



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Análisis de variaciones laterales de  
velocidad de onda sísmica utilizando  
tomografía sísmica con fuentes y  
receptores en superficie**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniero Geofísico**

**P R E S E N T A**

José Antonio Gámez Lindoro

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Martín Cárdenas Soto



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020**

# Agradecimientos

Al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, y a los proyectos UNAM-DGAPA: PAPIIME-PE103918 y PAPIIT-IN117119, por el apoyo y facilidades para la realización de esta tesis.

Al Dr. Martín Cárdenas Soto por su asesoría y apoyo en la elaboración de este trabajo y por incluirme en proyectos que fortalecen mi formación académica.

A mis sinodales, los Drs. Josué Tago Pacheco e Iza Canales García; al M.C. David Escobedo Zenil y al Ing. Juan Pablo Aguirre Díaz por su colaboración y valiosos comentarios.

A Miguel, Manu, Yoss, el Ing. Alejandro y todos los chicos del D-05, por compartir conmigo su espacio de trabajo y hacer más ameno este proceso de titulación.

A mis amigos, con quienes compartí aprendizajes, risas y crecimiento. En especial a Valeria Peña, quien me *adoptó* casi desde el inicio de la carrera y ha sido apoyo y compañía invaluable desde entonces.

A mi familia. A mis padres y abuelos por ser ejemplo de persistencia, disciplina y cariño. A mis hermanos, por siempre estar a mi lado. A mis tíos y primos, en especial a aquellos que partieron antes de que pudiera concluir esta etapa de mi vida pero que siempre estuvieron al pendiente de mi formación académica. A todos ellos, mi agradecimiento, porque sin su apoyo no habría llegado hasta aquí.

# Índice general

Resumen . . . . .	6
Abstract . . . . .	7
<b>1. Introducción</b>	<b>8</b>
<b>2. Fundamentos teóricos</b>	<b>12</b>
Ondas de cuerpo . . . . .	12
Velocidades de onda en rocas . . . . .	14
Refracción sísmica . . . . .	14
Tomografía de refracción sísmica . . . . .	22
Tomografía por promedio de velocidades . . . . .	24
<b>3. Sitios de estudio y adquisición de datos</b>	<b>27</b>
Zona arqueológica “Plazuelas”, Guanajuato . . . . .	27
División de Ciencias Básicas de la Facultad de Ingeniería de la UNAM . . . . .	30
Zona arqueológica en Atltzayanca, Tlaxcala . . . . .	33
<b>4. Análisis de resultados</b>	<b>36</b>
<b>5. Conclusiones</b>	<b>54</b>
<b>Referencias</b>	<b>56</b>

# Índice de figuras

1.1.	Procedimiento de tomografía entre pozos. (Tomado de Ramsey (1998)) . . . . .	10
2.1.	Frentes de las ondas directas y refractadas a través de un modelo de dos capas. También se representan los rayos de estas ondas desde la fuente en el punto A hasta el detector en el D. Tomado de Kearey et al. (2013) . . . . .	18
2.2.	Curvas tiempo-distancia de las ondas directa y precursora para el caso de un sólo refractor horizontal. . . . .	20
2.3.	Disposición de fuentes y receptores en un arreglo crosswell (Tomado de Lo and Inderwiesen (1994)). . . . .	24
2.4.	Diagrama visto en planta de la distribución en superficie de las fuentes y geófonos. Se muestra la división de la zona de estudio en una cuadrícula para el cálculo de las velocidades. La velocidad de cada rayo se puede calcular conociendo la distancia de la ubicación de la fuente sísmica a los geófonos. En este caso, a la celda por donde pasan los tres rayos se le asigna el valor promedio de las velocidades de éstos.	26
3.1.	Ubicación de la zona arqueológica Plazuelas . . . . .	28
3.2.	Ubicación del levantamiento dentro de la zona arqueológica. . . . .	29
3.3.	(a) Croquis en el que se muestra el arreglo de los geófonos para realizar la tomografía y los puntos donde se generaron las fuentes. (b) Arreglo de geófonos alrededor de "la Pirámide". . . . .	30
3.4.	Ubicación de los levantamientos dentro de la DCBFI . . . . .	31

3.5.	Diagramas de los levantamientos de tomografía sísmica realizados donde la localización de los geófonos está representada por círculos y la de las fuentes por triángulos. El a) corresponde a la tomografía que abarca todo el terreno y el b) al que rodea la bodega de suministros . . . . .	32
3.6.	Ubicación del yacimiento arqueológico en Atltzayanca . . . . .	33
3.7.	Ubicación del levantamiento de tomografía sísmica en Atltzayanca, Tlaxcala. Se observa la estructura de interés en este estudio . . . . .	34
3.8.	Diagrama de la ubicación de los receptores(círculos) y fuentes(triángulos) de la tomografía sísmica en Atltzayanca, Tlaxcala . . . . .	35
4.1.	Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía realizada en “Plazuelas”. Se muestran en diferentes colores los arribos atribuidos a ondas directas (morado) y refractadas (verde). . . . .	38
4.2.	Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia. . . . .	38
4.3.	Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en La Pirámide. . .	39
4.2.	Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor de la pirámide. (a) Lado oeste. (b) Lado norte. (c) lado este. (d) Lado sur. Velocidades en km/s. Las letras mayúsculas en la parte superior de las secciones indican los vértices del tomograma con los cuales coinciden el inicio y final de cada sección . . . . .	40
4.3.	Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía de mayor tamaño realizada en la DCB. Se muestran en morado los arribos de ondas directas y en verde los de ondas refractadas. . . . .	42
4.4.	Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia . . . . .	42
4.5.	Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en la DCB de la Facultad de Ingeniería, UNAM. . . . .	43

4.6.	Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo de mayor tamaño en la DCB. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s. Las letras mayúsculas en la parte superior de las secciones indican los vértices del tomograma con los cuales coinciden el inicio y final de cada sección . . . . .	44
4.7.	Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía más pequeña realizada en la DCB. . . . .	46
4.8.	Histograma del conteo de los arribos detectados, realizado con base en el gráfico tiempo-distancia . . . . .	46
4.9.	Tomograma resultado del cálculo de promedio de velocidades alrededor del almacén en la DCB (Las unidaes de distancia se expresan en metros) . . . . .	47
4.10.	Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor del almacén de suministros de la DCB. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s. . . . .	48
4.11.	Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía realizada en Atlayanca, Tlaxcala. Los puntos morados representan las ondas directas y los verdes las ondas refractadas . . . . .	50
4.12.	Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia. . . . .	50
4.13.	Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en zona arqueológica de Atltzayanca, Tlaxcala (Las unidaes de distancia se expresan en metros). . . .	51
4.14.	Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor del montículo en Huamantla, Tlaxcala. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s. . . . .	53

## Resumen

La tomografía por promedio de velocidades es un método para explorar la estructura de velocidad del subsuelo utilizando fuentes y receptores en superficie. Con el objetivo de determinar a qué profundidad corresponde la distribución de velocidades de onda  $P$  que se obtiene mediante ésta técnica, en este trabajo utilizo datos de sísmica de refracción de tres estudios en diferentes zonas. Para cada conjunto de datos obtengo tomografías sísmica de tiempos de viaje y secciones de refracción en los cuatro perfiles que conforman el contorno de los arreglos. Los resultados muestran que los tomogramas resuelven las velocidades de dos capas que corresponden con los dos estratos visibles en las secciones de refracción sísmica. La cobertura de las diversas trayectorias fuente-receptor permite resolver variaciones laterales o anomalías de velocidad, así como el estrato refractor al centro del arreglo. La utilidad de este método radica en que se puede explorar la estructura del subsuelo debajo de obras de infraestructura, sin necesidad de invadir o afectar ésta.

## **Abstract**

Velocity average tomography is a method utilized to explore subsurface's velocity structure using sources and receivers at the surface. In order to determine to which depth the P wave velocitys obtained by this technique correspond, in this work, I use seismic refraction data from three studies in different areas. For each dataset, I get travel time tomography and refraction sections throughout the four lines that make up the outline of survey display. The results show that the tomograms solve the velocities of two layers that correspond to the two layers in the seismic refraction sections. The coverage of diverse source-receiver paths allow to resolve lateral variations or velocity anomalies, as well as the refracting layer at the array center. The usefulness of this method lays on the capacity to explore the subsoil structure under civil infrastructures, without the need to invade or affect it.

# Capítulo 1

## Introducción

La prospección sísmica es una de las técnicas que utiliza la geofísica para estudiar la estructura del subsuelo. Ésta consiste en la medición de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas cuando se propagan hacia el interior de la tierra. El movimiento ondulatorio es reflejado y refractado por las diferentes interfaces proporcionando un modelo de la estructura del subsuelo. Las aplicaciones de este método son diversas: búsqueda de estructuras generadoras de petróleo, detección y cartografía de límites y estructuras geológicas de geometría simple o compleja, búsqueda de recursos naturales, morfologías del subsuelo, estado de compactación y fracturación de los materiales, medición de parámetros para geotécnica, entre otras.

A partir de la década de los 70's se comenzó a implementar una técnica conocida como tomografía sísmica. La tomografía es una técnica que genera una imagen a través de una sección de un volumen utilizando la respuesta de éste a la energía no destructiva de una fuente externa, en este caso las ondas producidas por eventos sísmicos, con el fin de describir la estructura de un objeto por medio de cortes a través de él, siendo el objeto de estudio las discontinuidades que conforman el interior de la Tierra.

El principio de la tomografía sísmica consiste en dividir el área de exploración en celdas cuadradas localizadas entre las fuentes y los receptores que se asumen con

velocidades constantes. Los algoritmos de tomografía de refracción sísmica usan técnicas de trazados de rayos para calcular sus trayectorias y tiempos de viaje. Así, la lentitud puede ser utilizada para calcular las velocidades de onda en cada celda (Wongpornchai et al., 2009).

Para realizar tomografía sísmica se debe modelar la trayectoria de las ondas sísmicas a través del subsuelo, para lo cual se puede utilizar tanto la teoría de rayos como la de difracción. El modelo que se decida utilizar dependerá de la escala del objeto que pretendamos describir.

Si el tamaño de nuestro objetivo es mayor a la longitud de onda sísmica podemos modelar la propagación de éstas como rayos y usar entonces la teoría de rayos. Si, por lo contrario, el tamaño de las estructuras presentes en el subsuelo es similar a la longitud de las ondas sísmicas se deberá modelar la propagación de éstas últimas como energía dispersa utilizando la teoría de difracción.

Inicialmente la tomografía sísmica se utilizó para definir la estructura de la corteza y manto superior terrestres, sin embargo, esta técnica fue posteriormente adaptada para otros propósitos utilizando diferentes equipos y configuraciones. Un ejemplo es la configuración entre pozos (Bois et al., 1972). En esta configuración una fuente sísmica se coloca en un pozo y un sistema de receptores sísmicos colocados a diferentes profundidades en un pozo cercano. A continuación, se graban ondas sísmicas con la misma configuración de receptores para diferentes localizaciones de fuentes, como se muestra en la imagen 1.1. Así, se obtiene una red de rayos que viajan entre los pozos y que podrían caracterizar un yacimiento que se encuentre entre ellos.

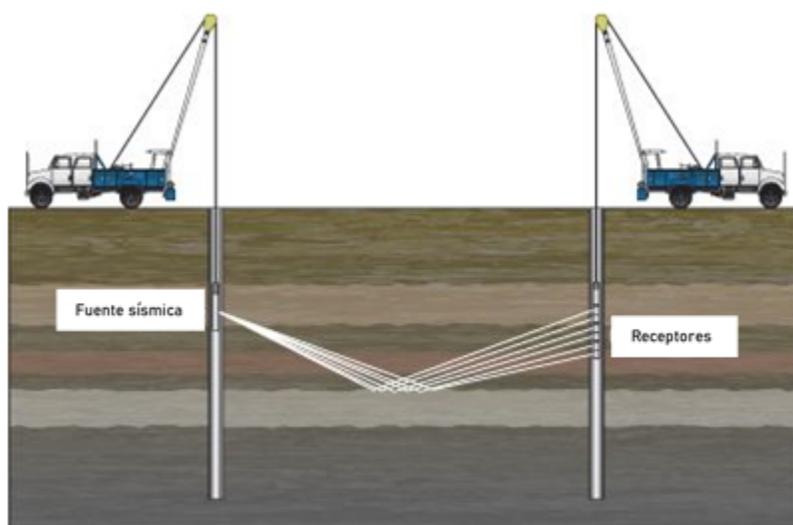


Figura 1.1: Procedimiento de tomografía entre pozos. (Tomado de Ramsey (1998))

Ahora bien, un procedimiento escasamente explorado o reportado en la literatura, es la tomografía sísmica cuando los receptores y fuentes se encuentran en la superficie. Este tipo de experimentos ha sido realizado por estudiantes de la carrera de Ingeniería Geofísica en la UNAM con el fin de cumplir con prácticas escolares. En este tipo de experimentos los registros de campo contienen arribos primarios resultado de una combinación de ondas directas, refractadas y reflejadas. Los resultados de las tomografías arrojan imágenes de velocidad de ondas P que muestran variaciones de velocidad interesantes ya que dan una idea de las discontinuidades de la composición del terreno en planta, sin embargo, no se les puede asignar una profundidad de investigación pues no se sabe con certeza el tipo de onda que se registra en los sismogramas como los primeros arribos, pudiendo ser ésta una onda refractada o una directa.

Métodos similares al antes mencionado son la interferometría sísmica o el análisis muticanal de ondas superficiales (conocido como MASW, por sus siglas en inglés). Dichas técnicas utilizan el mismo tipo de arreglo de geófonos pero no requieren la energía de una fuente puntual, sino que aprovechan el ruido sísmico ambiental crean-

do una fuente virtual con las señales detectadas por dos receptores y calculando el tiempo de viaje de las ondas Rayleigh entre éstos (Curtis et al., 2006). La interferometría y el MASW pueden calcular la variación vertical de la velocidad de onda al separar los grupos de velocidades medidos a diferentes frecuencias (Picozzi et al., 2009). Esto gracias a que las ondas superficiales presentan el fenómeno de la dispersión, es decir, diferentes longitudes de onda y frecuencias de ondas superficiales viajan a diferentes velocidades. El análisis de la dispersión puede proveer de parámetros de utilidad en el estudio del subsuelo somero (Park et al., 1996), sin embargo, este procedimiento no puede ser aplicado a una tomografía de ondas P ya que las ondas de cuerpo no presentan la propiedad de dispersión como las superficiales.

Existen artículos en los que se reportan estudios similares a los realizados en esta tesis pero que difieren en varios aspectos. Por ejemplo, Rector et al. (2015) realizó un estudio con la misma configuración de fuentes y receptores en superficie pero utilizando ondas superficiales en vez de las de cuerpo.

El objetivo de este estudio es explorar diversos experimentos de tomografía en superficie a fin de establecer la profundidad de resolución del método y así definir sus alcances y limitaciones como método de prospección sísmica.

Para cumplir con el objetivo propuesto, en este trabajo exploro tres juegos de datos de campo adquiridos durante las prácticas escolares de los estudiantes de Ingeniería Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. En una primera etapa obtenemos imágenes de velocidad resultado de tomografía por asignación de velocidades. Posteriormente, estos resultados los confronto con las secciones de refracción a lo largo de las líneas que conforman el arreglo. A partir de esta confrontación busco establecer la relación de velocidades resuelta por cada técnica (tomografía y refracción). En una segunda etapa exploro una relación empírica que relacione las variaciones de velocidad que muestra la tomografía con la profundidad de investigación.

# Capítulo 2

## Fundamentos teóricos

### Ondas de cuerpo

En un medio isotrópico y homogéneo se pueden propagar dos tipos de ondas. Una correspondiente a los cambios en el volumen del medio debido a los esfuerzos que sufre (dilatación) y la otra correspondiente a las deformaciones de corte de las partículas que componen el medio. Estas ondas, que viajan en el interior del medio, se llaman ondas de cuerpo.

Las del primer tipo son conocidas como *ondas P* debido a que son el primer evento que se observa en un registro sísmico. Al desplazarse este tipo de ondas por un medio, harán que experimente una máxima compresión en algunos puntos, mientras que en otros la dilatación será máxima, por lo que también son conocidas como ondas compresionales o dilatacionales. Si se supone una onda P con un origen lo suficientemente lejano como para considerar su frente de onda como una superficie plana, se tiene entonces que los desplazamientos serán perpendiculares a dichos planos de tal manera que no hay convergencia o divergencia de las partículas que integran el medio conforme se mueven de manera paralela a la dirección de propagación de la onda, dicho movimiento es longitudinal, razón por la cual estas ondas son conocidas como longitudinales (Telford et al., 1990).

El otro tipo de ondas se conocen como **ondas S** debido a que son el segundo evento que se presenta en un registro sísmico. Cuando estas ondas viajan a través del medio provocan que éste sea desplazado transversalmente a la dirección de propagación, de ahí que sean llamadas ondas transversales. Además, debido a que la rotación varía en cada punto en un momento dado, el medio es sometido a tensiones de cizallamiento variables conforme se mueve la onda; por esto se conocen como ondas de cizalla. Las ondas S no se propagan a través de fluidos (Telford et al., 1990).

La velocidad de las ondas de cuerpo está determinada por las ecuaciones:

$$\alpha = \{(\lambda + 2\mu)/\rho\}^{1/2} \quad (2.1)$$

$$\beta = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (2.2)$$

donde:

$\alpha$  es la velocidad de las ondas P,

$\beta$  es la velocidad de las ondas S,

$\lambda$  y  $\mu$  son las constantes elásticas de Lamé y

$\rho$  es la densidad.

Como las constantes elásticas son siempre positivas  $\alpha$  es siempre mayor que  $\beta$ .

## **Amortiguamiento de la energía con la distancia**

La energía de una onda en un medio dado es proporcional al cuadrado de su amplitud, que puede ser expresada en función de la presión o del desplazamiento. Al propagarse una onda esférica, la energía se distribuye sobre un área que aumenta de manera proporcional al cuadrado del radio de la esfera y, por lo tanto, la energía por unidad de superficie varía en razón inversa al cuadrado de la distancia al origen. La amplitud, que es proporcional a la raíz cuadrada de la energía por unidad de superficie, debe ser inversamente proporcional a la distancia recorrida por la onda. Además de la pérdida en amplitud que se debe a la propagación de la onda, llamada

dispersión geométrica, hay también cierta pérdida de la energía elástica por absorción debida a la disipación en forma de calor por efecto del frotamiento; pérdida que está en relación exponencial con la distancia.

El amortiguamiento total por ambas causas se expresa con la fórmula:

$$I = I_0 \frac{e^{-qr}}{r} \quad (2.3)$$

En donde  $I$  es la amplitud a la distancia  $r$  del origen,  $I_0$  la amplitud inicial y  $q$  una constante que depende del material y que es proporcional a la frecuencia conocida como constante de amortiguamiento. Se han obtenido valores de  $q$  determinados en laboratorio para algunas rocas ígneas pero, en general, los datos referentes a la absorción son escasos. La constante de amortiguamiento está relacionada con la frecuencia de las ondas sísmicas pero no es segura la forma de esta relación. Sin embargo, a base del análisis ondulatorio se ha llegado a la conclusión de que el amortiguamiento es proporcional al cuadrado de la frecuencia y mediciones más directas han indicado que el amortiguamiento es proporcional directamente a la frecuencia en el ámbito que interesa para la prospección sísmica (Dobrin et al., 1975).

## Velocidades de onda en rocas

Debido a la variedad en su composición, texturas, porosidades y contenido de fluidos en los poros, las rocas difieren en módulos elásticos y densidades y, por lo tanto, en sus velocidades sísmicas. La información sobre las velocidades de ondas compresionales y de cizalla ( $v_p$  y  $v_s$ ) de las capas identificadas mediante estudios sísmicos es importante por dos razones principales: Por un lado, es necesaria para la conversión del tiempo de viaje de las ondas sísmicas a profundidad; por otro lado, provee un indicio de la litología de cierta roca o, en ciertos casos, de la naturaleza de los fluidos contenidos dentro de los poros (Kearey et al., 2013).

Velocidades de onda P representativas				
Materiales no consolidados		Materiales consolidados		Otros
Capa intemperizada	300-900	Granito	5000-6000	Agua 1400-1600
Suelo	250-600	Basalto	5400-6400	Aire 331.5
Aluvión	500-2000	Rocas metamórficas	3500-7000	
Arcilla	1100-2500	Arenisca y esquisto	2000-4500	
Arena		Caliza	2000-6000	
No saturada	200-1000			
Saturada	800-2200			
Arena y grava				
No saturada	400-500			
Saturada	500-1500			
Till glaciario				
No saturado	400-1000			
Saturado	1700			
Compactado	1200-2100			

Cuadro 2.1: Tabla con velocidades de onda P en diferentes rocas. Valores en m/s. (Tabla tomada de Burger et al. (2006))

## Refracción sísmica

Los métodos sísmicos en exploración geofísica consisten básicamente en la producción de ondas sísmicas por medio de una fuente artificial y la medición del tiempo que tardan en llegar los primeros arribos de estas ondas a una serie de sensores dispuestos a cierta distancia de la fuente. De acuerdo con la trayectoria de la propagación de las ondas registradas las técnicas de exploración pueden ser clasificadas en las de reflexión o refracción.

Las técnicas de refracción sísmica son las que usan las ondas P o compresionales como recurso de interés. Este método utiliza la energía sísmica que regresa a la superficie después de viajar a través del subsuelo. Los primeros arribos de energía sísmica

representan un rayo directo o un rayo refractado, este hecho permite realizar estudios de refracción simples en las que la atención se concentra únicamente en la primera llegada de energía sísmica. Así, las representaciones gráficas de tiempo-distancia de estas primeras llegadas se interpretan para derivar información sobre la profundidad de las interfaces de refracción.

Las leyes que rigen la propagación y trayectoria de este tipo de ondas son el principio de Huygens, el principio de Fermat y la ley de Snell también conocida como de refracción.

El *Principio de Huygens* establece que el movimiento de cada partícula de materia actúa como una nueva fuerza generando un efecto en todas las partículas circundantes. Esto ayuda a explicar cómo se propagan las ondas sísmicas en la tierra. Si un grupo de partículas en fila se mueven juntas como un frente de onda, influenciarán a las otras partículas en dirección de la tangente común de los nuevos frentes de onda que cada una genera, pero sus efectos en otras direcciones tenderán a cancelarse. El resultado combinado es que la siguiente fila de partículas comienza a moverse y así el frente de onda se mueve hacia el frente y cada partícula transmite su movimiento.

El *Principio de Fermat* explica que una onda tomará la trayectoria para la cual el tiempo de viaje es mínimo con respecto a variaciones menores de la trayectoria del rayo. Es decir, viajar por cualquier trayectoria vecina tomaría más tiempo (Sheriff and Geldart, 1995). Dada la distribución de velocidades en un medio, es posible definir la forma geométrica de la trayectoria de un rayo utilizando el principio de Fermat. Como consecuencia de este principio, las trayectorias de una onda que viaja dentro de un medio homogéneo tienen la forma de líneas rectas (Al-Sadi, 1980).

La *Ley de Snell* indica que cuando se tienen dos medios de diferentes velocidades y una onda cuya trayectoria pasa de un medio a otro, el seno del ángulo de incidencia ( $\theta_i$ ) y el seno del ángulo de refracción ( $\theta_r$ ) tienen la misma proporción que la velocidad de la onda incidente ( $V_1$ ) y la velocidad de la correspondiente onda refractada ( $V_2$ ).

Esto se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$\frac{\text{sen}\theta_i}{\text{sen}\theta_r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.4)$$

Cuando se tienen dos medios, uno suprayaciendo al otro de velocidad mayor, y se produce una onda en cierto punto de disparo, ésta comenzará a viajar por el medio superior a través de un frente de ondas directas. Al llegar a la interfaz de ambos medios la onda experimentará refracciones tanto a la capa superior como a la capa inferior. Éstas últimas, a su vez, generarán dos frentes de ondas refractándose cada uno hacia cada uno de los dos medios.

En el punto en que una onda sísmica choca con la interfaz en un ángulo tal que, de acuerdo con la ley de Snell, su trayectoria se torna paralela a la interfaz, el ángulo de incidencia se conoce como ángulo crítico ( $\theta_c$ ). Cuando esto pasa, el ángulo de refracción es de  $90^\circ$ , su seno es la unidad y se tiene que

$$\theta_c = \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (2.5)$$

La energía deja el medio de velocidad  $V_2$  en cualquier punto a lo largo de la trayectoria sísmica en ese medio y vuelve a entrar al medio de velocidad  $V_1$  en un ángulo  $\theta_c$  (Sheriff, 1989). Basándose en la geometría de la refracción crítica, hay una distancia finita desde la fuente de energía al primer punto al cual esta energía refractada puede ser detectada. Dicha distancia es conocida como la *distancia crítica* (Burger et al., 2006).

Como podemos ver en la figura 2.1, el primer arribo detectado en un sismograma representa la onda directa o la refractada. Esto permite realizar estudios sencillos de refracción sísmica basándose solamente en los primeros arribos detectados y los gráficos de tiempo-distancia de estos arribos, los cuales son interpretados para obtener la profundidad de las superficies de refracción.

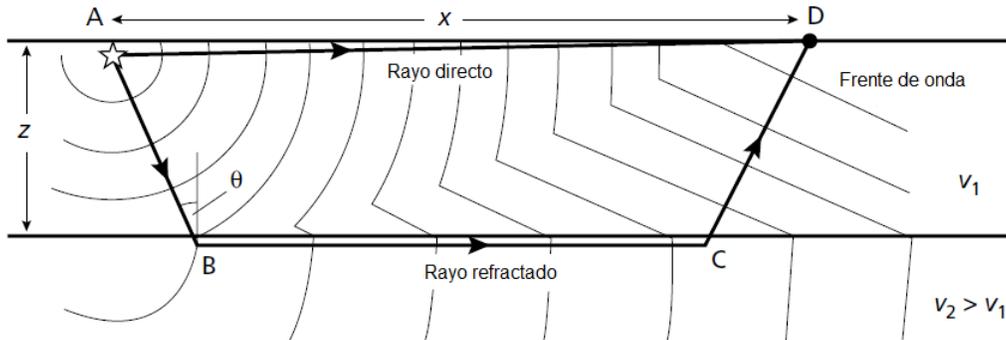


Figura 2.1: Frentes de las ondas directas y refractadas a través de un modelo de dos capas. También se representan los rayos de estas ondas desde la fuente en el punto A hasta el detector en el D. Tomado de Kearey et al. (2013)

Para la interpretación de dichos gráficos se utilizan modelos que asumen que el subsuelo está compuesto por una serie de capas separadas por interfaces planas ya sea horizontales o posiblemente inclinadas. Además, suponen que dentro de cada capa la velocidad sísmica es constante y entre más profunda sea una capa mayor será su velocidad. Finalmente, las trayectorias de los rayos están restringidas a un plano vertical que contiene la línea del perfil.

### Caso de una capa con interfaz horizontal sobre un semiespacio

Utilizando la figura 2.1 podemos analizar la trayectoria de los rayos directos y los refractados. Los directos se transmiten por el estrato superior del punto A al D a una velocidad  $V_1$ . El rayo de la onda refractada desciende hacia la interfaz a una velocidad  $V_1$  a lo largo de la trayectoria inclinada AB que tiene la inclinación del ángulo crítico  $\theta_c$ ; viaja a lo largo de la interfaz entre los puntos B y C a una velocidad  $V_2$  que es mayor a la del estrato superior y finalmente sube de nuevo a la superficie del punto C al D por una trayectoria con las mismas inclinación y velocidad que del punto A al B. Así, el tiempo total de viaje del rayo refractado es la suma de los tiempos entre cada punto:

$$T = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \quad (2.6)$$

Que puede expresarse como:

$$T = \frac{z}{V_1 \cos \theta} + \frac{x - 2z \tan \theta}{V_2} + \frac{z}{V_1 \cos \theta}$$

$$T = \frac{2z}{V_1 \cos \theta} - \frac{2z \sen \theta}{V_2 \cos \theta} + \frac{x}{V_2} \quad (2.7)$$

Tomando en cuenta la definición de ángulo crítico expresada en la ecuación 2.5 la ecuación se transforma en

$$T = \frac{2z}{V_1 \cos \theta} - \frac{2z \sen^2 \theta}{V_1 \cos \theta} + \frac{x}{V_2} \quad (2.8)$$

Y tomando en cuenta las identidades trigonométricas se puede expresar como

$$T = \frac{2z}{V_1 \cos \theta} (1 - \sen^2 \theta) + \frac{x}{V_2}$$

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos \theta}{V_1}$$

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \sqrt{1 - (\frac{V_1}{V_2})^2}}{V_1} \quad (2.9)$$

De modo que tendremos finalmente

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (2.10)$$

Por otro lado, si con los tiempos de los primeros arribos detectados por los geófonos se construye un gráfico tiempo-distancia como el de la figura 2.2, se obtendrá una curva conocida como *dromocrona* compuesta por dos segmentos de recta. El primero se genera al detectarse la onda directa y su pendiente tendrá un valor de  $1/V_1$ .

El otro segmento representa la onda refractada, su pendiente vale  $1/V_2$  y puede ser definida por la ecuación 2.10. Si se extiende esta segunda recta hasta intersectar el eje del tiempo, o sea. cuando la distancia es 0, la expresión se simplifica a

$$T_i = 2z \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (2.11)$$

Donde  $T_i$  es conocido como *tiempo intercepto* y es, teóricamente, el tiempo que tardaría la onda refractada en llegar de la fuente a un receptor ubicado en el mismo punto. Aunque realmente no tiene un significado físico ya que al punto de la fuente de energía n llega ninguna onda refractada.

En el mismo gráfico de la figura 2.2, se observa un punto  $x_c$  en el que los segmentos lineales se intersecan, la coordenada horizontal de este punto es conocido como *distancia de cruce*. A distancias menores a ésta la onda directa, que viaja a velocidad  $V_1$ , llega primero a los detectores. A distancias mayores la onda refractada llegará primero que la directa.

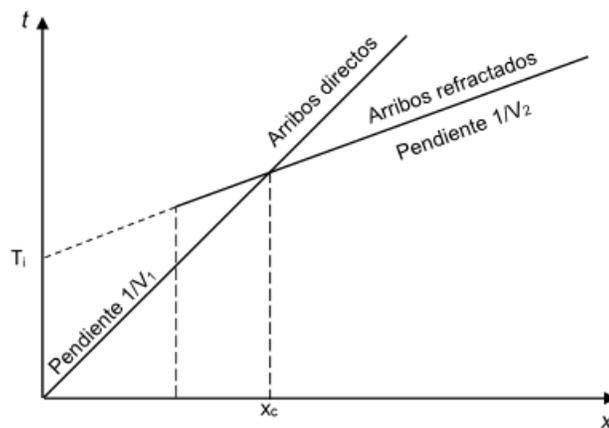


Figura 2.2: Curvas tiempo-distancia de las ondas directa y precursora para el caso de un sólo refractor horizontal.

La profundidad de la interfaz puede calcularse usando el tiempo intercepto a partir de la ecuación 2.11 despejando  $z$  y obteniendo  $T_i$  gráficamente llegando a que

$$z = \frac{T_i}{2} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (2.12)$$

También se puede obtener a partir de la distancia de cruce tomando en cuenta que en este punto los tiempos de arribo de la onda directa y la refractada son los mismos. Por lo tanto, igualando la expresión de la ecuación 2.10 y la expresión del tiempo de la onda directa en  $x_c$  se tiene que:

$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2z\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (2.13)$$

Si reacomodamos términos llegamos a:

$$\frac{z\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} = \frac{x_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{V_2 V_1} \quad (2.14)$$

Y despejando la profundidad de la interfaz  $z$

$$z = \frac{x_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{V_2 V_1} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (2.15)$$

Cancelando términos semejantes y simplificando la expresión obtenemos que

$$z = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (2.16)$$

Deduciendo así la fórmula de la profundidad del refractor en la distancia de cruce  $x_c$  suponiendo una interfaz horizontal.

Sin embargo, en la práctica es común encontrar casos con interfaces inclinadas o irregulares, por lo que para el análisis de los resultados de refracción se deben tomar

en cuenta varios aspectos. Por ejemplo, en el caso de que el límite entre los estratos estuviese inclinado, se obtendría un gráfico tiempo-distancia similar pero con un valor de  $V_2$  diferente, ya que, la onda sísmica recorrería una menor distancia, por lo que la dromocrona reflejará un valor de  $V_2$  mayor al real. A este valor se le conoce como *velocidad aparente*.

Es imposible determinar con un sólo tiro si la velocidad obtenida es verdadera o aparente, por lo que, para cerciorarse de conocer la naturaleza del subsuelo, hay que realizar dos registros conjugados; es decir, disparar en dos puntos, uno al inicio del tendido, conocido como tiro directo, y otro al final de éste, el tiro inverso, registrando en ambos sentidos los primeros arribos detectados.

Dicho método de comprobación se basa en el *principio de reciprocidad*, el cual establece que el tiempo de propagación de la onda sísmica de un punto A a otro B es el mismo que el de B hasta A. Este principio es una consecuencia directa del principio de Fermat o del recorrido del tiempo mínimo y proporciona un criterio muy importante para seleccionar los trozos de dromocrona que corresponden a cada refractor.

Otra estrategia para reconocer los trozos de dromocrona correspondiente al mismo refractor consiste en efectuar un tiro en el punto medio del tendido y registrar los primeros arribos en ambos sentidos; el *principio de tiempo intercepto en el origen* dice que si prolongamos los segmentos de dromocronas correspondientes al estrato refractado hasta que corten el eje de tiempo, los tiempos interceptados en el origen son iguales (Cantos Figuerola, 1974).

Los principios anteriormente mencionados junto con la Ley de Snell y el *principio de paralelismo*, el cual indica que, conocidas las dromocronas correspondientes a dos tiros conjugados, se pueden reconstruir las dromocronas que se obtendrían desde cualquier punto intermedio no registrado; son los principios generales para la interpretación del método de refracción.

## Tomografía de refracción sísmica

Para interpretar los datos obtenidos mediante el proceso de refracción sísmica se divide al subsuelo en cierto número de capas continuas de velocidad constante. Las velocidades y grosores se obtienen mediante un modelado directo que busca dar coherencia a los tiempos de viaje determinados por los datos de campo. Esto requiere que las secciones que resultan de la interpretación sean representadas usando refractores continuos, sin embargo, estas resoluciones son imprecisas cuando se tiene la presencia de oquedades o estructuras karsticas ya que estas configuraciones implican variaciones laterales de velocidad no compatibles con las asunciones mencionadas. Estas desventajas así como la posible omisión de capas delgadas hacen necesario un método más complejo para la interpretación de datos de refracción.

A diferencia de los métodos de refracción convencionales, la tomografía de refracción sísmica utiliza un modelo compuesto por un elevado número de celdas o nodos de velocidad constante formando una rejilla. La inversión es llevada a cabo mediante un procedimiento automatizado que involucra trazado de rayos a partir de un modelo inicial, comparación de los tiempos de viaje modelados con los datos de campo y el ajuste del modelo rejilla por rejilla con el fin de empatar los tiempos de viaje modelados con los obtenidos en campo. Este proceso se repite iterativamente hasta alcanzar un número de iteraciones previamente establecido.

Debido a que no se asumen capas continuas de velocidad constante, la tomografía de refracción sísmica puede modelar anomalías de velocidad localizadas (Sheehan et al., 2005). Cuando se resuelve el problema directo se pueden utilizar diversos algoritmos como, por ejemplo, el del trayecto mínimo. Este método permite calcular la trayectoria más corta para la onda refractada. La combinación de trayectoria de rayos de la ruta mínima desde la fuente y el receptor hasta el reflector permite construir la trayectoria de la onda reflejada para cada borde. Una porción del límite con el mínimo tiempo de trayectoria desde la fuente y el receptor es seleccionada como el punto del reflector.

## Tomografía por promedio de velocidades

La tomografía es el estudio de un volumen a partir de las diversas secciones que lo componen. Puede decirse que esta disciplina se encuentra en constante evolución ya que, en sus orígenes, utilizaba la energía producida por terremotos a lo largo del planeta con el objetivo de inferir la estructura interna de éste. Posteriormente, el principio de este método se trasladó a técnicas utilizadas con propósitos no sólo de investigación si no de exploración y explotación también, por ejemplo, la tomografía sísmica entre pozos o crosswell, utilizado en la explotación de hidrocarburos.

Este método es empleado comúnmente para localizar reservas de petróleo entre dos pozos. Para ello se coloca una fuente sísmica en un pozo y un sistema de receptores sísmicos en otro cercano, como se muestra en la *Figura 2.3*. De esta manera, al producir ondas sísmicas se puede obtener una red de rayos sísmicos que son la respuesta de la reserva de petróleo a la energía sísmica y se puede reconstruir la geometría del cuerpo de interés mediante la aplicación de métodos de inversión (Lo and Inderwiesen, 1994). El método de tomografía sísmica por promedio de velocidades es la aplicación en superficie del método conocido como *crosswell*.

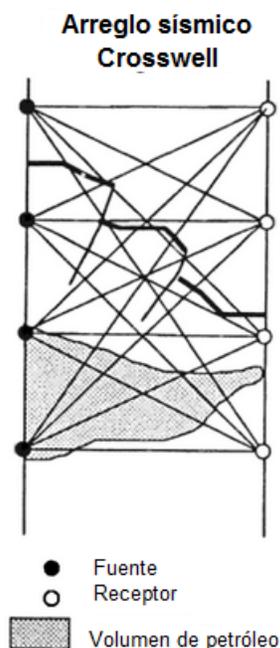


Figura 2.3: Disposición de fuentes y receptores en un arreglo crosswell (Tomado de Lo and Inderwiesen (1994)).

Adaptando este método a la superficie, el procedimiento para realizar la tomografía sísmica consiste en colocar un tendido de geófonos formando un arreglo tal

que rodeen total o parcialmente, en superficie, el volumen que se desea analizar. Posteriormente se generan ondas sísmicas, ya sea con explosivos o golpeando con un martillo sobre una placa en el lugar de la fuente, que atraviesen el volumen y lleguen a los sensores sísmicos dispuestos en la zona de estudio.

La parte fundamental del método consiste en medir el tiempo que tardan las ondas sísmicas producidas en atravesar el volumen que se está estudiando, es decir, desde el lugar de la fuente a cada uno de los detectores.

Conociendo estos tiempos de viaje se puede calcular la velocidad de las ondas sísmicas, lo que da una idea de los tipos de materiales presentes en el medio estudiado. Para esto se divide la zona de estudio por medio de una cuadrícula como la que se muestra en la *Figura 2.4* y se cuenta cuántas trayectorias de las ondas sísmicas, representadas por rayos, pasan por cada celda y se le asigna el promedio de las velocidades de estas ondas. Finalmente, se interpolan los valores de velocidad asignados a cada celda para obtener una representación de la variación de las velocidades de onda en una sección.

La rejilla se debe diseñar teniendo en cuenta que mientras más grande sea el tamaño de cada celda se reduce el número de cálculos a realizar, pero también se pierde detalle en el resultado final. Esto debido a que entre mayor número de rayos pasen por una celda, mayor resolución se tendrá en ésta, a este efecto se le conoce como *iluminación de celdas* (Ramos Román, G., 2015).

Por esta razón los resultados serán más fiables en las zonas céntricas del arreglo, que es donde se concentran más rayos sísmicos; al contrario de las orillas del arreglo, donde la iluminación de celdas es irregular, ya que la concentración de rayos es muy alta en las fuentes y en sus alrededores es muy baja. Ramos Román, G. (2015) sugiere que, en arreglos regulares, es decir, con espaciamiento constante entre geófonos, el tamaño de las celdas que conforman la malla debe ser la mitad de la distancia entre cada par de sensores.

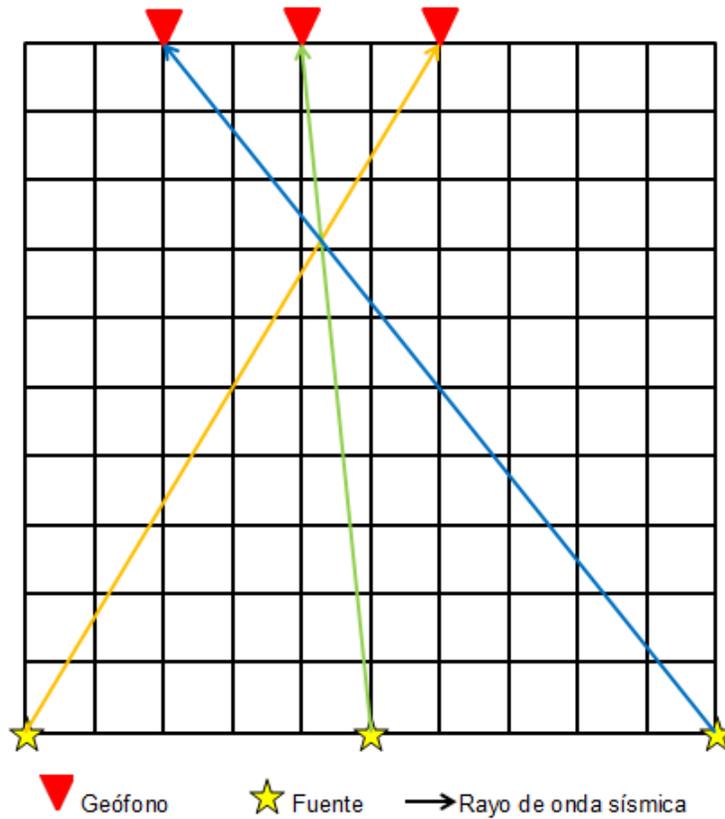


Figura 2.4: Diagrama visto en planta de la distribución en superficie de las fuentes y geófonos. Se muestra la división de la zona de estudio en una cuadrícula para el cálculo de las velocidades. La velocidad de cada rayo se puede calcular conociendo la distancia de la ubicación de la fuente sísmica a los geófonos. En este caso, a la celda por donde pasan los tres rayos se le asigna el valor promedio de las velocidades de éstos.

## Capítulo 3

# Sitios de estudio y adquisición de datos

He seleccionado tres sitios de estudio en los cuales los estudiantes de la carrera de Ingeniería Geofísica de las UNAM han realizado prácticas escolares. En cada uno de esos sitios se han llevado a cabo levantamientos con al menos tres métodos geofísicos diferentes (prospección sísmica, eléctrica y magnetométrica). Para el caso de la adquisición sísmica, se han utilizado sismógrafos de la marca Seistronix y geófonos verticales con una respuesta en frecuencia de 4.5 Hz. La fuente sísmica ha sido un marro de 14 lb que percute una placa de acero. En todos los casos, la velocidad muestreo ha sido de 8000 muestras por segundo. A continuación describo cada uno de esos sitios y la geometría de adquisición.

### Zona arqueológica “Plazuelas”, Guanajuato

Los datos utilizados para analizar esta zona se obtuvieron gracias a la práctica que se realizó durante el mes de febrero de 2015 en la zona arqueológica conocida como Plazuelas ubicada en el estado de Guanajuato, aproximadamente a 12km de la ciudad de Pénjamo (Ver figura 3.1).

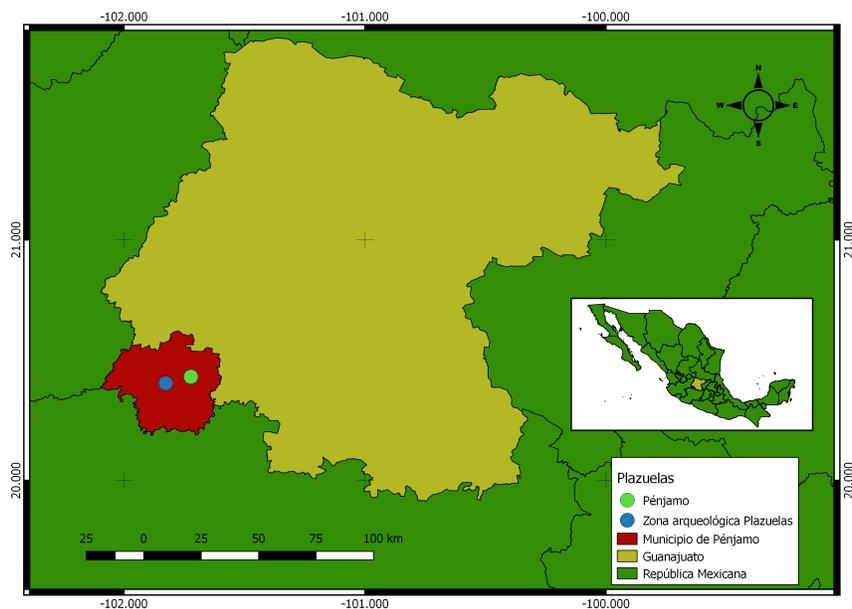


Figura 3.1: Ubicación de la zona arqueológica Plazuelas

La zona de estudio se encuentra dentro del municipio de Pénjamo y está constituida geológicamente por toba basáltica y arenisca (Pérez-Flores et al., 1999). El sitio está construido sobre tres laderas separadas por dos cañadas. En la ladera central se encuentran las edificaciones principales del recinto apreciables en la figura 3.2. Al sur, un juego de pelota orientado norte-sur que se comunica mediante una calzada con el edificio más grande de este sitio al que le llaman en el vecino poblado de Plazuelas las “Casas Tapadas”.

El sitio llamado Casas Tapadas consta de una gran plataforma rectangular sobre la cual se construyeron tres basamentos piramidales. Éstos se ubican perimetralmente al sur, al norte y al oriente; un basamento mayor en el centro y un pequeño recinto erigido entre los basamentos norte, sur y centro (Secretaría de Cultura/INAH, 2016).

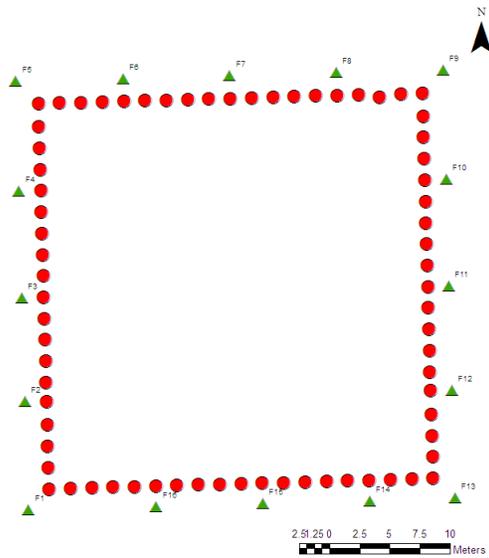
La zona muestra indicios de que durante su construcción se tomaron medidas para nivelar el declive natural del área, y así poder erigir dichas estructuras. Los estudios realizados en esta zona fueron hechos con el fin de encontrar indicios de esta

nivelación. Los resultados mostrados aquí corresponden al levantamiento realizado en la estructura piramidal mayor.



Figura 3.2: Ubicación del levantamiento dentro de la zona arqueológica.

Para realizar la tomografía se utilizaron 72 geófonos. Éstos se dispusieron alrededor de la estructura central de la zona arqueológica, conocida como “la Pirámide” con un espaciado de 1.77[m] entre ellos formando así un tendido cuadrado de 32[m] por lado como se puede ver en el diagrama mostrado en la figura 3.3a. Posteriormente se produjeron tres fuentes sísmicas por cada lado y en las esquinas del arreglo con una distancia fuente-receptor de 1[m].



(a)



(b)

Figura 3.3: (a) Croquis en el que se muestra el arreglo de los geófonos para realizar la tomografía y los puntos donde se generaron las fuentes. (b) Arreglo de geófonos alrededor de "la Pirámide".

## División de Ciencias Básicas de la Facultad de Ingeniería de la UNAM

Los datos de esta tomografía se recopilaron en noviembre de 2016 como parte del proceso de planeación para la construcción de nuevos edificios en la División de Ciencias Básicas de la Facultad de Ingeniería (DCBFI). Los levantamientos se realizaron en el terreno contiguo al edificio J, el cual colinda con el Circuito Exterior de Ciudad Universitaria. En dicho estudio también participaron alumnos de la Facultad con el fin de realizar sus prácticas profesionales.

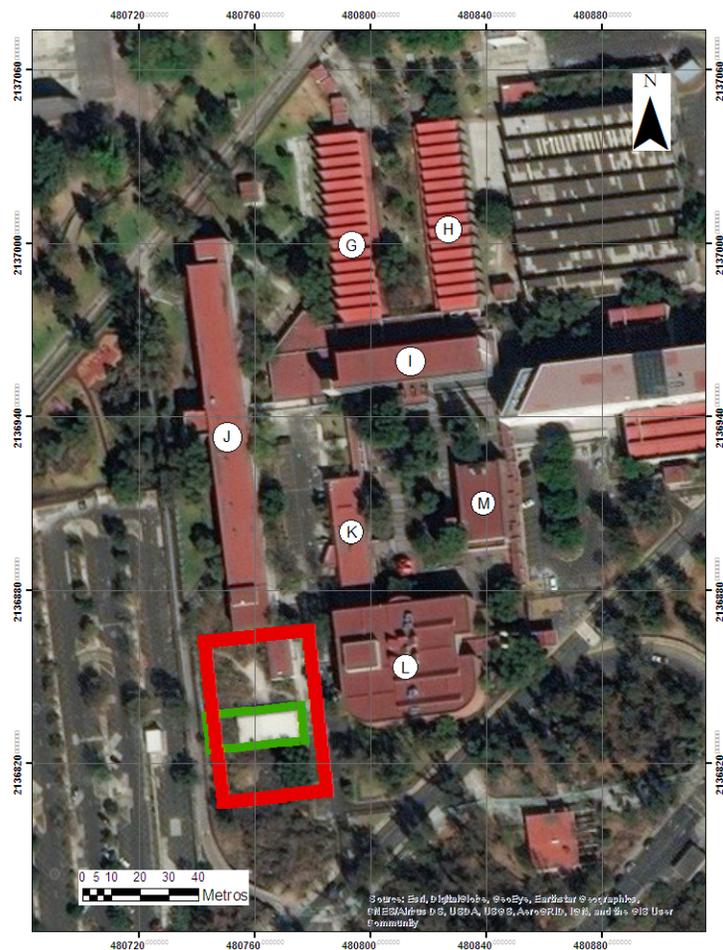


Figura 3.4: Ubicación de los levantamientos dentro de la DCBFI

La zona de estudio se encuentra dentro de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel. Geológicamente, la zona está compuesta por los derrames de lava dejados por las erupciones del volcán Xitle y conos aledaños pertenecientes a la sierra del Chichinautzin. Las lavas del Xitle presentan distintas morfologías, en partes proximales a la fuente la lava es fragmentada en la superficie, de tipo *aa*, y masivo y con vesículas irregulares en el interior. Mientras que en las partes más alejadas a la fuente, las lavas son de tipo *pahoehoe*. Este último tipo de morfología es típico de lavas con poca viscosidad, con composición basáltica o andesítica-basáltica, tal como es el caso de las lavas del Xitle (Palacio Prieto and Guilbaud, 2015).

En el área se realizaron dos tomografías sísmicas. En la primera el arreglo de geófonos rodeó la mayor parte del terreno de construcción, y la segunda sólo rodeó le bodega de suministros que se encontraba ya construida en la zona. En la figura 3.4 se aprecia la ubicación de ambos arreglos.

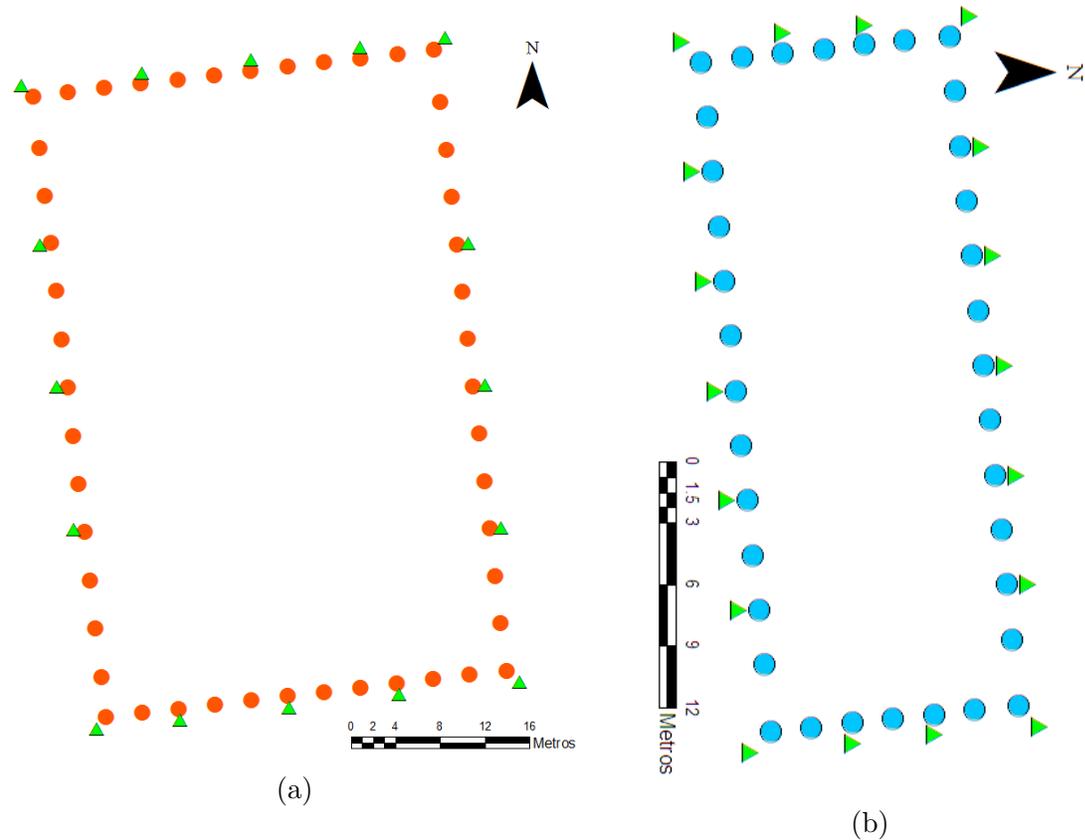


Figura 3.5: Diagramas de los levantamientos de tomografía sísmica realizados donde la localización de los geófonos está representada por círculos y la de las fuentes por triángulos. El a) corresponde a la tomografía que abarca todo el terreno y el b) al que rodea la bodega de suministros

Para el mayor de los arreglos se utilizaron un total de 48 geófonos. Los sensores estaban separados 3.3[m] entre sí en los lados más cortos, cubriendo una longitud

total de 36.3[m]; mientras que en los flancos más largos del cuadrilátero los sensores se colocaron cada 4.3[m] abarcando 55.9[m] en total (Figura 3.5a).

En el arreglo más pequeño se utilizaron 36 geófonos que tenían una separación de 2.7[m] en los lados largos que medían 32.4[m] y 2[m] en los lados cortos cuya longitud era de 12[m] (Figura 3.5b) .

## Zona arqueológica en Atltzayanca, Tlaxcala

Los datos utilizados para esta tomografía sísmica fueron recabados en el pueblo San José Xalasco en el municipio de Atltzayanca en el estado de Tlaxcala (Ver ubicación en la figura 3.6) en mayo de 2017 como parte de las prácticas de la materia de Prospección Sísmica. El municipio de Atltzayanca está geológicamente constituida de toba andesítica y andésita (Vergara-Martínez et al., 2002). Aunque el estudio se llevó a cabo en una zona de cultivo constituido por depósitos de suelo.

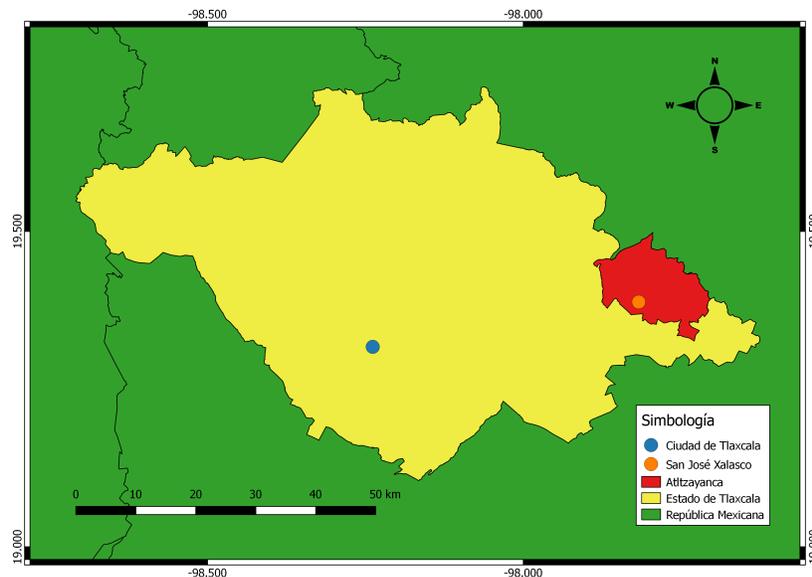


Figura 3.6: Ubicación del yacimiento arqueológico en Atltzayanca

En dicho municipio se encuentran diversas estructuras arquitectónicas que datan de la época prehispánica (INAFED, 2008). Por ello en esta práctica se trabajó en conjunto con arqueólogos del INAH para caracterizar lo que ellos creían que podía tratarse de una construcción prehispánica relevante la cual se puede apreciar en la figura 3.7.

Para este levantamiento se utilizaron 48 geófonos dispuestos con un espaciamiento de 5m entre sí formando un cuadrado de 60 m por lado como se muestra en la figura 3.8. Las fuentes se realizaron cada 15m con una distancia fuente-receptor de 1m.

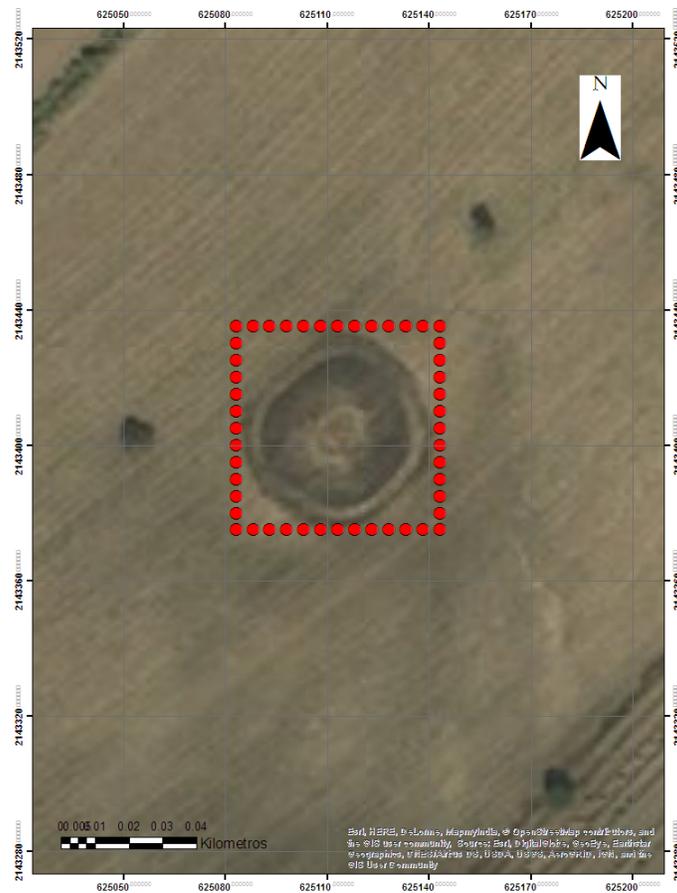


Figura 3.7: Ubicación del levantamiento de tomografía sísmica en Atltzayanca, Tlaxcala.  
Se observa la estructura de interés en este estudio

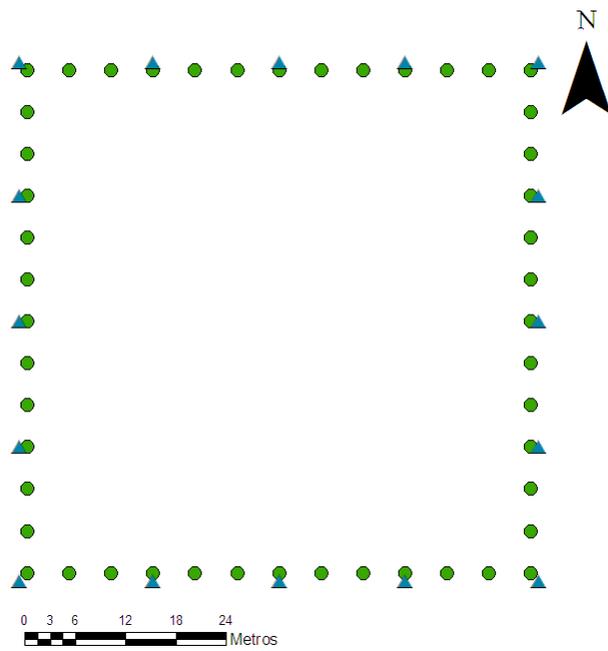


Figura 3.8: Diagrama de la ubicación de los receptores(círculos) y fuentes(triángulos) de la tomografía sísmica en Atltzayanca, Tlaxcala

# Capítulo 4

## Análisis de resultados

Para analizar el funcionamiento de la tomografía sísmica con fuentes y receptores en superficie se trabajó con los datos recabados por los alumnos de la Facultad de Ingeniería como parte de sus prácticas profesionales y de otros estudios como se describió en el capítulo anterior.

Para el procesamiento de la tomografía sísmica se analizaron las trazas de la señal grabada en busca de los primeros arribos de onda P. Una vez obtenida esta información se calculó el promedio de velocidades para finalmente obtener una representación gráfica de la distribución en planta de las velocidades de onda presentes en el terreno.

Además de la tomografía de promedio de velocidades se realizaron perfiles de refracción para cada lado del tendido para así compararlos con el tomograma obtenido anteriormente. Dichos perfiles de refracción se obtuvieron mediante la versión de prueba del software *ZondST2D*; el cual permite marcar los primeros arribos de las trazas sísmicas y realiza el modelado de capas utilizando el método del trayecto más corto para calcular las velocidades de onda P.

Adicionalmente, con el fin de identificar el tipo de rayos que se están utilizando en la tomografía, se realizó la gráfica tiempo-distancia de todos los primeros arribos detectados para cada levantamiento, tomando en cuenta la distancia de cada recep-

tor a la fuente para cada disparo. Con ello se pudo identificar la distancia de cruce y, a partir de ésta, ubicar la profundidad de la interfaz entre estratos y compararla con lo obtenido en las secciones.

A continuación se muestran los resultados obtenidos a partir de este procedimiento para cada zona de estudio.

## Zona arqueológica en “Plazuelas”, Guanajuato

Al graficar los tiempos de arribo con respecto a la distancia fuente-receptor, como se muestra en la figura 4.1, se observa el cambio de pendiente en las líneas de tendencia. Esto permite identificar la distancia de cruce aproximadamente a 6.84[m] y sustituyendo dicho valor en la ecuación 2.16 obtenemos que la interfaz entre los dos estratos se encuentra a una profundidad de aproximada de 2.63[m]. Además, de acuerdo a la pendiente de las líneas de tendencia del gráfico, podemos deducir que la velocidad del estrato más somero es de 0.56[km/s] y la capa que le subyace tiene una velocidad de onda de 2.19[km/s]. Por otro lado, con base en el gráfico tiempo-distancia de la imagen 4.1, se realizó un conteo de los arribos refractados considerando éstos como los puntos que aparecen después del cambio de pendiente en la línea de tendencia. Se aprecia que los rayos refractados constituyen el 90 % de la información detectada.

En los resultados obtenidos con la tomografía de promedio de velocidades, representada en la figura 4.3, se observa una velocidad máxima de 1.5[km/s], la cual es menor a la obtenida con la gráfica tiempo-distancia y a la obtenida en las secciones de refracción. Esta velocidad se localiza en la zona noreste del tendido mientras que en el resto del tomograma predominan velocidades menores que van de 1-1.4[km/s]. También se observan velocidades bajas de alrededor de 0.8[km/s] que se ubican en los contornos del tendido.

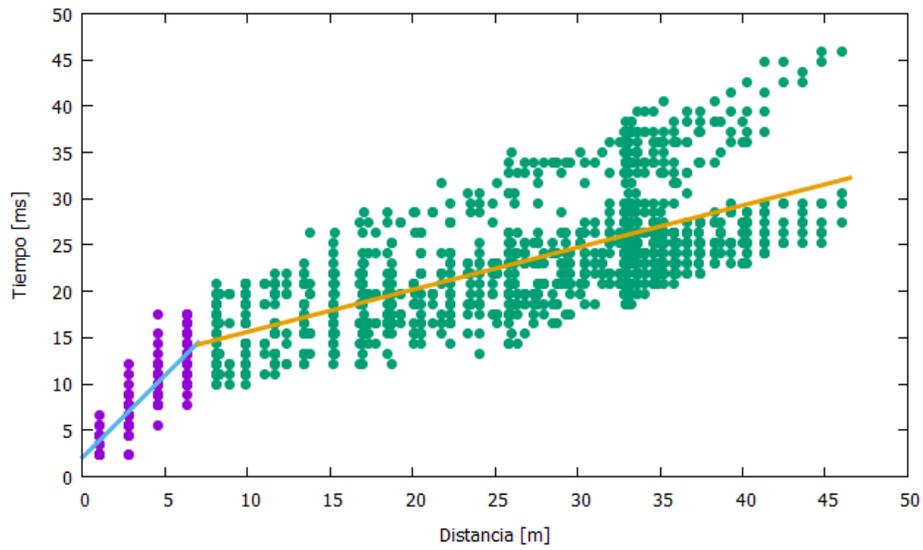


Figura 4.1: Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía realizada en “Plazuelas”. Se muestran en diferentes colores los arribos atribuidos a ondas directas (morado) y refractadas (verde).



Figura 4.2: Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia.

En las secciones de refracción sísmica obtenidas, presentadas en la imagen 4.2, se observa en general dos capas. La capa más somera tiene una velocidad de onda  $P$  de  $0.8[\text{km/s}]$ . La otra capa tiene una velocidad de  $1.4[\text{km/s}]$  coincidente con el valor más alto observado con la tomografía.

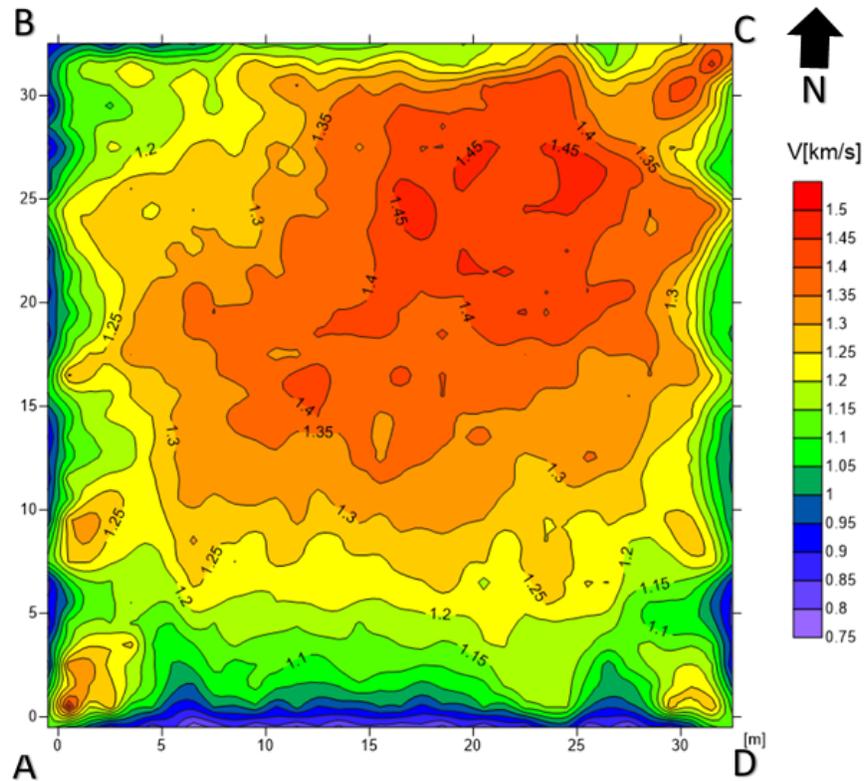
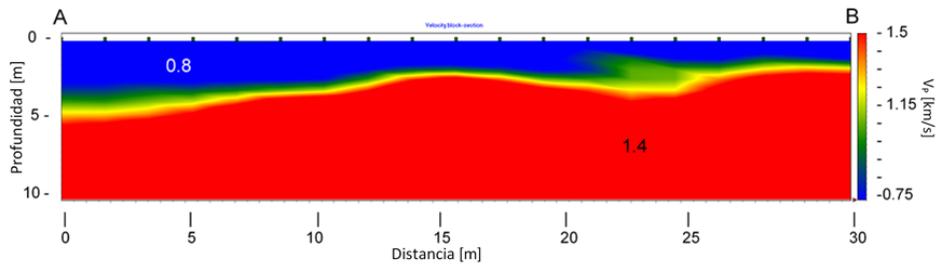
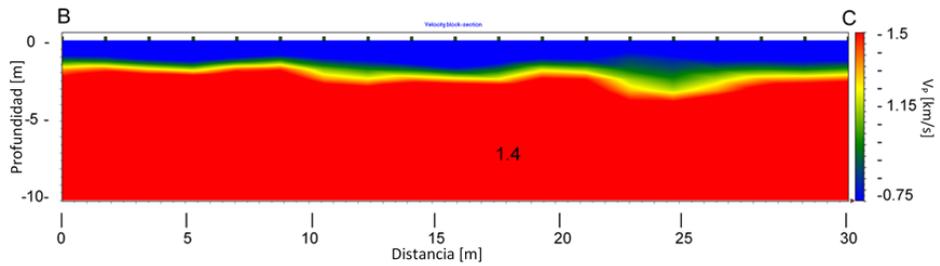


Figura 4.3: Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en La Pirámide.

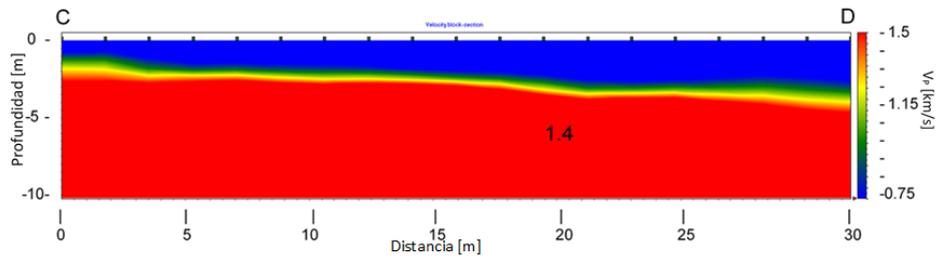
En la sección obtenida en el contorno oeste, mostrada en la figura 4.4a, se observa que el horizonte entre dichas capas está ligeramente inclinado. Hacia el extremo sur, el horizonte se encuentra a una profundidad de  $5[\text{m}]$  y hacia el norte su profundidad es de  $3[\text{m}]$ . Este último valor concuerda con la profundidad obtenida con la distancia de cruce de la gráfica 4.1. Las otras secciones son consistentes con estas profundidades.



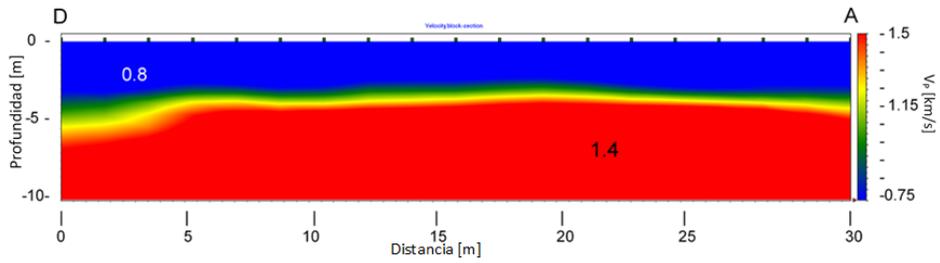
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.2: Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor de la pirámide. (a) Lado oeste. (b) Lado norte. (c) lado este. (d) Lado sur. Velocidades en km/s. Las letras mayúsculas en la parte superior de las secciones indican los vértices del tomograma con los cuales coinciden el inicio y final de cada sección

Con lo obtenido con las líneas de refracción sísmica se puede decir que la tomografía logra profundizar solamente 4[m]. Por esta razón, en la tomografía, la capa de mayor velocidad no es apreciable al suroeste del arreglo, donde, de acuerdo a los perfiles de refracción, el límite entre ambas capas se ubica más allá de esta profundidad.

En el arreglo de esta tomografía la distancia promedio entre fuente y receptor es de 24.7[m]. Debido a que el tomograma no muestra las características el subsuelo más allá de 4[m] debajo de la superficie, se puede afirmar que, en este caso, la profundidad de investigación es 1/6 de la apertura promedio del arreglo.

## **División de Ciencias Básicas de la Facultad de Ingeniería de la UNAM**

### **Arreglo mayor alrededor del terreno de construcción.**

En la gráfica 4.3, en la que se representan los tiempos de arribo respecto a la distancia a la fuente de las ondas registradas para la tomografía más grande realizada en la DCB, se ha trazado la línea de tendencia de los puntos graficados. Con esto se observa que el medio presenta una interfaz; siendo la velocidad del estrato más somero de 0.35[km/s] y del más profundo de 0.65[km/s]. De acuerdo a la distancia de cruce que se observa en este gráfico la profundidad de la interfaz entre ambos estratos es de 6.08[m]. Por otro lado, de acuerdo al histograma construido con base en la gráfica tiempo distancia de la figura 4.3, se puede aseverar que los refractados conforman el 70 % de los rayos detectados para construir el tomograma.

En el tomograma obtenido del levantamiento realizado en la DCB, mostrado en la figura 4.5, se observan velocidades cercanas a 0.6[km/s] en mayor parte del terreno a excepción de los bordes y de los extremos norte y oeste del terreno donde las velocidades están alrededor de 0.4[km/s]. Ambos valores de velocidad cercanos a lo reflejado en el gráfico tiempo-distancia.

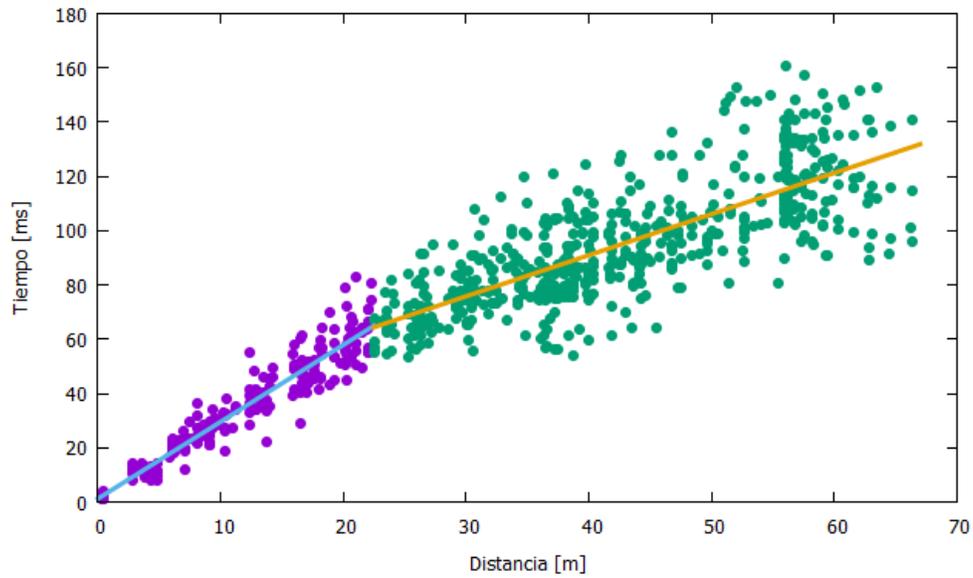


Figura 4.3: Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía de mayor tamaño realizada en la DCB. Se muestran en morado los arribos de ondas directas y en verde los de ondas refractadas.

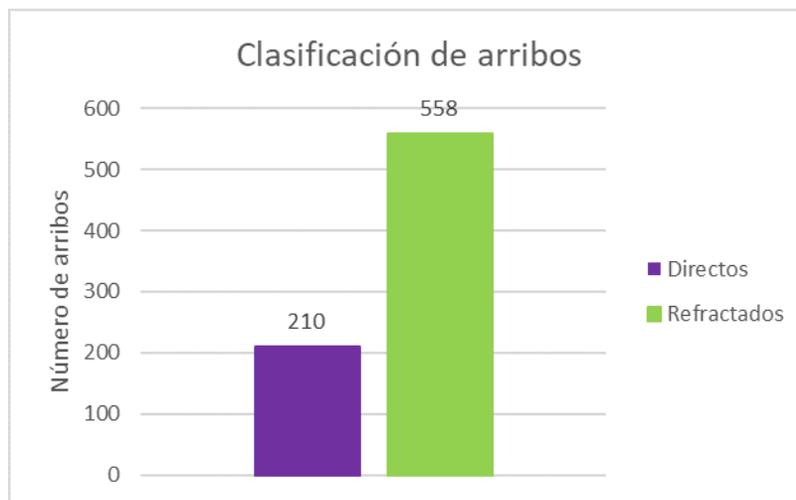


Figura 4.4: Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia

Por otro lado, en el tomograma se presentan algunos puntos en los las velocidades tienen un valor alrededor de  $0.7[\text{km/s}]$ . Estas zonas, donde se encuentran las mayores velocidades, coinciden con la ubicación del almacén de suministros o con los afloramientos de basalto. Las velocidades más altas obtenidas concuerdan con lo que se esperararía para este tipo de materiales de acuerdo con la tabla 2.1.

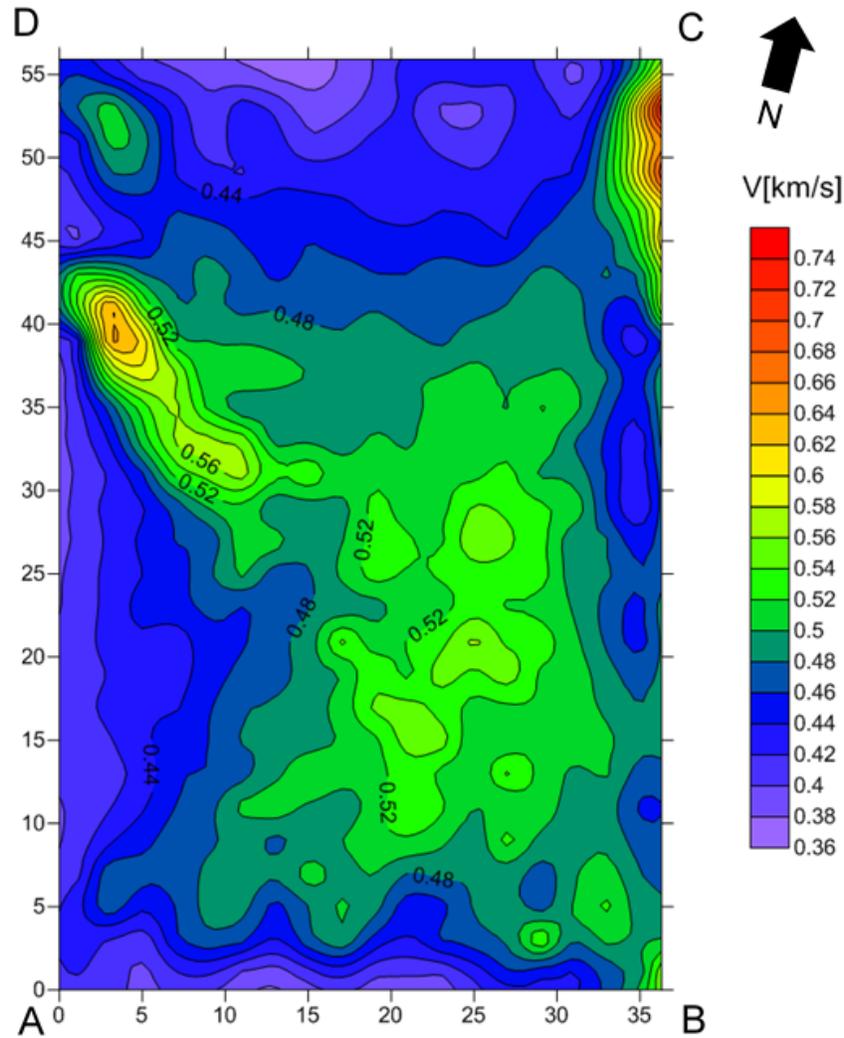


Figura 4.5: Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en la DCB de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

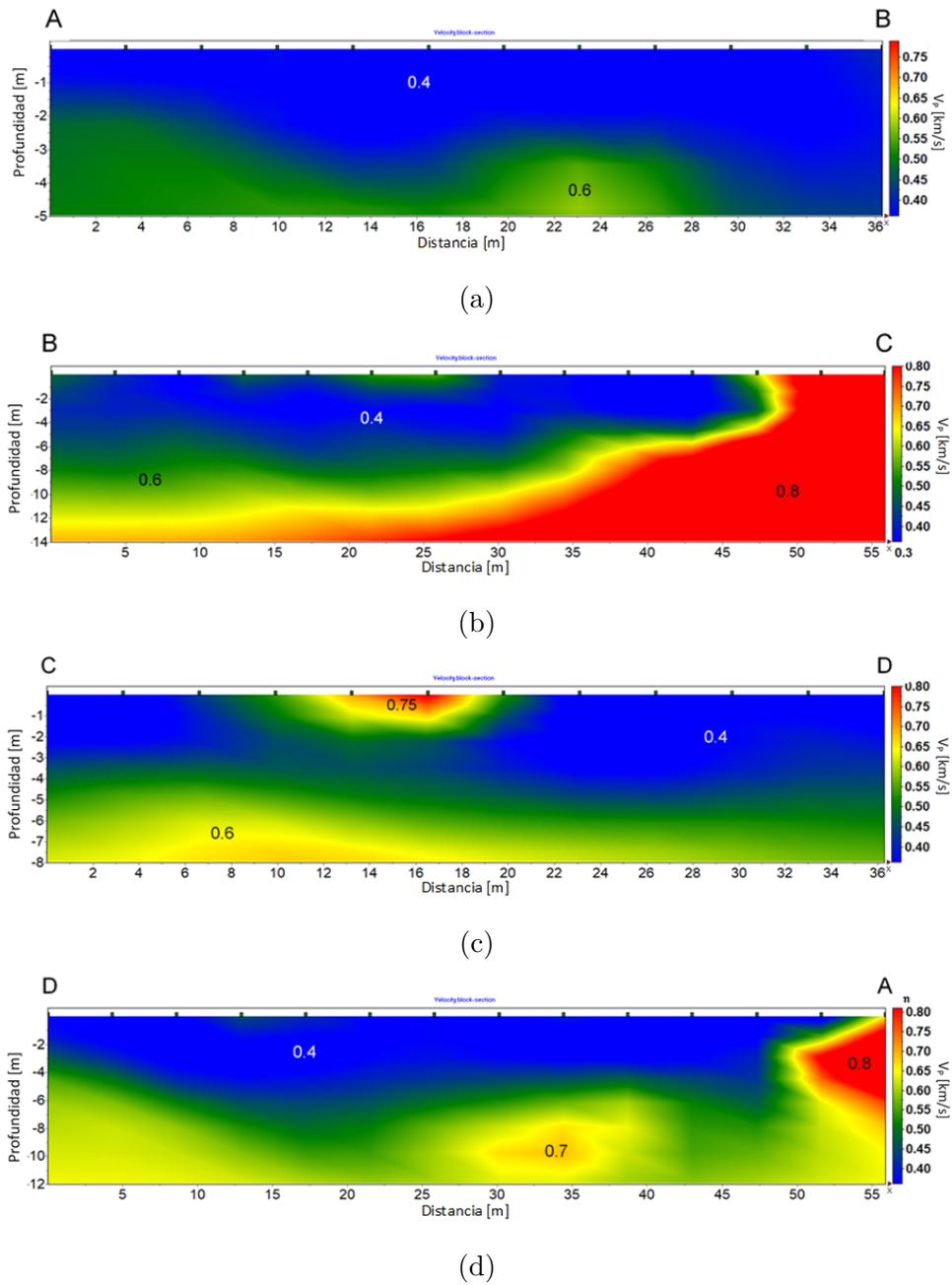


Figura 4.6: Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo de mayor tamaño en la DCB. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s. Las letras mayúsculas en la parte superior de las secciones indican los vértices del tomograma con los cuales coinciden el inicio y final de cada sección

En las secciones de refracción realizadas en esta zona se observan capas cuyas velocidades coinciden con las obtenidas con la tomografía, además de una capa con velocidades mayores a  $0.7[\text{km/s}]$ .

En la sección de refracción del flanco norte se aprecia un estrato de velocidad cercana a  $0.6[\text{km/s}]$  que no se ve en el tomograma y que comienza después de los  $4[\text{m}]$  de profundidad. Además, en la sección del flanco este del arreglo se observa la capa de mayor velocidad que no se aprecia en la tomografía.

A partir de esto, se puede inferir que la tomografía muestra, principalmente, los estratos que se encuentran a una profundidad de  $3\text{-}4[\text{m}]$ . Mientras que aquellas interfaces a mayores profundidades no se aprecian en los resultados de este estudio. Tomando en cuenta que en este arreglo la distancia promedio entre la fuente y receptor es de  $34.6[\text{m}]$ , se puede decir que la tomografía penetra a una profundidad de  $1/8$  de la apertura promedio del arreglo.

## **Arreglo alrededor del almacén de suministros.**

En el gráfico tiempo-distancia, representado en la figura 4.7, formado por los primeros arribos de las ondas  $P$  registradas en la tomografía del almacén de la DCB, se observa un cambio de pendiente en la tendencia de los puntos denotando una interfaz entre dos tipos de estratos. La pendiente de las ondas directas (línea celeste) indica que el primer estrato tiene una velocidad de onda  $P$  de  $0.36[\text{km/s}]$ . Mientras que la pendiente de las ondas refractadas (línea amarilla) indica que la velocidad en el segundo estrato es de  $0.76[\text{km/s}]$ . Por otro lado, tomando la distancia de cruce de este gráfico y las velocidades anteriormente mencionadas podemos inferir que la interfaz se encuentra a una profundidad de  $6.5[\text{m}]$ , valor similar al obtenido para la otra tomografía realizada en esta zona.

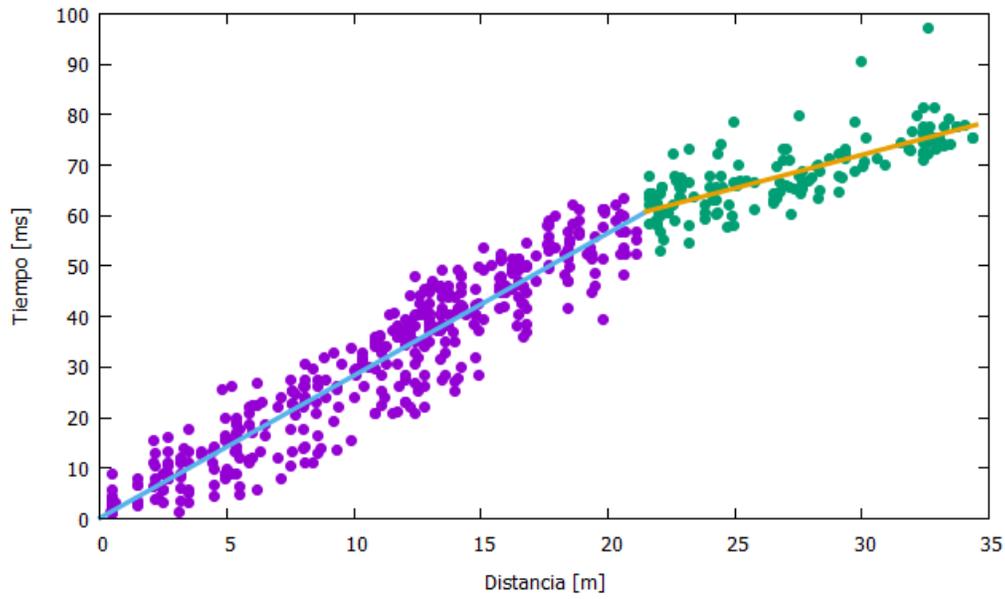


Figura 4.7: Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía más pequeña realizada en la DCB.



Figura 4.8: Histograma del conteo de los arribos detectados, realizado con base en el gráfico tiempo-distancia

Además, de acuerdo al histograma mostrado en la figura 4.8, alrededor del 70% de los primeros arribos detectados corresponden a rayos directos, lo que podría explicar porqué en el tomograma sólo se aprecian velocidades menores a la del estrato más profundo.

En la tomografía realizada alrededor del almacén de suministros de la DCB (figura 4.9) se observan velocidades bajas de 0.3-0.4 [km/s] en la mayor parte del tomograma. Por otro lado, en la mitad derecha del tomograma, correspondiente a la parte este de la zona de estudio, se observan zonas de velocidades mayores, de 0.5-0.8 [km/s].

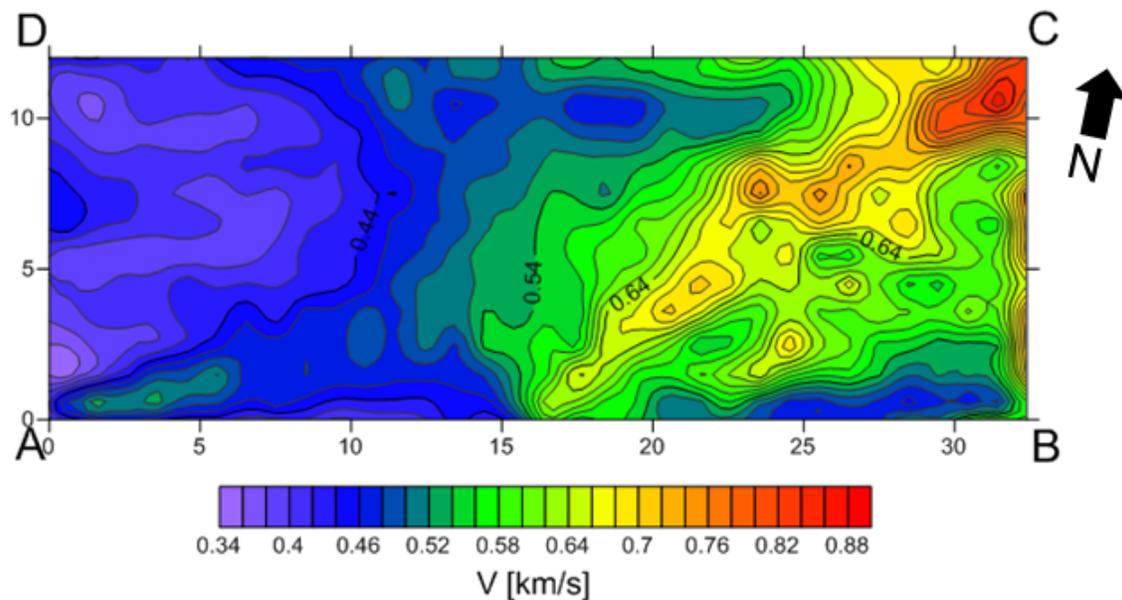


Figura 4.9: Tomograma resultado del cálculo de promedio de velocidades alrededor del almacén en la DCB (Las unidades de distancia se expresan en metros)

En los perfiles de refracción, representada en la figura 4.10, se observa que hay concordancia de las zonas donde se advierte la presencia de velocidades altas con respecto a lo mostrado por el tomograma. Por otro lado, en las secciones de refracción se puede distinguir el límite entre la capa de basalto y la capa más somera de suelo de otra composición.

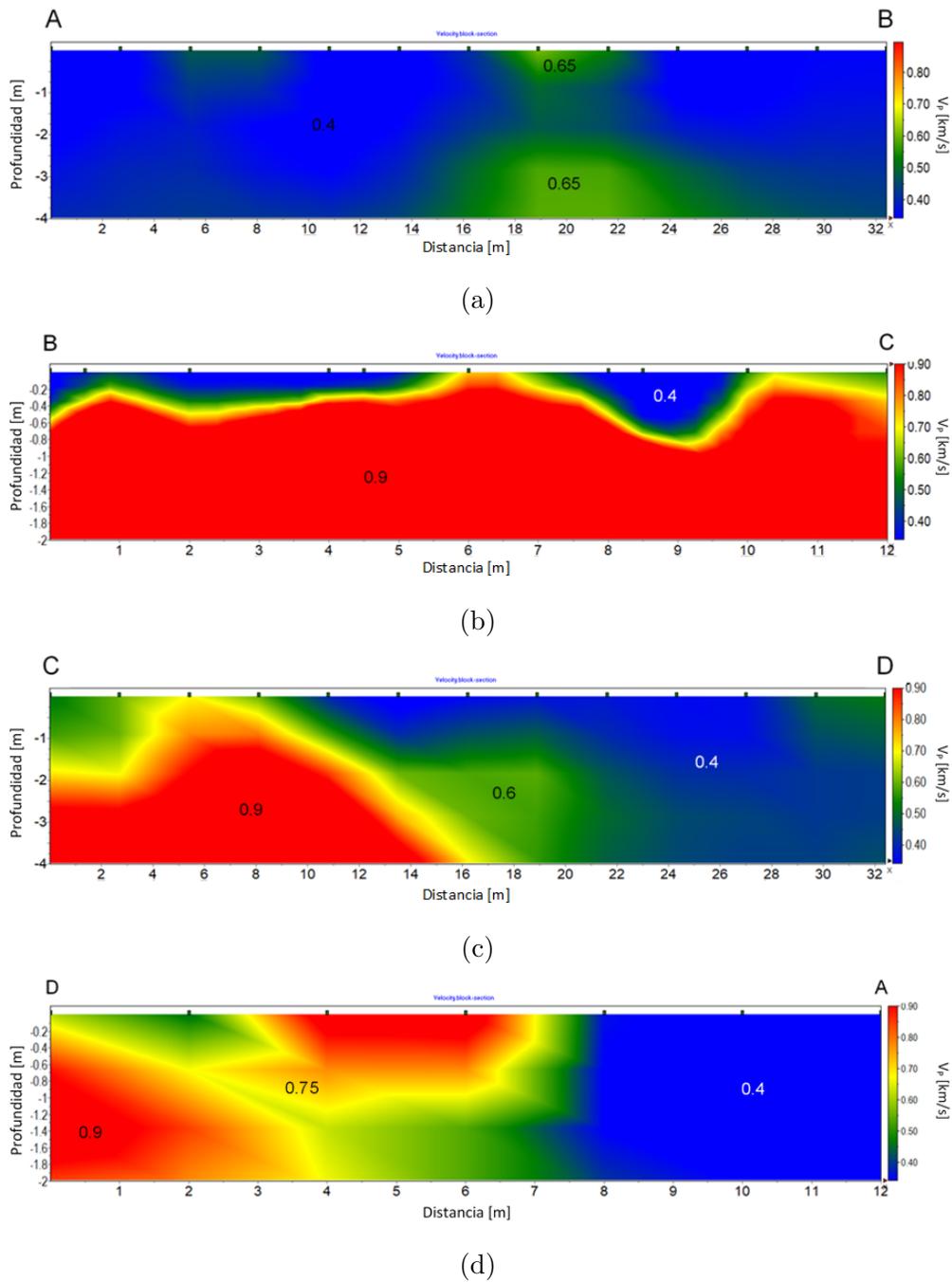


Figura 4.10: Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor del almacén de suministros de la DCB. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s.

En su mayoría, el tomograma no resuelve la velocidad de onda a más de 3[m] de profundidad y en algunos casos no profundiza más de medio metro. Esto se puede notar al comparar el tomograma con las secciones de refracción, ya que el primero no muestra zonas con velocidades altas que sí se aprecian en las secciones de refracción. Por ejemplo, en la sección del flanco este del arreglo (Figura 4.10b), el estrato de mayor velocidad de una velocidad de 0.9 [km/s] comienza a una profundidad de 0.5[m] aproximadamente, sin embargo, en el tomograma dicha velocidad no es evidente. Además, en la sección del lado oeste (Figura 4.10d) se puede notar un medio de alta velocidad de aproximadamente 0.9 [km/s], que no se ve en el tomograma, interrumpido por una franja de baja velocidad, que posiblemente se deba a una estructura de la instalación hidráulica, a una profundidad de alrededor de un metro. Probablemente esta sea el área que se manifiesta en el tomograma.

## Zona arqueológica en Atltzayanca, Tlaxcala

En la imagen 4.11 se muestran las curvas tiempo-distancia formadas por los primeros arribos de la tomografía realizada en la zona arqueológica de Tlaxcala. Las líneas de tendencia marcan un cambio de pendiente y la presencia de dos estratos, el más somero con velocidad de 0.4[km/s] y el más profundo de 0.5[km/s], valores que coinciden con los mostrados en la tomografía. De acuerdo con la distancia de cruce la interfaz entre estratos se encuentra una profundidad de 3.9[m], valor que coincide con lo que se ve en las secciones de refracción sísmica. Del histograma realizado para clasificar los arribos mostrado en la figura 4.12 se observa que el 86 % pertenecen a rayos refractados.

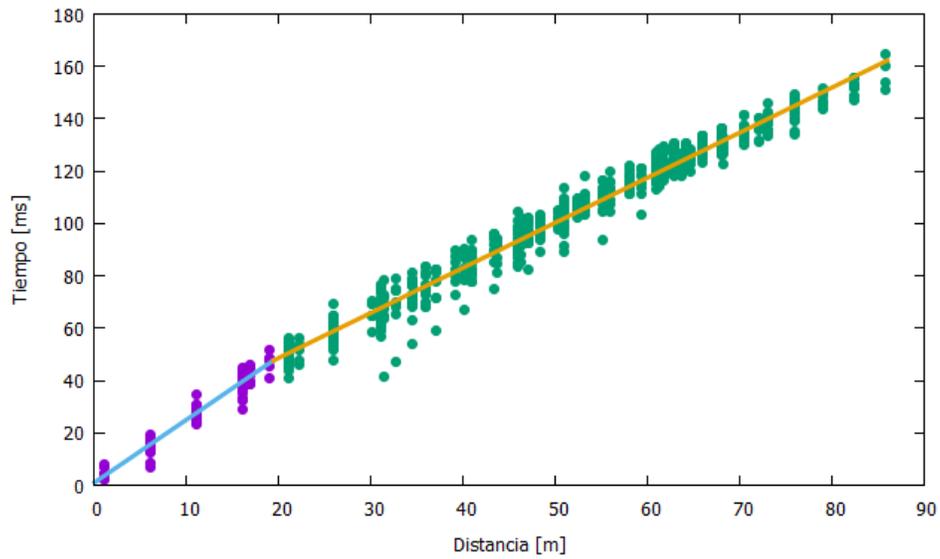


Figura 4.11: Gráfica tiempo-distancia de los primeros arribos de la tomografía realizada en Atlzayanca, Tlaxcala. Los puntos morados representan las ondas directas y los verdes las ondas refractadas

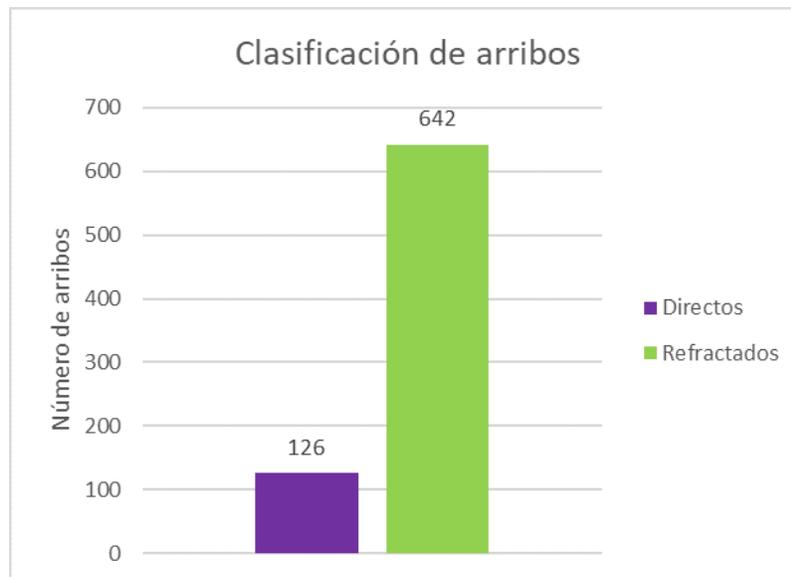


Figura 4.12: Histograma del conteo de los arribos detectados realizado con base en el gráfico tiempo-distancia.

En el tomograma obtenido del estudio realizado en el montículo presente en esta zona de Atltzayanca, mostrado en la figura 4.13, se observa que las velocidades mayores se concentran en el centro de la imagen. Esto podría indicar la presencia de una litología con mayor velocidad de onda  $P$  o la presencia de una estructura de origen antrópico. Aunque también podría deberse a la tendencia del estudio de mostrar mayores velocidades hacia el centro del arreglo debido a la mayor concentración de rayos en esta zona de la imagen, como lo explica Ramos Román, G. (2015). También se puede notar que la velocidad de onda disminuye hacia los bordes de la imagen observándose una velocidad de 0.5 [km/s] hacia el extremo norte mientras que hacia el extremo sur se observan velocidades más bajas de aproximadamente 0.4 [km/s].

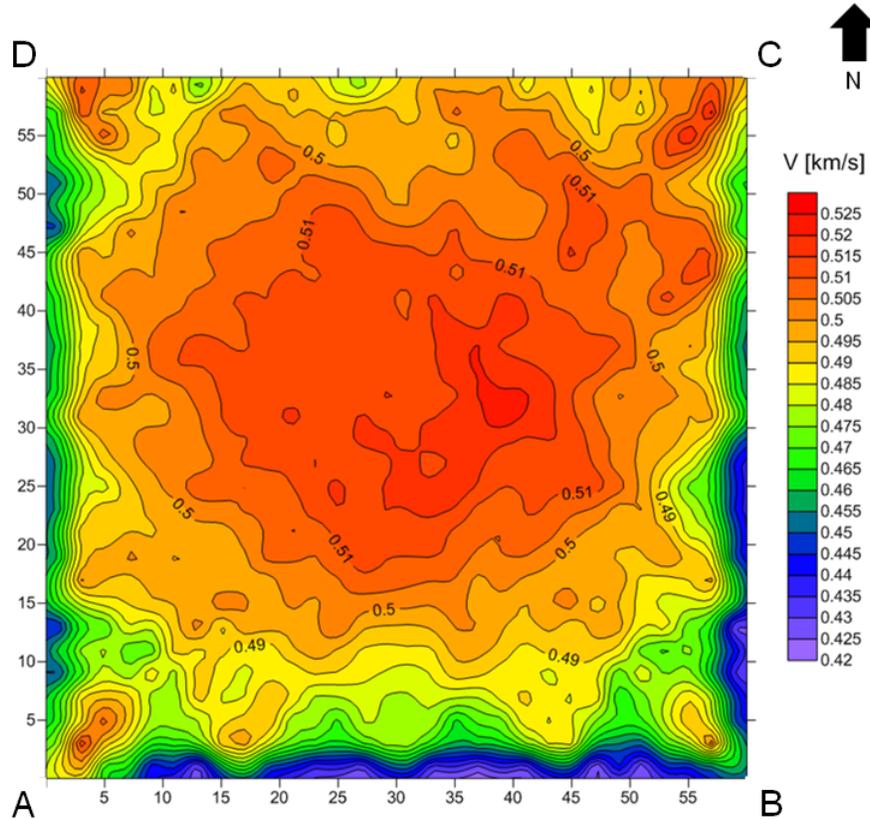


Figura 4.13: Tomograma obtenido del cálculo de promedio de velocidades en zona arqueológica de Atltzayanca, Tlaxcala (Las unidades de distancia se expresan en metros).

En las secciones obtenidas de las refracciones realizadas en los bordes de este levantamiento, representadas en la Figura 4.14, se observa, además de los sedimentos más someros un estrato de velocidad mayor a 0.5 [km/s]. En la sección realizada en el flanco norte (Figura 4.14c) dicho estrato comienza a partir de los 3 [m] de profundidad. Por otro lado, en la refracción del flanco oeste, representada en la figura 4.14d, el cambio de velocidad se observa hasta los 4[m] de profundidad aproximadamente. Por último, en las refracciones de los extremos sur y este (figuras 4.14a y 4.14b, respectivamente) se observa este estrato a profundidades similares a la reflejada en las otras secciones, sin embargo, en éstas el estrato presenta una inclinación.

Con base en el análisis en conjunto del tomograma y de las secciones de refracción puedo inferir que el estrato de mayor velocidad corresponde al basamento de la estructura antropogénica que forma el montículo objeto de estudio y que dicho basamento presenta un buzamiento hacia la esquina sureste. Además, puedo inferir que en este caso las velocidades reflejadas en el tomograma corresponden a una profundidad de 3[m] aproximadamente.

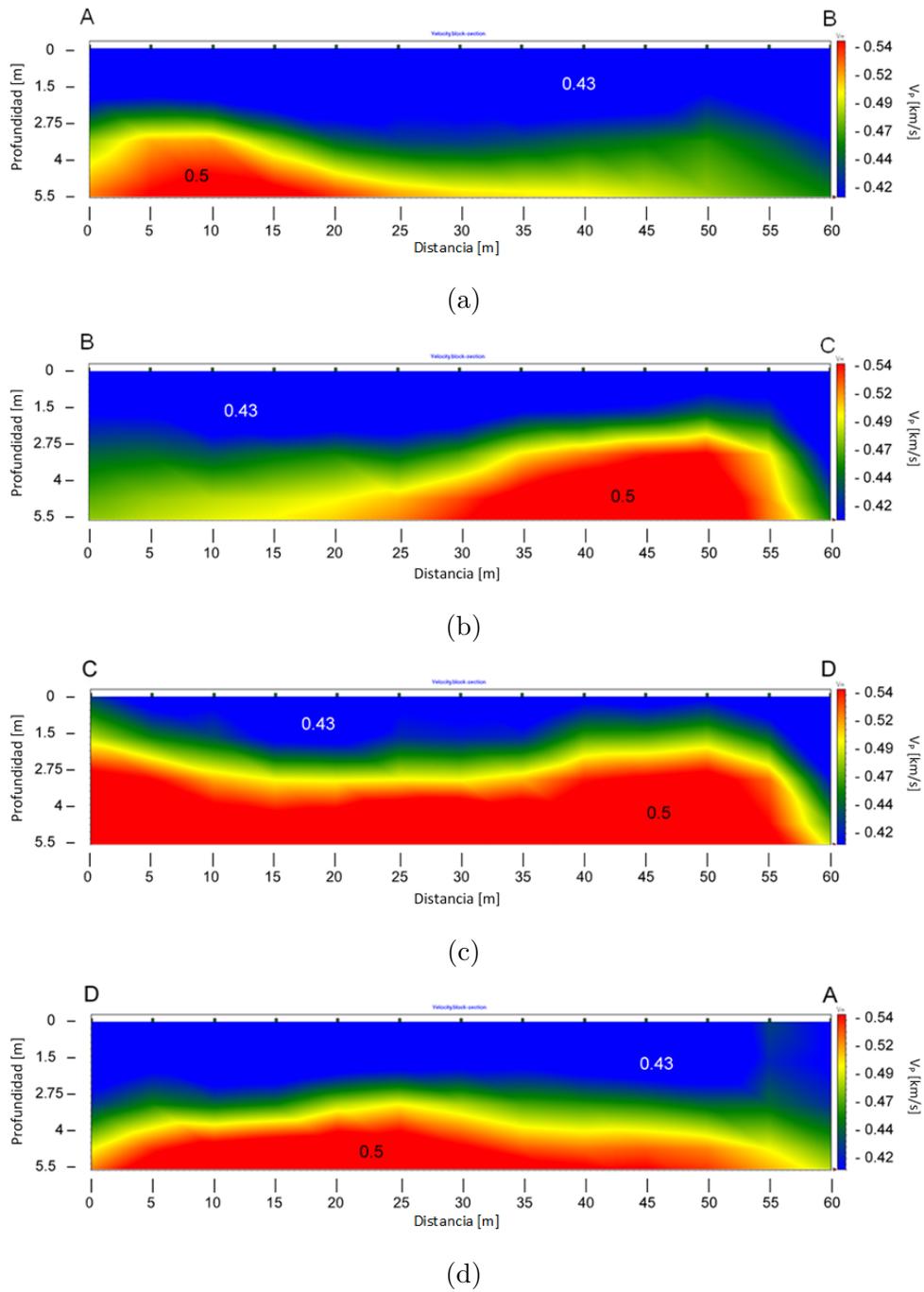


Figura 4.14: Líneas de refracción realizadas en los bordes del arreglo alrededor del montículo en Huamantla, Tlaxcala. (a) Lado sur. (b) Lado este. (c) lado norte. (d) Lado oeste. Velocidades en km/s.

# Capítulo 5

## Conclusiones

En este estudio he abordado el tema de tomografía sísmica, de onda P, cuando el método considera arreglos de fuentes y sensores en superficie. El objetivo fue investigar la profundidad de investigación que ofrece este método para explorar las variaciones laterales de velocidad del subsuelo. Las conclusiones que se derivan de este estudio son las siguientes:

- En las tres zonas de estudio consideradas, el método de refracción a lo largo de las líneas que conformaron un arreglo rectangular, mostró al menos dos horizontes a una profundidad promedio de 3 y 7 m, respectivamente.
- Los tomogramas obtenidos en cada estudio muestran que la distribución de velocidades de onda P promedio corresponde a las velocidades de la primera y segunda capa, velocidades que corresponden al primer y segundo estrato resuelto por el método de refracción. Sin embargo, el estudio no logra penetrar lo suficiente para resolver el límite inferior del segundo estrato.
- Los resultados obtenidos con las curvas tiempo-distancia y los histogramas derivados de ellas, indican que los arribos corresponden en su mayoría a los de los rayos refractados. En cuanto a la profundidad de resolución. La tomografía tiene alcance similar a la refracción simple, siendo el centro del arreglo en la tomografía donde se tiene la mejor resolución.

- En el caso de zonas donde los materiales del medio son muy atenuantes, competentes o el medio no está perfectamente estratificado, como es el caso de la DCB, resulta complicado identificar los primeros arribos, por lo que se recomienda utilizar una fuente más adecuada que el marro.
- El método es útil y puede proporcionar resultados confiables sobre la distribución de velocidades de onda P para la identificación de obstáculos superficiales, tales como tuberías, cavidades, cimentaciones, o bien evaluar hacia el interior de obras civiles, donde no pueden resolver otros métodos, como la refracción sísmica, por la presencia de estructuras que interfieran con tendidos lineales.

# Bibliografía

- Al-Sadi, H. N. (1980). *Seismic exploration: Technique and Processing*, volume 1. Springer.
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M., and Thomas, G. (1972). Well-to-well seismic measurements. *Geophysics*, 37(3):471–480.
- Burger, H. R., Sheehan, A. F., and Jones, C. H. (2006). *Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface*. WW Norton.
- Cantos Figuerola, J. (1974). *Tratado de geofísica aplicada*. Madrid, España: Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Minas.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., and Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry—turning noise into signal. *The Leading Edge*, 25(9):1082–1092.
- Dobrin, M. B., Strong, P. M., and Casas, J. M. F. (1975). *Introducción a la prospección geofísica*. Omega.
- INAFED (2008). Enciclopedia de los municipios y delegaciones de México. Estado de Tlaxcala. Atzayanca. <http://siglo.inafed.gob.mx/enciclopedia/EMM29tlaxcala/municipios/29004a.html>.
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I. (2013). *An introduction to geophysical exploration*. John Wiley & Sons.
- Lo, T.-w. and Inderwiesen, P. L. (1994). *Fundamentals of Seismic Tomography*. Society of Exploration Geophysicists.

- Palacio Prieto, J. L. and Guilbaud, M.-N. (2015). Patrimonio natural de la reserva ecológica del pedregal de san ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):227–244.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1996). Multi-channel analysis of surface waves using vibroseis (maswv). In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*, pages 68–71. Society of Exploration Geophysicists.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D., and Strollo, A. (2009). Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, 176(1):164–174.
- Pérez-Flores, E., Mauvois-Guitteaud, R., Menguelle-López, J., Moreno-Vázquez, J., Soto-Araiza, R., and López-Ojeda, J. (1999). Carta geológico-minera querétaro. *F14-10, Querétaro, escala, 1:250000*. Recuperado de [https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas\\_Online/geologia/77\\_F14-10\\_GM.pdf](https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/77_F14-10_GM.pdf).
- Ramos Román, G. (2015). *Tomografía sísmica por promedio de velocidades en 2D y 3D*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura. México.
- Ramsey, M. (1998). Schlumberger oilfield glossary. *Crosswell Seismic Tomography*. Recuperado de [https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/c/crosswell\\_seismic\\_tomography.aspx](https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/c/crosswell_seismic_tomography.aspx).
- Rector, J., Pfeiffe, J., Hodges, S., Kingman, J., and Sprott, E. (2015). Tomographic imaging of surface waves: A case study from the phoenix mine, battle mountain, nevada. *The Leading Edge*, 34(11):1360–1364.
- Secretaría de Cultura/INAH (2016). Plazuelas. [http://sic.cultura.gob.mx/ficha.php?table=zona\\_arqueologica&table\\_id=175&estado\\_id=11](http://sic.cultura.gob.mx/ficha.php?table=zona_arqueologica&table_id=175&estado_id=11).
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Watson, D. B., and Mandell, W. A. (2005). Application of seismic refraction tomography to karst cavities. *US Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Rapid City, South Dakota*, pages 29–38.

- Sheriff, R. E. (1989). *Geophysical methods*. Prentice Hall.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*, volume 1. Cambridge university press.
- Vergara-Martínez, A., Zárate-López, J., De la Calleja, A., and Jiménez-Hernández, A. (2002). Carta geológico-minera veracruz. *E14-3, Veracruz, escala*, 1:250000. Recuperado de [https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas\\_Online/geologia/97\\_E14-3\\_GM.pdf](https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/97_E14-3_GM.pdf).
- Wongpornchai, P., Phatchaiyo, R., and Srikoch, N. (2009). Seismic refraction tomography of mae-hia landfill sites, mueang district, Chiang Mai. *World Acad. Sci. Eng. Technol*, 56:678–681.