

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO MEDIANTE ESTUDIOS SÍSMICOS CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN EN LA CIUDAD DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Román B. William E.
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre 2011

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO MEDIANTE ESTUDIOS SÍSMICOS, CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN EN LA CIUDAD DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE.

Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz

Tutor Industrial: Ing. Cecilio Morales

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Román B. William E.
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre 2011

Caracas, 21-11-2011

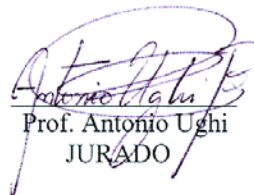
CONSTANCIA DE APROBACION


Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller **William E. Román B.**, titulado:

“CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO MEDIANTE ESTUDIOS SÍSMICOS, CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN EN LA CIUDAD DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE.”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.


Prof. Jesús González
JURADO


Prof. Antonio Ughi
JURADO


Dr. Michael Schmitz
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi madre, por haberme dado la vida,
siendo mi ejemplo a seguir en fortaleza, valor y constancia,
inculcándome los valores y el carácter para seguir
cosechando los éxitos que el futuro me depare.

AGRADECIMIENTOS

A mi grandiosa Universidad Central de Venezuela mi segunda casa, donde adquirí mis conocimientos y un sin número de vivencias que dejaran grandes recuerdos en mi vida, orgulloso en todo momento de haber sido parte de su historia con un fervor sentimiento Ucevista.

Al Dr. Michael Schmitz, por su excelente labor como tutor académico durante este trabajo, el compromiso, paciencia y preocupación mostrado en todo momento hacia este proyecto, lo que me permitió conocer su gran carisma y humildad como investigador y sobre todas las cosas una muy peculiar concepción de vida como ser humano.

Al Ing. Cecilio Morales por su entrega y esmero en el desarrollo de este trabajo en el cual figura como Tutor Industrial. Fuiste el contacto para que yo solicitara realizar una tesis en FUNVISIS, estuviste en todo momento dispuesto a ayudarme en mi investigación y escucharme en cada uno de los inconvenientes que se presentaron, lo cual valoraré el resto de mi vida.

A los profesores José Cavada, Jesús Gonzáles y Antonio Ughi por sus asesorías y consejos durante el desarrollo de mi TEG, especialmente en aquellos momentos en que los factores externos dificultaron el desarrollo del mismo.

A la Facultad de Ingeniería por recibirme en sus aulas, sus profesores, personal administrativo, obrero y vigilancia, por tantas vivencias durante estos años y quienes siempre estuvieron pendiente de mi persona durante el desenvolvimiento de mi investigación, especialmente a la Decana María Esculpi, por su apoyo, lo cual le estaré siempre muy agradecido.

A FUNVISIS por los datos, especialmente al Departamento de Geofísica al permitirme realizar mi TEG y el apoyo del personal que allí labora, como lo son Claudia, Eduin, Kenny, Carlos, Jelime y antiguo personal Cruces, Fermín y Christian; también al Departamento de Informática, los panas de Instrumentación, Ciencias de la Tierra, CEDI y personal obrero de la fundación.

A mi Sensei Tony Canóniga quien más de ser mi entrenador, es como un padre de quien aprendí tantas cosas desde la infancia, con su peculiar e inigualable carácter, que con una sonrisa corrigió mis errores durante las prácticas y con un Bo cuando me los tenía que repetir.

Al Ing. José Benvenga que desde la Dirección de Deportes de la UCV me enseñó el sentimiento Deportivo Ucevista y brindó su apoyo durante mis años como miembro de la Selección Universitaria en mi desenvolvimiento como atleta y estudiante. A mi Selección de Karate Do y los diferentes clubes de artes marciales con quienes entrene, celebre, llore, sude, sangré y hasta me fracturé representando el tricolor UCV, dejándolo siempre muy en alto en cada uno de los campeonatos locales y nacionales a los que asistimos.

A los hermanos que nunca tuve David, Ana y Colombo por estar siempre allí cuando los llamé y aparecer cuando más los necesité. A mi gran amigo Eduardo Méndez, que junto al Andy afronte tantas batallas por las reivindicaciones estudiantiles y compartimos la visión de una mejor facultad, lo cual plasmamos en la creación del grupo DSF “DarkSideForce” donde todas nuestras metas las logramos para la sorpresa y envidia de muchos otros equipos.

A mi gran amigo Martín Valverde (Q.E.P.D.) quien fuese el primer hijo DSF y llevara en sus hombros plasmar nuestras ideas a toda la UCV, dejando en claro los principios y lo que conllevaba ser un DSF a todos y cada una de las personas que él fue sumando y liderando. Mi admiración a tu persona y especial agradecimiento por lo que hiciste no solo en lo político, sino el llevarme a tu familia como un miembro de esta y el afecto que allí recibí a pesar de mi peculiar carácter, siempre están en mis pensamientos y con un espacio reservado en mi corazón.

A todos mis amigos dentro y fuera de la universidad Claudia, Guillermo, Laura, Kurdo, Caribay, , Eduardo, Francis, Charles, Angee, Cazon, Sandy, Gringo y los carloteños por haber compartido conmigo tantas experiencias y darme sus palabras de aliento en mis peores momentos.

A la familia Ayesta, quienes nunca imagine recibir tal cariño y apoyo durante mi TEG, al Clan GH por el desahogo de los domingos y a la Parroquia que junto a la Cancha fueron mis lugares de distracción y relax post clases y exámenes.

Les estaré por siempre agradecido.

Román B., William E.

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO MEDIANTE ESTUDIOS SÍSMICOS, CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN EN LA CIUDAD DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE.

Tutor académico: Dr. Michael Schmitz. Tutor Industrial: Ing. Ing. Cecilio Morales. Trabajo Especial de Grado. Caracas, U. C. V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2011, 80p.

Palabras claves: Refracción sísmica, Velocidad de ondas P, Velocidad de ondas S, Trazado de Rayos, Modelos bidimensionales, Cumana.

Resumen.

En el marco del Proyecto de Microzonificación Sísmica, FUNVISIS junto con otras instituciones nacionales e internacionales, viene promoviendo y desarrollando proyectos de microzonificación que permitan integrar la información geológica y geofísica de datos obtenidos a partir de mediciones de refracción sísmica, con el fin de generar modelos 2D del subsuelo y así determinar los espesores de los sedimentos que recubren el basamento rocoso de la ciudad de Cumaná, incorporando estos resultados en el Proyecto de Microzonificación Sísmica, para en un futuro integren la elaboración de un conjunto de ordenanzas municipales complementarias a la Norma COVENIN (2001) de Edificaciones Sismorresistentes, como base para la planificación urbana y la atención de emergencias.

Se realizaron 3 perfiles de sísmica de refracción, el primero ubicado en El Aeropuerto Internacional Antonio José de Sucre con 4 disparos. El casco central (Av. El Islote), donde se colocaron 3 puntos de disparos y el tercero en Los Bordones (extremo sur de Playa San Luis) con 3 disparos. La longitud de estos perfiles estuvo entre los 1300 m y 1600 m.

Una vez procesado los registros previamente adquiridos, se generaron los modelos bidimensionales para las ondas P y S, que permitieron la caracterización del subsuelo en cada uno de los diferentes perfiles del estudio, estimar las capas presentes.

Se logró identificar 3 capas en los modelos de ondas P y S. El perfil Aeropuerto su espesor de sedimentos varia a lo largo del tendido entre los 80 m y 160 m en los extremos y su centro respectivamente, generando un modelo tipo cuenca.

El perfil Bordonos presentó unos estratos semiplanos con un espesor de sedimentos de 150 m, lo que a su vez mantuvo una relación con un estudio gravimétrico realizado previamente en la zona.

En el perfil Centro el espesor total de sedimentos varía entre los 200 m y los 250 m a lo largo del mismo, con un buzamiento en sentido sureste y donde el ruido cultural por la cercanía de las arterias viales dificultó la selección de llegadas de las ondas S durante el estudio.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
Resumen.....	¡Error! Marcador no definido.ii
ÍNDICE GENERAL.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 PLANTEAMIENTO DE PROBLEMA	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.2.1. Objetivo General.....	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
1.3 JUSTIFICACIÓN.....	3
1.4 Localización del área de estudio	4
1.5 Trabajos Previos	5
CAPÍTULO II.....	8
MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 Geología regional	8
2.1.1 Tectónica	8
2.1.2 Ambientes sedimentarios.....	9
2.2 Geología del área de estudio.....	11
2.2.1 Formación Cumaná.....	11
2.2.2 Formación Caigüire	12
2.2.3 Grupo Guayuta	12
CAPÍTULO III	14
MARCO TEÓRICO	14
3.1 Ondas sísmicas	15
3.2 Principio del método de sísmica de refracción.....	17
3.3 Refracción de ondas sísmicas para estratos planos	18
3.4 Refracción de ondas sísmicas para estratos buzantes.	20
3.5 Equipos	22
3.5.1 Fuente de generación de ondas.....	22
3.5.2 Detectores	23
3.5.3 Cables de transmisión.....	23
3.5.4 Sismógrafo.....	24
3.5.5 Disparador o “Trigger”	24
CAPÍTULO IV	25
METODOLOGÍA.....	25
4.1 Metodología de la adquisición.....	25
4.2 Metodología del procesamiento.....	26

4.2.1 Manejo del programa REFLEXW	27
4.2.2 Manejo del programa RAYINVR.....	30
CAPÍTULO V.....	32
RESULTADOS Y ANÁLISIS	32
4.1 Perfil Aeropuerto	33
5.1.2 Análisis del modelo de ondas P y S.....	33
5.2 Perfil Bordones.....	36
4.2.1 Análisis del modelo de ondas P y S.....	36
4.3 Perfil Centro	39
5.3.1 Análisis del modelo de ondas P y S.....	39
5. 4 Integración de resultados	42
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	47
BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS	50
ANEXOS	55
Secciones sísmicas y modelos de velocidades	55
Perfil Aeropuerto	56
Perfil Bordones	60
Perfil Centro	63

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1a Ubicación de las áreas de estudio.....	4
Figura 1.1b Mapa Vial de la Ciudad de Cumaná y perfiles sísmicos en un sistema de coordenadas geográficas.....	4
Figura 1.2: Vista desde el nor-oeste de los perfiles cercanos al Hospital (Schmitz et. al., 2006)...	6
Figura 1.3 Mapa de microzonas sísmicas de la ciudad de Cumaná a partir de valores V_{s30} y espesores de sedimentos (Aray, J., et al., 2010).....	7
Figura 2.1 Mapa geomorfológico de Cumaná mostrando canales migrados del río Manzanares y las trazas de la falla de El Pilar en esta zona. Tomado de Beltrán y Rodríguez (1995).	10
Figura 2.2. Columna Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela (WEC, 1997).....	13
Figura 3.1. Representación gráfica del paso de una onda P (FUNVISIS, 2010).....	15
Figura 3.2. Representación gráfica del paso de una onda S (FUNVISIS, 2010).....	16
Figura 3.3. Representación gráfica del paso de una onda Rayleigh (FUNVISIS, 2010).	16
Figura 3.4. Representación gráfica del paso de una onda Love (FUNVISIS, 2010).....	17
Figura 3.5. Rayo reflejado y rayo refractado producidos por un rayo incidente.....	17
Figura 3.6 Rayos sísmicos generados por una fuente en la superficie.	18
Figura 3.7 Domocrónica de los diferentes tipos de onda.	19
Figura 3.8. Representación de los distintos rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en superficie con una capa buzante.....	20
Figura 3.9 Domocrónica de doble disparo y capas buzantes.....	21
Figura 4.1 a. Esquema del perfil Aeropuerto.....	25
Figura 4.1 b. Esquema del perfil Bordones.	25
Figura 4.1 c. Esquema del perfil Centro.....	26
Figura 4.2 Esquema para el cálculo de D (Meza, 2010).....	28
Figura 4.3 Ejemplo de cálculo de V en Sección del perfil Aeropuerto Maracay, disparo 1 (Meza, 2010).....	28
Figura 4.4 Sección sísmica construida a partir de los up-hole (Meza, 2010).....	29
Figura 4.5 Sección sísmica Bordones disparo 1	30
Figura 4.6 Modelo bidimensional de trazado de rayos, tiempos observados y ajuste para las ondas P del perfil Bordones.....	31
Figura 5.1. Mapa geológico modificado de Ascanio (1972) y ubicación de los perfiles	32
Figura 5.2 Ubicación del perfil Aeropuerto, modificado de Ascanio (1972).....	33
Figura 5.3. Sección sísmica y primeras llegadas ondas P (disparo 1).	34
Figura 5.4. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Aeropuerto.	34
Figura 5.5 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Aeropuerto.	35

Figura 5.6 Modelos 1D del perfil Aeropuerto.	35
Figura 5.7 Ubicación del perfil Bordones, modificado de Ascanio (1972).....	36
Figura 5.8 Sección sísmica Bordones y primeras llegadas de ondas P (disparo 1).....	37
Figura 5.9 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Bordones.	37
Figura 5.10 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Bordones.	38
Figura 5.11. Modelo 1D del perfil Bordones.....	38
Figura 5.12. Ubicación del perfil Centro, modificado de Ascanio (1972).	39
Figura 5.13. Sección sísmica Centro y primeras llegadas ondas P (disparo 1).	40
Figura 5.14. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Centro.....	40
Figura 5.15. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Centro.....	41
Figura 5.16. Modelo 1D del perfil Centro.	41
Figura 5.17. Espesor de sedimentos cuaternarios obtenidos a partir del modelado gravimétrico (Modificado de Cruces, 2008; Cruces et. al., 2008), utilizando la información sísmica del perfil Hospital, geología como control y actual pozo excavación	42
Figura 5.18. Mapa determinístico de amenaza de licuación de la ciudad de Cumaná para un escenario de sismo de magnitud 6,9 (Olivier, 2009).	44
Figura 5.19. Mapa de microzonas sísmicas de la ciudad de Cumaná a partir de valores.....	45
Vs30 y espesores de sedimentos. Señalando perfiles sísmicos y pozo de perforación. (Schmitz et al., 2011).....	45

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Combinaciones de zonas con Vs30 y espesores sedimentarios para delimitación de microzonas (Schmitz et al, 2011).	7
Tabla 2. Ubicación espacial de los pozos.	26
Tabla 3. Velocidades de ondas P y S obtenidas a partir de los perfiles en Cumaná. Estratos con velocidades de ondas de corte mayores a 600 m/s se interpretaron como sedimentos Pleistocenos (Schmitz et al., 2008).....	43
Tabla 4. Promedio de los perfiles de velocidad para Cumaná con tres estratos: sedimentos cuaternarios no consolidados en el tope, seguidos de sedimentos terciarios consolidados y calizas cretácicas.	44

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DE PROBLEMA

En Venezuela, durante los últimos años se han realizado una serie de estudios enfocados en el comportamiento del suelo ante eventos sísmicos (Schmitz et al., 2011). Estudios previos realizados en la ciudad de Caracas, arrojaron que las zonas con grandes daños causados a partir de un sismo, están asociadas a grandes espesores sedimentarios (Seed et al., 1970; Briceño et al., 1978).

En el caso particular de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, se concentra un alto porcentaje de la población de esta entidad, así como organismos de gobiernos, empresas públicas y privadas, junto a un sistema de fallas, que conforman la falla de El Pilar, la cual cruza la ciudad (Ascanio, 1972; Beltrán y Giraldo, 1989; Beltrán et al., 1996), y donde se tiene un amplio registro de sismos devastadores e inundaciones que han llevado a su reconstrucción en numerosas oportunidades (Grases, 1979; Audemard, 1999).

Es por ello que tomando en cuenta que la ciudad está ubicada en una zona de alta actividad sísmica (zona N° 7 de COVENIN (2001)), es necesario realizar estudios completos de vulnerabilidad sísmica y microzonificación del área, con el fin de determinar las zonas con mayor riesgo sísmico, teniendo en cuenta las condiciones geológicas y la sismología histórica, por encontrarse en la región de mayor actividad sísmica a escala nacional (FUNVISIS, 1997).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Estimar el espesor de la capa sedimentaria, mediante estudios de refracción sísmica, con fines de microzonificación en la ciudad de Cumaná, estado Sucre.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Generar modelos 2D del subsuelo basados en las velocidades de propagación de ondas P y S.
- Generar e interpretar perfiles de velocidades sísmicas (ondas P y S) del subsuelo de la ciudad de Cumaná.
- Integrar los datos en un sistema de información geográfico (SIG).
- Comparar los resultados con los rangos de espesores sedimentarios del mapa de microzonas sísmicas de la ciudad.

1.3 JUSTIFICACIÓN

La Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), junto con otras instituciones nacionales e internacionales, viene promoviendo y desarrollando proyectos de microzonificación sísmica en diferentes ciudades del país, las cuales están ubicadas en zonas con una moderada o alta amenaza sísmica.

Este estudio permitirá la integración de información geológica y geofísica de datos obtenidos a partir de mediciones de refracción sísmica, con el fin de generar modelos 2D del subsuelo, y así determinar los espesores de los sedimentos que recubren el basamento rocoso de la ciudad de Cumaná, incorporando estos resultados en el Proyecto de Microzonificación Sísmica, lo que servirá como insumo principal en un futuro para la elaboración de un conjunto de ordenanzas municipales complementarias a la Norma COVENIN (2001) de Edificaciones Sismorresistentes, como base para la planificación urbana y la atención de emergencias.

1.4 Localización del área de estudio

La ciudad de Cumaná se encuentra ubicada en la parte noreste de Venezuela en el estado Sucre (figuras 1.1a, 1.1b), fungiendo como la capital del mismo. El área de estudio comprende los sectores del Centro, los Bordonos y las inmediaciones del Aeropuerto Internacional Antonio José de Sucre.



Figura 1.1a Ubicación de las áreas de estudio.

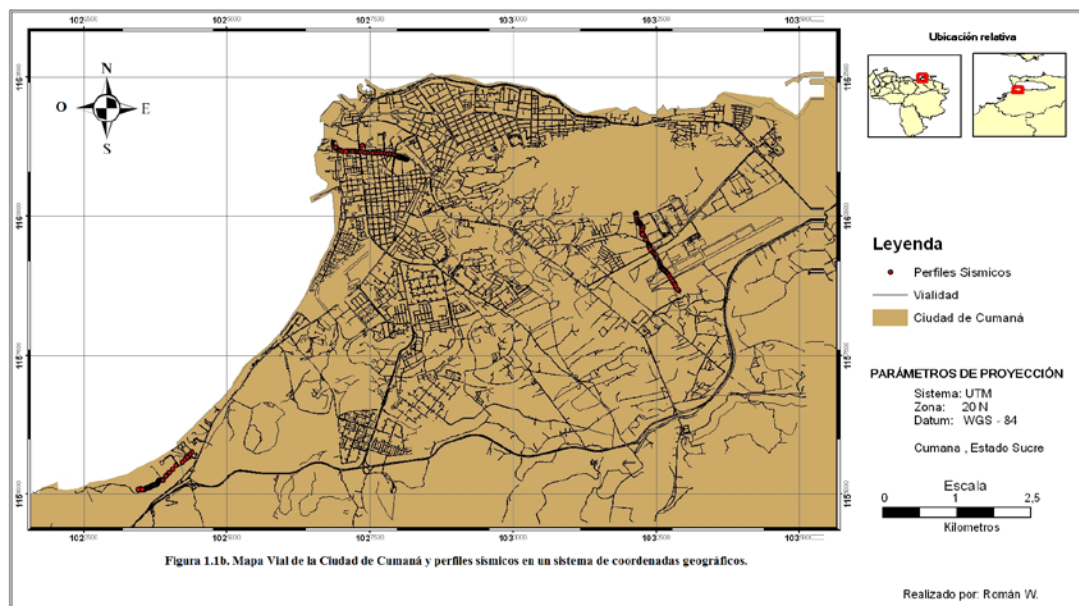


Figura 1.1b Mapa vial de la ciudad de Cumaná y perfiles sísmicos en un sistema de coordenadas geográficos.

1.5 Trabajos Previos

Previo al inicio del proyecto de Microzonificación Sísmica de Cumaná se han realizado diversas mediciones geofísicas y evaluaciones geológicas, las cuales se han ido integrando a los estudios realizados en el marco de dicho proyecto.

Se llevaron a cabo mediciones de microtemores en diversas locaciones antes y posterior al sismo de 1997 en la Ciudad de Cariaco, cubriendo por completo el área principal de la ciudad, y para discutir la relación entre los daños y la respuesta de los sitios con la geología de superficie (Abeki et al., 1998).

Bonive (2005) realizó mediciones de ruido sísmico ambiental con un total de 69 estaciones, abarcando la parte central de la ciudad y sus alrededores. Dentro de sus conclusiones se encuentra que los períodos fundamentales registrados en la ciudad parecen indicar que la zona no es de sedimentos profundos, aunque la magnificación obtenida permite ubicar sitios de alto espesor de sedimento y poca cohesión del mismo.

También se llevó a cabo las mediciones sísmicas de refracción en torno al Hospital Dr. Antonio Patricio de Alcalá de Cumaná, estado Sucre, con la adquisición de un total de 5 líneas sísmicas con el objetivo de determinar las velocidades sísmicas en los alrededores del hospital y tener indicios para la ubicación de la traza activa de la falla de El Pilar. Se interpretó el nivel freático entre 3 a 6 m, por lo que no se puede observar diferencias en las velocidades de las ondas P dentro de los sedimentos saturados (Schmitz et al., 2006).

Los modelos de las ondas de corte están representados por tres capas. La capa más superficial tiene una velocidad sísmica entre 150 y 240 m/s, interpretado como sedimentos cuaternarios de la llanura aluvial costera. En la parte sur las velocidades aumentan hasta 360 m/s, lo que podría interpretarse como intercalaciones de arcillas, arenas y gravas próximos al cono de deyección de los cerros de Caigüire. La profundidad de esta primera capa varía entre 10 y 20 m. La segunda capa está representada por velocidades entre 360 y 500 m/s hasta una profundidad de 25-65 m, interpretadas como sedimentos de la llanura aluvial o del cordón litoral. Las profundidades

obtenidas en los dos perfiles cortos no son muy confiables, ya que hay pocas llegadas a la última capa, con velocidades de la onda de corte entre 480 y 600 m/s. Esta última capa es interpretada como sedimentos plio-pleistocenos de las formaciones Caigüire y Cumaná, principalmente compuestos por arenas y arcillas intercaladas con gravas y conglomerados (Schmitz et al., 2006).

No se observan cambios laterales muy bruscos en los modelos sísmicos. Sin embargo, en el modelo de las ondas de corte al suroeste del hospital se presenta un levantamiento de las capas más profundas hacia la superficie en el sur del perfil. Se observa este cambio entre los 380 y 480 m del perfil, lo que podría asociarse a una estructura de "pop up" de los Cerros de Caigüire, en concordancia con una estructura en flor positiva, lo que eleva material con velocidades sísmicas más altas hacia la superficie. Esta estructura podría indicar la presencia de la traza activa de la falla de El Pilar en este sector (Schmitz et al., 2006).

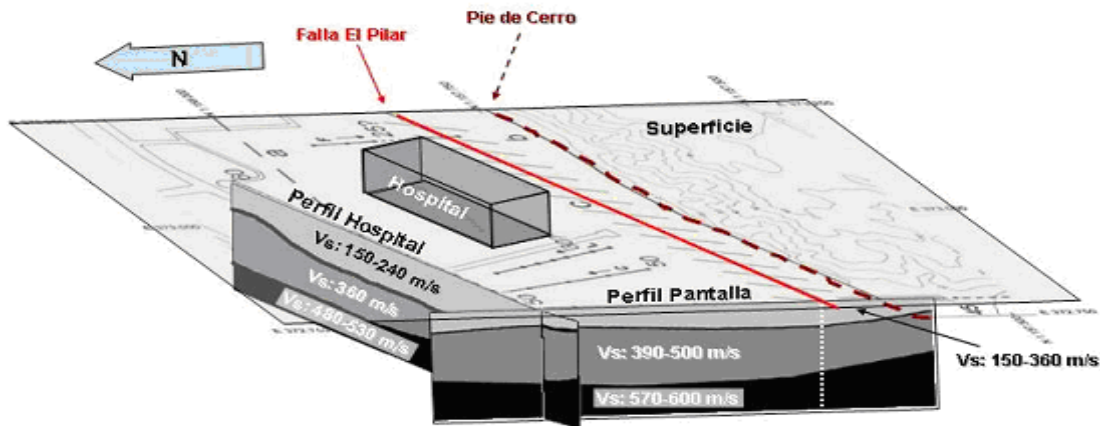


Figura 1.2: Vista desde el nor-oeste de los perfiles cercanos al Hospital (Schmitz et. al., 2006).

Adicionalmente, Cruces et al., (2008) realizaron un estudio gravimétrico con la finalidad de estimar los espesores de sedimentos, adquiriendo alrededor de 500 estaciones gravimétricas y topográficas distribuidas de manera uniforme por la ciudad de Cumaná, señalando que los mayores espesores de sedimentos cuaternarios se ubican en el flanco sur del cerro Caigüire y en la actual desembocadura del río Manzanares con valores máximos de 260 y 280m, respectivamente.

Olivier (2009) lleva a cabo otra campaña de adquisición de 4 perfiles sísmicos con fines de obtener el promedio de velocidades de ondas de corte en los primeros 30 m de profundidad

(Vs30) y realizar una evaluación del potencial de licuación del área, que luego lo reflejaría en una serie de mapas de amenazas de licuación para la ciudad de Cumaná.

Para la elaboración del mapa preliminar de microzonas sísmicas de la ciudad de Cumaná, se recopiló información geofísica base como: períodos predominantes del suelo (Método H/V), velocidades Vs30, entre otros (Aray, et al., 2010).

De lo anterior se generó un mapa (figura 1.3) en base a unos valores de espesores preliminares de sedimentos de las microzonas en Cumaná (tabla 1), los cuales son análogos al estudio de microzonificación sísmica de Caracas (Schmitz et al., 2011).

Tabla 1. Combinaciones de zonas con Vs30 y espesores sedimentarios para delimitación de microzonas (Schmitz et al., 2011).

		Profundidad (m)			
		0 - 60	60 - 120	120 - 220	> 220
Vs30 (m/s)	> 185	1 - 1	1 - 2	1 - 3	1 - 4
	185 - 325	2 - 1	2 - 2	2 - 3	2 - 4
	> 325	3 - 1	3 - 2	3 - 3	3 - 4

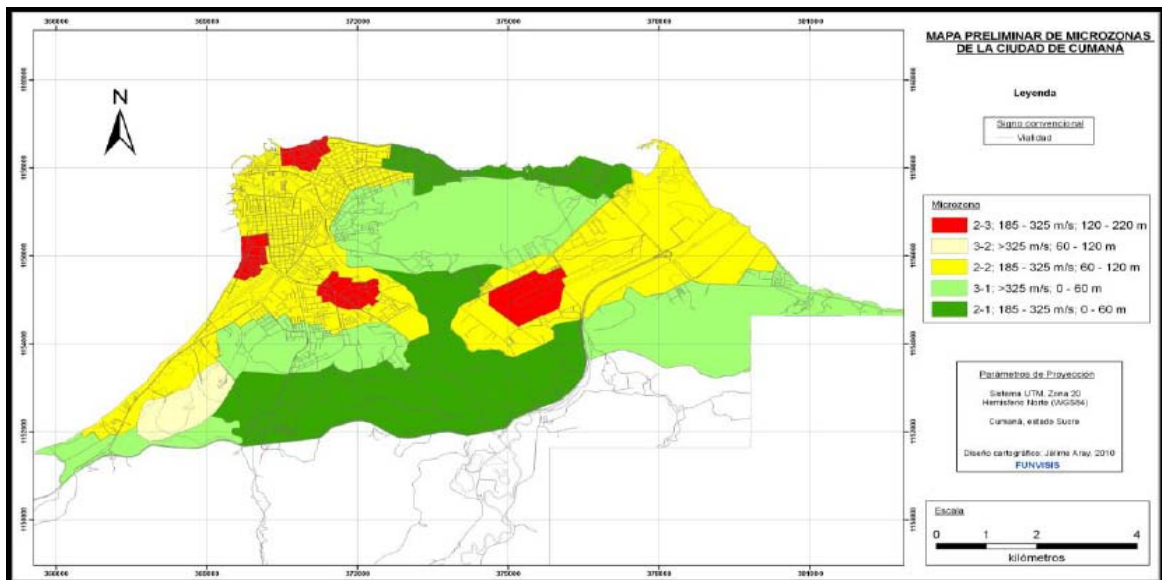


Figura 1.3 Mapa de microzonas sísmicas de la ciudad de Cumaná a partir de valores Vs30 y espesores de sedimentos(Aray, et al., 2010)

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología regional

El área montañosa de la región incluye la franja formada por las penínsulas de Paria y Araya, y el macizo del Turimiquire, que es una formación cretácea del Mesozoico. El piedemonte sur del macizo muestra una formación Terciaria del Eoceno y Oligoceno, más antigua que la formación Plioceno y Mioceno definida en una estrecha franja al sur de la formación montañosa de Paria y Araya, mientras que el sector suroriental del estado corresponde a formaciones cuaternarias más recientes.

2.1.1 Tectónica

El margen sur del mar Caribe, es un límite transformante entre las placas Caribe y Suramérica, que conecta las zonas de subducción de las Antillas Menores y la parte este de la placa Suramérica (Molnar y Sykes, 1969), que se manifiesta por una amplia zona de fallas transcurrentes en el norte de Venezuela (Bucher, 1952; Rod, 1956; Schubert, 1981).

Estas zonas de fallas, están superpuestas sobre varias provincias tectónicas pre-cuaternarias (especialmente en el Terciario temprano), de los cuales la más importante es la napa de la provincia del Caribe (Montañas caribeñas) y el bloque de falla de la provincia de los Andes. El hecho que la zona de fallas transcurrentes, en la parte de la zona sur del límite de la placa del Caribe, sea transversal y esté ubicada en estas provincias tectónicas contrastantes, es una importante evidencia del reciente fallamiento y la ubica con un límite superior en su inicio (Terciario tardío-Cuaternario) (Schubert, 1984).

Asimismo, Beltrán y Giraldo (1989) afirman que la distribución del campo de esfuerzos durante el Cuaternario en la zona noreste de país es bastante homogénea; sin embargo el esfuerzo principal sufre una importante desviación en su dirección, a nivel de la zona principal del límite de placas; en efecto su dirección es aproximadamente norte-sur en esta zona, y al alejarse de ella, toma una dirección aproximada NO-SE. Debido a complicaciones en el trazado de la falla de El

Pilar, la distribución de los esfuerzos presenta anomalías, por la presencia de zonas de transgresión (Cerros de Caigüire y la región de Casanay-El Pilar) relacionadas con saltos “en échenlo” de la traza principal de la falla de El Pilar; ésta, junto con las fallas de Los Bajos, El Soldado y San Sebastián constituyen el sistema de fallas más activo de la zona.

La parte oriental de la Serranía del Interior, a la cual pertenece el estado Sucre, está separada de la cordillera de Araya-Paria por una depresión axial representada por el Golfo de Cariaco, la cual está a su vez relacionada al sistema de fallas de El Pilar. Dentro de la cronología neotectónica se describen terrazas compuestas por arenas y gravas, con espesores de sedimento de hasta 160 m (Grases et al., 2004).

Por su ubicación en un área de interacción de tres placas tectónicas, la región nor-oriental ha sido la de mayor actividad sísmica en el país en tiempos históricos, incluido el periodo más reciente con información sustentada por registros instrumentales. En los modelos sismotectónicos empleados en la región, considerada un área de 250 km de radio centrada en Cumaná se identifican unas 22 fuentes sismogénicas superficiales y unas 7 áreas fuentes con profundidades de hasta 100 km; entre ellas resulta de particular relevancia el sistema de fallas activas de El Pilar, el cual atraviesa parte de la ciudad en sentido este-oeste (Grases et al., 2004).

En esta zona se puede apreciar un largo segmento de 80 km, localizado tanto en costa como fuera de ésta (Golfo de Cariaco), entre Cumaná y Casanay. Una traza dextral “en échelon”, produce una zona transpresiva, donde los Cerros de Caigüire han estado levantándose desde el Pleistoceno. Ambos flancos de estas montañas presentan evidencias de un desplazamiento lateral hacia la derecha, con un importante componente inverso (pliegues cónicos, tipo “knee” y fallas inversas de alto ángulo) (Beltrán et al., 1996).

2.1.2 Ambientes sedimentarios

La ciudad de Cumaná se ha desarrollado sobre depósitos de ambiente fluvio-deltaico, donde los cambios en el tipo de depositación, tamaño de grano y características geométricas generales son muy marcados. El sistema fluvial, constituido por el delta y los meandros que presenta en su desembocadura el río Manzanares, se formó a expensas de un antiguo cordón litoral, tal como lo

refleja la linealidad de la costa y los remanentes arenosos. Estos cambios de ambientes generaron zonas de depositación con variación en el tipo de sedimentos y en las relaciones especiales laterales y verticales (Beltrán y Rodríguez, 1995).

Movimientos tectónicos, evidenciados por los restos de una terraza aluvial de este sistema fluvial elevada más de 20 metros y por el levantamiento general de los cerros de Caigüire, generaron la difluencia del río hacia el oeste de los cerros, variando la posición de su desembocadura en una gran área, desde el cerro Colorado al sur hacia el Golfo de Cariaco en el norte, hasta llegar a su posición actual (Beltrán y Rodríguez, 1995).

La migración del río Manzanares generó un gran número de meandros abandonados, que se observan a ambos lados del cauce actual y en la Sabana de Campeche (figura 2.1) (Beltrán y Rodríguez, 1995).

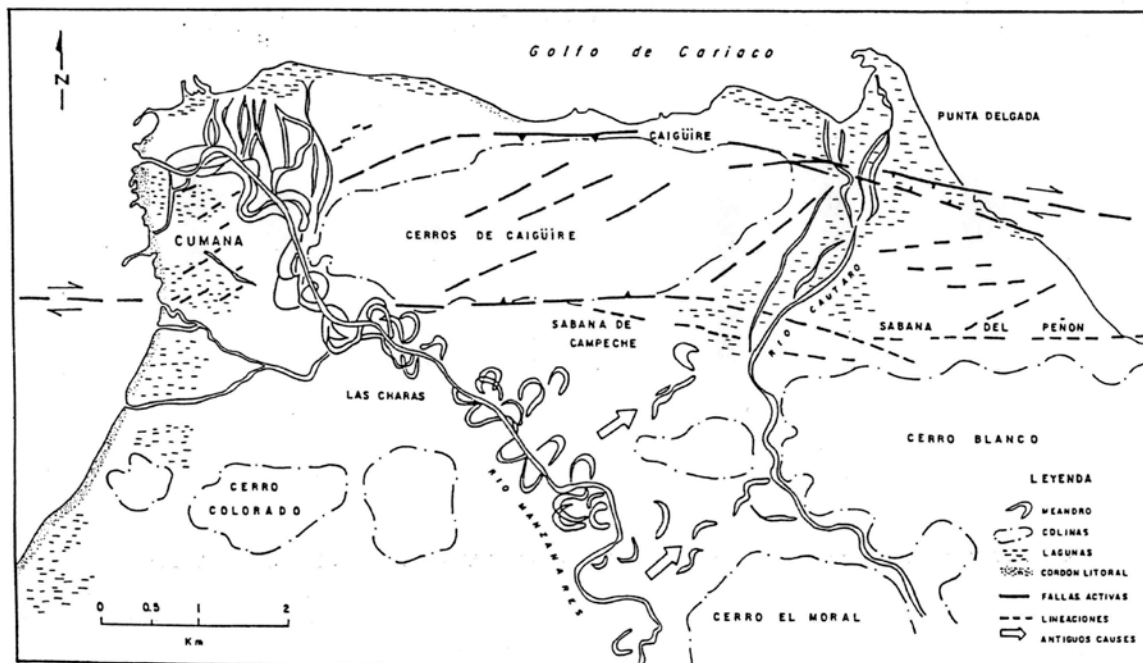


Figura 2.1 Mapa geomorfológico de Cumaná mostrando canales migrados del río Manzanares y las trazas de la falla de El Pilar en esta zona. Tomado de Beltrán y Rodríguez (1995).

Otro ambiente sedimentario importante a destacar es la zona de planicie aluvial de desborde que ocupa la parte plana entre el lecho del río y el cordón litoral, tanto al este como al norte y también en la planicie de Punta Delgada-El Peñón, cerca del río Cautaro (Beltrán y Rodríguez, 1995).

2.2 Geología del área de estudio

La ciudad de Cumaná está dominada mayormente por la presencia de terrazas aluvionales, depósitos de canal y sedimentos de deltas dominados por mareas. Por lo cual la mayor parte de la ciudad se encuentra cubierta por depósitos muy recientes. Sin embargo se pueden notar rasgos geomorfológicos resaltantes como los Cerros de Caigüire.

Los Cerros de Caigüire constituyen una unidad fisiográfica situada al norte de la ciudad de Cumaná y al este del río Manzanares, de 5 a 160 m de elevación, bordeada por una llanura costera que separa las serranías elevadas al sur y este de la mencionada unidad (Ascanio, 1972).

Estos cerros son de vital importancia para este estudio ya que están formados por las dos principales formaciones presentes en esta zona que son: Formación Cumaná y Formación Caigüire. Donde existe un posible contacto infrayacente con el Grupo Guayuta (contacto no identificado).

2.2.1 Formación Cumaná

Espeor: El espeor de la formación Cumaná presenta se encuentra entre 600 m y 686 m, siendo éste el espeor máximo en toda el área (LexicoEstratigrafico de Venezuela).

Contactos: La Formación Cumaná, en los cerros de Caigüire, suprayace con discontinuidad a la Formación Caigüire (Ascanio, 1972), anteriormente asignada a la Formación Cumaná. En la península de Araya, conocida actualmente como Formación Barrigón, suprayace discordantemente a la Formación Cubagua. En la isla de la Tortuga, es denominada Formación Cerro Gato, y se desconoce la base de la unidad.

Edad: La Formación Cumaná pertenece al mismo ciclo sedimentario de línea de costa y plataforma somera que desarrolló las formaciones Playa Grande, Mara y Abisinia en el litoral central, así como las formaciones Cerro Gato y Barrigón, por lo tanto se le asigna una edad Pleistoceno Temprano hasta la parte media del Pleistoceno Medio.

2.2.2 Formación Caigüire

Espeor: La Formación Caigüire tiene un espesor de 395 m medidos con teodolito en la sección tipo; correspondiendo 155 m al miembro inferior posiblemente incompleto, porque la base no está expuesta, y 240 m al miembro superior.

Contactos: Aunque su base se desconoce, se presume que la Formación Caigüire yace discordante sobre el Grupo Guayuta. El tope es un contacto discordante con la Formación Cumaná suprayacente (Ascanio, 1972).

Edad: Considerada originalmente de edad Mioceno por Ascanio (1972), la unidad es asignada al Pleistoceno inferior por Macsotay (1976), aunque sin un análisis paleontológico Gómez et al., (1985), asignan una edad Mioceno superior a Plioceno a la Formación Caigüire.

2.2.3 Grupo Guayuta

Está constituido por las Formaciones Querecual y San Antonio. La referencia original se debe a Liddle (1928), al introducir esta su Formación Guayuta, con la que designó las lutitas y calizas oscuras interestratificadas, expuestas en el río Guayuta, al noreste de Aragua de Maturín, estado Monagas.

Posteriormente, Hedberg (1937-a, 1937-b) dividió a la Formación Guayuta, de Liddle, en dos unidades, en el río Querecual (formaciones Querecual y San Antonio) y elevó el término al rango de grupo, lo cual fue ampliamente aceptado. Macsotay *et al.*, (1985) proponen el rescate del término Formación Guayuta, para la secuencia que aflora en la isla de Chimana Grande, al no poder allí diferenciar las formaciones Querecual ni San Antonio.

El Grupo Guayuta, descansa concordantemente sobre el Grupo Sucre en Venezuela (González de Juana *et al.*, 1980); datos más recientes confirman que la Formación Querecual abarca el

Albéense Tardío-Coniaciense Temprano, y la Formación San Antonio, el Coniaciense-Maastrichtiense (figura 2.2).

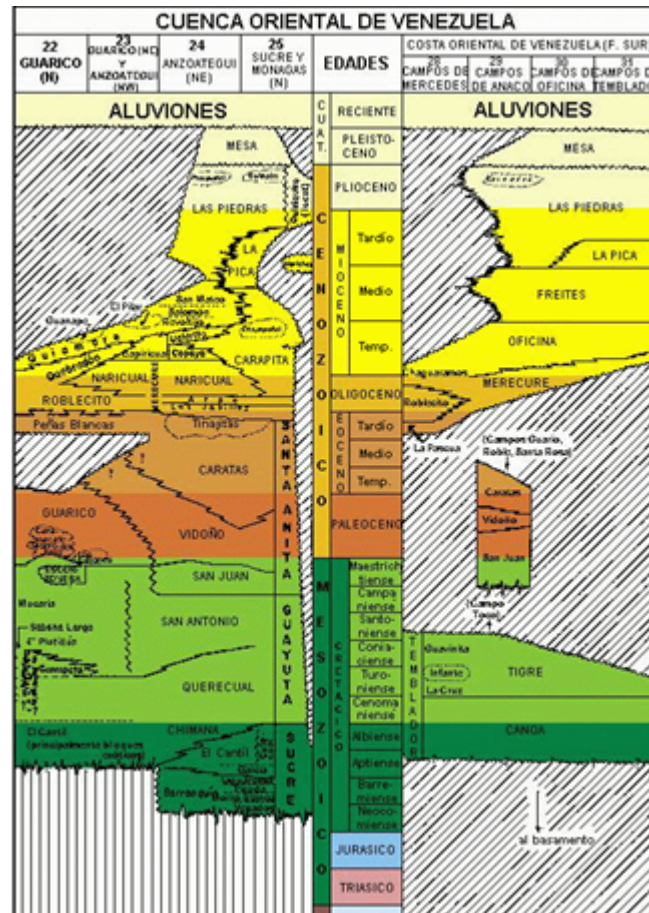


Figura 2.2. Columna Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela (WEC, 1997).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

Según Dobrin (1960) los métodos sísmicos son aquellos que estudian el comportamiento de la onda a través de un medio. Este método se basa en identificar el contraste de velocidad de propagación de las ondas a través del medio, del registro de los tiempos de llegada o retorno de las ondas y de las anomalías de propagación, lo cual permite analizar las estructuras en el subsuelo.

El principio del método sísmico es iniciar tales ondas en un punto fuente, y determinar en un cierto número de otros puntos el tiempo de llegada de la energía que ha sido refractada o reflejada por las discontinuidades entre diferentes formaciones rocosas. Esto permite deducir la posición de las discontinuidades (Parasnis, 1970).

Los métodos sísmicos presentan 2 grandes campos: Sísmica de reflexión y sísmica de refracción, el primero analiza las señales que son reflejadas mientras el segundo, aquellas ondas que son refractadas. Entre las diferencias que presentan, se puede mencionar, el tipo de carga empleada, los rangos de frecuencias en los cuales se trabaja cada método, las distancias fuente-receptor empleada, siendo esta última mayor para el método de refracción debido a que las trayectorias que siguen los rayos refractados son mayores a las trayectorias que siguen los rayos reflejados (Dobrin, 1960).

Por otra parte, la velocidad de propagación de las ondas en un estrato generalmente está vinculada a su densidad; lo que con la incorporación de la geología, estudiar la continuidad de las capas del subsuelo y detectar fallas e irregularidades en la estructura de una formación; que gracias a la alta resolución obtenida con la sísmica de refracción, este método se emplea principalmente con fines geotécnicos y delimitación de las primeras capas del subsuelo entre otros, dependiendo esto del diseño de adquisición que se aplique (Cavada, 2000).

3.1 Ondas sísmicas

Son oscilaciones que se propagan desde una fuente a través de un medio material elástico (sólido y líquido) transportando energía mecánica. Se clasifican en corpóreas y superficiales.

Las corpóreas viajan por el interior de la tierra y se clasifican en compresionales (ondas P) y cizallamiento (ondas S). Las superficiales, se propagan a lo largo de la superficie libre del medio terrestre o a través de una discontinuidad presente en el interior del mismo, se clasifican en Rayleigh, Love y Stoneley.

Las ondas P u ondas primarias son las ondas corpóreas más rápidas, por lo que llegan primero a los detectores y se transmiten en todas direcciones. Es una onda compresiva, en donde el material rocoso se comprime en la misma dirección de propagación de la onda y posteriormente se expande (figura 3.1).

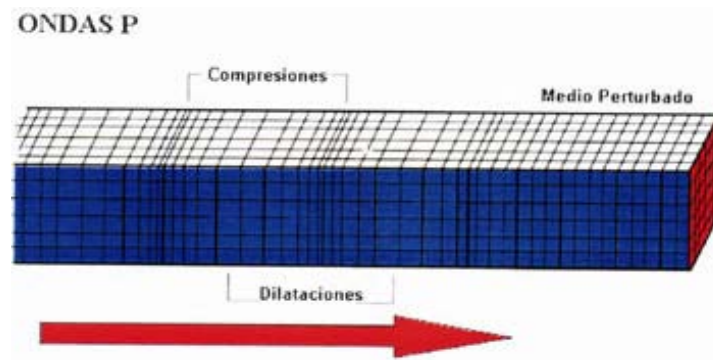


Figura 3.1. Representación gráfica del paso de una onda P (FUNVISIS, 2010).

Las ondas S u ondas secundarias tienen una relación de velocidad con las ondas "P" próxima a $V_p = \sqrt{3} V_s$ y no se propagan en fluidos. Son ondas transversales, por lo que el material rocoso ubicado en su trayectoria sube y baja o se mueve lateralmente de forma perpendicular a la dirección de propagación de las ondas. Las ondas S se pueden descomponer en dos componentes vectoriales, las cuales son SV en donde el movimiento se ubica en un plano vertical y las SH, en donde el movimiento se realiza en un plano horizontal (figura 3.2).

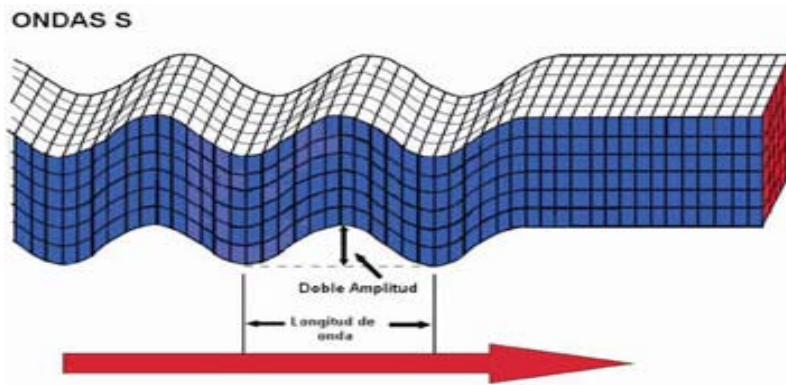


Figura 3.2. Representación gráfica del paso de una onda S (FUNVISIS, 2010).

Las ondas Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas. La velocidad de las ondas Rayleigh es menor que la velocidad de las ondas S (transversales) (figura 3.3).

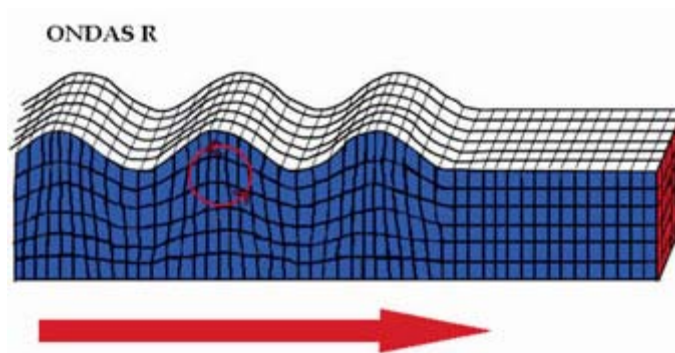


Figura 3.3. Representación gráfica del paso de una onda Rayleigh (FUNVISIS, 2010).

Love descubrió la onda superficial que lleva su nombre estudiando el efecto de vibraciones elásticas a una capa superficial. Las ondas Love requieren la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación a las formaciones subyacentes, es decir un gradiente de velocidad positivo (velocidad se incrementa) con la profundidad. Las ondas Love son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas (figura 3.4).

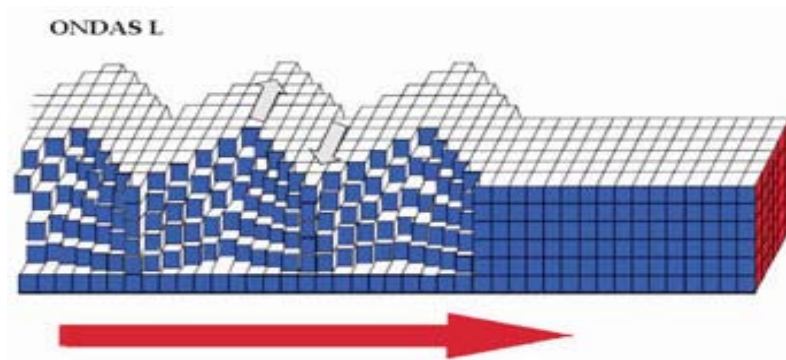
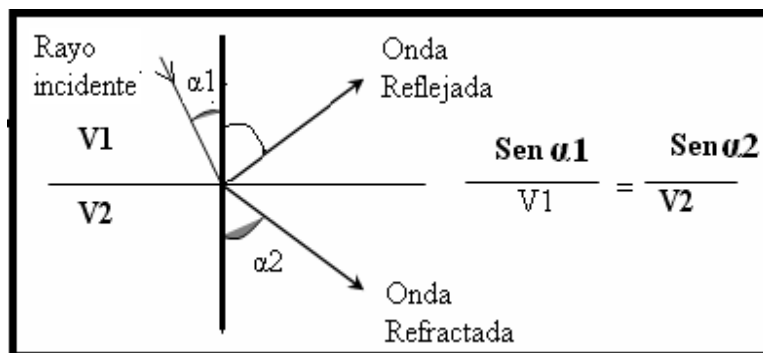


Figura 3.4. Representación gráfica del paso de una onda Love (FUNVISIS, 2010).

3.2 Principio del método de sismica de refracción

La base del método de refracción es la extensión a las ondas sísmicas de la Ley de Snell de la óptica. La cual se puede aplicar a todo tipo de ondas atravesando una superficie de separación entre dos medios en los que la velocidad de propagación de la onda varia (Parasnis, 1970).

En la figura 3.5 se observan las ondas refractada y reflejada en un medio plano, con la condición de que la velocidad del medio superior es menor que la del medio inferior. Los ángulos α_1 e α_2 son los ángulos de incidencia y refracción del rayo sísmico.



(Ec. III-1)

Figura 3.5. Rayo reflejado y rayo refractado producidos por un rayo incidente.

3.3 Refracción de ondas sísmicas para estratos planos

Asumiendo que un modelo ideal de la tierra se encuentra conformado por capas horizontales homogéneas lateralmente, de igual velocidad dentro de cada capa y con que la velocidad de la primera capa sea menor que la velocidad de la segunda (figura 3.6), se define el ángulo crítico como un punto en el cual incide un rayo sísmico (punto B) y se genera una refracción que presenta un ángulo de 90° con la vertical (Dobrin, 1960).

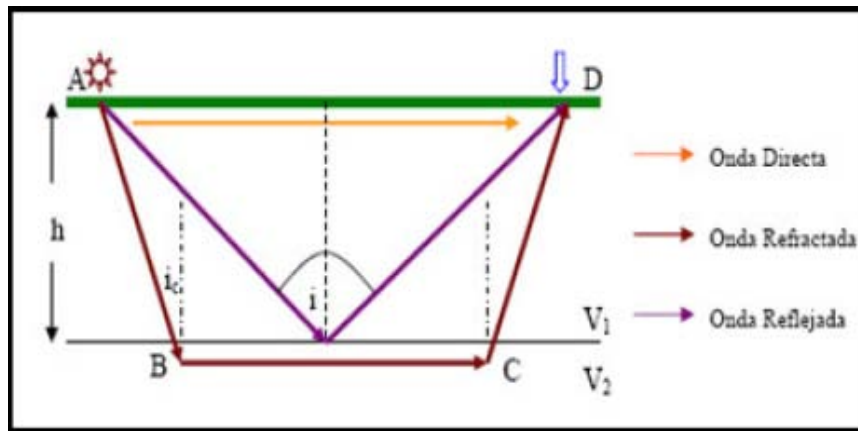


Figura 3.6 Rayos sísmicos generados por una fuente en la superficie.

El rayo se desplazaría por la interfase entre ambos medios con la velocidad de la capa suprayacente (segmento BC). Lo cual proviene de la ecuación de Snell como:

$$\frac{\text{sen}(i_c)}{V_1} = \frac{\text{sen}(90)}{V_2} = \frac{1}{V_2}$$

(Ec III-2)

Donde i_c es el ángulo de incidencia. Entonces el rayo AB es aquel cuyo ángulo i_c es el ángulo crítico que se refracta de tal forma que $i_2 = 90^\circ$, viajando por la interfase de las capas, lo cual solo es posible si $V_1 < V_2$. Por ende la superficie que limita a las capas está sometida a un esfuerzo oscilante y cada punto de ella emite otras ondas secundarias y los rayos tales como CD que

emergen a la superficie alcanzando al geófono con un ángulo crítico con respecto a la vertical (Dobrin, 1960).

Adicionalmente, si el punto de registro (D en la figura 3.6) se encuentra a una distancia cercana al punto de disparo, el primer registro que se tendrían en el sismógrafo será debido a la onda directa (AD), pero si por el contrario, el punto de llegada estuviera ubicado a una distancia mayor, el primer registro o primera llegada sería el de la onda refractada con el ángulo crítico, debido a que el segmento que viaja por la interface de la capa infrayacente aumenta su velocidad debido a lo antes mencionado que V_1 es menor a V_2 (Dobrin, 1960).

Como se aprecia en la figura 3.7, la representación de los diferentes tipos de onda en un gráfico distancia versus tiempo, siendo la línea recta la onda directa que pasa por el origen con pendiente $1/v_1$, la ecuación de la onda será:

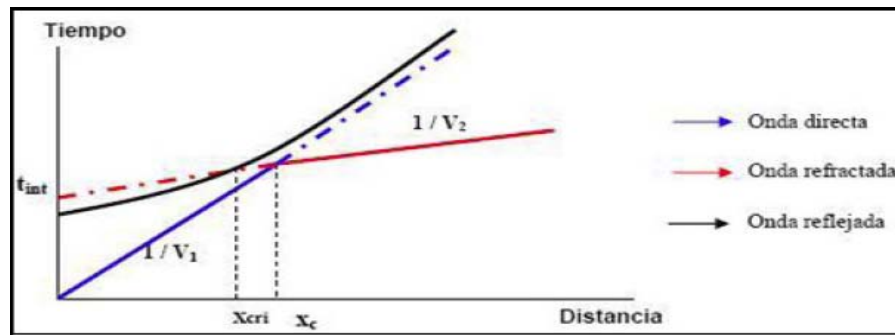


Figura 3.7 Domocrónica de los diferentes tipos de onda.

$$t = \frac{x}{V_1}$$

(Ec III-3)

Donde x , es la distancia desde la fuente hasta el primer receptor en superficie. De manera análoga, la ecuación obtenida a partir de la ley de Snell (Ec. III- 3) es:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2 \times h \left(\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2} \right)^{1/2}$$

(Ec. III-4)

que es también una línea recta, pero con pendiente $1/V_2$, cuya ordenada en el origen es el tiempo intercepto y viene dado por el segundo término de la ecuación III-4. Igualando esta última a x/V_1 se obtiene la distancia de la intersección de la recta de la onda directa con la recta de la onda refractada, punto conocido como X de cruce (Parasnis, 1970).

Siendo la ecuación obtenida:

$$X_c = 2 * h * \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2}$$

(Ec. III- 5)

Empleando este valor se puede determinar el espesor h de la capa suprayacente gracias a la ecuación III-5. Por otra parte, se puede también calcular el valor de h a partir de la ecuación III-4, la cual corresponde al tiempo intercepto (Parasnis, 1970).

3.4 Refracción de ondas sísmicas para estratos buzantes.

Los estratos del subsuelo no siempre son planos, por lo que pueden presentar un buzamiento a lo largo del perfil como el que se muestra en la figura 3.8.

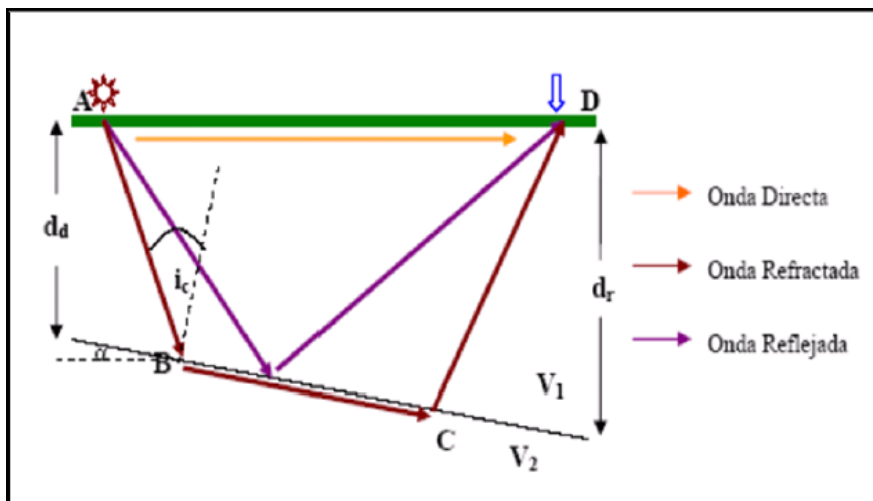


Figura 3.8. Representación de los distintos rayos sísmicos generados por una fuente ubicada en superficie con una capa buzante.

Al igual que para los modelos de capas planas, en este tipo de modelo se cumple la condición de reciprocidad, lo que significa que los tiempos de viaje de las ondas son los mismos al intercambiar la posición de las fuentes y los receptores. En la figura 3.9 se muestra la condición de reciprocidad ilustrando que el tiempo directo t_d es igual al tiempo reverso t_r .

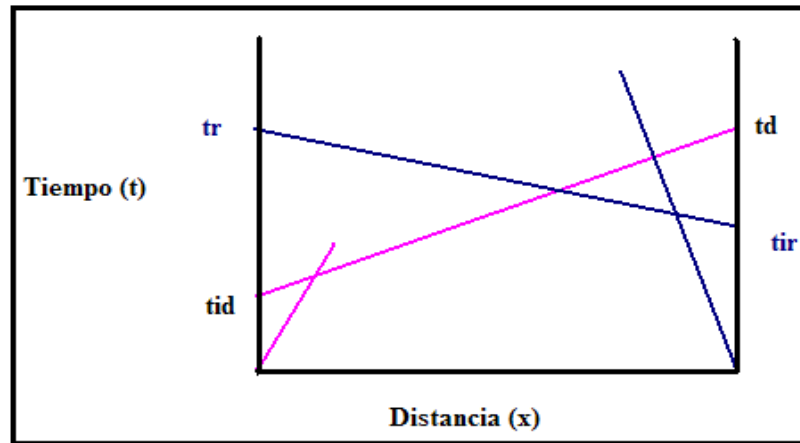


Figura 3.9 Domocrónica de doble disparo y capaz buzantes.

La expresión del tiempo de viaje para una trayectoria con buzamiento hacia abajo viene dada por la ecuación III-6 (Parasnis, 1970).

$$t_{id} = \frac{x \times \cos(\alpha)}{V_2} + (2d_a + x \times \sin(\alpha)) \cos\left(\frac{i}{V_1}\right) \quad (\text{Ec. III- 6})$$

Así mismo, para la expresión del tiempo de viaje para una trayectoria con buzamiento hacia arriba, viene dado por la ecuación III-7 (Parasnis, 1970).

$$t_{id} = \frac{x \times \cos(\alpha)}{V_2} + (2d_r + x \times \sin(\alpha)) \cos\left(\frac{i}{V_1}\right)$$

(Ec. III- 7)

En ambas expresiones la variable i representa el ángulo de incidencia medido respecto a la vertical y α el ángulo de buzamiento.

Se cumple la condición de reciprocidad señalada anteriormente, de forma tal que $t_d = t_r$ pero, de las expresiones de tiempo de viaje se observa que $t_{ir} \neq t_{id}$ debido a que $d_r > d_d$. En la figura 3.9, se observa que la línea de tiempo de viaje que se extiende desde t_{id} hasta t_d , representa el tiempo de viaje para ondas refractas con buzamiento hacia abajo, cuya pendiente determina el inverso de la velocidad aparente $1/V_1$. El mismo argumento se maneja para las ondas refractadas con buzamiento hacia arriba (Dobrin, 1960).

Se debe cumplir que las velocidades aparentes de las ondas que se propagan con buzamiento hacia arriba sean mayores que sus homologas opuestas. Si se calcula el tiempo de llegada con el receptor ubicado a una distancia media entre las dos fuentes, podrá notarse que $t_{ir} > t_{id}$, debido a que la trayectoria de los rayos que se desplazan con buzamiento hacia abajo, a pesar de tener un camino de bajada por la capa mucho menor, presenta una trayectoria seguida por el refractor mucho más larga que los rayos que se desplazan en dirección contraria (Dobrin, 1960).

3.5 Equipos

3.5.1 Fuente de generación de ondas

Las ondas que se utilizan en refracción son generadas por una perturbación artificial instantánea, que se conoce como **impulso o fuente sísmica**. Lo que se busca con éste es generar el tipo de ondas sísmicas, producidas por un único “evento” de duración “instantánea”, para que no haya superposición de ondas (de diferentes eventos) en los movimientos del terreno detectados por los geófonos.

Las más adecuadas son los explosivos, tales como pólvora o dinamita. Ellos proporcionan la mayor cantidad de energía para una buena detección de las primeras llegadas. Otras fuentes son los impactos de mandarina sobre una placa metálica o la caída de pesos pero su alcance es bastante limitado.

La cantidad de carga sísmica depende de la longitud del tendido y de la atenuación del subsuelo en el sitio de prospección, cuanto mayor sea la distancia que tenga que recorrer la onda sísmica desde la fuente hasta el receptor más se atenuará, reduciendo de esta forma la relación señal/ruido. Por ello cuanto más largo sea el tendido o más atenuante el material se requerirá mayor cantidad de explosivo por disparo (Cavada, 2000).

3.5.2 Detectores

Existen dos tipos principales de detectores: geófonos e hidrófonos. Los geófonos son unos transductores que convierten el movimiento vibratorio del terreno en señales eléctricas. Físicamente están descritos por un oscilador mecánico simple, de un sólo grado de libertad que comprende una masa, un resorte y un amortiguador viscoso. La gran mayoría de los geófonos que se fabrican, son geófonos de componente vertical. Están diseñados para responder sólo a la componente vertical de la velocidad de la partícula, por lo que deben colocarse lo más vertical posible para evitar que pierdan sensibilidad. Si el terreno está inclinado, como en la ladera de una montaña, igualmente deben colocarse verticales según la gravedad, y no perpendiculares al suelo (Cavada, 2000).

Existen también geófonos de componente horizontal, los cuales se usan cuando se desea registrar preferentemente ondas S. También existen geófonos de tres componentes ortogonales: una vertical y dos horizontales. En realidad se trata de tres geófonos independientes ensamblados dentro de una misma carcasa. Se usan en reflexión sísmica, sísmica de pozos y sísmica de galerías para la medición de parámetros elásticos dinámicos.

3.5.3 Cables de transmisión

La señal eléctrica generada por los geófonos o hidrófonos es transmitida mediante un conductor

eléctrico hasta el sismógrafo. La señal de cada detector a una distancia dada a la fuente es independiente de la de otros detectores a otras distancias; por ello, por cada uno se requiere un par de conductores eléctricos aislados. Cada par de conductores lleva la señal a un canal de amplificación y registro en el sismógrafo (Cavada, 2000). Para el caso de las mediciones sísmicas realizadas en la ciudad de Cumaná se emplearon geófonos conectados a sismógrafos individuales y otros conectados por cables.

3.5.4 Sismógrafo

Los sismógrafos son aparatos electrónicos que amplifican, filtran y registran las señales eléctricas generadas por los detectores de ondas sísmicas. Los sismógrafos usados actualmente en refracción tienen 12, 24, 48 o 64 canales. Cada canal recibe una señal eléctrica independiente y tiene su propio módulo de amplificación, filtrado y memoria. Lo que permite que si un canal se estropea o suprime los demás no queden afectados.

3.5.5 Disparador o “Trigger”

Es necesario conocer el instante de la explosión o tiempo cero para iniciar el registro. Por ende se conecta un cable a la fuente sísmica, de tal manera que en el instante en que se golpea el suelo con el martillo o cuando la carga explosiva es detonada, el sistema de registro empieza a grabar.

Asimismo, Cavada (2000) señala que una forma para conocer dicho instante consiste en colocar un geófono de referencia cerca del hoyo donde está la carga. Cuando ésta explota, el geófono genera una fuerte señal que es enviada mediante un cable eléctrico hasta el conector para tiempo cero en el sismógrafo. A pesar de que esta es una de las formas más simples para llevar a cabo esta medición; también presenta una serie de inconvenientes como:

- Un ruido ambiental fuerte puede iniciar la grabación antes de tiempo.
- El tiempo cero está retrasado porque las ondas deben viajar desde el fondo del hoyo hasta el geófono de referencia, por lo que este retraso debe ser corregido.
- El geófono de referencia puede dañarse o perderse si sale proyectado material con la explosión.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Metodología de la adquisición

Durante el 2008 se realizó la adquisición de tres perfiles de refracción sísmica con longitudes (offset) que varían entre 1.3 y 1.6 km en la ciudad de Cumaná, los mismos fueron del tipo “En línea” (In-Line), realizándose los disparos en los extremos del tendido y de “Propagación dividida” (Split-Spread) con disparos en el centro del tendido.

Los sectores en donde se realizó dicho estudio fueron:

- El Aeropuerto Internacional Antonio José de Sucre con 4 disparos.
- El casco central (Av. El Islote), donde se colocaron 3 puntos de disparos.
- Los Bordones (extremo sur de Playa San Luis) con 3 disparos.

Para ello se utilizó una configuración lineal de receptores sísmicos con 46 sismógrafos digitales RefTekTexan en conjunto con 2 sismógrafos GEODE Geometrics de 48 canales (figuras 4.1 a, 4.1 b y 4.1 c).

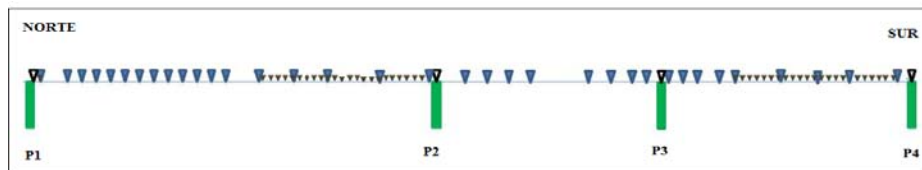


Figura 4.1 a. Esquema del perfil Aeropuerto.

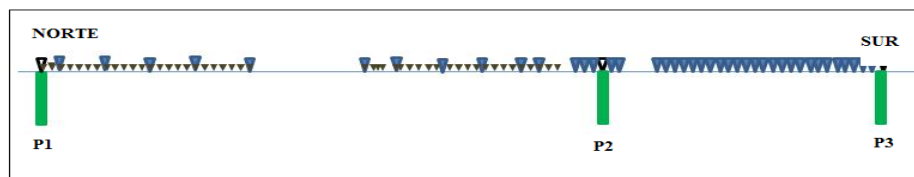


Figura 4.1 b. Esquema del perfil Bordones.

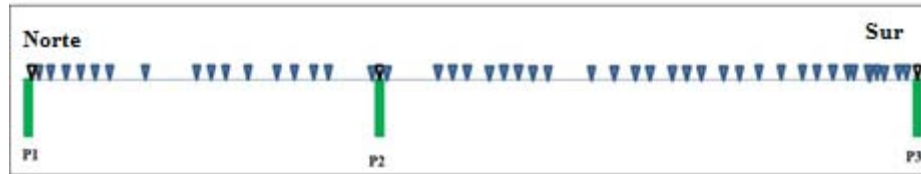


Figura 4.1 c. Esquema del perfil Centro.

NOTA:

En las figuras 4.1 a, b y c; el color verde representa el punto de disparo, el azul los Texan y el negro los Geodes.

Para generar los trenes de ondas sísmicas se realizaron detonaciones de explosivos colocados en pozos perforados previamente con profundidades entre 6 y 10 m y de 3 y 4 pulgadas de diámetro. Como explosivo se utilizó una mezcla entre pentolita y anfo con cargas entre 6 y 24 kg en el fondo de estos pozos. Las coordenadas de cada uno de los receptores, en cada tendido sísmico se muestran en la tabla 2, las cuales fueron adquiridas tanto del GEODE como de los Texan, con un GPS diferencial marca THALES Z-MAX.

Tabla 2. Ubicación espacial de los pozos.

Perfil	Pozo	Longitud	Latitud	Distancia a D=0 m
Aeropuerto	1	374904,011	1156179,93	0
	2	375127,961	1155618,81	602
	3	375363,243	1155160,67	1135
	4	375618,694	1154776,94	1580
Bordones	1	367097,804	1152047,9	0
	2	366571,07	366571,07	820
	3	366144,667	366144,667	1302
Centro	1	369694,266	1157460,83	0
	2	370167,364	1157480,81	473
	3	370932,895	1167218,83	1330

4.2 Metodología del procesamiento

Los datos se procesaron en 2 etapas, una en el ambiente Windows utilizando el programa REFLEXW (Sandmeier, 1998), el cual permitió realizar el procesamiento de los datos como lo

fue en el análisis de primeras llegadas de las ondas P y S, así como mejorar la ganancia en las trazas, corrección de tiempos, etc.

En la segunda etapa se empleó el Software Libre RAYINVR (Zelt y Smith, 1992) el cual fue desarrollado para trabajar bajo el ambiente LINUX y realizar el modelado bidimensional de trazado de rayos de las llegadas de las ondas P y S.

Etapa 1

4.2.1 Manejo del programa REFLEXW

Se definió el proyecto, seleccionando la ubicación de la carpeta con la información obtenida durante la adquisición. Se abrió el módulo de análisis de datos 2D para realizar la importación de los datos introduciendo los parámetros de la adquisición, tales como número de canales, ubicación del disparo del archivo a importar, tipo de formato (SEGY) y número de bits (32 Bits).

Obtenidas las trazas, se le asignó la geometría editando el fileheader, procediendo al solape entre los Geodes con un remuestreo de los mismos, debido a que su ubicación de espaciamiento en el perfil y el tiempo de muestreo varía en 4 ms para los Geodes y 2 ms en los Texan, ajustando los Geodes a 2 ms.

Luego se realizó el solape entre Geodes y los Texan que al tener una diferencia en sus tiempos de grabación inicial se efectuó una corrección en tiempos.

Para la determinación del tiempo inicial se asumió el valor de 23 ms entre el punto de inicio de la carga explosiva y su respectivo geófono de control de tiempo (up-hole), basado en el procedimiento obtenido por Meza, J. (2010), quien realizó un total de 4 perfiles en la cuenca del lago de Valencia para un total de 15 disparos. Este valor es actualmente empleado en diversos estudios realizados por FUNVISIS.

Conociendo la profundidad de la carga en cada disparo, la separación sobre el perfil del up-hole con el pozo, se calculó la distancia (D) entre la carga del pozo y el up-hole (figura 4.2). Determinando la velocidad aparente (V) de la primera capa sobre cada sección sísmica (figura

4.3) se calculó el tiempo (T) aproximado del recorrido de la onda desde la carga hasta el up-hole, usando la formula $V = D/T$.

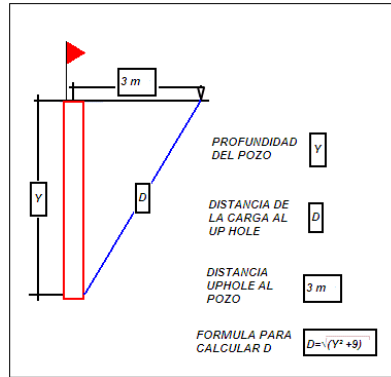


Figura 4.2. Esquema para el cálculo de D (Meza, 2010)

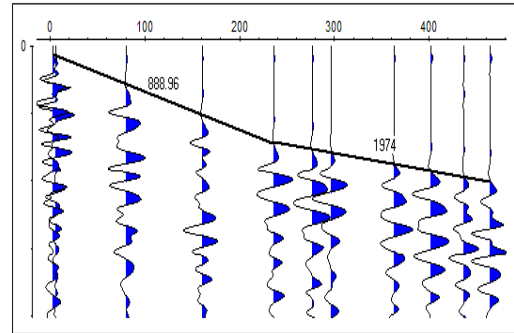


Figura 4.3. Ejemplo de cálculo de V en Sección del perfil Aeropuerto Maracay, disparo 1 (Meza, 2010).

Se estableció el promedio entre los t calculados para los diferentes disparos en las distintas secciones obteniendo un promedio de aproximadamente 0,017 s.

Luego se compararon las trazas generadas por los up hole, en total fueron 16 trazas, de las cuales solo dos de ellas fueron controladas con trigger (traza 1 y 4 figura 4.4). La comparación entre ellas determinó un tiempo entre el inicio del registro (trigger de los Geodes) con las primeras llegadas identificadas en los registros *up-hole* de 28 ms. Como siguiente paso se construyó una sección sísmica con las trazas de los *up-hole* de los diferentes disparos de los 4 perfiles (figura 4.3), para establecer una comparación entre las trazas calibradas con *trigger* y aquellas trazas donde no se tuvo un control para el tiempo inicial.

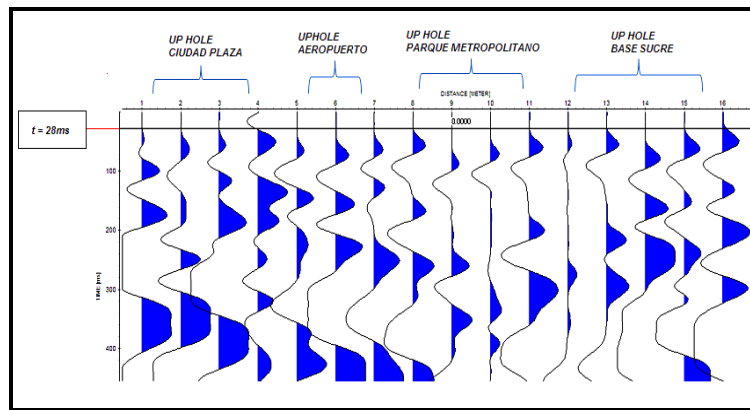


Figura 4.4. Sección sísmica construida a partir de los up-hole (Meza, 2010).

Con los valores obtenidos gráficamente (28 ms aproximadamente) y numéricamente (17 ms aproximadamente) se promediaron obteniendo un valor de tiempo inicial de 23 ms aproximadamente, estableciendo este valor como el valor del tiempo inicial de los up-hole (Meza, 2010).

Como la geología del área de estudio de Meza, (2010) para el primer estrato es de origen sedimentario y en el presente estudio, el primer estrato posee el mismo origen, nos lleva a concluir que la velocidad aparente de la onda es más o menos el mismo valor en ambos casos, por consiguiente lo es también el tiempo de viaje. Adicionalmente, para el momento de realizar esta fase del procesamiento no se contó con los valores de profundidad de los pozos y que el arreglo de los perfiles no permitió establecer un control de tiempo con los trigger de los Geodes.

Realizada la corrección del tiempo de viaje en las secciones sísmicas, se seleccionaron los tiempos de las primeras llegadas (PICKS) para las ondas P y S, de forma manual (figura 4.5).

Con las primeras llegadas, se calcularon las velocidades aparentes, por medio del análisis de velocidades del programa; para luego visualizar las domocrónicas de los disparos de cada perfil a fin de verificar y/o establecer un control de tiempo que corroborara su condición de reciprocidad y paralelismo.

Posteriormente se importó la información recopilada en formato ASCII, para así trasladarlos y emplearlos en el programa RAYINVR.

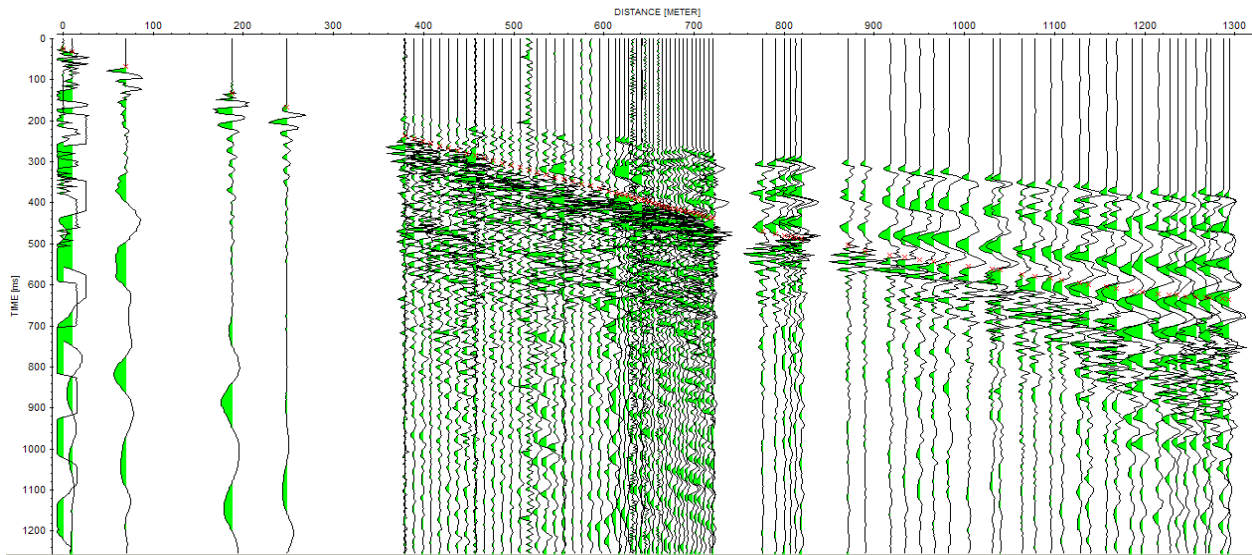


Figura 4.5 Sección sísmica Bordones disparo 1.

ETAPA 2

4.2.2 Manejo del programa RAYINVR

Para el desarrollo del modelado 2D del subsuelo, mediante el programa RAYINVR, se creó una carpeta con los archivos tx.in, v.in, r.in, d.in, en el que el archivo tx.in es el que contiene los datos importados del Reflexw concernientes a los primeros quiebres de la señal adquirida.

El archivo v.in permite la variación de los espesores y la velocidades de las capas. Para realizar el modelo se toman en cuenta todos los disparos del tendido que se procesaron y se modifican los valores de velocidad y profundidad hasta obtener el mejor ajuste.

Fue necesario emplear un modelo 1D obtenido durante el procesamiento, que facilitara el desarrollo del modelado bidimensional, siendo este de base y control para que por medio del ensayo y error obtener el modelo bidimensional final.

Se modeló con todos los disparos realizados en la adquisición para cada perfil, tanto para las ondas P como para los de ondas S, realizándose inicialmente los modelos de velocidades de onda P en velocidad y profundidad que manteniendo la estructura en profundidad del modelo, permitiera el modelado para las ondas S realizando su ajuste en velocidades (figura 4.6).

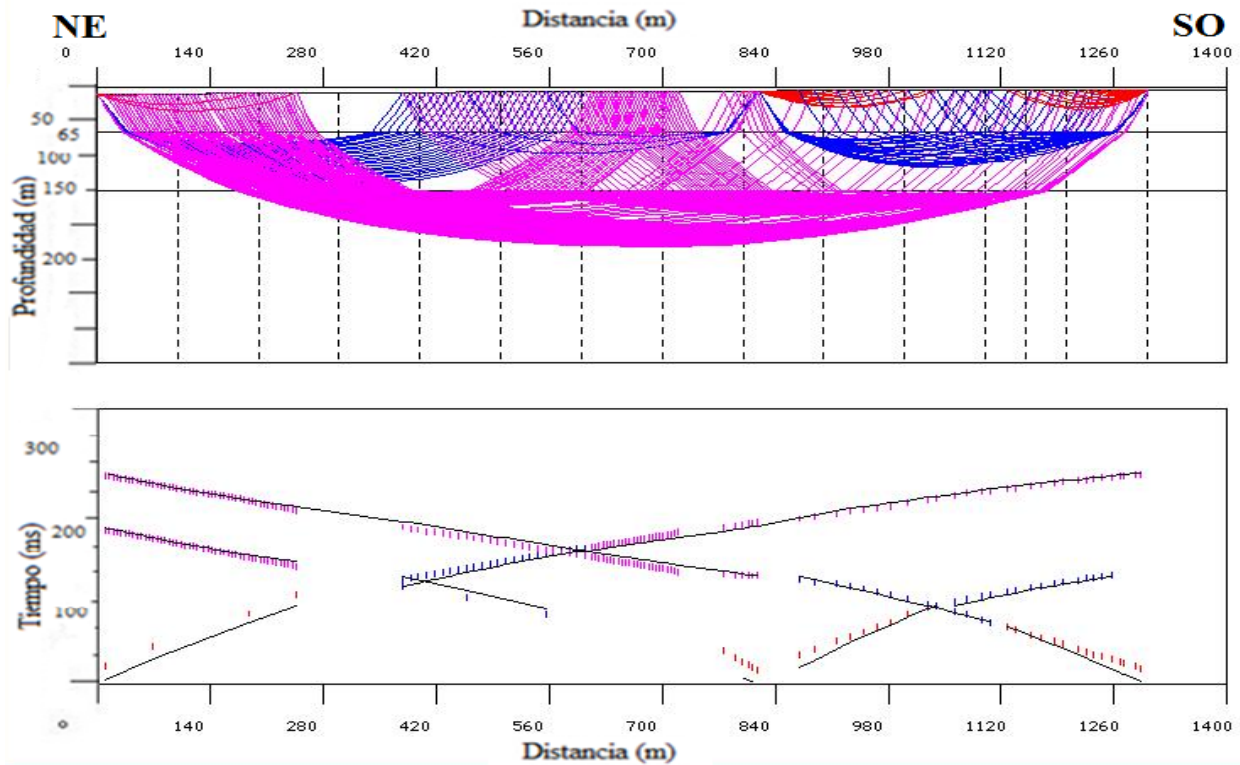


Figura 4.6 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Bordones

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

A partir de los datos sísmicos adquiridos en los 3 perfiles de refracción sísmica procesados, se realizaron los respectivos modelos 1D y 2D de las ondas P y S. Las secciones sísmicas que se presentan fueron generadas con la combinación de los registros realizados por los equipos Texan y Geodes.

Obtenido el modelo de velocidades de las ondas P, se empleó de base estructural (sus profundidades de capas) para el modelo de velocidades de las ondas S de cada perfil, realizando el ajuste de velocidades a fin de coincidir las fases de las secciones sísmicas, destacando que en algunos perfiles, la falta de densidad suficiente de dichas fases en un mismo disparo, debido a que los geófonos empleados son de componente vertical.

Por otra parte, el nivel de ruido cultural no permite en algunos casos establecer con seguridad los tiempos de las llegadas de ondas sísmicas. Sin embargo, se realizaron pruebas de filtrado, las cuales suavizaron las señales afectando la forma de estas, por lo que se descartaron durante el procesamiento.

Se presenta en la figura 5.1 el mapa de la zona con las formaciones geológicas de interés que se encuentran en el área de estudio.

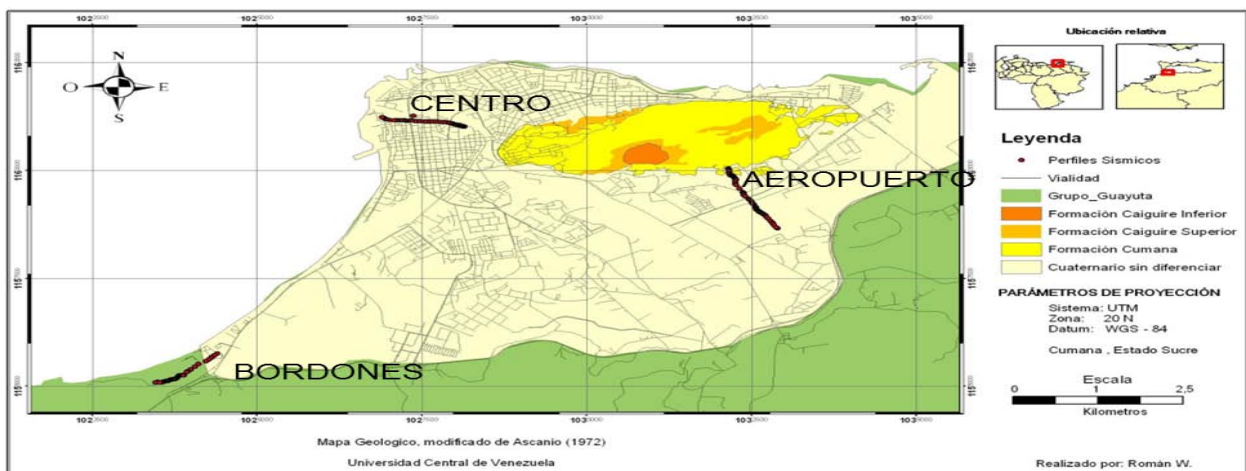


Figura 5.1. Mapa geológico modificado de Ascanio (1972) y ubicación de los perfiles sísmicos.

4.1 Perfil Aeropuerto

El perfil Aeropuerto tiene una longitud de 1580 m con 4 puntos de disparo (figura 5.2)

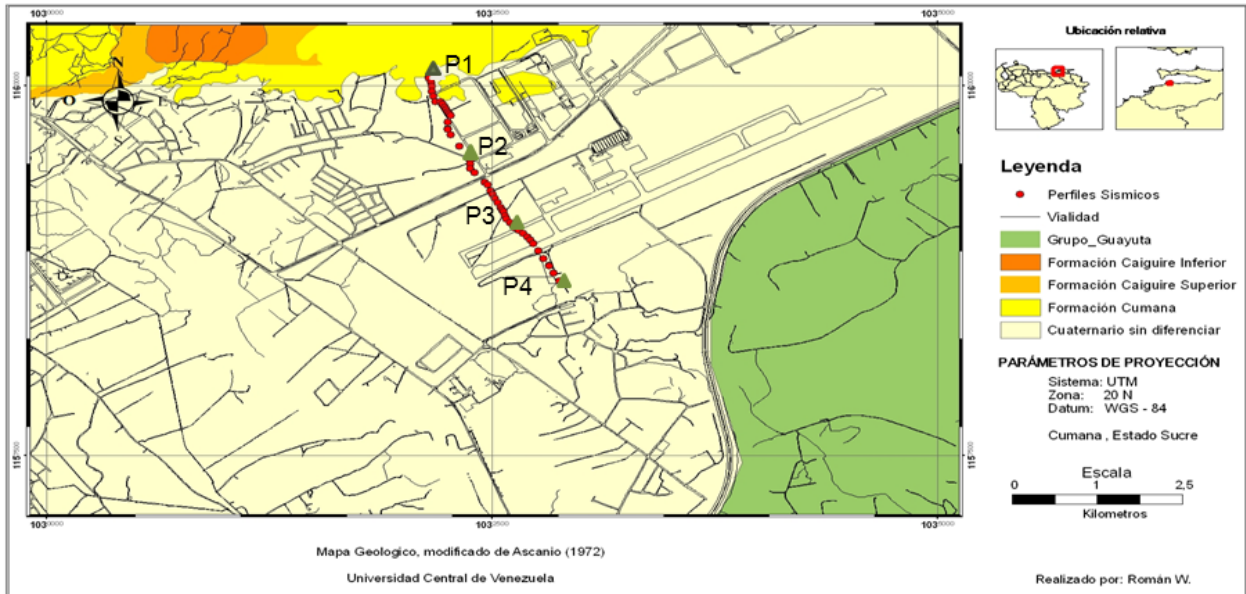


Figura 5.2 Ubicación del perfil Aeropuerto y puntos de disparo, modificado de Ascanio (1972).

Se muestra la sección sísmica de las primeras llegadas de ondas P (Figura 5.3), en las señales obtenidas del disparo 1 del perfil Aeropuerto, el cual permitió la construcción de los modelos 2D; el resto de las secciones se encuentran en los anexos.

5.1.2 Análisis del modelo de ondas P y S

Se puede observar en los modelos bidimensionales (figuras 5.4 y 5.5) la presencia de 3 estratos en forma de cuenca, con su depocentro en el centro del modelo. Se interpretan para la primera capa velocidades entre 1560 y 1930 m/s al norte y 1380 a 1880 m/s al sur para las ondas P y entre 450 a 550 m/s al norte y de 300 a 400 m/s al sur para las ondas S, lo que se puede correlacionar con una capa de arenas saturadas. La segunda capa presentó una velocidad de ondas P de 2100 m/s al norte y valores de 1880 a 2100 m/s al sur, con valores de 500 a 600 m/s al norte y de 400 a 420 m/s de onda S al sur, relacionados a sedimentos saturados. La tercera capa con velocidades ondas P de 2200 a 2600 m/s al norte y 2000 a 3000 m/s al sur, para esta capa las velocidades de las ondas S se mantuvieron constante en todo el perfil con valores entre los 700 a 800 m/s,

relacionado con areniscas y al basamento rocoso (sedimentos consolidados) perteneciente a las formaciones Caguire y Cumaná. El espesor total de sedimentos no consolidados varía durante todo el perfil entre los 80 m y los 160 m a los extremos y centro respectivamente.

Se destaca para este modelo la complejidad geológica de la zona que sumado al ruido cultural durante la adquisición, dificultó el diseño del modelo de velocidades S en el trazado de rayos y tiempo de ajuste para el perfil.

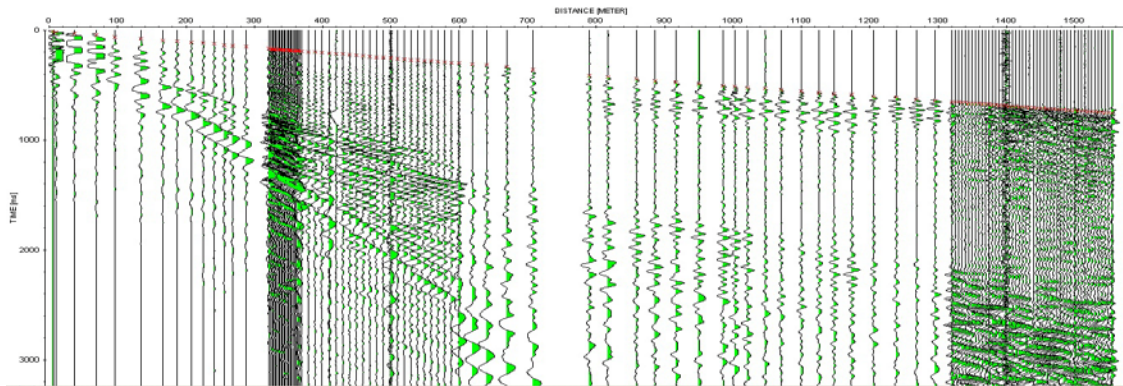


Figura 5.3. Sección sísmica y primeras llegadas ondas P (disparo 1).

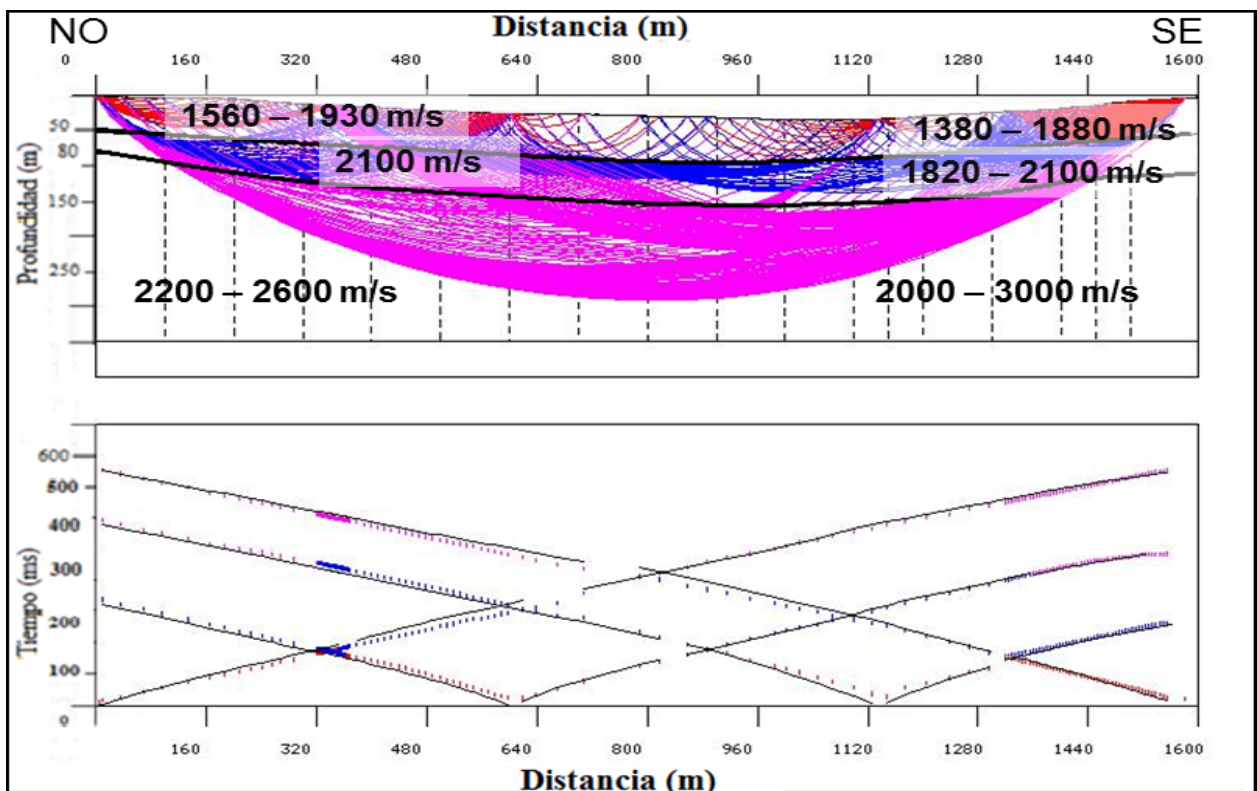


Figura 5.4. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Aeropuerto.

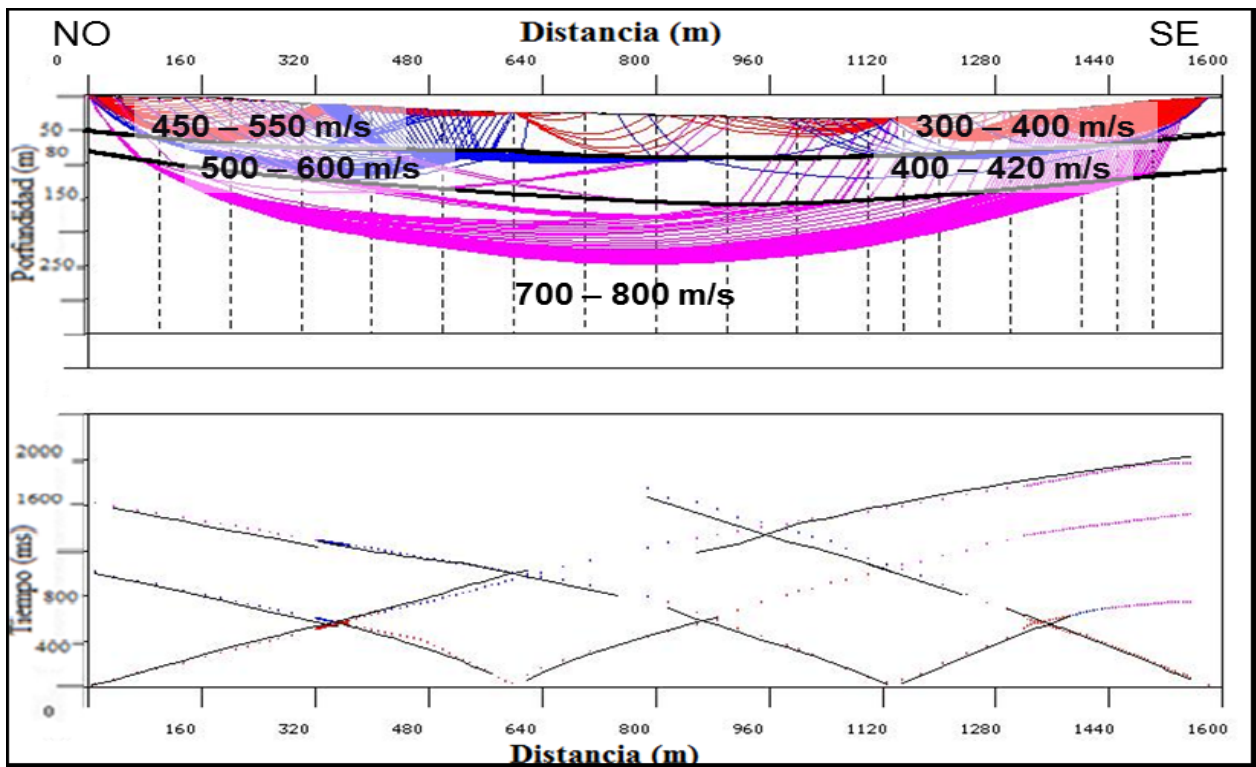


Figura 5.5 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Aeropuerto.

En la figura 5.6 se muestran modelos 1D que resumen las velocidades y profundidades interpretadas en los modelos 2D, tanto de ondas P como de S.

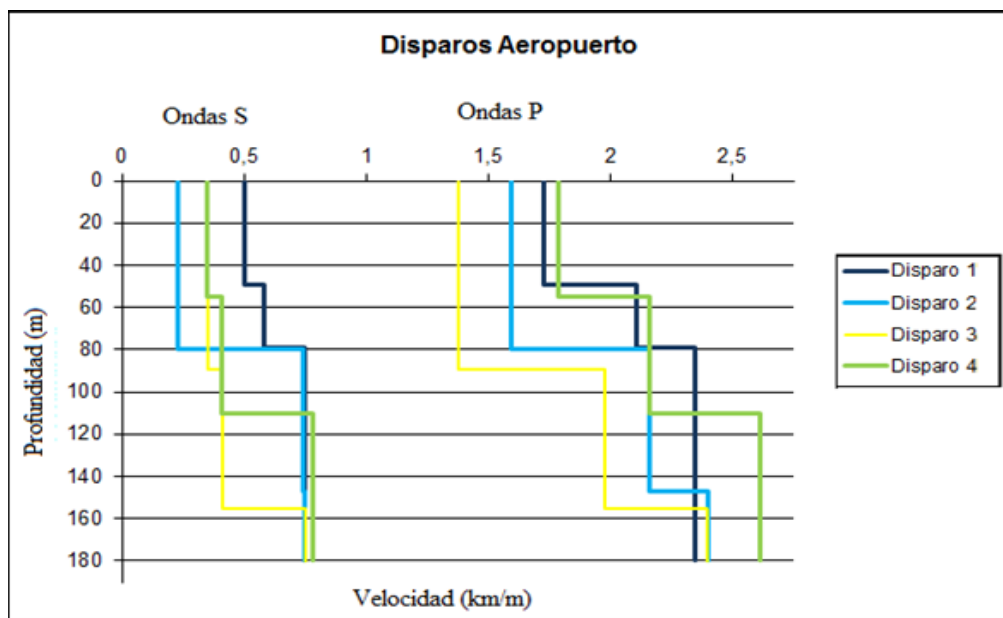


Figura 5.6 Modelos 1D del perfil Aeropuerto.

5.2 Perfil Bordones

El perfil Bordones tiene una longitud de 1302 m con 3 puntos de disparo (figura 5.7).

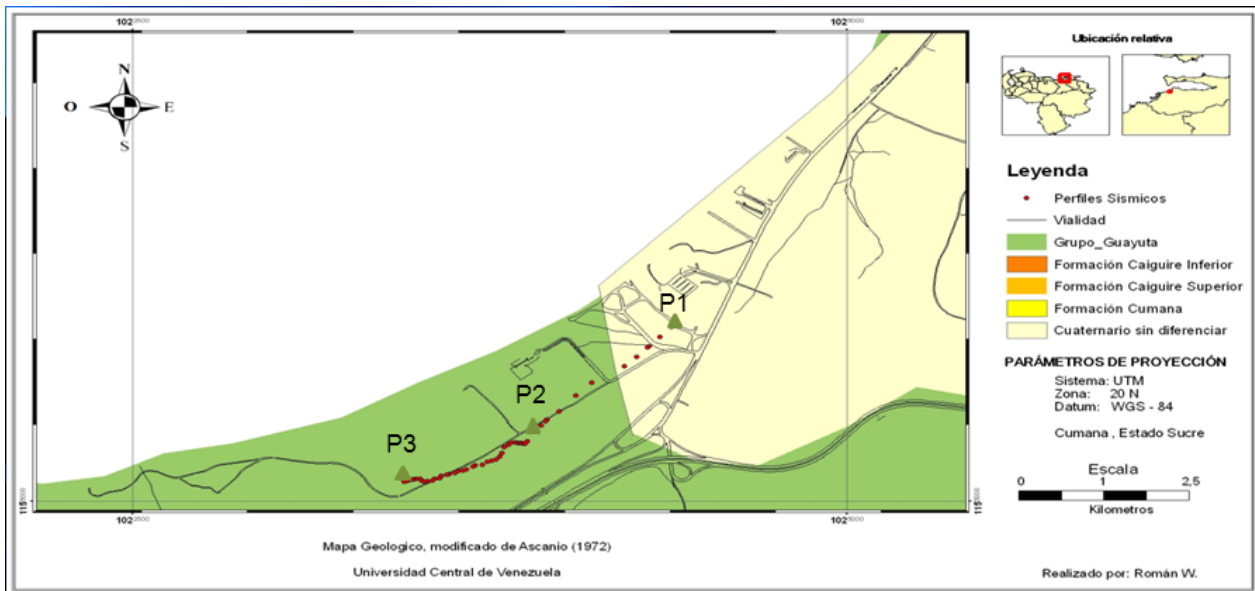


Figura 5.7 Ubicación del perfil Bordones y puntos de disparos, modificado de Ascanio (1972)

Se muestra la sección sísmica de las primeras llegadas de ondas P (Figura 5.8), en las señales obtenidas del disparo 1 del perfil Bordones, el cual permitió la construcción de los modelos 2D; el resto de las secciones se encuentran en los anexos.

4.2.1 Análisis del modelo de ondas P y S

Durante el proceso de adquisición se presentaron inconvenientes con los equipos (Texan y Geodes), por lo que no se obtuvo la grabación en dos disparos afectando la correcta grabación de sectores del tendido. Para este perfil se aprecian en sus modelos bidimensionales 3 estratos semiplanos y subparalelos. La primera capa con una velocidad de ondas P entre 1400 y 1800 m/s al NE del perfil y entre 1500 y 3500 m/s SO, la cual puede ser interpretada por una capa compuesta por areniscas y arcillas, la segunda capa con una velocidad entre 2800 y 3600 m/s que puede estar formada por areniscas y calizas, y la tercera capa presentó velocidades en el orden de los 3800 y 5300 m/s, donde estas altas velocidades y presencia de una roca dura atribuida al

afloramiento de rocas cretácicas concernientes al Grupo Guayuta (comunicación personal con F. Audemard). El espesor de sedimentos para este perfil fue de 150 m.

Respecto a las ondas S, se obtuvieron 3 capas, presentando la primera capa, velocidades entre los 1100 y 1800 m/s, la segunda capa valores de 1900 a 2100 m/s NE y entre 2100 y 2500 m/s, con una tercera capa valores de 2200 a 2300 m/s NE y entre 2500 a 3000 m/s.

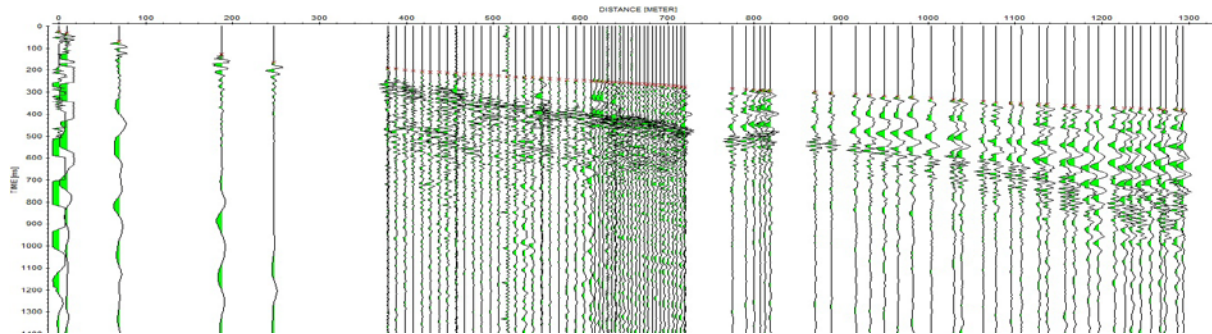


Figura 5.8 Sección sísmica Bordonos y primeras llegadas de ondas P (disparo 1).

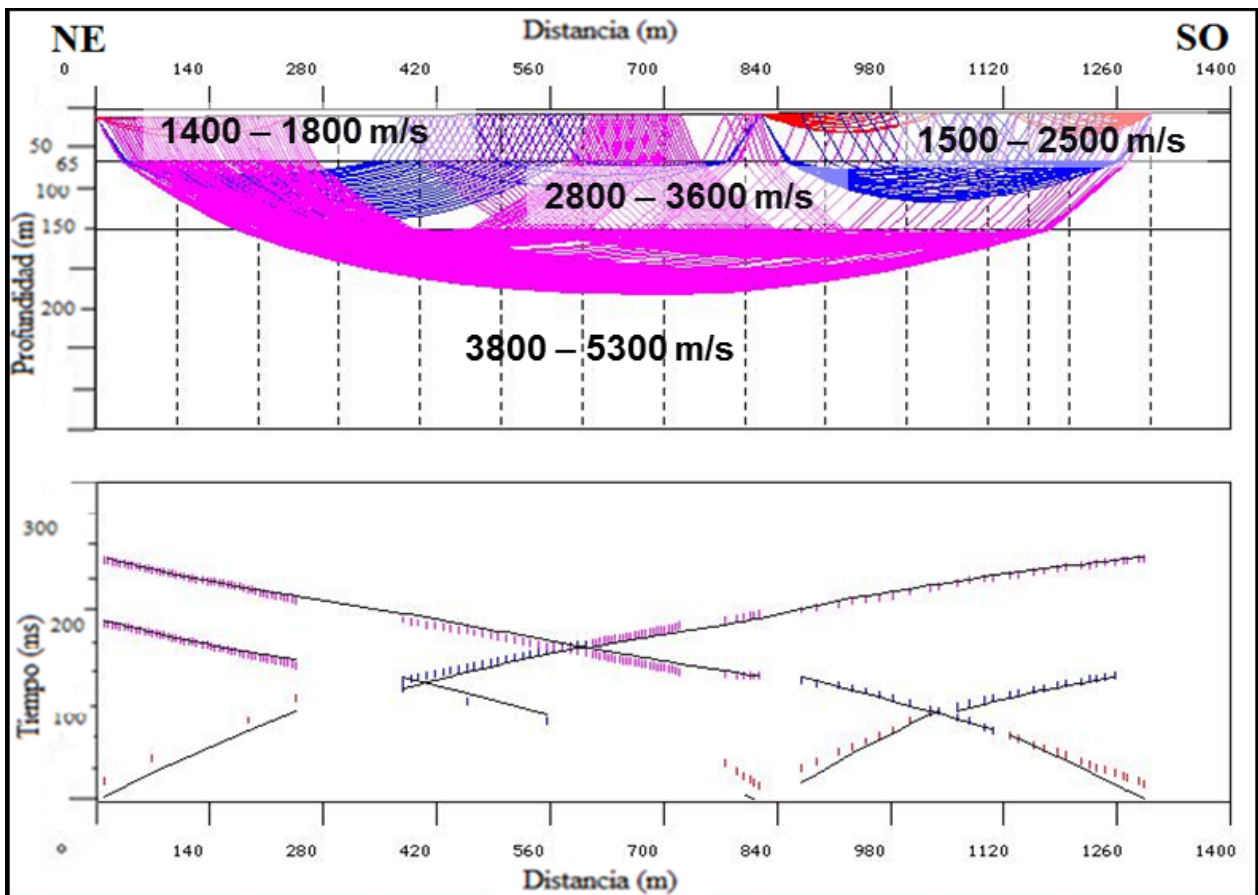


Figura 5.9 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Bordonos.

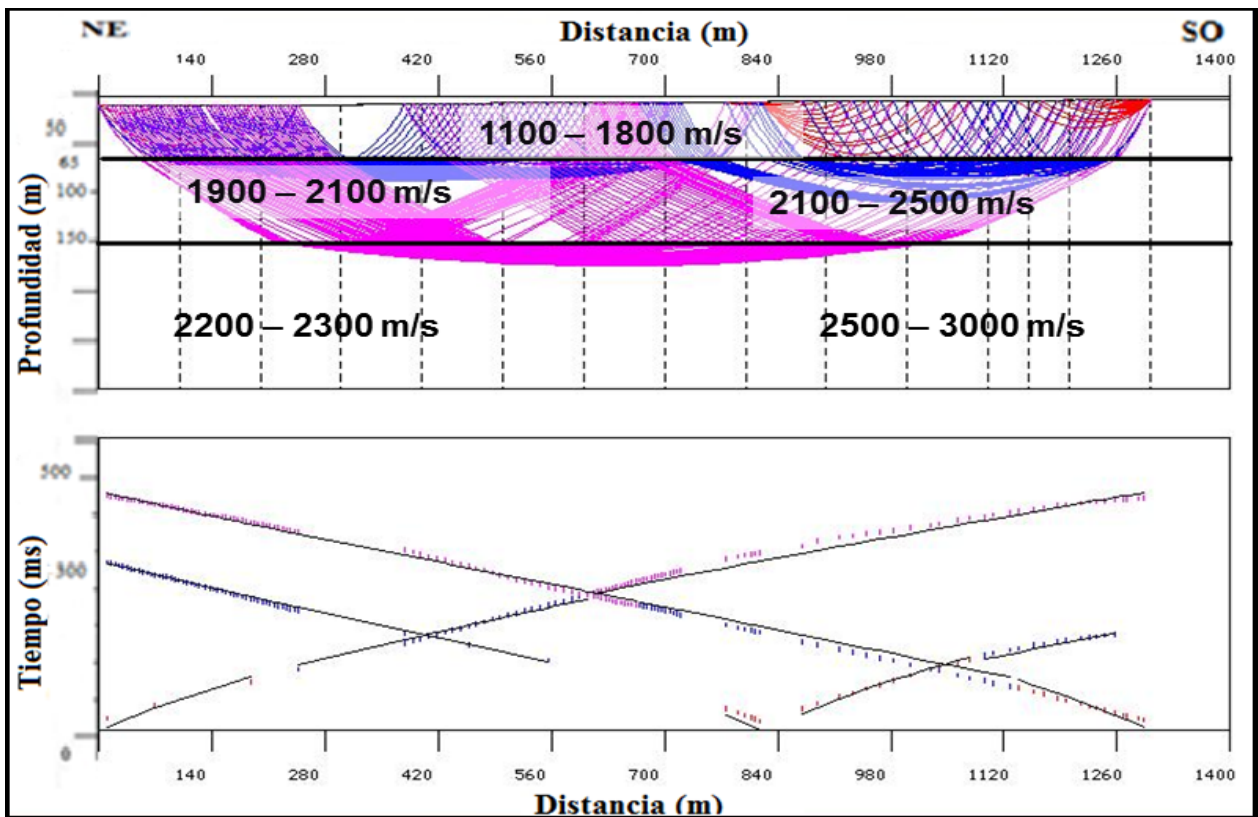


Figura 5.10 Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Bordonos.

En la figura 5.11 se muestran modelos 1D que resumen las velocidades y profundidades interpretadas en los modelos 2D, tanto de ondas P como de S.

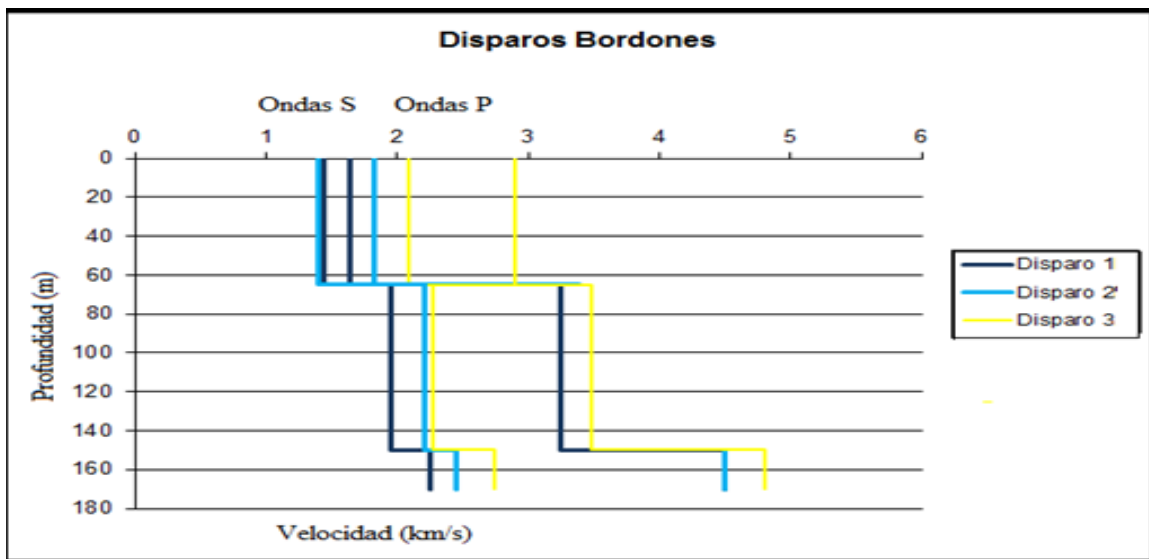


Figura 5.11. Modelo 1D del perfil Bordonos

4.3 Perfil Centro

El perfil Centro tiene una longitud de 1330 m con 3 puntos de disparo (figura 5.12).

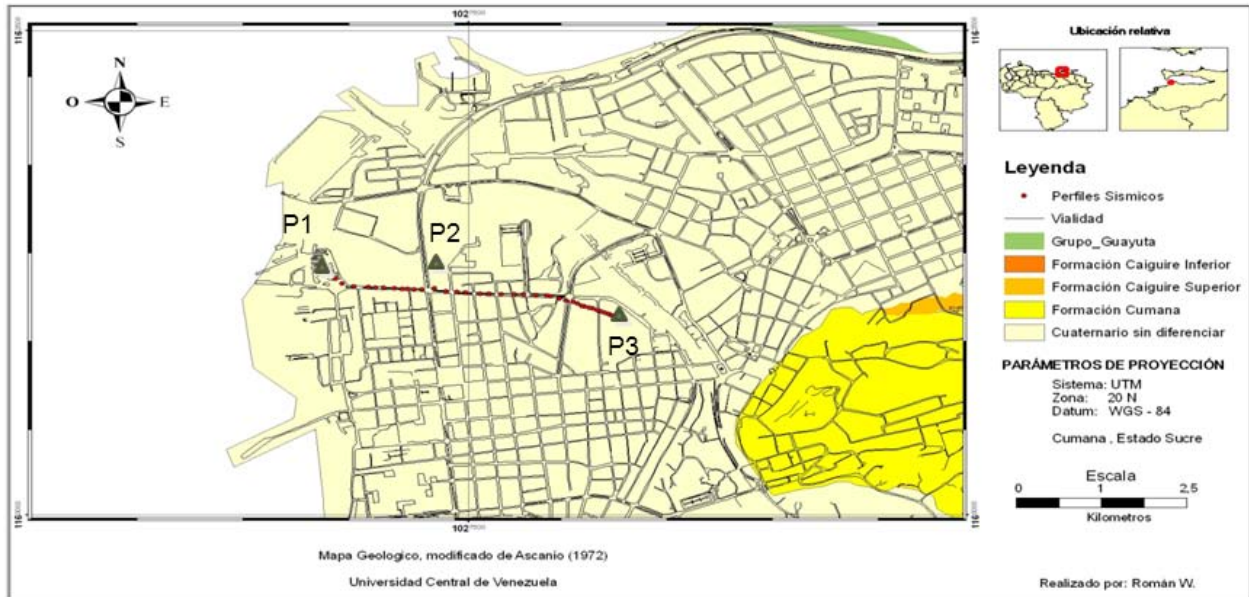


Figura 5.12. Ubicación del perfil Centro y puntos de disparo, modificado de Ascanio (1972).

Se muestra la sección sísmica de las primeras llegadas de ondas P (Figura 5.13), en las señales obtenidas del disparo 1 del perfil Centro, el cual permitió la construcción de los modelos 2D; el resto de las secciones se encuentran en los anexos.

5.3.1 Análisis del modelo de ondas P y S

Para este perfil, solo se emplearon los sismógrafos Texandurante la adquisición, se evidencian cambios laterales de velocidades al noroeste del perfil posiblemente relacionados a la depositación de sedimentos generados por el río Manzanares en el sector y la complejidad tectónica de la zona lo cual dificultó el modelado bidimensional del estudio en el sector.

La primera capa se presenta con velocidades entre 1000 y 1500 m/s al NO del perfil y entre 700 y 1000 m/s al SE; relacionada a la presencia de aluvión, la segunda capa con velocidades al NO de 1700 a 2200 m/s y 1800 a 2000 m/s en su extremo SE, relacionada con una capa de aluvión conformada por arenas saturadas; mientras que la tercera capa presenta velocidades entre 2200 y 3550 m/s, posiblemente relacionadas con areniscas y arcillas, con características del Pleistoceno.

El espesor de sedimentos no consolidados varía entre los 200 m y los 250 m a lo largo del perfil con un buzamiento en sentido SE.

Para las ondas S se obtuvieron 3 capas, presentando para la primera capa, velocidades entre los 120 y 250 m/s promedio de los 180 m/s, la segunda con velocidades entre 300 y 900 m/s NO y entre 300 y 600 SE, mientras que la tercera capa fue entre 200 y 3550 m/s.

El ruido cultural es lo que más se destaca en esta adquisición debido al constante paso vehicular de las arterias viales que colindan con el perfil dificultando la selección de las llegadas de las ondas S.

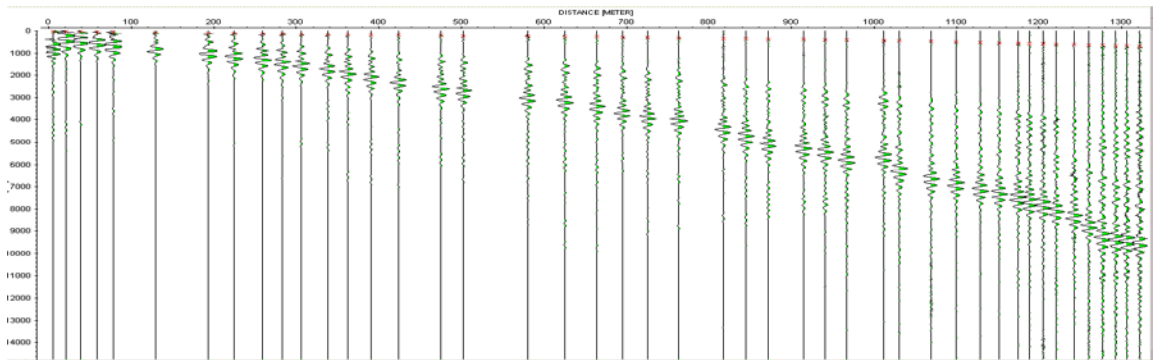


Figura 5.13. Sección sísmica Centro y primeras llegadas ondas P (disparo 1).

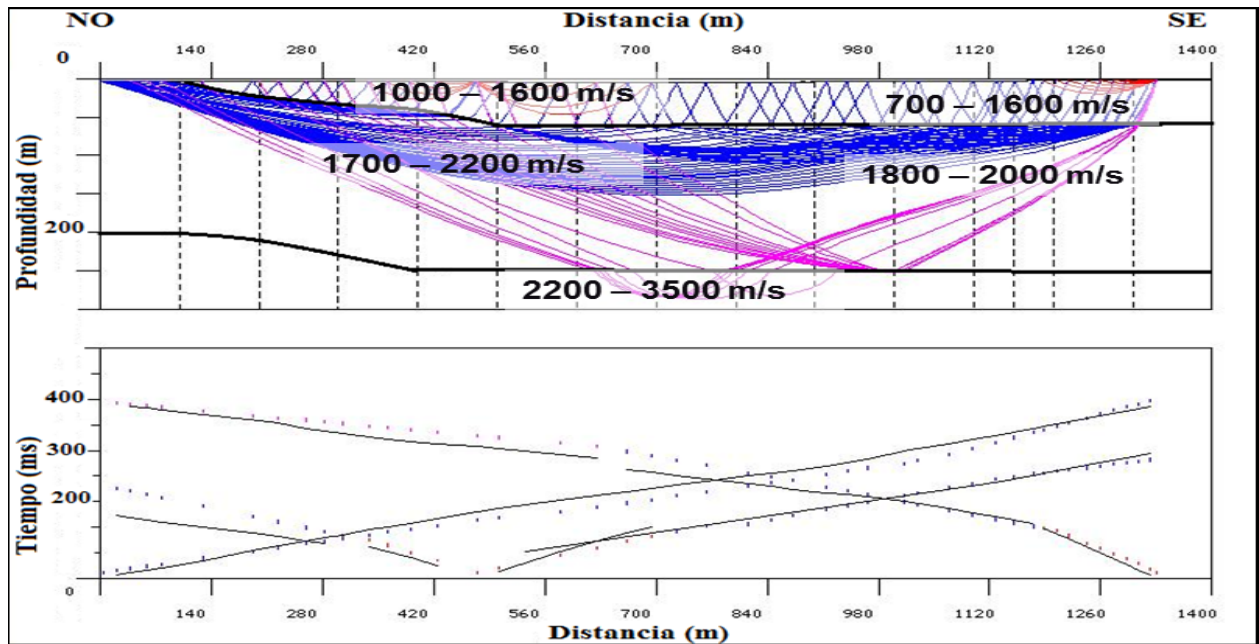


Figura 5.14. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas P del perfil Centro.

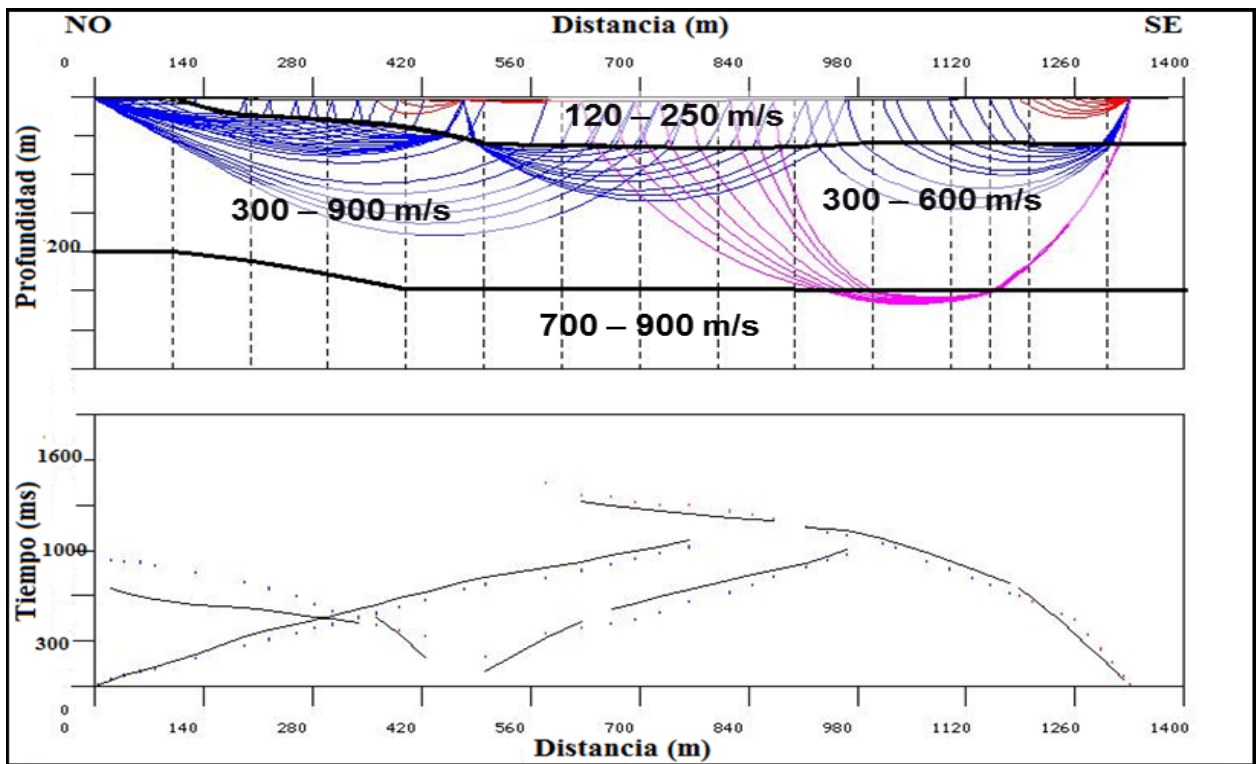


Figura 5.15. Modelo bidimensional de trazado de rayos (arriba); tiempos observados y ajuste (abajo) para las ondas S del perfil Centro.

En la figura 5.16 se muestran modelos 1D que resumen las velocidades y profundidades interpretadas en los modelos 2D, tanto de ondas P como de S.

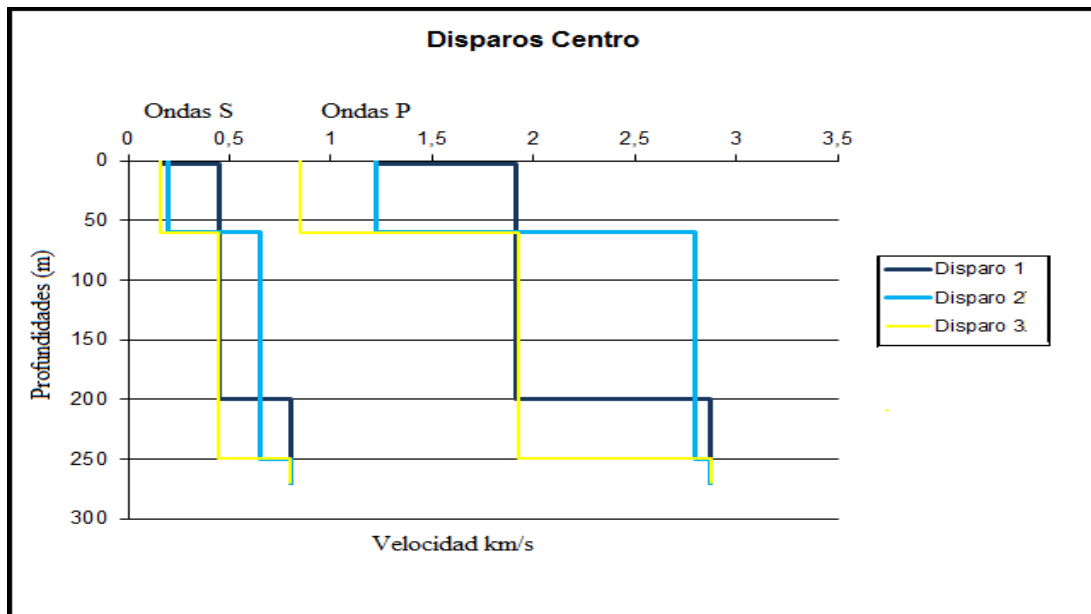


Figura 5.16. Modelo 1D del perfil Centro.

5. 4 Integración de resultados

Diversos métodos geofísicos han sido aplicados en el Proyecto de Microzonificación Sísmica en la ciudad de Cumaná, para así obtener información del subsuelo, la cual será utilizada como insumo para la creación de los modelos en dicho proyecto.

Se presenta una integración de los resultados obtenidos en algunos de estos estudios:

En 2007, se levantaron un total de 500 estaciones gravimétricas que fueron adquiridas en la ciudad de Cumaná con el objeto de generar un modelo 3D del subsuelo. La información previa y de control para este modelo fueron los estudios de geología local, los períodos fundamentales de vibración (H/V) de Cumaná (Abeki et al., 1998; Bonive, 2005) y datos sísmicos de refracción ubicados al norte de las colinas de Caigüire (Schmitz et al., 2006).

El mapa preliminar de espesor de sedimentos cuaternarios (figura 5.17) fue generado por Cruces (2008) y Cruces et al., (2008) con base en el modelo gravimétrico 3D mediante el uso del programa IGMAS (Schmidt y Götze, 1998).

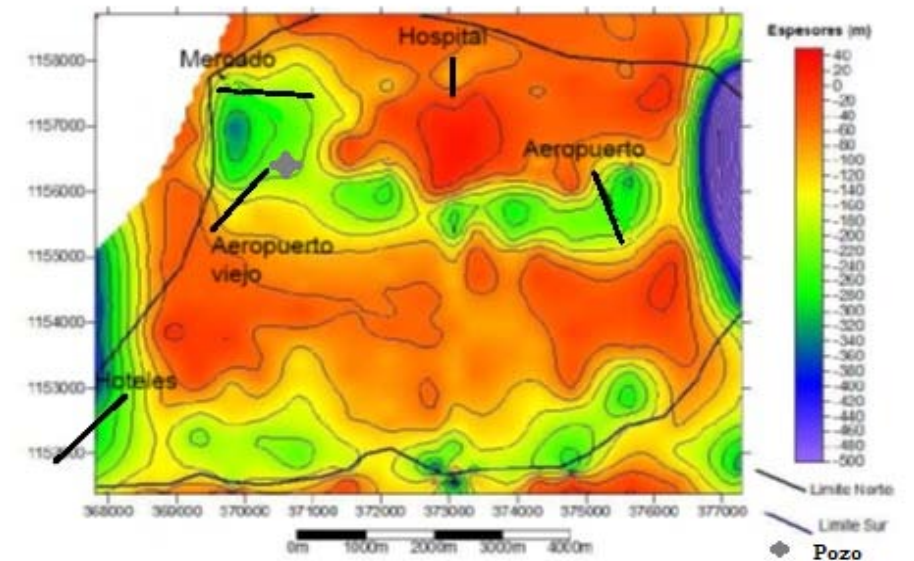


Figura 5.17. Espesor de sedimentos cuaternarios obtenidos a partir del modelado gravimétrico (Modificado de Cruces, 2008; Cruces et. al., 2008), utilizando la información sísmica del perfil Hospital, geología como control y actual pozo excavación

Así mismo, los perfiles sísmicos ubicados en el Hospital de Cumaná, Schmitz et al., (2006), evidenciaron la presencia de 3 capas (tabla 3), con un espesor de sedimentos cuaternarios que se relaciona muy bien con el modelo gravimétrico disponible, al igual que el otro perfil localizado en el antiguo aeropuerto, hacia el sur oeste del centro de la ciudad.

Tabla 3. Velocidades de ondas P y S obtenidas a partir de los perfiles en Cumaná. Estratos con velocidades de ondas de corte mayores a 600 m/s se interpretaron como sedimentos pleistocenos (Schmitz et al., 2008).

Profile	Vp (m/s)	Depth range top of layer (m)	Depth range bottom of layer (m)	Interpretation	Vs (m/s)	Depth range top of layer (m)	Depth range bottom of layer (m)	Interpretation
Hospital	300 - 500 (680)	0	3 to 6	Quaternary sediments of the marine alluvial plain	180 - 280 (360)	0	10 (2) - 20	Quaternary sediments of the marine alluvial plain
	1750 - 200	3 to 6		Water saturated quaternary sediments	325 - 520	10 (2) - 20	25 - 65	Quaternary sediments of the alluvial plain or sand barrier
					460 - 700	25 - 65		Plio-Pleistocene sediments of Caiguire and Cumaná formations, principally composed of sand and clay intercalated with gravels and conglomerates
Aeropuerto viejo	1500 - 1800		20	Water saturated quaternary sediments	150 - 280	0	20	Quaternary sediments of the marine alluvial plain
	1900 - 2050	20	50	Water saturated quaternary sediments	300 - 400	20	50	Quaternary sediments of the alluvial plain or sand barrier
	2100 - 2150	50	110 - 150	Water saturated quaternary sediments	500 - 570	50	100 - 130	Quaternary sediments of the alluvial plain or sand barrier
	2200 - 3500 (?)	110 - 150		Plio-Pleistocene sediments of Caiguire and Cumaná formations	800 - 950	100 - 130		Plio-Pleistocene sediments of Caiguire and Cumaná formations, principally composed of sand and clay intercalated with gravels and conglomerates

Allí se registraron velocidades de ondas de corte superiores a 600 m/s se han interpretado como sedimentos pleistocenos (tabla 3). Esta consideración se compara con los resultados de las mediciones sísmicas realizadas en Cariaco, 70 km al oeste de Cumaná (González et al., 2004) donde, estratos con más de 700 m/s se interpretaron como sedimentos terciarios consolidados.

Por tal razón se integraron en la elaboración de la tabla 4 relacionando velocidades y profundidades preliminares.

Tabla 4. Promedio de los perfiles de velocidad para Cumaná con tres estratos: sedimentos cuaternarios no consolidados en el tope, seguidos de sedimentos terciarios consolidados y calizas cretácicas.

Average velocity profile Cumaná				
Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (g/cm ³)	Thickness of layer (m)	Interpretation
1800	500	1,8	max. 250	Quaternary sediments of the marine alluvial plain, partly water saturated
3200	900	2,3	aprox. 300 m	Plio-Pleistocene sediments, P-velocities from Schmitz et al., (2005)
4300	1500	2,45		Cretaceous limestones, P-velocities from Schmitz et al., (2005)

Por otra parte, se realizaron una serie de mediciones de periodos fundamentales que posteriormente se cruzaron con el mapa de zonificación del subsuelo de Cumaná presentado por Grases et al.,(2004), con el fin de proporcionar la información necesaria para calcular la susceptibilidad a la licuación del sector que fue luego elaborado por Olivier (2009) (figura 5.18).

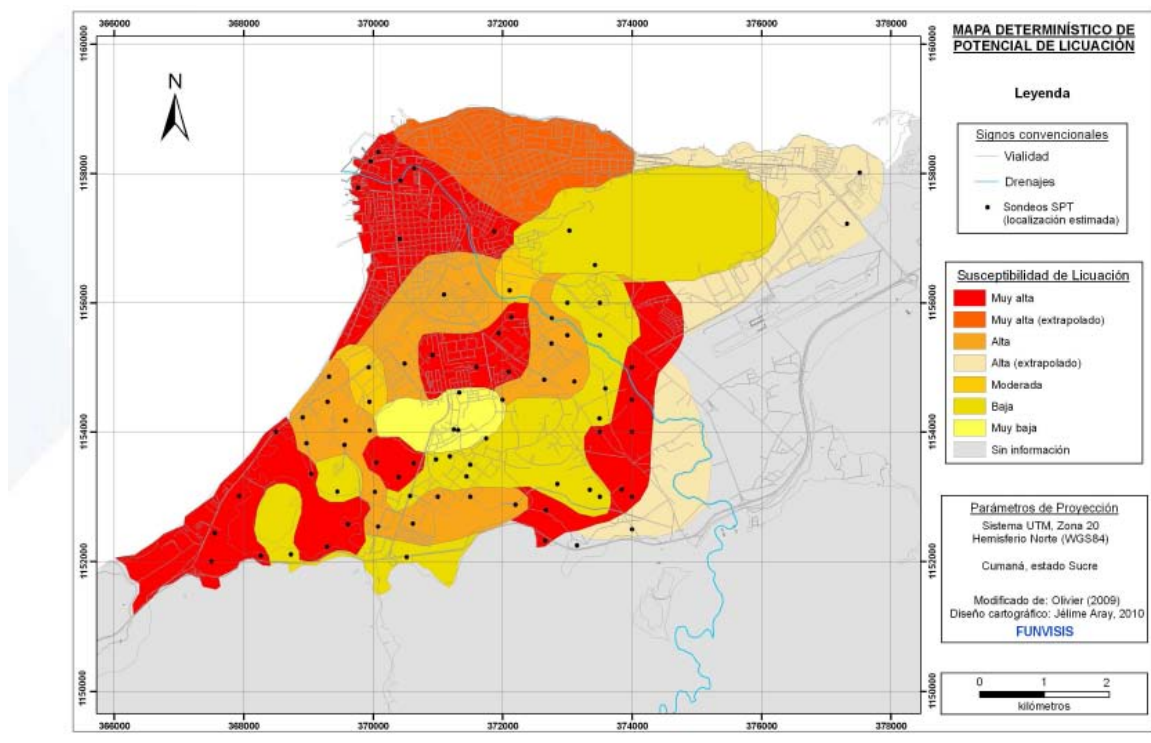


Figura 5.18. Mapa determinístico de amenaza de licuación de la ciudad de Cumaná para un escenario de sismo de magnitud 6,9 (Olivier, 2009).

Se observa que la mayor parte de la ciudad se clasifica como de alto a muy alto su susceptibilidad a la licuación, en particular la zona nor occidental y la desembocadura del Río Manzanares.

Así mismo, Aray et al., (2010) elaboraron un mapa preliminar de microzonas de la ciudad de Cumaná, recopilando información geofísica base como: períodos predominantes del suelo (Método H/V), velocidades de ondas S para los estratos sedimentarios y roca, y velocidades Vs30. A partir de los datos obtenidos con cada uno de estos métodos y correlacionándolos con la ecuación que relaciona período, Vs30 y Vs del estrato sedimentario más profundo (Vsinf), obteniendo los valores de espesores de sedimentos preliminares para la zona de estudio (figura5.19).

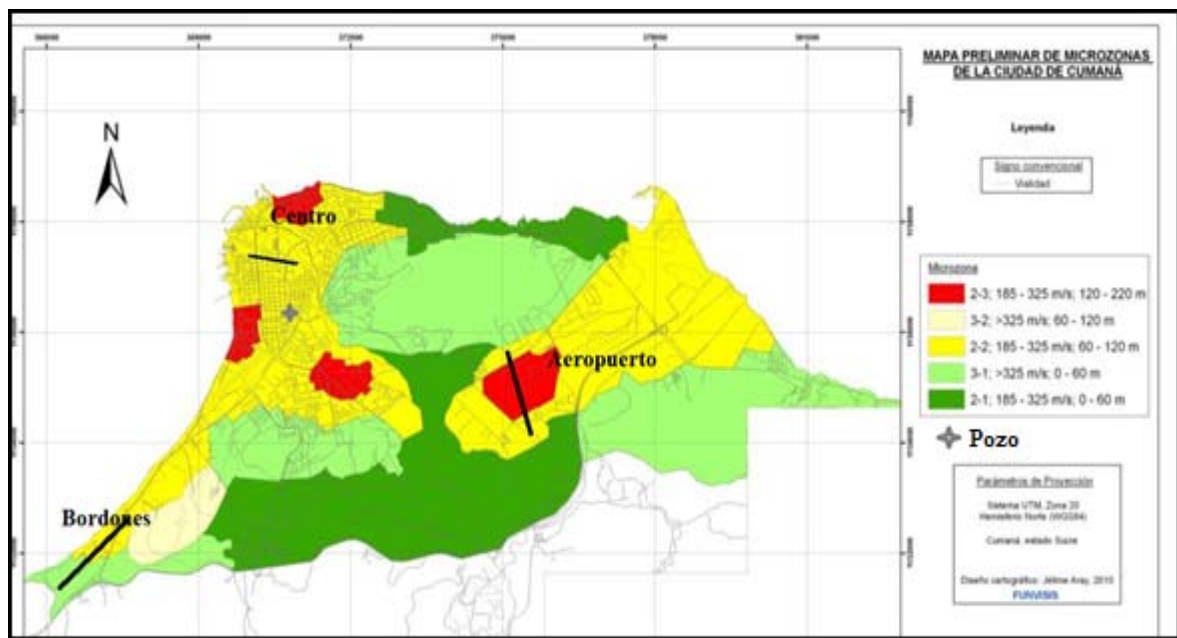


Figura 5.19. Mapa de microzonas sísmicas de la ciudad de Cumaná. Señalando perfiles sísmicos y pozo de perforación. (Modificado de Aray et al., 2010)

A mediados de este año se realizó una perforación en la zona marcada (fig 5.17 y 5.19) donde se llegó hasta una profundidad de 220 m sin aún haber alcanzado roca.

Considerando los estudios anteriores y relacionándolos con esta investigación se interpreta que:

- Los valores de espesores de sedimento calculados en el modelo bidimensional de los 3 perfiles se encuentran entre los valores de espesores obtenidos por el estudio gravimétrico (Cruces et al., 2008).

- En el perfil Aeropuerto viejo, las velocidades de ondas P a profundidades entre 0 – 50 m se encontraron entre 1500 y 2150 m/s, lo cual coincide con el perfil Centro entre 0 – 60 m fueron entre 1000 y 2170 m/s.
- Para el perfil Hospital las velocidades de ondas S para una capa entre 25 – 65 m sus velocidades son de 450 a 700 m/s, coincidiendo con las velocidades del Aeropuerto en ondas S entre 49 y 95 m de 400 a 700 m/s
- La alta susceptibilidad de licuación en el centro de la ciudad guarda relación con la depositación histórica generada por el río Manzanares, ocasionado cambios laterales como verticales en el material (Beltran et al.; 1995), lo cual pudiera asociarse a la variación lateral registrada al norte del perfil Centro tanto en las ondas P como para las ondas S.
- Solo el perfil Aeropuerto concuerda con el mapa preliminar de microzonas, donde el espesor de sedimentos se encuentra en el rango allí presentado, con profundidad menor a los extremos y mayor espesor en la zona central del perfil, lo cual se interpreta como una estructura del tipo cuenca.
- Se deberá recalcular el mapa de microzonas con la información gravimétrica y la sísmica de refracción interpretada en esta investigación, pues en el mapa actual sus espesores no guardan relación y tampoco con el pozo de perforación que se está realizando.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Luego de finalizar el procesamiento e interpretación del presente trabajo se puede concluir lo siguiente:

- En los modelos sísmicos bidimensionales se identificaron en general 3 capas.
- El perfil Aeropuerto presenta 3 estratos en forma de cuenca, con su depocentro en el centro del modelo. El espesor total de sedimentos varía a lo largo de todo el perfil entre los 80 m y los 160 m a los extremos y centro respectivamente, lo cual coincide con las elevaciones montañosas que rodean el perfil, al norte con el cerro Caigüiré y al sur con la Serranía del Interior Oriental.
- Para estimar la profundidad del basamento rocoso (espesor de sedimentos), se apoyó en los resultados de los modelos de las ondas P, ya que las observaciones de las ondas S, en la mayoría de los perfiles, no tienen el nivel de energía suficiente para la determinación de esta interfase.
- Los resultados obtenidos de los perfiles Centro y Aeropuerto se correlacionan con los previamente adquiridos en los perfiles Aeropuerto viejo y Hospital respectivamente, en velocidades y espesor de sedimento; confirmando los resultados obtenidos por la gravimetría señalada anteriormente.
- El modelado 2D del perfil los Bordones presentó estratos semiplanos y subparalelos. La primera capa con una velocidad entre 1400 y 1800 m/s al NE del perfil y entre 1500 y 3500 m/s SO, la cual puede ser interpretada por una capa compuesta por areniscas y arcillas, la segunda capa con una velocidad entre 2800 y 3600 m/s que puede estar formada por areniscas y calizas, y la tercera capa presentó velocidades en el orden de los

3800 y 5300 m/s, donde estas altas velocidades y presencia de una roca dura atribuida al afloramiento de rocas cretácicas concernientes al Grupo Guayuta. El espesor de sedimentos obtenido fue de 150 m, lo cual tiene relación con el estudio previo gravimétrico en un segmento de la zona de este perfil.

- En el perfil Centro el espesor total de los sedimentos no consolidados varía entre los 200 m y los 250 m a lo largo del perfil con un buzamiento en sentido sureste lo cual se respalda en el estudio previo gravimétrico presentado por Cruces (2008) en la zona.
- El ruido cultural de la ciudad debido a la cercanía de arterias viales a los diferentes perfiles para este estudio dificultó la selección de llegadas de las ondas S y su respectivo modelado bidimensional de trazado de rayos.
- Para el momento de culminación de este estudio, el personal de FUNVISIS se encontraba realizando una perforación en las inmediaciones del Aeropuerto Viejo, la cual aproximadamente 140 m no encontró roca; pudiendo corroborar los espesores interpretados por Cruces et al., (2008) y lo interpretado en este trabajo.

Como recomendaciones se puede mencionar:

- Recalcular el mapa de microzonas sísmicas de Cumana con la información obtenida de los perfiles sísmicos de esta investigación.
- Evitar espaciamientos muy largos entre los receptores, pues presenta inconvenientes para determinar los cambios de fase y el modelado de las velocidades.
- Distribución equidistante entre los receptores.

- Intercalar geófonos para ondas P y geófonos para ondas S en los Geodes, esto permitiría establecer un mejor control de las primeras llegadas de onda P y S en las trazas generadas por los Geodes.
- Realizar perfiles de refracción sísmica adicionales y perforaciones en los sectores cercanos a los perfiles de este estudio a fin de confirmar los espesores de sedimentos. Que el pozo a realizarse en el centro sea al noroeste, próximo a de donde se realizó el primer disparo o detonación del perfil, dado que es allí donde se obtuvieron las variaciones laterales y que según habitantes del sector señalan la presencia de túneles y cámaras subterráneas de la época colonial que pudiera generar algún interés histórico y cultural para la población.

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS

Abeki, N., Watanabe, D., Hernández, A., Pernía, A., Schmitz, M., Avendaño, J., (1998). Microtremor observations in Cumana city, Venezuela. In: Irikura et al. (eds.). The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Balkema, Rotterdam. P. 613-618.

Aray, J., Schmitz, M., Amaris, E., Rocabado, V., Rendón, H., López, R., Romero, G., Singer, A., Rodríguez, L., Rodríguez, J.A., Audemard, F., Paolini, M., Morales, C., Ascanio, W., Sánchez, C., Olivier, M., Betancourt, A., Leal, K., Scremin, L., Carrillo, E., López, O.A., Coronel, G., (2010). Informe técnico de avance proyecto LOCTI: microzonificación sísmica en la ciudad de Cumaná, estado Sucre. Informe inédito, FUN – 029, 2010. 9 anexos, 60 pp.

Ascanio, G. (1972). Geología de los cerros de Caigüiré, Cumaná, Estado Sucre. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1969. Tomo III. P. 1279-1288.

Audemard, F. (1999). Nueva percepción de la sismicidad del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosismicos. IV Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida 1999. P. 11

Beltrán, C., Giraldo, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, Venezuela. Memorias P. 1000-1021.

Beltrán, C., Rodríguez, J.A. (1995). Ambientes de sedimentación fluvio-deltaica y su influencia en la magnificación de daños por sismos en la ciudad de Cumaná, Venezuela. II Coloquio Internacional de Microzonificación Sísmica, Corporiente, Cumaná, Venezuela. P12.

Beltrán, C., Singer, A., Rodríguez, J.A. (1996). The El Pilar Fault active trace (northeastern Venezuela): neotectonic evidences and paleoseismic data. III ISAG, St. Malo, Francia, P.153-156.

Briceño, F., Sanabria, J., Azpúrua, P., Planchart, M., Castellanos, S., Olivares, A., Lustgarten, P., Kelemen, J., García, J., González de J., C., Carrillo, P., Pérez, H., Seed, H., Whitman, R., Murphy, V., Linehan, D., Turcotte, T., Steinbrugge, K., Espinosa, A., Algermissen, S., Arcia, J., Puig, J., Schmidt, L., González, J.V., Martínez, J., Knudson, C., Cran, C., Preshel, M., Holoma, S., Gómez, J., Luchsinger, J., Silva, M., Fortoul, C., Lamar, S., Grases, J., Vignieri, L., Valladares, E., Suárez, J., Gómez, G., Azpúrua, J., Paparoni, M., Ramos, C., Romero, A., Delgado, J., Azopardo, P., Grinsteins, V., Isaacura, J., Castellanos, H., Vargas, J., (1978). Segunda fase del estudio del sismo ocurrido en Caracas el 29 de julio de 1967. Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo, Ministerio de Obras Públicas, 2 volúmenes, 1281 pp.

Bonive, F. (2005). Medidas geotécnicas y niveles de vulnerabilidad a partir del estudio de efectos de sitio en la ciudad de Cumaná. IV Coloquio sobre Microzonificación Sísmica. Barquisimeto, Venezuela. 4 pp.

Bucher, W., (1952). Geologic Structure and Orogenic History of Venezuela. Men. Geol. Soc. Am. Vol. 49. P.113.

Cavada, J., (2000). Guía de Prospección Sísmica por Refracción. Universidad Central de Venezuela. Versión 1.

COVENIN, (2001). Edificaciones sismorresistentes, Norma Venezolana COVENIN 1756:2001. Comisión Venezolana de Normas Industriales, FONDONORMA, MCT, MINFRA, FUNVISIS, Caracas. Venezuela.

Cruces, J. (2008). Modelado gravimétrico 3d del basamento de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, con fines de microzonificación sísmica. TEG. Inédito. USB, Caracas. Venezuela.

Cruces, J., Izarra, C., Schmitz, M., (2008). Modelado gravimétrico 3D en Cumaná usando datos procesados a partir de nuevos estándares. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 7 p.

Dobrin, M.B. (1960). Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. McGraw Hill, New York, 630 p.

Gómez, M. C., O. Rey, N. Escalona, (1985). Estratigrafía del Cretáceo y Terciario de las regiones sur y este de Cumaná. Mem. VI Congr. Geol. Ven., II: P.775-797.

González de Juana, C.; J. Iturralde de Arozena y X. Picard, (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves, tomo 1, P. 414.

González, J., Schmitz, M., Audemard, F., Contreras, R., Mocquet, A., Delgado, J. y De Santis, F., (2004). Site effects of the 1997 Cariaco, Venezuela earthquake. Engineering Geology, P. 72, 143 - 177.

Graces, J., (1979). Investigaciones sobre los sismos destructores que han afectado el Oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y zonas adyacentes, INTEVEP, informe inédito, Los Teques, Venezuela, P. 107.

Grases, J., A. Malaver, A. Montes, M. González, C. Herrera, L. Acosta, M., Lugo, J. Madriz, J. Hernández, R.J. Vargas (2004). Amenazas Naturales y Vulnerabilidad en Cumaná: Boletín Técnico IMME. Vol. 42. N. 3. Caracas, Venezuela.

Hedberg, H. D., (1937-a). Stratigraphy of the Rio Querecual section of northeastern Venezuela, Bol. Geol. y Min. (Venezuela), 1(2-4): P.239-250.

Hedberg, H. D., (1937-b) Stratigraphy of the Río Querecual section of northeastern Venezuela, Geol. Soc. Am., Bull., 48(12): P.1971-2024.

Macsoy, O., (1976). Bioestratigrafía de algunas secciones pleistocenas del nororiente de Venezuela. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 7, (2): P. 985-996.

Macsoy, O., V. Vivas, N. P. de Bellizzia y A. Bellizzia, (1985). Excursión No. 7: Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleogeno de las islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes. En: Espejo, A., J. H. Ríos y N. P. de Bellizzia (Eds.) VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1986; Memoria 10: P. 7125-7174.

Meza, J., (2010). Modelado bidimensional del subsuelo en las ciudades de Maracay, edo. Aragua y Valencia, edo. Carabobo, a través de datos de sísmica de refracción somera. TEG. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas. Venezuela.

Molnar, P., Sykes, L.R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. America Bull. V80, P. 1639-1684.

Olivier, M., (2009). Evaluation of the liquefaction potential of the city of Cumana, Venezuela. Internship Report 2009. CEDI-FUNVISIS.

Paige, S. (1930). The earthquake at Cumana, Venezuela, January 17, 1929. Bulletin of the Seismological Society of America, 20, P.1-10.

Parasnis, D. S. (1970) Principios de Geofísica Aplicada. Edit. Paraninfo. Madrid, P. 367

Rivero, F., (1956) Cumaná, Capas de., en: Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1a Ed., Bol. Geol. Publ. Esp. 1: P.215-220

Rod, E., (1956). Strike-Slip faults of northern Venezuela. Am. Assoc. Pet. Bull. Vol. 40. P. 457-476.

Sandmeier, K. (1998): ReflexW. Sandmeier Scientific Software, Alemania, P. 407.

Schubert, C.,(1981) Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?. Geologische Rundschau. Vol 70. N° 2. P. 542-551.

Schubert, C., (1984). Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela. Journal of Geophysical Research. Vol. 89. N° B7. P. 5711-5718.

Schmidt, S. y Götze, H., (1998). Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions. Phys. Chem. Earth. 23 (3), pp. 289-295.

Schmitz, M., Romero, M., Bonive, F., Audemard, F., González, J., (2006), Resultados de mediciones Sísmicas e implicaciones en dinámica de suelo en torno al hospital Dr. Antonio Patricio de Alcalá, Cumaná, Estado Sucre: Boletín Técnico de IMME. Vol. 44. N.1. Caracas, Venezuela.

Schmitz, M. y Vilotte J. (2008) Estructura de velocidades de ondas S, patrón de atenuación y respuesta sísmica 3-D en el valle de Caracas y un estudio comparativo con Cumaná, Venezuela.

Schmitz, M., Abreu, R., Vilotte, J., Delavaud, E., Rocabado, V., Alvarado, L., Hernández, J., Cornou, C., Rendón, H., Bard, P., Moguilny, G., Cadet, H., Causse, M. (2008). Informe Técnico, Proyecto FONACIT/ECOS-Nord Nr. 2004000347, Estructura de velocidades de ondas S, patrón de atenuación y respuesta sísmica 3-D en el valle de Caracas y un estudio comparativo con Cumaná, Venezuela, FUNVISIS FUN-007, Inédito, 55 p.

Schmitz, M., Hernández, J., Morales, C., Domínguez J., Rocabado V., Valleé M., Tagliaferro, M, Delavaud, E., Singer, A., Amarís, E., Molina, D., González1, M., Leal, V., (2011). Principales resultados y recomendaciones del proyecto de microzonificación sísmica de Caracas. Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.

WEC Evaluación de Pozos, (1997). Schlumberger.

Zelt, C. y Smith, R. (1992) Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophysical Journal International, 108, P.16-34.

Consultas en páginas web:

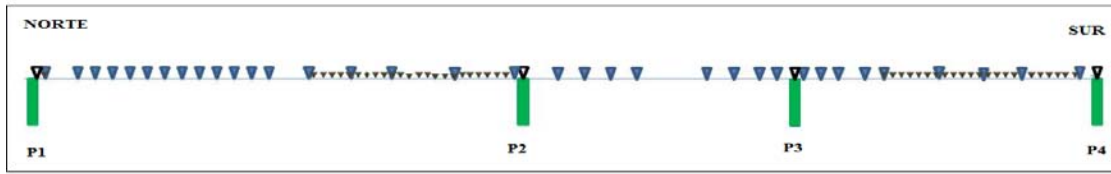
Léxico estratigráfico (S.F.) Código Estratigráfico de las Cuencas de Venezuela. PDVSA. Consultado en octubre 2011. Página web: <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>

FUNVISIS (2010). Glosario. Consultado en mayo 2010. Página web: <http://www.funvisis.gob.ve/>

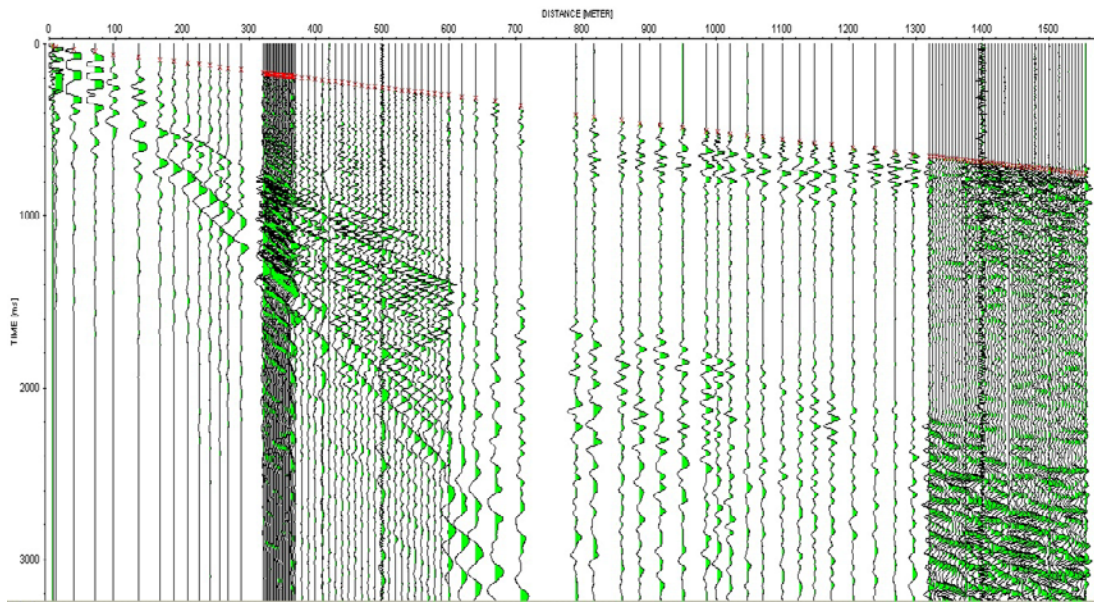
ANEXOS

Secciones sísmicas y modelos de velocidades

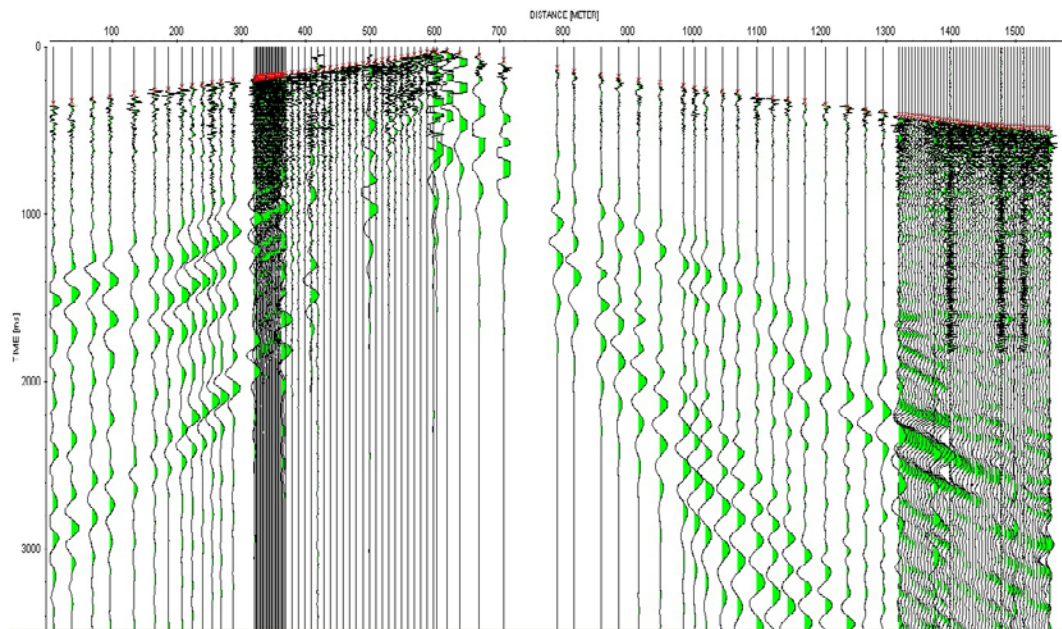
PerfilAeropuerto



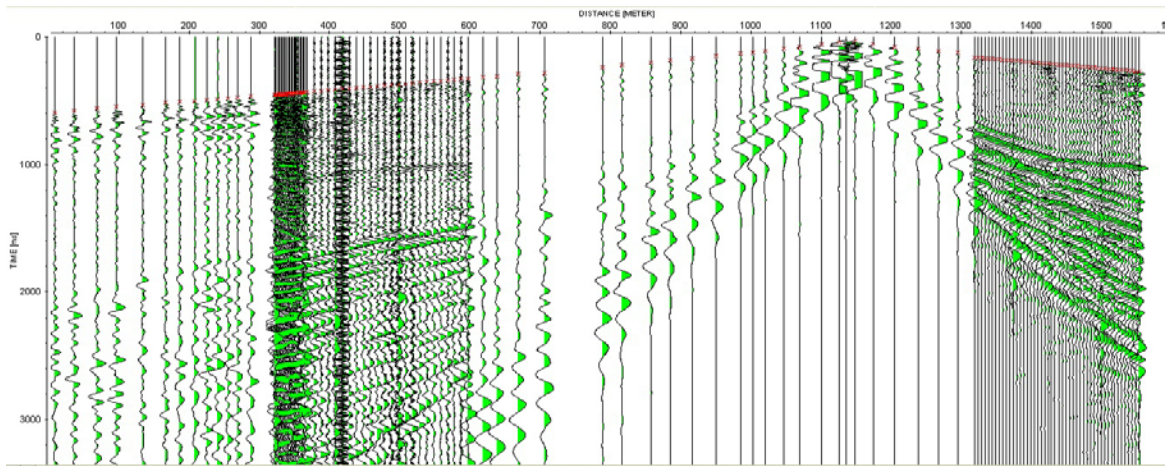
Esquema del perfil Aeropuerto.



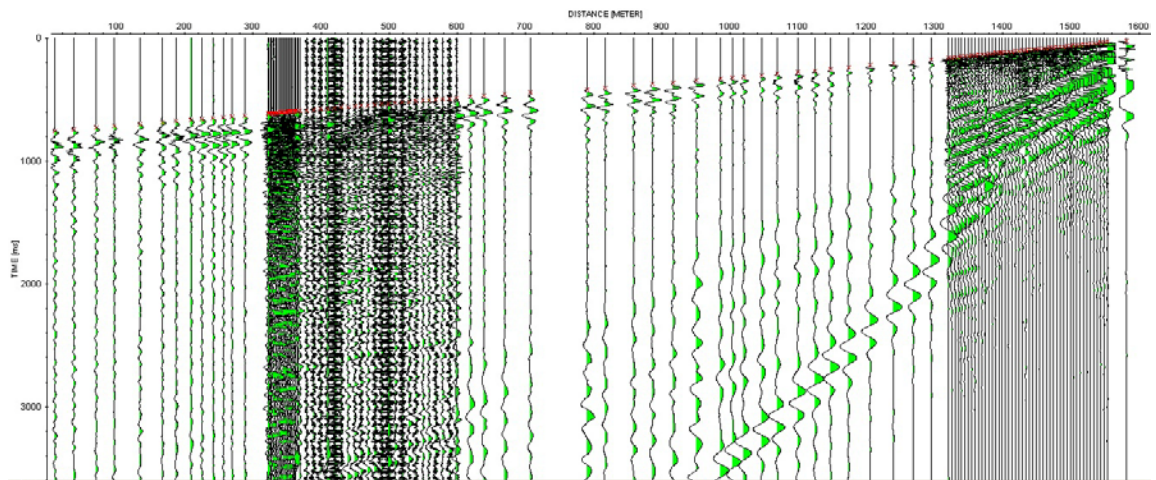
Primeras llegadas de ondas P, disparo 1.



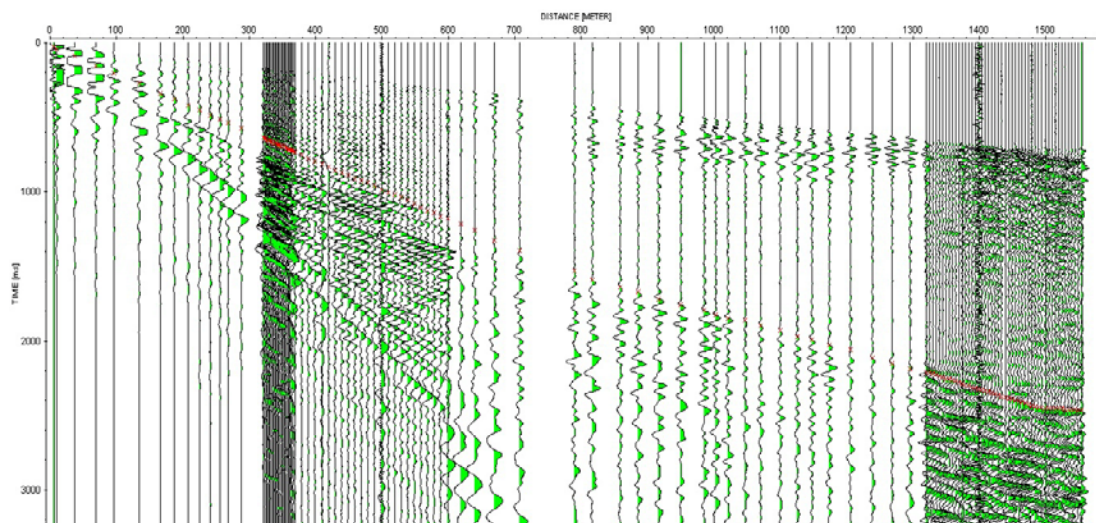
Primeras llegadas de ondas P, disparo 2.



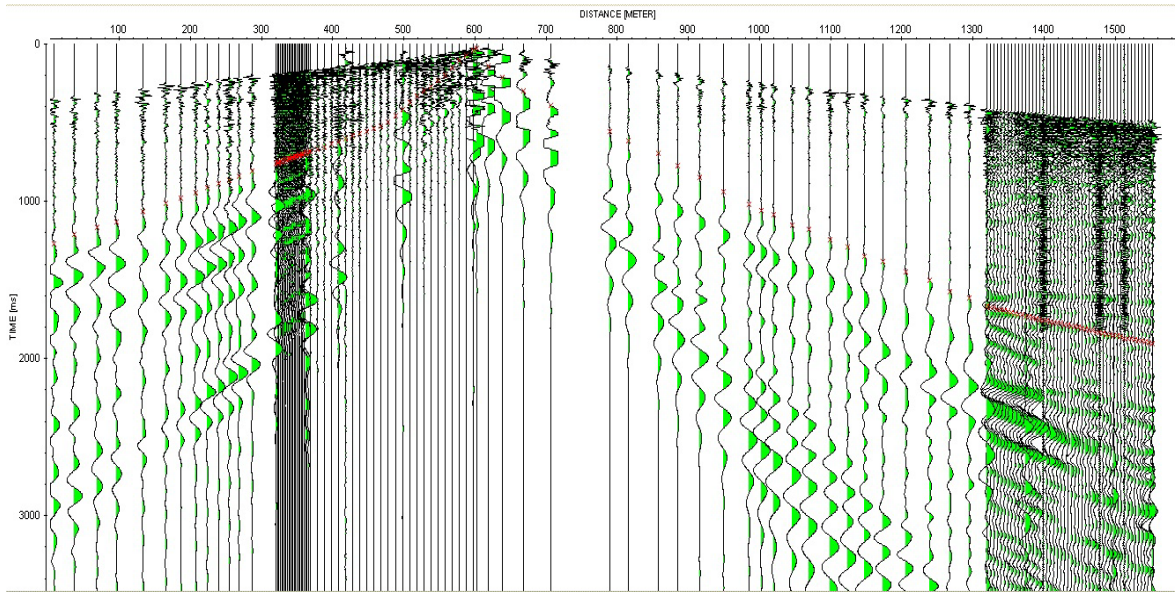
Primeras llegadas de ondas P, disparo 3.



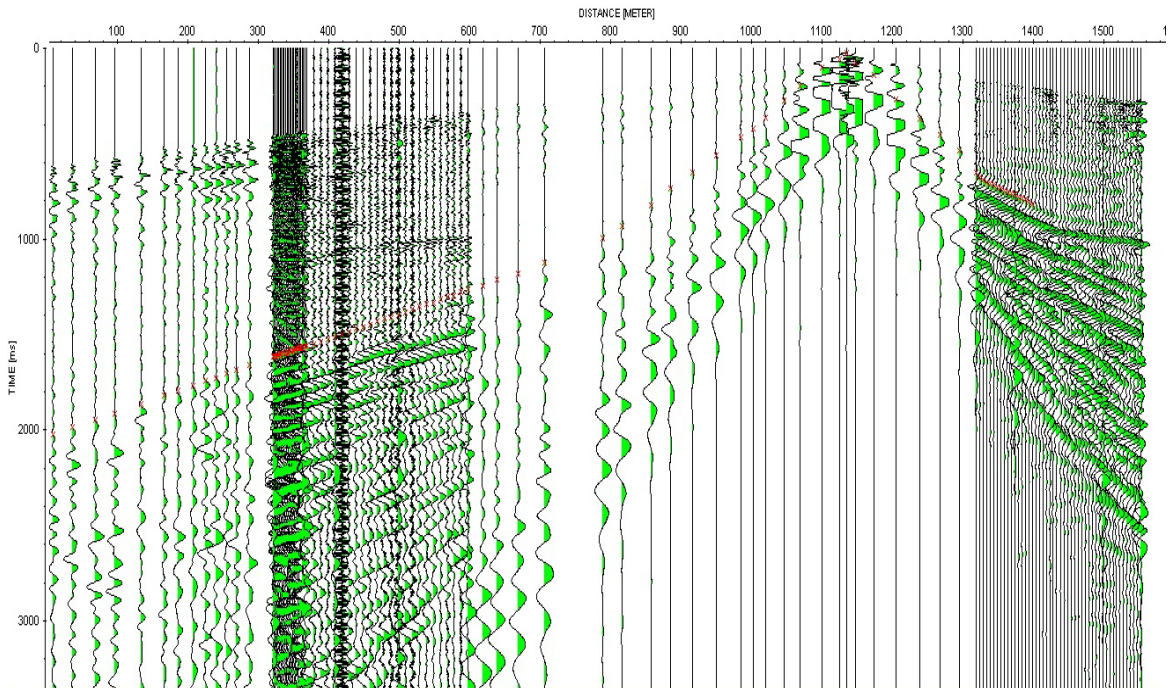
Primeras llegadas de ondas P, disparo 4.



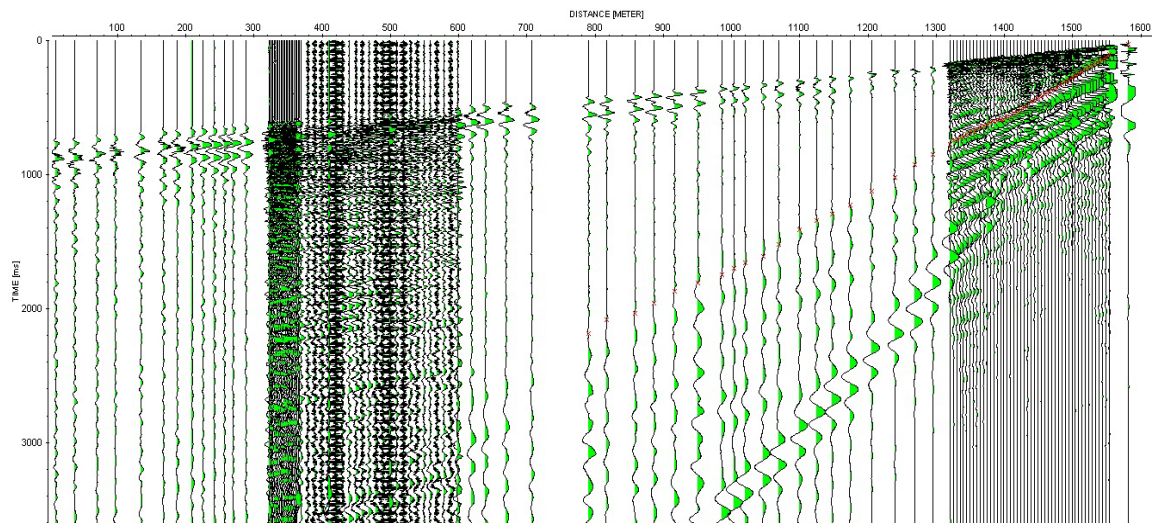
Primeras llegadas de ondas S, disparo 1.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 2.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 3.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 4.

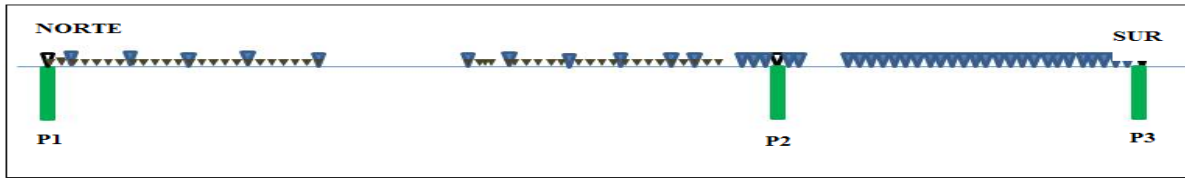
Capa	Distancia (m)	0.00	400.00	800.00	1200.00	1600.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	1.46	1.67	1.33	1.22	1.55
	Velocidad en base (km/s)	2.00	1.87	2.06	1.73	2.03
2	Profundidad (m)	49.92	79.78	94.90	87.76	54.62
	Velocidad en tope (km/s)	2.02	2.00	2.20	1.90	2.12
	Velocidad en base (km/s)	2.20	2.20	2.25	2.00	2.20
3	Profundidad (m)	79.99	130.00	159.89	149.75	110.00
	Velocidad en tope (km/s)	2.20	2.20	2.27	2.20	2.23
	Velocidad en base (km/s)	2.50	2.60	2.60	2.60	3.00

Tabla de velocidades de onda P

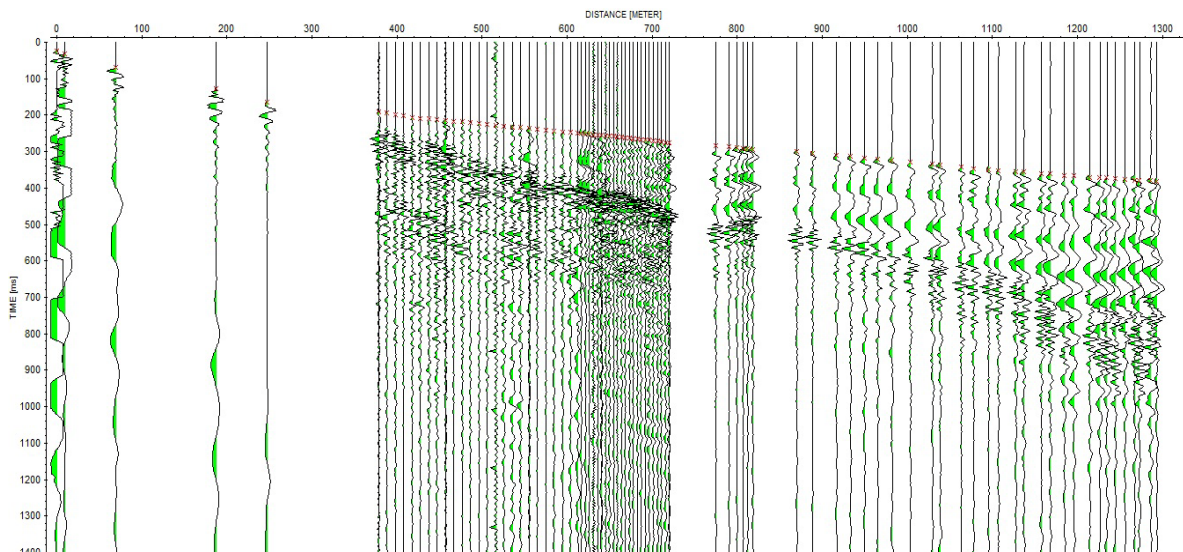
Capa	Distancia (m)	0.00	400.00	800.00	1200.00	1600.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	0.45	0.46	0.35	0.30	0.30
	Velocidad en base (km/s)	0.55	0.50	0.55	0.40	0.40
2	Profundidad (m)	49.92	79.78	94.90	87.76	54.62
	Velocidad en tope (km/s)	0.57	0.51	0.69	0.40	0.40
	Velocidad en base (km/s)	0.59	0.59	0.70	0.42	0.42
3	Profundidad (m)	79.99	130.00	159.89	149.75	110.00
	Velocidad en tope (km/s)	0.70	0.75	0.70	0.75	0.77
	Velocidad en base (km/s)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80

Tabla de velocidades de onda S

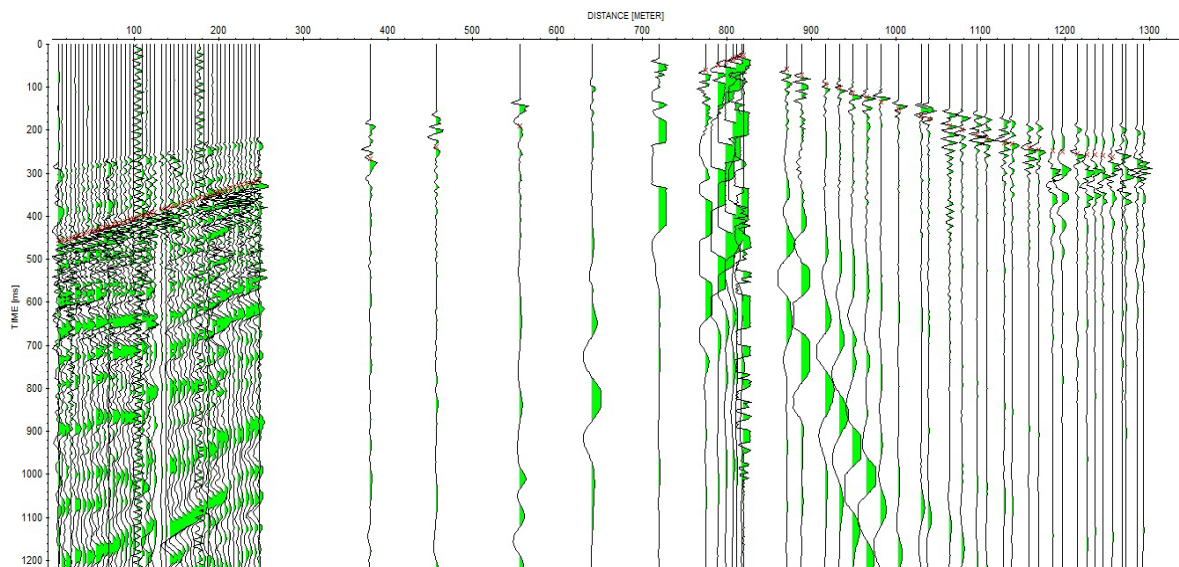
PerfilBordones



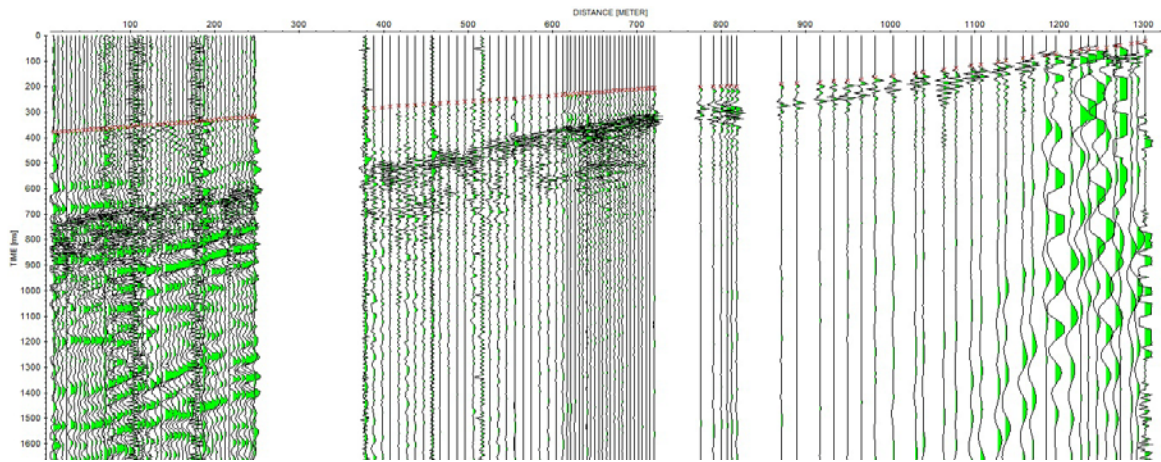
Esquema del perfil Bordones.



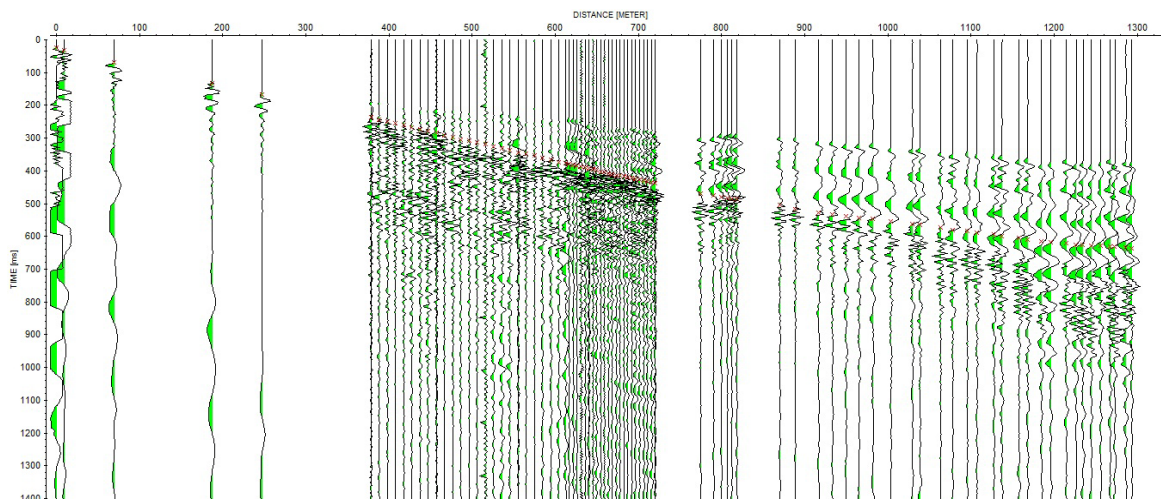
Primeras llegadas de ondas P, disparo 1.



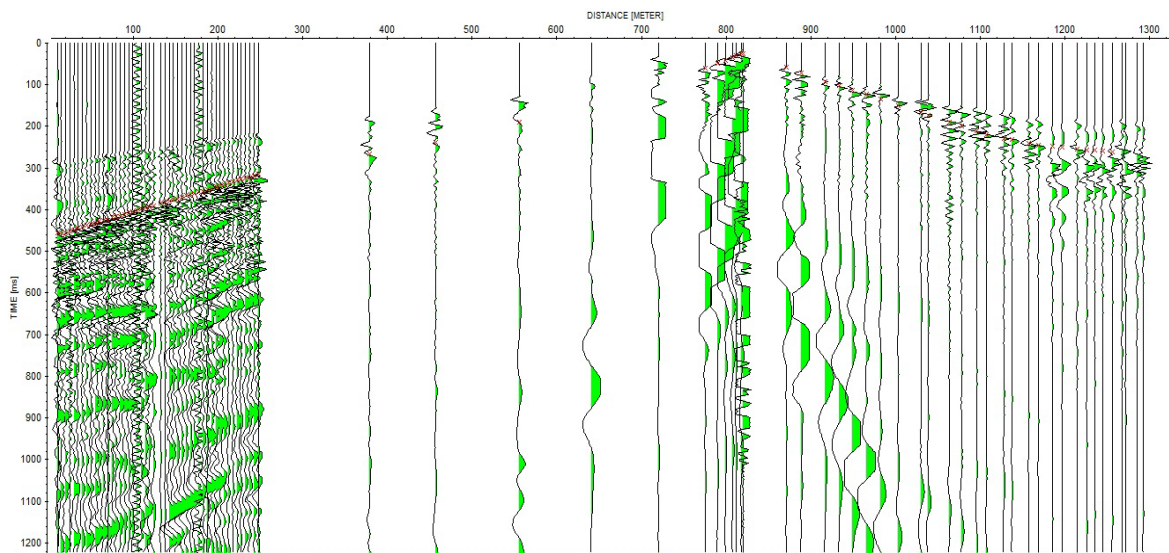
Primeras llegadas de ondas P, disparo 2.



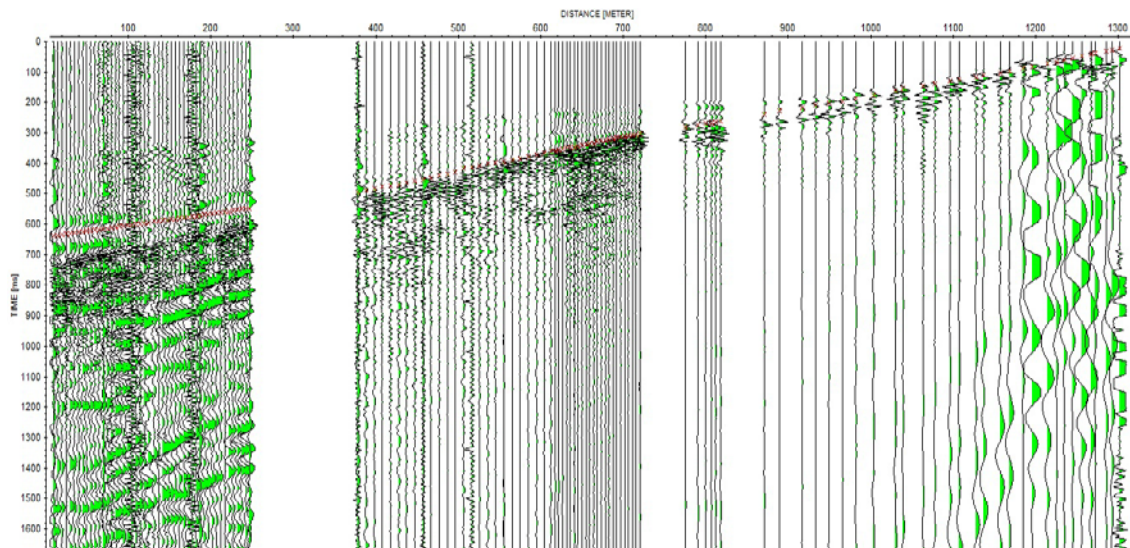
Primeras llegadas de ondas P, disparo 3.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 1.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 2.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 3.

Capa	Distancia (m)	0.00	300.00	700.00	1100.00	1400.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	1.45	1.56	1.66	1.51	1.55
	Velocidad en base (km/s)	1.84	1.86	1.96	1.80	2.50
2	Profundidad (m)	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00
	Velocidad en tope (km/s)	2.89	3.03	3.24	2.85	2.80
	Velocidad en base (km/s)	3.60	3.60	3.60	3.60	3.60
3	Profundidad (m)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
	Velocidad en tope (km/s)	3.70	3.89	4.54	4.53	4.30
	Velocidad en base (km/s)	5.30	4.81	5.35	5.31	5.30

Tabla de velocidades de onda P

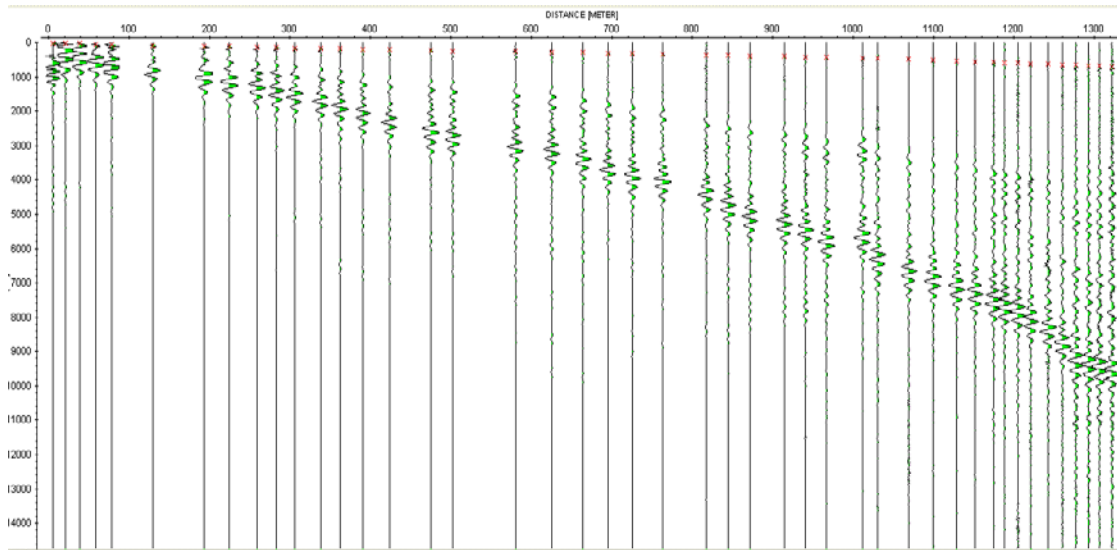
Capa	Distancia (m)	0.00	300.00	700.00	1100.00	1400.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10
	Velocidad en base (km/s)	1.80	1.80	1.80	1.70	1.80
2	Profundidad (m)	65.00	65.00	65.00	65.00	65.00
	Velocidad en tope (km/s)	1.90	2.00	2.15	2.19	2.12
	Velocidad en base (km/s)	2.00	2.10	2.22	2.48	2.40
3	Profundidad (m)	150.00	150.00	150.00	150.00	150.00
	Velocidad en tope (km/s)	2.20	2.20	2.40	2.50	2.50
	Velocidad en base (km/s)	2.30	2.30	2.50	3.00	3.00

Tabla de velocidades de onda S

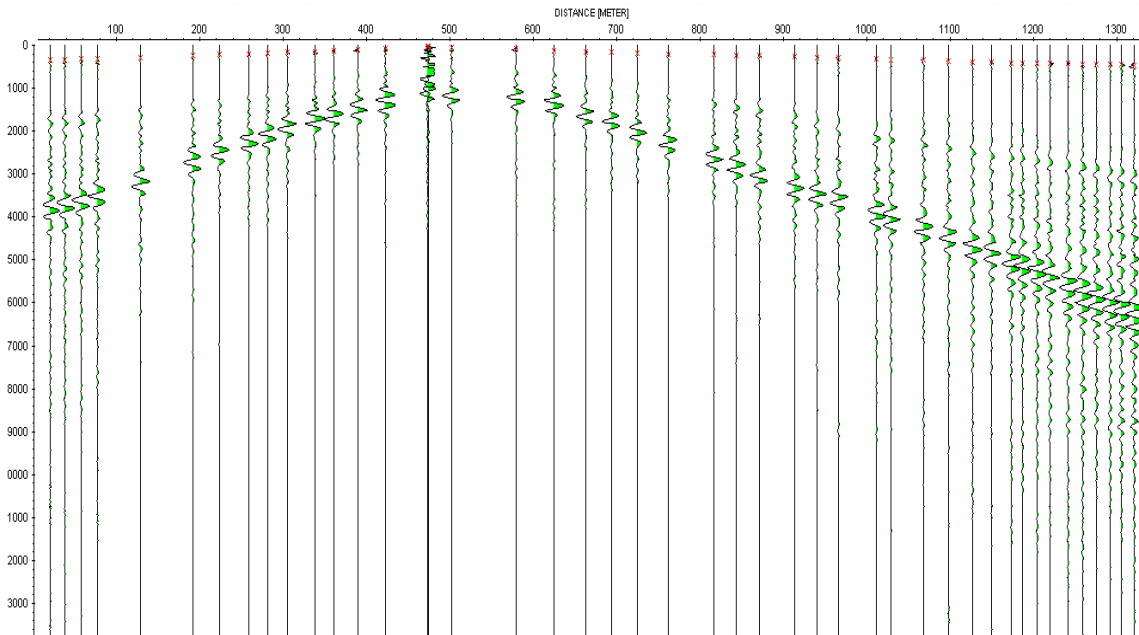
Perfil Centro



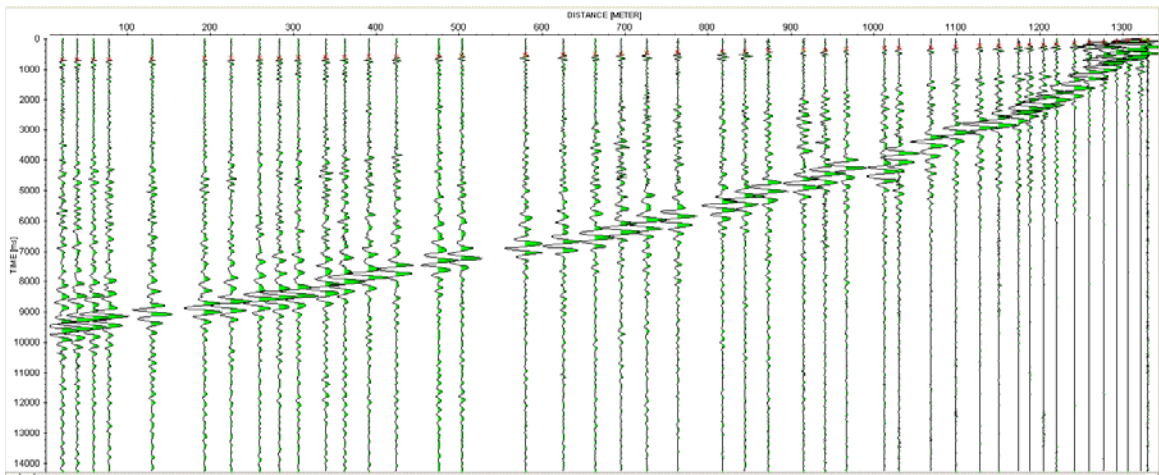
Esquema del perfil Centro.



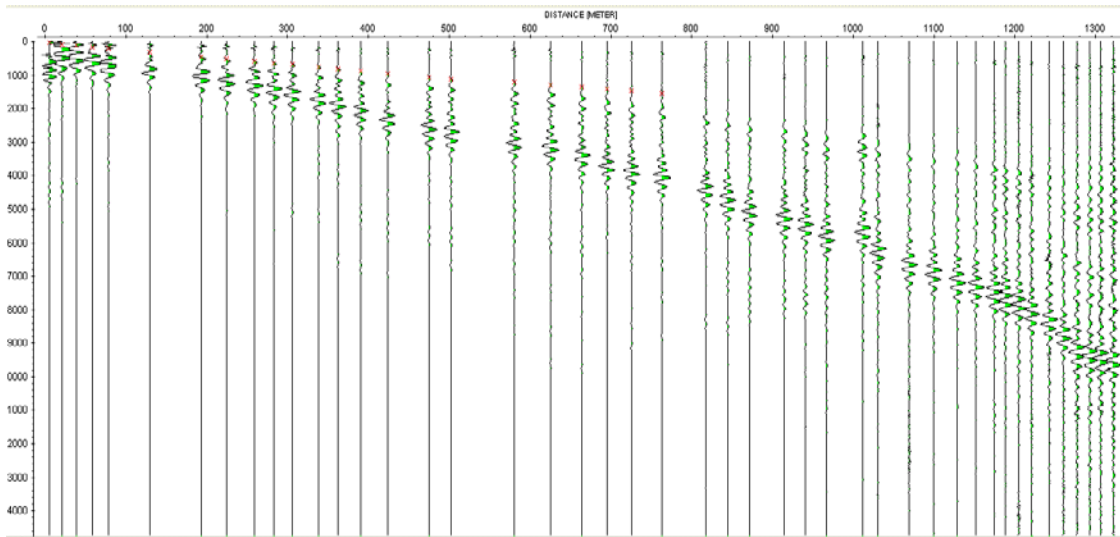
Primeras llegadas de ondas P, disparo 1.



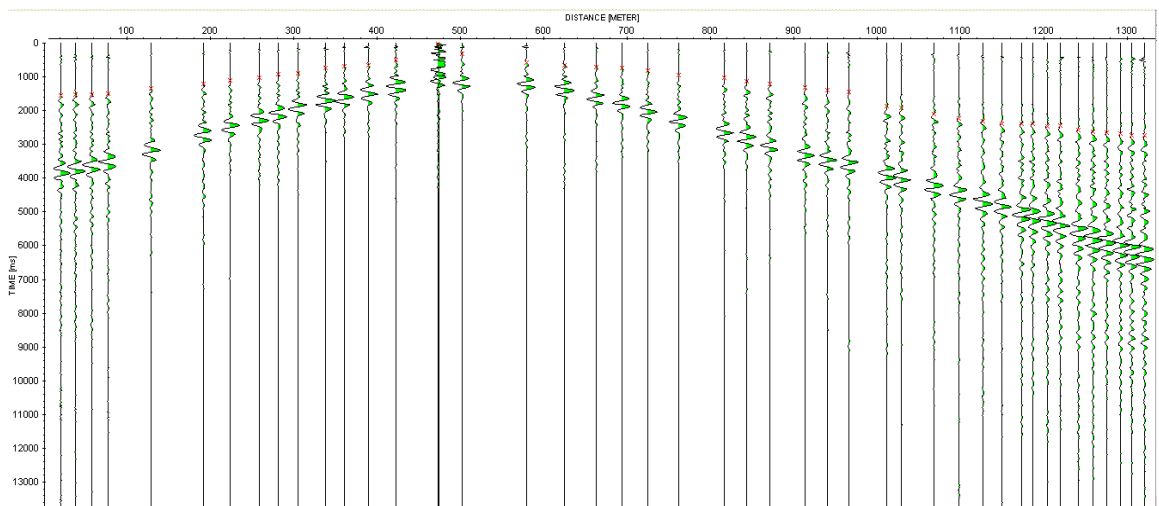
Primeras llegadas de ondas P, disparo 2.



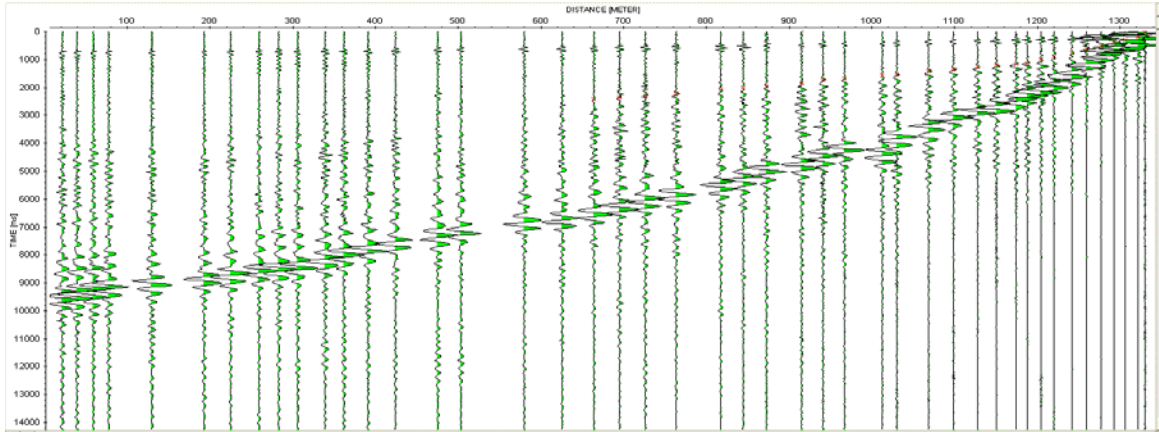
Primeras llegadas de ondas P, disparo 3.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 1.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 2.



Primeras llegadas de ondas S, disparo 3.

Capa	Distancia (m)	0.00	300.00	700.00	1100.00	1400.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	1.00	1.00	1.00	0.70	0.70
	Velocidad en base (km/s)	1.45	1.45	1.45	1.00	1.00
2	Profundidad (m)	3.00	32.58	62.56	59.99	59.97
	Velocidad en tope (km/s)	1.77	1.95	2.60	1.80	1.90
	Velocidad en base (km/s)	2.06	2.17	2.99	2.01	2.07
3	Profundidad (m)	200.00	230.00	250.00	250.00	250.00
	Velocidad en tope (km/s)	2.20	2.20	2.20	2.20	2.20
	Velocidad en base (km/s)	3.55	3.55	3.55	3.55	3.55

Tabla de velocidades de onda P

Capa	Distancia (m)	0.00	300.00	700.00	1100.00	1400.00
1	Profundidad (m)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Velocidad en tope (km/s)	0.12	0.12	0.23	0.12	0.12
	Velocidad en base (km/s)	0.20	0.20	0.25	0.20	0.20
2	Profundidad (m)	3.00	32.58	62.56	59.99	59.97
	Velocidad en tope (km/s)	0.30	0.60	0.50	0.30	0.30
	Velocidad en base (km/s)	0.60	0.90	0.80	0.60	0.60
3	Profundidad (m)	200.00	230.00	250.00	250.00	250.00
	Velocidad en tope (km/s)	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
	Velocidad en base (km/s)	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90

Tabla de velocidades de onda S