede obtener el factor geométricos K para el caso general de un dispositivo que tiene una configuración lineal de cuatro electrodos, donde AB son los electrodos de inyección de corriente y MN son los electrodos de potencial es la siguiente:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1} \quad (2.6)$$

El valor de la resistividad aparente depende de la geometría de los electrodos utilizada, según lo define el factor geométrico K . Existen tres principales tipos de configuración de electrodos, dos de los cuales llevan el nombre de sus creadores: Frank Wenner y Conrad Schlumberger, además del Dipolo-Dipolo, cada cual con sus respectivas variantes (Reynolds, 1997).

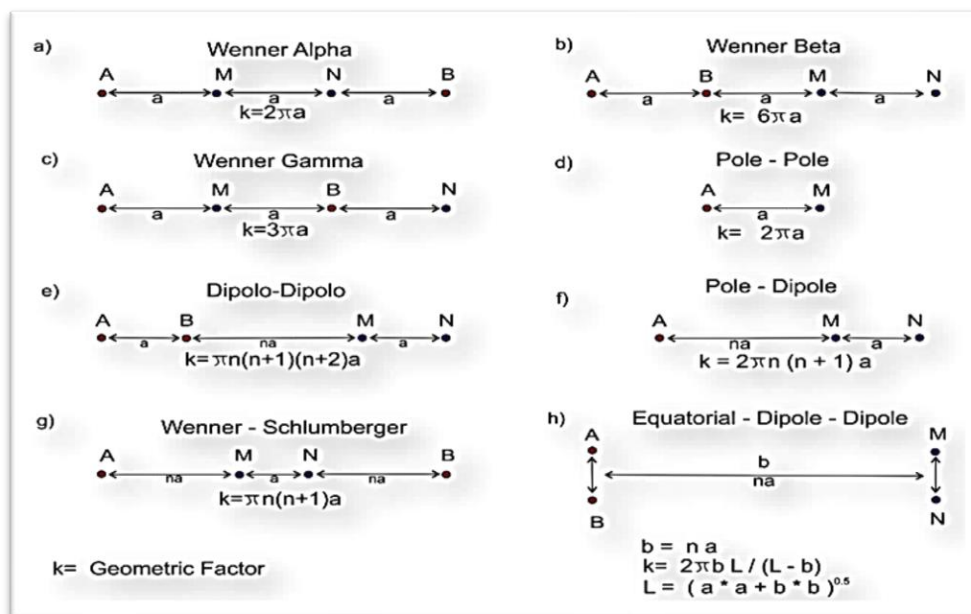


Figura 6. Arreglos comúnmente usados para estudios de resistividad y sus correspondientes factores geométricos. Modificada de Loke, (2010).

2.1.1.5.1 Arreglo Wenner- Schlumberger

Para este trabajo se tomó la decisión de utilizar el arreglo Wener-Schlumberger debido a las ventajas que ofrece sobre un arreglo Wenner convencional y otros arreglos, la principal es que este arreglo es sensible tanto a estructuras verticales (cambios en la resistividad horizontal) como a horizontales (cambios en la resistividad vertical). En áreas en espacio abierto a donde existen limitaciones topográficas para una línea larga, la matriz Wenner convencional tiene una desventaja en el hecho de que hay una gran reducción en la cobertura horizontal cuando se aumenta el espaciado de los electrodos con el fin de lograr una profundidad de investigación mayor (Reynolds, 1997).

En la siguiente imagen (Figura 7) podemos observar la diferencia entre un arreglo Wenner y Wenner-Schlumberger. En el arreglo Wenner la distancia entre los electrodos de potencial (P1-P2) y corriente (C1-C2) en un nivel es la misma, e incrementan de manera constante, es decir, si tenemos una separación entre electrodos a en el nivel uno, en el nivel dos la separación entre cada uno de los cuatro electrodos será de $2a$ y en el tercer nivel de $3a$, mientras que en el arreglo Wenner-Schlumberger la distancia entre los electrodos de potencial (P1-P2) se mantiene constante, y solo aumenta la de los electrodos de corriente cuando cambiamos de nivel, es decir, si tenemos una distancia entre electrodos a en el primer nivel, en el segundo nivel la distancia entre los electrodos de potencial (P1-P2) seguirá siendo de a , no obstante, la separación de los electrodos de corriente (C1-C2) a los de potencial (P1-P2) incrementará a $2a$ y en el tercer nivel a $3a$.

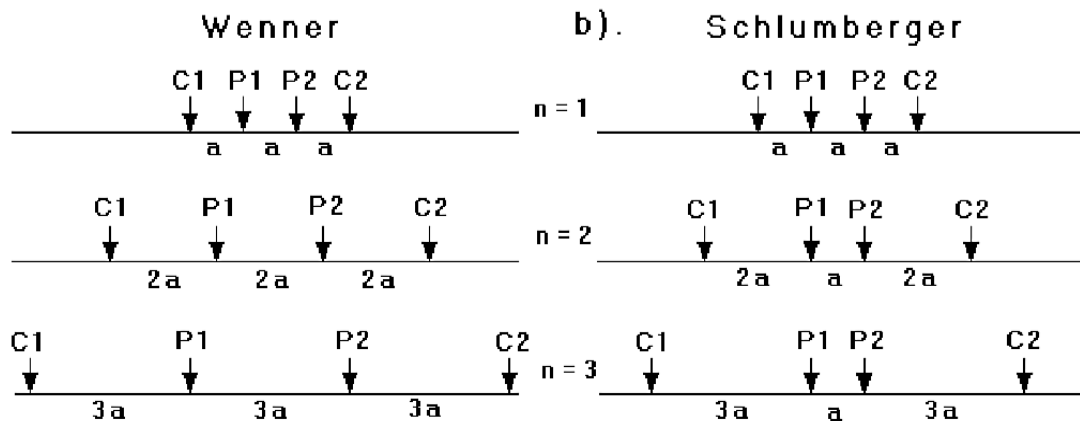


Figura 7. Comparación de la configuración eléctrica de los arreglos Wener (a) y Wener-Schlumberger (b) respecto a un punto de atribución. Tomada de manual RES2DINV ver. 3.59, 2010.

Para obtener la resistividad aparente del arreglo Wenner-Schlumberger se utiliza la siguiente ecuación a partir de las distancias observadas en la Figura 7.

$$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R; \quad a \geq 5b \quad (2.7)$$

Donde:

ρ_a = Resistividad aparente (Ω m)

R = Resistencia (Ω).

a = Distancia de un electrodo de corriente (C_1) al centro del arreglo (m).

b = Distancia entre los electrodos de potencial P_1 y P_2 (m).

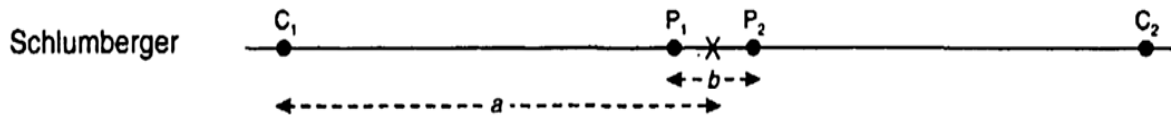


Figura 8. Configuraciones de electrodos utilizada en el arreglo Wenner-Schlumberger. Tomada de Reynolds, (1997).

2.1.1.6. Problema Inverso: Cálculo de la resistividad real

El procesamiento que se lleva a cabo para obtener el modelo de resistividades se denomina inversión, el cual consiste, en obtener, a partir de resistividades aparentes tomadas en campo, un modelo de resistividades del subsuelo que, con un bajo margen de error, pueda atribuirse a la geología y considerarse como “real”.

Para la resolución del problema inverso en un caso heterogéneo se parte de un modelo inicial del subsuelo (2D o 3D), en el que se ha definido una malla dividida en un número determinado de celdas (m, n). En cada celda se define un valor de resistividad “real” y con el dispositivo eléctrico prefijado se calculan los valores de resistividad aparentes (problema directo). En la primera iteración se parte del vector \vec{g} que es la diferencia entre las resistividades aparentes experimentales obtenidas según el arreglo eléctrico empleado y las resistividades aparentes generadas por el modelo inicial:

$$\vec{g} = \vec{y} - \vec{f} = (y_1 - f_1, y_2 - f_2, \dots, y_m - f_m) \quad (2.8)$$

Donde:

$\vec{y} = (y_1, y_2, \dots, y_m)$, que es el vector de datos experimentales y m es el número de medidas. En este caso serían las resistividades aparentes experimentales.

$\vec{f} = (f_1, f_2, \dots, f_m)$, que es el vector respuesta del modelo, lo que equivale a las resistividades aparentes calculadas.

$\vec{q} = (q_1, q_2, \dots, q_m)$, que es el vector de los parámetros del modelo, en este caso las resistividades reales.

Esta expresión representa las perturbaciones entre ambos conjuntos de datos y proporciona la forma con que deben modificarse los parámetros del modelo (q_i), para que \vec{g} sea mínimo, es decir, la diferencia entre resistividades aparentes experimentales y calculadas sea la mínima. El método de mínimos cuadrados, es el método de optimización más adoptado en tomografía eléctrica.

La rutina de inversión utilizada se basa en el algoritmo de Levenberg-Marquardt (1944), también conocido como mínimos cuadrados amortiguados que es una variante del método Gauss-Newton. Con el método convencional Gauss-Newton se determina los parámetros del modelo que hacen reducir la suma cuadrática al mínimo, pero cuando el modelo inicial difiere mucho del final, la matriz $J^T J$ es singular (puesto que su determinante es 0) y no se puede invertir, por lo que no se obtiene solución (Quintana, 2013).

La principal ventaja que tiene la variante Levenberg-Marquardt sobre el método Gauss-Newton convencional es que el factor de amortiguación y los filtros de planitud se pueden ajustar para adaptarse a diferentes tipos de datos, evitando así el problema de la matriz $J^T J$. Es decir, obliga a cambiar de manera gradual y de forma suave los valores de resistividad del modelo en cada iteración.

La ecuación de mínimos cuadrados amortiguados está representada por la siguiente expresión:

$$(J^T J + uF)d = J^T \vec{g} \quad (2.9)$$

Donde:

$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T$, es la matriz identidad.

f_x = es el filtro de planeidad horizontal.

f_z = es el filtro de planeidad vertical.

J = que es la matriz Jacobiana ($m \cdot n$) de derivadas parciales.

u = que es el factor Marquardt o factor de amortiguamiento, que actúa limitando el rango de valores que puede tomar el vector de cambio en los parámetros del modelo.

d = vector de perturbaciones del modelo.

\vec{g} = vector de discrepancia, que es la diferencia entre las resistividades aparentes experimentales obtenidas según el arreglo electródico empleado y las resistividades aparentes generadas por el modelo inicial.

Mientras que en el método Gauss–Newton se obtiene un único vector de diferencias \vec{g} como solución de minimizar el error, con el método Levenberg-Marquardt se minimiza con \vec{g} una combinación de su magnitud (Quintana, 2013).

El programa empleado fue el RES2DINV® de Geotomo Software™, en donde también se puede utilizar una nueva implementación del método de mínimos cuadrados amortiguados, basado en una técnica de optimización cuasi-Newton, realizada por Loke y Barker (1996). Esta técnica es significativamente más rápida que el método convencional de mínimos cuadrados amortiguados, para grandes conjuntos de datos, y requiere menos memoria, pero en áreas con grandes contrastes de resistividad, del orden de 10:1, se obtienen resultados ligeramente mejores con el método Levenberg-Marquardt.

Una tercera opción es utilizar el método Levenberg-Marquardt para las primeras 2 o 3 iteraciones, después de lo cual se utiliza el método cuasi-Newton, con la que se optimiza el tiempo y memoria durante el procesamiento. Debido a las mejoras en el código del programa y las PC se recomienda que la opción a utilizar sea el método Levenberg-Marquardt, ya que, para la mayoría de los conjuntos de datos, la inversión de datos toma sólo unos segundos en los sistemas de PC modernos.

2.1.2 Potencial Espontáneo (SP)

El método de polarización espontánea o potencial espontáneo (SP) fue ideado en 1830 por Robert Fox, quien utilizó electrodos de una placa de cobre conectados a un galvanómetro para detectar depósitos de sulfuro de cobre en Cornwall, Inglaterra. No obstante, el método se popularizó a partir de 1922, cuando Schlumberger introdujo electrodos no polarizables, como herramienta secundaria, en la exploración de metales, principalmente detectar la presencia de minerales masivos (Reynolds, 1997). Aunque también es utilizado para la investigación de aguas subterráneas y geotérmicas, así como para delinear zonas de fractura o fallas cercanas a la superficie, pronosticar sismos y erupciones volcánicas, además el método suele usarse cada vez más en estudios ambientales, como en el control de contaminación por fluidos y para biorremediación (Reynolds, 1997).

El método de potencial espontáneo o polarización espontánea se basa en la medición en la superficie de las diferencias de potencial natural resultantes de las reacciones electroquímicas en el subsuelo. Las anomalías típicas de SP pueden tener una amplitud de varios cientos de milivoltios con respecto al suelo árido o superficial (Kearey, 2002).

El origen de los campos eléctricos naturales (potenciales espontáneos) se encuentra relacionado y es afectado por diferentes fenómenos como lo son la humedad en el suelo, la actividad biológica que se desarrolla, la presencia de cuerpos metálicos, la composición química, entre otros. Sin embargo, de todos estos potenciales espontáneos el que nos interesa es el potencial electrocinético, ya que su génesis se encuentra asociado al paso de un fluido a través de los poros de las rocas.

Reynolds (1997) señala que el factor común entre los diversos procesos que se consideran responsables de muchos potenciales es el movimiento del agua subterránea. Los potenciales son generados por el flujo de agua, debido a que el agua actúa como un electrolito y como solvente de diferentes minerales.

Las corrientes artificiales que fluyen en el suelo también pueden hacer que algunas partes de la masa rocosa se polaricen eléctricamente. El proceso es análogo a la carga de un condensador o una batería de coche, y hay efectos capacitivos y electroquímicos involucrados. Si la corriente cesa repentinamente, las partes del suelo polarizadas se descargan durante períodos de varios segundos, produciendo corrientes, voltajes y campos magnéticos que se pueden detectar en la superficie (Milsom, 2003).

Es por ello que el objetivo fundamental de este método es detectar las variaciones espaciales del potencial electrocinético en nuestro registro de campo, diferenciando y descartando el resto de potenciales espontáneos que no nos interesan.

2.1.2.1 Potencial electrocinético.

Reynolds en su libro *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* cita a Ahmad (1961) que menciona que un potencial electrocinético (E_k) se forma como resultado del flujo de un electrolito a través de un medio poroso, a partir de los potenciales medidos en los extremos del medio capilar o poroso. Los potenciales derivados de este proceso se denominan también como electrofiltración, potencial electromecánico o de transmisión (Reynolds, 1997).

De acuerdo con la ley de Helmholtz o doble capa eléctrica, el flujo de corriente eléctrica está relacionado con el gradiente hidráulico y una cantidad conocida como coeficiente de acoplamiento de electrofiltración (o potencial de transmisión), que tiene en cuenta las propiedades físicas y eléctricas del electrolito, además de la red por la que el electrolito ha pasado a través del medio. También es importante que el agua fluya paralela a un límite geológico o a su superficie libre (Reynolds, 1997).

La generación de potenciales espontáneos puede ser del orden de 5 mV, causados por la breve pero rápida filtración de agua, de lluvia por ejemplo (Fournier, 1989). La variación en el contenido de humedad del suelo puede producir también señales SP localmente variables (Corwin & Hoover, 1979), cuando el movimiento del electrodo es en dirección de suelo cada vez más húmedo, a menudo, las mediciones arrojan resultados mayores (Poldini, 1939). La anomalía SP solo dura mientras haya flujo de agua. Potenciales del orden de decenas de milivoltios puede ser inducidos artificialmente a través de bombeo de agua subterránea (Semenov, 1980). El gradiente hidráulico incrementa por la extracción de agua, aumentando así la tasa de agua que fluye hacia el pozo; por lo tanto, se observa una anomalía positiva (Reynolds, 1997).

Según Reynolds (1997) la ecuación para calcular la amplitud del potencial electrocinético en un tubo capilar queda:

$$E_k = \frac{\varepsilon \mu C \delta P}{4\pi \eta} \quad (2.10)$$

Donde:

ε = constante dieléctrica

μ = resistividad

η = viscosidad dinámica del electrolito

δP = presión diferencial

C = coeficiente de acoplamiento de electrofiltración.

2.1.2.2 Potenciales electroquímicos.

Los potenciales de difusión transitoria de fondo (o unión líquida) (E_d), que pueden ser de hasta decenas de milivoltios, suelen deberse a las diferencias en la movilidad de electrolitos que se encuentran disueltos en distintas concentraciones dentro del agua subterránea (Reynolds, 1997).

Para llevar a cabo el fenómeno de la ocurrencia continua de potenciales de fondo, se necesita una fuente capaz de mantener los desequilibrios en las concentraciones electrolíticas, de lo contrario las diferencias de concentración desaparecerán con el tiempo, por difusión. El potencial de Nernst (E_N) ocurre cuando hay una diferencia de potencial entre dos electrodos de un material homogéneo sumergidos en una solución y de los cuales, la concentración de las soluciones es diferente a las locales (Reynolds, 1997).

El potencial electroquímico depende directamente de las diferencias de concentración (C_1 / C_2) en la ecuación de potencial de Nernst y temperatura. Cuanto mayor es la temperatura y mayor es la diferencia de concentración, mayor será el potencial electroquímico. Por esta razón, la medición de los potenciales espontáneos es importante en la exploración de recursos geotérmicos (por ejemplo, Corwin y Hoover, 1979) donde las temperaturas son obviamente elevadas y por ende es probable que las concentraciones de diferentes sales en el agua subterránea sean altas (Reynolds, 1997).

Otros potenciales electroquímicos son atribuibles a la adsorción de aniones en la superficie de las vetillas de cuarzo y pegmatita, y son conocidos como potenciales de adsorción (Reynolds, 1997).

El potencial redox (EH), medido en voltios, que generalmente es estudiado para delimitar plumas de contaminación, indica la capacidad de una sustancia o solución para causar reducción u oxidación bajo ciertas condiciones. Cuanto mayor sea el valor del potencial redox, mayores serán las condiciones oxidantes en el medio. Es una práctica común medir el potencial redox en pozos poco profundos para determinar la agresividad de corrosión del suelo hacia el metal o electrodos puestos en la tierra (Reynolds, 1997).

2.1.2.3 Potencial mineral.

Se pueden observar grandes anomalías negativas, particularmente sobre pirita y calcopirita y otros buenos conductores electrónicos. También se han observado potenciales minerales sobre cuerpos de esfalerita y pórfido, algo sorprendente, ya que son malos conductores. Cuando un yacimiento de sulfuro se extiende a ambos lados de la capa freática, se forma una fuente electroquímica catódica por la

reducción química de los iones en el electrolito circundante, es decir, ganan electrones. En contraste, debajo de la capa freática, funciona una fuente electroquímica anódica en la que la oxidación es dominante y los iones pierden electrones. El papel del cuerpo mineral masivo es permitir el flujo de electrones desde la mitad inferior del cuerpo a la mitad superior, es decir, una 'batería geológica'. El resultado neto de este proceso es que la superficie superior se carga negativamente (por lo tanto, se generan anomalías negativas) y la mitad inferior se carga positivamente (Reynolds, 1997).

2.1.2.4 Correcciones de potencial espontáneo (SP)

Es necesario hacer una serie de correcciones a los datos crudos de potencial espontáneo en el procesamiento para así obtener la señal de potencial espontáneo que nos interesa, de manera similar a lo que se hace en prospección gravimetría y magnética.

Efecto regional.

Cuando el área sobre la que se hace el estudio de potencial espontáneo es demasiado grande, es decir en del orden de kilómetros, se debe hacer una corrección regional. Estos efectos regionales se generan debido a corrientes eléctricas naturales de baja frecuencia, es decir de corrientes telúricas, que son producidas por cambios en el campo magnético terrestre y suelen ser de 100 mV/km (Reynolds, 1997). No obstante, para un trabajo local cuya área es reducida en comparación con la distancia que genera la anomalía regional, la eliminación de las anomalías regionales suele ser innecesaria (Reynolds, 1997). Si tomamos en cuenta las conclusiones a las que llegó Reynolds (1997), para nuestro estudio la corrección por anomalía regional podría ser despreciable a causa de la reducida longitud de los perfiles, que no superan los 100 metros de longitud.

Efecto topográfico.

En muchos casos el gradiente generado por efecto topográfico es fácilmente reconocible como se muestra en la Figura 9.

Si la pendiente de la superficie sobre la que se llevara a cabo el o los perfiles de potencial espontáneo es relativamente grande, es decir si tiene una pendiente superior a 20 ° (Reynolds, 1997).

Los potenciales tienden a aumentar en sentido positivo con la dirección de las corrientes subterráneas de agua, a medida que la carga eléctrica fluye en la dirección opuesta. En consecuencia, la carga negativa fluye cuesta arriba y puede dar lugar a anomalías SP espectaculares en máximos topográficos. Gay (1967) informó un potencial de -1842 mV medido en la cima de una montaña cerca de Hualgayoc, Perú (mineralización: alunita); Nayak (1981) midió un valor de -1940 mV en una colina de cuarcitas no mineralizadas en Shillong, India; Corwin y Hoover (1979) informaron un valor de -2693 mV en el pico del volcán Adagdak, isla Adak, Alaska.

Debido a que el área sobre la que se llevaron a cabo las mediciones que conforman el mapeo de potencial natural no muestran variaciones considerables en su elevación, para nuestro caso particular de estudio, la corrección topográfica es despreciable, según Reynolds (1977).

En cualquier intento de corregir datos para efectos regionales o topográficos, la anomalía SP para un cuerpo polarizado individual debe aislarse. Si la anomalía observada se debe a la superposición de un número de anomalías de diferentes fuentes geológicas (y, por lo tanto, con formas y polaridades diferentes), no se pueden realizar correcciones y las ubicaciones de las partes superiores de los cuerpos minerales deben tomarse como muy aproximadas. En este caso se deben utilizar métodos geofísicos alternativos para tratar de delimitar la estructura geológica de manera más detallada (Reynolds, 1997).

Efectos bioeléctricos (SPN).

También es recomendable tomar en cuenta los efectos de los potenciales bioeléctricos causados por la vegetación. Pasar de un suelo sin vegetación, a un área que tenga vegetación puede causar un potencial negativo de varios cientos de milivoltios, comparable a un potencial mineral producto de un cuerpo de sulfuro. Las observaciones básicas de los campos deben aclarar la situación (Reynolds, 1997).

Ernstson y Schererl (1986) señalan que el ruido en un registro de potencial espontáneo (SPN) se caracteriza por longitudes de onda en el rango de 0.1-1 metros. Las longitudes de onda más cortas se encontraron a partir de mediciones especiales en perfiles con una separación de electrodos de 0.1 m en donde se midieron amplitudes de hasta 150 mV. También señalan que el SPN es generado por la actividad biológica de la raíz, ya que las amplitudes dependen claramente de la vegetación; son más altos en bosques de haya pura, disminuyen en bosques mixtos y muestran valores más bajos en campo abierto.

Potencial residual (SPR)

Dentro de la señal de potencial espontáneo obtenida según Ernstson y Schererl (1986) las curvas de potencial espontáneo residual mostraron longitudes de onda en el rango de unos pocos metros a decenas de metros y amplitudes de unos pocos milivoltios a decenas de milivoltios. Existe una fuerte evidencia de que el componente SPR está relacionado principalmente con la litología subterránea ya que los datos SPR se han correlacionado con los datos de resistividad, radiación gamma y mediciones de temperatura del suelo.

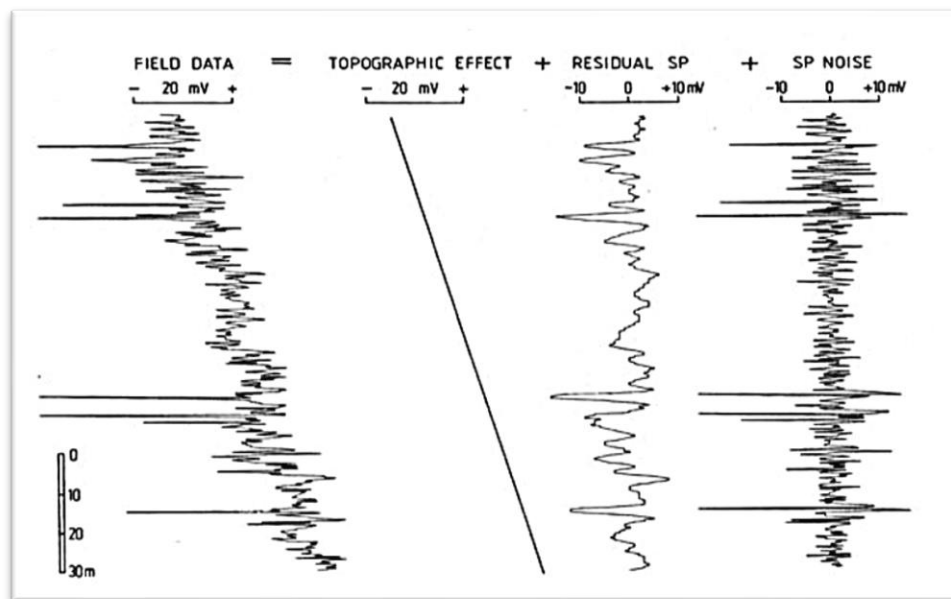


Figura 9. Descomposición de la señal de potencial espontáneo en tres componentes: efecto topográfico, efecto debido a la litología (residual SP) y efecto debido a la actividad biológica (noise SP). Tomada de Ernstson y Schererl, (1986).

2.1.2.5 Estudio de potencial espontáneo en medios no consolidados.

En esta área destacan los trabajos realizados por Ogilvy (1969) quien en su estudio realiza un profundo análisis de la influencia que tienen sobre el valor del potencial electrocinético, factores como el gradiente hidráulico, el tamaño de grano, la permeabilidad, así como la concentración de sal en un fluido.

En sus investigaciones empleando arenas de cuarzo limpias y apoyándose en la hipótesis de un régimen laminar en donde la ley de Darcy tiene validez llegó a la conclusión de que a medida que aumentamos el gradiente de presión del fluido, la

amplitud del potencial también incrementa su valor, pero siempre en valores negativos.

El mismo autor también llegó a la conclusión de que, dado un gradiente hidráulico, las mayores amplitudes del potencial electrocinético se obtienen para terrenos de permeabilidad entre 60-70 Darcy (corresponden a arenas de tamaño de grano medio).

Por último, fijado un gradiente hidráulico y una permeabilidad, un aumento de la concentración de sal del fluido conlleva una disminución significativa del valor del potencial, llegándose incluso a valores casi imperceptibles. Este aspecto limita el uso del método del potencial espontáneo en problemas en donde el agua presente elevada salinidad.

2.1.2.6 Configuración electródica de base fija o campo total

El método de potencial espontáneo (SP) se ubica como el más económico de toda la gama de técnicas geofísicas en términos de equipamiento requerido y entre los más simples para operar en campo (Reynolds, 1997).

Existen tres diferentes configuraciones electródicas en potencial espontáneo, para este trabajo se empleó la de base fija o campo total ya que para esta configuración electródica solo se necesita de 2 electrodos. Básicamente consiste en colocar estaciones fijas de medida a lo largo del sitio a estudiar que previamente hallamos definido. Al momento de realizar las mediciones iremos a una de estas estaciones, colocaremos un electrodo (será el B) y mediremos el potencial con respecto al electrodo A, que estará situado siempre en una misma base que será nuestra base de referencia, en la que supondremos de forma arbitraria un potencial cero. La correcta ubicación de esta base de referencia será fundamental a la hora de obtener unos resultados óptimos, siendo las zonas idóneas para su emplazamiento aquellas que presenten un valor del potencial muy estable en el tiempo.

2.1.2.7 Interpolación: Mínima curvatura

Para el procesamiento de los datos obtenidos con métodos geofísicos potenciales se suelen utilizar algoritmos de interpolación, mediante los cuales se calcula a partir de una medición puntual y la resolución de diferentes ecuaciones, que dependen del método de interpolación, los diferentes valores de las formas que constituyen el grid (nodos), según los cuales se obtienen los valores no muestreados en el área de estudio, construyéndose así un mapa de la propiedad física estudiada.

Dentro de los algoritmos de interpolación se tiene al método de mínima curvatura o mallado aleatorio que ajusta una superficie de curvatura mínima a los puntos de datos recabados. Es así que una superficie de curvatura mínima suavizada será la superficie que se ajustará a los valores de datos conocidos.

El método de mínima curvatura primero estima los valores de una cuadrícula para los nodos de una cuadrícula gruesa (generalmente 8 veces el tamaño final de la celda de la cuadrícula). Esta estimación se basa en el promedio de la distancia inversa de los datos reales dentro de un radio de búsqueda específico. Si no hay puntos conocidos dentro de ese radio, se usa el promedio de todos los puntos de datos en el grid. Luego se emplea un método iterativo para ajustar la cuadrícula con el fin de llevar a cabo un ajuste a los puntos de datos reales más cercanos a los nodos de la cuadrícula gruesa.

Después de lograr un ajuste aceptable, el tamaño de celda gruesa se divide en 2. El mismo proceso se repite utilizando la rejilla gruesa como superficie de partida, hasta que la superficie de curvatura mínima se ajusta al tamaño de celda de la cuadrícula final. El algoritmo para la interpolación de la superficie se basa en la siguiente ecuación:

$$S(x,y)=T(x,y)+ \sum_{j=1}^N \lambda_j R(r_j) \quad (2.11)$$

En donde:

$J = 1, 2, \dots, N$.

N es la cantidad de puntos

λ_j son coeficientes determinados por la solución de un sistema de ecuaciones lineales.

r_j es la distancia del punto (x,y) al punto j

$T(x,y)$ y $R(r)$ se definen de forma diferente, según sea el valor apropiado para el procesamiento.

2.2 Prospección sísmica

Cuando se habla sobre prospección sísmica se debe mencionar que para estudiar las diferentes formaciones en la tierra existen dos técnicas geofísicas que se basan en los diferentes comportamientos de las ondas sísmicas. Estas son sísmica de reflexión y sísmica de refracción, aunque se debe dejar claro que en este trabajo no se hablará sobre el método de sísmica de reflexión, debido a que no se empleó esta

técnica geofísica, por ende, solo se abarcará más el método de sismica de refracción, ya que fue uno de los seleccionados para este estudio.

2.2.1 Principios físicos básicos

La onda sísmica se puede definir como una onda elástica, debido a que usualmente no causan una deformación permanente en el material sobre el cual se propaga, a menos que supere el límite elástico de este. La deformación que es generada en el cuerpo sobre el que se propaga la onda sísmica puede describirse como la alternación de compresiones y dilataciones como respuesta a las fuerzas asociadas con las ondas, tal como sucede con las partículas de una banda elástica, en donde si se comprime se acercan y si se estira se dilatan.

El conocimiento de las ondas sísmicas comenzó hace más de dos mil años, en el 132 a. C., con el invento de un científico chino, Chang Heng, quien logró construir el primer sismoscopio funcional que permitía registrar el arribo de las ondas sísmicas e inferir su dirección, no obstante, se atribuían a fuerzas sobrenaturales y castigos divinos (Lowrie, 2007). Fue hasta 1855 cuando L. Palmiere logró construir el primer sismógrafo con el que se pudo registrar las ondas que se generan durante un sismo. Sin embargo, no fue hasta 1921 que esta tecnología se utilizó para ayudar a localizar formaciones subterráneas de petróleo (Gadallah, 2009).

2.2.1.1 Principio de Fermat

A partir de este principio se establecen las leyes de reflexión y de refracción de las ondas sísmicas. La geometría de las trayectorias seguidas por los rayos está regida por este principio, el cual establece que la trayectoria que sigue un rayo dado entre dos puntos es aquella que requiere el tiempo mínimo de recorrido (Gadallah, 2009).

2.2.1.2 Principio de Huygens

El principio de Huygens establece que en un medio homogéneo cada punto en un frente de onda es una fuente secundaria de ondas esféricas que viajan con la misma velocidad, frecuencia y longitud de onda, sin embargo, si el frente de onda es demasiado grande puede ser tratado como un plano, además a las líneas perpendiculares a los sucesivos frentes de onda se les conoce con el nombre de

rayos, tales líneas corresponden a las trayectorias de propagación de las ondas (Gadallah, 2009).

2.2.1.3 Ley de Snell

La ley de reflexión de Snell establece que el ángulo en el que se refleja un rayo es igual al ángulo de incidencia. Tanto el ángulo de incidencia como el ángulo de reflexión se miden desde la normal hasta el límite entre dos capas que tienen diferentes impedancias sísmicas. La porción de energía incidente que se transmite a través del límite y a la segunda capa con una dirección diferente de propagación se denomina rayo refractado. La dirección del rayo refractado depende de la relación de las velocidades en las dos capas. Si la velocidad de la segunda capa es mayor que la de la primera capa, el rayo refractado se dobla hacia la horizontal. Si la velocidad de la segunda capa es menor que la de la primera capa, el rayo refractado se dobla hacia la vertical (Gadallah, 2009).

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{para una refracción general.} \quad (2.12)$$

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{para una refracción crítica.} \quad (2.13)$$

Donde i_c es el ángulo que se forma cuando ocurre la refracción crítica, V_2 es mayor que V_1 , V_1 y V_2 son las velocidades de la capa suprayacente y capa subyacente respectivamente, por último, i y r son los ángulos de incidencia y de refracción (Reynolds, 1997).

2.2.2 Sísmica de Refracción

El método de refracción sísmica utiliza energía sísmica, que regresa a la superficie después de viajar a través del suelo a lo largo de trayectorias de rayos refractados. La primera llegada de energía sísmica a un detector de una fuente sísmica siempre representa un rayo directo o un rayo refractado. Este hecho permite realizar simples trabajos de prospección sísmica de refracción en los que la atención se centra únicamente en la primera llegada (o arribo) de la energía sísmica, y las gráficas de tiempo y distancia de estas primeras llegadas se interpretan para hallar información sobre la profundidad a donde hay refracciones en las Interfaces. Este enfoque simple no siempre produce una imagen completa o precisa del subsuelo. En tales circunstancias, pueden aplicarse interpretaciones más complejas o emplear otro

método en conjunto. El método se utiliza normalmente para localizar interfaces de refracción (refractores) que separan capas de diferente velocidad sísmica, pero el método también es aplicable en los casos en que la velocidad varía suavemente en función de la profundidad o lateralmente. (Kearey, 2002).

En sísmica se aplica menos procesamiento a los datos de refracción que a los datos de reflexión. El principal interés es poder elegir la hora de llegada de los eventos de refracción. El procesamiento de los datos se realiza graficado contra desplazamientos (distancias entre la fuente y los receptores) en lo que se le conoce como gráficas T-X. El análisis y la interpretación de estas gráficas pueden permitir la determinación de espesores y velocidades de las diferentes capas subsuperficiales. El método de refracción puede proporcionar datos que permitan identificar unidades de roca, si se conocen las velocidades de las ondas en estas. El método de refracción también se puede utilizar para detallar la estructura de ciertos estratos o capas profundas y de alta velocidad, donde los datos de reflexión no son de calidad suficiente (Gadallah, 2009).

2.2.2.1 Para el caso de tres capas horizontales

El método de sísmica de refracción está fundamentado principalmente por la ley de Snell. Esta ley fue desarrollada originalmente en el estudio de la óptica. Sin embargo, se aplica de igual forma a las ondas sísmicas (Gadallah, 2009).

Su principal aplicación es determinar los ángulos de reflexión y refracción a partir de la incidencia de ondas sísmicas en los límites de las capas en ángulos distintos a 90° (Gadallah, 2009).

En caso de que la velocidad de la segunda capa sea menor que la de la primera, se puede generar una capa oculta que dará resultados erróneos en la interpretación.

En la siguiente imagen (Figura 10) se muestra cómo se refractan las ondas en tres capas diferentes incrementando sus velocidades con la profundidad según la ley de Snell.

Aquí la señal viaja desde la fuente (S) hacia abajo por el primer medio refractor (A), donde es refractada en la primera interfaz y viaja por el segundo medio hasta la segunda interfaz (B), en cuyo punto ocurre una refracción crítica. A partir de ahí, el rayo generado desde el refractor inferior avanza regresando a las capas superpuestas para llegar al geófono en G. El cálculo de los refractores puede tener un margen de error de aproximadamente un 3% en su espesor, y el porcentaje de imprecisión aumenta a medida que aumenta el número de capas involucradas (Reynolds, 1997).

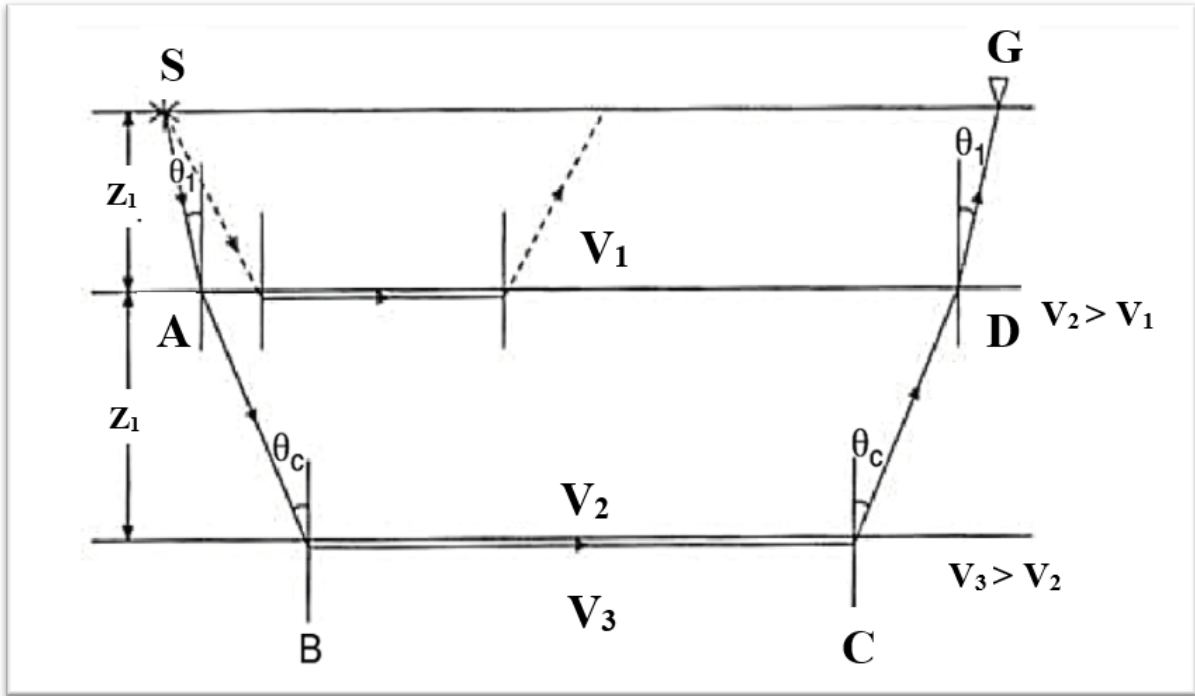


Figura 10. Diagrama simple de rayos refractados. Modificado de Reynolds, (1997).

El tiempo total de viaje (TSG) es igual a:

$$TSG = TSA + TAB + TBC + TCD + TDG \quad (2.14)$$

Donde:

$$TSA = TDG = \frac{Z_1}{V_1 \cos \theta_1} \quad (2.15)$$

$$TAB = TCD = \frac{z_2}{V_2 \cos \theta_c} \quad (2.16)$$

$$TBC = \frac{(x - 2Z_1 \tan \theta_1 - 2Z_2 \tan \theta_c)}{V_3} \quad (2.17)$$

Combinando obtenemos:

$$TSG = \frac{x}{v_3} + \frac{2z_2 \cos \theta_c}{v_2} + \frac{2z_1 \cos \theta_1}{v_1} \quad (2.18)$$

2.2.2.2 Arreglo de geófonos

El método sísmico es bastante simple en concepto. Se utiliza una fuente de energía para producir ondas sísmicas (similares al sonido) que viajan a través de la tierra hacia detectores de movimiento en tierra o presión en el mar. Los detectores convierten las variaciones de movimiento o presión en electricidad, registrada por instrumentos electrónicos (M. Gadallah, 2009).

El arreglo de geófonos terrestre consiste en enterrar y conectar un número de geófonos, que por lo general es de 12 o 24, a lo largo de un cable con un número correspondiente de canales, colocado en línea recta sobre el terreno. Este conjunto de geófonos constituye un 'spread' o tendido. La fuente sísmica (disparo), en el caso más simple se realiza al principio y al final del tendido (end-on o disparos en extremo). Una fuente situada a una distancia que no se encuentra dentro de la longitud del tendido se conoce como off-end o fuera del extremo. Por último, una fuente situada a lo largo del tendido se conoce como "split-spread" y por lo general, se llevan a cabo a la mitad, un cuarto o tres cuartos de la distancia total del tendido.

Para un estudio de refracción sísmica en tierra, el diseño básico se muestra en la Figura 11.

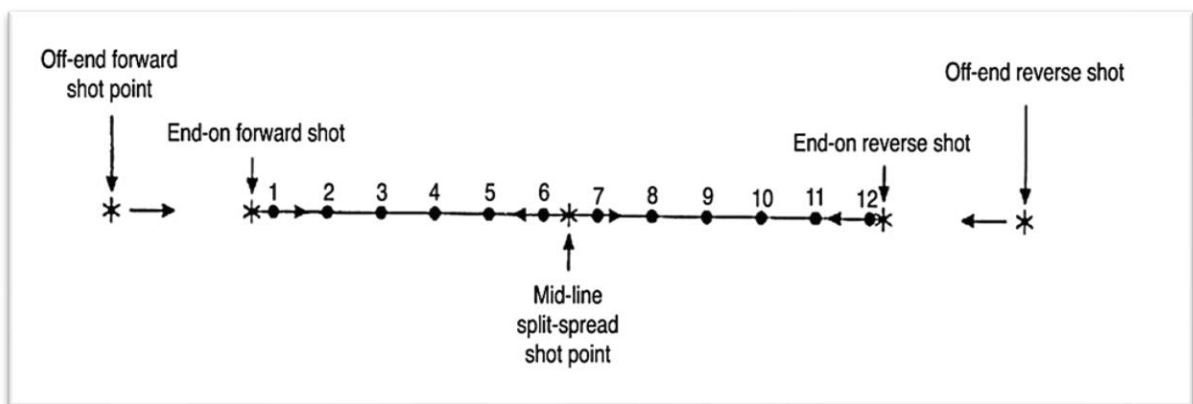


Figura 11. Tendido de geófonos para un levantamiento de sísmica de refracción con los puntos de disparo indicados. Tomado de Reynolds, (1997).

2.2.2.3 Problema inverso: Time-Term o Método de Descomposición

El método de descomposición es un cálculo lineal de mínimos cuadrados para determinar la mejor solución, de capa discreta, para los datos.

Según Cox (1999), en esta técnica las primeras llegadas son separadas en sus componentes (segmentos de ida y vuelta, y el segmento a lo largo del refractor). Estos elementos se pueden definir por la siguiente ecuación:

$$f = td_s + td_r + \frac{x}{v} \quad (2.19)$$

Donde f es el tiempo de primera llegada, td_r y td_s son los retrasos en tiempo de la fuente y el receptor, x es la distancia entre la fuente y el receptor, y v es la velocidad del refractor. El tiempo de retraso se define como:

$$td = t_v \sqrt{1 - \left(\frac{v_0}{v}\right)^2} \quad (2.20)$$

Donde t_v es el tiempo de viaje vertical y V_0 es la velocidad de la capa meteorizada.

Los pasos principales del algoritmo se dividen en dos partes:

Tiempo de retraso y estimación de velocidades.

1.- Reduce un perfil de los primeros quiebres originales escogidos.

$$f - \text{perfil} = td_s + td_r \quad (2.21)$$

2.- Se resuelva la ecuación 2.20 para obtener la primera solución de los tiempos de retraso ($td_s^{[1]}$, $td_r^{[1]}$)

3.- Reduce los tiempos de retraso de las primeras llegadas.

4.- Estima las velocidades y residuales de los tiempos de retraso.

5.- Reduce los nuevos tiempos de retraso de las primeras llegadas y suavizado del tiempo de viaje reducido f_r para estimar la estructura de las capas refractora f_s .

6.- Reduce el f_s de las primeras llegadas originales

$$f - f_s = td_s + td_r \quad (2.22)$$

7.- Soluciona la ecuación 2.21 para los retrasos en tiempo finales.

3. Marco Geológico

Un estudio hidrogeológico exige prospecciones sobre el terreno y métodos de interpretación apropiados concernientes a la superficie piezométrica, cuya posición y morfología están estrechamente ligadas a los factores de la escorrentía (dinámica de las aguas subterráneas) (Castany, 1975) y siempre deben ir acompañados y procedidos de estudios geológicos.

3.1 Geología

Según la carta geológico-minera 1:250000 Veracruz E-143 y la carta Coatepec E14-B37 1:50000 del Servicio Geológico Mexicano, en el Cretácico inferior y superior se depositaron rocas calcáreas, representadas por la formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano-Apiano, Tamaulipas Superior del Albiano-Cenomaniano, Formación Agua Nueva de Turoniano y la Formación San Felipe del Coniaciano Santoniano. Estas unidades cretácicas son compartidas parcialmente con la cuenca de Zongolica, la cual se caracteriza por el desarrollo de una plataforma interna, íntimamente relacionada con la cuenca de la Sierra Madre Occidental, esta facie de plataforma está representada por calizas masivas del Albiano-Cenomaniano de la Formación Orizaba, calizas con intercalaciones delgadas de lutitas arenosas del Turoniano de la formación Maltrata (KtCz-Lu), así como, calizas con nódulos de pedernal del Turoniano-Santoniano de la Formación Guzmantla (KtssCz) (Figura 12).

Cubriendo tanto a las facies de Cuenca de la Sierra Madre Oriental como la las facies de plataforma de la cuenca Zangolica afloran margas y lutitas con horizontes de areniscas y bentonitas del Campaniano-Masstrichtiano de la Formación Méndez (KcmMgLu). En el mapa geológico de la zona también aflora la Formación Velasco Basal (TpaLu-Mg) constituida por lutitas y margas y la Formación Concepción (TmAr-Cgo) formada principalmente por areniscas mal cementadas y conglomerados constituidos por fragmentos calcáreos.

En la franja volcánica de San Salvador El Seco hacia 2.8 ± 0.3 Ma inicia un vulcanismo basáltico simultáneamente con el vulcanismo de la caldera de los Humeros que continua hasta finales del Pleistoceno con la extrusión de magmas félsicos a manera de domos en la caldera, ignimbritas y una diversidad de productos piroclásticos asociados a una variedad de diastemas y cráteres concomitantes en Xalapa, sobreviviendo al colapso de la caldera los Humeros. Posterior al colapso son emitidos tanto dentro como fuera del límite del complejo calderico un importante volumen de basaltos (QptB) y andesitas.

Durante el Pleistoceno se forma la cuenca endorreica de Oriental donde se deposita una potente secuencia lacustre, así como una gruesa capa de pómez derivada de

calderas más pequeñas incluidas en la gran caldera de Los Humeros y desde la caldera Las Cumbres al norte del Pico de Orizaba. El crecimiento y posterior colapso de los domos alineados al NW-SE de la caldera de los Humeros, generaron flujos piroclásticos que dan origen a los lahares Las Derrumbadas, estos depósitos piroclásticos (QptTR) también afloran en los campos volcánicos Palma Sola y Citlaltépetl-Cofre de Perote. El campo volcánico Citlaltépetl-Cofre de Perote se edifica sobre andesitas y dacitas pliocénicas y basaltos del Pleistoceno (QptB) antes descritos, sobre los cuales se depositan dacitas y andesitas, lahares y otros materiales vulcanoclásticos (QptLH-ar) y depósitos piroclásticos (QptTR). Por último, se presenta un material tobáceo de composición andesítica (QhoTA). Cubriendo parcialmente a todas estas unidades se presentan depósitos cuaternarios consistentes de limos y arenas, depósitos aluviales (Qhoal) y por sedimentos eólicos.

En el campo volcánico Palma Sola, el magmatismo calcoalcalino basal del Eje Volcánico Transmexicano (ETM) está representado por las andesitas Palma Sola del Mioceno superior y por lavas alcalinas representadas por basaltos y andesitas basálticas y brechas volcánicas basálticas (TmBvB). En el Plioceno Pleistoceno-Superior se precipitaron depósitos de travertino (TplQptTr). Simultáneamente en la porción centro oriental se llevaron a cabo erupciones basálticas calcoalcalinas denominadas basaltos Xalapa, seguida de una actividad explosiva alcalina correspondiente a las tobas basálticas Chiconquiaco, (QptTB). Por último, se depositaron rocas piroclásticas antes descritas.

La información geológica que se obtuvo durante el levantamiento geológico de la zona coincide con las cartas del Servicio Geológico Mexicano, por lo que se observan depósitos de escoria basáltica y lava basáltica, de edad Pleistoceno, denominada basalto Xalapa con una edad de 1.3 a \pm .12 Ma, al sur de la zona de estudio (Figura 12).

En la etapa de destrucción parcial del flanco sur-este del volcán Cofre de Perote se originó el lahar Los Pescados, cuyos depósitos afloran predominantemente al sur de la zona de estudio, y contienen fragmentos subredondeados y subangulosos de andesita en una matriz arenosa (Figura 12). Además, existe presencia de calizas en la zona, las cuales destacan como altos topográficos al este y al norte de la zona de estudio. Según el Servicio Geológico Mexicano, estas rocas calcáreas indican que muy probablemente durante el Berriasiano-Valanginiano el Golfo de México haya tenido amplias conexiones con el Océano Pacífico al poniente y con el Atlántico al Sur-Este. Al norte el agua cubría y bordeaba áreas emergidas del continente de América del Norte. Del Hauteriviano hasta el Aptiano, en los márgenes de las plataformas de Tuxpan y Córdoba se acumularon depósitos delgados de calizas y evaporitas, bordeadas de arrecifes. En el Albiano-Cenomaniano se da el máximo desarrollo de la plataforma de Córdoba, acompañado por una lenta subsidencia, como lo atestiguan los más de 1500 metros de caliza de la Formación Orizaba. En el Turoniano-Santoniano continuó el desarrollo de la plataforma de Córdoba, con el

depósito de caliza de la formación Guzmantla hasta el Campaniano-Mastrichtiniano y con el depósito de caliza de la formación Atoyac sobre la plataforma de Córdoba y marga de la Formación Méndez, hacia la cuenca.

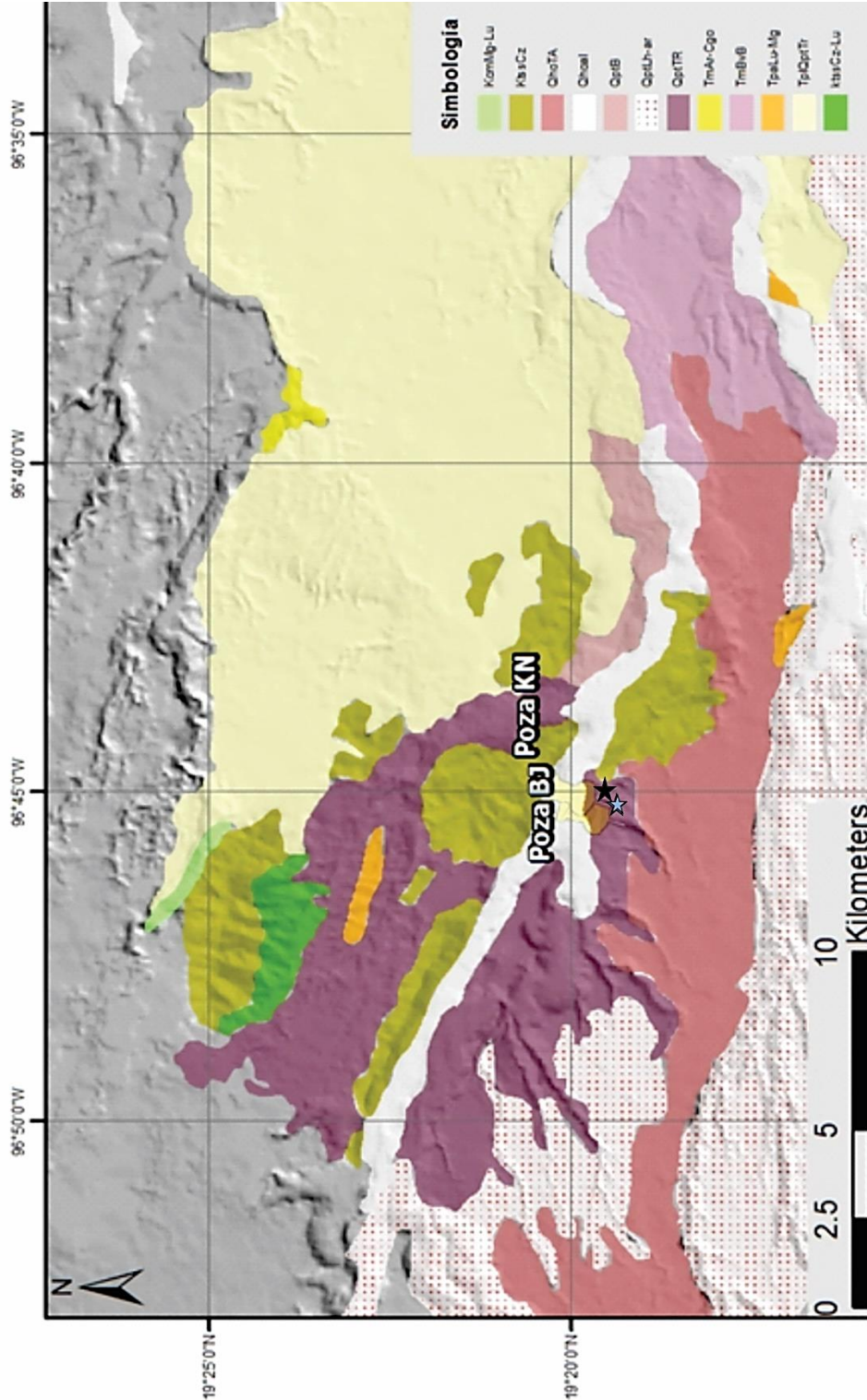


Figura 12. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de la carta geológico-minera 1:250000 Veracruz E-143 del Servicio Geológico Mexicano. La estrella azul corresponde al pozo blanco, la estrella negra corresponde al pozo Kalinanti.

Simbología.	Formación.
KcmMgLu	Margas y lutitas con horizontes de areniscas y bentonitas del Campaniano-Masstrichtiano de la Formación Méndez.
KtssCz	Calizas con nódulos de pedernal del Turoniano-Santoniano de la Formación Guzmantla.
QhoTA	Material tobáceo de composición andesítica.
Qhoal	Depósitos cuaternarios consistentes de limos y arenas, depósitos aluviales.
QptB	Tobas basálticas Chiconquiaco.
QptLH-ar	Depósitos de dacitas y andesitas, lahares y otros materiales vulcanoclásticos.
QptTR	Depósitos piroclásticos.
TmAr-Cgo	Lutitas y margas y la Formación Concepción.
TmBvB	Lavas alcalinas representadas por basaltos, andesitas basálticas y brechas volcánicas basálticas.
TpaLu-Mg	Formación Velasco Basal constituida por lutitas y margas.
TplQptTr	Depósitos que se precipitaron durante el Plioceno Pleistoceno-Superior.
KtCz-Lu	Formación Orizaba formada por calizas con intercalaciones delgadas de lutitas arenosas del Turoniano de la formación Maltrata.

Tabla 2. Significado de las claves presentadas en la Figura 12. Tomado de la carta geológico-minera 1:250000 Veracruz E-143 del Servicio Geológico Mexicano.

3.2 Geología y área local de estudio

A continuación, se puede observar en la imagen el área de estudio (Figura 13), que corresponde a los predios a donde se encuentran ambos pozos y donde se realizó el levantamiento geológico, además de los estudios geofísicos. En color verde se puede ver el área que corresponde al Hotel Ecoturístico Kalinantli, en color rojo podemos ver la zona a donde fue posible observar el afloramiento del lahar Los Pescados, en color amarillo se encuentra marcado el perímetro del terreno a donde se construirá el nuevo pozo, en color azul podemos observar el área que corresponde al predio a donde se encuentra el pozo con agua limpia. En esta área, marcada con color azul, se recuperaron rocas calizas y fósiles calcáreos que fueron extraídas durante la excavación del pozo y que posiblemente pertenezcan a la formación Guzmantla (Figura 15). Por último, se marcó la localización de ambos pozos y el río Los Pescados.

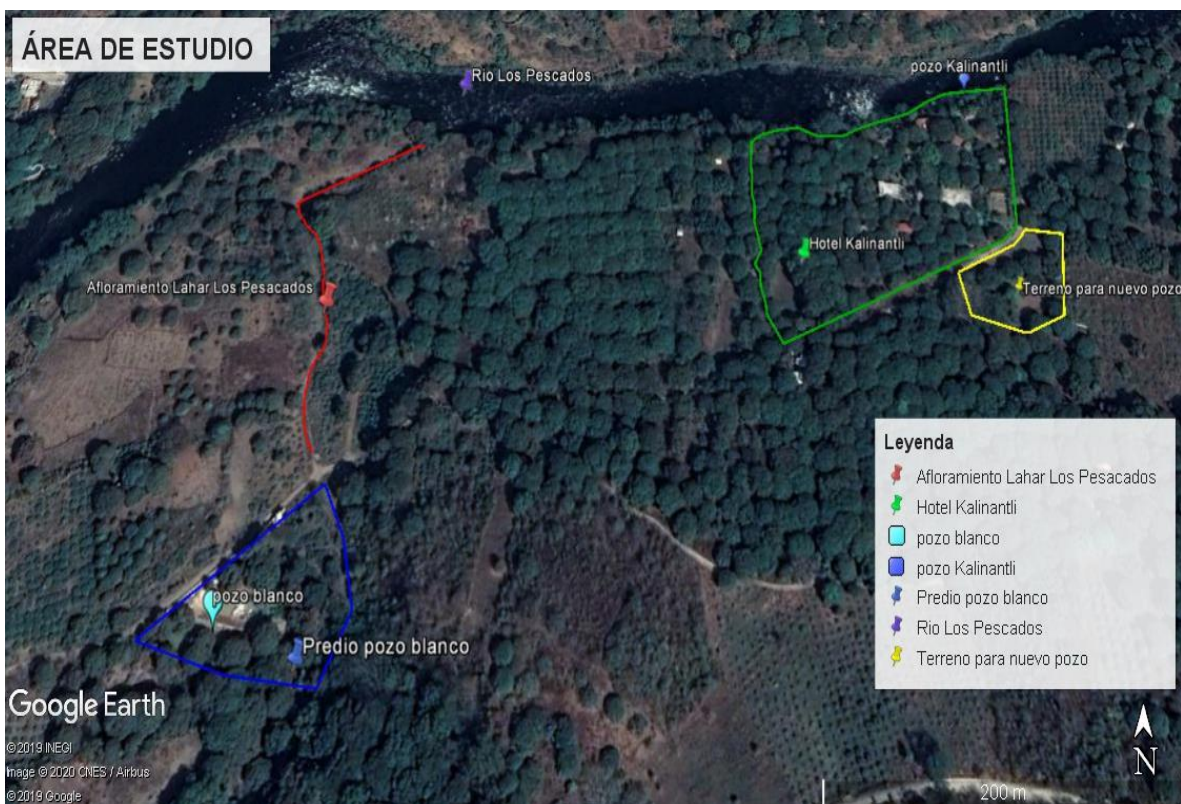


Figura 13. Imagen satelital del área de estudio. Modificado de Google Earth, 2020.

Ubicaciones	Coordenadas UTM
Hotel Ecoturístico Kalinantli	736211.00 m E, 2138973.00 m N
Afloramiento lahar Los Pescados	735880.00 m E, 2138933.00 m N
Predio para nuevo pozo	736359.00 m E, 2138954.00 m N
Predio del pozo con agua limpia (pozo blanco)	735873.00 m E, 2138744.00 m N

Tabla 3. Ubicaciones en el área local de estudio.

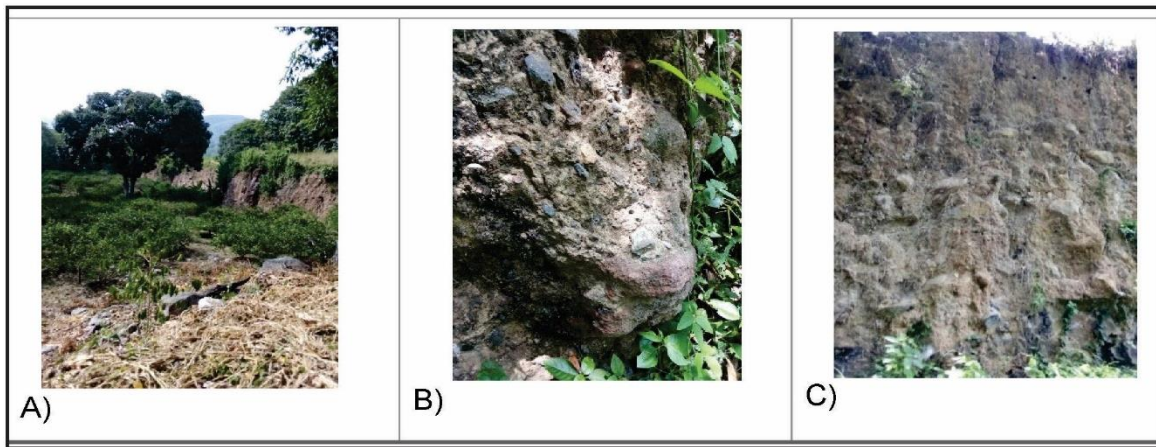


Figura 14. Fotografías tomadas en el afloramiento del lahar Los Pescados, a donde se pueden ver fragmentos subredondeados y subangulosos de andesita en una matriz arenosa, visto durante el levantamiento geológico del área de estudio en un afloramiento (A-B-C).

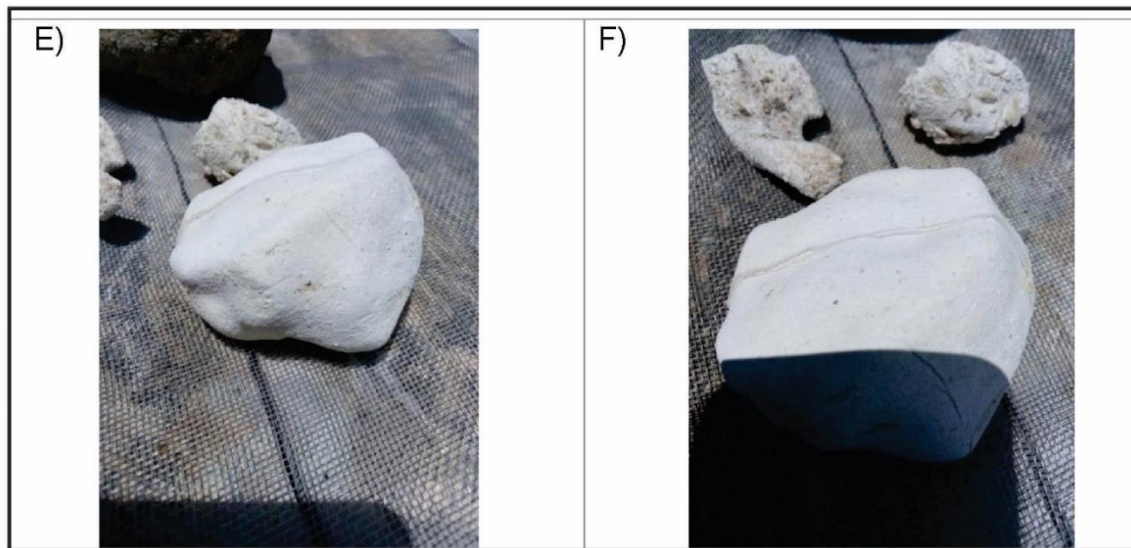


Figura 15. Fotografías de calizas y fósiles calcificados posiblemente de la Formación Guzmantla, extraídas durante la excavación del pozo sin problemas de contaminación (E-F).

3.2.1 Pozos de Agua

Prospección es un término que se asocia a la búsqueda, y en relación a la hidrogeología, se refiere a la ubicación de reservorios de agua que cuenten con ciertas condiciones, dependiendo del uso que se le vaya a dar.

Los acuíferos forman a su vez diferentes tipos de estructuras hidrogeológicas. A continuación, citaremos las más importantes

- Grandes cuencas hidrogeológicas
- Zonas Kársticas
- Regiones de zócalo
- Depósitos aluviales
- Regiones montañosas plegadas

En cuanto a la clasificación que se les da a las aguas subterráneas existe una que está basada en la profundidad del yacimiento. Según la clasificación en base a su profundidad podemos encontrar:

- Aguas subterráneas poco profundas o freáticas: la altura piezométrica libre en esta clasificación corresponde a unos pocos metros bajo la superficie y tienen un substrato a no más de 50 metros de profundidad.
- Aguas subterráneas de subsuelo o subsuperficiales: Se encuentran a una profundidad que oscila de 50 a 800 metros de profundidad.
- Aguas subterráneas profundas: la profundidad de estas aguas va de 800 metros en adelante.

Para este estudio, según la clasificación de aguas subterráneas con base en su profundidad, tomando en cuenta el nivel estático de los pozos ya existentes y los diferentes estudios geofísicos, el cuerpo de agua corresponde a aguas subterráneas poco profundas o freáticas.

3.2.1.1 Pozo Kalinantli.

Se trata de un pozo de agua excavado, que ha sido construido detrás de las áreas verdes del Centro Ecoturístico Kalinantli (Figura 16), a pocos metros del cauce del

rio Los Pescados, al que se le hicieron pruebas químicas, las cuales arrojaron como resultado niveles de contaminación bajos de escherichia coli. La localización del pozo en coordenadas UTM es zona 14-Q, coordenada Este 736348.33 m E y coordenada Norte 2139108.98 m N.

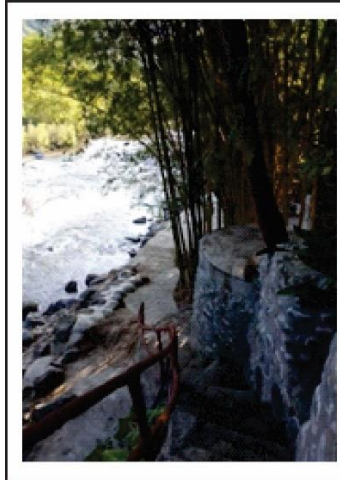


Figura 16. Fotografía del pozo en el Centro Ecológico Kalinantli.

3.2.1.2 Pozo blanco.

Se trata de un pozo de agua excavado que ha sido construido a una mayor distancia del cauce del río Los Pescados. La distancia aproximadamente es de 260 metros lineales al del cauce del río Los Pescados (Figura 17). A este pozo también se le han realizado pruebas geoquímicas y arrojaron como resultado que el pozo está libre de contaminación. La localización del pozo en coordenadas UTM es zona 14-Q, coordenada Este 735842.00 m E y coordenada Norte 2138745.00 m N.



Figura 17. Fotografía del pozo sin problemas de contaminación.

4. Metodología

4.1 Instrumental utilizado

4.1.1 Equipo para tomografía eléctrica de resistividad y potencial espontáneo

Para llevar a cabo el estudio de tomografía de resistividad eléctrica y de potencial espontáneo se emplearon los siguientes equipos y herramientas:

- Un resistímetro de la marca *GF Instruments*, modelo *ARES* (Automatic Resistivity System), el cual combina un transmisor de potencia que se puede ajustar de acuerdo a las condiciones del suelo a 300, 600 u 850 watts además de un receptor y una unidad de continuidad. Funciona gracias a la alimentación de una batería. La manera en la que son realizadas las mediciones puede ser automatizada, pero debido a que no se contó con cables inteligentes, ni con un módulo para automatizar la adquisición (switch box), las mediciones se realizaron de manera convencional.

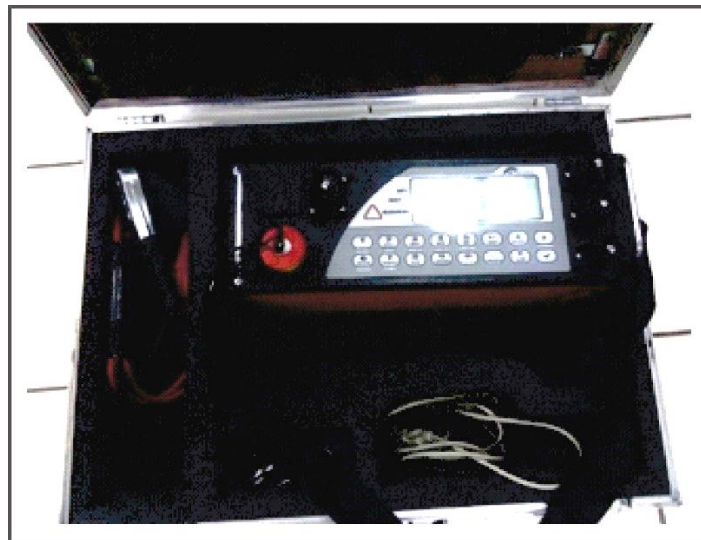


Figura 18. Equipo ARES utilizado para la adquisición de los datos de prospección eléctrica.

- Dos carretes de cable de 100 metros y dos carretes de 50 metros.

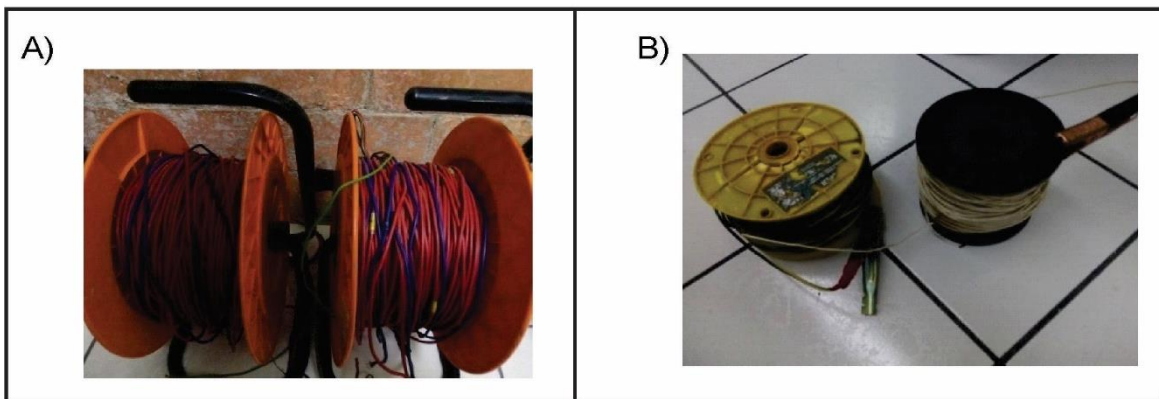


Figura 19. Carretes de cable de 100 metros (A) y carretes de cable de 50 metros (B).

- 36 electrodos de acero que fueron utilizados para realizar los levantamientos de tomografía eléctrica de resistividad y 4 electrodos de acero inoxidable empleados para realizar los tendidos de potencial con la finalidad de reducir la polarización.



Figura 20. Electroodos.

4.1.2 Equipo para sísmica de refracción.

El dispositivo de medición consta de una fuente con la que se generan las ondas mecánicas, que en este caso consistió en la caída de una masa pesante, aunque también puede ser una carga explosiva, sobre una línea de receptores sonoros o geófonos, equidistantes entre sí y un aparato registrador. A continuación, se menciona el equipo que fue utilizado para este trabajo.

- Un sismógrafo de la marca Geometrics y modelo Geode de doce canales.



Figura 21. Equipo Geode utilizado para realizar sismica de refracción.

- Carrete de cable en serie para prospección, a donde se conectan los geófonos.



Figura 22. Carrete de cable en serie para prospección.

- Un marro con el que fueron realizados los impactos o disparos y que generan las ondas sísmicas.



Figura 23. Marro utilizado para los disparos de sismica.

- Una placa de acero que es la que recibe el impacto del marro.



Figura 24. Placa de acero.

- Batería de 12 volts utilizada como fuente de alimentación del Geode.



Figura 25. Batería

- Doce geófonos para los perfiles.



Figura 26. Geófonos.

4.1.3 Equipo Adicional

- Un GPS de mano, de la marca Garmin, modelo Etrex 10 con el que se obtuvieron las coordenadas en el área de estudio.



Figura 27. GPS de mano.

- Un ordenador a donde fueron grabados y visualizados los datos de prospección sísmica y eléctrica.

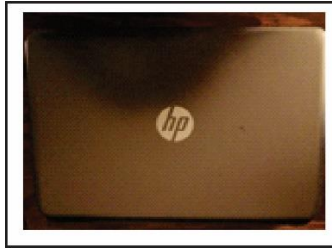


Figura 28. Ordenador.

- Dos cintas de la marca Truper, de fibra de vidrio y carcasa de plástico que se usaron para tomar las longitudes de los tendidos, distancia entre los mismos, además de la profundidad a la que se encontraba la superficie del agua en los pozos.



Figura 29. Cintas métricas marca Truper.

- Tres mazos empleados para clavar los electrodos.



Figura 30. Marros.

- Una batería de automóvil utilizada para abastecer de energía los equipos de 12 volts.



Figura 31. Batería de auto de 12 volts.

4.2 Adquisición de los datos de campo

4.2.1 Medidas del nivel estático de los pozos excavados

Previo a los diferentes estudios de geofísica aplicados, se realizó un recorrido en el área de estudio, en donde se tomaron las medidas con una cinta métrica del nivel estático en los dos pozos de agua, con la finalidad de determinar el nivel freático aproximado en la zona. A continuación, se hace una breve descripción de ambos pozos.

Pozo sin problemas de contaminación.

Con una cinta métrica se obtuvieron las medidas del pozo que fueron de 0.75 metros de construcción, 5.42 metros del relieve a el espejo de agua y 1.83 metros de tirante de agua. La profundidad medida resulto en 10.20 metros, además con un GPS de mano se obtuvo la altitud, que fue de 331 metros sobre el nivel del mar. El diagrama con las diferentes medidas tomadas se puede observar en la Figura 32.

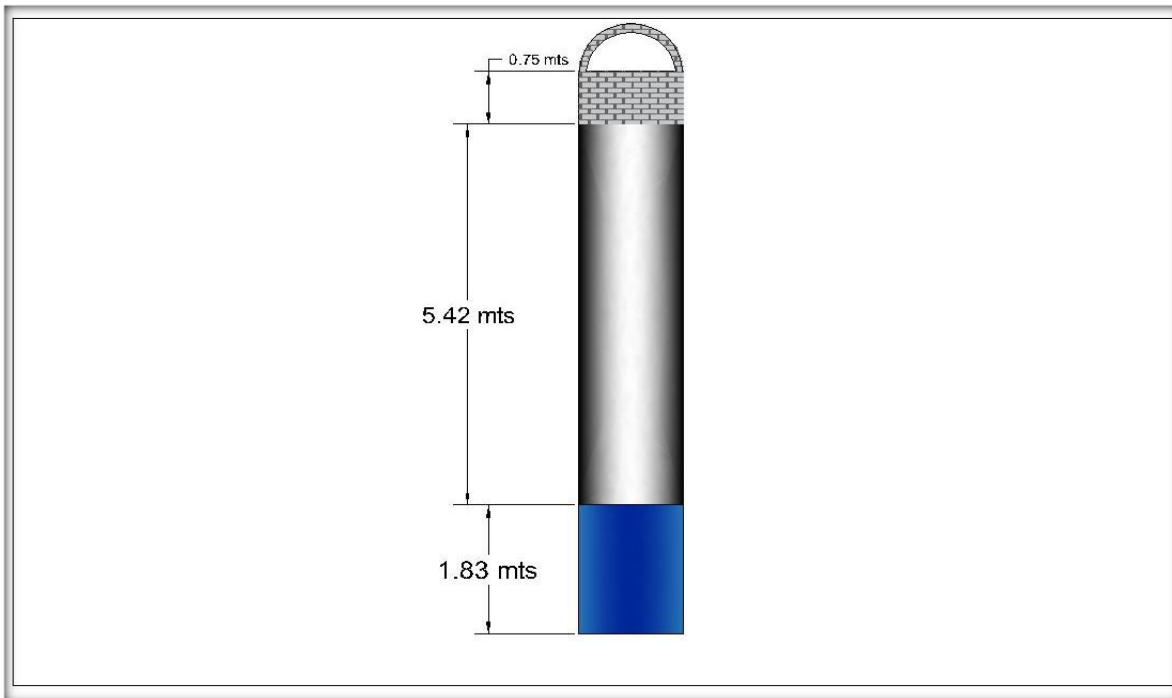


Figura 32. Diagrama de pozo con agua limpia.

Pozo con problemas de contaminación.

Con una cinta métrica se obtuvo la profundidad a la que se encontraba el nivel estático del agua en ese momento. La profundidad medida resulto en 10.20 metros, además con un GPS de mano se obtuvo la altitud, que fue de 328 metros sobre el nivel del mar. El diagrama con las diferentes medidas tomadas se puede observar en la Figura 33.

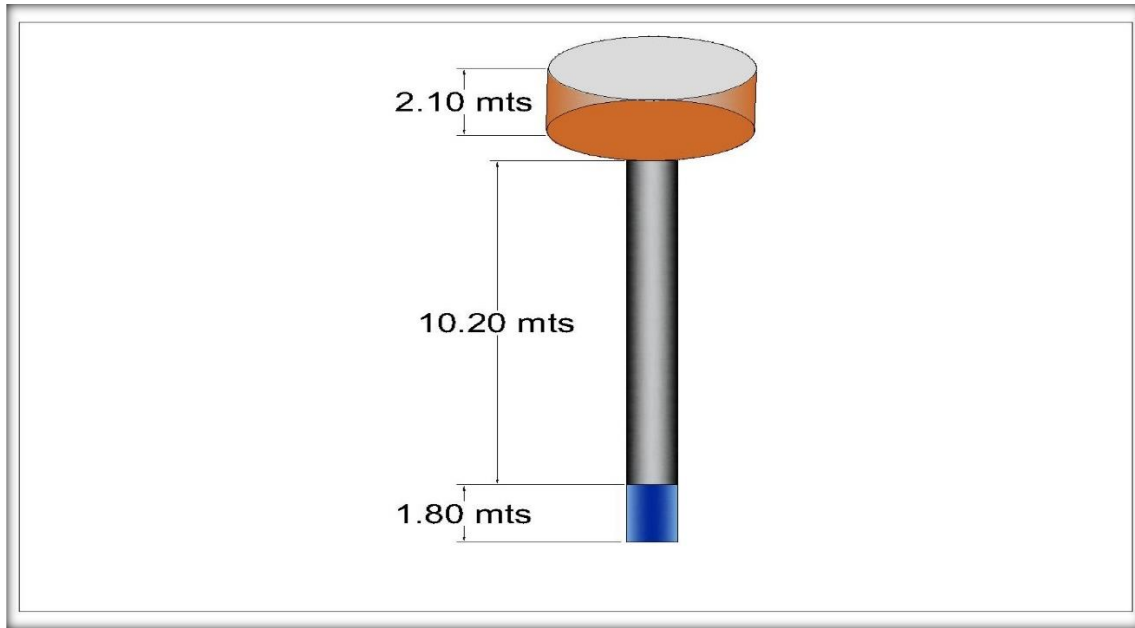


Figura 33. Diagrama del pozo con agua contaminada

4.2.2 Adquisición de los datos de tomografía de resistividad eléctrica

En el área de estudio se realizaron un total de 3 perfiles de tomografía de resistividad, empleando un arreglo Wenner-Schlumberger, con una separación entre electrodos de 4 metros. Las primeras dos tomografías de resistividad eléctrica se llevaron a cabo en el predio a donde se encuentra el pozo que provee agua en buen estado (TE1, TE2, Figura 34), mientras que la tercera tomografía de resistividad eléctrica se llevó a cabo en el terreno sobre el que se tiene considerado excavar el nuevo pozo (TE3, Figura 35). La longitud de los dos tendidos que fueron realizados sobre el predio a donde se encuentra el pozo con agua limpia fue de 60 metros (TE1, TE2), mientras que el que fue hecho sobre el terreno que será utilizado para construir el nuevo pozo fue de 80 metros (TE3).

Núm. de tendido	Coordenadas UTM de inicio	Coordenadas UTM finales	Altitud inicial (msnm)	Altitud final (msnm)
Tendido 1 (TE1)	14 Q 735883.00 m E 2138756.00 m N	14 Q 735823.00 m E 2138755.00 m N	330	332
Tendido 2 (TE2)	14 Q 735886.00 m E 2138748.00 m N	14 Q 735863.00 m E 2138800.00 m N	327	329
Tendido 3 (TE3)	14 Q 736324.00 m E 2138958.00 m N	14 Q 736399.00 m E, 2138991.00 m N	348	351

Tabla 4. Localización geográfica de los perfiles de tomografía de resistividad eléctrica.

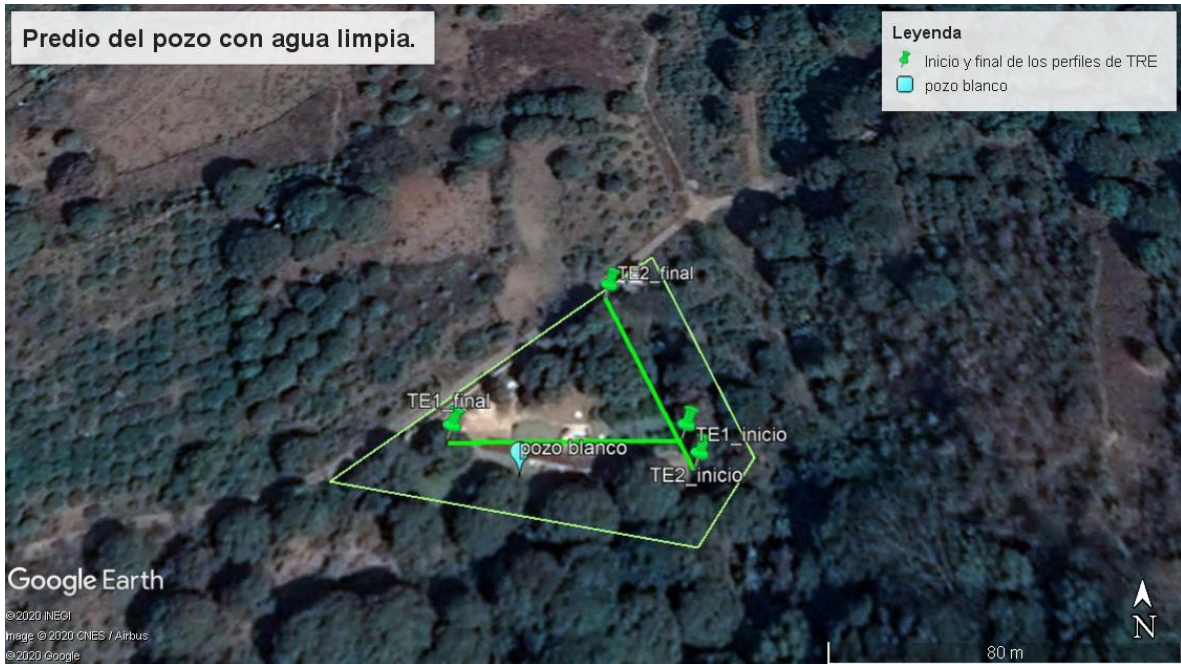


Figura 34. Imagen Predio donde se encuentra el pozo con agua limpia con los perfiles de la tomografía uno (TE1) y tomografía dos (TE2) Modificada de Google Earth, (2020).



Figura 35. Imagen Predio a donde se planea construir el nuevo pozo con el perfil de la tomografía número 3 (TE3). Modificada de Google Earth, (2020).

4.2.3 Adquisición de los datos de sísmica de refracción

Para la adquisición de los datos en campo se utilizó el software *Geometrics Seismodule Controller*, que funciona con el sismógrafo Geode y otros. Este software proporciona una solución flexible para las necesidades durante el levantamiento ya que guarda los sismogramas de manera sencilla. Ya sea que se esté haciendo sísmica de refracción o reflexión, o una adquisición especializada, como topografía marina, perfilado de sub-fondo o monitoreo.

El programa de adquisición de datos de sísmica de refracción consistió en realizar un total de 4 perfiles con un Geode. Cada perfil estuvo conformado por doce geófonos, separados entre sí por una distancia de 5 metros; llegando a una longitud total de 55 metros. En todos los perfiles se realizaron 5 disparos, el primero fue 5 metros antes del primer geófono, el segundo a los 13.75 m, el tercero a los 27.5 m, el cuarto a los 41.25 m y por último el quinto a los 60 metros.

Núm. Geófonos.	Longitud del tendido,	Distancia entre geófonos. (m)	Puntos de disparo por perfil.	Impactos por punto.	Filtros aplicados.	Sample interval.	Record length.
12	55	5	5	5	No se aplicaron	0.125 msc	0.128 sec

Tabla 5. Especificaciones técnicas de los perfiles de sísmica de refracción.

Los primeros tres perfiles de sísmica se llevaron a cabo sobre el afloramiento del lahar, dentro del área perteneciente al hotel, y en el predio destinado para la construcción del nuevo pozo respectivamente (Figura 36). El primer perfil se realizó sobre el camino (sin pavimentar) que da acceso al lugar (T1), el segundo perfil (T2) se llevó a cabo sobre la misma línea del perfil número tres de tomografía eléctrica (TE3), en el terreno a donde se tiene considerado excavar el nuevo pozo y el tercero se hizo en el estacionamiento del hotel.

El perfil número cuatro de sísmica de refracción (T4), se realizó sobre la misma línea del perfil número dos de tomografía eléctrica de resistividad (TE2), a un costado del pozo blanco (Figura 37). Los detalles de la localización geográfica de los perfiles de sísmica de refracción se muestran a continuación en la Tabla 6.

SÍSMICA DE REFRACCIÓN			
	Distancia del punto de tiro al primer geófono. (m)	Coordenada de inicio del perfil. (UTM)	Coordenada final del perfil. (UTM)
(T1)	60 m	14 Q 736274.00 m E	14 Q 736334.00 m E
	41.25 m	2138953.00 m N	2138982.00 m N
	27.5 m	altitud: 345 msnm	altitud: 347 msnm
	13.75 m		
	- 5 m		
(T2)		14 Q 736402.00 m E	14 Q 736341.37 m E
	60 m	2138992.00 m N	2138970.47 m N
	41.25 m	altitud: 348 msnm	altitud: 351 msnm
	27.5 m		
	13.75 m		
	-5 m		
(T3)			
	60 m	14 Q 736302.00 m E	14 Q 736362.00 m E
	41.25 m	2139054.00 m N	2139044.00 m N
	27.5 m	altitud: 341 msnm	altitud: 343 msnm
	13.75 m		
	-5 m		
(T4)			
	60 m	14 Q 735817.00 m E	14 Q 735878.00 m E
	41.25	2138757.00 m N	2138754.00 m N
	27.5 m	altitud: 329 msnm	altitud: 327 msnm
	13.75 m		
	-5 m		

Tabla 6. Localización geográfica de los perfiles de sismica de refracción.

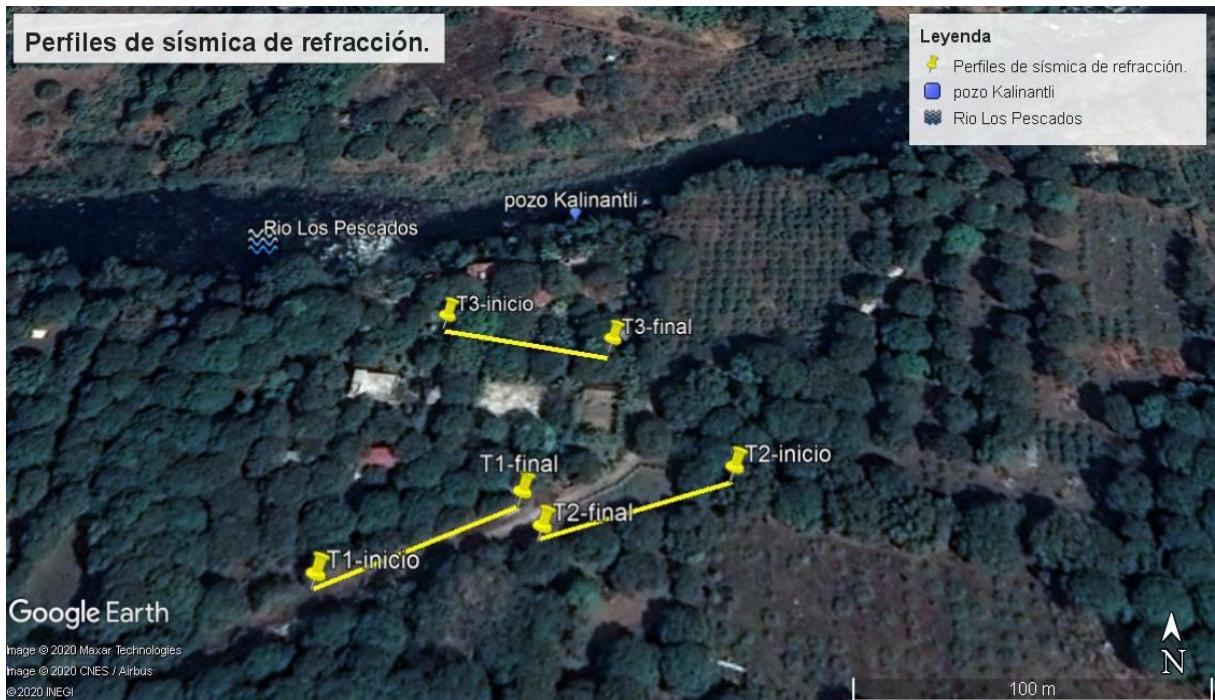


Figura 36. Imagen de perfiles de sísmica de refracción (T1-T2-T3) Modificada de Google Earth, (2020).



Figura 37. Imagen de perfil de sísmica de refracción (T4). Modificada de Google Earth, (2020).

4.2.4 Adquisición de los datos de potencial espontáneo

La adquisición de datos de potencial espontáneo consistió en realizar una malla con un total de 5 perfiles y una estación base. Cada perfil estuvo conformado por 21 mediciones de voltaje y una separación entre electrodos de 4 metros; llegando a una longitud total de 80 metros (Figura 38). Así mismo en cada punto de medición se tomó la coordenada y la hora. En la Tabla 7, que se encuentra en el anexo 6, se exponen de manera clara la información referente al método de potencial espontáneo durante la campaña de adquisición de datos en campo.

Núm. de perfil.	Coordenadas de inicio del perfil.	Coordenadas de fin del perfil.
SP1	736316 m E, 2138954 m N m N	736391 E, 2138985 m N
SP2	736319.03 m E, 2138951.12 m N	736395 m E, 2138977 m N
SP3	736319 m E, 2138945 m N	736396 m E, 2138965 m N
SP4	736318 m E, 2138941 m N	736392.63 m E, 2138943.09 m N
SP5	736299 m E, 2138962 m N	736371.18 m E, 2139000.19 m N

Tabla 7. Localización geográfica de los perfiles de potencial espontáneo.



Figura 38. Mallado con los cinco perfiles de potencial espontáneo (SP1-SP2-SP3-SP4-SP5) Modificada de Google Earth, (2020).

4.3 Procesamiento de los datos

4.3.1 Procesamiento de tomografía eléctrica de resistividad (Software RES2DINV)

El procesamiento de los datos de tomografía eléctrica consistió fundamentalmente en llevar a cabo un modelamiento bidimensional de las resistividades del subsuelo a partir de los perfiles. El software que fue utilizado para realizarlo es el *RES2DINV*® de Geotomo Software™. Con este software se puede hacer el modelado completo en dos dimensiones (2D) de perfiles eléctricos en superficie de configuraciones electrónicas convencionales, siendo para este trabajo el arreglo Wenner-Schlumberger.

En este trabajo, los datos durante la adquisición fueron registrados y guardados en el equipo y respaldados en una libreta de campo. Los datos a su vez fueron descargados del equipo de forma manual con el software “*ARES v5.4*” en un archivo “.ves”.

Para que no se genere un error y los datos puedan ser leídos por el software *RES2DINV*, el archivo deberá llevar la extensión “.dat”, además dependiendo del tipo de arreglo electrónico que haya sido utilizado y los datos topográficos obtenidos, la hoja de trabajo tendrá un orden específico en los datos (véase anexo 1).

Sin embargo, aún se debe hacer una depuración de los datos que estén muy desfasados con respecto al resto, para así disminuir el error RMS. Este tipo de datos anómalos generalmente están relacionados con ruido durante la adquisición de los datos y pueden conllevar a interpretaciones erróneas. Cabe mencionar que fueron muy pocos los datos que se eliminaron.

Para obtener una mejor calidad de resultados se pueden manipular otros factores como son el método de inversión o el valor del factor de amortiguamiento. En esta opción, se puede establecer el valor inicial para el factor de amortiguamiento, así como el factor de amortiguamiento mínimo. Si el conjunto de datos es muy ruidoso, se debe utilizar un factor de amortiguamiento relativamente grande en el valor inicial de amortiguación, por ejemplo, 0.3, debido a que los valores de resistividad estarán más dispersos durante las iteraciones. Si el conjunto de datos es menos ruidoso, se recomienda utilizar un factor de amortiguamiento inicial menor, por ejemplo 0.1. La subrutina de inversión reducirá el factor de amortiguamiento después de cada iteración, debido a que por cada iteración generalmente el error cuadrático medio (RMS) disminuye, por lo tanto, la dispersión de los valores de resistividad también, lo que permite disminuir el factor de amortiguamiento. Sin embargo, se debe establecer un límite mínimo para el factor de amortiguamiento, esto con la finalidad de estabilizar el proceso de inversión. El valor mínimo normalmente debe establecerse en aproximadamente una quinta parte del valor del factor de amortiguamiento inicial (Geoelectrical Imaging 2D & 3D , 2010).

También podemos cambiar el método de inversión que dará origen al modelo 2D de tomografía eléctrica de resistividad, de un método de mínimos cuadrados amortiguados a un método cuasi-Newton o la combinación de ambos. Para llevar a cabo los modelos de inversión en este trabajo se utilizó el método por default del programa, que es el de mínimos cuadrados amortiguados, ya que por la cantidad de datos no fue necesaria una inversión robusta con el método cuasi-Newton.

Dado que la resolución del método de resistividad disminuye con la profundidad, el factor de amortiguamiento utilizado en la inversión de datos con el método de mínimos cuadrados normalmente también se incrementa con la profundidad. Esto se hace para estabilizar el proceso de inversión. Normalmente, el factor de amortiguamiento se incrementa 1.05 veces con cada capa (Geoelectrical Imaging 2D & 3D, 2010). Para finalizar, se puede cambiar el número de iteraciones entre otras cosas. La manipulación de los datos, así como el número de iteraciones que se realizan y la selección del método de inversión depende de cada geofísico, basado en su experiencia y conocimientos, ya que él interpreta los datos desde su punto de vista. Para las tres tomografías llevadas a cabo, el valor mínimo del factor de amortiguamiento fue de 0.015 debido a que después de la cuarta iteración el RMS no disminuía notablemente, mientras que el valor inicial fue de 0.160, esto considerando que los valores de resistividad no fueron ruidosos, por último, fue utilizado un valor de incremento por cada capa de 1.05 veces debido a que el estudio fue relativamente superficial. Las pseudosecciones de las tres tomografías, con estos valores para el factor de amortiguamiento se muestran en el anexo 2.

A continuación, se muestra el análisis de dos pseudosecciones con valores distintos en el factor inicial de amortiguamiento, utilizando la tomografía eléctrica número uno y aplicando cuatro iteraciones, esto con la finalidad de hacer una comparación entre un valor mayor en el factor inicial de amortiguamiento y el factor final de amortiguamiento

En el primer caso (Figura 39) se aplicó un valor de amortiguamiento inicial de 0.160, que fue el que se empleó para las pseudosecciones que se muestran en los resultados, el error cuadrático medio arrojado para este caso fue de 7.8 %. Mientras que en el segundo caso (Figura 40) se colocó un valor de 0.300 en el factor inicial de amortiguamiento, y después de cuatro iteraciones la pseudosección mostró un error cuadrático medio de 8.1 %. El resultado de esta comparación fue que el error cuadrático medio disminuyó un 3% aplicando el valor menor en el factor inicial de amortiguamiento, mientras que, al ir aumentando el factor inicial de amortiguamiento, el error cuadrático medio aumento de 7.8 % a 8.1 %.

La disminución en el error cuadrático medio, sin dejar de lado la geología y la coherencia del modelo, indica que el valor del factor inicial de amortiguamiento es apropiado para nuestro caso de estudio.

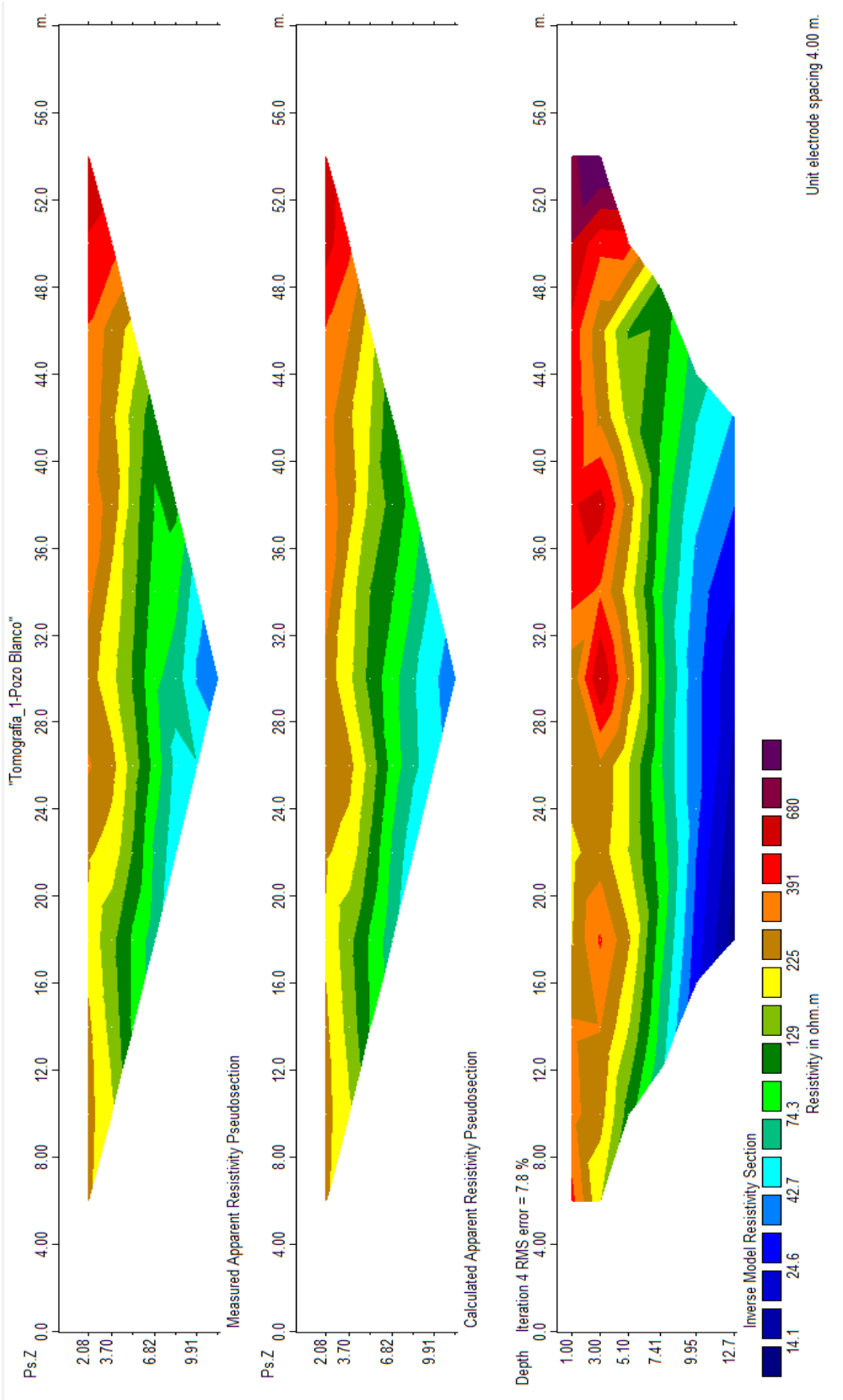


Figura 39. Pseudosección de tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1), con un valor en el factor inicial de amortiguamiento de 0.160 y un error cuadrático medio de 7.8 %.

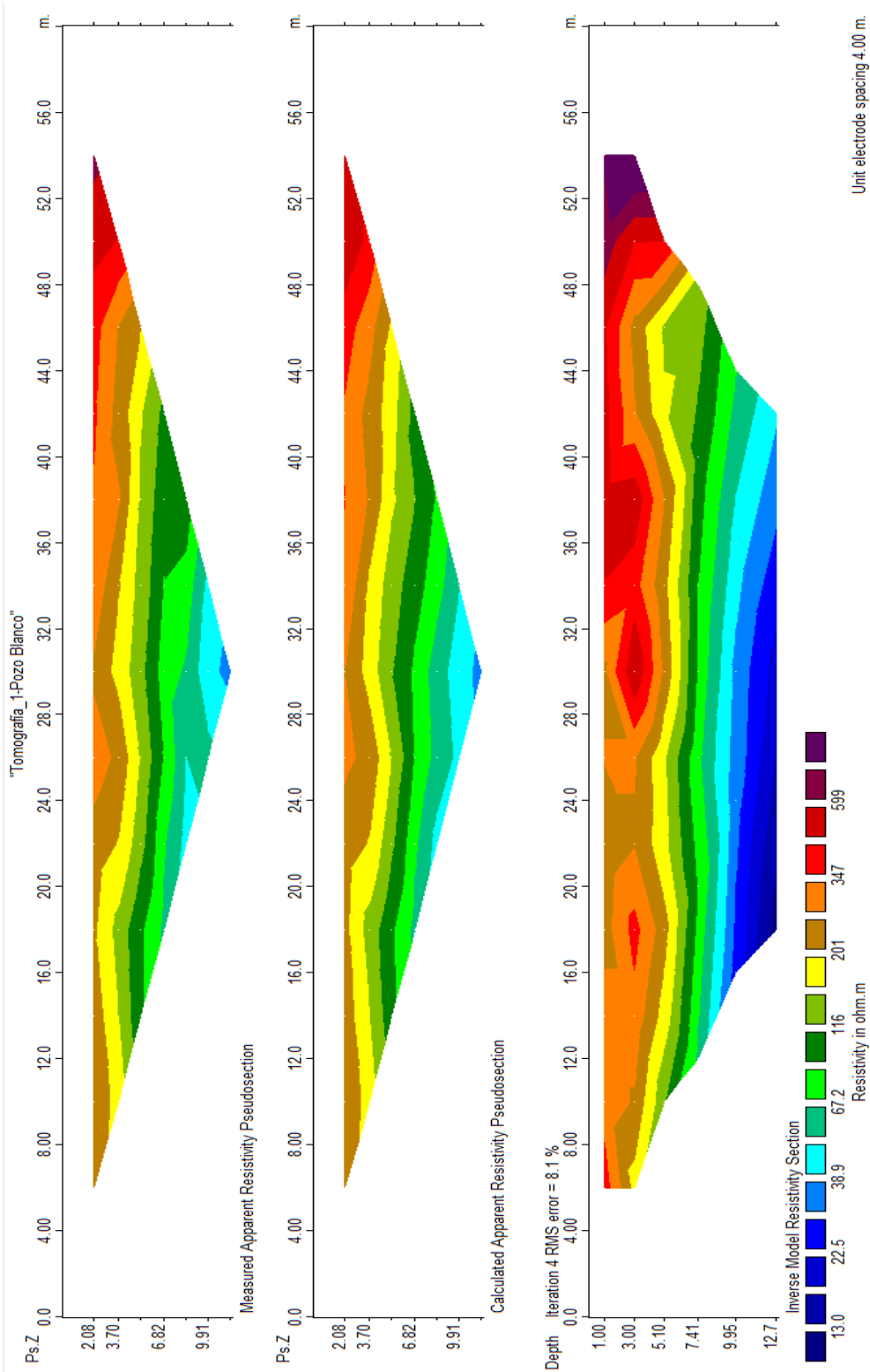


Figura 40. Pseudosección de tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1), con un valor en el factor inicial de amortiguamiento de 0.300 y un error cuadrático medio de 8.1 %.

4.3.2 Procesamiento de potencial espontáneo (Software Oasis Montaj 8.3.3)

El procesamiento de los datos de potencial espontáneo consistió fundamentalmente en llevar a cabo un mapeo con base en los voltajes del subsuelo obtenidos en superficie, mediante la aplicación de una interpolación con el método de mínima curvatura (Figura 41). El software utilizado para aplicar dicha interpolación fue el *Oasis Montaj versión 8.3.3* de la compañía Geosoft. Con este software se puede hacer el mapeo, modelamiento y análisis en dos dimensiones (2D) y tres dimensiones (3D) de diferentes propiedades físicas, empleando las coordenadas del punto de medición y del parámetro medido, a partir de un algoritmo de interpolación, con el que finalmente se obtiene un mallado o cuadrícula, que para este trabajo se encuentra localizado en el terreno destinado para la excavación del nuevo pozo. Si se desea resaltar o atenuar cuerpos o señales de interés durante el procesamiento es posible aplicar una serie de filtros que también ofrece el software. Primeramente, los datos obtenidos en campo se transcribieron de forma manual a una hoja de cálculo en el programa Excel, en donde también se colocaron las coordenadas de cada punto SP medido. Posteriormente fueron importados como un archivo ".dat" al programa *Oasis Montaj 8.3.3* en donde se aplicó la interpolación de mínima curvatura para obtener el mapa de SP.

Los filtros matemáticos sirven para resaltar señales que sean de interés en nuestro estudio y descartar otras tantas que no son de interés, permitiendo así aislar la respuesta obtenida para que de esta forma podamos hacer una mejor interpretación de los mapas, es por ello que fueron aplicados diferentes filtros que proporciona el programa *Oasis Montaj 8.3.3*, como pasa bajas, que deja pasar longitudes de onda mayores, con poca o ninguna reducción, pero reducen enormemente las cortas, para eliminar el efecto causado por la vegetación y humus en la señal de SP, de la misma manera, con el objetivo de localizar otras zonas que pudieran generar potenciales eléctricos naturales menores o negativos a una mayor profundidad se emplearon los filtros de primera derivada vertical, para resaltar anomalías superficiales de SP, por encima del cuerpo de agua, que nos permitieran identificar zonas de infiltración someras, la segunda derivada vertical es una transformación matemática que tiene el efecto de acentuar la longitud de onda menor (fuente menos profunda) de los componentes a expensas de la longitud de onda larga y con esto poder resaltar las anomalías negativas de SP superficiales. Debido a que al incrementar el orden de la derivada se amplifican las frecuencias altas y con esto el riesgo de resaltar el ruido se decidió solo emplear hasta la segunda derivada vertical. Los mapas con los filtros matemáticos que fueron aplicados a los datos de potencial espontáneo se muestran en el anexo 7.

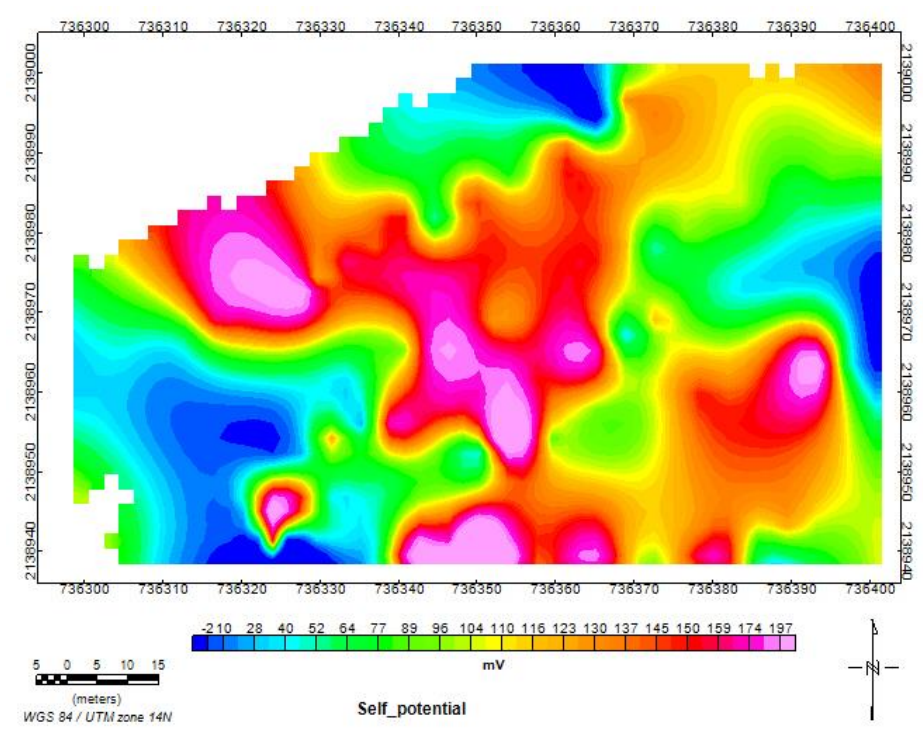


Figura 41. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.

4.3.2 Procesamiento de sísmica de refracción (SeisImager/2DTM)

El procesamiento de los datos de sísmica de refracción consistió fundamentalmente en llevar a cabo modelos de velocidad, basados en los diferentes tiempos de arribo de las ondas primarias. El software que fue utilizado para realizar los modelos de velocidad es el *SeisImager/2DTM*. Para este trabajo solo se utilizaron dos módulos, que fueron el *PickwinTM* y el *PlotrefaTM* (Geometrics, 2009). Con los cuales se pueden hacer modelos en dos dimensiones (2D) de los sismogramas. Es así que el procesamiento de datos que se lleva a cabo para obtener el modelo, al igual que en prospección eléctrica, es una inversión.

La inversión de datos consiste en utilizar las distancias entre los puntos de energización y de recepción, junto con los tiempos de los primeros arribos de las señales sísmicas, que usualmente es el de las ondas primarias y directas, para elaborar las dromocronas (curvas tiempo distancia), de las que se obtienen las velocidades de cada uno de los estratos, su espesor, profundidad, forma e inclinación, llegando así a un modelo de velocidades del subsuelo que pueda considerarse “real”.

En muchas situaciones geológicas, los refractores del subsuelo pueden aproximarse a superficies planas sobre la extensión paralela a la línea de refracción.

En tales casos, se supone que las gráficas de tiempo de viaje observadas se derivan de un conjunto de capas planas y se analizan para determinar las profundidades y las caídas de refractores planos individuales (Kearey, 2002).

Para llevar a cabo la inversión de los datos, lo primero que se debe hacer es la digitalización (migración) de éstos al programa *Pickwin*TM. Aquí los datos que estaban contenidos en archivos con la extensión “.dat” se muestran como sismogramas que serán leídos por el programa *Pickwin*TM. El objetivo principal de este paso durante el procesamiento es marcar los primeros arribos de las ondas primarias y directas (Figura 42). Cada una de las trazas nos permite observar los diferentes arribos de las ondas en los sismógrafos. En este trabajo se procesaron 5 sismogramas por cada perfil, señalando los puntos de llegada de las ondas sísmicas a cada receptor, con lo que posteriormente fueron construidas las dromocronas. Los sismogramas se pueden observar en el anexo 3.

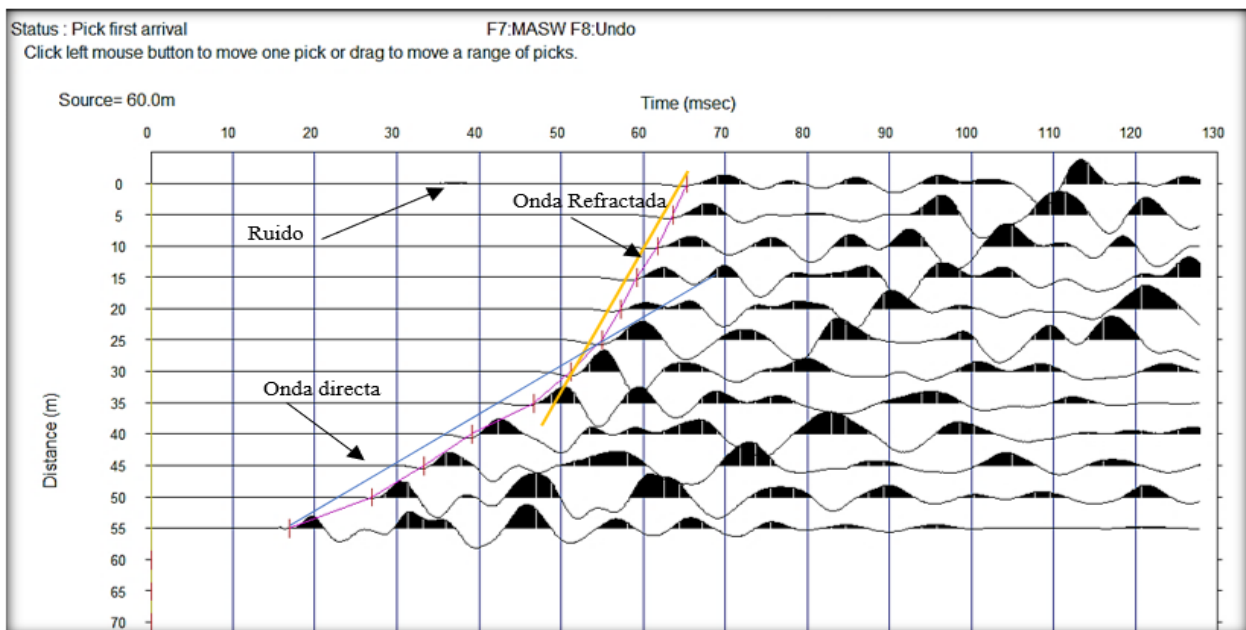


Figura 42. Primer sismograma del tendido tres (T3), con fuente en el metro 60. En color rojo las marcas de los primeros arribos de las ondas. La línea amarilla muestra la onda de refracción crítica y la azul la onda directa.

Para poder asignar las diferentes capas, ya sean dos o tres, además de crear el modelo de velocidades, a partir de la inversión de datos, se empleó el módulo *Plotrefa*TM. El algoritmo de inversión que emplea el software es el *Time-term*, en el que se puede elegir el número de capas, dependiendo de los cambios en la pendiente de las dromocronas, que usualmente indican un cambio de facie o de las propiedades sísmicas del medio sobre el que se propaga la onda. Con base en lo observado en las dromocronas, se llegó a la conclusión de que existen dos cambios de pendiente, lo que nos sugiere la presencia de tres capas refractoras en nuestra

zona de estudio (Figura 43). Las gráficas de velocidad vs distancia del procesamiento de los sismogramas se muestran en el anexo 4.

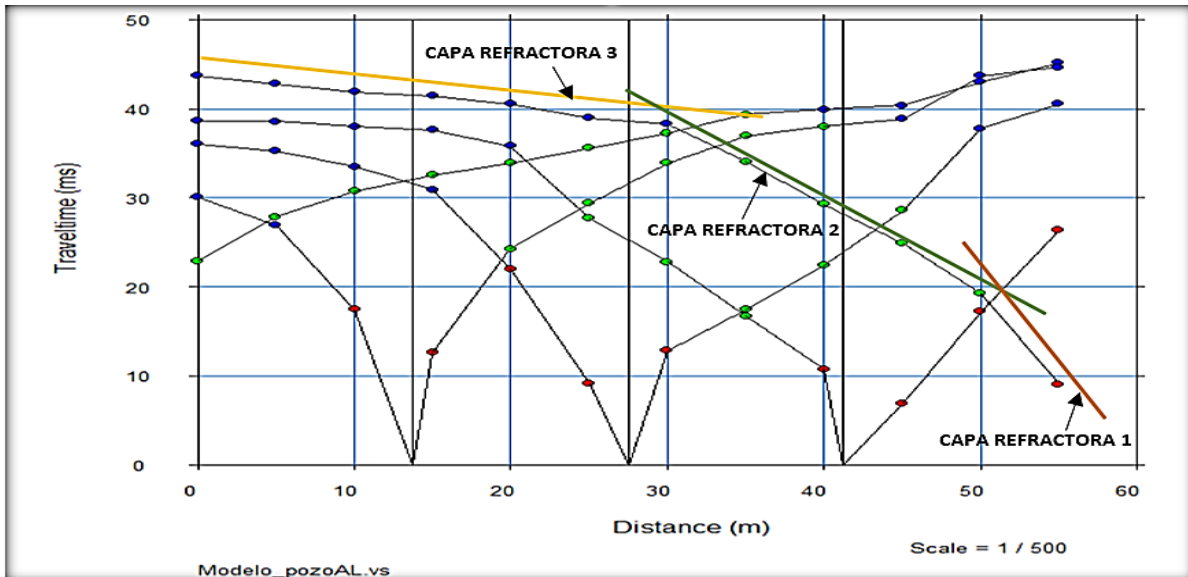


Figura 43. Gráfica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número cuatro (T4). La línea en color rojo muestra la pendiente de la capa refractora uno, la línea verde la pendiente de capa dos y la línea amarilla la pendiente la capa tres.

Para finalizar, lo que se obtiene después del proceso de inversión, es un modelo de velocidades (Figura 44), que consiste en una gráfica o plot que muestra la elevación o profundidad en el eje de las ordenadas, en este caso en metros, contra la distancia en el eje de las abscisas, igualmente en metros, en la cual se pueden observar los diferentes refractores del suelo caracterizados a partir de las velocidades calculadas de las ondas volumétricas primarias, también llamadas ondas longitudinales.

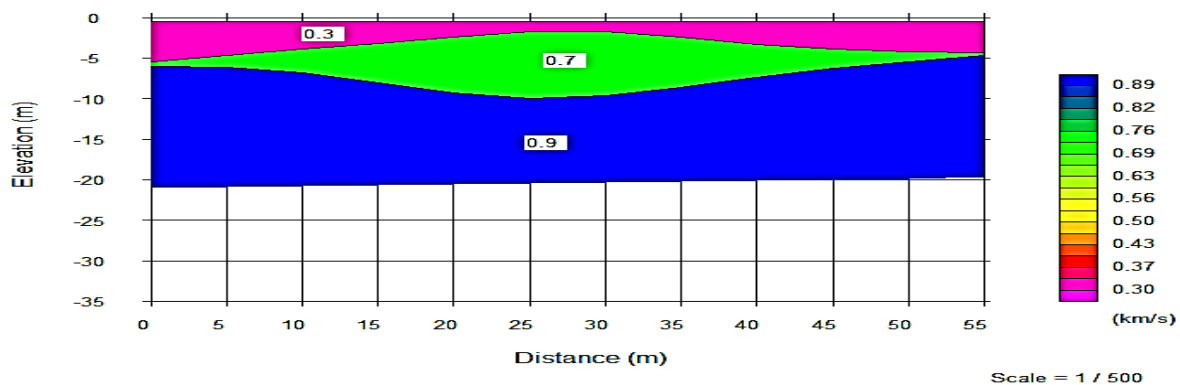


Figura 44. Modelo de velocidades de la tomografía uno (T1), después de marcar los primeros arribos en los sismogramas y los cambios de pendiente en las dromocronas.

Para todos y cada uno de los métodos llevados a cabo en este trabajo y en cualquiera, si resultan interpretaciones conflictivas a la hora de analizar los resultados, entonces es necesario volver atrás y comprobar todas y cada una de las

etapas de la adquisición, procesamiento e interpretación de datos con el fin de localizar el problema y resolverlo. Después de todo, el mismo suelo en las mismas condiciones físicas debe dar lugar al mismo modelo independientemente del método que se utilice para obtenerlo.

5. Resultados

5.1 Interpretación de tomografías eléctricas de resistividad

5.1.1 Tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1).

La tomografía de resistividad número uno (TE1, Figura 45), fue realizada a unos metros del pozo que no tiene problemas de contaminación, cerca del afloramiento antes mencionado. Al igual que en la tomografía dos (TE2) se llegó a la conclusión, con base en el modelo de resistividades, de que existe presencia de material pétreo relativamente seco en los primeros metros, igualmente se observaron algunas anomalías con los valores más elevados de resistividad que sugieren la presencia de otra clase de roca.

El modelo mostró un error cuadrático medio del 7.5% tras 4 iteraciones. El valor máximo de resistividad corresponde a 1486 Ωm , mientras que el valor mínimo es de 13.10 Ωm . En esta tomografía las resistividades asociadas fueron muy parecidas a las obtenidas en la número dos, debido a la corta distancia que hubo entre ambas tomografías, además de que las dos se realizaron a escasos metros del pozo sin problemas de contaminación.

Primeramente, los valores de resistividad que tuvieron valores de 350 a 50 Ωm fueron atribuidos a un depósito de material pétreo con granulometría variada, sin contenido de agua en sus poros, alcanzando profundidades de 7.5 a 10 metros, mostrados en color verde, amarillo y marrón (unidad resistiva 1 en la Figura 45). A partir de estas profundidades fue posible observar que los poros del material pétreo se encuentran saturados con agua. Los valores de resistividad que definen a esta zona van de 50 a 13.10 Ωm y se visualizan en color azul (unidad resistiva 3 en la Figura 45), cabe mencionar que la profundidad de la zona saturada de agua va de los 7.5 a los 13 metros aproximadamente, según es posible observar en la tomografía.

Por último, las resistividades observadas en la TRE que muestran valores de 1486 a 350 Ωm , en color anaranjado, rojo y morado (unidad resistiva 2 en Figura 45) corresponden a un área con menor saturación o clase de roca con una composición mineralógica diferente, debido a que se muestran como anomalías asimétricas y en

forma de lentes dentro del perfil, alcanzando resistividades de hasta $1486 \Omega\text{m}$. Estas rocas se pueden observar muy superficialmente, no formado un estrato sino más bien como zonas de alta resistividad dentro del depósito de material pétreo.

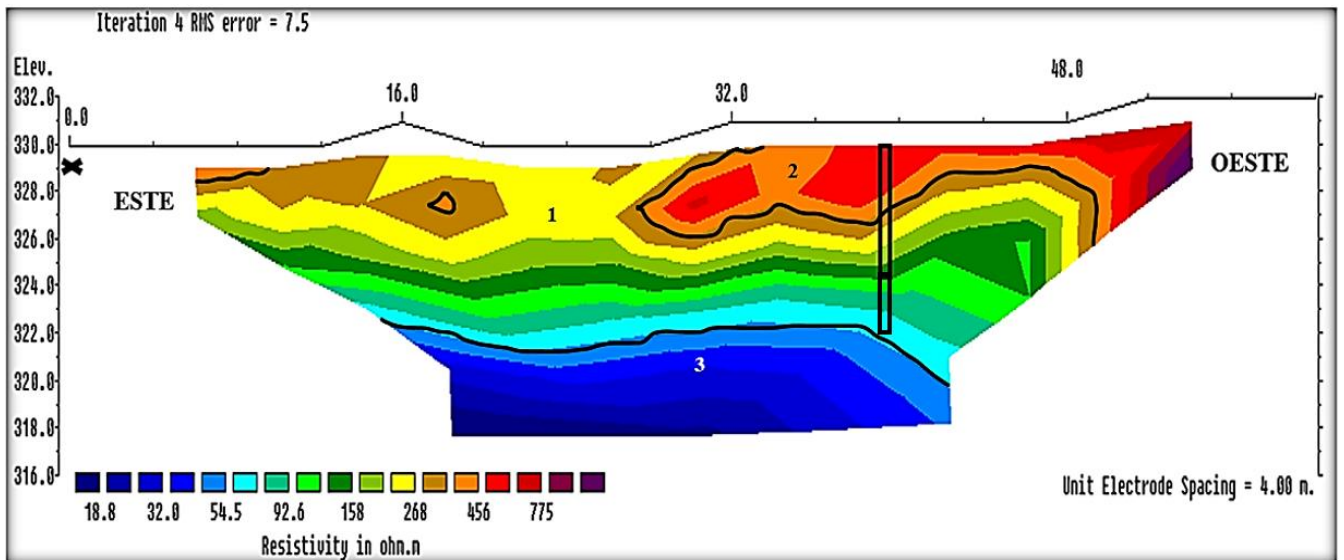


Figura 45. Tomografía de resistividad eléctrica número uno (TE1) con tres unidades resistivas. El rectángulo representa la ubicación aproximada y profundidad medida del pozo con agua limpia, la "x" marca la intersección entre la TE1 y TE2.

5.1.2 Tomografía eléctrica de resistividad número dos (TE2).

Para la tomografía eléctrica de resistividad dos (TE2, Figura 46) el modelo muestra un error cuadrático medio del 8.9% tras 4 iteraciones. El valor máximo de resistividad corresponde a $1393.70 \Omega\text{m}$, mientras que el valor mínimo es de $8.14 \Omega\text{m}$. Los valores de resistividad que van de 350 a $50 \Omega\text{m}$, en color verde, amarillo, marrón y anaranjado (unidad resistiva 1 en la Figura 46) fueron asignados al depósito pétreo con granulometría variada, en la zona a donde el nivel del cuerpo de agua no logra saturar los poros. El espesor que abarca la zona de resistividad uno del lado izquierdo de la tomografía, es aproximadamente de 9 metros, mientras que en lado derecho llega a ser de casi 12 metros. Debajo de esta zona nuevamente fue posible visualizar valores de resistividad atribuidos a la presencia de poros saturados con agua, localizados aproximadamente después de los 9 metros de profundidad, del lado izquierdo de tomografía y a 12 metros del lado derecho, en donde las resistividades asociadas fueron de 50 a $8.14 \Omega\text{m}$, en color azul (unidad resistiva 3 en la Figura 46). En la tomografía se pueden observar en la parte central y lateral derecha, cuatro anomalías en color morado y rojo, con los valores más altos de resistividad. Algunas se muestran con una geometría irregular y otras en forma de lentes, además, su techo se encuentra muy próximo a la superficie. Tomando como base sus resistividades se llegó a la conclusión de que se trata de la misma

clase de roca visualizada en la tomografía uno, que igualmente presenta altos resistivos semejantes.

A estas rocas se les asociaron valores de resistividad que van de 1393.70 a 350 Ωm en color rojo y morado (unidad resistiva 2 en la Figura 46). De las cuatro anomalías la de mayor área llega hasta los 7 metros de profundidad. Al igual que en la tomografía uno, no se encuentran formando un estrato sino zonas dispersas dentro del depósito pétreo, generando los valores más altos de resistividad localizados en las tomografías de resistividad eléctrica.

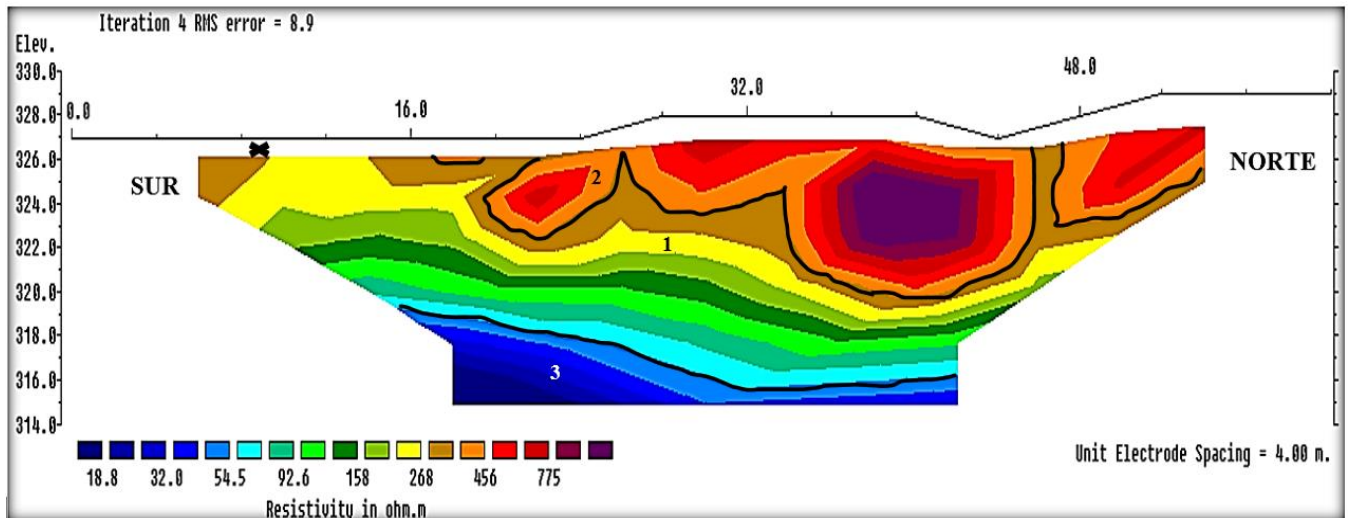


Figura 46. Tomografía de resistividad eléctrica número dos (TE2) con tres unidades resistivas. La “x” marca la intersección entre TE1 y TE2.

5.1.3 Tomografía eléctrica de resistividad número tres (TE3).

Para esta tomografía eléctrica de resistividad el modelo muestra un error cuadrático medio del 2.9% tras 6 iteraciones. El valor máximo de resistividad corresponde a 295.78 Ωm , mientras que el valor mínimo es de 15.23 Ωm .

En la TE3 (Figura 47) se puede observar en la parte central una anomalía, aparentemente simétrica mostrando los valores más altos de resistividad en color morado y rojo (unidad resistiva 3 en la Figura 47); estas anomalías tienen una geometría ovalada y su techo se encuentra próximo a la superficie del terreno, debajo de otras dos zonas de resistividad.

Con base en los valores de resistividad, que van de 50 a 295.78 Ωm , se determinó que las anomalías corresponden a un depósito pétreo sin contenido de agua. De la misma manera, se puede observar que entre ambas anomalías existe una discontinuidad con resistividades menores, en forma de “U”, que sugieren la presencia de una zona rellena de sedimentos, en donde la infiltración de agua

podría presentarse más fácilmente y que por su geometría podría indicar la presencia de un paleocanal.

En la parte superior del perfil podemos observar resistividades con valores mucho más reducidos en color azul, que se atribuyen a humus (unidad resistiva 1 en la Figura 47). Los valores de resistividad que le corresponden a la capa de suelo orgánico van de 15.23 a 48 Ωm y tienen un espesor de un metro, hasta dos metros aproximadamente en el lado derecho del perfil.

Subyaciendo a la anterior existe otra sección a la que se le atribuyeron valores que van de 48 a 130 Ωm en color verde, amarillo, marrón y anaranjado (unidad resistiva 2 en la Figura 47), estos valores de resistividad se asociaron a una zona con sedimentos sin presencia de agua en los poros. El espesor que corresponde a esta capa fue de 7 metros aproximadamente en el centro y de 4 metros hacia los flancos.

Así mismo, las resistividades que van de 48 a 95 Ωm localizadas en la parte inferior de la tomografía en color verde y amarillo (unidad resistiva 4 en la Figura 47) corresponden igualmente al depósito pétreo, con una mayor humedad, es decir la zona de transición, o bien, a un mayor porcentaje de arcillas (Zohdy et al. 1974; Basso et al., 2008; Naden et al., 2017). A esta sección se le designó un espesor de 3 metros.

Finalmente, las resistividades de mayor interés en nuestro estudio, que van de 15.23 a 48 Ωm , se visualizan en color azul en la parte inferior del perfil (unidad resistiva 5 en la Figura 47), y corresponden al intervalo del depósito pétreo saturado con agua, a una profundidad de 14 metros hasta los 16 metros. Este intervalo de resistividades dentro de la tomografía forma una capa con un espesor de 2 metros aproximadamente, aunque es probable que tenga continuidad a mayor profundidad.

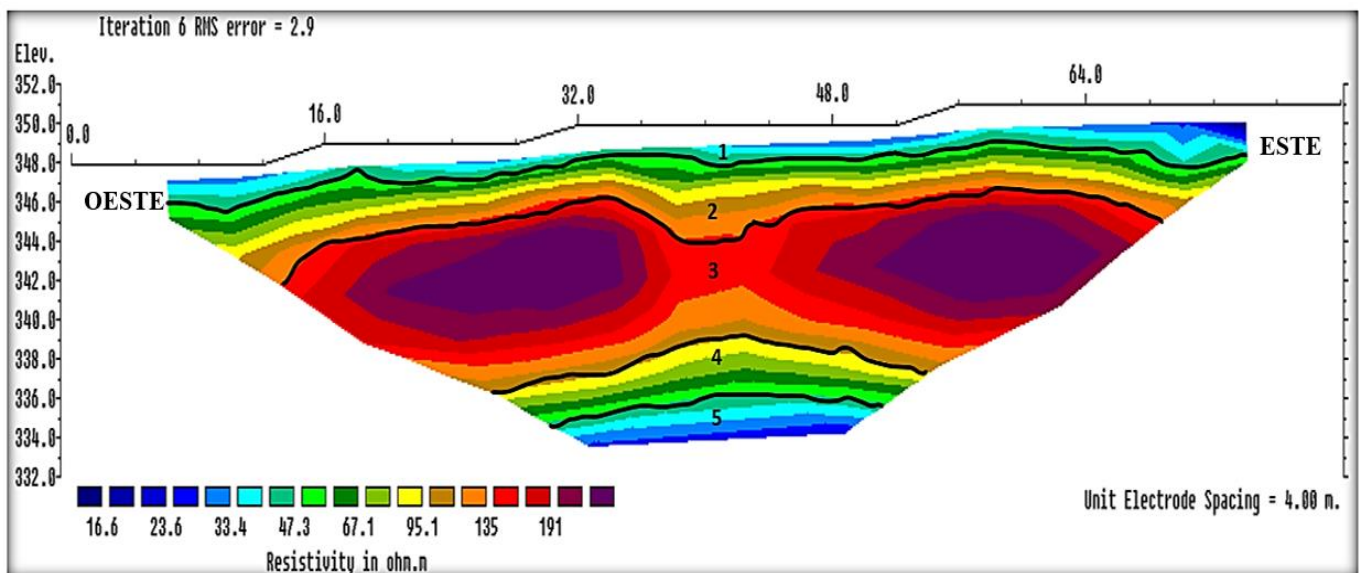


Figura 47. Tomografía de resistividad eléctrica número tres (TE3) con cinco unidades resistivas.

5.2 Interpretación de los modelos de velocidad

En todos los perfiles sísmicos que se realizaron se puede observar la presencia de una primera capa refractora superficial con velocidades de 200 y 300 m/s. Estas fueron asociadas, según la velocidad de los primeros arribos de la onda P, a suelo orgánico con sedimentos producto de la erosión e intemperismo.

En los perfiles sísmicos que se realizaron probablemente sobre la extensión del lahar Los Pescados (T1-T2-T3), la segunda capa de refracción consiste en velocidades que van de 500 a 800 m/s, con un espesor de alrededor de 5 metros y una geometría ondulada. Por último, la tercera capa refractora en los perfiles T1, T2 y T3 se asoció a la presencia de un depósito pétreo, con velocidades que fueron de 900 a 1000 m/s (Zohdy et al. 1974).

En el perfil sísmico que se realizó a escasos metros del pozo con agua limpia (T4), sobre la misma línea de la tomografía eléctrica número uno (TE1), las velocidades en la segunda capa de refracción corresponden a un depósito pétreo con un espesor de alrededor de 5 a 8 metros, mientras que la tercera, en el modelo de velocidades número cuatro (S4), se asoció a la presencia de poros saturados con agua.

5.2.1 Tendido sobre la calle, perfil número uno (T1)

El modelo de velocidades número uno (S1, Figura 48) tuvo un error cuadrático medio de 1.66. Se puede interpretar a partir de las velocidades de las ondas P la presencia de tres capas refractoras, incluyendo una aparente discontinuidad de forma ondulada en la parte central, rellena de sedimentos, cuya geometría también fue posible ver en el modelo de velocidades número dos (S2).

En este modelo de velocidad la profundidad mínima de la primera capa de refracción calculada (en color rosa), se observó en la parte central del tendido, y fue de 1.30 metros, mientras que las máximas se encontraron a los flancos, con un espesor de 5 metros aproximadamente y una velocidad de 300 m/s que corresponde a la capa de suelo.

La segunda capa de velocidad (en color verde), corresponde a un depósito relleno de sedimentos poco consolidados con una geometría lenticular; tuvo un espesor mayor en el centro del perfil, aproximadamente de 7.75 metros, disminuyendo hacia los flancos, con una velocidad de 800 m/s.

La tercera capa de refracción (en color azul), observado en el modelo de velocidad (S1) corresponde al depósito pétreo, conformado por rocas con una matriz arenosa a las que se les atribuyó una velocidad de 1000 m/s y cuyo espesor fue de 15 metros en los flancos y de 10 metros en el centro.

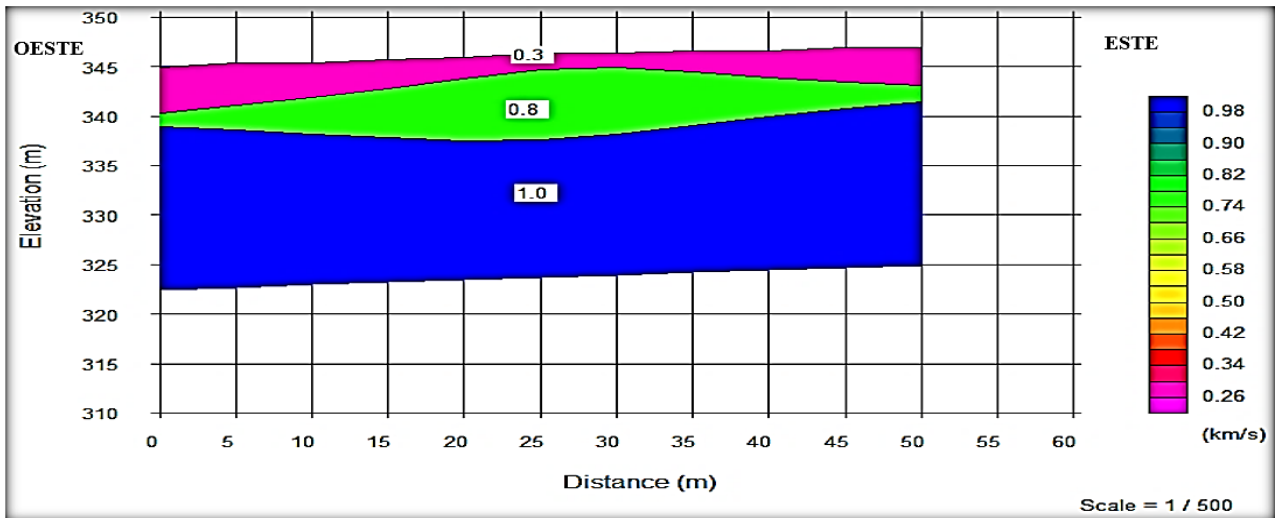


Figura 48. Modelo de velocidades uno (S1), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número uno (T1).

5.1.2 Tendido sobre el terreno del Dr. Blake, perfil número dos (T2).

El modelo de velocidades dos (S2, Figura 49) tuvo un error cuadrático medio de 1.30 y fue muy similar al modelo de velocidades número uno (S1) en cuanto a geometrías, velocidades y refractores. Se puede interpretar a partir de las velocidades de las ondas P la presencia de tres capas refractoras, incluyendo una unidad geológica de geometría ondulada en el centro, conformada por detritos.

En este modelo de velocidades (Figura 49), la primera capa refractora (en color rosa), mantuvo su espesor de manera casi constante. La profundidad mínima se observó en el flanco izquierdo del tendido, y fue de 1 metro, mientras que la máxima se encontró en el flanco derecho del perfil y tuvo un espesor de 1.90 metros aproximadamente. La velocidad para este refractor fue de 200 m/s y se atribuyó a la capa superficial de suelo vegetal.

La segunda capa de refracción (en color amarillo) observada en el modelo corresponde, al igual que en el modelo de velocidades uno (S1), a un refractor con geometría ondulada en el centro, formado por sedimentos; tuvo un espesor mayor en el centro del perfil, aproximadamente de 7 metros, disminuyendo hacia los flancos, con una velocidad de 500 m/s que corresponde a la propagación de las ondas en arenas secas.

La tercera capa refractora visible en el modelo de velocidad (en color azul) se atribuyó al depósito pétreo, conformado por rocas de mayor rigidez con una matriz arenosa a las que se le asignó una velocidad de 1000 m/s y cuyo espesor fue de un estimado de 11 metros en el centro y de 15 metros en los flancos.

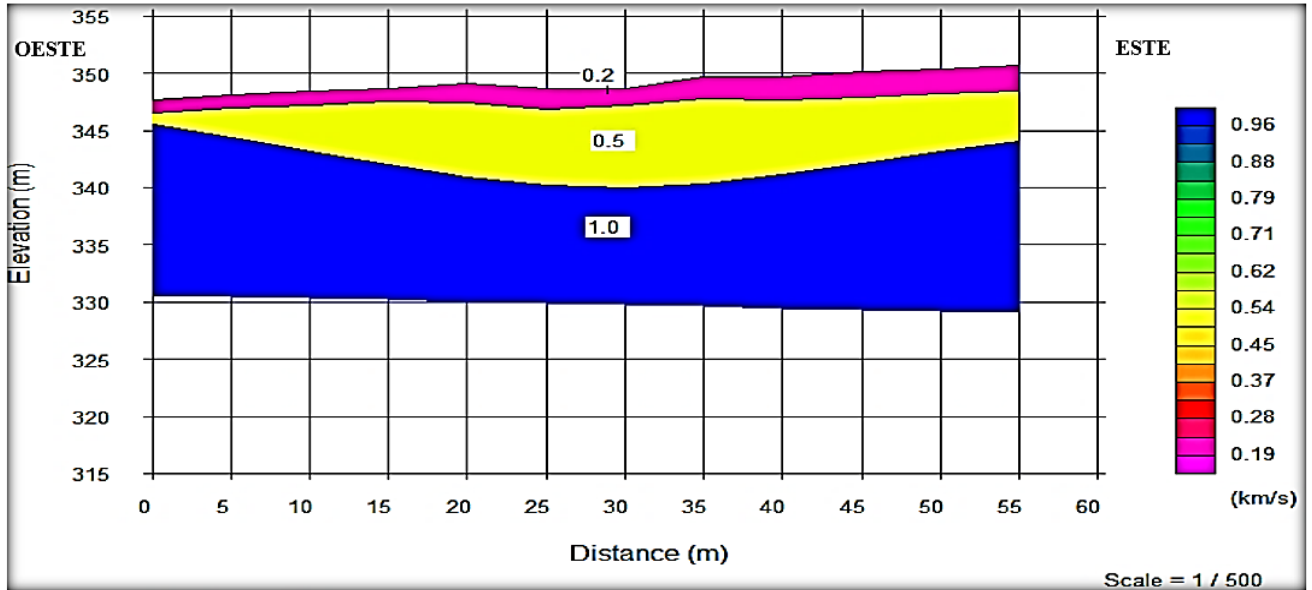


Figura 49. Modelo de velocidades dos (S2), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número dos (T2).

5.1.3 Tendido en el estacionamiento del Hotel Kalinantli, perfil número tres (T3).

El modelo de velocidades número tres (S3, Figura 50) tuvo un error cuadrático medio de 3.4. Fue muy similar a los modelos uno y dos (S1,S2) en cuanto a velocidades y por ende rigidez de los materiales de las capas refractoras, mas no en geometría y espesores. Se puede interpretar a partir de las velocidades de las ondas la presencia, al igual que en los otros dos tendidos, de tres capas de refracción, incluyendo lo que parece ser una unidad geológica que pierde continuidad hacia el lado izquierdo del perfil.

En este modelo de velocidad el espesor de la primera capa refractora (color rosa) disminuyó progresivamente del lado izquierdo al lado derecho hasta casi desaparecer. La profundidad máxima se observó en el flanco izquierdo del tendido, y fue de 1.40 metros, mientras que la mínima se encontró en el flanco derecho del perfil a donde se puede ver su disminución hasta desaparecer. La velocidad obtenida fue de 300 m/s y se atribuyó a la capa superficial de suelo. La segunda capa de refracción (en color verde) observado en el modelo podría ser la sección de una unidad conformada de sedimentos, en mayor medida arenas; tuvo una geometría semejante a la de una cuña, con un espesor superior en el centro del perfil, aproximadamente de 8.40 metros, disminuyendo hacia el lado izquierdo del perfil, con una velocidad de 700 m/s que corresponde a la propagación de las ondas en arenas secas. La tercera capa visible en el modelo de velocidad corresponde a un depósito pétreo, conformado probablemente por dacitas con una matriz arenosa, observadas en el afloramiento, a las que se les atribuyó una velocidad de 900 m/s

y cuyo espesor fue de un estimado de 14 metros en los flancos y de 10.60 metros en el centro del perfil.

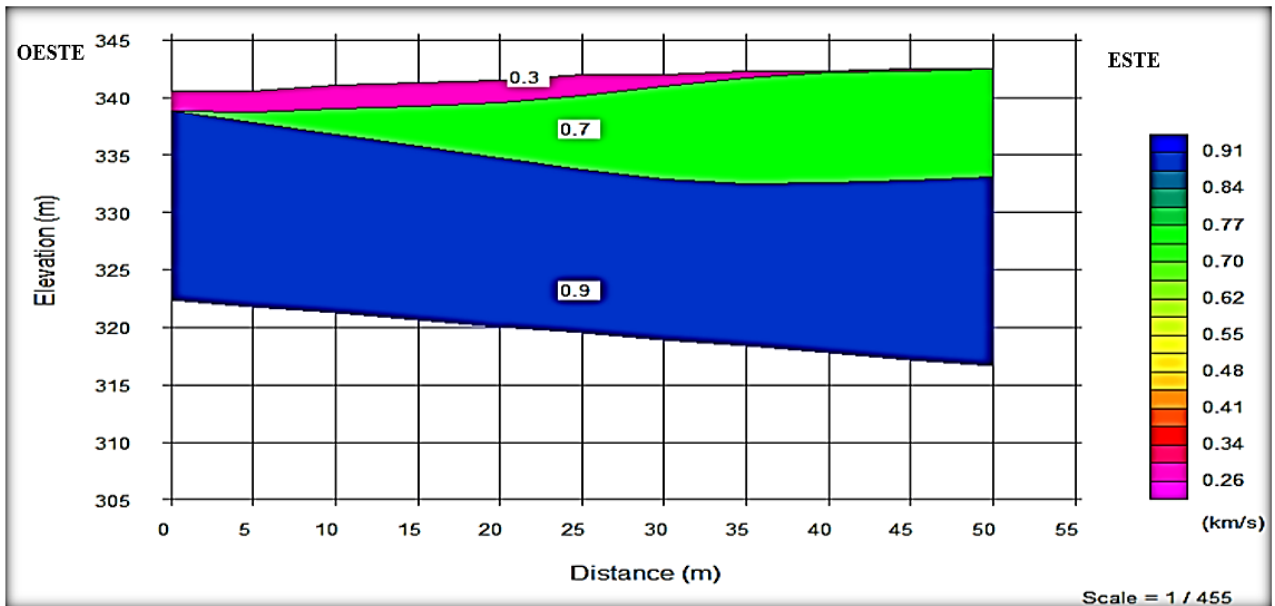


Figura 50. Modelo de velocidades tres (S3), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico número tres (T3).

5.1.4 Tendido en el pozo con agua limpia, perfil número cuatro (T4).

El modelo de velocidades cuatro (S4, Figura 51) tuvo un error cuadrático medio de 1.54. La correlación que se realizó con los demás modelos de velocidad no muestra la existencia de la capa con una velocidad en promedio de 700 m/s que fue designada a la presencia de unidades con una geometría ondulada y rellenas de sedimentos con una baja rigidez. No obstante, si fue posible observar la unidad que corresponde a suelo y la capa que corresponde al depósito pétreo. Además, dentro de este modelo de velocidad (S4) se logró identificar la zona saturada de agua, que coincide con la misma profundidad y geometría de la tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1).

El espesor de la primera capa (color rosa, capa 1) fue ligeramente mayor en el lado izquierdo, llegando a un espesor de 2.65 metros, mientras que del lado derecho fue menor con un espesor de 1.52 metros. La velocidad designada para esta capa fue de 300 m/s y se atribuyó a la capa superficial que corresponde a suelo. La segunda capa refractora (color ocre) corresponde al depósito de rocas con una matriz arenosa, a las que se les atribuyó una velocidad de 1000 m/s y cuyo espesor fue mayor en el lado derecho del perfil sísmico con un espesor de 9 metros, mientras

que en la parte izquierda se puede observar un espesor menor de aproximadamente 4.90 metros.

Por último, se puede observar la zona con la roca saturada de agua a una profundidad de 6 metros del lado izquierdo y de 10 metros en el lado derecho del perfil sísmico, a la que se le atribuyó una velocidad de 2500 m/s, resulta interesante el hecho de que la geometría, profundidad y capas coinciden con la tomografía eléctrica de resistividad número uno (TE1, Figura 45). El aumento de la velocidad en esta zona, a pesar de que se trata del mismo depósito pétreo, en primer lugar, puede deberse a una formación densa que cambia verticalmente de sedimentos aluviales a más compactados (Al Bloushi et al., 2012; Moustafa et al., 2012). Además, según O’Connell y Budiansky (1974), cuando existe una inclusión de fases líquidas, en este caso el agua, en una roca seca, se genera un aumento en la velocidad de onda P. Este aumento provoca un aumento de V_p/V_s . Lo que es consistente con lo establecido por Biot (1956), mediante el llamado efecto “Biot”, el cual predice que el módulo de incompresibilidad de los fluidos de poro actúa “endureciendo” los poros provocando un aumento en V_p , no obstante, hay un efecto distinto en el módulo de corte V_s . Asimismo las mediciones de refracción sísmica en depósitos elásticos semiconsolidados o no consolidados revelan que las velocidades de las ondas de compresión aumentan abruptamente en el nivel freático y las velocidades en sedimentos insaturados generalmente son inferiores a 1000 m/s (Zohdy et al. 1974; Moustafa et al., 2012).

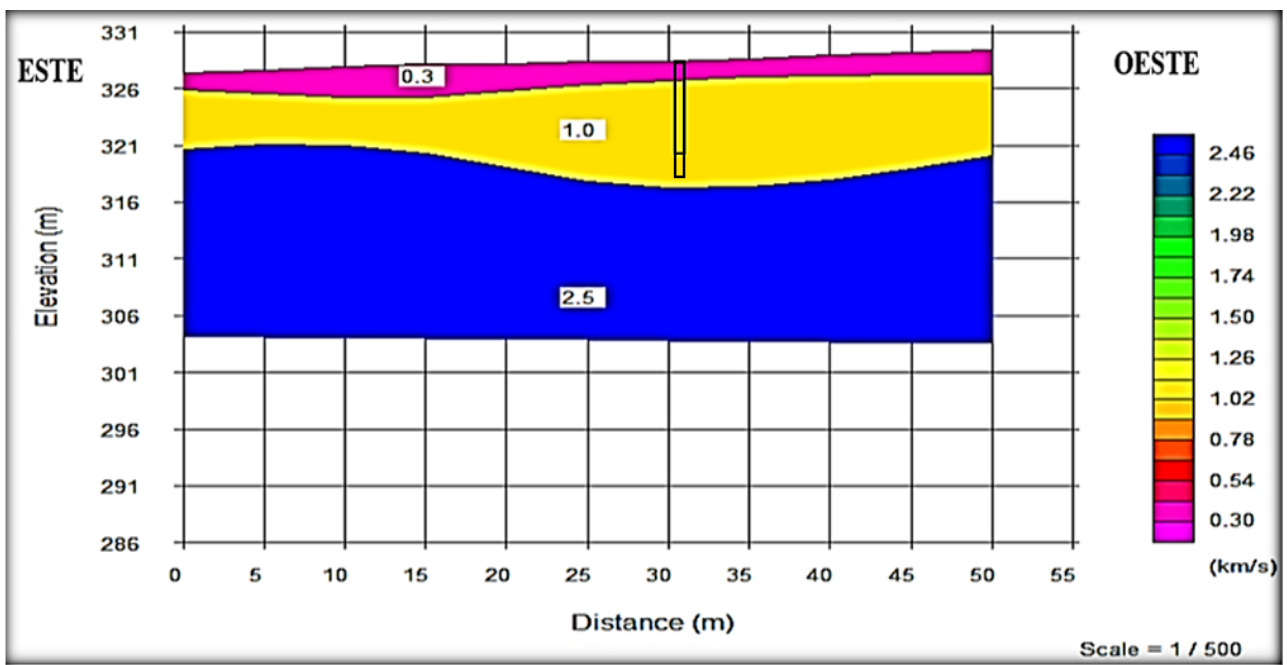


Figura 51. Modelo de velocidades cuatro (S4), con tres capas refractoras, obtenido del perfil sísmico cuatro (T4). El rectángulo representa la posición aproximada y profundidad medida del pozo con agua limpia.

5.3 Interpretación de potencial espontáneo

A partir de los objetivos planteados en este trabajo de investigación, la interpretación de los datos de potencial espontáneo puede hacerse desde dos enfoques diferentes, que son el análisis de la señal SP para determinar potenciales electrocinéticos generados por filtraciones subterráneas de agua o bien mediante el análisis de potenciales redox originados por lixiviados, sin embargo, las mediciones directas de este parámetro en el campo son difíciles, ya que para obtener valores redox precisos, se deben tomar muchas precauciones restrictivas, como evitar la entrada de O₂ en la celda de muestreo además las mediciones requieren mucho tiempo porque deben alcanzarse condiciones de cuasi-equilibrio para obtener valores verdaderamente representativos, sin mencionar que la determinación de la distribución espacial de las propiedades del lixiviado requiere una gran cantidad de pozos de muestreo (Revil, 2003). Es por ello que, si bien, se discuten brevemente ambos enfoques, la interpretación está mayormente sustentada en los potenciales electrocinéticos.

Cuando hablamos de potenciales de filtración, los cambios que se presentan en el subsuelo que según Wilt y Corwin (1989) son producto de la circulación de una corriente de agua, determinadas por una función compleja que depende de aspectos tales como la geometría de flujo y la distribución de parámetros físicos de esta; la acumulación de distintos y múltiples estudios prácticos, así como de la experiencia acumulada a través de los años, han servido para observar tendencias en el comportamiento del potencial electrocinético y la geometría de las anomalías, que fueron la base de nuestra interpretación.

5.3.1 Mapa de potencial espontáneo sin filtros matemáticos

Según los resultados obtenidos en los 5 perfiles de potencial espontáneo realizados en la zona de estudio, se pudo inferir a partir de los datos negativos en mV, que los perfiles presentaban valores que indicaban la posible presencia de zonas de filtración de agua, así como de un flujo subterráneo de agua o lixiviados. Con el propósito de determinar de manera más clara en dónde se localizan las anomalías más representativas de potencial espontáneo, así como su geometría, se realizó una interpolación con el fin de obtener un mapa de isovoltajes, que se muestra en la Figura 52. A partir del análisis de los voltajes llevado a cabo en este mapa, fue posible identificar 6 zonas que podrían estar representadas por alguno de los procesos antes mencionados.

En total fueron localizadas 6 anomalías que resaltan por sus valores reducidos de voltaje (Figura 52). De las seis zonas, las número 1, 2 y 3 tienen un tamaño considerablemente mayor a las número 4, 5 y 6. En este mapa el intervalo de valores

va de los 314.92 milivoltios, que representa el dato de potencial espontáneo más alto obtenido durante la adquisición de los datos, hasta los -37.67 milivoltios, que corresponde al valor de potencial espontáneo más bajo.

A pesar de haber identificado seis zonas de interés, solo la zona 1, 2 y 3 presentaron valores negativos de voltajes. La primera anomalía negativa y de mayor tamaño se encuentra en la parte Sur-Oeste del mapa con valores de 20 a -20 milivoltios (anomalía 1). La anomalía número 2 se encuentra al Norte del mapa y presenta valores que van de 0 a -37 milivoltios, así mismo la anomalía número 3 se encuentra localizada al Oeste del mapa con valores que van de 50 a -37 milivoltios. Por último, tenemos las anomalías 4, 5 y 6, en el centro del mapa con menor tamaño y aparentemente en línea, con valores que van de 20 a 60 milivoltios.

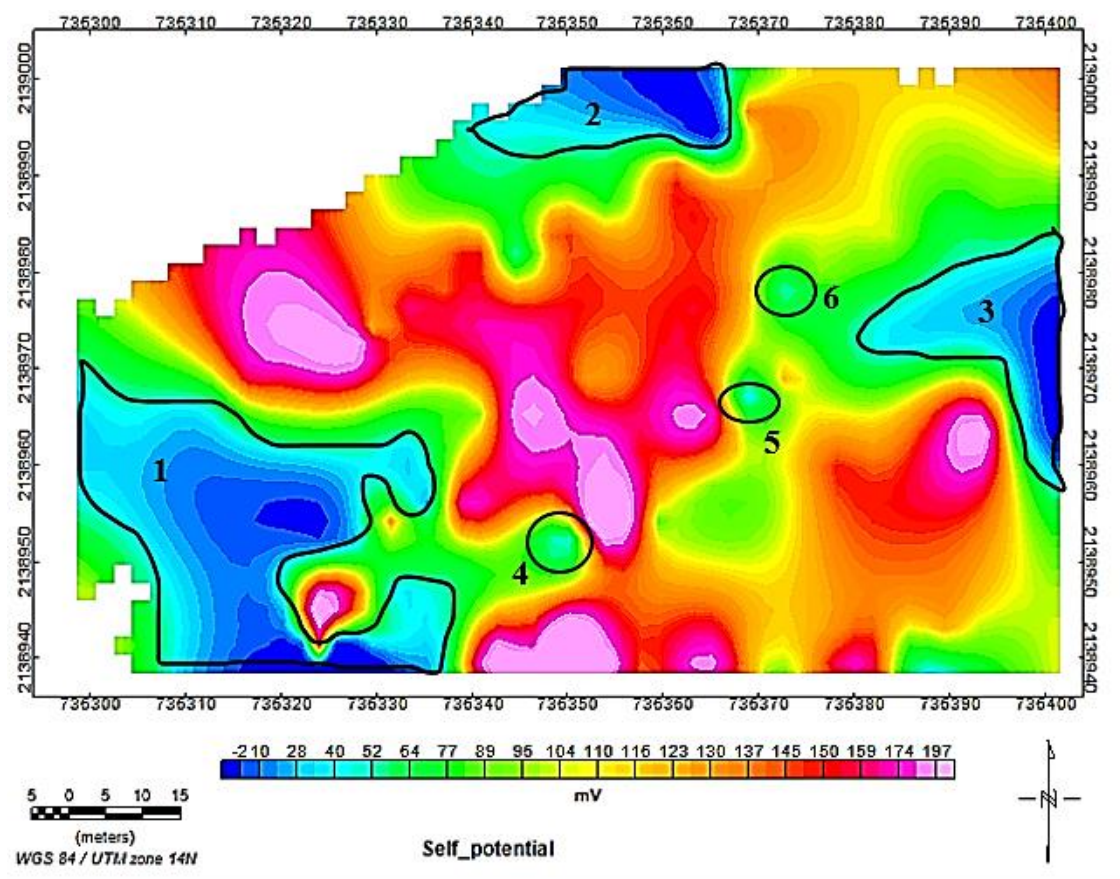


Figura 52. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.

5.3.2 Mapa de potencial espontáneo con el filtro pasa bajas

Como ya se mencionó, las señales medidas, en especial las de los métodos geofísicos potenciales, no solo contienen la señal que nos interesa estudiar, a

menos que sean realizadas en un ambiente controlado, lo que no es técnicamente posible a la hora de hacer la adquisición de los datos en campo reales, por lo que a menudo contienen ruido que es necesario eliminar para realizar una correcta interpretación de los resultados. Es por ello que a partir de lo observado en campo y basándonos en lo que menciona Ernstson y Schererl (1986) se tomó la decisión de aplicar el filtro pasa bajas para eliminar las frecuencias altas, o bien, longitudes de onda cortas (0.5 a 1 m) generadas por efectos bioeléctricos. A continuación se puede visualizar el mapa resultante, de potencial espontáneo, con el filtro pasa bajas (Figura 53), en donde se percibió que disminuyeron los valores de mV en diferentes zonas del mapa, incluyendo las anomalías de nuestro interés, con lo que podemos inferir una correcta eliminación de voltajes generados por potenciales bioeléctricos y lo más importante, que las anomalías de interés para este estudio no son generadas por este tipo de potenciales.

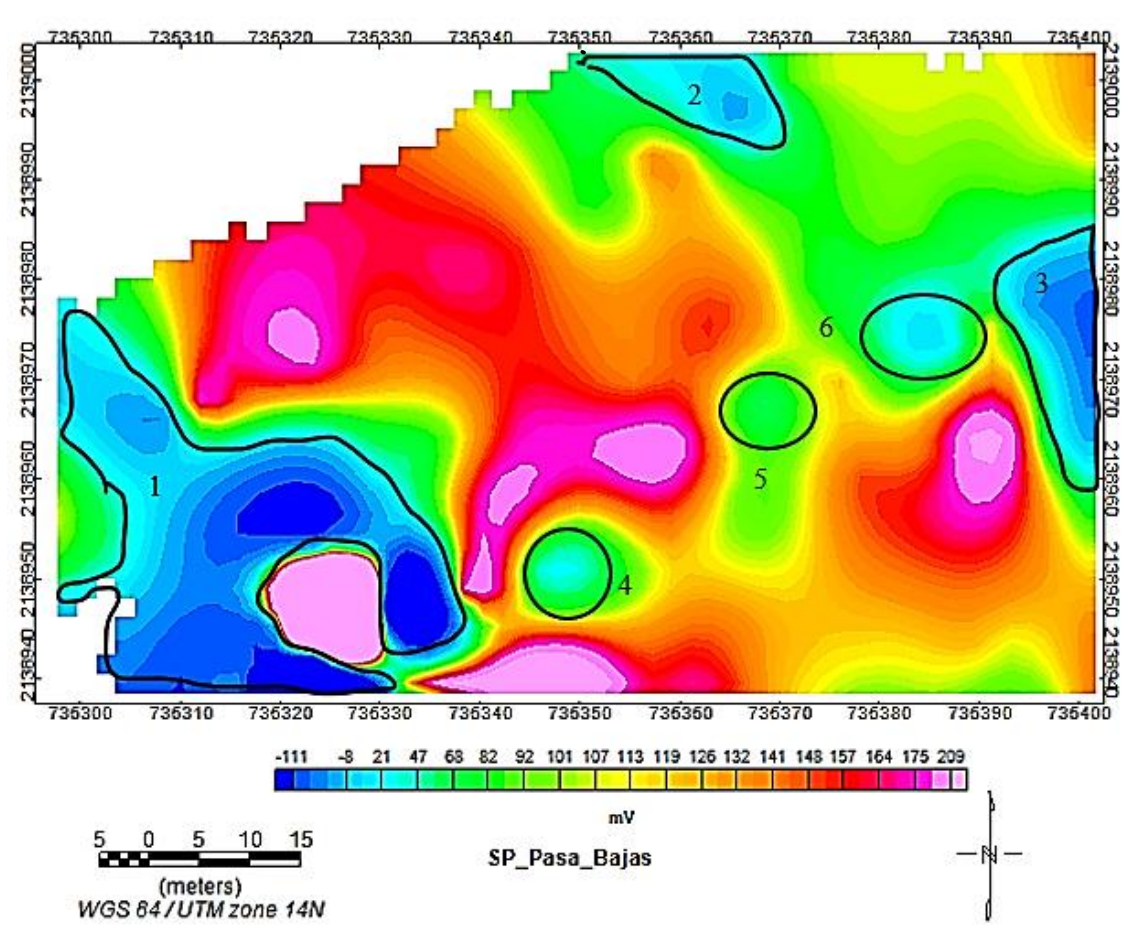


Figura 53. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa bajas.

5.3.3 Mapa de potencial espontáneo con el filtro pasa altas

Con la intención de verificar que las zonas identificadas con bajos SP no fueran distorsionadas por frecuencias provenientes de corrientes telúricas fue aplicado el filtro pasa altas, ya que este tipo de corrientes, que tienen su origen en la ionosfera presentan frecuencias extremadamente bajas, con períodos de días o meses. Como podemos observar en el mapa de la Figura 54 aparecieron nuevas anomalías circulares, alineadas y con valores negativos, además las anomalías 1 y 2 se mantuvieron casi sin cambios en cuanto a simetría y localización, sin embargo, todas las demás anomalías presentaron cambios significativos. Las anomalías 4 y 6 aumentaron en extensión, mientras que el cambio más significativo se pudo observar en la zona 3 y 5, que cambian sus valores de voltajes negativos a positivos, lo que sugiere que estas anomalías de SP fueron originadas por una corriente eléctrica de baja frecuencia.

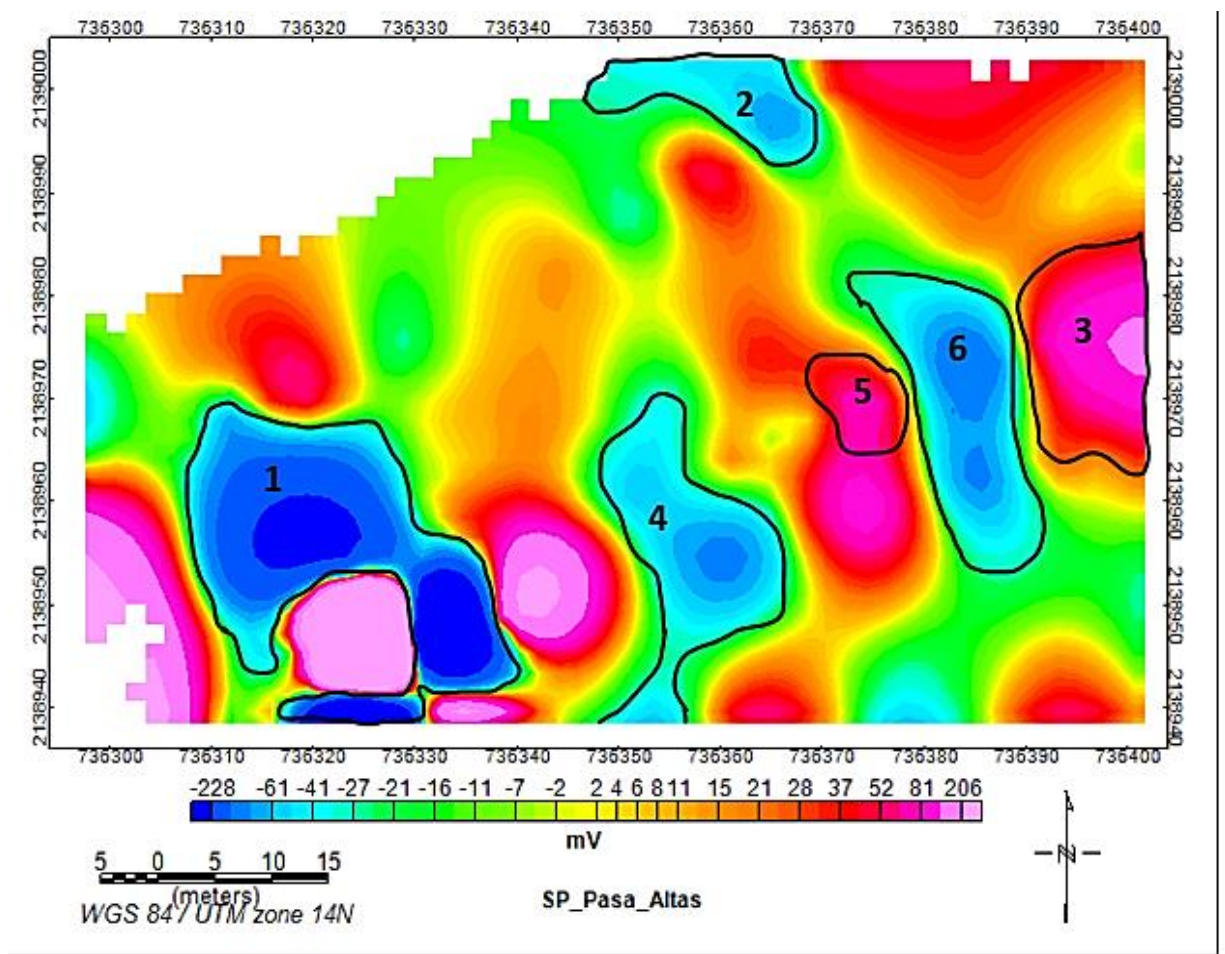


Figura 54. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa altas.

5.3.4 Mapa de potencial espontáneo con el filtro de primera derivada vertical

Después de haber realizado el análisis para identificar los voltajes que no corresponden al potencial residual (SPR) de nuestro interés, toca tratar de ver como se manifiestan y distribuyen estos voltajes a una mayor profundidad. Para ello se aplicó el filtro matemático de primera derivada vertical, cuya aplicación en estudios geofísicos con métodos potenciales, es delimitar estructuras superficiales con base en una propiedad física establecida, es este caso el potencial espontáneo.

En el siguiente mapa (Figura 55) se puede observar que la anomalía número 3, al igual que en el mapa con filtro matemático pasa bajas, cambia su polaridad de negativa a positiva debido a que la origina una corriente eléctrica de muy baja frecuencia, ya que ambos filtros funcionan de manera similar.

De la misma forma se puede visualizar una aparente secuencia de valores negativos de mV en las anomalías 2, 4, y 6. Estos voltajes se atribuyen a un posible potencial de electrofiltración con dirección Sur-Norte, ya que, el gradiente más alto se encuentra al norte en la anomalía 2, que físicamente representaría una tendencia preferente del agua, dentro del predio, a circular siguiendo el trayecto de las caídas de potenciales SP, es decir, los valores negativos de mV, debido a que cuando el agua fluye a través de los espacios conectados de un medio poroso, arrastra consigo el exceso de la carga eléctrica ubicada en las proximidades de la interfaz mineral/agua. Además, generalmente se espera que se produzcan caídas de potencial eléctrico a lo largo de la dirección del flujo de agua, sin afectar la polaridad de la anomalía SP a través del flujo de agua (Bogoslovsky, y Ogilvy, 2006; Sill, 1983). Al correlacionar los valores del perfil uno de SP, con la tomografía eléctrica número tres (TE3, Figura 47) y el modelo de velocidades, primeramente, pudimos notar que en la capa 1, los espesores mayores, situados a los extremos de la tomografía, con los valores de resistividad menores correspondían con los potenciales negativos (anomalía 1 y 2) en el mapa SP de primera derivada vertical, además de que la localización de la unidad geológica cóncava, con una geometría parecida a la de un paleocanal, observada en la tomografía 3 (TE3, unidad resistiva 2) y perfil sísmico 2 (S2), corresponde con una nueva anomalía de SP (anomalía 7) que forma parte de la secuencia de anomalías visualizadas en el mapa de primera derivada vertical, con valores de -3 a -12 mV. Esto coincide con los estudios de Bolève, Revil y colaboradores (2007) que, mediante una simulación numérica, realizada con los datos obtenidos en un estudio llevado a cabo en el delta del río Ródano (Camarga), en Francia, demostraron que la presencia de un potencial espontáneo negativo puede estar asociado con la existencia de paleocanales debido al flujo horizontal del agua subterránea. Además, a su vez se relaciona con una amplitud de valor reducido en el análisis cualitativo del perfil número uno de potencial espontáneo, a los 53 metros con 42.36 mV. La correlación de ambas técnicas geoelectricas empleadas se muestra en la

Figura 56, en donde la inflexión de la curva SP coincide con la zona del terreno en donde se localizó la unidad geológica con geometría ondulada que se asoció a material sedimentario poco consolidado, en su mayoría arenas.

Por último, la anomalía número uno que es la más representativa, debido a que muestra los valores de mV más bajos y es la de mayor área, fue asociada a potenciales electrocinéticos originados por un flujo vertical de agua, que denotan en el área dentro del predio la mayor filtración de agua al cuerpo hídrico (Ishido y Mizutani, 1981; Leroy y Revil, 2004).

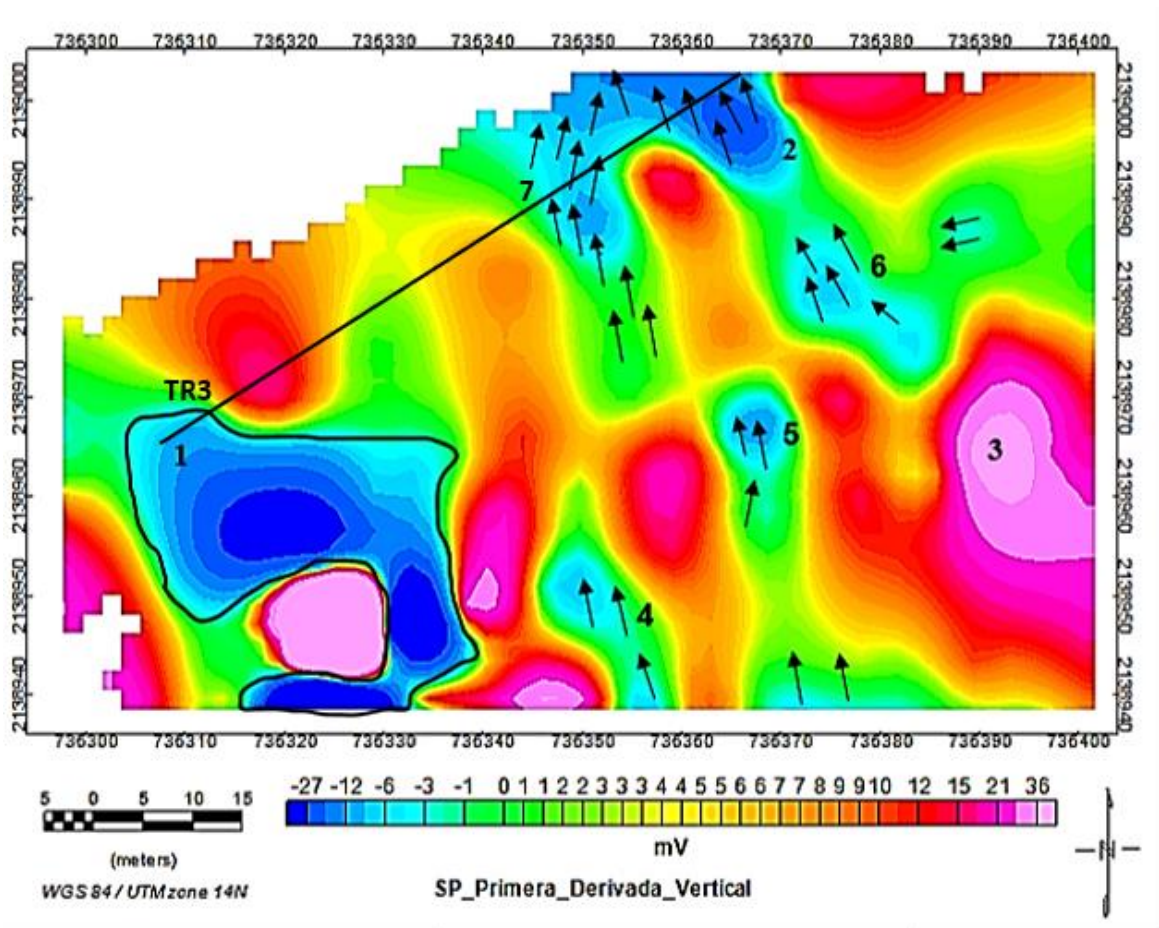


Figura 55. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro primera derivada vertical. La línea indica la tomografía de resistividad eléctrica número 3 (TE3)

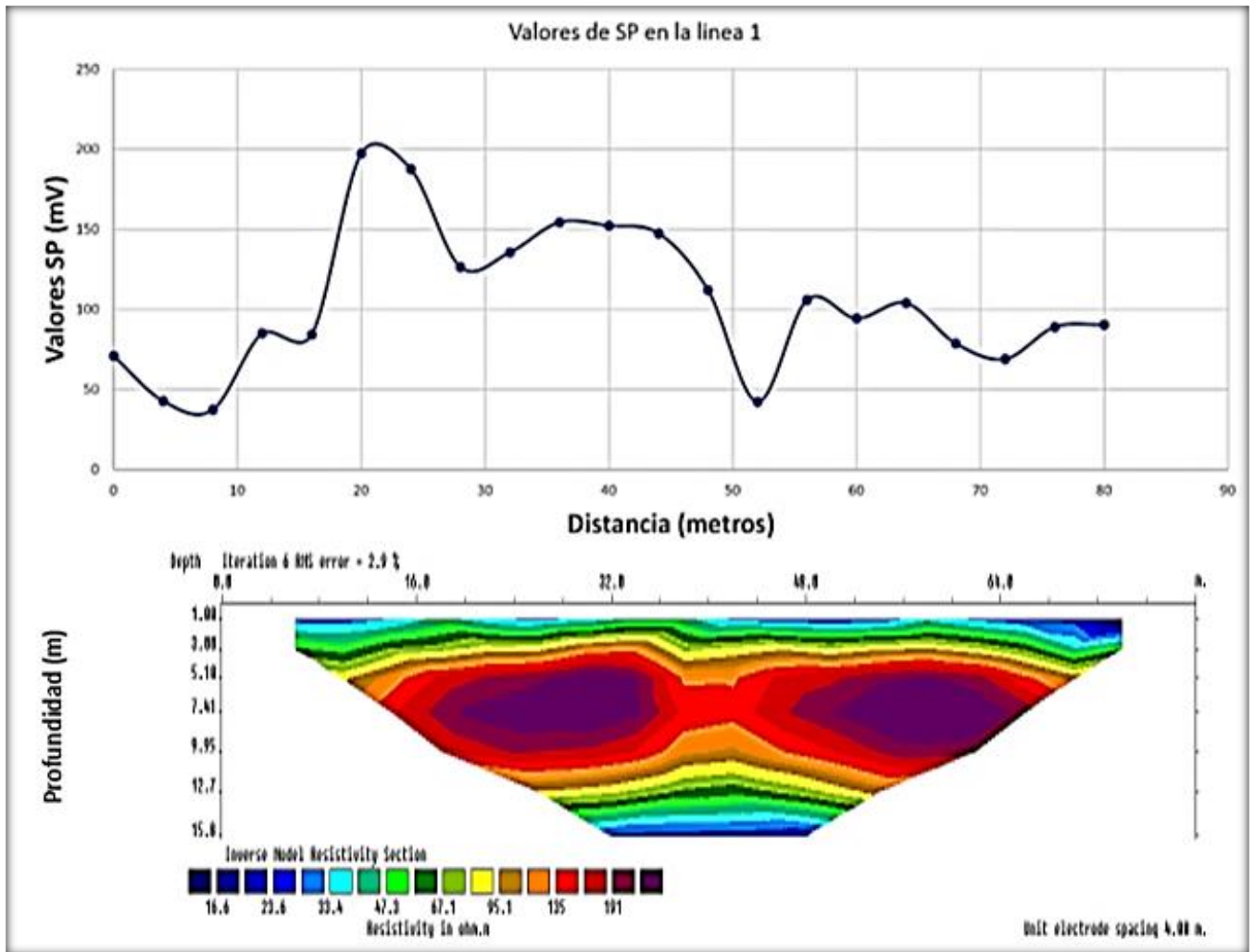


Figura 56. Constricción del perfil número uno (SP1) de potencial espontáneo con la tomografía de resistividad eléctrica número 3 (TE3).

6. Discusiones

- El depósito pétreo sin acumulación de agua en sus poros, mencionado en la interpretación de las tomografías eléctricas de resistividad TE1 y TE2 (Figura 45 y Figura 46), al que se le atribuyeron valores de resistividad que van de 350 a 50 Ωm y velocidades de la onda P (V_p) de 1000 m/s en S4 (Figura 51), posiblemente podrían deberse a un depósito fluvial constituido por arenas y gravas depositadas, ya que, diferentes fenómenos de arrastre del río Los Pescados como escorrentías provenientes de zonas con una mayor elevación o meandros visualizados, pudieron dar origen a terrazas y valles aluviales, además el hecho de que en los modelos de velocidad se determinaran unidades geológicas con una geometría ondulada y lenticular refuerzan esta teoría. Mientras que el depósito pétreo que se infiere en la tomografía eléctrica de resistividad TE3 (Figura 47) y los modelos de velocidad S1, S2 y S3 (Figura 48, Figura 49 y Figura 50), al que se le atribuyeron valores de resistividad de 50 a 295.78 Ωm y velocidades de 900 m/s a 1000 m/s probablemente se encuentre asociado a un depósito piroclástico, debido a que en el área de estudio se observó lo que parece ser un afloramiento del lahar Los Pescados, además de que en las cartas Geológico-Mineras del Servicio Geológico Mexicano Coatepec 1:50000 y Veracruz 1:250000, se corroboró la presencia de esta formación en la zona de estudio. Ambos depósitos son producto de un fenómeno de acumulación de materiales pétreos con diferentes granulometrías, pero con un proceso de génesis distinto, cuya matriz está compuesta por sedimentos de tamaños considerablemente menores, que por lo visto en campo corresponderían en su mayoría a arenas. Debido a que las resistividades obtenidas de las rocas y sedimentos muy a menudo están relacionadas con la presencia de agua en los poros, así como la velocidad de las ondas a la consistencia y rigidez del medio sobre el que se propagan, se pueden obtener como resultado valores de resistividad y valores en los tiempos de atraso de las ondas notablemente similares en ambas formaciones geológicas.
- En la interpretación de las tomografías eléctricas uno y dos (TE1 en la Figura 45 y TE2 en la Figura 46) el intervalo de resistividades que van de 1486 a 350 Ωm (capa 2, en color morado y rojo) se asocia a un tipo de roca ajena al depósito pétreo, con una saturación o composición mineralógica diferente, debido a que los valores de resistividad que se observan son mucho más altos que los encontrados en la tomografía uno (TE1, Figura 45) asociados al depósito pétreo, además de que se pueden observar anomalías en forma de lentes irregulares. En vista de que las tomografías uno y dos (TE1 Figura 45 y TE2 Figura 46), se llevaron a cabo a pocos metros del pozo con el agua de mejor calidad, en donde fueron encontradas algunas muestras de rocas calizas cerca del pozo y otras

tantas extraídas durante la excavación del mismo, además de la presencia de afloramientos de calizas en la región y de la formación Guzmantla (de calizas), visualizada en los mapas Geológico-Minero Servicio Geológico Minero, es probable que los valores de resistividad que llegan a $1486 \Omega\text{m}$ podrían indicar la presencia de rocas calizas dispersas en el depósito pétreo, ya que las calizas suelen ser rocas resistivas por su baja porosidad primaria. No obstante, debido a que se determinó la existencia de meandros y escorrentías también puede tratarse simplemente de rocas de mayor tamaño, con baja porosidad, transportadas al sitio por arrastre o de gravas formando vórgulos (espacios vacíos que pueden estar interconectados o aislados) de mayor tamaño, lo que daría como resultado un volumen mayor de espacios “libres” y por ende valores de resistividad más elevados. A partir de estas consideraciones, los modelos geoelectricos sugeridos para los modelos de tomografía de resistividad eléctrica se muestran en el anexo número 5. Recalcando que cualquier interpretación geofísica mantiene cierto grado de incertidumbre hasta no llevar a cabo un método directo, como un pozo exploratorio o de desarrollo, que verifique dichas interpretaciones.

- La segunda unidad observada en los modelos de velocidades uno, dos y tres (S1 en la Figura 48, S2 en la Figura 49 y S3 en la Figura 50), a la que se le designó un relleno de sedimentos, en su mayoría arenas poco consolidadas, la geometría ondulada visualizada en la interpretación podría representar las zonas del terreno en donde la infiltración horizontal de agua se ve más favorecida (Moustafa et al., 2012), debido a que las corrientes de agua tienden a seguir de manera natural las zonas del terreno que opongan menor resistencia a su cauce, hasta incorporarse a cuerpos de agua de mayor tamaño, y los perfiles de sísmica fueron realizados de forma consecutiva, acercándonos progresivamente al cauce del río Los Pescados.
- Las anomalías 2, 4, 5 y 6 que se pueden observar en el mapa de potencial espontáneo con el filtro de la primera derivada vertical podrían indicar la trayectoria de diferentes conductos de infiltración en el área de estudio, debido a que se encontró una relación directa entre los valores bajos y negativos de milivoltios, con las resistividades (TE3) y velocidades (S2), atribuidas a la presencia de una unidad geológica con geometría ondulada, representado por la anomalía número 7 en el mapa de primera derivada vertical.
- El hecho de haber determinado mediante estudios geofísicos la presencia de un cuerpo de agua subterráneo localizado en un depósito pétreo con porosidad primaria, refuerza la idea de que en el pozo excavado a pocos metros del cauce del río Los Pescados, en el predio que abarca el área del Centro Ecoturístico Kalinantli (pozo Kalinantli en la Figura 16), exista infiltración del agua del río Los Pescados o de algún otro conducto de infiltración río arriba, como resultado de

que la presión hidrostática de la corriente que genera el río u otro conducto de infiltración supera las presiones de poro en la formación y la presión hidrostática del cuerpo de agua localizado, pudiéndose agravar este proceso durante la estación de lluvias.

- Debido a que el cuerpo de agua localizado se encuentra en un depósito pétreo de origen aluvial o volcánico (lahar los Pescados), es probable que se trate del acuífero Jalapa-Coatepec, ya que, en el informe realizado por la Comisión Nacional del Agua, sobre la determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Jalapa-Coatepec, estado de Veracruz, se menciona que el acuífero abarca en su totalidad la superficie del municipio de Jalcomulco y además se encuentra alojando en su porción superficial por delgados depósitos aluviales que conforman el cauce del río Los Pescados, depósitos piroclásticos y lahares, así como tobas y basaltos vesiculares.
- Está ampliamente aceptado que, en ausencia de fuertes procesos de oxidación y reducción, después de la corrección de las corrientes telúricas, el principal contribuyente a anomalías de potencial natural corresponde a una conversión electrocinética del flujo de agua subterránea, por lo que si bien, en este trabajo solo se hace énfasis abarcando potenciales electrocinéticos, es probable que también existan potenciales de membrana en los que la arcilla al estar en contacto con la arena, desarrolla un voltaje, debido a que la arcilla es permeable a los cationes Na^+ pero no a los aniones como Cl^- . Por lo tanto, la difusión de Na^+ que origina la arena en la arcilla establecerá un gradiente potencial que tiende a conducir los iones Na^+ de vuelta a la arena. De igual forma potenciales electroquímicos (redox y difusión).
- Es posible que las calizas formando un horizonte se encuentren a profundidades que superan los 16 m alcanzados con los estudios, ya que, en el informe realizado por la Comisión Nacional del Agua, sobre la determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Jalapa-Coatepec, estado de Veracruz las calizas y dolomías de las formaciones Orizaba y Guzmantla constituyen horizontes acuíferos que pueden presentar condiciones de confinamiento, debido a que están sobreyacidas por las lutitas y margas de la Formación Méndez. Esta unidad no ha sido explorada debido a que se localiza a profundidades que pueden alcanzar los 1000 m.

7. Conclusiones

- La profundidad a la que se encuentra la zona saturada de agua, en el predio a donde se ha excavado el pozo sin problemas de contaminación (pozo blanco), de acuerdo a la interpretación de las velocidades en el modelo cuatro (S4, Figura 51) y las tomografías de resistividad eléctrica uno (TE1 en la Figura 45) se localiza de los 6 a los 10 metros, mientras que en la tomografía dos (TE2 en la Figura 46) se halló de los 9 a los 12 metros de profundidad aproximadamente, según es posible observar en ambos métodos geofísicos, que corresponden con la profundidad total del pozo blanco que es de 7.25 metros, con un nivel piezométrico de 5.42 metros (ver Figura 87), agregando que este varía de uno a dos metros dependiendo de recarga y estación del año. Mientras que la profundidad en la que aparentemente empieza a haber saturación de agua, en el predio que está destinado para la excavación del nuevo pozo, de acuerdo a la interpretación de la tomografía de resistividad eléctrica tres (TE3, Figura 47) se encuentra localizada a los 16 metros de profundidad por los que se considera factible el desarrollo de un nuevo pozo.
- Mediante la interpretación de los modelos sísmicos de velocidades (S1 en la Figura 48, S2 en la Figura 49, S3 en la Figura 50), junto con la tomografía de resistividad tres (TE3, Figura 47), así como el análisis del mapa de potencial espontáneo con el filtro de primera derivada vertical y el perfil número uno de SP, se logró determinar la presencia de una unidad con geometrías onduladas y lenticulares, con profundidades que van de los 7 m a los 10 m, en diferentes puntos de la locación destinada para la excavación del nuevo pozo y en el Centro Ecoturístico Kalinantli.
- A partir de la construcción de los modelos de velocidad, con el método de resistividad eléctrica se determinó que en el predio en donde se tiene planeado desarrollar el nuevo pozo existe una unidad geológica superficial con valores de resistividad que llegan a $295.78 \Omega\text{m}$, atribuidos a un depósito pétreo, así como tres capas refractoras en los primeros 35 metros con los modelos de velocidad, que coinciden con cambios significativos en los valores de resistividad a los 2 y 7 metros aproximadamente. Mientras que en donde se encuentra el pozo con el agua de mejor calidad (pozo blanco, Figura 17), se concluyó que igualmente se encuentra localizado un depósito pétreo, que alcanza valores de $1486 \Omega\text{m}$ debido a que existen zonas de alta resistividad en forma de lentes irregulares, sin embargo, la mayoría de valores en el perfil no exceden los $350 \Omega\text{m}$, así mismo se determinaron tres capas refractoras en los primeros 35 metros, de los que el refractor con velocidades de 2500 m/s coincidió, tanto en geometría y profundidad con los

valores de resistividades asociadas a la zona saturada de agua, que a su vez corresponden con la profundidad del nivel piezométrico tomado del pozo blanco para calibrar los modelos.

- En la interpretación de los mapas de potencial espontáneo (SP), llevados a cabo en el terreno destinado para el desarrollo del nuevo pozo, se lograron identificar diferentes zonas con valores de SP que incrementan tanto en dirección vertical como horizontal en sentido negativo, atribuidos a infiltraciones de agua en el terreno, es decir potenciales electrocinéticos, que al correlacionar con los resultados de las tomografías eléctricas, en especial la tomografía eléctrica de resistividad 3 (T3, Figura 47), así como con sísmica de refracción, más puntualmente el modelo de velocidades número dos (S2), la discontinuidad lateral con geometría ondulada que muestran ambos modelos en el centro, coincide con la anomalía 7 en el mapa de potencial espontáneo de primera derivada vertical, atribuido a un flujo horizontal de agua, así como con una inflexión de la curva en el análisis cualitativo de la línea 1 de SP, lo que sugiere cierta porosidad y permeabilidad en la formación.

8. Recomendaciones

- Debido a que el nivel de saturación de agua que mostraron las unidades geológicas estudiadas y caracterizadas fue demasiado somero se recomienda hacer estudios geoquímicos periódicos al agua, además de tomar las medidas sanitarias necesarias, ya que, el crecimiento de la mancha urbana, así como actividades antropogénicas tales como el uso de pesticidas, plaguicidas o el no contar con conexión a la red de drenaje podrían dar como resultado la contaminación del cuerpo hídrico superficial.
- Puesto que el alcance de las técnicas geofísicas empleadas no fue el suficiente para determinar el límite inferior del cuerpo de agua se recomienda llevar a cabo estudios geofísicos adicionales. Una buena alternativa sería realizar estudios con el método electromagnético magnetotelúrico (MT) que mide las diferencias de potencial de las corrientes telúricas que se originan en el campo geomagnético y se puede obtener información a profundidades mucho mayores (Zohdy et al. 1974), con lo que también se lograrían caracterizar las unidades geológicas inferiores y algún otro cuerpo de agua alternativo en caso de existir, que según la información recabada en el informe sobre determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Xalapa-Coatepec, estado de Veracruz, definido con la clave 3018 del Sistema de Información Geográfica para el Manejo de Agua Subterránea (SIGMAS) de la Comisión Nacional del Agua CONAGUA se localiza en calizas y dolomías de las formaciones Orizaba y Guzmantla constituyendo horizontes acuíferos que pueden presentar condiciones de confinamiento a profundidades que pueden alcanzar los 1000 m.
- A la hora de llevar a cabo la excavación de un nuevo pozo se recomienda realizar una evaluación petrológica y estratigráfica de las diferentes unidades geológicas perforadas con la finalidad de obtener la columna litológica e información adicional, para calibrar y robustecer modelos geofísicos posteriores, en caso de llevarse a cabo.
- En vista de que los electrodos construidos por el fabricante del equipo ARES para la adquisición de datos de potencial espontáneo (SP) son de acero inoxidable se recomienda hacer una comparación de nuestros resultados con datos obtenidos con electrodos no polarizables (solución CuSO₄) sobre la misma área de estudio para corroborarlos.

Bibliografía

Al Bloushi, K., Arman, H., Baker, H., Gabr, A., Mahmoud, S., Murad, A., (2012). THE USE OF SEISMIC REFRACTION AND ELECTRICAL TECHNIQUES TO INVESTIGATE GROUNDWATER AQUIFER, WADI AL-AIN, UNITED ARAB EMIRATES (UAE).

Castany, G. (1975). *Prospección y exploración de las aguas subterráneas*. Barcelona: Omega.

Cave, M., Chambers, J., Gunn, D.A., Hameed, A., Hill, I., Jeffrey, C., Kuras, O., Loke, M., Meldrum, P., Wardrop, D., Wilkinson, P.B., (2012). Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography. *Geomorphology*. s 177–178. 17–25. 10.1016/j.geomorph.2012.03.034.

Barragán Galeas V., A (2013), Inspección técnica de la presa de Santa Marta, mediante medidas subacuáticas de potencial espontáneo. Tesis Licenciatura. Universidad Politécnica Nacional. Recuperada de:

http://oa.upm.es/19929/1/PFC_VITELIA_BARRAG%C3%81N_GALEAS.pdf

Basso, C., Burrato, P., Di Nocera, S., Giocoli, A., Magri, C., Piscitelli, S., Rizzo, E., Siniscalchi, A., Vannoli, P., (2008). Electrical Resistivity Tomography investigations in the Ufita Valley (Southern Italy). *Annals of geophysics = Annali di geofisica*. 51. 211-221. 10.4401/ag-4443.

Bédir, M., Gabtni, H., Khomsi, S., Ilondo, B., Redhaounia, B., (2015). Electrical Resistivity Tomography (ERT) Applied to Karst Carbonate Aquifers: Case Study from Amdoun, Northwestern Tunisia. *Pure and Applied Geophysics*. 173. 10.1007/s00024-015-1173-z.

Biot, M. A., (1956), Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid: I. Low-frequency range, II. Higher frequency range. *J. Acous. SOC. Amer.* 28, 168-191.

Bolève, Revil, Janod, Mattiuzzo, Abderrahim. (2007). A new formulation to compute self-potential signals associated with ground water flow. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 4 (3), pp.1429-1463. fahal-00330801f

CEIEG Veracruz (Comité Estatal de Información Estadística y Geográfica de Veracruz). (2019). Cuadernillos Municipales 2019, Jalcomulco. Disponible en:

http://ceieg.veracruz.gob.mx/wp-content/uploads/sites/21/2019/06/Jalcomulco_2019.pdf

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). (2019). Aguas Subterráneas. Disponible en:

https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/sections/A_Subterranea.html

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). (2018). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Jalapa-Coatepec (3018), estado de Veracruz. Disponible en:

https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3018.pdf

Corzo Juárez C., A. (2009). Contaminación de la cuenca del Arcediano y propuesta de saneamiento. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Cox, M., Scherrer. E., y Chen R., (1999). *Static Corrections for Seismic Reflection Surveys*. Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.

Díaz, D. (2010). *Hidrología*. Veracruz: Gobierno del estado de Veracruz. Recuperado de:

<https://cdigital.uv.mx/handle/123456789/9650>

Dobrin Milton B., A (1975). *Introducción a la prospección geofísica (2.ª ed.)*. Barcelona: Omega.

Quintana Berlanga Á., A. (2013). Aplicación de la tomografía eléctrica en la caracterización del deslizamiento de Doña Mencía. Tesis de Maestría. Universidad de Granada. Recuperado de:

https://www.juntadeandalucia.es/export/drupaljda/20130924_Tomografia_electrica_TFM_GEOMET_AQB.pdf

Quintero Chavarria E., A. (2016). Potencial espontáneo asociado a la propagación de fluidos en medios porosos. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. Recuperada de:

<http://bdigital.unal.edu.co/54259/1/eduardoquinterochavarria.2016.pdf>

Elagami, N., Elawadi, E., El Agami, N., Ibrahim, E., Moustafa, S., Metwaly, M., (2012). Seismic refraction and resistivity imaging for assessment of groundwater seepage under a Dam site, Southwest of Saudi Arabia. 6230-6239. 10.5897/IJPS12.401.

Ernstson, K. & Schererl, H. (1986). *Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters*. Geophysics. vol. 51. Recuperado de:

https://www.researchgate.net/publication/259475416_Self-potential_variations_with_time_and_their_relation_to_hydrogeologic_and_meteorological_parameters

Fournier, R.O. (1989). *Geochemistry and Dynamics of the Yellowstone National Park Hydrothermal System*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 17, 13-53.

Gandallah, M. & Fisher, R., (2009). *Exploration Geophysics an Introduction*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Geometrics Inc. and OYO, Inc., (2009), *SeisImager Manual Version 3.3* [Manual de computadora para programa]: Japon: Corporación OYO.

Grelle, G. & Guadagno, F., (2009). Seismic refraction methodology for groundwater level determination: "Water seismic index". Journal of Applied Geophysics. 68. 301-320. 10.1016/j.jappgeo.2009.02.001.

Gutiérrez Morales, A., A (2018). Aplicación de Potencial Espontáneo (SP) en campos geotérmicos. Caso en el campo geotérmico Cerritos Colorados, México. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Hernández López Á., A. (2017). Métodos geofísicos para la determinación de características de acuíferos para su recarga artificial mediante lagunas de infiltración. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Houbron, E. (2010). *Calidad del agua*. Veracruz: Gobierno del estado de Veracruz. Recuperado de:
<https://cdigital.uv.mx/handle/123456789/9652>

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2009). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Disponible en:

<http://www.inegi.gob.mx/est/contenidos/espanol/sistemas/ae06/estatal/jal/index.htm>

Iakubovskii, I. V. & Liajov, L. L., (1980). *Exploración Eléctrica* (3.a ed.). Cataluña: Reverte.

Ishido, T. & Mizutani, H., (1981). Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics, J. Geophys. Res., 86, 1763–1775.

Kearey P., Brooks M. & Hill I., (2002). *An introduction to geophysical exploration* (3.^a ed.). Oxford: Blackwell Science.

Loke, M., & Barker, R., (1996). *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. *Geophysical Prospecting* 44:131-152.

Lowrie, W., (2007). *Fundamentals of Geophysics (2.^a ed.)*. New York: Cambridge University Press.

Millsom, J., (2003). *Field Geophysics (3.^a ed.)*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.

Naudet, V., Revil, A. & Bottero Y., (2003). *Relationship between self-potential (SP) signal and redox conditions in contaminated groundwater*. *Geophysical Research Letters*. 30(21): 4 p. doi: 10.1029/2003GL018096.

Naden, E., Kuras, O., Polya, D., Richards, L., Uhlemann, S., (2017). Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia, *Journal of Asian Earth Sciences*, Volume 147, Pages 402-414, ISSN 1367-9120.

O'Connell, R.J. & Budiansky, B., (1974). *Seismic Velocities in Dry and Saturated Cracked Solids*, *J. Geophys. Res.* 86, 5412–5425.

Ogilvy, A., Ayed, M. & Bogoslovsky, V., (2006). Geophysical study of water leakages from reservoirs. *Geophysical Prospecting*. 17. 36 – 62.

Ramírez Villalobos A., A. (2009). *Perfiles sísmicos en la zona conurbada Veracruz-Boca Del Rio (refracción sísmica)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Veracruzana.

Res2dinv ver. 3.59 for Windows XP/Vista/7, (2010), *Rapid 2-D Resistivity & IP Inversion Using the Least-Squares Method* [Manual de computadora para programa]. Malaysia: Geoelectrical Imaging 2D & 3D Geotomo Software.

Revil, A., Naudet, V., Nouzaret J., & Pessel M., *Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications*, *Water Resour. Res.*, 39(5), 1114.

Revil, A., Leroy, P., & Titov, K., *Characterization of transport properties of argillaceous 30 sediments. Application to the Callovo-Oxfordian Argillite*, *J. Geophys. Res.*, 110, B06202, doi:10.1029/2004JB003442, 2005a.

Revollo Mallma G., A. (2015). Estudio geofísico por potencial espontáneo y resistividad en la variante de geotomografía eléctrica para la captación de agua subterránea en el sector cruce La Joya, distrito La Joya, provincia y región Arequipa. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.

Reynolds, J. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics (2.ª ed.)*. Chichester: Wiley-Blackwell.

Sill, W. R.; (1983). Self-potential modeling from primary flows, *Geophysics*, 48(1), 76–86.

Servicio Geológico Mexicano. (2002). Carta Geológico-Minera, Veracruz E14-3 [Mapa]. Escala 1:250,000. Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano. (2010). Carta Geológico-Minera, Coatepec E14-B37 [Mapa]. Escala 1:50,000. Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano.

Wilt, M. y Corwin, R., (1989). Numerical modeling of self-potential anomalies due to leaky dams: Model and field examples. *In Detection of Surface Flow Phenomena. Lecture Notes in Earth Sciences*, G. P. Merkler (ed.), 27, (73-89). Springer-Verlang.

Zohdy, A.A.R., Eaton, G.P., Mabey, D.R., 1974. Application of surface geophysics to groundwater investigation. U.S. Geol. Surv. *Techniques of Water-Resource Investigations*, book 2, chapter D1

Anexos

Anexo 1. Orden de los datos de resistividad aparente experimental para el procesamiento de tomografías eléctricas de resistividad en el software RES2DINV

Orden de los datos en el archivo “.dat” para ser leídos por el software **RES2DINV**:

- 1) Nombre del perfil.
- 2) Espaciamiento entre los electrodos de potencial.
- 3) Clave del arreglo utilizado (Wenner = 1, Polo-polo = 2, Dipolo-dipolo = 3, Polo-dipolo = 6, Schlumberger = 7, Dipolo-dipolo ecuatorial = 8).
- 4) Número de datos obtenidos.
- 5) Tipo de ubicación para puntos en el eje X. Es la “LOCALIZACIÓN DEL PUNTO DE INICIO” y está definida con el número 0 (cero), si se indica que inicia en el primer electrodo, y con el número 1 si el punto de inicio es en el punto medio de la primera medición.
- 6) Para indicar si los datos son de polaridad o resistividad, se define con el número 0 (cero) si son datos de resistividad y con el número 1 para datos de polarización.

Posterior a estas líneas se comienzan a escribir las mediciones. Qué representa cada columna con un arreglo Wenner-Schlumberger se describe a continuación.

- 1) Columna número 1: Distancia media del tendido (aumenta conforme se avanza en las mediciones).
- 2) Columna número 2: Distancia entre los electrodos de potencial.
- 3) Columna número 3: Nivel en el que se adquirieron las mediciones.
- 4) Columna número 4: Resistividad en ohmios por metro.

Para finalizar, se deben escribir de la siguiente manera los datos de topografía en el archivo “.dat”.

- 1) En primer lugar, se debe colocar un número dos inmediatamente después de terminar con todos los datos de los puntos en los diferentes niveles que indican que se trata de tomografía eléctrica.
- 2) En segundo lugar, se debe colocar el número total de datos de topografía.
- 3) A continuación, en la primera columna se debe colocar la distancia sobre el perfil a donde se tomó la coordenada y en la segunda columna el dato de altitud.

- 4) Al finalizar, se deben colocar seis ceros que deben ser respetados, ya que, son generados desde que se hace la conversión de los datos.

Tomografía 1-Pozo Blanco	Nombre del perfil		
4.0	Espaciamiento mínimo entre electrodos		
7	Tipo de arreglo		
49	Núm. total de puntos		
1	Localización del punto de inicio		
0	Indica si los puntos son de resistividad o de polarización		
Punto medio de atribución	Espaciamiento entre electrodos	Nivel electródico	Resistividad
6	4	1	234.8
10	4	1	246.28
14	4	1	234.09
18	4	1	207.37
22	4	1	233.77
26	4	1	304.44
30	4	1	250.52
34	4	1	319.04
38	4	1	337.86

Tabla 8 Visualización de los datos modificados y ordenados para ser leídos por el software RES2DINV.

Anexo 2. Pseudosecciones de resistividad eléctrica.

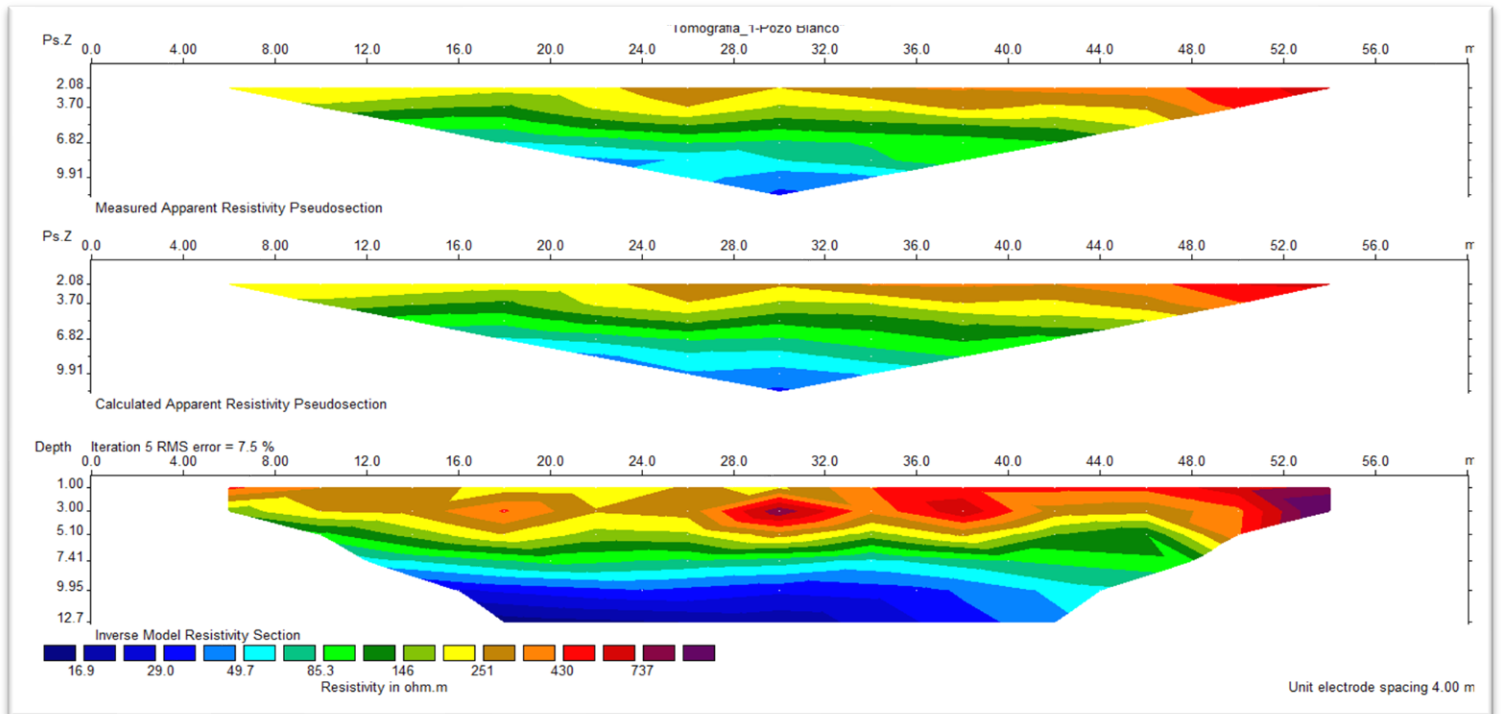


Figura 57. Pseudosección de la tomografía número 1 (TE1).

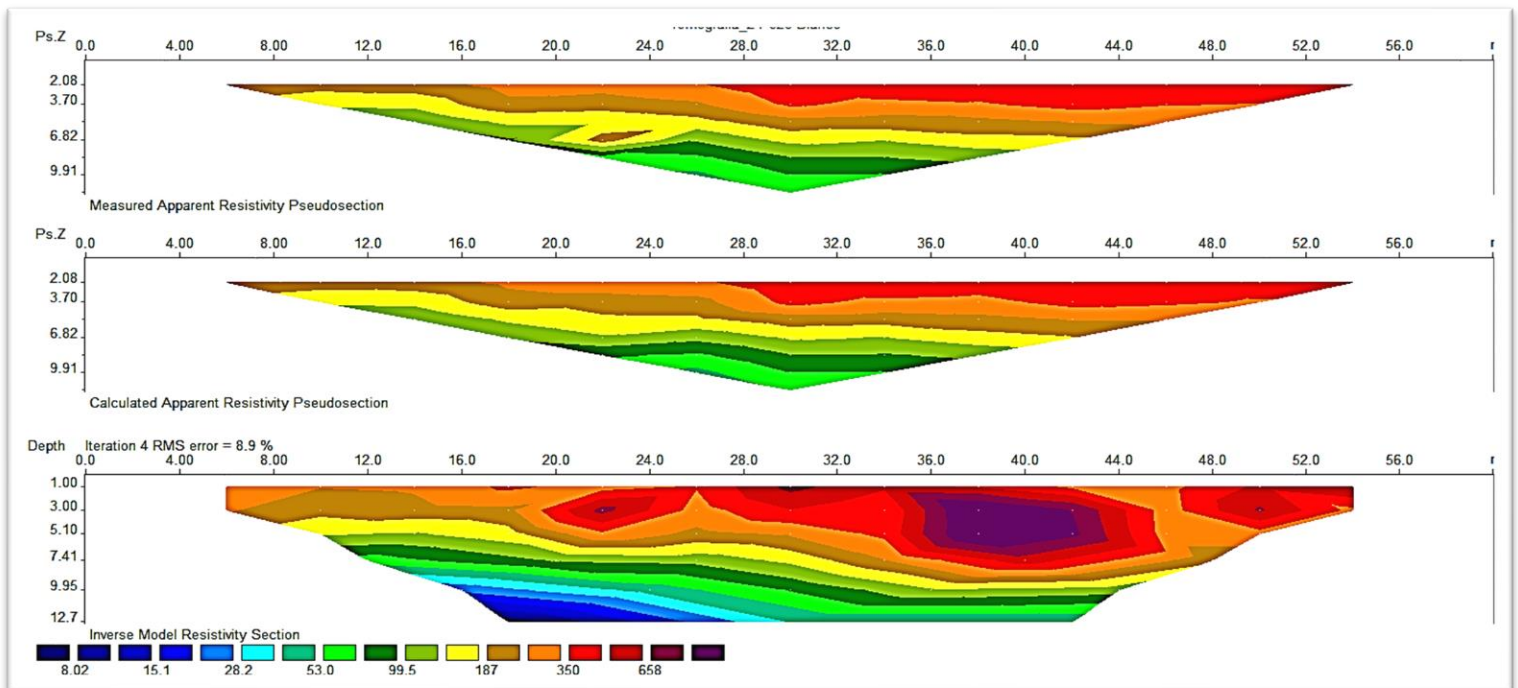


Figura 58. Pseudosección de la tomografía número 2 (TE2).

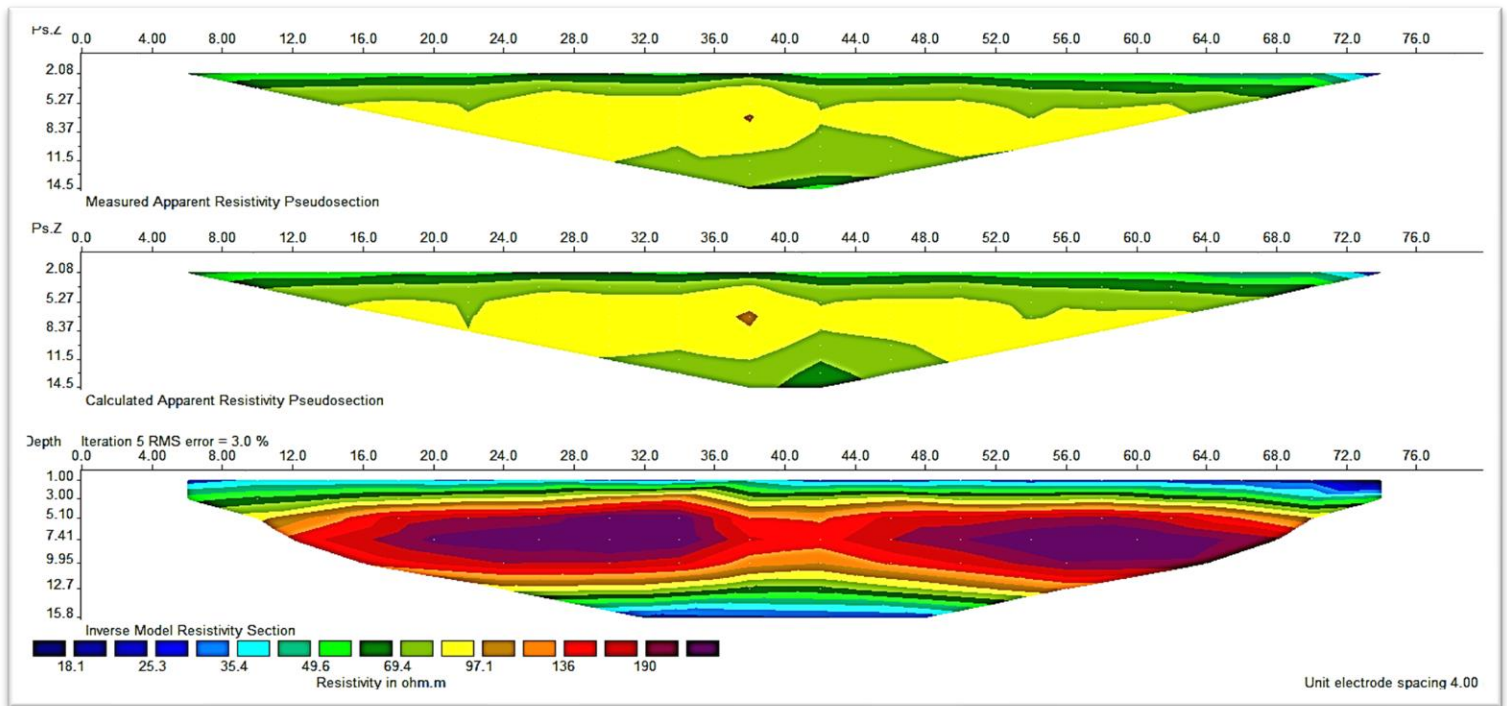


Figura 59. Pseudosección de la tomografía número 3 (TE3).

Anexo 3. Sismogramas y graficas de velocidad vs distancia.

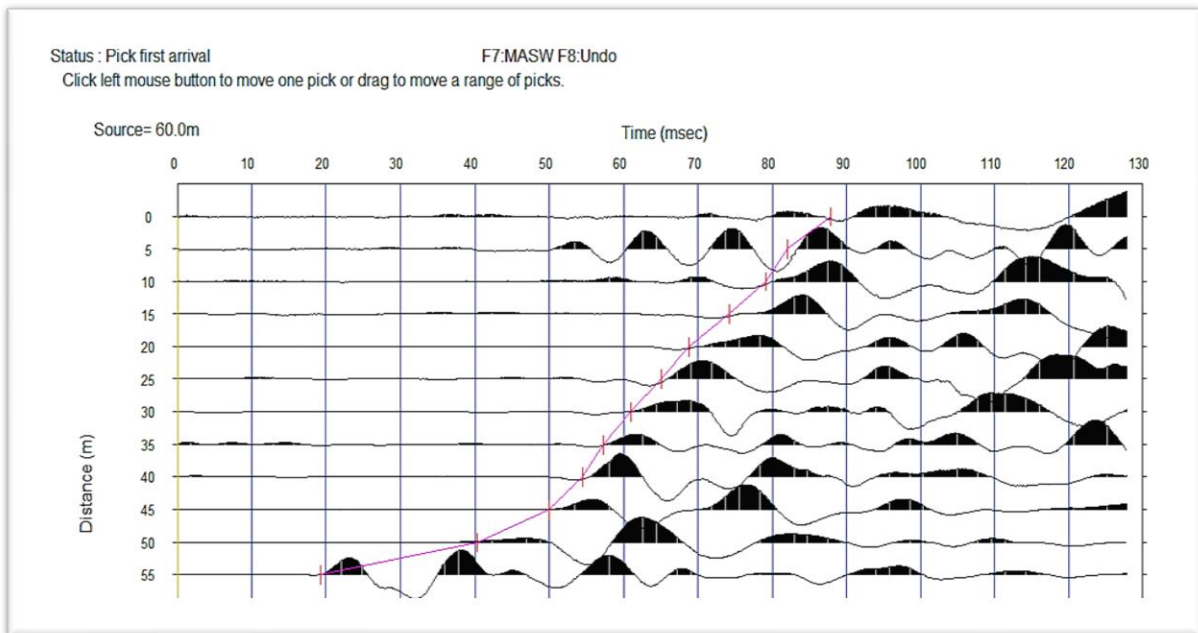


Figura 60. Primer sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

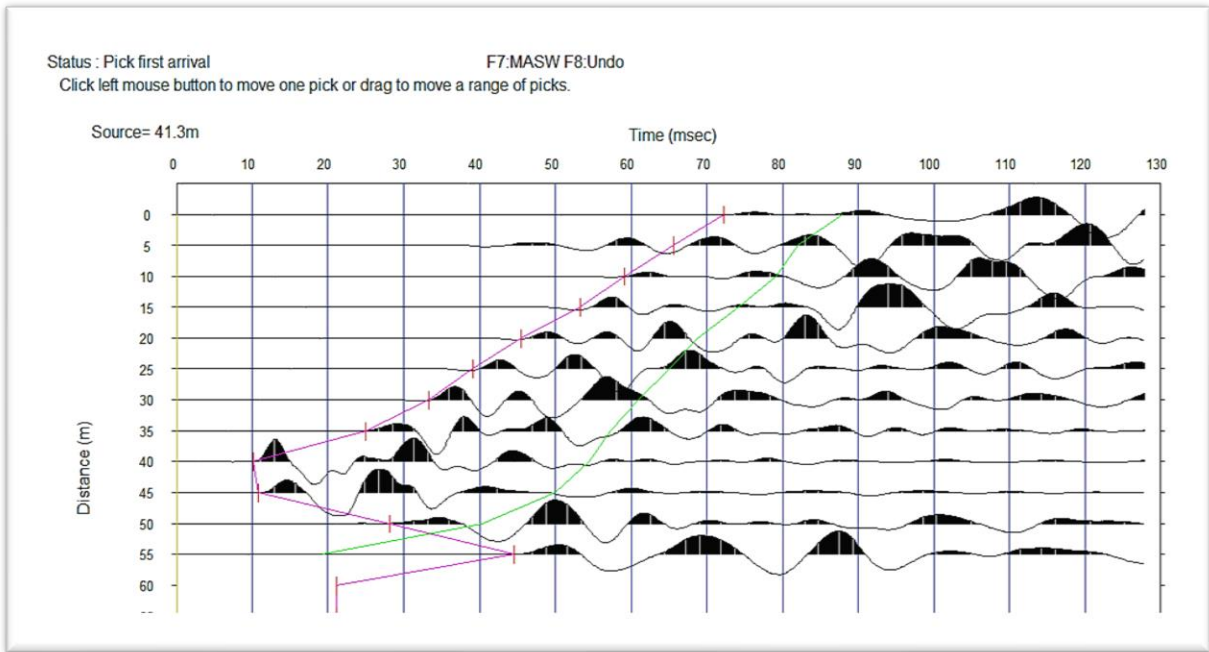


Figura 61. Segundo sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

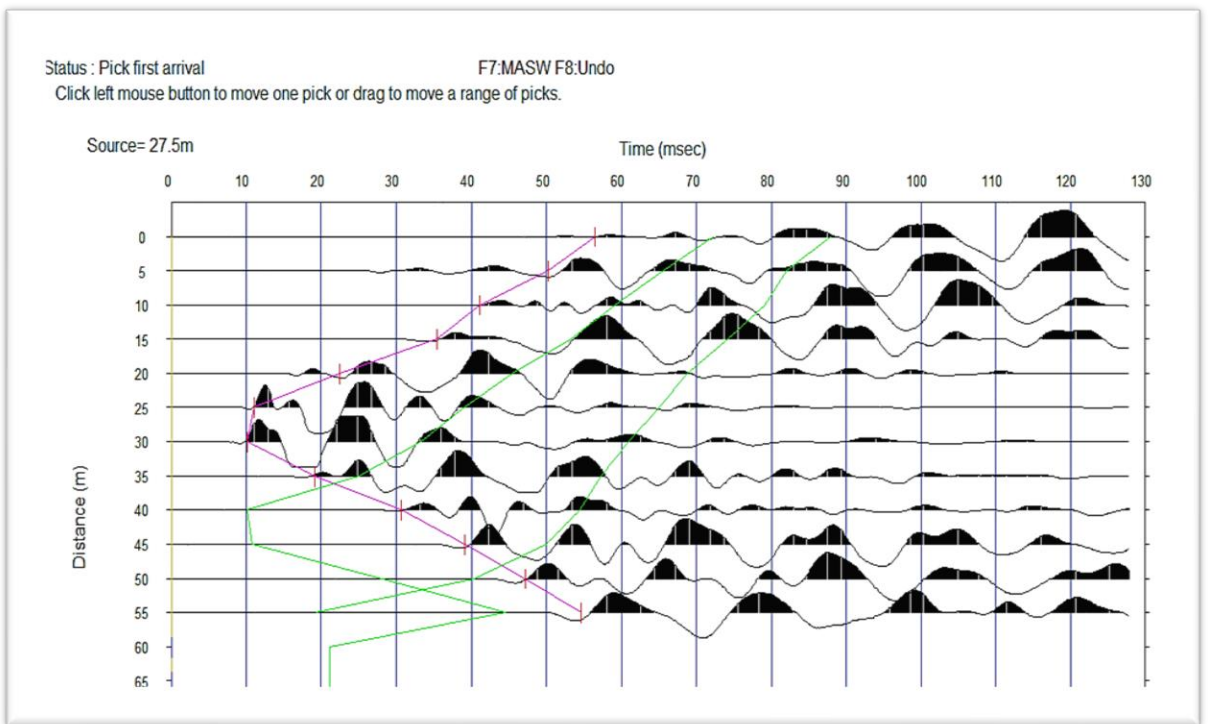


Figura 62. Tercer sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

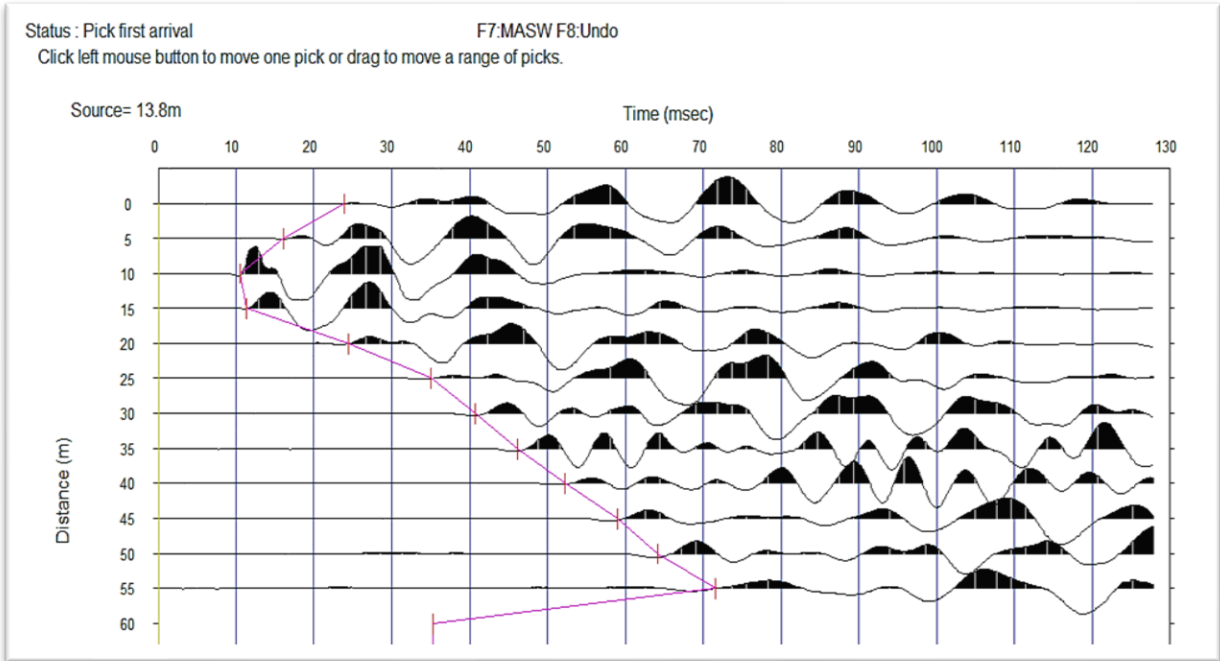


Figura 63. Cuarto sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

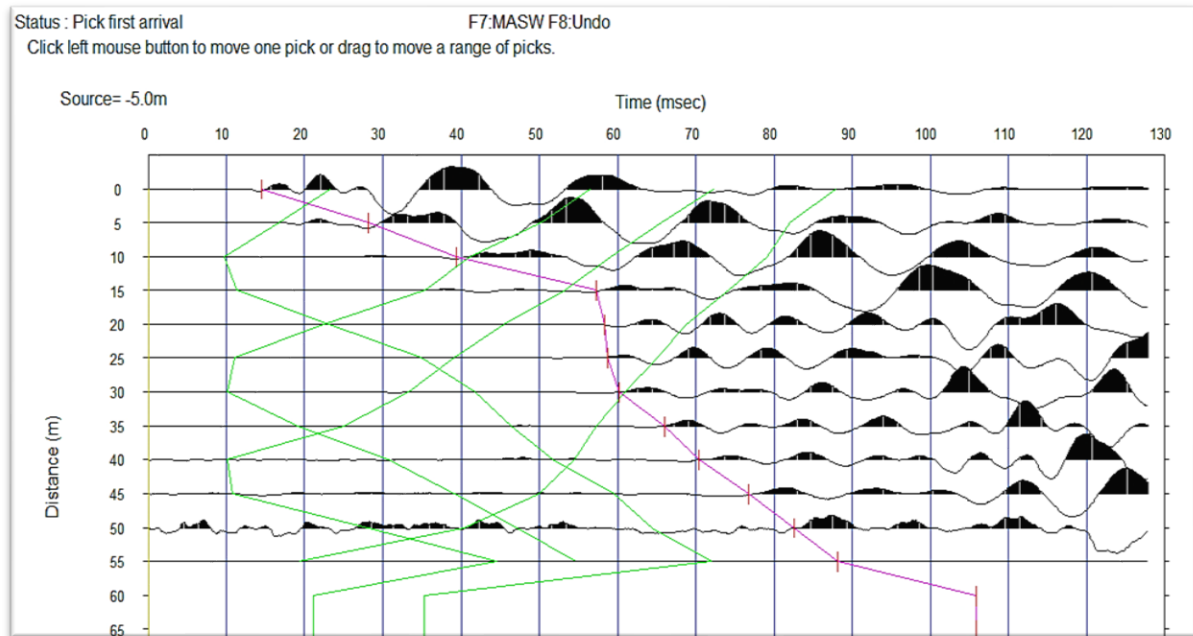


Figura 64. Quinto sismograma del tendido uno (T1). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

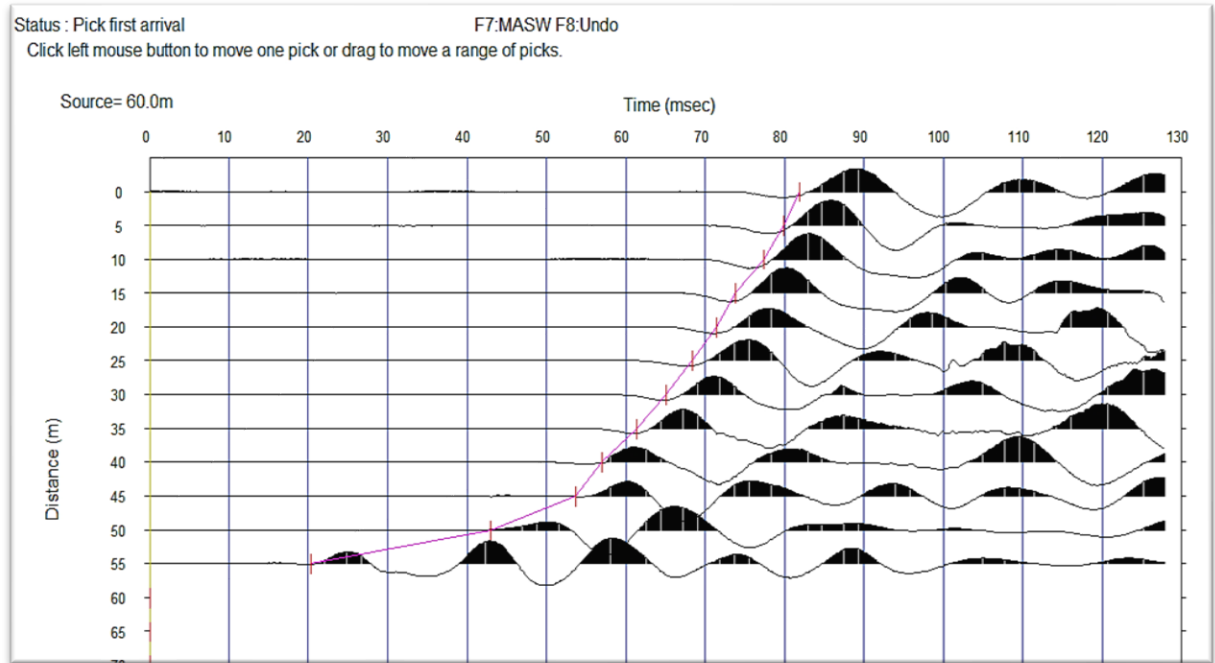


Figura 65. Primer sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

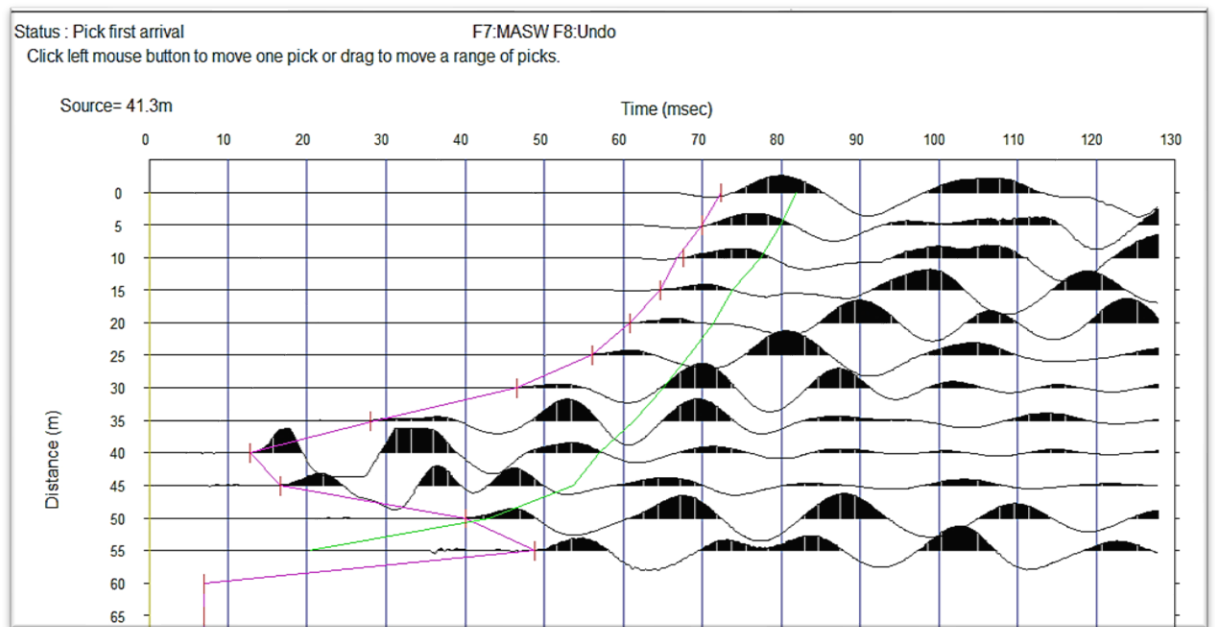


Figura 66. Segundo sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

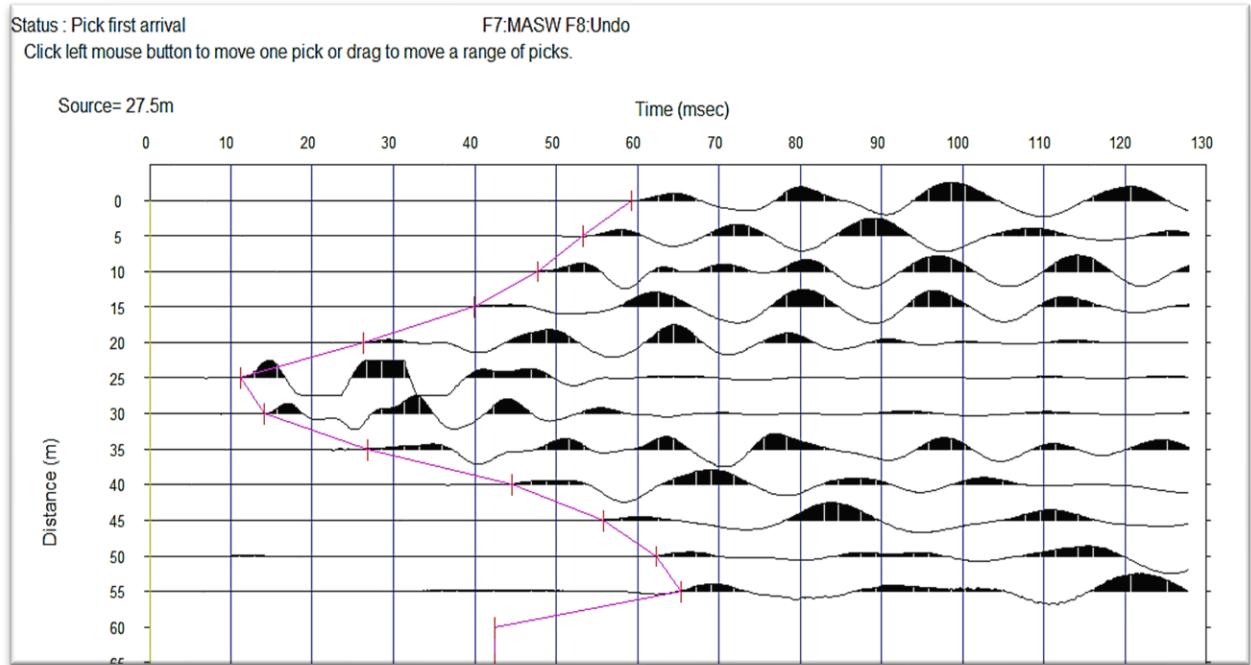


Figura 67. Tercer sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

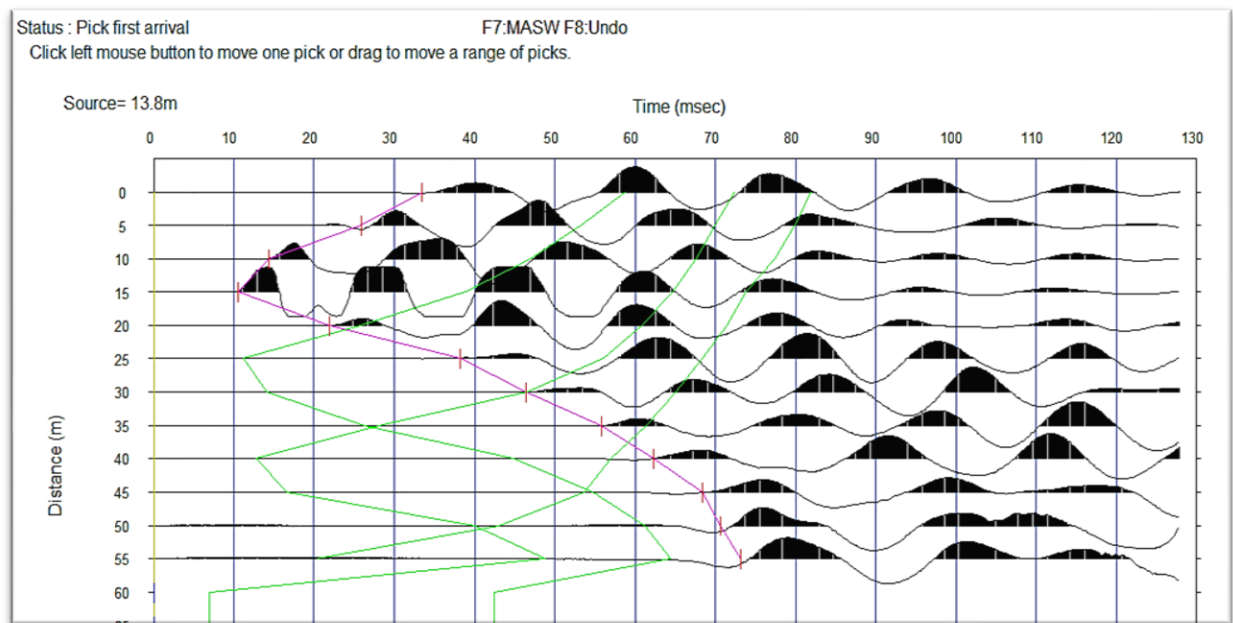


Figura 68. Cuarto sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

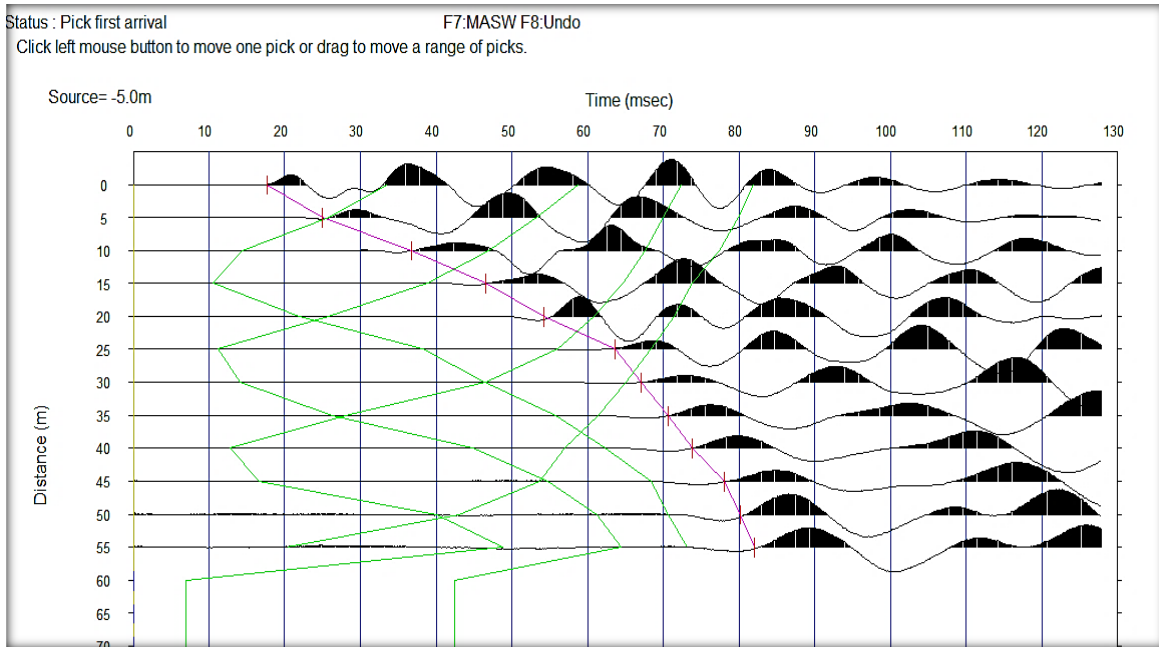


Figura 69. Quinto sismograma del tendido dos (T2). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

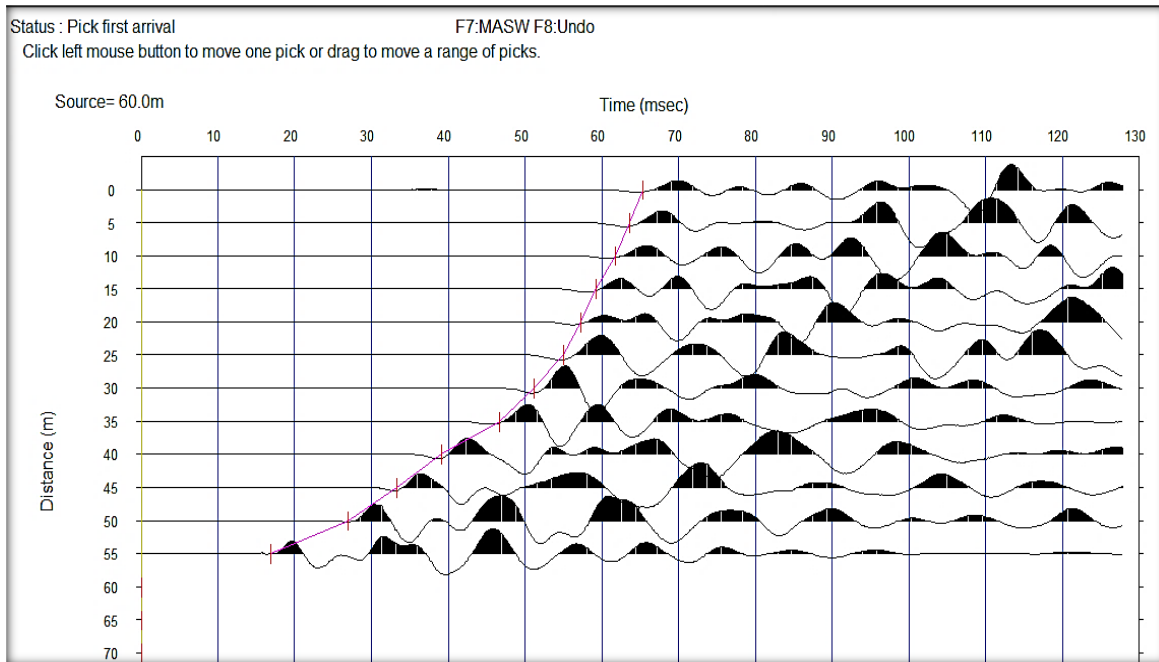


Figura 70. Primer sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

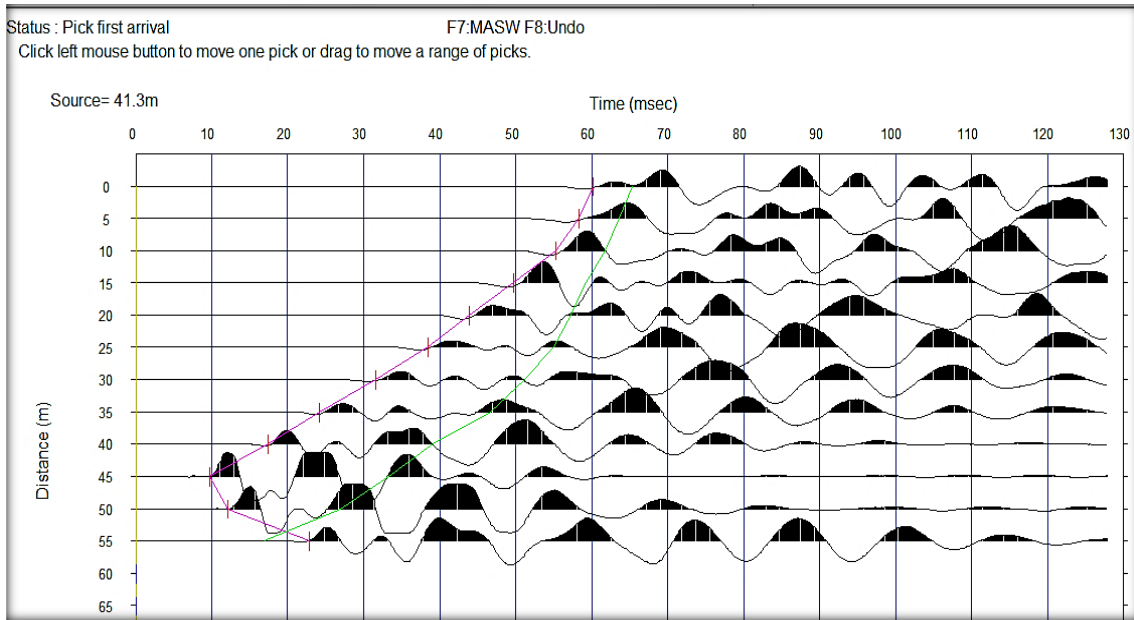


Figura 71. Segundo sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

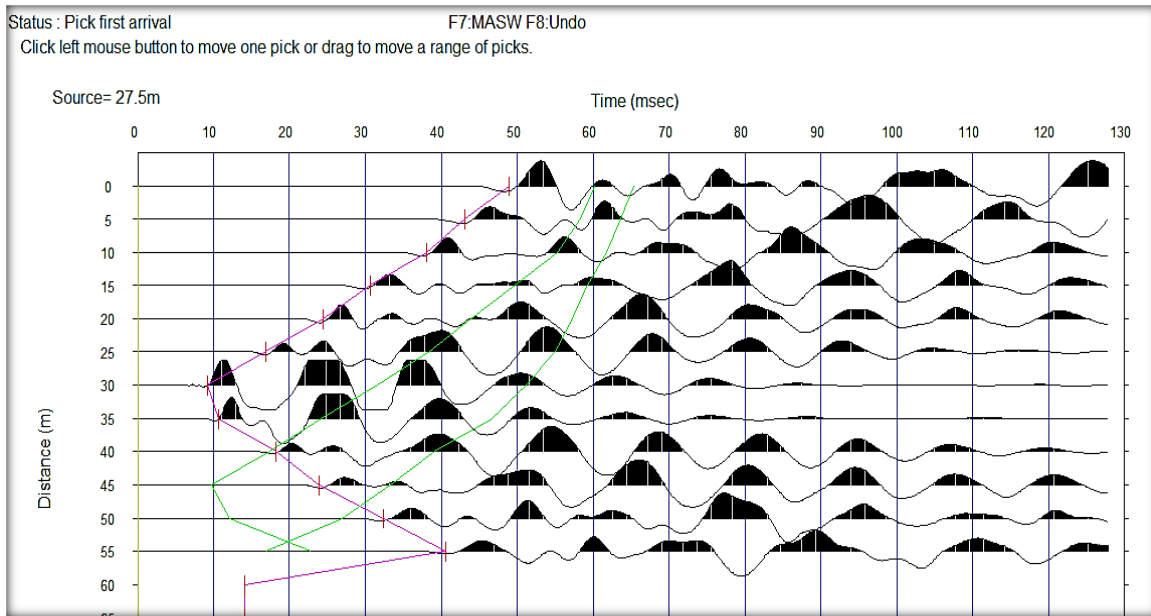


Figura 72. Tercer sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

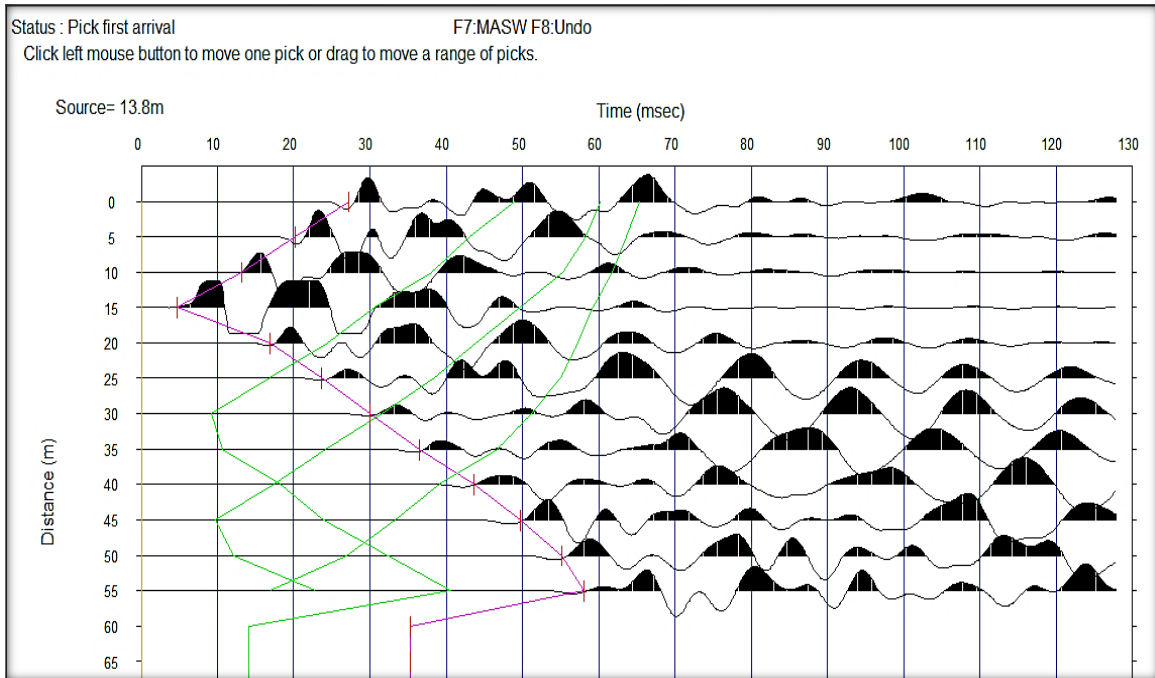


Figura 73. Cuarto sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

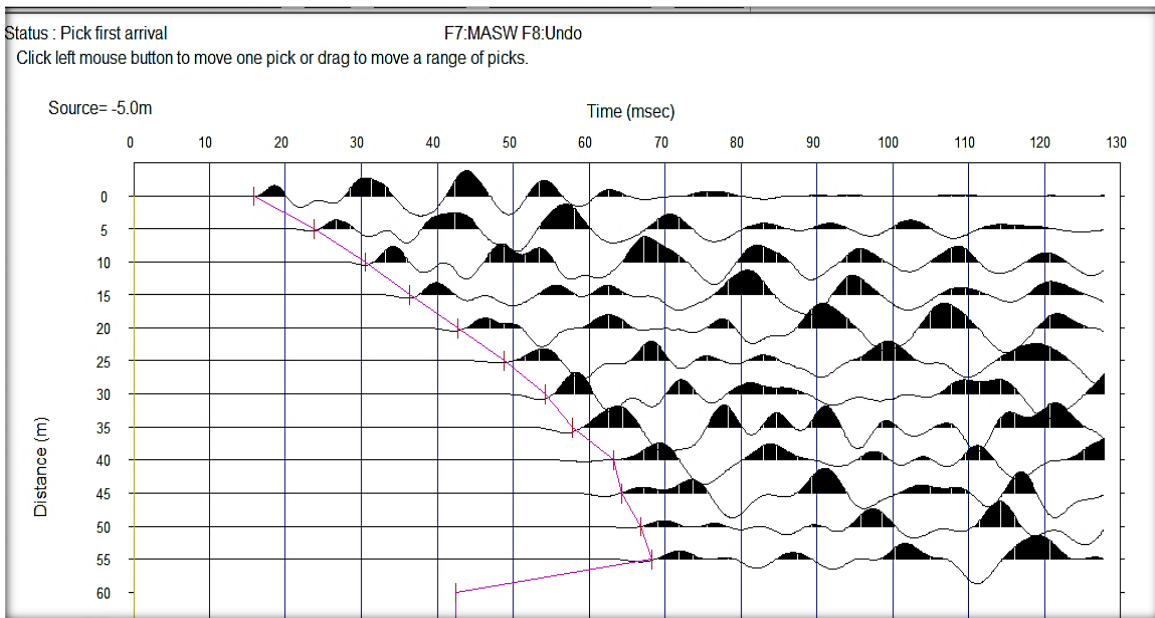


Figura 74. Quinto sismograma del tendido tres (T3). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

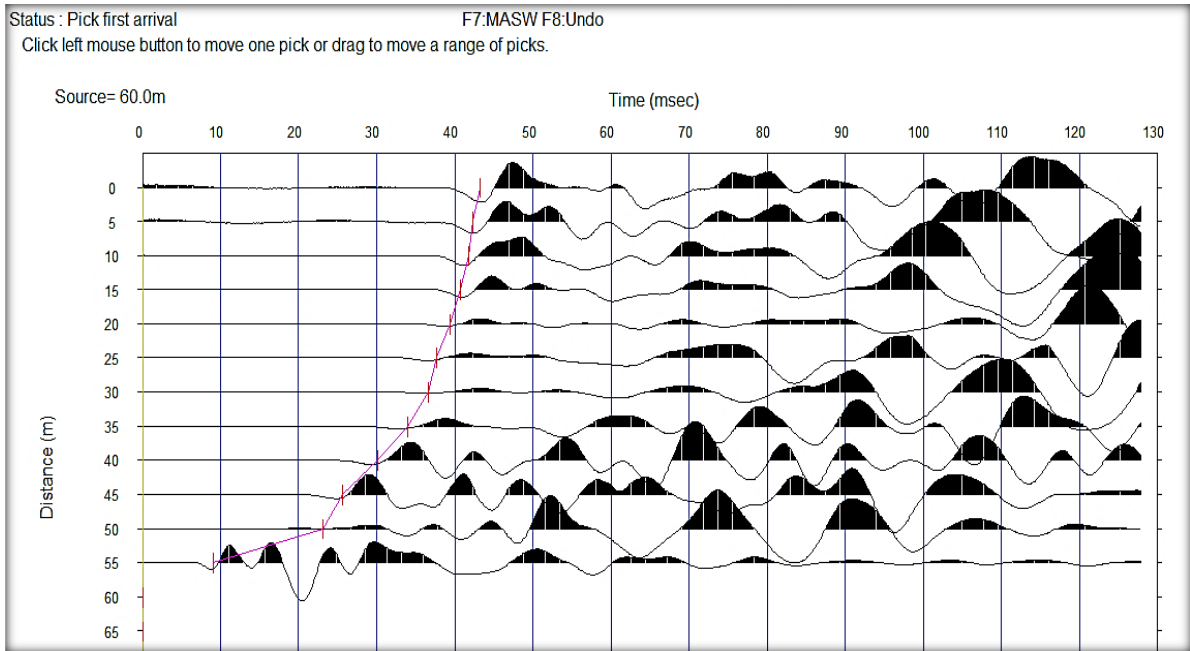


Figura 75. Primer sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

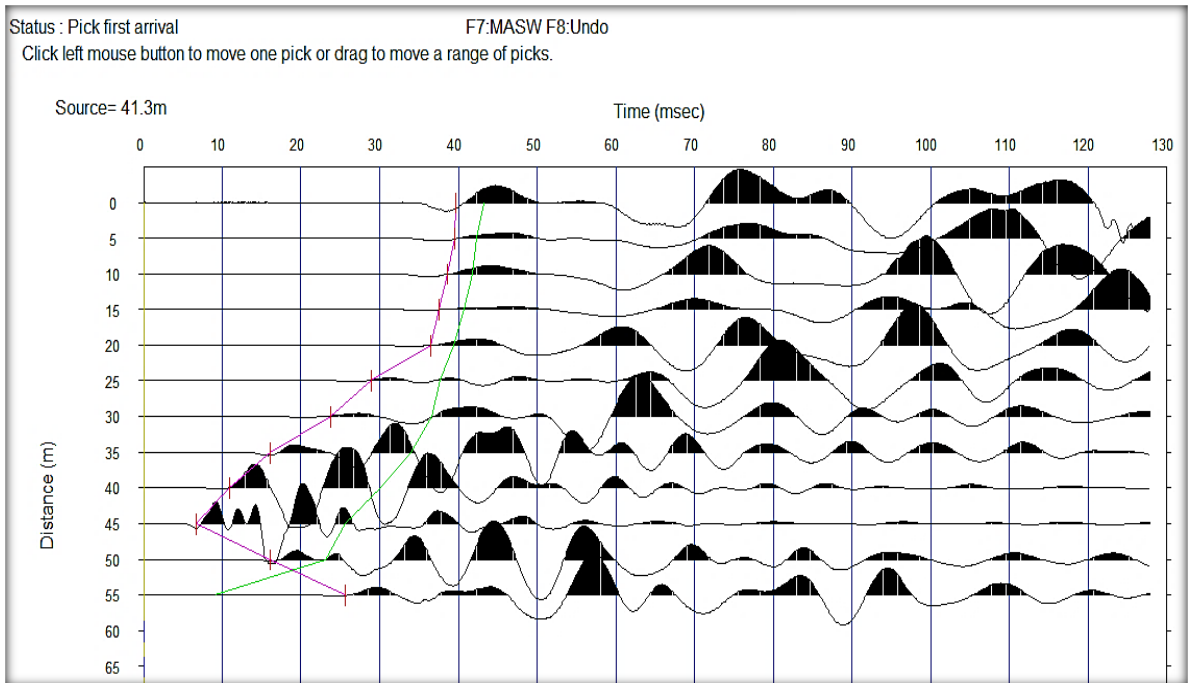


Figura 76. Segundo sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

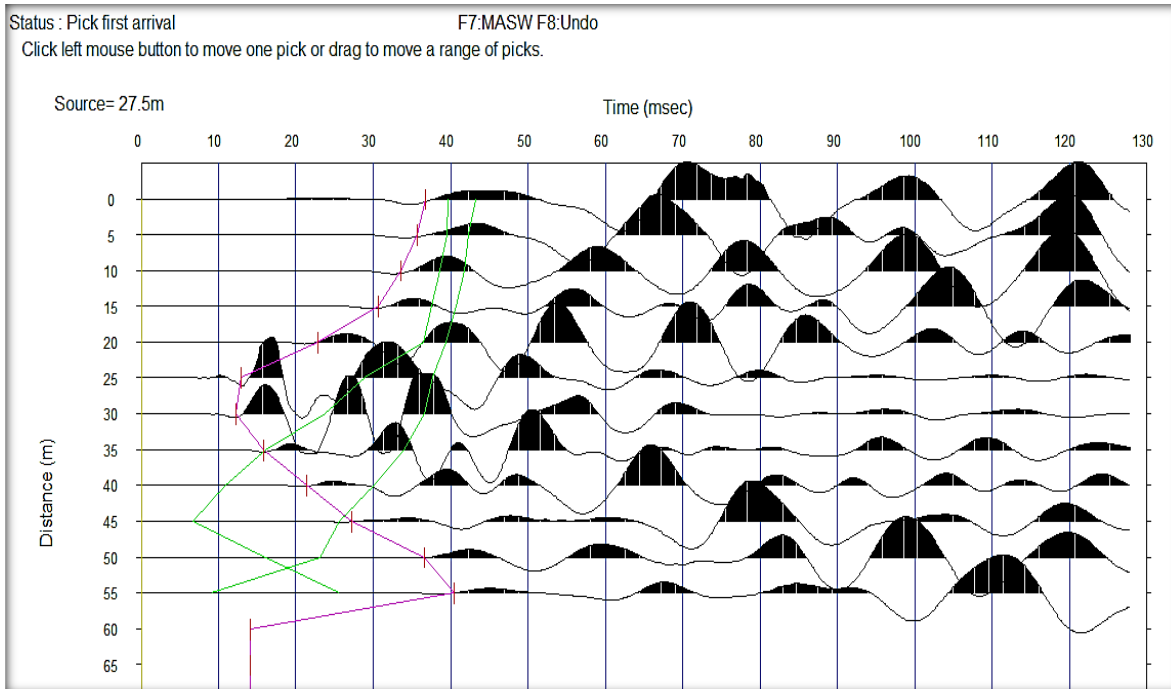


Figura 77. Tercer sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

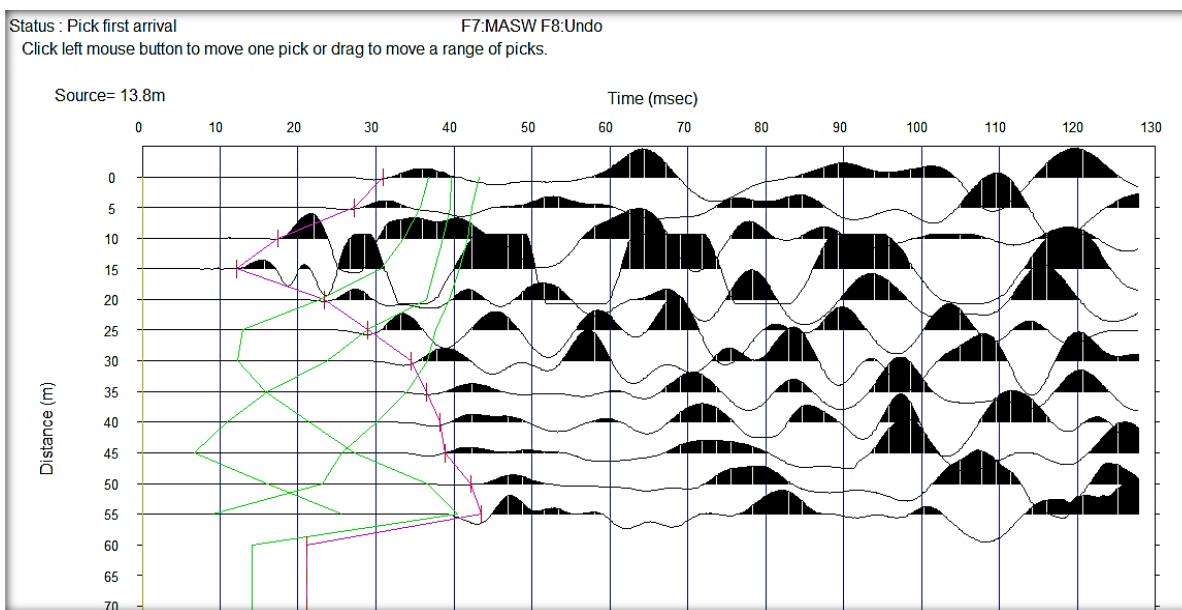


Figura 78. Cuarto sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

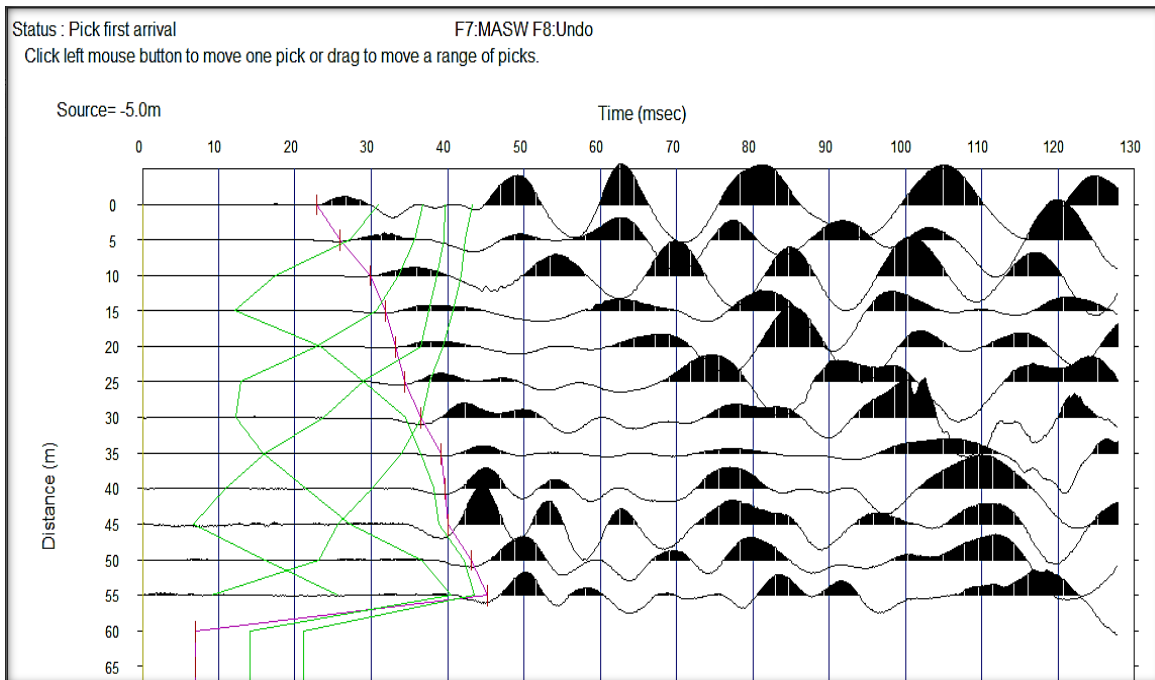


Figura 79. Quinto sismograma del tendido cuatro (T4). En color rojo las marcas de los primeros arribos de onda.

Anexo 4.

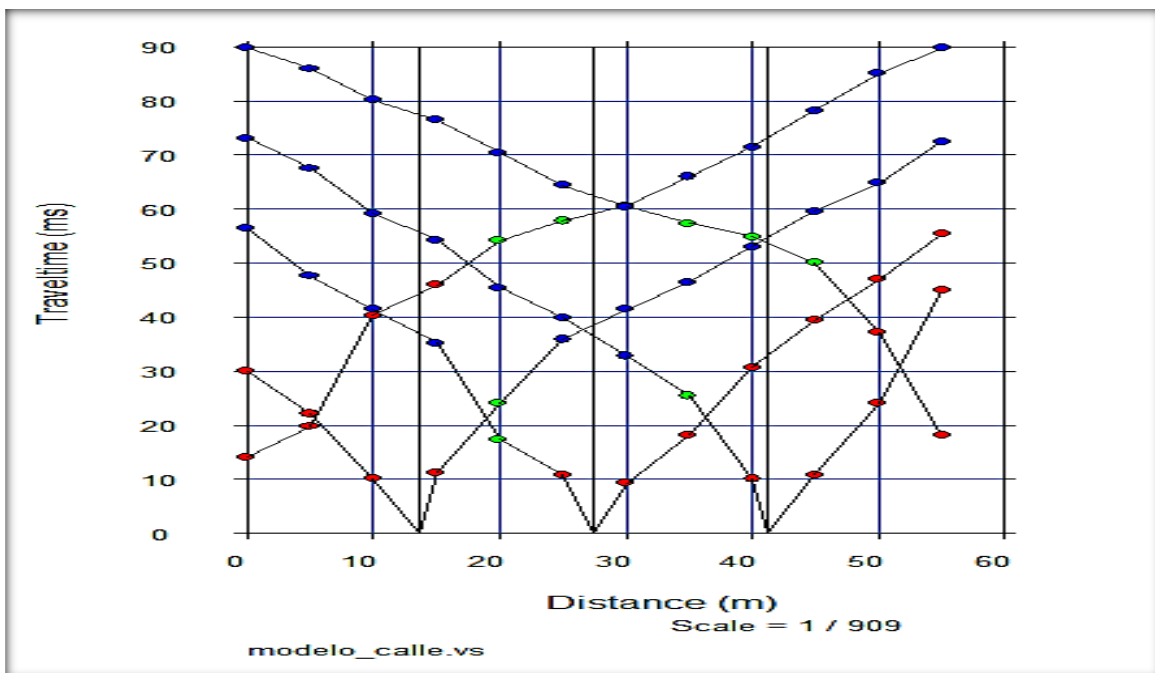


Figura 80. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número uno (T1).

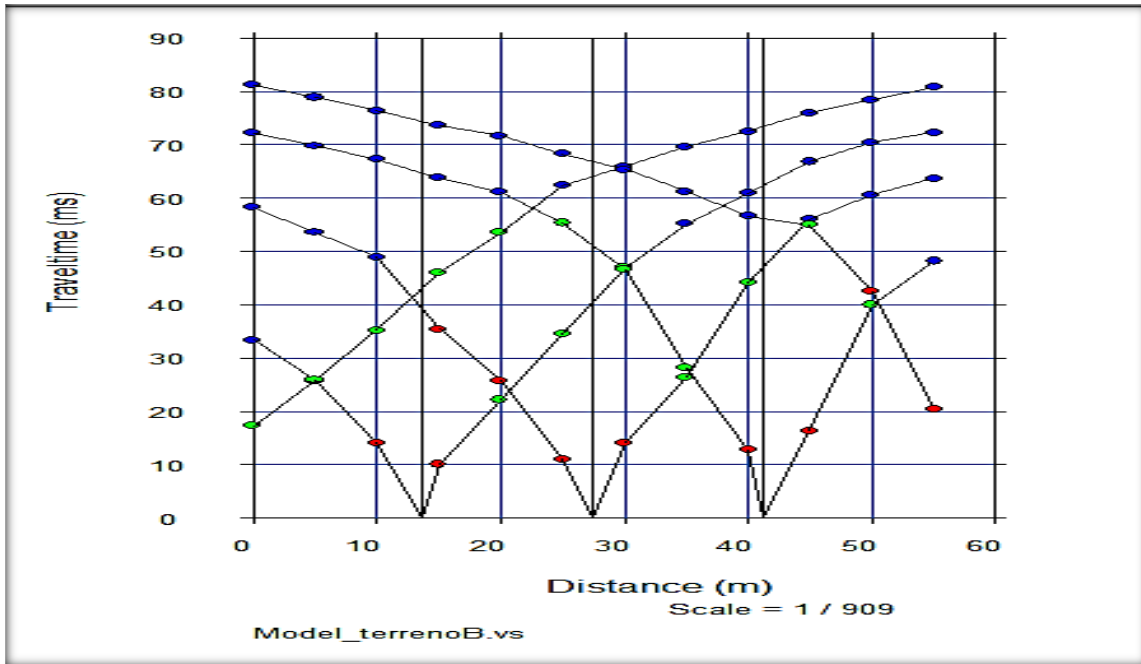


Figura 81. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número dos (T2).

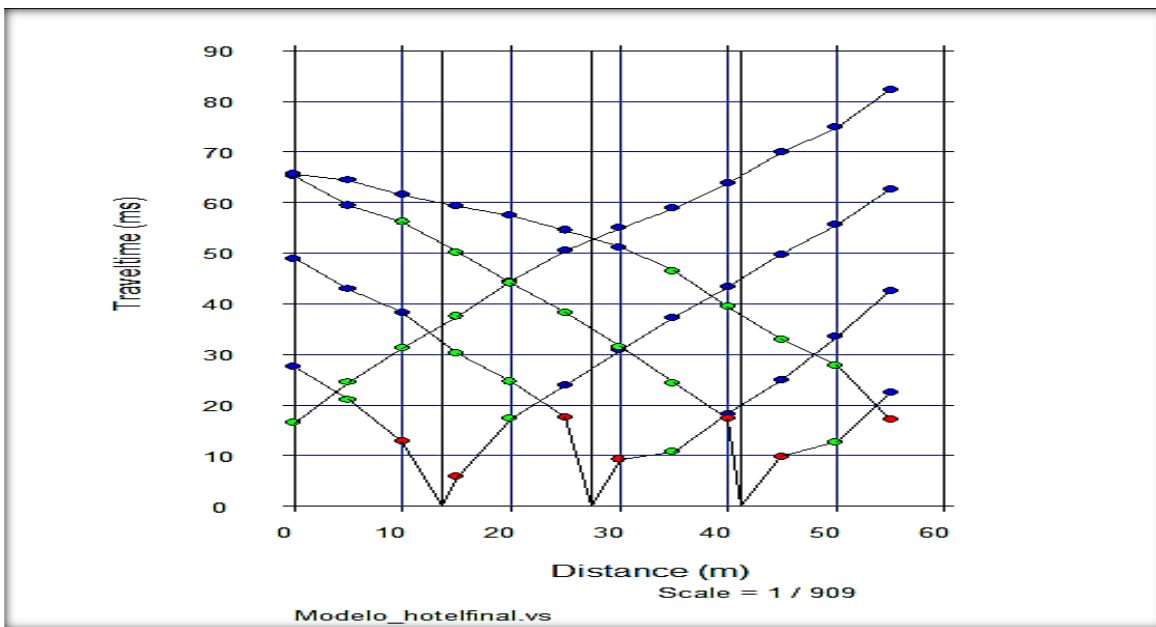


Figura 82. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número tres (T3).

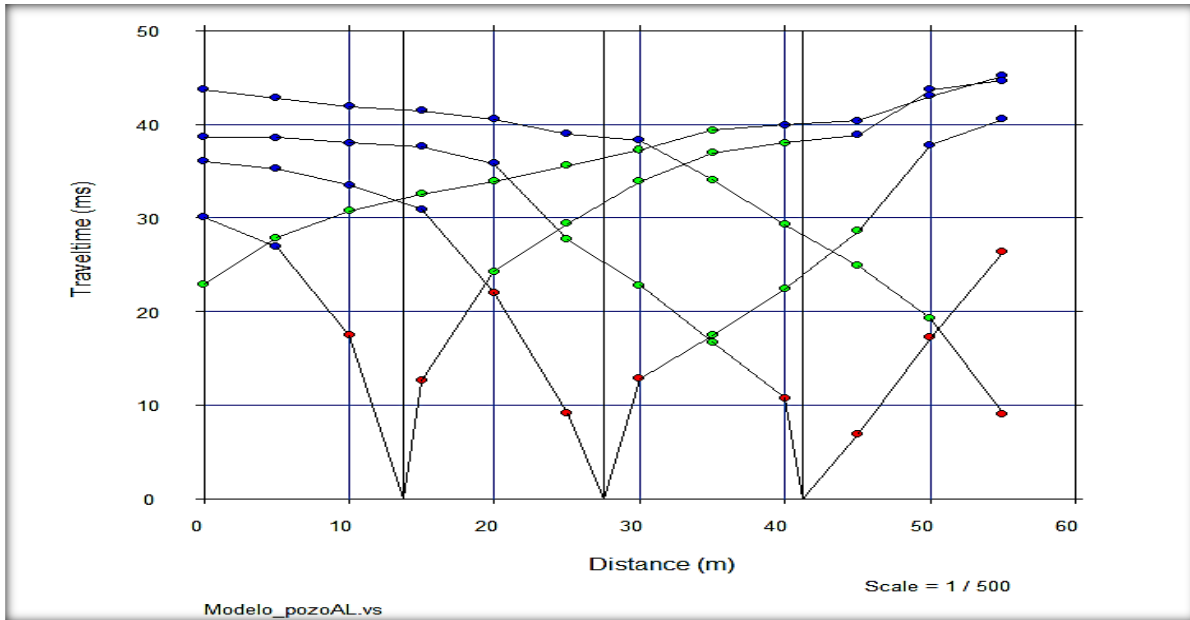


Figura 83. Grafica velocidad vs distancia, con curvas dromocrónicas de perfil número cuatro (T4).

Anexo 5. Perfiles geoelectricos

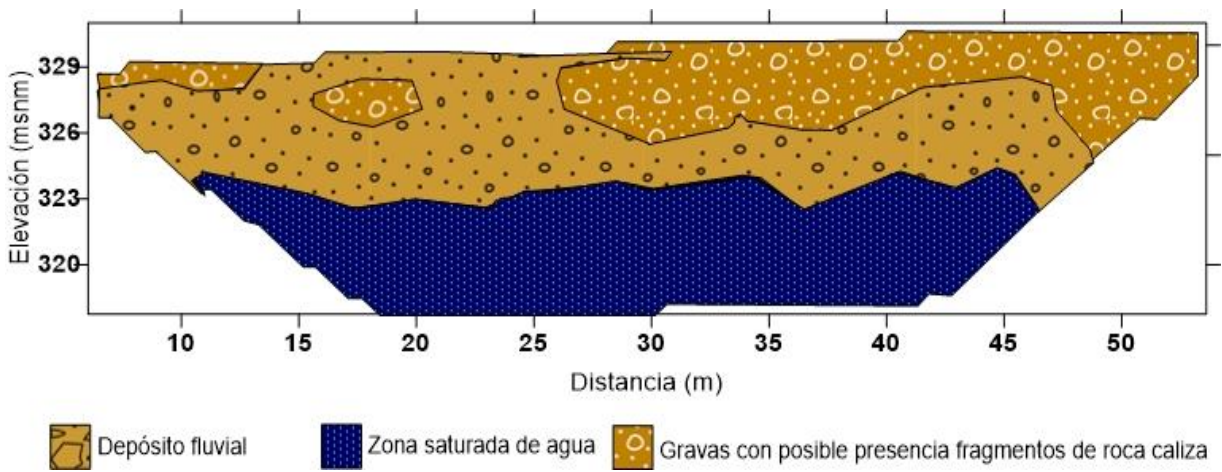


Figura 84. Perfil geoelectrico del modelo de resistividades eléctricas número uno (TE1).

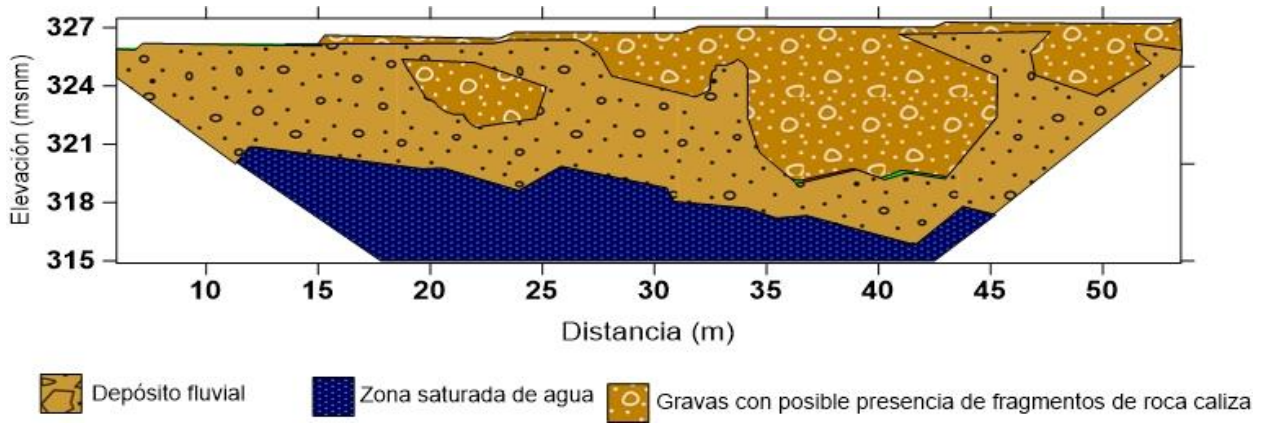


Figura 85. Perfil geoelectrico del modelo de resistividades electricas número dos (TE2).

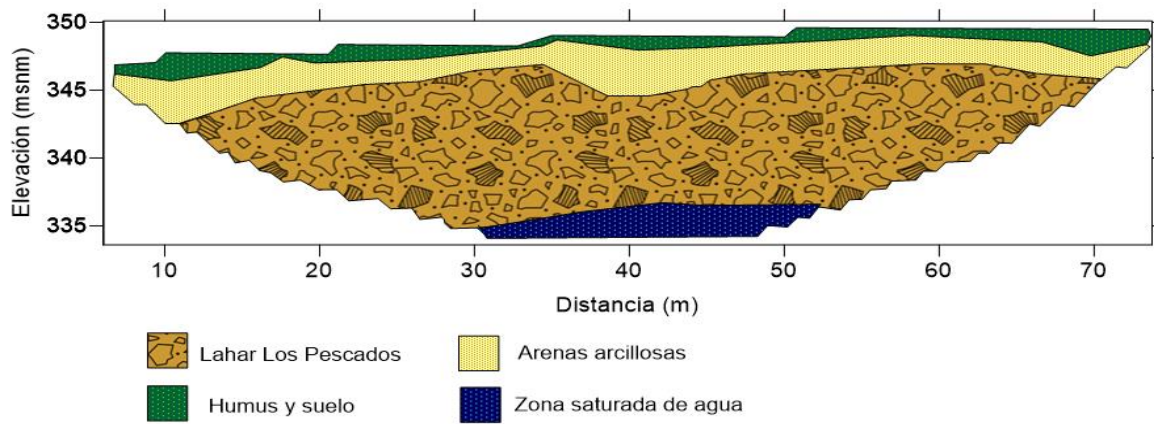


Figura 86 Perfil geoelectrico del modelo de resistividades electricas número tres (TE3).

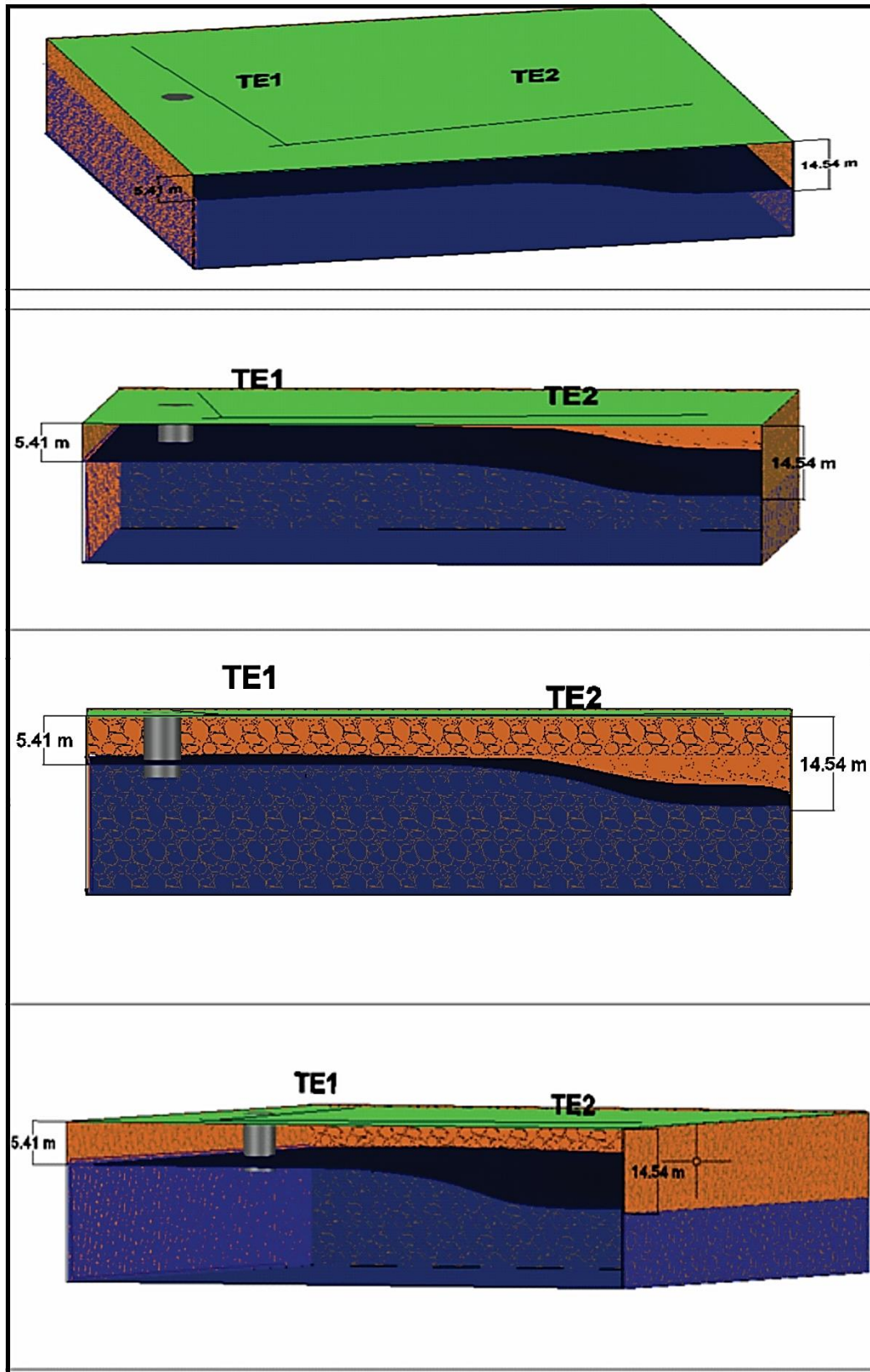


Figura 87. Aproximación 3D de la distribución y geometría del espejo de agua en el predio con el pozo de agua sin problemas de contaminación (pozo blanco) construido a partir de TE1 y TE2.

Anexo 6. Tabla con los datos de campo de potencial espontáneo.

LINEA 1 SELF-POTENCIAL	Temperatura ambiente: 28 °C	Separación entre electrodos: 4 m	Fecha de adquisición: 9/6/2019		
Localización del punto de medicion. (m)	Coordenadas en X (UTM)	Coordenadas en Y (UTM)	Voltaje (mV)	Hora	Elevación
0	736324	2138959	70.97	12:30	347
4	736329.02	2138961.02	42.83	12:33	347
8	736332.58	2138962.67	37.34	12:35	347
12	736336.32	2138963.58	85.06	12:38	347
16	736339.99	2138965.06	84.35	12:39	346
20	736343.59	2138966.86	197.37	12:41	346
24	736347.32	2138968.15	187.65	12:43	346
28	736350.87	2138970.27	126.57	12:44	346
32	736355.46	2138970.27	135.7	12:47	346
36	736358.9	2138971.67	154.38	12:50	346
40	736362.34	2138974.47	152.3	12:51	346
44	736365.44	2138976.71	147.56	12:52	345
48	736369.32	2138978.48	112.15	12:53	345
52	736372.74	2138979.47	42.36	12:54	345
56	736376.61	2138981.52	106.02	12:57	345
60	736380.11	2138983.58	94.49	13:00	344
64	736383.68	2138984.96	104.01	13:03	344
68	736387.41	2138986.92	78.82	13:06	344
72	736391.56	2138987.58	69.1	13:07	344
76	736395.09	2138988.33	89.06	13:08	344
80	736398.93	2138989.92	90.56	13:11	344
LINEA 2 SELF-POTENCIAL					
Localización del punto de medicion. (m)	Coordenadas en X (UTM)	Coordenadas en Y (UTM)	Voltaje (mV)		
0	736319.03	2138951.12	21.99	13:25	348
4	736322.8	2138952.16	2.69	13:27	348
8	736326.76	2138953.23	15.49	13:31	348
12	736330.5	2138954.39	132.51	13:33	348
16	736334.36	2138955.72	11.89	13:35	348
20	736338.08	2138957.07	179.92	13:38	348

LINEA 4 SELF-POTENCIAL					
Localizacion del punto de medicion. (m)	Coordenadas en X (UTM)	Coordenadas en Y (UTM)	Voltaje (mV)		
0	736318	2138941	0.43	17:18	349
4	736320.76	2138941.24	3.63	17:24	349
8	736323.28	2138941.03	154.23	17:30	349
12	736325.82	2138941.06	-18.72	17:34	349
16	736329.02	2138941.46	32.19	17:38	348
20	736332.88	2138941.51	38.28	17:39	348
24	736337.16	2138941.39	44.24	17:43	348
28	736341.18	2138941.44	199.02	18:00	348
32	736345.16	2138940.96	174.5	18:04	348
36	736349.25	2138940.93	314.92	18:07	348
40	736352.81	2138941.68	196.37	18:09	348
44	736356.98	2138942.18	148.55	18:11	348
48	736361.01	2138941.87	160.21	18:14	348
52	736364.97	2138942.37	174.83	18:17	348
56	736368.99	2138942.15	125.43	18:19	348
60	736372.79	2138942.47	113.3	18:21	348
64	736377.07	2138942.53	127.05	18:25	348
68	736380.91	2138942.31	152.82	18:29	348
72	736384.81	2138942.09	83.4	18:31	348
76	736388.82	2138942.5	120	18:34	348
80	736392.63	2138943.09	100.23	18:36	348
LINEA 5 SELF-POTENCIAL					
Localizacion del punto de medicion. (m)	Coordenadas en X UTM	Coordenadas en Y UTM	Voltaje (mV)		
0	736299	2138962	32.37	18:45	347
4	736303.7	2138964.47	40.34	18:49	347
8	736307.75	2138965.62	34.07	18:52	347
12	736311.37	2138967.38	47.26	18:55	347
16	736314.98	2138969.26	150.78	19:01	347
20	736319.24	2138969.78	159.55	19:05	347
24	736322.99	2138971.38	196.35	19:07	347
28	736326.31	2138973.76	228.26	19:12	346
32	736329.35	2138975.52	112.46	19:15	346

36	736332.5	2138978.17	166.18	19:18	346
40	736336.44	2138979.38	140.86	19:20	346
44	736339.26	2138982.31	186.77	19:22	346
48	736343.48	2138983.44	34.99	19:25	345
52	736347.11	2138985.35	138.71	19:27	345
56	736350.38	2138987.4	127.59	19:30	345
60	736354.16	2138989.04	69.58	19:32	345
64	736357.61	2138991.47	113.49	19:34	345
68	736361.37	2138993.15	126.49	19:37	344
72	736364.61	2138995.51	-37.67	19:39	344
76	736367.7	2138997.84	127.46	19:45	344
80	736371.18	2139000.19	104.11	19:47	344

Tabla 9. Información detallada de la campaña de adquisición de datos en campo de potencial espontáneo.

Anexo 7. Mapas de potencial espontáneo con filtros.

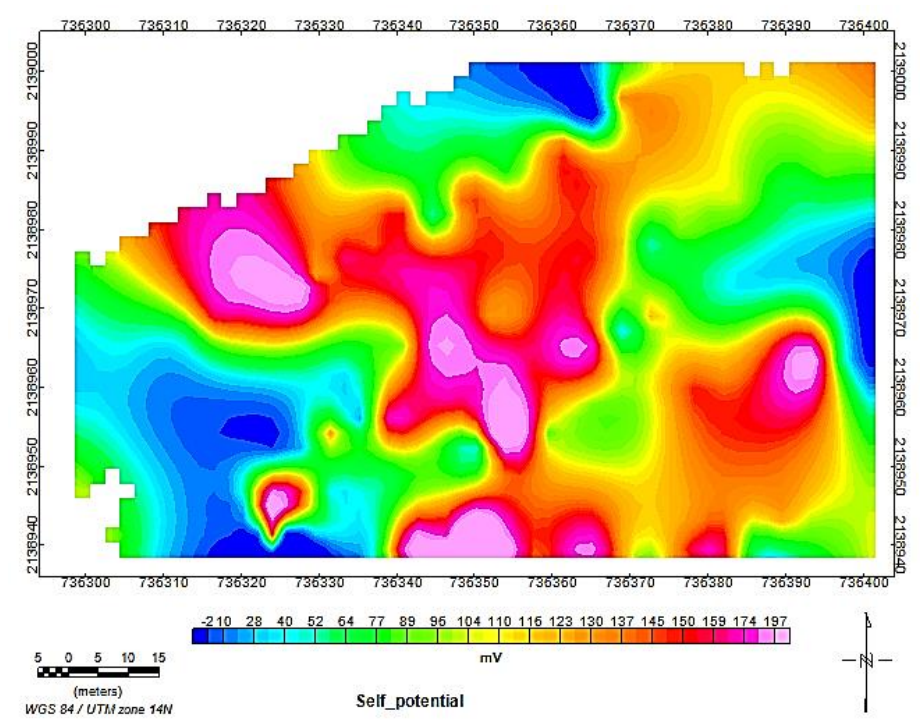


Figura 88. Mapa de potencial espontáneo con los datos obtenidos en campo sin aplicación de filtros matemáticos.

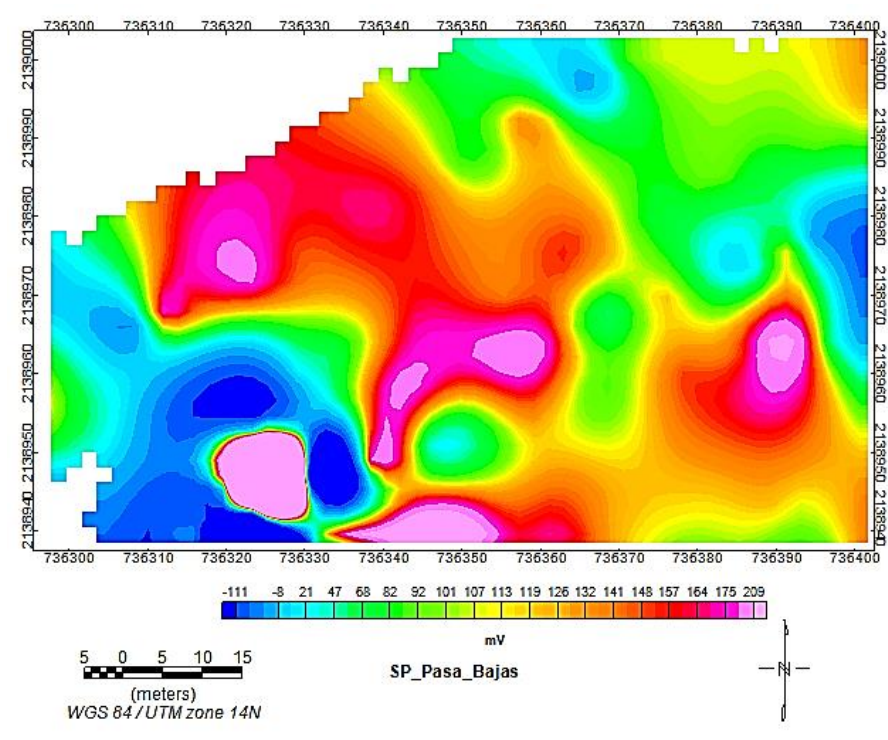


Figura 89. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa bajas.

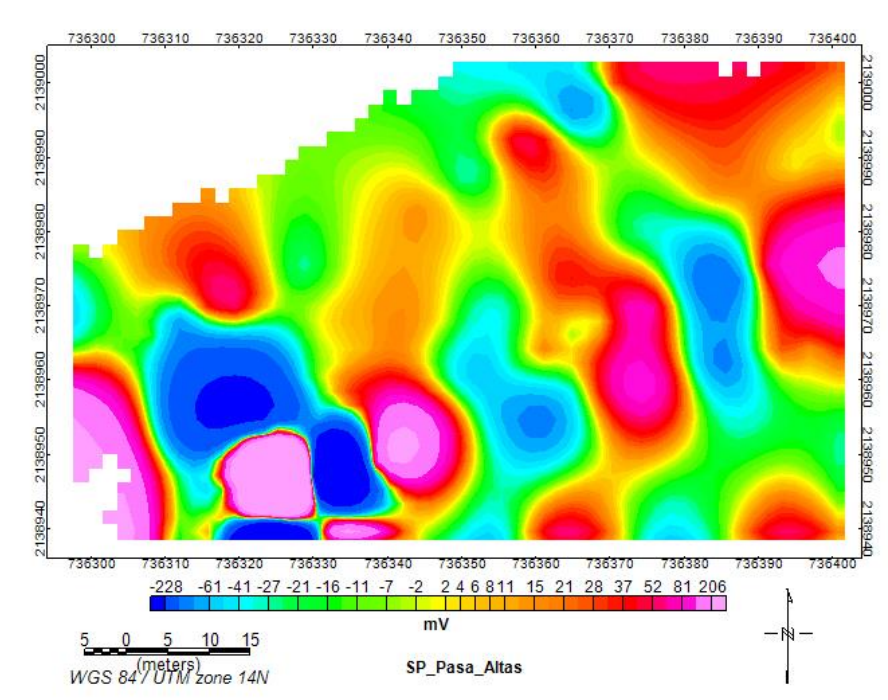


Figura 90. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro pasa altas.

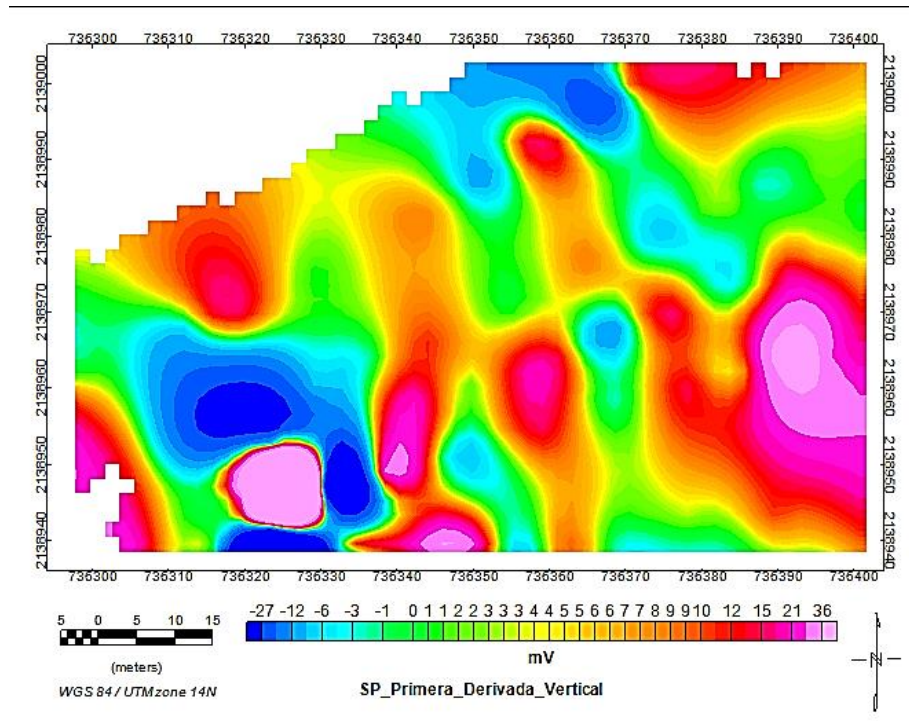


Figura 91. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro primera derivada vertical.

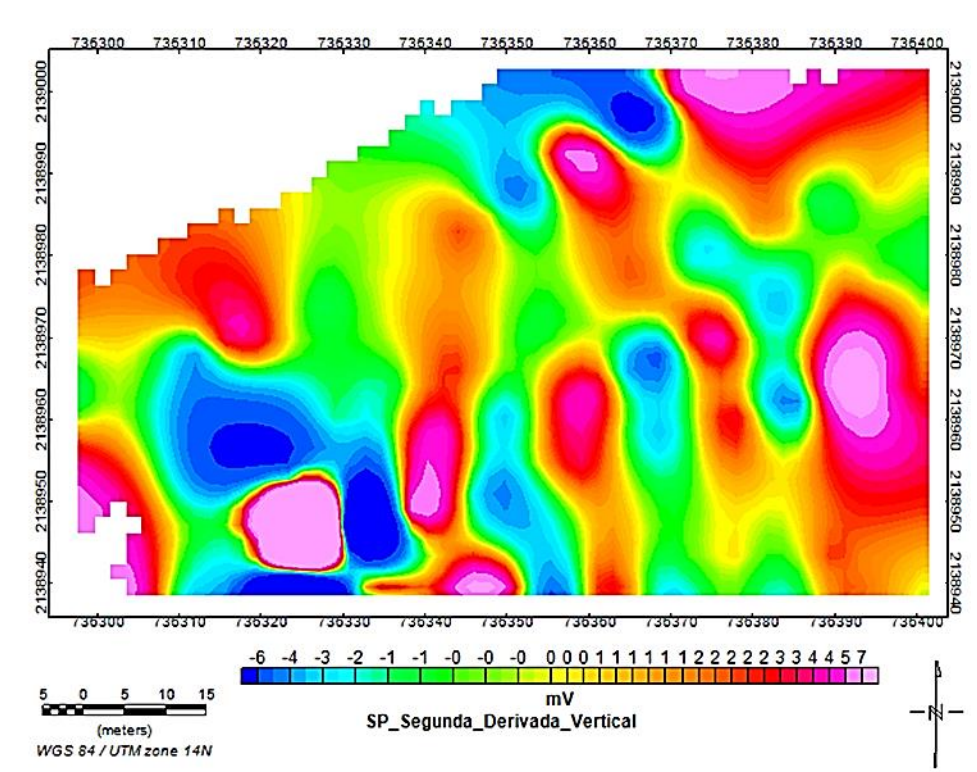


Figura 92. Mapa de potencial espontáneo con aplicación del filtro segunda derivada vertical.

Anexo 8. Tablas de parámetros físicos en diferentes medios.

<i>Formaciones</i>	<i>Velocidad (km/s)</i>
<i>Aire</i>	<i>0.33</i>
<i>Agua dulce</i>	<i>1.45</i>
<i>Limos</i>	<i>0.2 – 0.6</i>
<i>Aluviones secos</i>	<i>0.6 – 1.2</i>
<i>Aluviones húmedos</i>	<i>1.6 – 2.4</i>
<i>Arcillas</i>	<i>1.8 – 2.2</i>
<i>Tobas volcánicas</i>	<i>1.8 – 2.5</i>
<i>Margas</i>	<i>2 - 3</i>
<i>Areniscas</i>	<i>2 – 3.5</i>
<i>Lavas</i>	<i>2.5 – 4</i>
<i>Calizas</i>	<i>3 – 5</i>
<i>Esquistos</i>	<i>3 – 4.5</i>
<i>Gnéis</i>	<i>3.5 – 5</i>
<i>Granitos</i>	<i>4 – 6</i>

Tabla 10. Velocidades típicas de las ondas P en distintos medios y rocas.

NATURALEZA DEL TERRENO	RESISTIVIDAD EN OHM*M
Terrenos pantanosos	de algunas unidades a 30
Limo	20 a 100
Humus	10 a 150
Turba húmeda	5 a 100
Arcilla plástica	50
Margas y arcillas compactas	100 a 200
Margas del jurásico	30 a 40
Arena arcillosa	50 a 500
Arena silícea	200 a 3.000
Suelo pedregoso cubierto de césped	300 a 500
Suelo pedregoso desnudo	1500 a 3.000
Calizas blandas	100 a 300
Calizas compactas	1000 a 5000
Calizas agrietadas	500 a 1000
Pizarras	50 a 300
Rocas de mica y cuarzo	800
Granitos y gres procedente de alteración	1.500 a 10.000
Granitos y gres muy alterados	100 a 600

Tabla 11. Valores de resistividad típicos en distintos medios y rocas.