Estudio de los efectos de compactación en el análisis de la respuesta sísmica mediante la construcción de tendencias de velocidades de onda p y s contra profundidad.

Luis Carlos Prada Socha

Trabajo de grado para optar al título de

Magister en geofísica

Director

Andres Eduardo Calle Ochoa

M.sc. Ciencias e ingeniería de petróleos

Universidad industrial de Santander

Facultad de ciencias

Escuela de física

Bucaramanga

2020

Dedicatoria

A Dios por darme la vida y la sabiduría para realizar este trabajo, a mis padres Carlos y Blanca por la paciencia y el apoyo emocional que me brindaron y a todas las personas que de una u otra forma hicieron parte de este proceso de aprendizaje.

Luis Carlos Prada Socha

Agradecimientos

Primeramente a Dios por la vida y la sabiduría entregada en el desarrollo de este trabajo.

A la Alma Máter: La Universidad Industrial de Santander, por permitirme crecer en el ámbito personal, académico y profesional.

A la facultad de ciencias y a la escuela de física por brindar las bases de conocimiento, necesarias para el alcance de este logro.

A mi director: Andrés Calle, por la confianza, paciencia y disposición de ayuda demostrada en el desarrollo de este proyecto.

Luis Carlos Prada Socha

TABLA DE CONTENIDO

Introducción 11
1. Metodología para la creación de las tendencias de velocidad-profundidad de onda P y onda S
1.1 Procesos diagenéticos
1.2 Modelos de compactación
1.2.1 Modelos de compactación mecánica 19
1.2.1.2 Modelo de esfuerzo efectivo
1.2.2 Modelos de Compactación química
1.3 Modelos de física de Rocas
1.3.1 Modelo de arena no consolidada
1.3.2 Modelo de contacto cemento
1.3.3 Modelo de cemento constante
1.3.4 Modelo de arcilla constante para Arcillas limosas
1.3.5 Modelo de efecto textural
1.3.6 Modelo para arena arcillosa Yin-Marion
1.3.7 Modelo arena-arcilla laminada
1.4 Construcción de las tendencias de física de rocas
2.1 Descripción litológica y propiedades físicas de la roca

2. Aplicación caso de estudio
2.2 Modelos de porosidad
2.3 Modelos de Física de rocas y RPDT 50
2.4 Análisis de la respuesta sísmica para distintos escenarios de fluidos
3. Cuantificación de la incertidumbre asociada a las propiedades del reservorio
3.1 Funciones de densidad de probabilidad (PDF's) de las propiedades del reservorio 59
3.2 Aplicación método Montecarlo
3.3 Probabilidad de suceso y probabilidad condicional
Conclusiones
Referencias Bibliográficas

Lista de figuras

Figura 1. Pasos generales para la construcción de los RPDT	14
Figura 2 Curvas de compactación típicas para arena y arcilla	
Figura 3 Primera etapa de la metodología	17
Figura 4 Diagnóstico de física de rocas	
Figura 5 Curvas de compactación para distintos tamaños de grano	
Figura 6 Diagrama de flujo para la fase 2 de la metodología	
Figura 7 Contactos grano-cemento	
Figura 8 Efecto del sorting en la porosidad de la roca	
Figura 9 Fase 3 de la metodología	
Figura 10 Fase 4 de la metodología	41
Figura 11 Descripción litológica de las zonas de interés	43
Figura 12 Diagnóstico de física de rocas zona 1	
Figura 13 Diagnóstico de física de rocas zona 1	45
Figura 14 Diagnóstico de física de rocas zona 2	
Figura 15 Diagnóstico de física de rocas zona 2	46
Figura 16 Modelo de compactación zona 1	49
Figura 17 Modelo de compactación zona 2	
Figura 18 RPDT Zona 1	51
Figura 19 RPDT Zona 1	
Figura 20 RPDT zona 2	
Figura 21 RPDT zona 2	53
Figura 22 Promedio secuencial de Backus, zona 1	55

Figura 23 Promedio secuencial de Backus para la zona 2	
Figura 24 Análisis AVO Zona 1	
Figura 25 Análisis AVO Zona 2	57
Figura 26 Proceso para determinar la incertidumbre asociada a las propie	edades del
yacimiento	
Figura 27 PDF densidad zona 1	60
Figura 28 PDF porosidad zona 1	60
Figura 29 PDF Volumen de arcilla zona 1	61
Figura 30 PDF densidad zona 2	61
Figura 31 PDF porosidad zona 2	
Figura 32 PDF volumen de arcilla zona 2	
Figura 33 Histograma de frecuencia zona 1	64
Figura 34 Histograma de frecuencia zona 1	65
Figura 35 Histograma de frecuencia zona 2	65
Figura 36 Histograma de frecuencia zona 2	66
Figura 37 Mapa de probabilidad VS zona 1	68
Figura 38 Mapa de probabilidad VP zona 1	68
Figura 39 Mapa de probabilidad VS zona 2	69
Figura 40 Mapa de probabilidad VP zona 2	69

Lista de tablas

Tabla 1 Propiedades mineralógicas y de física de rocas	47
Tabla 2 Modelos de compactación química, para las litologías de las dos zonas de interés.	48

Resumen

Título: Estudio de los Efectos de Compactación en el Análisis de la Respuesta Sísmica,

mediante la Construcción de tendencias de Velocidades de Onda P Y S Contra Profundidad.¹

Autor: Luis Carlos Prada Socha²

Palabras claves: Modelos, Física de Rocas, RPDT, compactación, tendencias porosidad contra

profundidad, tendencias velocidad de onda p y s contra profundidad, curvas de compactación,

velocidades sísmicas, sísmica 2D, probabilidad, Funciones de densidad de probabilidad,

sustitución de fluido.

Descripción: El poder modelar las velocidades de onda en función de factores geológicos tales como la mineralogía, el tamaño de grano o los procesos diagenéticos, es una herramienta útil para poder detectar y explicar anomalías en los datos sísmicos. Además da la ventaja de poder predecir las propiedades elásticas en zonas donde se cuentan con pocos datos.

El trabajo de investigación desarrollado combina los efectos de compactación (local) y los modelos de física de rocas, permitiendo así crear tendencias de velocidad de onda P y S contra profundidad, restringiéndola a la geología local.

Inicialmente se creó una metodología para la construcción de las tendencias de velocidad vs profundidad, teniendo en cuenta factores diageneticos, geológicos y usando modelos de compactación y física de rocas; calibrados con datos de registros de pozos. Posteriormente fue implementada dicha metodología en dos zonas de interés para un pozo colombiano, en ambas zonas se compararon los resultados con los registros de pozos y los RPDT obtenidos, observando un buen ajuste con los registros de pozo de ambas zonas

Además, se analizó la respuesta sísmica en presencia de distintos escenarios de fluidos, para ello se aplicó la sustitución de fluido de Gassman para tres casos de fluidos diferentes y mediante el análisis de gráficas de intercepto y gradiente se determinaron anomalías sísmicas de cada escenario.

Finalmente, se realizó un análisis estadístico para ambas zonas de estudio, se aplicaron conceptos de funciones de densidad de probabilidad, creación de espacios muéstrales equiprobables y no equiprobables, probabilidad clásica y probabilidad condicionada, todo esto con el fin de determinar la probabilidad de ocurrencia de un suceso partiendo de valores conocidos de propiedades del yacimiento, cuantificando la incertidumbre para las velocidades de onda P y S asociada a las propiedades del yacimiento que fueron calculadas a partir del modelado de física de rocas.

Abstract

¹ Proyecto de grado para optar a titulo de Maestría en Geofísica

² Facultad de ciencias. Escuela de Fisica. Director. Andrés Eduardo Calle Ochoa. ICP

Title: Study of the Effects of Compaction in the Analysis of the Seismic Response, through the Construction of Trends of P and S Wave Velocities Against Depth.

Author: Luis Carlos Prada Socha

Keywords: Models, Rock Physics, RPDT, compaction, porosity trends against depth, trend wave velocity p and s against depth, compaction curves, seismic velocities, 2D seismic, probability, Probability density functions, fluid substitution.

Description:

Being able to model wave speeds based on geological factors such as mineralogy, grain size or diagenetic processes, is a useful tool to detect and explain anomalies in seismic data. It also gives the advantage of being able to predict elastic properties in areas where there is little data.

The research work developed combines the effects of compaction (local) and rock physics models, creating trends in P and S wave velocity against depth, restricting it to local geology.

Initially a methodology was created for the construction of velocity trends vs. depth, taking into account diagenetic, geological factors and using rock compaction and physics models; calibrated with data from well records. Subsequently, this methodology was implemented in two areas of interest for a Colombian well, in both areas the results were compared with the well log and the RPDT obtained made a good matching with well log for both zones.

In addition, the seismic response in the presence of different fluid scenarios was analyzed, for which the Gassman fluid substitution was applied for three different fluid cases and by means of the analysis of intercept and gradient graphs, seismic anomalies of each scenario were determined.

Finally, a statistical analysis was performed for both areas of study, concepts of probability density functions, creation of equiprobable and non-equiprobable sample spaces, classical probability and conditioned probability were applied, all this in order to determine the probability of occurrence of an event based on known values of reservoir properties, quantifying the uncertainty for the P and S wave velocities associated with the reservoir properties that were calculated from rock physics modeling.

Introducción

La necesidad de tener un punto de referencia en el comportamiento elástico de las rocas de una zona de estudio, hace de los modelos de física de rocas una herramienta útil para predecir propiedades físicas del yacimiento y comparar respuestas sísmicas con el fin de detectar anomalías. Sin embargo, solo utilizar modelos de física de rocas, no es suficiente para modelar las velocidades de onda P y S como función de la profundidad, se requiere incorporar los factores de mayor influencia para una zona particular (mineralógicos, contenido de fluidos, presión, temperatura, esfuerzo efectivo, etc.).

Incluir los efectos de compactación permitirá crear tendencias en función de la profundidad del comportamiento de una característica física de la roca como por ejemplo la porosidad, velocidad de onda P y onda S o densidad. Dichas tendencias son conocidas con el nombre de Rock Physics Depth Trends (RPDT) y su construcción entrega facilidades de interpretación sísmica y oportunidades de caracterizar yacimientos; incluso en zonas donde se disponga de pocos datos de pozo. Además pueden servir de punto de partida para la creación de datos sísmicos sintéticos 2D que expliquen anomalías de amplitud.

Los RPDT fueron introducidos por Avseth et al. (2000). Ellos propusieron emplear modelos de física de rocas y teoría de compactación para construir tendencias de velocidadprofundidad, que ayudaran a predecir anomalías relacionadas a zonas de sobrepresión o presencia de hidrocarburos. Posteriormente varios autores han planteado metodologías para la creación de los RPDT, por ejemplo Avseth & Lehocki (2016) presentaron un flujo de trabajo para predecir la respuesta AVO a partir de combinar la historia de enterramiento y los modelos de física de rocas. Sin embargo, estos flujos de trabajo son dependientes de las características propias de la geología local y no pueden ser aplicadas a otras zonas de estudio que difieran de dichas características.

La motivación de esta investigación es presentar un nuevo flujo de trabajo más general que tiene en cuenta factores como; procesos diageneticos, modelos de compactación y modelos de física de rocas, con el fin de dar pautas para la creación de las tendencias de velocidad de onda P, S y densidad en profundidad y comprobar su validez aplicándola a un pozo de un campo colombiano, sirviendo además de punto de comparación en la interpretación de la respuesta sísmica por la presencia de hidrocarburos; en un trabajo posterior y complementario.

Capitulo 1

1. Metodología para la creación de las tendencias de velocidad-profundidad de onda P y onda S

os *Rock Physics Depth Trends* (RPDT), son tendencias en profundidad del comportamiento de una característica física de la roca como por ejemplo porosidad, velocidad de onda P y onda S o densidad.

Para su construcción es necesario combinar, procesos diagenéticos, modelos de compactación, modelos de física de rocas, datos de registros de pozos y de ser posible información sísmica de la zona de estudio, entre otros. En el desarrollo de este capítulo se profundizará en cada uno de los pasos presentados en la figura 1, mostrando además el flujo de trabajo a desarrollar en cada uno de ellos.



Nota: Se muestra el proceso general para la creación de las tendencias en profundidad de las velocidades de onda P y S.

1.1 Procesos diagenéticos

Generalmente las rocas sedimentarias aumentan su densidad y velocidad de onda P y S a medida que se avanza en profundidad, esto es gracias a los procesos diagenéticos por los que son sometidos los granos desde su depositación. Por el contrario la porosidad de la roca se reduce; a este proceso se le conoce con el nombre de compactación y su severidad en la reducción de porosidad depende de factores de la roca como su composición mineralógica, textura y porosidad depositacional; además "los factores fundamentales que controlan las propiedades acústicas de las rocas (velocidad de onda P y S, densidad aparente) son esfuerzo efectivo, mineralogía, porosidad, microestructura de poros y fluidos (naturaleza y saturación)" (Lanteaum et al., 2018, p.677).

La diagénesis es clasificada según *Worden y Burley (2003)* en eogénesis, mesogénesis y telogénesis. La eogénesis ocurre a profundidades someras y aunque no afecta la reducción de porosidad, los resultados de sus procesos tendrán influencia en las posteriores etapas. Por su parte la telogénesis hace referencia a procesos que ocurren en zonas de levantamiento o actividad tectónica, causando procesos de erosión en las formaciones expuestas al aire (dejar intemperie o

aire libre). Sin embargo, este trabajo se centrará en la mesogénesis por estar ésta en relación directa a los procesos diagenéticos vinculados a la profundidad de enterramiento. La mesogénesis puede ser dividida en dos zonas de acuerdo a la profundidad de enterramiento en la que se encuentre: zona de compactación mecánica y zona de compactación química. La primera de ellas abarca hasta profundidades con regímenes de temperatura entre 70 o 80°C y el proceso diagenetico más dañino de la porosidad y permeabilidad es la deformación de grano dúctil (Surdam et al.,1989). Por otro lado la compactación química tiene su influencia a temperaturas mayores a 80°C (esto ocurre a profundidades mayores a 3km) y "la presión de solución y la relacionada cementación de cuarzo es probablemente el proceso más perjudicial de la porosidad durante esta etapa del enterramiento" (Surdam et al.,1989).

La figura 2 muestra dos curvas de compactación típicas para arenas y *arcillas* puros. En ellas se puede evidenciar como la zona de compactación mecánica tiene gran efecto en la reducción de porosidad de los *arcillas* mientras que para las arenas su efecto es mínimo, esto es gracias a la mayor resistencia o dureza de los granos de arena en comparación con los del *arcilla*. Lo contrario ocurre en la zona de compactación química, debido a que la cementación de cuarzo es muy frecuente en las arenas mientras los minerales arcillosos del *arcilla* la amortiguan.

Figura 2





Nota: Se muestran los procesos de compactación de mayor influencia en cada zona, para arcillas y arenas. Modificado de (Avseth et al, 2000, p.91).

La dependencia de la compactación al tipo de litología hace necesario tener una idea de la columna estratigráfica a modelar; como primer paso de la metodología. A su vez esto ayudará a aplicar los modelos, tanto de compactación como de física de rocas, más acordes a las características de la roca (mineralogía, litología, esfuerzo efectivo, etc.). En la figura 3 se muestra el flujo de trabajo para esta primera etapa.

Figura 3





Nota: Se muestra el flujo de trabajo para la caracterización de la geología local

El diagnóstico de física de rocas es una técnica de caracterización introducida por Dvorkin y Nur (1996). En ella se aplican modelos de física de rocas para ajustar datos de velocidad de onda P o S para arenas de alta porosidad. En la figura 4 se evidencia el acoplamiento de tres modelos de física de rocas a datos de velocidad de onda P y porosidad, obtenidos de registros tales como sónicos, gamma ray o densidad.

La técnica consiste en extraer información de características físicas de la roca y algunas de micro estructura. El objetivo es encontrar un modelo que se acople a los datos. Posteriormente, a partir de los parámetros de entrada y algunas consideraciones del modelo es posible obtener información del tipo de litología, porosidad inicial, cantidad de cemento, *sorting* y algunas características de geometría de fases, entre otras.

Figura 4

Diagnóstico de física de rocas



Nota: Se muestra el ajuste de unos datos de Velocidad de onda P y porosidad (puntos azules) a tres modelos de física de rocas (líneas negras). Modificada de Avseth et al., 2000, p.72

1.2 Modelos de compactación

Como se mencionó en la sección 1.1, la compactación está dividida en mecánica y química y ellas son las responsables en gran medida de la reducción de porosidad de arenas o arcillas. Los modelos de compactación mecánica priorizan parámetros como el esfuerzo efectivo o la cantidad de mineral arcilloso. Por su parte los de compactación química, se enfocan en

determinar el volumen depositado de material cementante (cemento cuarzo) para predecir la porosidad. En esta sección se presentarán algunos modelos de compactación mecánica y química para la predicción de la porosidad contra profundidad.

1.2.1 Modelos de compactación mecánica

"La compactación mecánica comienza inmediatamente después de la depositación y se rige por el aumento del esfuerzo efectivo, generado por la sobrecarga, lo que genera una reducción de volumen debido a la reorganización o rotura de los granos" (Blazevic ,2017, p.3626). así que la dureza de los granos, así como su tamaño, es de vital importancia para estimar la magnitud de la reducción de porosidad ya que "existe un mayor esfuerzo en cada contacto de grano, entre más grande sea su tamaño, puesto que el área de contacto se hace pequeña y esto causa fracturamiento del grano" (Chuhan et al., 2003, p.1004). Ver figura 5.

Por otra parte la dureza de la roca o su compresibilidad es también función de la mineralogía, entre más minerales dúctiles posea la roca mayor será el efecto de la compactación mecánica, es por esta razón que las rocas con minerales arcillosos (poca dureza), como las arcillas, son más susceptibles a este tipo de compactación.

Figura 5

Esfuerzo Porosidad % 25 30 35 45 20 0 10 2.3 mm 20 0.71 mm 30 0.19 mm 0.10 mm 40 50 MPa

Curvas de compactación para distintos tamaños de grano

Nota: Se muestra la dependencia de la compactación mecánica en función del tamaño de grano de la roca. modificada de Bjorlyjkke, 2014, p.4.

1.2.1.1 Modelo de Ramm & Bjorlykke.

Ramm y Bjorlykke (1994) presentaron un modelo de predicción de porosidad en función del contenido de arcilla presente en la roca. Se basaron en técnicas de porosidad helio y de difracción de rayos X, para estimar la porosidad y la mineralogía respectivamente. Después propusieron un modelo de regresión exponencial para hallar la porosidad (Φ) en función de la profundidad (z), mostrado en la ecuación 1.

$$\phi = Ae^{-(\alpha + (\beta * CI) * Z)} \tag{1}$$

Donde *A* esta relacionado a la porosidad crítica o a enterramiento cero, β es un factor que describe la sensibilidad hacia el incremento del índice de arcilla (CI) y α es un factor de estabilidad de grano del armazón de la roca para arenas limpias. Tanto A, como β y α son coeficientes de regresión y sus valores deben ser acordes a la geología local. Por otra parte el índice de arcilla está definido como la relación entre el volumen del contenido de arcilla total y



el volumen que ocupa el contenido de grano estable del armazón, generalmente asumido como cuarzo; CI= $V_{cl}/V_{qz.}$

1.2.1.2 Modelo de esfuerzo efectivo. Wu et al., (2011) presentaron un modelo de porosidad en el que involucran la historia de enterramiento, para evaluar la relación porosidadprofundidad en función del esfuerzo efectivo (σ_e). Las ecuaciones 2 y 3 representan el modelo y son válidas cuando el esfuerzo efectivo en sitio es menor que el máximo esfuerzo efectivo, mientras que la ecuación 4 es utilizada para cuando el esfuerzo efectivo alcanza el valor máximo.

$$\phi = \sigma_{pc} (\sigma_e / \sigma_{pc})^{-q'} \tag{2}$$

$$\phi_{pc} = \phi_0 (\sigma_{pc} / \sigma_0)^{-q} \tag{3}$$

$$\phi = \sigma_0 (\sigma_e / \sigma_0)^{-q} \tag{4}$$

Donde ϕ_{pc} y ϕ_0 representan la porosidad bajo el máximo esfuerzo efectivo (σ_{pc}) y bajo presión atmosférica (σ_0), respectivamente. Mientras que *q* y *q*' son constantes del material y son determinadas experimentalmente a partir de pruebas de laboratorio de esfuerzo efectivo y porosidad.

1.2.1.3 Modelo para mezclas de Arenas/Arcilla.

La mayoría de las rocas no son arenas limpias o arcillas puras, por esto A. Revil (2002) introdujo un modelo para describir el comportamiento de porosidad de una mezcla de arena y arcilla, en la zona de compactación mecánica.

El modelo consta de dos puntos extremos, el primero de ellos es el de arena limpia (arena libre de mineral arcilla) mientras el segundo es el de arcilla pura. Las ecuaciones 5 y 6 permiten determinar la porosidad de estos dos puntos extremos y pueden ser utilizadas para construir las tendencias de porosidad contra profundidad para arenas limpias y arcillas puros, bajo condiciones de presión hidrostática.

$$\phi_{H}^{Sd}(z) = \frac{\phi_{0}^{Sd} - \phi_{c}^{Sd} + (1 - \phi_{0}^{Sd})\phi_{c}^{Sd}exp\left(\frac{z}{z_{m}^{Sd}}\right)}{\phi_{0}^{Sd} - \phi_{c}^{Sd} + (1 - \phi_{0}^{Sd})exp\left(\frac{z}{z_{m}^{Sd}}\right)}$$
(5)

$$\phi_{H}^{Sh}(z) = \frac{\phi_{0}^{Sh}}{\phi_{0}^{Sh} + (1 - \phi_{0}^{Sh})exp\left(\frac{z}{z_{m}^{Sh}}\right)}$$
(6)

 ϕ_c representa la porosidad residual (porosidad inicial después de la litificación), ϕ_0 es la porosidad de depositación y Sh y Sd representan arcilla y arena, respectivamente. Finalmente Z_m es calculado mediante las ecuaciones 7 y 8.

$$z_{m}^{Sd} = \frac{1}{(1 - \phi_{c}^{Sd})g\beta_{m}^{Sd}(\rho_{g} - \rho_{f})}$$
(7)

$$z_m^{Sh} = \frac{1}{g\beta_m^{Sh}(\rho_g - \rho_f)} \tag{8}$$

Donde ρ_g y ρ_f representan las densidades bulk del grano y del fluido poroso, en ese orden, mientras β_m es el coeficiente de compactación y *g* la aceleración de la gravedad.

En la transición entre los dos endpoints, la roca pasa de grano soportada a arcillo soportada; debido al llenado de los espacios porosos por material arcilloso, por lo cual se definen dos dominios en función del volumen de arcilla (ϕ_{v}). El primero es llamado arena arcillosa y es definido para $\phi_v < \phi_0^{Sd}$, en este rango la roca es grano soportada y la porosidad se va reduciendo a medida que ϕ_v aumenta. El segundo rango es nombrado arcilla limosa, definido para $\phi_0^{Sd} < \phi_v < 1$ y a diferencia del primer dominio, el aumento de ϕ_v causa un aumento en la porosidad.

Las ecuaciones 9 y 10 representan la compactación para la mezcla de arena y arcilla, en los dos dominios.

$$\phi_H = \phi_H^{Sd} - \frac{\left(1 - \phi_H^{Sd}\right) \mathbf{@} w}{1 - \mathbf{@} w}, 0 \le \mathbf{@} w \le \mathbf{@} w^{crit}$$
(9)

$$\phi_{H} = \frac{\phi_{H}^{Sh} @w}{@w + (1 - \phi_{H}^{Sh})(1 - @w)}, @w^{crit} \le @w \le 1$$
(10)

Donde @w representa la fracción en peso de arcilla y $@w^{crit}$ la fracción en peso critica; definida en el límite entre los dos dominios ($\phi_v = \phi_H^{Sd}$). Para su cálculo son utilizadas las ecuaciones 11 a 13.

$$@w = \frac{{}^{\varphi} v (1 - \phi_H^{Sh}) \rho_g^{Sh}}{{}^{\varphi} v (1 - \phi_H^{Sh}) \rho_g^{Sh} + (1 - \phi_H^{Sd}) \rho_g^{Sd}}, {}^{\varphi} v \le \phi_H^{Sd}$$
(11)

$$@w = \frac{{}^{\varphi} v (1 - \phi_H^{Sd}) \rho_g^{Sh}}{{}^{\varphi} v (1 - \phi_H^{Sh}) \rho_g^{Sh} + (1 - {}^{\varphi} v) \rho_g^{Sd}}, \quad {}^{\varphi} v \ge \phi_H^{Sd}$$
(12)

$$\mathfrak{Q}_{w}^{crit} = \frac{\phi_{H}^{Sd} (1 - \phi_{H}^{Sd})}{1 - \phi_{H}^{Sd} \phi_{H}^{Sh}}$$
(13)

1.2.1.4 Modelo de presión efectiva. Saul y Lumley (2012) desarrollaron un modelo de compactación en función de la presión efectiva, apoyándose en la ley de Athy. El modelo es descrito por la ecuación 14.

$$\phi(P_{eff}) = \phi_{\infty} + ae^{-bP_{eff}} + ce^{-dP_{eff}}$$
(14)

Donde *a*, *b*, *c*, *d* son parámetros de ajuste y su valor es determinado a partir del ajuste a datos experimentales, mientras ϕ_{∞} es la porosidad en el punto donde empieza la compactación mecánica.

1.2.2 Modelos de Compactación química

En zonas con una profundidad mayor a 3 km (>80°C) la temperatura y la presión de solución tiene un papel más relevante en los procesos de compactación que la presión de sobrecarga. En arenas ricas en cuarzo la presión de solución y la relacionada cementación de cuarzo es probablemente el proceso más perjudicial de la porosidad durante el enterramiento profundo (Surdam et al.,1989).

Los modelos de compactación química enfocan sus esfuerzos en determinar el volumen de cemento diagenético para determinar la porosidad en función de la profundidad. "Debido a que la tasa de precipitación se puede cuantificar, es posible realizar una estimación cuantitativa de la porosidad de la arena en función de la compactación química" (Dræge, 2019 p.379).

La precipitación de cemento genera un aumento en la dureza de la roca y esto releva a la compactación mecánica a un segundo plano. Por su parte los minerales de arcilla amortiguan la cementación diagenética y son las responsables de la poca influencia de la compactación química, en la reducción de la porosidad de las arcillas, además en este tipo de rocas varios minerales contribuyen a su dureza y se hace más difícil la cuantificación (Dræge, 2019).

1.2.2.1 Modelo de Ramm y Bjorlykke. Ramm y Bjorlykke presentaron en 1994 el modelo de compactación química descrito por la ecuación 15, basados en un mejor ajuste a los datos de laboratorio de porosidad helio a profundidades mayores de 2 a 3 km.

$$\phi = \phi_D - K(Z - Z_D) \tag{15}$$

Donde Φ_D es la porosidad a la profundidad de inicio de la cementación de cuarzo (Z_D) y *K* es la tasa a la cual el volumen de cemento incrementa con la profundidad.

1.2.2.2 Modelo de Walderhaug. Walderhaug en 1996 modeló la cementación de cuarzo a partir del cálculo del volumen de cemento, utilizando la ecuación 16.

$$V_{cem} = \phi_{0cc} \left\{ 1 - exp \left[-\frac{MaA_0}{\rho \phi_{0cc} bCln 10} (10^{bT_2} - 10^{bT_1}) \right] \right\}$$
(16)

La ecuación 16 permite calcular el volumen de cemento V_{cem} para un intervalo de tiempo dado, T₁ y T₂ son las temperaturas en los límites del intervalo de tiempo, ϕ_{0cc} es la porosidad inical en la zona donde empieza la cementación, M es la masa molar del cuarzo, mientras a y b son constantes. A₀ representa la superficie inicial de cuarzo y finalmente C es la tasa de calor en °C/Myr.

La fase 2 de la metodología tiene como finalidad generar las curvas de compactación de la zona de estudio. Para ello es necesario aplicar los adecuados modelos de compactación a cada zona, calibrándolos con datos de porosidad helio o registros de densidad.

En la figura 6 se muestra un diagrama de flujo correspondiente a la fase 2 de la metodología. En él se presenta los pasos a seguir para la obtención de las curvas de compactación calibradas con los datos de la geología local de la zona de estudio.

Figura 6

Diagrama de flujo para la fase 2 de la metodología



Nota: Se muestra el flujo de trabajo para la creación de las curvas de compactación

1.3 Modelos de física de Rocas

Los modelos de física de rocas que serán descritos a continuación son expresiones matemáticas que tienen como objetivo calcular los módulos elásticos de roca seca a partir de parámetros como litología, esfuerzo efectivo, contenido de cemento, mineralogía y porosidad, entre otros. Incluir las curvas de compactación como datos de entrada de los modelos de física de rocas, concederá la posibilidad de crear las tendencias de física de rocas contra profundidad, sirviendo a la vez de herramienta para garantizar que las propiedades físicas utilizadas en el modelado de velocidades respeten el historial de enterramientos y temperaturas en el área objetivo (Drage, 2016).

1.3.1 Modelo de arena no consolidada

Este modelo fue introducido por Dvorkin y Nur (1996), describe cómo en una roca de idénticos granos esféricos, la reducción de porosidad se ve afectada por el deterioramiento del espaciado entre granos, debido a la depositación (sorting) de material no cementante.

El modelo consta de dos extremos (endpoints); el primero de ellos es el bien ordenado o de alta porosidad, en el cual los granos están bien acomodados y la reducción de porosidad sólo se debe a la presión de confinamiento (presión efectiva) que yace sobre ellos. Los módulos elásticos de este punto extremo son modelados por la teoría de Hertz-Mindlin representada en la ecuación 17 y 18.

$$K_{\rm HM} = \left[\frac{n^2 (1 - \phi_0)^2 \mu^2}{18\pi^2 (1 - v)^2} P\right]^{1/3}$$
(17)

$$\mu_{\rm HM} = \frac{5 - 4v}{5(2 - v)} \left[\frac{3n^2(1 - \phi_0)^2 \mu^2}{2\pi^2(1 - v)^2} P \right]^{1/3} \tag{18}$$

En estas K_{HM} y μ_{HM} son los módulos volumétrico (bulk) y corte (shear), respectivamente, a porosidad crítica o depositacional ϕ_{0} ; P es el esfuerzo vertical efectivo; μ y v son los módulos de corte y la relación de Poisson de la fase sólida y n es el número de coordinación (i.e el número promedio de contactos por grano). El otro extremo (endpoint) es el de porosidad cero y los módulos de corte y de bulk son los módulos de la fase mineral o fase sólida. Debido a que no se asume material cementante la roca tendrá poca rigidez y por consiguiente se acercará más al límite inferior de Hashin Shtrikman. Es de esta manera que para porosidades comprendidas entre la porosidad crítica y la porosidad cero, se usa el límite inferior modificado de Hashin Shtrikman mostrado en las ecuaciones 19 a 20, siendo esta la mejor forma para unir los puntos extremos del modelo.

$$K_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_0}{K_{HM} + \frac{4}{3}\mu_{HM}} + \frac{1 - \phi/\phi_0}{K + \frac{4}{3}\mu_{HM}}\right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_{HM}$$
(19)

$$\mu_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_0}{\mu_{HM} + z_{HM}} + \frac{1 - \phi/\phi_0}{\mu + z_{HM}}\right]^{-1} - z_{HM}$$
(20)

$$z_{Hm} = \frac{\mu_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8\mu_{HM}}{K_{HM} + 2\mu_{HM}} \right)$$
(21)

 K_{dry} y μ_{dry} son los módulos de fase seca de la roca y K es el módulo de bulk de su fase mineral.

El modelo de arena no consolidada proporciona una estimación aceptable del módulo volumétrico para las mezclas de arena y arcilla, especialmente a niveles de bajos esfuerzos. Por lo tanto, los modelos de arena friable o no consolidada se pueden aplicar de manera segura para muestras con algo de arcilla dentro de los espacios porosos de las arenas. Zadeh, y Mondol, 2014 p.3038).

1.3.2 Modelo de contacto cemento

Dvorkin y Nur (1996), establecieron un modelo micromecánico para una roca compuesta de idénticos granos esféricos, donde la reducción de porosidad es debida a la acumulación de cemento diagenético alrededor de los granos. "La depositación de cemento en los contactos tiene una gran influencia en la dureza de la roca, provocando que pequeños cambios en la porosidad produzcan grandes incrementos en las velocidades" (Avseth et al., 2010, pág. 70).

Los módulos elásticos de fase seca son determinados por las ecuaciones 22 a 33

$$K_{cem} = \frac{1}{6}n(1 - \phi_0)M_c S_n \tag{22}$$

$$\mu_{cem} = \frac{3}{5} K_{cem} + \frac{3}{20} n(1 - \phi_0) \mu_c S_T$$
(23)

$$S_n = A_n(\Lambda_n)\alpha^2 + B_n(\Lambda_n)\alpha + C_n(\Lambda_n)$$
(24)

$$A_n(\Lambda_n) = -0.024153 * {\Lambda_n}^{-1.3646}$$
 (25)

$$B_n(\Lambda_n) = 0.20405 * \Lambda_n^{-0.89008}$$
(26)

$$C_n(\Lambda_n) = 0.00024649 * \Lambda_n^{-1.9864}$$
(27)

$$S_T = A_T(\Lambda_T, v)\alpha^2 + B_T(\Lambda_T, v)\alpha + C_T(\Lambda_T, v)$$
(28)

$$A_T(\Lambda_T, \nu) = -10^{-2} (2.26\nu^2 + 2.07\nu + 2.3) * \Lambda_T^{0.079\nu^2 + 0.1754\nu - 1.342}$$
(29)

$$B_T(\Lambda_T, v) = (0.0573v^2 + 0.0937v + 0.202) * \Lambda_T^{0.01867v^2 + 0.4011v - 1.8186}$$
(30)

$$C_T(\Lambda_T, v) = -10^{-4} (9.654v^2 + 4.945v + 3.1) * \Lambda_T^{0.01867v^2 + 0.4011v - 1.8116}$$
(31)

$$\Lambda_n = \frac{2\mu_c}{\pi\mu} \frac{(1-\nu)(1-\nu_c)}{1-2\nu_c}$$
(32)

$$\Lambda_T = \frac{\mu_c}{\pi\mu} \tag{33}$$

$$\alpha = \left[\frac{2(\phi_0 - \phi)}{3(1 - \phi_0)}\right]^{0.5} \tag{34}$$

$$\alpha = 2 \left[\frac{\phi_0 - \phi}{3n(1 - \phi_0)} \right]^{0.25}$$
(35)

Donde V_c , Mc y μ_c son la relación de Poisson, el módulo compresional y el módulo de corte del material cementante, respectivamente.

El modelo considera dos esquemas de cementación entre granos, como se aprecia en la figura 7. La ecuación 34 corresponde al esquema 2 y se usa para casos donde el cemento es depositado uniformemente en la superficie del grano. Por su parte la ecuación 35 supone que el cemento es depositado; únicamente, en los contactos entre granos.

Figura 7

Contactos grano-cemento



Nota: Se muestran los dos esquemas de la depositacion de cemento entre granos. Modificado de Dvorkin, J., & Nur, A. 1996,p. 1365.

1.3.3 Modelo de cemento constante

Este modelo fue introducido por Avseth (2000), es una combinación entre el modelo de contacto cemento y el modelo de arena no consolidada. Asume que la porosidad depositacional es reducida a una ϕ_c ; por el efecto de cemento diagenético entre los contactos, y que a partir de esta porosidad, las reducciones son debidas únicamente al deterioramiento del *sorting*; asumiendo el material cementante constante.

Para usar el modelo es necesario definir la porosidad después de la depositación del cemento (ϕ_c) y calcular los módulos elásticos de la roca en este punto (μ_{cem} y K_{cem}). Se utilizan las ecuaciones del modelo contacto cemento y se consideran estos módulos como el primer "*endpoint*".

El segundo "*endpoint*" o punto extremo del modelo es a porosidad cero, donde los módulos elásticos son los mismos de la fase sólida.

Debido a que la reducción de la porosidad a partir de ϕ_c , se debe únicamente al deterioramiento del sorting; es usado el límite inferior modificado de Hashin Shtrikman para unir los dos "endpoints" y las ecuaciones 36 a 37 son las correspondientes a este modelo.

$$K_{const} = \left[\frac{\phi/\phi_c}{K_{cem} + \frac{4}{3}\mu_{cem}} + \frac{1 - \phi/\phi_c}{K + \frac{4}{3}\mu_{cem}}\right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_{HM}$$
(36)

$$\mu_{const} = \left[\frac{\phi/\phi_c}{\mu_{cem} + z_{cem}} + \frac{1 - \phi/\phi_c}{\mu + z_{cem}}\right]^{-1} - z_{cem}$$
(37)

$$z_{cem} = \frac{\mu_{cem}}{6} \left(\frac{9K_{cem} + 8\mu_{cem}}{K_{cem} + 2\mu_{cem}} \right)$$
(38)

1.3.4 Modelo de arcilla constante para Arcillas limosas

En la mayoría de los casos, las arcillas no son cementadas y la reducción de su porosidad se debe al llenado del espacio poroso por material limoso. Por este motivo las rocas de arcillas con contenido de mineral arcilloso constante pueden ser modelados por el modelo de arena no consolidada. (Avseth et al., 2010, pág. 60)

"La porosidad de depositación para las arcillas es mayor que para las arenas; debido al ordenamiento de las láminas de mineral arcilloso y a la porosidad interna que estas poseen, en un intervalo del 60% a 70%" (Avseth et al., 2010, p. 60). Como se mencionó en el modelo de arena no consolidada, el primer "endpoint" es determinado por la porosidad crítica, por ende es indispensable obtenerla y su valor se incrementará cuanto más grande sea el contenido de arcilla en la roca.

El segundo punto extremo es a porosidad cero y los módulos elásticos son los mismos módulos de la fase sólida (*Ks*, μs). Sin embargo los módulos de los minerales para las arcillas son altamente variables y no son muy bien conocidos. Una forma de estimarlos es usando los límites de Reuss donde se tiene en cuenta el contenido de arcilla (*C*) y la cantidad de material limoso presente en la matriz. Como lo muestra la ecuación 39 y 40.

$$\frac{1}{K_s} = \frac{1-C}{K_{limo}} + \frac{C}{K_{clay}}$$
(39)

$$\frac{1}{\mu_s} = \frac{1-C}{\mu_{limo}} + \frac{C}{\mu_{clay}} \tag{40}$$

Finalmente para porosidades entre la crítica y porosidad cero, son usadas las ecuaciones del modelo de arena no consolidada.

1.3.5 Modelo de efecto textural

Dvorkin & Gutierrez (2001) presentaron un modelo para determinar las propiedades elásticas de la roca, teniendo en cuenta el efecto del sorting. "En algunas rocas clásticas la calidad del yacimiento es afectada más por la bimodalidad que por la diagénesis" (Dvorkin & Gutierrez, 2001, pág. 1). El modelo propuesto predice el comportamiento de las velocidades y la porosidad para distinta composicion de armazón y fábrica (e.g grano soportada y lodo soportada).

En la figura 8 se presenta el deterioramiento del sorting contemplado en la realización de este modelo, la roca inicia como grano soportada con una porosidad de arena limpia (ϕ_{SS}), después, debido al llenado de los espacios porosos por material arcilloso; la roca sufre cambios en su porosidad, hasta el punto de convertirse en lodo soportada; con porosidad de arcilla limpia (ϕ_{SH})

Figura 8

Efecto del sorting en la porosidad de la roca



Nota: Deterioramiento del sorting debido a la depositación de materia entre los granos de mayor tamaño. Modificado de Dvorkin & Gutierrez, (2001)

El modelo asume una roca compuesta por dos tamaños de grano, cuya forma es totalmente esférica y redondeada. El grano de mayor tamaño representa arena mientras que el pequeño hace alusión a arcilla. El volumen ocupado por cada uno de estos granos cuando se encuentran por separado es presentado en las ecuaciones 41 y 42

$$V_{ss} = \frac{4\pi R^3 L}{3(1 - \phi_{ss})}$$
(41)

$$V_{SH} = \frac{4\pi r^3 l}{3 (1 - \phi_{SH})}$$
(42)

Donde V_{SS} y V_{SH} representan el volumen ocupado por los granos de arena y arcilla, respectivamente, *R* es el radio del grano tipo arena y *r* el de grano tipo arcilla, por su parte *L* y *l* representan el número de granos de arena y arcilla, respectivamente, presentes en la roca. Las porosidades fueron definidas en función de un factor β , calculado como la relación en volumen de los granos de arcilla y arena presentes en la roca, V_{SH}/V_{SS}. En la figura 8 se muestran las etapas y porosidades por las que pasa una roca en su camino de arena soportada a lodo soportada. Las ecuaciones 43 a 46 modelan el comportamiento elástico para una roca lodo soportada y los prefijos *SH* y *SS* denotan arcilla y arena respectivamente. Los módulos elásticos calculados con estas expresiones ($K_{EM} y \mu_{EM}$) son módulos de medio efectivo y para involucrar el efecto de fluido debe usarse las ecuaciones de sustitución de fluido de Gassman.

$$f_{SH} = \frac{1}{1 + (1 - \phi_{ss})/\beta}$$
(43)

$$K_{EM} = \left[\frac{f_{SH}}{K_{SH} + \frac{4}{3}\mu_{SH}} + \frac{1 - f_{SH}}{K_{SS} + \frac{4}{3}\mu_{SH}}\right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_{SH}$$
(44)

$$\mu_{EM} = \left[\frac{f_{SH}}{\mu_{SH} + z_{SH}} + \frac{1 - f_{SH}}{\mu_{SS} + z_{SH}}\right]^{-1} - z_{SH}$$
(45)

$$z_{SH} = \frac{\mu_{SH}}{6} \left(\frac{9K_{SH} + 8\mu_{SH}}{K_{SH} + 2\mu_{SH}} \right)$$
(46)

Analizando la situación en la cual los granos de arcilla no exceden el espacio poroso dejado por los granos de arena (i.e. roca arena soportada), Dvorkin & Gutierrez (2001) modelaron la respuesta elástica de una arena arcillosa. Para ello definieron dos endpoints, el primero de ellos a porosidad de arena limpia (ϕ_{SS}), donde los módulos elásticos (K₁ y µ₁) pueden ser calculados por la teoría de contacto de Hertz-Mindlin, y el segundo definido en el

punto donde el contenido de arcilla es exactamente igual al espacio poroso de arena limpia. En este caso los módulos elásticos ($K_2 \ y \ \mu_2$) pueden ser calculados por las ecuaciones 44 a 46; teniendo en cuenta que $f_{SH} = \phi_{SS}$. Finalmente, los dos límites son unidos una vez más por el límite inferior de Hashin Shtrikman, dando como resultado las ecuaciones 47 a 50

$$f_2 = \frac{\beta}{\phi_{SS}}; \ f_1 = 1 - f_2 \tag{47}$$

$$K_{EM} = \left[\frac{f_1}{K_1 + \frac{4}{3}\mu_1} + \frac{f_2}{K_2 + \frac{4}{3}\mu_1}\right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_1$$
(48)

$$\mu_{EM} = \left[\frac{f_1}{\mu_1 + z_1} + \frac{f_2}{\mu_2 + z_1}\right]^{-1} - z_1 \tag{49}$$

$$z_1 = \frac{\mu_1}{6} \left(\frac{9K_1 + 8\mu_1}{K_1 + 2\mu_1} \right) \tag{50}$$

1.3.6 Modelo para arena arcillosa Yin-Marion

Marion (1990) introdujo un modelo para ver la dependencia de las velocidades sísmicas con el contenido de arcilla en la roca. En arenas arcillosas es asumido que las partículas de arcilla van llenando los espacios porosos presentes entre los granos de arena, provocando que la porosidad disminuya inversamente con el contenido de arcilla, tal y como lo evidencia la ecuación 51

$$\phi = \phi_S - C(1 - \phi_{SH}), \quad \phi_S > C \tag{51}$$
Donde ϕ_{S} _y ϕ_{SH} representan las porosidades de arena limpia y arcilla limpia, respectivamente y *C* la fracción en volumen de arcilla presente en la roca. Cabe aclarar que la ecuación 51 es válida hasta que el contenido de arcilla alcanza la porosidad de la arena limpia; es decir para ϕ_S >C. Cuando se llega a este punto (ϕ_S =*C*), la roca sufre una transición de arena arcillosa a arcilla arenosa y su porosidad es determinada por la ecuación 52.

$$\phi = \phi_S \phi_{SH} , \quad \phi_S = C \tag{52}$$

Si el contenido de arcilla supera la porosidad de la arena limpia (ϕ_S <C), la roca sufre un cambio de arena soportada a arcilla soportada y entonces la porosidad debe ser calculada con la ecuación 53.

$$\phi = \phi_{SH} \mathcal{C} \tag{53}$$

Finalmente para hallar los módulos elásticos saturados de la roca, Marion utilizó las ecuaciones de Gassman, obteniendo las ecuaciones 54 y 55.

$$\frac{K_{sat}}{K_{qz} - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{qz} - K_{dry}} + \frac{K_{pf}}{\Phi_S(K_{qz} - K_{pf})}$$
(54)

$$\mu_{sat} = \mu_{dry} \tag{55}$$

Donde los prefijos Dry, qz hacen referencia a la fase sólida y al mineral soportante de la roca, respectivamente. Mientras que el prefijo pf representa la fase llenante de la roca (fluido y arcilla).

La densidad por su parte, puede ser calculada usando la ecuación 56.

$$\rho_b = (1 - \phi_S)\rho_{qz} + C(1 + \phi_{SH})\rho_{clay} + (\phi_S - C(1 - \phi_{SH}))\rho_{fl}$$
(56)

1.3.7 Modelo arena-arcilla laminada

En algunos casos las partículas de arcilla pueden ser depositadas como láminas y el modelo de Yin Marion no es aplicable. Dvorkin y Gutierrez (2001) propusieron un modelo para arenas con llenado de arcilla laminado.

La porosidad es dada por la ecuación 57 y debido a que las partículas de arcilla son relativamente suaves en comparación con las de arena, los módulos elásticos de la roca pueden ser modelados por el límite inferior de Reuss (ecuación 58 y 59).

$$\phi = C\phi_{SH} + (1 - C)\phi_{ss} \tag{57}$$

$$\frac{1}{M_{mix}} = \frac{1-C}{M_{qz}} + \frac{C}{M_{clay}}$$
(58)

$$\frac{1}{\mu_{mix}} = \frac{1-C}{\mu_{qz}} + \frac{C}{\mu_{clay}}$$
(59)

Donde *C* es la fracción volumétrica de arcilla, ϕ_{ss} , ϕ_{SH} , son las porosidades de arena limpia y arcilla limpia, y M=K+ (4/3) μ .

La fase 3 de la metodología consiste en la aplicación de los modelos de física de rocas más adecuados, según las condiciones geológicas locales de la zona de estudio. Las curvas de compactación creadas en la fase dos servirán de datos de entrada de porosidad y los modelos serán calibrados acorde a la geología local. La figura 9 describe el proceso para tal fin.

Fase 3 de la metodología



Nota: Se presentan el flujo de trabajo para la aplicación de los modelos de física de rocas adecuados para la geología loca.

1.4 Construcción de las tendencias de física de rocas.

Esta última etapa de la metodología tiene como resultado la creación de las tendencias de densidad y de velocidad de onda P y S. Como se evidencia en las ecuaciones 62 y 63 las velocidades de onda son función de los módulos elásticos de roca saturada y por ende se hace

necesario realizar una sustitución de fluido de Gassman utilizando la ecuación 60. Por su parte la densidad de la roca también se ve afectada por la presencia del fluido y por esta razón se debe calcular acorde a la ecuación 61 teniendo en cuenta no solo la fase sólida (ρ_s) sino también la densidad de la fase fluido (ρ_f).

$$K_{sat} = K_s \frac{\phi K_{dry} (1+\phi) K_f K_{dry} / K_s + K_f}{(1-\phi) K_f + \phi K_s - K_f K_{dry} / K_s}$$
(60)

$$\rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s \tag{61}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{62}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$
(63)

En la ecuación 60 K_{sat} representa el módulo de bulk para la roca húmeda, K_{dry} el de la roca seca, K_f el de la fase fluido y K_s el de la fase sólida. Por último ϕ es la porosidad de la roca y el módulo de corte es igual para roca húmeda como para roca seca.

La figura 10 representa el procedimiento de la cuarta y última etapa de la metodología

Fase 4 de la metodología



Nota: Diagrama de flujo para la Construcción de los RPDT.

Capitulo 2

2. Aplicación caso de estudio

ediante el convenio UIS-ICP se obtuvo acceso a unos datos de un pozo colombiano. Registros de densidad, gamma ray, velocidad de onda P y S, relación de Poisson, saturación de agua, volumen de arcilla y porosidad, fueron facilitados con el fin de aplicar la metodología planteada en la creación de los RPDT para este pozo. Se definieron dos zonas de interés a distintas profundidades y se aplicó el flujo de trabajo en cada una de estas zonas.

2.1 Descripción litológica y propiedades físicas de la roca

Como se observa en la figura 3, en la primera fase de la metodología es necesario describir la litología de la zona con el fin de aplicar los modelos adecuados. Por fines prácticos se consideró que la litología estuviera formada solamente de arenas, arcillas y combinaciones entre ellas. En congruencia con el flujo de trabajo propuesto, se realizó la descripción litológica apoyada en los registros gamma ray, velocidad de onda P y S, volumen de arcilla, y en datos de laboratorio. Por otro lado el diagnóstico de física de rocas, introducida por Dvorkin & Nur en 1996, ayudó a obtener valores de propiedades físicas de la roca; como módulos elásticos, porosidad critica, numero de coordinación, entre otros.

Basados en información de muestras de laboratorio y en principios como que la velocidad de onda es proporcional a la rigidez de la roca y a los minerales que posee; siendo

mayor en arenas que en arcillas, o en el valor de gamma ray y el volumen de material arcilloso, se propusieron unas columnas litológicas para cada una de las zonas de interés que pueden ser observadas en las figura 11.

Figura 11

Descripción litológica de las zonas de interés



Nota: Zona 1 (izquierda) y Zona 2 (derecha) Descripción litológica basada en registros de pozos y datos de laboratorio.

Como se aprecia en la figura 3 parte de la metodología incluye realizar un diagnóstico de física de rocas a los datos de pozo para obtener características físicas de las zonas de estudio. Se utilizaron tres modelos de física de rocas; arena friable, contacto cemento y Arcilla-Arena de Dvorkin-Gutierrez, con el fin de encontrar el de mejor ajuste a los datos de pozo. Finalmente, al ser el modelo arena arcillosa un modelo que contempla desde arenas limpia (i.e. sin contenido de arcilla) hasta arcillas puras; incluyendo las combinaciones porcentuales entre ellas, fue el modelo cuyas curvas coincidieron de mejor forma con los datos del pozo. Este diagnóstico fue hecho a las dos zonas de interés y datos obtenidos de registros; tales como velocidad de onda onda S, y modulo de corte fueron muy bien modelados por el modelo empleado. Sin embargo, los datos de velocidad de onda P no presentaron un acoplamiento totalmente satisfactorio entre las curvas del modelo y los datos de pozo, por lo cual se empleó el modelo heurístico de Vernik y Kachanov (2010), obteniendo en este caso un buen emparejamiento. Los resultados obtenidos para cada una de las zonas de interés son presentados en las figuras 12 a 15

Figura 12



Diagnóstico de física de rocas zona 1

Nota: Se muestra el ajuste del modelo Arcilla Arena Dvorkin-Gutierrez a los datos de porosidad, contenido de arcilla y velocidad de onda S provenientes de registros. Las curvas del modelo corresponden a un contenido de arcilla de 0 a 100%

Diagnóstico de física de rocas zona 1



Nota: Se muestra el ajuste del modelo heurístico de Vernik y Kachanov a los datos de porosidad, contenido de arcilla y velocidad de onda P, provenientes de registros. Las curvas del modelo corresponden a un contenido de arcilla de 0 a 100%

Figura 14

Diagnóstico de física de rocas zona 2



Nota: Se muestra el ajuste del modelo Arcilla Arena Dvorkin-Gutierrez a los datos de porosidad, contenido de arcilla y velocidad de onda S provenientes de registros. Las curvas del modelo corresponden a un contenido de arcilla de 0 a 100%

Diagnóstico de física de rocas zona 2



Nota: Se muestra el ajuste del modelo heurístico de Vernik y Kachanov a los datos de porosidad, contenido de arcilla y velocidad de onda P, provenientes de registros. Las curvas del modelo corresponden a un contenido de arcilla de 0 a 100%

La barra de colores representa el volumen de arcilla en los datos del pozo, ajustando las variables del modelo de Dvorkin-Gutierrez, se obtuvo el mejor ajuste para cada una de las zonas, representadas en las figuras 7 a 10. A partir de estos emparejamientos de datos con el modelo, se dedujeron posibles datos de mineralogía y valores de módulos de los componentes minerales, presentados en la tabla 1

Tabla 1

Propiedad	Siglas y	Zona de	Zona de	
	unidades	interés 1	interés 2	
Matriz	K (Gpa)	40	45	
	G (Gpa)	25	30	
	P (g/cc)	2.9	2.5	
Porosidad critica	Фс	0.35	0.35	
Numero de				
coordinación	Ν	6	6	

Propiedades mineralógicas y de física de rocas

Nota: Predichas usando el diagnóstico de física de rocas.

2.2 Modelos de porosidad

Conociendo la litología se evaluaron los modelos de porosidad para su aplicación al pozo de estudio. Para tal fin se siguió el flujo de trabajo propuesto en la figura 6. Debido a los datos disponibles y a los requeridos en los modelos, se escogieron tres modelos de porosidad-profundidad: *Ramm & Bjorlykke* para compactación mecánica y química y el modelo de compactación mecánica para mezclas de arena-arcilla de *D. Grauls y O. Brévart*.

"En el límite entre compactación mecánica y química ocurre un cambio significativo de velocidad de onda P gracias al inicio de la cementación, que genera cambios de velocidad con pequeñas reducciones de porosidad" Avseth, P., Mukerji, T., y Mavko, G. (2010)., Basándose en esta premisa junto con los datos de velocidad de onda P suministrados y la

sísmica de la zona de estudio, se determinó que el límite entre compactación mecánica y química se encontraba alrededor de una profundidad de 3270 m. A partir de esta profundidad se definió la zona de compactación a la que se encontraban las áreas de estudio, como ambas se encontraban a una profundidad mayor de 3270m se modeló la compactación de las dos zonas con el modelo de *Ramm & Bjorlykke* para compactación química. Los modelos de compactación fueron calibrados con los registros de porosidad del pozo y con el fin de obtener un mejor ajuste, se modelo cada zona de estudio y cada litología por separado. Para determinar los parámetros de los modelos se programó el algoritmo Simulated Annealing en Matlab y los modelos para cada una de las zonas son presentados en la tabla 2.

Tabla 2

1 1 1	1 ,	• / • •	1	1. 1 /	1 1	1	
Modelos	do compacta	cion auimica	nara las	litologic	ic do lac	dog zonag a	o intoros
moucios		cion gaimica	para ias	inoiogia	is at ias	uos zonas a	
	1	1 /	1			•	

Zona de interés	Litología	Modelo
	Arcilla	$\Phi = 30.53 - 19.52 * (Z - 3.25)$
	Arenisca	$\Phi = 30.53 - 18.09 * (Z - 3.25)$
3700-3763	Arcilla	$\Phi = 30.53 - 16.14 * (Z - 3.25)$
	Limolita	$\Phi = 30.53 - 16.40 * (Z - 3.25)$
	Arcilla	$\Phi = 30.53 - 18.23 * (Z - 3.25)$
	Arena	$\Phi = 30.53 - 15.61 * (Z - 3.25)$
	Limolita	$\Phi = 30.53 - 11.67 * (Z - 3.25)$
3965-4005	Arena	$\Phi = 30.53 - 12.53 * (Z - 3.25)$

Nota: Modelos calibrados con datos de registros de porosidad.

En las figuras 16 y 17 se muestra el buen ajuste de la porosidad modelada con la porosidad obtenida de registros, para cada una de las zonas de interés. Por ende los modelos de

compactación química utilizados entregan una buena herramienta inicial para modelar las velocidades de onda de las zonas de estudio y pueden ser utilizados en la siguiente fase de la metodología como datos de entrada de los modelos de física de rocas.

Figura 16

Modelo de compactación zona 1.



Nota: Ajuste de los modelos de compactación química de Ramm & Bjorlykke (rojo) a los datos de registro de porosidad.

Modelo de compactación zona 2



Nota: Ajuste de los modelos de compactación química de Ramm & Bjorlykke (rojo) a los datos de registro de porosidad.

2.3 Modelos de Física de rocas y RPDT

Modelar la porosidad permite continuar la siguiente fase de la metodología, mostrada en la figura 9. Apoyándose en el razonable ajuste, visto en las figuras 12 a 15, de los modelos de física de rocas, *arena arcillosa* de Dvorkin-Gutierrez (2001) y el modelo heurístico de Vernik y Kachanov (2010); fueron utilizados estos modelos de física de rocas, junto con los modelos de compactación de la fase anterior y los parámetros de modelo registrados en la tabla 2, para la construcción de los *rock physics depth trends* de cada una de las zonas de interés.

Para ello se calcularon los módulos elásticos de roca saturada y se calcularon las velocidades de onda P y S siguiendo los pasos descritos en la figura 10. Además aprovechando el acceso a datos de registros sónicos de onda P y S para distintas profundidades, se compararon los RPDT con estos registros de velocidad, obteniendo en la mayoría de las profundidades un aceptable acoplamiento, observable en las figuras 18 a 21. Cabe aclarar que un mejor ajuste se obtendría al acoplar los modelos de compactación con datos puntuales de porosidad obtenidos de

corazones y pruebas de laboratorio, y no a muchos datos fluctuantes de registros de pozo, de esta forma el ajuste seria solo a unos puntos precisos y no a muchos datos imprecisos. Aun así la metodología arrojó un resultado satisfactorio para predecir el comportamiento de las velocidades, aun cuando solo se dispongan de pocos datos de pozo.

Figura 18

RPDT Zona 1



Nota: RPDT de velocidad de onda s comparado con los datos de registros

RPDT Zona 1





Figura 20

RPDT zona 2



Nota: Rock physics depth trend de velocidad de onda S comparado con los datos de registros de la zona 2

RPDT zona 2



Nota: RPDT de velocidad de onda P comparado con los datos de registros de la zona 2

2.4 Análisis de la respuesta sísmica para distintos escenarios de fluidos

A partir de los registros de pozos de propiedades físicas como densidad, volumen de arcilla, módulos elásticos, relación de Poisson y saturación de agua se crearon registros homogéneos aplicando la técnica de aumento de escala conocida como upscaling. Dicha técnica "desde un punto de vista geofísico, hace referencia a reemplazar computacionalmente un medio heterogéneo con un medio homogéneo equivalente, que conserva las características de las heterogeneidades con respecto a la propagación del campo de onda a través del medio" (Alfataierge, Chesnokov, & Gorb 2016, p.3390). "El proceso de relacionar mediciones de herramientas de registro con longitudes de onda sísmicas es un problema de decenas de centímetros a decenas de metros, y este aumento de escala se puede lograr mediante el promedio secuencial de Backus."(Lindsay, & Van Koughnet, 2001,p.188). El promedio secuencial de Backus fue realizado en las dos zonas de interés y con el fin de analizar la respuesta sísmica; mediante los atributos sísmicos de gradiente e intercepto, se aplicó como primer paso la sustitución de fluidos para tres escenarios distintos de saturación; 100% agua, 100% gas y 100% aceite obteniendo las tendencias de velocidad de onda P mostradas en la figura 22 y 23. "El objetivo de la sustitución de fluido es modelar las propiedades sísmicas y la densidad de un yacimiento a unas condiciones dadas (e.g., presión, temperatura, tipo de mineral y salinidad del agua)" (Kumar, D., 2006, p. 01). Para ello se utilizaron las ecuaciones de Gassmann 1951 y se programó el proceso en matlab. "La sustitución de fluidos es una parte importante de cualquier estudio de atributos sísmicos, ya que proporcionan al intérprete una herramienta valiosa para modelar varios escenarios de fluidos que podrían explicar anomalías AVO" (Smith, Sondergeld, & Rai, 2003). Además "reemplazar la salmuera con gas reduce tanto la impedancia de la onda P como la relación de Poisson .Esto da como resultado cambios notables y a menudo detectables en las respuestas sísmicas"(Dvorkin, 2019,p.366).

Basado en la conservación de esfuerzos y el desplazamiento a través del límite de capas, Zoeppritz dedujo unas ecuaciones utilizadas para determinar la amplitud de las ondas como una función del ángulo. Shuey (1985). Sin embargo el análisis de datos reales para el estudio de anomalías AVO es más práctico e intuitivo por medio de la aproximación linealizada planteada por Aki y Richards (1980) o por la ecuación equivalente de Wiggins et al.(1983) también conocida como la ecuación AVO o ecuación ABC. En el análisis AVO desarrollado en este trabajo se utilizó la ecuación de Wiggins et al.(1983) calculando los parámetros A y B y C conocidos como intercepto, gradiente y curvatura respectivamente. Posteriormente se clasificaron las anomalías de acuerdo a la interpretación de las gráficas de intercepto vs gradiente, obteniendo las figuras 24 y 25

Clasificándolas de acuerdo a las 4 clases de anomalías nombradas por Castagna et al.(1998)

Arenas de clase I de alta impedancia. Clase II arenas que poseen contraste de baja impedancia. Las arenas de clase III tienen una impedancia menor que las lutitas suprayacentes (puntos brillantes clásicos) y las arenas gaseosas de clase IV se producen con frecuencia cuando una unidad de alta velocidad cubre una arena porosa."(Castagna, Swan & Foster,1998 p.953).

Figura 22



Promedio secuencial de Backus, zona 1

Nota: Velocidad de onda P para los casos de sustitución de fluido y promedio secuencial de Backus en la zona 1

Promedio secuencial de Backus para la zona 2



Nota: Velocidad de onda P para los casos de sustitución de fluido y promedio secuencial de Backus en la zona 2

Figura 24

Análisis AVO Zona 1



Nota: Análisis AVO Gradiente vs Intercepto para la zona 1 (Fuente autor)





Nota: Análisis AVO Gradiente intercepto para la zona 2

Capitulo 3

3. Cuantificación de la incertidumbre asociada a las propiedades del reservorio.

os métodos estadísticos apoyados en procedimientos objetivos y cuantificados, son una herramienta útil a la hora de dar argumentos científicos sobre la variación y la incertidumbre. En el desarrollo del objetivo 4, se aplicaron conceptos de funciones de densidad de probabilidad, creación de espacios muestrales equiprobables y no equiprobables, probabilidad clásica y probabilidad condicionada, todo esto con el fin de cuantificar la incertidumbre para las velocidades de onda P y S asociada a las propiedades del yacimiento. La figura 26 muestra el proceso general para cuantificar la probabilidad de que la velocidad de onda S y onda P este en un determinado rango dado que las propiedades del yacimiento como porosidad, volumen de arcilla o densidad, estén de antemano en un rango especifico y conocido.

Figura 26

Proceso para determinar la incertidumbre asociada a las propiedades del yacimiento



3.1 Funciones de densidad de probabilidad (PDF's) de las propiedades del reservorio.

Partiendo de los datos de registros de cada una de las zonas y utilizando en Matlab la herramienta de análisis de probabilidad dfittool, se crearon los PDF's de las propiedades del yacimiento; como densidad, porosidad y volumen de arcilla. Las funciones de densidad de probabilidad permitieron crear un espacio muestral no equiprobable (i.e. no todos los posibles valores tienen la misma probabilidad de aparecer) de las propiedades del yacimiento. Esto con el fin de dar más peso a los valores de mayor frecuencia a la hora de aplicar el método Montecarlo; para la creación del espacio muestral de velocidades de onda P y S, utilizando los modelos de física de rocas ya ajustados en el capitulo anterior.

El proceso fue hecho independientemente para las dos zonas de estudio, la herramienta dfittol permite aplicar de manera rápida varias distribuciones de densidad y ver inmediatamente el ajuste cualitativo y cuantitativo de los datos y la distribución, lo que permitió escoger la mejor distribución disponible para cada una de las propiedades del yacimiento. Los histogramas de los datos así como las funciones de densidad de probabilidad son mostradas en las gráficas 27 a 32.

PDF densidad zona 1



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de densidad e la zona 1

Figura 28

PDF porosidad zona 1



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de porosidad de la zona 1

PDF Volumen de arcilla, zona 1



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de volumen de arcilla de la zona 1

Figura 30

PDF densidad zona 2



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de densidad de la zona 2

PDF porosidad zona 2



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de porosidad de la zona 2

Figura 32

PDF Volumen de shale zona 2



Nota: Ajuste de la función de densidad de probabilidad al histograma de frecuencias para los datos de volumen de arcilla de la zona 2

Los histogramas fueron construidos a partir de los datos de registros y debido a que estos no poseen una distribución normal se utilizó la regla de Freedman-Diaconis, expresada en la ecuación 64, para calcular el ancho de clase óptimo acorde al número y a la desviación estándar de los datos.

$$h = 2 * IQ * n - 1/3 \tag{64}$$

Donde h es el ancho de clase o amplitud del intervalo, n es el número de datos, e IQ hace referencia al rango intercuartilico de la muestra.

Por otra parte el eje Y de los gráficas representa la densidad de frecuencias. Por lo cual la suma de las áreas individuales de los rectángulos del histograma, así como el área bajo la curva de las PDF's suman 1. Para ajustar los histogramas se probaron varias distribuciones de probabilidad tales como normal, logarítmica normal, Raileygh, exponencial, gamma, distribución t, entre otras. Sin embargo siempre se obtuvo un mejor ajuste con la distribución no paramétrica y utilizando un Kernel normal.

3.2 Aplicación método Montecarlo

Con el fin de generar una población de velocidades de onda S/P representativa, se aplicó el método Montecarlo a los modelos de física de rocas empleados en el capitulo anterior, para cada una de las dos zonas de estudio. En el proceso se cargaron los PDF's de las variables y la aleatoriedad del método a la hora de la escogencia de los valores de los parámetros del modelo, estuvo sesgada a la mayor frecuencia de aparición de un dato en comparación con otro. El número de iteraciones y la cantidad de población creada fue basada en el comportamiento de los histogramas de las velocidades y en el tiempo de cómputo, buscando un equilibrio en costo beneficio.

Finalmente se optó por tomar 500 valores de volumen de arcilla comprendidos entre 0 y 1 y 2000 valores de porosidad en el rango de 0 a 0,36. Combinando los valores aleatorios se creó una población de 10^5 valores de velocidades de onda S y 10^5 valores de velocidad de onda P. Los histogramas de frecuencia para las velocidades en cada una de las dos zonas de estudio, son presentados en las figuras 33 a 36.

Figura 33





Nota: Histograma de frecuencia de la población de velocidades de onda P para la zona 1

Histograma de frecuencia zona 1



Nota: Histograma de frecuencia de la población de velocidades de onda S para la zona 1

Figura 35

Histograma de frecuencia zona 2



Nota: Histograma de frecuencia de la población de velocidades de onda P para la zona 2.

Histograma de frecuencia zona 2



Nota: Histograma de frecuencia de la población de velocidades de onda S para la zona 2

3.3 Probabilidad de suceso y probabilidad condicional

Como se aprecia en las figuras de los histogramas de onda S y P; hay una mayor densidad de frecuencia y por ende de probabilidad, para valores de velocidad de onda s comprendidos entre 1000 y 1200 y valores de onda p entre 2500 y 3200 m/s. Con el fin de cuantificar la probabilidad para rangos de velocidad definidos, se hizo un mapa de probabilidad condicional que permitiera conocer la probabilidad de obtener una velocidad de onda S o P en un rango escogido, sabiendo de antemano el rango de valores de las propiedades del yacimiento.

Se define probabilidad condicional como la probabilidad de que suceda un evento A, conociendo la ocurrencia de otros evento B y C. En el mapa de probabilidad condicional creado, se calculó la probabilidad de que la velocidad de onda P y S estuviera entre los rangos de 1000-1200m/s y 2500-3000m/s, respectivamente; a sabiendas de que los valores de porosidad y

volumen de arcilla cumplían con los valores definidos por los eventos B y C. Matemáticamente la probabilidad condicional fue regida por la ecuación 65

$$PC(A / B \cap C) = \frac{P(A \cap B \cap C)}{P(B) * P(C)}$$
(65)

Donde $PC(A / B \cap C)$ es la probabilidad condicional de que se suceda el evento A dado que sucedió el evento B y C, $P(A \cap B \cap C)$ es la probabilidad de la intersección de los tres eventos, P(B) la probabilidad de que ocurra el evento B y P(C) probabilidad de que ocurra el evento C. Es importante aclarar que los eventos B y C definidos como la ocurrencia de que los valores de porosidad y volumen de arcilla estén en el rango escogido, son totalmente independientes por venir de PDF's diferentes y no poseen alguna relación entre ellas. También que las probabilidades de suceso fueron calculadas de forma convencional acorde a la ecuación 66.

$$Probabilidad \ de \ suceso = \frac{numero \ de \ exitos}{numero \ total \ de \ casos}$$
(66)

Las figuras 37 a 40 muestran los mapas de probabilidad para las dos zonas de estudio

Mapa de probabilidad Vs zona 1



Nota: Mapa de probabilidad en porcentaje para un rango de velocidades de onda S de 1000 a 1200 m/s en la zona 1

Figura 38

Mapa de probabilidad VP zona 1



Nota: Mapa de probabilidad en porcentaje para un rango de velocidades de onda P de 2300a 2700 m/s en la zona 1

Mapa de probabilidad VS zona 2



Nota: Mapa de probabilidad en porcentaje para un rango de velocidades de onda S de 1000 a 1200 m/s en la zona 2

Figura 40





Nota: Mapa de probabilidad en porcentaje para un rango de velocidades de onda P de 2700 a 3200 m/s en la zona 2

Conclusiones

1. La creación de la metodología para la construcción de los RPDT entrega un flujo de trabajo más amplio y general basado en los procesos diagenéticos ocurridos en función de cada profundidad, litología y mineralogía y no en zonas particulares con características de roca específicas.

2. En la literatura existe gran variedad de modelos de compactación y física de rocas, a pesar de que en la mayoría de los trabajos son utilizados los mismos modelos, en esta investigación se deja en evidencia que la escogencia debe estar basada en las características físicas de la roca y que la utilidad de cada modelo es función de la zona donde se aplique.

3. La combinación de datos geológicos locales y registros junto con conceptos de diagénesis, compactación y física de rocas, entrega una manera confiable de modelar zonas de interés y validar los RPDT creados. La congruencia entre los RPDT creados y los registros de pozos validan la metodología y entregan una herramienta para estudiar zonas, incluso donde no se disponga de información de registros o núcleos.

4. A pesar de que existe un buen ajuste entre los modelos de física de rocas y de compactación usados, se podría mejorar el acomple usando modelos refinados que usen mas variables físicas de la roca, como esfuerzos o disolución de cuarzo o variables del medio como temperatura y presión. Cabe resaltar que esto implicaría tener más información del medio y la calidad de la predicción de velocidades hecha por los RPDT dependerá de la cantidad de información disponible.

5. Combinar procesos diagenéticos, modelos de compactación y modelos de física de rocas permite predecir el comportamiento elástico de las rocas, en la metodología creada y

expuesta en este artículo, se logró predecir las velocidades de onda P y S en función de la profundidad. Lo cual puede servir de punto de partida para estudiar la respuesta sísmica y ayudar con su interpretación.

6. Mediante el uso de los atributos sísmicos gradiente e intercepto es posible analizar de una manera sencilla la respuesta sísmica, logrando observar los distintos tipos de anomalías y permitiendo entender diferentes escenarios de presencia de fluidos asociados a ellas.

7. Los procesos estadísticos combinados con teoría de física de rocas entregan una herramienta cuantificadora del valor de velocidad de onda S y P posible para rocas con determinados valores de propiedades físicas; como volumen de arcilla o porosidad.

Referencias Bibliográficas

- Alfataierge, E., Chesnokov, E., & Gorb, Y. (2016). Introduction of upscaling methods derived from the simple averaging method and a comparison with the Backus method of upscaling. In SEG *Technical Program Expanded Abstracts 2016* (pp. 3390-3394). Society of Exploration Geophysicists.
- Avseth, P., Dvorkin, J., Mavko, G., and Rykkje, J. (2000). Rock physics diagnostic of North Sea sands: Link between microstructure and seismic properties. Geophysical Research Letters, 27(17), 2761-2764.
- Avseth, P., Mukerji, T., and Mavko, G. (2010). Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk. Cambridge,UK Cambridge University Press.
- Avseth, P., & Lehocki, I. (2016). Combining burial history and rock-physics modeling to constrain AVO analysis during exploration. The leading edge, 35(6), 528-534.(articulo en revista)
- Avseth, P.A., and Odegaard, E. (2004). Well log and seismic data analysis using rock physics templates. First Break, 22(10), 37-43.
- Bjørlykke, K. (2014). Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. Sedimentary Geology, 301, 1-14.
- Blazevic Vucelic, L. A. (2017). *Modeling burial induced changes in physical sandstone properties-A case-study of North Sea and Norwegian Sea sandstone formations* (Master's thesis, NTNU).
- Castagna, J. P., Swan, H. W., & Foster, D. J. (1998). Framework for AVO gradient and intercept interpretation. *Geophysics*, *63*(3), 948-956.
- Chuhan, F.A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K., and Høeg, K. (2003). Experimental compression of loose sands: relevance to porosity reduction during burial in sedimentary basins. Canadian Geotechnical Journal, 40(5), 995-1011.
- Dræge, A. (2019). Geo-consistent depth trends: Honoring geology in siliciclastic rock-physics depth trends. *The Leading Edge*, *38*(5), 379-384.
- Drage, A. (2016). Preserving geology in rock physics depth trends. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016* (pp. 3283-3287). Society of Exploration Geophysicists.
- Dvorkin, J., & Nur, A. (1996). Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea data sets. Geophysics, 61(5), 1363-1370.. (articulo en revista)
- Dvorkin, J., y Gutierrez, M. A. (2001). Textural sorting effect on elastic velocities, Part II: Elasticity of a bimodal grain mixture. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001 (pp. 1764-1767).
 Society of Exploration Geophysicists. (trabajo publicado en memoria de evento)

Dvorkin, J. (2019). Diagenesis-driven pore fluid discrimination. The Leading Edge, 38(5), 366-373.

- Hoang, P. (2006). Rock physics depth trend analysis using seismic stacking velocity (Master's thesis, Institutt for petroleumsteknologi og anvendt geofysikk).
- Kumar, D. (2006). A tutorial on Gassmann fluid substitution: formulation, algorithm and Matlab code. *matrix*, 2(1).
- Lanteaume, C., Fournier, F., Pellerin, M., & Borgomano, J. (2018). Testing geologic assumptions and scenarios in carbonate exploration: Insights from integrated stratigraphic, diagenetic, and seismic forward modeling. *The Leading Edge*, 37(9), 672-680.
- Lindsay, R., & Van Koughnet, R. (2001). Sequential Backus averaging: Upscaling well logs to seismic wavelengths. The Leading Edge, 20(2), 188-191
- Saul, M., and Lumley, D. (2012). A new velocity-pressure-compaction model for uncemented sediments. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012 (pp. 1-6). Society of Exploration Geophysicists.
- Ramm, M., and Bjørlykke, K. (1994). Porosity/depth trends in reservoir sandstones: Assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian Shelf data. Clay minerals, 29(4), 475-490.

Revil, A., Grauls, D., AND Brévart, O. (2002). Mechanical compaction of sand/clay mixtures. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B11), ECV 11-1-ECV 11-15.

Shuey, R. T. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics, 50(4), 609-614.

- Smith, T. M., Sondergeld, C. H., & Rai, C. S. (2003). Gassmann fluid substitutions: A tutorial. *Geophysics*, 68(2), 430-440.
 - Surdam, R.C., Dunn, T.L., Macgowan, D.B., and Heasler, H.P. (1989). Conceptual models for the prediction of porosity evolution with an example from the Frontier sandstone, Bighorn basin, Wyoming. In Petrogenesis and Petrophysics Selected Sandstone Reservoirs of the Rocky Mountain Region (ed-inchief Coalson, E.B.) Denver (Rocky Mountain Association of Geologists).
- Vernik, L., and Kachanov, M. (2010). Modeling elastic properties of siliciclastic rocks. Geophysics, 75(6), E171-E182. (articulo en revista)
- Walderhaug, O. (1996). Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. AAPG bulletin, 80(5), 731-745.
- Worden, R.H., and Burley, S.D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, 4, 3-44.

- Wu, W.J., Dong, J.J., Wu, J.H., y Lin, S.S. (2012). Estimating the porosity-depth relation of sedimentary rocks from an effective stress/stress history-dependent porosity model. In Q. Qian, Y. Zhou (eds.). Harmonising Rock Engineering and the Environment (pp. 211-212). Beijing, China: CRC Press.
- Zadeh*, M. K., Jahran, J., & Mondol, N. H. (2014). Experimental mechanical compaction of sand-clay mixtures: Implication of experimental data to validate applicability of friable sand model. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014 (pp. 3035-3039). Society of Exploration Geophysicists.