



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL

ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

CIENCIAS DE LA TIERRA

UNIDAD TICOMÁN

**EXPLORACIÓN GEOFÍSICA PARA DETERMINAR
ESTRUCTURA DEL SUBSUELO RELACIONADA CON
AGRIETAMIENTOS Y HUNDIMIENTOS EN LA ZONA DE SAN
FRANCISCO TEPOJACO, ESTADO DE MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

RAÚL SUÁREZ MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS:

M. en C. LEOBARDO SALAZAR PEÑA



2013



AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a todas las personas que indirecta o directamente colaboraron en la realización de este proyecto de tesis: al M.C. Leobardo Salazar Peña y al Ing. Roberto Loo Guzmán por su asesoramiento y dirección, al Ing. David Camargo Guzmán por facilitarme el uso del equipo eléctrico.

A mi familia por el gran apoyo que me brindaron durante mi estancia y periodo de titulación dentro del IPN, por compartir satisfacciones y fracasos, pero más aún por ayudarme en todas las formas que estuvieron a su alcance.



Índice

Los temas en los que se divide esta tesis son seis y se desglosan a continuación.

Resumen-----	<u>V</u>
Abstract-----	<u>VI</u>
1. Introducción	
1.1. Justificación-----	<u>VII</u>
1.2. Objetivos-----	<u>VIII</u>
1.2.1. Objetivo General-----	<u>VIII</u>
1.2.2. Objetivos Particulares-----	<u>VIII</u>
1.3. Hipótesis-----	<u>VIII</u>
1.4. Planteamiento del Problema-----	<u>IX</u>
1.5. Antecedentes-----	<u>X</u>
2. Zona de Estudio	
2.1. Localización del área de estudio y vías de acceso-----	<u>1</u>
2.2. Hidrología-----	<u>3</u>
2.3. Geología-----	<u>5</u>
2.4. Manifestaciones en la zona-----	<u>7</u>
3. Fundamentos	
3.1. Método Eléctrico-----	<u>8</u>
3.1.1. Ley de Ohm-----	<u>8</u>
3.1.2. Diferencia de potencial-----	<u>8</u>
3.1.3. Resistividad eléctrica en rocas-----	<u>9</u>
3.1.4. Superficies Equipotenciales-----	<u>10</u>
3.1.5. Corriente de flujo en la tierra-----	<u>10</u>



3.1.6. Equipos para estudios de resistividad-----	<u>14</u>
3.1.7. Limitaciones del método resistivo-----	<u>14</u>
3.1.8. Método dipolo-dipolo-----	<u>15</u>
3.2. Método sísmico-----	<u>18</u>
3.2.1. Elementos de la exploración sísmica-----	<u>18</u>
3.2.2. Tensión y deformación-----	<u>19</u>
3.2.3. Constantes elásticas-----	<u>20</u>
3.2.3.1. Modulo volumétrico-----	<u>20</u>
3.2.3.2. Módulo de corte-----	<u>22</u>
3.2.3.3. Módulo de Young-----	<u>22</u>
3.2.3.4. Módulo axial-----	<u>23</u>
3.2.4. Relación de Poisson-----	<u>24</u>
3.2.5. Ondas sísmicas-----	<u>24</u>
3.2.6. Ondas de cuerpo -----	<u>25</u>
3.2.7. Ondas y Rayos-----	<u>27</u>
3.2.8. Velocidad de onda sísmica en rocas-----	<u>28</u>
3.2.9. Atenuación de energía sísmica-----	<u>31</u>
3.2.10. Refracción de Rayos Incidentes Oblicuos-----	<u>32</u>
3.2.11. Refracción Crítica-----	<u>34</u>
3.2.12. Difracción-----	<u>35</u>
3.2.13. Principio de Huygens-----	<u>35</u>



3.2.14.	Sísmica de Refracción-----	<u>37</u>
3.2.15.	Geometría de la Trayectoria de Refracción-----	<u>39</u>
3.2.16.	Caso de 3 o más capas con interfaces horizontales ----	<u>41</u>
3.2.17.	Caso para placas inclinadas con interfaces planas-----	<u>44</u>
3.2.18.	Geometría de trayectorias de rayo: interfaces Irregulares -----	<u>46</u>
3.2.19.	Tiempo de retraso-----	<u>46</u>
3.2.20.	Método del recíproco generalizado-----	<u>50</u>
4.	Metodología	
4.1.	Adquisición de datos eléctricos-----	<u>51</u>
4.2.	Procesado de datos eléctricos-----	<u>54</u>
4.3.	Adquisición de datos sísmicos-----	<u>56</u>
4.4.	Procesado de datos sísmicos-----	<u>61</u>
4.4.1.	Picado-----	<u>61</u>
4.4.2.	Test and edit X-T curve-----	<u>62</u>
4.4.3.	Velocity base layer-----	<u>63</u>
4.4.4.	Velocity intermediate layer-----	<u>64</u>
4.4.5.	Delay time-----	<u>66</u>
4.4.6.	Depth section-----	<u>67</u>
4.4.7.	Raypath calculation-----	<u>68</u>
4.5.	Procesado de Información Hidrológica-----	<u>69</u>



5. Resultados y Discusión	
5.1. Resultados eléctricos-----	<u>75</u>
5.2. Resultados sísmicos-----	<u>78</u>
5.3. Resultados Hidrológicos-----	<u>80</u>
5.4. Discusión-----	<u>82</u>
6. Conclusiones y Recomendaciones	
6.1. Conclusiones-----	<u>85</u>
6.2. Recomendaciones-----	<u>87</u>
Referencias bibliográficas-----	<u>89</u>
Anexos-----	<u>91</u>



Resumen

El presente trabajo representa el esfuerzo que tiempo atrás realizó la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Unidad Ticomán mediante el departamento de investigación en colaboración con alumnos del plantel y que me honra representar. El trabajo tiene como objetivo principal obtener las características estructurales del subsuelo para determinar los factores que favorecieron la formación de los agrietamientos y hundimientos en la unidad habitacional de San Francisco Tepojaco, Estado de México, con la finalidad de dar una metodología para estudios de este tipo. El trabajo comenzó cuando se recopiló toda la información disponible de la zona, como la información geológica, estructural, vías de acceso, etcétera; la unidad habitacional fue construida sobre un relleno compactado realizado por la constructora Profusa S.A. de C.V.

La parte geofísica está caracterizada por un estudio de sísmica de refracción que comprende cinco tendidos de refracción de ciento dos metros ubicados en los lugares donde se presentan agrietamientos o hundimientos de gran escala, también se cuenta con la información de once tiros de reflexión vertical distribuidos en todo el relleno, y por último un estudio de prospección eléctrica (técnica dipolo-dipolo) que consta de dos líneas, una sobre la orilla noroeste del relleno la otra perpendicular a esta pero en la zona virgen del terreno. La parte hidrológica aporta un estudio de infiltración de agua dentro de la cuenca en que se encuentra la unidad habitacional. Estos métodos son desarrollados desde la adquisición de datos, procesado, hasta la interpretación de los mismos, con excepción que solo son presentados los resultados de los tiros de reflexión vertical.

A partir de la sísmica y los dipolos eléctricos se determina la configuración del subsuelo determinando que el relleno se comporta como una roca no consolidada por los valores menores a 600 m/s mostrados en la sísmica y valores intermedios de resistividad (entre 10 y 20 $\Omega \cdot m$) mientras que para la roca consolidada la sísmica presenta valores de 1000 m/s y las resistividades no varían lateralmente de forma importante, ubicamos dos zonas de riesgo por el buzamiento de la roca firme que al combinarse con el agua que se infiltra, crea desplazamientos laterales que resultan en el agrietamiento y hundimiento de algunas zonas dentro del relleno compactado.



Abstract

This work represents the effort that made time ago the Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura unidad Ticomán by the research department in collaboration with students on campus and I am honored to represent, the objective of this work is to obtain the structural characteristics of the subsoil to determine that factors that favored the formation of cracks and subsidence in the San Francisco Tepojaco housing unit, Estate of México in order to provide a methodology for such studies. The work began when we collect all information available in the area, as the geological, structural, access road; housing unit was built on a compacted fill done by the builder Profusa S.A. de C.V.

The Geophysical part is characterized by a seismic refraction study comprising five lines of refraction of one hundred and two meters located in places where cracks or depressions are large-scale, also has information on eleven vertical reflection shots distributed throughout the filling, and finally a study of electrical survey (dipole-dipole technique) consisting of two lines, one on the northwest shore of filling the other perpendicular to this but in unspoilt terrain. The hydrological part provide a study of water infiltration into the basin, in which is localized the dwelling unit. These methods are developed from data acquisition, processing, interpretation to them. Excepted the vertical reflection shots, which only shown his results.

Based on seismic method and electric dipole we determined the configuration of subsoil, the filling behaves as an unconsolidated rock. values less than 600 m/s and intermediate values of resistivity (between 10 and 20 $\Omega \cdot m$) are shown by refraction seismic, while for the consolidated rock presents values of 1000 m / s and the resistivity not vary significantly laterally, two areas of risk was located by the dip of the bedrock, which when combined with the water that seeps creates lateral displacements that result in cracking or sinking in some areas inside the compacted fill.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

El consejo de participación ciudadana de La unidad habitacional Lomas de Tepojaco, San Francisco Tepojaco Estado de México, solicitó al Instituto Politécnico Nacional realizar los estudios de suelos con motivo del requisito que pidió la Constructora Profusa, S.A. de C.V. para compensar a los afectados con viviendas seguras o de ser necesario reubicarlos a una zona fuera de riesgos. Lo anterior debido a que los habitantes exigieron a la constructora de las casas les remuneraran lo que habían invertido hasta entonces o que los reubicaran a una zona segura ya que algunas casas corrían el riesgo de precipitarse en cualquier momento debido al tamaño y a orientación de las grietas presentadas en sus muros y confirmadas por estudios de protección civil como se muestra en la Figura 1.1.



Fig. 1.1 zona de riesgo determinada por protección civil. Salazar, L. 2010

El Instituto recomendó al consejo antes mencionado se pusiera en contacto con la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura unidad Ticomán. Después de cierto papeleo el departamento de Investigación de la ESIA unidad Ticomán se comprometió a realizar el estudio pertinente de la zona a fin de entregar un reporte final, documento que fue entregado en 2010 al consejo y sirvió de base para la realización de esta tesis.

Este trabajo también es importante porque plasma una metodología para investigaciones de agrietamientos y hundimientos, que en el área de riesgos no es muy bien explotada, ni documentada.



1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Relacionar las características de la estructura del subsuelo que influyen en la generación de agrietamientos y hundimientos en el conjunto urbano Lomas de San Francisco Tepojaco, Estado de México, con resultados de exploración sísmica y eléctrica.

1.2.2 Objetivos Particulares

- Determinar la estratificación del subsuelo con técnicas sismológicas de exploración.
- Determinar las características geoeléctricas del subsuelo con el método de dipolo-dipolo.
- Integrar las características estructurales del subsuelo, con otros factores que influyen en el fenómeno.

1.3 Hipótesis

Si determinamos la estructura de la capa blanda superficial y el sistema de filtración de agua, podemos determinar los deslizamientos sobre la capa firme que sufre el terreno o en otro caso identificar las fallas y fracturas naturales que también pueden originar los hundimientos y agrietamientos.



1.4 Planteamiento del Problema

La unidad habitacional Lomas de San Francisco Tepojaco fue construida hace poco más de 10 años sobre un relleno compactado realizado por la Empresa Profusa, S.A de C.V. Durante el poblamiento las casas sufrieron cuarteaduras, en las avenidas principales surgieron hundimientos y agrietamientos de tamaños considerables, factores que se vieron agravados por el paso de automóviles ligeros y pesados que circulan frecuentemente por la zona. La preocupación de los habitantes creció cuando al consultar con protección civil estos les indicaron que algunas casas corrían el riesgo de precipitarse en cualquier momento debido al tamaño y la orientación de las grietas presentadas en sus muros. Algunos vecinos observan que en las orillas del relleno durante la época de lluvias las casas tendían a ladearse. Las orillas del relleno en su mayoría están limitadas por taludes naturales y artificiales que se van disgregando por las aguas meteóricas situación que les parece riesgosa a los habitantes de la unidad habitacional.

Después de examinar riesgos, los habitantes exigieron a la constructora de las casas les remuneraran lo que habían invertido hasta entonces o que los reubicaran a una zona segura, pero para hacer esto la constructora solicitó por escrito un papel en el que constara que la zona era de auténtico riesgo, basado en esto se creó una comisión de vecinos los cuales pidieron al Instituto Politécnico Nacional realizar los estudios de suelos, posteriormente se pusieron en contacto con la ESIA unidad Ticomán. Después de cierto papeleo se acordó que el departamento de investigación en conjunto con otras áreas de la escuela realizaría el estudio, la parte geofísica se encargaría de dar solución a la estructura del suelo mientras que la parte geológica se encargaría del estudio de los materiales y la calidad del suelo.



1.5 Antecedentes

Las técnicas de refracción sísmica y dipolo-dipolo han sido probadas en diferentes proyectos hechos por el departamento de investigación de la ESIA unidad Ticomán, apoyado en otros métodos de exploración geofísica que resultaron útiles al dar solución problemas técnicos, por ejemplo en 2005 cuando se configuro la capa de cimentación para construcción de una planta de rebombeo en PEMEX, Ciudad Jiménez Chihuahua, donde se utilizó sísmica de refracción, misma técnica que fue ocupada en 2005 y 2006 para la caracterización sismo-geotectónica del subsuelo y determinación de profundidades de cimentación, durante una ampliación de la Petroquímica Morelos propiedad de PEMEX ubicada en Coatzacoalcos, Veracruz.

En el año 2006 el Sistema de Aguas de la Ciudad de México y el Gobierno de D.F. solicitaron la caracterización sismo-geotécnica del subsuelo en el Lago Mayor de Chapultepec, 2ª Sección donde fue necesario realizar sísmica de refracción y dipolos eléctricos. Durante el 2007 se utilizó sísmica de refracción para la caracterización sismo-geotécnica del subsuelo en una construcción de hidrogenoducto de PEMEX, en la petroquímica Cangrejera-Minatitlan, ubicada entre Coatzacoalcos y Minatitlán, Veracruz.

Los agrietamientos y hundimientos ya han sido estudiados, el primero fue en 2007 para encontrar la estructura sísmica del subsuelo relacionadas con agrietamientos en la Colonia San Lorenzo Tezonco, Iztapalapa solicitado por la Secretaría de Protección Civil y Gobierno del D.F. Otro trabajo similar fue realizado en 2011 en la Colonia Héroes 2ª sección, Ecatepec Estado de México, donde se configuro la capa blanda mediante sísmica de refracción, y sondeos eléctricos verticales además de estudios geológicos.

La topografía de la zona varía entre 2365 y 2265 metros sobre el nivel del mar (fig. 2.4).

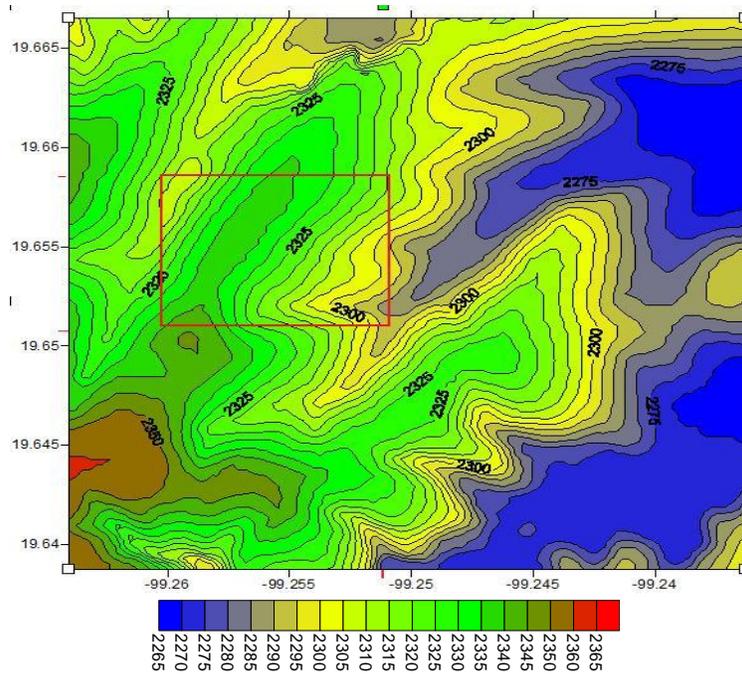


Fig. 2.4 Mapa topográfico, encerrado en un rectángulo rojo la unidad habitacional de San Francisco Tepojaco, Estado de México

La topografía local tiene las elevaciones que se muestran en la figura 2.5.

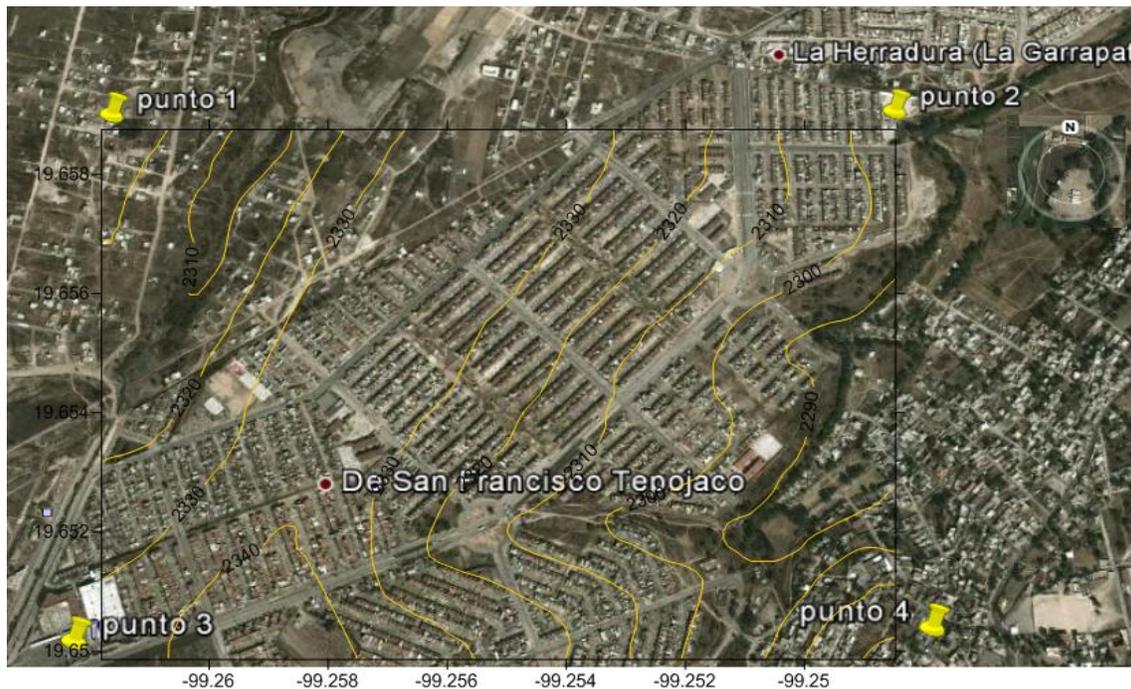


Fig. 2.5 Topografía local.

2.2 Hidrología

Lomas de San Francisco Tepojaco se encuentra en la región Hidrológica RH26 la cuenca D y a su vez a la subcuenca n₅₉₄ datos obtenidos de la “carta hidrológica de aguas superficiales” de la ciudad de México, en la escala 1:250,000 (Fig. 2.6).

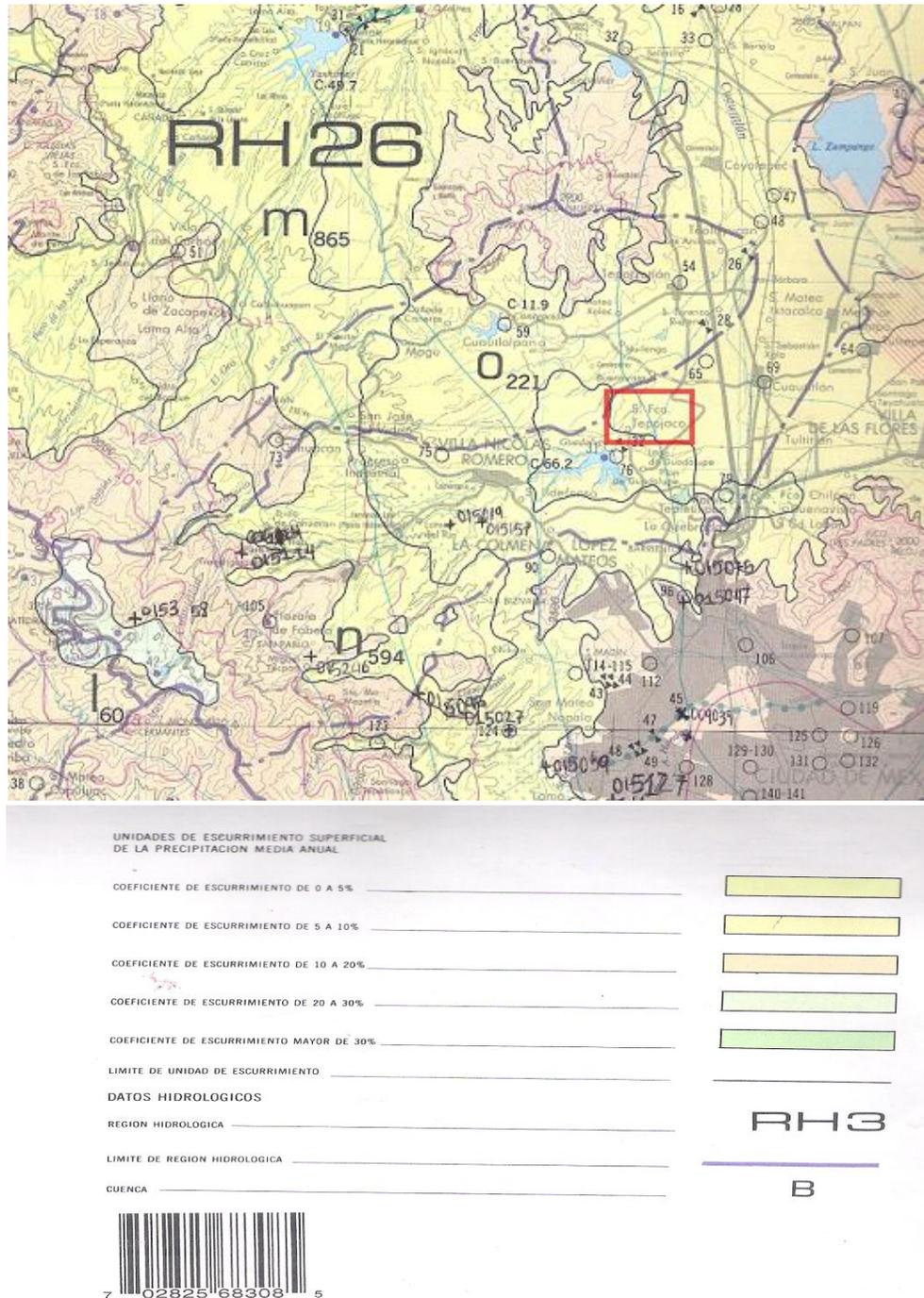


Fig. 2.6 Región Hidrológica y subcuenca de San Francisco Tepojaco con simbología de los colores dentro de la carta (Dirección general de Geografía, 2010)



El aporte de aguas superficiales que nos afectan en la cuenca son determinados a partir del agua que se infiltra en el subsuelo. El agua que escurre disgrega los sedimentos del suelo en menor proporción que el agua que se infiltra; la temperatura es el factor más importante que afecta la disgregación del suelo y subsuelo. El análisis hidrológico se presentara más adelante.

Las estaciones más cercanas y en las que basamos nuestro estudio son las mostradas en la tabla 2.1.

Estación	15075	15114	15019	15246	15358
Longitud	-99 ^o 16'58.8''	-99 ^o 25'58.8''	-99 ^o 19'58.8''	-99 ^o 22'58.8''	-99 ^o 28'58.8''
Latitud	19 ^o 34'58.8''	19 ^o 34'58.8''	19 ^o 36'0''	19 ^o 31'58.8''	19 ^o 33'0''

Tabla 2.1 ubicación y numero de las estaciones hidrológicas

Y todas están marcadas con una cruz dentro de la cuenca o en las cercanías.

2.3 Geología

La unidad habitacional lomas de San Francisco Tepojaco, se ubica en una zona principalmente de areniscas y Tobas como lo muestra figura 2.7.

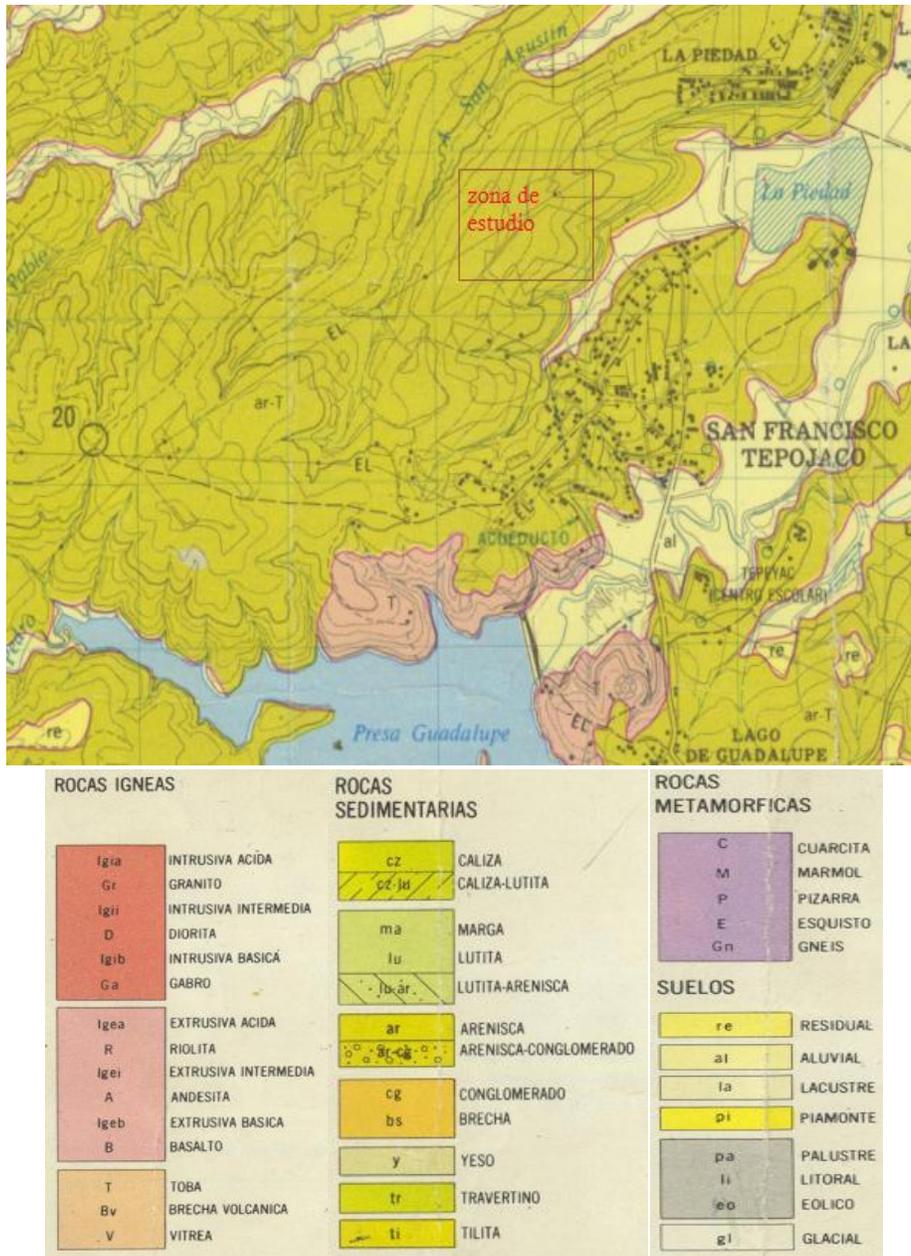


Fig. 2.7 Geología de la zona de estudio (Comisión de Estudios del Territorio Nacional, 1976).

Existen afloramientos que nos permiten observar las variaciones del material entre arenas y tobas (Fig. 2.9).



Fig. 2.9 Contacto entre tobas y arenas.

La imagen nos muestra el poco espesor que existe entre el contacto de arenas y tobas, lo cual nos indica que podemos encontrar contacto con suelo firme a pocos metros de profundidad, cabe mencionar que las tobas son rocas menos permeables.

2.4 Manifestaciones en la Zona

De acuerdo a un estudio previo (Espejel H., 2011) realizado por el área de investigación del politécnico, se sabe que “los factores geológicos que controlan los daños a la infraestructura (edificios, casas y calles) del Conjunto Habitacional Lomas de San Francisco Tepojaco”, son debidos a factores que actúan naturalmente y en conjunto con acciones antropogénicas, para desestabilizar el sistema del subsuelo donde están asentadas las viviendas.

La importancia de los efectos de estos factores puede ser menospreciada individualmente si no se toma en cuenta su escala. “La observación de fracturamientos y variaciones locales de resistencia de materiales, tienen un efecto importante en el desarrollo urbano, por lo cual, no se observarían en un estudio geológico de gran escala” (Salazar L., Mondragón R., López M., 2011).

“Los estudios de riesgo geológico, se llevaron a cabo mediante la observación directa y detallada de los datos que se recopilaron en campo. Se determinó que en diferentes zonas de relleno de tipo antropogénico las áreas de construcción mayores cuentan con espesores considerables de relleno, no obstante, en la mayoría de estas zonas los rellenos mayores (10 m) se detectó que no cuentan con la compactación adecuada. Los taludes no tienen mallas de contención apropiada y no se instalaron tubos de drenes de agua de filtración” (Salazar L., Mondragón R., López M., 2011).

En base a los agrietamientos y hundimientos encontrados en campo podemos mapear las zonas de interés y orientarlas. También se ubican los taludes artificiales de la zona de acuerdo a la figura 2.8.



Fig. 2.8 Agrietamientos, hundimientos y taludes encontrados en el reconocimiento del lugar (Salazar L., Mondragón R., López M., 2011)

3 FUNDAMENTOS

3.1 Método Eléctrico

3.1.1 Ley de Ohm

El flujo de corriente eléctrica a través de las rocas o los sedimentos, puede expresarse mediante la Ley de Ohm, establece que la caída de potencial, o diferencia de potencial ΔV entre dos puntos por los que circula una corriente eléctrica de intensidad I es proporcional al producto entre esta y la resistencia R que ofrece el medio al paso de la corriente (Fig. 3.1).

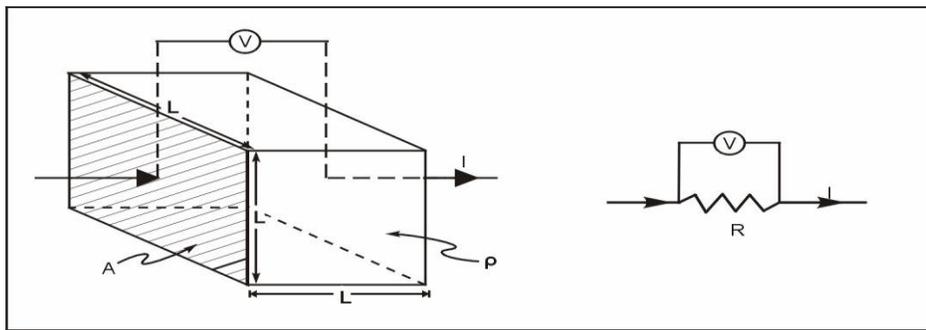


Fig. 3.1 Corriente a través de un medio resistivo (Auge M., 2008)

Donde (Auge M., 2008):

$$\Delta V = I \cdot R \quad (3.1)$$

La corriente eléctrica I es la rapidez del flujo de carga Q que pasa por un punto dado P en un conductor eléctrico.

$$I = \frac{Q}{t} \quad (3.2)$$

La unidad es el Ampere (C/s).(Tippens, P., 2007)

3.1.2 Diferencia de Potencial

La diferencia de potencial es el trabajo que realiza el campo para mover una carga de un Culombio de un punto a otro. Pero en la práctica esto no es ocupado lo más usual es el trabajo para mover cargas entre dos puntos, del punto de mayor potencial al de menor potencial, quedando (Tippens, p., 2007):

$$\Delta V = V_A - V_B \quad (3.3)$$

3.1.3 Resistividad Eléctrica en Rocas

La resistencia está en base a parámetros geométricos de un cilindro conductor con longitud L y una sección transversal S a una temperatura dada (Fig. 3.2).

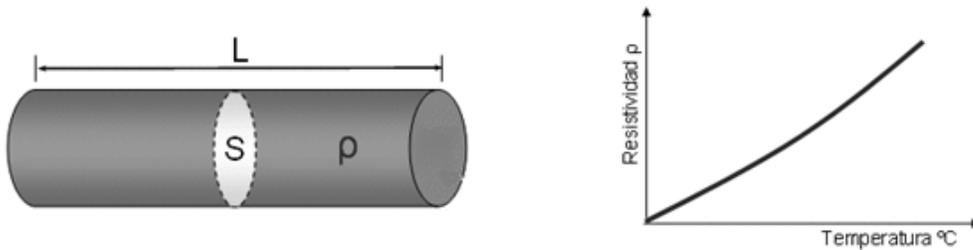


Fig.3.2 Resistividad a través de un cilindro y su variación con la temperatura (Tuveras.com)

La Resistencia R para un conductor dado, sin variación de la temperatura esta dado a partir de:

$$R = \rho \frac{L}{S} \quad (3.4)$$

Y la resistividad varía en temperatura de acuerdo a:

$$\rho_t = \rho_{20} [1 + \alpha(t - 20)] \quad (3.5)$$

Donde ρ_t es la resistividad a la temperatura t , α coeficiente de temperatura a cierta temperatura dada independiente para cada material. La unidad en el SI de la resistividad es el ohm-metro (ohm m) y el recíproco de la resistividad es la conductividad, su unidad es el siemens (S) por metro: $1 \text{ Sm}^{-1} = 1 \text{ ohm}^{-1}\text{m}^{-1}$.

La resistividad de la mayoría de las rocas es elevada por lo que se consideran semiconductores, la resistividad disminuye cuando en los poros existe agua, también disminuye cuando el agua esta salinizada (Fig. 3.3). Los contrastes de las resistividades punto a punto dentro de un cuerpo rocoso permiten aplicar los métodos de prospección geoelectrica mediante la inyección de “corrientes continuas” (Orellana E., 1972).

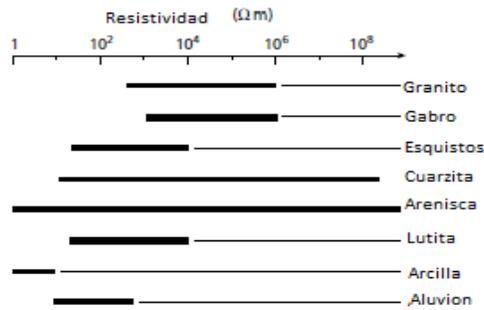


Fig.3.3 Un rango aproximado de valores de resistividad para tipos comunes de rocas (Auge M., 2008).

3.1.4 Superficies Equipotenciales

Son el lugar geométrico de los puntos que tienen el mismo potencial, que al ser llevadas a un plano cada línea es una línea equipotencial (líneas punteadas fig. 3.4). (Tippens, P., 2007)

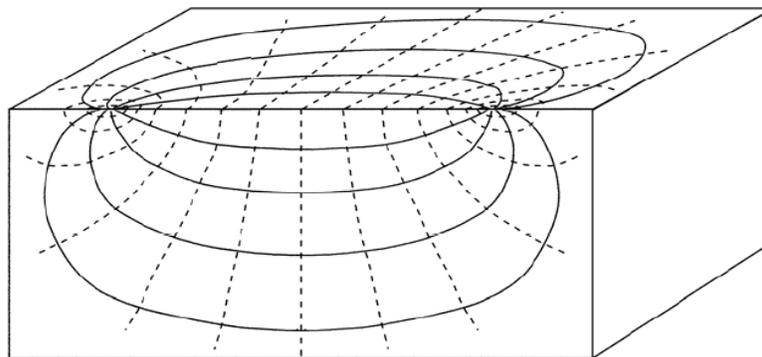


Fig. 3.4 Campo eléctrico tridimensional creado por dos cargas iguales y de signo contrario (Tippens, P., 2007).

3.1.5 Corriente de Flujo en la Tierra

Considerando el elemento de un material homogéneo mostrado en la fig. 3.2 de una corriente I que pasa a través de un cilindro causando una caída de potencial $-V$ entre el inicio y final del elemento.

La Ley de Ohm aplicada a corriente, relata que la diferencia de potencial es $-V = RI$ y de la ecuación 3.4. Sustituyendo tenemos:

$$\frac{\delta V}{\delta L} = -\frac{\rho I}{\delta S} = -\rho i \quad (3.6)$$

V/L representa el gradiente de potencial a través de un elemento en volt m^{-1} e i la densidad de corriente en A m^{-2} . En general la densidad de corriente en cualquier dirección dentro de un material está dado por la derivada parcial del potencial en esa dirección respecto la resistividad.

Ahora consideremos una corriente con un electrodo sobre la superficie de un medio uniformemente resistivo ρ (Fig. 3.5). El circuito es completado por una corriente de fondo proveniente de un electrodo. La corriente fluye radialmente del electrodo debido a que la distribución de la corriente es uniforme (superficie equipotencial) y forma una superficie esférica con centro en la fuente.

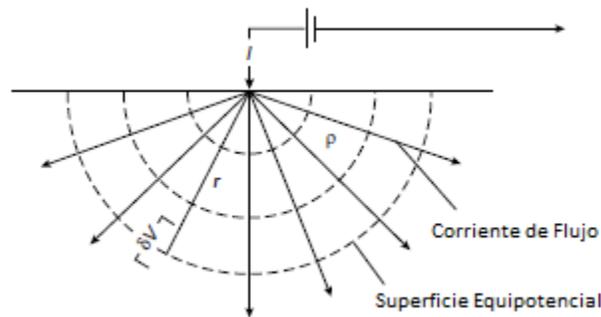


Fig. 3.5 Flujo de corriente de un electrodo en superficie (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

A la distancia r del electrodo el área que cubren las líneas de corriente tienen un área de $2\pi r^2$, y la densidad de corriente i está dada por:

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (3.7)$$

De la ecuación 3.6, el gradiente de potencial asociado con una densidad de corriente es:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho i = -\frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (3.8)$$

El potencial V_r a la distancia r esta obtenida entonces por la integración:

$$V_r = \int \partial V = - \int \frac{\rho I \partial r}{2\pi r^2} \quad (3.9)$$

Entonces:

$$V_r = \frac{\rho I \partial r}{2\pi r} \quad (3.10)$$

La ecuación 3.10 contiene el cálculo del potencial a cualquier punto sobre o bajo la superficie de un semi-espacio homogéneo.

Ahora consideremos el caso donde una corriente de fondo es una distancia finita desde la fuente (figura 3.6).

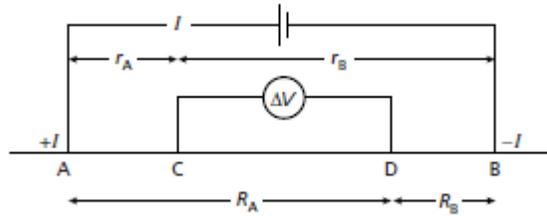


Fig. 3.6 Forma generalizada de la configuración de un electrodo usado en la medición de resistividad (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002)..

El potencial V_C a un electrodo interno C es la suma de la contribución potencial V_A y V_B de la fuente de corriente a A, de abajo a B.

$$V_C = V_A + V_B \quad (3.11)$$

De la ecuación 3.10:

$$V_C = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad (3.12)$$

Similarmente:

$$V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \quad (3.13)$$

Potenciales absolutos son difíciles de ver, la diferencia de potencial ΔV entre los electrodos C y D es medida:

$$\Delta V = V_C - V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\} \quad (3.14)$$

De este modo:

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\}} \quad (3.15)$$

Donde la tierra es uniforme, el cálculo de la resistividad de la ecuación 3.15 puede ser constante e independiente del espacio entre electrodos y localización de la fuente. Cualquier valor computado es conocido como resistividad aparente ρ_a y será función de la forma de la heterogeneidad. La ecuación 3.15 es la ecuación básica para calcular la resistividad aparente para cualquier configuración de electrodos.

En medios homogéneos la penetración de la corriente incrementa como la separación de los electrodos de corriente incrementan (Fig. 3.7).

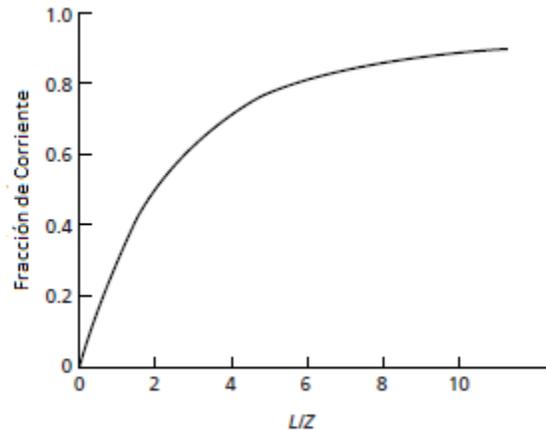


Fig. 3.7 La fracción de corriente penetrante entre la profundidad Z por la separación de un electrodo de corriente L (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

En la figura 3.7 mostramos la proporción de corriente que fluye a una profundidad Z dada por la razón de separación entre los electrodos L cuando esta aumenta. Cuando $L=Z$ como al 30% del flujo la corriente está bajo Z . La separación de electrodos de corriente debe ser bien escogida ya que la tierra es energizada a una profundidad requerida, y probablemente sea menor o igual a la profundidad deseada.

Métodos de separación constante (CST: constant separation traversing), también conocidos como 'perfiles eléctricos' son usados para determinar variaciones laterales de resistividad. Las corrientes y electrodos de potencial son mantenidos a separaciones fijas y progresivamente movidos a lo largo de un perfil. Resultados de series de CST con espacio entre electrodos fijos pueden ser utilizados en la producción de mapas de contorno de resistividad. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).



3.1.6 Equipo para Estudios de Resistividad

Instrumentos para estudios de resistividad son designados a medir la resistencia de la tierra, esto es, la razón ($\Delta V/I$) con una gran exactitud. Estos instrumentos son capaces de leer muy bajos niveles de resistencia comúnmente encontradas en estudios resistivos. Valores de resistividad aparente son computados de mediciones resistivas a partir de la fórmula adecuada para la configuración de electrodos empleado. La corriente directa eventualmente crea una acumulación de aniones alrededor de un electrodo negativo y cationes alrededor de un electrodo positivo. Para una gran penetración en el terreno normalmente se usa corriente directa.

Resistivímetros son usados para medir la diferencia de potencial cuando la corriente está fluyendo. El potencial entre los electrodos es balanceado por el potencial proveniente del toque con la resistencia variable (Gabriel A. 1997).

3.1.7 Limitaciones del Método Resistivo

Estudios de resistividad son métodos eficientes para delimitar secuencias de placas poco profundas o discontinuidades verticales envolviendo cambios de resistividad. Esto hace, de cualquier forma, que padezca de cierto número de limitaciones:

1. Las interpretaciones son ambiguas. Consecuentemente, independientes controles geofísicos y geológicos son necesarios para discriminar entre válidas y alternativas interpretaciones de datos resistivos.
2. La interpretación es limitada a una simple configuración estructural. Cualquier desviación de esa simple situación puede ser imposible de interpretar.
3. Topografía y efectos de variación de resistividad cerca de la superficie pueden enmascarar los efectos de variación en profundidad.
4. La profundidad de penetración de los métodos es limitado por el máximo poder eléctrico que puede ser introducido dentro de la tierra y las dificultades físicas de placas poco anchas. En práctica la profundidad está limitada para estudios debajo de 1 km. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.1.8 Método Dipolo-Dipolo

El fundamento de esta técnica se apoya en el método de resistividad eléctrica aparente, consiste en la inyección de corriente eléctrica en el subsuelo y tener una lectura de la diferencia de potencial eléctrica puntual en superficie, basamos el arreglo en un acomodo especial de los dipolos eléctricos. La finalidad de esta técnica es determinar la variación lateral y vertical de las propiedades eléctricas del subsuelo a partir de mediciones leídas en superficie (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El método también se apoya en que cada material presenta una resistividad diferente al paso de la corriente eléctrica, dicha resistividad es propiedad intrínseca de cada material. Así por medio del registro de las resistividades, se pueden inferir las condiciones generales de: litología, distribución geológico-estructural, fallas, fracturamientos, así como agrietamientos, saturación de agua de las capas del subsuelo, entre otros estudios.

La aplicación de esta técnica es preferentemente usada para determinar a detalle condiciones del subsuelo. El arreglo es tetrapolar y simétrico o asimétrico, para el caso simétrico se mueven los cuatro electrodos con relación a un centro, su objetivo es saber cómo varía la resistividad con la profundidad en 1-D similar al sondeo eléctrico; para el caso asimétrico los cuatro electrodos se mueven con relación a un centro pero al mismo tiempo también se mueven de forma lateral y las variaciones de la resistividad son en 2-D (x & z).

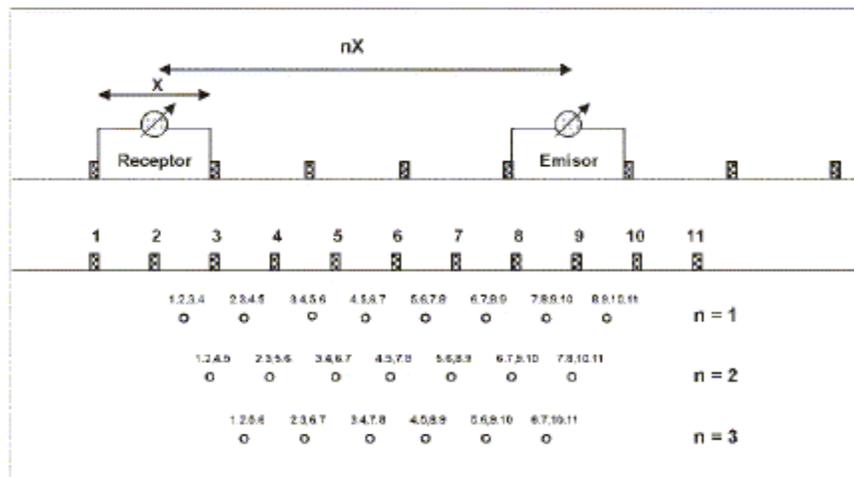


Fig. 3.8 Técnica Dipolo-Dipolo (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Cabe hacer consideraciones importantes para este arreglo, debido al principio de reciprocidad el cual dice que no importa la polarización de la fuente, la resistividad medida es la misma, entonces podemos mover los electrodos de corriente en lugar de los de potencial o viceversa (Orellana, E., 1972).

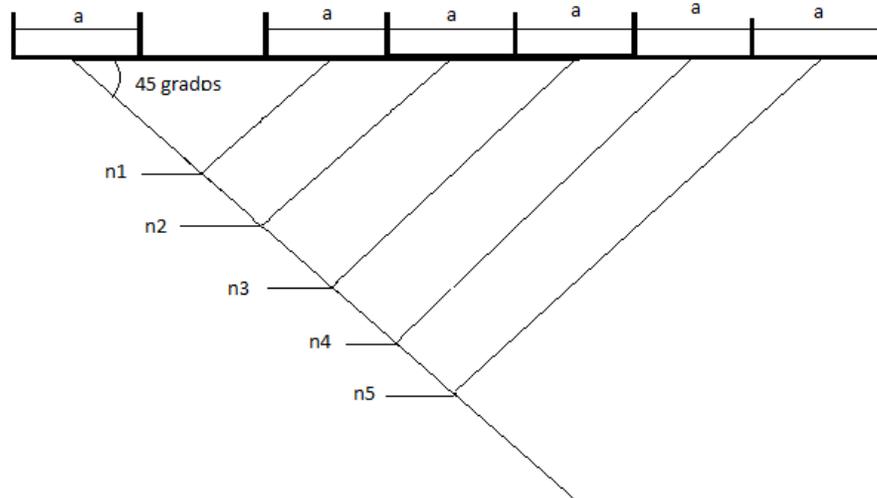


Fig. 3.9 Las n son los niveles de investigación y cada lectura que tenemos es del punto donde se cruzan las líneas.

La ecuación general para el cálculo de la resistividad con Dipolo-Dipolo es la siguiente:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \left(\frac{na(1+n)(2+n)}{-2} \right) \quad (3.16)$$

O de otro modo:

$$\rho_a = k \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (3.17)$$

Donde:

a .- separación entre los dipolos

n .- nivel de investigación

ρ_a .- resistividad aparente (ohm-m)

k .- Factor geométrico que depende de la separación de los dipolos (m)

ΔV .- Voltaje provocado por el paso de la corriente (Volts)

I.- Intensidad de corriente continua suministrada (Amperes)

En presencia de huecos las líneas equipotenciales se distorsionan, produciendo una respuesta que se caracteriza por ser de alta resistividad. Los datos de dipolo-dipolo se encaminan a generar una malla de datos conocidas como pseudosecciones de isorresistividad aparente. Esto no es una sección o modelo del terreno real debido a que los datos graficados son niveles de investigación en el eje vertical contra la separación de los electrodos en la horizontal correspondiente con su correspondiente valor de resistividad aparente y profundidad real. En arreglos bidimensionales también se deben procesar e interpretar de tal manera que se cambia el eje vertical de niveles de investigación por un eje de profundidades y las resistividades aparentes medidas a resistividades verdaderas.

Para la inversión de los ejes podemos usar la teoría descrita por Pérez-Flores que expresa cualquier medida de resistividad dipolo-dipolo es una medida promedio de la distribución de resistividad en la tierra. El proceso de inversión es del tipo de deshacer la resistividad promedio a una sola resistividad en un prisma 2-D con una forma plana. La ecuación usada para dipolo-dipolo tiene la forma:

$$\log \rho_a(x_A, x_B, x_M, x_N) = \int_{x_1}^{x_2} \int_{z_1}^{z_2} K_e(x_A, x_B, x_M, x_N, x, z) \log \rho(x, z) dx dz . \quad (3.18)$$

Donde la resistividad aparente (ρ_a) medida depende de la locación en x de la fuente (A,B) y del receptor (M,N). El kernel de la función (k_e) depende de la locación y las características de la fuente y el receptor y de la malla en superficie que representa el conglomerado de prismas 2-D. Esta función depende de las características de la malla pero no de las resistividades reales de los prismas. La propiedad eléctrica es estimada del proceso de inversión es $\rho(x,z)$ en cada prisma 2-D.

La representación integral no envuelve la coordenada y y porque esta integral fue hecha analíticamente de $-\infty$ a ∞ porque la resistividad es asumida constante en esta dirección.

Las integrales bajo x & y se deben hacer numéricamente porque no sabemos la geometría de la superficie heterogénea (Perez, M.)



3.2 Método Sísmico

3.2.1 Elementos de la Exploración Sísmica

Las técnicas de exploración sísmica básicamente consisten en la generación de ondas sísmicas y la medición del tiempo requerido para que las ondas viajen de la fuente a una serie de geófonos, usualmente dispuestos a lo largo de una línea recta dirigida hacia la fuente. Del conocimiento de los tiempos de viaje a varios geófonos y conociendo igualmente la velocidad de onda intentamos la reconstrucción de las trayectorias de ondas sísmicas. Los tiempos de viaje dependen de las propiedades elásticas de las rocas y de la forma de las bases en las que se refleja o refracta la onda sísmica.

Se puede inferir las propiedades físicas de la roca pero principalmente se busca determinar la forma de las estructuras que atravesó la onda al registrar los tiempos de viaje mediante los arribos y las variaciones en amplitud y frecuencia de dicha onda (Telford W., 1990).

En exploración sísmica, las ondas sísmicas son creadas por una fuente controlada y propagada a través del subsuelo. Muchas ondas regresan a la superficie después de reflejarse o refractarse en un límite geológico dentro del subsuelo. Las primeras exploraciones sísmicas fueron cerca de 1920. Representaban una investigación natural de los métodos de sísmica de terremotos en dichos métodos los tiempos de viaje se grabaron en observatorios sismológicos que fueron usados para encontrar información sobre la estructura interna de la tierra. De la misma forma pero a una menor escala, la exploración puede proveer una clara y detallada imagen geológica del subsuelo. Los métodos son particularmente usados para determinar el mapeo de secuencias de capas sedimentarias, también son usadas ampliamente para la búsqueda de aceite y gas. Estos métodos son usados en una menor escala, para el mapeo de capas sedimentarias cerca de la superficie, locación de la tabla de agua, en contexto de ingeniería contempla las condiciones inalteradas del subsuelo incluyendo la determinación en profundidad de la roca base. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.2 Tensión y Deformación

El tamaño y forma de un cuerpo sólido puede ser cambiado si aplicamos un esfuerzo externo en la superficie del cuerpo.

Esfuerzo es una medida de intensidad en el balance de fuerzas internas. El esfuerzo actúa sobre un área cualquiera de la superficie y dentro del cuerpo puede descomponerse en una componente de esfuerzo normal perpendicular a la superficie y una componente de esfuerzo cortante en el plano de la superficie. A cualquier punto en un cuerpo bajo esfuerzo se le pueden definir tres planos con esfuerzos ortogonales, es decir a lo largo de estos planos no existen fuerzas cortantes. Esos planos definen tres ejes ortogonales, sabemos cuál es el eje principal del esfuerzo y los esfuerzos normales actuantes en esas direcciones. Tales esfuerzos representan un balance de igual magnitud pero con componentes de fuerza de opuesta dirección. El esfuerzo es llamado compresible si las fuerzas son dirigidas una hacia la otra y de tensión si estas son dirigidas una fuera de otra (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Si los esfuerzos principales son todos de igual magnitud dentro del cuerpo la condición de esfuerzo se dice es Hidrostática; a partir de esto el estado de esfuerzos a través de un cuerpo fluido se encuentra en reposo. Un cuerpo fluido no puede soportar esfuerzos cortantes. Si los esfuerzos principales no son iguales, los esfuerzos cortantes existen a lo largo de toda la superficie a través de todo el cuerpo bajo esfuerzo, excepto para los tres planos ortogonales intersectados en los ejes principales (Fig. 3.10).

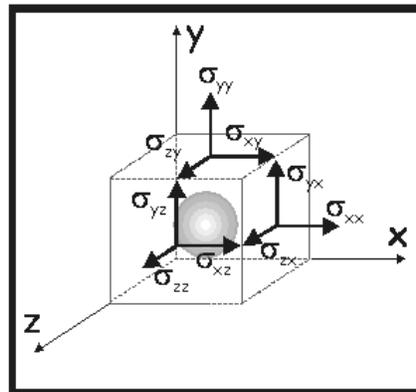


Fig. 3.10 Esfuerzos en un cuerpo sometido a una fuerza externa (Tippens,P., 2007)

Un cuerpo que está sujeto a esfuerzo y experimenta un cambio de forma y o medida se conoce como *deformación*. Arriba de cierto límite de valores en esfuerzo, conocemos el comportamiento de fuerzas de un material, el esfuerzo es

directamente proporcional a la deformación aplicada (ley de Hooke). Esta deformación elástica es reversible, de modo que la eliminación del esfuerzo conduce a una eliminación de la deformación. Si el comportamiento de la fuerza excede el esfuerzo se vuelve no lineal y en parte irreversible se conoce como esfuerzo plástico o dúctil. Si el esfuerzo es incrementado en mayor proporción el cuerpo falla por fractura (Fig. 3.11).

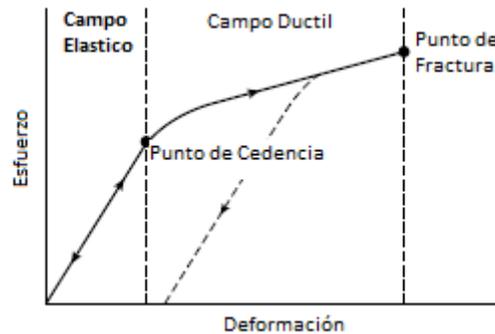


Fig. 3.11 Típica curva de esfuerzo-deformación para un cuerpo sólido (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

La relación lineal entre esfuerzo y deformación en un campo elástico es especificada para cualquier material en varios módulos elásticos. Cada una de estas expresan la razón de un tipo de un particular tipo de esfuerzo a la deformación resultante (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.3 Constantes Elásticas

Una constante elástica describe la deformación de un material bajo cierto tipo de esfuerzo (Tippens, P., 2001)

3.2.3.1 Módulo Volumétrico

Un esfuerzo que se aplica uniformemente sobre una superficie, origina un cambio de volumen (Fig. 3.12).

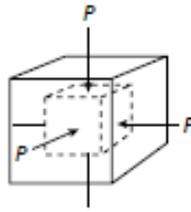


Fig. 3.12 Esquema modulo volumétrico (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002)

El esfuerzo es la fuerza por unidad de área.

$$\sigma = F/A \quad (3.19)$$

Y la deformación del volumen se denota por:

$$\varepsilon = \Delta V/V \quad (3.20)$$

Aplicando la ley de Hooke definimos el módulo de elasticidad, o modulo volumétrico por (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

$$k = \sigma/\varepsilon \quad (3.21)$$

3.2.3.2 Módulo de Corte

Un esfuerzo cortante altera únicamente la forma del cuerpo sin que cambie su volumen y las fuerzas interatómicas restituyen al cubo a su forma original cuando cesa dicho esfuerzo. (Tippens, P., 2007)

Cuando un cubo es expuesto a fuerzas cortantes, el esfuerzo es la fuerza tangencial ΔF dividido por el área bajo el cual la fuerza es aplicada A (Fig. 3.13).

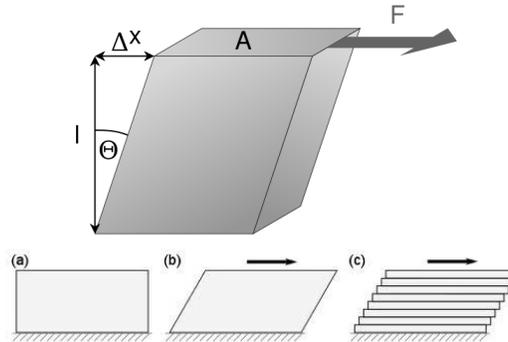


Fig. 3.13 Diagrama de esfuerzos en el módulo de corte (Tippens 2001)

La deformación es el desplazamiento cortante Δx dividido por la longitud l del área sobre el que actúa ΔF . Entonces el módulo de corte μ es (Tippens, P. 2001):

$$\mu = \frac{F/A}{\Delta x/l} = \frac{\tau}{\theta} \quad (3.22)$$

3.2.3.3 Módulo de Young

Considerando que los esfuerzos y deformaciones son longitudinales cuando se aplican a cuerpos rígidos e **isotrópicos** con una densidad ρ , y un área A . En este tipo de materiales las **ondas de cuerpo** se transmiten rápidamente a través del material. En resumen el módulo de Young describe el comportamiento de una varilla que está sujeta a compresión o expansión F , y una deformación longitudinal ΔL (Fig. 3.14, Lowrie, W., 2007).

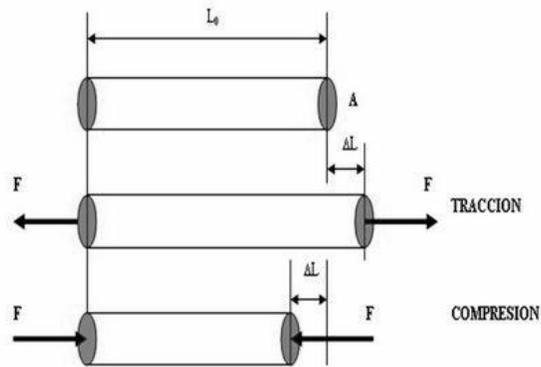


Fig. 3.14 Deformación que sufre una varilla al someterse a un esfuerzo extensivo (Wikipedia.org)

A partir de estas consideraciones el módulo de Young es (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002):

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{F/A}{\Delta L/L} \quad (3.23)$$

3.2.3.4 Modulo Axial

Finalmente, el modulo axial Ψ define la razón del esfuerzo longitudinal, en caso de que no sea una deformación lateral; esto es cuando el material es obligado a deformarse uniaxialmente (Fig. 3.15) (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

$$\Psi = \frac{\text{esfuerzo longitudinal } F/A}{\text{deformación longitudinal } \Delta l/l} \quad (3.24)$$

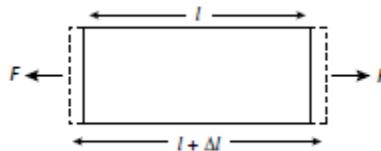


Fig. 3.15 Esquema del módulo axial Ψ (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002)

3.2.4 Relación de Poisson

La relación de Poisson es la relación entre el esfuerzo transversal que depende del cambio de anchura del cuerpo por el esfuerzo longitudinal que depende del cambio de longitud, ambos casos en una varilla (Fig. 3.16) (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

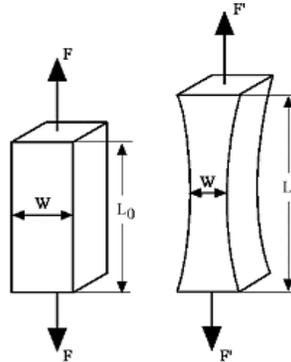


Fig 3.16 Relación de Poisson (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002)

De acuerdo a la figura la relación de poisson es:

$$\rho = \frac{(W - W_0)/W}{(L - L_0)/L} \quad (3.25)$$

3.2.5 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son paquetes de energía elástica que se propaga fuera de una fuente sísmica como un terremoto o una explosión. Fuentes apropiadas para exploración sísmica usualmente generan una onda de corta duración llamada pulso, esta onda típicamente contiene un amplio rango de frecuencias. Excepto en las cercanías de la fuente, los esfuerzos asociados con el paso de un pulso sísmico son diminutos y pueden asumirse elásticos. A partir de esto asumimos que la velocidad de propagación de pulsos sísmicos son determinados por el modulo elástico y las densidades de los materiales por los que pasan. Estos dos grupos de ondas sísmicas son ondas de cuerpo y ondas superficiales (Telford, W., 1990).

3.2.6 Ondas de Cuerpo

Ondas de cuerpo pueden propagarse a través del volumen interno de un sólido elástico y puede ser de dos tipos.

Ondas compresionales (longitudinal, primaria u ondas P de sismica de terremotos) propagadas por compresión y dilatación de esfuerzos uniaxiales en dirección de la trayectoria de onda. Movimiento de la partícula asociado con el paso de una onda compresional bajo oscilación, sobre un punto fijado, en dirección de la propagación de onda (Figura 3.17).

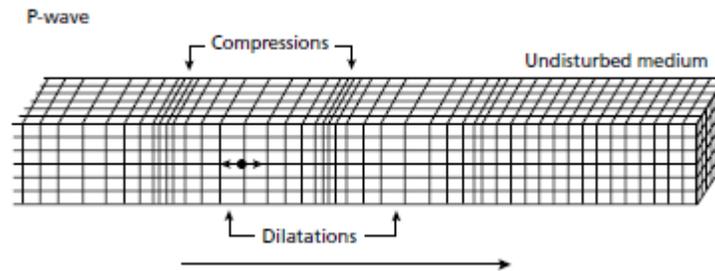


Fig. 3.17 Onda P (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Ondas de corte (Transversales, secundarias u ondas S de sismica de terremotos) propagadas por un esfuerzo cortante en dirección perpendicular a la dirección de propagación de onda. Individualmente los movimientos de partícula implican oscilación, sobre un punto fijo, en un plano en un ángulo recto a la dirección de propagación de onda (Fig. 3.18).

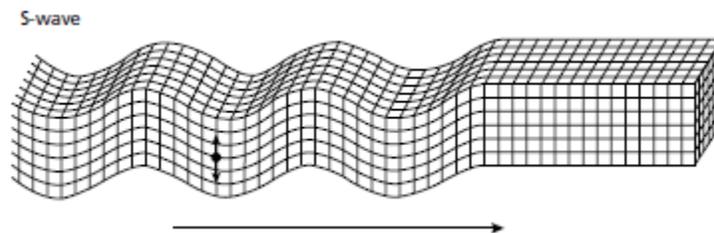


Fig. 3.18 Onda S (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Si la oscilación de partícula es confinada a un plano, la onda de corte se dice es polarizada en el plano.

La velocidad de propagación de cualquier onda de cuerpo en cualquier medio homogéneo, isotrópico está dado por:

$$v = \left[\frac{\text{Apropiado modulo elastico del material}}{\text{densidad del material } \rho} \right]^{1/2} \quad (3.26)$$

De tal forma la velocidad v_p de una onda de cuerpo compresional contiene un esfuerzo uniaxial compresional que está dado por:

$$v_p = \left[\frac{\Psi}{\rho} \right]^{1/2} \quad (3.27)$$

O, dado $\Psi = k + 4/3\mu$, tenemos

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.28)$$

Y la velocidad V_s de una onda de cuerpo cortante, tal onda contiene un esfuerzo cortante puro, y está dado por:

$$v_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (3.29)$$

A partir de estas ecuaciones que las ondas compresionales siempre viajan más rápido que las ondas de corte en el mismo medio. La razón v_p/v_s en cualquier material es determinado solamente por el valor de la relación de Poisson (σ) para este material:

$$v_p/v_s = \left[\frac{2(1 - \sigma)}{(1 - 2\sigma)} \right]^{1/2} \quad (3.30)$$

La relación de Poisson para rocas consolidadas es típicamente sobre 0.25, $v_p \approx 1.7v_s$. Tal conocimiento de la velocidad de onda P es muy usado, está en función de tres diferentes propiedades de las rocas y es un gran indicador de la litología ambigua de las rocas. La razón v_p/v_s , sin embargo es independiente de la densidad y puede derivarse de la relación de Poisson, esto es mucho más que un indicador de diagnóstico litológico.

La relación fundamental entre la velocidad de propagación de onda y las propiedades físicas de los materiales a través de los cuales las ondas pasan, son independientes de la frecuencia. Las ondas de cuerpo no son dispersivas, esto es todos los componentes de frecuencias en un tren de ondas o pulso viajan a través de cualquier material a la misma velocidad, determinado solo por el modulo elástico y la densidad del material (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.7 Ondas y Rayos

Un pulso sísmico se propaga fuera de una fuente sísmica a una velocidad determinada por las propiedades físicas de rocas circundantes. Si el pulso viaja a través de una roca homogénea esta viajará a la misma velocidad en todas las direcciones, la distancia de la fuente a cualquier punto subsiguiente en un tiempo dado es un frente de onda, un frente de onda se define como el lugar de todos los puntos que el pulso ha alcanzado en un tiempo dado; esto es una esfera. Los rayos sísmicos son definidos como una pluma delgada de energía sísmica viajando a lo largo de la trayectoria de rayo en un medio isotrópico. Es cualquier lugar perpendicular al frente de onda (Fig. 3.19).

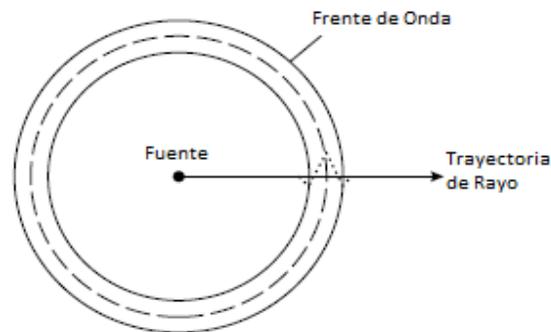


Fig 3.19 La relación entre trayectoria de rayo a la asociación de frente de onda (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Los rayos no tienen una significancia física pero representan un amplio concepto en la discusión de trayectorias de viaje de energía sísmica a través de la tierra. La asociación de movimientos oscilatorios de tierra incluye la velocidad de partícula que depende de la amplitud de la onda. Para eventos sísmicos débiles que rutinariamente se gravan en estudios sísmicos, la velocidad de la partícula puede ser menor a 10^{-8}ms^{-1} e incluye desplazamientos debajo de 10^{-10}m . La detección de ondas sísmicas envuelve mediciones muy pequeñas de velocidad de partícula (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.8 Velocidad de Onda Sísmica en Rocas

En virtud de sus distintas composiciones, texturas (grano, forma y grado de clasificación), porosidades y contenido de fluidos en los poros, las rocas difieren en sus módulos elásticos y densidades por lo tanto, también varían en sus velocidades sísmicas. La información en las velocidades de ondas compresionales y de corte, v_p y v_s , de las capas encontradas por estudios sísmicos son importantes por dos razones principales: en primer lugar, son necesarias para la conversión de tiempos de viaje a profundidad. En segundo lugar proporciona una indicación de la litología, o en algunos casos la naturaleza del fluido de poro encontrada dentro de ella.

Las velocidades y litología en las rocas, se relacionan asumiendo que las rocas tienen una estructura uniforme e isotrópica, además que fueron analizadas previamente. Una típica estructura de roca puede ser estimada teniendo granos del material que constituyen la roca (matriz), y los volúmenes sobrantes que ocupará el espacio vacío (los poros). El volumen fraccional del espacio de poro es la porosidad (ϕ) de la roca. Por simplicidad esto puede ser asumido a todos los granos de la matriz que tienen las mismas propiedades físicas. Esta es una buena aproximación para rocas que contienen minerales, cuando las rocas contienen minerales con propiedades físicas similares se toma un promedio entre las propiedades de la matriz de rocas minerales y el fluido de poro, peso acordado a la porosidad. El caso simple para la densidad de una roca, donde la densidad volumétrica ρ_b puede ser relacionado a la densidad de la matriz y del fluido de poro (ρ_m, ρ_f) es:

$$\rho_b = \rho_f \phi + (1 - \phi) \rho_m \quad (3.31)$$

Para velocidad de onda P existe una relación similar, pero la velocidad ponderada es proporcional al porcentaje del tiempo de viaje recorrido en cada componente del sistema, esto es inversamente proporcional a la velocidad, y queda dado por la relación:

$$\frac{1}{v_b} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{(1 - \phi)}{v_m} \quad (3.32)$$

De las ecuaciones anteriores es posible producir una sección gráfica, que permite la estimación del tipo de grano en la matriz y porosidad de una roca, solo a partir de la onda P y su densidad (Fig. 3.20).

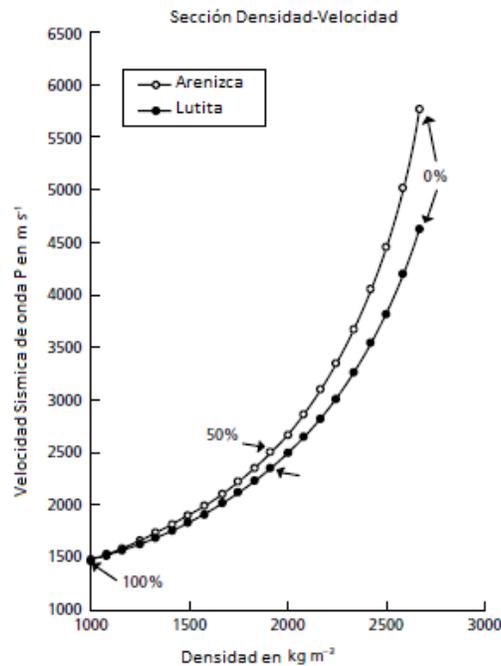


Fig. 3.20 Relación de la velocidad sísmica y densidad a porosidad, calculada para un sólido Granular mono-mineral: círculos abiertos son areniscas, calculado para una matriz de cuarzo, círculos Cerrados son calizas, calculado para una matriz de calcita. Puntos calculados con sus correspondientes Valores de 0-100%. Tal relación es ampliamente usada en interpretación de registros de pozo. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

En el laboratorio, las velocidades son determinadas midiendo el tiempo de viaje de un pulso acústico de alta frecuencia (sobre 1MHz) transmitido a través de una muestra cilíndrica de roca. Para esta medida el efecto de variación de la temperatura en la velocidad, presión confinada, presión del fluido de poro o composición puede ser calculada cuantitativamente (Telford, W., 1983).

Los siguientes fundamentos empíricos en estudios de velocidad son notados:

1. La velocidad de ondas compresionales aumenta a la presión confinada (muy rápidamente sobre los primeros 1000 MPa).
2. La velocidad en areniscas y lutitas muestra un sistemático incremento con la profundidad y con la edad geológica, dado el efecto combinado de una progresiva compactación y cementación.
3. Para un amplio rango de rocas sedimentarias la velocidad de ondas compresionales es relacionada a la densidad, y registros establecieron curvas de densidad-velocidad ha sido publicada en la figura 3.20. Por lo tanto, la densidad de un estrato inaccesible puede ser predicho por sus velocidades y es conocido por estudios sísmicos.

4. La presencia de gas en rocas sedimentarias reduce el módulo elástico, la relación de Poisson y la razón v_p/v_s . v_p/v_s razones más grandes que 2.0 son característicos de arenas no consolidadas, cuando se encuentran valores mayores que 2.0 puede ser indicado por cualquiera de los dos una arenisca consolidada o una arena no consolidada llena de gas. El valor potencial de v_s en la detección de rocas sedimentarias llenas de gas explica el interés actual en el estudio sísmico de las ondas de corte.

	V_p (km/s)
Materiales No Consolidados	
Arena (seca)	0.2-1.0
Arena (saturada de agua)	1.5-2.0
Arcilla	1.0-2.5
Till Glacial (Saturada de Agua)	1.5-2.5
Permafrost	3.5-4.0
Rocas Sedimentarias	
Areniscas	2.0-6.0
Arenisca Terciaria	2.0-2.5
Arenisca Pennant (Carbonifero)	4.0-4.5
Cuarzita Cambrica	5.5-6.0
Calizas	2.0-6.0
Tiza Cretacica	2.0-2.5
Calizas biclasticas y Olitas Jurasicas	3.0-4.0
Calizas Carboniferas	5.0-5.5
Dolomitas	2.5-6.5
Sal	4.5-5.0
Anidrita	4.5-6.5
Gypsum	2.0-3.5
Rocas Igneas/Metamorficas	
Granito	5.5-6.0
Gabro	6.5-7.0
Rocas ultramaficas	7.5-8.5
serpentinita	5.5-6.5
Fluidos de Poro	
Aire	0.3
Agua	1.4-1.5
Hielo	3.4
Petroleo	1.3-1.4
Otros Materiales	
Acero	6.1
Metal	5.8
Aluminio	6.6
Concreto	3.6

Tabla 3.1 Velocidad de ondas compresionales en materiales de la tierra (Guillot G., 2010)

Típicos valores de velocidad en onda P y rangos para una amplia variedad de materiales son dados en la tabla 3.1.

3.2.9 Atenuación de Energía Sísmica

Como un pulso sísmico se propaga en un material homogéneo, la energía original E se transmite fuera de la fuente, comienza el disturbio bajo una lámina esférica, el frente de onda se expande radialmente. Si el frente de onda es r , la energía apilada que contiene dentro una unidad de área de la lámina es: $E/4\pi r^2$. Con incremento de la distancia a lo largo de la trayectoria de rayo, la energía contenida en el rayo decae como r^{-2} dado el efecto de expansión geométrica de energía.

Amplitud de onda, la cual es proporcional a la raíz cuadrada de la energía de onda, por lo tanto disminuye en medida de r^{-1} .

La energía elástica es gradualmente perdida a lo largo de la trayectoria de rayo, y se presenta porque los pequeños esfuerzos dentro del rayo son constantes, la tierra es imperfectamente elástica en respuesta al paso de ondas sísmicas. Energía elástica es gradualmente absorbida dentro del medio por la pérdida interna por fricción, principalmente a la eventual dispersión total del disturbio sísmico. Los mecanismos para la absorción de energía son complejos, pero la pérdida de energía es usualmente estimada dando una fija proporción de la energía total. Para cada oscilación de las partículas dentro de la roca. Tiempo durante el cual el frente de onda se ha adelantado una longitud de onda. El coeficiente de absorción α expresa la proporción de energía perdida durante la transmisión a través de una distancia equivalente a completar una longitud de onda λ . Valores de α para materiales comunes de la tierra tienen rangos de **0.25 a 0.75 dB λ^{-1}** . Los decibeles están en función logarítmica de las amplitudes mediante la relación $\text{dB} = 20\log_{10}(A_{\text{max}}/A_{\text{min}})$.

Encima del rango de frecuencias usadas en investigación sísmica el coeficiente de absorción es normalmente asumido a ser independiente de la frecuencia. Si el conjunto de absorción por longitud de onda es constante, las ondas de alta frecuencia se atenúan más rápidamente que las ondas de baja frecuencia como una función del tiempo o la distancia. La forma del pulso sísmico con una amplia frecuencia contenida tiende a cambiar continuamente durante la propagación debido a la pérdida progresiva de altas frecuencias. En general, el efecto de absorción produce un progresivo alargamiento del pulso sísmico (Fig. 3.21). Este efecto de absorción es común cuando se aplica una onda de sonido P en el aire (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

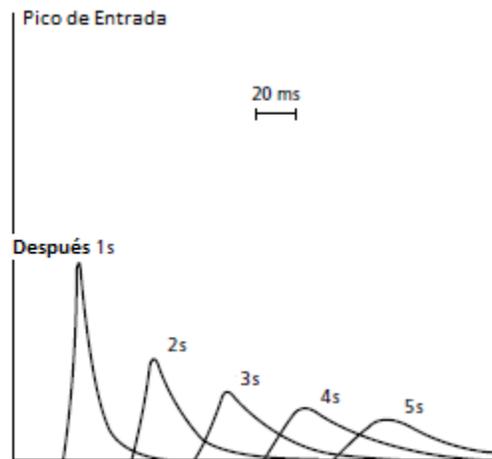


Fig. 3.21 El progresivo cambio de forma para un original pulso de pico (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.10 Refracción de Rayos Incidentes Oblicuos

Cuando un rayo de onda P incide oblicuamente en una interface con un contraste de impedancia acústica, se genera un rayo reflejado y otro transmitido. Adicionalmente, un poco de la energía compresional incidente es convertida a otra onda S transmitida y otra reflejada. Todos los rayos son polarizados en un plano vertical (Fig. 3.22)

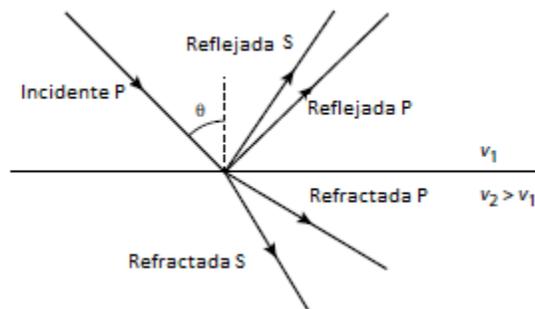


Fig. 3.22 Rayos reflejados y refractados de onda P y S generados por una onda P que incide oblicuamente Sobre una superficie con un contraste de impedancia acústica. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

En el caso de incidencia oblicua, la onda P transmitida viaja a través de la placa inferior con un cambio en la dirección de propagación (Fig. 3.23) y es referido como un rayo refractado.

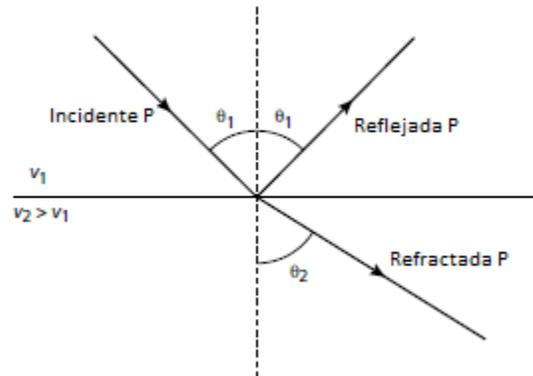


Fig.3.23 Onda P reflejada y refractada asociada con una onda oblicua incidente en una interface con contraste de impedancia acústica. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

La situación es directamente análoga al comportamiento de un rayo incidente oblicuo sobre un límite, como en el agua y el aire la ley de refracción de Snell aplica igualmente a los casos ópticos y sísmicos. Snell define el parámetro de rayo $p = \sin i/v$, donde i es el ángulo de inclinación del rayo en una placa, dicho rayo está viajando con una velocidad v . La forma generalizada de la ley de Snell está dada a lo largo de cualquier rayo, el parámetro de rayo permanece constante.

Para la onda refractada P tenemos:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (3.33)$$

O

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.34)$$

Notar que si $v_2 > v_1$ el rayo es refractado fuera de la normal a la interface, esto es, $\theta_2 > \theta_1$. La ley de Snell también aplica al rayo reflejado, de esto seguimos que el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.11 Refracción Crítica

Cuando la velocidad es muy grande dentro de la placa subyacente existe un particular ángulo de incidencia, conocido como el ángulo crítico θ_c , Por lo cual el ángulo de refracción es 90° . Esto da lugar a un rayo refractado crítico que viaja a lo largo de la interfaz a la alta velocidad v_2 . A cualquier gran ángulo de incidencia existe una reflexión total interna de la energía incidente. El ángulo crítico está dado por:

$$\theta_c = \sin^{-1}(v_1/v_2) \quad (3.35)$$

El paso del rayo crítico refractado a lo largo de la cima de la placa inferior provoca una perturbación en la placa superior que viaja a la velocidad v_2 , que es más grande que la velocidad sísmica v_1 por la placa superior. Esta onda es conocida como onda de cuerpo, y sube oblicuamente a través de la placa superior hacia la superficie (Fig. 3.24).

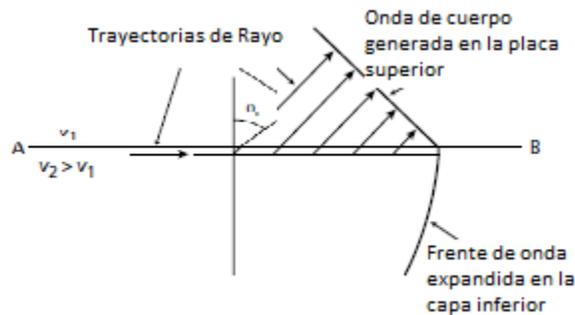


Fig. 3.24 Generación de una onda de cuerpo en la placa superior por una onda propagada a través de la placa inferior (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Cualquier rayo asociado con la onda de cuerpo está inclinado al ángulo crítico i_c , Por definición de la onda de cuerpo, la energía sísmica es regresada a la superficie después de la refracción crítica en una placa subyacente de alta velocidad (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.12 Difracción

A abruptas discontinuidades en interfases, o estructuras cuyo radio de curvatura es más corto que la longitud de onda de ondas incidentes, las leyes de refracción y reflexión no se aplican ampliamente. Estos fenómenos que dan lugar a una dispersión radial de energía sísmica incidente y son conocidos como difracción (Fig. 3.25). Comúnmente fuentes de difracción en la tierra incluyen bordes de placas falladas y pequeños objetos aislados, como cantos rodados, lo contrario a una placa homogénea (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

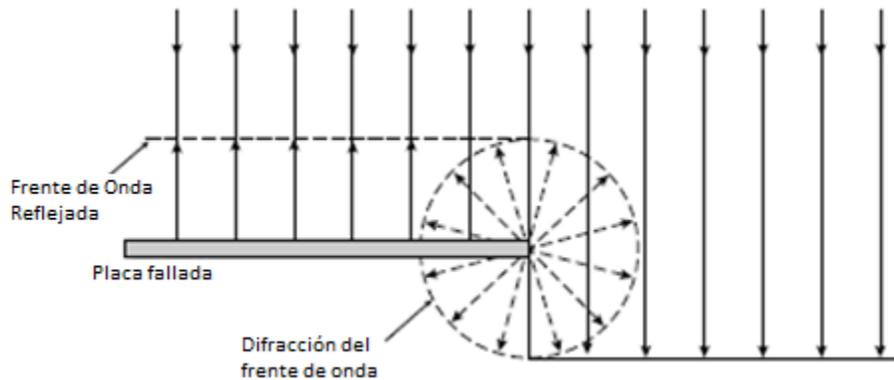


Fig. 3.25 La difracción es causada por un truncamiento de una placa fallada (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.13 Principio de Huygens

El principio de Huygens establece que cada punto de frente de onda puede regenerarse como un nuevo frente de onda (Fig. 3.26).

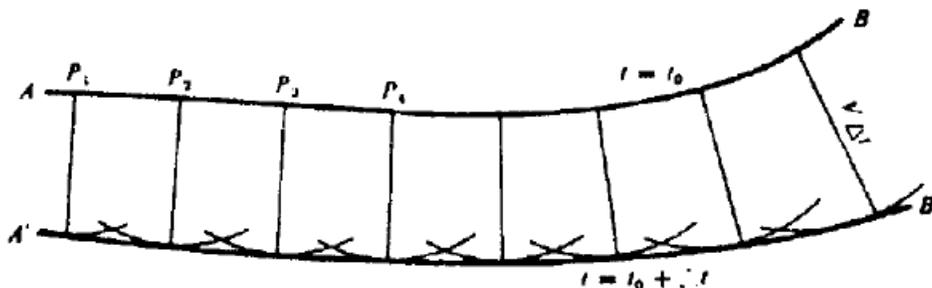


Fig. 3.26 Frente de Onda (Telford W., 1990).

Considerando un frente de onda plano incidente AB como en la figura 3.27.

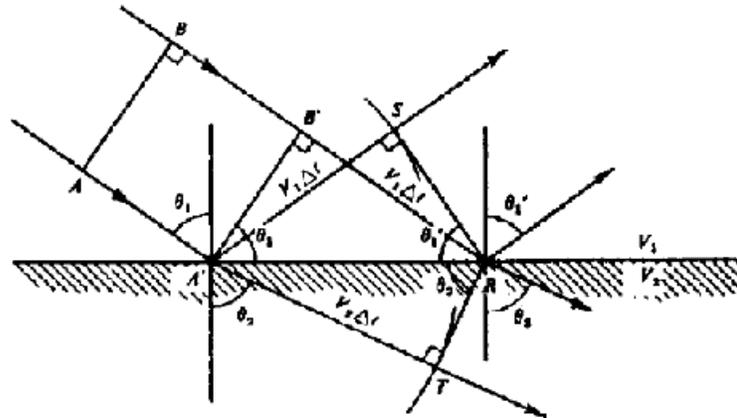


Fig. 3.27 Refracción y Reflexión de un rayo (Telford W., 1990).

AB ocupa la posición A'B' cuando A llega a la superficie, en este instante B' tiene que recorrer la distancia B'R antes de llegar a la interface. Si B'R = V₁Δt, entonces Δt es el intervalo de tiempo entre la llegada de energía a A' y a R. Por el principio de Huygens durante el tiempo Δt la energía que llegó a A' habrá viajado también arriba una distancia V₁Δt o bajado una distancia V₂Δt. Por dibujo de arcos con centro en A' y longitudes iguales a V₁Δt y V₂Δt, entonces dibujamos las tangentes de R a esos arcos. Nosotros localizamos los nuevos frentes de onda RS y RT en el medio inferior y superior. El ángulo a S es un ángulo recto y A'S = V₁Δt = B'R. Por lo tanto los triángulos A'B'R y A'SR son iguales con resultado en que el ángulo de incidencia θ₁ es igual al ángulo de reflexión θ₁'. Esta es la ley de reflexión. Para la onda refractada, el ángulo a T es un ángulo recto y tenemos:

$$V_2 \Delta t = A'R \text{sen} \theta_2 \quad (3.36)$$

$$V_1 \Delta t = A'R \text{sen} \theta_1 \quad (3.37)$$

Por lo tanto:

$$\frac{\text{sen} \theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen} \theta_2}{V_2} = p \quad (3.38)$$

p: parametro de trayectoria de onda

El ángulo θ₂ es llamado el ángulo de refracción y la ecuación anterior es la ley de refracción también conocida como la ley de Snell. (Telford, W., 1990)

3.2.14 Sísmica de Refracción

Las velocidades de onda sísmicas pueden ser usadas como uno de los parámetros para determinar la naturaleza de los materiales en la tierra. Considerando una simple sección geológica (Fig. 3.28) que envuelve dos medios homogéneos con velocidades sísmica v_1 y v_2 separadas por una interface horizontal a una velocidad de onda compresional muy alta en la placa subyacente ($v_2 > v_1$).

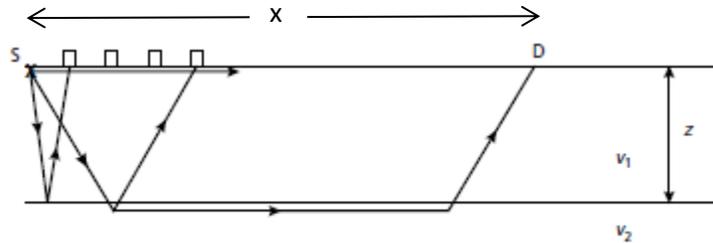


Fig. 3.28 Onda directa, reflejada y refractada de una fuente cercana a un detector en la superficie En el caso de un modelo de dos capas simple. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El rayo refractado viaja oblicuamente hacia la interface a la velocidad v_1 , a lo largo del segmento x viaja a la velocidad v_2 que es mayor, y regresa a la superficie a través de la placa superior a la velocidad v_1 .

El tiempo de viaje para un rayo refractado en una capa de profundidad z está dado por:

$$t_{ref} = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta_c}{v_1} \quad (3.39)$$

Tal ecuación es una línea recta que tiene una pendiente de $1/v_2$ y una intersección con el eje de tiempo de:

$$\frac{2z \cos \theta_c}{v_1} \quad (3.40)$$

En las curvas de tiempo de viaje para una onda o curvas tiempo-distancia son mostradas en la Figura 3.29.

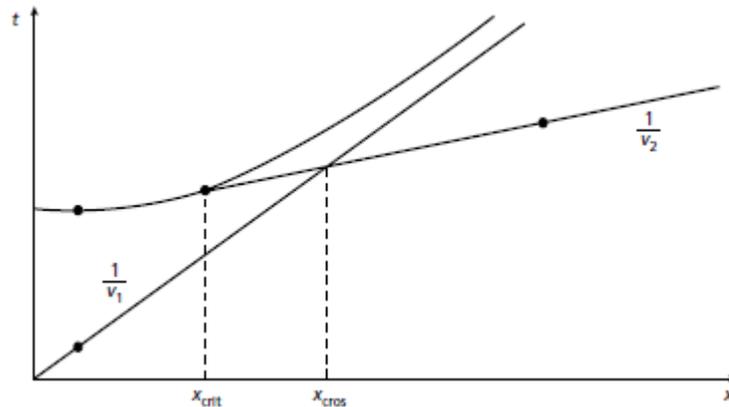


Fig. 3.29 Curvas de tiempo de viaje para rayos directo, reflejado y refractado en el caso de un modelo simple de dos capas. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Las curvas son más complicadas en el caso de un modelo multicapa, pero se sigue observando una aplicación parecida.

El primer arribo de la energía sísmica al detector en la superficie con la distancia fuente-receptor es siempre el rayo directo de un rayo refractado. El rayo directo es superado por un rayo refractado a la distancia fusionada x_{cross} , más allá de esta distancia fuente-receptor los primeros arribos son siempre un rayo refractado. Desde que el rayo crítico refractado desciende a la interface en un ángulo crítico, existe una cierta distancia conocida como la distancia crítica x_{crit} , tal energía refractada no podrá regresar a la superficie. A la distancia crítica, el tiempo de viaje de rayos refractados y reflejados coincide porque estos siguen efectivamente la misma trayectoria.

En métodos de refracción, se graban rangos que son escogidos a ser suficientemente largos para asegurar que las secciones en distancia sean buenas, asegurando que los rayos refractados puedan ser detectados como primeros arribos de energía sísmica.

El método de sísmica de refracción usa una fuente de energía sísmica (un martillo, una carga de pólvora negra, etc.), y una unidad de grabación (un sismógrafo), para calcular la sección entre la superficie y la roca del fondo (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.15 Geometría de la Trayectoria de Refracción

En general las relaciones que son asumidas a la trayectoria geométrica de rayo bajo las cuales consideran que la superficie está compuesta de una serie de placas, separadas por planas y posiblemente profundas interfaces. Entre cada placa la velocidad sísmica es constante, y las velocidades incrementan con la profundidad.

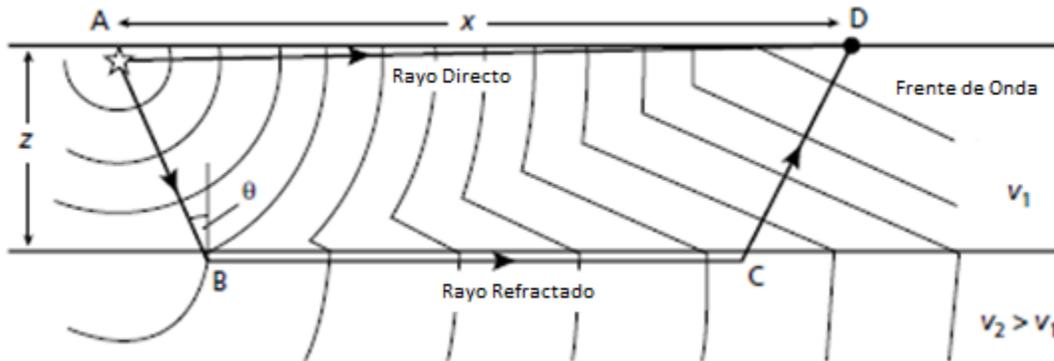


Fig. 3.30 Posición sucesiva de la expansión de frente de onda para las ondas refractada y directa través de un modelo de 2 capas. Solo el frente de onda en fase del primer arribo es mostrado. Individualmente trayectorias de rayo de la fuente A al detector D son dibujados con líneas solidas (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El rayo directo viaja horizontalmente a través de la cima de la placa superior de A a D a la velocidad v_1 . El rayo refractado desciende a la interface y regresa a la superficie a la velocidad v_1 a lo largo inclinando trayectorias AB y CD al ángulo crítico θ , y viaja a lo largo de la interface entre B y C a la velocidad v_2 que es más alta (Fig. 3.30). El total tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria del rayo refractado ABCD es:

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \quad (3.41)$$

$$t = \frac{z}{V_1 \cos \theta} + \frac{x - 2z \tan \theta_c}{V_2} + \frac{z}{V_1 \cos \theta} \quad (3.42)$$

Notar que $\sin \theta = v_1 / v_2$ (ley de Snell) y $\cos \theta = (1 - v_1^2 / v_2^2)^{1/2}$, la ecuación 3.42 puede ser expresada de diferentes formas, una forma general de este tipo es:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta}{v_1} \quad (3.43)$$

Alternativamente:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (3.44)$$

O:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i \quad (3.45)$$

Donde graficando nuevamente $x-t$ (Fig. 3.31), t_i es la intercepción con el eje de tiempo de la gráfica tiempo-distancia y tiene un gradiente de $1/v_2$.

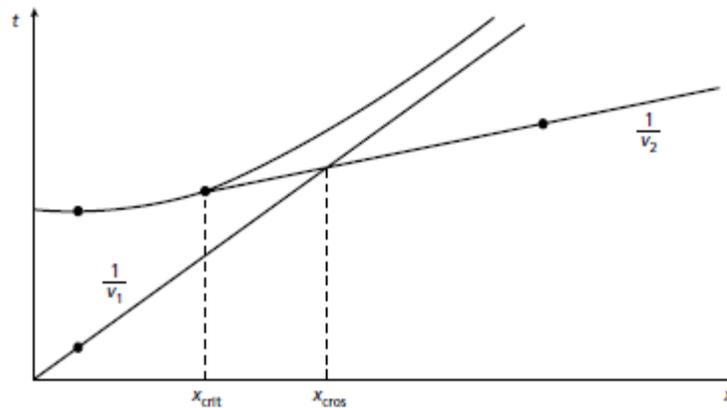


Fig. 3.31 Curvas tiempo de viaje para la onda directa y las ondas de cuerpo para un refractor horizontal (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

La intercepción del tiempo t_i , está dado por:

$$t_i = \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (3.46)$$

Resolviendo para la profundidad del refractor:

$$z = \frac{1}{2} \frac{t_i v_1 v_2}{(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (3.47)$$

Un uso completo para considerar las ecuaciones anteriores (3.45 a 3.47) es al notar que el tiempo total de viaje es el tiempo que seguramente ha tenido que tomar la onda para viajar el rango total x a velocidad del refractor v_2 (que es x/v_2), un tiempo adicional permite que la onda tome el descenso al refractor de la fuente y regresa a los receptores.

Valores del mejor recorrido para un modelo de planos estratificados con parámetros, v_1 , v_2 y z , pueden ser determinados por un análisis de curvas de tiempo de viaje para arribos de ondas refractadas y directas:

- v_1 y v_2 pueden ser derivado del recíproco del gradiente del segmento relevante tiempo-distancia.
- El refractor en profundidad, z , puede ser determinado por la intercepción del tiempo t_i .

A la distancia de cruce x_{cros} el tiempo de rayos directos y refractados son iguales.

$$\frac{x_{cros}}{v_1} = \frac{x_{cros}}{v_2} + \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{\frac{1}{2}}}{v_1 v_2} \quad (3.48)$$

Esto, resuelve para x_{cros}

$$x_{cros} = 2z \left[\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.49)$$

De esta ecuación podemos ver que la distancia de cruce es siempre más grande que dos veces la profundidad al refractor. También la distancia de cruce de la ecuación anterior provee un método alternativo para calcular z (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.16 Caso de 3 o Más Capas con Interfaces Horizontales

La geometría de la trayectoria de rayo en el caso de refracción crítica sobre una segunda interface esta dado en la Figura 3.32 las velocidades sísmicas de las tres placas son: v_1 , $v_2(>v_1)$ y $v_3(>v_2)$. El ángulo de incidencia del rayo en la interface superiores θ_{13} y sobre la interface más baja es θ_{23} (ángulo crítico). La profundidad de las placas 1 y 2 son z_1 y z_2 respectivamente.

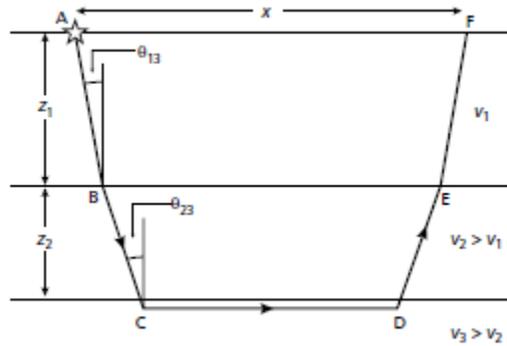


Fig. 3.32 Trayectorias del tiempo de viaje para el caso de dos refractores (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Por analogía de la ecuación 3.49, el tiempo de viaje a lo largo del rayo refractado con trayectoria ABCDEF con una distancia x entre la fuente y el receptor, tiene una refracción crítica en la segunda interface, puede ser escrita por:

$$t = \frac{x}{v_3} + \frac{2z_1 \cos \theta_{13}}{v_1} + \frac{2z_2 \cos \theta_{23}}{v_2} \quad (3.50)$$

Dónde:

$$\theta_{13} = \sin^{-1}(v_1/v_3) \quad ; \quad \theta_{23} = \sin^{-1}(v_2/v_3) \quad (3.51)$$

Y la notación escrita para los ángulos relacionados directamente a la velocidad de las placas que atraviesa dicho rayo (θ_{13} es el ángulo del rayo en la placa 1 que esta críticamente refractada en la capa 3). La ecuación 3.50 Puede ser escrita como:

$$t = \frac{x}{v_3} + t_1 + t_2 \quad (3.52)$$

Donde t_1 y t_2 son los tiempos tomados por el rayo para viajar a través de las placas 1 y 2 respectivamente.

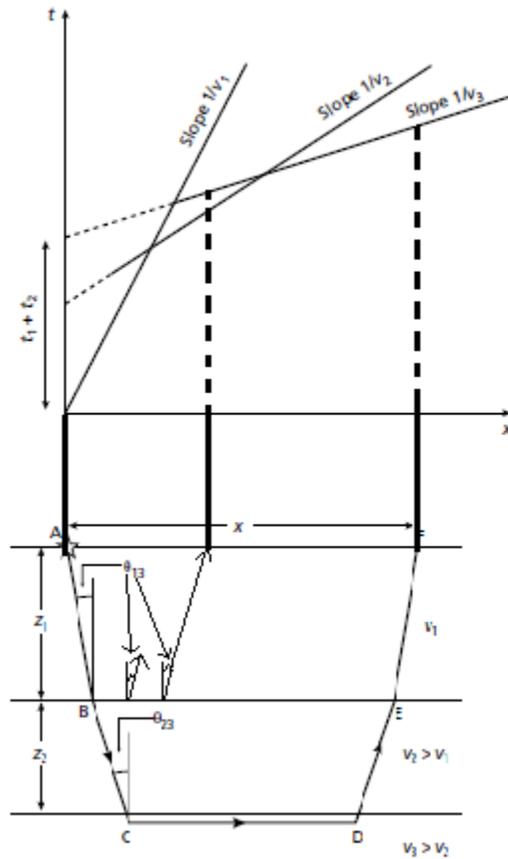


Fig. 3.33 Trayectoria del rayo para una onda refractada a través de la placa más profunda en un modelo de 3 capas (Telford W., 1990).

La intercepción de las curvas de tiempo-viaje para el caso de tres placas, empezando con la interpretación de dos capas. Una vez que usamos las curvas tiempo-viaje para rayos críticamente refractados en la interface superior y definimos z_1 al igual que v_2 , las curvas pueden seguir siendo usadas para calcular z_2 y v_3 usando las ecuaciones 3.50 y 3.52 (Fig. 3.33).

En general el tiempo de viaje t_n de un rayo críticamente refractado hasta la superficie de n placas está dado por:

$$t_n = \frac{x}{v_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2z_i \cos \theta_{in}}{v_i} \tag{3.53}$$

Dónde:

$$\theta_{in} = \sin^{-1}(v_i/v_n) \quad (3.54)$$

Estas ecuaciones pueden ser usadas para calcular profundidad de placas consecutivamente horizontales (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.17 Caso para Placas Inclinadas con Interfaces Planas

En el caso de un refractor inclinado (Fig. 3.34) el valor de la inclinación entra en la ecuación de tiempo-viaje como una incógnita adicional. El recíproco del gradiente de la curva tiempo-viaje a la larga no representa el valor de velocidad del refractor pero una cantidad que conocemos como velocidad aparente es más grande que la velocidad del refractor cuando grabamos a lo largo de un perfil lineal sobre la dirección ascendente del punto de tiro y más baja cuando la grabación desciende.

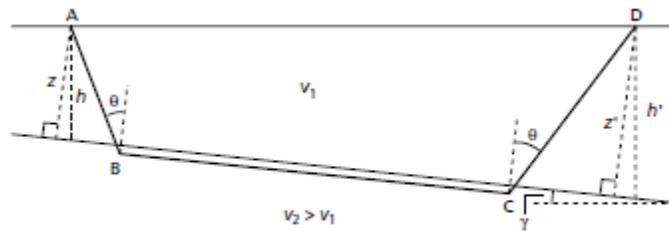


Fig. 3.34 Trayectoria de rayo para una onda de cuerpo que llegan de un refractor inclinado. (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El método convencional de acuerdo con la posible presencia de un refractor inclinado es regresar la refracción experimentada por cada disparo a una línea del perfil y grabar los arribos sísmicos a lo largo de la línea de ambos tiros. Los tiempos de viaje de ida y regreso para rayos refractados serán diferentes en sus gradientes e intercepción de tiempos como se muestra en la figura 3.35.

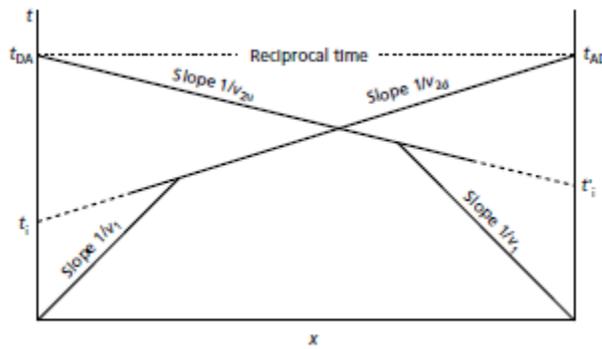


Fig. 3.35 Geometría de las curvas tiempo-viaje para los arribos de ondas cabeceras para un refractor inclinado en viajes de ida y regreso a lo largo de una línea en un perfil (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

La forma general de la ecuación para tiempo-viaje t_n de un rayo críticamente refractado en n refractores inclinados (Fig. 3.36) está dado por:

$$t_n = \frac{x \sin \beta_1}{v_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{v_i} \quad (3.55)$$

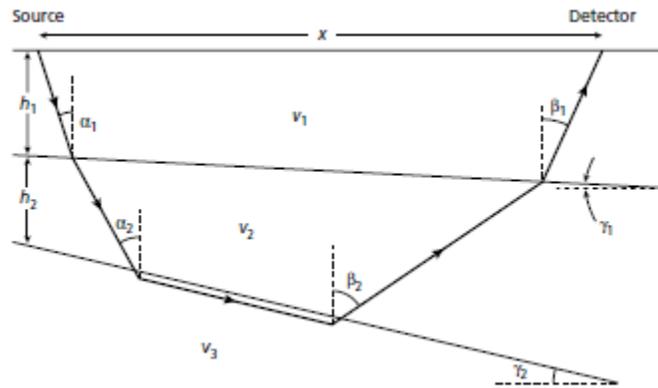


Fig. 3.36 Geometría de la trayectoria de rayo refractada a través de un modelo multicapa, en un modelo inclinado (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Donde h_i es la profundidad vertical de la i placa debajo del tiro, v_i es la velocidad del rayo en la i capa, α_i es el ángulo con respecto a la vertical hecha por el rayo descendente en la i placa, β_i es el ángulo con respecto a la vertical hecha por el rayo ascendente en la i capa, finalmente x es la distancia de la fuente al receptor (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.18 Geometría de Trayectorias de Rayo: Interfaces Irregulares

Cuando asumimos que las interfaces refractantes son planas seguramente a menudo conducen a un error inaceptable o imprecisión en la interpretación de datos en estudios de refracción.

Una secuencia de placas de refractores planos dado anteriormente en planos tiempo-viaje consiste en una serie de segmentos en línea-recta, cada segmento representa una particular fase refractada y caracterizada por un particular gradiente y tiempo interceptado. Irregulares graficas tiempo-viaje son un indicador de irregulares refractores. Para determinar la geometría de refractantes que no son planos, se ocupa el concepto de tiempo de retraso (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.19 Tiempo de Retraso

Considerando un refractor horizontal separando una placa superior y una inferior de velocidades v_1 y $v_2 (>v_1)$ respectivamente (fig. 3.30). El tiempo de viaje en el que una onda principal llega a una distancia x de la fuente a un receptor está dada por:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i \quad (3.56)$$

La intercepción del tiempo t_i puede ser considerada como un compuesto de dos tiempos de retardo resultado de la presencia de la capa superior a cada extremo de la trayectoria de rayo. Refiriéndonos a la Figura 3.37 el tiempo de retraso (o termino de tiempo) δ_t es definido como la diferencia de tiempo entre la trayectoria inclinada AB a través de la capa superior y el tiempo que requerirá para que un rayo viaje a lo largo de BC.

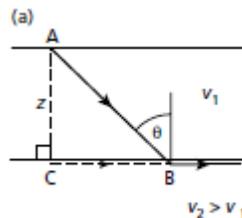


Fig. 3.37 Concepto de tiempo de retraso en capa horizontal (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

La ecuación 3.56 muestra claramente que el tiempo total de viaje se puede considerar como el tiempo que una onda necesariamente recorre la distancia x en todo el refractor a la velocidad v_2 , además t_i el tiempo adicional que es necesario para que la onda viaje hasta el receptor del punto de disparo y de regreso al receptor. Esas dos componentes adicionales de tiempo son los tiempos de retardo en la fuente y el receptor.

Cada tiempo de retraso puede ser calculado en forma similar, refiriendo la figura 3.32 (figura de capas planas) tenemos:

$$\delta_t = t_{AB} - t_{BC} \quad (3.57)$$

Sustituyendo:

$$\begin{aligned} \delta_t &= \frac{z}{v_1 \cos \theta} - \frac{z}{v_2} \tan \theta \quad (3.58) \\ &= \frac{z(1 - \sin^2 \theta)}{v_1 \cos \theta} = \frac{z \cos \theta}{v_1} \end{aligned}$$

$$\delta_t = \frac{z(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (3.59)$$

Resolviendo para la profundidad z al refractor:

$$z = \frac{\delta_t v_1}{\cos \theta} = \frac{\delta_t v_1 v_2}{(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (3.60)$$

Así el tiempo de retardo se puede convertir a un refractor en profundidad si v_1 y v_2 son conocidos.

La intercepción del tiempo t_i en la ecuación $t=x/v_2+t_i$ puede ser particionada en dos tiempos de retraso:

$$t = \frac{x}{v_2} + \delta_{ts} + \delta_{td} \quad (3.61)$$

Donde δ_{ts} y δ_{td} son los tiempos de retraso del primer tiro y al último detector de la trayectoria de rayo refractada. Nota que en este caso de un refractor horizontal:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{z \cos \theta}{v_1} + \frac{z \cos \theta}{v_1} = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta}{v_1} \quad (3.62)$$

Este es el mismo resultado que el caso de la ecuación 3.43, mostramos que el concepto tiempo de retardo está implícito para cada plano en los métodos de interpretación simple lateral-horizontal.

En presencia de un refractor inclinado el tiempo el triángulo esta similarmente definido excepto que la geometría del triángulo ABC rota con el refractor (Fig. 3.38).

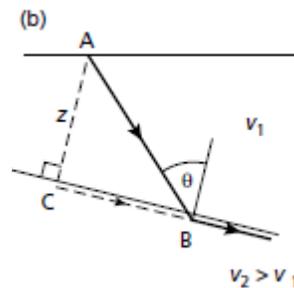


Fig. 3.38 Concepto de tiempo de retraso en capa horizontal (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El tiempo de retraso está de nuevo dado a profundidad por la ecuación 3.61 donde z es ahora el refractor en profundidad a A medido normalmente al refractor de la superficie (Fig. 3.39).

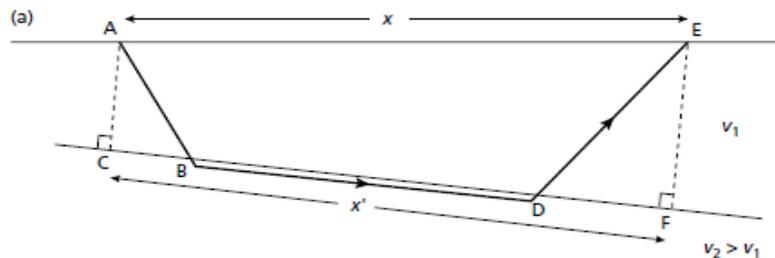


Fig. 3.39 trayectoria de rayo refractado asociado con una capa inclinada (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

Usando esta definición del tiempo de retardo, el tiempo de viaje de un rayo refractado a lo largo de una interface inclinada está dado por:

$$t = \frac{x'}{v_2} + \delta_{ts} + \delta_{td} \quad (3.63)$$

Donde $\delta_{ts} = t_{AB} - t_{BC}$ y $\delta_{td} = t_{DE} - t_{DF}$.

Para inclinaciones poco profundas, x' (conocida) es cercanamente similar a la distancia entre la fuente y el receptor, en ese caso utilizamos la ecuación 3.63 y es aplicable el método de un refractor horizontal. Esta aproximación también es válida para el caso de un refractor irregular si el relieve sobre el refractor es pequeño en amplitud comparado con el promedio de profundidad del refractor.

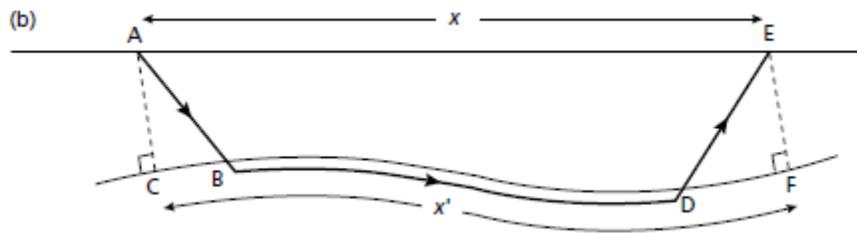


Fig. 3.40 Trayectoria de rayo refractado con un refractor irregular (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El tiempo de retardo no puede ser medido directamente, pero ocurre en pares dentro de la ecuación de tiempo-viaje para un rayo refractado de una fuente en superficie a un detector en superficie (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

3.2.20 Método del Recíproco Generalizado

El suavizado método recíproco generalizado en la interpretación de refracción mediante la combinación de los rayos directos e inversos que dejan al refractor aproximadamente en el mismo punto mientras los arribos llegan a diferentes detectores separados por una distancia Δx (Fig. 3.41).

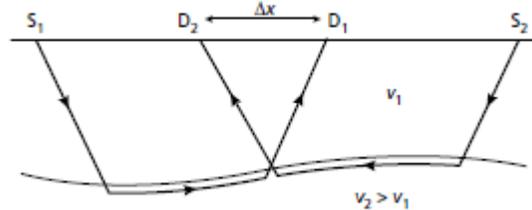


Fig. 3.41 La generalización del método recíproco de refracción (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

El método usa un análisis en función de la velocidad t_v dado por:

$$t_v = \frac{ts_1D_1 + ts_2D_2 - ts_1s_2}{2} \quad (3.64)$$

Los valores son referidos al punto medio entre cada par de detectores posicionados entre D_1 y D_2 . El valor óptimo de Δx para un particular estudio es el que produce la aproximación más cercana a una representación lineal cuando el análisis en función de la velocidad t_v se representa entre la distancia que está a lo largo de la línea del perfil, y además se deriva del trazado de curvas para un rango de valores posibles de Δx . El método también demanda buena cantidad de datos (Kearey P., Brooks M., Hill I., 2002).

4 METODOLOGÍA

4.1 Adquisición de Datos Eléctricos

El estudio dipolo-dipolo eléctrico consistió en dos tendidos ubicados en la orilla noroeste del relleno como se muestra en la figura 4.1.



Fig. 4.1 Ubicación de las líneas de dipolos eléctricos

La línea 1 es un tendido eléctrico que se ubicó en el mismo lugar que la línea 1 de refracción con la finalidad de inferir el espesor del relleno, determinar las características estructurales del mismo e interpretarlos conjuntamente. La línea 2 de dipolos se localiza en la zona virgen del terreno con el fin de distinguir las resistividades pertenecientes al relleno. Se eligió este sitio por los fenómenos de gran escala que se repiten en las cercanías.

El equipo utilizado fue un resistímetro con voltaje de salida de 100 a 1100 volts un indicador de inyección de corriente, está conectado a un amperímetro que mide la cantidad de amperes que se le introducen al terreno, otro indicador de encendido y apagado con su respectivo switch, así como un switch de polaridad, dicho resistímetro alcanza un máximo de corriente de 2 Amperes (Fig. 4.2).



Fig. 4.2 Resistivímetro usado para la adquisición de datos eléctricos

La línea 1 de dipolo consto de 30 electrodos con una separación de 4m entre cada uno de ellos, forman una línea de 116m con 8 niveles de investigación que en teoría profundizan 18m. La siguiente línea fue de 20 electrodos con la misma separación del tendido anterior, (4m entre cada electrodo) abarcan una línea de 76m con los mismos 8 niveles de investigación.

Los datos obtenidos en campo son valores de Intensidad (en mA) y de diferencia de voltaje (mV) que experimenta la corriente al pasar por un medio resistivo, estos valores se colocan en una tabla donde se indica el lugar donde están conectados los cables de potencial y los de corriente (Tabla 4.1).

corrientes	potenciales	intensidad	voltaje	
0-1	3	1977	371	
	4	2057	105	
	5	2087	35	
	6	1999	14	
	7	2010	12	
	8	1985	7.4	
	9	1960	5.1	
	10	1936	3.1	
	1-2	4	2380	485
		5	2290	110
6		2202	46	
7		2347	27	
8		2210	15	
9		2375	10.8	
10		2227	7.4	
11		2220	2.8	
2-3	5	1489	252	
	6	1475	65	
	7	1595	22	
	8	1603	17	
	9	1469	11	
	10	1601	6.5	
	11	1545	5.6	
	12	1460	4.1	
3-4	6	1454	111	
	7	1458	32	
	8	1538	28	
	9	1455	15	
	10	1531	10	
	11	1491	7	
	12	1513	5	
4-5	7	2224	154	
	8	2214	112	
	9	2169	40	
	10	2193	20	
	11	2154	15	
	12	2158	9.3	
	13	2107	3	
	14	2122	1.4	

Tabla 4.1. Valores obtenidos en campo el voltaje es en milivolts y la intensidad en miliamperes.

4.2 Procesado de Datos Eléctricos

A partir de los datos adquiridos en campo calculamos la resistividad aparente de cada lectura (ΔV , I), en base con la ecuación 4.1.

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \left(\frac{na(1+n)(2+n)}{-2} \right) \quad (4.1)$$

o:

$$\rho_a = k \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (4.2)$$

$$k = na(1+n)(2+n)$$

Donde n es el nivel de investigación y a la separación entre los electrodos.

Los puntos de resistividad aparente en x & y para los primeros 8 niveles son:

$$x_i = a + \left(\frac{a}{2} \right) i \quad ; \quad i = 0, 1, 2, \dots, n-1 \quad (4.3)$$

$$y_i = -a - \left(\frac{a}{2} \right) i \quad ; \quad i = 0, 1, 2, \dots, n-1 \quad (4.4)$$

Notar que i es el número de niveles a partir de 0. Para los siguientes valores de resistividad aparente en coordenadas se tiene:

$$X_\beta = (a/2) + (x_i + 4 \cdot \beta) ; \beta = 0, 1, 2, \dots, E-4 \quad (4.5)$$

$$Y_\beta = y_i \quad (4.6)$$

E son la cantidad de electrodos utilizados por línea.

A partir de las ecuaciones anteriores podemos crear una hoja de cálculo que apoyados en los valores obtenidos en campo (Tabla 4.1) calculamos la resistividad aparente de cada fila. Dichos cálculos son mostrados en la tabla 4.2 ya procesados. Los resultados completos se muestran en el anexo C.

corrientes	potenciales	Niveles	intensidad	voltaje	Constante	Profundidad	Distancia	Abertura	Resistividad aparente		
0-1		3	1.00	1977	371	75.3982237	-4	4	14.14908497		
		4	2.00	2057	105	301.592895	-6	6	15.39487309		
		5	3.00	2087	35	753.982237	-8	8	12.644647		
		6	4.00	1999	14	1507.96447	-10	10	10.56103183		
		7	5.00	2010	12	2638.93783	-12	12	15.75485271		
		8	6.00	1985	7.4	4222.30053	-14	14	15.74056619		
		9	7.00	1960	5.1	6333.45079	-16	16	16.47989746		
		10	8.00	1936	3.1	9047.78684	-18	18	14.48767521		
		1-2		4	1.00	2380	485	75.3982237	-4	4	15.36476407
				5	2.00	2290	110	301.592895	-6	10	14.48699494
6	3.00			2202	46	753.982237	-8	12	15.75076426		
7	4.00			2347	27	1507.96447	-10	14	17.34769527		
8	5.00			2210	15	2638.93783	-12	16	17.91134273		
9	6.00			2375	10.8	4222.30053	-14	18	19.20035608		
10	7.00			2227	7.4	6333.45079	-16	20	21.04514407		
11	8.00			2220	2.8	9047.78684	-18	22	11.41162304		

Tabla 4.2. Tabla de valores obtenida a partir de los datos de campo

Estos serían los valores en coordenadas que tendrían X & Z si fuera un terreno plano con estos datos ya podemos tener una imagen del terreno o lo que denominamos tomografía eléctrica, con perfiles en longitud, profundidad y la variación de la resistividad en profundidad (figura 4.3 y 4.4).

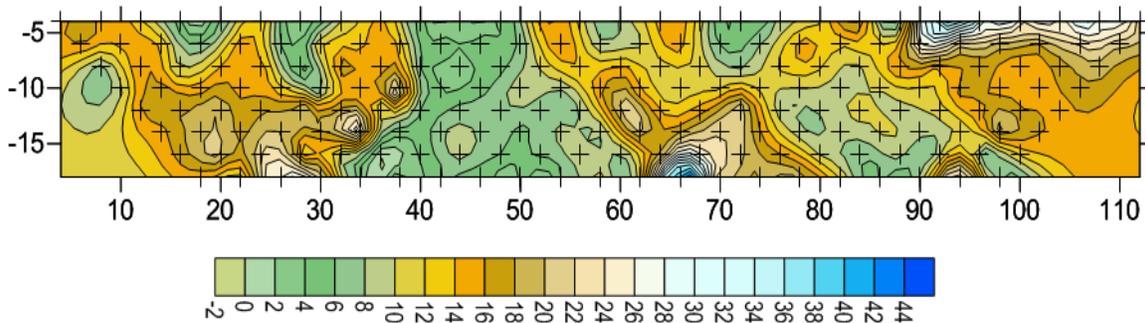


Fig. 4.3 Resistividades de la Línea 1 de dipolo sin topografía

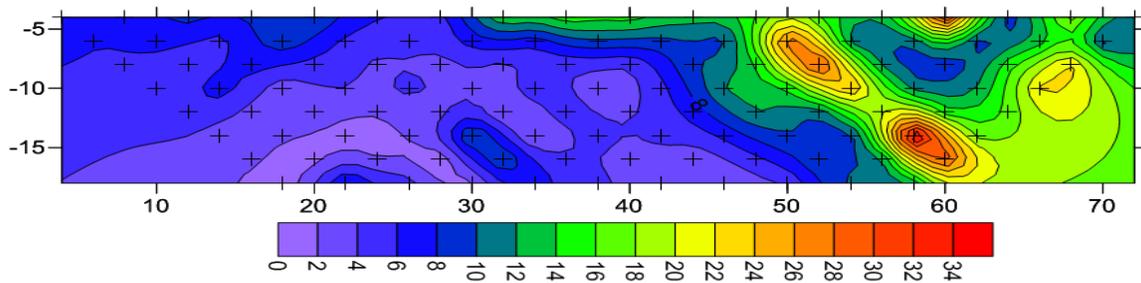


Fig. 4.4 Resistividades de la Línea 2 de dipolo con topografía

Cada perfil tiene que modificarse de acuerdo a la topografía que tenemos en el terreno donde colocamos los electrodos. Solo tenemos que modificar el terreno para la línea 1, ya que en la línea 2 el terreno es plano.

4.3 Adquisición de Datos Sísmicos

Los tendidos de refracción los ubicamos en las zonas donde existían agrietamientos o hundimientos de gran magnitud (Fig. 4.10).



Fig. 4.10 Ubicación de los tendidos de refracción L-1, L-2, L-3, L-4

La línea 1 se encuentra entre el Lote 2 de la Manzana 14 de la calle San Juan Bautista y los terrenos fuera del límite de la Unidad Habitacional, zona declarada de alto riesgo por Protección Civil del Estado de México. La línea 2 se localiza por el campo de futbol de la calle San Juan Bautista y continúa hacia el límite de la Unidad Habitacional. La línea 3 son dos tendidos consecutivos y se encuentran a lo largo de la calle Lote 1 de la Manzana 9 de la calle San Mateo, cubriendo el segmento entre las calles de San Mateo y San Jorge, Manzana 9. El tendido 4 se ubicó en el terreno baldío que comunica la Glorieta San Charbel y las instalaciones del DIF de la zona.

El equipo de sismica de refracción empleado fue un sismómetro de OYO Instruments modelo Geospace computarizado de 24 canales con intervalos de muestreo de 4 ms, 2ms, 1ms, 0.5ms, 0.25 ms, 0.125ms, 0.625ms, los geófonos son de la misma empresa OYO Geospace de 14 Hz de frecuencia natural, longitud máxima de muestreo de 9×10^5 ms, 3 opciones de ganancia: bajo, medio y alto (Fig 4.11).

Fig. 4.12 Fuente sísmica generada al golpear la placa con el marro

Para nuestro estudio en cuestión utilizamos 18 canales del sismógrafo con sus geófonos correspondientes, los tendidos fueron lineales con una separación de 6 metros entre cada geófono abarcando 102 metros, las fuentes se generaron en el inicio, a la mitad y al final del arreglo como se ve en la siguiente figura.

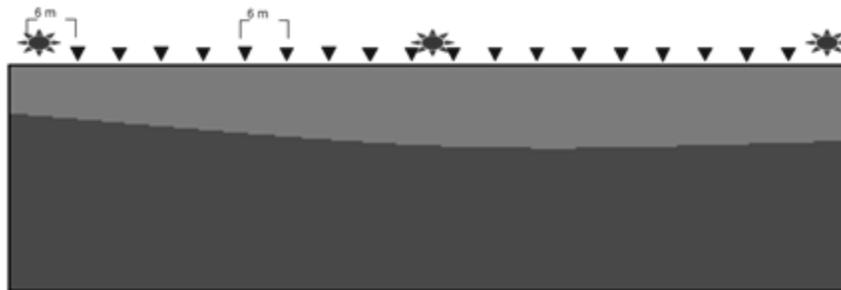


Fig. 4.13 Tendido sísmico. Se disponen una serie de sismómetros (triángulos invertidos) y microsismos (Estrellas).

Las configuraciones del sismómetro fueron:

- El intervalo de muestreo de 0.25ms.
- Filtro de corte baja a 3 Hz
- Ganancias medias en los primeros 5 geófonos, y alta en los restantes.

Mediante tiros verticales de reflexión, presentados en el informe que se entregó a la estancia correspondiente por el estudio previo en San Francisco Tepojaco, conocemos la profundidad de la roca firme en 11 puntos diferentes del relleno, los ubicamos de acuerdo a la figura 4.14 y sus posiciones geográficas se muestran en la tabla 4.3.



Fig. 4.14 Ubicación de los tiros verticales de reflexión

COORDENADAS DE FUENTES SÍSMICAS DE LOS TIROS DE REFLEXIÓN VERTICAL		
Tiro	Lon	Lat
1	-99°15'25.8"	19°39'12.5"
2	-99°15'19.9"	19°39'7.4"
3	-99°15'11.6"	19°39'15.0"
4	-99°15'15.3"	19°39'18.4"
5	-99°15'19.9"	19°39'22.9"
6	-99°15'12.6"	19°39'29.6"
7	-99°15'9.7"	19°39'26.9"
8	-99°15'4.5"	19°39'21.5"
9	-99°15'31.2"	19°39'18.2"
10	-99°15'36.6"	19°39'12.3"
11	-99°15'35.3"	19°39'00.4"

Tabla 4.3. Ubicación geográfica de los tiros de reflexión vertical

Los resultados de los tiros verticales de reflexión son profundidades en las que se observan cambios de velocidad, es decir que se observa la variación de la velocidad en profundidad (Fig. 4.15a y 4.15b).

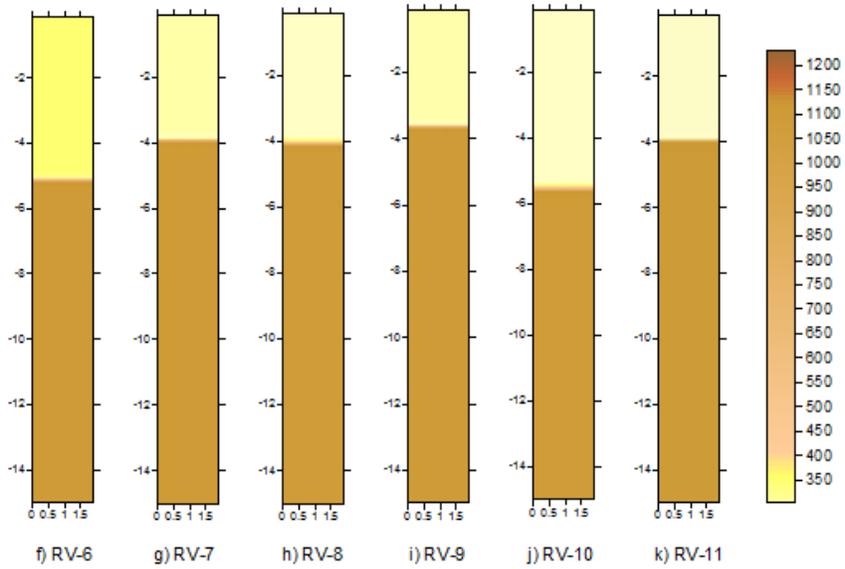


Fig. 4.15a Resultados obtenidos de los tiros verticales de reflexión

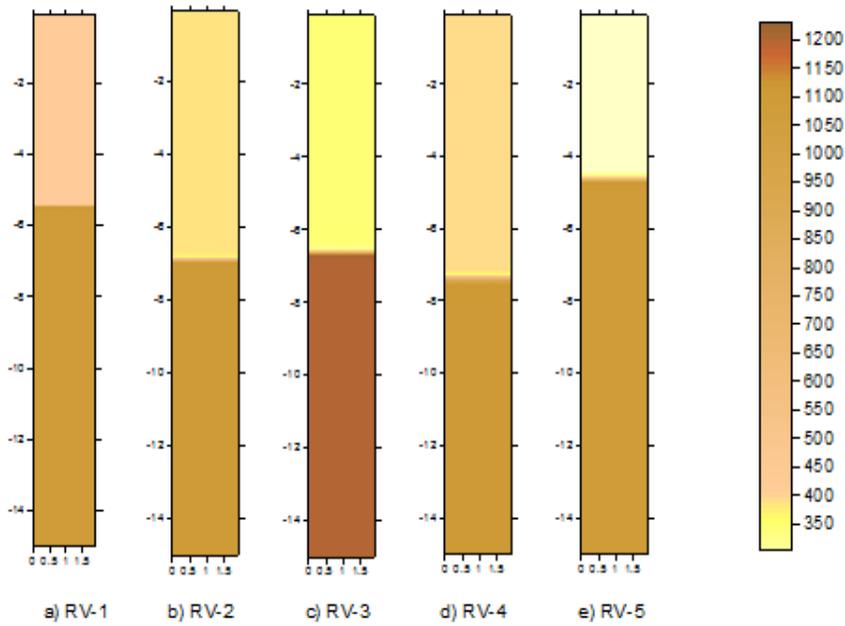


Fig. 4.15b Resultados obtenidos de los tiros verticales de reflexión

4.4 Procesado de Datos Sísmicos

4.4.1 Picado

Los datos obtenidos en campo fueron trazas sísmicas de cada uno de los geófonos enterrados en superficie, 18 en total (Fig. 4.16).

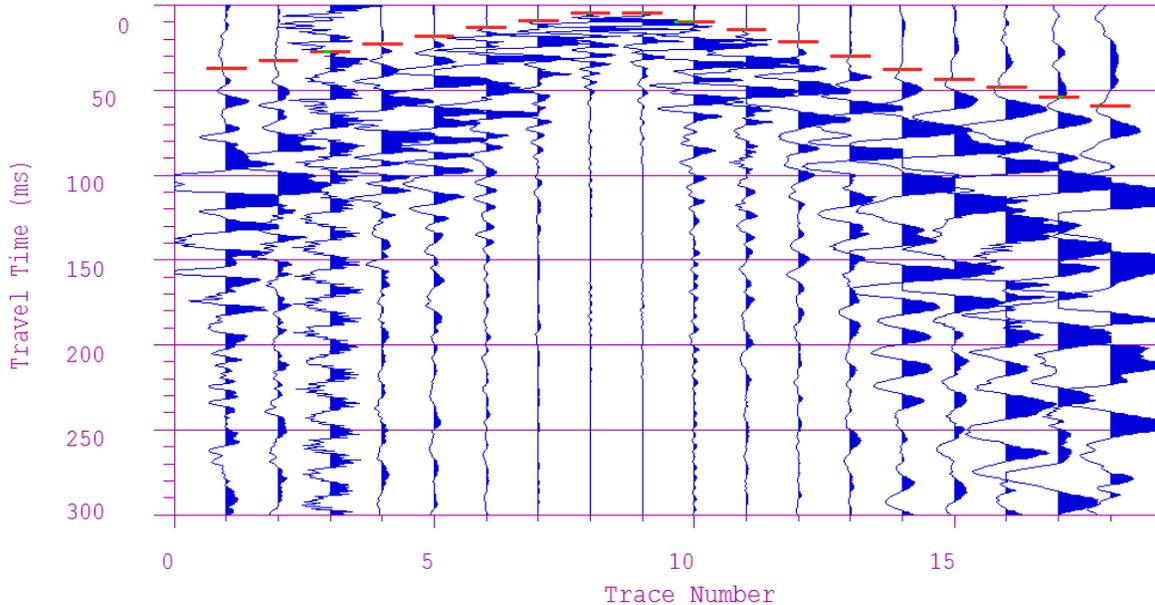


Fig. 4.16 Traza sísmica con fuente a la mitad del arreglo (Línea 3-1)

De la traza sísmica se identifican los primeros arribos correspondientes a la onda P (Picado). En este capítulo se ejemplifica el procesamiento aplicado para la línea 3-1, los picados completos se muestran en el anexo A.

Mediante el programa SEISREFA interpretamos las trazas sísmicas en conjunto a partir de los picados (Fig. 4.17).

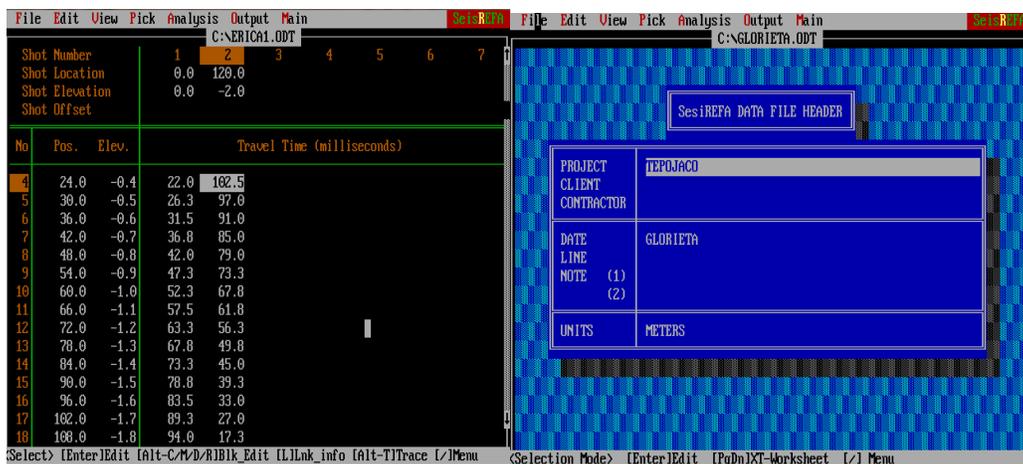


Fig. 4.17 Pantalla de inicio de proyecto. Datos del tendido de Refracción

4.4.2 Test and Edit X-T Curve

Una vez agregados los datos de picado empieza la parte de análisis de los mismos, el primero de ellos es la prueba y edición de la curva tiempo vs distancia (domocronas), en el cual quedan señalados los tiempos de primeros arribos puestos en el picado (Fig. 4.18).

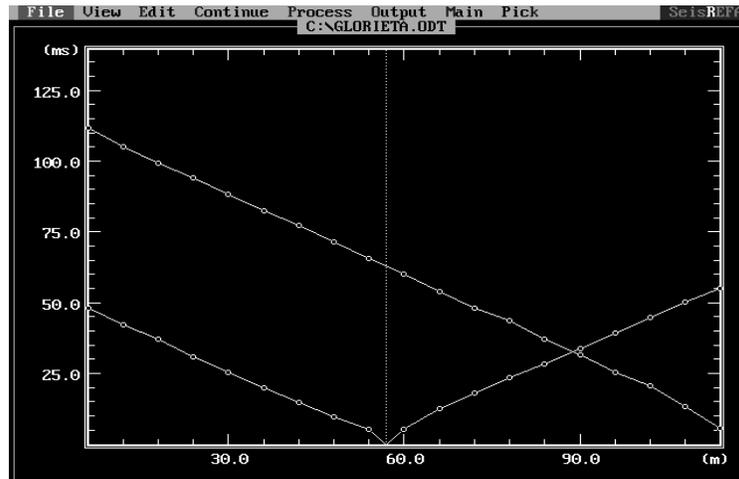


Fig. 4.18 Pantalla de la prueba tiempo vs offset

En esta etapa del procesado podemos corregir algunos de los puntos del picado, esto con el fin de corregir errores muy visibles y mejorar la interpretación del terreno. Cuenta con las siguientes opciones de edición:

- Prueba de Irregularidad: calcula la pendiente de los tiempos de arribo para compararlos; permite cierta tolerancia que nosotros debemos determinar en ms, con el fin de tener una buena interpretación de velocidad de capas.
- Prueba de tiempo reciproco: basado en que el tiempo de viaje es similar de ida al de regreso cuando la fuente se genera al principio y al final del arreglo, el programa realiza una prueba de tiempo de arribo de un mismo punto a dos diferentes geófonos
- Prueba de Paralelismo: nos presenta una ventana para observar los tiempos de arribo en ms y así corregir y observar el paralelismo de las capas refractantes, con la finalidad de identificar capas planas y paralelas.
- Cambiar punto: permite mover los puntos a nuestra consideración para ajustar los datos.
- Cambiar bloque: nos permite mover conjunto de puntos al mismo tiempo.
- Valor: Muestra el valor del punto que está señalado en ms.

4.4.3 Velocity Base Layer

El siguiente proceso que se aplica es el de velocidad de la placa base (refractante más profundo), resulta de una estimación de la velocidad apoyado en una tendencia lineal del picado propuesta por el programa sin una profundidad calculada por lo cual se considera infinita para el programa (Fig 4.19).

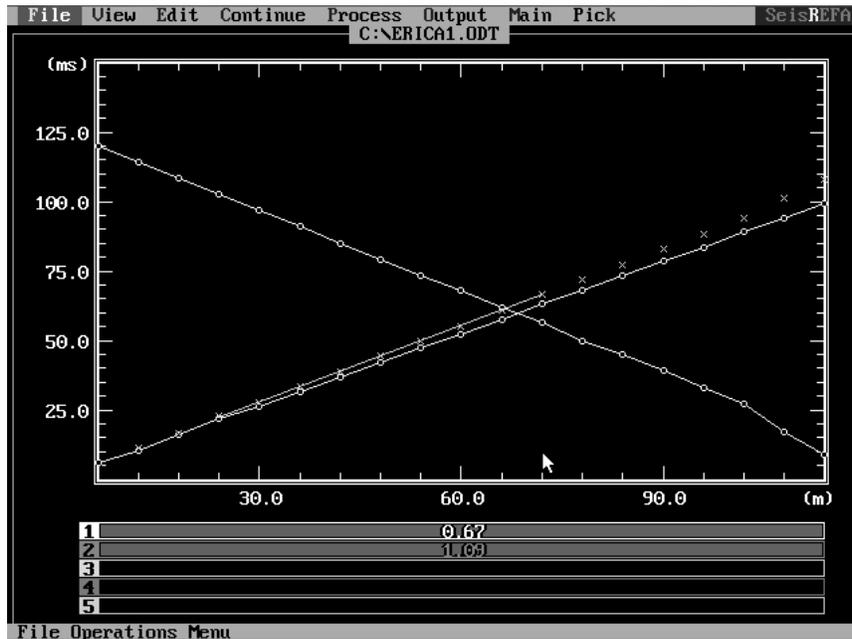


Fig. 4.19 Pantalla del proceso velocidad de la capa base

Las opciones de edición en esta etapa del procesado son:

- Crear una placa base: En función de los estratos determinados por el programa a partir del proceso anterior podemos crear una variación de velocidad lateral en la última capa.
- Editar la placa base: función que nos permite ajustar la velocidad de la capa base o las variaciones laterales de la misma.
- Borrar la placa base: nos permite dejar como ajuste el programa la tendencia de velocidad en la placa base, o quitar los ajustes laterales de velocidad creados.
- Borrar la zona de baja velocidad
- Detectar automáticamente la zona de baja velocidad
- Valor de velocidad: nos permite cambiar el valor de velocidad de la capa base.

4.4.4 Velocity Intermediate Layer

Posterior al proceso de velocidad de la capa base, sigue el de valor de la capa intermedia, que modifica los valores de velocidad de las capas intermedias es decir entre la capa base y la primera capa, si es que son propuestas por el programa (Fig. 4.20).

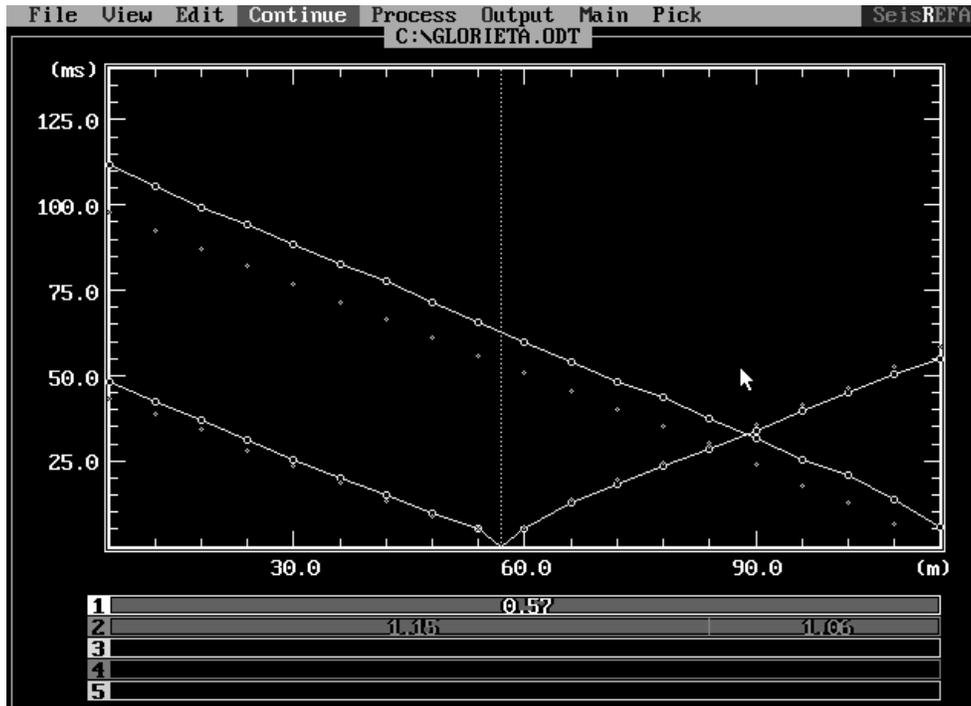


Fig. 4.20 Pantalla del proceso intermediate layer

Las opciones de edición en caso de que exista al menos una capa intermedia en esta etapa son:

- Pendiente: permite cambiar la pendiente de la recta para reinterpretar el tiempo de viaje de cada línea.
- Límite: te permite cambiar el límite de cada línea de velocidad para poder extenderla o hacerla más corta, lo que significa incrementar o decrecer la profundidad de la o las capas intermedias.
- Combinar: combina la velocidad de dos capas para tener una sola capa, con valor intermedio.
- Dividir, para deshacer la combinación en caso de que se haya realizado previamente. Y tener las dos capas.



- Crear: crea una capa intermedia, si es posible en un cambio abrupto de velocidad.
- Borrar: elimina una o más capas intermedias si es que existen, en un modelo de 3 o más capas.
- Auto: crea una estimación de velocidades y divide el modelo en las capas que sean necesarias para que el programa no genere un error interno.

4.4.5 Delay Time

El tiempo de retraso es el siguiente proceso a los datos y nos proporciona una ventana en el que el retraso de tiempo va de acuerdo a una tendencia, es decir que cada punto tiene un tiempo en el cual puede no arribar al geófono, mientras más pequeño sea el tiempo de retraso quiere decir que los datos llegan al tiempo en que inicialmente fueron calculados (picado). Es usado principalmente cuando las capas no son regulares (Fig 4.21).

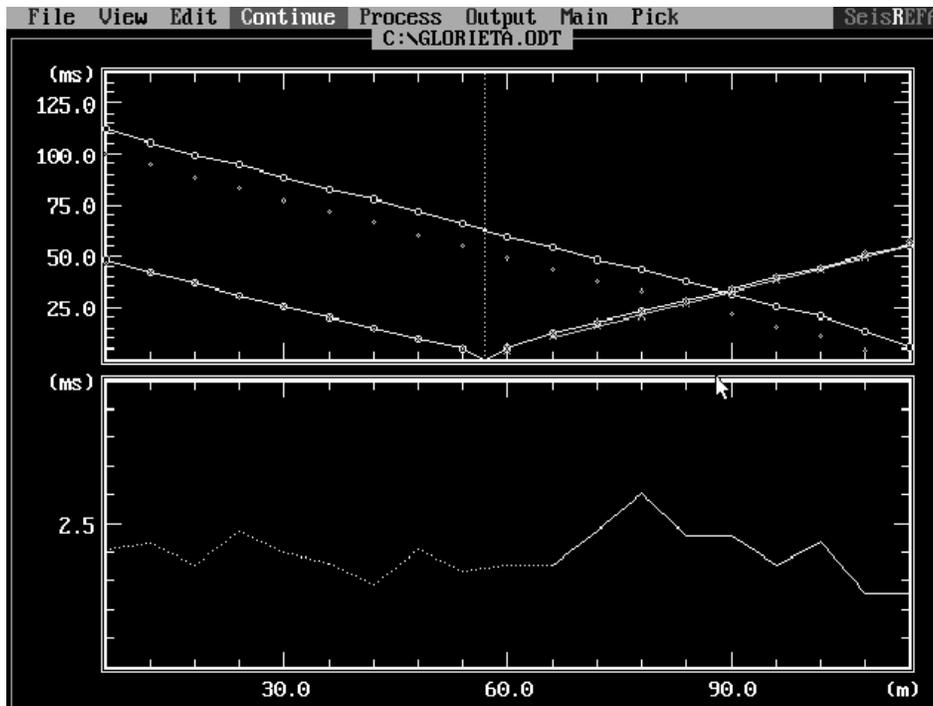


Fig. 4.21 Pantalla de edición del proceso Delay Time

Las opciones de edición son:

- Cambiar punto: Puedes cambiar un punto de la curva de retraso a un valor más alto o más bajo.
- Cambiar bloque: Permite mover un conjunto de puntos.
- Modo de edición: te permite que el tiempo de retraso para capas superiores sea constante en el modo Off, en el modo On, cambia el tiempo total de retraso para cada geófono.

4.4.6 Depth Section

Nos muestra un previo de los resultados que obtuvimos a partir de los datos ingresados anteriormente, es útil modificarla si tenemos una idea de la estructura interna de la zona de estudio en general ya que se muestra una porción aproximada de acuerdo a la tendencia presentada por los datos en el espacio en que tomamos los datos. Es la primera ventana que nos indica profundidad de capas y no tiempos de viaje (Fig. 4.22).

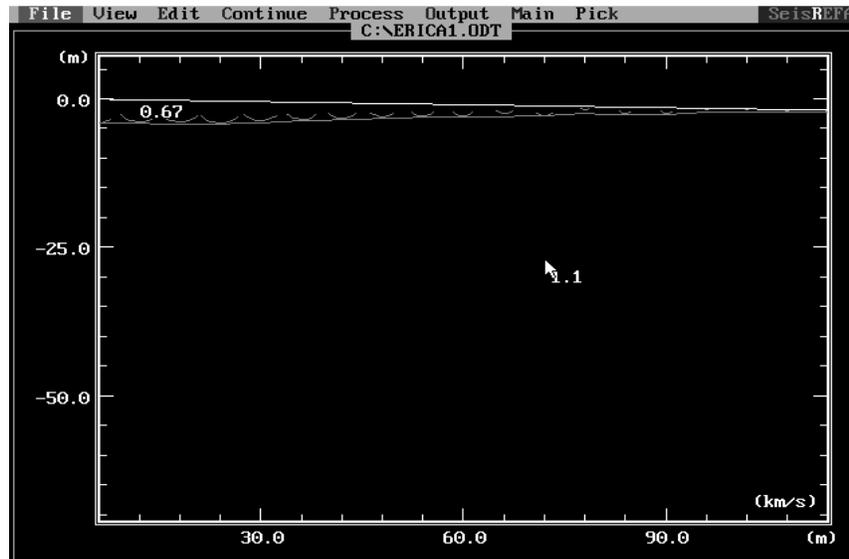


Fig. 4.22 Pantalla del proceso sección en profundidad

En esta parte del proceso las opciones de edición son:

- Cambiar punto: cambia un punto a una mayor o menor profundidad ya sea en las capas o en la superficie.
- Mover el bloque: selecciona una serie de puntos y los puede mover hacia arriba o abajo y así modificar la topografía o espesor si es el caso de una capa.
- Cambio completo: cambia la profundidad de una capa completa.
- Spline fit: es un ajuste que se hace a partir de un punto al subirlo o bajarlo, los puntos aledaños se mueven en la misma tendencia del punto movido, lo que nos crea un movimiento más suave, y no tan abrupto como la opción de mover punto.
- Valor de velocidad: nos permite cambiar el valor de velocidad de las capas.
- Valor: muestra los valores en profundidad y distancia.

4.4.7 Raypath Calculation

Última etapa de del procesamiento de datos. El cálculo de la trayectoria del rayo sísmico nos muestra el problema inverso de una onda refractada entre capas subterráneas, muestra trayectoria de la onda p que fueron registradas en los geófonos de acuerdo a la topografía y a la velocidad de las rocas que nosotros propusimos con ayuda del programa en procesos anteriores, y que es nuestro modelo final (Fig. 4.23).

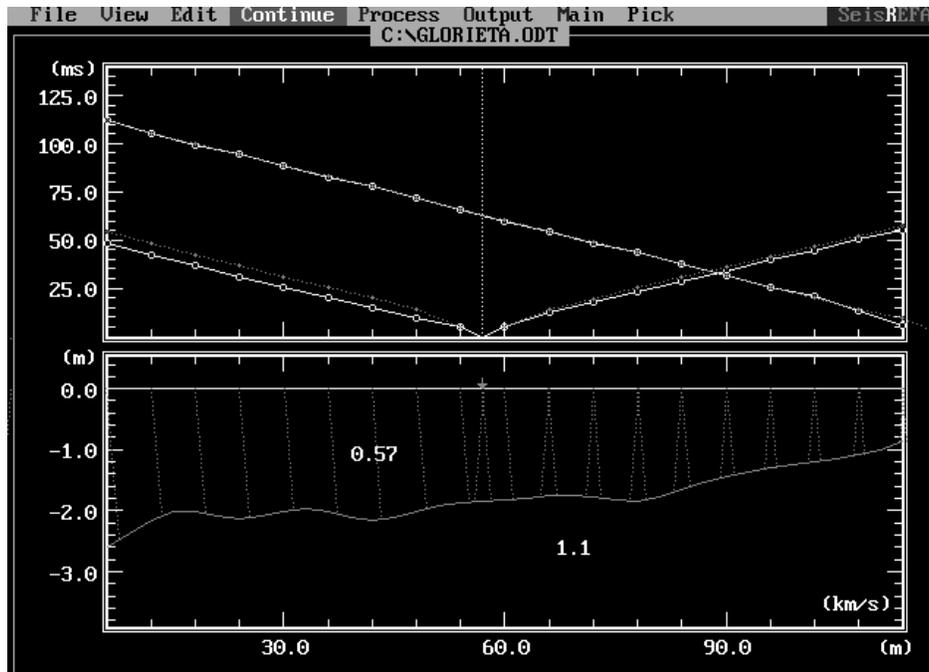


Fig. 4.23 Ventana del proceso Calculation Raypath

Las opciones de edición son las mismas que el proceso anterior, y al darle continuar actualiza los datos con los nuevos parámetros. Los resultados finales son presentados en el anexo B.

4.5 Procesado de Información Hidrológica

De acuerdo a la información contenida en las estaciones Hidrológicas que ubicamos sobre la carta de hidrología superficial y que se mencionó en el capítulo 1, podemos calcular la cantidad de agua que se infiltra en el terreno. Para poder hacer un análisis más realista del estudio debemos calcular el agua que se infiltra en la cuenca a partir de la ecuación 4.7 (Mijares, A., 2008):

$$Inf_j = hp_j - U_j - Q_j \quad 4.7$$

Dónde:

Inf_j .- es el agua que se infiltra dentro de la cuenca en el mes j

hp_j .- es la altura de precipitación dentro de la cuenca en el mes j

U_j .- es la evapotranspiración dentro de la cuenca en el mes j

Q_j .- es el escurrimiento dentro de la cuenca en el mes j

Lo primero que hacemos es colocar un acetato sobre la carta a manera que no se mueva, marcamos las estaciones y la cuenca o parte de la cuenca que nos interese, posteriormente unimos las estaciones más cercanas con una línea recta y a la mitad de cada segmento extendemos una línea perpendicular a esta, hasta que se interseque con el borde de la cuenca o con otra línea creada por este mismo paso.

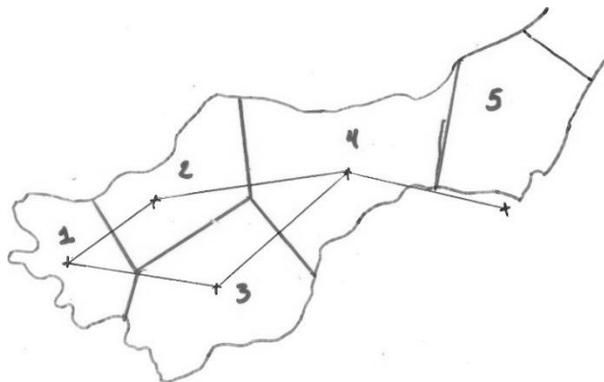


Fig. 4.26 Área que cubre la información de cada estación sobre la cuenca

Estas áreas (figura 4.26) son el rango de lectura de cada estación dentro de la cuenca y deben ser calculadas para calcular la infiltración. En la carta de aguas superficiales existen cuadros que representan 100 km^2 reales, al comparar el tamaño de ese cuadro con una hoja milimétrica se observa que representa el 80% de un cuadro grande como se muestra en la figura 4.27.



Fig. 4.27 Espacio que representan 100 km² dentro de un papel milimetrico

Posterior a esto colocamos el acetato sobre el papel milimétrico y calculamos el área de cada una de la zonas marcadas con los numeros 1 a 5, en mi caso marque los cuadros grandes que cupieran, después los medianos y por ultimo los chicos (fig. 4.28).

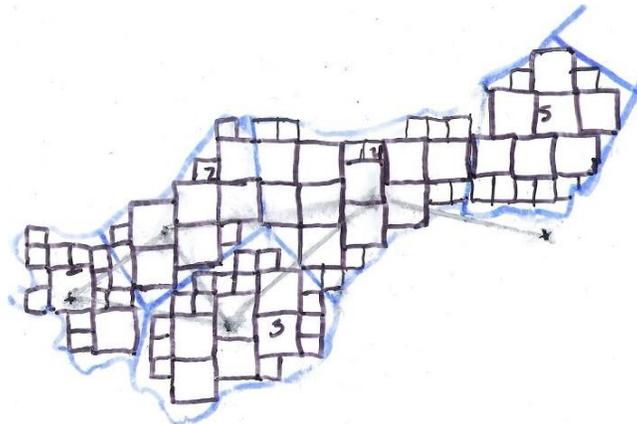


Fig. 4.28 Cuadros que caben dentro de la cuenca

Esto lo hacemos para calcular la altura de precipitación h_p por mes (j), antes tenemos que conocer la precipitación promedio para cada estación, esta dada en mm, y es información que encontramos en cada estación (Tabla 4.4)

Estación	Area que Km2	Precipitación Promedio											
		Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiemb	Octubre	Noviem	Diciemb
15075	37.16	6.8	6.8	9.4	26.7	61.7	136.7	163.5	157.1	128.4	64.9	10.1	4.4
15114	52.365	13.2	12.3	17.9	47.6	85.4	202.8	241	233.9	243.1	89.2	21.2	10.4
15157	68.71	0	1.1	0	7	53.5	257.5	91.5	103.1	83.2	59.1	0.1	0
15246	85.04	11	25	17.1	45.5	70.6	189.3	203.1	216.5	203	95.1	15	15
15358	63.67	19.2	7.4	4.5	96.8	106.8	320	340.4	276.7	273.7	86.9	34.9	9.9
tura de Precipitación		10.11	11.62917	9.8628	45.61	75.729	227.61	208.27	199.38	188.6577	80.6777	16.257	8.51629

Tabla 4.4. Precipitación promedio para cada estación por mes y area de acción de cada estación dentro de la cuenca A_j .

La altura de precipitación se calcula de la ecuación 4.8.

$$hp_j = \sum_{j=1}^n \frac{A_j P p_j}{A_C} \quad 4.8$$

Donde A_C es el area total de la cuenca.

El siguiente paso es calcular el agua que se pierde durante la infiltración, esto es la evapotranspiración y el agua que escurre (Mijares, A., 2008).

La evapotranspiración es el agua que se pierde por evaporación debido al calor y la transpiración es el agua que absorben las raices de las plantas, se calcula mediante la formula 4.9:

$$U_j = 1.6k_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a \quad 4.9$$

Donde:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad 4.10$$

$$i_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.514} \quad 4.11$$

Y:

$$a = 675 \times 10^{-9}I^3 - 771 \times 10^{-7}I^2 + 179 \times 10^{-4}I + 0.492 \quad 4.12$$

a, k_a, I .- constantes

T_j .- temperatura media en el mes j

i_j .- variable dependiente de la T_j

Primeramente tenemos los valores de temperatura media de cada mes y podemos calcular i_j como se muestra en la tabla 4.5.

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
15075	0.582745	0.881403	1.487682	2.769974	3.859297	4.398158	4.199448	3.955486	3.763915	2.684838	1.351291	0.795849
15114	1.38497	1.664324	2.353457	3.254042	4.003881	3.811505	3.763915	3.575599	3.344864	2.642609	1.998788	1.664324
15019	1.592861	2.15399	3.030734	3.669347	4.199448	4.549224	4.101269	3.907291	4.052476	3.299347	2.434908	1.810407
15246	1.628459	1.628459	2.727293	3.43653	3.859297	3.344864	3.20895	2.812879	2.856008	2.986723	2.600609	1.810407
15358	1.061179	0.393409	0.393409	0.350139	0.249758	0.438359	0.484932	0.329154	0.329154	0.329154	0.393409	0.37156

Tabla 4.5 Valores de i_j para cada mes calculados a partir de la ecuación 4.11 y la tabla 4.4

Ahora podemos calcular l y a como en la Tabla 4.6.

	Índice de Eficiencia de T	Valores de a
15075	30.73008623	0.988848328
15114	33.46227753	1.029935294
15019	38.80130186	1.109897532
15246	32.90047899	1.021501001
15358	5.123615512	0.58177952

Tabla 4.6 valores de l y a para cada estación calculados a partir de la ecuación 4.10 y 4.12 respectivamente.

Para cada mes los valores de K_a se muestran en la tabla 4.7.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
valores K_a	0.95	0.9	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1	0.93	0.91

Tabla 4.7 valores mensuales de K_a para cada estación.

Con estos valores es posible calcular la evapotranspiración U_j , para cada estación en cada mes, los resultados son mostrados en la tabla 4.8.

Evapotranspiración												
Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
15075	17.2869	21.4587	34.5683	52.8877	70.6833	75.6197	75.3534	20.1984	62.7683	49.3527	16.9230	20.2973
15114	28.6878	30.7964	44.6123	56.6935	70.2565	66.7396	67.9600	33.5195	56.1147	46.8656	28.0839	31.1386
15019	28.3324	33.4877	49.2267	57.7337	68.5931	71.4490	68.0103	33.1042	60.3198	50.8628	27.7360	29.8099
15246	32.3896	30.6849	49.7305	59.2526	68.9594	61.5062	61.4251	37.8447	50.8041	51.3348	31.7078	33.3242
15358	58.5278	37.8690	43.3389	42.2459	39.9295	48.6877	51.9818	68.3851	40.0758	39.2900	57.2956	37.4582

Tabla 4.8 Valores de evapotranspiración mensual para cada estación.

Para calcular la altura de evapotranspiración en la cuenca ocupamos una ecuación análoga a la de altura de precipitación denominada he_j (ecuación 4.13).

$$he_j = \sum_{i=1}^n \frac{A_i U_j}{A_c} \quad 4.13$$

Donde U_j es la tabla anterior, de modo que tenemos valores de altura de evapotranspiración para cada mes dentro de la tabla 4.9.

Estación	Area que Km2	Altura de Evapotranspiración											
		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
15075	37.16	17.287	21.459	34.568	52.888	70.683	75.620	75.353	20.198	62.768	49.353	16.923	20.297
15114	52.365	28.688	30.796	44.612	56.693	70.257	66.740	67.960	33.519	56.115	46.866	28.084	31.139
15157	68.71	28.332	33.488	49.227	57.734	68.593	71.449	68.010	33.104	60.320	50.863	27.736	29.810
15246	85.04	32.390	30.685	49.731	59.253	68.959	61.506	61.425	37.845	50.804	51.335	31.708	33.324
15358	63.67	58.528	37.869	43.339	42.246	39.930	48.688	51.982	68.385	40.076	39.290	57.296	37.458
de Evapotranspiración		39.737	37.053	53.414	63.628	74.521	75.142	75.031	46.430	62.654	56.094	38.901	36.570

Tabla 4.9 altura de evapotranspiración mensual dentro de la cuenca.

Posteriormente calculamos el escurrimiento en base a la ecuación 4.14.

$$Q_j = hp_j \cdot C.E. \quad 4.14$$

Donde hp_j es la altura de precipitación en el mes j y $C.E.$ es el coeficiente de escurrimiento que esta dado por:

$$C.E. = \frac{1}{A_z} \sum_{m=1}^f A_m \cdot c.e.m(prom) \quad 4.15$$

Donde:

A_z - área total de la zona hidrológica

f - es la cantidad de zonas hidrológicas contenidas en la cuenca

$c.e.$ - es el coeficiente de escurrimiento promedio por zona hidrológica

Para calcular el área de cada zona hidrológica realizamos un proceso parecido al cálculo del área que abarca cada estación, primero delimitamos las zonas hidrológicas de acuerdo a la carta hidrológica:

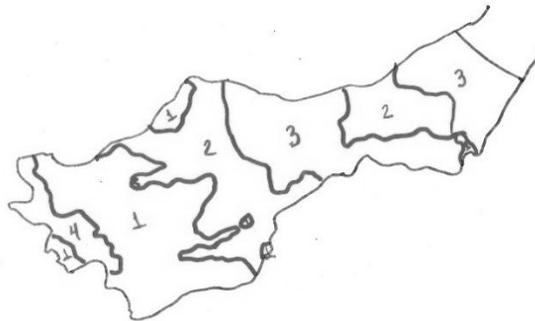


Fig. 4.29 Las zonas hidrológicas están marcadas con número y cada zona varía en $c.e.$

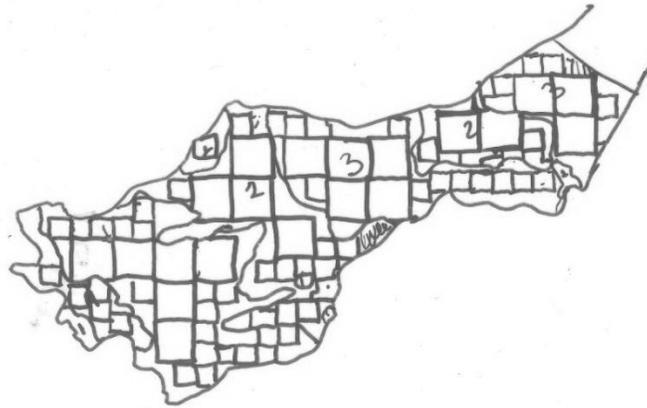


Fig. 4.30 Calculo del área de cada zona con hoja milimetrica

Las áreas y el coeficiente de escurrimiento se muestran en la tabla 4.10.

Zona Hidrologica	Area
1	108.1375
2	83.7125
3	96.33
4	16.4875
Area Total	304.6675
Coeficiente de escurrimiento	0.09735224

Tabla 4.10 Área de cada una de las zonas hidrologicas.

La altura de precipitación escurrida (ecuación 4.14 o escurrimiento Q_j) se muestra en la tabla 4.11.

Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiemb	Octubre	Noviemb	Diciembr
0.0098	0.0113	0.0096	0.0444	0.0737	0.2216	0.2028	0.1941	0.1837	0.0785	0.0158	0.0083

Tabla 4.11 Valores de Q_j para cada mes dentro de la cuenca.

Calculando la infiltración base a la ecuación 4.7 obtenemos los resultados de la tabla 4.12.

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiemb	Octubre	Noviemb	Diciembre
INFILTRA	-30.6157	-26.5563	-44.5112	-22.4624	-6.16462	130.313	112.964	133.54	107.638	16.7293	-24.2264	-28.8826529

Tabla 4.12 Valores de infiltración para cada mes dentro de la cuenca

El agua que se infiltra anualmente en la cuenca es la sumatoria de los numeros positivos de la tabla por mes, esta es el agua que se infiltra en $1m^2$ cualquiera de la cuenca, entonces para conocer el agua total que se infiltra por zona hay que multiplicar por el área en la que deseamos conocer la cantidad de agua infiltrada (Mijares, A., 2008).

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Resultados Eléctricos



Fig. 4.5 Ubicación de la línea 2 procesada



Fig. 4.6 Ubicación de la línea 1 procesada

La línea 1 de dipolo se ubicó en el lugar mostrado en la figura 4.6 para determinar la profundidad del relleno, limita con el suelo natural por un talud. También recordar que existe una zona de no lectura del dipolo de 4 metros a partir de la superficie misma que coincide con la cima del perfil de resistividades.

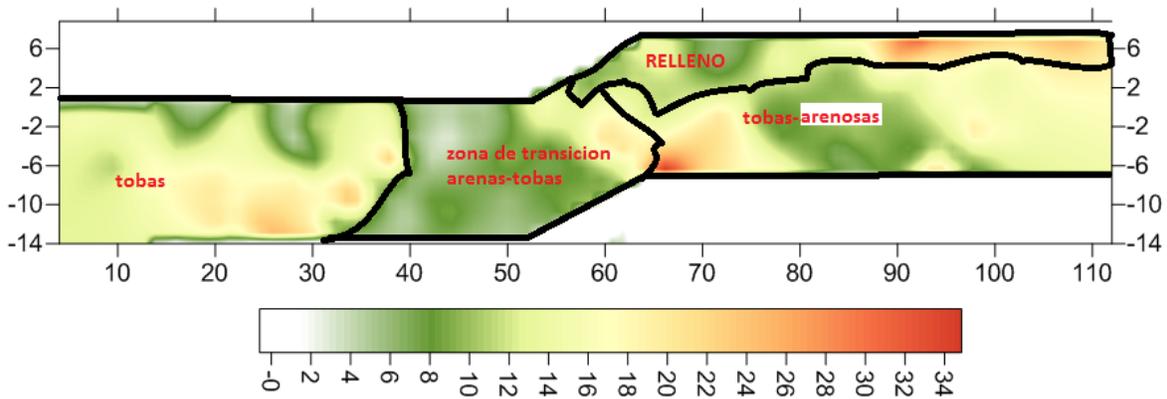


Fig. 4.7 interpretación de la línea 1 de dipolos.

La línea 1 identifica 3 tipos de rocas: tobas, tobas-arenosas, arenas mezcladas con tobas, y un suelo compactado denominado relleno, la zona de transición arenas-tobas coincide con el perfil de 2 de resistividad al ser un suelo poco resistivo.

La línea 2 está ubicada en la dirección descrita en la figura 4.1, se observa un suelo que se disgrega en la dirección SO, interpretación muy lógica debido a que el agua escurre en esa dirección entonces podemos decir que en esa zona existe material muy disgregado proveniente de agua de lluvias y por acción de las plantas.

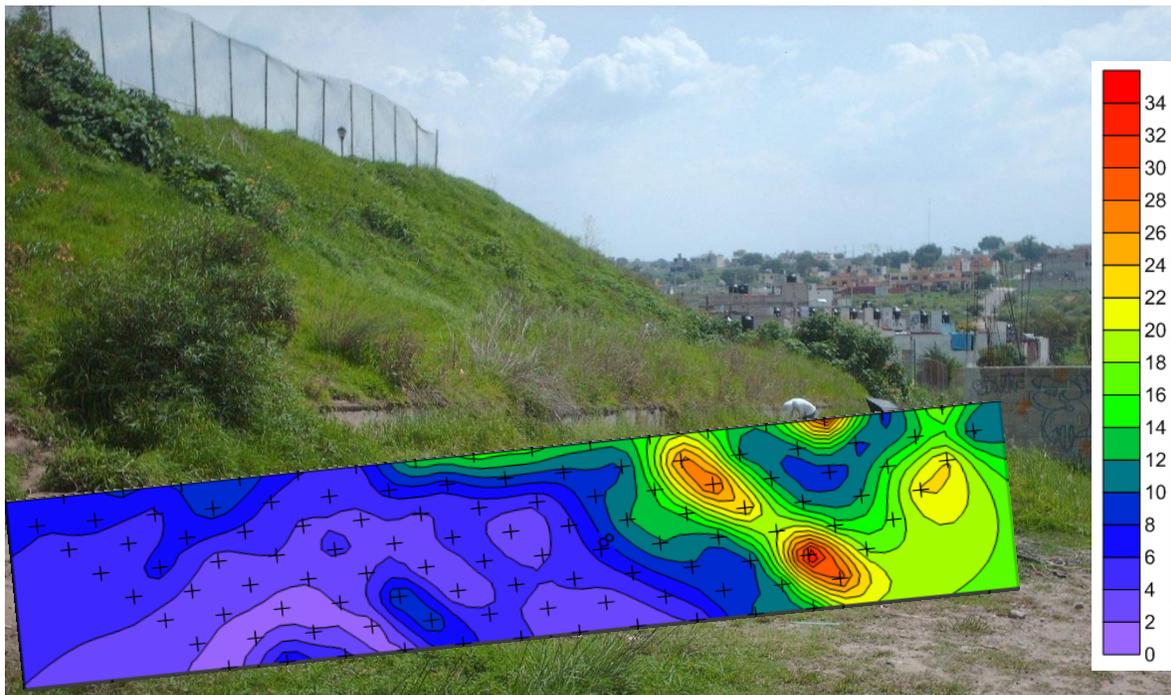


Fig. 4.7 Así se vería en profundidad, el material resistivo

De la línea 2 observamos dos capas, una de intemperismo y otra de roca sólida:

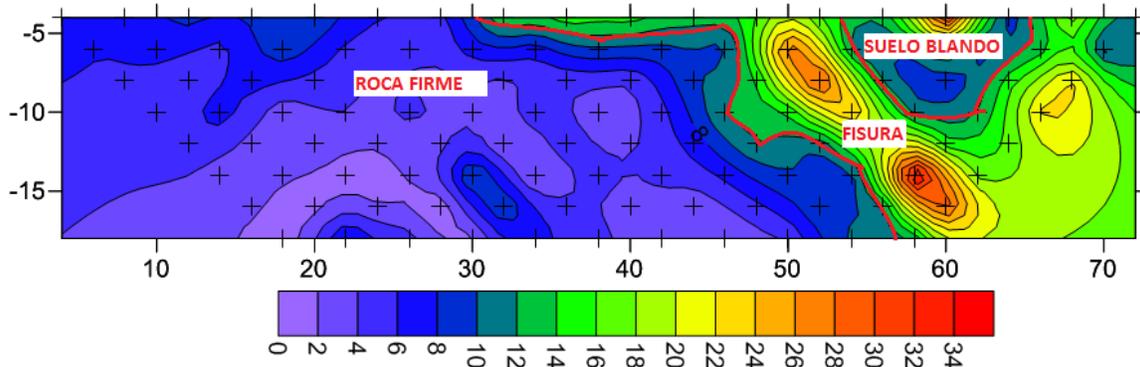


Fig. 4.8 Se identifican dos tipos de materiales

Los resultados comparados con los datos de campo son congruentes: un solo tipo de roca en la parte azul, que se identifica como arenas finas consolidadas por la baja resistividad, las zonas de alta resistividad se asocian a un cambio de porosidad de la roca firme, el agua que escurre en superficie penetra por el suelo blando y fisura la roca modificando la resistividad de la misma. La anomalía pequeña se asocia al suelo blando que se observa en superficie.



Fig. 4.9 Zona blanda hallada en campo encontrada aproximadamente a los 50m del tendido 2

5.2 Resultados Sísmicos

La zona de San Francisco Tepojaco está caracterizada por capas superficiales de relleno que tienen velocidades sísmicas menores a 600m/s que en base a estudios anteriores relacionados con agrietamientos, son identificados como suelos no consolidados, las profundidades de relleno alcanzan 10 m. Velocidades sísmicas superiores a 1000 m/s se pueden interpretar como roca firme que pueden ser tobas, rocas de ceniza volcánica debido a la zona de estudio o areniscas dependiendo del lugar de muestreo. Los resultados completos del procesado sísmico son presentados en el anexo B de la presente tesis.

Realizando la interpolación de los datos que tenemos en profundidad, de la capa blanda, podemos mapear la profundidad de capa firme sabiendo que las rocas de alta velocidad sirven con este fin, al tratarse de tobas o areniscas finas compactadas que son rocas menos permeables podemos hacer un posterior análisis del sistema de drenaje, la malla se trazó de acuerdo con la información recopilada de los resultados de refracción y los tiros de reflexión vertical.

Los vértices de la malla son mostrados en la figura 4.24.

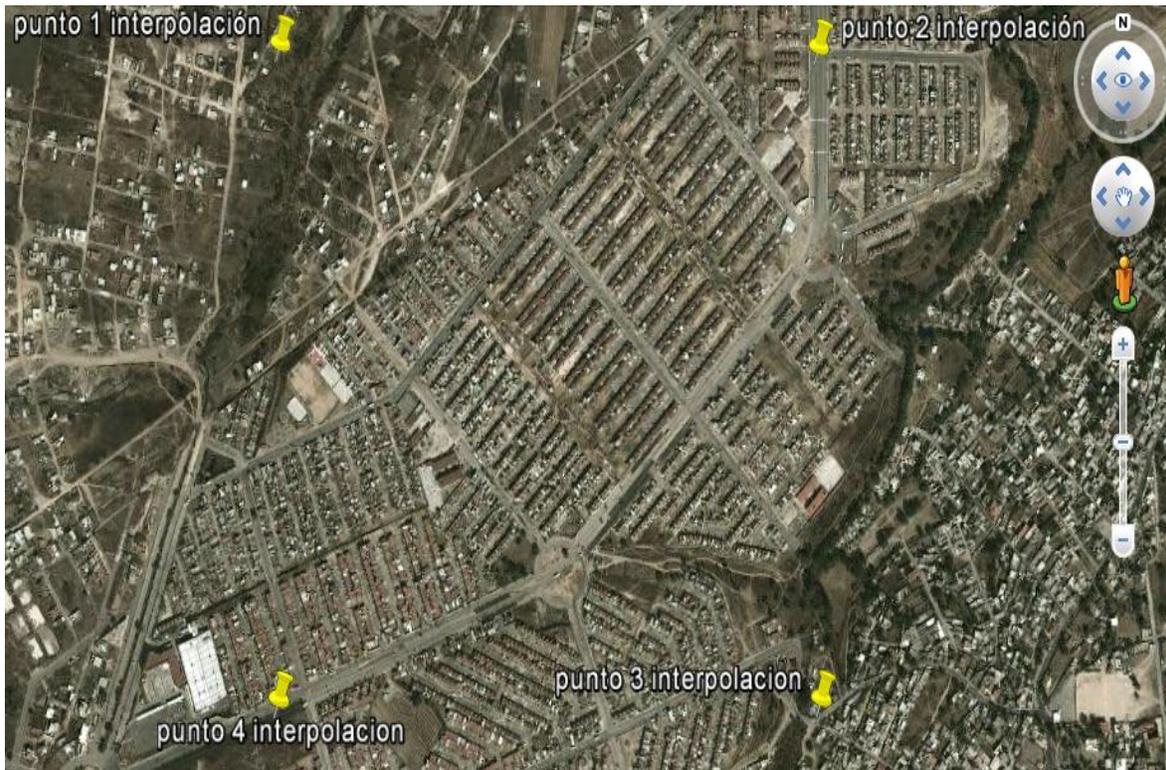


Fig. 4.24 Ubicación de la malla sísmica en la zona de estudio

Al realizar la interpolación de los datos podemos ubicar los sitios de interés. De la figura 4.25 ubicamos 2 zonas de riesgo una en la parte oeste del mapa y otro en la parte sur que continua hacia el este, los sedimentos tienden a fracturarse y si encuentran planos de debilidad fallan por gravedad. Cuando menos espaciadas estén las líneas de isoprofundidad nos indica una mayor pendiente del estrato firme.



Fig. 4.25 Malla generada a partir de los datos de profundidad de la capa blanda

5.3 Resultados Hidrológicos

Los datos entregados por la infiltración nos indican en general que el agua que se infiltra es muy alta en los meses de Junio a Septiembre y baja en Octubre, en los demás meses no existe una infiltración el valor negativo nos indica que el agua se pierde antes de poderse infiltrar por acción de la evapotranspiración y el escurrimiento.

En resumen tenemos que la acción de infiltración afecta en los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre y en menor proporción en Octubre (Figura 4.31).

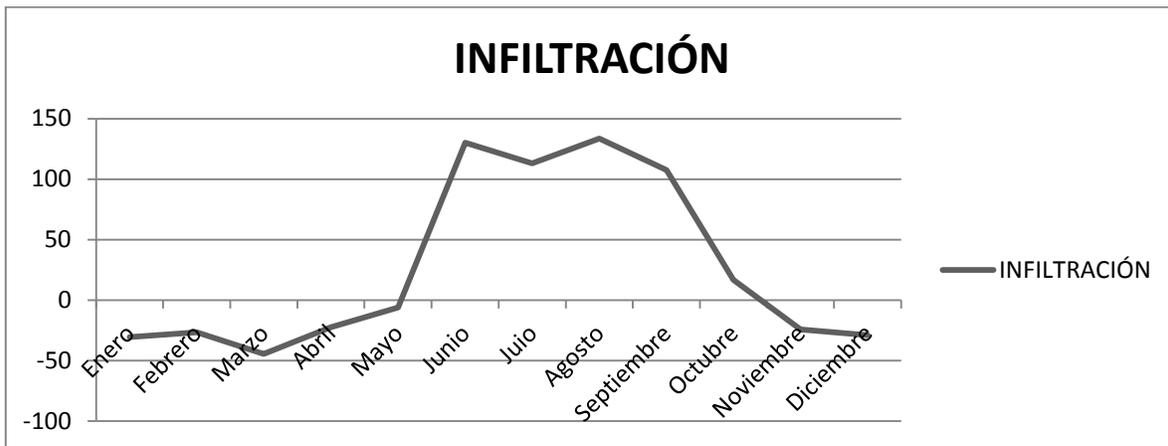


Fig. 4.31 Gráfica que muestra la infiltración de agua en todo el año

Y de acuerdo a la formula el agua que se infiltra en la zona es:

Infiltración en la zona de estudio m ³ :	18623.9806
---	------------

Apoyado en la topografía de la zona podemos localizar la dirección de las aguas de lluvias por gravedad, localizar encharcamientos, etc (Fig. 4.32).



Fig. 4.32 Dirección de escurrimiento de las aguas superficiales

La figura 4.32 se obtuvo de la interpolación de los datos topográficos.

5.4 Discusión

De acuerdo al estudio geológico de campo y de la información geológica de la zona, el poblado de san francisco Tepojaco se conforma de arenas y tobas como suelo natural y de relleno arcillo-arenoso compactado el suelo modificado, aspectos que se confirmaron en la sísmica al presentar capas superficiales de velocidad entre 310 y 570 m/s (suelo no consolidado) de baja resistividad debido al tipo de relleno; y capa firme entre 1000 y 1100 m/s con resistividades vistas en dipolos de hasta 38 Ω -m en la zona de transición (debido a la poca profundidad de investigación) asociado con tobas, material impermeable visto en afloramientos.

El estudio hidrológico mostro que existe un alto aporte de aguas meteóricas, mismas que se infiltran en gran proporción en los meses de Junio a Septiembre y en menor proporción en Octubre.

Analizando el mapa geológico de agrietamientos, hundimientos y taludes determinamos que los lugares con riesgo se encuentran en la frontera del relleno y en menor cantidad dentro de este (Fig. 4.33). Así mismo direccionando los fluentes de aguas que llegan a la zona podemos determinar los sitios de encharcamiento, a sabiendas que una buena parte del agua que ingresa al terreno se infiltra en el subsuelo.



Fig. 4.33 Sitios de interés ubicados en el reconocimiento del lugar



Fig. 4.34 Dirección del escurrimiento de aguas por gravedad y mapa de profundidad de la capa firme.

Observamos dos zonas principales de riesgo, una ubicada en la zona sur-sureste del mapa y la otra ubicada en la parte oeste (fig. 4.34).

En conjunto con los datos anteriores determinamos el sistema de drenaje, mismo que está en función de la capa menos permeable y su buzamiento. De los resultados anteriores podemos determinar que el agua que fluye superficialmente no erosiona directamente nuestro terreno, sino que el agua infiltrada es el principal causante del movimiento de masas que da origen a los agrietamientos y hundimientos.

Los resultados obtenidos de la sismica nos indican que en la zona oeste tenemos una importante variación en la profundidad de la capa firme, fenómeno que en superficie se manifiesta con hundimientos, agrietamientos y desplazamientos laterales del terreno, también origina dentro de las casas agrietamientos como se muestra en las figuras 4.35 y 4.36.



Fig. 4.35 Fotos tomadas en campo de las zonas con hundimientos y agrietamientos



Fig. 4.36 Cuarteaduras dentro de las casas debido a la inestabilidad del suelo

Estos fenómenos son más comunes en las partes laterales del relleno ya que dentro del mismo las fuerzas se equilibran y no permiten corrimientos laterales. Pequeños fenómenos aislados se encuentran dentro del relleno y pueden ser debidos al tránsito continuo de vehículos.

Los hundimientos se originan debido a que un material se colapsa plásticamente por acción de las pequeñas fracturas que existen dentro del mismo, esto provocado por fuerzas extensionales externas (corrimiento lateral del terreno). Los agrietamientos se originan cuando un material rompe su momento plástico y llega al punto de fractura, si varias fracturas de grandes dimensiones se alinean forman agrietamientos de grandes dimensiones, mismos que observamos en superficie.

Este fenómeno seguirá ocurriendo periódicamente y en los periodos de sequía surgirán nuevos agrietamientos y hundimientos, evento natural que se ve agravado en superficie por el paso de camiones para el caso de las vías de acceso, que es donde principalmente se observan las manifestaciones superficiales de grandes dimensiones.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

La zona de estudio en San Francisco Tepojaco está caracterizada por rellenos arcillo-arenosos no consolidados, de acuerdo a los resultados explicados en la discusión.

El costo de operación es menor al realizar dipolos y la interpretación es más sencilla y detallada. Es conveniente realizar dipolos si se requiere rapidez en el estudio pero la interpretación conjunta de los datos nos muestra más aspectos estructurales y la interpretación final es más refinada.

Los corrimientos laterales que originan los agrietamientos y hundimientos se deben a los fenómenos siguientes:

- La capa blanda se encuentra sobre una capa firme e impermeable que permite la acumulación de agua en forma subterránea moldeando la capa blanda al buzamiento de la capa firme.
- La capa firme tiene una tendencia hacia un lado, entonces los agrietamientos son perpendiculares al buzamiento de la capa firme fenómeno que se observa en la parte norte del mapa mostrado anteriormente.
- Existen periodos en que el agua no se filtra, las rocas no consolidadas tienden a fracturarse por gravedad, primero en pequeñas proporciones, pero al juntarse varias fracturas producen hundimientos de grandes proporciones que a su vez son precursores de agrietamientos.

En cuanto a la eficacia de los métodos la sísmica probó ser buena para determinar la profundidad de la capa blanda, siendo necesario determinar con anticipación los hundimientos, la dirección de los agrietamientos, y distintas manifestaciones en superficie relacionadas a este fenómeno.

A pesar del ruido ambiental los datos fueron buenos para determinar la primera capa solo que no se pudo profundizar de forma más importante para encontrar la tercera capa debido a que la fuente no generó la energía necesaria ya que es un suelo poco consolidado las ondas que se generan se ven atenuadas rápidamente, cuando llega la onda P a los últimos geófonos la energía es débil y resulta difícil identificar su arribo.



Ubicamos 2 zonas de riesgo una en la parte oeste del mapa y otro en la parte sureste que continua hacia el este, son de riesgo por el efecto de gravedad ya que la capa blanda se desliza sobre la capa firme en conjunto con el agua infiltrada. En estas zonas es donde se observa un importante buzamiento de la capa firme.

Por su parte la prospección eléctrica sirvió para identificar agrietamientos y no solo manifestaciones en superficie que se pueden confundir con las mismas, además permite una mejor resolución de las variaciones laterales de la resistividad obteniendo una imagen del subsuelo más detallada.

La técnica de dipolo en este tipo de estudio sirve para determinar las fracturas que posteriormente pueden crear hundimientos o agrietamientos identificando las zonas de riesgo antes de que existan manifestaciones en superficie.

La técnica dipolo-dipolo muestra mayor resolución para determinar la profundidad de las fracturas y la orientación de las mismas.

6.2 Recomendaciones

En cuanto a la técnica de los métodos:

- El espaciado de los primeros geófonos para la técnica de refracción debe ser menor que 6 metros yo recomendaría a 3 metros, esto porque en los sismogramas los primeros arribos solo fueron observados en los primeros geófonos y era difícil determinar la profundidad de la primera capa.
- En cuanto al volumen de datos sería conveniente realizar más tendidos eléctricos para determinar la dirección de los agrietamientos antiguos, y anticipar la evolución de los nuevos, principalmente en las orillas del relleno.
- En la toma de datos sísmicos es recomendable tratar de optimizar los filtros para evitar en su mayoría ruido ambiental y probar la funcionalidad de los geófonos con anticipación, yo recomendaría tomar datos en horas de poca circulación y paso de peatones, debido a que en la zonas de relleno los espesores son muy pequeños para la información que obtuvimos al tender los 120 m.

En cuanto a eficacia:

- Recomendaría más tendidos de dipolos en los bordes del relleno para determinar el fracturamiento de la zona y así delimitar el corrimiento lateral con el fin de identificar las zonas de riesgo futuras.

En cuanto a riesgo geológico y social:

- En el caso de los taludes artificiales poner un muro de contención con un sistema de desagüe que permita escurrir las aguas que corren por el subsuelo. Como en la figura 6.1.



Fig. 6.1 Muro de contención con tuberías que permiten el desagüe del agua infiltrada

- Tener un sistema de monitoreo en el surgimiento de nuevas fracturas o manifestaciones en superficie.



Referencias Bibliográficas

Pérez M., 2-D inversion of dipole-dipole and shallow electromagnetic data by Internet, CICESE, Dpt. Applied Geophysics.

Orellana E., Prospección geoelectrica en corriente continua, Ed. Paraninfo 1982.

Gabriel A. Jaramillo Morales, Alfonso A. Alvarado Castellanos, Electricidad y Magnetismo, Ed. Trillas 1997.

Miguel Auge, Métodos geoelectricos para la prospección de agua subterránea, 2008.

Mijares, A., Fundamentos de Hidrología de Superficie, Ed. Limusa, 2008

Victor Serrano Domínguez, Gabriela García Arana, Carlos Gutierrez Aranzeta, Electricidad y Magnetismo: estrategias para la resolución de problemas y aplicaciones, Ed. Pearson Education, 2011.

Tippens, P., Física Conceptos y Aplicaciones, Ed. Mc. Graw Hill, 2007.

Física para la ciencia y la tecnología, Tipler Mosca Volumen 2^a, edición 5, Editorial Reverte, 2005.

Salazar, L. Estructura sísmica relacionada con agrietamientos en lomas de san francisco tepojaco, cuautitlán izcalli, edo. de México, 2010

Auvinet, G. (1981) Agrietamiento de las arcillas del valle de México. Informe técnico del Instituto de Ingeniería, UNAM, a la Comisión del Lago de Texcoco, México, D.F.

Salazar, L., Guevara, G. (2006). Estudio sísmico en el Lago de Chapultepec, 2^a Sección. Geos, Vol. 26, No. 1, octubre de 2006.

Vera, P, Salazar, L. y Verde, O. (2008). Factores que intervienen en desarrollo y evolución de las grietas en el área de Sn. Lorenzo Tezonco Iztapalapa. Geos Vol. 28, No. 2, Octubre de 2008

Telford W., Sheriff R., Geldart L., Applied Geophysics, Ed. Cambridge University Press, 1990.

Lowrie, W., Fundamentals of geophysics, Cambridge University Press, 2007

Chapman, C., Fundamentals of seismic wave propagation, Ed. Cambridge University Press, 2006



Google Inc., Google Earth version 7.0.2.8415, 2012

Dirección General de Geografía, Carta Hidrológica de Aguas Superficiales de la Ciudad de México E14-2, INEGI 2010.

Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica Cuautitlán E-14 A-29, 1976.

Salazar L., Mondragón R., López M., estructura sísmica relacionada con agrietamientos en lomas de San Francisco Tepojaco, Cuatitlán Izcalli, Estado de México, 2010.

Espejel H., Estudio de Riesgo Geológico en el conjunto urbano Lomas de San Francisco Tepojaco; Cuautitlan Izcalli, Estado de México, 2011

Kearey P., Brooks M., Hill I., An Introduction to Geophysical Exploration, Third Edition, Ed. Blackwell Science Ltd 2002.

Aparicio Mijares, Fundamentos de hidrología de Superficie, Ed. Limusa, 2008

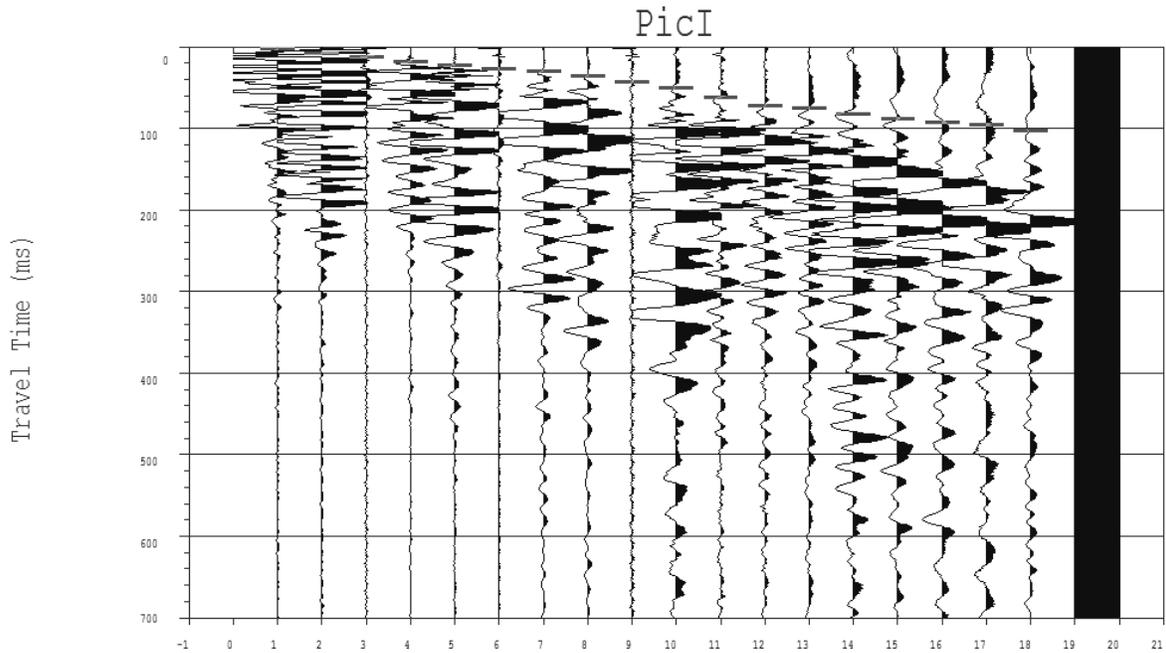
Wikipedia.org

Guillot G., Manual Básico para la Interpretación de Registros Geofísicos de Pozo, 2010

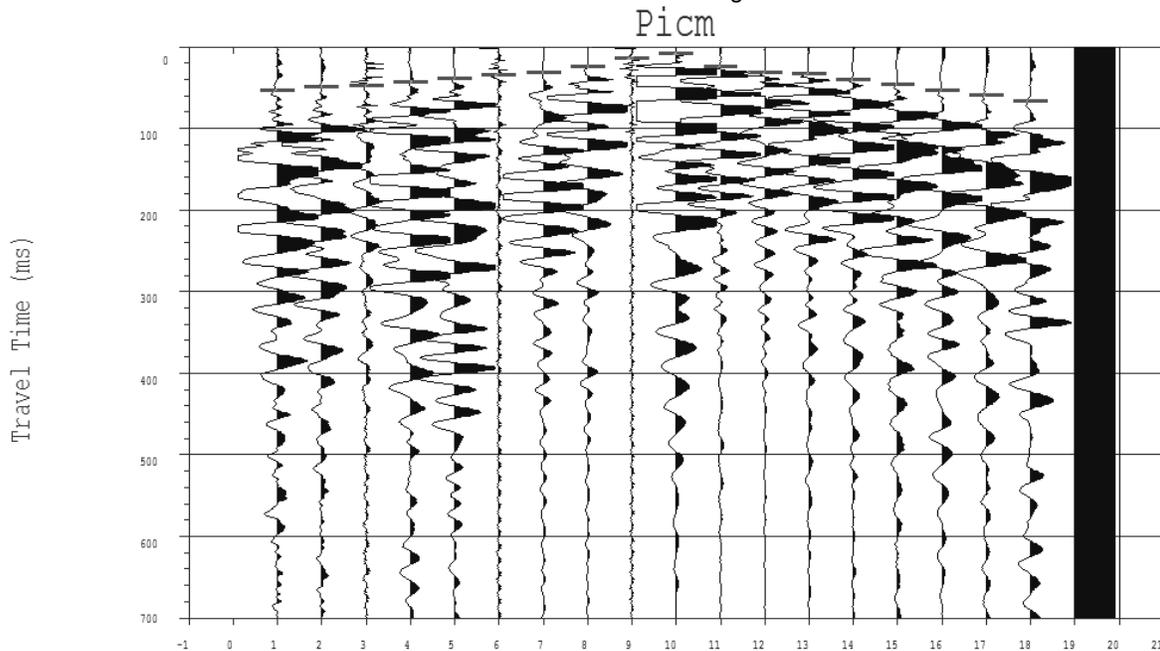
ANEXOS

Anexo A

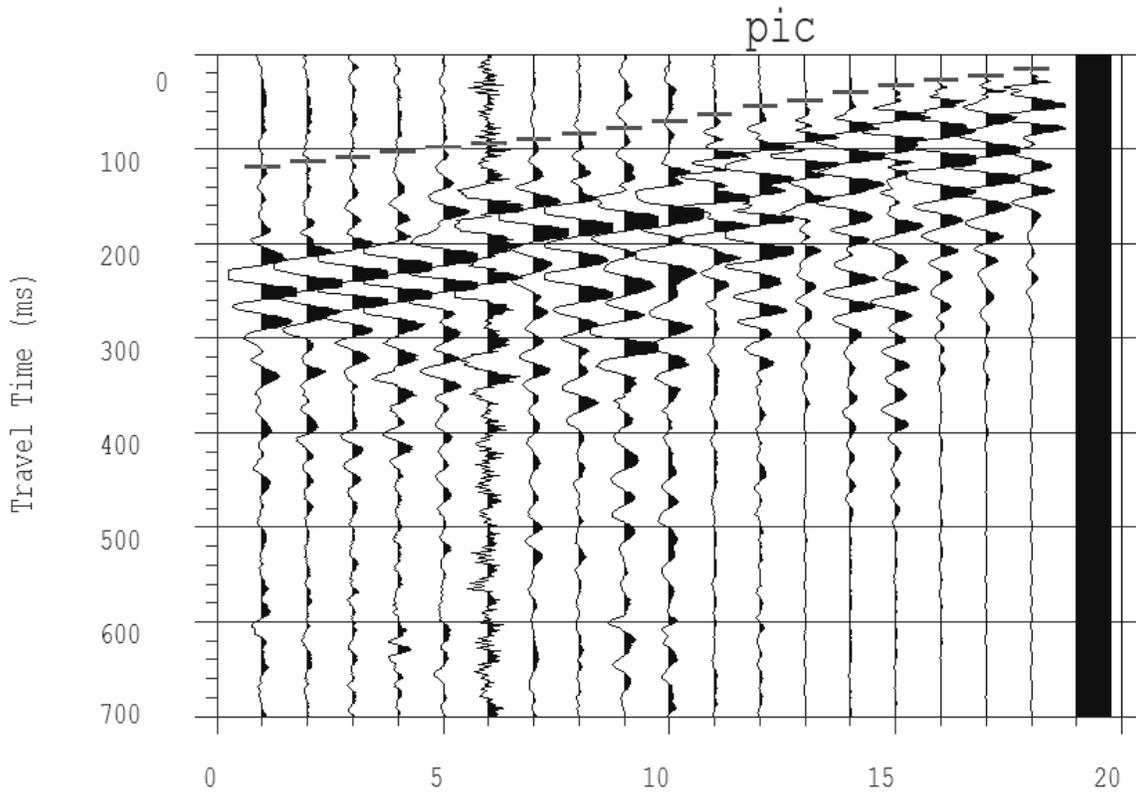
Picado del tendido 1 de refacción, con 3 fuentes una al inicio, a la mitad y al final del arreglo de geófonos.



Línea 1. Fuente al Inicio del arreglo.

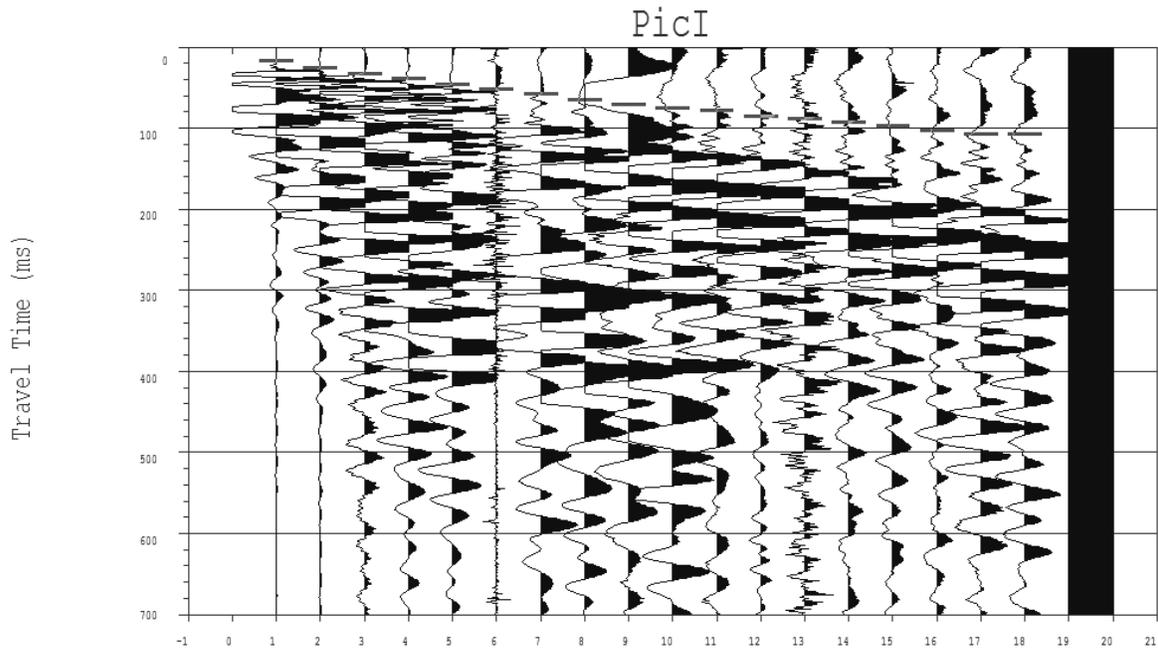


Línea 1. Fuente a la mitad del arreglo.

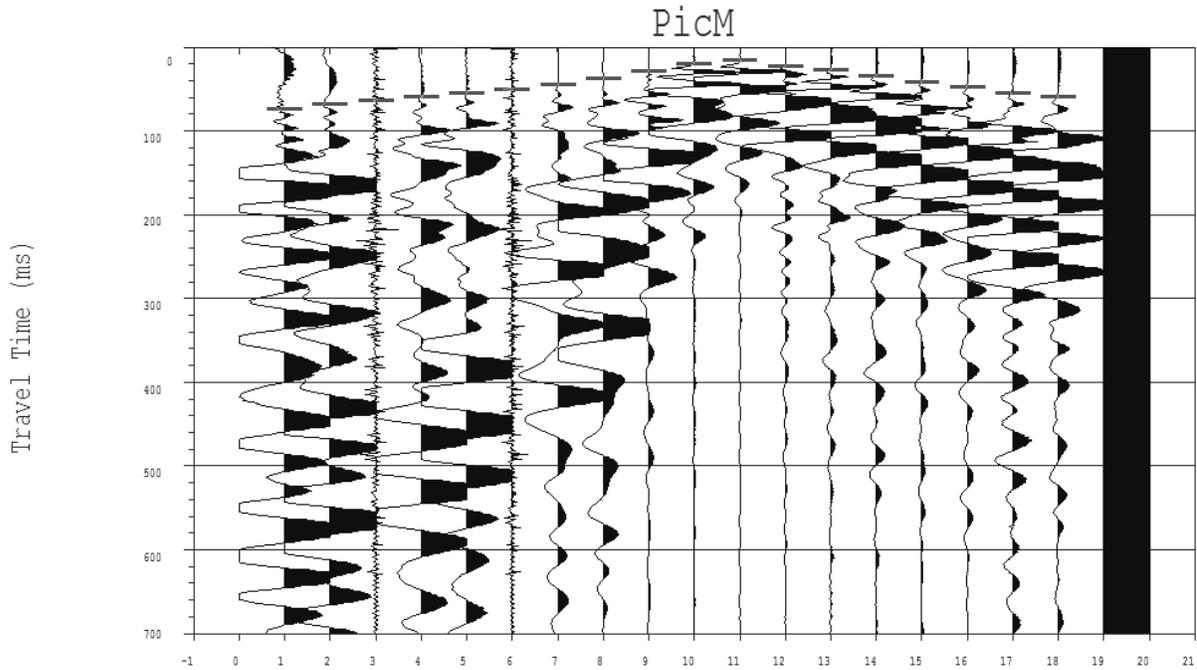


Línea 1. Fuente al final del arreglo.

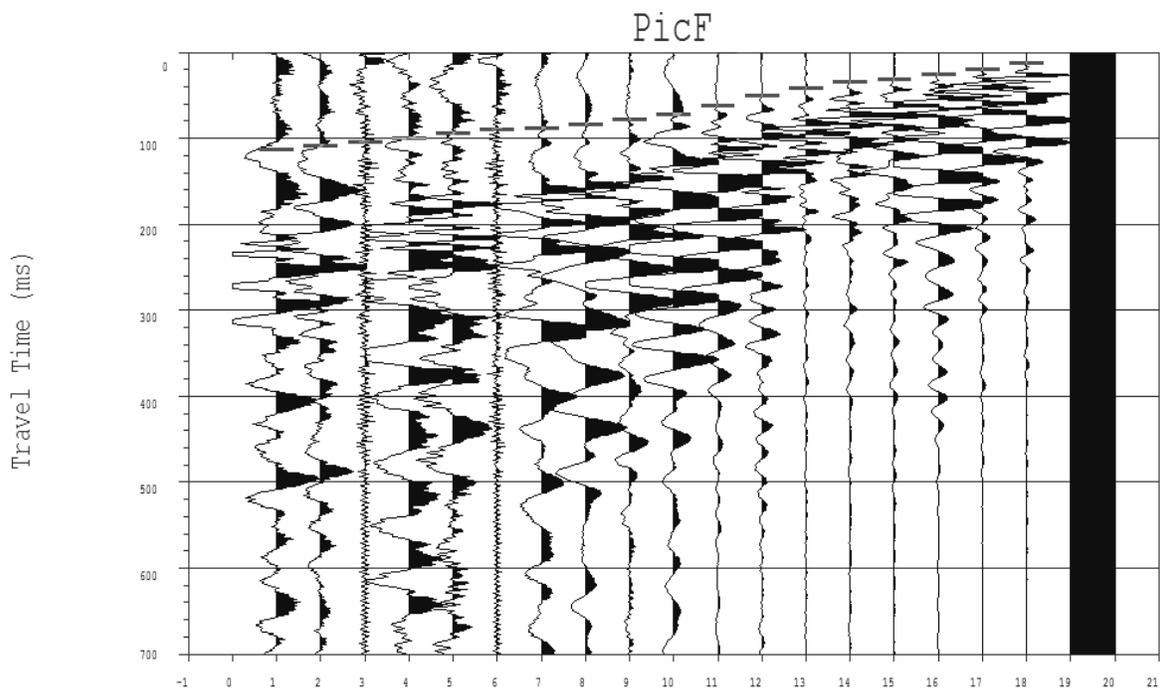
Picado del tendido 2 de refracción con 3 fuentes una al inicio, mitad y final del arreglo.



Línea 2. Fuente al inicio del arreglo.

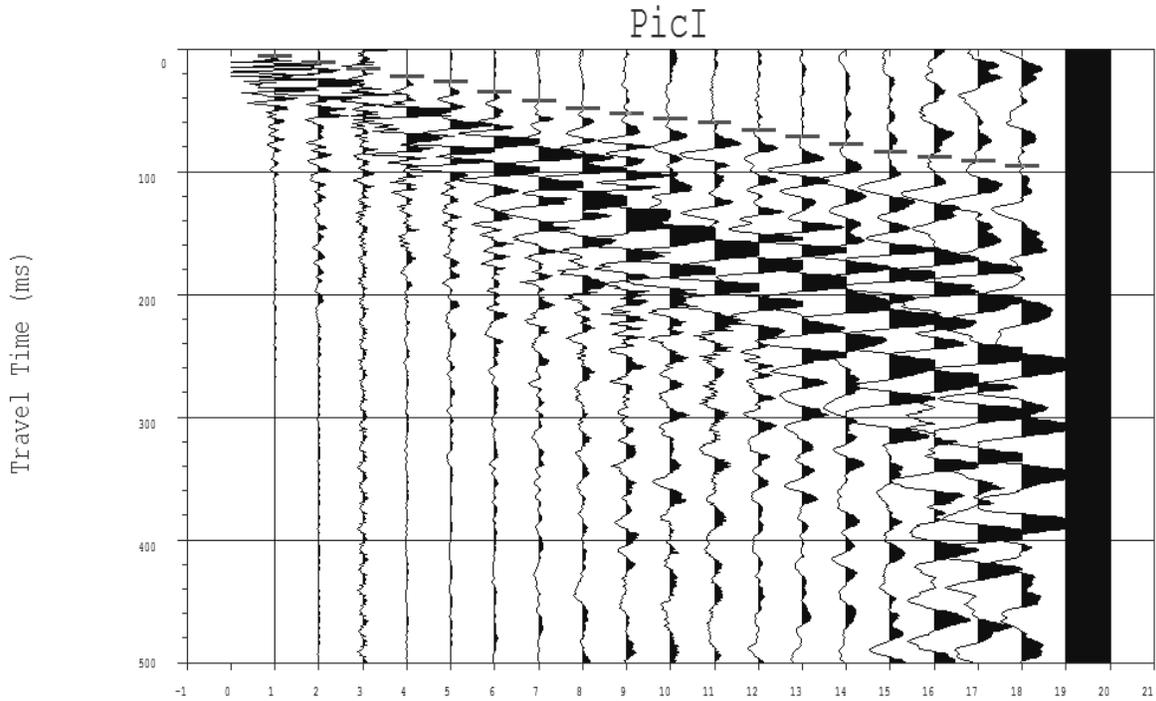


Línea 2. Fuente a la mitad del arreglo.

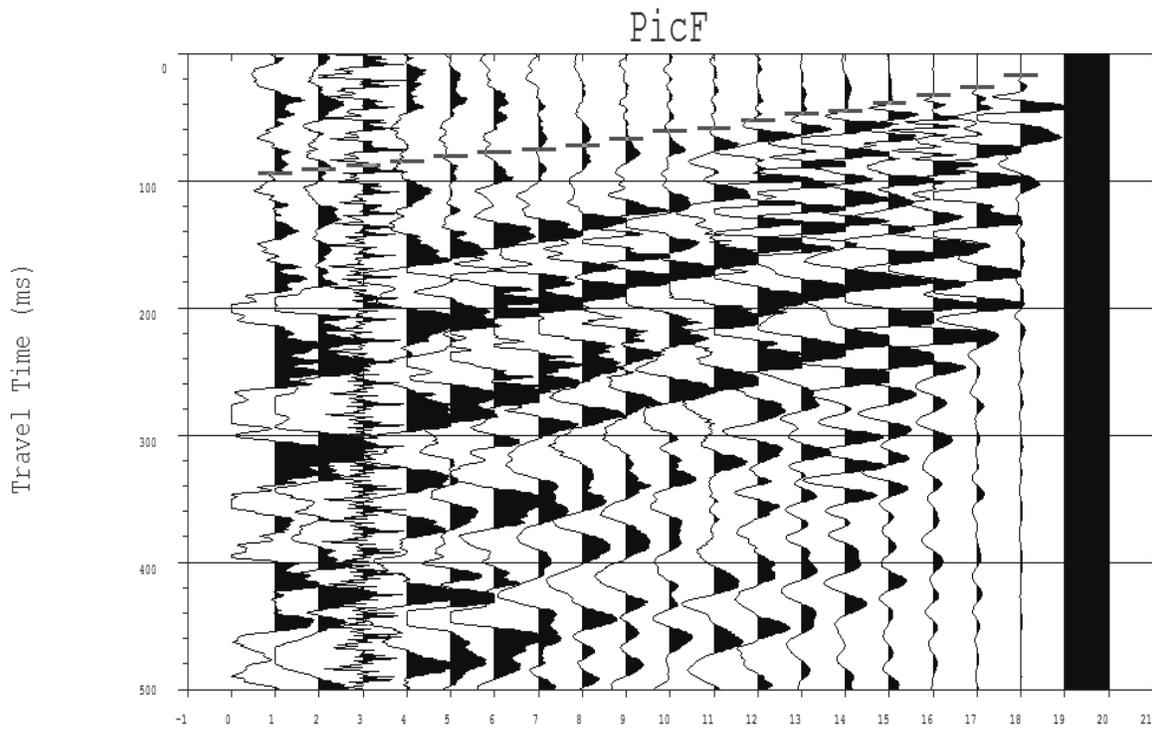


Línea 2. Fuente al final del arreglo.

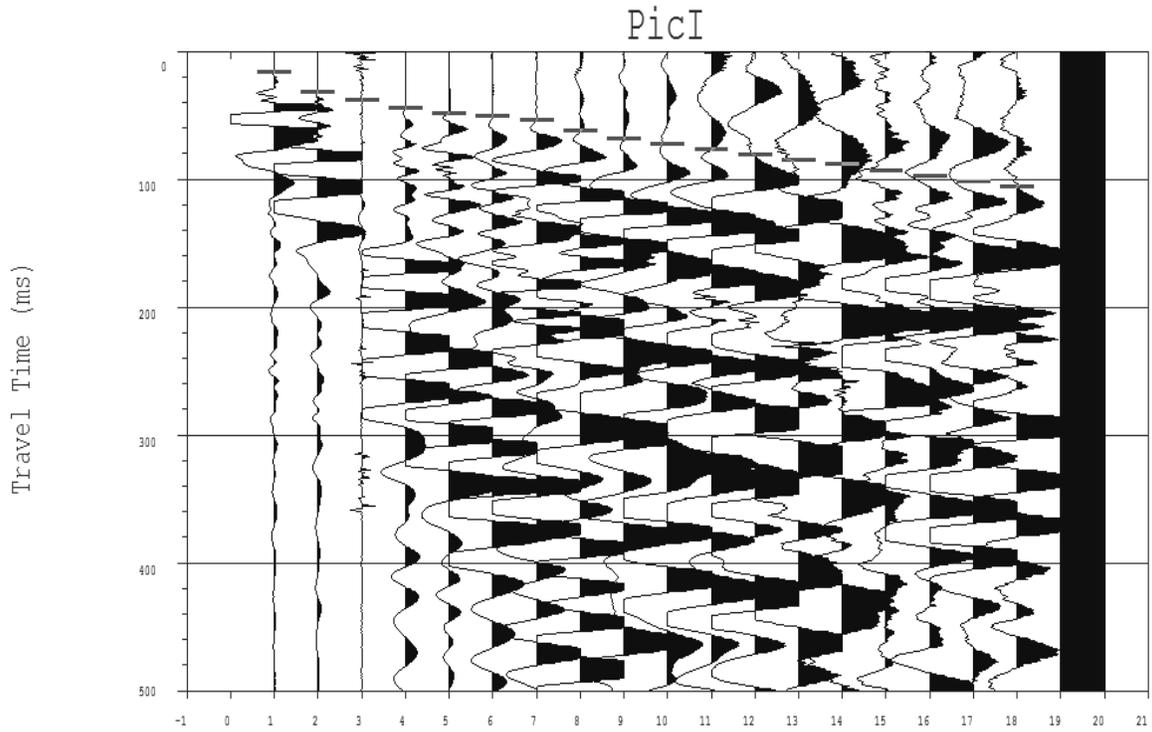
Picado de la línea 3 dividida en 2 tendidos de 110 m cada uno, el primer tendido con fuente al inicio y al final del arreglo, el segundo tendido tiene la fuente ubicada a la mitad y al inicio del arreglo.



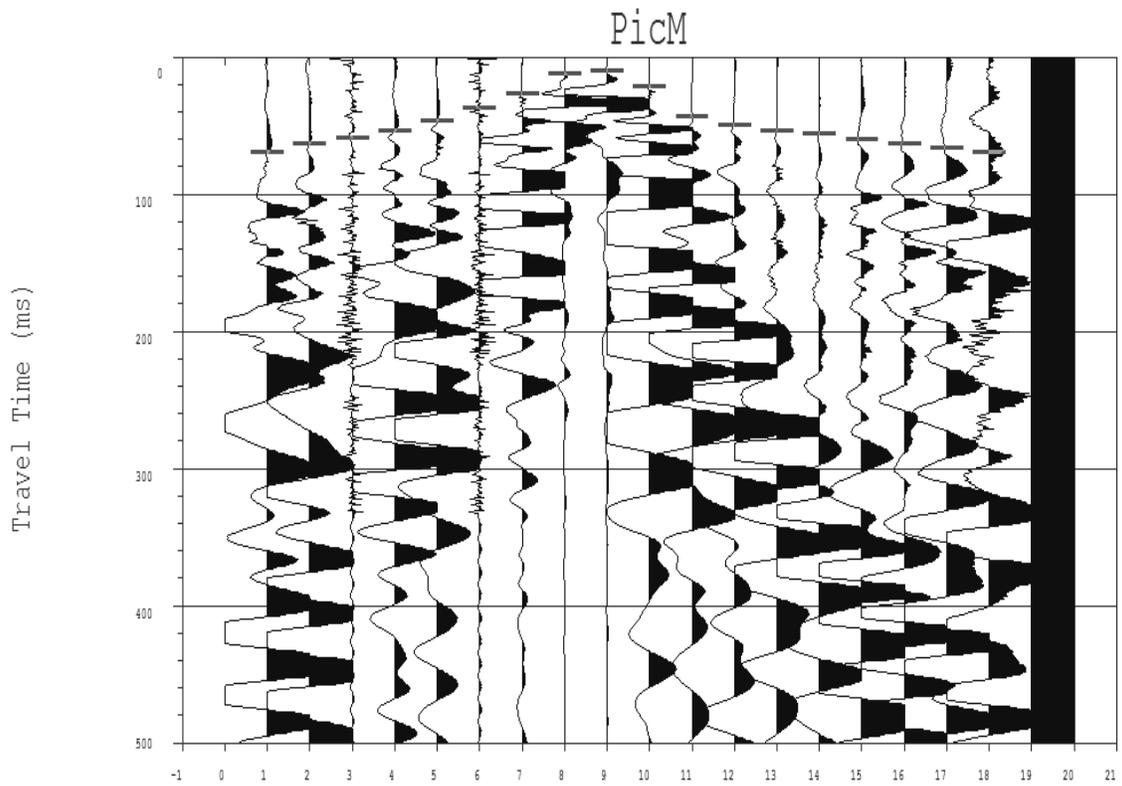
Línea 3-1. Fuente al inicio del arreglo.



Línea 3-1. Fuente al final del arreglo



Línea 3-2.Fuente al inicio del arreglo

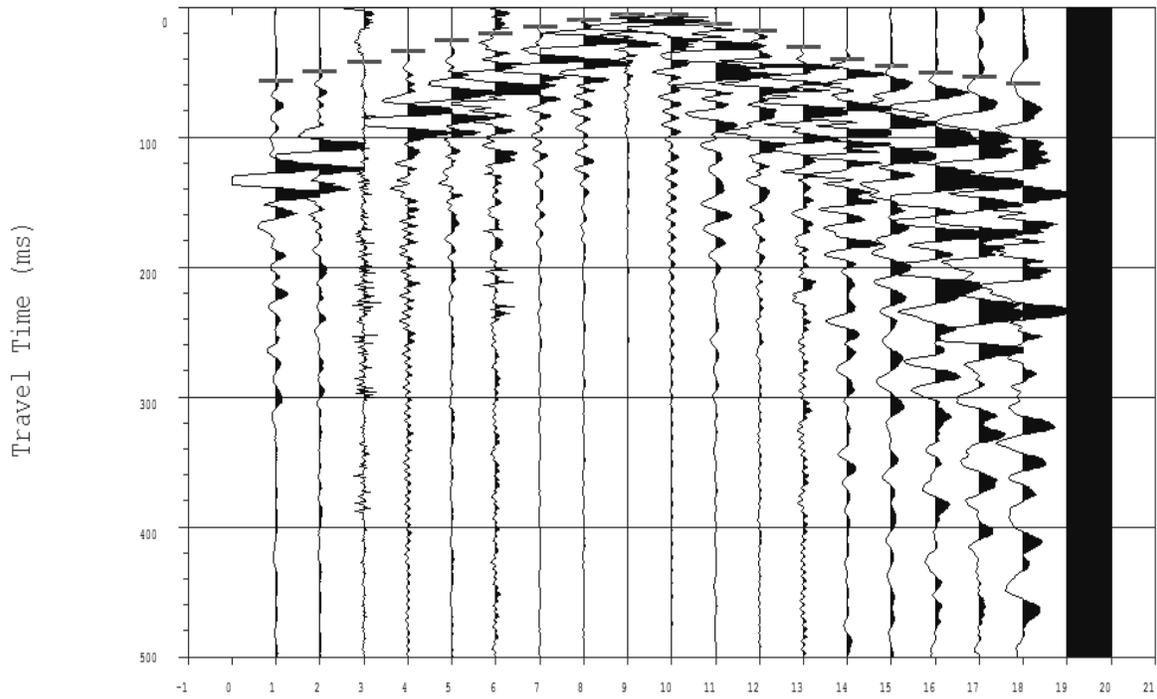


Línea 3-2.Fuente a la mitad del arreglo



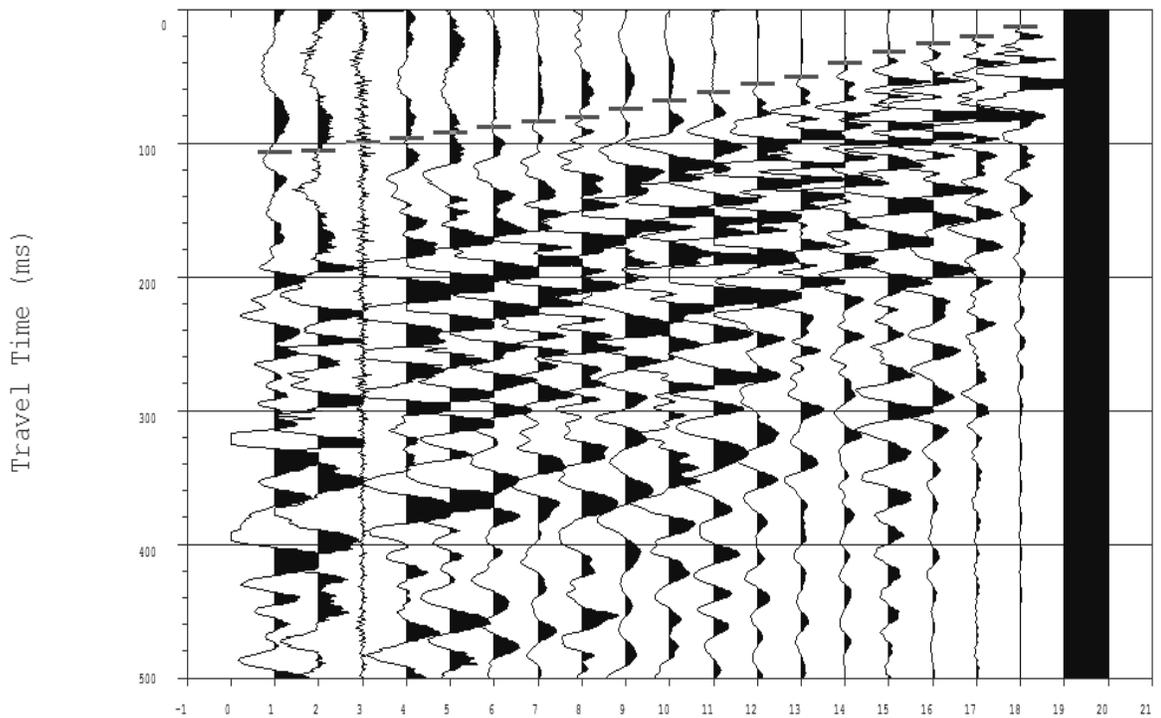
Picado de la línea 4 de refracción con fuente a la mitad y al final del arreglo.

PicM



Línea 4. Fuente a la mitad del arreglo

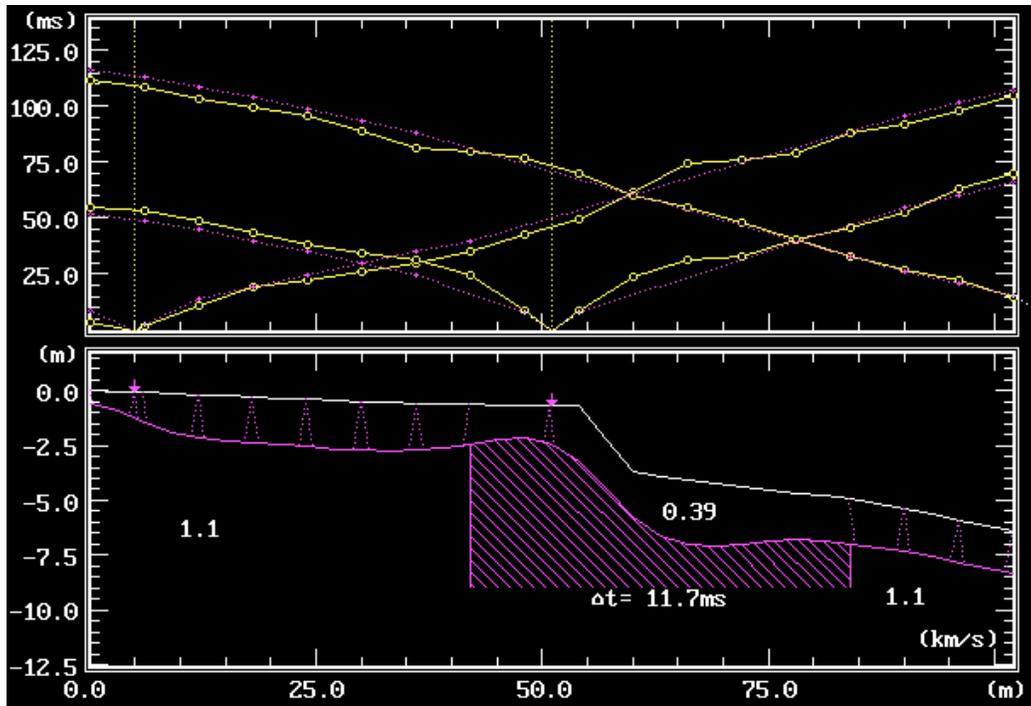
PicF



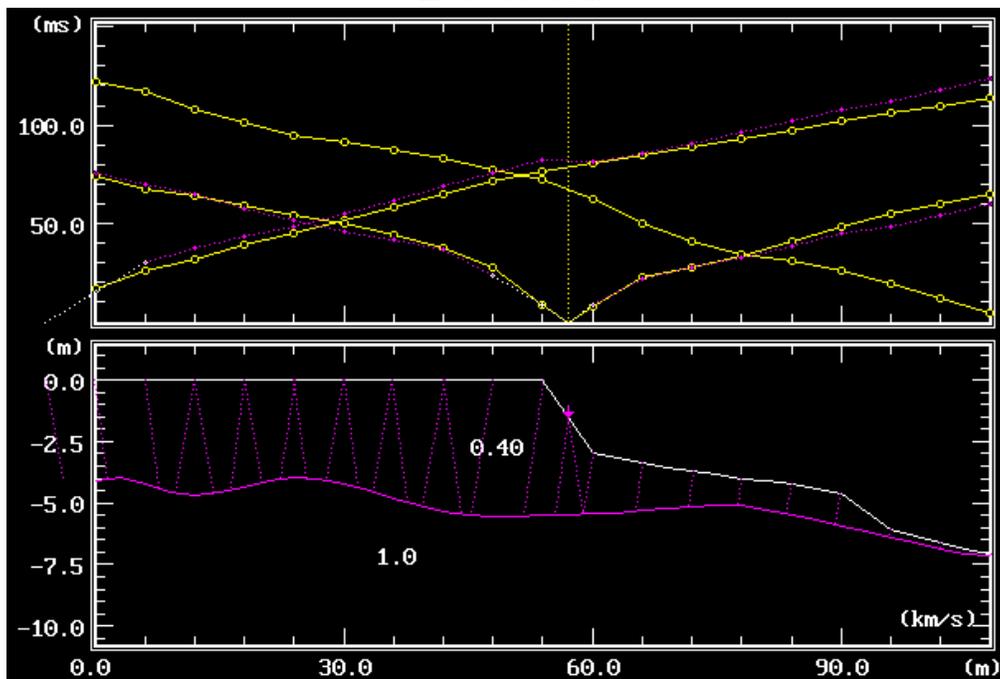
Línea 4. Fuente al final del arreglo

Anexo B

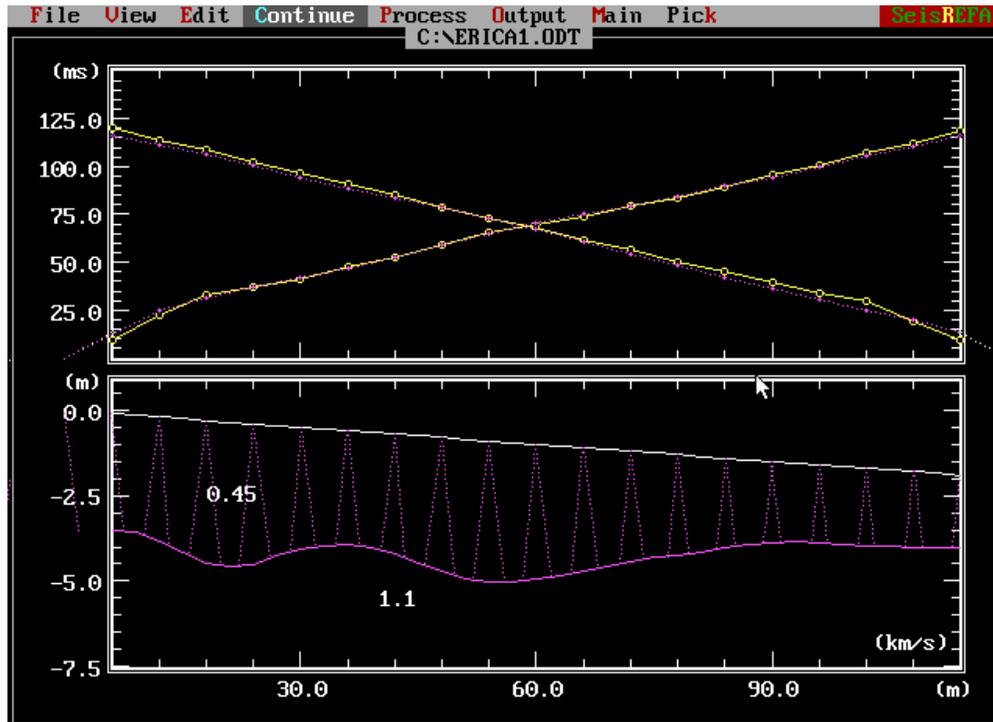
Resultados completos del procesado sísmico.



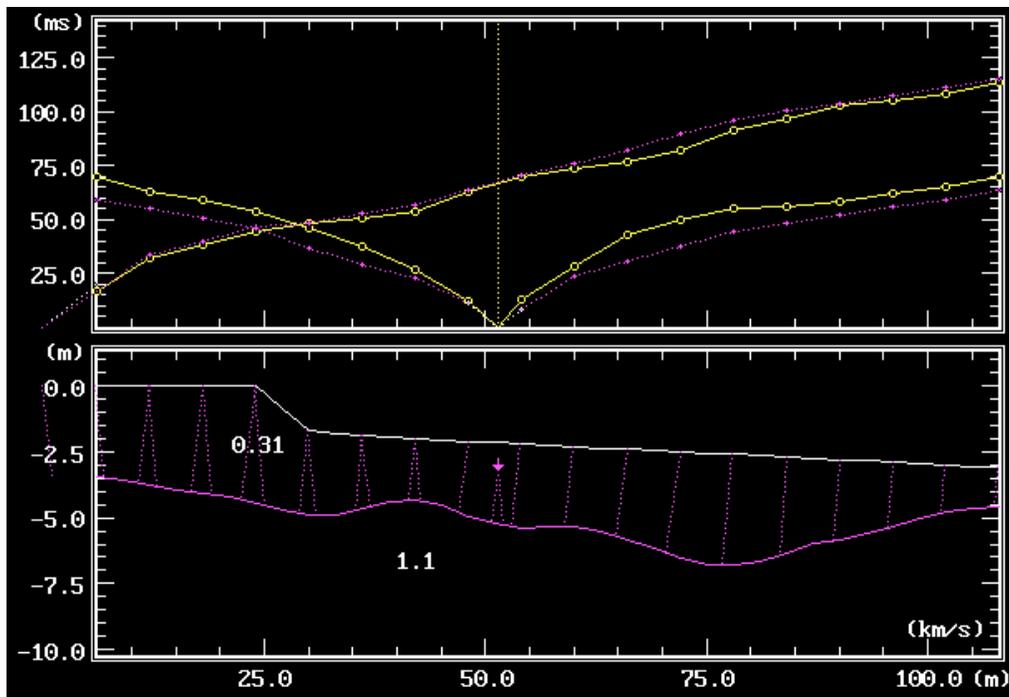
Linea 1 de 100 m



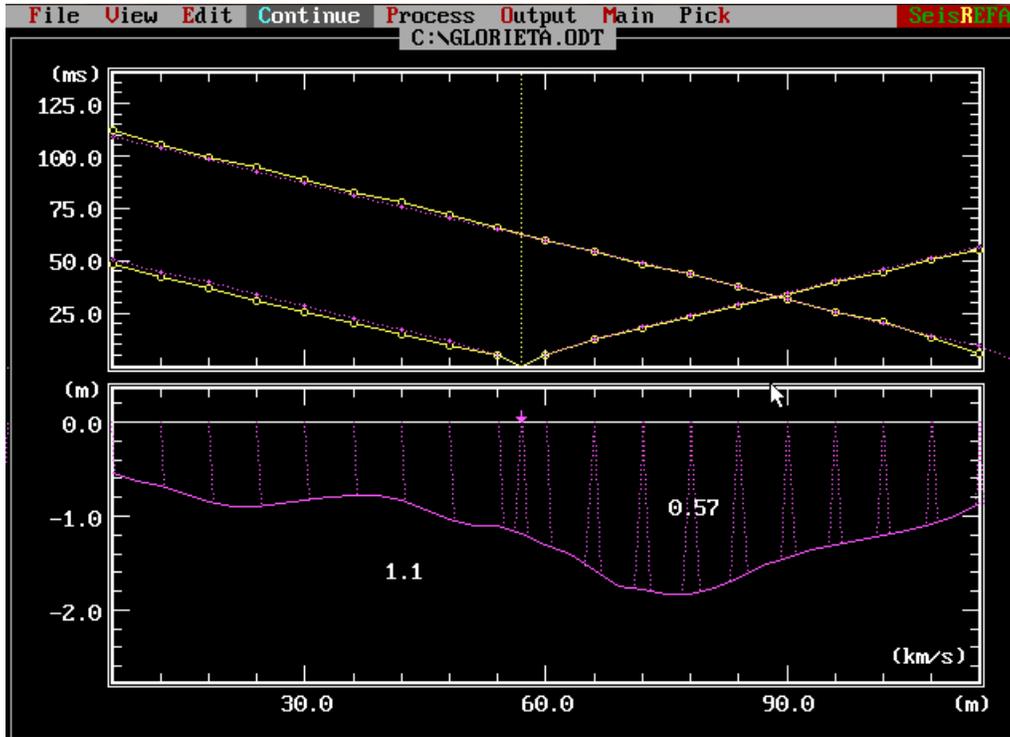
Linea 2 de 110 m



Parte 1 de la línea 3. 110m



Parte 2 de la línea 3. 110m



Linea 4 de 100m



Anexo C

La siguiente tabla muestra los resultados de la línea 1:

corrientes	potenciales	Niveles	intensidad	voltaje	Constante	Profundidad	Distancia	Resistividad aparente	
0-1	3	1.00	1977	371	75.398	-4	4	14.149	
	4	2.00	2057	105	301.593	-6	6	15.395	
	5	3.00	2087	35	753.982	-8	8	12.645	
	6	4.00	1999	14	1507.964	-10	10	10.561	
	7	5.00	2010	12	2638.938	-12	12	15.755	
	8	6.00	1985	7.4	4222.301	-14	14	15.741	
	9	7.00	1960	5.1	6333.451	-16	16	16.480	
	10	8.00	1936	3.1	9047.787	-18	18	14.488	
	1-2	4	1.00	2380	485	75.398	-4	8	15.365
		5	2.00	2290	110	301.593	-6	10	14.487
6		3.00	2202	46	753.982	-8	12	15.751	
7		4.00	2347	27	1507.964	-10	14	17.348	
8		5.00	2210	15	2638.938	-12	16	17.911	
9		6.00	2375	10.8	4222.301	-14	18	19.200	
10		7.00	2227	7.4	6333.451	-16	20	21.045	
11		8.00	2220	2.8	9047.787	-18	22	11.412	
2-3	5	1.00	1489	252	75.398	-4	12	12.760	
	6	2.00	1475	65	301.593	-6	14	13.291	
	7	3.00	1595	22	753.982	-8	16	10.400	
	8	4.00	1603	17	1507.964	-10	18	15.992	
	9	5.00	1469	11	2638.938	-12	20	19.761	
	10	6.00	1601	6.5	4222.301	-14	22	17.142	
	11	7.00	1545	5.6	6333.451	-16	24	22.956	
	12	8.00	1460	4.1	9047.787	-18	26	25.408	
3-4	6	1.00	1454	111	75.398	-4	16	5.756	
	7	2.00	1458	32	301.593	-6	18	6.619	
	8	3.00	1538	28	753.982	-8	20	13.727	
	9	4.00	1455	15	1507.964	-10	22	15.546	
	10	5.00	1531	10	2638.938	-12	24	17.237	
	11	6.00	1491	7	4222.301	-14	26	19.823	
	12	7.00	1513	5	6333.451	-16	28	20.930	
	13	8.00	1538	3.7	9047.787	-18	30	21.766	
4-5	7	1.00	2224	154	75.398	-4	20	5.221	
	8	2.00	2214	112	301.593	-6	22	15.257	
	9	3.00	2169	40	753.982	-8	24	13.905	
	10	4.00	2193	20	1507.964	-10	26	13.753	
	11	5.00	2154	15	2638.938	-12	28	18.377	



	12	6.00	2158	9.3	4222.301	-14	30	18.196
	13	7.00	2107	3	6333.451	-16	32	9.018
	14	8.00	2122	1.4	9047.787	-18	34	5.969
5-6	8	1.00	2095	330	75.398	-4	24	11.877
	9	2.00	1996	42	301.593	-6	26	6.346
	10	3.00	2106	10	753.982	-8	28	3.580
	11	4.00	2192	11	1507.964	-10	30	7.567
	12	5.00	2143	14	2638.938	-12	32	17.240
	13	6.00	2163	13.8	4222.301	-14	34	26.938
	14	7.00	2172	3	6333.451	-16	36	8.748
	15	8.00	2166	1.2	9047.787	-18	38	5.013
6-7	9	1.00	2300	95	75.398	-4	28	3.114
	10	2.00	2154	80	301.593	-6	30	11.201
	11	3.00	2450	40	753.982	-8	32	12.310
	12	4.00	2122	20	1507.964	-10	34	14.213
	13	5.00	2468	10	2638.938	-12	36	10.693
	14	6.00	2116	3	4222.301	-14	38	5.986
	15	7.00	2282	1.6	6333.451	-16	40	4.441
	16	8.00	2170	1.6	9047.787	-18	42	6.671
7-8	10	1.00	2123	297	75.398	-4	32	10.548
	11	2.00	2137	94	301.593	-6	34	13.266
	12	3.00	2043	42	753.982	-8	36	15.500
	13	4.00	2134	33	1507.964	-10	38	23.319
	14	5.00	2079	4.9	2638.938	-12	40	6.220
	15	6.00	2136	4	4222.301	-14	42	7.907
	16	7.00	2100	3	6333.451	-16	44	9.048
	17	8.00	2146	1.4	9047.787	-18	46	5.903
8-9	11	1.00	1883	360	75.398	-4	36	14.415
	12	2.00	1855	90	301.593	-6	38	14.633
	13	3.00	1838	15	753.982	-8	40	6.153
	14	4.00	1882	5	1507.964	-10	42	4.006
	15	5.00	1730	4	2638.938	-12	44	6.102
	16	6.00	1739	3	4222.301	-14	46	7.284
	17	7.00	1709	1.7	6333.451	-16	48	6.300
	18	8.00	1887	1	9047.787	-18	50	4.795
9-10	12	1.00	1480	100	75.398	-4	40	5.094
	13	2.00	1349	23	301.593	-6	42	5.142
	14	3.00	1490	5	753.982	-8	44	2.530
	15	4.00	1383	5.4	1507.964	-10	46	5.888
	16	5.00	1495	4.3	2638.938	-12	48	7.590
	17	6.00	1365	1.8	4222.301	-14	50	5.568



	18	7.00	1474	1.5	6333.451	-16	52	6.445
	19	8.00	1318	0.9	9047.787	-18	54	6.178
10-11	13	1.00	2260	120	75.398	-4	44	4.003
	14	2.00	2300	44	301.593	-6	46	5.770
	15	3.00	2257	16	753.982	-8	48	5.345
	16	4.00	2362	15	1507.964	-10	50	9.576
	17	5.00	2117	6	2638.938	-12	52	7.479
	18	6.00	2305	4.6	4222.301	-14	54	8.426
	19	7.00	2300	3.3	6333.451	-16	56	9.087
	20	8.00	2267	2.7	9047.787	-18	58	10.776
11-12	14	1.00	2700	155	75.398	-4	48	4.328
	15	2.00	2457	57	301.593	-6	50	6.997
	16	3.00	2598	33	753.982	-8	52	9.577
	17	4.00	2788	13.6	1507.964	-10	54	7.356
	18	5.00	2800	8	2638.938	-12	56	7.540
	19	6.00	2800	5.5	4222.301	-14	58	8.294
	20	7.00	2800	3.9	6333.451	-16	60	8.822
	21	8.00	2800	3.3	9047.787	-18	62	10.663
12-13	15	1.00	2200	397	75.398	-4	52	13.606
	16	2.00	2253	119	301.593	-6	54	15.930
	17	3.00	2242	41	753.982	-8	56	13.788
	18	4.00	2212	23	1507.964	-10	58	15.680
	19	5.00	2203	18	2638.938	-12	60	21.562
	20	6.00	2232	11	4222.301	-14	62	20.809
	21	7.00	2218	6.8	6333.451	-16	64	19.417
	22	8.00	2206	9.5	9047.787	-18	66	38.964
13-14	16	1.00	2731	465	75.398	-4	56	12.838
	17	2.00	2758	78	301.593	-6	58	8.529
	18	3.00	2823	55	753.982	-8	60	14.690
	19	4.00	2800	28	1507.964	-10	62	15.080
	20	5.00	2767	13	2638.938	-12	64	12.398
	21	6.00	2800	11	4222.301	-14	66	16.588
	22	7.00	2800	11	6333.451	-16	68	24.881
	23	8.00	2837	6.9	9047.787	-18	70	22.006
14-15	17	1.00	2500	314	75.398	-4	60	9.470
	18	2.00	2467	80	301.593	-6	62	9.780
	19	3.00	2568	38	753.982	-8	64	11.157
	20	4.00	2583	19	1507.964	-10	66	11.092
	21	5.00	2577	14	2638.938	-12	68	14.336
	22	6.00	2552	13	4222.301	-14	70	21.509
	23	7.00	2485	8	6333.451	-16	72	20.389



	24	8.00	2485	4.8	9047.787	-18	74	17.477
15-16	18	1.00	1987	404	75.398	-4	64	15.330
	19	2.00	1927	96	301.593	-6	66	15.025
	20	3.00	1982	29	753.982	-8	68	11.032
	21	4.00	1935	16	1507.964	-10	70	12.469
	22	5.00	1936	15	2638.938	-12	72	20.446
	23	6.00	1927	7.9	4222.301	-14	74	17.310
	24	7.00	1926	4.8	6333.451	-16	76	15.784
	25	8.00	1939	3.8	9047.787	-18	78	17.732
16-17	19	1.00	2300	303	75.398	-4	68	9.933
	20	2.00	2255	49	301.593	-6	70	6.553
	21	3.00	2237	24	753.982	-8	72	8.089
	22	4.00	2283	20	1507.964	-10	74	13.210
	23	5.00	2194	7.1	2638.938	-12	76	8.540
	24	6.00	2195	4.1	4222.301	-14	78	7.887
	25	7.00	2283	3.5	6333.451	-16	80	9.710
	26	8.00	2187	2.6	9047.787	-18	82	10.756
17-18	20	1.00	1786	134	75.398	-4	72	5.657
	21	2.00	1790	44	301.593	-6	74	7.413
	22	3.00	1797	29	753.982	-8	76	12.168
	23	4.00	1796	11	1507.964	-10	78	9.236
	24	5.00	1809	5.8	2638.938	-12	80	8.461
	25	6.00	1812	3.9	4222.301	-14	82	9.088
	26	7.00	1809	1.8	6333.451	-16	84	6.302
	27	8.00	1813	1.3	9047.787	-18	86	6.488
18-19	21	1.00	2145	262	75.398	-4	76	9.209
	22	2.00	2129	109	301.593	-6	78	15.441
	23	3.00	2053	33	753.982	-8	80	12.120
	24	4.00	2085	13	1507.964	-10	82	9.402
	25	5.00	2100	8.6	2638.938	-12	84	10.807
	26	6.00	2104	5.2	4222.301	-14	86	10.435
	27	7.00	2100	3.1	6333.451	-16	88	9.349
	28	8.00	2070	2	9047.787	-18	90	8.742
19-20	22	1.00	2338	364	75.398	-4	80	11.739
	23	2.00	2338	94	301.593	-6	82	12.126
	24	3.00	2333	29	753.982	-8	84	9.372
	25	4.00	2349	15.3	1507.964	-10	86	9.822
	26	5.00	2348	8.4	2638.938	-12	88	9.441
	27	6.00	2343	4.9	4222.301	-14	90	8.830
	28	7.00	2357	2.8	6333.451	-16	92	7.524
	29	8.00	2035	5.6	9047.787	-18	94	24.898



20-21	23	1.00	2112	510	75.398	-4	84	18.207
	24	2.00	2170	88	301.593	-6	86	12.230
	25	3.00	2146	44	753.982	-8	88	15.459
	26	4.00	2157	16	1507.964	-10	90	11.186
	27	5.00	2055	8.6	2638.938	-12	92	11.044
	28	6.00	2153	5.4	4222.301	-14	94	10.590
	29	7.00	2157	3	6333.451	-16	96	8.809
	30	8.00	2156	1.7	9047.787	-18	98	7.134
21-22	24	1.00	1397	400	75.398	-4	88	21.589
	25	2.00	1421	121	301.593	-6	90	25.681
	26	3.00	1427	26	753.982	-8	92	13.738
	27	4.00	1467	16	1507.964	-10	94	16.447
	28	5.00	1384	8.4	2638.938	-12	96	16.017
	29	6.00	1406	6.8	4222.301	-14	98	20.421
	30	7.00	1435	3	6333.451	-16	100	13.241
22-23	25	1.00	1143	500	75.398	-4	92	32.983
	26	2.00	1211	82	301.593	-6	94	20.422
	27	3.00	1196	27	753.982	-8	96	17.021
	28	4.00	1147	12	1507.964	-10	98	15.776
	29	5.00	1188	7	2638.938	-12	100	15.549
	30	6.00	1183	4.6	4222.301	-14	102	16.418
23-24	26	1.00	1340	484	75.398	-4	96	27.233
	27	2.00	1329	83	301.593	-6	98	18.835
	28	3.00	1267	24	753.982	-8	100	14.282
	29	4.00	1345	14	1507.964	-10	102	15.696
	30	5.00	1274	7.3	2638.938	-12	104	15.121
24-25	27	1.00	1319	421	75.398	-4	100	24.066
	28	2.00	1313	76	301.593	-6	102	17.457
	29	3.00	1328	30	753.982	-8	104	17.033
	30	4.00	1318	15	1507.964	-10	106	17.162
25-26	28	1.00	1375	452	75.398	-4	104	24.785
	29	2.00	1387	99	301.593	-6	106	21.527
	30	3.00	1390	35	753.982	-8	108	18.985
26-27	29	1.00	1560	546	75.398	-4	108	26.389
	30	2.00	1611	110	301.593	-6	110	20.593
27-28	30	1.00	1654	453	75.398	-4	112	20.650



La siguiente tabla muestra los resultados de la línea 2:

corrientes	potenciales	Niveles	intensidad	voltaje	constante	Distancia	Profundidad	Resistividad Aparente
0-1	3	1.00	2900	301	75.398	2	-2	7.825816
	4	2.00	2998	61	301.593	6	-4	6.136480
	5	3.00	1586	12	753.982	10	-6	5.704784
	6	4.00	1577	4.7	1507.964	14	-8	4.494250
	7	5.00	1576	3.3	2638.938	18	-10	5.525695
	8	6.00	1566	1.1	4222.301	22	-12	2.965856
	9	7.00	1513	0.6	6333.451	26	-14	2.511613
	10	8.00	1571	0.4	9047.787	30	-16	2.303701
1-2	4	1.00	2356	202	75.398	6	-2	6.464534
	5	2.00	2373	54	301.593	10	-4	6.863049
	6	3.00	2351	14	753.982	14	-6	4.489898
	7	4.00	2392	11	1507.964	18	-8	6.934619
	8	5.00	2346	3	2638.938	22	-10	3.374601
	9	6.00	2353	1.3	4222.301	26	-12	2.332763
	10	7.00	2368	0.5	6333.451	30	-14	1.337300
	11	8.00	2318	2.2	9047.787	34	-16	8.587201
2-3	5	1.00	2253	260	75.398	10	-2	8.701082
	6	2.00	2253	40	301.593	14	-4	5.354512
	7	3.00	2221	20	753.982	18	-6	6.789574
	8	4.00	2225	4	1507.964	22	-8	2.710947
	9	5.00	2239	3	2638.938	26	-10	3.535870
	10	6.00	2246	1.3	4222.301	30	-12	2.443896
	11	7.00	2197	0.7	6333.451	34	-14	2.017941
	12	8.00	2183	1.2	9047.787	38	-16	4.973589
3-4	6	1.00	2564	281	75.398	14	-2	8.263222
	7	2.00	2529	78	301.593	18	-4	9.301797
	8	3.00	2541	18	753.982	22	-6	5.341078
	9	4.00	2547	6.8	1507.964	26	-8	4.025975
	10	5.00	2540	2.1	2638.938	30	-10	2.181799
	11	6.00	2550	1.3	4222.301	34	-12	2.152545
	12	7.00	2517	0.4	6333.451	38	-14	1.006508
	13	8.00	2588	0.4	9047.787	42	-16	1.398421
4-5	7	1.00	2400	307	75.398	18	-2	9.644689
	8	2.00	2434	45	301.593	22	-4	5.575875
	9	3.00	2423	12	753.982	26	-6	3.734126
	10	4.00	2506	7.6	1507.964	30	-8	4.573236
	11	5.00	2478	3.2	2638.938	34	-10	3.407829
	12	6.00	2460	6.3	4222.301	38	-12	10.813209



	13	7.00	2492	4	6333.451	42	-14	10.166053
	14	8.00	2456	1.9	9047.787	46	-16	6.999509
5-6	8	1.00	2308	188	75.398	22	-2	6.141623
	9	2.00	2400	36	301.593	26	-4	4.523893
	10	3.00	2410	11	753.982	30	-6	3.441413
	11	4.00	2408	6	1507.964	34	-8	3.757387
	12	5.00	2394	1.4	2638.938	38	-10	1.543238
	13	6.00	2284	0.6	4222.301	42	-12	1.109186
	14	7.00	2226	1.5	6333.451	46	-14	4.267824
	15	8.00	2431	1.2	9047.787	50	-16	4.466205
6-7	9	1.00	2344	159	75.398	26	-2	5.114470
	10	2.00	2358	55	301.593	30	-4	7.034610
	11	3.00	2332	10.8	753.982	34	-6	3.491856
	12	4.00	2388	8.7	1507.964	38	-8	5.493840
	13	5.00	2294	4.7	2638.938	42	-10	5.406717
	14	6.00	2262	2.5	4222.301	46	-12	4.666557
	15	7.00	2287	1.1	6333.451	50	-14	3.046260
	16	8.00	2243	0.8	9047.787	54	-16	3.227031
7-8	10	1.00	2883	537	75.398	30	-2	14.043998
	11	2.00	2862	63	301.593	34	-4	6.638837
	12	3.00	2881	18	753.982	38	-6	4.710753
	13	4.00	2888	4.3	1507.964	42	-8	2.245238
	14	5.00	2856	4.1	2638.938	46	-10	3.788391
	15	6.00	2897	3.2	4222.301	50	-12	4.663915
	16	7.00	2887	1.2	6333.451	54	-14	2.632539
	17	8.00	2823	0.7	9047.787	57	-16	2.243518
8-9	11	1.00	1969	402	75.398	34	-2	15.393644
	12	2.00	1956	63	301.593	38	-4	9.713882
	13	3.00	1945	11	753.982	42	-6	4.264167
	14	4.00	1944	7	1507.964	46	-8	5.429913
	15	5.00	1944	5	2638.938	50	-10	6.787392
	16	6.00	1963	3	4222.301	54	-12	6.452828
	17	7.00	1952	1.7	6333.451	57	-14	5.515813
	18	8.00	1958	0.9	9047.787	59	-16	4.158840
9-10	12	1.00	1887	374	75.398	38	-2	14.943792
	13	2.00	1873	58	301.593	42	-4	9.339235
	14	3.00	1773	23	753.982	46	-6	9.780931
	15	4.00	1853	15	1507.964	50	-8	12.206944
	16	5.00	1826	8.4	2638.938	54	-10	12.139692
	17	6.00	1819	4.3	4222.301	57	-12	9.981249
	18	7.00	1844	2.9	6333.451	59	-14	9.960416



	19	8.00	1873	2.2	9047.787	62	-16	10.627406
10-11	13	1.00	1765	305	75.398	42	-2	13.029155
	14	2.00	1767	54	301.593	46	-4	9.216761
	15	3.00	1759	32	753.982	50	-6	13.716561
	16	4.00	1840	17	1507.964	54	-8	13.932280
	17	5.00	1757	6.8	2638.938	57	-10	10.213305
	18	6.00	1747	3.7	4222.301	59	-12	8.942480
	19	7.00	1728	3.1	6333.451	62	-14	11.362093
	20	8.00	1835	2.5	9047.787	66	-16	12.326685
11-12	14	1.00	1709	360	75.398	46	-2	15.882598
	15	2.00	1698	157	301.593	50	-4	27.885798
	16	3.00	1701	67	753.982	54	-6	29.698301
	17	4.00	1643	27	1507.964	57	-8	24.780913
	18	5.00	1688	12.7	2638.938	59	-10	19.854568
	19	6.00	2843	24	4222.301	62	-12	35.643761
	20	7.00	1783	8.2	6333.451	66	-14	29.127480
12-13	15	1.00	1802	382	75.398	50	-2	15.983419
	16	2.00	1788	66	301.593	54	-4	11.132624
	17	3.00	1767	27	753.982	57	-6	11.520951
	18	4.00	1756	13	1507.964	59	-8	11.163746
	19	5.00	1608	9	2638.938	62	-10	14.770174
	20	6.00	1768	7.2	4222.301	66	-12	17.194889
13-14	16	1.00	1838	303	75.398	54	-2	12.429631
	17	2.00	1720	60	301.593	57	-4	10.520682
	18	3.00	1742	21	753.982	59	-6	9.089338
	19	4.00	1753	14	1507.964	62	-8	12.043071
	20	5.00	1755	11	2638.938	66	-10	16.540351
14-15	17	1.00	2088	885	75.398	57	-2	31.957580
	18	2.00	2099	146	301.593	59	-4	20.977876
	19	3.00	2083	42	753.982	62	-6	15.202714
	20	4.00	2100	31	1507.964	66	-8	22.260428
15-16	18	1.00	2314	268	75.398	59	-2	8.732379
	19	2.00	2372	102	301.593	62	-4	12.969003
	20	3.00	2326	70	753.982	66	-6	22.690781
16-17	19	1.00	2077	519	75.398	62	-2	18.840481
	20	2.00	2052	62	301.593	66	-4	9.112456
17-18	20	1.00	1926	282	75.398	66	-2	11.039615