



Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

**Modelado de respuesta sísmica por sustitución de fluidos
en la Formación Mina del Carmen en un pozo ubicado en el
flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge**

Estefanía Silvia Mancini

Tesis de Grado en Geofísica

Director: Dr. Juan Francisco Moirano

Co-Directora: Geof. Cecilia Juliana Zarpellón

SEPTIEMBRE DE 2023

Tribunal examinador

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'J F Moirano', with a long horizontal stroke underneath.

Dr. Juan F. Moirano

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'E Corti', with a long horizontal stroke underneath.

Lic. Eduardo Corti

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'F Späth', with a long horizontal stroke underneath.

FEDERICO SPÄTH

Geof. Federico Späth

Agradecimientos

A mi director, Juan, por guiarme en este trabajo, por su tiempo dedicado, su predisposición y su paciencia infinita.

A mi co-directora, Cecilia, por sus aportes y comentarios al trabajo.

A Pan American Energy, por otorgarme los datos que permitieron la realización de esta tesis.

A mi familia, en especial a mi mamá por su apoyo incondicional, y a mi hermana por su compañía en tantas noches de estudio.

A mis amigas de siempre, por acompañarme y alentarme en este recorrido.

A mis amigas de la facultad, porque sin ellas no habría llegado hasta acá.

Resumen

En este trabajo se realizó un modelado de respuesta sísmica por sustitución de fluidos mediante la utilización de las ecuaciones de Biot-Gassmann a partir de datos de pozo.

El área de estudio se ubica en el flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge, y el reservorio de interés es un geocuerpo de alta porosidad que se encuentra dentro en la Fm. Mina del Carmen.

Se modelaron distintos escenarios teniendo en cuenta diferentes saturaciones de fluido y porosidades, y en cada uno de ellos se calcularon nuevos perfiles de velocidad de onda P, velocidad de onda S y densidad, siendo conocidas las velocidades y la densidad para la roca in situ. Con los perfiles obtenidos se construyeron sismogramas sintéticos *pre-stack* para cada uno de los escenarios.

Luego se realizó un análisis de la variación de la amplitud respecto del ángulo de incidencia (AVA) para un evento sísmico correspondiente a la base del reservorio. También se realizó un análisis de los *crossplots* Gradiente versus *Intercept* para el mismo reflector, con el objetivo de identificar zonas anómalas y presencia de gas en el reservorio. Como resultado se pudo identificar el comportamiento de AVO en la base del reservorio estudiado.

Además, el método nos permite establecer condiciones en que la sísmica es sensible al contenido de gas en el reservorio analizado.

Para llevar a cabo la totalidad del trabajo se utilizó el software *Hampson-Russell*, desarrollado actualmente por Geosoftware y disponible en la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata como resultado de un convenio con la mencionada empresa. Los datos fueron provistos por la compañía Pan American Energy.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Estructura de la tesis	3
2. Marco geológico	4
2.1. Cuenca del Golfo San Jorge	4
2.1.1. Estructura	5
2.1.2. Estratigrafía	6
2.1.3. Hidrocarburos y sistemas petroleros	9
3. Marco teórico	11
3.1. Física de rocas	11
3.2. Propiedades elásticas de las rocas	12
3.2.1. Velocidades	12
3.2.2. Módulos elásticos	12
3.2.3. Razón de Poisson	13
3.3. Teoría de Gassmann	13
3.3.1. Sustitución de fluidos	14
3.3.2. Ecuaciones de Gassmann	14
3.3.3. Hipótesis del modelo	15
3.3.4. Parámetros que intervienen en las ecuaciones de Gassmann	17
3.3.5. Pasos para realizar la sustitución de fluidos	21
3.4. Amplitud versus offset (AVO)	22
3.4.1. Clasificación de respuestas AVO	24
3.5. Modelado AVO	26
4. Datos empleados	28
4.1. Datos de pozo	28
4.2. Datos sísmicos y horizontes	29
4.3. Geocuerpos	32
5. Procedimiento y resultados	34
5.1. Extracción de ondículas y calibración del pozo	34
5.1.1. Extracción de una ondícula estadística	35

5.1.2.	Extracción de una ondícula a partir de datos de pozo	37
5.2.	Sustitución de fluidos	39
5.2.1.	Condiciones in situ	39
5.2.2.	Análisis de la sensibilidad del método	40
5.2.3.	Escenarios	44
5.2.4.	Variaciones en las saturaciones de agua	44
5.2.5.	Variaciones en la porosidad	47
5.3.	Generación de sismogramas sintéticos (pre-stack)	51
5.3.1.	Escenario in situ	51
5.4.	Análisis AVO	53
5.4.1.	Curvas AVO	53
5.4.2.	Gradiente versus <i>intercept</i>	57
6.	Conclusiones	61
	Referencias	63

Índice de figuras

2.1. Ubicación geográfica de la cuenca del Golfo San Jorge.	5
2.2. Mapa geotectónico	5
2.3. Columna estratigráfica de la cuenca del Golfo San Jorge	8
3.1. Elementos que caracterizan un cubo de roca en la teoría de Biot-Gassmann	14
3.2. Módulos de compresibilidad, de cizalla y densidad de los minerales más comunes	20
3.3. Conversión de energía al incidir una onda P en una interfase	22
3.4. Representación de la aproximación de Shuey para las ecuaciones de Zoeppritz . .	24
3.5. Clasificación AVO.	25
3.6. Modelo convolucional de la traza sísmica	27
4.1. Perfiles correspondientes al pozo.	29
4.2. Área cubierta por la sísmica y ubicación del pozo.	30
4.3. Sección sísmica con los horizontes interpretados.	32
4.4. Subdivisión en geocuerpos	33
4.5. Perfiles de porosidad total, saturación de agua e impedancia P para el geocuerpo de interés.	33
5.1. Arriba: ondícula estadística estimada para el amarre en el dominio del tiempo. Abajo: espectro de amplitud y de fase.	36
5.2. Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula estadística (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma con máximo de 0.76. Se aprecia la simetría de los lóbulos secundarios a cada lado del máximo, condición que se buscó para ajustar la fase de la ondícula estimada.	36
5.3. Arriba: Ondícula estimada para el amarre con el método de Roy White. Abajo: espectro de amplitud y de fase.	37
5.4. Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula de Roy White (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma para el intervalo comprendido entre 1520 ms y 1980 ms, con un máximo de 0.793.	38
5.5. Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula de Roy White (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma para el intervalo comprendido entre 1600 ms y 1800 ms, con un máximo de 0.893.	38

5.6. Comparación de los perfiles correspondientes al módulo de compresibilidad para la roca sin fluidos K_{dry} para el escenario de saturación in situ, para cada una de las pruebas realizadas.	42
5.7. Histogramas de las diferencias entre la curva de velocidad de onda P obtenida en la prueba 1 y la curva de velocidad de onda P obtenida en las pruebas 2, 3 y 4.	43
5.8. Perfiles de velocidad de onda P para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.	45
5.9. Perfiles de velocidad de onda S para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.	46
5.10. Perfiles de densidad para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.	47
5.11. Curvas de velocidad de onda P para diferentes porosidades	48
5.12. Curvas de velocidad de onda s para diferentes porosidades	49
5.13. Curvas de densidad para diferentes porosidades	50
5.14. Ondícula de fase cero utilizada para generar los sismogramas sintéticos.	51
5.15. Sismograma sintético generado para el escenario de saturación de fluidos in situ con una ondícula de fase cero. En magenta, el horizonte interpretado sobre el sismograma.	52
5.16. Curvas de amplitud versus ángulos de incidencia para diferentes saturaciones de agua y gas.	54
5.17. Curvas de amplitud versus ángulo de incidencia para el escenario in situ con diferentes porosidades.	55
5.18. Curvas de amplitud versus ángulo de incidencia para el escenario 100 % agua con diferentes porosidades.	56
5.19. Gráficos gradiente vs <i>intercept</i> para diferentes saturaciones de agua y gas.	58
5.20. Gráficos gradiente vs <i>intercept</i> para diferentes porosidades en los casos in situ y 100 % agua.	59

Capítulo 1

Introducción

El modelado de la respuesta sísmica a partir de escenarios estimados mediante la sustitución de fluidos es una herramienta muy útil para evaluar el potencial de la sísmica de reflexión como herramienta en la caracterización de un reservorio. El método de sustitución de fluidos utiliza las ecuaciones de Biot-Gassmann a partir de datos obtenidos de perfiles en el pozo. Este método permite derivar la densidad y las velocidades de onda compresionales (onda P) y de corte (onda S) para diferentes porosidades y saturaciones de fluido presente en la roca, siendo conocidas la densidad y las velocidades de onda P y de onda S para una determinada roca (condición in situ).

A partir de los perfiles de velocidades y densidad sintéticos obtenidos se pueden calcular las respuestas sísmicas correspondientes a los distintos escenarios considerados. Es decir, teniendo en cuenta diferentes porosidades y fluidos presentes en los poros, ya sea agua o gas, con sus correspondientes saturaciones, se pueden construir sismogramas sintéticos para cada uno de los escenarios y analizar las respuestas sísmicas en cada uno de ellos, de manera tal que se permita evaluar al método sísmico como una herramienta de predicción en la caracterización del reservorio.

La cuenca del Golfo San Jorge es la mayor productora de hidrocarburos líquidos del país y, si se considera también la producción de gas, se ubica en segundo lugar, por debajo de la cuenca Neuquina. Fue la primera cuenca productora en Argentina en ser desarrollada y explotada comercialmente. El primer descubrimiento de petróleo en la cuenca se produjo el 13 de diciembre de 1907 en las cercanías de la ciudad de Comodoro Rivadavia y, partir de ese entonces ha sido objeto de estudio debido a su interés económico, habiéndose perforado más de 37000 pozos.

Ya en el siglo XXI, debido a la madurez del área Cerro Dragón, se presentó la necesidad de buscar nuevos reservorios dentro de la Fm. Mina del Carmen, cuya predicción siempre se vio afectada debido a la poca disponibilidad de pozos. Para disminuir los riesgos exploratorios

en esta zona y tener mejores resultados en relación a la explotación, se planteó la necesidad de realizar mejores trabajos de caracterización regional en la zona.

La zona de estudio de nuestro trabajo corresponde al flanco norte de la cuenca, más precisamente dentro de las áreas Anticlinal Grande y Cerro Dragón.

Los datos empleados en este trabajo fueron cedidos por la compañía Pan American Energy. Además, se utilizó el software *Hampson-Russell*, desarrollado actualmente por Geosoft para la caracterización de reservorios, que se encuentra instalado en la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata en el marco de un convenio con fines educativos.

1.1. Objetivos

El objetivo del trabajo consiste en caracterizar el comportamiento de la sísmica para un intervalo de interés prospectivo identificado en un pozo dentro de la Fm. Mina del Carmen. El comportamiento de las amplitudes respecto del ángulo de incidencia se analizará considerando diferentes escenarios mediante la técnica de sustitución de fluidos.

Para cumplir con el objetivo se planteó una secuencia de trabajo que incluye las siguientes etapas:

- Realizar la carga y control de calidad de la información de pozo y los datos sísmicos disponibles.
- Modelar la respuesta sísmica del reservorio en condiciones *in situ*, generando *gather*s sintéticos.
- Realizar la sustitución de fluidos en el reservorio, planteando diversos escenarios variando las saturaciones de fluidos y porosidades presentes en la roca.
- Generar *gather*s sintéticos correspondientes a los distintos escenarios.
- Realizar un análisis de las respuestas de amplitudes versus ángulos (AVA/AVO) para cada uno de los casos.
- Realizar un análisis de los gráficos cruzados gradiente versus *intercept* para los diferentes escenarios
- Comparar las curvas y gráficos de AVO y clasificar el tipo de anomalía presente en el intervalo de interés.

1.2. Estructura de la tesis

La tesis está conformada por seis capítulos, siendo el primero de ellos esta introducción.

En el capítulo 2 se detalla la ubicación geográfica del área de estudio y se realiza una reseña geológica de la cuenca del Golfo San Jorge, haciendo hincapié en la zona del flanco norte y en la Formación Mina del Carmen, objeto de interés en este trabajo.

En el capítulo 3 se realiza un repaso de los conceptos teóricos que aplicaremos en el trabajo. Se incluye una breve introducción a la física de rocas, describiendo la teoría de Biot-Gassman y el proceso de sustitución de fluidos. Además, se incluye una reseña del análisis de la variación de la amplitud con el offset (AVO) y del modelado directo.

En el capítulo 4 se describen los datos disponibles y en el capítulo 5 se muestra el procedimiento empleado y los resultados obtenidos. Finalmente, en el capítulo 6 se describen las conclusiones obtenidas a partir del análisis de los resultados previos.

Capítulo 2

Marco geológico

En este capítulo haremos una breve presentación del contexto geológico regional de la zona de estudio, describiendo las generalidades de la cuenca del Golfo San Jorge y su estructura. Luego, desarrollaremos las principales características estratigráficas de la cuenca profundizando en la Formación Mina del Carmen, de interés en este trabajo.

2.1. Cuenca del Golfo San Jorge

La cuenca del Golfo San Jorge se encuentra ubicada en la Patagonia central, entre los 44° y 47° de latitud sur, y entre los 66° y 71° de longitud oeste. Cubre una superficie de aproximadamente 180.000 km^2 , de los cuales un tercio se sitúan costa afuera. Limita con el Macizo Nordpatagónico o de Somuncurá al norte, con el Macizo del Deseado al sur, con la Cordillera de los Andes al oeste y con el margen continental del Océano Atlántico por el este. Geográficamente abarca el sur de la provincia de Chubut, la parte norte de la provincia de Santa Cruz y gran parte de la plataforma continental argentina en el Golfo San Jorge.

Considerando la producción acumulada, la cuenca del Golfo San Jorge es la más prolífica de Argentina, y en cuanto a sus reservas de hidrocarburos ocupa el segundo lugar en Argentina, luego de la cuenca Neuquina.

Es una cuenca intracratónica de origen extensional cuyo eje se encuentra en la dirección oeste-este. En el sector este de la cuenca se ubica el depocentro principal, que se subdivide en las regiones flanco norte, flanco sur y centro de cuenca (Figura 2.1). El espesor sedimentario en el centro de cuenca puede alcanzar los 8000 metros, y está compuesto principalmente por sedimentos continentales del Cretácico y del Terciario.

El área de estudio de este trabajo y los datos disponibles corresponden al flanco norte de la cuenca.

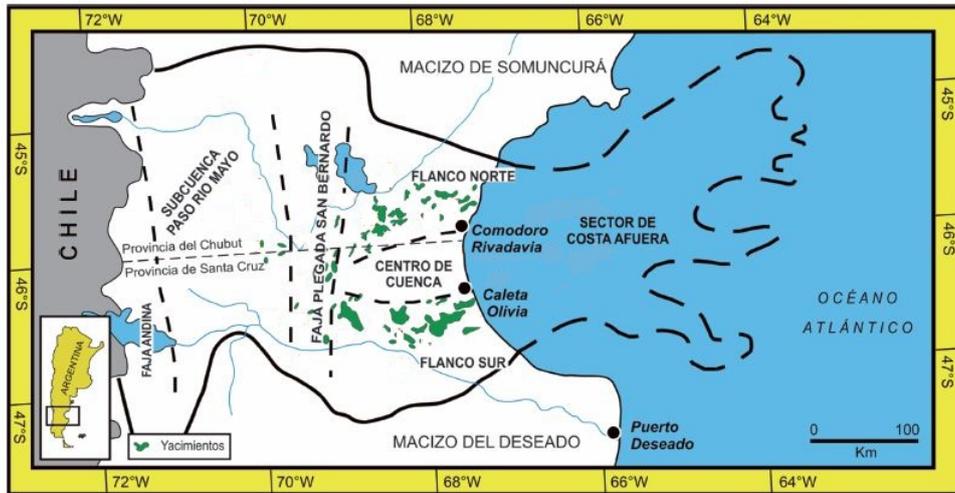


Figura 2.1: Ubicación geográfica de la cuenca del Golfo San Jorge. Modificada de Sylwan et al. (2011).

Desde el punto de vista geotectónico, la cuenca se encuentra en la porción sur de la placa Sudamericana, al este de la junta triple de la misma con las placas de Nazca y Antártica (Figari et al., 1999)(Figura 2.2). La placa Sudamericana converge contra ellas al moverse hacia el oeste.

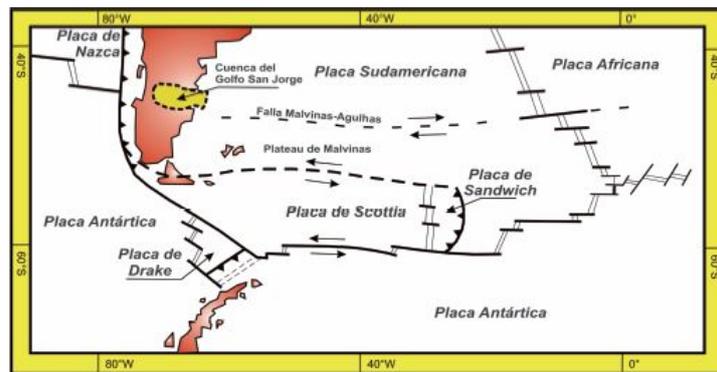


Figura 2.2: Mapa geotectónico de la región. Extraído de Sylwan et al. (2011).

2.1.1. Estructura

En base al estilo tectónico se definen en la cuenca tres sectores estructurales (Sylwan et al., 2011). Hacia el este, donde se encuentran los yacimientos más importantes, domina un estilo extensional con fallas directas de orientación ONO-ESE (Figari et al., 1999). Estas fallas normales conjugadas de rumbo tienen inclinaciones que varían entre los 60° y 65°, y son sincrónicas con la depositación Chubutiana. Se reconocen en este sector el flanco norte, una región central o centro de cuenca donde se halla el principal depocentro y el flanco sur. En este último las fallas directas inclinan hacia el noreste, mientras que en los otros dos sectores inclinan hacia el sudoeste. Hacia el oeste, en la parte media de la cuenca, se encuentra otra región conformada por el Sistema de

San Bernardo, una faja plegada y corrida de rumbo NNO-SSE, de 600 km de longitud y 100 km de ancho (Sylwan et al., 2011). Las principales fallas son inversas de orientación NO y NE, de alto ángulo en superficie, haciéndose lístricas en profundidad.

Finalmente, el sector occidental, que está controlado nuevamente por un escenario extensional, con fallas en la dirección ONO-ESE, que fueron poco afectadas por la orogenia andina a pesar de su cercanía.

En la zona de estudio las principales fallas son extensionales con rumbo predominantemente oeste-este, y rechazos que varían de pocos metros a centenares de metros. Se disponen de forma escalonada hacia el centro de la cuenca y al reactivarse durante el cretácico formaron sistemas de fallas sintéticas y antitéticas, generando anticlinales de roll-over en los depósitos del Gr. Chubut (Cayo et al., 2011).

2.1.2. Estratigrafía

La cuenca se origina con un proceso de rift durante el Triásico-Jurásico Inferior que afectó al basamento paleozoico ígneo-metamórfico preexistente, en lineamientos de rumbo noroeste-sudeste (Cayo et al., 2011). Esto permitió el depósito de sedimentos continentales y marino someros durante el Liásico y el depósito del Complejo Volcánico Sedimentario Superior (más conocido como Complejo Volcánico Sedimentario o CVS), compuesto por vulcanitas, volcanoclásticos y sedimentitas del Jurásico Medio a Superior. Este complejo incluye distintas unidades litoestratigráficas en la cuenca, siendo el Gr. Lonco Trapial la unidad que está presente en el flanco norte.

Sobre el Grupo Lonco Trapial se deposita de manera discordante la sucesión epiclástica denominada “Neocomiano” o Grupo Las Heras (Cayo et al., 2011). La misma se asocia a un rift tardío de la cuenca y comprende las formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, de edades Jurásico Superior- Cretácico inferior. La Fm. Pozo Anticlinal Aguada Bandera, principalmente de origen lacustre, constituye una roca madre y está conformada por areniscas grises finas intercaladas con pelitas negras laminadas. La Fm. Pozo Cerro Guadal se depositó en un ambiente lacustre somero.

Por encima del Neocomiano y de manera discordante se deposita el Grupo Chubut sobre un eje negativo de orientación oeste-este y con su depocentro desplazado hacia el este (Figari et al., 1999). El mismo está conformado por cuatro unidades litoestratigráficas, que son las formaciones Pozo D-129, Mina del Carmen, Comodoro Rivadavia y Yacimiento El Trébol.

El ciclo Chubutiano constituye el primer estadio de subsidencia termal (sag) de la cuenca y los reservorios de este ciclo albergan casi la totalidad de los hidrocarburos descubiertos en la

cuenca (Sylwan et al., 2011).

De las unidades ya mencionadas, aquella que se encuentra en la base del Gr. Chubut es la Fm. Pozo D-129, que está constituida por pelitas con componentes piroclásticos y algunos carbonatos en forma de oolitas. Tiene un ambiente depositacional que varía de lacustre profundo a fluvial, siendo las litologías del ambiente lacustre profundo una roca madre por excelencia para la cuenca debido a su alto contenido de materia orgánica. La Fm. Pozo D-129 se encuentra presente en toda la cuenca con espesores que alcanzan los 1500 metros en el centro de la cuenca. Hacia el oeste el equivalente a esta formación es la Fm. Matasiete.

Luego se encuentra la Fm. Mina del Carmen, conformada por areniscas, conglomerados y depósitos piroclásticos. Su ambiente de depositación es fluvial-lacustre.

Finalmente, las formaciones Comodoro Rivadavia y Yacimiento El Trébol completan la columna del Grupo Chubut. La Fm. Comodoro Rivadavia se caracteriza por presentar una mayor cantidad de arenas comparado con las demás unidades del Grupo Chubut. Su origen de depositación es fluvial y pueden alcanzar espesores de hasta 1200 metros en el centro de la cuenca. Constituyen los reservorios más importantes del flanco norte de la cuenca.

La Fm. Yacimiento El Trébol está conformada por depósitos pelíticos pero con escasa cantidad de areniscas y tienen un origen fluvial-lacustre.

Sobre el Grupo Chubut se deposita la columna sedimentaria que corresponde al ciclo Terciario, y comprende las formaciones Salamanca, Río Chico, Sarmiento, Patagonia y Santa Cruz.

La Fm. Salamanca constituye la primera ingesión marina del Océano Atlántico en la cuenca del Golfo San Jorge a principios del Terciario, y está compuesta por pelitas, areniscas y conglomerados. La base de esta formación (Mb. Glauconítico) presenta areniscas glauconíticas que son de interés en el flanco norte por ser productoras de hidrocarburos.

Sobre la Fm. Salamanca se deposita la Fm. Río Chico de manera concordante. Y luego se deposita la Fm. Sarmiento, que se compone de tobas finas de colores blanco, rosado, amarillo y castaño, estratificadas.

Continúa la Fm. Patagonia, que representa una nueva ingesión del Atlántico, en la que también se evidencian episodios volcánicos contemporáneos a la depositación. El ciclo terciario termina con la depositación de la Fm. Santa Cruz.

Por último, completan la columna estratigráfica los depósitos del Cuaternario, conformados principalmente por la Fm. Rodados Patagónicos, de origen fluvioglacial y edad Pleistocena. La Figura 2.3 esquematiza la columna estratigráfica de la cuenca.

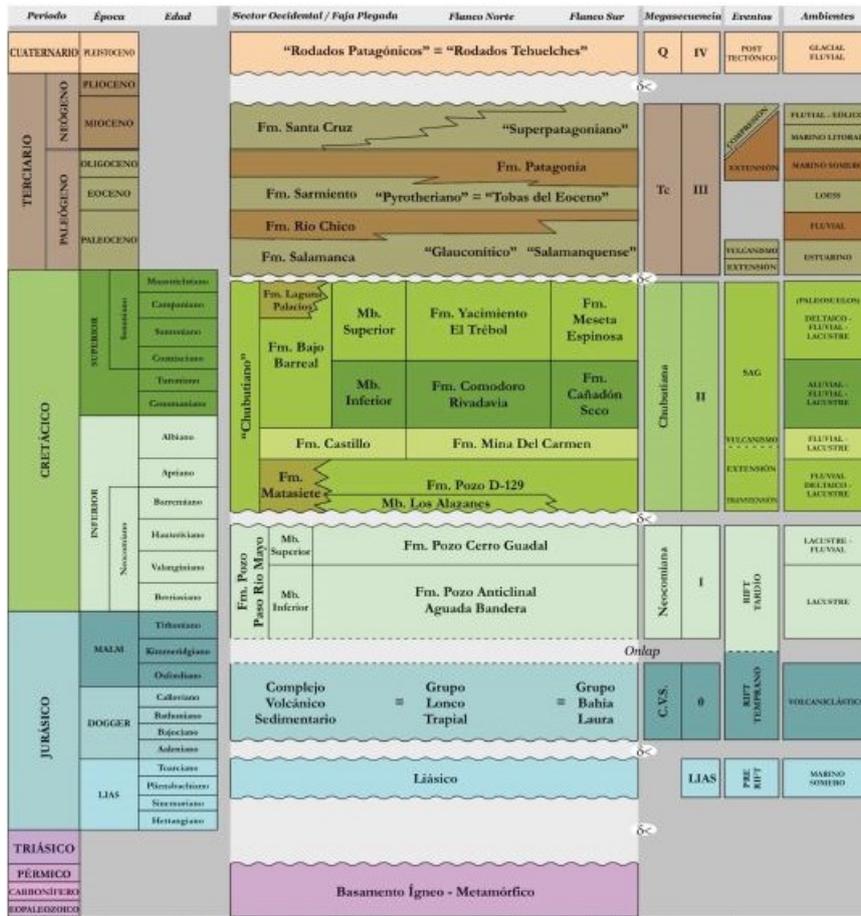


Figura 2.3: Columna estratigráfica para la cuenca del Golfo San Jorge. Extraída de Cayo et al. (2011).

Formación Mina del Carmen

Como se mencionó previamente, la Formación Mina del Carmen constituye la segunda unidad litoestratigráfica del Grupo Chubut, ubicándose por encima de la Fm. Pozo D-129.

La Fm. Mina del Carmen es una unidad del subsuelo que se caracteriza en sus sectores centrales por la presencia de depósitos piroclásticos, principalmente tobas verdes grisáceas, y lutitas, con pocas areniscas tobáceas intercaladas (Sylwan et al., 2011). En los sectores correspondientes a los flancos de la cuenca, la unidad está conformada principalmente por areniscas de poco espesor y origen fluvio-deltaico.

En el sector oeste y en la Sierra de San Bernardo a esta unidad se la conoce con el nombre de Formación Castillo. En la Sierra de San Bernardo la unidad se encuentra expuesta en la superficie y los estudios realizados en estos afloramientos permiten reconocer dos secciones principales: la sección inferior y la sección superior. La inferior está compuesta de tobas y una pequeña proporción de material epiclástico, en tanto que la sección superior consiste en la alternancia de cuerpos de areniscas y tobas (Acuña et al., 2011). En cuanto al ambiente de de-

posición se ha podido determinar que la sección inferior es de origen lacustre, y que la sección superior ha sido generada por sistemas fluviales meandrosos.

El espesor de esta unidad es de 200 a 300 metros en las zonas marginales a aproximadamente 1600 a 2000 metros en el centro de la cuenca (Sylwan, 2001). En cuanto a la edad de la misma, se considera que corresponde al Albiano.

Mediante un análisis de amplitudes sísmicas en el área Cerro Dragón, en el flanco norte de la cuenca, Cayo et al. (2011) reconocieron cuatro subunidades denominadas, de base a techo: MEC-A, MEC-B, MEC-C y MEC-D. Para realizar esta subdivisión tuvieron en cuenta las características sísmicas observadas, tales como amplitud, patrones y continuidad de los reflectores. En la sub-unidad MEC-A observaron zonas de altas y bajas amplitudes, y variaciones en la continuidad de los reflectores. En la sub-unidad MEC-B observaron altas amplitudes y continuidad de los reflectores, mientras que en la sub-unidad MEC-C se observaron bajas amplitudes. Con respecto a la sub-unidad MEC-D, finalmente pudieron determinar que corresponde al pasaje transicional desde la Fm. Mina del Carmen hacia la Fm. Comodoro Rivadavia, equivalente a la Sección Inferior de la Fm. Bajo Barreal y a la unidad conocida como "Sección Tobácea" en la parte sur de la cuenca.

Al realizar un análisis cinemático de las fallas, Cayo et al. (2011) propusieron dividir a las fallas en dos grandes grupos. Por un lado, un grupo compuesto por fallas de basamento de orientación E-O o NO-SE que estuvieron activas durante la depositación de la sección inferior de la Fm. Mina del Carmen (MEC-A y MEC-B), y por otro lado, un grupo formado por fallas "modernas", que tuvieron actividad posterior a la depositación de la formación, donde no se observan cambios de espesor a ambos lados del plano de falla en las sub-unidades.

La Fm. Mina del Carmen y la Fm. Comodoro Rivadavia (y sus equivalentes Fm. Castillo y Fm. Bajo Barreal) constituyen un importante reservorio de hidrocarburos (gas y petróleo), y son productivas en la mayoría de los casos.

2.1.3. Hidrocarburos y sistemas petroleros

Los hidrocarburos de la cuenca se hallan principalmente depositados en las areniscas de origen fluvial del Gr. Chubut. Debido a la presencia de depositaciones tobáceas como consecuencia de la actividad volcánica a lo largo de la historia de la cuenca, la calidad de los reservorios se encuentra sumamente afectada.

En la cuenca se distinguen tres rocas madres: la Fm. Pozo D-129, la Fm. Pozo Cerro Guadal y la Fm. Anticlinal Aguada Bandera, siendo la primera de ellas la más importante y además, responsable de casi la totalidad de las reservas de la cuenca.

Las fallas desempeñaron un rol fundamental para la existencia del sistema petrolero, dado que constituyen vías de migración para los hidrocarburos generados, así como también controlaron la concentración y dispersión de los mismos (Cayo et al., 2011). Las vías migratorias son principalmente verticales a través de fallas extensivas, pero en algunos casos también hay migración lateral gracias a la presencia de *carriers* y sellos regionales.

En relación a las trampas, existen en la cuenca una amplia diversidad dependiendo el contexto estructural involucrado, reconociéndose al menos cinco tipos de trampas estructurales en las zonas afectadas por extensión. También se pueden encontrar trampas estratigráficas y combinadas.

El Gr. Chubut contiene todos los elementos necesarios para que un sistema petrolero sea efectivo ya que tiene una roca generadora con alto contenido orgánico, de gran espesor y desarrollo areal, reservorios someros que, si bien tienen una petrofísica pobre, se desarrollan en toda la cuenca y variedad de trampas (Sylwan et al., 2011).

Debido a que son varios los reservorios que contienen hidrocarburos provenientes de la misma roca madre y las unidades estratigráficas reciben diferentes nombres según el sector de la cuenca, Sylwan et al. (2008) propusieron denominar a los sistemas petroleros utilizando el nombre del Grupo que contiene la mayoría de los reservorios. De esta manera, los sistemas petroleros se denominan: Pozo D-129 - Gr. Chubut, Pozo Cerro Guadal - Gr. Chubut y Anticlinal Aguada Bandera - Gr. Chubut.

La generación y posterior expulsión del petróleo comienza hace 80-50 Ma. En el caso de los petróleos derivados de la Fm. Pozo D-129, se desarrollaron a partir de materia orgánica algal-lacustre dominante, con contribución terrígena. Estos se encuentran entrampados en la Fm. Bajo Barreal y en la Fm. Mina del Carmen (Figari et al., 1999).

En general, los petróleos de la cuenca del Golfo San Jorge son pesados a medios, con un rango de entre 15° y 30° API. Son de tipo parafínico, tienen bajo contenido de azufre y se hallan frecuentemente biodegradados. En niveles altos de la Fm. Mina del Carmen, ciertas fallas normales favorecieron el desarrollo de yacimientos con sobrepresión, produciendo petróleos de mayor madurez, de entre 40 a 43 API (Paredes et al., 2022).

Si bien la producción de petróleo ha sido la principal actividad de la cuenca desde su descubrimiento, la producción de gas también se ha incrementado en los últimos años. La zona de estudio de este trabajo corresponde a una región con presencia de gas.

Capítulo 3

Marco teórico

En este capítulo abordaremos los principales conceptos teóricos que aplicamos en el trabajo, comenzando por una breve descripción de las propiedades elásticas de las rocas, la teoría de Gassman y el proceso de sustitución de fluidos. Finalmente haremos un repaso de la teoría de amplitud versus offset (AVO) y la generación de sismogramas sintéticos.

3.1. Física de rocas

La física de rocas es una disciplina que estudia las relaciones entre las observaciones geofísicas y las propiedades físicas de las rocas, tales como composición, porosidad y contenido de fluidos en los poros (Mavko et al., 2009). En los últimos años se ha convertido en una herramienta muy importante para la detección de hidrocarburos, y la caracterización y monitoreo de reservorios.

En la interpretación sísmica cualitativa convencional el objetivo es reconocer los elementos estructurales y estratigráficos a partir de los datos de reflexión sísmica. Actualmente, las técnicas de interpretación cualitativas se complementan con técnicas cuantitativas, y permiten extraer más información de las rocas del subsuelo, de sus propiedades y de los fluidos que alojan a partir de las amplitudes de la reflexión y los tiempos de propagación. Esas reflexiones sísmicas se producen por la presencia de contrastes en las propiedades elásticas entre las rocas del subsuelo. A través de los modelos de física de rocas se pueden vincular los parámetros elásticos del subsuelo con las propiedades del reservorio, lo que posibilita mejorar la interpretación cualitativa, permitiendo realizar predicciones cuantitativas.

Una aplicación importante de la física de rocas es la extrapolación, ya que ciertas relaciones encontradas entre parámetros elásticos y propiedades del reservorio en datos de perfiles de pozo pueden considerarse también como válidas en zonas más alejadas, donde solamente se

dispone de información sísmica.

3.2. Propiedades elásticas de las rocas

3.2.1. Velocidades

Las ecuaciones que describen las velocidades de propagación de las ondas P y S para un medio isótropo y no poroso se pueden escribir como:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad y \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad , \quad (3.1)$$

donde ρ es la densidad del medio, μ es el módulo de corte y K el módulo de compresibilidad.

3.2.2. Módulos elásticos

Los módulos elásticos describen las distintas respuestas de la roca sometida a esfuerzos. En este trabajo nos van a interesar principalmente el módulo de compresibilidad (también llamado módulo de *bulk*) y el módulo de corte.

- **Módulo de compresibilidad**

El módulo de compresibilidad describe la respuesta de la roca sometida a esfuerzos normales en todas las direcciones. Relaciona el cambio de volumen $\Delta V/V$ con el esfuerzo compresivo uniforme aplicado P .

$$K = \frac{P}{\Delta V/V} \quad (3.2)$$

Cuanto mayor sea el módulo de compresibilidad, más rígida será la roca. Se puede obtener por mediciones de laboratorio o mediante el análisis de los perfiles de pozo, ya que se puede relacionar al módulo de compresibilidad con las velocidades de onda P (V_p), onda S (V_s) y la densidad de la roca (ρ) de la siguiente manera:

$$K = \rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2), \quad (3.3)$$

- **Módulo de corte**

El módulo de corte o de cizalla describe la respuesta de una roca a un esfuerzo de corte aplicado. Al igual que el módulo de compresibilidad puede determinarse en pruebas de

laboratorio o con información de pozo mediante la siguiente relación:

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (3.4)$$

Los fluidos no resisten una deformación de corte, por lo tanto el módulo de corte o de cizalla en los fluidos es cero.

Es importante destacar que el módulo de compresibilidad de la roca saturada es sensible a la composición del fluido que rellena los poros, mientras que el módulo de cizalla no.

3.2.3. Razón de Poisson

El coeficiente o la razón de Poisson es una constante elástica que describe la relación entre la deformación transversal y la deformación longitudinal de un cuerpo al aplicarse un esfuerzo compresivo uni-axial. Al comprimir una roca, la misma se deformará acortando su longitud en la dirección del esfuerzo aplicado, pero en el sentido transversal el material sufrirá una deformación asociada, tendiendo a extenderse. Es una constante adimensional y puede escribirse en función de las velocidades de onda P (V_p) y onda S (V_s), obtenidas a partir de los registros de pozo, de la siguiente forma:

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (3.5)$$

Las rocas que contienen fluidos compresibles (petróleo o gas) tienen una velocidad de onda P más baja y una velocidad de onda S levemente mayor que una roca que contiene agua. Esto implica que las arenas con hidrocarburos tendrán una razón de Poisson más baja que una arena que contiene agua (Simm y Bacon, 2014).

3.3. Teoría de Gassmann

Los modelos de física de rocas describen las relaciones entre parámetros elásticos medibles y propiedades de las rocas. Estos modelos pueden ser simples relaciones empíricas o modelos teóricos más complejos, que permiten hacer aproximaciones de las propiedades elásticas, viscoelásticas y poroelásticas de las rocas utilizando los principios de la mecánica del medio continuo.

Uno de los modelos más conocidos es el modelo poroelástico propuesto por Biot (Biot, 1956), que describe la propagación de ondas elásticas y deformación en medios porosos. En esta teoría se considera una estructura sólida elástica con poros distribuidos de manera uniforme y saturados por un fluido viscoso.

En la teoría de Biot se consideran variaciones de frecuencia, mientras que en la teoría de Gassmann (Gassmann, 1951) se asume que la frecuencia es cero, resultando así un caso particular de la teoría de Biot, por lo que se suele denominar a la teoría como “Biot-Gassmann”. En ella se asume que la roca se compone de cuatro elementos: la matriz de la roca, el sistema de poros/fluido, la estructura de la roca seca, y la estructura saturada (poros llenos) (Figura 3.1).

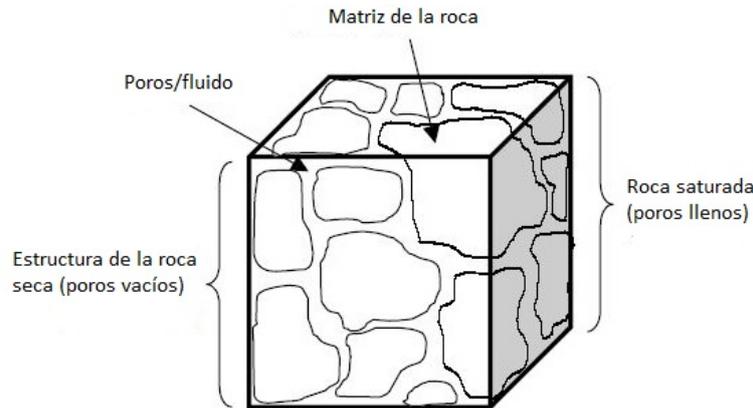


Figura 3.1: Elementos que caracterizan un cubo de roca en la teoría de Biot-Gassmann. Modificado de Russell et al. (2001).

3.3.1. Sustitución de fluidos

El proceso de sustitución de fluidos permite simular las variaciones en las propiedades elásticas de la roca ante el cambio de las condiciones de fluidos que saturan los poros, es decir, nos permite comprender cómo varía la respuesta de una roca cuando el fluido presente en sus poros cambia. Es una parte importante de cualquier estudio de atributos sísmicos, ya que provee al intérprete de una herramienta útil para modelar varios escenarios de fluidos que podrían explicar una anomalía en la variación observada de la amplitud con el offset (AVO) (Smith et al., 2003).

El problema de la sustitución de fluidos consiste en entender y predecir cómo la velocidad sísmica y la impedancia dependen de los fluidos en los poros. La técnica más utilizada para realizar esta tarea involucra la aplicación de las ecuaciones de Gassmann.

3.3.2. Ecuaciones de Gassmann

Tal como mencionamos, el proceso de sustitución de fluidos se basa en la teoría de Gassmann (1951), cuyas ecuaciones relacionan el módulo de compresibilidad de la roca saturada con su porosidad, con los módulos de compresibilidad de la estructura porosa sin fluidos, de los minerales que conforman la matriz y del fluido que rellena los poros. Nos permiten conocer el módulo de compresibilidad de una roca saturada por un fluido conociendo otros parámetros de

la roca.

Las ecuaciones de Gassmann se pueden resumir en las siguientes expresiones:

$$\frac{K_{sat}}{K_{min} - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{min} - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_{min} - K_{fl})} \quad (3.6)$$

$$\mu_{sat} = \mu_{dry}, \quad (3.7)$$

donde K_{sat} , K_{dry} , K_{fl} y K_{min} son los módulos de compresibilidad de la roca saturada por el fluido, de la roca seca (sin fluido en sus poros), del fluido y de los minerales que conforman la matriz, respectivamente. μ_{sat} y μ_{dry} son los módulos de corte de la roca saturada y de la roca sin fluido, y ϕ es la porosidad de la roca.

La ecuación (3.7) implica que el módulo de corte de la roca no se ve afectado por la presencia de fluido en los poros, ya que las ondas de corte no se propagan en los fluidos. Por el contrario, el módulo de compresibilidad de la roca saturada (K_{sat}) será diferente al módulo de compresibilidad de la roca sin fluido en los poros (K_{dry}).

Otra forma de escribir esta relación es mediante la siguiente expresión:

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{(1 - \frac{K_{dry}}{K_{min}})^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{(1-\phi)}{K_{min}} - \frac{K_{dry}}{K_{min}^2}} \quad (3.8)$$

La aplicación de estas ecuaciones para la sustitución de fluidos conlleva varios pasos. Primero se debe determinar el módulo de compresibilidad de la matriz poral (sin fluido, de la roca “seca”, es decir, K_{dry}) a partir del módulo de compresibilidad de una roca de porosidad y composición mineral conocida, saturada con un fluido. Luego, con el módulo de compresibilidad de la matriz poral determinado se puede determinar el módulo de compresibilidad de la roca saturada, K_{sat} , con un fluido diferente. Con el nuevo módulo de compresibilidad, y sabiendo que el módulo de corte no depende del fluido, pueden derivarse la densidad y las velocidades sísmicas.

3.3.3. Hipótesis del modelo

La teoría de Gassmann y la aplicación de las ecuaciones se basan en varias hipótesis. Siguiendo a Wang (2001), ellas son:

1. *La roca es macroscópicamente homogénea e isotrópica:* esto quiere decir que la roca se encuentra constituida enteramente por el mismo mineral. Implica suponer que la longitud de onda de la onda incidente es mucho mayor que el tamaño de los granos y los poros. Esta

hipótesis es común a muchas teorías de propagación de ondas en medios porosos y se suele cumplir en la mayoría de las rocas para ondas de frecuencia entre el rango sísmico y el de laboratorio.

2. *Todos los poros están completamente conectados y saturados*: implica que tanto la porosidad como la permeabilidad deben ser altas, que no deben existir poros aislados o pobremente conectados sino que deben estar totalmente saturados y el fluido se debe poder mover libremente por ellos. El pasaje de una onda produce compresión y expansión de los fluidos presentes en los poros, lo que genera gradientes de presión que dan lugar a flujos. Este supuesto pretende asegurar que esos flujos alcancen el equilibrio, lo que sucede dentro de un período de tiempo correspondiente a media longitud de onda. Para las ecuaciones de Gassmann se asume que la longitud de onda es infinita (frecuencia cero), por lo que muchas rocas cumplen con esta hipótesis sin importar si sus poros están pobremente interconectados.
3. *Los poros están rellenos con un fluido sin fricción (líquido, gas o una mezcla)*: implica que la viscosidad del fluido es nula. Nuevamente se pretende asegurar el equilibrio del fluido. Si la frecuencia es cero, cualquiera sea la viscosidad que tenga el fluido, alcanzará el equilibrio de todas formas, en el tiempo correspondiente a media longitud de onda. Si la viscosidad es nula, el fluido alcanzará el equilibrio sin problemas, sin importar la frecuencia de la onda. En realidad, como todos los fluidos tienen viscosidad y todas las ondas tienen longitudes de onda finitas, muchas veces no se cumplirá esta hipótesis.

Tanto la hipótesis 2. como la 3. constituyen puntos importantes para la teoría de Gassmann, ya que implican que la frecuencia de la onda es cero, y por lo tanto, el módulo de compresibilidad y las velocidades obtenidas a partir de perfilajes y mediciones de laboratorio son usualmente más grandes que los calculados con las ecuaciones de Gassmann.

4. *El sistema estudiado roca-fluido es cerrado*: para una muestra de laboratorio, el sistema roca-fluido está sellado en los bordes, de manera tal que el fluido no puede traspasar la superficie de la roca. Esto es importante para cuantificar el efecto del cambio del fluido en las propiedades sísmicas, ya que si el sistema fuera abierto las propiedades sísmicas serían también afectadas por cambios en la densidad del fluido.
5. *El fluido presente en los poros no interactúa con la parte sólida de la roca*, de manera tal que pueda ablandar o endurecer el esqueleto, es decir, no existen interacciones de tipo físico o químicas entre la matriz de la roca y el fluido. Implica que no hay variación en el módulo de rigidez de la roca debido a la interacción de ella con el fluido.

Es importante destacar que en la teoría de Gassmann no se hace ningún tipo de suposición acerca de la geometría de los poros y es válida para bajas frecuencias, así las presiones inducidas en los poros se equilibran a través del espacio poral.

Las ecuaciones de Gassmann funcionan bien para datos sísmicos de bajas frecuencias ($< 100Hz$), pero no tienen buen resultado para frecuencias más altas, como las que corresponden a perfiles ($\approx 10^4Hz$) y a mediciones de laboratorio ($\approx 10^6Hz$) (Mavko et al., 2009).

3.3.4. Parámetros que intervienen en las ecuaciones de Gassmann

Para poder realizar la sustitución de fluidos utilizando las ecuaciones de Gassmann es necesario conocer los parámetros que intervienen en ellas. Deberemos determinar la porosidad de la roca, las propiedades del fluido presente en los poros (la densidad y el módulo de compresibilidad del fluido), el módulo de compresibilidad de la matriz mineral de la roca y el módulo de compresibilidad de la roca “seca”. Estos parámetros se pueden obtener mediante mediciones de laboratorio, y en el caso de no contar con esa información, se pueden medir o estimar a partir de perfiles de pozo o relaciones empíricas.

Porosidad

La porosidad total se define como la relación entre el volumen ocupado por los poros de la roca y el volumen total de la roca. Se expresa como fracción o como un porcentaje, y se puede obtener mediante datos de laboratorio o del análisis de registros de pozo, a partir de las densidades del fluido, de la matriz y de la densidad aparente o medida con la siguiente expresión:

$$\phi = \frac{\rho_{min} - \rho}{\rho_{min} - \rho_{fl}}, \quad (3.9)$$

donde ρ_{min} es la densidad de la matriz, ρ es la densidad medida de la roca y ρ_{fl} es la densidad del fluido.

La porosidad total se divide en *porosidad efectiva*, que es la fracción del volumen total ocupada por el espacio poral interconectado y que contiene a los fluidos móviles, y en *porosidad inefectiva*.

El método tradicional de sustitución de fluidos en rocas porosas requiere de la porosidad total. Sin embargo, cuando la roca tiene baja permeabilidad, como es el caso de los sedimentos arcillosos, se propone utilizar la porosidad efectiva en vez de la porosidad total (Dvorkin et al., 2007).

Propiedades del fluido

Debemos conocer el módulo de compresibilidad y la densidad del fluido presente en los poros de la roca, y también del fluido que queremos modelar. Smith et al. (2003) sostienen que hay tres maneras comunmente usadas para determinar estos valores: 1) las propiedades se miden directamente de los fluidos recuperados del reservorio, 2) las propiedades se calculan a partir de ecuaciones de estado, o 3) las propiedades se calculan con una fórmula empírica (como por ejemplo, Batzle y Wang (1992)).

Generalmente existen dos o más fluidos en los poros de una roca reservorio, por lo que se deben calcular el módulo de compresibilidad y la densidad de cada fluido individual, y luego calcular las propiedades de la mezcla.

- **Módulo de compresibilidad del fluido:** para calcular el módulo de compresibilidad de la mezcla de fluidos se utiliza la ley de Reuss:

$$K_{fl} = \left[\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right]^{-1}, \quad (3.10)$$

donde K_{fl} es el módulo de compresibilidad de la mezcla de los fluidos, K_i y S_i son el módulo de compresibilidad y la saturación de cada fase o fluido individual, respectivamente. En caso que haya solo dos tipos de fluidos, por ejemplo agua e hidrocarburo, la ecuación queda de la siguiente forma:

$$K_{fl} = \left[\frac{S_w}{K_w} + \frac{(1 - S_w)}{K_{hc}} \right]^{-1}, \quad (3.11)$$

siendo S_w y K_w la saturación y el módulo de compresibilidad del agua, y K_{hc} el módulo de compresibilidad del hidrocarburo.

Esta ecuación describe una mezcla homogénea, donde la proporción relativa de cada fluido es la misma en cada espacio poral (Simm y Bacon, 2014). Esto quiere decir que si el fluido es homogéneo y está distribuido uniformemente a través de los poros, podemos utilizar esta ecuación.

- **Densidad del fluido:** la densidad del fluido se calcula como:

$$\rho_{fl} = \sum_{i=1}^n S_i \rho_i, \quad (3.12)$$

donde S_i y ρ_i son la saturación y la densidad de cada componente individual del fluido.

En caso de tener solamente dos componentes (agua e hidrocarburo), la ecuación queda de

la siguiente manera:

$$\rho_{fl} = S_w \rho_w + (1 - S_w) \rho_{hc}, \quad (3.13)$$

donde ρ_w es la densidad del agua y ρ_{hc} es la densidad del hidrocarburo.

Propiedades de la matriz mineral

Una de las hipótesis del modelo de Gassmann es que la fase sólida de la roca es homogénea, por lo tanto las ecuaciones de Gassmann se podrían aplicar solamente a rocas monominerálicas. Sin embargo, en la mayoría de los casos esto no sucede.

Para determinar los módulos elásticos de una mezcla de granos minerales y poros necesitamos especificar la fracción volumétrica de cada una de las fases minerales que la forman, sus módulos elásticos, y los detalles geométricos sobre cómo están dispuestas las fases entre sí (Mavko et al., 2009). Si solamente se pueden especificar las fracciones de volumen y los módulos de los minerales que componen la roca, sin hacer especificaciones de la geometría, no podemos calcular el módulo elástico pero podemos predecir los límites superior e inferior entre los cuales se encontrará. Los límites más sencillos son el de Voigt y el de Reuss.

El límite superior de Voigt también se denomina “*isostrain average*” porque supone que todos los elementos están sometidos a la misma deformación. El límite inferior de Reuss también se denomina “*isostress average*”, ya que se considera que todos los componentes están sometidos al mismo esfuerzo. Para el caso del módulo de compresibilidad de una roca compuesta por dos fases minerales, estos límites quedan definidos como:

$$K_{Voigt} = [F_1 K_1 + F_2 K_2] \quad (3.14)$$

$$K_{Reuss} = \left[\frac{F_1}{K_1} + \frac{F_2}{K_2} \right]^{-1}, \quad (3.15)$$

donde F_1 y F_2 son las fracciones volumétricas de los dos componentes minerales, y K_1 y K_2 son los módulos de compresibilidad de esos componentes.

Para estimar el valor del K_{min} podemos utilizar el promedio Voigt-Reuss-Hill (VRH) (Hill, 1963), que es la media aritmética entre el límite superior de Voigt y el límite inferior de Reuss. Se expresa como:

$$K_{vrh} = \frac{1}{2} [K_{Voigt} + K_{Reuss}], \quad (3.16)$$

Una forma más adecuada para establecer las cotas sobre los módulos elásticos para un compuesto elástico e isótropo, sin hacer especificaciones en cuanto a la geometría, son los límites de Hashin y Shtrikman (1963). Al considerar un volumen formado por dos componentes, este

modelo supone que el espacio está compuesto por esferas del material 2, rodeado por una cáscara compuesta por el material 1, con las fracciones volumétricas correspondientes a cada material. El límite superior se obtiene cuando el material más rígido forma la cáscara y el límite inferior se alcanza cuando está en el núcleo.

Se puede entonces calcular el módulo de compresibilidad de la matriz de la roca, K_{min} , como la media aritmética entre el límite inferior y el límite superior de Hashin-Shtrikman:

$$K_{min} \approx (K^{HS+} + K^{HS-})/2, \quad (3.17)$$

donde K^{HS+} y K^{HS-} constituyen los límites superiores e inferiores, respectivamente, y ambos dependen del módulo de compresibilidad, del módulo de corte y de la fracción de volumen de los dos materiales constitutivos.

A fines prácticos, cuando las constantes elásticas de las componentes no difieren demasiado, los modelos VRH y Hashin-Shtrikman llegan a resultados similares (Wang, 2001).

De la misma manera también se puede calcular el módulo de corte de la matriz mineral, μ_m , conociendo el módulo de corte de cada mineral que compone la roca.

Podemos observar una gran variación entre los módulos de compresibilidad y de corte, dependiendo del mineral que estamos considerando. Los valores de los módulos de compresibilidad, de corte y de densidad de los minerales formadores de roca más comunes se encuentran en la Figura 3.2.

Mineral	Módulo de compresibilidad (GPa)	Módulo de corte (GPa)	Densidad (g/cm3)
Cuarzo	37	44	2.65
Feldespato "promedio"	37.5	15	2.62
Plagiocasa	75.6	25.6	2.63
Arcilla	variable	variable	variable
Pirita	147.4	132.5	4.93
Hematita	100.2	95.2	5.24
Calcita	76.8	32	2.71
Dolomita	94.9	45	2.87
Siderita	123.7	51	3.96
Anhidrita	44.8	29.1	2.98

Figura 3.2: Módulo de compresibilidad, de cizalla y densidad de los minerales formadores de roca más comunes. Modificado de Smith et al. (2003).

Propiedades de la matriz porosa (roca “seca”)

Otro parámetro que debemos determinar es el módulo de compresibilidad de la matriz seca, K_{dry} , que es el módulo de compresibilidad de la roca sin considerar fluido en los poros. Puede ser medido en el laboratorio o puede derivarse de datos de pozo usando la ecuación de

Gassmann escrita de la siguiente manera (también denominada ecuación inversa de Gassmann):

$$K_{dry} = \frac{K_{sat}(\frac{\phi K_{min}}{K_{fl}} + 1 - \phi) - K_{min}}{\frac{\phi K_{min}}{K_{fl}} + \frac{K_{sat}}{K_{min}} - 1 - \phi} \quad (3.18)$$

El módulo de compresibilidad de la roca saturada K_{sat} para las condiciones in-situ se calcula usando la ecuación (3.3), mientras que los otros términos, K_{fl} , K_{min} y ϕ , los obtenemos de la manera que explicamos en los apartados previos. En este caso, K_{fl} es el módulo de compresibilidad del fluido presente en los poros en condiciones in-situ.

3.3.5. Pasos para realizar la sustitución de fluidos

Para realizar el proceso de sustitución de fluidos, debemos contar con un conjunto inicial de velocidades y densidades, V_p , V_s y ρ , asociadas a la roca con un fluido inicial. Estas velocidades generalmente provienen de medidas de pozo.

Siguiendo a Smith et al. (2003), el flujo de trabajo para la sustitución de fluidos consta de varios pasos:

1. Edición e interpretación de los perfiles de pozo.
2. En caso de no contar con información de la velocidad de la onda de corte V_s , se deberá hacer una estimación de la misma utilizando alguna relación conocida, por ejemplo la de Castagna.
3. Calcular el módulo de compresibilidad y el módulo de corte de la roca en condiciones in situ, es decir, con el fluido inicial presente en sus poros. Esto se realiza utilizando las ecuaciones (3.3) y (3.4).
4. Calcular el módulo de compresibilidad de la matriz formada por minerales K_{min} utilizando las ecuaciones (3.14), (3.15), (3.16) y (3.17).
5. Calcular las propiedades del fluido, tanto el módulo de compresibilidad como la densidad.
6. Calcular la mezcla de fluidos para el caso in-situ, teniendo en cuenta la saturación. Se utilizan las ecuaciones (3.11) y (3.12).
7. Calcular el módulo de compresibilidad de la roca “seca”, utilizando la ecuación (3.18).
8. Calcular las propiedades del nuevo fluido presente en los poros utilizando las ecuaciones (3.11) y (3.12).

9. Calcular el módulo de compresibilidad de la roca saturada con el nuevo fluido usando la ecuación de Gassmann (3.8).
10. Calcular la nueva densidad aparente de la roca usando la relación que se deriva de la ecuación (3.9), de la forma:

$$\rho = \rho_{min}(1 - \phi) + \rho_{fl}\phi, \quad (3.19)$$

11. Calcular las nuevas velocidades de onda P y S utilizando las ecuaciones (3.1), donde K ahora es el módulo de compresibilidad obtenido en el paso 9) y la densidad es la que se obtuvo en el paso anterior.

3.4. Amplitud versus offset (AVO)

El análisis AVO relaciona la variación de la amplitud de las reflexiones sísmicas con el cambio de la distancia entre la fuente y el receptor. Esta técnica se utiliza como un indicador de la presencia de hidrocarburos en rocas clásticas, ya que se basa en las diferentes respuestas que presenta la amplitud de acuerdo al contenido de fluidos en los poros de la roca. En verdad, la reflectividad varía en función del ángulo de incidencia, por lo que el nombre correcto de la técnica sería *amplitud versus ángulo (AVA)*.

Cuando una onda compresional plana (onda P) incide con un cierto ángulo en la interfase de dos medios con propiedades elásticas diferentes, en la situación más general se produce una conversión de energía como se detalla en la siguiente figura:

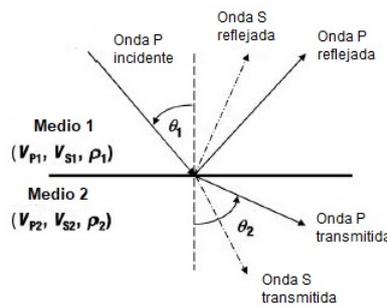


Figura 3.3: Conversión de la energía al incidir una onda P en una interfase entre dos medios. Modificada de Asveth et al. (2005).

El ángulo de incidencia y el ángulo de refracción o transmisión se relacionan mediante la Ley de Snell:

$$p = \frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{p2}}, \quad (3.20)$$

donde p se denomina *parámetro del rayo*, θ_1 es el ángulo de incidencia y θ_2 es el ángulo de

transmisión, V_{p1} y V_{p2} son las velocidades de la onda P en las capas por encima y por debajo de la interfase.

Las ecuaciones de Zoeppritz (Zoeppritz, 1919) describen las relaciones entre los coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas P y S en función del ángulo de incidencia para la interfase entre dos medios con las velocidades de onda P, S y densidades de cada uno de ellos. Sin embargo, estas ecuaciones son bastante complejas y no se pueden separar en términos con sentido físico, por lo que se han desarrollado diferentes aproximaciones. Una de las más importantes para el análisis AVO es la aproximación de Aki y Richards (1980). Para el caso de las reflexiones de onda P, y asumiendo un contraste débil entre los dos medios, esta aproximación tiene la siguiente forma:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2}(1 - 4p^2V_s^2) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2\theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4p^2V_s^2 \frac{\Delta V_s}{V_s}, \quad (3.21)$$

en donde:

$$\begin{aligned} \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1, & \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1}, & \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1} \\ \rho &= \frac{1}{2}(\rho_2 + \rho_1), & V_p &= \frac{1}{2}(V_{p2} + V_{p1}), & V_s &= \frac{1}{2}(V_{s2} + V_{s1}), & \theta &= \frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2) \end{aligned}$$

Otra aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz fue propuesta por Shuey (Shuey, 1985), surge a partir de la aproximación de Aki y Richards y consta de tres términos:

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2(\theta) + C(\tan^2(\theta) - \sin^2(\theta)) \quad (3.22)$$

donde:

$$\begin{aligned} A &= R(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \frac{\Delta V_p}{V_p} \\ B &= \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \right), & C &= \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \end{aligned}$$

En esta expresión θ es el ángulo de incidencia, el término A representa el coeficiente de reflexión para incidencia normal, el término B describe la variación para *offsets* intermedios y el término C describe los *offsets* lejanos, cerca del ángulo crítico.

Al término A lo podemos denominar como *intercept* o reflectividad a incidencia normal, y depende del contraste de las impedancias acústicas a través de la interfase, mientras que el término B se lo denomina *gradiente* y depende no solo de los contrastes de densidad y de la

velocidad de la onda P, sino también de la velocidad de onda S. El factor C determina la *curvatura* de la respuesta de amplitud para ángulos cercanos al crítico. En el gráfico de la Figura 3.4 se puede observar el significado de cada uno de los términos.

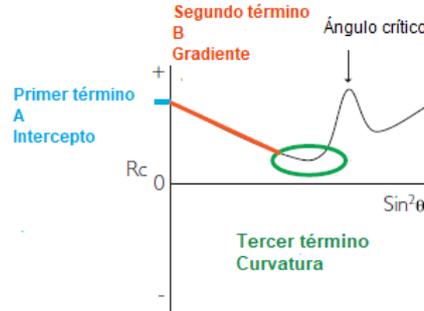


Figura 3.4: Representación de los tres términos de la aproximación de Shuey para las ecuaciones de Zoeppritz. Modificado de Simm y Bacon (2014).

Generalmente, cuando se realizan análisis de AVO se trabaja con ángulos menores que 30-40°, por lo que se puede reducir la expresión a una de dos términos, despreciando el último. Esta expresión solamente es válida para ángulos menores a 30° (Shuey, 1985):

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2(\theta) \quad (3.23)$$

3.4.1. Clasificación de respuestas AVO

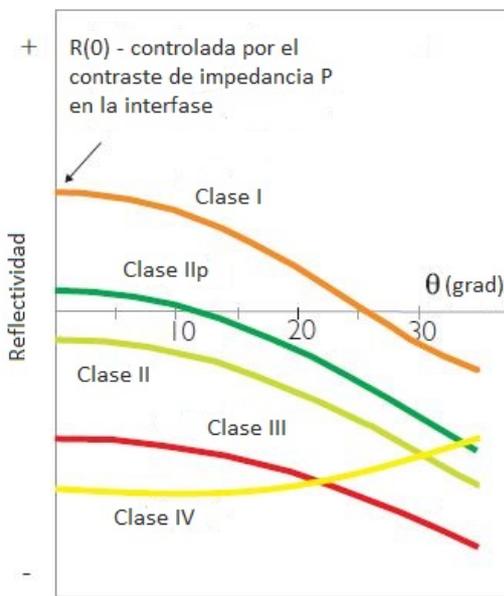
Rutherford y Williams (1989) sugirieron una clasificación para las diferentes respuestas de AVO de arenas con gas, definiendo tres clases de AVO (I, II y III). Además, Ross y Kinman (1995) distinguieron entre la clase IIp y la clase II. Luego, Castagna y Swan (1997) extendieron la clasificación e incluyeron la clase IV.

Analizando la reflexión en el techo del reservorio, según el comportamiento de la curva en el gráfico de amplitud versus ángulo de incidencia, se definen cuatro clases de arenas con gas:

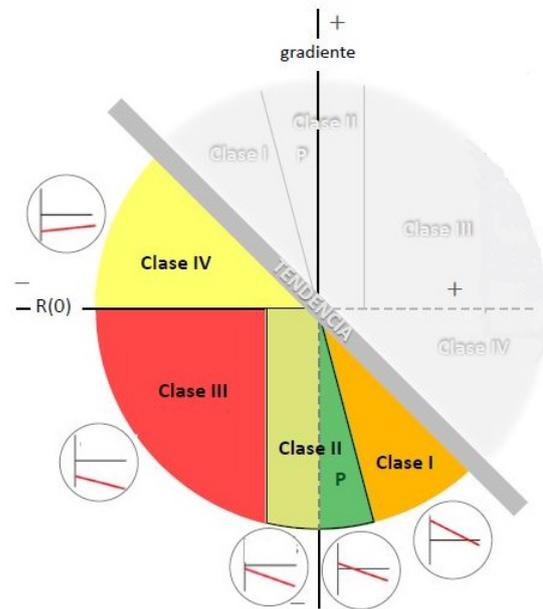
- **Clase I:** son arenas que presentan un contraste de impedancia acústica positivo con respecto a las rocas de su entorno. Tienen una reflexión positiva grande a *offset* cero, que decrece a medida que aumenta el *offset*. Pueden experimentar cambios de fase a *offsets* lejanos y se observan como puntos oscuros o “*dim spots*” en los datos sísmicos apilados.
- **Clase II:** son arenas con contrastes de impedancias cercanos a cero. El coeficiente de reflexión es cercano a cero para *offset* cero, pero su amplitud aumenta a medida que aumenta el *offset*, volviéndose más negativo. Dependiendo de la contribución de las amplitudes de los *offset* lejanos el evento puede distinguirse o no en el stack.

- **Clase III:** son arenas con baja impedancia acústica. El coeficiente de reflexión es negativo para incidencia normal, y las amplitudes aumentan a medida que aumenta el ángulo de incidencia, no se producen cambios de fase. Las zonas que contienen hidrocarburos se denominan puntos brillantes o "*bright spot*" y se pueden ver en la sección stack.
- **Clase IV:** son arenas con baja impedancia acústica. El coeficiente de reflexión es negativo pero su magnitud no se incrementa a medida que aumenta el ángulo de incidencia. Estas anomalías son relativamente raras.

Para interpretar los datos y clasificar el reservorio de interés podemos analizar las curvas estándar de AVO, que muestran cómo varía la amplitud de la reflectividad a medida que aumenta el ángulo de incidencia, y por lo tanto el *offset* (Figura 3.5a), o se pueden construir gráficos gradiente versus reflectividad a incidencia normal ($R(0)$), que son los factores B y A de la aproximación (3.22). Estos gráficos constituyen una herramienta muy útil e intuitiva para presentar y analizar la información. En el eje de las abscisas se grafica $R(0)$, y en el de las ordenadas el gradiente, quedando el crossplot dividido en cuatro cuadrantes, tal como se muestra en la Figura 3.5b.



(a) Clasificación AVO de las arenas con gas dependiendo de la variación de la reflectividad con el ángulo de incidencia, modificada de Simm y Bacon (2014).



(b) Clasificación AVO en el gráfico *intercept* $R(0)$ versus gradiente. Tomada de Tavella et al. (2020).

Figura 3.5: Clasificación AVO.

Es importante mencionar que, al realizar un análisis de AVO de los datos sísmicos, se asume proporcionalidad entre amplitudes sísmicas y coeficientes de reflexión, suposición que

no siempre es válida. Además, la sísmica debe estar en "fase cero" para poder interpretar las clasificaciones AVO presentadas.

3.5. Modelado AVO

Para poder llevar a cabo un análisis de las amplitudes sísmicas es necesario realizar un modelado directo. Por modelado nos referimos a las operaciones que permiten estimar la respuesta suponiendo conocida la distribución de alguna propiedad o modelo terrestre. En la sísmica de reflexión, la onda generada por la fuente en superficie se propaga por el subsuelo y sus discontinuidades, por lo que parte de su energía se transmite y otra parte se refleja. La porción de energía reflejada depende del coeficiente de reflexión que caracteriza a la discontinuidad y constituye el dato observado en superficie o sismograma.

El modelo convolucional de un sismograma se basa en considerar que el subsuelo está formado por capas planas y paralelas con velocidad constante, que la fuente genera una onda compresional plana que incide sobre las discontinuidades del subsuelo, y la ondícula es estacionaria. Estas suposiciones constituyen una simplificación del fenómeno que ocurre en la realidad. Las trazas sintéticas se obtienen a partir de la convolución de la ondícula de la fuente con la serie de coeficientes de reflexión, asociados a las discontinuidades (Figura 3.6).

El coeficiente de reflexión vinculado a una interfase entre dos capas está asociado al contraste relativo entre las impedancias acústicas de dos capas, siendo la impedancia acústica (Z) una magnitud que se define como el producto de la velocidad (V_p) con la densidad (ρ). El porcentaje de energía que se refleja será grande si el contraste entre las impedancias acústicas entre dos capas también lo es.

Para el caso de incidencia normal en la interfase entre dos medios con impedancias Z_1 y Z_2 , el coeficiente de reflexión se define como:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2\rho_2 - V_1\rho_1}{V_2\rho_2 + V_1\rho_1}, \quad (3.24)$$

Cuando no se considera incidencia normal, los coeficientes de reflexión y de transmisión de las ondas P y S se describen mediante las ecuaciones de Zoeppritz o alguna de sus aproximaciones, tal como lo mencionamos previamente. Se puede representar a la i -ésima traza sísmica de un *angle-gather*, correspondiente al ángulo de incidencia θ_i como:

$$d(\theta_i) = w * r(\theta_i), i = 1, \dots, N_\theta \quad (3.25)$$

donde N_θ es la cantidad de trazas en el *angle gather*, r representa los coeficientes de reflexión y w representa la ondícula. El operador $*$ representa la convolución.

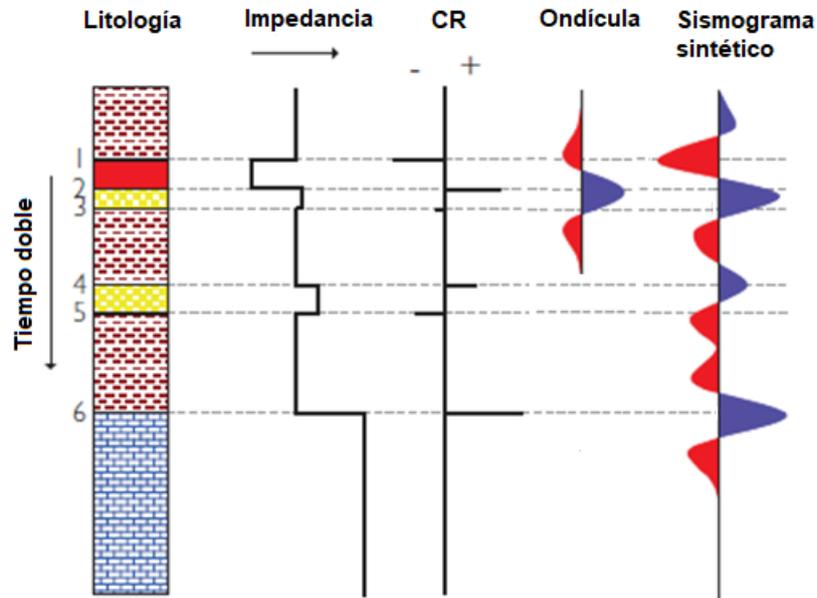


Figura 3.6: Generación de una traza sísmica sintética de offset cero mediante el modelo convolucional. De izquierda a derecha: el modelo de litología, los valores de impedancia correspondientes a cada una de las capas, la serie de coeficientes de reflexión, la ondícula elegida para generar el sismograma sintético (en este caso una ondícula simétrica) y, por último, el sismograma sintético generado a partir de la convolución de la serie de coeficientes de reflexión con la ondícula. Modificado de Simm y Bacon (2014).

Capítulo 4

Datos empleados

En este capítulo se presentan los datos sísmicos y de pozo utilizados en el trabajo, cedidos por la compañía Pan American Energy.

El paquete de datos incluye perfiles provenientes de un pozo y un cubo sísmico con migración *pre-stack* en tiempo. También se cuenta con horizontes interpretados sobre la sísmica, topes o marcadores geológicos y estudios mineralógicos realizados sobre muestras de coronas extraídas del pozo.

El área de estudio se ubica en el sector flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge, tal como se describió en el Capítulo 2.

4.1. Datos de pozo

Se cuenta con datos de un solo pozo que atraviesa la formación de interés, adquiridos a través de herramientas de perfilaje en el año 2001. En total se dispone de 61 perfiles, algunos de los cuales provienen de mediciones directas en el pozo, mientras que otros fueron calculados a partir de diferentes perfiles. Los que resultan de utilidad para la realización de este trabajo son:

- Perfiles de velocidad de la onda compresional y de corte
- Perfil de densidad
- Perfiles de porosidad total y efectiva
- Perfil de saturación de agua
- Perfil de impedancia P
- Perfil de volumen de arcilla

Estos datos se cargaron a partir de un archivo .LAS, en cuyo encabezado se especifica que todas las curvas están medidas desde de la altura del Kelly Bushing.

Además, se dispone de información de marcadores geológicos interpretados en el pozo. Entre ellos, topes y bases de geocuerpos que definen reservorios en el pozo, que se describirán más adelante.

En la Figura 4.1 se muestran algunos de los perfiles disponibles.

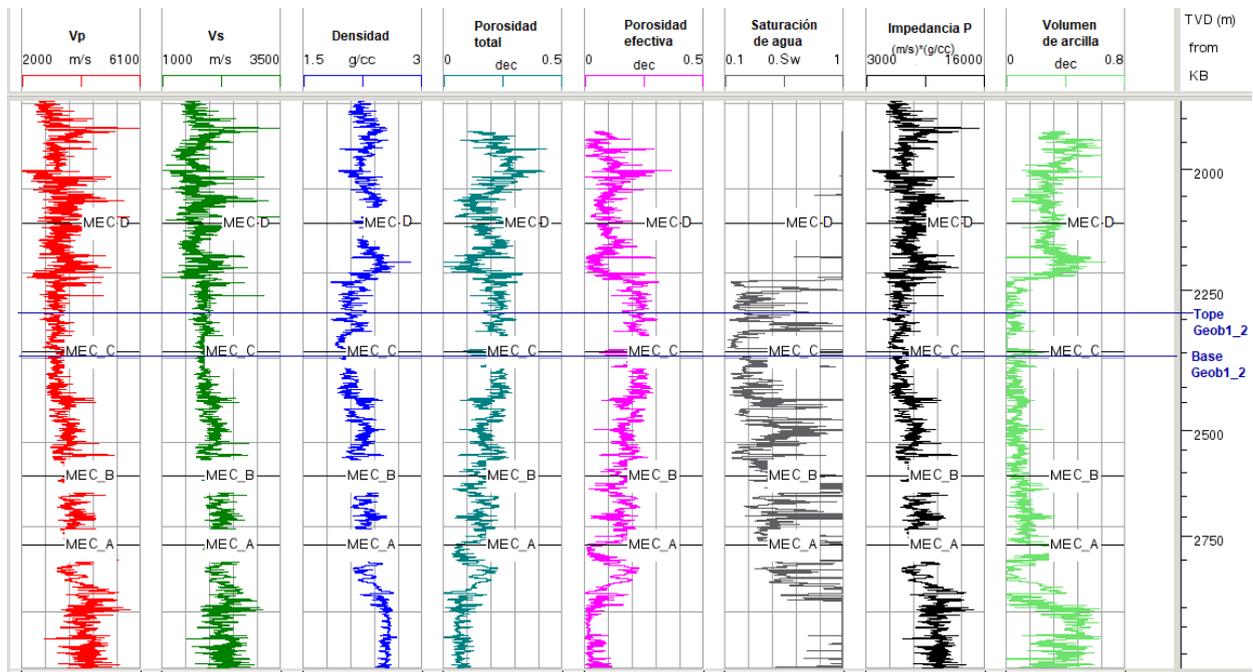


Figura 4.1: Perfiles correspondientes al pozo.

4.2. Datos sísmicos y horizontes

Los datos sísmicos del proyecto provienen de un reprocesamiento sísmico 3D que abarca una superficie de 1740 km^2 en el área del Cerro Dragón (Chubut), correspondientes a quince campañas de adquisición.

La campaña "Zoo 3D", en la cual se adquirieron los datos utilizados en este trabajo, fue llevada a cabo con una geometría de recepción en dirección norte-sur teniendo en cuenta los parámetros que se detallan en la Tabla 4.1.

Parámetro	Valor
Intervalo entre receptores	50m
Intervalo entre líneas receptoras	250m
Intervalo entre fuentes	50m
Intervalo entre líneas de fuente	350m
Tamaño de celda	25m x 25m
Líneas por patch	11
Receptores por línea	84
Total de receptores	924
Receptores por km^2	80
Shots por km^2	40
N° de shots	14137
N° de receptores	19323

Tabla 4.1: Información sobre el tendido de adquisición.

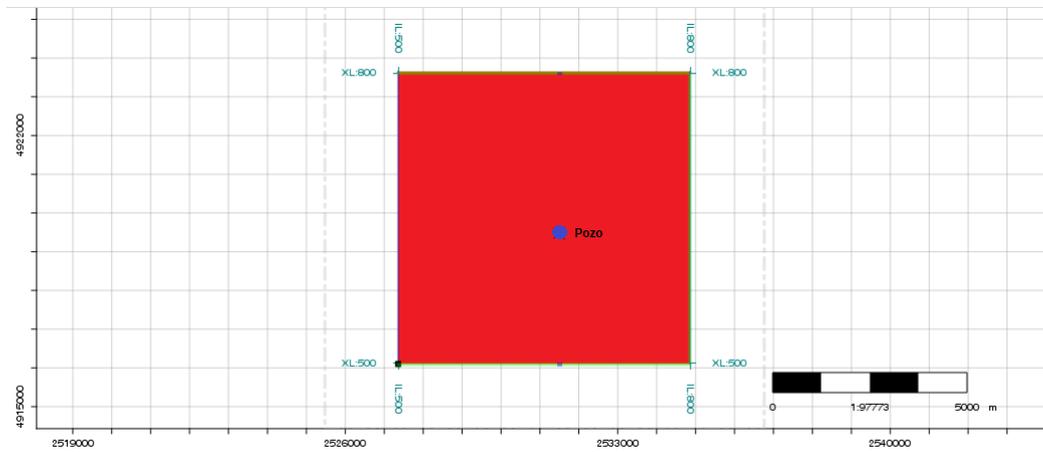


Figura 4.2: Área cubierta por la sísmica y ubicación del pozo.

Los datos empleados en este trabajo están comprendidos entre las *in-lines* 500 y 800, y entre las *crosslines* 500 y 800. En la Figura 4.2 se muestra la ubicación del pozo dentro del área cubierta por la sísmica.

El procesamiento de los datos fue realizado por la compañía CGG Veritas entre los años 2006 y 2007. El cubo final está referido a un datum de 450 m con una velocidad de reemplazo de 2200 m/s.

La secuencia de procesamiento aplicada a los datos fue planteada con el objetivo de preservar la amplitud relativa de las trazas sísmicas. En primer lugar, los datos fueron transformados del formato SEG-D a otro formato interno de procesamiento y, luego, se generó y se realizó el control de la geometría. En el siguiente paso se realizó un procedimiento para atenuar ruido compuesto por ondas superficiales, onda aérea y, en general, amplitudes anómalas asociadas a la fuente o al ambiente cercano, y se efectuó una corrección por divergencia esférica. Finalmente,

se realizó una deconvolución estadística de tipo *spiking* consistente en superficie.

Se aplicaron correcciones estáticas estimadas a partir de un modelo obtenido por inversión tomográfica de los primeros arribos identificados en los registros de producción, y luego se realizó un análisis preliminar interactivo de velocidades. Se aplicaron correcciones estáticas residuales consistentes en superficie y se realizó nuevamente un análisis de velocidades para luego computar el segundo paso de estáticas residuales consistentes en superficie. También se efectuaron correcciones estáticas residuales consistentes en CDP (TRIM *statics*) y se compensaron las amplitudes de manera consistente en superficie.

Luego, aprovechando que la registración fue de tipo ortogonal, se realizó una deconvolución FXY en el dominio *xspread* (antes de suma), en el cual se agrupan las trazas que provienen de una misma línea de fuente y una misma línea de receptor, con lo que es posible construir volúmenes *pre-stack* de cobertura 1 en los que trazas cercanas tienen acimut y *offset* muy similares. En esos volúmenes se puede aplicar deconvolución FXY, que aprovecha la coherencia del volumen sísmico para atenuar ruido aleatorio, con la ventaja de que no hay en esos cubos cambios entre *cdps* cercanos debido a variaciones fuertes en la orientación de fuentes o receptores que les corresponden. Además, se efectuó un filtrado en el dominio de la transformada Radón.

Después de obtener el stack final se aplicó un blanqueo espectral y se realizó una deconvolución predictiva en el dominio FXY para atenuar el ruido aleatorio presente en la suma. Luego se migró el volumen utilizando el algoritmo *Omega-X 3D* y se efectuó un análisis de velocidades.

En el siguiente paso se realizó la migración en tiempo antes de suma utilizando el algoritmo de *Kirchhoff*, y se les aplicó una corrección dinámica residual y apilamiento a los *gathers* migrados.

Como post proceso, a los datos migrados se les aplicó un blanqueo espectral y luego se realizó una deconvolución predictiva en el dominio FXY. Se aplicó un filtro variable en el tiempo y, finalmente, se generaron tres volúmenes con *gathers* sumados por rangos de ángulos.

Es importante destacar la importancia de la aplicación de los procesos de migración, ya que permiten focalizar las imágenes de mejor manera, en particular permiten visualizar con mayor precisión los planos de falla y otras estructuras. La migración de los datos nos permite asociar las amplitudes sísmicas a las reflectividades del subsuelo, tanto para incidencia normal como para los distintos ángulos de incidencia que la registración disponible haya logrado iluminar. Es indispensable para poder, luego, avanzar hacia la caracterización de los reservorios integrando la información sísmica al modelado que realizaremos en el pozo.

Además del cubo con datos sísmicos se cuenta con horizontes interpretados denominados, desde el de mayor profundidad hasta el más somero, como MEC-A, MEC-B, MEC-C y MEC-D (Figura 4.3).

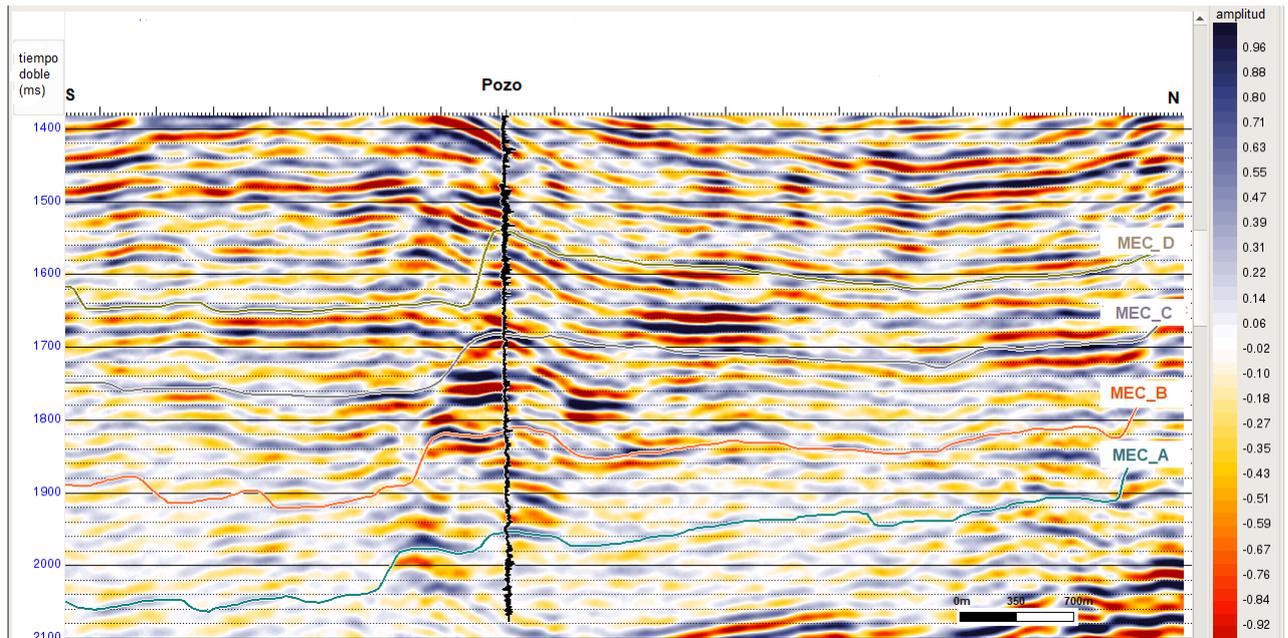


Figura 4.3: Sección sísmica con los horizontes interpretados.

4.3. Geocuerpos

A partir de la información de pozo se reconocen tres geocuerpos o *geobodies*. Los mismos se corresponden con capas de bajas impedancias y altas porosidades.

La impedancia y la porosidad se relacionan entre sí de manera inversamente proporcional. En este caso, los reservorios son de baja impedancia y altas porosidades. A cada zona se la denominó *Geobody*.

Los tres grandes geocuerpos se denominan *Geobody 1*, *Geobody 2* y *Geobody 3*. A su vez, el primero de ellos también se encuentra subdividido en otros tres geocuerpos, como se puede ver en la Figura 4.4.

En este trabajo nos centraremos en el *Geobody 1*, y, dentro del mismo en el geocuerpo del medio denominado *Geobody1₂*, que corresponde a un reservorio de baja impedancia. Este reservorio se encuentra aproximadamente entre los 2288 y los 2343 metros de profundidad (Figura 4.5).

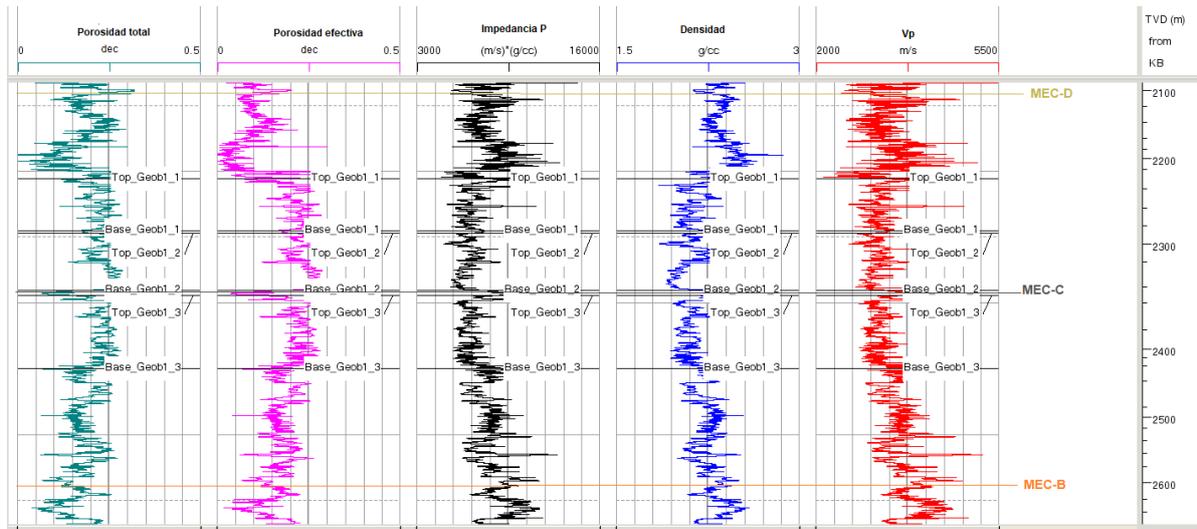


Figura 4.4: Subdivisión del geocuerpo denominado *Geobody 1*. Desde el más somero al más profundo se encuentran los geocuerpos *Geobody1₁*, *Geobody1₂* y *Geobody1₃*. Se observan los perfiles de porosidad total, porosidad efectiva, impedancia P y velocidad de onda P.

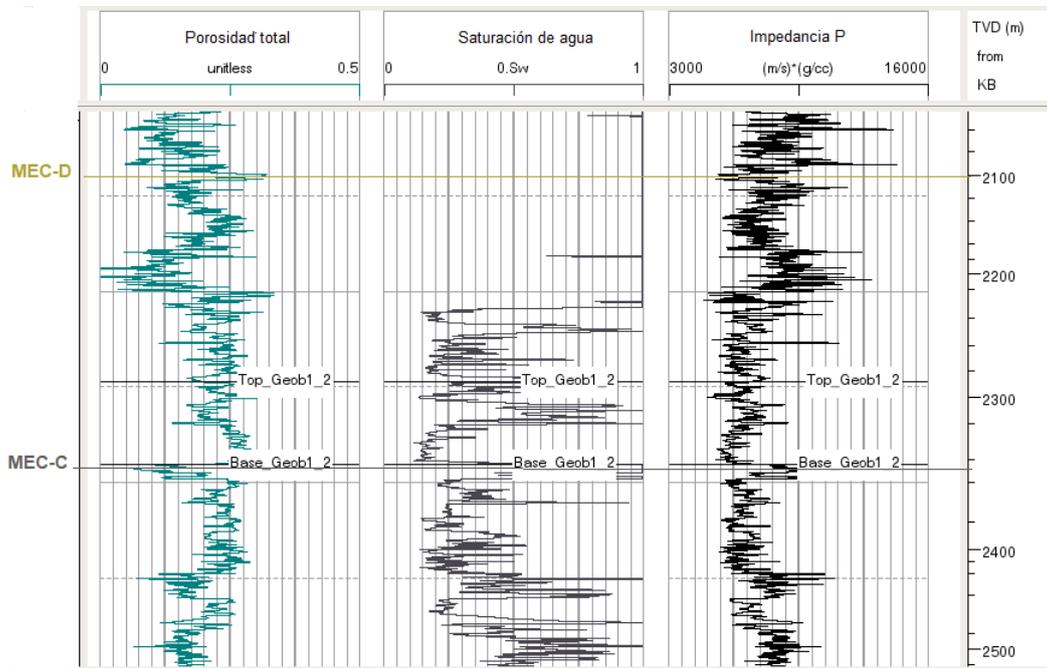


Figura 4.5: Perfiles de porosidad total, saturación de agua e impedancia P para el geocuerpo de interés. Se puede observar que corresponde con una zona de bajas impedancias y altas porosidades.

Capítulo 5

Procedimiento y resultados

En este capítulo se describe el flujo de trabajo, los resultados obtenidos al aplicar el procedimiento de sustitución de fluidos para diferentes escenarios, la generación de gathers sintéticos correspondientes a dichos escenarios de manera consistente con la sísmica disponible y el análisis de las curvas de AVO que de ellos se puedan obtener.

5.1. Extracción de ondículas y calibración del pozo

Los datos que provee la sísmica se encuentran en el dominio del tiempo y los datos que proceden de los perfilajes en el pozo se encuentran en el dominio de profundidad, por lo tanto, es necesario realizar un procedimiento que permita vincularlos.

Una manera práctica de establecer la correlación tiempo-profundidad consiste en generar un sismograma sintético que será comparado con los datos sísmicos en el lugar del pozo. Consideraremos el modelo convolucional de la traza sísmica, por el cual ésta se puede aproximar mediante la convolución de una ondícula adecuada con la serie de coeficientes de reflexión, más ruido blanco.

A partir del perfil de densidad y del sónico (o velocidad de onda P) se puede calcular el perfil de impedancia acústica que, a su vez, permitirá calcular la serie de coeficientes de reflexión. El sismograma sintético se generará al convolucionar la serie de coeficientes de reflexión con una ondícula, más una componente de ruido aleatorio que, a fines prácticos, asumiremos despreciable. La ondícula se debe estimar, y es necesario que sea representativa del dato sísmico, es decir, que su espectro de amplitud y de fase sean similares al que tiene la sísmica en la cercanía del pozo y, en particular, en un intervalo que incluya nuestra formación de interés.

Existen muchos métodos para estimar la ondícula apropiada para utilizar en el modelo convolucional de la traza sísmica. De los que están disponibles en el software que empleamos en

este trabajo utilizaremos dos: la estimación estadística y la generada por el algoritmo de Roy White (White y Simm, 2003).

Una vez obtenida la ondícula se genera un sismograma sintético inicial y se lo compara con la sísmica en el lugar del pozo. Este procedimiento se denomina calibración sísmica o amarre del pozo y consiste en correlacionar eventos presentes en la sísmica con el sismograma sintético. Es decir, se ajusta el sintético y su curva tiempo-profundidad asociada hasta lograr una mejor coincidencia con la sísmica. El coeficiente de correlación y la forma y simetría del correlograma brindan información acerca de la similitud entre la traza sintética y la traza sísmica.

Para llevar a cabo el amarre, en primer lugar, se identifican máximos o mínimos en el sismograma sintético que correspondan a eventos identificados en la sísmica y se aplica un corrimiento en tiempo (*shift*). Luego, y solo en caso de ser necesario, se realiza un estiramiento (*stretch*) sobre la traza sintética mediante dos o más puntos de anclaje. Por último, puede ser necesario aplicar una rotación en la fase promedio de la ondícula para lograr una mejor correlación entre las trazas sintéticas y la sísmica. Como resultado se obtiene una ley de velocidad que vincula los dominios tiempo y profundidad, que tendrá validez en el intervalo analizado en el proceso de amarre antes descrito.

5.1.1. Extracción de una ondícula estadística

La estimación estadística permite la extracción de una ondícula teniendo en cuenta solamente los datos sísmicos, es decir, no utiliza información proveniente del pozo. Esta estimación se basa en la hipótesis de que la autocorrelación de los datos sísmicos es igual, salvo un factor de escala, a la autocorrelación de la ondícula. Una desventaja de este método es que no permite estimar el espectro de fase de la ondícula, por lo que generalmente se asume un espectro de fase constante que debe ajustarse a posteriori.

Para extraer una ondícula estadística consideramos la sísmica a una distancia de 20 *in-lines* y 20 *cross-lines* para cada lado del pozo y una ventana temporal entre 1525 ms a 1980 ms. Se propone, en principio, una ondícula de fase cero de 150 ms de longitud.

Al amarrar el pozo fue necesario realizar una rotación de la fase para conseguir la máxima correlación entre la traza sísmica y el sismograma sintético. La fase de la ondícula resultó ser de 59° (Figura 5.1) y se obtuvo una correlación de 0.76, como se puede ver en la Figura 5.2.

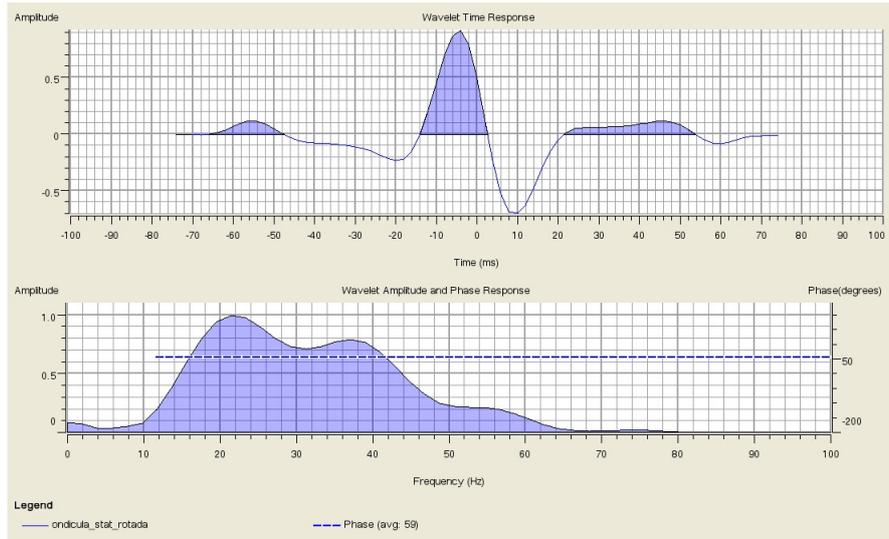


Figura 5.1: Arriba: ondícula estadística estimada para el amarre en el dominio del tiempo. Abajo: espectro de amplitud y de fase.

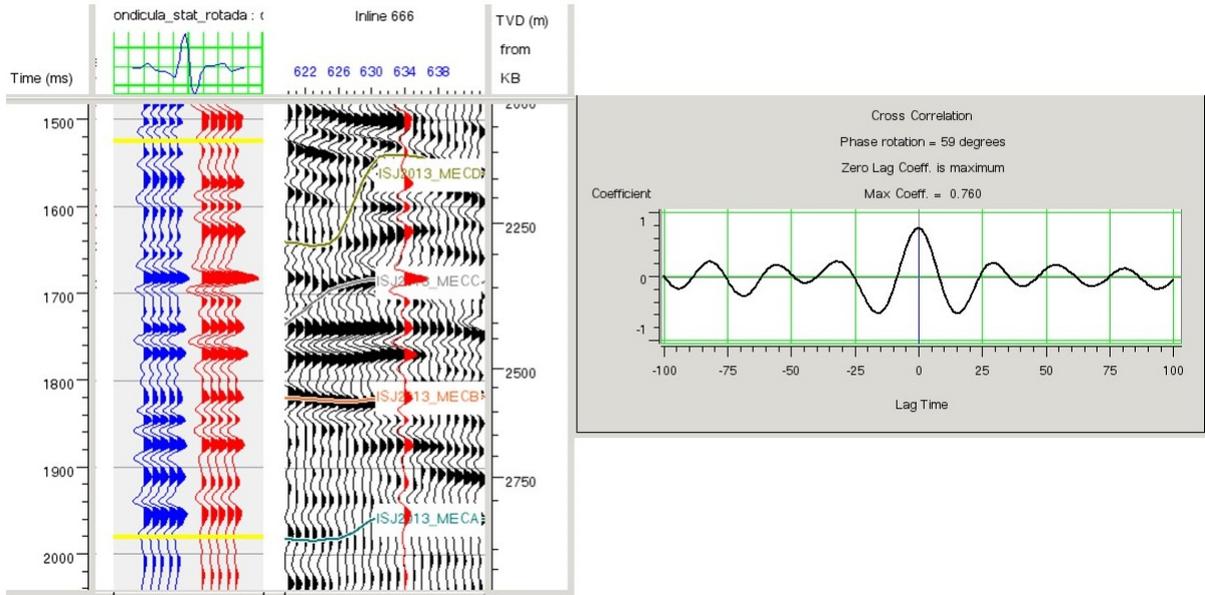


Figura 5.2: Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula estadística (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma con máximo de 0.76. Se aprecia la simetría de los lóbulos secundarios a cada lado del máximo, condición que se buscó para ajustar la fase de la ondícula estimada.

5.1.2. Extracción de una ondícula a partir de datos de pozo

El algoritmo de Roy White permite obtener una ondícula teniendo en cuenta tanto la información sísmica como la información del pozo, sin suponer un espectro de fase constante. Para poder realizar este procedimiento es necesario disponer de una buena correlación previa entre sintético y sísmica, por lo que se debe utilizar primero una ondícula estadística para establecer una ley de velocidad inicial.

Este método define algunos parámetros para controlar la calidad de la ondícula estimada, como el PEP (porcentaje de energía predicha) que toma valores entre 0 y 1, la RMSE (error medio cuadrático) y el BW (ancho de banda). Es aconsejable que los valores del PEP sean mayores al 70 % y el error medio cuadrático menor al 10 % para asegurar una buena correlación de los datos. Cuando esto se cumple, en general se puede obtener una mejor correlación sintético-sísmica con la ondícula estimada por este método que usando una ondícula estimada por el método estadístico.

A partir de la ondícula estadística obtenida previamente se procedió a estimar una ondícula utilizando el algoritmo de Roy White. La misma resultó tener un PEP de 0.799 y un RMSE de 0.071 (Figura 5.3).

Para la estimación de la ondícula se consideró una ventana temporal comprendida entre 1525 ms y 1980 ms y se obtuvo una correlación máxima entre la sísmica y el sismograma sintético de 0.793, como se puede ver en la Figura 5.4. La fase fue rotada en 4° para alcanzar la máxima correlación, por lo que de esta manera la fase promedio resultó ser de 70° .

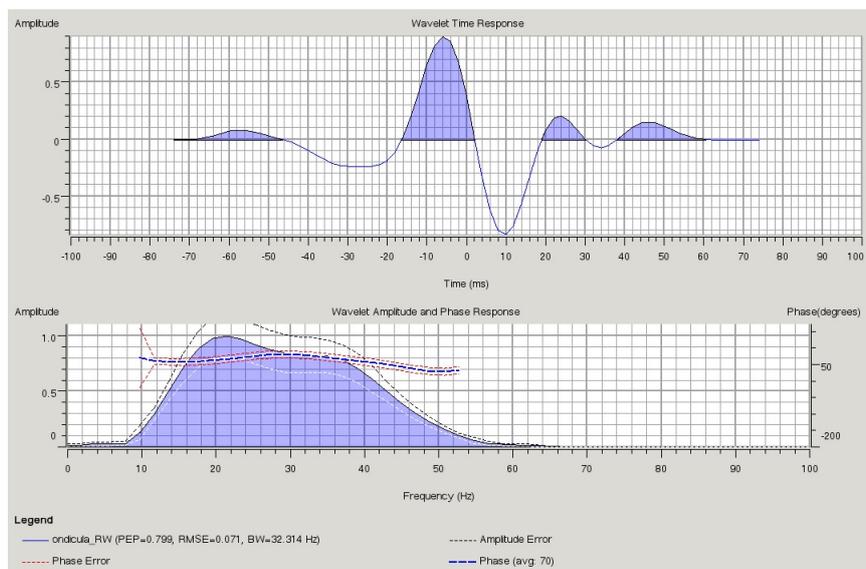


Figura 5.3: Arriba: Ondícula estimada para el amarre con el método de Roy White. Abajo: espectro de amplitud y de fase.

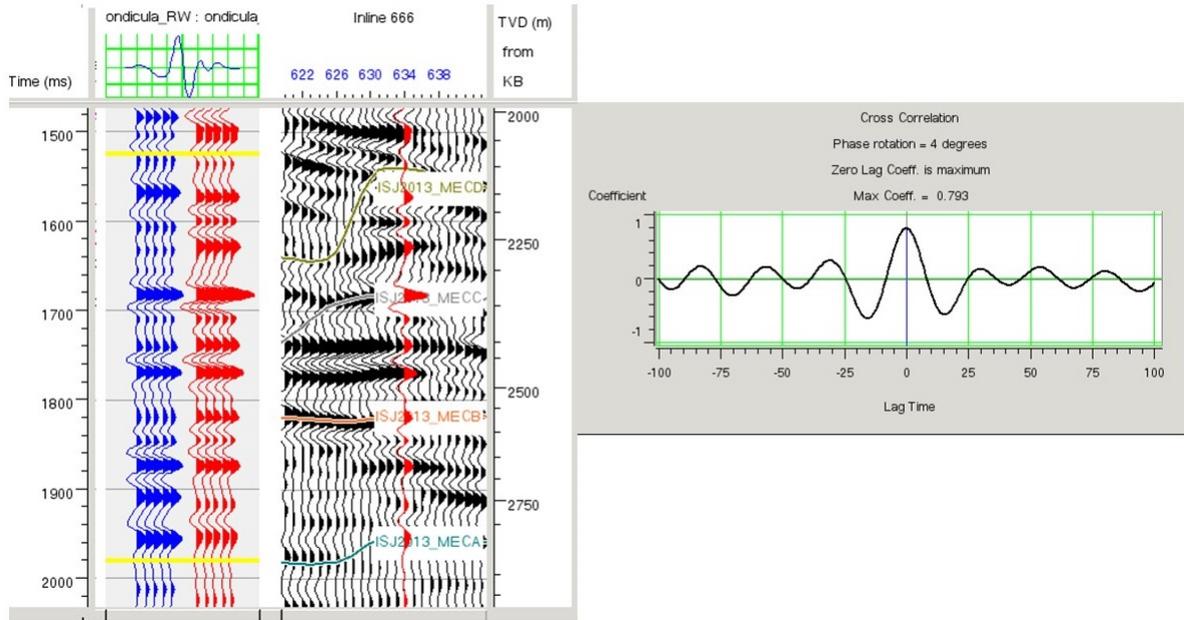


Figura 5.4: Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula de Roy White (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma para el intervalo comprendido entre 1520 ms y 1980 ms, con un máximo de 0.793.

Si se acorta la ventana temporal y se considera un intervalo entre 1600 ms y 1800 ms, en el cual está contenido el reservorio objeto de estudio en este trabajo, se puede ver que la correlación incluso mejora y alcanza un valor de 0.893, como se aprecia en la Figura 5.5.

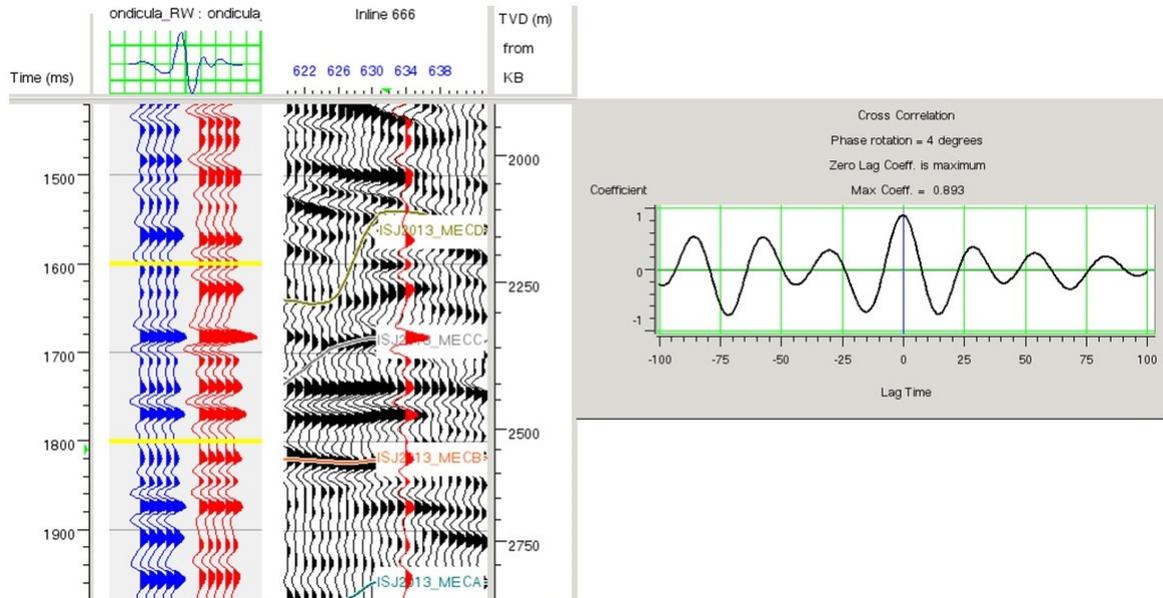


Figura 5.5: Correlación entre el sismograma sintético generado con la ondícula de Roy White (azul) y la sísmica (rojo). A la derecha se muestra el correlograma para el intervalo comprendido entre 1600 ms y 1800 ms, con un máximo de 0.893.

Con esta ondícula, obtenida a partir del algoritmo de Roy White, se realizó la calibración

del pozo y se generó una curva que vincula los dominios tiempo y profundidad.

5.2. Sustitución de fluidos

En este trabajo se propone realizar un modelado de respuesta sísmica mediante una sustitución de fluidos a partir de las ecuaciones de Gassmann.

Para realizar este procedimiento es necesario primero construir el modelo de la roca propuesto por la teoría de Gassmann a partir del análisis de los perfiles que describen las condiciones in situ.

A continuación se generarán curvas de velocidad de onda P, onda S y densidad para cada escenario modelado según las diferentes saturaciones de fluido propuestas y según diferentes porosidades existentes.

Se considera que en los espacios porales de la roca solamente puede haber dos fases de fluido: agua y gas.

5.2.1. Condiciones in situ

Como mencionamos en el Capítulo 3, en el proceso de sustitución de fluidos es necesario determinar el módulo de compresibilidad y el módulo de corte de la matriz mineral, de la roca seca y de la mezcla de fluidos.

Para conocer los minerales que componen la matriz contamos con datos mineralógicos provenientes de un análisis de laboratorio denominado *difracción de rayos X*, que es una técnica que permite identificar los minerales que conforman una muestra de roca en base a sus estructuras cristalinas. De esta manera se cuenta con información mineralógica y sedimentológica de las rocas de interés que atraviesa el pozo.

Se dispone de datos obtenidos de ocho muestras tomadas a diferentes profundidades que describen los porcentajes de los minerales presentes en cada una de ellas. Para determinar el porcentaje de los componentes minerales in situ se realiza el promedio entre todas las muestras. Además del cuarzo, feldespato, arcillas y dolomitas, se describe una categoría denominada "otros", que agrupa a otros minerales también presentes en la muestra de las rocas pero en cantidades escasas, representando un 5% del total. Decidimos distribuir ese porcentaje de manera proporcional entre los minerales conocidos más abundantes. En la Tabla 5.1 se describen los porcentajes de los minerales calculados.

Mineral	Porcentaje
Cuarzo	53 %
Feldespato	33 %
Arcillas	8 %
Dolomitas	6 %
Total	100 %

Tabla 5.1: Porcentaje de minerales promedio en el pozo.

Los valores correspondientes a la densidad y a los módulos de compresibilidad y de cizalla de cada uno de estos minerales que se consideraron en este trabajo se encuentran detallados en la Tabla 5.2. Estos valores ya se encuentran cargados en el software utilizado y, junto con las abundancias de los minerales, permiten calcular los módulos de compresibilidad y de cizalla de la matriz mineral, utilizando el promedio de Reuss o el de Hashin-Shtrikman, cuyas características se explicaron también en el Capítulo 3.

Mineral	Módulo de compresibilidad K (GPa)	Módulo de corte μ (GPa)	Densidad ρ (g/cm^3)
Cuarzo	36.6	45	2.65
Feldespato	37.5	15	2.62
Arcilla	20.9	6.9	2.58
Dolomita	94.9	45	2.87

Tabla 5.2: Valores de módulo de compresibilidad, módulo de corte y densidad para diferentes minerales utilizados en el trabajo.

5.2.2. Análisis de la sensibilidad del método

Antes de modelar diferentes escenarios de saturación de fluidos es necesario evaluar la sensibilidad del método de sustitución. Nos interesa determinar cómo afectan los diferentes parámetros que ingresamos en el proceso de sustitución de fluidos, y de esa manera evaluar la sensibilidad del método. Este análisis se llevó a cabo utilizando los datos del escenario in situ.

Para generar las curvas de velocidad, densidad y porosidad de los escenarios modelados es necesario ingresar algunos parámetros de entrada que se utilizarán en el proceso de sustitución de fluidos.

Se realizaron cuatro pruebas para evaluar la sensibilidad del método, y en cada una de ellas se modificaron algunos parámetros para poder determinar cuánto infería cada uno en los resultados.

Los parámetros y condiciones de entrada comunes a todas las pruebas se detallan a continuación:

Generales:

- El intervalo en el cual se realiza la sustitución de fluidos es el intervalo comprendido entre el techo y la base del reservorio denominado como "Geobody1₂".
- Perfiles de velocidad de onda P y de onda S: se utilizan los perfiles disponibles de los datos.
- Perfil de densidad: se utiliza el perfil de densidad disponible.
- Perfil de porosidad: se calcula a partir del perfil de densidad.

Fluidos:

- Los fluidos presentes en los poros de la roca son agua y gas.
- Se carga el perfil de saturación de agua y, se asume que hay gas en el espacio poral que no está lleno de agua.
- Se asume que el módulo de compresibilidad del agua es $K_{agua} = 2.38 \text{ GPa}$ y su densidad es 1.09 g/cm^3 , y que módulo de compresibilidad del gas es $K = 0.021 \text{ GPa}$ y su densidad 0.1 g/cm^3 , que son los valores por default del software.
- Modelo de saturación tipo parche o acumulaciones: se debe elegir la forma en la que se encuentran presentes los fluidos en los poros. Se puede optar por mezcla homogénea o un modelo de acumulaciones grandes o medianas (mezcla inhomogénea).

Matriz mineral:

- Las propiedades de la matriz mineral se calculan con los minerales presentes en la roca, cuyas abundancias se encuentran descritas en el la Tabla 5.1.
- Se establece el promedio que se utiliza para calcular el módulo de compresibilidad de la matriz mineral. Se puede optar por el promedio de Hashin-Shtrikman, Hill o Reuss.

En las cuatro pruebas realizadas se probaron distintos métodos para calcular la matriz mineral y también se modificó el modelo de saturación de los fluidos. El detalle de cada una de ellas se describe en la Tabla 5.3.

Prueba	Prueba 1	Prueba 2	Prueba 3	Prueba 4
Modo de saturación de fluidos	Mix homogéneo	Mix homogéneo	Mix homogéneo	Acumulaciones inhomogéneas. (<i>Medium patches</i>)
Promedio utilizado para el cálculo de K_{min}	Hashin-Shtrikman	Reuss	Hill	Hashin-Shtrikman

Tabla 5.3: Detalle de los parámetros diferentes utilizados en cada una de las pruebas.

Las curvas obtenidas de cada una de las pruebas se detallan en la Figura 5.6 y corresponden a los perfiles del módulo de compresibilidad para la roca sin fluido en sus poros, K_{dry} .

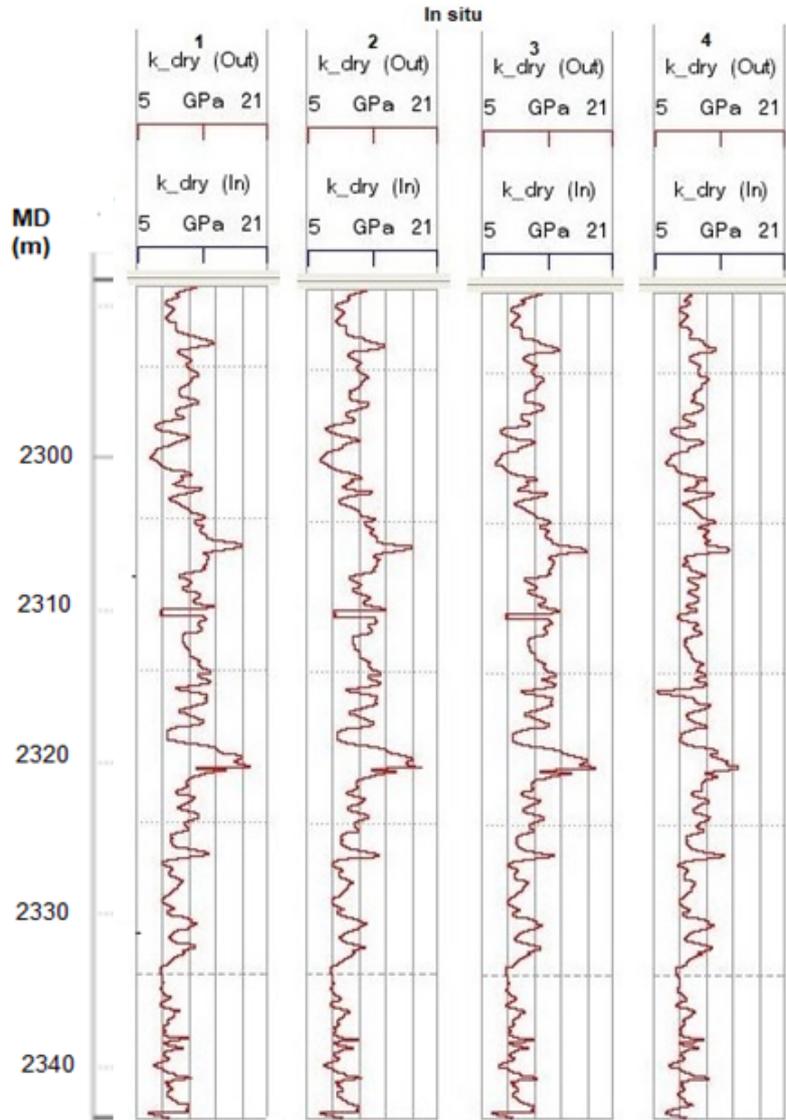


Figura 5.6: Comparación de los perfiles correspondientes al módulo de compresibilidad para la roca sin fluidos K_{dry} para el escenario de saturación in situ, para cada una de las pruebas realizadas.

Como resultado de la realización de estas pruebas se puede ver que las curvas resultantes para el cálculo del módulo de compresibilidad K_{dry} no tienen diferencias significativas entre sí entre las curvas obtenidas de los modelos 1, 2 y 3, como se aprecia en la Figura 5.6.

Para cuantificar las discrepancias entre las curvas se calcularon las diferencias entre la curva de velocidad de onda P obtenida en la prueba 1 y la curva de velocidad de onda P obtenida en cada una de las otras pruebas. Luego, se calculó el histograma para cada caso (Figura 5.7).

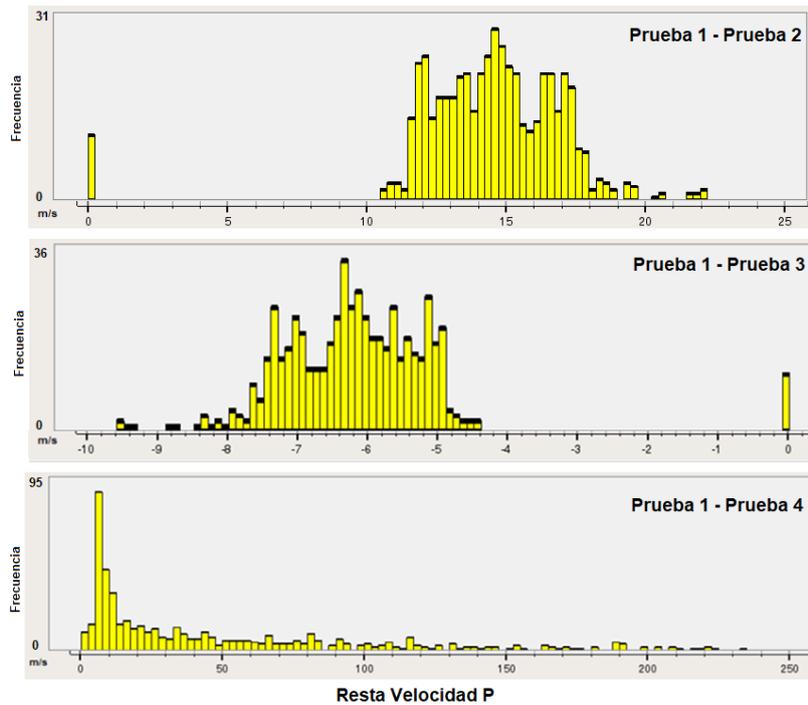


Figura 5.7: Histogramas de las diferencias entre la curva de velocidad de onda P obtenida en la prueba 1 y la curva de velocidad de onda P obtenida en las pruebas 2, 3 y 4.

El gráfico superior de la Figura 5.7 es el histograma obtenido al calcular la diferencia de la curva de velocidad de onda P generada en la prueba 1 y la curva de velocidad de onda P generada en la prueba 2. El gráfico del medio de la Figura 5.7 es el histograma que surge de la diferencia entre la curva de velocidad de onda P obtenida en la prueba 1 y la curva de velocidad obtenida en la prueba 3, y el gráfico inferior corresponde a la diferencia entre la curva de velocidad de onda P generada en la prueba 1 y la curva de velocidad de onda P generada en la prueba 4. En los dos histogramas superiores se puede observar que las diferencias entre las dos curvas son pequeñas. En cambio, en el gráfico inferior se observan valores más grandes y una mayor dispersión.

Como resultado de este análisis se concluye que se podría usar tanto el promedio de Hashin-Shtrikman, el de Reuss o el de Hill para calcular el módulo de compresibilidad de la matriz mineral, y los resultados no presentarían variaciones significativas.

En la curva correspondiente a la prueba 4 de la Figura 5.6 se observan diferencias respecto a las otras pruebas. En esta prueba se consideró que los fluidos se encuentran presentes en forma de acumulaciones espaciadas, constituyendo una mezcla inhomogénea, mientras que en las otras tres pruebas se consideró una mezcla homogénea de los fluidos presentes en los poros. Además, en la prueba 4 se utilizó el promedio de Hashin-Shtrikman para calcular el K_{min} .

Al introducir acumulaciones espaciadas de fluidos se produjeron cambios más grandes en las curvas. Se decidió entonces realizar la sustitución de fluidos considerando una mezcla homogénea de agua y gas. En cuanto a las propiedades de la matriz, se decidió utilizar el promedio de Hashin-Shtrikman para el cálculo del módulo de compresibilidad debido a que este modelo resulta ser la mejor forma de estimar módulos elásticos para una roca isótropa con componentes elásticas, tal como se mencionó en el Capítulo 3.

5.2.3. Escenarios

La sustitución de fluidos se llevó a cabo para diferentes escenarios, variando el porcentaje de saturación de agua en la roca y también las porosidades.

En todas las figuras de esta sección las curvas de color azul corresponden al escenario con saturación de fluidos in situ mientras que las curvas rojas representan los escenarios en los cuales se realizó una sustitución de fluidos.

5.2.4. Variaciones en las saturaciones de agua

Se modelaron los escenarios para saturaciones de agua de 100 %, 99 %, 95 %, 85 %, 70 %, 40 %, 20 % y 0 %, es decir, 100 % gas obteniéndose nuevas curvas de velocidades (P y S) y densidad en cada uno de ellos.

En la Figura 5.8 se pueden ver los perfiles de velocidad de onda P obtenidos en cada uno de los escenarios. A la izquierda se presenta el escenario con 100 % de saturación de agua y, hacia la derecha, disminuye en cada caso la saturación de agua hasta llegar al último escenario que corresponde al caso 100 % saturación de gas.

Se puede observar que, para el caso 100 % agua, la velocidad es mayor respecto al caso con saturación de fluidos in situ (azul) y, cuando se agrega solamente 1 % de gas la velocidad de onda P disminuye. En los siguientes perfiles no se aprecian cambios considerables entre la velocidad modelada y la velocidad in situ.

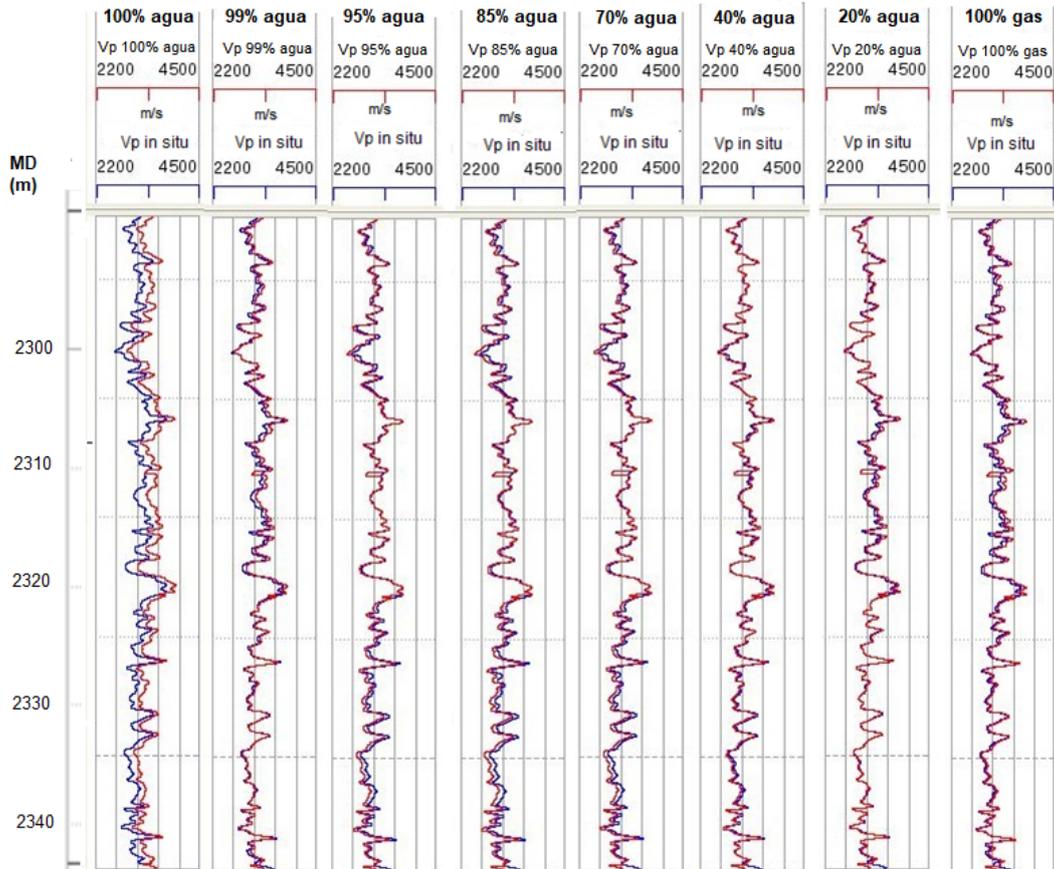


Figura 5.8: Perfiles de velocidad de onda P para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.

Se puede afirmar entonces que si hay presencia de gas la velocidad de onda P disminuye. Sin embargo, esta variación de la velocidad no tiene una relación lineal con la variación en la saturación de gas.

En la Figura 5.9 se muestran los perfiles de velocidad para la onda S obtenidos en cada uno de los escenarios modelados. Para el caso de saturación 100% agua se puede notar una pequeña diferencia entre el perfil modelado y el perfil in situ (azul), principalmente en las zonas más someras y más profundas del reservorio. En las zonas medias no se observan diferencias significativas.

Se puede observar que la velocidad de onda S no tiene variaciones significativas ante la presencia de gas. Sin embargo, existen variaciones pequeñas que se deben a que esta velocidad no sólo depende del módulo de corte, que no varía al cambiar el fluido, sino que depende también de la densidad, como se puede ver en la fórmula mencionada en el Capítulo 3 (Ecuación 3.1).

Para altas saturaciones de agua, en donde la densidad aumenta, la velocidad de onda S resulta menor. En zonas de mayor porosidad se producen mayores cambios en la densidad y, por lo tanto, mayores variaciones de la velocidad.

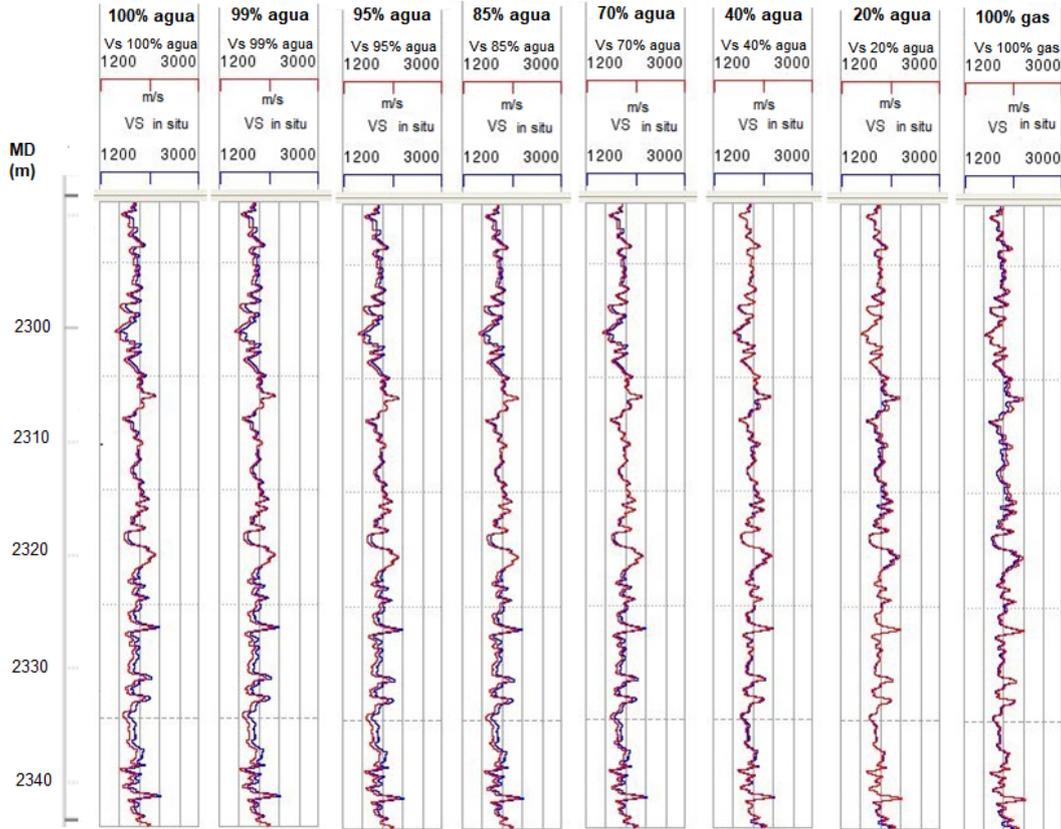


Figura 5.9: Perfiles de velocidad de onda S para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.

En la Figura 5.10 se presentan los perfiles de densidad correspondientes a cada uno de los escenarios modelados. Se puede observar en el gráfico que la densidad es mayor que el caso in situ para los escenarios con altas saturaciones de agua. Es decir que, a medida que la cantidad de gas aumenta en el reservorio, la densidad disminuye. Esto se debe a que la densidad del gas es significativamente menor que la densidad del agua.

Las variaciones en la densidad son proporcionales a las variaciones en la saturación de agua. Algunas zonas del perfil son más sensibles que otras a los cambios en la saturación de agua debido a que la porosidad in situ es variable.

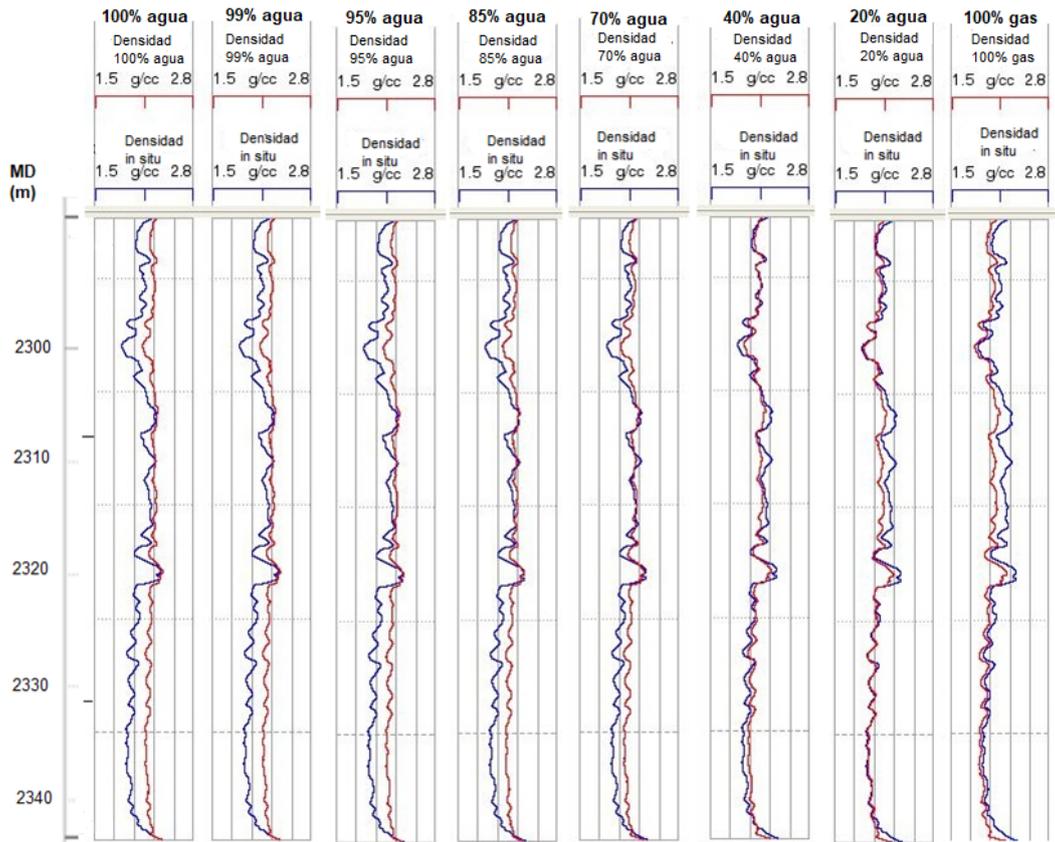


Figura 5.10: Perfiles de densidad para diferentes saturaciones de agua. El perfil de saturación in situ está representado en color azul y los perfiles sustituidos en color rojo.

5.2.5. Variaciones en la porosidad

El reservorio estudiado, *Geobody*₁₂, presenta porosidades que varían entre el 15 % y el 30 %, las cuales constituyen valores buenos para un reservorio. El objetivo de este análisis es estudiar cómo cambian las curvas de velocidades P y S, y la densidad si se producen variaciones en la porosidad.

Se modelaron escenarios con porosidades más bajas que las del reservorio, con porosidades intermedias y con porosidades altas como las condiciones in situ. De esta manera, se realizaron pruebas para valores de porosidad de 10 %, 25 % y 30 %.

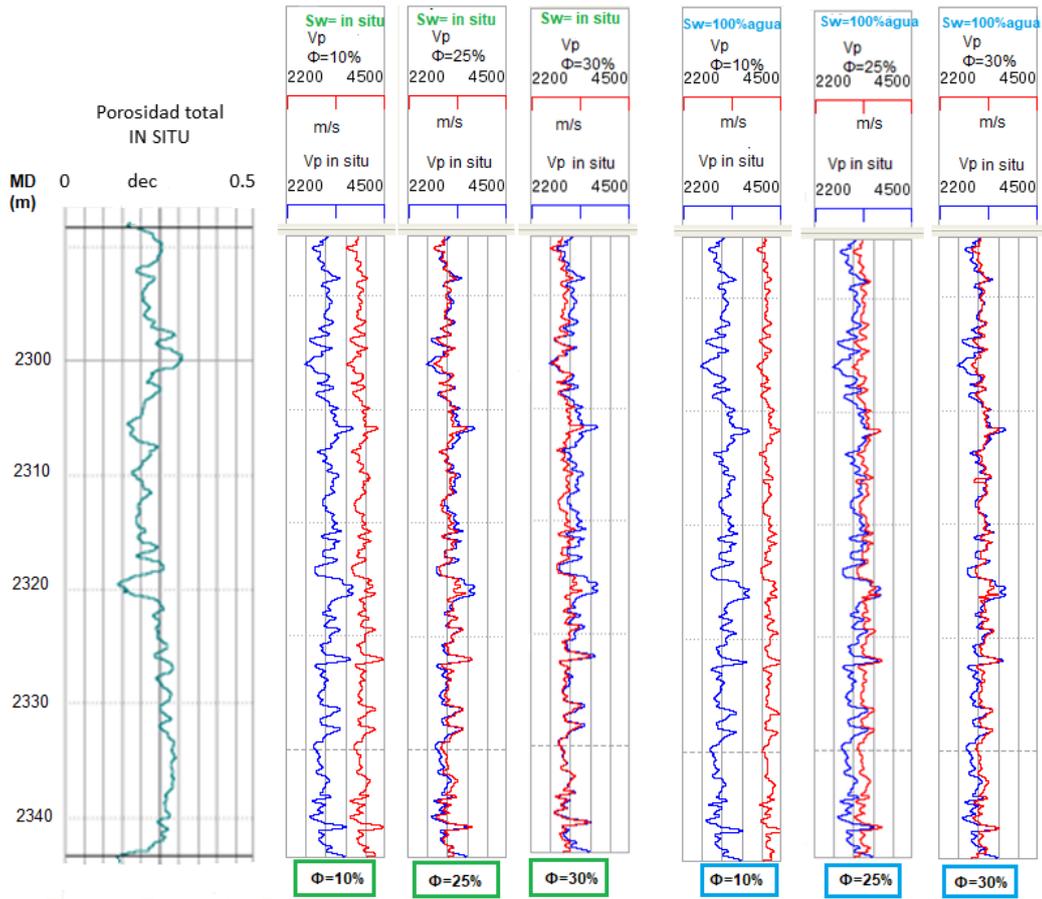


Figura 5.11: Curvas de velocidad de onda P para escenarios con diferentes porosidades. El primer perfil corresponde a la porosidad total in situ. Hacia la derecha, las siguientes tres curvas corresponden al escenario de saturación de fluidos in situ. Las últimas tres curvas corresponden al escenario con 100 % saturación de agua.

En la Figura 5.11 se puede observar que la velocidad de la onda P aumenta considerablemente para una porosidad del 10 %, tanto para el escenario in situ como para el completamente saturado con agua. Para el escenario con 25 % de porosidad, en el caso in situ, las curvas son prácticamente iguales ya que se encuentra en el rango de porosidades presentes en este reservorio. Para porosidades de 30 % se puede apreciar que, hasta la mitad del reservorio, la velocidad de onda P resulta más baja que la velocidad en el pozo.

En el caso de 100 % saturación de agua, si bien sucede que para bajas porosidades aumenta la velocidad de onda P, a diferencia del caso in situ, esto también ocurre para porosidades del orden de 25 %.

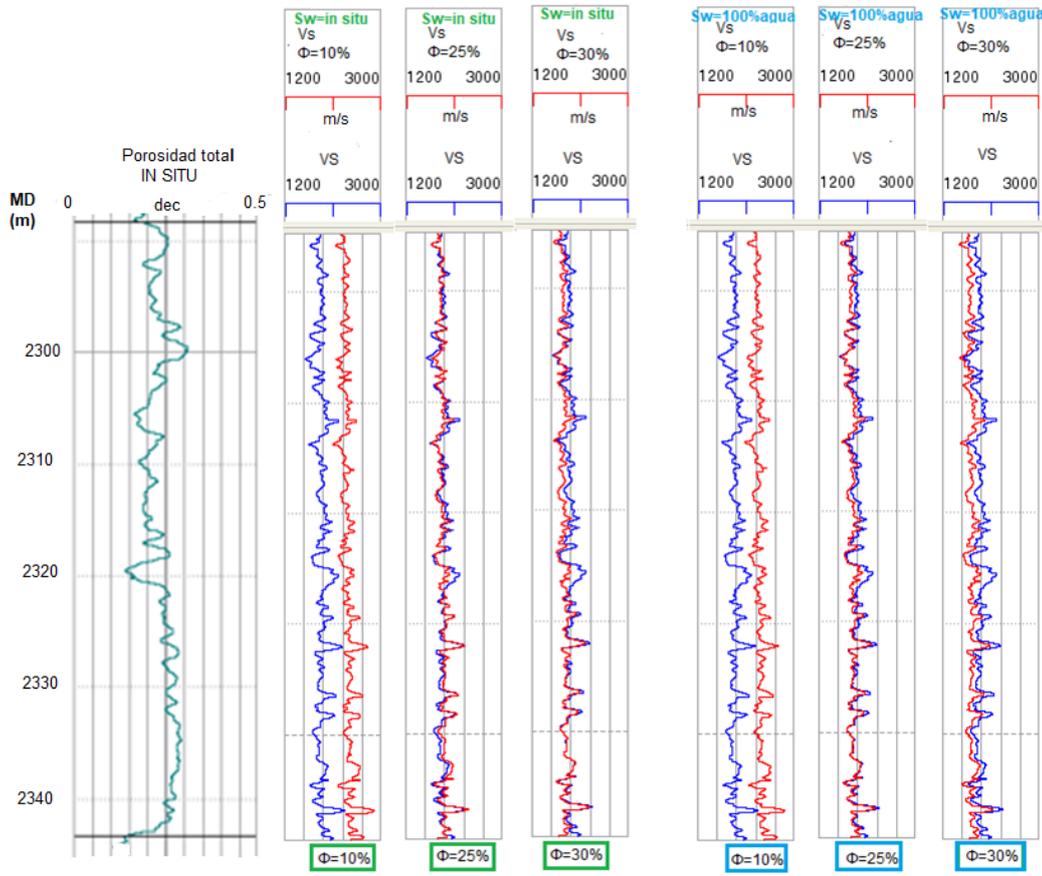


Figura 5.12: Curvas de velocidad de onda S para escenarios con diferentes porosidades. El primer perfil corresponde a la porosidad total in situ. Hacia la derecha, las siguientes tres curvas corresponden al escenario de saturación de fluidos in situ. Las últimas tres curvas corresponden al escenario con 100 % saturación de agua.

En la Figura 5.12 se detallan las curvas obtenidas para la velocidad de onda S para cada uno de los escenarios en los cuales se modificó la porosidad.

Para porosidades del orden del 10 % se evidencia un aumento de la velocidad de onda S, tanto para el escenario in situ como para el de 100 % saturación de agua.

La onda S, al igual que la P, es sensible a la porosidad. Si se introducen cambios en la densidad, ya sea por una variación en la saturación o una variación en la porosidad, la velocidad de onda S se verá afectada.

Para el escenario de porosidad de 25 % no hay prácticamente distinción entre los perfiles de velocidad de onda S original y el perfil obtenido como resultado de la sustitución. Esto sucede tanto para el caso in situ como para el caso de saturación 100 % agua, ya que porosidades de este orden son las que se encuentran en el pozo.

Para una porosidad de 30 %, en el caso 100 % saturación de agua, sucede que la velocidad de onda S resulta más chica que la velocidad in situ. Para el caso in situ con porosidades del 30 % se observan diferencias entre las curvas hacia la mitad del reservorio. Allí, la velocidad de

onda S disminuye con respecto al escenario con porosidades in situ.

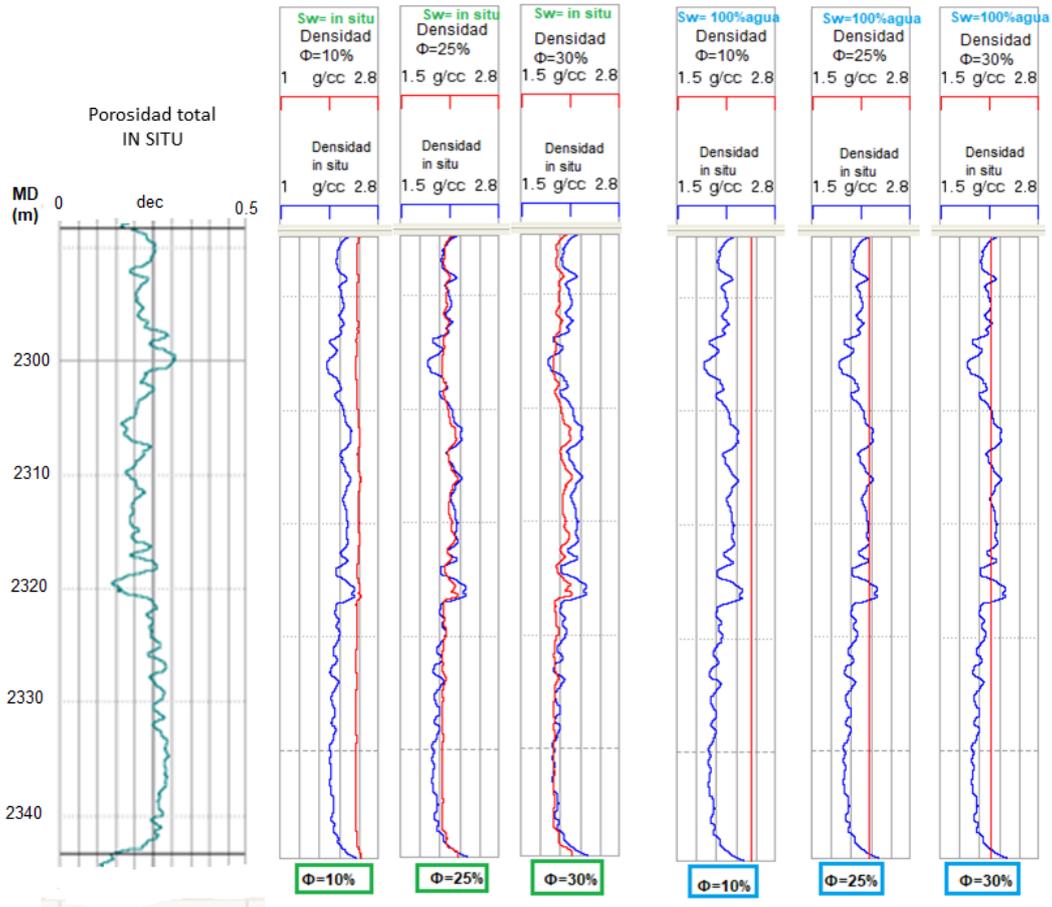


Figura 5.13: Curvas de densidad para escenarios con diferentes porosidades. El primer perfil corresponde a la porosidad total in situ. Hacia la derecha, las siguientes tres curvas corresponden al escenario de saturación de fluidos in situ. Las últimas tres curvas corresponden al escenario con 100 % saturación de agua

En la Figura 5.13 se exponen los perfiles de densidad con diferentes porosidades para el caso de saturación in situ y el caso con 100 % saturación de agua.

Se puede observar en la imagen que, si la porosidad disminuye, la densidad aumenta debido a que hay más contenido de matriz de la roca y menor cantidad de poros, y los minerales que conforman la matriz tienen una densidad mayor que los fluidos que rellenan los poros (agua o gas). Esto sucede tanto en el caso in situ como en el caso de 100 % saturación de agua.

Para el escenario in situ con una porosidad del 25 % la curva modelada se parece bastante a la curva original, pero para una porosidad de 30 % la densidad resulta menor que la original. Esto se debe a que la porosidad es mayor que en el caso in situ y, por lo tanto, la roca presenta una mayor cantidad de poros y menos cantidad de matriz.

Para el escenario 100 % agua la densidad obtenida para los casos de porosidades de 25 % y 30 % se puede ver como una constante cuyo valor disminuye a medida que aumenta la porosidad.

5.3. Generación de sismogramas sintéticos (pre-stack)

El siguiente paso en el trabajo consistió en la generación de sismogramas sintéticos para el caso in situ y para todos los escenarios considerados en la sección anterior.

Para cada uno de los escenarios modelados, con diferentes saturaciones de fluido y/o porosidades se obtuvieron nuevas curvas de velocidad de onda P, de onda S y densidades. Con estas curvas se procedió a generar un sismograma sintético pre-stack para cada caso.

El sismograma sintético se generó para ángulos de incidencia comprendidos entre 0° y 30° , con un total de 20 trazas, utilizando el algoritmo de Zoeppritz.

Fue necesario conseguir una nueva ondícula debido a que la utilizada para el amarre del pozo no era de fase cero. Entonces, se aplicó una rotación a la fase de la ondícula obtenida con el algoritmo de Roy White (Figura 5.3) para obtener una ondícula de fase cero. La rotación que debió aplicarse fue de -66° . De esta manera se consiguió una ondícula cuya fase promedio es cero, que fue la utilizada para generar todos los sismogramas sintéticos. Esta ondícula se encuentra graficada en la Figura 5.14.

La necesidad de la fase cero se debe a que en el siguiente paso del trabajo este sintético se utilizará para realizar un análisis de AVO, y los modelos teóricos de clasificación de anomalías con los cuales se deberán comparar las curvas están generados con ondículas de fase cero.

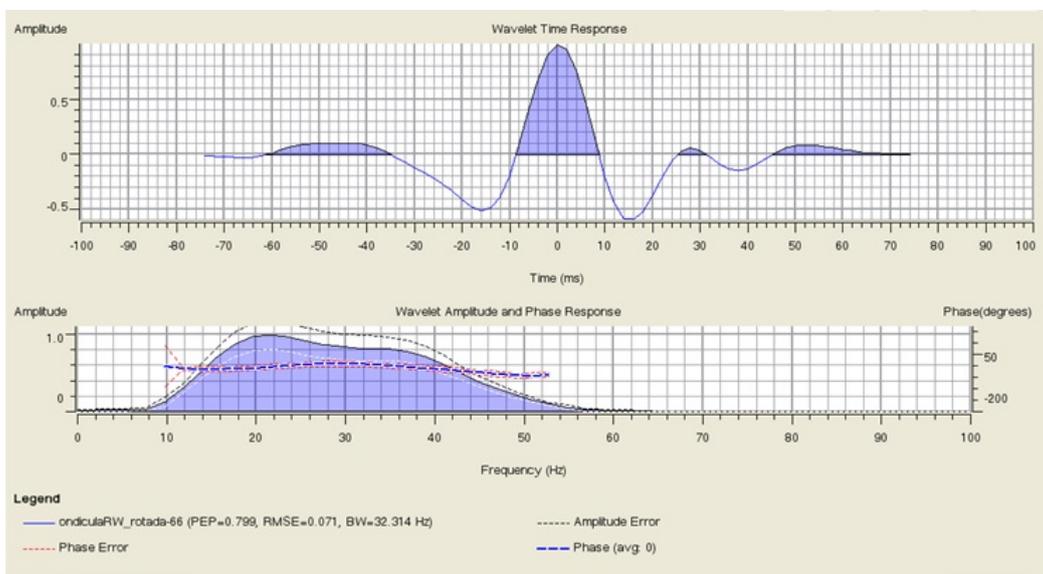


Figura 5.14: Ondícula de fase cero utilizada para generar los sismogramas sintéticos.

5.3.1. Escenario in situ

Los sismogramas sintéticos generados servirán para realizar un análisis de la amplitud versus ángulo de incidencia (AVA). Para poder llevar a cabo este estudio es necesario identificar

un horizonte en el sismograma, ya que en la curva de amplitud AVO se analiza cómo cambia y qué valores toma la amplitud de un horizonte a lo largo de todos los ángulos (*offsets*).

Se procedió a identificar un evento, que podría ser un máximo o un mínimo, en el sismograma del escenario con saturación in situ. Elegimos interpretar un horizonte dentro del reservorio que estamos estudiando (*Geobody1₂*), que se encuentra aproximadamente entre los 1647 ms y 1690 ms. El horizonte elegido corresponde a un máximo y representa la base del reservorio. Se encuentra a los 1688 ms, coincidiendo prácticamente con el horizonte MEC-C. Lo denominamos “evento sintético” (Figura 5.15).

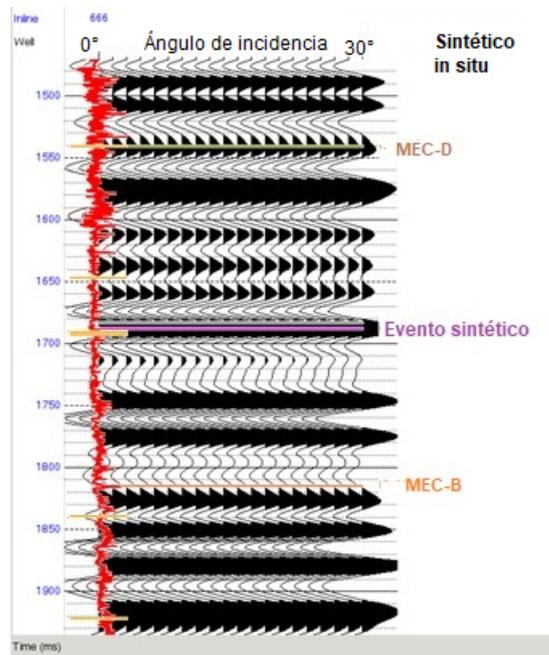


Figura 5.15: Sismograma sintético generado para el escenario de saturación de fluidos in situ con una ondícula de fase cero. En magenta, el horizonte interpretado sobre el sismograma.

5.4. Análisis AVO

Una vez generado el sismograma sintético *pre-stack* para cada uno de los escenarios, nos interesa estudiar cómo varía la amplitud de un evento determinado del reservorio a medida que aumenta el ángulo de incidencia, o de forma equivalente, a medida que aumenta el *offset*.

Debemos elegir si el estudio de las curvas de AVO se efectuará sobre un evento que represente el techo o la base del reservorio (o ambos). En este caso, como el reservorio es de baja impedancia, lo más conveniente sería estudiar un mínimo (valle) y de esa forma facilitar el análisis. Sin embargo, el reflector que se ve más definido y con mayor amplitud es un máximo, por lo que el horizonte elegido para analizar es el que obtuvimos previamente, que corresponde a la base del reservorio *Geobody12*.

5.4.1. Curvas AVO

Se generaron las curvas de amplitud versus ángulo de incidencia para cada uno de los escenarios. En el eje de las abscisas se representan los ángulos de incidencia, que varían entre $\theta = 0^\circ$ (*offsets* cercanos) y $\theta = 30^\circ$ (*offsets* lejanos). En el eje de las ordenadas se grafica la amplitud.

En la Figura 5.16 se presentan las curvas de amplitud para los escenarios en los cuales se modificó el porcentaje de saturación de agua. En la Figura 5.16a) se muestra el caso in situ, y en las siguientes figuras están los escenarios que presentan saturaciones de agua de 100 %, 99 %, 95 %, 85 %, 70 %, 40 % y 20 % , y 100 % saturación de gas.

Se puede observar que todas las curvas presentan una tendencia decreciente, es decir, que la amplitud para incidencia normal es positiva pero luego disminuye a medida que el ángulo de incidencia aumenta.

Para el caso in situ la amplitud a incidencia normal vale aproximadamente 0.21, y para $\theta = 30^\circ$ alcanza un valor de 0.17. En el caso 100 % saturación de agua, la amplitud para $\theta = 0^\circ$ vale 0.12 y disminuye notablemente con el ángulo hasta alcanzar un valor de 0.075 para $\theta = 30^\circ$.

Para el caso de 99 % saturación de agua, para offset cero la amplitud vale 0.15 y para offset lejanos 0.10. Para el caso 70 % saturación de agua, para $\theta = 0^\circ$ la amplitud mide 0.19, pero para $\theta = 30^\circ$ toma un valor de 0.15.

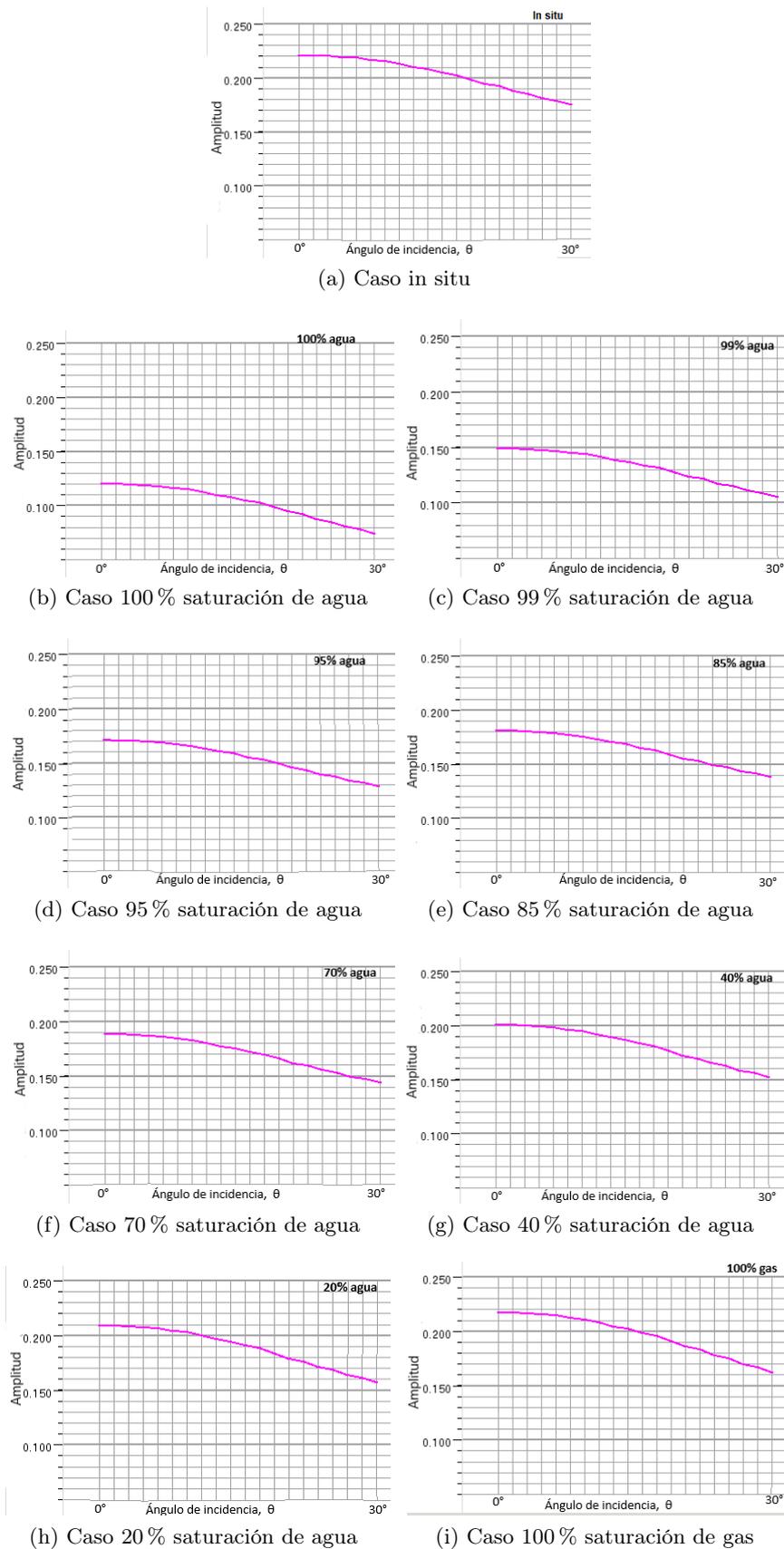
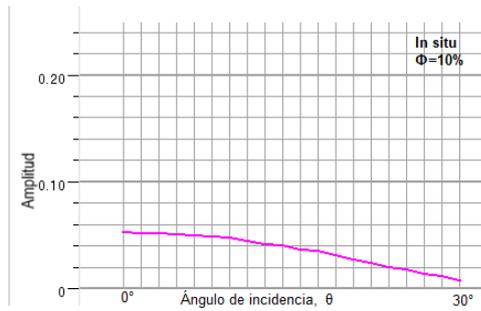


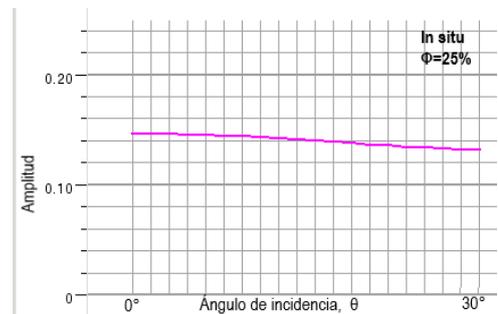
Figura 5.16: Curvas de amplitud versus ángulos de incidencia para diferentes saturaciones de agua y gas.

Se puede observar de forma general que, a medida que disminuye la saturación de agua (o aumenta el contenido de gas), la amplitud a incidencia normal, que corresponde a $\theta = 0^\circ$, aumenta hasta alcanzar su valor máximo en escenario de 100 % saturación de gas, en donde vale 0.22. En ese mismo escenario, para $\theta = 30^\circ$ alcanza un valor de 0.16. Además, se puede observar que la curva del escenario 100 % saturación de gas se asemeja bastante a la curva correspondiente al escenario in situ.

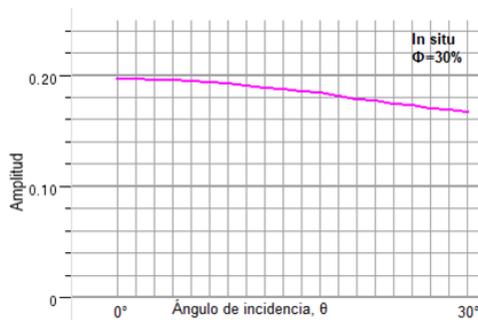
También se generaron las curvas que describen cómo varía la amplitud según el ángulo de incidencia para los casos en que se modificaron las porosidades. Estas curvas se obtuvieron para los escenarios correspondientes a porosidades de 10 %, 25 % y 30 %, tanto para el escenario in situ como para el de 100 % saturado en agua.



(a) Caso 10 % porosidad para el escenario in situ

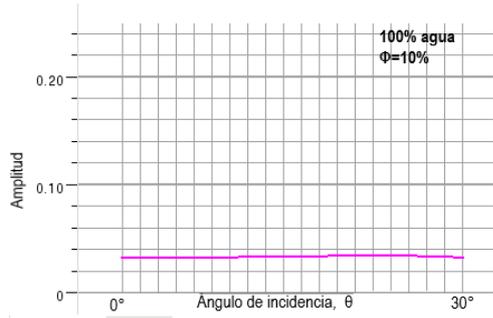


(b) Caso 25 % porosidad para el escenario in situ

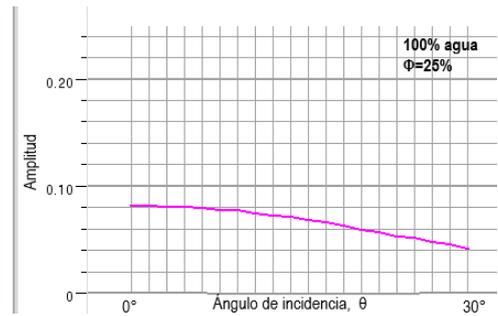


(c) Caso 30 % porosidad para el escenario in situ

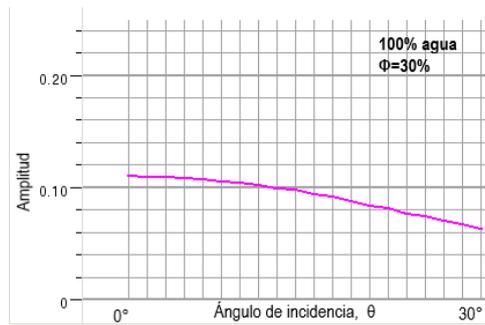
Figura 5.17: Curvas de amplitud versus ángulo de incidencia para el escenario in situ con diferentes porosidades.



(a) Caso 10% porosidad para el escenario 100% agua



(b) Caso 25% porosidad para el escenario 100% agua



(c) Caso 30% porosidad para el escenario 100% agua

Figura 5.18: Curvas de amplitud versus ángulo de incidencia para el escenario 100% agua con diferentes porosidades.

En la Figura 5.17 se muestran las curvas correspondientes a variaciones de porosidad para el caso in situ, y en la Figura 5.18 las curvas para el caso de 100% saturación de agua.

Tanto en el escenario in situ como en el que se encuentra totalmente saturado por agua, a bajas porosidades el horizonte estudiado resultó estar desfasado en el sismograma sintético y no coincidía con un máximo. Por este motivo, se interpretó otro horizonte que correspondiera con el evento de interés. Para el caso de porosidad 10% se utilizó este nuevo horizonte para estudiar la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia.

En los tres gráficos correspondientes al escenario in situ la curva de amplitud decrece con el ángulo de incidencia. El valor máximo se alcanza en el escenario de mayor porosidad (30%) a incidencia normal. La amplitud alcanza un valor de 0.2 y, para $\theta = 30^\circ$ toma un valor de 0.17.

En el caso de saturación de 100% agua, para bajas porosidades la curva no presenta variaciones de amplitud. Para porosidades de 25% y 30% la curva decrece con el ángulo de incidencia. El valor más alto se alcanza para incidencia normal para porosidad de 30%.

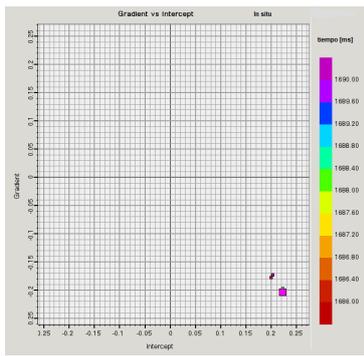
5.4.2. Gradiente versus *intercept*

Además del análisis de las curvas de la amplitud con respecto al ángulo de incidencia, también se realizaron *crossplots* entre el gradiente y el *intercept*, es decir, los coeficientes A y B, respectivamente, obtenidos de las aproximaciones de Aki-Richards o Shuey (Ecuación 3.23). Estos gráficos se utilizan para determinar mejor el tipo de anomalía AVO en la zona de interés.

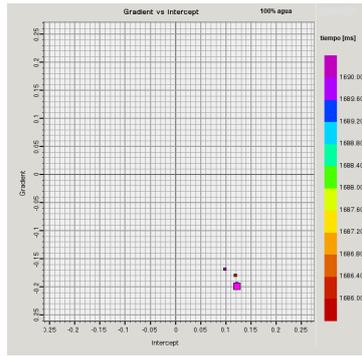
Se consideró la aproximación de Aki Richards de dos términos, ya que los ángulos de incidencia de los sismogramas sintéticos están comprendidos entre los 0° y 30° , y dentro de estos ángulos funciona bien esta aproximación.

El horizonte denominado "evento sintético", determinado a partir del sismograma sintético para el escenario in situ, se encuentra a los 1688 ms y se estableció como el horizonte de interés. Se seleccionó una ventana de tiempo pequeña, comprendida entre los 1686 ms y 1690 ms, aproximadamente 2 ms por encima y 2 ms por debajo del evento objetivo.

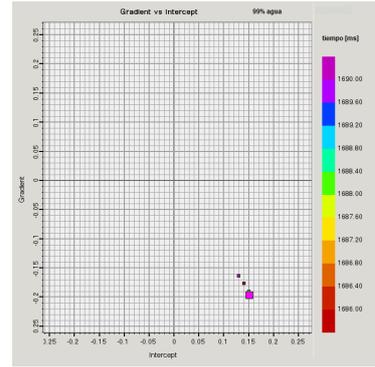
El eje de las abscisas corresponde a los valores de *intercept* mientras que el eje de las ordenadas corresponde a los valores del gradiente. La escala de colores representa el tiempo, es decir, la profundidad de los eventos representados en el gráfico. Colores rojizos están asociados a eventos más someros, mientras que colores en la gama de los azules y morados se asocian a eventos más profundos. El cuadrado de tamaño más grande de color violeta representa la profundidad del evento estudiado, independientemente de la escala de colores establecida.



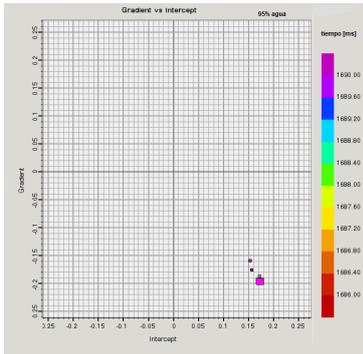
(a) Caso in situ



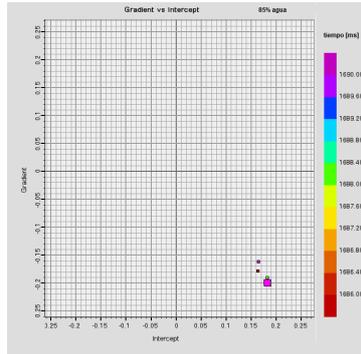
(b) Caso 100% saturación de agua



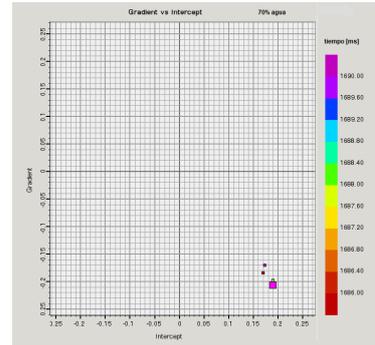
(c) Caso 99% saturación de agua



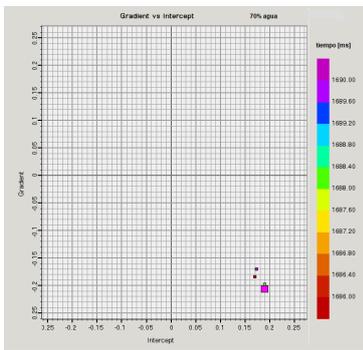
(d) Caso 95% agua



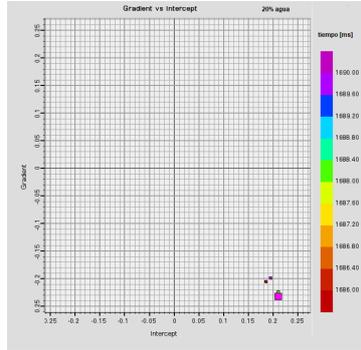
(e) Caso 85% agua



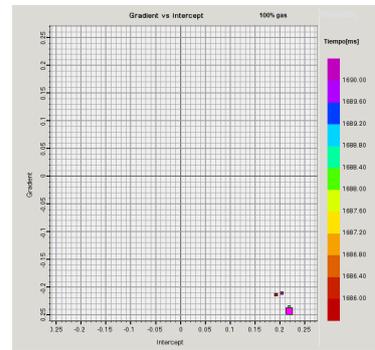
(f) Caso 70% agua



(g) Caso 40% agua



(h) Caso 20% agua



(i) Caso 100% gas

Figura 5.19: Gráficos gradiente vs *intercept* para diferentes saturaciones de agua y gas.

En la Figura 5.19 se presentan todos los *crossplots* de gradiente versus *intercept* para el caso in situ y para los escenarios modelados con diferentes sustituciones de fluidos.

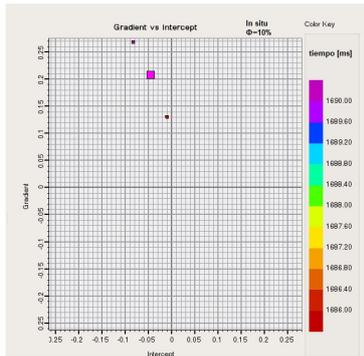
En el gráfico correspondiente al caso in situ se pueden observar valores de *intercept* entre 0.2 y 0.25, y valores de gradiente negativos, cercanos a -0.2.

En el gráfico del escenario de 100% agua se pueden identificar valores de *intercept* entre 0.1 y 0.15, y valores de gradiente de -0.2 también, como el caso in situ. Al agregar 1% de gas, en el escenario de 99% saturación de agua el *intercept* toma valores un poco más grandes que para el caso 100% agua y el gradiente también vale aproximadamente -0,2. Entre los escenarios de 90% agua y 85% agua no observan cambios en el gráfico y, para el caso 70% agua el *intercept*

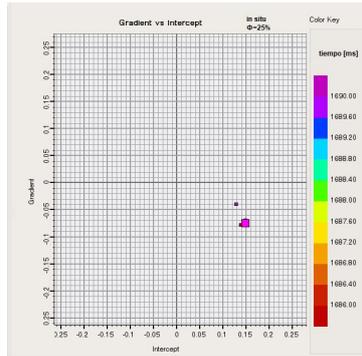
registra un pequeño aumento.

A medida que disminuye la cantidad de saturación de agua el valor de gradiente se hace cada más negativo hasta llegar al caso 100 % saturación de gas en el que su valor ronda los -0.24. Para ese escenario el *intercept* vale entre 0.2 y 0.25.

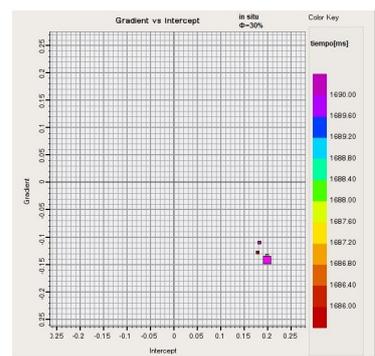
Se puede decir entonces que el evento que queremos estudiar se encuentra en todos estos casos en el cuadrante número IV. Registra valores negativos de gradiente y positivos de *intercept*.



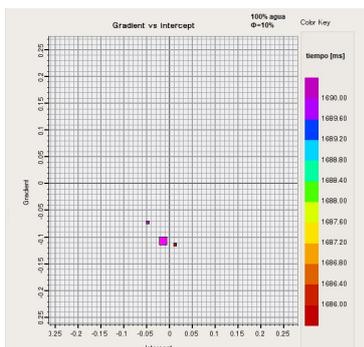
(a) Caso 10 % de porosidad para el escenario in situ



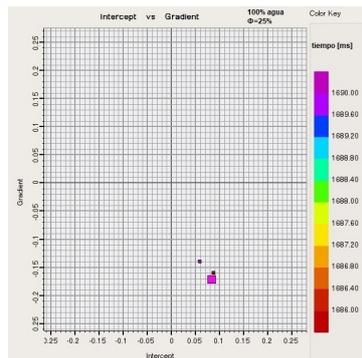
(b) Caso 25 % porosidad para el escenario in situ



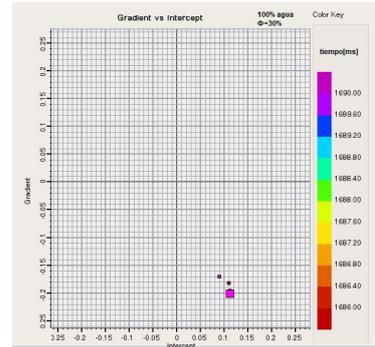
(c) Caso 30 % porosidad para el escenario in situ



(d) Caso 10 % porosidad para el escenario 100 % agua



(e) Caso 25 % porosidad para el escenario 100 % agua



(f) Caso 30 % porosidad para el escenario 100 % agua

Figura 5.20: Gráficos gradiente vs *intercept* para diferentes porosidades en los casos in situ y 100 % agua.

En la Figura 5.20 se muestran los gráficos gradiente versus *intercept* para los escenarios con diferentes porosidades, tanto para el caso in situ como para el caso 100 % saturación de agua.

En el escenario in situ se puede observar que, para porosidades de 10 % se obtuvieron valores de gradiente positivo pero *intercept* negativo. El evento de interés se ubica en el segundo cuadrante.

Para porosidades de 25 % y 30 % se registra un *intercept* positivo y valores de gradiente negativos. El evento se ubica en el cuarto cuadrante.

En el escenario correspondiente a 100 % saturación de agua, para 10 % de porosidad el

intercept y el gradiente toman valores negativos. Para porosidades de 25 % y 30 % se registran valores de *intercept* positivos y gradientes negativos, ubicándose el evento en el cuarto cuadrante.

Finalmente, para poder identificar el tipo de anomalía que se encuentra presente en la zona de estudio se deben comparar las curvas de amplitud y los crossplots con las curvas teóricas que definen la clasificación de anomalías AVO, desarrolladas en el Capítulo 3 (Figuras 3.5a y 3.5b). Sin embargo, hay que tener especial cuidado ya que esa clasificación teórica está desarrollada para ondas incidentes en el techo del reservorio. En este trabajo, el análisis se realiza para incidencia en la base del reservorio. Entonces, a la hora de realizar la comparación entre las curvas obtenidas y las curvas de la clasificación, hay que pensar a estas últimas modificadas, como si estuvieran espejadas (Figura 3.5b).

Como resultado, al comparar la curva in situ de la Figura 5.16 y los crossplots de la Figura 5.19 con la clasificación teórica se puede interpretar que el comportamiento de AVO es como el de la clase IV.

Capítulo 6

Conclusiones

Luego de analizar los resultados obtenidos en este trabajo se arribó a las siguientes conclusiones:

- De los modelados realizados con distintas saturaciones de gas se desprende que la velocidad de onda P resulta ser un buen indicador de la presencia de gas. Se produce una disminución de la velocidad como respuesta a muy bajas saturaciones de gas en el reservorio. Asimismo, se observó que la velocidad de onda S presenta una baja sensibilidad a los cambios de saturación de fluidos. Las variaciones en la velocidad de onda S que se observan al reemplazar agua por gas se deben sólo a la disminución de la densidad de la roca saturada.
- Las pruebas realizadas con distintas porosidades mostraron que tanto la velocidad de onda P como la velocidad de onda S resultan sensibles a variaciones en la porosidad. Sin embargo, esto se debe a distintas razones en cada caso. La velocidad de onda S responde a los cambios del módulo de corte y de la densidad de la roca que varía linealmente con la porosidad. La velocidad de la onda P es afectada por la porosidad de manera similar a la onda S si consideramos los cambios que se producen en la densidad y el módulo de corte. Sin embargo, los cambios en el módulo de compresibilidad al modificar el volumen poral tienen una influencia más significativa.
- En el análisis AVO, la curva que describe la variación de la amplitud con respecto al ángulo de incidencia, resulta similar tanto para el caso in situ como para altas saturaciones de gas. Las amplitudes evidencian la presencia de gas en el reservorio, pero no permiten estimar la saturación.
- El comportamiento de AVO que se identificó para la base del reservorio podría clasificarse

como clase IV, aunque la litología en la que se estableció esa clasificación no condice con la de la zona que estamos estudiando.

- Se observan valores pequeños en el gradiente y no se presentan grandes cambios para diferentes saturaciones de agua. En el *intercept* se puede observar un cambio del orden de un factor 2 entre el escenario 100% saturado con agua y los distintos escenarios de saturación de gas.

Referencias

- Acuña, C., Schiuma, A., Parra, D., Droeven, C., Bernedo, M., y Paredes, J. (2011). Modelo paleoambiental de la formación Mina del Carmen en el yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos técnicos, Mar del Plata*, pp. 419–442.
- Aki, K. y Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*. Freeman San Francisco, CA.
- Asveth, P., T. M., y Mavko, G. (2005). *Quantitative seismic interpretation*. Cambridge University Press.
- Batzle, M. y Wang, Z. (1992). Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, 57(11):1396–1408.
- Biot, M. A. (1956). Theory of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 1. Low frequency range. *J Acoust. Soc. Am.*, 28:168–178.
- Castagna, J. P. y Swan, H. W. (1997). Principles of AVO crossplotting. *The Leading Edge*, 16(4):337–344.
- Cayo, L., Crovetto, C., Plazibat, S., Stein, J., Diaz, M., y Paredes, J. (2011). Control tectónico sobre la sedimentación de la formación Mina del Carmen (albiano) en el yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos técnicos, Mar del Plata*, pp. 397–418.
- Dvorkin, J., Mavko, G., y Gurevich, B. (2007). Fluid substitution in shaley sediment using effective porosity. *Geophysics*, 72:01–07.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., y Villar, H. (1999). Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge. Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. En *Actas IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata*, volumen 1, pp. 197–237.

- Gassmann, F. (1951). Über die elastizität poroser medien. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich*, 96:1–23.
- Hashin, Z. y Shtrikman, S. (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2):127–140.
- Hill, R. (1963). Elastic properties of reinforced solids: some theoretical principles. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11:357–372.
- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J. (2009). *The rock physics handbook. Tools for seismic analysis of porous media. Second edition.* Cambridge University Press.
- Paredes, J., Foix, N., y Allard, J. (2022). B.4. Estratigrafía cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge. En *Geología y recursos naturales de Chubut. Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn*, pp. 142–186.
- Ross, C. P. y Kinman, D. L. (1995). Nonbright-spot AVO: Two examples. *Geophysics*, 60:1398–1408.
- Russell, B., Hedlin, K., y Lines, L. (2001). Fluid-property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective. *Crews research report*, 13:403–419.
- Rutherford, S. R. y Williams, R. H. (1989). Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54(6):680–688.
- Shuey, R. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50(4):609–614.
- Simm, R. y Bacon, M. (2014). *Seismic amplitude: An interpreter's handbook.* Cambridge University Press.
- Smith, T. M., Sondergeld, C. H., y Rai, C. S. (2003). Gassmann fluid substitutions: A tutorial. *Geophysics*, 68(2):430–440.
- Sylwan, C. (2001). Geology of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27:123–157.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F., y Padva, D. (2011). Cuenca del Golfo San Jorge. En *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Mar del Plata*, pp. 139–183.
- Sylwan, C., Rodriguez, J., y Strelkov, E. (2008). Petroleum systems of the Golfo San Jorge basin, Argentina. En *Sistemas petroleros de las Cuencas Andinas. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, pp. 53–77.

- Tavella, J. A., Moirano, J. F., y Späth, F. G. E. (2020). Técnicas de caracterización sísmica de reservorios: Seminario de grado y posgrado; notas de clase.
- Wang, Z. (2001). Y2k tutorial: Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, 66(2):398–412.
- White, R. E. y Simm, R. W. (2003). Tutorial: good practice in well ties. *First Break*, 21:75–79.
- Zoeppritz, K. (1919). Erdbebenwellen VIII B, Über reflexion und durchgang seismischer wellen durch unstetigkeitsflächen. *Göttinger Nachr.*, 1:66–84.