

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTUDIO DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS DE ALTAS FRECUENCIAS EN UN BLOQUE DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO.**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Ovalles P., Jesús A  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2012

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTUDIO DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS DE ALTAS FRECUENCIAS EN UN BLOQUE DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. José Cavada.

TUTOR INDUSTRIAL: MSc. Javier Pérez.

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Ovalles P., Jesús A  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2012

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios, en él me acuerdo siempre primero.

A la Universidad Central de Venezuela. En especial al Profesor José Cavada le agradezco los conocimientos impartidos durante toda la carrera y en la realización de este estudio.

A PDVSA-INTEVEP por el financiamiento y por el soporte tecnológico que me ha brindado. Al MSc. Javier Pérez, quién tuvo la concepción de este estudio y compartió su conocimiento y su tiempo, le doy las más sinceras gracias. De igual forma, le agradezco al personal de la gerencia de EYEX; Andrés Espeso, Jhonny Calderón, Jorge Reverón, Juan Roomer y Pablo Ricaurte.

Agradezco a mi padres, especialmente a Provi (por toda su paciencia). A mis bros; Joey (por las colas a ccs), Asdrúbal (por dejarme invadir su casa) y a gigi (por su financiamiento).

A mis compañeros y amigos a quienes aprecio como hermanos; Frank González (espero que recuerdes todo tu entrenamiento), Luis Cabrera (los horarios se cumplieron como se establecieron), Giuseppe Loconte (que te puedo decir? andiamo a Madrid) y por último, pero no menos importante, a Roberto García (nunca olvidaré ese 1-0 en camp mou). A todos ustedes que les parecio la...

Sin olvidar a Mariano Herrera, Ángel Soubllette, Atilio Torres, Halis Benítez, Néstor Cahuana, Jorge García, Luisely Linares, Said Roa, Sofía Villanueva, Zuliangel Bello y Gustavo Zerpa.

Para finalizar, recordar a todas las personas que de una u otra forma estuvieron durante este largo período.

**Ovalles P., Jesús A.**

**ESTUDIO DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS DE ALTAS FRECUENCIAS EN UN BLOQUE DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO.**

**Tutor académico: Prof. José Cavada. Tutor industrial: Msc. Javier Pérez.**

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2012, 63 pp.**

**Palabras claves:** Faja Petrolífera del Orinoco (FPO), atenuación-mecanismos, modelaje sísmico por diferencias finitas.

**Resumen:** Generalmente, el comportamiento anelástico de los materiales en la Tierra causa disipación de la energía sísmica, lo que hace, disminuir la amplitud y modificar el contenido de frecuencia de la onda que se propaga. Este fenómeno es conocido como atenuación sísmica, y su estudio resulta de gran importancia en la industria petrolera debido a que permite extraer más información acerca de los materiales a través de los cuales se propaga la onda. En este Trabajo Especial de Grado, se realizó un estudio que permitió entender y describir los posibles mecanismos que gobiernan el fenómeno físico de atenuación de las altas frecuencias en la FPO, así como también cuantificar los valores del factor de calidad de las rocas presentes en el subsuelo del área. Para cumplir con este propósito se construyó el modelo geológico teórico del área. En este modelo se incluyeron propiedades como velocidades de onda  $P$  y  $S$ , densidades, profundidades de cada capa y factor de calidad. A través de un programa computacional, se generaron una serie de sismogramas sintéticos que se compararon con los registros sísmicos reales del área. Cabe destacar, que durante el modelado se variaron las propiedades del medio hasta obtener una respuesta sintética similar a la obtenida en los registros reales. Los resultados obtenidos indican que los principales mecanismos de atenuación que actúan sobre las ondas sísmicas de altas frecuencias son aquellos relacionados con las pérdidas causadas por el movimiento relativo entre sólidos y líquidos, donde tales movimientos resultan en esfuerzos de cizallamiento en los fluidos, y consecuentemente en disipación viscosa de la energía sísmica. De igual forma, se presume que la atenuación en el área es causada por la presencia de heterogeneidades de pequeña escala dentro del medio. La atenuación que caracteriza a los registros del área es causada posiblemente por la formación Mesa, la cual fue modelada con valores de  $Q_P$  y  $Q_S$  de 20 y 0,4; respectivamente, valores propios de medios poco consolidados saturados con agua.

# ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Página
AGRADECIMIENTOS . . . . .	III
RESUMEN . . . . .	V
ÍNDICE DE CONTENIDOS . . . . .	V
ÍNDICE DE TABLAS . . . . .	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	IX
I. INTRODUCCIÓN . . . . .	1
1.1. Planteamiento del problema. . . . .	1
1.2. Objetivos de la investigación. . . . .	2
1.2.1. Objetivo general. . . . .	2
1.2.2. Objetivos específicos. . . . .	3
1.3. Justificación . . . . .	3
1.4. Ubicación del área en estudio. . . . .	4
II. MARCO GEOLÓGICO . . . . .	5
2.1. Cuenca Oriental de Venezuela. . . . .	5
2.2. Subcuenca de Guárico. . . . .	5
2.3. Subcuenca de Maturín. . . . .	6
2.4. Faja Petrolífera del Orinoco. . . . .	7
2.5. Estratigrafía del área. . . . .	8
2.5.1. Formación Carrizal. . . . .	8
2.5.2. Formación Canoa. . . . .	10
2.5.3. Formación Tigre. . . . .	10
2.5.4. Formación Merecure. . . . .	10
2.5.5. Formación Oficina. . . . .	11
2.5.6. Formación Freites. . . . .	11
2.5.7. Formación Las Piedras. . . . .	12
2.5.8. Formación Mesa. . . . .	12
III. MARCO TEÓRICO . . . . .	14

3.1.	Ondas sísmicas. . . . .	14
3.2.	Ondas corpóreas y ondas superficiales. . . . .	14
3.2.1.	Ondas $P$ y ondas $S$ . . . . .	16
3.3.	Relación $V_P/V_S$ y coeficiente de Poisson ( $\nu$ ). . . . .	17
3.4.	Medio equivalente homogéneo. . . . .	19
3.5.	Medios porosos. . . . .	19
3.6.	Medios viscoelásticos. . . . .	20
3.6.1.	Representación general de un modelo reológico. . . . .	21
3.6.2.	Módulos elásticos complejos. . . . .	23
3.7.	Atenuación sísmica. . . . .	25
3.7.1.	Atenuación intrínseca. . . . .	26
3.7.2.	Mecanismos de atenuación. . . . .	27
3.8.	Factor de calidad sísmica o factor $Q$ . . . . .	29
3.9.	Modelado sísmico. . . . .	32
3.9.1.	Modelado sísmico por método de diferencias finitas. . . . .	34
IV.	MARCO METODOLÓGICO . . . . .	36
4.1.	Recopilación bibliográfica y de información disponible. . . . .	36
4.2.	Lectura, selección y tratamiento de los registros sísmicos de campo. . . . .	36
4.3.	Construcción del modelo geológico. . . . .	38
4.3.1.	Establecimiento de las densidades, profundidades y velocidades de ondas $P$ y $S$ de cada capa. . . . .	39
4.3.2.	Definición del factor de calidad $Q$ de cada capa. . . . .	40
4.4.	Generación de los sismogramas sintéticos. . . . .	40
4.5.	Comparación de los registros sintéticos con los registros reales. . . . .	44
4.6.	Determinación de las posibles causas que gobiernan la atenuación de las ondas sísmicas de altas de frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco. . . . .	44
V.	RESULTADOS Y ANÁLISIS . . . . .	46
5.1.	Comparación de los sismogramas sintéticos con los registros reales. . . . .	46
5.2.	Coficiente de Poisson $\sigma$ y la relación $V_P/V_S$ . . . . .	49
5.3.	Control de calidad de los registros generados sintéticamente. . . . .	51

5.4.	Determinación de las posibles causas que gobiernan la atenuación de las ondas sísmicas de altas de frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco. . . . .	54
VI.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES . . . . .	56
6.1.	Conclusiones. . . . .	56
6.2.	Recomendaciones. . . . .	57
	BIBLIOGRAFÍA . . . . .	59

## ÍNDICE DE TABLAS

TABLA		Página
3.1.	Módulos complejos para diferentes modelos reológicos (tomada y modificada de Qaisar, 1989). . . . .	24
3.2.	Relaciones entre factor de calidad de onda compresional y de cizalla contra el tipo de sedimento (tomada y modificada de Lay y Wallace, 1995). . . . .	32
4.1.	Modelo geológico inicial usado para la generación del primer sismograma sintético. . . . .	39
4.2.	Parámetros de adquisición usados en el levantamiento sísmico que fueron necesarios para generar los sismogramas sintéticos. . . . .	41
5.1.	Modelo geológico final usado para la generación del sismograma sintético. . . . .	48
5.2.	Valores de factor de calidad $Q$ de los estratos de interés. . . . .	49
5.3.	Relación $V_p/V_s$ y coeficiente de Poisson $\nu$ correspondientes a los estratos de interés del modelo geológico final. . . . .	50
5.4.	Relación entre el factor de calidad $Q$ y el coeficiente de Poisson. . . . .	51
5.5.	Variaciones aplicadas al modelo geológico como control de calidad. . . . .	51

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA	Página
1.1. Ubicación del área en estudio dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (tomada y modificada de Martín, 2002). . . . .	4
2.1. Cuenca Oriental de Venezuela. Se muestra la subcuenca de Gúarico (borde rojo), la subcuenca de Maturín (borde amarillo) (tomada y modificada de Schenk et al., 2009). . . . .	6
2.2. Faja Petrolífera del Orinoco (tomada y modificada de Rizzo, 2010) . . .	8
2.3. Estratigrafía del área en estudio (tomada y modificada de Schenk et al., 2009). . . . .	9
3.1. Comparación entre un disparo de campo crudo y el mismo registro de campo luego de aplicarse un filtro pasa-banda. . . . .	15
3.2. Relación de Poisson para diferentes tipos de litologías (Tomada y modificada de Bourbie et al., 1987). . . . .	18
3.3. Modelos elementales viscoelásticos. A) Modelo de Hook (resorte). B) Modelo de Newton (amortiguador) (tomada y modificada de Qaisar, 1989). . . . .	21
3.4. Representación general de un modelo reológico. A) Modelo de material de Maxwell. B) Modelo de material de Kelvin-Voigt (tomada y modificada de Qaisar, 1989). . . . .	21
3.5. Modelo de sólido lineal estándar (tomada y modificada de Qaisar, 1989). . . . .	23
4.1. Metodología aplicada para la realizar estudios de atenuación propuesto por Pereira (2005). . . . .	37
4.2. Disparo de campo seleccionado para la realización del estudio (borde rojo). . . . .	38
4.3. Análisis espectral del disparo de campo original. . . . .	42

4.4.	Análisis espectral del disparo de campo luego de aplicar un filtro pasa-banda (f=2,5; 5; 15; 20). . . . .	42
4.5.	Comparación entre un disparo de campo crudo y el mismo registro de campo luego de aplicarse un filtro pasa-banda. A) Registro de campo sin filtrar. B) Registro de campo luego de aplicar un filtro pasa-banda (f=2,5; 5; 15; 20). . . . .	43
5.1.	Comparación de los registros sintéticos con los registros reales. A) Registro de campo. B) Sismograma sintético. En ambos registros la línea roja indica la onda directa, la línea amarilla el cono de ruido y la curva azul algunas reflexiones. . . . .	47
5.2.	Comparación de los registros sintéticos con los registros reales. A) Registro de campo. B) Sismograma sintético sin la capa problema . . . . .	52
5.3.	Comparación de los registros sintéticos. A) Sismograma sintético con $Q$ independiente de la frecuencia. B) Sismograma sintético con $Q$ dependiente de la frecuencia. . . . .	53

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1. Planteamiento del problema.

Convencionalmente, en la exploración sísmica, la Tierra es modelada como un medio elástico ideal, y la propagación de las ondas sísmicas es explicada en términos de la ecuación de onda para medios elásticos. En la realidad, la propagación de las ondas sísmicas es en muchos aspectos muy diferente a la propagación de éstas en medios ideales. Por ejemplo, los materiales en la Tierra son anisotrópicos, heterogéneos, y porosos; características que la ecuación de onda tradicional usada para describir la propagación de las ondas no toma en cuenta.

Generalmente, el comportamiento anelástico de los materiales en la Tierra causa disipación de la energía sísmica, lo que hace disminuir la amplitud y modificar el contenido de frecuencia de la onda que se propaga. Este fenómeno es llamado atenuación sísmica. Aunque dicho efecto es solo uno de tantos que presentan las ondas al propagarse en medios anelásticos, su estudio resulta de gran importancia en la industria petrolera debido a que permite extraer mas información acerca de los materiales a través de los cuales se propaga la onda.

En los últimos años, se han hecho grandes contribuciones para explicar los mecanismos involucrados en la atenuación de la energía sísmica en los rangos de frecuencia usados en la exploración, modelar sus efectos numérica y físicamente, con la finalidad de utilizar esta propiedad para localizar y describir yacimientos de hidrocarburos.

Igualmente, los estudios de atenuación son comúnmente utilizados en la etapa de procesamiento para compensar y realzar la señal, para de esta forma obtener imágenes sísmicas con mejor resolución y mayor relación señal/ruido.

En Venezuela, específicamente en la Faja Petrolífera del Orinoco, con la intención de generar imágenes sísmicas con más detalle del subsuelo que permitan conocer y definir los elementos estructurales y estratigráficos que están presentes en la zona y así contribuir a reducir la incertidumbre en la estimación de yacimientos de hidrocarburos en el área, se debe tener en cuenta los problemas asociados con la absorción de la energía sísmica en los estratos más someros. Debido a las características litológicas, la alta porosidad de las rocas y a la presencia de fluidos en el subsuelo de esta área, la Tierra funciona como un filtro paso-bajo, es decir, las altas frecuencias se atenúan más rápido que las bajas frecuencias, causando una reducción de la amplitud de la señal y obstaculizando la definición de la geometría en el subsuelo del área.

Por este motivo, en este Trabajo Especial de Grado, se plantea llevar a cabo un estudio de permita entender y describir los posibles mecanismos que gobiernan el fenómeno físico de atenuación de las altas frecuencias en el área Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco, así como también cuantificar los valores de factor de calidad ( $Q_P$  y  $Q_S$ ) de las rocas presentes en el subsuelo del área.

## **1.2. Objetivos de la investigación.**

### **1.2.1. Objetivo general.**

Identificar y caracterizar los fenómenos físicos que controlan la atenuación de las ondas sísmicas de altas frecuencias en un bloque de la Faja Petrolífera del Orinoco.

### **1.2.2. Objetivos específicos.**

1. Comprender los fenómenos físicos que gobiernan la atenuación de la señal sísmica en el área.
2. Generar los sismogramas sintéticos a partir de datos reales a través del modelado directo con algoritmos de diferencias finitas.
3. Comparar los registros sísmicos sintéticos obtenidos del modelado con los registros sísmicos reales adquiridos en el área.
4. Establecer una formulación teórica del fenómeno de atenuación de las altas frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco.

### **1.3. Justificación**

La finalidad del Trabajo Especial de Grado es dar una posible explicación teórica de los mecanismos que gobiernan o controlan el fenómeno físico de atenuación de las ondas sísmicas de altas frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco.

De igual forma, aportará información adicional para el estudio de la zona, en búsqueda de resolver el efecto de atenuación de la señal sísmica producido en los estratos más someros presentes en esta área, a través del diseño de levantamientos sísmicos óptimos.

La cuantificación del factor de calidad del medio permitirá aplicar rutinas en la etapa de procesamiento que corrijan y compensen los efectos de absorción de la señal con la intención de mejorar la calidad de las imágenes sísmicas, que conlleven a una interpretación más precisa, permitiendo obtener una mejor caracterización de los yacimientos en el área.

Por otra parte, el estudio de atenuación se ha convertido en un tópico de gran

interés en la industria petrolera debido a que permite revelar información muy valiosa acerca de la saturación de fluidos y la caracterización de fracturas en los yacimientos.

#### 1.4. Ubicación del área en estudio.

El área en estudio se encuentra ubicada en el flanco sur de la cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el área Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco. En la figura 1.1 se muestra la ubicación del área, al sur del estado Anzoátegui.

La zona abarca una superficie de aproximadamente 500 km<sup>2</sup>, entre las coordenadas N 900.000 m hasta N 940.000 m y desde E 270.000 m hasta E 300.000 m , huso 20 del datum WGS84.



Figura 1.1. Ubicación del área en estudio dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (tomada y modificada de Martín, 2002).

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO

#### **2.1. Cuenca Oriental de Venezuela.**

La cuenca Oriental de Venezuela tiene aproximadamente una longitud de 800 km en sentido oeste-este y un ancho de aproximadamente de 200 km de norte a sur, con un área total aproximadamente de 160.000 km<sup>2</sup> de superficie y comprende los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro. Estas medidas la definen como la primera cuenca en extensión superficial en el territorio venezolano.

La cuenca es asimétrica con el flanco sur buzando suavemente hacia el norte. Mientras que el flanco norte presenta una tectónica más compleja y con mayores buzamientos conectados a una zona plegada y fallada que representa el flanco meridional de la cordillera de la Serranía Interior que limita la cuenca hacia el norte. La cuenca Oriental de Venezuela ha sido subdividida en dos subcuencas (figura 2.1), la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín, ambas con características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas bien diferenciadas (González de Juana et al., 1980).

#### **2.2. Subcuenca de Guárico.**

La subcuenca de Guárico tiene 49.895 km<sup>2</sup> de superficie, comprende los campos del estado Guárico y parte del norte del estado Anzoátegui. El flanco norte de la subcuenca se encuentra asociado al frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias, produciendo un



Figura 2.1. Cuenca Oriental de Venezuela. Se muestra la subcuenca de Gúarico (borde rojo), la subcuenca de Maturín (borde amarillo) (tomada y modificada de Schenk et al., 2009).

marco tectónico complejo. Hacia el sur, la estructura es más sencilla, con evidencias de depresiones estructurales en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas, y con un acuñaamiento de las secuencias cretácicas y terciarias en la misma dirección. Las principales trampas son combinaciones de tipo estructural y estratigráfico, en los campos alejados del frente de corrimientos (Schlumberger Services Oilfield, 1997).

### 2.3. Subcuenca de Maturín.

La subcuenca de Maturín tiene 112.785 km<sup>2</sup> de superficie, constituye la principal unidad petrolífera de la cuenca Oriental. Podría afirmarse que la deformación estructural y los acuñaamiento de las unidades estratigráficas hacia el sur definen dos dominios operacionales: uno al norte y otro al sur. La estratigrafía de la serranía del Interior Oriental representa en buena parte la sedimentación del flanco norte de la subcuenca de

Maturín, una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. El flanco sur, en cambio, presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la subcuenca de Guárico en el subsuelo con el grupo Temblador en su parte inferior (Schlumberger Services Oilfield, 1997).

#### **2.4. Faja Petrolífera del Orinoco.**

La acumulación de hidrocarburos pesados y extrapesados se ubican principalmente en 281 cuencas distribuidas en todo el planeta, siendo la cuenca Oriental de Venezuela, donde se encuentra la Faja Petrolífera del Orinoco, la que ocupa el primer lugar, con 30 % de recursos mundiales de este tipo de hidrocarburos.

La Faja Petrolífera del Orinoco se extiende al sur de los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas, con 700 km de longitud y entre 35 y 100 km de ancho; cubriendo una superficie de 55.314 km<sup>2</sup> y una área de explotación actual de 11.593 km<sup>2</sup>.

Este gran reservorio petrolero fué dividido en cuatro grandes áreas (figura 2.2), siendo estas de oeste a este: Boyacá, Junín, Ayacucho y Carabobo y a su vez segmentado en 29 bloques de 500 km<sup>2</sup> cada uno, más dos áreas llamadas Boyacá Norte y Junín Norte.

Según Talwani (2002), la estructura de la faja se describe como un homoclinal suave, con buzamiento de 3 a 4 grados hacia el norte, cortado por fallas normales de rumbo predominante noreste y un sistema más joven de dirección noroeste. Los rasgos regionales predominantes permiten identificar dos provincias tectónicas separadas por el sistema de fallas de Hato Viejo. La provincia de Carabobo y Ayacucho, y la provincia de Junín y Boyacá.

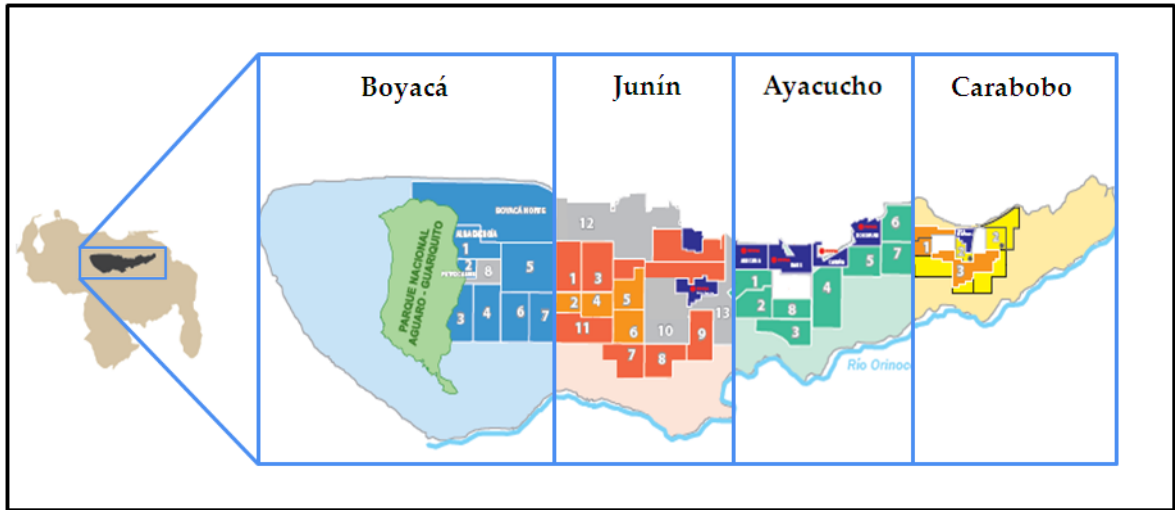


Figura 2.2. Faja Petrolífera del Orinoco (tomada y modificada de Rizzo, 2010)

## 2.5. Estratigrafía del área.

La columna estratigráfica del área descansa sobre el basamento ígneometamórfico de edad Precámbrica. Méndez (1985) describe que las secuencias suprayacentes se extienden hasta rocas de edad Pleistoceno, caracterizadas por la depositación de la formación Mesa.

A continuación se describen las formaciones que conforman la columna estratigráfica de la zona en estudio (figura 2.3), desde las que afloran (Mesa y Las Piedras), hasta las más importantes desde el punto de vista petrolero, como lo son las siguientes: Freites (reservorio), Oficina (productora y almacén de hidrocarburos al mismo tiempo), Tigre, Canoa, Merecure, Carrizal y Hato Viejo.

### 2.5.1. Formación Carrizal.

La formación Carrizal es de edad Cámbrico Temprano parte más tardía y está suprayacente a la formación Hato Viejo. Esta unidad es claramente diferenciable en registros eléctricos en base a la respuesta de las curvas de rayos gamma y potencial es-

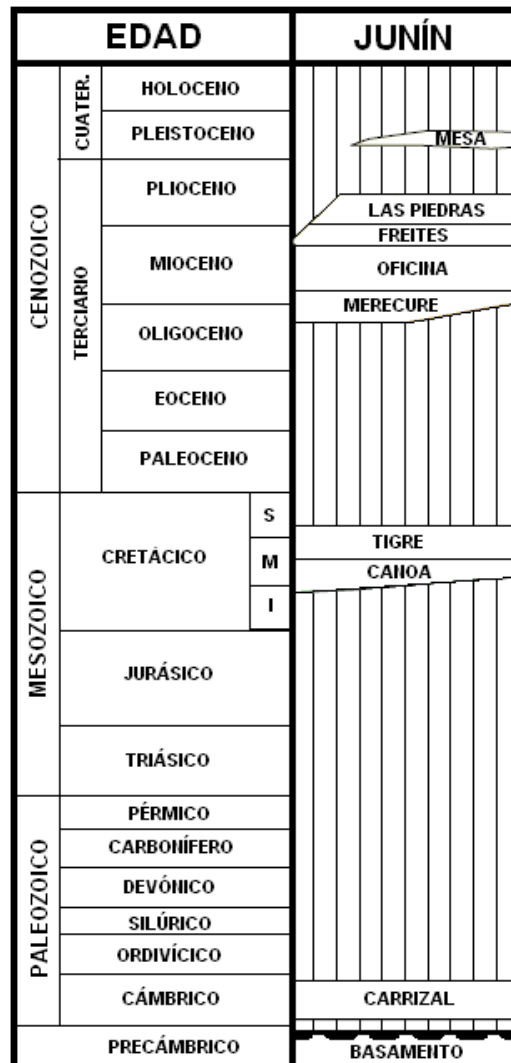


Figura 2.3. Estratigrafía del área en estudio (tomada y modificada de Schenk et al., 2009).

pontáneo, típica de sedimentos lutíticos. Esta formación está constituida de lutitas de color gris claro a marrón, ligeramente glauconítica, intercaladas hacia la base por cuerpos de arena.

Esta formación fue depositada en condiciones de ambientes marinos (nerítico), en aguas someras y condiciones de corriente típicas de llanuras de marea, lo cual se evidencia en las estructuras sedimentarias.

### **2.5.2. Formación Canoa.**

La formación Canoa de edad Cretácico Medio esta definida como una intercalación de conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcilitas (Hedberg, 1950). Se sugiere una depositación en ambientes continentales por la presencia de conglomerados, posiblemente fluvial del tipo barra de meandro.

### **2.5.3. Formación Tigre.**

La formación Tigre de edad Cretácico Tardío es una secuencia variable de areniscas y limolitas que se encuentran irregularmente estratificadas, son de grano fino, con areniscas gruesas, limolitas y lutitas carbonosas y fosfáticas. También se observan capas delgadas de calizas dolomíticas y dolomías (Hedberg, 1950).

La fauna encontrada en esta unidad indica un ambiente de plataforma que va desde plataforma exterior a talud. La máxima transgresión marina ocurrida durante la fase de margen pasivo avanzó hacia el sur y durante el Turoniense caracterizó la depositación de esta formación consolidándose como el tope del grupo Temblador.

### **2.5.4. Formación Merecure.**

Esta unidad de edad comprendida entre Oligoceno-Mioceno Temprano se encuentra conformada por más del 50 % de areniscas de granos finos a gruesos (incluso conglomeráticas). Las arenas están separadas por láminas o intervalos delgados de lutitas. El tope de la formación Merecure constituye un reflector sísmico regional como consecuencia del contraste acústico causado por la diferencia litológica existente entre las arenas masivas de la formación Merecure y la alternancia arenisca-lutita de la formación Oficina, sin embargo, ambas formaciones son concordantes. Hacia la base, el contacto entre la formación Merecure y el grupo Temblador presenta una marcada discordancia basal, la cual no se puede observar, explica Young et al., (1956), debido a

que la posición estructural de ambas unidades es subparalela.

Tanto el tope como la base de la formación se hacen más jóvenes hacia el sur, por el avance del mar en esa dirección. Las características litológicas indican que la sedimentación de esta unidad se desarrolla en un sistema fluvio-deltaico, sin embargo la presencia de canales indican que la formación Merecure se encuentra en la zona más continental del delta y está dominado por corrientes fluviales entrelazadas.

#### **2.5.5. Formación Oficina.**

Esta formación de edad Mioceno Temprano-Medio se encuentra presente en toda el área Junín y la secuencia más prospectiva se encuentra en el miembro inferior, de edad Mioceno Temprano. Se caracteriza por presentar una sección inferior arenosa y una superior lutítica con abundantes capas de lignitos intercalados. La sección inferior se caracteriza por presentar abundantes paquetes de arenas masivas que varían de grano fino a grueso y por rápidos cambios de facies. Igualmente, estos intervalos arenosos se van truncando hacia el sur contra la sección subyacente (Oligoceno, Cretácico y Paleozoico).

Desde el punto de vista ambiental, esta formación se caracteriza por presentar intervalos arenosos que corresponden a un ambiente de sedimentación asociado a un sistema retrogradante, con predominio de sistemas progradantes individuales.

#### **2.5.6. Formación Freites.**

La formación Freites de edad comprendida entre Mioceno Medio-Tardío se encuentra en todo el flanco sur de la subcuenca de Maturín hasta las proximidades del río Orinoco. Hedberg (1950), considera que la litología característica de esta formación está representada por lutitas con areniscas en el tope y la base, que permiten la subdivisión de la unidad en tres intervalos: un intervalo superior con capas delgadas de

areniscas arcillosas, un intervalo predominantemente lutítico y un intervalo inferior de lutitas intercaladas con areniscas, de grano medio a grueso. La formación Freites suprayace concordantemente a la formación Oficina en casi toda su extensión (González de Juana et al., 1980).

En la mayor parte de la cuenca, la formación Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas.

#### **2.5.7. Formación Las Piedras.**

A nivel superficial la formación de edad Mioceno Tardío-Plioceno aflora en la porción septentrional de los estados Anzoátegui y Monagas. En el subsuelo al este hasta Pedernales, Delta Amacuro y Golfo de Paria. Hacia el sur, llega a las cercanías del río Orinoco en la Faja Petrolífera. Según González de Juana et al., (1980), está conformada principalmente por sedimentos finos mal consolidados, que incluyen areniscas y limolitas, más o menos carbonosas, lutitas arcillosas, arcillitas y lignitos. También se encuentran algunas calizas arenosas duras (Hedberg, 1950).

Parnaud et al., (1995) establece que la formación fue depositada en ambientes deltaicos y marinos poco profundos, que desarrollaron el foredeep en el período Plioceno-Pleistoceno. El contacto es aparentemente concordante y transicional con la formación Mesa (González de Juana et al., 1980).

#### **2.5.8. Formación Mesa.**

Esta formación de edad Pleistoceno cubre las extensas mesas fisiográficas características en la parte oriental de la cuenca Oriental de Venezuela. Se extiende por los llanos centro-orientales y orientales, abarcando los estados Guárico, Anzoátegui y Mo-

nagas, encontrándose algunos afloramientos en los estados Sucre y Bolívar.

La formación Mesa consiste fundamentalmente de areniscas de grano grueso y gravas cementadas, muy duras con presencia de cemento ferruginoso, conglomerados de color meteorizado rojo a casi negro, areniscas de color meteorizado blanco amarillentas, rojo y púrpura. La constitución de la formación es generalmente arenosa con granos variables y el relieve de la misma ha sido preservado de la erosión, gracias a una cobertura de gravas y arenas ferruginosas cementadas muy resistentes (González de Juana et al., 1980).

La mayor parte de la formación es producto de una sedimentación deltaica y palustre, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma en que hoy avanza el delta del río Orinoco, con la diferencia que el delta antiguo se encontraba encajonado entre las montañas del norte de Monagas y las tierras de la Guayana, que de esta forma, aportaban a la sedimentación de clastos de grano más gruesos.

La formación Mesa como consecuencia de sus características se constituye en uno de los acuíferos más importantes y de mayor extensión en los llanos orientales presentando generalmente varios acuíferos superpuestos separados por capas impermeables, pero muy probablemente intercomunicadas entre sí, formando un solo sistema hidráulico.

Esta formación por sus propiedades físicas y comportamiento hidrogeológico como reservorio de aguas subterráneas, comprende unidades litológicas que pueden clasificarse en poco o no consolidadas, con porosidad intergranular y permeabilidad variable de alta a baja.

## **CAPÍTULO III**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **3.1. Ondas sísmicas.**

Las ondas sísmicas se definen como perturbaciones temporales del campo de esfuerzos que generan movimientos en un medio, siendo consistentes con la teoría de propagación de ondas. En la exploración sísmica, las ondas sísmicas pueden ser generadas artificialmente mediante el empleo de explosivos, camiones vibradores o cañones de aire. Por lo general, las fuentes sísmicas apropiadas para ser usadas en la prospección sísmica son aquellas que generan perturbaciones de período corto o pulsos, que típicamente contienen un amplio rango de frecuencias. Las deformaciones asociadas con la propagación de un pulso sísmico se consideran elásticas, excepto en la zona inmediata a la fuente. Partiendo del argumento anteriormente descrito, las velocidades de propagación de los pulsos sísmicos están determinadas por los módulos elásticos y las densidades de los materiales a través de los cuales se propagan (Dix, 1955).

#### **3.2. Ondas corpóreas y ondas superficiales.**

Según el espacio en que se propagan, existen ondas superficiales y ondas corpóreas. Las ondas superficiales sólo se originan y propagan cerca de la superficie entre dos medios con propiedades elásticas distintas. Las más importantes son las que se propagan cerca de la superficie del suelo y entre las que se cuentan las ondas Rayleigh y las ondas Love.

En la exploración de sísmica por reflexión, las ondas superficiales que solamente interesan son las ondas Rayleigh, las cuales son reconocidas en los registros sísmicos como cono de ruido. Estas causan mayores problemas en los registros, porque debido a su gran amplitud ocultan las débiles reflexiones en las capas a mayor profundidad. En la figura 3.1.A se muestra un registro de campo donde se puede observar que la onda superficial (dentro del triángulo amarillo) se presenta como un evento coherente que puede enmascarar completamente los eventos de reflexión más profundos. Notese que la onda superficial posee gran amplitud y baja velocidad. Por otra parte, en la figura 3.1.B se muestra el mismo registro de campo mostrado en A luego de aplicarse un filtro pasa-banda para suprimir el cono de ruido, además se aplicó una ganancia para recuperar las amplitudes y realzar la señal de los eventos más profundos.

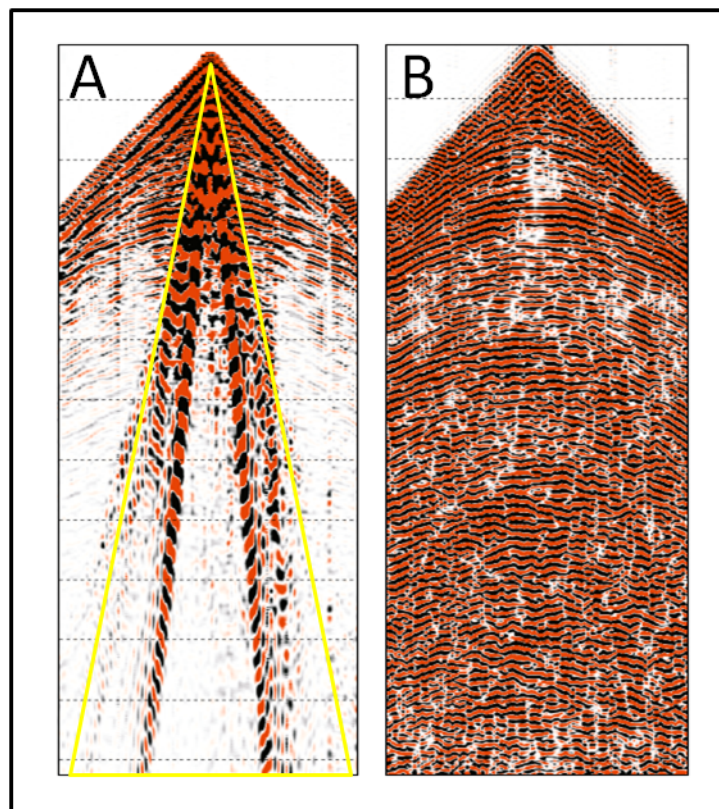


Figura 3.1. Comparación entre un disparo de campo crudo y el mismo registro de campo luego de aplicarse un filtro pasa-banda.

Cuando la fuente sísmica está localizada por debajo de la capa de baja velocidad o LVL por su siglas en inglés (Low-Velocity Layer), la energía del cono de ruido disminuye comparado con el caso en el que la fuente está localizada sobre la capa de baja velocidad.

Las ondas de cuerpo, por su parte, se propagan a través de todo el volumen de material elástico. Cuando el material del subsuelo es isótropo sólo pueden propagarse dos tipos de ondas de cuerpo: las ondas  $P$  y las ondas  $S$ .

### **3.2.1. Ondas $P$ y ondas $S$ .**

Las ondas  $P$ , también conocidas como ondas primarias, ondas irrotacionales u ondas compresionales. Como ellas presentan siempre mayor velocidad que las ondas  $S$  y que las ondas superficiales, son siempre las primeras en llegar a cualquier distancia de la fuente. En materiales isótropos las ondas  $P$  se caracterizan porque el movimiento de las partículas del suelo al paso de la onda sigue la misma dirección en que esta se propaga (Cavada, 2000).

Las ondas  $S$ , también se conocen como ondas secundarias, ondas de corte u ondas equivoluminales. Siempre tienen menor velocidad que las ondas  $P$  y las partículas del suelo se mueven en una dirección ortogonal a la dirección en que se propaga la onda. Estas ondas sólo se propagan a través de elementos sólidos, a diferencia de las ondas  $P$ .

Las ondas  $S$  se pueden descomponer en dos componentes vectoriales: ondas  $SV$  en las que el movimiento ocurre enteramente en un plano vertical, y ondas  $SH$  en las que el movimiento ocurre en un plano horizontal.

En materiales homogéneos, la velocidad de las ondas  $P$  y  $S$  se puede expresar en función de los módulos elásticos mediante las ecuaciones que se muestran a continuación:

$$V_P = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

Donde  $\kappa$  es el módulo de incompresibilidad,  $\mu$  el módulo de cizalla y  $\rho$  la densidad del medio.

### 3.3. Relación $V_P/V_S$ y coeficiente de Poisson ( $\nu$ ).

Según Barkved (2004), mediante la realización de estudios que combinen información tanto de ondas  $P$  como de ondas  $S$ , se puede aprender más sobre las características que presenta el subsuelo que si el estudio se basara solamente en un tipo de onda. A partir de las velocidades de las ondas  $P$  y  $S$  ( $V_P$  y  $V_S$ ), es más fácil determinar la litología de las rocas que con los datos de ondas  $P$  solos.

Conociendo ambas velocidades, se puede hacer uso de la relación  $V_P/V_S$  para predecir el tipo de roca. La comparación del comportamiento de las ondas  $P$  con el comportamiento de las ondas  $S$  permite distinguir cambios producidos en la litología de cambios producidos en los fluidos.

Por otra parte, el coeficiente de Poisson  $\nu$  proporciona una medida de la relación entre la deformación longitudinal y la deformación transversal. Cuando un cuerpo se acorta por efecto de una compresión, se alarga en la dirección perpendicular a la compresión. De igual forma, cuando un cuerpo es alargado por efecto de una tracción, disminuye su ancho en la dirección perpendicular a la tracción.

Cuando una tensión actúa en un cuerpo en una dirección y el volumen del cuerpo se mantiene constante, el coeficiente de Poisson toma su valor máximo igual a 0,5.

El coeficiente de Poisson y la relación  $V_P/V_S$  están relacionados por las expresio-

nes que se muestran a continuación:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (3.3)$$

$$\nu = \frac{0,5\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1} \quad (3.4)$$

Valores altos del coeficiente de Poisson ( $> 0,35$ ) o valores altos para la relación  $V_P/V_S$  corresponden a rocas no consolidadas. Rocas compactas o consolidadas presentan valores en el coeficiente de Poisson entre 0,2 y 0,35. Areniscas con presencia de gas poseen valores muy bajos de Poisson (alrededor de 0,1), mientras que areniscas saturadas con agua poseen valores altos (alrededor de 0,4). La figura 3.2 muestra valores de referencia para el coeficiente de Poisson de algunas litologías de interés en la exploración geofísica.

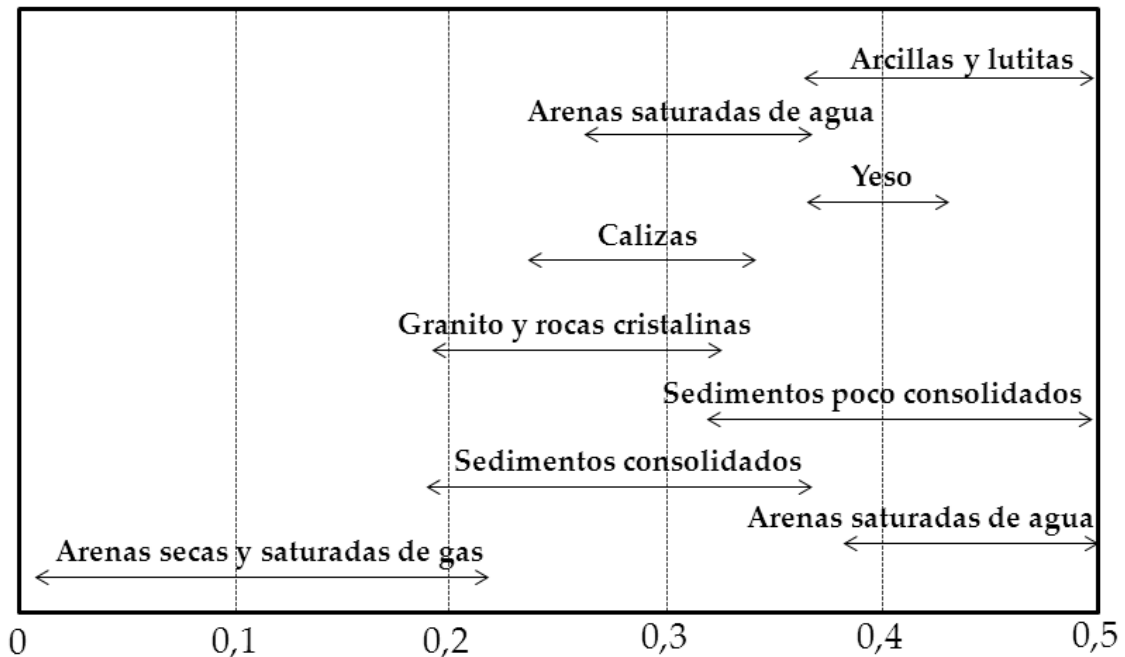


Figura 3.2. Relación de Poisson para diferentes tipos de litologías (Tomada y modificada de Bourbie et al., 1987).

### **3.4. Medio equivalente homogéneo.**

Un medio equivalente actúa como una pseudo-función sísmica para medios que presentan alta complejidad; es decir, los efectos sísmicos son simulados por un medio homogéneo, el cual permitirá reemplazar el medio heterogéneo y producir el mismo comportamiento que tendrían las ondas sísmicas en el medio anterior (MacBeth, 1995).

Dicho concepto es una herramienta poderosa, ya que permite estudiar medios que presentan alta complejidad usando herramientas de procesamiento y análisis diseñados para estructuras homogéneas, manteniendo de igual forma un alto nivel de descripción.

### **3.5. Medios porosos.**

Un medio poroso es considerado un agregado material multifásico (Bourbie et al., 1987). Agregado, debido a que la fracción sólida es la composición de diversos granos cuyas propiedades químicas o cristalinas son diferentes, y multifásicos, debido a que la fracción sólida siempre está asociada con un fluido gaseoso o líquido que ocupa los espacios vacíos dentro de los granos.

Según Bourbie et al., (1987), para describir un medio poroso es necesario mencionar numerosos parámetros como su contenido litológico, porosidad, permeabilidad, saturación y tipo de fluido, por mencionar algunos. Sin embargo, para describir el comportamiento de las ondas sísmicas en este tipo de medios se puede recurrir a la teoría del medio equivalente homogéneo, el cual reemplazará al medio poroso. En otras palabras, el medio poroso no será considerado con toda su complejidad, sino que solo será importante el resultado de su interacción con un determinado fenómeno físico, en este caso, la propagación de las ondas sísmicas a través de él.

### 3.6. Medios viscoelásticos.

Convencionalmente, en la exploración sísmica, la Tierra es modelada como un medio elástico ideal, y la propagación de las ondas sísmicas es explicada en términos de la ecuación de onda para medios elásticos. En la realidad, la propagación de las ondas sísmicas en la Tierra es en muchos aspectos muy diferente a la propagación de estas en medios ideales. Por ejemplo, los materiales en la Tierra son anisotrópicos, heterogéneos, y porosos; características que la ecuación de onda tradicional usada para describir la propagación de las ondas no toma en cuenta.

Generalmente, la propiedad viscoelástica de los materiales causa disipación de la energía sísmica, lo que hace disminuir la amplitud y modificar el contenido de frecuencias de la onda que se propaga.

La búsqueda de representar de manera apropiada el comportamiento real que poseen los materiales en la Tierra ha sido causa de numerosos estudios, los cuales se han hecho a través del desarrollo de los modelos reológicos (Zener, 1948; Leaderman y Marvin, 1953; Kolsky, 1956; Bland, 1960). Los modelos reológicos son usados como soportes teóricos para describir el comportamiento que muestran los efectos de disipación de origen viscoso en algunos materiales; los mismos pueden ser representados por una combinación de arreglos de dos modelos elementales como se muestran en la figura 3.3; un resorte que representa la componente elástica y un amortiguador que representa la componente viscosa. Cada uno de estos modelos poseen expresiones matemáticas con elementos de propiedades constantes definidas por  $E$  (módulo de elasticidad) para los resortes y  $\eta$  (coeficiente de viscosidad) para el amortiguador. Estos modelos poseen el potencial de representar la respuesta de disipación de la energía que sufren las ondas sísmicas durante su propagación dentro de la Tierra.

Las expresiones que relacionan el esfuerzo  $\sigma$  con la deformación  $\epsilon$  para los mo-

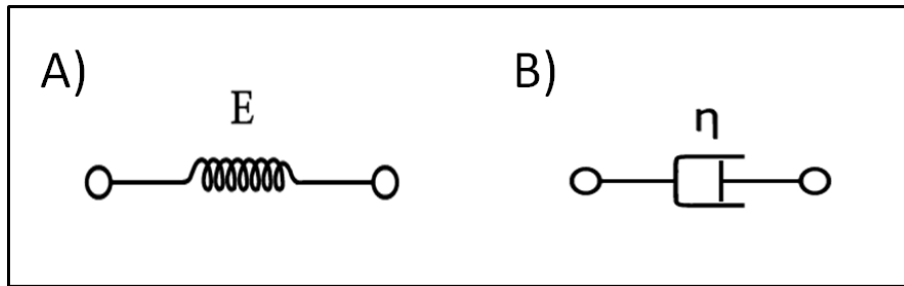


Figura 3.3. Modelos elementales viscoelásticos. A) Modelo de Hook (resorte). B) Modelo de Newton (amortiguador) (tomada y modificada de Qaisar, 1989).

delos que se muestran en la figura 3.3 son como se muestran en las ecuaciones 3.5 (modelo de Hook) y 3.6 (modelo de Newton):

$$\sigma = E\varepsilon \quad (3.5)$$

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} \quad (3.6)$$

### 3.6.1. Representación general de un modelo reológico.

Conectando un resorte y un amortiguador en serie surge el modelo de material de Maxwell, mientras que conectando un resorte y un amortiguador en paralelo surge el modelo de material de Kelvin-Voigt (figura 3.4).

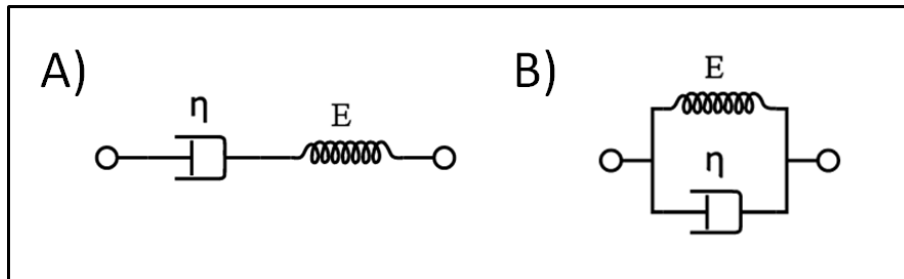


Figura 3.4. Representación general de un modelo reológico. A) Modelo de material de Maxwell. B) Modelo de material de Kelvin-Voigt (tomada y modificada de Qaisar, 1989).

Las expresiones que relacionan el esfuerzo  $\sigma$  aplicado con la deformación  $\varepsilon$  son como se muestran en las ecuaciones 3.7 (modelo de Maxwell) y 3.8 (modelo de Kelvin-Voigt):

$$\frac{1}{E} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{1}{\eta} \sigma = \frac{d\varepsilon}{dt} \quad (3.7)$$

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} + E\varepsilon \quad (3.8)$$

Los dos últimos modelos tienen limitaciones en cierto modo complementarias, por esta razón, se considera que un modelo que combine características de ambos puede ser un modelo razonable de sólido viscoelástico. Usando una combinación de resortes y amortiguadores se puede obtener el modelo de Zener ó comúnmente conocido como el modelo de sólido lineal estándar o por su siglas en inglés como SLS (Standard Lineal Solid) (figura 3.5). El modelo de Maxwell y el modelo de Kelvin-Voigt no permiten describir el fenómeno de creep o recuperación ni el fenómeno de relajación de esfuerzo, respectivamente; sin embargo, el modelo SLS es la manera más simple de simular dichos fenómenos, además, este modelo permite simular más adecuadamente el comportamiento viscoelástico de los materiales concerniente al efecto de atenuación dependiente de la frecuencia de las ondas sísmicas (Qaisar, 1989).

La expresión que relaciona el esfuerzo  $\sigma$  aplicado con la deformación  $\varepsilon$  para el modelo de Zener se muestran en la ecuación 3.9:

$$\frac{d\sigma}{dt} + \left[ \frac{E_1 + E_2}{\eta_2} \right] \sigma = E_1 \frac{d\varepsilon}{dt} + \frac{E_1}{E_2} \eta_2 \varepsilon \quad (3.9)$$

Donde  $E_1$  y  $E_2$  representan el módulo de elasticidad longitudinal de los resortes 1 y 2, respectivamente.

A pesar de las numerosas virtudes que proporciona la utilización del modelo SLS

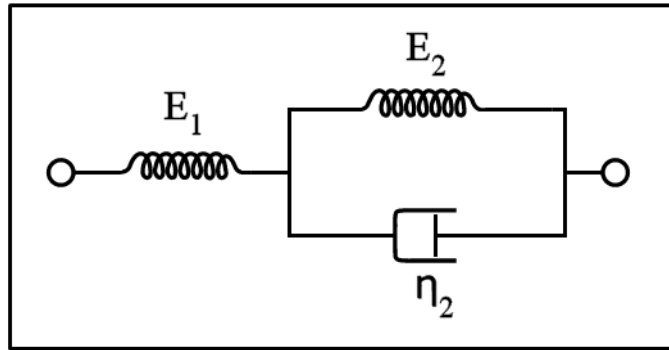


Figura 3.5. Modelo de sólido lineal estándar (tomada y modificada de Qaisar, 1989).

para simular el comportamiento real que presentan los materiales, este modelo carece de la capacidad para modelar con precisión los sistemas materiales numéricamente.

### 3.6.2. Módulos elásticos complejos.

Considerando una onda que se propaga a través de un medio viscoelástico de la forma:

$$u(x, t) = u_0 \exp[-\alpha_\omega x] \exp[i(\omega t - \kappa x)] \quad (3.10)$$

Donde  $\alpha_\omega$  es el coeficiente de absorción del medio,  $x$  la distancia,  $\omega$  la frecuencia angular,  $t$  el tiempo y  $\kappa$  el número de onda.

Entonces, el esfuerzo  $\sigma$  tendrá la siguiente forma:

$$\sigma = \sigma_0 \exp[i(\omega t - \kappa x)] \quad (3.11)$$

Y la deformación:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \exp[i(\omega t - \kappa x - \varphi)] \quad (3.12)$$

En la ecuación anterior  $\varphi$  se refiere al ángulo de desfase.

La relación entre el esfuerzo y la deformación define el módulo complejo  $M_{(\omega)}$  como se muestra en la ecuación 3.13:

$$\frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{\sigma_0}{\varepsilon_0} \exp(i\varphi) = M_{(\omega)} = M_{1(\omega)} + iM_{2(\omega)} \quad (3.13)$$

Donde  $M_{1(\omega)}$  y  $M_{2(\omega)}$  son la parte real y la parte imaginaria del módulo complejo  $M_{(\omega)}$ , el cual depende de la frecuencia. Las funciones  $M_1$  y  $M_2$  están relacionadas por la integral de Kramers-Kronig (Mavko y Mukerji, 2009).

Los módulos complejos para los modelos reológicos expuestos en la sección anterior se pueden observar en la siguiente tabla:

Tabla 3.1. Módulos complejos para diferentes modelos reológicos (tomada y modificada de Qaisar, 1989).

Modelo reológico	$M_1$	$M_2$
Hook	$E$	$0$
Newton	$0$	$\eta\omega$
Maxwell	$\frac{E\omega^2\eta^2}{E^2+\omega^2\eta^2}$	$\frac{E^2\omega\eta}{E^2+\omega^2\eta^2}$
Kelvin-Voigt	$E$	$\eta\omega$
Zener	$\frac{p_0q_0+p_1q_1\omega^2}{p_0^2+\omega^2p_1^2}$	$\frac{\omega(p_0q_1-p_1q_0)}{p_0^2+\omega^2p_1^2}$

Donde  $p_1$ ,  $p_0$ ,  $q_1$  y  $q_0$  se escriben como muestran las siguientes ecuaciones :

$$p_1 = 1 \quad (3.14)$$

$$p_0 = \frac{E_1 + E_2}{\eta_2} \quad (3.15)$$

$$q_1 = E_1 \quad (3.16)$$

$$q_0 = \frac{E_1}{E_2} \eta_2 \quad (3.17)$$

### 3.7. Atenuación sísmica.

La atenuación sísmica es un fenómeno que depende principalmente del medio por el cual se propaga la onda sísmica, presentando un decaimiento progresivo de la amplitud a medida que se incrementa la profundidad y afectando el contenido de frecuencia de la señal.

Cuando las ondas sísmicas se propagan a través del subsuelo, la anelasticidad y las heterogeneidades presentes causan dos efectos principales sobre las ondas; el primero es una reducción en la amplitud debido a la propiedad del medio en absorber la energía de las ondas a medida que estas se propagan; y el segundo efecto es la dispersión de las ondas, resultado de la variación de la velocidad con la frecuencia.

A lo largo de tiempo se le ha dado gran atención al estudio del fenómeno de atenuación de las ondas sísmicas (Ricker, 1977; White, 1983; Mavko y Nur, 1979; Kneib y Shapiro, 1995; Carcione, 1995; Dvorkin et al., 1995; Pride et al., 2004), donde los parámetros inherentes a las rocas involucrados con los efectos de atenuación han sido medidos a través de diversas técnicas en un amplio rango de frecuencias y condiciones. Las conclusiones de estos investigadores sugieren que la absorción es un efecto combinado causado por el medio, el cual posee gran variedad de propiedades como lo son: litología, heterogeneidades, porosidad, permeabilidad, grado de saturación, fluidos contenidos en el espacio poroso, etc. Por lo tanto, no existe un consenso general para definir un mecanismo de atenuación principal.

Sin embargo, los procesos de atenuación de las ondas sísmicas pueden ser divididos en dos categorías principales, estos son: atenuación extrínseca y atenuación intrínseca (Bourbie et al., 1987). La primera se refiere a los procesos que no están relacionados a las propiedades anelásticas del medio, en esta clase de atenuación ocurre una aparente reducción de la energía de las ondas, donde la misma se redistribuye en diferentes direcciones dentro del medio pero no se remueve del campo de ondas. Es causada generalmente por factores relativamente simples, como lo son la estratificación, la reflexión y los modos de conversión de onda, la transmisión, la fuente, el acoplamiento de los receptores y la divergencia esférica (O'Doherty y Anstey, 1971; Richards y Menke, 1983; Sato y Fehler, 1998). De forma inversa, la atenuación intrínseca se refiere a los diversos mecanismos que convierten la energía cinética de las ondas sísmicas en calor debido a la fricción y al flujo de fluidos dentro de la roca. Las razones de esta atenuación en las rocas son numerosas, entre ellas se pueden mencionar la estructura poral, contenido de fluidos, la conectividad de los poros, la composición mineral y el fracturamiento. En este sentido, el estudio de la atenuación de las ondas sísmicas proporciona información sobre el tipo de litología y los fluidos que componen el medio de propagación.

Los efectos de las categorías mencionadas anteriormente en los registros sísmicos son los mismos, es decir, ambas atenúan las amplitudes y distorsionan la forma de la onda. Sin embargo, para medios porosos saturados con fluidos, la atenuación intrínseca juega un papel dominante (Sams et al., 1997).

### **3.7.1. Atenuación intrínseca.**

Como se mencionó anteriormente, la atenuación intrínseca se refiere al efecto de disipación a través de la conversión de la energía contenida en las ondas sísmicas en calor debido a dos mecanismos que generalmente son considerados los más importan-

tes, uno es la fricción interna resultante del movimiento relativo a lo largo del contacto entre los granos en la matriz de la roca durante la propagación de la onda. Y el otro, es debido al flujo de fluidos dentro de los espacios porosos contenidos dentro de la roca. La fricción interna y el flujo de fluidos están relacionados directamente con la porosidad, la permeabilidad y el contenido de fluidos dentro de la roca, entre otros.

### **3.7.2. Mecanismos de atenuación.**

Las rocas poseen micro fracturas y poros que tiene la capacidad de almacenar fluidos, estas características tienen una gran influencia sobre la propagación de las ondas  $P$  y  $S$ . Biot (1956) analizó la propagación de ondas en sólidos porosos isotrópicos, donde tomó en cuenta el movimiento relativo entre el fluido contenido en la roca y la matriz sólida, y obtuvo expresiones para la atenuación debido al flujo de fluidos iniciado por el paso de las ondas dentro del espacio poroso no conectados. Posteriormente, White (1983) estudió los modelos propuestos por Biot y concluyó que la atenuación predicha por Biot era extremadamente baja para frecuencias menores a 100 Hz . Pride et al., (2004) introdujeron un modelo que explica la atenuación sísmica en medios porosos como resultado del flujo de fluidos inducido por el paso de las ondas. Su modelo describe que los cuerpos a escala mesoscópica (más grandes que el tamaño de grano pero más pequeños que las longitudes de ondas) son los contribuyentes principales para la atenuación sísmica observada.

Experimentos realizados por Winkler y Nur (1982), demostraron que las medidas de atenuación son independientes de la amplitud de deformación, debido a que estas en las exploración sísmica son siempre menores de  $10^{-6}$ . Por lo tanto, estos resultados sugieren que la fricción intergranular no es un fenómeno que cause atenuación importante de las ondas sísmicas. Esto se debe a que la presencia de agua, aunque sea en proporciones muy pequeñas, actúa como un lubricante entre los granos de la matriz del

sólido.

Un parámetro esencial que controla la atenuación de las ondas sísmicas es la presión efectiva. Un decrecimiento en la atenuación normalmente está acompañado con un incremento de la presión. El comportamiento de la atenuación como una función de la presión depende grandemente de la presencia de microfracturas, numerosos estudios han revelado que la atenuación aumenta con la presencia de estas. Según Mavko y Nur (1979), uno de los más importantes factores que causa cambios en la amplitud de las ondas sísmicas  $P$  y  $S$  es el cambio de porosidad debido a aumentos de presión, lo cual causa el cierre o estrechamiento de fracturas y fisuras de poco grosor.

El grado de saturación de fluidos que posee la roca es otro parámetro importante que actúa como mecanismo de atenuación. Para rocas secas la atenuación es despreciable, mientras que para rocas parcial y totalmente saturadas es alta. La atenuación es muy sensible a la presencia de trazas de fluidos, es decir, ésta se incrementa con la adición de fluidos dentro del espacio poroso. De igual forma, depende del tipo de fluido presente en la roca. Fluidos que consisten de moléculas polares, por ejemplo el agua, incrementan la atenuación de forma sustancial que otros tipos de fluidos. La principal fuente de atenuación por saturación de fluidos en medios porosos, es el movimiento relativo entre el sólido y el líquido. Tales movimientos resultan en esfuerzos de cizallamiento en el fluido y, consecuentemente, en disipación viscosa de la energía.

Como es ampliamente conocido, cambios en la temperatura conlleva a un cambio de fase en el fluido presente dentro del espacio poroso. Por lo tanto, cambios en la viscosidad del fluido como función de un cambio en la temperatura generan cambios significativos en los valores de atenuación. Estas grandes variaciones solo son observadas en medios totalmente saturados, para aquellos medios saturados parcialmente estas variaciones no son observadas (Tosaya et al., 1985). Estudios revelan que el mecanismo de relajación viscosa del fluido intersticial se convierte operacional para altas frecuen-

cias en aquellos fluidos como el agua y para hidrocarburos livianos (Nur, 1971; Walsh, 1969).

Según Johnston et al., (1979), algunos mecanismos señalan que la presencia de gas libre en los poros es un importante contribuyente en la atenuación causada por rocas parcialmente saturadas; las burbujas de gas producen severos efectos. Primero, el módulo de volumen de fluidos en el poro se reduce, facilitando el flujo bajo muy pequeños gradientes de presión. Y el segundo, burbujas de gas aprisionadas y en movimiento contribuyen al aumento de la atenuación. Entonces, en rocas parcialmente saturadas, la atenuación puede ser más elevada que en rocas completamente saturadas.

Otro mecanismo a ser tomado en cuenta, es la atenuación aparente debido a la reflexión selectiva de la componente de longitud de onda corta en ondas sísmicas propagándose en capas delgadas. Aunque este mecanismo es de efecto geométrico, contribuye a la pérdida de amplitud observada en las secciones sísmicas. O'Doherty y Anstey (1971) estudiaron estos efectos; y observaron que la reflexión selectiva debido a estratificaciones cíclicas contribuyen con una importante parte a la atenuación.

### **3.8. Factor de calidad sísmica o factor $Q$ .**

Sheriff (1991) definió la atenuación de las ondas sísmicas como el decrecimiento en la fuerza de la señal sísmica en el curso de su propagación a través de un medio, la cual es cuantificada por el factor adimensional de calidad sísmica o factor  $Q$ . Dicho factor, según Aki y Richards (1980), es la pérdida de energía por ciclo, y es fuertemente dependiente de varios procesos geológicos. Por lo tanto, es un parámetro sensible para entender la capacidad de las rocas para propagar las ondas.

La importancia de su estimación puede ser dividida en dos categorías; la primera es en la etapa de procesamiento, donde puede ser usado para mejorar la resolución de los datos sísmicos por medio de la compensación por absorción, y la segunda para la

descripción de yacimientos, donde el estudio de la atenuación se ha convertido en un tópico de gran interés en la industria petrolera debido a que puede ser usado como un atributo para revelar información acerca de la saturación de fluidos; así como también para la caracterización de intensidad y densidad de fracturas presentes en los yacimientos (Varela et al., 2006).

Existen diversas formas para expresar  $Q$ , una de ellas, según O'Connell y Bucciandky (1978) es a través de la parte real y de la parte imaginaria del módulo complejo como se muestra en la ecuación 3.18:

$$Q = \frac{M_1}{M_2} \quad (3.18)$$

Donde  $M_1$  y  $M_2$  como se ha mencionado en secciones anteriores son la parte real y la parte imaginaria, respectivamente, del módulo complejo.

En la ecuación anterior, si la parte imaginaria del módulo complejo es cero, el medio se considera como un medio elástico no disipativo, es decir, el factor de calidad es infinito. En contraste, un factor de calidad igual a cero implica un medio con propiedad de atenuación infinita, en otras palabras, un medio sin calidad de transmisión de las ondas.

En términos de energía,  $Q$  puede ser expresado de la siguiente forma:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta W}{2\pi W} \quad (3.19)$$

Donde  $\Delta W$  es la energía disipada por ciclo y  $W$  es la máxima energía de deformación durante cada ciclo.

En términos del coeficiente de atenuación  $\alpha$ , se tiene la ecuación;

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha V}{\pi f} \quad (3.20)$$

Donde  $V$  es la velocidad y  $f$  es la frecuencia. De la ecuación 3.20 se infiere que las ondas de altas frecuencias tienden a ser más atenuadas que las ondas de bajas frecuencias. Adicionalmente, se observa que las ondas que presentan mayores velocidades tienden a ser menos atenuadas que aquellas ondas con velocidades menores.

En términos de la amplitud de una señal sinusoidal con período  $\tau$  se tiene:

$$\frac{1}{Q} \approx \frac{1}{\pi} \left[ \frac{u_t}{u_{(t+\tau)}} \right] \quad (3.21)$$

La ecuación 3.21 es una medida de la pérdida de amplitud por ciclo, en algunos textos se le llama decremento logarítmico  $\delta$ .

Por último, se puede expresar  $Q$  en términos del desfase  $\varphi$  entre el esfuerzo y la deformación:

$$\frac{1}{Q} \approx \tan \varphi \quad (3.22)$$

Cuando se usa el factor  $Q$  para describir la atenuación sísmica en el rango de frecuencia usada en la exploración sísmica (10-100 Hz), generalmente se supone que no varía con la frecuencia (Kjartansson, 1979). Éste supuesto hecho radica en que la dependencia de la frecuencia del factor de calidad no es tan fuerte como para impedir el uso de  $Q$  constante en los estudios de atenuación. Según Kjartansson (1979), es posible formular una descripción de la propagación de las ondas y su atenuación con un factor de calidad  $Q$  exactamente independiente de la frecuencia. Esta simplicidad permite obtener expresiones exactas que describan, en el dominio de la frecuencia, la propagación de las ondas para cualquier valor positivo de  $Q$ . Sin embargo, existen muchos modelos matemáticos que describen el cambio de  $Q$  con la frecuencia (Ricker, 1953; Pride et al., 2004; Carcione y Picotti, 2006).

Las relaciones entre el factor de calidad  $Q$ , para ondas compresionales y de cizalla, y los tipos de sedimentos se muestran en la tabla 3.2. Dichos valores son justos para frecuencias entre 10 y 150 Hz .

Tabla 3.2. Relaciones entre factor de calidad de onda compresional y de cizalla contra el tipo de sedimento (tomada y modificada de Lay y Wallace, 1995).

Tipo de sedimento	$Q_P$	$Q_S$
Areniscas	56 a 60	29 a 33
Arena de grano medio	31 a 35	13 a 16
Arena de grano muy fino	29 a 32	12 a 14
Sedimentos gaseosos	5 a 90	200 a $\infty$
Sedimentos saturados con agua	10 a 18	0 a 11

Valores asociados de  $Q$  muy elevados implican poca atenuación. Por el contrario, si  $Q$  es cero, la atenuación es muy fuerte. Los valores de  $Q$  para las ondas  $P$  son más elevados que para las ondas  $S$  y se puede decir generalmente que  $Q$  aumenta con la densidad del material y la velocidad.

### 3.9. Modelado sísmico.

El modelado sísmico es una técnica usada para simular la propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo. El objetivo es generar los sismogramas que un conjunto de sensores registrarían, suponiendo una estructura del subsuelo determinada, pudiendo predecir características de la señal sísmica asociada a un determinado modelo geológico. Los modelos pueden ser desarrollados para abordar problemas tanto estructurales como estratigráficos en el proceso de diseño de adquisición y durante la interpretación sísmica. Sheriff (1991) señala, que la concordancia entre los datos sísmicos reales y los

obtenidos de un modelado no demuestra necesariamente que el modelo es correcto, ya que puede haber varios modelos que hagan concordancia con un determinado conjunto de datos sísmicos.

La construcción de los sismogramas sintéticos apoya el diseño de los levantamientos sísmicos de pozos y de superficie, facilitando la construcción de modelos que expliquen o sustenten diversos problemas de la propagación de las ondas dentro del subsuelo, tales como la presencia de sedimentos gasíferos, iluminación de objetivos en áreas estructuralmente complejas y problemas de atenuación, entre otros.

Los registros sintéticos generados antes de la etapa de adquisición son típicamente usados para determinar si un objetivo geológico generará una forma interpretable luego de realizar el procesamiento de los datos de reflexión. También se usan para seleccionar los parámetros adecuados de adquisición con la finalidad de iluminar de manera efectiva el o los objetivos geológicos de interés. Por su parte, los registros sintéticos generados después de la adquisición y el procesamiento de datos son usados para realizar comparaciones entre los eventos identificados en los datos reales y los datos sintéticos.

Según Margrave y Manning (2004), hay muchos métodos que pueden ser usados para simular como se propaga el campo de ondas sísmicas por el subsuelo y como serían registradas por los receptores. La naturaleza de la propagación de la onda sísmica puede ser muy compleja, por lo que los diversos métodos usan aproximaciones de varios tipos para hacer el problema resoluble. En general, modelar ondas sísmicas requiere de la adopción de una teoría particular de la ecuación de onda y su correspondiente análisis.

La ecuación de onda elástica describe la propagación de la onda  $P$  y  $S$  en un medio con propiedades que pueden ser espacialmente variables. Una de las teorías derivadas de esta ecuación es la teoría de onda escalar, que supone que la cantidad física que se propaga como onda puede ser representada como un número o valor en cada espacio y cada instante de tiempo.

La ecuación 3.23 es el ejemplo más citado de la onda escalar, su característica general es que vincula las segundas derivadas espaciales en tiempo del campo de onda ( $\psi$ ) a sus segundas derivadas en tiempo. Esencialmente, están involucradas para su formulación la ley de Newton y la ley de Hooke.

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (3.23)$$

Donde  $\psi$  representa el desplazamiento de la onda,  $V$  su velocidad y  $t$  el tiempo.

### 3.9.1. Modelado sísmico por método de diferencias finitas.

La solución exacta a la ecuación de onda (ecuación 3.23) es de dimensiones infinitas, es decir, ningún número finito de parámetros puede describir completamente la solución, excepto en un muy limitado número de casos, y debido a que las computadoras trabajan con memorias finitas y realizan cálculos finitos, deben realizarse aproximaciones para resolver numéricamente la ecuación de onda (Lehtinen, 2003).

Para aproximar derivadas por el método de diferencias finitas, se utiliza la definición básica representada por las siguientes ecuaciones, siendo los intervalos espaciales ( $\Delta x$ ) infinitesimales:

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x + \Delta x) - y(x)}{\Delta x} \quad (3.24)$$

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x) - y(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad (3.25)$$

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x + \Delta x) - y(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (3.26)$$

Donde la ecuación 3.24 representa la aproximación por diferencia progresiva y la

3.25 la aproximación por diferencia regresiva. Aplicando series de Taylor se obtiene que el error obtenido por ambas aproximaciones es del orden  $\Delta x$  pero el error derivado por la diferencia central (ecuación 3.26) es del orden  $\Delta x^2$  (Krebes, 2004). En consecuencia, se tiene que usando las dos primeras ecuaciones se obtienen esquemas de precisión de primer orden, pero la diferencia central produce esquemas de precisión de segundo orden; por lo tanto, esta es frecuentemente usada en la aproximación por diferencias finitas.

Aproximaciones de mayor orden, involucrando una serie o combinación de diferencias progresivas, regresivas o centrales para aumentar la precisión pueden ser usadas también, pero resultan en esquemas más complicados y engorrosos, así como en un mayor tiempo de cómputo.

El método de diferencias finitas puede ser usado para modelar la propagación de ondas a través de un modelo geológico, pero surge un conjunto de dificultades relacionadas con análisis numérico, efectos de dispersión y efectos de frontera.

En este método, la ondícula que se propaga es especificada desde su punto inicial y el modelo geológico es definido por su velocidad (onda acústica) o con la especificación adicional de otros parámetros elásticos y densidad (onda completa). Como resultado se tiene la propagación de la onda en respuesta de las leyes de física correspondientes a la ecuación de onda utilizada (Margrave y Manning, 2004).

## CAPÍTULO IV

### MARCO METODOLÓGICO

Para la realización de esta investigación se utilizó el esquema propuesto por Pereira (2005) como metodología para llevar a cabo estudios de atenuación de las ondas sísmicas en la Faja Petrolífera del Orinoco (figura 4.1).

#### **4.1. Recopilación bibliográfica y de información disponible.**

Esta etapa abarcó toda la realización del Trabajo Especial de Grado, y consistió en la recopilación de toda la información disponible del área que fuese útil para llevar a cabo la investigación, así como también de la revisión bibliográfica acerca del tema tratado.

#### **4.2. Lectura, selección y tratamiento de los registros sísmicos de campo.**

Se leyeron los registros de campo en formato SEG-Y utilizando el programa de procesamiento *Focus* de la plataforma *Paradigm*. Una vez obtenidos los datos de campo, se seleccionó el más adecuado para el desarrollo de esta investigación. Los criterios utilizados para tomar dicha elección fué ubicar la línea receptora más cercana al disparo; que dicha línea se encontrara cerca de algún pozo con información de registros de rayos gamma, sónico dipolar y densidad, y que el registro sísmico no haya pasado por algún proceso de filtrado ni recuperación de amplitudes (figura 4.2).

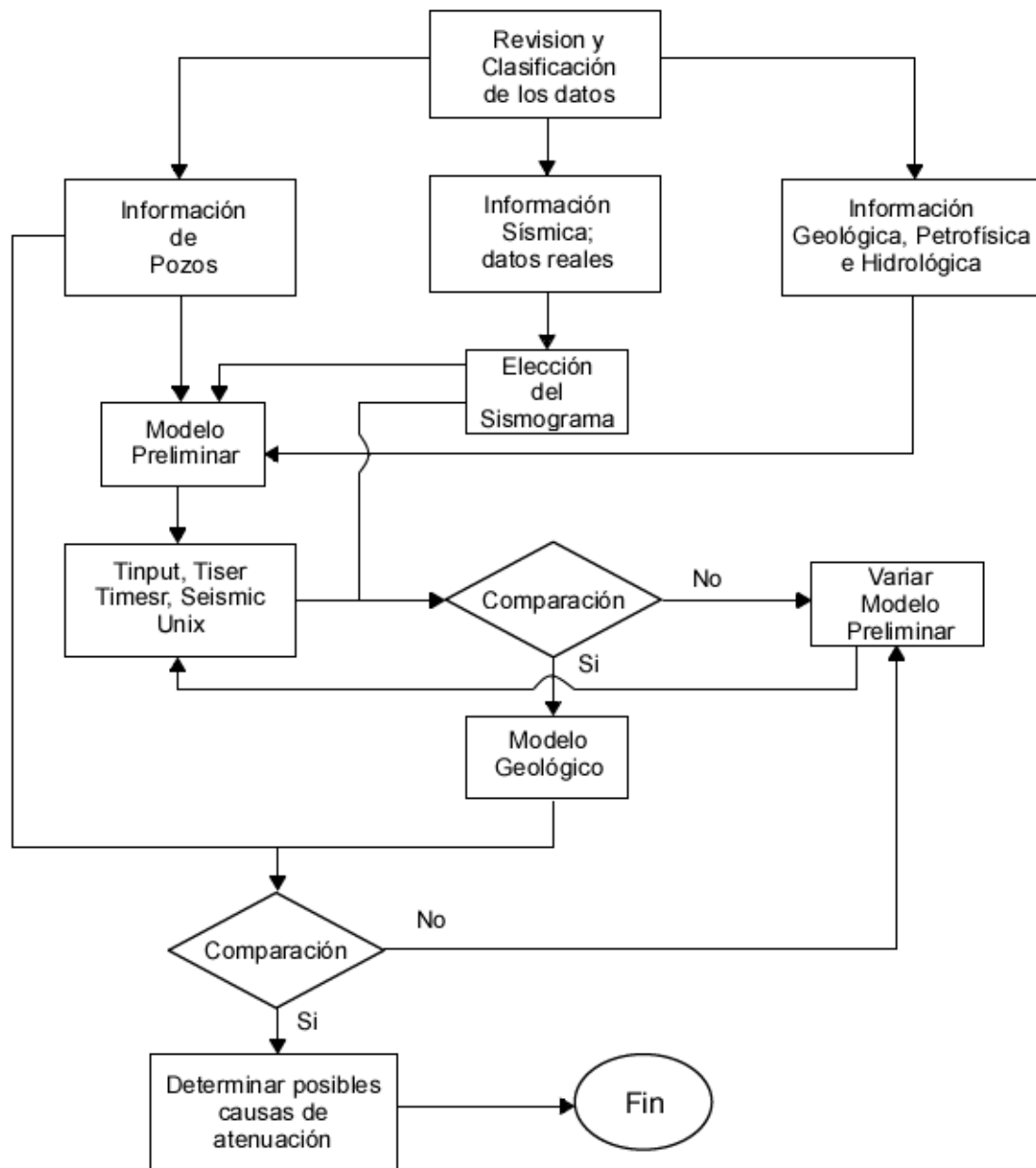


Figura 4.1. Metodología aplicada para la realizar estudios de atenuación propuesto por Pereira (2005).

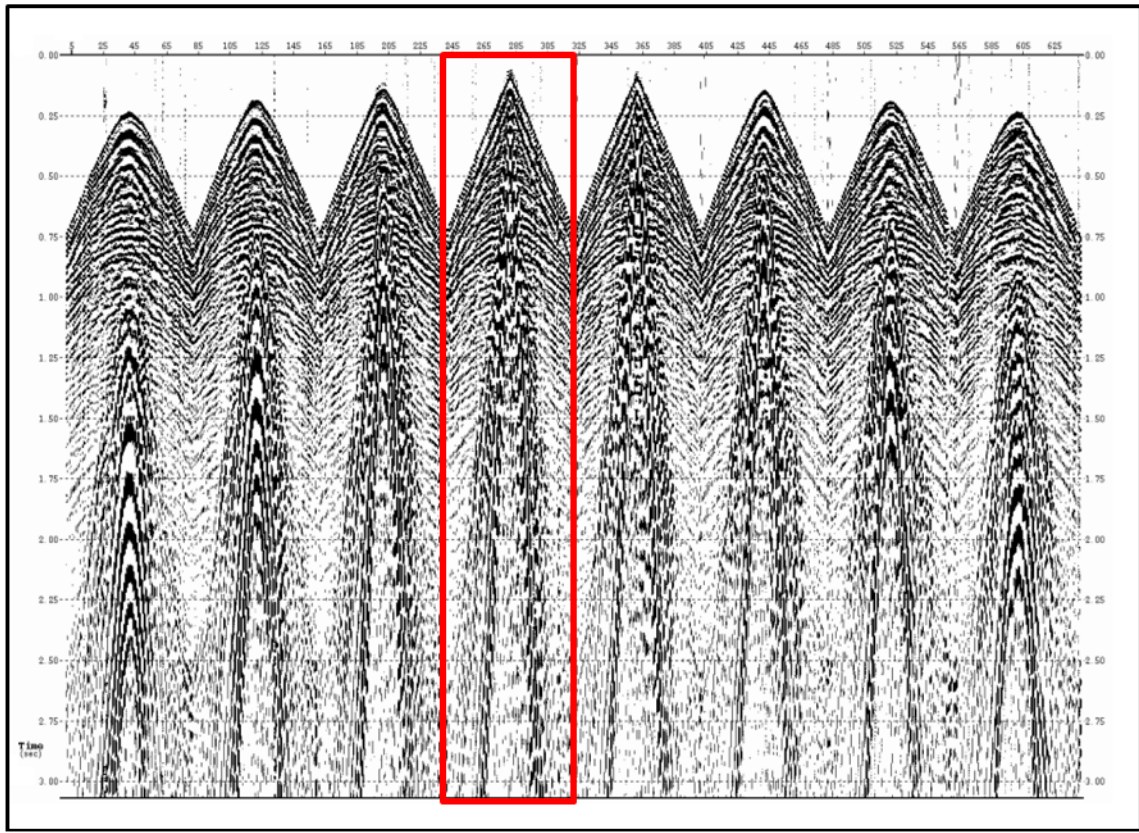


Figura 4.2. Disparo de campo seleccionado para la realización del estudio (borde rojo).

### 4.3. Construcción del modelo geológico.

La obtención de los sismogramas sintéticos se basó en primer lugar en la construcción del modelo geológico que caracteriza el área en estudio. La dimensión del modelo se definió tomando en consideración la correspondencia con el escenario geológico real y para ello se utilizó la información geológica e informes técnicos disponibles anteriores a esta investigación, registros sísmicos, registros de pozos, estudios sísmicos de refracción y análisis multicanal de ondas superficiales.

#### 4.3.1. Establecimiento de las densidades, profundidades y velocidades de ondas $P$ y $S$ de cada capa.

A partir de la información de registros de pozos disponibles en el área, específicamente aquellos que contenían registros de rayos gamma, sísmico dipolar y densidad se establecieron las profundidades, densidades, velocidades de ondas sísmicas  $P$  y  $S$  de cada capa definidas en el modelo. En la tabla 4.1 se muestra el modelo geológico que se usó para la generación del sismograma sintético inicial.

Tabla 4.1. Modelo geológico inicial usado para la generación del primer sismograma sintético.

<i>Formación</i>	<i>Profundidad (m)</i>	$V_P$ (m/s)	$V_S$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_P$	$Q_S$
Aluviones	0	1550	200	1,8	150	130
Aluviones	25	1850	300	1,85	150	130
Mesa	75	2000	550	1,9	150	130
Las Piedras	120	2190	580	2,0	150	130
Freites	170	2250	600	2,1	150	130
Oficina	228.6	2450	761	2,14	150	130
Merecure	426.7	2600	921	2,2	150	130
Tigre	533.4	2850	950	2,32	150	130
Carrizal	700	3100	1000	2,55	150	130
Basamento	900	3500	1100	2,98	150	130

Cabe destacar que las velocidades de ondas  $P$  y  $S$  para las capas más someras fueron tomadas de un estudio de sísmica de refracción y de análisis multicanal de ondas superficiales o por su siglas en inglés (MASW) respectivamente, que se disponían del área.

#### **4.3.2. Definición del factor de calidad $Q$ de cada capa.**

El modelo geológico se construyó a partir de las densidades y de las velocidades de ondas  $P$  y  $S$ , así como también de las profundidades de cada capa definida en el modelo. Estas propiedades no son constantes dentro de cada capa, por lo tanto, varían sistemáticamente tanto vertical como horizontalmente.

Para obtener sismogramas sintéticos comparables a los registros reales se incluyó en el modelo otra propiedad como el factor de calidad de las rocas, con el fin de respetar las características reales que presenta el medio en el área de estudio.

De acuerdo a las características litológicas y geológicas que presentan cada una de las capas definidas en el modelo geológico, se usaron valores para el factor de calidad en concordancia con los valores teóricos presentados por Lay y Wallace (1995). Estos valores se pueden observar en la tabla 3.2.

#### **4.4. Generación de los sismogramas sintéticos.**

Se utilizó el programa computacional *Tiser* para generar los sismogramas sintéticos. Este programa realizó el cálculo del campo completo de ondas mediante un método de diferencias finitas, en cuya solución aparecen múltiples y reverberaciones de las reflexiones de interés.

Los siguientes pasos indican la metodología que se usó para generar los sismogramas sintéticos:

1. Conservando los mismos parámetros de adquisición que se utilizaron en el levantamiento sísmico real (tabla 4.2) y el modelo geológico se construyó un archivo plano en formato ASCII (American Standard Code for information Interchange) que sirvió como entrada para el programa *Tiser*.

Tabla 4.2. Parámetros de adquisición usados en el levantamiento sísmico que fueron necesarios para generar los sismogramas sintéticos.

<i>Parámetros de adquisición</i>	
Número de canales	81
Distancia entre receptores	30 m
Intervalo de muestreo	2 ms
Número de muestras por traza	1536
Longitud de grabación	3072 ms
Tipo de fuente	Explosivos
Profundidad de la fuente	10 m

2. Al ejecutar el programa *Tiser*, este produce un archivo de salida .out, el cual contiene los coeficientes de reflexión para el modelo introducido.
3. El archivo de salida generado por el programa *Tiser* sirvió como entrada para el programa *Timesr*, el cual calcula la convolución de los coeficientes de reflexión con la ondícula seleccionada por el usuario. Para esta investigación se utilizó una ondícula Ricker de fase cero con una frecuencia dominante de 25 Hz . Este valor se obtuvo luego de aplicar un filtro pasa-banda sobre los datos de campo con la finalidad de suprimir el cono de ruido, y así, poder visualizar la frecuencia dominante de los eventos de reflexión. En las figuras 4.3, 4.4 y 4.5 se muestra el análisis espectral sobre los datos reales, el análisis espectral luego de aplicar el filtro y el registro de campo antes y después de realizar el filtrado, respectivamente.

En esta etapa el programa *Timesr* produce como salida un archivo binario que contiene las series de tiempo del sismograma sintético.

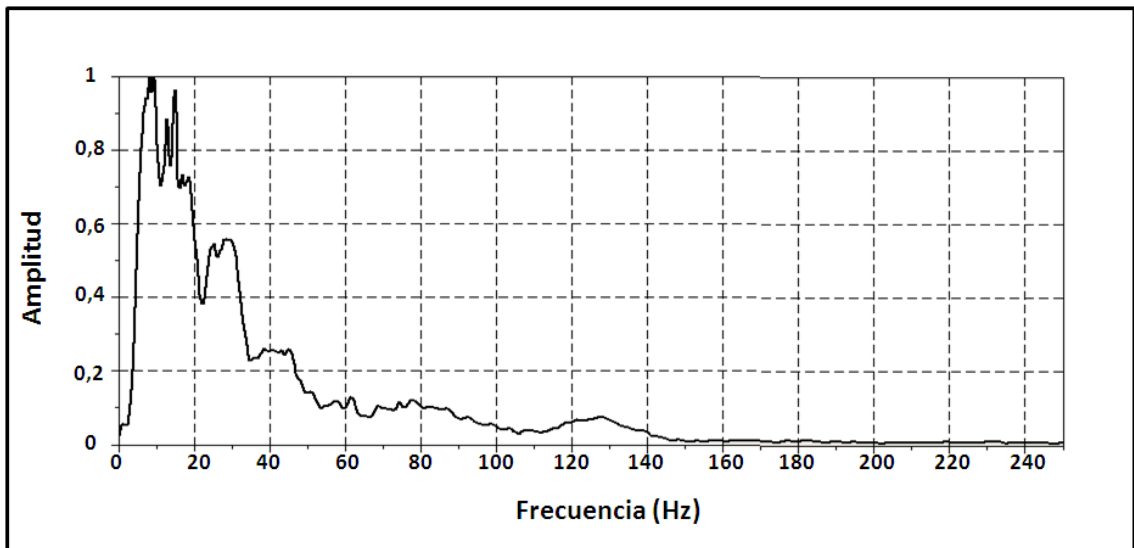


Figura 4.3. Análisis espectral del disparo de campo original.

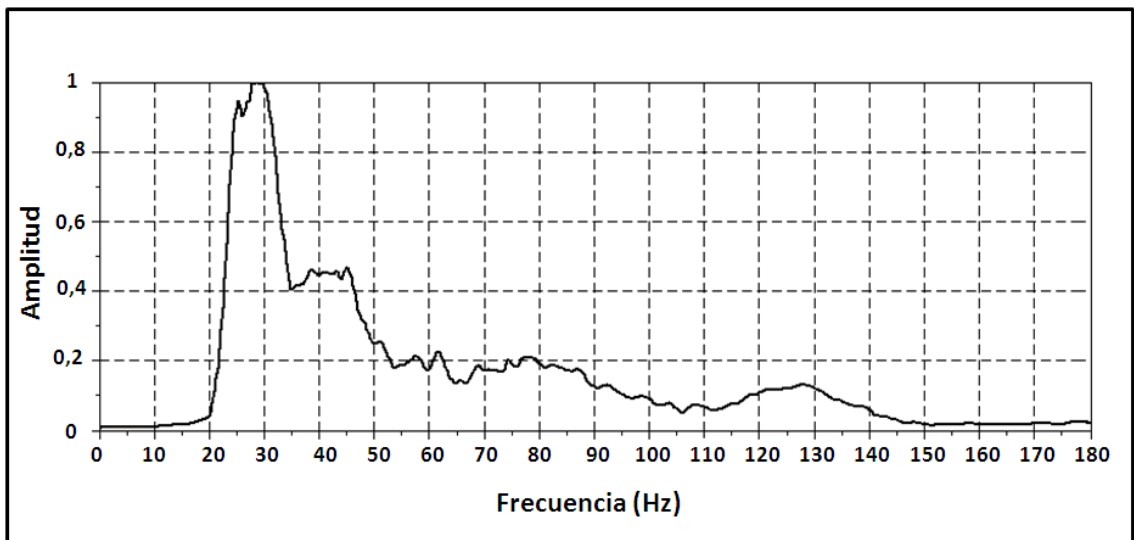


Figura 4.4. Análisis espectral del disparo de campo luego de aplicar un filtro pasa-banda ( $f=2,5; 5; 15; 20$ ).

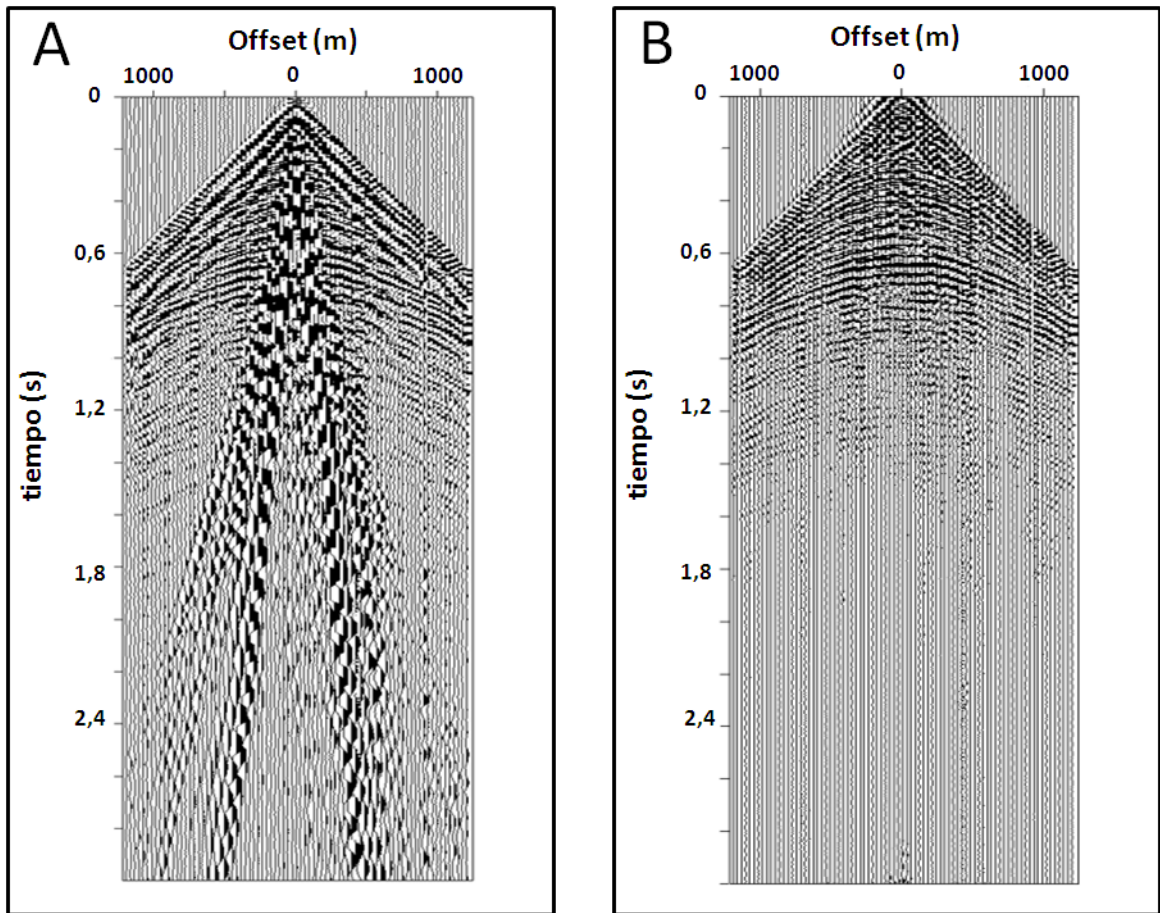


Figura 4.5. Comparación entre un disparo de campo crudo y el mismo registro de campo luego de aplicarse un filtro pasa-banda. A) Registro de campo sin filtrar. B) Registro de campo luego de aplicar un filtro pasa-banda ( $f=2,5; 5; 15; 20$ ).

4. Posteriormente, se programaron algunos guiones en sistema operativo Linux utilizando el intérprete de comandos BASH (Bourne Again Shell), donde se utilizaron las herramientas del programa *Seismic Unix* (*SU*) para visualizar los sismogramas sintéticos y añadir diversos parámetros que permitieron realizar satisfactoriamente la comparación entre los sismogramas sintéticos y los datos reales. Las rutinas mencionadas permitieron realizar las siguientes acciones:

- a) Transformar de archivo binario a un archivo con formato *SU*.
- b) Editar la geometría de adquisición.

c) Editar el encabezado de los registros.

d) Aplicar filtros y añadir ruido.

#### **4.5. Comparación de los registros sintéticos con los registros reales.**

Para intentar conseguir una respuesta teórica que presente una mayor similitud con los datos de campo, se generaron una serie de sismogramas sintéticos cada uno de ellos producto de ligeras variaciones en las propiedades físicas (velocidad de propagación de las ondas  $P$  y  $S$ , densidades, espesores de capas, factor de calidad  $Q_P$  y  $Q_S$ ). Se realizaron pequeños ajustes a una variable a la vez y se generó el sismograma sintético respectivo, luego se comparó el resultado con los datos de campo (figura 4.5.A), a fin de determinar el efecto de los cambios y posibles mejoras en el modelo.

Una vez obtenido el sismograma sintético adecuado a los datos reales se tomaron los parámetros físicos que generaron dicho sismograma como los válidos del modelo geológico aproximado de la zona de interés.

Por otra parte, para establecer un control de calidad sobre los datos de velocidad de ondas  $P$  y  $S$ , densidad, espesor de capas y valores de factor de calidad que generaron el sismograma sintético que se consideró el más adecuado; se generaron nuevos sismogramas sintéticos con cambios notables en los valores de espesores de capas y de factor de calidad, y de esta forma observar si los cambios efectuados generan una respuesta similar a los datos reales.

#### **4.6. Determinación de las posibles causas que gobiernan la atenuación de las ondas sísmicas de altas de frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco.**

Los valores del factor de calidad  $Q$  de las ondas  $P$  y  $S$  obtenidos del último sismograma sintético generado, así como también las características litológicas y geológicas

presentes en esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco se tomaron en cuenta, para definir los posibles mecanismos que gobiernan la atenuación de las ondas sísmicas en el área.

Cuando se realizan estudios de atenuación de las ondas sísmicas a partir de registros de campo no es posible separar la atenuación causada directamente por las propiedades del medio poroso (atenuación intrínseca) y la atenuación extrínseca, resultado de la geometría del subsuelo. Los efectos de las categorías mencionadas anteriormente en los registros sísmicos son los mismos, es decir, ambas atenúan las amplitudes y distorsionan la forma de la onda. Sin embargo, para medios porosos saturados con fluidos, la atenuación intrínseca juega un papel dominante (Sams et al., 1997).

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS Y ANÁLISIS

#### 5.1. Comparación de los sismogramas sintéticos con los registros reales.

En la figura 5.1 es posible apreciar las similitudes entre los datos sísmicos reales y los sismogramas sintéticos obtenidos del modelado.

El sismograma sintético se asemeja al registro obtenido en campo en al menos los siguientes puntos coincidentes:

1. *Onda directa:* Como es bien conocido, esta onda viaja directamente desde la fuente al receptor, utilizando la distancia más corta entre ellos. En este caso, la velocidad de la onda directa, tanto en los datos reales como en los datos sintéticos, es de aproximadamente 1800 *m/s* .
2. *Ruido ambiental:* Esta clase de ruido se refiere a las señales originadas en los movimientos terrestres aleatorios y no relacionados con la fuente. El sismograma sintético muestra una relación señal/ruido muy similar al de los datos reales. La relación de los mismos es de aproximadamente 70.000.
3. *Cono de ruido:* Es la energía de onda superficial que viaja a lo largo y cercana a la superficie de la Tierra. Como se observa en la figura 5.1, se caracteriza por tener una relativa baja velocidad, baja frecuencia, alta amplitud y por presentar efectos dispersivos. Para ambos sismogramas el cono de ruido presenta una velocidad máxima de propagación de aproximadamente 500 *m/s* . Por otra parte, la ventana

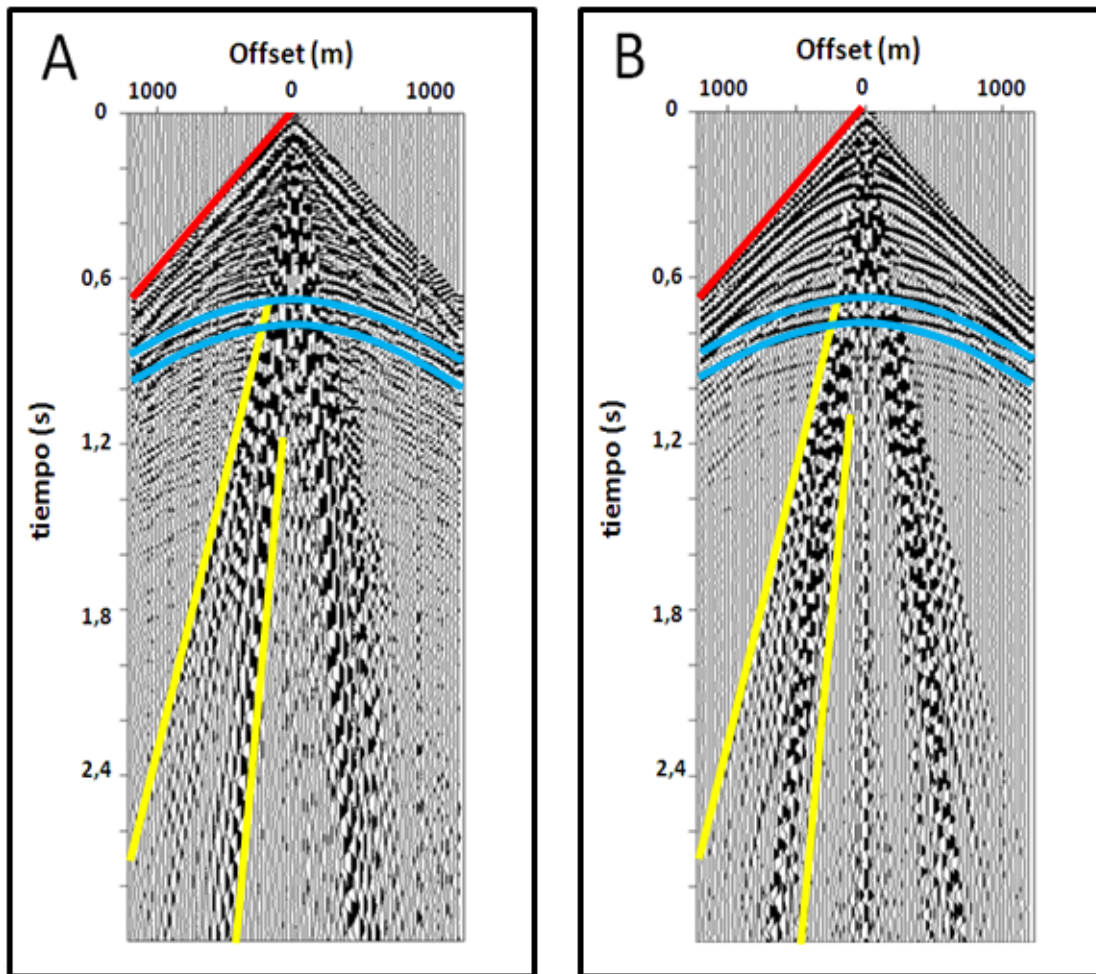


Figura 5.1. Comparación de los registros sintéticos con los registros reales. A) Registro de campo. B) Sismograma sintético. En ambos registros la línea roja indica la onda directa, la línea amarilla el cono de ruido y la curva azul algunas reflexiones.

donde se produce este efecto en ambos sismogramas tiende a ser coincidente; un poco por debajo de 2,8 s .

4. *Eventos de reflexión:* La reflexión sísmica es el retorno de parte de la energía sísmica desde un contraste de impedancia acústica (reflector), o una serie de contraste dentro del subsuelo. En la figura 5.1 se pueden observar eventos de reflexión ubicados a 0,25 s ; 0,30 s ; 0,53 s ; 0,61 s ; 0,78 s en ambos registros.

En la tabla 5.1 se muestra el modelo geológico que generó el sismograma sintético

(figura 5.1.B) que se consideró simulaba de manera más apropiada al registro de campo (figura 5.1.A).

Tabla 5.1. Modelo geológico final usado para la generación del sismograma sintético.

<i>Formación</i>	<i>Profundidad (m)</i>	$V_P$ (m/s)	$V_S$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
Aluviones	0	1700	260	1,8
Aluviones	30	1850	390	1,85
Aluviones	90	1900	675	1,88
Mesa	120	2000	-	2,0
Las Piedras	170	1850	510	1,9
Freites	228,6	2450	761	2,14
Oficina	400	2600	921	2,2
Merecure	533,4	2850	950	2,32
Tigre/Canoa	700	3100	1000	2,55
Carrizal	830	3300	1050	2,7
Basamento	950	3500	1100	2,98

El modelo geológico presenta como característica más resaltante la inclusión de una capa que representa la formación Mesa, modelada como un acuífero de gran magnitud de acuerdo a la información geológica e hidrológica disponible en esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco.

Los valores del factor de calidad  $Q$  utilizados para modelar cada capa fueron tomados en concordancia a la litología predominante en cada formación. En este estudio se usaron los resultados propuestos por Lay y Wallace (1995) (tabla 3.2). En la tabla 5.2 se presentan los valores del factor de calidad  $Q$  obtenidos para los primeros estratos incluidos en el modelo geológico, los cuales son los estratos de interés en este estudio.

Tabla 5.2. Valores de factor de calidad  $Q$  de los estratos de interés.

<i>Formación</i>	$Q_P$	$Q_S$
Aluviones	60	25
Aluviones	60	15
Aluviones	130	100
Mesa	20	0,4
Las Piedras	60	25
Freites	150	130

Los valores del factor de calidad  $Q_P$  y  $Q_S$  estimados para la formación Mesa son 20 y 0, respectivamente. Estos valores indican que debido a la configuración litológica y a la presencia de fluidos dentro de esta capa las ondas  $S$  son atenuadas en un gran porcentaje, lo que impide su propagación.

Cabe destacar que pueden existir infinitas combinaciones de los diferentes parámetros tanto físicos como geométricos del subsuelo, que generen una respuesta teórica, cuyas características se asemejen a los datos reales, sin embargo, es necesario tener en cuenta la información geológica disponible a la hora de proponer modelos del subsuelo.

## 5.2. Coeficiente de Poisson $\sigma$ y la relación $V_P/V_S$

Los valores de la relación  $V_P/V_S$  y del coeficiente de Poisson  $\nu$  correspondientes a las capas más someras contenida en el modelo geológico final se pueden observar en la tabla 5.3.

Tabla 5.3. Relación  $V_P/V_S$  y coeficiente de Poisson  $\nu$  correspondientes a los estratos de interés del modelo geológico final.

<i>Formación</i>	$V_P/V_S$	$\nu$
Aluviones	6,7	0,48
Aluviones	5	0,47
Aluviones	2,81	0,42
Mesa	-	0,49
Las piedras	3,63	0,45
Freites	3,22	0,44

De acuerdo a la figura 3.2, los valores obtenidos del coeficiente de Poisson ( $> 0,4$ ) indican que el medio se puede considerar como poco consolidado con presencia de agua. Sin embargo, la obtención de estos valores no descartan la posibilidad de que exista la presencia de burbujas de gas en las capas más someras que contribuyan de manera significativa con la atenuación de las ondas sísmicas de altas frecuencias.

De los valores obtenidos del factor de calidad y el coeficiente de Poisson para los estratos de interés se puede notar que existe una correlación sistemática entre estas dos cantidades. Como se sabe, las rocas con valores altos de Poisson son menos rígidas, por lo tanto, valores altos en el coeficiente de Poisson deben corresponder con valores bajos del factor de calidad (tabla 5.4). Por otra parte, cabe destacar que otros parámetros físicos como la densidad o la relación  $V_P/V_S$  no muestran relaciones lineales con el factor de calidad. Esto puede ser interpretado debido a que el medio presente en el subsuelo del área es muy heterogéneo y posee gran variedad en cuanto a su composición.

Tabla 5.4. Relación entre el factor de calidad  $Q$  y el coeficiente de Poisson.

<i>Formación</i>	$Q_P$	$Q_S$	$\nu$
Aluviones	60	25	0,48
Aluviones	60	15	0,47
Aluviones	130	100	0,42
Mesa	20	0,4	0,49
Las piedras	60	25	0,45
Freites	150	130	0,44

### 5.3. Control de calidad de los registros generados sintéticamente.

Como control de calidad del registro generado sintéticamente, se realizaron diversas pruebas que consistieron en variar algunos parámetros con la intención de observar si esto generaba algún cambio significativo en el sismograma sintético.

Las variaciones aplicadas al modelo geológico se pueden observar en la tabla 5.5, los resultados obtenidos por esta prueba se alejan sustancialmente de los esperados, es decir, del registro obtenido de los datos reales del área.

Tabla 5.5. Variaciones aplicadas al modelo geológico como control de calidad.

<i>Formación</i>	<i>Profundidad (m)</i>	$V_P$ (m/s)	$V_S$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_P$	$Q_S$
Mesa	120	2000	-	2,0	20	0,4
Capa distinta	120	2000	700	2,0	150	130

En la figura 5.2, se observa que al reemplazar la capa que se considera problema por una capa con valores de velocidad de onda  $P$  y  $S$ , densidad y factor de calidad  $Q_P$  y  $Q_S$  muy distintos se genera un sismograma sintético con características muy diferentes al registro de campo obtenido en el área.

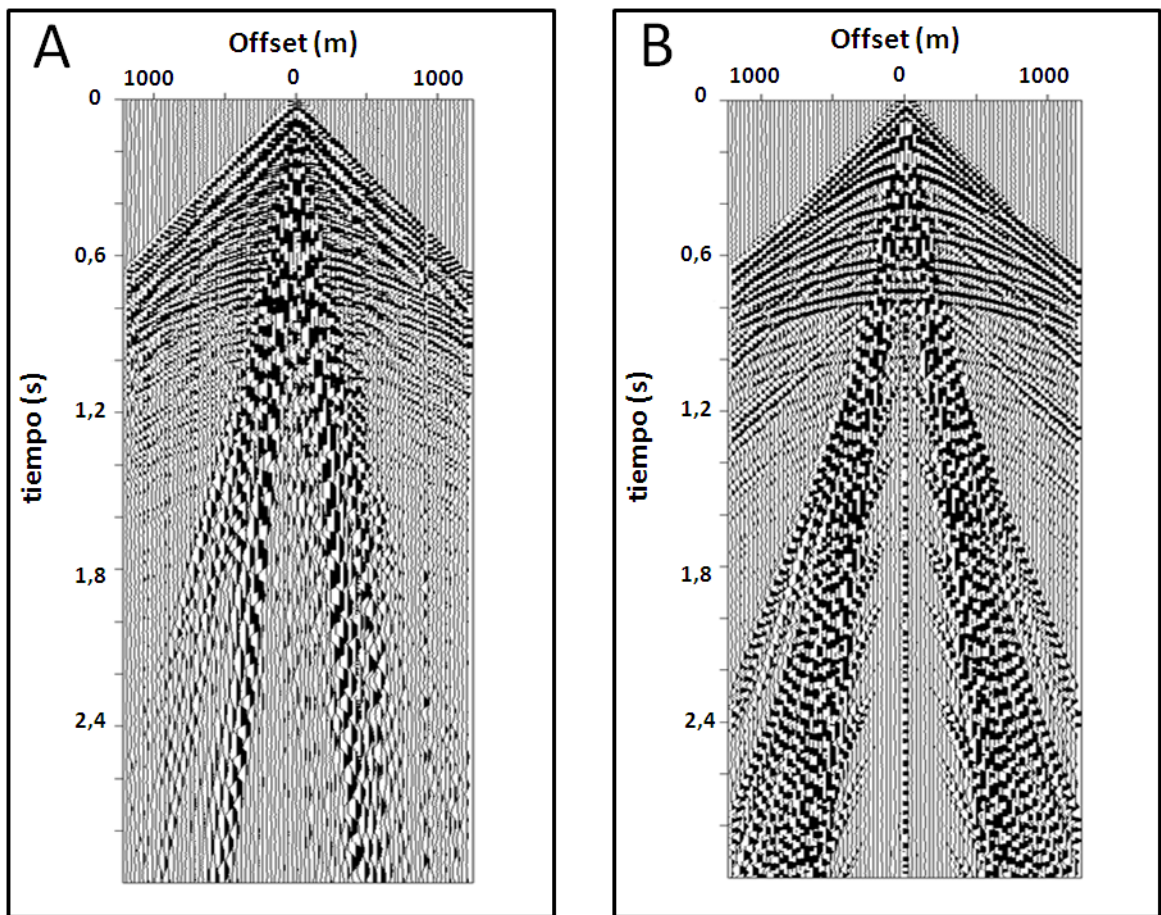


Figura 5.2. Comparación de los registros sintéticos con los registros reales. A) Registro de campo. B) Sismograma sintético sin la capa problema

En otro experimento, los resultados muestran que las mayores coincidencias entre el registros de campo y el sismograma sintético ocurrieron cuando la atenuación determinada por el factor de calidad  $Q$  fue independiente de la frecuencia. Por otra parte, cuando se consideró que el factor de calidad es dependiente de la frecuencia, el sismograma sintético generado muestra resultados irreales.

En la figura 5.3 se muestra la comparación entre dos sismogramas generados sintéticamente con la misma configuración de capas, velocidades de ondas, densidades y factores de calidad para la zona en estudio. Sin embargo, en la figura 5.3.A, el factor de calidad es independiente de la frecuencia, y en la figura 5.3.B, el factor de calidad es dependiente de la frecuencia.

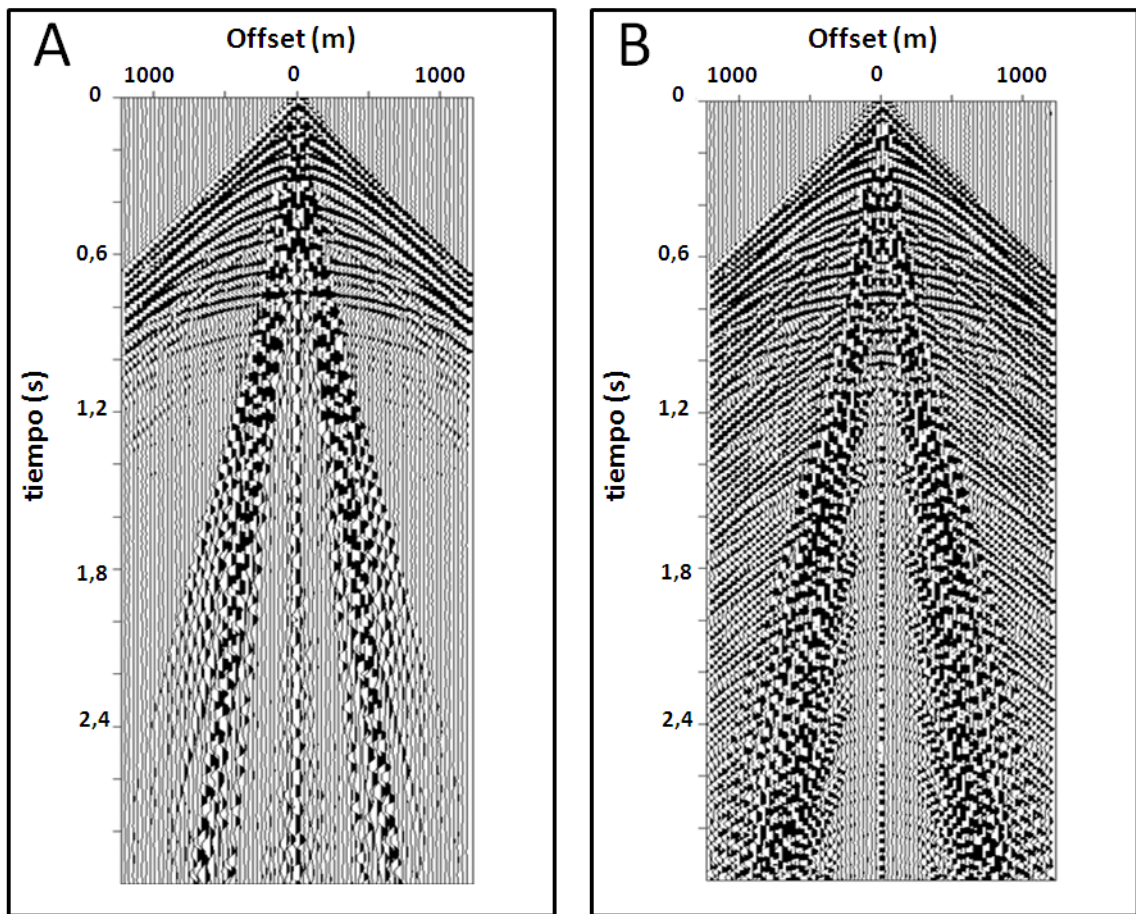


Figura 5.3. Comparación de los registros sintéticos. A) Sismograma sintético con  $Q$  independiente de la frecuencia. B) Sismograma sintético con  $Q$  dependiente de la frecuencia.

#### **5.4. Determinación de las posibles causas que gobiernan la atenuación de las ondas sísmicas de altas de frecuencias en la Faja Petrolífera del Orinoco.**

Todas las pruebas que se realizaron durante la realización de este estudio y los resultados mostrados en esta investigación son evidencias que la formación Mesa es la fuente principal causante de la atenuación de las ondas sísmicas que caracterizan los registros sísmicos de esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco.

Las capas más someras que conforman la columna estratigráfica del área en estudio están constituidas por sedimentos pocos consolidados saturados con fluidos y con porosidades cerca del 30 %, debido a esto, se presume que los mecanismos principales de atenuación que actúan sobre las ondas sísmicas son aquellos relacionados con el movimiento relativo entre sólidos y líquidos. Tales movimientos resultan en esfuerzos de cizallamiento en los fluidos y consecuentemente en disipación viscosa, por lo tanto, la atenuación de ondas en medios poco consolidados y medios consolidados depende de las propiedades mecánicas del fluido, las partículas discretas y el esqueleto de la roca. El movimiento de los fluidos respecto a la matriz y el movimiento relativo de las partículas contiguas son dos potenciales fuentes de disipación de la energía en este tipo de medios. Sin embargo, según los estudios realizados por Winkler y Nur (1982), se puede decir, que la pérdida de energía causada por la fricción entre los granos de la matriz sólida es despreciable. Por lo tanto, la atenuación de las ondas en la zona de estudio está gobernada principalmente por las pérdidas causadas por el movimiento de los fluidos dentro del espacio poroso.

Otro mecanismo que puede tener impacto sobre la propagación de las ondas sísmicas y la consecuente atenuación de las altas frecuencias es debido a la presencia de heterogeneidades de pequeña escala en el subsuelo de esta área. Como es bien conocido, según estudios realizados por Sato y Fehler (1998), el grado de dispersión de la energía

es máxima cuando las longitudes de las ondas incidentes son cercanas al tamaño de las heterogeneidades.

Por otra parte, como se mencionó con anterioridad, en esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco no se descarta la presencia de burbujas de gas libre en los poros de las rocas de los estratos más someros, que aunque en pequeñas concentraciones (desde el 5 %) pueden llegar a ser un importante contribuyente en la atenuación causada por rocas parcialmente saturadas.

Cabe destacar, que las mediciones de atenuación hechas a partir de registros de campo son la suma de la atenuación intrínseca, directamente relacionada con el medio poroso; y la atenuación extrínseca, resultado de la geometría del subsuelo, la fuente, efectos de transmisión y reflexión, conversión de modo, dispersión y divergencia geométrica.

Los factores de calidad  $Q$  determinados para la zona en estudio resultaron ser independientes de la frecuencia, mientras que la atenuación de las ondas sísmicas sí depende de la frecuencia. La independencia de la frecuencia del factor de calidad se explica a través del hecho que en la zona posiblemente actúa el mecanismo de flujo de fluidos, donde la atenuación generalmente es causada por las pérdidas viscosas entre las partículas y el fluido.

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1. Conclusiones.

- ★ A través del modelado se generó un sismograma sintético cuyas características se asemejan en gran proporción a los registros de campo obtenidos en esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco.
- ★ El modelado por diferencias finitas resultó ser una herramienta de gran importancia con el objetivo de reproducir de forma realista el fenómeno de propagación de la onda sísmica.
- ★ La teoría de medio equivalente homogéneo resultó de gran utilidad para representar medios que presentan alta complejidad.
- ★ Se logró plantear un modelo geológico del subsuelo respetando las características litológicas, profundidades de capas, velocidades de ondas  $P$  y  $S$ , densidades de rocas, y factor de calidad  $Q_P$  y  $Q_S$  del medio presente en la zona de estudio.
- ★ Los valores obtenidos del coeficiente de Poisson ( $> 0,4$ ) indican que el medio se puede considerar como poco consolidado con presencia de agua. La obtención de estos valores no descartan la posibilidad de que exista la presencia de burbujas de gas en las capas más someras que contribuyan de manera significativa con la atenuación de las ondas sísmicas de altas frecuencias.

- ★ Se presume que la atenuación de las ondas en la zona de estudio está gobernada principalmente por aquellos mecanismos que involucran el movimiento relativo entre sólidos y líquidos, es decir, por las pérdidas causadas por el movimiento de los fluidos dentro del espacio poroso. Otro mecanismo que puede tener impacto sobre la propagación de las ondas sísmicas y la consecuente atenuación de las altas frecuencias es debido a la presencia de heterogeneidades de pequeñas escalas.
- ★ Los resultados muestran que las mayores coincidencias entre el registros de campo y el sismograma sintético ocurrieron cuando la atenuación determinada por el factor de calidad  $Q$  fue independiente de la frecuencia.
- ★ La atenuación de las ondas sísmicas que caracteriza a los registros sísmicos de esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco es causada posiblemente por la formación Mesa. La cual fue modelada como un acuífero con valores de  $Q_P$  y  $Q_S$  de 20 y 0,4; respectivamente, valores propios de medios saturados de agua.

## **6.2. Recomendaciones.**

- ★ Para una representación más exacta de la propagación de las ondas sísmicas en medios que presenten alta complejidad se recomienda la implementación de algoritmos que tomen en consideración las propiedades viscoelásticas de los materiales.
- ★ Por otra parte, se recomienda utilizar estudios de perfiles sísmicos verticales para obtener valores más precisos del factor de calidad de las rocas presentes en subsuelo de esta área de la Faja Petrolífera del Orinoco.
- ★ Se recomienda la implementación de receptores digitales (DSU) en los levanta-

mientos sísmicos, debido a que estos son capaces de recibir mayor contenido de altas frecuencias que los receptores analógicos usados convencionalmente.

- ★ Se recomienda utilizar algoritmos de compensación en la etapa de procesamiento que tomen en consideración el factor de calidad de las rocas presentes en el subsuelo del área con el objetivo de incrementar la resolución de las imágenes sísmicas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., y Richards, P., 1980, Quantitative seismology, theory and methods, Volume I: W. H. Freeman and Company.
- Barkved, O., 2004, Las diversas facetas de los datos sísmicos de componentes múltiples: British Petroleum.
- Bland, D., 1960, The theory of linear viscoelasticity: Pergamon Press, Nueva York.
- Biot, M., 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. low-frequency range: J. Acous. Soc. Am., 28, 168178.
- Bourbie, T., Coussy, O., y Zinszner, B., 1987, Acoustic of porous media: Editions Technip.
- Carcione, J., 1995, Constitutive model and wave equations for linear, viscoelastic, anisotropic media: Geophysics, 60, 537548.
- Carcione, J., y Picotti, S., 2006, P-wave seismic attenuation by slow wave diffusion: Effets of inhomogeneous rock properties: Geophysics, 71, O108.
- Cavada, J., 2000, Guía de prospección sísmica por refracción. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- Dix, C., 1955, Seismic velocities from surface measurements: Geophysics, 20, 68-86.
- Dvorkin, J., Mavko, G., y Nur, A., 1995, Squirt flow in fully saturated rocks: Geophysics, 60, 97107.
- González de Juana, C., Picard, X., y Iturralde de Arozena, J., 1980, Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas: Ediciones Foninves.

- Hedberg, H., 1950, Geology of eastern venezuela basin (Anzoátegui, Monagas, Sucre, Eastern Guárico portion): GSA Bulletin, 61, 1173-1212.
- Johnston, D., Toksöz, M., y Timur, A., 1979, Attenuation of seismic wave in dry and saturated rocks: II Mechanisms: Geophysics, 44, 691-711.
- Kjartansson, E., 1979, Constant  $Q$  wave propagation and attenuation: Journal of Geophysical Research, 84, 4737-4748.
- Kneib, G., Shapiro, S., 1995, Viscoacoustic wave propagation in 2-D random media and separation of absorption and scattering attenuation: Geophysics, 60, 459-467.
- Kolsky, H., 1956, The propagation of stress pulse in viscoelastic solids: Phil Magazine. 8(1). 693-710.
- Krebes, E., 2004, Seismic forward modeling: CSEG Recorder, Vol. 4.
- Lay, T., Wallace, C., 1995, Modern global seismology: Academic Press.
- Leaderman, H., Marvin, R 1953, Dynamic compliance, dynamic modulus, and equivalent Voigt and Maxwell models for polyisobutylene: Applied Physics, 24, 812-813.
- Lehtinen, J., 2003, Time-domain numerical solution of the wave equation: Helsinki, Aalto University School of Science and Technology.
- MacBeth, C., 1995, How can anisotropy be used for reservoir characterization?: First Break Vol 13. No I. 1995 31.
- Margrave, G. y Manning, P., 2004. Seismic modelling: An essential interpreters tool. Calgary: CSEG National Convention.
- Martín, R., 2002, Informe interno de Sincor: Departamento de Geofísica. Caracas, Venezuela.

- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J., 2009, The rock physics handbook, Tools for seismic analysis of porous media: Cambridge University Press.
- Mavko, G., Nur, A., 1979, Wave attenuation in partially saturated rocks: Geophysics, 44, 1611-1618.
- Méndez, O., 1985, Historia geológica graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas. 1000-1040 p.
- Nur, A., 1971, Viscous phase in rocks and the low velocity zone: Journal of Geophysical Research, 76, 1270-1277.
- O'Doherty, R., y Anstey, N., 1971, Reflection on amplitudes: Geophysical Prospecting, 19, 430-458.
- O'Connell, R., y Budiansky, B., 1978, Measures of dissipation in viscoelastic media: Geophysical Research, 5, 5-8.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascal, J., Truwosky, I., Gallango, O., Passalacqua, H. y ROURE, F., 1995. Petroleum geology of central part of the Eastern Venezuelan Basin. In: Tankard et al. (Editors), Petroleum Basins of South America. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 62: 741-756 p.
- Pereira, D., 2005, Estimación de la atenuación de amplitud de ondas sísmicas en una área de Cerro Negro, Edo, Monagas: Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Pride, S., Berryman, J., y Harris, J., 2004, Seismic attenuation due to wave induced flow: Journal of Geophysical Research, 109, B01201.

- Qaisar, M., 1989, Attenuation properties of viscoelastic materials: PAGEPOPH Vol 131. No 4.
- Richards, P., y Menke, W., 1983, The apparent attenuation of a scattering medium: Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 1005-1021.
- Ricker, N., 1977, Transient waves in viscoelastic media: Elsevier Scientific Pub.
- Rizzo, S., 2010, Faja Petrolífera del Orinoco: Boletín informativo de la Asociación Venezolana de Procesadores de Gas, año 6, No 17.
- Sam, M., Neep, J., Worthintong, M., y King, M., 1997, The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks: Geophysics, 62, 1456-1464.
- Sato, H., y Fehler M., 1998, Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth: Springer-Verlag New York, Inc.
- Schenk, C., Cook, T., Charpentier, R., Pollastro, R., Klett, T., y Tennyson, M., 2009. An estimate of recoverable heavy oil resources of the Orinoco Oil Belt, Venezuela, USGS .
- Schlumberger Services Oilfield, 1997, WEC - Evaluacion de Pozos: Caracas, Schlumberger Oilfield Services.
- Sato, H., y Fehler, M., 1998, Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth: Springer Verlag. New York.
- Sheriff, R., 1991, Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics: Society of Exploration Geophysicists, 384.
- Talwani, M., 2002, The Orinoco Heavy Oil Belt in Venezuela (Or Heavy Oil to the Rescue?): The James A. Baker III Institute for Public Policy of Rice University.

- Toksöz, M., y Johnston, D., 1981, Seismic wave attenuation: Society of Exploration Geophysicists.
- Tosaya, C., 1985, Acoustical properties of clay-bearing rocks: PhD. dissertation, Stanford University.
- Varela, C., Rosa, A., y Ulrych, T., 1993, Modeling of attenuation and dispersion: Geophysics, Vol. 58, No. 8; P. 1167-1173.
- Young, G., Bellizia, A., Renz, H., Johnson, F., Robie, R., y MAS VALL, J., 1956, Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos: Caracas, Boletín de Geología, Publicacin Especial (2), 140 p.
- Walsh, J., 1969, New analysis of attenuation of partially melted rock: Journal of Geophysical Research, 14, 4333-4337.
- Winkler, K., y Nur, A., 1982, Seismic attenuation: Effects of pore fluids and fractional sliding: Geophysics, 47, 1-15.
- White, J., 1975, Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation: Geophysics, 40, 224232.
- White, J., 1983, Underground sound application of seismic waves: Elsevier Science Publishing Company Inc.
- Zener, C., 1948, Elasticity and anelasticity of metals: University of Chicago Press, Chicago, Illinois.