

**EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA SÍSMICA EN RESERVORIOS  
DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS USANDO  
MODELOS SINTÉTICOS.**

**Por**

**IVONNE LIZETH NIÑO MARTINEZ**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2016**

**EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA SÍSMICA EN RESERVORIOS  
DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS USANDO  
MODELOS SINTÉTICOS.**

**Por**

**IVONNE LIZETH NIÑO MARTINEZ**

**Trabajo de grado como requisito parcial para optar al título de Geóloga**

**Director**

**JAIRO ALBERTO TORRES PEÑA**

**Codirector**

**RICARDO MIER UMAÑA ALVAREZ**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2016**

# Agradecimientos

---

A mis padres por todo el amor y el apoyo que me han dado para alcanzar mis metas, son el motor de mi vida, mi mayor ejemplo y el amor mas incondicional.

A mis hermanas Leidy y Erika porque son mis mejores amigas, y siempre han estado a mi lado acompañandome en las buenas y en las malas.

A mi director, el Profesor Jairo Torres, de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, por su acompañamiento y enseñanzas a lo largo del proyecto.

A mi codirector, el Profesor Ricardo Mier Umaña, de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, por su asesoría en este proyecto.

# Contenido

---

	<b>Pág</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>15</b>
<b>1 ASPECTOS PRELIMINARES</b>	<b>17</b>
1.1 OBJETIVO GENERAL . . . . .	17
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS . . . . .	17
1.3 METODOLOGÍA . . . . .	18
1.3.1 Etapa 1. Revisión Bibliográfica . . . . .	18
1.3.2 Etapa II. Generación de Modelos Sintéticos y Líneas Sísmicas Sintéticas . . . . .	18
1.3.3 Etapa III. Aplicación de Datos Sintéticos . . . . .	19
1.3.4 Etapa IV. Análisis de Resultados . . . . .	19
1.4 HIPÓTESIS . . . . .	19
<b>2 ROCAS ÍGNEAS</b>	<b>21</b>
2.1 ROCAS ÍGNEAS . . . . .	21
2.1.1 Clasificación Textural . . . . .	22
2.1.2 Clasificaciones Mineralógicas . . . . .	23
2.1.3 Parámetros Modales . . . . .	24
2.1.4 Índices Petrográficos . . . . .	26
2.2 SISTEMA PETROLÍFERO . . . . .	28
2.2.1 Roca Generadora . . . . .	28
2.2.2 Maduración . . . . .	28
2.2.3 Migración . . . . .	29
2.2.4 Trampas . . . . .	29
2.2.5 Roca Reservorio . . . . .	30
2.2.6 Sellos . . . . .	30

<b>3</b>	<b>YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS</b>	<b>31</b>
3.1	HISTORIA DE LA EXPLORACIÓN EN RESERVORIOS VOLCÁNICOS Y SUS CARACTERÍSTICAS . . . . .	31
3.2	RESERVORIOS ASOCIADOS A ROCAS VOLCÁNICAS . . . . .	34
3.2.1	Tipo Trampa Volcánica . . . . .	35
3.2.2	Tipo Sello Volcánico . . . . .	36
3.2.3	Tipo Corteza Meteorizada . . . . .	37
3.3	RESERVORIOS ASOCIADOS A ROCAS SUBVOLCÁNICAS . . . . .	38
3.3.1	Tipo Fractura de Domo-inducido . . . . .	38
3.3.2	Tipo Fractura Primaria . . . . .	39
3.3.3	Tipo brechas cripto-explosivas . . . . .	40
3.3.4	Tipo zona de contacto . . . . .	41
3.3.5	Tipo zona de alteración . . . . .	41
3.4	Cuenca Liaohe . . . . .	42
3.4.1	Distribución de rocas volcánicas . . . . .	42
3.4.2	Reservorios volcánicos . . . . .	44
3.4.3	Tipos de reservorios de hidrocarburos asociados a rocas volcánicas . . . . .	45
<b>4</b>	<b>PROPAGACIÓN DE ONDAS ACÚSTICAS Y ELÁSTICAS</b>	<b>49</b>
4.1	ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA . . . . .	49
4.2	CONCEPTO DEL CONTINUO PARA EL MODELADO SÍSMICO . . . . .	53
4.3	ECUACIÓN DE ONDA PARA MEDIOS ELÁSTICOS . . . . .	54
4.3.1	Fuerzas en un Continuo . . . . .	54
4.3.2	Ecuación de Cauchy . . . . .	55
4.3.3	Ley de Hooke . . . . .	56
4.3.4	Continuo isotrópo . . . . .	57
4.4	MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS . . . . .	60
4.4.1	Aplicación del Método de Diferencias Finitas a la Solución de la Ecuación de Onda . . . . .	63
4.4.2	Solución de la ecuación de onda elástica . . . . .	66
<b>5</b>	<b>GENERACIÓN DE MODELOS SINTÉTICOS Y PROCESAMIENTO DE DATOS</b>	<b>68</b>
5.1	MODELOS SIMPLES . . . . .	68
5.2	MODELOS SINTÉTICOS PARA LA FORMACIÓN DE RESERVORIOS DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS . . . . .	75

5.2.1	Tipo Sellado Volcánico . . . . .	76
5.2.2	Tipo Trampa Basalto . . . . .	76
5.2.3	Tipo Trampa de Alteración . . . . .	77
5.2.4	Construcción de Modelos Sintéticos . . . . .	77
5.2.5	Diseño de la Adquisición Sísmica . . . . .	86
5.2.6	Caso Acústico . . . . .	86
5.2.7	Procesamiento de Datos Sísmicos . . . . .	91
5.2.8	Adición de Cabeceras, Ordenado por Familias de Punto Medio Común . . . . .	91
5.2.9	Calculo del Fold, Análisis de Velocidad, Corrección NMO y Sección Apilada . . . . .	93
5.3	MODELOS ASOCIADOS A ROCAS VOLCÁNICAS CON CONTENIDO DE GAS Y AGUA . . . . .	99
5.3.1	Procesamiento de Datos . . . . .	103
5.3.2	Caso elástico . . . . .	104
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>110</b>
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>112</b>

## Lista de Tablas

---

	Pág.
2.1 Clasificación de rocas plutónicas y rocas volcánicas. (En mayúscula: rocas plutónicas y en minúscula: rocas volcánicas). . . . .	28
3.1 Reservas de campos de petróleo y gas volcánico. . . . .	34
3.2 Producción de campos de petróleo y gas volcánico. . . . .	34
5.1 Valores de velocidad y densidad para los modelos simples. . . . .	69
5.2 Valores de velocidad de onda $P$ , velocidad de onda $S$ y densidad $\rho$ para el reservorio tipo sellado volcánico. . . . .	79
5.3 Valores de velocidad de onda $P$ , velocidad de onda $S$ y densidad $\rho$ para el reservorio tipo trampa volcánica. . . . .	80
5.4 Valores de velocidad de onda $P$ , velocidad de onda $S$ y densidad $\rho$ para el reservorio tipo zona de alteración. . . . .	81
5.5 Parámetros de Adquisición para 1 Disparo. . . . .	87
5.6 Parámetros de adquisición para toda la línea. . . . .	91
5.7 Tabla de velocidades $NMO$ y tiempos $NMO$ para las familias de $CMP$ . . . . .	98
5.8 Valores de velocidad de onda $P$ y $S$ para el modelo 100% saturado de agua. . . . .	101
5.9 Valores de velocidad de onda $P$ y $S$ para el modelo 100% saturado de gas. . . . .	101

## Lista de Figuras

---

	Pág.
2.1 Clasificación de Tobas y Cenizas . . . . .	25
2.2 Clasificación QAPF, Rocas plutónicas. . . . .	25
2.3 Clasificación QAPF, Rocas Volcánicas . . . . .	26
3.1 Distribución mundial de gas y petróleo en rocas volcánicas. . . . .	32
3.2 Fotografía de muestras de perforación de núcleos de rocas volcánicas del Pozo Xiao22 de la cuenca Liaohe, Este de China. (a) Basalto amigdaloides, diámetro= 2.5 cm. (b) Muestra de basalto masivo con una perforación en el borde inferior izquierdo. Escala en centímetros. (c) Vena de calcita que corta la traquita. La calcita fue parcialmente lixiviada dejando como resultado un espacio llenado por petróleo. Escala= 1cm. . . . .	36
3.3 Reservorio de petróleo en el pozo Da13-20. Ng= Formación Guantao Neógeno; Od= Formación Dongying Oligoceno. . . . .	38
3.4 Reservorio tipo fractura de domo-inducido cercano al pozo Luo151 de la cuenca Jiyang. Od= Formación Dongying Oligoceno; $E_{s1}$ = Primer miembro de la Formación Shahejie Eoceno; $E_{s3}$ = Tercer miembro de la Formación Shahejie Eoceno. . . . .	39
3.5 Características del Cenozoico de la cuenca Liaohe. . . . .	44
3.6 Sección del reservorio de petróleo del pozo D13-20, área Dapingfang. 1= Capa de petróleo, 2= Rocas volcánicas, 3= Superficie erosionada. . . . .	46
3.7 Esquema del reservorio de hidrocarburo Xinglongtai. 1= Basalto, 2= Brecha, 3= Gneis granítico, 4= Capa de gas, 5= Capa de petróleo. $ES_{1+2}$ = Primer y segundo miembro de la Formación Shahejie, $ES_{3+4}$ = Tercer y cuarto miembro de la Formación Shahejie, Ar= Arqueozoico. . . . .	47
5.1 Modelo 1 Velocidad de onda $P$ . . . . .	69
5.2 Modelo 2 Velocidad de onda $P$ . . . . .	70
5.3 Modelo 3 Velocidad de onda $P$ . . . . .	70
5.4 Modelo 4 Velocidad de onda $P$ . . . . .	71
5.5 Modelo 5 Velocidad de onda $P$ . . . . .	71
5.6 Sismograma para el Modelo 1. . . . .	72

5.7	Sismograma para el Modelo 2. . . . .	73
5.8	Sismograma para el Modelo 3. . . . .	73
5.9	Sismograma para el Modelo 4. . . . .	74
5.10	Sismograma para el Modelo 5. . . . .	75
5.11	Modelo generalizado de la formación de reservorios asociados a rocas ígneas. 1) tipo trampa volcánica; 2) tipo sello volcánico; 3) tipo fractura de domo inducido; 4) tipo brecha cripto-explosiva; 5) tipo fractura primaria; 6) tipo zona de contacto; 7) tipo zona de alteración 8) tipo sellado lateral. Tomada y modificada de Wu et al; 2005. . . . .	76
5.12	Modelo de velocidad de onda $P$ para el reservorio tipo sellado volcánico.	82
5.13	Modelo de velocidad de onda $S$ para el reservorio tipo sellado volcánico.	82
5.14	Modelo de densidad para el reservorio tipo sellado volcánico. . . . .	83
5.15	Modelo de velocidad de onda $P$ para el reservorio tipo trampa volcánica.	83
5.16	Modelo de velocidad de onda $S$ para el reservorio tipo trampa volcánica.	84
5.17	Modelo de densidad para el reservorio tipo trampa volcánica. . . . .	84
5.18	Modelo de velocidad de onda $P$ para el reservorio tipo zona de alteración.	85
5.19	Modelo de velocidad de onda $S$ para el reservorio tipo zona de alteración.	85
5.20	Modelo de densidad para el reservorio tipo zona de alteración. . . . .	86
5.21	Progreso del campo de onda acústico para el modelo tipo sellado volcánico. a) Para un instante de tiempo $t = 1,5 s$ , b) Para un instante de tiempo $t = 2,5 s$ , c) Para un instante de tiempo $t = 3,5 s$ , d) Para un instante de tiempo $t = 5 s$ . . . . .	88
5.22	a) Ondícula fuente para el modelo tipo sellado volcánico, b) Traza sintética para el modelo tipo sellado volcánico. . . . .	88
5.23	Progreso del campo de onda acústico para el modelo tipo trampa volcánica. a) Para un instante de tiempo $t = 1,5 s$ , b) Para un instante de tiempo $t = 2,5 s$ , c) Para un instante de tiempo $t = 3,5 s$ , d) Para un instante de tiempo $t = 5 s$ . . . . .	89
5.24	a) Ondícula fuente para el modelo tipo trampa volcánica, b) Traza sintética para el modelo tipo trampa volcánica. . . . .	89
5.25	Progreso del campo de onda acústico para el modelo tipo trampa de alteración. a) Para un instante de tiempo $t = 1,5 s$ , b) Para un instante de tiempo $t = 2,5 s$ , c) Para un instante de tiempo $t = 3,5 s$ , d) Para un instante de tiempo $t = 5 s$ . . . . .	90
5.26	a) Ondícula fuente para el modelo tipo trampa de alteración, b) Traza sintética para el modelo tipo trampa de alteración. . . . .	90
5.27	Conjunto de disparos para el modelo tipo sellado volcánico desde la posición $s_x = 5640$ hasta $s_x = 5940$ . . . . .	92
5.28	Número de familias CMPs vs número de trazas. . . . .	94
5.29	Análisis de velocidad por el método de semblanza. . . . .	94

5.30 a) <i>CMP</i> número 580 antes de la realización de la corrección <i>NMO</i> , y b) <i>CMP</i> número 580 después de la corrección <i>NMO</i> . . . . .	95
5.31 Sección apilada para el Modelo 1. . . . .	96
5.32 Sección apilada para el Modelo 2. . . . .	97
5.33 Sección apilada para el Modelo 3. . . . .	97
5.34 Migración pre apilada en profundidad del modelo 1. . . . .	98
5.35 Migración pre apilada en profundidad del modelo 2. . . . .	99
5.36 Migración pre apilada en profundidad del modelo 3. . . . .	99
5.37 Efectos de la porosidad en las velocidades de fase de la onda <i>P</i> y <i>S</i> para diferentes estados de saturación. Tomado y modificado de Wu et al. 2008. . . . .	100
5.38 Modelo de velocidad 100 % saturado de agua. . . . .	102
5.39 Modelo de velocidad 100 % saturado de gas. . . . .	102
5.40 Sismograma para el modelo 100 % saturado de agua. . . . .	103
5.41 Sismograma para el modelo 100 % saturado de gas. . . . .	104
5.42 Migración pre apilado en profundidad para el Modelo 100 % saturado de agua. . . . .	105
5.43 Migración pre apilado en profundidad para el Modelo 100 % saturado de gas. . . . .	105
5.44 Migración pre apilado en profundidad para el segundo caso, 100 % saturado de agua. . . . .	106
5.45 Migración pre apilado en profundidad para el segundo caso, 100 % saturado de gas. . . . .	106
5.46 Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 5 %. . . . .	107
5.47 Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 10 %. . . . .	108
5.48 Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 20 %. . . . .	108
5.49 Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 25 %. . . . .	109

**TÍTULO:** Evaluación de la respuesta sísmica en reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas usando modelos sintéticos.<sup>1</sup>

**AUTOR:** NIÑO MARTINEZ, Ivonne.<sup>2</sup>

**PALABRAS CLAVES:** Procesamiento sísmico, modelado sísmico, rocas ígneas, yacimientos de hidrocarburos.

## **RESUMEN**

En los últimos años encontrar reservorios de hidrocarburos en cuencas no sedimentarias era considerado un accidente o un golpe de suerte, pero hoy en día se ha investigado más a fondo y se tiene conocimiento en que las rocas ígneas pueden proveer grandes cantidades de hidrocarburos (petróleo y gas).

El vulcanismo afecta todos los aspectos de un sistema petrolífero acelerando la maduración de los fluidos, formando trampas, reservorios y sellos. Los reservorios de hidrocarburos relacionados a rocas volcánicas se pueden clasificar en: tipo sello volcánico, tipo trampa volcánica y tipo corteza meteorizada. Aquellas relacionadas a intrusiones sub volcánicas incluyen: tipo fractura de domo inducido, tipo fractura primaria, tipo brecha cripto-explosiva, tipo zona de contacto y tipo zona de alteración.

Por medio de la teoría de los mecanismos de formación de yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas se realizó un modelado acústico y elástico bajo rutinas del software *Seismic Unix*, en donde se solucionan las ecuaciones diferenciales parciales para las ondas  $P$  y  $S$  mediante el método de diferencias finitas, finalmente se realizó un procesamiento con el fin de obtener secciones sísmicas en tiempo y en profundidad.

---

<sup>1</sup>Trabajo de grado

<sup>2</sup>Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Jairo Alberto Torres Peña. Codirector: Ricardo Mier Umaña.

**TITLE:** Evaluation of seismic response in hydrocarbon reservoirs associated with igneous rocks using synthetic models.<sup>3</sup>

**AUTOR:** NIÑO MARTINEZ, Ivonne.<sup>4</sup>

**KEY WORDS:** Seismic data processing, modelling seismic, igneous rock, hydrocarbon reservoirs.

**ABSTRACT**

Finding hydrocarbons reservoirs in basin no sedimentary used to be considered accidental or even a stroke of luck some years ago, but this has been investigated more thoroughly recently and now we know that igneous rock are able to host big quantities of petroleum.

Igneous activity influences every sinlge aspect in a petroleum system: it streamlines the oil maturity process, provides a source rock, and developes migration pathways, traps, reservoirs and seals.

Hydrocarbon reservoirs related to volcanic rocks can be classified into: the volcanic-trapped type, the volcanic-sealed type, and the weathering crust type, And those related to subvolcanic intrusions include: the doming-derived fracture type, the cryptoexplosive breccia type, the primary fracture type, the alteration zone type, the contact zone type, and the laterally sealed type. Through the formation mechanisms hydrocarbon reservoirs associated with igneous rocks, an acoustic and elastic modeling was done under routines Seismic Unix software, where the partial differential equations for the P and S - waves are solved by the finite difference method. Eventually, another proccess was developed with the purpose of obtaining seismic sections in time and in depth.

---

<sup>3</sup>Grade work.

<sup>4</sup>School of Geology. Faculty of Physical Chemical Engineering. Universidad Industrial de Santander. Director: Jairo Alberto Torres Peña. Co director: Ricardo Mier Umaña.

# INTRODUCCIÓN

---

En la actualidad la industria del petróleo ha basado su estudio en las rocas sedimentarias y el descubrimiento de hidrocarburos en cualquier otro tipo de rocas era tomado como un accidente, hoy en día los geólogos saben que la presencia de petróleo y gas en rocas ígneas no es ninguna coincidencia ya que este tipo de rocas formadas a partir de la solidificación del magma, tienen grandes yacimientos de petróleo en muchas de las conocidas provincias petrolíferas.

El tema por el cual no han sido estudiadas desde un principio y se han ignorado es muy complejo empezando porque su mineralogía varía significativamente lo que complica en gran parte el estudio, no obstante este tipo de rocas pueden desarrollar porosidad y permeabilidad para formar un sistema petrolífero completo iniciando con una roca generadora que va a afectar la maduración de los fluidos dando lugar a la formación de trayectos y así generar una migración, trampas, reservorios y sellos.

La primera sección del documento recopila los objetivos, metodología e hipótesis iniciales del trabajo que dieron inicio al presente proyecto de investigación.

El capítulo dos corresponde a una revisión de la teoría básica de las rocas ígneas, su clasificación textural y mineralógica, los parámetros modales e índices petrográficos. También incluye de manera breve una explicación del sistema petrolífero característico para un reservorio de hidrocarburos asociado a rocas ígneas.

En el tercer capítulo, se presenta el estado del arte donde se muestra inicialmente una distribución global de los reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas, también los mecanismos de formación de reservorios asociados a rocas intrusivas

volcánicas y subvolcánicas en la cuenca tipo rift del Mesozoico-Cenozoico del Este de China y por último un ejemplo de la cuenca Liaohe en China, una de las más características de este tipo de reservorios ígneos.

En la cuarta parte del documento se presenta una síntesis de la fenomenología de la propagación de ondas sísmicas en medios acústicos y elásticos y las ecuaciones que gobiernan esta propagación. También incluye una introducción al método de solución numérica de ecuaciones diferenciales a través de diferencias finitas y su aplicación en la solución de la ecuación de onda para medios acústicos y elásticos.

La quinta parte del documento consta de los resultados obtenidos en el modelado del campo de onda acústico sobre modelos sintéticos 2D con diferentes espesores y posiciones de los basaltos, seguido de los resultados del modelado acústico y el procesamiento de datos que se realizó para tres tipos de reservorios; tipo trampa volcánica, tipo sello volcánico y tipo zona de alteración. Finalmente el resultado en el modelado de onda acústica y elástica asociado a rocas volcánicas para dos estados de saturación, 100 % agua y 100 % gas.

---

## Capítulo

# 1

## ASPECTOS PRELIMINARES

---

### 1.1 OBJETIVO GENERAL

Analizar la respuesta sísmica mediante el modelado acústico y elástico para caracterizar yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas usando modelos sintéticos.

### 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Establecer el estado del arte sobre los tipos de yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas y sus características.

Elaborar modelos sintéticos simples y complejos 2D para reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas .

Obtener secciones sísmicas en tiempo y profundidad a partir de los datos adquiridos en los modelos construidos.

Analizar e interpretar las secciones sísmicas para identificar diferencias en la respuesta acústica y elástica de los yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas.

## **1.3 METODOLOGÍA**

La metodología llevada a cabo en el trabajo de investigación es la siguiente:

### **1.3.1. Etapa 1. Revisión Bibliográfica**

Esta etapa consta de dos fases las cuales se centran en los dos aspectos de mayor relevancia dentro del trabajo de grado. En la primera fase se estudiarán aspectos geológicos causantes de la formación de los yacimientos ígneos, es decir sus propiedades y características, los contextos geológicos en lo que se presentan y las condiciones para su formación y seguido de esto se establecerá el estado del arte sobre los tipos de yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas, mediante una descripción de los hallazgos más representativos.

En la segunda fase se revisará la teoría de la propagación de ondas, se iniciará con el caso acústico en el que se propagan solo ondas  $P$  o compresionales, seguido de la propagación de ondas en medios elásticos, en donde se consideran dos tipos de ondas,  $P$  y  $S$ , es decir ondas compresionales y transversales. Finalmente se explica de manera breve el método numérico conocido como Diferencias Finitas el cuál es usado para la solución de las ecuaciones diferenciales de los dos tipos de aproximación estudiadas y se encuentran implementados en las rutinas del software usado.

### **1.3.2. Etapa II. Generación de Modelos Sintéticos y Líneas Sísmicas Sintéticas**

Para esta segunda etapa se utilizará el software Seismic Unix de propiedad del Centro de Fenómenos Ondulatorios de la Escuela de Minas, el cuál es de caracter libre, primero se llevará a cabo la construcción de modelos sintéticos 2D para algunos yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas revisados en la etapa anterior, posterior a esto se utilizará algunas rutinas para generar datos sísmicos mediante adquisiciones sísmicas simuladas 2D en donde se obtendrá información del campo de

onda propagado en los modelos, juntamente con los datos registrados en los receptores y la información de las cabeceras, para realizarle su respectivo procesamiento sísmico. El caso acústico en donde se obtendrá datos de onda  $P$  y el caso elástico en donde se tendrá información de onda  $P$  y  $S$ .

### **1.3.3. Etapa III. Aplicación de Datos Sintéticos**

Mediante la información obtenida en la etapa previa se realizará una secuencia básica de procesamiento sísmico a los datos adquiridos, considerando los siguientes pasos: revisión de la geometría de la adquisición, lectura de cabeceras de los *shots-gather*, ordenado por familias de punto medio común (CMP) (*cmp-gather*), cálculo de cubrimiento (*Fold*), análisis de velocidad por medio del método de semblanza, corrección NMO (*Normal Moveout*), y finalmente se obtendrá una sección apilada (*zero-offset*). Cabe aclarar que este flujo de procesamiento se realizará únicamente a los datos adquiridos mediante el modelado acústico (información de onda  $P$ ).

La comparación de los datos acústicos y elásticos será realizada en el dominio del disparo únicamente y para un modelo específico de un yacimiento de hidrocarburo asociado a rocas ígneas.

### **1.3.4. Etapa IV. Análisis de Resultados**

Finalmente se analizará la respuesta sísmica considerando las dos aproximaciones definidas en este trabajo de investigación, mediante el análisis del campo de onda en los modelos construidos, la información registrada en los datos en el dominio del disparo (*shot-gather*), *cmp-gather*, también se realizará un análisis básico de las imágenes generadas en el dominio *zero-offset* y migradas.

## **1.4 HIPÓTESIS**

La hipótesis considerada en este trabajo de investigación se enuncia a continuación:

Cuáles son los mecanismos para la formación de yacimientos de hidrocarburos asociados a rocas ígneas y si es posible analizar la respuesta sísmica de estos yacimientos mediante la construcción de modelos sintéticos 2D junto con un modelado sísmico usando una aproximación acústica y elástica

---

## Capítulo

# 2

## ROCAS ÍGNEAS

---

Este capítulo se divide en dos temas, el primero relacionado con la teoría básica de las rocas ígneas; su clasificación textural y mineralógica, parámetros modales e índices petrográficos y finalmente se describe de manera breve el sistema petrolífero relacionando a este tipo de rocas.

### 2.1 ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas están compuestas esencialmente por silicatos, como regla general, cada roca está formada principalmente por 2 ó 3 minerales, denominados minerales esenciales. Entre estos, los más importantes son el cuarzo, los feldespatos (alcalinos y plagioclasas), las micas, los anfíboles, los piroxenos, los olivinos y los feldespatoideos. Cada uno de estos minerales o grupos de minerales están dominados por ciertas características típicas que permiten su identificación macroscópica y microscópica.

La naturaleza de los minerales silicatados formadores de rocas ígneas dependen de las condiciones físico-químicas del magma a partir del cual cristalizan. Por ejemplo: la sanidina (un tipo de feldespato potásico) cristaliza a bajas presiones, siendo por lo tanto un mineral típico de algunas rocas volcánicas formadas a partir de magmas anhidros o hidratados. En el caso del cuarzo, este puede formarse tanto a bajas presiones o a presiones altas, en magmas anhidros o hidratados. En consecuencia es

posible, en ciertos casos, a partir de la mineralogía presente determinar el ambiente de cristalización y las características del magma (Calleja, 2005).

### **2.1.1. Clasificación Textural**

A la hora de clasificar las rocas ígneas se contemplan criterios de tipo textural, es decir las relaciones existentes entre los distintos minerales que conforman la roca y su distribución espacial, atendiendo a parámetros tales como son la forma, tamaño de grano, distribución y hábito, entre otros.

Por lo que se refiere a la forma de los cristales, las rocas pueden clasificarse en (Calleja, 2005):

- **Idiomórficas:** cuando la mayoría de cristales tienen la forma de su sistema cristalino.
- **Hipidiomórficas:** cuando la mayor parte de los cristales mantiene sólo parte de sus caras cristalinas.
- **Alotriomórficas:** Cuando el cristal tiene una forma completamente irregular.

En cuanto al tamaño de grano, puede considerarse de manera absoluta o relativa. Para los tamaños absolutos las rocas ígneas se clasifican en:

- **Grano fino:**  $< 1$  mm
- **Grano medio:**  $1 - 5$  mm
- **Grano grueso:**  $5 - 30$  mm
- **Pegmatítico:**  $> 30$  mm

De manera relativa se habla de rocas faneríticas o afaníticas (según los cristales sean visibles o no, a simple vista); rocas equigranulares (cuando los cristales son de un tamaño semejante); porfídicas (si los tamaños se ajustan a la distribución bimodal).

## 2.1.2. Clasificaciones Mineralógicas

Un tipo de clasificación mineralógica se realiza agrupando los minerales en divisiones, familias y grupos. Para las divisiones se considera la riqueza en sílice en los minerales (y por lo tanto en la roca), estableciéndose lo siguiente (Calleja, 2005):

- Rocas con cuarzo.
- Rocas con feldespatos.
- Rocas con feldespatos y feldespatoides.
- Rocas con feldespatoides.
- Rocas con minerales ferromagnésicos.

Para las familias se contempla el tipo de feldespatos:

- Rocas con feldespatos alcalinos ( $Na - K$ ): rocas alcalinas.
- Rocas con feldespatos alcalinos y plagioclasas: rocas calcoalcalinas.
- Rocas con plagioclasas: rocas calcosódicas.
- Rocas con feldespatoides.
- Rocas sin feldespatos (con minerales ferromagnésicos).

En los grupos se considera el porcentaje de minerales ferromagnésicos:

- $< 35\%$ : rocas leucócratas.
- $35 - 65\%$ : rocas mesócratas.
- $65 - 90\%$ : rocas melanócratas.
- $> 90\%$ : rocas ultramáficas.

### 2.1.3. Parámetros Modales

La clasificación modal de las rocas está basada en la abundancia relativa de los siguientes grupos minerales (Calleja, 2005):

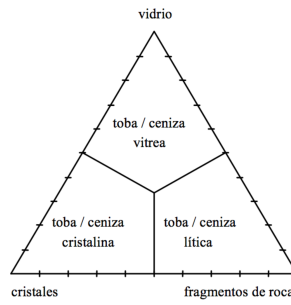
- Q: Cuarzo + tridimita + cristobalita.
- A: Feldespatos alcalinos= ortosa + microclina + anortoclasa + sanidina + albita. ( $AN_0$  a  $An_5$ ).
- P: Plagioclasas (a partir de  $An_5$  hasta  $An_{100}$ ) + escapolita.
- F: Feldespatoideos: nefelina + leucita + sodalita + cancrinita + analcima + etc.
- M: Minerales máficos y relacionados: micas + anfíboles + piroxenos + olivino + opacos + accesorios (circón, apatito, asfena, etc) + epidota + granate + allanita + carbonatos + otros.

Los grupos Q, A, P y F comprenden los minerales félsicos. Dentro de este grupo, los subgrupos Q y F son incompatibles, por lo cual, en ninguna roca ígnea que haya cuarzo podremos encontrar feldespatoideos y viceversa.

En base a estas agrupaciones de minerales, se establece una primera clasificación, representando los porcentajes modales de los minerales en un diagrama formado por dos triángulos equiláteros unidos por uno de sus lados, en cuyos vértices se sitúan Q, A, P y F, debiendo cumplirse el pre-requisito de  $M < 90$ .

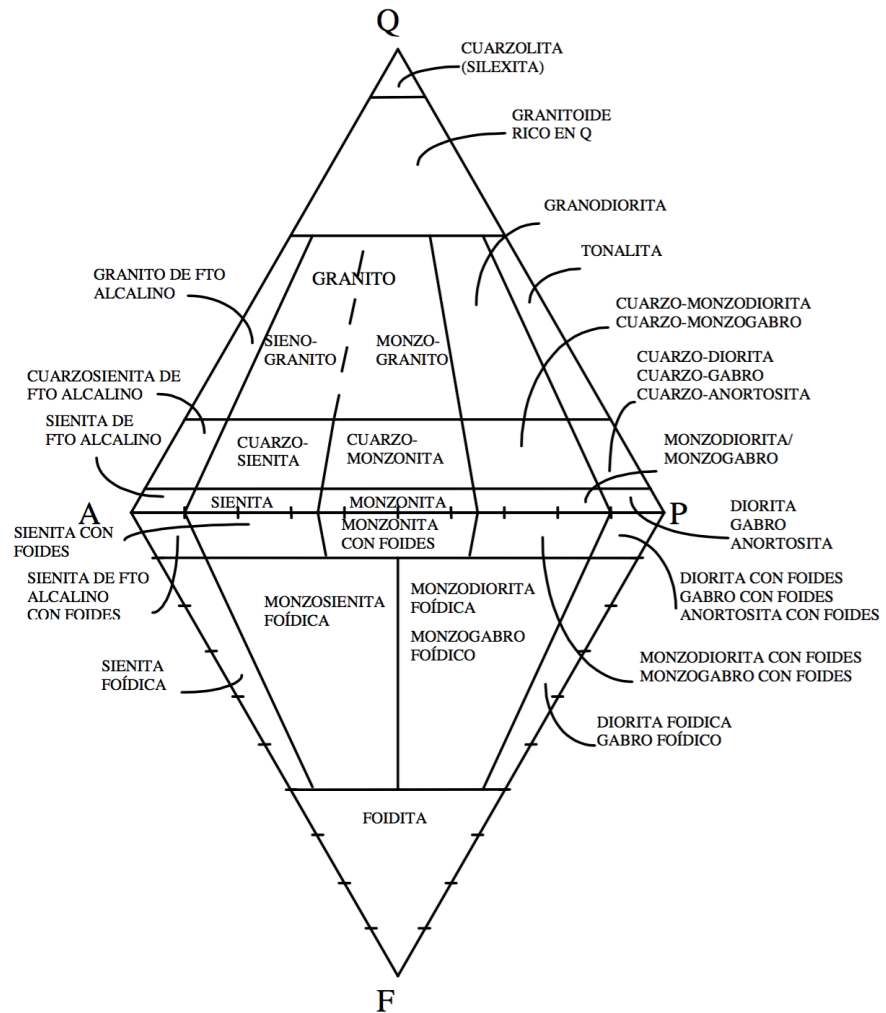
Se establecen así dos áreas, una superior delimitada en sus vértices por Q, A y P en la que se representan las rocas con cuarzo, y una segunda zona, delimitada por los vértices A, P y F, en la que se representan las rocas con feldespatoideos (Ver Figuras 2.1 y 2.2). Dentro de esta clasificación, las rocas gabraicas tienen una clasificación específica (Ver Figura 2.3) al considerar el tipo de máficos (hornblenda y piroxenos, clino u orto).

Figura 2.1: Clasificación de Tobas y Cenizas



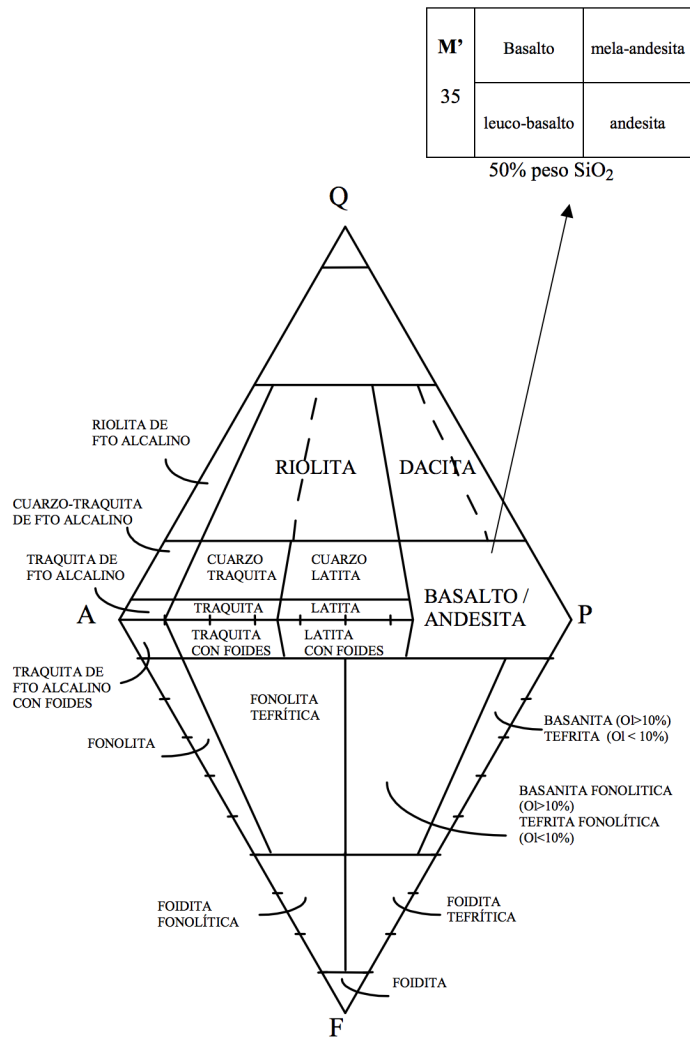
Fuente: Schimid, 1981

Figura 2.2: Clasificación QAPF, Rocas plutónicas.



Fuente: Streckeisen, A. L., 1974

Figura 2.3: Clasificación QAPF, Rocas Volcánicas .



Fuente: Streckeisen, A. L., 1976

#### 2.1.4. Índices Petrográficos

El índice de color M se define como el porcentaje de minerales máficos (apatito + moscovita + carbonatos + etc). Se determinan los siguientes intervalos y nombres (Calleja, 2005):

- Leucocrático: 0 – 35 %
- Mesocrático: 35 – 65 %
- Melanocrático: 65 – 90 %

- Ultramáfico: 90 – 100 %

Estos términos sólo se aplicarán a rocas y nunca para describir minerales.

El índice feldespático  $A'$  se define como el cociente entre feldespatos alcalinos (A) y feldespatos totales ( $A + P$ ) expresado en tanto por ciento:

- $A' = 100A/(A + P)$

De modo similar puede definirse un índice plagioclásico  $P'$  como el cociente entre plagioclasas ( $A_{n6} - 100$ ) y feldespatos totales, expresado en tanto por ciento:

$$A' = 100P/(A + P)$$

El índice de saturación  $I_s$  se calcula en función de la existencia de cuarzo (Q) ó feldespatoideos (F) según las fórmulas:

- $I_s = 100Q/(Q + A + P)$

- $I_s = 100F/(F + A + P),$

dándo valores positivos a las rocas sobresaturadas (con cuarzo) y negativos a las rocas subsaturadas (con feldespatoideos). Las rocas que no tienen cuarzo ni feldespatoideos se denominan rocas saturadas, (Calleja, 2005).

Considerando las divisiones, familias y grupos mineralógicos, se obtiene el siguiente cuadro de clasificación (Ver Tabla 1.1).

Tabla 2.1: Clasificación de rocas plutónicas y rocas volcánicas. (En mayúscula: rocas plutónicas y en minúscula: rocas volcánicas).

F'	I <sub>s</sub>	Divisiones					
		Cuarzofeldespático +90 +10	Holofeldespático 0	Fto./foídico -90	Holofelde 0 -100	Holomelanócrata	
100	Fto.Alc.	GRANITO Riolita	SIENITA Traquita	SIENITICA NEFELÍNICA Fonolita	Con nefelina	IJOLITA Nefelinita	PERIDOTITA
60	Fto.Alc. + Plg.	MONZOGRANITO Riolita latítica	MONZONITA Traquiandesítica	ESSEXITA	con leucita	LEUCITA	
40	Plagioc. An <50	GRANODIORITA Dacita	DIORITA Andesita	Tefrita	con meliilita	Meliilita	
0	Plagioc. An >50		GABRO Basalto	THERALITA Basanita			
		M' = 0 90					M' = 90 a 100

Fuente: Thum, 1998

## 2.2 SISTEMA PETROLÍFERO

El vulcanismo puede afectar todos los aspectos de un sistema petrolero, acelerando la maduración de los fluidos, formando trampas, yacimientos y sellos.

### 2.2.1. Roca Generadora

Si bien la mayoría de los hidrocarburos presentes en las rocas ígneas provienen de rocas generadoras sedimentarias, algunas rocas volcánicas también son rocas generadoras. La vegetación arrastrada en los flujos volcánicos puede contener agua suficiente como para protegerla del calor del emplazamiento. El vulcanismo subaéreo puede formar lagos y pantanos con sedimentos ricos en kerógeno y el agua caldeada volcánicamente, presente en estas cuencas, fomenta el crecimiento de nutrientes, incrementando aún más la producción de materia orgánica, (Farooqui, 2009).

### 2.2.2. Maduración

Mediante el agregado de calor, los cuerpos ígneos pueden acelerar la maduración de los hidrocarburos. Los cuerpos intrusivos grandes, tales como diques y filones de gran espesor, se enfrían en forma lenta y pueden afectar grandes volúmenes de roca

adyacente, produciendo sobremaduración.

Los flujos volcánicos se enfrían relativamente rápido, de modo que usualmente producen menos impacto sobre la maduración. El impacto de la actividad ígnea sobre la maduración de los fluidos puede ser evaluado mediante el modelado de los sistemas petroleros. Los científicos que trabajan en la Cuenca de Guaymas del Golfo de California reportaron que los fluidos hidrotérmicos calentados hasta alcanzar 400°C son responsables de la alteración de la materia orgánica y de la formación de petróleo. El proceso es rápido, ya que implica entre cientos y miles de años en vez de los varios millones de años que se necesitan habitualmente para la generación de petróleo, (Farooqui, 2009).

### **2.2.3. Migración**

Los hidrocarburos originados en otros lugares son entrampados en las rocas ígneas de distintas maneras:

- Los hidrocarburos pueden pasar vertical o lateralmente desde las rocas sedimentarias hacia las rocas ígneas ubicadas en posiciones estructurales más altas.
- La compactación de las rocas sedimentarias puede obligar a los hidrocarburos a desplazarse en sentido descendente, hacia el interior de las rocas ígneas.
- Si la presión de vapor existente en las rocas ígneas se vuelve suficientemente baja durante el proceso de enfriamiento, los hidrocarburos pueden introducirse en los espacios porosos, (Farooqui, 2009).

### **2.2.4. Trampas**

Las intrusiones ígneas que penetran las capas sedimentarias adyacentes, denominadas rocas de caja, a menudo generan estructuras cerradas dentro de las formaciones

penetradas. El Campo Omaha Dome, situado en la Cuenca de Illinois, EUA, fue formado por este tipo de trampa. La estructura de entrampamiento corresponde a un lacolito tipo árbol de navidad, producido por una intrusión ultramáfica. El campo fue descubierto en el año 1940 y produjo aproximadamente 6.5 millones de bbl de petróleo de las areniscas que se encuentran en contacto con la intrusión, (Farooqui, 2009).

### **2.2.5. Roca Reservorio**

Las rocas ígneas poseen otra característica en común con las rocas reservorio sedimentarias; pueden tener porosidad primaria y a veces desarrollar porosidad secundaria. Pero, a diferencia de las rocas sedimentarias, las rocas ígneas pierden su porosidad muy lentamente con la compactación. La porosidad primaria puede ser vesicular; un tipo de porosidad que resulta de la presencia de vesículas, o burbujas de gas en las rocas ígneas. Las porosidades en los basaltos y las andesitas vesiculares pueden alcanzar el 50 %, (Farooqui, 2009).

La porosidad secundaria es importante para muchos yacimientos volcánicos y a veces constituye el único tipo de porosidad presente. Puede resultar de los procesos de fracturamiento y metamorfismo de etapa tardía; el metamorfismo que tiene lugar en las etapas tardías de la actividad ígnea que altera los minerales formados previamente. Los filones y los lacolitos pueden convertirse en roca reservorio, especialmente cuando penetran rocas generadoras y pueden fracturarse cuando se enfrían, generando porosidad, permeabilidad y trayectos para la migración, (Farooqui, 2009).

### **2.2.6. Sellos**

Las rocas ígneas pueden constituir sellos, las capas extrusivas pueden actuar como sellos compactos. Las rocas intrusivas impermeables, tales como los lacolitos que forman trampas, también pueden sellar los hidrocarburos presentes en las formaciones que las infrayacen, (Farooqui, 2009).

---

## Capítulo

### 3

# YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS

---

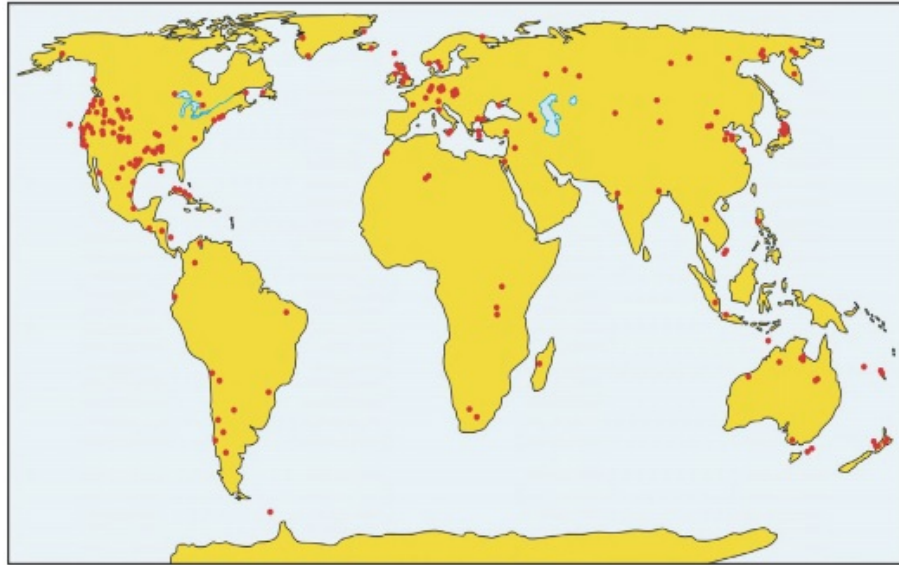
En este capítulo se presenta el estado del arte en el que inicialmente se mostrará una distribución global de los reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas, se estudiará detalladamente los tipos de reservorios asociados a rocas intrusivas volcánicas y subvolcánicas generadas en la cuenca tipo rift del Mesozoico-Cenozoico del este de China, y posterior a esto revisaremos la Cuenca Liaohe ubicada en China y sus reservorios asociados con rocas volcánicas.

### 3.1 HISTORIA DE LA EXPLORACIÓN EN RESERVORIOS VOLCÁNICOS Y SUS CARACTERÍSTICAS

El primer descubrimiento de reservorios volcánicos fue en el año 1887 en la cuenca San Joaquín en California, Estados Unidos, que desde entonces ha experimentado 120 años de exploración y desarrollo. Hay un total de más de 300 casos de descubrimientos de reservas de petróleo y gas en rocas volcánicas (Ver Figura 3.1).

La mayoría de los reservorios de rocas volcánicas fueron los subproductos accidentales de depósitos tradicionales de petróleo de poca profundidad, y se consideraron sin valor comercial, por lo tanto fueron ignorados y no se estudiaron.

Figura 3.1: Distribución mundial de gas y petróleo en rocas volcánicas. .



Fuente: Tomada y modificada de Wu et al., 2005

Los investigadores finalmente fueron conscientes que la acumulación de hidrocarburos en rocas volcánicas no era un fenómeno anormal y se realizó la exploración de petróleo y gas en rocas volcánicas intencionalmente en algunas áreas locales. El campo petrolero La Paz, descubierto en Venezuela en 1953 con la mayor producción de petróleo en un solo pozo (hasta  $1828m^3d^{-1}$ ), fue el primer caso de éxito en el mundo de la exploración de rocas volcánicas. A partir de ese momento el estudio de los yacimientos de petróleo volcánicos entraron en una nueva fase.

Después de estos descubrimientos de exploración de reservorios volcánicos se empezaron a realizar extensivamente en todo el mundo, generando muchos descubrimientos de yacimientos de petróleo y gas en los Estados Unidos, México, Venezuela, Argentina, Ex Unión Soviética, Japón, Indonesia y Vietnam. Casos bien conocidos incluyen los yacimientos de petróleo de toba en Samgori, Georgia, yacimientos de petróleo en las rocas eruptivas en Muradkhanli, Azerbaiyán, yacimientos de petróleo de rocas andesíticas en Jatibarang, Indonesia, el yacimiento riolítico en Yoshii al Este de Kashiwazaki, Japón, y el yacimiento granítico en el campo petrolífero White Tiger en mares poco profundos, Sur de Vietnam.

Los depósitos volcánicos han sido objeto de una larga historia de la exploración con

muchos descubrimientos de yacimientos de petróleo y gas, pero la mayoría fueron descubiertos por casualidad o en áreas localizadas. Se ha prestado poca atención a este tipo de yacimiento; por lo tanto este tipo de yacimientos no se han explorado ampliamente en su conjunto y su contribución a las reservas del mundo sólo representa el 1 % o menos, la investigación se mantiene en un nivel bajo.

Las rocas volcánicas del Neógeno, Paleógeno y Cretácico son relativamente ricas en petróleo y gas, mientras que poco se producen en rocas del Jurásico. Las rocas volcánicas que han formado yacimientos se han generado en estratos de cientos de metros a 2000 metros de profundidad, y rara vez más profundos de 3000 metros.

Los depósitos volcánicos descubiertos se generaron principalmente en una distribución circular alrededor de la Cuenca del Pacífico, de Estados Unidos y México en América del Norte, Cuba, Venezuela, Brasil y Argentina en América del Sur, y luego a China, Japón e Indonesia en Asia. También se han descubierto en Asia Central, Europa del Este, incluyendo Georgia, Azerbaiyán, Ucrania, Rusia, Rumania y Hungría. Algunos países de África del Norte y África Central, por ejemplo, Egipto, Libia, Marruecos y Angola, han informado de descubrimientos de depósitos volcánicos.

En vista de la configuración estructural de las cuencas de hidrocarburos los depósitos volcánicos se distribuyen principalmente en los márgenes continentales pasivos, por ejemplo, los descubiertos en América del Norte, América del Sur y África, y también se pueden generar en las cuencas tipo rift continental. Con respecto al tipo de roca, incluyen principalmente rocas intermedias a básicas como el basalto y la andesita. Poros primarios y secundarios sirven como espacio de depósito, estos se desarrollan a partir de las fracturas y poros de diversas génesis son cruciales para la mejorar las propiedades del yacimiento.

En la Tabla 3.1, se muestra 11 campos de yacimientos volcánicos de petróleo y gas con reservas recuperables de todo superior a  $2000 \times 10^4$  toneladas equivalentes de petróleo, entre los cuales el campo de petróleo y gas de Jatibarang en el Noroeste de la cuenca Java, Indonesia, es el mayor yacimiento de petróleo con reservas recuperables de  $1,64 \times 10^4$  toneladas. El campo de petróleo y gas de Scott Reef en la

cuenca Browse, Australia, es el mayor yacimiento de gas con reservas recuperables de  $3877 \times 10^8 m^3$ . La Tabla 3.2 muestra la producción de 12 campos de petróleo y gas volcánico, entre las que la producción diaria de petróleo del campo Cristales en la cuenca Norte de Cuba es la más alta, de hasta 3425 toneladas, y la producción diaria de gas del yacimiento de Yoshii Kashiwazaki en la cuenca Niigata, Japón, es el más alto, hasta  $49.5104 m^3$  (Zou et al., 2013).

Tabla 3.1: Reservas de campos de petróleo y gas volcánico.

País	Campo de petróleo y gas	Cuenca	Fluido	Gas $10^8 m^3$	Petróleo $10^4$ ton	Litología
Australia	Scott Reef	Browse	Petróleo y gas	3877	1795	Basalto
Indonesia	Jatibarang	NW Java	Petróleo y gas	764	16,400	Basalto
Namibia	Kudu	Orange	Gas	849		Basalto
Brasil	Uruçu	Solimoes	Petróleo y gas	330	1685	Diabasa
Congo	Lake Kivu		Gas	498		
Estados Unidos	Richland	Monroe Uplift	Gas	399		Toba
Argelia	Ben Khalala	Oued Mya	Petróleo		>3400	Basalto
Argelia	Haoud Berkaoui	Oued Mya	Petróleo		>3400	Basalto
Rusia	Yaraktin	Markovo-Angara	Petróleo		2877	Basalto, Diabasa
Georgia	Samgori		Petróleo		>2260	Toba
Italia	Ragusa	Ibleo	Petróleo		2192	Gabro

Fuente: Tomada y modificada de Zou et al., 2013.

Tabla 3.2: Producción de campos de petróleo y gas volcánico.

País	Campo de petróleo y gas	Cuenca	Fluido	Petróleo $td^{-1}$	Gas $10^4 m^3 d^{-1}$	Litología
Cuba	Cristales	Cuba Norte	Petróleo	3425		Lava basáltica
Brasil	Igarapé Cuia	Amazonas	Petróleo	68-3425		Diabasa
Vietnam	15-2-RD 1X	Cuu Long	Petróleo	1370		Granito alterado
Argentina	YPF Palmar Largo	Noroeste	Petróleo y gas	550	3.4	Basalto poroso
Georgia	Samgori		Petróleo	411		Toba
Estados Unidos	Rozel	Cuenca Norte	Petróleo	296		Basalto
Venezuela	Totumo	Maracaibo	Petróleo	288		Volcánicas
Argentina	Vega Grande	Neuquen	Petróleo y gas	224	1.1	Andesita fracturada
Nueva Zelanda	Kora	Taranaki	Petróleo	160		Basalto, Lava andesítica
Japón	Yoshii-Kashiwazaki	Niigata	Gas		49.5	Riolita
Brasil	Barra Bonita	Parana	Gas		19.98	Basalto, Diabasa
Australia	Scotia	Bowen-Surat	Gas		17.8	Andesita cataclástica

Fuente: Tomada y modificada de Zou et al., 2013.

## 3.2 RESERVIOS ASOCIADOS A ROCAS VOLCÁNICAS

Las rocas volcánicas con poros y fracturas bien desarrolladas y conectados podrían proporcionar espacios para los reservorios, las rocas sólidas e impermeables, sin embargo, pueden servir como sellos, por otra parte, la meteorización puede cambiar en gran medida la composición, así como las características físicas de las rocas volcánicas.

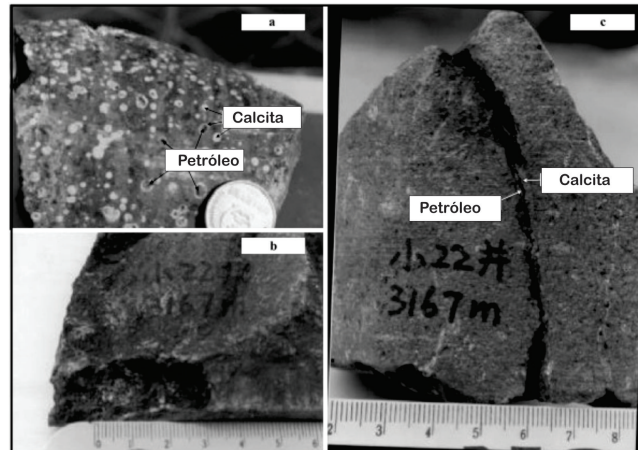
### 3.2.1. Tipo Trampa Volcánica

La capacidad de entrapamiento de petróleo y gas de las rocas volcánicas varía dependiendo de sus facies litológicas y ambientes de erupción (Luo et al., 1996; Cao et al., 1999). Las rocas de facies explosivas se caracterizan por ser volcanoclásticas con abundantes poros y fisuras, a pesar que los poros y las fisuras son habitualmente llenados por minerales secundarios en los procesos post erupción, la lixiviación por los fluidos en la etapa tardía puede remover estos minerales y recuperar o incluso ampliar los poros y fisuras y por tanto proporcionar espacios para los reservorios (Ver Figura 3.2). El pozo XS-1 en la depresión Xujiaweizi de la cuenca Songliao ha penetrado un reservorio con alta producción de gas, donde los hidrocarburos se encuentran atrapados en rocas volcanoclásticas a una profundidad de alrededor de 3450 m (Wang et al., 2003).

Generalmente las vesículas son abundantes en las partes superior e inferior de los flujos de lava, a pesar que las vesículas aisladas son espacios desfavorables para los reservorios (Yang et al., 1997; Tao et al, 1998), la conexión de estas vesículas por el fracturamiento en la etapa tardía y la lixiviación de fluidos formaran canales y espacios efectivos para la migración de hidrocarburos y el entrapamiento (Vernik, 1990; Dong, 1991; Wang et al, 1991). En particular las brechas vitroclásticas pueden ser producidas por enfriamiento rápido cuando la lava fluye en un cuerpo de agua. Las estructuras de brechas vitroclásticas son típicas en la zona Mingqiao de la cuenca Subei (Ver Figura 3.1). Estas brechas son altas en porosidad y tienen un contenido de petróleo superior a 60% (Yang et al, 1997;.. Tao et al, 1998). Los reservorios de petróleo en brechas vitroclásticas también están presentes en el pozo A100 en el campo petrolífero Abei de la cuenca Erlian, donde las brechas vitroclásticas tienen una composición andesítica y no están orientadas (Wang et al., 1991).

Aparte de los poros primarios mencionados anteriormente, las rocas volcánicas y subvolcánicas, como las rocas sedimentarias, pueden verse afectados por la fase final del tectonismo, lo que genera fracturas secundarias y reservorios asociados. Por ejemplo, un gran número de fracturas de cizalla espaciadas de 1-3 cm se desarro-

Figura 3.2: Fotografía de muestras de perforación de núcleos de rocas volcánicas del Pozo Xiao22 de la cuenca Liaohe, Este de China. (a) Basalto amigdaloides, diámetro= 2.5 cm. (b) Muestra de basalto masivo con una perforación en el borde inferior izquierdo. Escala en centímetros. (c) Vena de calcita que corta la traquita. La calcita fue parcialmente lixiviada dejando como resultado un espacio llenado por petróleo. Escala= 1cm.



Fuente: Tomada y modificada de Wu et al., 2005.

llegan a profundidades de entre 3367 y 3454 m dentro de la intrusión del pórfido de traquita en el campo petrolífero Huangshatuo de la cuenca Liaohe. Estas fracturas se encuentran bien conectadas y han generado los espacios para el entrapamiento de hidrocarburos en esta intrusión (Wu et al., 2004).

### 3.2.2. Tipo Sello Volcánico

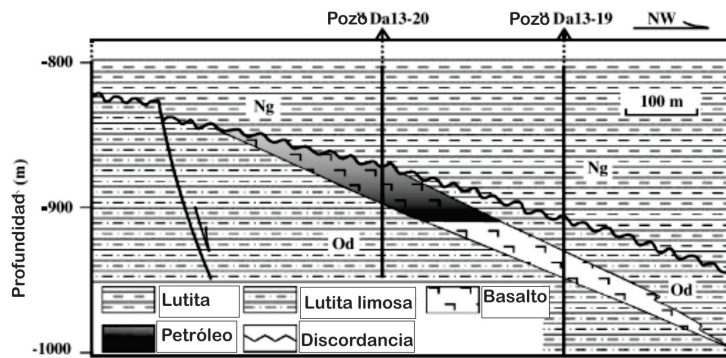
Debido a que las cenizas volcánicas son de grano fino, las tobas pueden ser ideales rocas sello para depósitos de petróleo. En particular, la bentonita y las lutitas bentónicas formadas por la alteración de fluidos de tobas son perfectos sellos como lo son las evaporitas (Guo, 2002). Los basaltos sin alteración son compactos y son sin duda buenas rocas sello. Aunque la permeabilidad de los basaltos aumentará durante la alteración hidrotermal, los basaltos alterados siguen siendo mejores rocas sello que las lutitas como se muestra en los estudios comparativos de permeabilidad de estos dos tipos de roca (Chen et al., 1999). En la depresión Este de la cuenca Liaohe, varios yacimientos de petróleo y gas están limitados por lavas basálticas (Chen et al., 1999; Wu et al., 2003).

Al igual que las rocas volcánicas, los cuerpos subvolcánicos que penetran las capas sedimentarias también podrían ser favorables como roca sello, un buen ejemplo es el reservorio Lin 8 en la cuenca Jiyang (Ver Figura 3.1). (Li, 1997). Este reservorio se formó a profundidades de entre 1617 y 1768 m, parte de él está cubierto por una capa de diabasa. Hay que tener en cuenta que el petróleo sólo se distribuye debajo de la diabasa y está casi ausente por debajo de las lutitas del Neógeno, lo que indica que las diabasas son un mejor sello de petróleo que las lutitas (Wu et al., 2005).

### **3.2.3. Tipo Corteza Meteorizada**

La meteorización en las rocas volcánicas genera abundantes cavidades y fisuras en los depósitos residuales (Li y Kang, 1999; Qiu et al., 2000). Después de haber sido enterradas por nuevas capas, estas cavidades y fisuras son comúnmente reemplazadas por materiales diagenéticos, pero la mayoría de estos materiales son solubles en agua y por lo tanto pueden ser fácilmente eliminados por fluidos en la etapa tardía, lo que resulta en la recuperación o incluso la ampliación de estas cavidades y fisuras, proporcionando espacios de reservorios significativos (Luo et al., 1996). El hundimiento y el levantamiento de la cuenca Bohai genera varias fases de erosión y tres discordancias en la columna sedimentaria (Qi et al., 1995; Allen et al., 1997). El levantamiento de la superficie causa que las rocas volcánicas y subvolcánicas con litología compleja sean erosionadas, dando lugar a diversas características geomorfológicas. Un ejemplo es el reservorio del pozo Da13-20 del campo petrolífero de Liaohe, donde la Formación Dongying del Eoceno que contiene una capa de lava basáltica, fue plegada, erosionada, y luego cubierta por una discordancia de la Formación Guangtao del Neógeno (Ver Figura 3.3) (Chen et al., 1999). Una corteza meteorizada en la parte superior del basalto se formó por la erosión post Eoceno y se caracteriza por tener abundantes poros y fisuras, se cree que las fallas y las discordancias han actuado como los canales de migración de hidrocarburos de este reservorio (Chen et al., 1999).

Figura 3.3: Reservorio de petróleo en el pozo Da13-20. Ng= Formación Guantao Neógeno; Od= Formación Dongying Oligoceno.



Fuente: Tomada y modificada de (Wu et al., 2005).

### 3.3 RESERVORIOS ASOCIADOS A ROCAS SUBVOLCÁNICAS

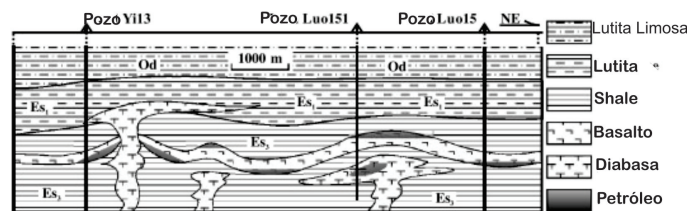
Las rocas subvolcánicas hacen referencia a rocas intrusivas cerca de la superficie, que son comúnmente cogenéticas con rocas volcánicas, y en algunos casos, representan conductos para la erupción del magma (Wang y Zhou, 1982; Hyndman, 1985). Reservorios de los siguientes tipos se han encontrado asociados con las rocas subvolcánicas en el Este de China.

#### 3.3.1. Tipo Fractura de Domo-inducido

El afloramiento de una intrusión de magma puede causar un domo en la parte superior de la pared de los estratos (tanto sedimentarias o volcánicas) e inducir fracturas de tracción en las rocas (Gu et al., 2002). El desarrollo de fracturas inducidas por el domo depende de la naturaleza frágil de la pared superior, así como del tamaño de la intrusión de magma. Gu et al. (2002) afirma que las fracturas que atrapan el petróleo y el gas en las areniscas sobre la intrusión de traquita subvolcánica en el campo petrolero Oulituozi de la cuenca Liaohé fueron resultado del domo y las arenas son frágiles como una respuesta de las fuerzas de la intrusión. En la zona cercana al pozo Luo151 de la cuenca Jiyang (JY Niu, 2002), una capa de basalto fue intensamente plegada debido a la intrusión de dos cuerpos de diabasa, formando dos

domos (Ver Figura 3.4). El domo izquierdo es probable que se halla formado antes de que el magma de diabasa penetrara la capa de basalto. Abundantes fracturas de tracción fueron desarrolladas en el basalto, tanto en la parte superior de los domos y en el fondo de las depresiones, llenas de hidrocarburos estas partes fracturadas han formado reservorios de tipo domos fracturados (Wu et al., 2005).

Figura 3.4: Reservorio tipo fractura de domo-inducido cercano al pozo Luo151 de la cuenca Jiyang. Od= Formación Dongying Oligoceno;  $E_{s1}$ = Primer miembro de la Formación Shahejie Eoceno;  $E_{s3}$ = Tercer miembro de la Formación Shahejie Eoceno.



Fuente: Tomada y modificada de (Wu et al., 2005)

### 3.3.2. Tipo Fractura Primaria

Las fracturas primarias son las formadas durante la consolidación del magma y posterior al enfriamiento. Las diaclasas son un tipo de fracturas primarias en los cuerpos intrusivos, estas diaclasas primarias pueden servir como espacios para reservorios de hidrocarburos. Gu et al. (2002) y Wu et al. (2003) estudiaron la orientación de las fracturas en la intrusión de pórfidos de traquita de Oulituozhi en la cuenca Liaohé, ellos creen que muchas grietas con fuertes buzamientos y microfracturas de dilatación dentro de esta intrusión son fracturas primarias. Según lo sugerido por Gu et al. (2002), las grietas de buzamientos verticales fueron inducidas por un aumento de presión por debajo de la corteza solidificada causada por la acumulación de volátiles o la intrusión del magma, mientras que las microfracturas de dilatación probablemente se formaron por la contracción de volumen de la roca intrusiva durante el enfriamiento. Las grietas con fuertes buzamientos y las fracturas de dilatación se desarrollaron en un cuerpo de dolerita en la zona cercana al pozo Shang741 de la cuenca Jiyang. Estas grietas y fracturas sirven no sólo como canales de transporte,

sino también como espacios de entrapamiento para los hidrocarburos (Cao et al., 1999).

### **3.3.3. Tipo brechas cripto-explosivas**

Durante la cristalización del magma, el  $H_2O$ ,  $CO_2$  y otros componentes volátiles pueden ser desmezclados del magma y desplazarse hacia arriba (Norton y Cathles, 1973; Wang y Zhou, 1982). Cuando el magma hidratado penetra las rocas relativamente frescas a un nivel poco profundo, comienza a solidificarse con la formación de una corteza cristalina (Gu et al., 2002). Esta corteza puede servir como una barrera para no dejar salir los volátiles, de tal manera que los volátiles se acumularan por debajo de la corteza para formar una capa saturada de  $H_2O$ . La cristalización del magma saturado de  $H_2O$  en esa capa genera una presión interna en el interior de la capa, resultado del denominado segundo proceso de ebullición (Burnham, 1997). Cuando la presión interna supera la a la presión de carga litostática, se da la cripto-explosión que generara una brechificación en la corteza.

El campo de petróleo Oulituozi en la cuenca Liaohe se asocia a una intrusión de pórfidos de traquita subvolcánicos, que penetró la Formación Shahejie del Paleógeno y data en  $41.5 \pm 2.2$  Ma por el método de isócronas Rb-Sr (Wu et al., 2004b). Las brechas cripto-explosivas están bien desarrollados en la parte superior de la intrusión y se extienden a más de 100 m en diferentes localidades (Gu et al., 2002; Wu et al., 2003). Los fragmentos de traquita van desde milímetros a decenas de centímetros de tamaño y se cementan por litoclastos más finos y precipitaciones hidrotermales, al ser menos competentes contra las fuerzas tectónicas y menos resistentes contra el ataque de fluidos, los materiales cementados se caracterizan por tener abundantes fisuras y cavidades, que proporcionaron los principales espacios para los hidrocarburos (Gu et al., 2002; Wu et al., 2003). Los reservorios del tipo brechas cripto-explosivas en la zona Oulitouzi han demostrado tener más de 120 MMBO (Sun et al., 2003).

### **3.3.4. Tipo zona de contacto**

Cuando las rocas sedimentarias son penetradas por un magma caliente a poca profundidad, se calientan y se recrystalizan dando lugar a una zona de contacto metamórfica. Las rocas típicas formadas por metamorfismo de contacto de rocas clásticas a arcillosas son las corneanas, que se caracterizan por sus minerales metamórficos (por ejemplo, biotita, andalucita, cordierita, diópsido y granate) y su textura granoblástica. Como la temperatura disminuye, la disminución del volumen creará abundantes fracturas en las corneanas. Los mecanismo de formación de fracturas en las corneanas han sido verificadas por estudios realizados por Ji et al. (1989). Además, la zona de contacto entre la intrusión y la roca corneana es una zona tectónicamente débil, donde se generarón fracturas por la fase final del tectonismo, dando lugar a espacios para el entrapamiento de los hidrocarburos.

Los reservorios tipo zona de contacto pueden ser ejemplificados en la zona cercana al pozo Luo151 de la cuenca Jiyang. Las rocas sedimentarias cercanas a la zona de contacto se han convertido en corneanas dominadas por wollastonita, diópsido y cordierita. Por las muestras de núcleo se ha determinado que las corneanas tienen una porosidades de hasta 27% y permeabilidades que oscilan entre los 4 y 25 d (Qian, 1999; Zhang et al, 2000). Otro ejemplo es el del pozo An40 en el área de Chakou de la cuenca Jizhong (Ver Figura 3.1). La producción de petróleo de este pozo alcanza 51 bbl de petróleo por día (Xiao et al., 1999). El reservorio se genera en las corneanas fracturadas por encima de una intrusión de diabasas.

### **3.3.5. Tipo zona de alteración**

Cuando una intrusión está limitada en tamaño y contenido de volátiles, la presión de los volátiles atrapados por debajo de la corteza cristalizada de la intrusión no es suficiente grande para superar la carga litostática y generar la cripto-explosión. En este caso, la corteza cristalizada de la intrusión será lo suficientemente compacta para no permitir escapar los volátiles. Con la solidificación progresiva del cuerpo de

magma del interior de la zona de contacto los volátiles serán atrapados finalmente en la parte central de la intrusión y reaccionarán en la roca cristalizada en la etapa post-magmática generando las alteraciones hidrotermales. Las rocas afectadas por la alteración disminuyen en fuerza por lo que se fracturan con facilidad con las fuerzas tectónica, por lo tanto estas zonas son sitios favorables para la formación de reservorios (Wu et al., 2005).

### **3.4 Cuenca Liaohe**

La cuenca Liaohe durante el rift del Terciario se caracteriza por tener una extensión de rocas volcánicas y fallas activas. La roca generadora se compone de lutitas del Paleógeno y el reservorio está formado por una roca volcánica, arenas del terciario y una colina cubierta de sedimentos del Mesozoico - Paleozoico. Las trampas son estructurales y estratigráficas. La roca sello es una roca volcánica y lutitas del Paleógeno. La maduración y migración está estrechamente relacionada con los episodios volcánicos, el alto gradiente geotermal proviene de la actividad magmática resultado de la maduración de la roca generadora, los hidrocarburos se encuentran alojados en las rocas volcánicas.

#### **3.4.1. Distribución de rocas volcánicas**

La fase de rifting de la cuenca Liaohe puede dividirse en tres fases: subsidencia profunda, reactivación de fallas normales y subsidencia rejuvenecida. Las múltiples fases de la erupción volcánica son una de las características más importantes de esta cuenca. La historia volcánica está estrechamente ligada a los acontecimientos de hidrocarburos, que están relacionados con la maduración y migración de las rocas generadoras, las rocas volcánicas actúan como rocas reservorio y sellos. Los movimientos tectónicos han ido acompañados de erupciones volcánicas de intensidades diferentes, las fallas secundarias se extienden en dirección Noroeste-Sureste. Basados en la intensidad de erupciones y la distribución temporal-espacial, las ro-

cas volcánicas del terciario de esta área se pueden dividir en cuatro episodios de actividad volcánica, incluyendo 12 erupciones de fase (Ver Figura 3.5) (Shen, 1989).

El primer episodio tuvo lugar en el Paleógeno temprano, la sedimentación se extiende desde el momento de la sedimentación de la Formación Fangshenpao a la sedimentación de la etapa temprana del cuarto miembro de la Formación Shahejie, se dieron tres erupciones durante este episodio de magmatismo, la segunda siendo la erupción principal., la sección consta de casi 1000 m de basalto toleítico.

El segundo episodio de magmatismo ocurrió en el Paleógeno medio (sedimentación del tercer miembro de la Formación Shahejie) durante la fase de rifting. Este episodio se caracterizó por ser el más débil de intensidad y la distribución limitada de rocas volcánicas delgadas intercaladas con areniscas y lutitas. Cuatro erupciones se dieron durante este episodio, de los cuales el tercero fue el más importante. Están compuestos por basaltos alcalinos y traquiandesitas.

El tercer episodio de magmatismo ocurrió en el Paleógeno medio-tardío (iniciando desde la etapa temprana del primer miembro de la sedimentación de la Formación Shahejie y terminó al final de la sedimentación de la Formación Dongying) durante una subsidencia profunda con reactivación de fallas. La intensidad del magmatismo fue ligeramente más fuerte que la del segundo episodio. Cuatro erupciones cubren amplias áreas, con la tercera siendo la erupción principal. Se componen de basaltos alcalinos.

El cuarto episodio de magmatismo ocurrió a principios del Neógeno (sedimentación de la Formación Guantao). En comparación con el magmatismo temprano de la fase de rift, este cuarto episodio tuvo una distribución limitada, con un espesor máximo de 67 m. La actividad volcánica disminuyó a medida que los movimientos tectónicos terminaron durante el Neógeno.

Figura 3.5: Características del Cenozoico de la cuenca Liaohé.

Formación Y Miembro	Reflexión Sismica	Mov. Tectónico	Actividad Volcánica		Edad (Ma)	Tiempo Geológico	
			Episodio	Tiempo			
Pingyuan		VI				Cuaternario	
Minghuazhen	T1			4	1		Neógeno
Guantao	T2						
Dongying	1	V	3	4	24.7	Paleoceno	Oligoceno
	2			3	33.8		
	3			2	36.9		
Shahajie	1	IV	2	1	38.4		Eoceno
	2						
	3	III		2-4	39.6		
	4	II		1	42.4		
	3		45.4				
Fangshanpao	Superior	I	1	2	46.4		
				Inferior	1	65	
				T6			

Fuente: Tomada y modificada de Chen et al., 1999

### 3.4.2. Reservorios volcánicos

Varios tipos de rocas reservorio fueron creadas por erupción volcánica y cristalización (Yu, 1990; Qin, 1992; Guo et al., 1995). El tipo de porosidad de las rocas volcánicas en esta área se puede agrupar en primaria y secundaria.

La porosidad primaria se compone principalmente de cavidades de gas producidas por la volatilización de gas del magma durante la erupción y el enfriamiento. Por ejemplo, los espacios del reservorio del pozo D13-20 en el área de Dapingfang es porosidad primaria, donde los poros llenos de petróleo están presentes en las muestras de núcleos. Basándose en el análisis de los núcleos de los pozos Ch17 y CH36, los rangos de volúmenes de las cavidades de gas son del 10 al 30 % del total en algunas capas, y puede variar desde 40 a 50 %. Los diámetros de las cavidades de gas promedio son de 0,5 a 5 mm; estas cavidades se pueden llenar con minerales secundarios.

La porosidad secundaria hace referencia a aquellos poros que resultaron de la alteración hidrotermal, la disolución por aguas subterráneas y fuerzas tectónicas, e incluye poros intercristalinos formados por cristalización de varios minerales secundarios, poros de disolución y fracturas tectónicas. Por ejemplo, la porosidad de las rocas volcánicas de la zona Rehetai se compone principalmente de porosidad se-

cundaria (fracturas). A través del análisis de núcleos de basalto de los pozos Re24 y Re9-7, se determinó que la porosidad secundaria oscila desde 20,3 hasta 24,9%, y la permeabilidad varía de  $1 \times 10^{-3}$  a  $16 \times 10^{-3} \mu m^2$ .

De hecho, la porosidad secundaria en rocas volcánicas en la cuenca Liaohe está presente junto con la porosidad primaria, y constituye el tipo de porosidad de fracturas de poros, especialmente cuando las fracturas conectan las cavidades de gas y los poros de disolución. Las fracturas se desarrollaron a lo largo de los cinturones tectónicos y la mayoría de los pozos de alta productividad se encuentran en estas zonas.

### **3.4.3. Tipos de reservorios de hidrocarburos asociados a rocas volcánicas**

Muchos reservorios de hidrocarburos asociados a rocas volcánicas se han encontrado en la cuenca Liaohe. Los reservorios de hidrocarburos de rocas volcánicas se pueden dividir en cinco tipos: reservorios fracturados de rocas volcánicas, reservorios de discordancias estratigráficas, reservorios de rocas volcánicas selladas lateralmente, reservorios de estructuras plegadas y reservorios de colinas volcánicas enterradas.

#### **Reservorios fracturados de rocas volcánicas**

Para formar un reservorio de hidrocarburos de rocas volcánicas fracturadas se requiere las siguientes condiciones. (1) Las rocas volcánicas deben estar superpuestas o intercaladas con las rocas generadoras, (2) Presencia de una intrusión que se relaciona favorablemente con la generación, migración y acumulación de hidrocarburos y (3) Presencia de fallas y zonas de fracturas. Las rocas volcánicas, por lo general, entran en erupción a lo largo de las fallas del basamento. Después de la erupción, fisuras estructurales pueden desarrollarse y cuevas de disolución se pueden formar bajo la acción de las aguas subterráneas, aumentando los espacios del reservorio y la formación de capas de reservorios bien conectados. Las fracturas por lo general son la vía de la migración de hidrocarburos de larga distancia (Yu, 1995), sobre to-

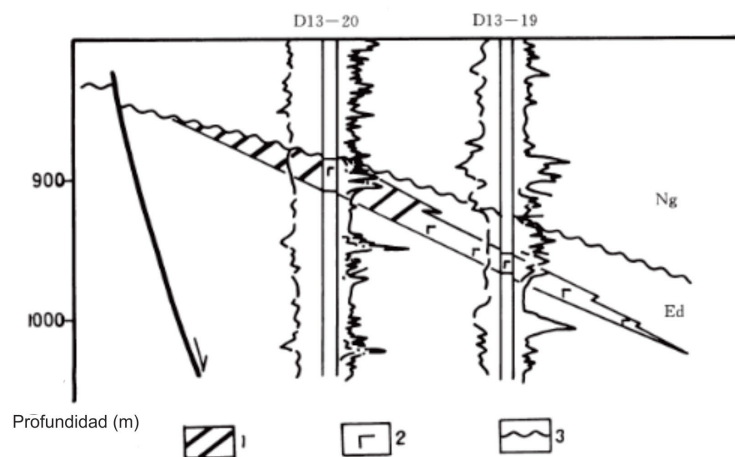
do cuando el reservorio de roca volcánica y la roca generadora están ubicadas en bloques de fallas adyacentes que ofrece condiciones favorables para la migración y acumulación de hidrocarburos (Zhang y Zhang 1989).

### Reservorios de discordancias estratigráficas

Las rocas volcánicas delimitan la superficie de la discordancia, las cavidades de gas, fracturas y los poros de soluciones, desarrolladas durante un período de erosión proporcionan un buen espacio de reservorios de hidrocarburos. Si las fracturas contemporáneas o posteriores hacen fisuras estructurales, el espacio del reservorio será mejor.

Tal como está, la superficie de discordancia y fallas pueden suministrar vías para la migración de hidrocarburos. Por ejemplo, los reservorios de rocas volcánicas del pozo D13-20 en el área Dapingfang (Ver Figura 3.6). los poros primarios desarrollados en las rocas volcánicas, y la capacidad del reservorio fueron mejorados por la erosión (Chen et al., 1999).

Figura 3.6: Sección del reservorio de petróleo del pozo D13-20, área Dapingfang. 1= Capa de petróleo, 2= Rocas volcánicas, 3= Superficie erosionada.



Fuente: Tomada y modificada de Chen et al., 1999.

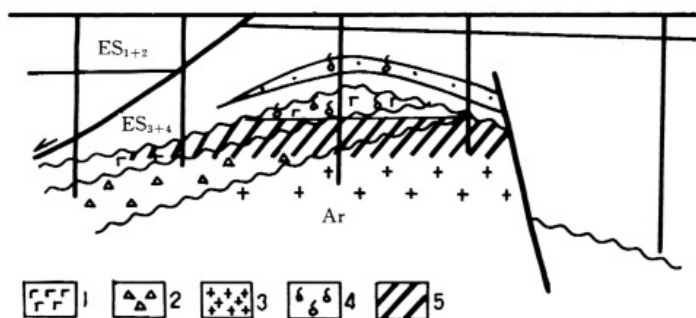
## Reservorios de rocas volcánicas selladas lateralmente

las rocas volcánicas densas tienen una fuerte capacidad de sellado. Si los reservorios de areniscas están en contacto directo con rocas volcánicas (cono volcánico, diques) a lo largo de la dirección de las fallas de rumbo, se puede formar un reservorio de rocas volcánicas selladas lateralmente (Chen et al., 1999).

## Reservorios de estructuras plegadas

En la cuenca del Liaohe, los reservorios de hidrocarburos relacionados con las estructuras plegadas se pueden dividir en dos tipos: (1) las rocas volcánicas pueden plegarse sobre una colina cubierta de sedimentos y (2) los reservorios de areniscas pueden plegarse sobre las rocas volcánicas. Este tipo de estructuras son comunes en la cuenca Liaohe. Las rocas volcánicas de la segunda erupción volcánica (Formación Fangshenpao) durante el primer episodio de magmatismo se distribuyen ampliamente en la cuenca Liaohe, y también hay muchas colinas cubiertas de sedimentos del pre-Terciario en la cuenca Liaohe. Por lo tanto, las rocas volcánicas de la Formación Fangshenpao pueden ser plegadas sobre las colinas cubiertas de sedimentos, formando estructuras de plegamiento como las del reservorio Xinglongtai (Wanget al., 1990) (Ver Figura 3.7).

Figura 3.7: Esquema del reservorio de hidrocarburo Xinglongtai. 1= Basalto, 2= Brecha, 3= Gneis granítico, 4= Capa de gas, 5= Capa de petróleo.  $ES_{1+2}$ = Primer y segundo miembro de la Formación Shahejie,  $ES_{3+4}$ = Tercer y cuarto miembro de la Formación Shahejie, Ar= Arqueozoico.



Fuente: Tomada y modificada de Chen et al., 1999.

## **Reservorios de colinas volcánicas enterradas**

Los reservorios de colinas enterradas hacen referencia a las características del Terciario en el que las rocas volcánicas principalmente las del Jurásico están presentes en algunas áreas de la depresión del Oeste y las áreas Sanjiepao y Youyangou de la depresión del Este. La razón principal de la formación de reservorios de colinas volcánicas enterrados es que las rocas volcánicas fueron expuestas en la superficie. Las actividades de meteorización y tectónicas forman poros secundarios y fisuras, creando así un buen espacio para el reservorio. Las lutitas suprayacentes terciarias pueden actuar no sólo como una roca generadora, sino también como una roca sello (Chen et al., 1999).

---

## Capítulo

### 4

# PROPAGACIÓN DE ONDAS ACÚSTICAS Y ELÁSTICAS

---

Este capítulo se divide en cuatro temas; en el primero se presenta todo lo relacionado con la ecuación de onda acústica, seguido de esto el concepto del continuo para el modelado sísmico, la tercera parte se enfoca en la ecuación de onda para medios elásticos y por último se explica el método de diferencias finitas.

## 4.1 ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA

La matemática de la propagación de una señal sísmica puede ser entendida considerando un medio puramente acústico.

En el caso de un fluido, la Ley de Hooke es presentada de la siguiente manera:

$$P = -K_f \lim_{\Delta V} \frac{\delta V}{\Delta V}, \quad (4.1)$$

donde  $P$ , es la presión ejercida por la onda,  $\delta V$  es la variación del volumen y  $\Delta V$  es el volumen original del fluido. A su vez  $K_f$  es el módulo de elasticidad en un medio acústico dado por:

$$K_f = \rho v^2, \quad (4.2)$$

donde  $v$  y  $\rho$  son la densidad y la velocidad relativas en el medio original, sin deformación.

En la ecuación (1)  $\delta V$  se puede expresar como:

$$\delta V = (\Delta x + \delta u_x)(\Delta y + \delta u_y)(\Delta z + \delta u_z) - \Delta x \Delta y \Delta z, \quad (4.3)$$

donde  $u$  representa el desplazamiento de la partícula provocado por la onda y el producto  $\Delta x \Delta y \Delta z$  representa el volumen original  $\Delta V$ . Los términos de menor valor son despreciados y la variación del volumen se puede escribir como:

$$\delta V \cong \delta u_x \Delta y \Delta z + \delta u_y \Delta x \Delta z + \delta u_z \Delta x \Delta y \quad (4.4)$$

Dividiendo el resultado por el volumen  $\Delta V$  se tiene:

$$\frac{\delta V}{\Delta V} \cong \frac{\delta u_x}{\Delta x} + \frac{\delta u_y}{\Delta y} + \frac{\delta u_z}{\Delta z} \quad (4.5)$$

Haciendo que  $\Delta V$  tienda a cero

$$\Delta = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\delta V}{\Delta V} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \quad (4.6)$$

Es llamada dilatación cúbica y representa la deformación relativa sufrida por el cuerpo infinitesimal. Usando la expresión anterior en la ecuación (1) nos queda:

$$P = -K_f \left( \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) \quad (4.7)$$

En forma vectorial podemos escribirla como:

$$P = -K_f \nabla \bullet \vec{u}, \quad (4.8)$$

Donde  $\bullet$  denota un producto escalar,  $\vec{u}$ , es el vector desplazamiento de la partícula y

$\nabla$  el operador vectorial nabra, definido por :

$$\nabla \equiv \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \quad (4.9)$$

Para el caso unidimensional (1D), la ley de Hooke puede se escrita de la siguiente forma (podemos considerar una onda plana propagandose a lo largo del eje  $z$ )

$$P = -K_f \frac{\partial u_z}{\partial z} \quad (4.10)$$

A su vez la segunda Ley de Newton

$$\vec{F} = m\vec{a} = \rho\Delta V \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} \quad (4.11)$$

Recordando que podemos expresar la fuerza  $\vec{F}$ , en términos de la variación de la presión y del área aplicada  $S$  (Solo en dirección  $z$ )

$$\Delta PS = -\rho\Delta V \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = -\rho S\Delta z \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.12)$$

Tomando el límite  $\Delta z \rightarrow 0$  se obtiene

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.13)$$

- El signo menos en las ecuaciones (10) y (13) aparece debido a que una variación positiva de la presión reduce el volumen del cuerpo del que esta sometido.
- En la ecuación (10) una reducción del volumen equivale a decir que  $\frac{\partial u_z}{\partial z}$  es negativa
- En la ecuación (13) también daría una aceleración negativa.

De esta manera juntando estas dos ecuaciones tendermos

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_f \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) = \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.14)$$

Si consideramos  $K_f$  constante obtenemos la versión de la ecuación de onda para un medio acústico homogéneo. (isótropo)

$$K_f \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = (\rho/K_f) \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.16)$$

Recordando la definición para  $K_f$ , obtenemos finalmente

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = \left( \frac{1}{v^2} \right) \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.17)$$

- Para obtener una ecuación de onda en términos de la presión  $p$ , derivamos la ecuación (14) con respecto a  $z$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_f \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) = \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_f \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \right) \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_f \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) \quad (4.20)$$

Debido a que  $P = -K_f \frac{\partial u_z}{\partial z}$  y considerando que  $K_f$  no varía con el tiempo

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \right] = \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{1}{K_f} \frac{\partial P}{\partial z} \right) \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \right] = \frac{1}{K_f} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (4.22)$$

Para  $\rho$  constante se obtiene, la ecuación de onda acústica, en donde  $p = p(z, t)$

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (4.23)$$

Podemos extender la ecuación (23) para dos dimensiones

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (4.24)$$

## 4.2 CONCEPTO DEL CONTINUO PARA EL MODELADO SÍSMICO

Al propagarse las ondas sísmicas la descripción de las interacciones entre los granos es compleja y se toma como un conjunto describiendo la propagación por medio de un material granular en términos de su propagación a través de un medio que se considera continuo.

El concepto de continuo (continuum) es una suposición en la que un material está formado por partículas lo suficientemente cercanas, de tal manera que las ecuaciones que lo describen son consideradas como continuas. Estas funciones representan las propiedades promedio de los objetos microscópicos que se encuentran formando el material real, por lo que los detalles de la estructura microscópica se ignoran y se supone que el medio está constituido por elementos infinitesimales que poseen las mismas propiedades físicas que se observan a nivel macroscópico, los cuales se denominan puntos materiales. Un punto material es un elemento infinitesimal de volumen que posee las mismas propiedades físicas de la estructura macroscópica, es lo suficientemente grande para contener partículas discretas de materia que permitan establecer en él un continuo, y lo suficientemente pequeño para ser considerado como un punto matemático. (Slawinski, 2003).

### 4.3 ECUACIÓN DE ONDA PARA MEDIOS ELÁSTICOS

Las ondas elásticas se caracterizan por generar fuerzas y deformaciones que obedecen a la teoría de la elasticidad en la que los cuerpos sólidos tienen la propiedad de resistir cambios de tamaño de forma y regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas externas.

La deformación se define como el cambio de la posición de puntos materiales dentro de un continuo respecto a otros puntos. Las deformaciones que sufre un cuerpo sometido a fuerzas externas se expresan mediante el tensor de deformación  $\epsilon_{ij}$  el cual describe el desplazamiento relativo lineal y angular de los puntos materiales, producto de cambios en longitud, en volumen y en forma y que se define como (Slawinski, 2003).

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \frac{\partial u_i}{\partial x_j}, \quad ij \in 1, 2, 3 \quad (4.25)$$

Las componentes de este tensor de segundo orden son cantidades adimensionales dadas en términos de cambio en longitud por unidad de longitud. El tensor de deformación es un tensor antisimétrico:

$$\epsilon_{ij} = -\epsilon_{ji}$$

#### 4.3.1. Fuerzas en un Continuo

Las fuerzas que actúan sobre un continuo se clasifican como fuerzas de superficie y fuerzas de cuerpo, de acuerdo a su modo de aplicación. Las fuerzas de superficie se transmiten mediante contactos mecánicos directos a través de superficies que separan los elementos materiales. Las fuerzas de cuerpo, como la fuerza de gravedad, se ejercen a distancia. Cuando un medio se somete a fuerzas externas, cada elemento

material ejerce fuerzas de superficie sobre otro a través de una superficie matemática que los separa. Estas fuerzas de superficie se describen mediante el vector tracción  $T^n$ , (Slawinski,2003):

$$T^n = \lim \frac{\Delta F}{\Delta S} = \frac{dF}{dS} \quad (4.26)$$

$N$ : vector normal al elemento de superficie  $\Delta S$  sobre el cual se ejerce la fuerza  $\Delta F$  por parte del elemento material y define la dirección de aplicación.

Las tracciones sobre los planos cartesianos en forma explicita se definen como:

$$T^n = \begin{pmatrix} T^{(n1)} \\ T^{(n2)} \\ T^{(n3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(n1)} & T_2^{(n1)} & T_3^{(n1)} \\ T_1^{(n2)} & T_2^{(n2)} & T_3^{(n2)} \\ T_1^{(n3)} & T_2^{(n3)} & T_3^{(n3)} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (n1) \\ (n2) \\ (n3) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (n1) \\ (n2) \\ (n3) \end{pmatrix} \quad (4.27)$$

Donde  $\sigma_{ij}$  es el tensor de esfuerzos de segundo orden y simétrico  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ . El esfuerzo producido resiste a la deformación y regresa a su estado no deformado, las deformaciones no se dan sin la inducción de esfuerzos y los esfuerzos no pueden ser inducidos sin producir deformaciones en conclusión la resistencia del medio a la deformación y su tendencia a retomar el estado no deformado permiten la propagación de las ondas sísmicas.

### 4.3.2. Ecuación de Cauchy

La ecuación de movimiento de Cauchy expresa la conservación, del momento lineal, es decir que la tasa de cambio del momento lineal de un elemento dentro del continuo es igual a la suma de las fuerzas de superficie y de cuerpo que actúan sobre éste, como (Slawinski, 2003):

$$\sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad i \in 1, 2, 3 \quad (4.28)$$

$f_i$ : Componentes de las fuerzas de cuerpo que actúan sobre el elemento material.

$\rho$ : Constante de la densidad del material en un medio homogéneo.

\* Al considerar elementos diferenciales las fuerzas de cuerpo se hacen despreciables.

### 4.3.3. Ley de Hooke

La ley de Hooke representa relaciones como resultado de observaciones experimentales de materiales reales y puede extenderse para definir que en cualquier punto cada componente del tensor de esfuerzos es una función lineal de todas las componentes del tensor de deformación con la condición que la temperatura sea constante y esta ecuación se representa como:

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} \epsilon_{kl}, \quad i, j \in 1, 2, 3 \quad (4.29)$$

$C_{ijkl}$ : Componentes del tensor de parámetros elásticos y de cuarto orden.

Los valores de este tensor y los componentes de los tensores que relaciona dependen de la dirección. Con esto se puede determinar las propiedades de anisotropía en un punto  $x$  del continuo y otras propiedades como las fracturas.

Por causa de la simetría de los tensores de esfuerzos y de deformación el tensor de parámetros elásticos no varía bajo permutaciones en el primer y segundo par de subíndices y en el par de subíndices  $ij$  y  $kl$ , es decir:

$$C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij} \quad (4.30)$$

Donde se representa en una matriz cuadrada  $6 \times 6$ , de 21 componentes independientes al reemplazar cada par de subíndices  $(i, j)$  y  $(k, l)$  por un único subíndice  $m$  o  $n$  respectivamente con la notación de Voigt, como se muestra a continuación:

$$\begin{aligned} (1, 1) = 1 \quad (2, 2) = 2 \quad (3, 3) = 3 \\ (2, 3) = 4 \quad (1, 3) = 5 \quad (1, 2) = 6 \end{aligned}$$

#### 4.3.4. Continuo isotrópo

Para un continuo isótropo todo los sistemas de coordenadas son sistemas naturales es decir la matriz de parámetros elásticos puede tomarse bajo un sistema coordenado arbitrario por lo tanto su simetria no esta definida y su matriz de parámetros elásticos posee la forma más simple:

$$C_{mn}(Isotropo) = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11} - 2C_{44} & C_{11} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ & C_{11} & C_{11} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ & & C_{11} & 0 & 0 & 0 \\ & & & C_{44} & 0 & 0 \\ & & & & C_{44} & 0 \\ & & & & & C_{44} \end{pmatrix} \quad (4.31)$$

Los dos parámetros elásticos independientes que describen un continuo isótropo,  $C_{11}$  y  $C_{44}$  se expresan como (Bourbié et al., 1987):

$$\begin{aligned} \lambda &= C_{11} - 2C_{44} \\ \mu &= C_{44} \end{aligned} \quad (4.32)$$

Donde  $\lambda$  y  $\mu$  son parámetros de Lamé.

$\mu$ = Describe la rigidez del medio.

$\lambda$ = Relacionado con la compresibilidad K.

Teniendo en cuenta estas definiciones la ecuación (9) puede remplazarse por:

$$C_{mn}(Iso) = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \quad (4.33)$$

Reemplazando la ecuación (11) en la ecuación (7) da como resultado la ecuación de esfuerzo-deformación para un medio elástico isótropo:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \sum_{k=1}^3 \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (4.34)$$

$\epsilon_{kk}$ : Tensor de deformación a lo largo de los ejes principales.

$\delta_{ij}$ : Delta de Kronecker

Al reemplazar la ecuación (12) en la ecuación de movimiento de Cauchy (4) y tomando las fuerzas de cuerpo como nulas,  $F_i = 0$ , se obtiene la ecuación de movimiento que describe la propagación de ondas para un medio elástico isótropo (Slawinski, 2003):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \mu \left( \sum_{j=1}^3 \frac{\partial^2}{\partial x_j^2} u_i \right) \quad (4.35)$$

$u_i$ : Vector desplazamiento de los elementos materiales del continuo.

Para resolver esta ecuación existen dos formas, una relacionada a la onda P que ge-

nera un cambio en el volumen y en la forma de los elementos diferenciales generando una dilatación en el medio y se propaga con una velocidad definida como:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.36)$$

Por otro lado relacionada con la onda S que genera un cambio solo en la forma de los elementos diferenciales del medio y se propaga con una velocidad definida como:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.37)$$

Tomándolo como un medio bidimensional, estableciendo un eje horizontal  $x$  y un eje vertical  $z$ , el sistema de ecuaciones (8) queda como:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial X} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial Z} \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial X} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial Z} \\ \sigma_{xx} &= C_{11}\epsilon_{xx} + C_{13}\epsilon_{zz} + C_{15}\epsilon_{xz} \\ \sigma_{zz} &= C_{13}\epsilon_{xx} + C_{33}\epsilon_{zz} + C_{35}\epsilon_{xz} \\ \sigma_{xz} &= C_{15}\epsilon_{xx} + C_{35}\epsilon_{zz} + C_{55}\epsilon_{xz} \end{aligned} \quad (4.38)$$

$U_x$  y  $U_z$ : Vector desplazamiento.

Finalmente reemplazando (1), (11) y derivando respecto al tiempo las tres últimas expresiones, el sistema de ecuaciones elasto-dinámicas que se obtiene es:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_x}{\partial t} &= b \left( \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= b \left( \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\
\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} \\
\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right)
\end{aligned} \tag{4.39}$$

$(V_x, V_z) = \text{Vector Velocidad}$

#### 4.4 MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS

El método consiste en una aproximación de las derivadas parciales por expresiones algebraicas con los valores de la variable dependiente en un limitado número de puntos seleccionados. Puede realizarse por métodos analíticos o a través de métodos numéricos, cuando se hace por métodos numéricos se transforma un problema diferencial en un sistema de ecuaciones algebraica por la representación de la función solución que es continua. La función derivada de  $f$  puede escribirse de forma equivalente como (Strikwerda, 2004):

$$\begin{aligned}
\frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x, y) - f(x, y)}{\Delta x} \\
\frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x, y) - f(x - \Delta x, y)}{\Delta x} \\
\frac{\partial f}{\partial x} &= \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x, y) - f(x - \Delta x, y)}{2\Delta x}
\end{aligned} \tag{4.40}$$

Tomando valores pequeños para  $\Delta x$  puede aproximarse la función derivada como:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f_{x+1,y} - f_{x,y}}{\Delta x} + o\Delta x$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f_{x,y} - f_{x-1,y}}{\Delta x} + o\Delta x$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f_{x+1,y} - f_{x-1,y}}{2\Delta x} + o\Delta x \quad (4.41)$$

Estos operadores representan las aproximaciones en diferencias finitas hacia adelante, hacia atrás y centradas de la derivada de una función.

Dadas las series de expansión de Taylor (Dablain, 1986):

$$f^{i+1} = f^i + \frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \frac{\Delta x^2}{2!} + \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \frac{\Delta x^4}{4!} + \dots$$

$$f^{i-1} = f^i - \frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \frac{\Delta x^2}{2!} - \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \frac{\Delta x^4}{4!} + \dots \quad (4.42)$$

La primera serie  $f^{i+1}$  representa la aproximación hacia adelante para la determinación del esquema numérico y la segunda serie representa la aproximación hacia atrás y para los esquemas centrados resulta de la suma o resta de los de las expresiones dependiendo de la derivada que se desea aproximar. Para hallar el operador en diferencias finitas de la primera derivada de una función se restan las ecuaciones (22).

$$f^{i+1} - f^{i-1} = 2\frac{\partial f^i}{\partial x} \Delta x + 2\frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \frac{\Delta x^3}{3!} + 2\frac{\partial^5 f^i}{\partial x^5} \frac{\Delta x^5}{5!} + \dots \quad (4.43)$$

Para obtener la aproximación de segundo orden para la primera derivada es necesario truncar la serie en el primer término:

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = \frac{1}{2\Delta x} (f^{i+1} - f^{i-1}) + o(\Delta x^2) \quad (4.44)$$

Al truncar la serie en el segundo término se obtiene la aproximación de cuarto orden, es importante el valor de la función  $\frac{\partial f^i}{\partial x}$  de la ecuación (24) el cual se reemplaza sobre

si mismo tantas veces como sea necesario para el rango de la derivada, es decir:

$$\frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial f^i}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{2\Delta x} (f^{i+1} - f^{i-1}) \right) = \frac{1}{4\Delta x^2} (f^{i+2} - 2f^i + f^{i-2})$$

$$\frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{4\Delta x^2} (f^{i+2} - 2f^i + f^{i-2}) \right) = \frac{1}{8\Delta x^3} (f^{i+3} - 3f^{i+1} + 3f^{i-1} - f^{i-3})$$

El esquema de diferencias finitas para la primera derivada que se obtiene al aplicar una aproximación de cuarto orden utilizando una malla homogénea es:

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = -\frac{1}{\Delta x} \left( \frac{1}{12} f^{i+3} - \frac{9}{4} f^{i+1} + \frac{9}{4} f^{i-1} - \frac{1}{12} f^{i-3} \right) + o\Delta x^4 \quad (4.45)$$

El valor de la derivada de una función puede ser calculado a partir de la evaluación de la función en puntos intermedios a los nodos de la malla. Los esquemas que utilizan esta aproximación se denominan de malla intercalada (Levander, 1988), donde es necesario modificar la serie de expansión de Taylor (22) como:

$$f^{i+\frac{1}{2}} = f^i + \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{1}{2!} + \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^3 \frac{1}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^4 \frac{1}{4!} + \dots$$

$$f^{i-\frac{1}{2}} = f^i - \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + \frac{\partial^2 f^i}{\partial x^2} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{1}{2!} - \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^3 \frac{1}{3!} + \frac{\partial^4 f^i}{\partial x^4} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^4 \frac{1}{4!} + \dots \quad (4.46)$$

Al restar las ecuaciones se obtiene:

$$f^{i+\frac{1}{2}} - f^{i-\frac{1}{2}} = 2 \frac{\partial f^i}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} + 2 \frac{\partial^3 f^i}{\partial x^3} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^3 \frac{1}{3!} + 2 \frac{\partial^5 f^i}{\partial x^5} \left( \frac{\Delta x}{2} \right)^5 \frac{1}{5!} \quad (4.47)$$

Utilizando una aproximación de segundo orden y una malla intercalada el esquema en diferencias finitas para la primera derivada queda como:

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x}(f^{i+\frac{1}{2}} - f^{i-\frac{1}{2}}) + o(\Delta x^2) \quad (4.48)$$

Usando una aproximación de cuarto orden dentro de una malla intercalada, el operador en diferencias finitas para la primera derivada es según (Levander, 1988):

$$\frac{\partial f^i}{\partial x} = -\frac{1}{\Delta x}\left(\frac{1}{24}f^{i+3/2} - \frac{9}{8}f^{i+1/2} + \frac{9}{8}f^{i-1/2} - \frac{1}{24}f^{i-3/2}\right) + o(\Delta x^4) \quad (4.49)$$

#### 4.4.1. Aplicación del Método de Diferencias Finitas a la Solución de la Ecuación de Onda

La solución numérica de la ecuación de onda mediante el método de las diferencias finitas aproxima el campo de onda en cada punto de una malla computacional basándose en los valores para pasos de tiempos anteriores, correspondientes a las celdas adyacentes al punto para el que se calculó dicho campo. El campo de onda es calculado de forma recursiva y actualizado simultáneamente para cada uno de estos subdominios (Villareal, 1998).

Es un método relativamente fácil de programar, permite su codificación en paralelo y es computacionalmente eficiente, característica que es más notoria al utilizar esquemas con aproximaciones más altas. El limitante de este método es la dispersión numérica, la cual condiciona la propagación a ondas con frecuencias lo suficientemente bajas (Dablain, 1986).

#### Solución de la Ecuación de Onda Acústica

Anteriormente en las ecuaciones (17) y (19) se representó  $n$  como pasos discretos de tiempo,  $i$  para el eje  $x$  y  $j$  para el eje  $z$ .  $\Delta t$  representa el ancho de malla para el paso del tiempo,  $\Delta x$  y  $\Delta z$  son los pasos de malla para los ejes  $x$  y  $z$  que se consideran

como iguales. Tomando la ecuación (19) y considerándola un medio unidimensional con un eje vertical  $z$ , el sistema de ecuaciones que describe la propagación de ondas en un medio acústico queda como:

$$\begin{aligned}\frac{\partial P}{\partial t} &= -\rho c^2 \frac{\partial v_z}{Z} \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z}\end{aligned}\quad (4.50)$$

Aplicando el método de diferencias finitas donde se analizan las derivadas parciales del sistema por medio del operador  $P$  como el campo de presión y  $V$  para la velocidad en la dirección vertical, utilizando una malla intercalada y una aproximación de segundo orden (28).

$$\frac{\partial P^{n+1/2}}{\partial t_{j-1/2}} = P_{j-1/2}^{n+1/2} \simeq \frac{1}{\Delta t} (P_{j-1/2}^{n+1} - P_{j-1/2}^n)$$

$$\frac{\partial P^n}{\partial z_{j+1/2}} = P_{j+1/2}^{n+1/2} \simeq \frac{1}{\Delta z} (P_{j+1}^n - P_j^n)$$

$$\frac{\partial V_z^n}{\partial t_{j+1/2}} = V_{j+1/2}^n \simeq \frac{1}{\Delta t} (V_{j+1/2}^{n+1/2} - V_{j+1/2}^{n-1/2})$$

$$\frac{\partial V_z^{n+1/2}}{\partial z_{j-1/2}} = V_{j-1/2}^{n+1/2} \simeq \frac{1}{\Delta z} (V_j^{n+1/2} - V_{j-1}^{n+1/2})$$

Si se reemplazan en la ecuación (30) se puede obtener el esquema numérico que soluciona el sistema, tomando  $C$  como la velocidad de onda  $P$  en el medio y  $B$  el inverso de la densidad:

$$P_{j-1/2}^{n+1} = P_{j-1/2}^n - \frac{(C_{j-1/2})^2 \Delta t}{B_{j-1/2} \Delta z} (V_j^{n+1/2} - V_{j-1}^{n+1/2})$$

$$V_{j+1/2}^{n+1/2} = V_{j+1/2}^{n-1/2} - B_{j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} (P_{j+1}^n - P_j^n) \quad (4.51)$$

Teniendo en cuenta que para un medio n-dimensional, la condición de estabilidad para un esquema con una aproximación de segundo orden es (Virieux, 1986):

$$V_p \frac{\Delta t}{\Delta x} < \frac{1}{\sqrt{n}} \quad (4.52)$$

Con la condición que  $\Delta x_i = \Delta x$ , el esquema que resuelve la ecuación de onda en una dimensión queda como:

$$V_p \frac{\Delta t}{\Delta z} < 1 \quad (4.53)$$

$V_p$  = Velocidad de la onda  $P$  en el medio

Aplicando una aproximación de segundo orden para evaluar las derivadas temporales y de cuarto orden para las derivadas espaciales e implementando una malla intercalada, la ecuación de onda acústica para un medio bidimensional (19) se soluciona mediante

$$\begin{aligned} U_{i+1/2,j}^{n+1/2} &= U_{i+1/2,j}^{n-1/2} - B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (P_{i+1,j}^n - P_{i,j}^n) - \frac{1}{24} (P_{i+2,j}^n - P_{i-1,j}^n) \right) \\ V_{i,j+1/2}^{n+1/2} &= V_{i,j+1/2}^{n-1/2} - B_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (P_{i,j+1}^n - P_{i,j}^n) - \frac{1}{24} (P_{i+2,j+1/2}^n - P_{i-1,j+1/2}^n) \right) \\ P_{i,j}^{n+1} &= P_{i,j}^n - \frac{(C_{i,j})^2}{B_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (U_{i+1/2,j}^{n+1/2} - U_{i-1/2,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+3/2,j}^{n+1/2} - U_{i-3/2,j}^{n+1/2}) \right) \\ &\quad - \frac{(C_{i,j})^2}{B_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (V_{i,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i,j-3/2}^{n+1/2}) \right) \end{aligned} \quad (4.54)$$

El criterio de estabilidad para un esquema de estas características es (Levander, 1988)

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{2}(c_1 + c_2)V_p} = 0,606 \frac{\Delta x}{V_p} \quad (4.55)$$

$c_1$  y  $c_2$  = Coeficientes externos e internos.

#### 4.4.2. Solución de la ecuación de onda elástica

Para la solución del sistema de ecuaciones (17) utilizando una aproximación de segundo orden para las derivadas respecto al tiempo y otras de cuarto orden para las derivadas espaciales, tomando una malla intercalada el esquema en diferencias finitas esta dado por (Levander, 1988):

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{n+1/2} &= U_{i,j}^{n-1/2} + B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (\sum_{i+1/2,j}^n - \sum_{i-1/2,j}^n) - \frac{1}{24} (\sum_{i+3/2,j}^n - \sum_{i-3/2,j}^n) \right) \\ &+ B_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (\Xi_{i,j+1/2}^n - \Xi_{i,j-1/2}^n) - \frac{1}{24} (\Xi_{i,j+3/2}^n - \Xi_{i,j-3/2}^n) \right) \\ V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} &= V_{i+1/2,j+1/2}^{n-1/2} + B_{i+1/2,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (\Xi_{i+1,j+1/2}^n - \Xi_{i,j+1/2}^n) - \frac{1}{24} (\Xi_{i+2,j+1/2}^n - \Xi_{i-1,j+1/2}^n) \right) \\ &+ B_{i+1/2,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (T_{i+1/2,j+1}^n - T_{i+1/2,j}^n) - \frac{1}{24} (T_{i+1/2,j+2}^n - T_{i+1/2,j-1}^n) \right) \\ \sum_{i+1/2,j}^{n+1} &= \sum_{i+1/2,j}^n + (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (U_{i+1,j}^{n+1/2} - U_{i,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+2,j}^{n+1/2} - U_{i-1,j}^{n+1/2}) \right) \\ &+ L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+1/2,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-3/2}^{n+1/2}) \right) \\ T_{i+1/2,j}^{n+1} &= T_{i+1/2,j}^n + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (U_{i+1,j}^{n+1/2} - U_{i,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+2,j}^{n+1/2} - U_{i-1,j}^{n+1/2}) \right) \\ &+ (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+1/2,j+3/2}^{n+1/2} - V_{i+1/2,j-3/2}^{n+1/2}) \right) \\ \Xi_{i,j+1/2}^{n+1} &= \Xi_{i,j+1/2}^n + M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (U_{i+1/2,j+1}^{n+1/2} - U_{i+1/2,j}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (U_{i+1/2,j+2}^{n+1/2} - U_{i+1/2,j-1}^{n+1/2}) \right) \\ &+ M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{9}{8} (V_{i+1/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i-1/2,j+1/2}^{n+1/2}) - \frac{1}{24} (V_{i+3/2,j+1/2}^{n+1/2} - V_{i-3/2,j+1/2}^{n+1/2}) \right) \end{aligned} \quad (4.56)$$

Los valores numéricos de la velocidad  $(U, V) = (V_x, V_z)$  se evalúan en el tiempo  $n\Delta t$

y los valores numéricos de los esfuerzos  $(\Sigma, T, \Xi) = (G_x x, G_z z, G_x z)$  en el tiempo  $(n + 1/2\Delta t)$ .

---

## Capítulo

### 5

# GENERACIÓN DE MODELOS SINTÉTICOS Y PROCESAMIENTO DE DATOS

---

## 5.1 MODELOS SIMPLES

Se realizaron modelos sintéticos 2D para representar diferentes tipos de reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas. En cada modelo se muestran diferentes posiciones y espesores de los basaltos para analizar la respuesta sísmica en cada caso. Los modelos fueron generados por medio del módulo *Triangulated Sloth Model (trimodel)*(Cohen y Stockewll, 2013) de *Seismic Unix*, el cual permite nombrar las interfaces con geometrías arbitrarias mediante la interpolación de puntos definidos para crear complejidad con límites suaves entre las diferentes capas presentes en cada modelo.

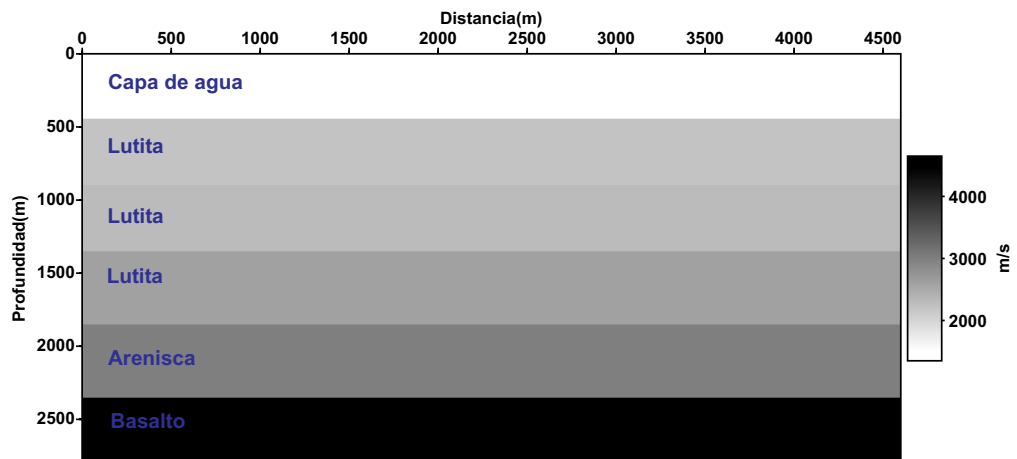
Los modelos generados por triangulación son transformados a modelos uniformemente muestreados por medio de la rutina *Triangulated to Uniformly Sampled Model (tri2uni)*, con parámetros de velocidad y densidad ( Ver Tabla 5.1 ), los cinco modelos contienen una capa de agua de 450 metros de profundidad, entre dos y tres capas de lutitas, cada una aproximadamente de 500 metros de espesor, una capa de arena más profunda entre 1850 y 2350 metros y las capas de basaltos que se encuentran ubicadas con diferentes posiciones y espesores, como se explicará a continuación.

El primer modelo contiene una capa de basalto a una profundidad de 2350 metros y un espesor de 450 metros Ver Figura 5.1, el modelo 2 tiene dos capas de basalto de 450 metros de espesor, una a 450 metros y la otra capa a 2350 metros, Ver Figura 5.2, el modelo 3 esta compuesto por intercalaciones de basaltos de 700 metros de espesor intercaladas cada 100 metros Ver Figura 5.3, el modelo 4 contiene cuatro capas de basaltos con igual profundidad de 600 a 1000 metros y varían en la distancia  $x$ , Ver Figura 5.4 y finalmente el modelo 5 con cuatro capas de basaltos variando la profundidad, Ver Figura 5.5. Los geófonos se encuentran a una profundidad de 10 km y la fuente se ubicó en la mitad del modelo.

Tabla 5.1: Valores de velocidad y densidad para los modelos simples.

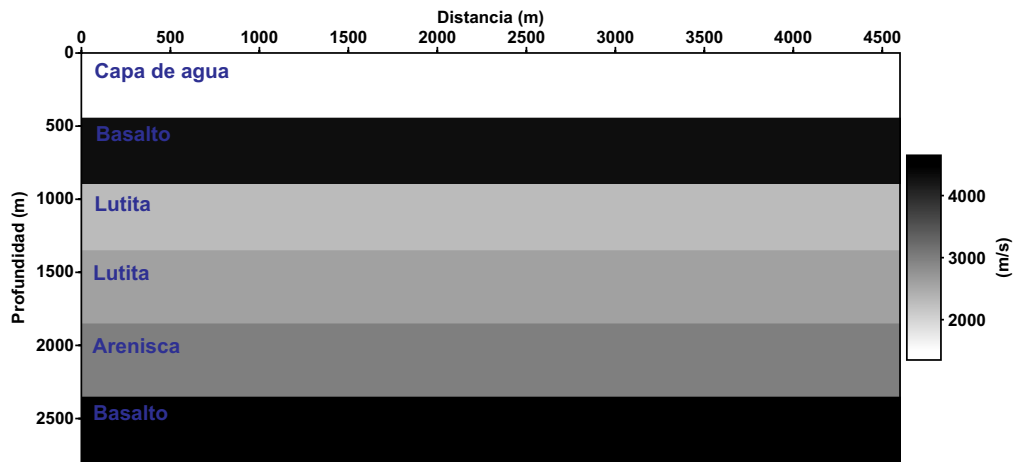
Litología	$V_p(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$
Capa de Agua	1500	1.92
Lutita	entre 2200 a 2600	2.12 a 2.25
Arena	3000	2.3
Basalto	4500	2.65

Figura 5.1: Modelo 1 Velocidad de onda  $P$ .



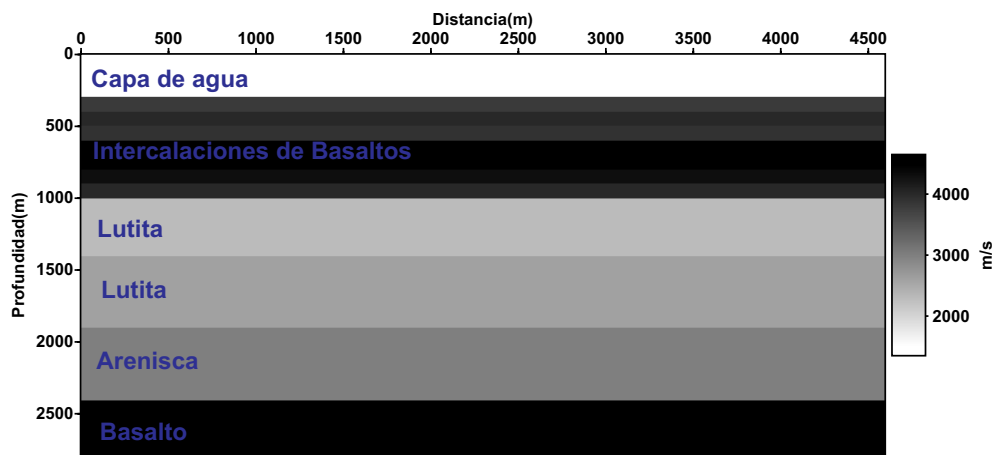
Fuente: Autor

Figura 5.2: Modelo 2 Velocidad de onda  $P$ .



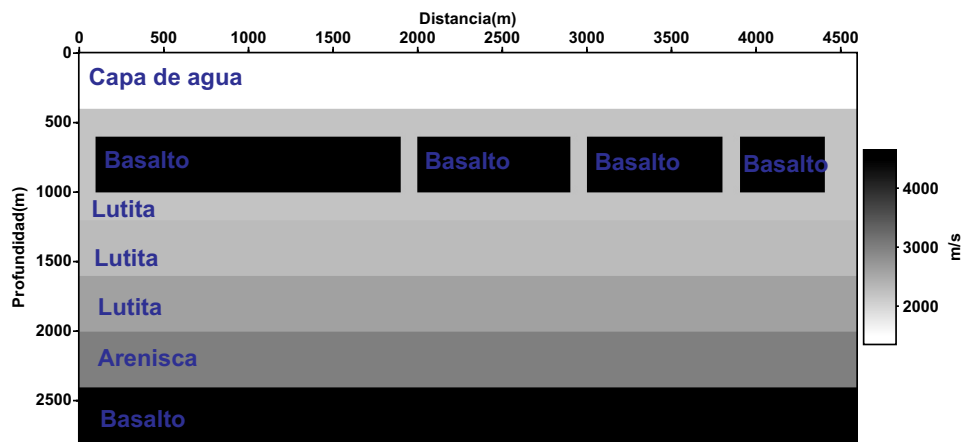
Fuente: Autor

Figura 5.3: Modelo 3 Velocidad de onda  $P$ .



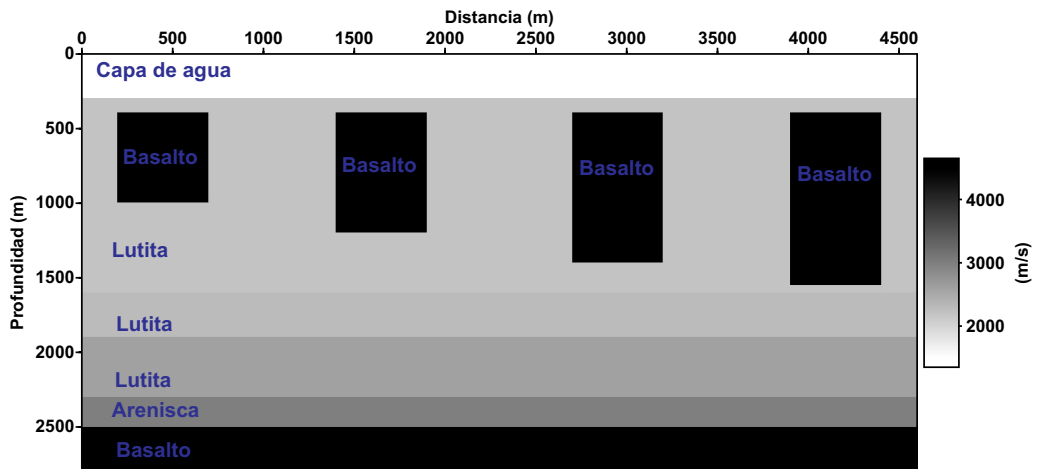
Fuente: Autor

Figura 5.4: Modelo 4 Velocidad de onda  $P$ .



Fuente: Autor

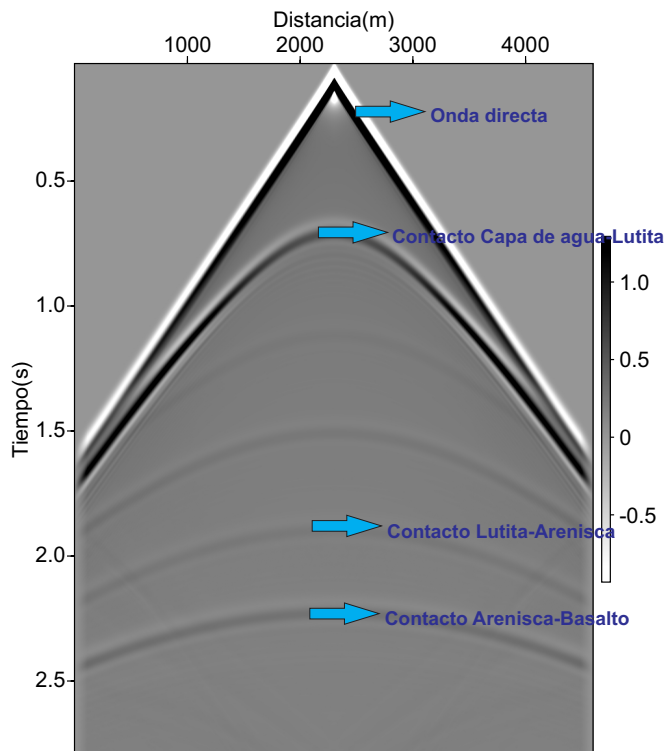
Figura 5.5: Modelo 5 Velocidad de onda  $P$ .



Fuente: Autor

En los sismogramas se puede ver que en algunos modelos las hipérbolas se ven bien definidas mostrando sus diferentes amplitudes que están asociadas a los contactos entre las diferentes litologías, cuando no hay cambios tan fuertes de velocidad como se muestra en el sismograma del modelo 1 (Ver Figura 5.6) donde la capa de basalto es la más profunda, en el modelo 2 (Ver Figura 5.7), empiezan a aparecer difracciones causadas por el contacto Lutita-Basalto a 900 metros de profundidad, esto se genera por el contraste de velocidad ya que la lutita tiene una velocidad aproximada de 2500 m/s y el basalto de 4500 m/s, en el modelo 3 (Ver Figura 5.8) las intercalaciones de basaltos generan múltiples llegadas, pero como las velocidades de onda *P* entre ellas varía muy poco la amplitud es baja; en el modelo 4 (Ver Figura 5.9) y el modelo 5 (Ver Figura 5.10) no se ven claramente las hipérbolas de los contactos más profundos debido a que los bloques de basaltos suprayacentes al tener una velocidad alta generan dispersión de energía por lo cual se forman difracciones en las discontinuidades de los bordes de los bloques.

Figura 5.6: Sismograma para el Modelo 1.



Fuente: Autor.

Figura 5.7: Sismograma para el Modelo 2.

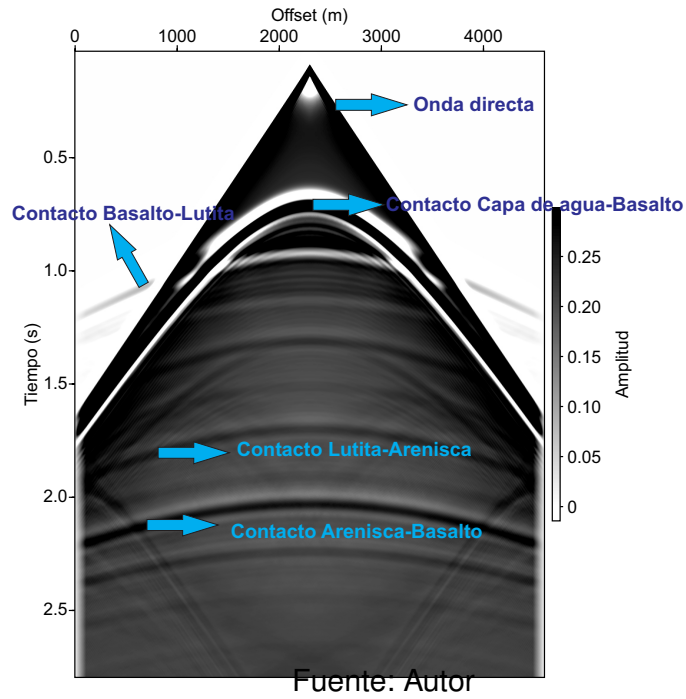


Figura 5.8: Sismograma para el Modelo 3.

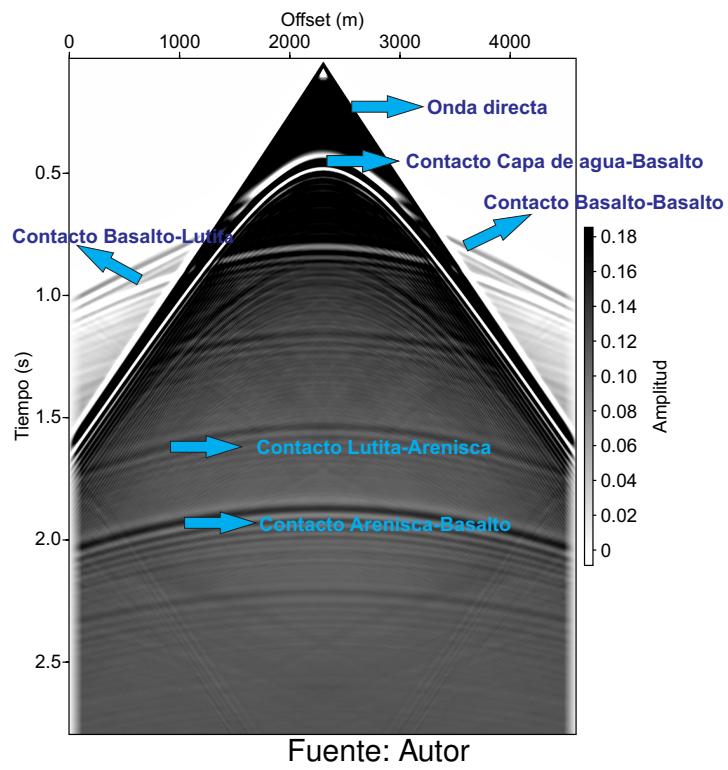
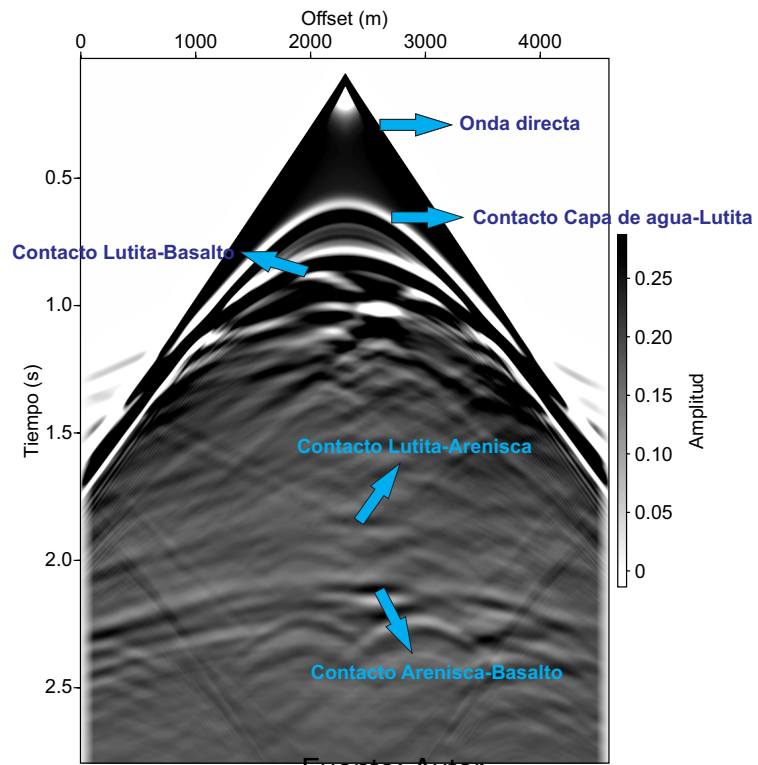
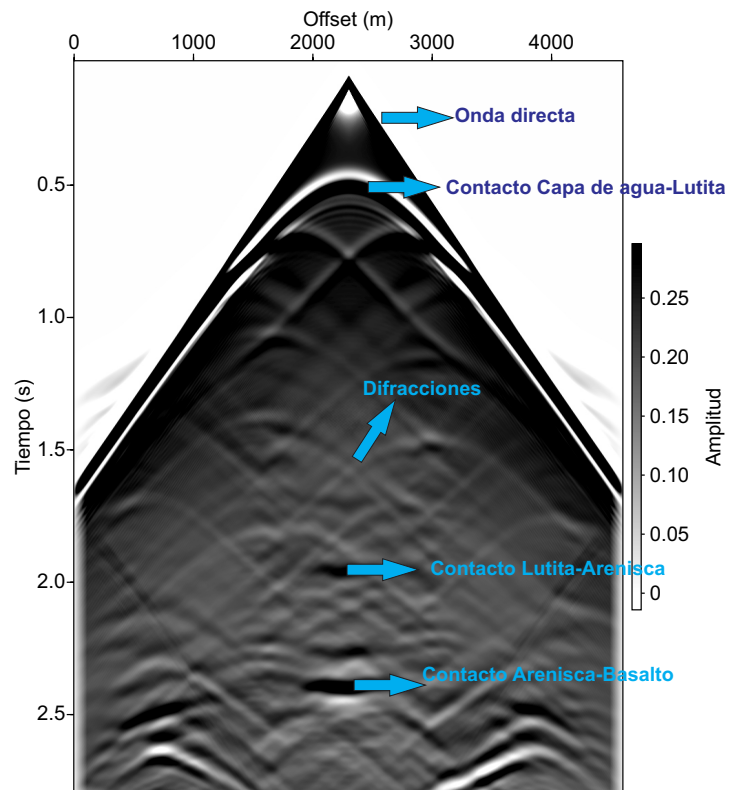


Figura 5.9: Sismograma para el Modelo 4.



Fuente: Autor

Figura 5.10: Sismograma para el Modelo 5.

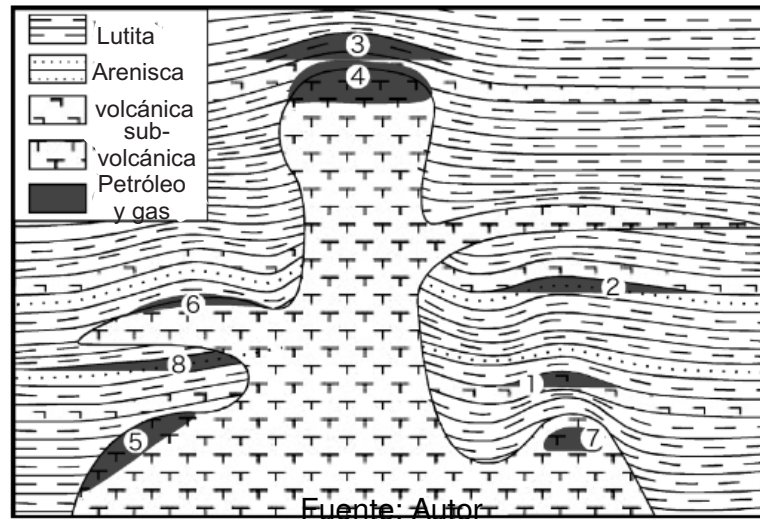


Fuente: Autor

## 5.2 MODELOS SINTÉTICOS PARA LA FORMACIÓN DE RESERVORIOS DE HIDROCARBUROS ASOCIADOS A ROCAS ÍGNEAS

Basados en la revisión del capítulo anterior de los mecanismos de formación de reservorios de hidrocarburos asociados con rocas volcánicas y subvolcánicas, se resumieron en un modelo simplificado para este tipo de rocas (Ver figura 5.11). El modelo está constituido por tres tipos de reservorios, denominados como tipo trampa volcánica, tipo sellado volcánico y tipo zona de alteración. Entre ellos los primeros dos tipos están asociados a rocas volcánicas y el último asociado con rocas subvolcánicas.

Figura 5.11: Modelo generalizado de la formación de reservorios asociados a rocas ígneas. 1) tipo trampa volcánica; 2) tipo sello volcánico; 3) tipo fractura de domo inducido; 4) tipo brecha cripto-explosiva; 5) tipo fractura primaria; 6) tipo zona de contacto; 7) tipo zona de alteración 8) tipo sellado lateral. Tomada y modificada de Wu et al; 2005.



Fuente: Autor

### 5.2.1. Tipo Sellado Volcánico

El mecanismo tipo sellado volcánico se representa en la Figura 5.11 con el número (2) dos, para construir este modelo se utilizaron 18 capas de rocas sedimentarias (lutitas y areniscas) e ígneas (diabasas y basaltos), la velocidad de onda P ( $V_p$ ) para las lutitas varía entre 1200 y 3200 m/s; para las areniscas entre 1400 y 4000 m/s; para la diabasa se utilizó una velocidad de 6800 m/s y para el basalto 5000 m/s. Estos valores varían teniendo en cuenta la profundidad de cada capa y su litología, fueron tomados según Eaton et al. (2003). Los basaltos en este modelo actúan como roca sello, los cuales son compactos y su permeabilidad aumentará durante la alteración hidrotermal lo que los hace mejor roca sello que las lutitas según Chen et al. (1999).

### 5.2.2. Tipo Trampa Basalto

En la figura 5.11 se representó el mecanismo tipo trampa volcánica con el número (1) uno, en la construcción del modelo se utilizaron valores de velocidad de onda P

( $V_p$ ) para la capa superficial de 1500 m/s; para las lutitas entre 1200 y 3200 m/s; para la capa de arenisca 4000 m/s , para la diabasa 6500 m/s y por último los basaltos 5000 y 5800 m/s con contenido de hidrocarburo, estos valores fueron tomados según Eaton et al. (2003). En este modelo la trampa se genera a través del basalto, el cual tiene una textura vesicular y la conexión de estas vesículas durante el fracturamiento forma canales y espacios para la migración de hidrocarburos y el entrapamiento según Vernik, (1990); Dong, (1991); Wang et al, (1991).

### 5.2.3. Tipo Trampa de Alteración

El mecanismo tipo trampa de alteración se representa en la figura 5.11 con el número (7) siete; en la intrusión se genera el entrapamiento de hidrocarburos por el proceso de alteración lo cual hace que las rocas estén menos compactadas por lo que se fracturan con facilidad con las fuerzas tectónicas. Para la construcción de este modelo se utilizaron los siguientes valores de velocidad de onda P ( $V_p$ ): 1500 m/s para la capa de alteración, entre 1600 y 3200 m/s para las capas de lutitas, entre 4000 y 5800 m/s para las areniscas y para las capas de diabasas 6000 y 6500 m/s con contenido de petróleo, estos valores fueron tomados según Eaton et al. (2003).

### 5.2.4. Construcción de Modelos Sintéticos

Los modelos utilizados y que representaron los (3) tres tipos de yacimientos descritos en la sección anterior fueron construidos con rutinas del Software *Seismic Unix* (Cohen y Stockewll, 2013). Para la generación de los modelos específicamente se uso el módulo *trimodel* (*Triangulated Sloth Model*); este módulo permite la asignación de interfaces con geometrías arbitrarias, basado en la interpolación de puntos definidos, generando modelos de una determinada complejidad con límites suaves entre las diferentes capas. Posteriormente se usó el módulo *tri2uni* para generar un modelo uniformemente muestreado y de esta manera definir la velocidad de onda  $P$ , la velocidad de onda  $S$  y la densidad  $\rho$  en cada punto de una grilla según los valores descritos en las Tablas 5.2, 5.3 Y 5.4. Los tres (3) modelos construidos tienen una

longitud en la horizontal de 12000 metros y una profundidad de 9500 metros, el número de muestras en la horizontal fue de 750 y en la vertical de 500 con una separación entre muestras en la horizontal de 19 y de 16 metros en la vertical respectivamente, los cuales se muestran a continuación: para el tipo de yacimiento sellado volcánico la velocidad de onda  $P$  (Ver Figura 5.12), para la velocidad de onda  $S$  (Ver Figura 5.13) y la densidad  $\rho$  (Ver Figura 5.14), seguidamente se observan los mismos parámetros para el yacimiento tipo trampa basalto, para la velocidad de onda  $P$  (Ver Figura 5.15), velocidad de onda  $S$  (Ver Figura 5.16) y para la densidad  $\rho$  (Ver Figura 5.17) y por último para el yacimiento tipo zona de alteración, para la velocidad de onda  $P$  (Ver Figura 5.18), velocidad de onda  $S$  (Ver Figura 5.19) y para la densidad  $\rho$  (Ver Figura 5.20).

Tabla 5.2: Valores de velocidad de onda  $P$ , velocidad de onda  $S$  y densidad  $\rho$  para el reservorio tipo sellado volcánico.

Capa	Litología	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$
1	Capa superficial	1500	1400	1.2
2	Lutita	1200	900	2
3		1300	1000	2
4		Arenisca	1400	1100
5	Lutita	1600	1200	2.1
6		1700	1300	2.2
7		1800	1400	2.3
8		1900	1400	2.4
9	Diabasa	6800	4000	2.8
10	Lutita	2400	1500	2.2
11		2500	1550	2.3
12	Basalto (Roca sello)	5000	3000	3
13	Arenisca (Roca reservorio)	4000	2000	1.6
14	Lutita	2700	1500	2.1
15		2800	1550	2.2
16		2900	1600	2.3
17		3000	1700	2.3
18		3200	1800	2.4

Fuente: Tomado de Eaton et al. (2003).

Tabla 5.3: Valores de velocidad de onda  $P$ , velocidad de onda  $S$  y densidad  $\rho$  para el reservorio tipo trampa volcánica.

Capa	Litología	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$
1	Capa superficial	1500	1400	1.2
2	Lutita	1200	900	2
3		1300	1000	2
4		1400	1100	2.1
5		1600	1200	2.1
6		1700	1300	2.2
7		1800	1400	2.3
8		1900	1500	2.4
9	Diabasa	6500	4000	2.8
10	Lutita	2400	1500	2.2
11		2500	1550	2.3
12	Basalto saturado de petróleo	5800	3000	3
13	Basalto	5000	2800	2.8
14	Arenisca (Roca sello)	4000	1900	1.4
15	Lutita	2700	1500	2.1
16		2800	1550	2.2
17		2900	1600	2.3
18		3000	1700	2.3
19		3200	1800	2.4

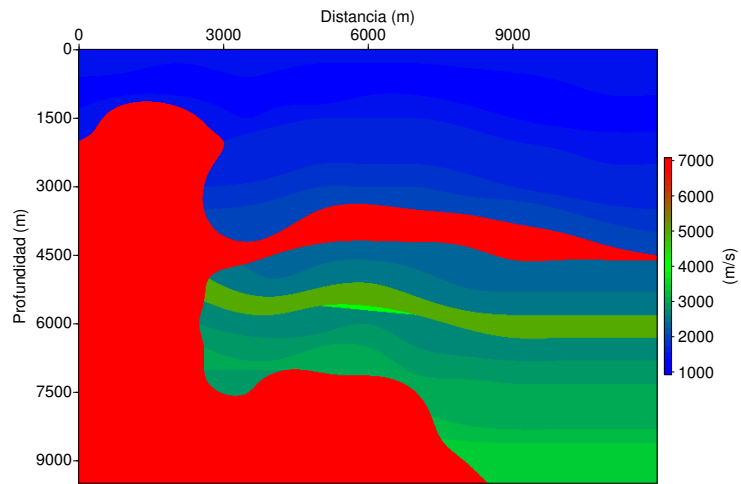
Fuente: Tomado de Eaton et al. 2003.

Tabla 5.4: Valores de velocidad de onda  $P$ , velocidad de onda  $S$  y densidad  $\rho$  para el reservorio tipo zona de alteración.

Capa	Litología	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$
1	Capa superficial	1500	1400	1.2
2	Lutita	1200	900	2
3		1300	1000	2
4		1400	1100	2.1
5		1600	1200	2.1
6		1700	1300	2.2
7		1800	1400	2.3
8		1900	1500	2.4
9	Diabasa	6500	4000	2.8
10	Diabasa saturada de petróleo	6000	4800	2.6
11	Lutita	2400	1500	2.2
12		2500	1550	2.3
13		5800	3000	1.4
14	Arenisca	4000	1900	1.4
15	Lutita	2700	1500	2.1
16		2800	1550	2.2
17		2900	1600	2.3
18		3000	1700	2.3
19		3200	1800	2.4

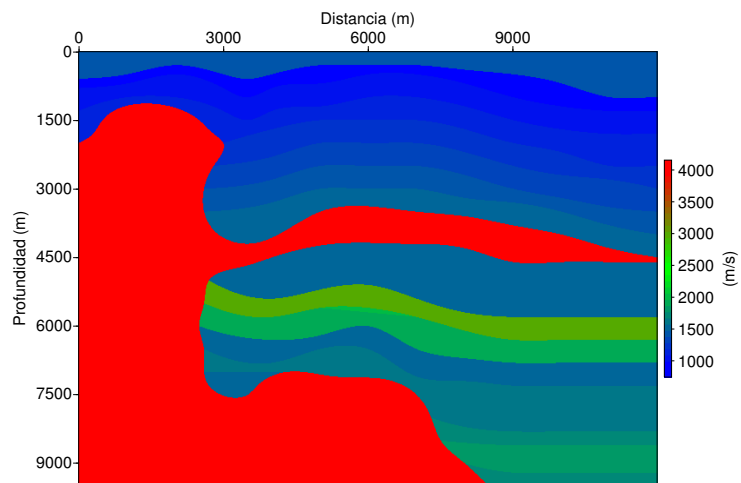
Fuente: Tomado de Eaton et al. 2003.

Figura 5.12: Modelo de velocidad de onda  $P$  para el reservorio tipo sellado volcánico.



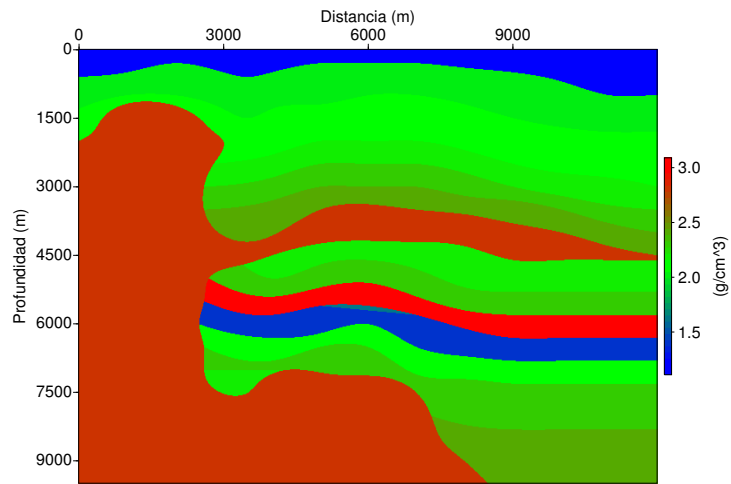
Fuente: Autor

Figura 5.13: Modelo de velocidad de onda  $S$  para el reservorio tipo sellado volcánico.



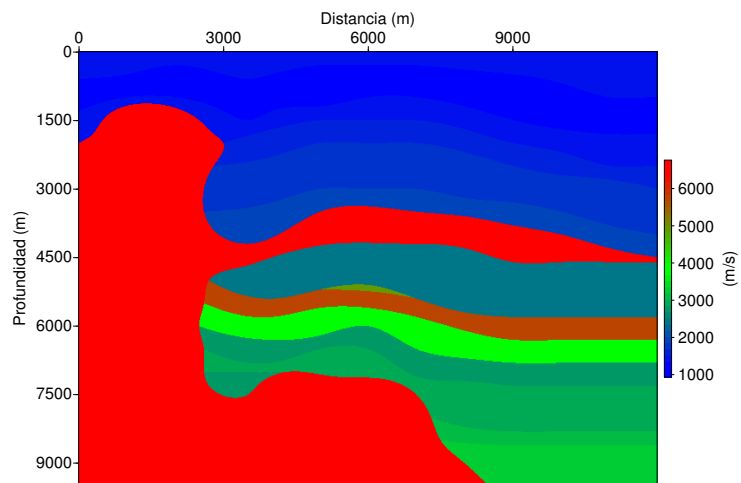
Fuente: Autor

Figura 5.14: Modelo de densidad para el reservorio tipo sellado volcánico.



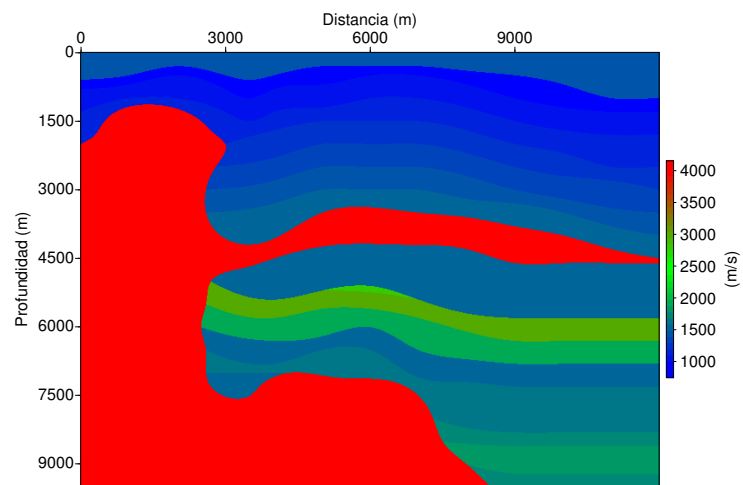
Fuente: Autor

Figura 5.15: Modelo de velocidad de onda  $P$  para el reservorio tipo trampa volcánica.



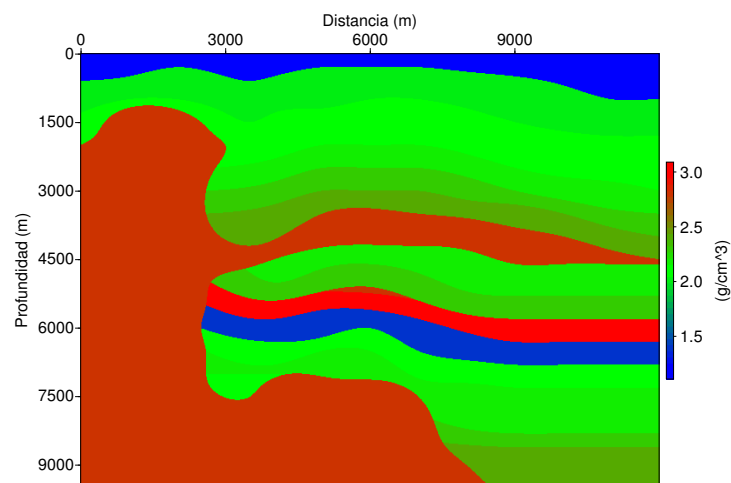
Fuente: Autor

Figura 5.16: Modelo de velocidad de onda  $S$  para el reservorio tipo trampa volcánica.



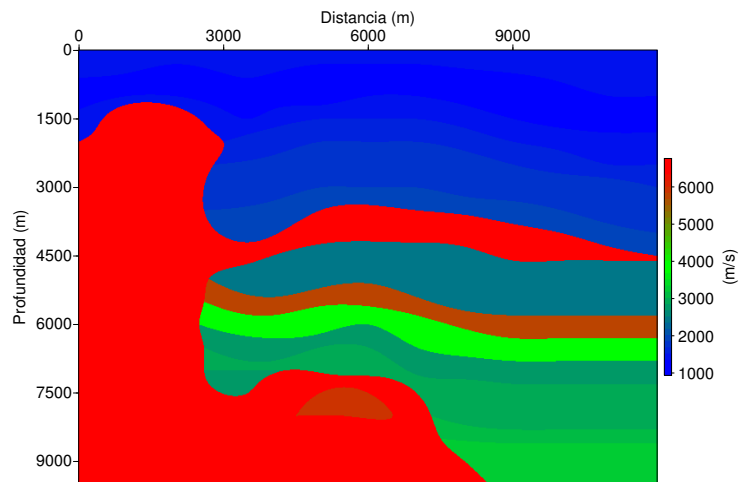
Fuente: Autor

Figura 5.17: Modelo de densidad para el reservorio tipo trampa volcánica.



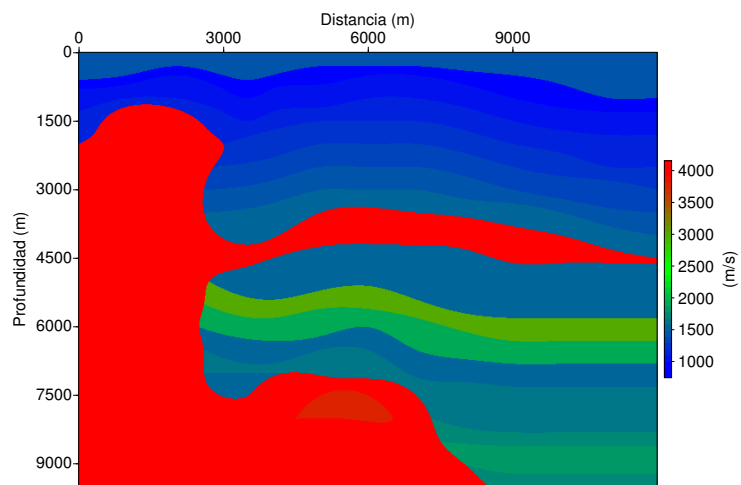
Fuente: Autor

Figura 5.18: Modelo de velocidad de onda  $P$  para el reservorio tipo zona de alteración.



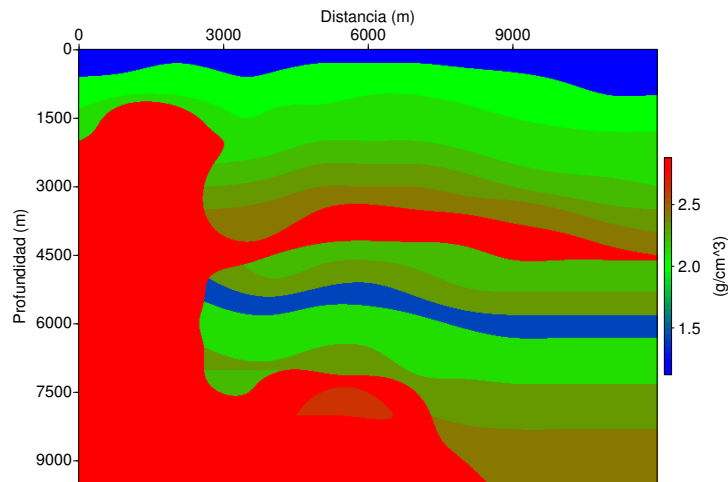
Fuente: Autor

Figura 5.19: Modelo de velocidad de onda  $S$  para el reservorio tipo zona de alteración.



Fuente: Autor

Figura 5.20: Modelo de densidad para el reservorio tipo zona de alteración.



Fuente: Autor

### 5.2.5. Diseño de la Adquisición Sísmica

Después de construir los modelos en la sección anterior se procedió a realizar la simulación de un disparo (*shot*) para cada modelo en donde se observó y visualizó el campo de onda acústico, el registro de geófonos puestos en superficie y posterior a esto se obtuvo una línea sísmica para cada modelo.

### 5.2.6. Caso Acústico

Para el modelado acústico se utilizó la rutina *sufdmod2* (*Finite-Difference Modeling (2nd order) for acoustic wave equation*) (Cohen y Stockewll, 2013), el cuál se basa en la solución numérica de la ecuación de onda acústica 2D (Ec 4.24) mediante el método de diferencias finitas que fue descrito en la sección 4.1 del capítulo 4, este modelado sísmico realizado con la rutina mencionada utilizó los valores de la velocidad de onda P y la densidad  $\rho$  contruidos en la sección previa relacionados con las Figuras 5.12 y 5.14 para el modelo tipo sellado volcánico, la Figura 5.15 y la Figura 5.17 para el modelo tipo trampa volcánica y para el modelo tipo zona de alteración corresponde a las Figuras 5.18 y 5.22.

Los parámetros de adquisición que se usaron para generar un disparo (*shot*) se encuentran en la Tabla 5.5, la frecuencia de la ondícula fue de 15 *hz*, la forma de la ondícula generada en la posición de la fuente se puede ver para el modelo tipo sello volcánico en la Figura 5.22a, para el modelo tipo trampa basalto en la Figura 5.24a y para el modelo tipo zona de alteración la Figura 5.26a; seguido de esto el campo de onda registrado se modeló para 11 segundos y su progreso se puede ver para el modelo tipo sello volcánico en la Figura 5.21, para el modelo tipo trampa basalto en la Figura 5.23 y para el modelo tipo zona de alteración en la Figura 5.25.

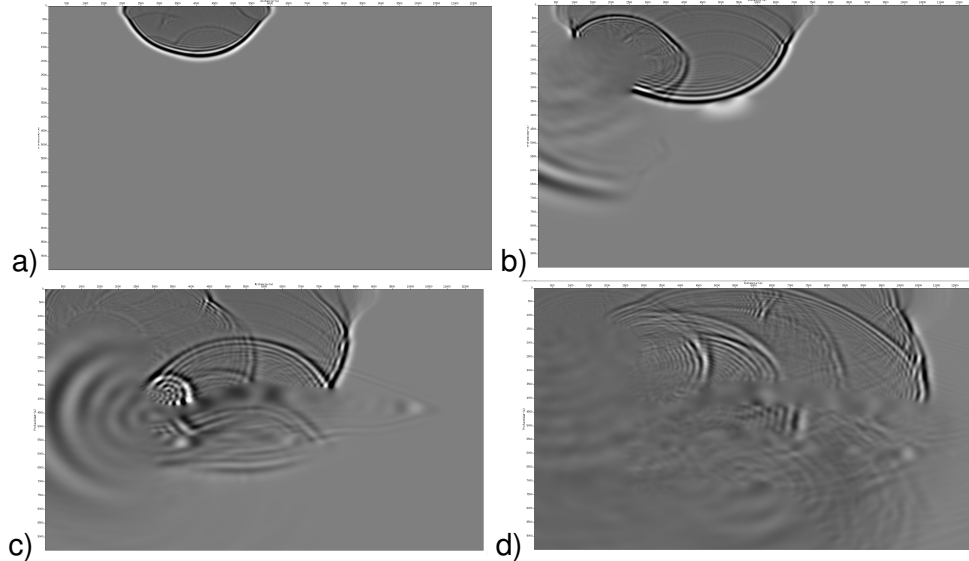
El progreso del campo de onda para el modelo tipo sellado volcánico se generó en tiempos diferentes, para el instante de tiempo  $t = 1,5s$  (Ver Figura 5.21a), para  $t = 2,5s$  (Ver Figura 5.21b), para  $t = 3,5s$  (Ver Figura 5.21c) y para el instante de tiempo  $t = 5s$  (Ver Figura 5.21d); de igual manera para el modelo tipo trampa volcánica (Ver Figura 5.23) y el modelo tipo zona de alteración (Ver Figura 5.25).

Tabla 5.5: Parámetros de Adquisición para 1 Disparo.

Parámetros	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3
Número total de trazas	750	750	750
Coordenada del disparo ( $s_x, s_z$ )	(4000, 0) <i>m</i>	(6000, 0) <i>m</i>	(8000, 0) <i>m</i>
Coordenada de los geofónos ( $g_x, g_z$ )	(0 – 11984, 0) <i>m</i>	(0 – 11984, 0) <i>m</i>	(0 – 11984, 0) <i>m</i>
Número de muestras en el tiempo	9351	8938	8938
Intervalo de muestreo (dt)	(0, 001176) <i>s</i>	(0, 001230) <i>s</i>	(0, 001230) <i>s</i>
Separación entre geofónos	16 <i>m</i>	16 <i>m</i>	16 <i>m</i>
Tiempo máximo de registro	11 <i>s</i>	11 <i>s</i>	11 <i>s</i>
Frecuencia máxima	15 <i>Hz</i>	15 <i>Hz</i>	15 <i>Hz</i>
Offset	(–6000, 5984) <i>m</i>	(–6000, 5984) <i>m</i>	(–6000, 5984) <i>m</i>

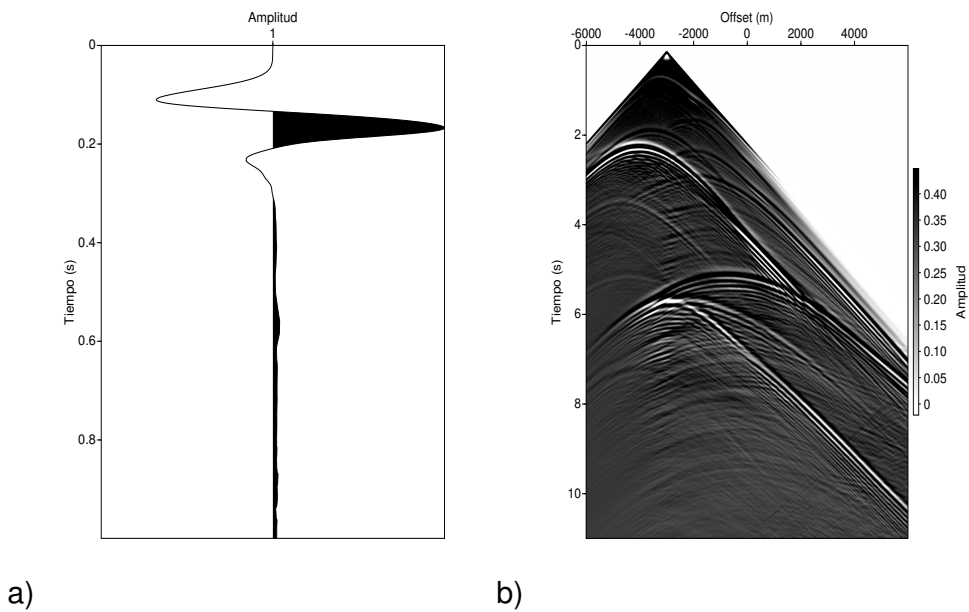
Fuente: Autor

Figura 5.21: Progreso del campo de onda acústico para el modelo tipo sellado volcánico. a) Para un instante de tiempo  $t = 1,5 s$ , b) Para un instante de tiempo  $t = 2,5 s$ , c) Para un instante de tiempo  $t = 3,5 s$ , d) Para un instante de tiempo  $t = 5 s$ .



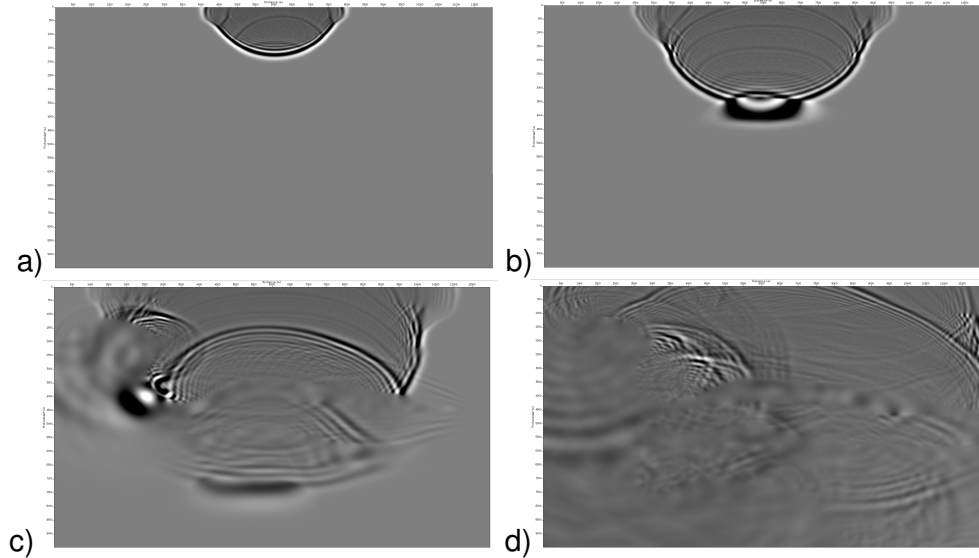
Fuente: Autor.

Figura 5.22: a) Ondícula fuente para el modelo tipo sellado volcánico, b) Traza sintética para el modelo tipo sellado volcánico.



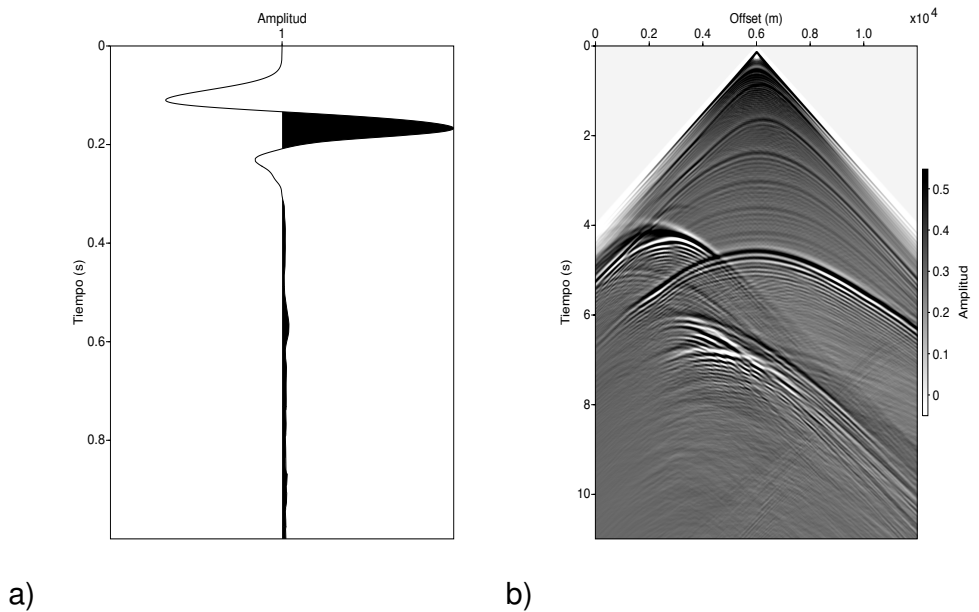
Fuente: Autor

Figura 5.23: Progreso del campo de onda acústica para el modelo tipo trampa volcánica. a) Para un instante de tiempo  $t = 1,5 s$ , b) Para un instante de tiempo  $t = 2,5 s$ , c) Para un instante de tiempo  $t = 3,5 s$ , d) Para un instante de tiempo  $t = 5 s$ .



Fuente: Autor

Figura 5.24: a) Ondícula fuente para el modelo tipo trampa volcánica, b) Traza sintética para el modelo tipo trampa volcánica.



Fuente: Autor

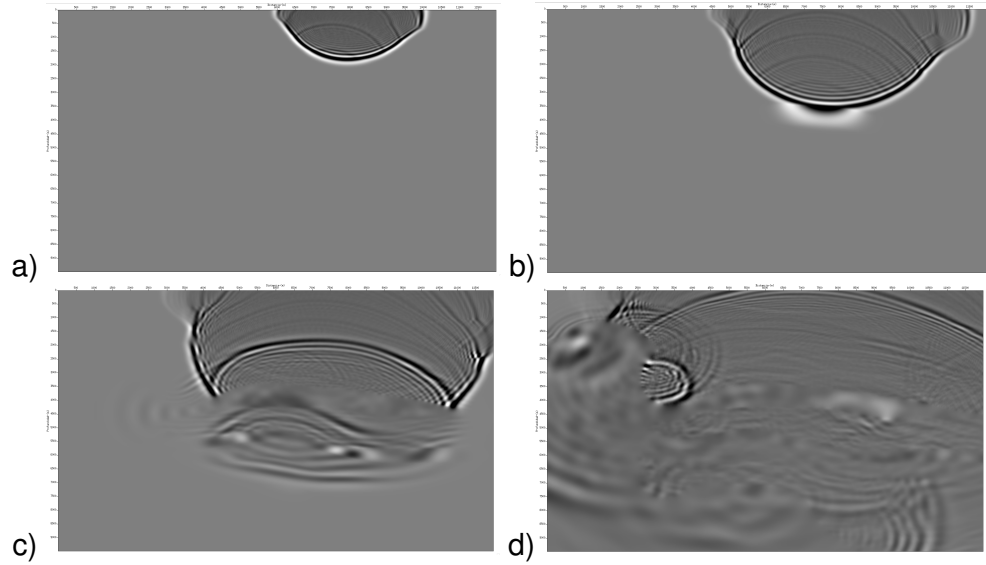
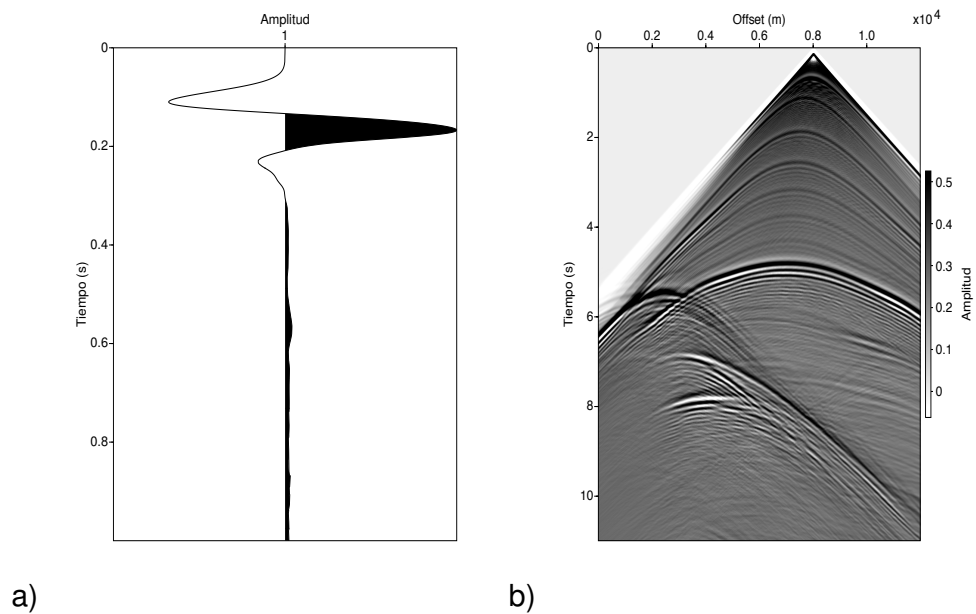


Figura 5.25: Progreso del campo de onda acústico para el modelo tipo trampa de alteración. a) Para un instante de tiempo  $t = 1,5 \text{ s}$ , b) Para un instante de tiempo  $t = 2,5 \text{ s}$ , c) Para un instante de tiempo  $t = 3,5 \text{ s}$ , d) Para un instante de tiempo  $t = 5 \text{ s}$ .

Figura 5.26: a) Ondícula fuente para el modelo tipo trampa de alteración, b) Traza sintética para el modelo tipo trampa de alteración.



Fuente: Autor

### 5.2.7. Procesamiento de Datos Sísmicos

En esta sección se explicará las etapas de procesamiento sísmico aplicadas a los datos adquiridos en una línea sísmica 2D para el primer modelo descrito (sellado volcánico), la cual consta de 200 disparos, separados cada 60 metros, los demás parámetros se encuentran descritos en la Tabla 5.6. En la Figura 5.27 se observan los disparos desde la posición  $s_x = 5640$  hasta  $s_x = 5940$  para un total de 6 disparos. Seguido de la generación de los datos, se procedió a realizar la adición de la cabecera *cdp*, un ordenado por familias de punto común, se determina el número de trazas máximo entre todas las familias de *cdp*, se aplica un análisis de velocidad por medio del método de semblanza, una corrección *NMO* y finalmente se obtiene una sección sísmica en tiempo a *cero-offset*, a continuación se describe el proceso. Cabe aclarar que para los otros dos modelos la secuencia del procesamiento fue similar.

Tabla 5.6: Parámetros de adquisición para toda la línea.

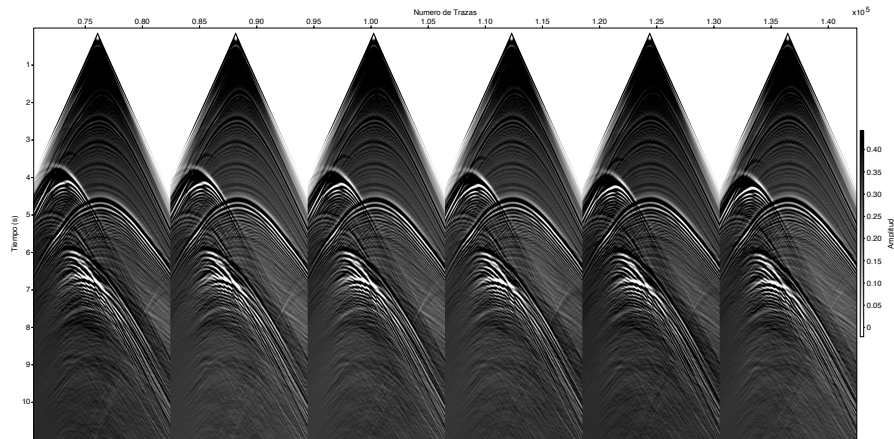
Parámetros	Valor
Número total de trazas	60000
Coordenada del disparo $(s_x, s_z)$	$(2000 - 9900, 0) m$
Coordenada de los geófonos $(g_x, g_z)$	$(0 - 11984, 0) m$
Número de muestras en el tiempo	2026
Intervalo de muestreo (dt)	$(0, 4920) s$
Separación entre geófonos	16 m
Separación entre fuentes	60 m
Tiempo máximo de registro	10 s
Frecuencia máxima	20 Hz
Offset	$(-9900, 9984) m$

Fuente: Autor

### 5.2.8. Adición de Cabeceras, Ordenado por Familias de Punto Medio Común

En esta primera etapa se observó los valores de cabeceras para la línea sísmica que corresponden a los valores descritos en la Tabla 5.6, la función de seismic unix utilizada fue *surange* (*Get max and min values for non-zero header entries*) de la siguiente manera:

Figura 5.27: Conjunto de disparos para el modelo tipo sellado volcánico desde la posición  $s_x = 5640$  hasta  $s_x = 5940$ .



Fuente: Autor

(Cohen y Stockewll, 2013)

```
surange < data.su
```

Se adiciona la variable  $CDP$  a las cabeceras del dato adquirido a partir de la información suministrada por las coordenadas de las fuentes  $s_x$  y las coordenadas de los receptores  $g_x$ , los cuales se pueden ver en la Tabla 5.6, mediante la función *suchw* se usa la siguiente ecuación:

$$val(key_1) = (a + bval(key_2)^e + cval(key_3)^f)/d \quad (5.1)$$

Para calcular la cabecera  $key_1$  la cual definen los valores de  $cdp$ , se toman los valores de  $key_2$  a partir de las coordenadas de las fuentes  $s_x$  y de  $key_3$  se toman las coordenadas los receptores  $g_x$ , seguido de esto se definen los siguientes valores:  $b = 1$ ,  $c = 1$ ,  $f = 1$ ,  $e = 1$  y  $d = 16$ , los cuales están asociados a la separación de los receptores y  $a = 0$ . según lo anterior se calculó el valor de la cabecera  $CDP$  mediante la siguiente instrucción de Seismic Unix:

```
suchw < data.su key1=cdp key2=gx key3=sx a=0 b=1 c=1 d=16 > cdp.su
```

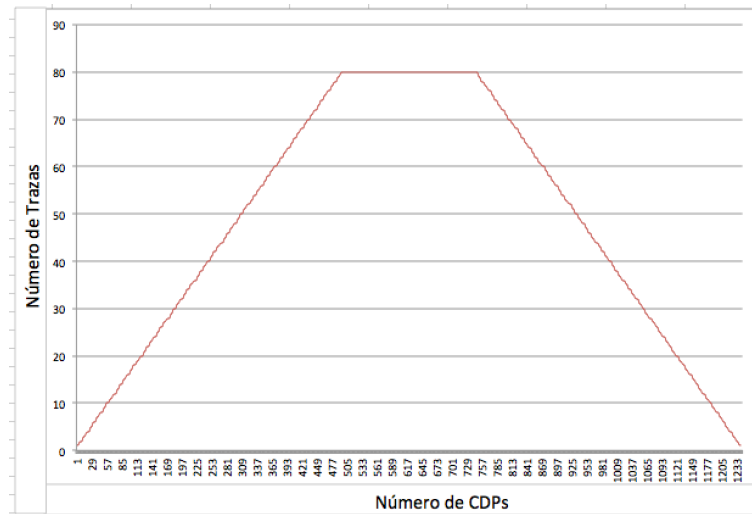
Luego de tener la cabecera adicionada se ordenan los datos por *cdp* mediante la función *susort* (*Sort on any segy header keywords*) (Cohen y Stockwell, 2013), de la siguiente forma:

```
susort < cdp.su cdp offset > cdpgather.su
```

### **5.2.9. Cálculo del Fold, Análisis de Velocidad, Corrección NMO y Sección Apilada**

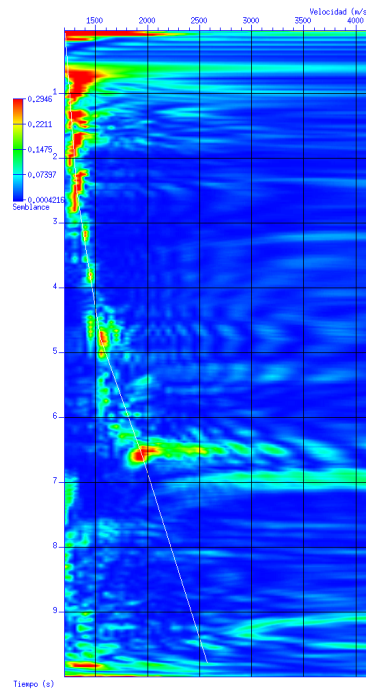
Posterior a ordenar los datos por familia de punto medio común, se procedió a calcular el *Fold* máximo para los datos ordenados por familia de *CMPs*, el cual obtuvo un valor de 80 trazas y comprendieron los *CMPs* entre 500 a 700, como se indica en la Figura 5.28, sobre estos valores de máximo *Fold* fue realizado el análisis de velocidad por medio del método de semblanza, Ver Figura 5.29, en donde se usaron los códigos presentados en Forel (2005). Estos códigos requieren como datos de entrada el archivo sísmico ordenado por *cdp*, y *offset*. A través de la función *sukeycount* (*SU Count a Key*) (Cohen y Stockwell, 2013), se obtuvieron la cantidad de trazas pertenecientes a cada uno de los *CMPs* del dato sísmico. Un ejemplo de este análisis de velocidad se puede apreciar en la Figura 5.30a en donde se puede observar el *CDP* 580 antes de la corrección *NMO* y en la Figura 5.30b después de la corrección en donde se observan las hiperbólas horizontales.

Figura 5.28: Número de familias CMPs vs número de trazas.



Fuente: Autor

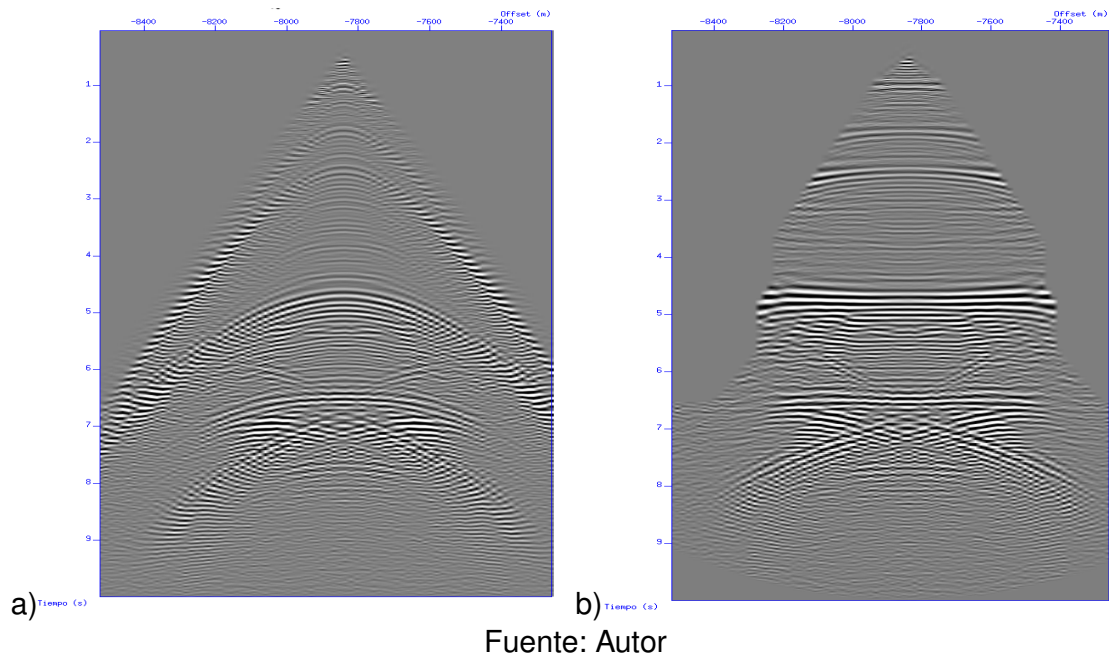
Figura 5.29: Análisis de velocidad por el método de semblanza.



Fuente: Autor

La tabla de velocidades *NMO* y tiempos *NMO* para las familias de *CMP* desde 500 hasta 700 están descritas en la Tabla 5.7, para finalmente obtener una sección apilada o sección *zero-offset* como se muestra en la Figura 5.31, Figura 5.32 y la Figura 5.33,

Figura 5.30: a) *CMP* número 580 antes de la realización de la corrección *NMO*, y b) *CMP* número 580 después de la corrección *NMO*.



esta sección apilada se obtuvo mediante la rutina *sustack* (*SUSTACK - stack adjacent traces having the same key header word*) (Cohen y Stockwell, 2013).

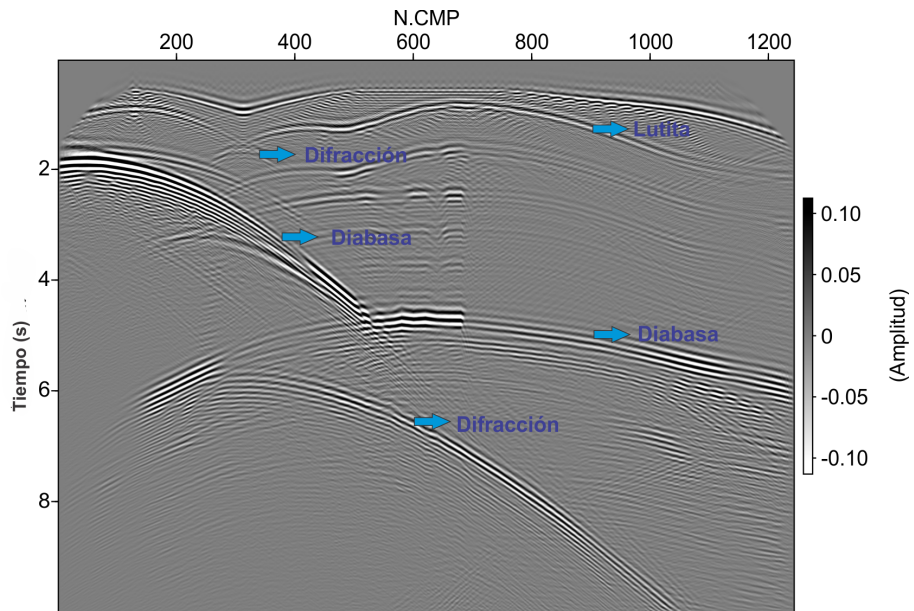
```
sustack < nmo.su > stack.su
```

Para el modelo 1 Ver Figura 5.31, el modelo 2 Ver Figura 5.32 y para el modelo 3 Ver Figura 5.33. En las tres imágenes apiladas en tiempo son claros algunos eventos tales como difracciones asociadas a ciertas estructuras geológicas en el modelo, el efecto corbatín tradicional en imágenes *zero-offset* en tiempo, también se observan reflectores continuos en las capas someras asociadas a las rocas sedimentarias (lutitas) y finalmente la alta amplitud en la respuesta sísmica para la intrusión sub volcánica del cuerpo de diabasa, causando mala resolución en los eventos profundos.

Para mejorar las secciones sísmicas obtenidas en tiempo se realizó una migración pre apilado en profundidad mediante el método de migración *PSPI* usando la rutina *SUMIGPREPSPI* (*The 2-D PREstack commom-shot Phase-Shift-Plus interpolation depth MIGration*) (Cohen y Stockwell, 2013), en donde para realizarlo se utilizan los

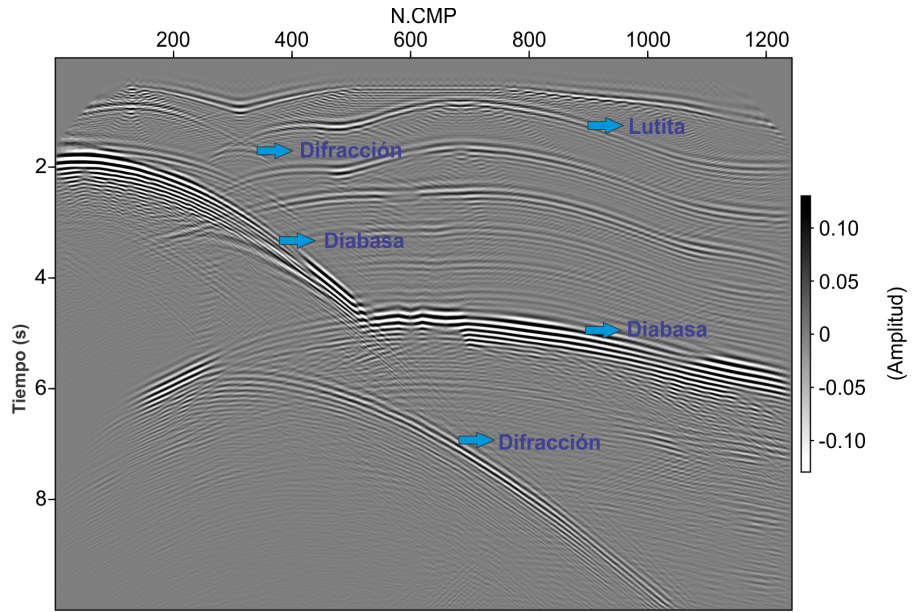
datos en el dominio del disparo y el modelo de velocidad traspuesto, cuyo resultado se observa en la Figura 5.31 para el modelo tipo sello volcánico, para el modelo tipo trampa volcánica la Figura 5.32 y para el modelo tipo zona de alteración la Figura 5.33, en el que se delinearán algunas estructuras, la línea punteada con color naranja indica la capa de lutitas, la línea punteada con color amarillo indica el cuerpo de diabasa, la línea punteada con color rojo la indica la capa de los basaltos, la línea punteada con color azul indica la capa de las areniscas y la línea punteada de color negro indica el reservorio de hidrocarburo.

Figura 5.31: Sección apilada para el Modelo 1.



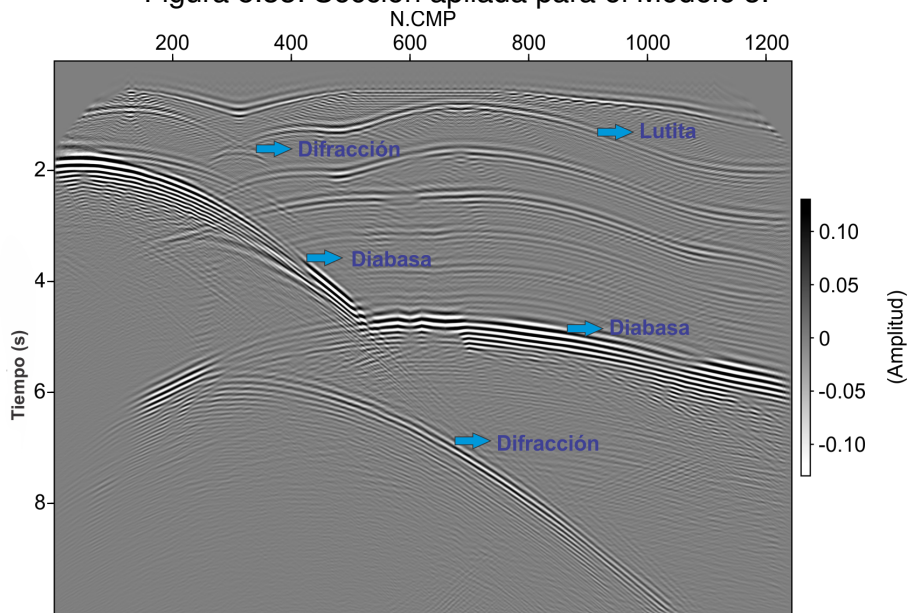
Fuente: Autor

Figura 5.32: Sección apilada para el Modelo 2.



Fuente: Autor

Figura 5.33: Sección apilada para el Modelo 3.



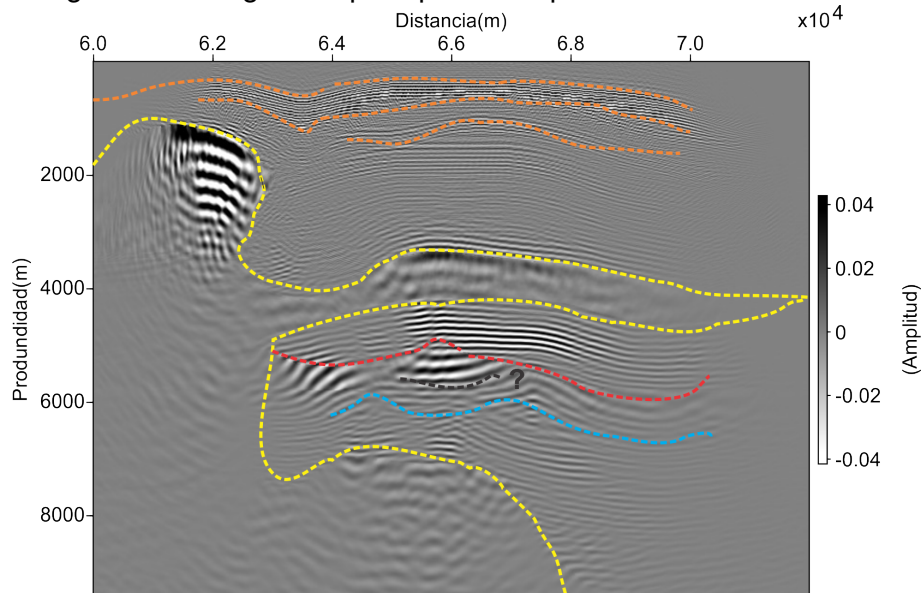
Fuente: Autor

Tabla 5.7: Tabla de velocidades *NMO* y tiempos *NMO* para las familias de *CMP*.

cdp=500	tnmo=	0.109752	3.25982	4.36234	6.25238	9.92746
cdp=500	vnmo=	1265.56	1413.06	1839.17	1904.72	2445.56
cdp=520	tnmo=	0.101703	3.20255	4.66711	6.26299	9.91936
cdp=520	vnmo=	1210.15	1396.33	1695.9	1961.62	2386.43
cdp=540	tnmo=	0.109752	3.31232	4.72985	6.33113	9.87496
cdp=540	vnmo=	1298.33	1429.44	1658.89	1871.94	2265.28
cdp=560	tnmo=	0.152206	3.31232	4.72985	6.33113	9.84865
cdp=560	vnmo=	1213.54	1429.44	1658.89	1871.94	2132.56
cdp=580	tnmo=	0.162253	3.31232	4.78235	6.54114	9.90121
cdp=580	vnmo=	1265.56	1429.44	1544.17	1970.28	2232.5
cdp=600	tnmo=	0.109752	2.34105	4.67735	6.59364	9.79621
cdp=600	vnmo=	1281.94	1314.72	1593.33	1937.5	2248.89
cdp=620	tnmo=	0.111804	2.36421	4.71762	6.71751	9.94966
cdp=620	vnmo=	1210.15	1326.94	1558.81	2103.79	2386.43
cdp=640	tnmo=	0.136002	2.36421	4.67735	6.71751	9.79621
cdp=640	vnmo=	1265.56	1314.72	1593.33	1937.5	2330.83
cdp=660	tnmo=	0.182507	3.28335	4.71762	7.02052	9.94966
cdp=660	vnmo=	1201.69	1343.86	1593.33	1995.47	2234.11
cdp=680	tnmo=	0.101703	3.30355	4.68732	7.02052	9.72745
cdp=680	vnmo=	1204.02	1350.89	1551.12	2018.13	2190.82
cdp=700	tnmo=	0.109752	2.36421	4.67735	6.71751	9.87496
cdp=700	vnmo=	1249.17	1350.89	1551.12	2018.13	2461.94

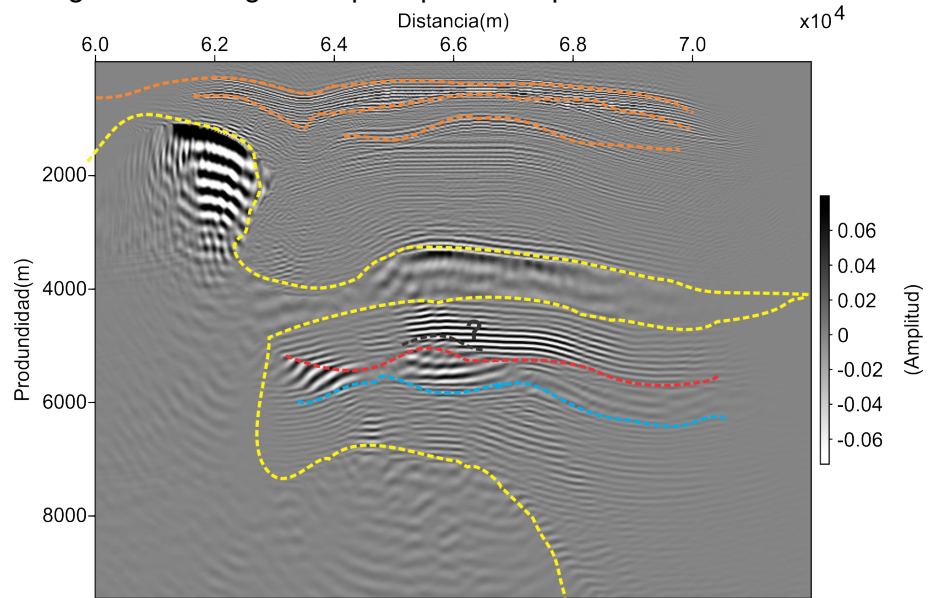
Fuente: Autor

Figura 5.34: Migración pre apilada en profundidad del modelo 1.



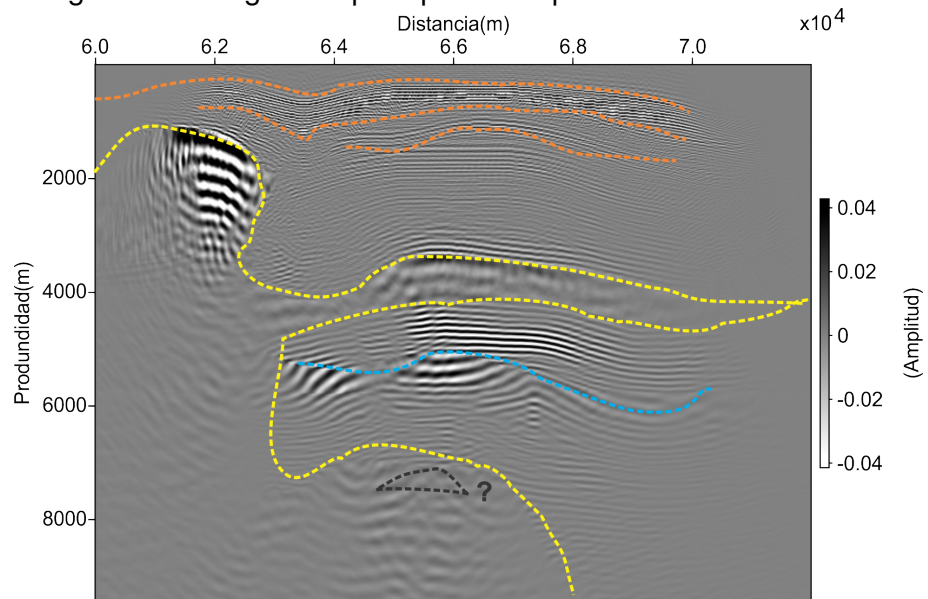
Fuente: Autor

Figura 5.35: Migración pre apilada en profundidad del modelo 2.



Fuente: Autor

Figura 5.36: Migración pre apilada en profundidad del modelo 3.



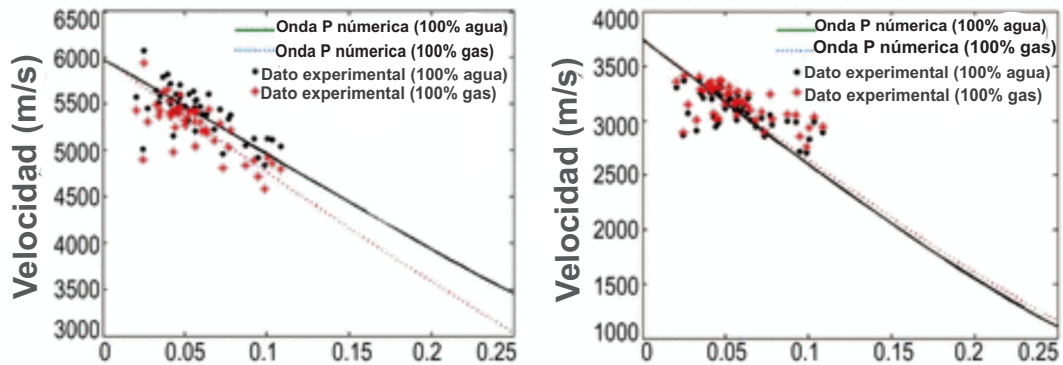
Fuente: Autor

### 5.3 MODELOS ASOCIADOS A ROCAS VOLCÁNICAS CON CONTENIDO DE GAS Y AGUA

En esta sección se quiere estudiar la respuesta sísmica para un tipo de reservorio asociado a rocas volcánicas en donde se representa el mecanismo tipo zona de con-

tacto, basado en el modelo generalizado de la Figura 5.11, se compone de 5 capas planas paralelas que se nombran a continuación de tope a base: una capa superficial de 1000 metros de profundidad, una capa de lutitas de 1500 metros de espesor, seguido de una capa de basalto de 500 metros de espesor que presenta variación lateral de la porosidad del 5 %, 10 %, 20 % y 25 %, estas velocidades fueron tomadas de la Figura 5.37 (Wu et al. 2008) y en la base del modelo una capa de basalto para un primer caso y una capa de arenas para un segundo caso. Los modelos se realizaron a través del módulo *trimodel*, seguido de esto se usó el módulo *tri2uni* para generar un modelo uniformemente muestreado y de esta manera definir la velocidad de onda  $P$ , la velocidad de onda  $S$  y la densidad  $\rho$  para dos estados de saturación, 100 % agua Ver Figura 5.38 y Tabla 5.8 y 100 % gas Ver Figura 5.39 y Tabla 5.9, los modelos construidos tienen una profundidad de 4000 metros y una longitud en la horizontal de 5000 metros.

Figura 5.37: Efectos de la porosidad en las velocidades de fase de la onda  $P$  y  $S$  para diferentes estados de saturación. Tomado y modificado de Wu et al. 2008.



Fuente: Autor

Tabla 5.8: Valores de velocidad de onda  $P$  y  $S$  para el modelo 100 % saturado de agua.

Litología	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	Densidad( $g/cm^3$ )
Capa de Agua	1500	1400	1.2
Lutita	entre 1800 a 1900	entre 1600 a 1700	entre 2.2 a 2.3
Basalto saturado 5 %	5400	3100	2.5
Basalto saturado 10 %	5000	2500	2.4
Basalto saturado 20 %	4000	1500	2.3
Basalto saturado 25 %	3500	1100	2.2
Basalto	5000	3000	2.8

Fuente: Autor

Tabla 5.9: Valores de velocidad de onda  $P$  y  $S$  para el modelo 100 % saturado de gas.

Litología	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	Densidad( $g/cm^3$ )
Capa de Agua	1500	1400	1.2
Lutita	entre 1800 a 1900	entre 1600 a 1700	entre 2.2 a 2.3
Basalto saturado 5 %	5300	3100	2.4
Basalto saturado 10 %	4700	2500	2.3
Basalto saturado 20 %	3600	1500	2.1
Basalto saturado 25 %	3000	1100	1.9
Basalto	5500	3000	2.8

Fuente: Autor

Figura 5.38: Modelo de velocidad 100 % saturado de agua.

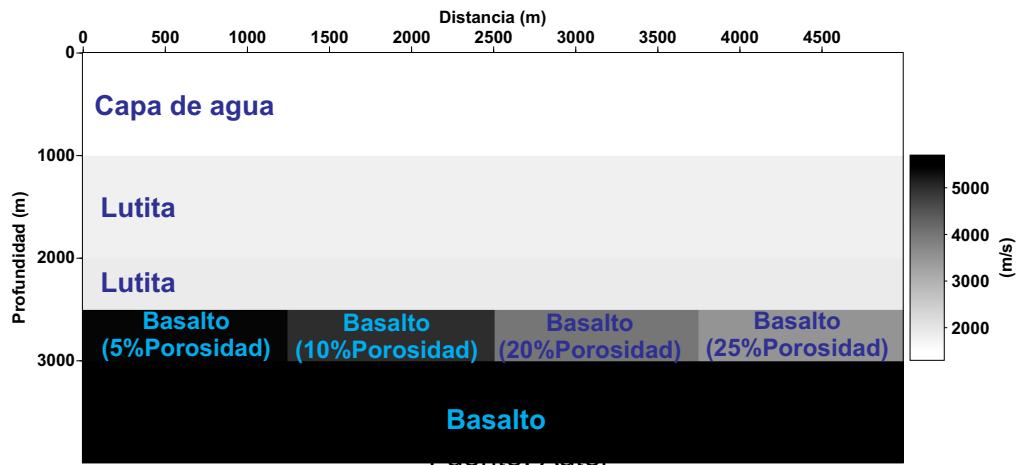
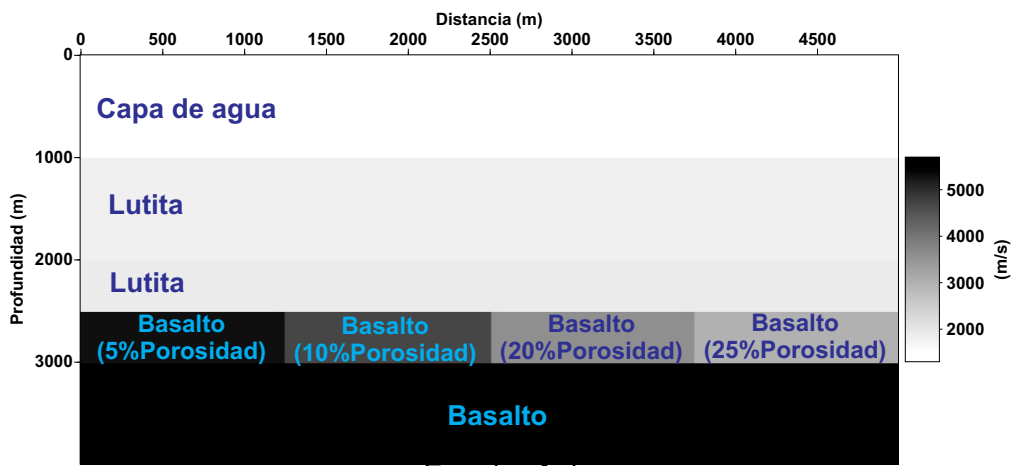


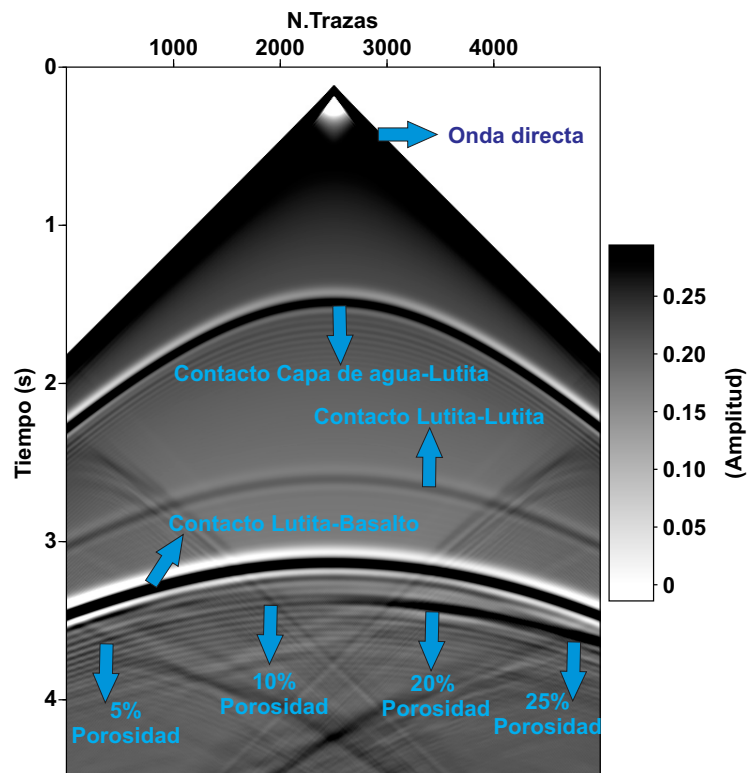
Figura 5.39: Modelo de velocidad 100 % saturado de gas.



Fuente: Autor

En los sismogramas mostrados a continuación se indica con una flecha las hipérbolas producidas por los contactos, la amplitud varía dependiendo del cambio de velocidad, a mayor contraste de impedancia mayor amplitud. En la zona donde se encuentran los basaltos con diferentes porosidades se puede observar variación en la amplitud, Ver Figuras 5.40 y 5.41.

Figura 5.40: Sismograma para el modelo 100 % saturado de agua.

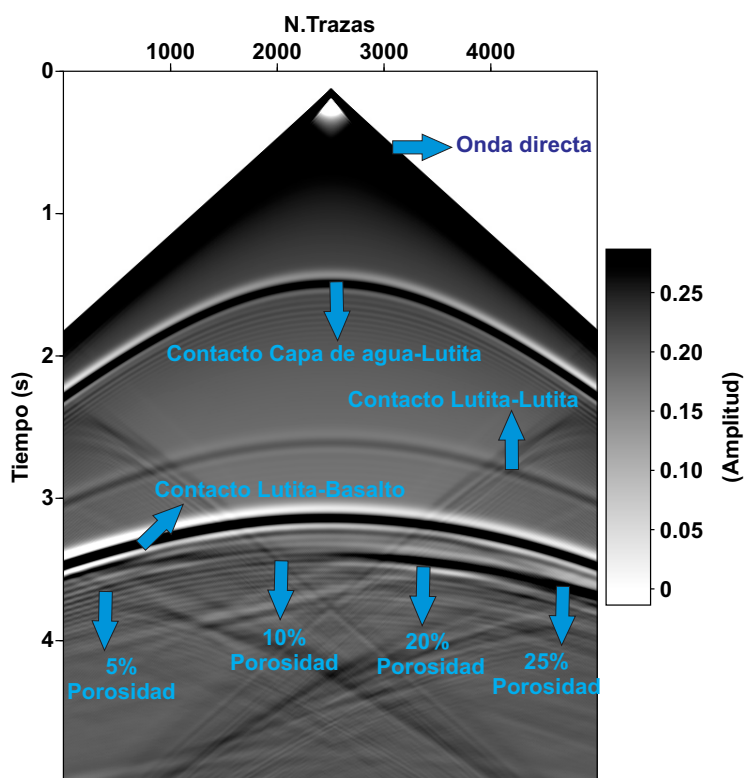


Fuente: Autor

### 5.3.1. Procesamiento de Datos

Se generó un dato sintético que se compone de 50 *shots-gather* en los modelos propuestos para el estado 100 % saturado de agua y para el estado 100 % saturado gas. Los parámetros de adquisición que se usaron fueron: separación entre geófonos 10 metros, separación entre disparos 100 metros, número de geófonos 500, número de muestras por traza 4621, intervalo de muestreo 0,9 ms y frecuencia máxima de la onícula 200 Hz, con estos disparos y con los valores de velocidad de onda  $P$  se obtuvo

Figura 5.41: Sismograma para el modelo 100 % saturado de gas.



Fuente: Autor

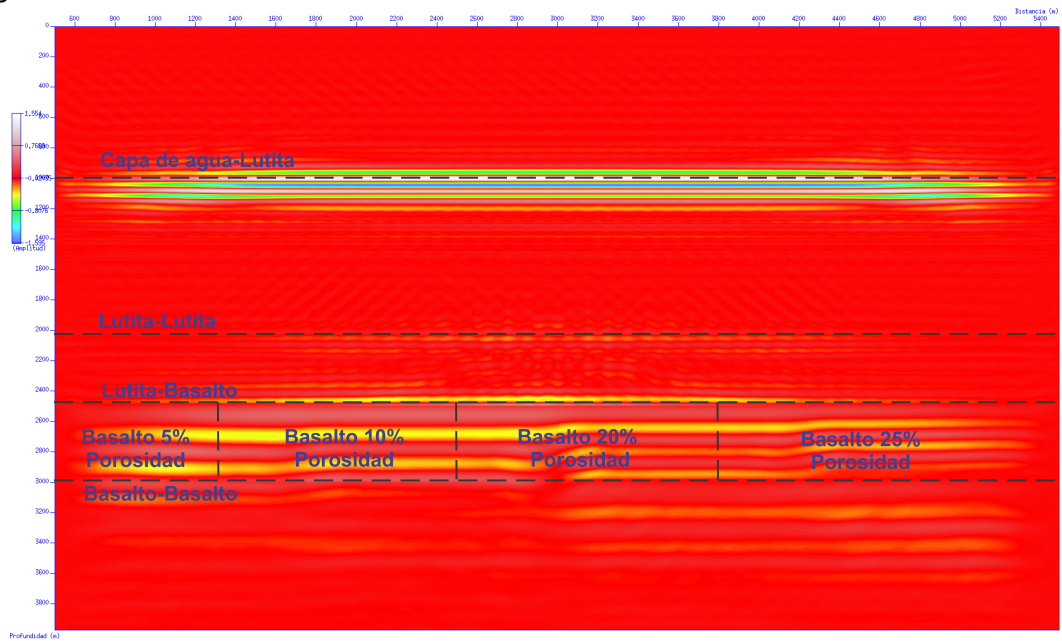
una sección migrada pre apilado en profundidad usando la rutina de *Seismic Unix* conocida como *sumigprepsi* (Cohen y Stockewll, 2013), la cual se puede observar en las Figuras 5.42 y 5.43.

En el segundo caso del mecanismo tipo zona de contacto se cambio la ultima capa de basalto de 3000 metros de profundidad por una capa de arena con una velocidad de onda  $P$  de 3000 m/s, una velocidad de onda  $S$  de 2400 m/s y una densidad de  $1,6 \text{ g/cm}^3$ , estos valores fueron tomados de Wu et al. 2008. Ver Figuras 5.44 y 5.45.

### 5.3.2. Caso elástico

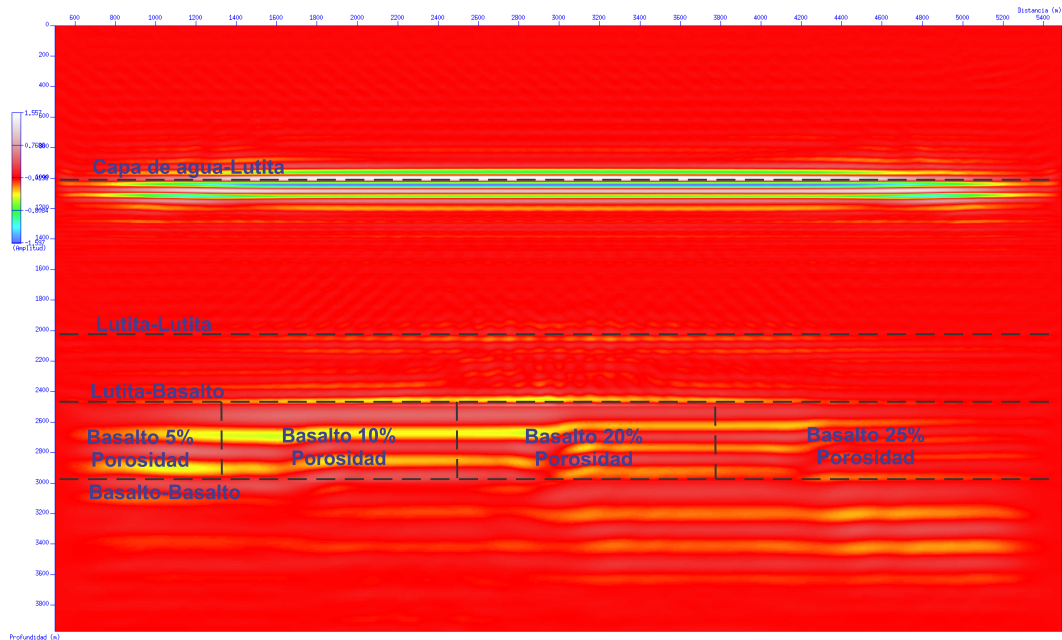
El modelado elástico para el mecanismo tipo zona de contacto descrito en la sección anterior se realizó usando la rutina *SUEA2DF* (*SUEA2DF - SU version of (an)elastic anisotropic 2D finite difference forward modeling, 4th order in space*) de *Seismic Unix*

Figura 5.42: Migración pre apilado en profundidad para el Modelo 100 % saturado de agua.



Fuente: Autor

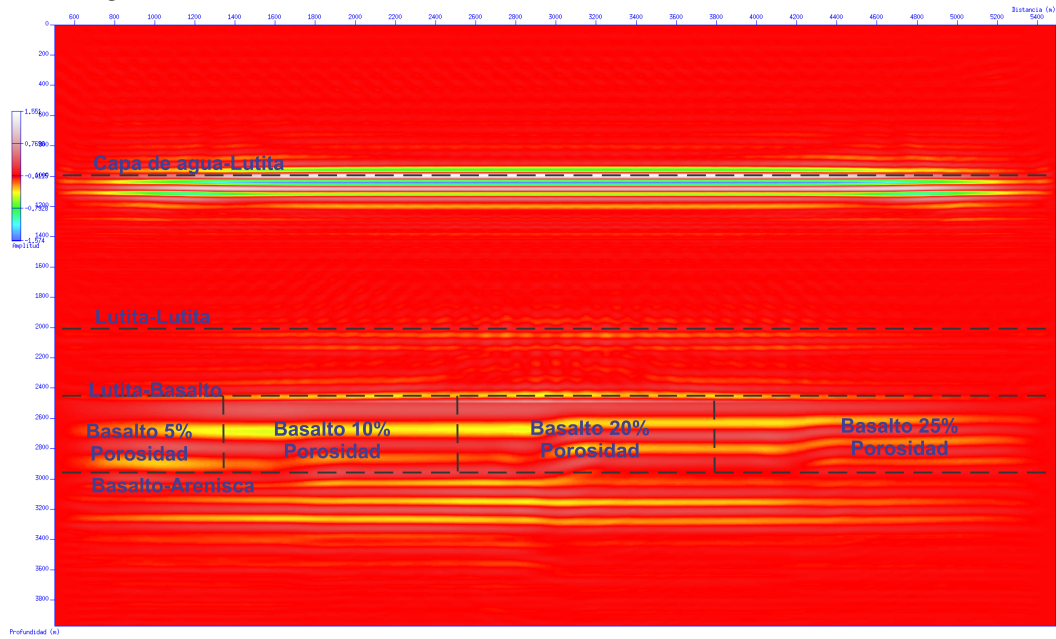
Figura 5.43: Migración pre apilado en profundidad para el Modelo 100 % saturado de gas.



Fuente: Autor

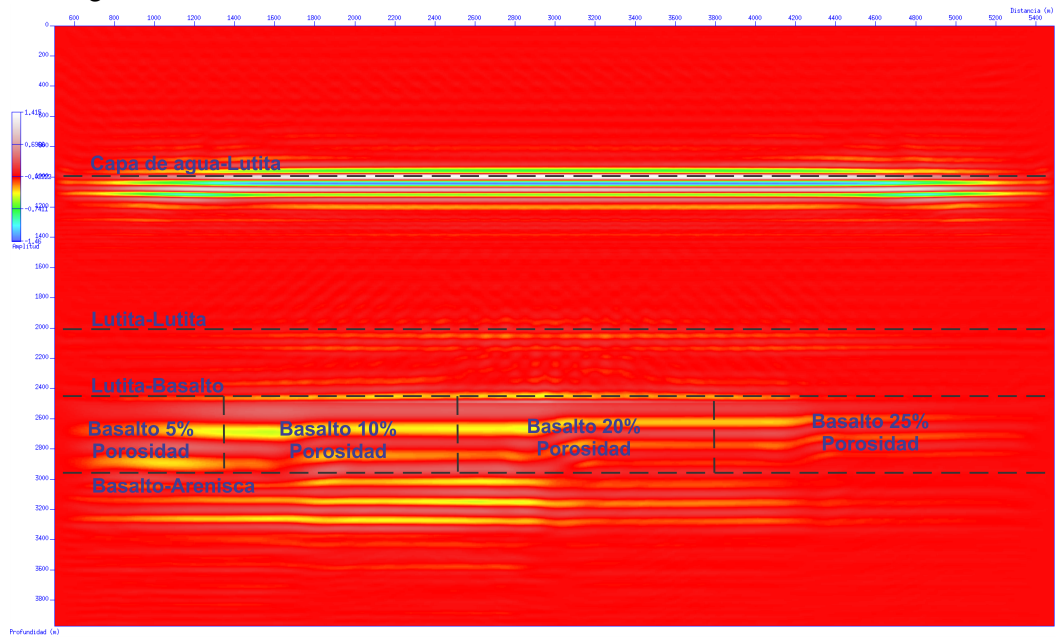
que soluciona la ecuación de onda elástica descrita en la sección 4.3 del capítulo

Figura 5.44: Migración pre apilado en profundidad para el segundo caso, 100 % saturado de agua.



Fuente: Autor

Figura 5.45: Migración pre apilado en profundidad para el segundo caso, 100 % saturado de gas.

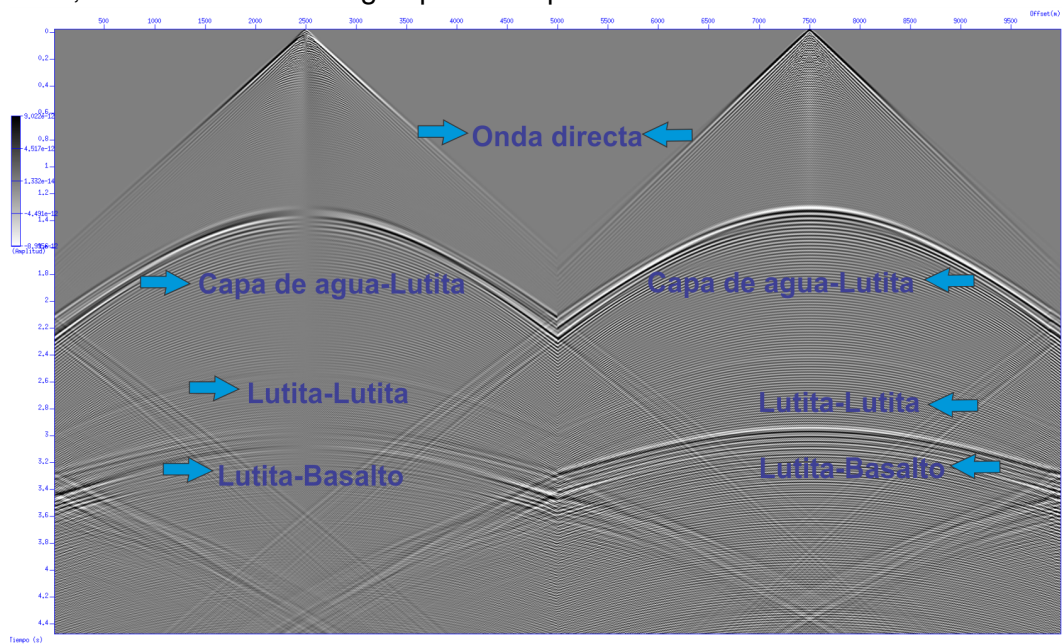


Fuente: Autor

4, los parámetros necesarios para usar esta rutina están determinados por los coeficientes elásticos  $C_{11}$  y  $C_{55}$  de la ecuación de rigidez mostrado en la ecuación (4.31),

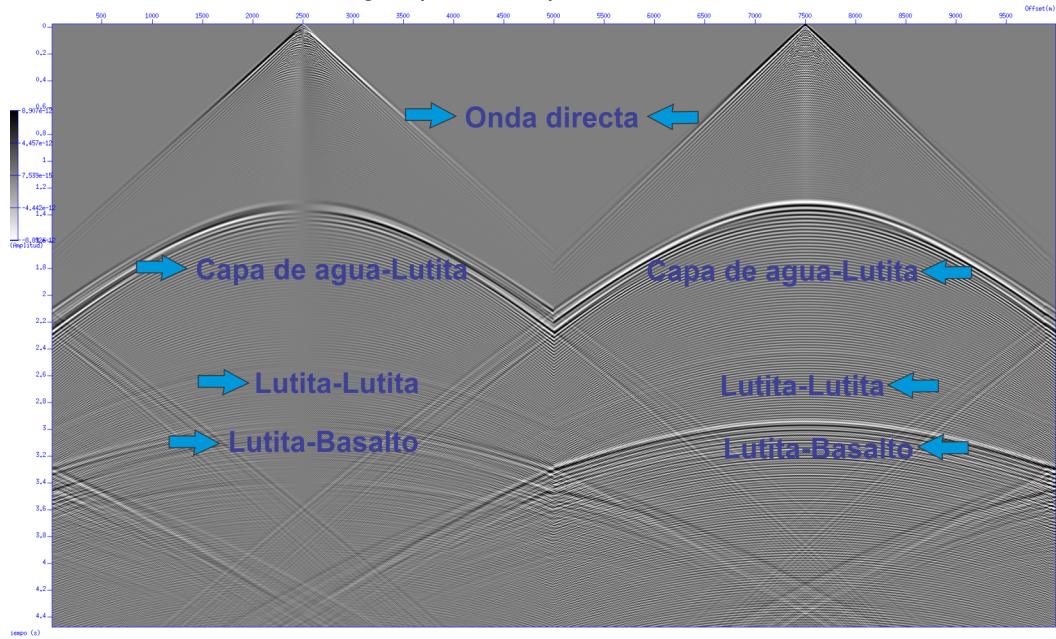
estos se pueden hallar por medio de los valores de velocidad de onda  $P$ , velocidad de onda  $S$  y densidad  $\rho$ , los cuales fueron calculados mediante la rutina *VEL2STIFF* (*VEL2STIFF - Transforms VELOCities, densities, and Thomsen or Sayers parameters to elastic STIFFnesses*). Los resultados para la componente vertical y la componente horizontal se muestran en las siguientes figuras.

Figura 5.46: Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 5 %.



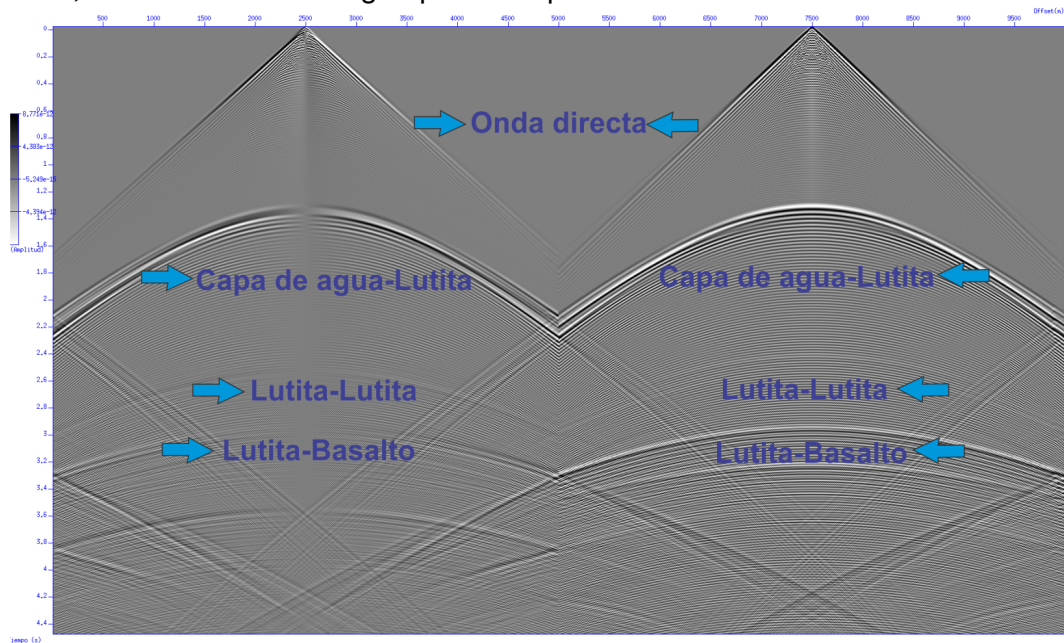
Fuente: Autor

Figura 5.47: Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 10 %.



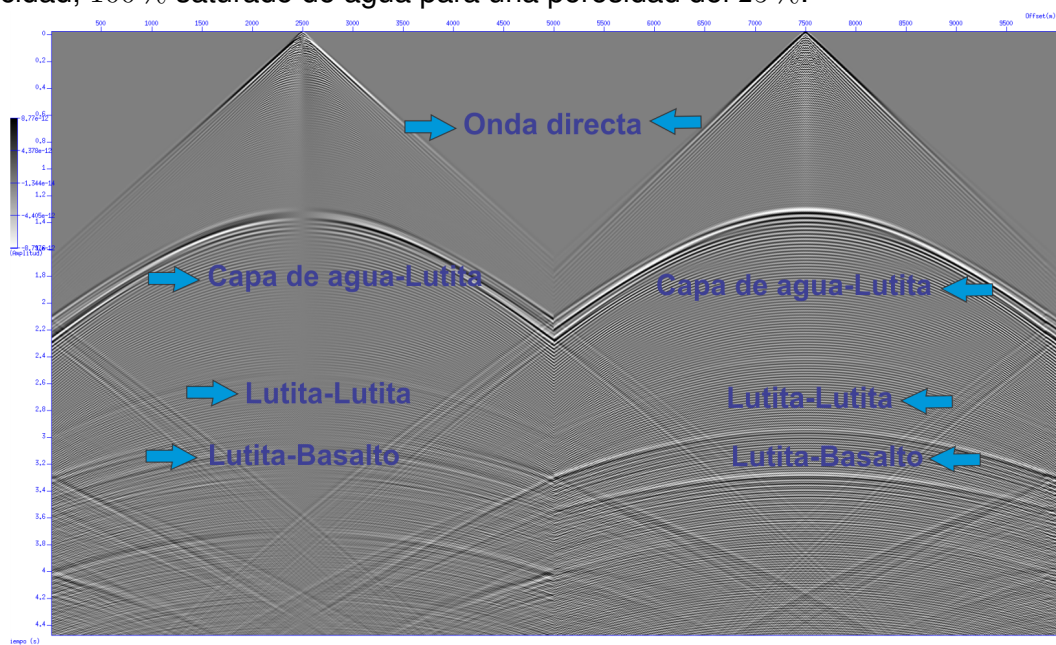
Fuente: Autor

Figura 5.48: Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 20 %.



Fuente: Autor

Figura 5.49: Sismograma sintético para la componente horizontal y vertical de la velocidad, 100 % saturado de agua para una porosidad del 25 %.



Fuente: Autor

---

## Capítulo

### 6

## CONCLUSIONES

---

Los mecanismos para la formación de reservorios de hidrocarburos asociados a rocas ígneas se dividen en dos tipos: volcánicos y subvolcánicos, los primeros se denominan: tipo trampa volcánica, tipo sello volcánico y tipo corteza meteorizada, para el caso subvolcánico se dividen en: tipo fractura de domo inducido, tipo fractura primaria, tipo brecha cripto explosiva, tipo zona de alteración, tipo zona de contacto y tipo sellado lateral.

Se observó que la presencia de capas discontinuas de rocas ígneas (basálticas) con diferentes espesores y sepultadas a diferentes profundidades generan problemas en los reservorios que subyacen estos materiales, tales como mala resolución, pérdida de amplitud y claridad en los eventos hiperbólicos asociados a las reflexiones, todo esto se evidenció para los datos en el dominio del disparo.

Se construyeron modelos sintéticos para representar los yacimientos tipo sellado volcánico, tipo trampa volcánica y tipo trampa de alteración, en los cuales se obtuvieron secciones sísmicas en tiempo (apilado) y en profundidad mediante la técnica de migración basada en las ecuaciones de sentido único ( $p\psi i$ ), las cuales en el primer caso muestran claramente los reflectores asociados a eventos someros y para las estructuras que se encuentran por debajo de la intrusión subvolcánica (diabasa) su resolución es pobre debido a la energía que es dispersada por el fuerte contraste de la impedancia acústica.

En los modelos construidos para el yacimiento tipo zona de contacto en donde la porosidad tiene rangos que varían desde 5 % hasta 25 %, se evidenció en el estado de saturación 100 % agua un aumento de la amplitud relacionada a una disminución de la porosidad, siendo similar para el estado de saturación 100 % gas, por otro lado la respuesta en amplitud mejoró cuando la roca que subyace el reservorio es una roca sedimentaria, pero conservando la misma tendencia con la porosidad.

Para el caso elástico en donde se obtuvieron componentes de la velocidad vertical y horizontal se observó un cambio en la respuesta en amplitud con la disminución de

la porosidad.

# BIBLIOGRAFÍA

---

ALLEN, M. B., D. I. M. Macdonald, Z. Xun, S. J. Vincent, y V. Brouet-Menzies, Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai basin, northern China: *Marine and Petroleum Geology*, 1997. V. 14, no. 7–8, p. 951–972.

BOURBÍE, Thierry, COUSSY, Olivier y ZINSZNER, Bernard. *Acoustics of porous media*. Traducido por Nissim Marshall, 1987. París: Editions Technip.

BURNHAM, C. W., *Magmas and hydrothermal fluids*, in H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3d ed.: New York, John Wiley Sons, 1997. P. 63–124.

CALLEJA, Andres C. *Clasificación de Rocas Ígneas*. 2005.

CAO, Y. C; Z. X. Jiang, y L. W. Qiu, Study on the type and origin of the reservoir space of igneous oil reservoir in Shang 741 block, Huimin depression, Shandong. *Acta Petrologica Sinica*, 1999. V. 15, no. 1, p. 129-136.

CHEN, Z. Y., H. Yan, J. S. Li, G. Zhang, Z. W. Zhang, y B. Z. Liu, Relationship between tertiary volcanic rocks and hydro- carbons in the Liaohe basin, People's Republic of China: *AAPG Bolletin*, 1999. V. 83, no. 6, p. 1004–1014.

COHEN, J. K. y STOCKWELL, Jr. J. W., CWP/SU: Seismic Unix Release No. 43R5: an open source software package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, 2013. Colorado School of Mines.

DABLAIN, M. A. The application of high-order differencing to the scalar wave equation,

1989. En: Geophysics.

DONG, D., An important reservoir space in igneous oil reservoir rocks — Gas pores (in Chinese with English abstract): Petroleum Exploration and Development, 1991. V. 1, p. 89 – 93.

FOREL, Seismic data processing with Seismic Unix, society of exploration geophysicist, 2005. Course notes series No. 12.

GU, L. X., Z. W. Ren, C. Z. Wu, M. Zhao, y J. Qiu, Subvolcanic trachyte porphyry at Oulituozhi in the Liaohe basin. and its mechanism for hydrocarbon reservoir formation: AAPG Bulletin, 2002. V. 86, no. 10, p. 1821 – 1832.

GUO, Qijun, Shaoquan Jiao, y Zhimin Wan, Petrological evolution on volcanic rock reservoirs (in Chinese): Special Reservoirs, 1995. V. 2, no. 3, p. 6–8.

GUO, Z. Q., Relationship between volcanism and the distribution and generation of oil and gas field (in Chinese with English abstract): Xinjiang Petroleum Geology, 2002. V. 23, no. 3, p. 183 – 185.

HYNDMAN, D. W., Petrology of igneous and metamorphic rocks, 2d ed.: New York, McGraw-Hill Company, 1985. P. 786.

JI, K. J., X. H. Wu, y G. B. Zhang, Metal, fluid and heat sources for hydrothermal deposits and their relation to deposit distribution (in Chinese): Beijing, Beijing Publishing House of Science and Technology, 1989. P. 131.

LEVANDER, Alan R. Fourth order finite-difference P-SV seismograms. 1989. En: Geophysics.

LI, C. G., Volcanic rocks related hydrocarbon reservoir from Donying and Huiming depression (in Chinese with English abstract): The Explorationist, 1997. V. 2, no. 1, p. 29 – 32.

LI, C., y R. H. Kang, Genetic types of reservoir spaces of igneous rocks in the Luo 151 block, Jiyang sag (in Chinese with English abstract): Geological Review, v. 45, supplement, 1999. P. 599 – 604.

LUO, J. L.; Z. H. Qv, W. Sun, y F. Z. Shi, The relation between lithofacies, reservoir lithology and oil and gas of volcanic rocks in Fenghuadian area. *Acta Petrolei Sinica*, 1996. V. 17, no. 1. 32-39.

M.Y.Farooqui, Huijun Hou, Guoxin Li. *Evaluación de Yacimientos Volcánicos*. 2009. Dpto. Geología. Universidad de Oviedo.

NORTON, D. L., y L. M. Cathles, Breccia pipe products of exsolved vapor from magmas: *Economic Geology*, 1973. V. 68, p. 540–546.

QI, J. F., Y. W. Zhang, y K. Z. Lu, Extensional pattern and dynamic process of the Cenozoic rifting basin in the Bohai Bay (in Chinese with English abstract): *Experimental Petroleum Geology*, 1995. V. 17, no. 4, p. 316–322.

QIAN, Z., A conceptual model of Luo 151 igneous reservoir in Jiyang depression (in Chinese with English abstract): *Petroleum Exploration and Development*, 1999. V. 26, no. 6, p. 72–74.

QIN, Du, Origin and reservoir characteristics of the volcanic rock of EK3 Formation in Weibei depression (in Chinese): *Non-Marine Petroleum Geology*, 1992. No. 4, p. 63–71.

QIU, L. W., Z. X. Jiang, y Q. F. Xi, Diagenesis and pore evolution of lower Es3 volcanic rocks in Oulituozi region (in Chinese with English abstract): *Oil and Gas Geology*, 2000. V. 21, no. 2, p. 139–143.

ROMANELLI, Análise do sinal sísmico, *Sociedade Brasileira de geofísica - SBGf*, 2010. P. 138-144.

SCHMID, R, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology. The geological society of America*, 1981. V. 9, p. 41-43.

SHEN, Shaowen, Chronology and geochemistry characteristics of the Tertiary volcanic rocks in the Liaohe basin (in Chinese): *Exploration and Development Research Institute of the Liaohe Oilfield Internal Report*, 1989. P. 4–67.

SLAWINSKI, Michael A. Seismic waves and rays in elastic media. Kidlington, Oxford: Pergamon, 2003. Elsevier Science Ltd.

STRECKEISEN, A.R. To each plutonic rock its proper name. Earth Science reviews, 1975. V 13, p. 1-33.

STRIKWERDA, John C. Finite difference schemes and partial differential equations. 2004. Filadeldia: Society for industrial and Applied Mathematics, SIAM.

SUN, H. J., Z. Y. Chen, y G. G. Cai, Present situation and outlook in exploration of petroleum reservoirs related to igneous (in Chinese): Special Oil and Gas Reservoirs, 2003. V. 10, no. 1, p. 1–6.

TAO, K. Y., Z. L. Yang, L. B. Wang, y X. Z. Yang, Oil reservoir geological model of basalt in Mingqiao, northern Jiangsu province (in Chinese with English abstract): Earth Science – Journal of China University of Geosciences, 1998. V. 23, no. 3, p. 272–276.

THUN. A flow chart for the classification of igneous rocks, 1998.

VERNIK, L., A new type of reservoir rock in volcanoclastic sequences: AAPG Bulletin, 1990. V. 74, no. 6, p. 830–836.

VILLAREAL, Alberto. Distributed seismic modeling. Center for wave Phenomena. 1998. Colorado School of Mines.

VIRIEUX, Jean. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. 1986. En: Geophysics.

WANG, D. Z., y X. M. Zhou, Petrology of volcanic rocks (in Chinese): Beijing, Science Press, 1982. P. 244.

WANG, P. J., S. M. Chen, W. Z. Liu, X. L. Shan, R. H. Cheng, Y. Zhang, H. B. Wu, y J. S. Qi. Relationship between volcanic facies and volcanic reservoirs in Songliao basin (in Chinese with English abstract): Oil and Gas Geology, 2003. V. 24, no. 1, p. 18–23.

WANG, Xiepei, Qi Fei, y Jiahua Zhang, Structural analysis on petroleum exploration (in Chinese): Beijing, China Geology University Press, 1990. P. 105–112.

WANG, Z. X., C. L. Zhao, y M. H. Liu, Volcanic lithofacies and their petrophysical properties in Abei oil field (in Chinese with English abstract): Journal of the University of Petroleum, China, 1991. V. 15, no. 3, p. 15–21.

WU, C. Z., L. X. Gu, Z. W. Ren, M. Zhao, y G. H. Zhang, Subvolcanic trachyte porphyry at Oulituozi in the Liaohe basin and its mechanism for hydrocarbon reservoir formation (in Chinese with English abstract): Geological Review, 2003. V. 49, no. 2, p. 162 – 167.

WU, C. Z., L. X. Gu, Z. W. Ren, X. Q. Tang, y Z. Z. Zhang, Comparative researches of fracture characteristics of two porphyritic intrusions in the Liaohe basin (in Chinese with English abstract): Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2004. V. 34, no. 1, p. 55–60.

WU, C. Z., L. X. Gu, Z. W. Ren, Y. X. Wang, M. Zhao, Z. Z. Zhang, X. Q. Tang, y G. H. Zhang, Geochemistry and petrogenesis of Eocene volcanic-intrusive rocks in Liaohe basin, northeastern China (in Chinese with English abstract): Acta Petrologica Sinica, 2004. V. 20, no. 3, p. 545–556.

WU, Li, y Gu, Formation mechanisms of hydrocarbon reservoirs associated with volcanic and subvolcanic intrusive rocks: Examples in Mesozoic-Cenozoic basins of eastern China. AAPG bolletin, 2005. V. 90, no. 1, p. 137-147.

WU, Haibo, Lailin y Xingcai, Analysis of rock physics response of gas-bearing volcanic reservoir based on three-phase poroelastic theory. Applied geophysics, 2008. V. 8, no.4.

XIAO, S. B., Z. X. Jiang, Y. C. Cao, y L. W. Qiu, A preliminary approach to the classification of oil and gas reservoirs in igneous rocks (in Chinese with English abstract): Experimental Petroleum Geology, 1999. V. 21, no. 4, p. 324– 327.

YANG, Z. L., K. Y. Tao, L. B. Wang, y X. Z. Yang, Oil reservoir geological model for the buried basalts in Gaoyou area, northern Jiangsu province (research report) (in Chinese with English abstract): Volcanology and Mineral Resources, 1997. V. 19, supplement, no. 19, p. 1 – 112.

YU, Fangquan, Volcanic rock reservoirs of the Jinjiachang structure of the Jiangling

depression (in Chinese): Petroleum Exploration and Development, 1990. No. 2, p. 56–62.

YU, Jiaren, Petroleum exploration and studies on accumulation capability of Hidden volcanic rock bodies (in Chinese): Petroleum Exploration and Development, 1995. V. 22, no. 3, p. 24–29.

ZHANG, Houfu, y Wanxuan Zhang, Petroleum geology (in Chinese): Beijing, Petroleum Industry Press, 1989. P. 99–162.

ZHANG, Y. H., L. M. Zhu, X. Z. Wu, y X. J. Yuan, The lithofacies and reservoir model of intrusive rock and its exomorphic zones (in Chinese with English abstract): Petroleum Exploration and Development, 2000. V. 27, no. 2, p. 22 – 26.

ZOU, Volcanic reservoirs in petroleum exploration, Petroleum Industry Press, 2013. Published by Elsevier Inc.