

ESTUDO DA INFLUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO DO FLUIDO NA VARIAÇÃO DA VELOCIDADE COMPRESSIONAL V_p

Olga C. C. García¹ (PUC-Rio), Sergio A. B. Da Fontoura² (PUC-Rio)

¹PUC-Rio, GTEP - Grupo de Tecnologia e Engenharia de Petróleo, Rua Marquês de São Vicente, 225 – Gávea, Edifício Padre Leonel Franca, 6º andar, olga13@civ.puc-rio.br

²PUC-Rio, GTEP - Grupo de Tecnologia e Engenharia de Petróleo, Rua Marquês de São Vicente, 225 – Gávea, Edifício Padre Leonel Franca, 6º andar, fontoura@civ.puc-rio.br

A avaliação da dinâmica do reservatório durante a produção através da interpretação *time-lapse* tem adquirido uma importância relevante na indústria do petróleo. Este processo possui vários desafios, focados em grande parte a desvendar a superposição dos diferentes efeitos nos dados sísmicos, devidos às mudanças das propriedades do reservatório. Os atributos sísmicos são afetados de maneira complexa por vários fatores, sendo a saturação um dos mais importantes. Esta propriedade influencia no módulo elástico da rocha e sua resposta sísmica e também gera uma dependência da velocidade da frequência utilizada. Este fenômeno é conhecido como dispersão da velocidade. Além disso, a transição de fluido homogêneo efetivo para fluido com distribuição heterogênea estabelece um mecanismo de dispersão presente para frequências sísmicas *in situ*. Neste trabalho, é explorado o comportamento da velocidade em função do tipo de fluido e sua distribuição para escalas menores que o comprimento de onda sísmico ou que a célula usada na simulação fluxo. Para isso, são utilizados dois tipos de modelos de distribuição de fluido: efetivo uniforme e heterogêneo. Os resultados obtidos mostram que, para o mesmo valor de saturação, distribuições heterogêneas de fluido multifásico apresentam maiores valores de velocidade compressional com relação a distribuições uniformes de fluido. A análise é realizada para diferentes tipos de rocha e fluidos com o intuito de avaliar a sensibilidade de cada modelo a parâmetros do reservatório tais como temperatura, pressão, porosidade e parâmetros elásticos da rocha. É discutida a relevância da consideração de cada modelo na modelagem da resposta sísmica para cenários de injeção de água e injeção de gás.

Substituição de fluidos, Saturação heterogênea, Gassmann, Resposta sísmica

1. INTRODUÇÃO

As propriedades sísmicas são afetadas de maneira complexa por vários fatores, sendo a saturação um dos mais importantes. A literatura registra um grande interesse sobre os efeitos da mistura de fluidos e sua distribuição no reservatório, já que o não conhecimento das escalas de saturação aumenta a incerteza na interpretação a partir dos dados sísmicos. Além disso, a distribuição espacial do fluido no reservatório se apresenta como um fator relevante na resposta sísmica, pois escalas de saturação menores que a resolução sísmica introduzem incertezas na interpretação da velocidade. A transição de fluido efetivo (distribuição homogênea e menores velocidades) para fluido com distribuição heterogênea (e maiores velocidades) estabelece um mecanismo de dispersão presente para frequências sísmicas *in situ*. Consequentemente, o estudo do efeito deste parâmetro resulta imperativo no entendimento da aplicação da física de rochas para interpretação sísmica.

2. EFEITOS DA SATURAÇÃO NA VELOCIDADE

A dependência que a velocidade e a impedância têm com relação aos fluidos do reservatório tem sido demonstrada através de medições de campo e laboratório (Winkler, 1986; Wang & Nur, 1990; Wang, 2000). Os fluidos afetam as propriedades acústicas principalmente de duas maneiras: mudam o módulo elástico da rocha e sua resposta sísmica, e por outro lado introduzem dispersão da velocidade, isto é, variação da velocidade com a frequência (Sengupta, 2000).

O processo de quantificação das variações no reservatório a partir de um estudo *time-lapse* é realizado utilizando as equações da física de rochas. Como consequência do processo de recuperação de hidrocarbonetos, ocorre uma mudança no fluido e na pressão de poros que podem alterar o módulo e a densidade *bulk* da rocha saturada. Assim, através da física de rochas é possível fazer previsões das velocidades V_p e V_s a partir de parâmetros que caracterizam a matriz da rocha, o arcabouço, a fase fluida e a porosidade. É desejável contar com um conhecimento confiável e preciso destes parâmetros para conseguir fazer previsões realistas. Contudo, o conhecimento destes parâmetros geralmente está sujeito a incertezas de diversas origens que têm um impacto nas previsões de V_p , V_s e de outros atributos sísmicos.

2.1 Substituição de Fluidos

A maneira como a saturação influencia nas velocidades compressional e cisalhante é uma das questões a resolver quando é feito o monitoramento sísmico do reservatório. Em geral, os estudos de modelagem para o monitoramento sísmico 4D são baseados no processo sintético de substituição de fluidos, com o qual são quantificados e modelados os diferentes cenários de produção.

A modelagem das mudanças recorrentes da substituição de um fluido por outro requer que os efeitos do fluido inicial sejam extraídos antes de modelar o cenário com o fluido que toma lugar. Na prática, o módulo *bulk* e cisalhante e a densidade *bulk* do arcabouço são calculados para a situação onde a rocha é drenada do seu fluido inicial. Uma vez que as propriedades do esqueleto são determinadas, a rocha é saturada com um novo fluido, e um novo módulo *bulk* e densidade efetivos são calculados (Smith *et al*, 2003).

O módulo *bulk*, ou incompressibilidade, de uma rocha isotrópica está definido como a razão entre a tensão hidrostática e sua deformação volumétrica. Este parâmetro poder ser relacionado com a velocidade e a densidade *bulk* através da seguinte equação:

$$K_{sat} = \rho_B (V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2) \quad (1)$$

onde ρ_B é a densidade *bulk* da rocha, V_p é sua velocidade compressional e V_s sua velocidade cisalhante. O módulo cisalhante (μ) pode ser determinado através de ensaios de laboratório ou análises de perfis de poço, e pode ser obtido usando a seguinte relação:

$$\mu = \rho_B V_s^2 \quad (2)$$

A equação:

$$\rho_B = \rho_o (1 - \phi) + \rho_f \phi \quad (3)$$

é também necessária no processo de substituição. Esta equação descreve a relação entre densidade do fluido (ρ_f), porosidade (ϕ) e densidade do grão da matriz rochosa (ρ_o) com a densidade *bulk* da rocha.

O método mais utilizado para aplicação da técnica de substituição de fluidos para frequências sísmicas se baseia na teoria de Gassmann (1951). A equação de Gassmann relaciona o módulo *bulk* da rocha saturada, K_{sat} , com sua porosidade, o módulo *bulk* do esqueleto, K_d , o módulo *bulk* da matriz do mineral, K_o , e o módulo *bulk* do fluido que preenche o espaço poroso, K_f , da seguinte maneira:

$$K_{sat} = K_d + \frac{\left(1 - \frac{K_d}{K_o}\right)^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{(1 - \phi)}{K_o} + \frac{K_d}{K_o^2}} \quad (4)$$

A anterior equação mostra que o módulo *bulk* da rocha saturada é sensível à composição do fluido que preenche os poros, enquanto que o módulo cisalhante não é afetado pelo fluido, ou seja, $\mu_{sat} = \mu_{dry}$.

A aplicação da teoria de Gassmann se baseia em várias suposições. As equações foram obtidas para um carregamento incremental (ou caso estático), e são consideradas validas somente para baixas frequências. Isto quer dizer que uma onda sísmica (baixa frequência) se propagando na rocha produz um excesso na pressão de poros que pode ser ignorado, pois o fluido tem o tempo suficiente para fluir no espaço poroso, eliminando qualquer gradiente de pressão. Esta hipótese pode ser uma boa consideração para frequências sísmicas, para areias e arenitos limpos não consolidados sob altas pressões efetivas (Wang, 2000).

Através do calculo das velocidades é possível fazer previsões de V_p e V_s de uma rocha saturada com um fluido e a mesma rocha saturada com um fluido diferente. Das equações 1 e 2 temos:

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3} \mu}{\rho_B}} \quad (5)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_B}} \quad (6)$$

Cabe ressaltar que a variação de V_s depende unicamente das mudanças da densidade *bulk*. Também, segundo a Equação 5, V_p é função da densidade e do módulo *bulk* da rocha saturada, então o incremento no valor de K_{sat} aumentará o valor de V_p , enquanto que o incremento de ρ_B o diminuirá. Entretanto, é possível obter velocidades $V_{p1} < V_{p2}$ para $K_{sat1} > K_{sat2}$ se a mudança na densidade *bulk* é grande quando comparada com a mudança de K_{sat} .

2.2 Distribuição de Fluido e Resposta Sísmica: Problema de Escala

A velocidade da onda elástica atravessando uma rocha parcialmente saturada pode ser fortemente afetada pela história de saturação da rocha e, conseqüentemente, pela distribuição do fluido (Knight *et al*, 1995). Estudos de laboratório (Knight & Nolen-Hoeksema, 1990; Knight *et al*, 1998) e de caráter teórico (Sengupta & Mavko, 2003; Knight, 1995; Packwood & Mavko, 1995) realizados em arenitos têm mostrado tal afirmação. Saturações variando espacialmente causam gradientes de pressão de poros induzidos pela onda, que por sua vez geram atenuação desta e dispersão da velocidade (Akbar *et al*, 1994; Knight *et al*, 1995). Esta variação nas escalas de saturação pode introduzir incertezas na interpretação dos atributos sísmicos para detecção de hidrocarbonetos.

Quando a escala das heterogeneidades da saturação no reservatório é bem menor que o comprimento de onda sísmica (λ), não é possível identificá-las de maneira individual, mas elas influenciam na resposta sísmica. Estas heterogeneidades em escalas de resolução menores que a escala sísmica podem ser divididas em saturação uniforme ou heterogênea, em função da escala de difusão crítica do meio poroso. Para uma determinada frequência sísmica f_c , as heterogeneidades na pressão de poros induzidas pela onda, como consequência da variação espacial da saturação, terão tempo suficiente para relaxar e atingir o estado de isostress local para escalas menores que a escala de difusão crítica L_c :

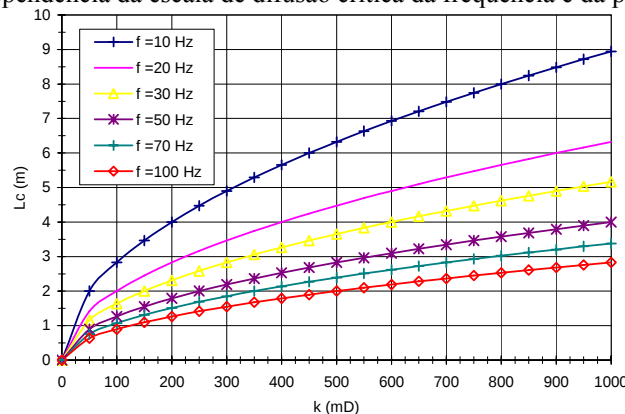
$$L_c \approx \sqrt{\frac{D}{f_c}} \quad (7)$$

onde D é a difusividade hidráulica, a qual está relacionada com a permeabilidade, k , viscosidade, η , e módulo *bulk* do fluido, K_f , como vem:

$$D = \frac{k * K_f}{\eta} \quad (8)$$

A Figura 1 mostra como a escala de difusão crítica depende da frequência e da permeabilidade.

Figura 1 – Dependência da escala de difusão crítica da frequência e da permeabilidade.



A principal diferença entre o cenário com saturação homogênea e aquele com saturação heterogênea é o estado de saturação das regiões compressíveis do espaço poroso. Ou seja, a completa saturação dessas regiões pode torná-las mais rígidas, incrementando a resposta da velocidade (Knight *et al*, 1998). Este fenômeno depende da frequência. Para baixas frequências, o excesso de pressão de poros induzido pela passagem da onda consegue dissipar. Isto acontece porque o fluido acumulado nas regiões compressíveis (poros ou fissuras com razão de achatamento baixa) pode fluir para outros lugares do espaço poroso e, conseqüentemente, o fluido não contribui com o reforço dessas regiões. Entretanto, para altas frequências não existe um equilíbrio da pressão. O fluido fica preso nas regiões compressíveis, o que torna maior a variação no excesso de pressão induzido pela onda, reforçando as regiões compressíveis e criando uma rigidez aparente da rocha. O resultado deste evento é o incremento da velocidade. Este processo na escala de poros pode acontecer também em uma escala maior

(macroscópica). A diferença entre as escalas micro e macro está no tempo de relaxação do fluido nos poros, o qual incrementa à medida que o volume ocupado pelo fluido aumenta.

Devido a que no reservatório existem vários tipos de fluido ocupando o espaço poroso, resulta necessário estimar a densidade efetiva do fluido e seu módulo *bulk*. No entanto, como a obtenção destes parâmetros não depende somente do valor da saturação, mas também da sua distribuição no espaço poroso, o valor de K_{fl} não pode ser calculado de maneira única, já que não é possível conhecer o padrão de saturação do meio poroso. A continuação é feita uma descrição dos modelos de distribuição de saturação homogênea e heterogênea utilizados no processo de substituição de fluidos.

2.2.1 Modelo de Saturação Uniforme

Grande parte dos problemas associados com detecção de hidrocarbonetos tem a ver com a obtenção das velocidades de rochas parcialmente saturadas com fases de fluido misturadas no meio poroso. A modelagem deste cenário geralmente é feita substituindo o conjunto de fases por um único “fluido efetivo” nas equações de Gassmann. Este modelo assume as diferentes fases do fluido (óleo, gás e água) uniformemente misturadas para a menor escala dentro do espaço poroso. As “micro-heterogeneidades” são tão pequenas, que os incrementos da pressão de poros induzidos pela onda são os mesmos para as fases presentes. Isso permite substituir as fases por um fluido equivalente ou “efetivo”, que é calculado através da média de Reuss:

$$K_{fl} = \left(\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right)^{-1} \quad (9)$$

onde K_{fl} é o módulo *bulk* da mistura de fluido, K_i é o módulo *bulk* de cada fase, e S_i sua saturação.

2.2.2 Modelo de Saturação Heterogênea

Em geral, o padrão de saturação, em cenários dinâmicos, tende a afastar-se do padrão homogêneo (Smith *et al*, 2003). Isso pode ser verificado através de um experimento de simulação de fluxo num meio poroso em uma escala adequada, onde é gerada uma configuração de saturação heterogênea mesmo quando o arcabouço é homogêneo.

Saturações heterogêneas podem ser causadas por variações espaciais da permeabilidade, molhabilidade, viscosidade, conteúdo de argila, entre outros. No caso de rochas molháveis à água, existe uma preferência da água a se depositar dentro dos poros de menor tamanho, sendo os maiores ocupados pelos hidrocarbonetos.

No modelo heterogêneo, a rocha seca é considerada homogênea, e a heterogeneidade existe somente na distribuição dos fluidos. Os módulos *bulk* do fluido efetivo e da rocha saturada para cada heterogeneidade são calculados com a Equação 9 e 4 respectivamente. O módulo efetivo do meio contendo as diversas heterogeneidades “não relaxadas” é obtido através da relação proposta por Hill em 1963:

$$K_{ef} = \left(\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_{sati} + \frac{4}{3}\mu} \right)^{-1} - \frac{4}{3}\mu \quad (10)$$

onde n é o número de heterogeneidades com diferentes fluidos, S_i a saturação de cada heterogeneidade e K_{sati} o módulo *bulk* da rocha saturada calculado com a Equação 4. O K_{ef} independe da forma da heterogeneidade.

3. METODOLOGIA

Com base nos modelos de saturação descritos anteriormente, é realizada uma análise do efeito que a distribuição do fluido pode ter na resposta sísmica da rocha para diversos estados de saturação. Para isso, são comparadas as curvas de velocidade obtidas para diversos tipos de material (Tabela 1) saturado com fluido (óleo e água, água e gás, óleo e gás) e submetido a diferentes condições de pressão e temperatura. As propriedades dos fluidos em função da temperatura e a pressão foram calculadas através das relações apresentadas por Batzle & Wang (1992). A rocha foi assumida como sendo um meio efetivo onde as variações na saturação acontecem para escalas menores que o comprimento de onda sísmico. Além disso, as heterogeneidades da saturação são devidas somente ao fluido, pois a rocha seca é considerada homogênea e isotrópica com o propósito de demonstrar que a distribuição do fluido por si só pode afetar as velocidades sísmicas. Cada heterogeneidade está composta por um único fluido, o que estabelece o limite superior heterogêneo máximo.

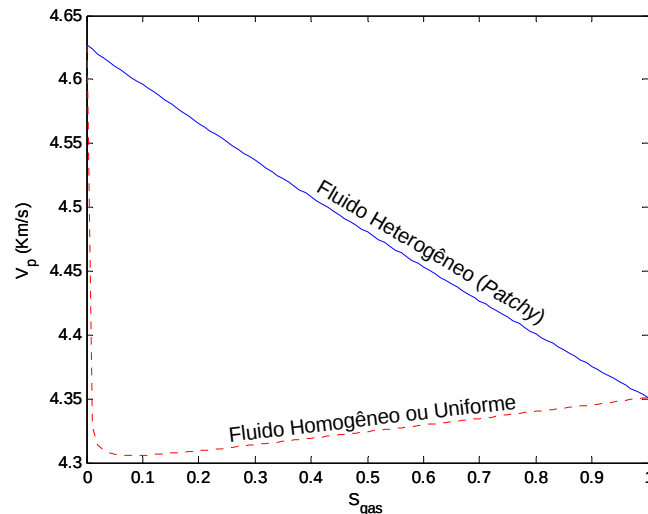
Tabela 1 – Propriedades das rochas utilizadas

Amostra	Porosidade (ϕ)	ρ_d (g/cm ³)	K_d (GPa)	μ (GPa)
Arenito Beaver	0.064	2.47	16.08	20.8
Areia limpa (10 MPa)	0.37	1.67	8.4	1.0
Areia limpa (15 MPa)	0.36	1.69	8.6	1.5
Areia Argilosa	0.24	2.01	13	1.2
Arenito Fontainebleu	0.15	2.24	18.07	19.07
Monterey (25 °C)	0.15	2.04	7.56	8.26
Monterey (125 °C)	0.15	2.26	6.26	7.65

4. RESULTADOS

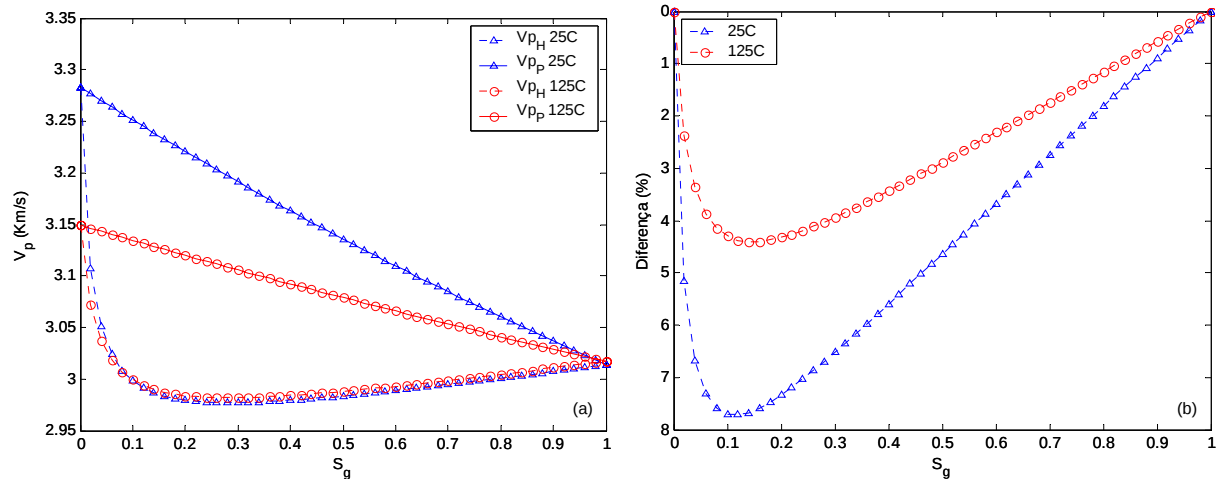
A Escala como Fator de Dispersão da Velocidade. A Figura 2 mostra a dependência de V_p da saturação do fluido e da escala de saturação. A curva inferior corresponde ao modelo de “saturação uniforme” (mistura na escala muito fina das fases do fluido dos poros) e a curva superior à “saturação heterogênea” ou *patchy saturation* (escalas de saturação maiores). As duas curvas representam os casos limite e, dependendo da distribuição da saturação, a velocidade pode estar em qualquer ponto entre elas. A Figura 2 corresponde à velocidade obtida para o arenito Beaver para 5 MPa de tensão efetiva, σ' , (Han, 1986), saturado com misturas de água sem salinidade e gás. O gás tem gravidade específica de 0.6 para 15.6° C e 0.1 MPa (gás leve). Pode se observar que a rocha saturada com água tem uma velocidade maior que a saturada com gás. O incremento na saturação de gás, S_g , resulta em uma queda abrupta de V_p no modelo uniforme. No modelo heterogêneo V_p decresce linearmente com o incremento de S_g . Este comportamento pode ser visto também no caso da rocha saturada com óleo e gás (Figura 3).

Figura 2 – Modelo homogêneo versus heterogêneo em arenito Beaver saturado com água e gás para 20° C.



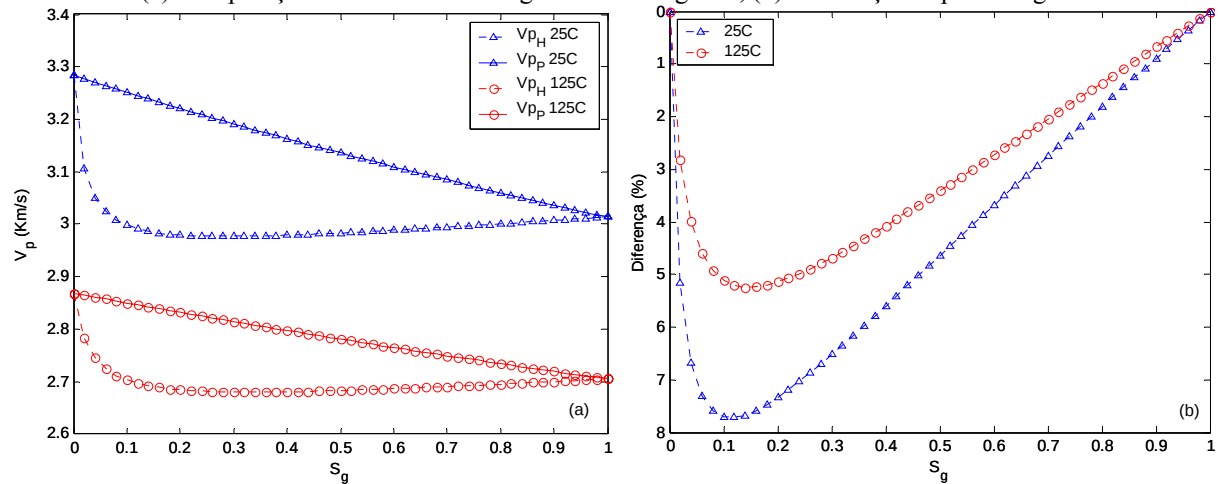
Efeito da Temperatura. A Figura 3a mostra o efeito da temperatura na V_p na rocha da formação Monterey para uma pressão de poros, P_p , de 10 MPa e tensão efetiva de 15 MPa. A rocha Monterey é um *chert* dolomítico com porosidade de 15% que provém de uma formação produtora de óleo (Wang, 1981). Pode se observar no modelo homogêneo e no heterogêneo que quanto maior a saturação de óleo, maior a velocidade da rocha. O máximo decréscimo na velocidade devido ao aumento da temperatura corresponde a 100% de saturação de óleo (S_o). A curva que representa a distribuição homogênea (V_{pH}) mostra que para saturações de gás maiores que 20% existe uma pequena variação de V_p (< 40 m/s). Isso dificultaria a determinação da saturação de fluido se for usada somente a velocidade para sua obtenção. A diferença em porcentagem entre o modelo homogêneo e heterogêneo para cada temperatura aparece ilustrada na Figura 3b. Para o caso da maior temperatura, a máxima diferença está em torno de 4%, enquanto q essa diferença quase duplica seu valor para 25 °C (quando $S_o \approx 90\%$).

Figura 3 – Rocha Monterey saturada com óleo 50 API e gás para 25 °C e 125 °C.
(a) Comparação dos modelos homogêneo e heterogêneo, (b) Diferença em porcentagem.



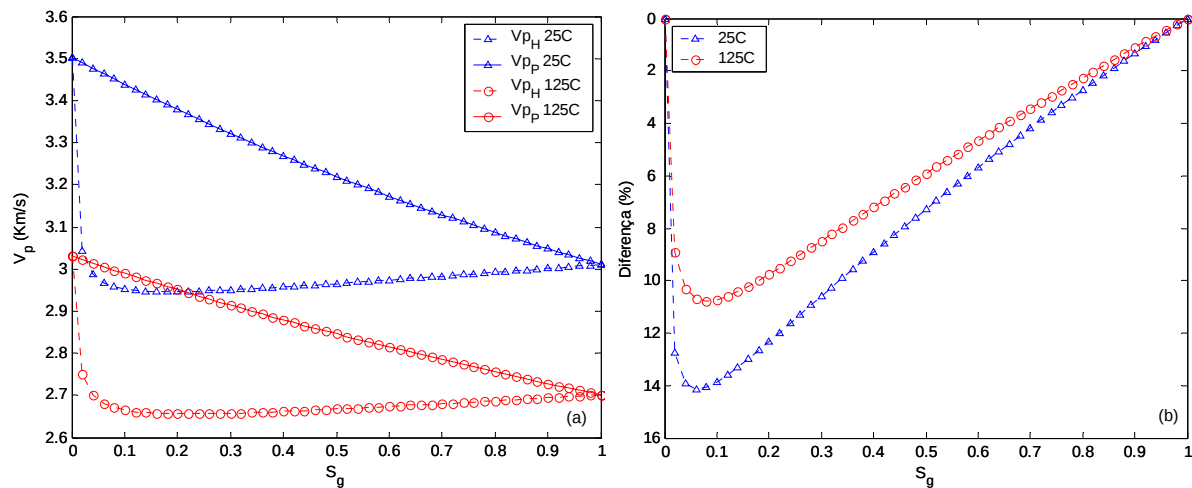
Com o aumento da temperatura acontecem mudanças tanto no fluido quanto no esqueleto da rocha. A Figura 4a mostra os resultados obtidos nos modelos homogêneo e heterogêneo levando em consideração o efeito da temperatura na rocha e no fluido. As velocidades foram obtidas aplicando os modelos de distribuição na rocha Monterey para 125 °C, 15 MPa de tensão efetiva e 10 MPa de pressão de poros (Wang, 1981). A Tabela 1 mostra os valores de módulo *bulk* (K_d) e módulo cisalhante (μ_d) da rocha seca para as duas temperaturas. Devido ao amolecimento da matriz da rocha e à expansão térmica desta, estes parâmetros elásticos têm seus valores reduzidos, o que acarreta a diminuição de V_p . Uma comparação entre a Figura 4a e a Figura 3a evidencia uma diferença ainda maior entre o cenário para 25 °C e 125 °C como consequência da consideração da mudança das propriedades da rocha com a temperatura. A Figura 4b mostra que a diferença em porcentagem entre o modelo homogêneo e heterogêneo é similar à situação onde somente os fluidos são afetados pela temperatura.

Figura 4 – Rocha Monterey saturada de óleo 50° API e gás para 25 °C e 125 °C.
(a) Comparação dos modelos homogêneo e heterogêneo, (b) Diferença em porcentagem.



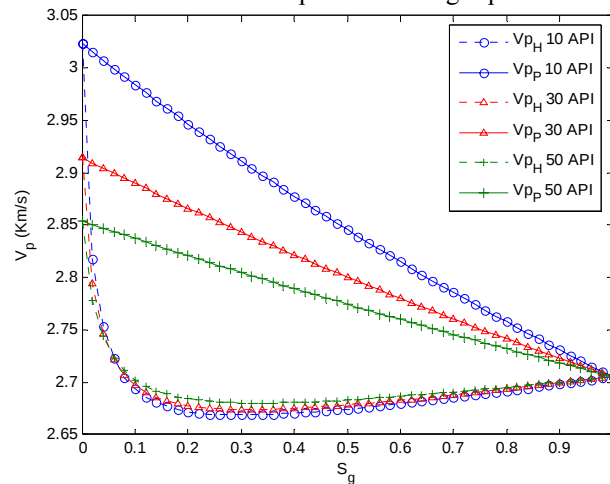
O efeito da saturação de óleo pesado no *chert* Monterey aparece ilustrado na Figura 5a. A curva que representa a distribuição homogênea mostra que o efeito da saturação é notoriamente evidente somente na região próxima da saturação total de óleo. A diferença entre as velocidades para 80% e 90% de S_o praticamente não existe, enquanto que a diferença entre as velocidades para valores de S_o entre 95% e 100% está em torno de 350 m/s para 125 °C e 550 m/s para 25 °C. Ao contrário, as velocidades no modelo heterogêneo diminuem linearmente com o aumento da saturação de gás. A diferença em porcentagem entre o modelo homogêneo e heterogêneo para cada temperatura da Figura 5b mostra que quanto maior o grau API do óleo, maior a diferença entre estes dois tipos de distribuição. A máxima diferença de velocidade para o óleo de 10° API é de 14% (para 125 °C e $S_o = 5\%$), que corresponde a 80% a mais de dispersão que no caso do óleo de 50° API. Isso mostra que as propriedades do fluido contribuem com o grau de heterogeneidade da saturação no meio poroso.

Figura 5 – Rocha Monterey saturada de óleo de 10° API e gás para 25 °C e 125 °C.
(a) Comparação dos modelos homogêneo e heterogêneo, (b) Diferença em porcentagem.



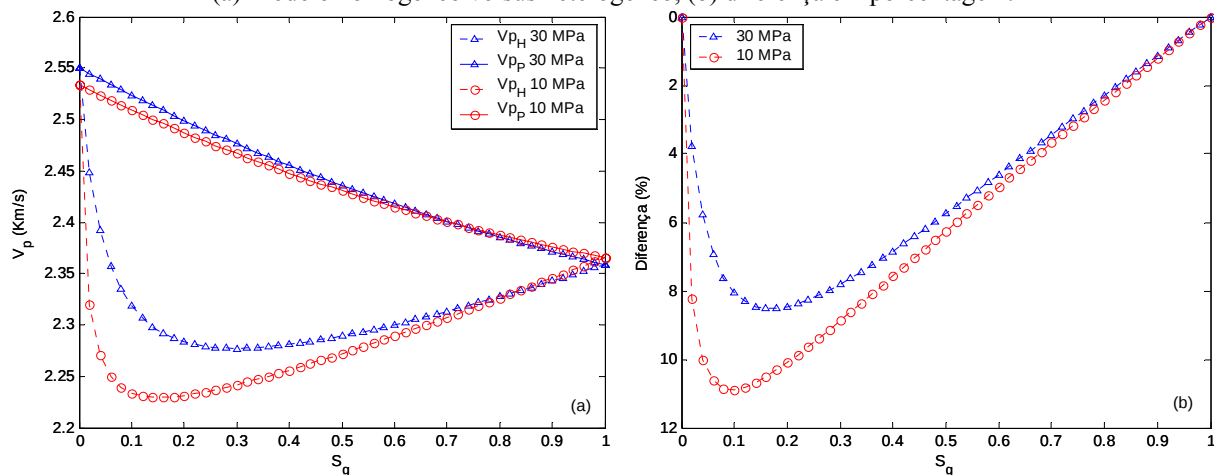
A Figura 6 mostra uma comparação entre as velocidades obtidas para óleos de diferente grau API. Utilizando o modelo homogêneo existe uma diferença muito pequena entre as velocidades obtidas para o cenário com óleo e gás usando os diferentes tipos de óleo. Por outro lado, à medida que aumenta a saturação de óleo, as velocidades calculadas com o modelo heterogêneo se mostram mais diferenciadas para cada o tipo de óleo utilizado, ou seja, a variação das propriedades do fluido segundo a gravidade API influencia na distribuição heterogênea da saturação.

Figura 6 – Comparação dos modelos na rocha Monterey (125 °C) saturada com diferentes tipos de óleo e gás para 125 °C.



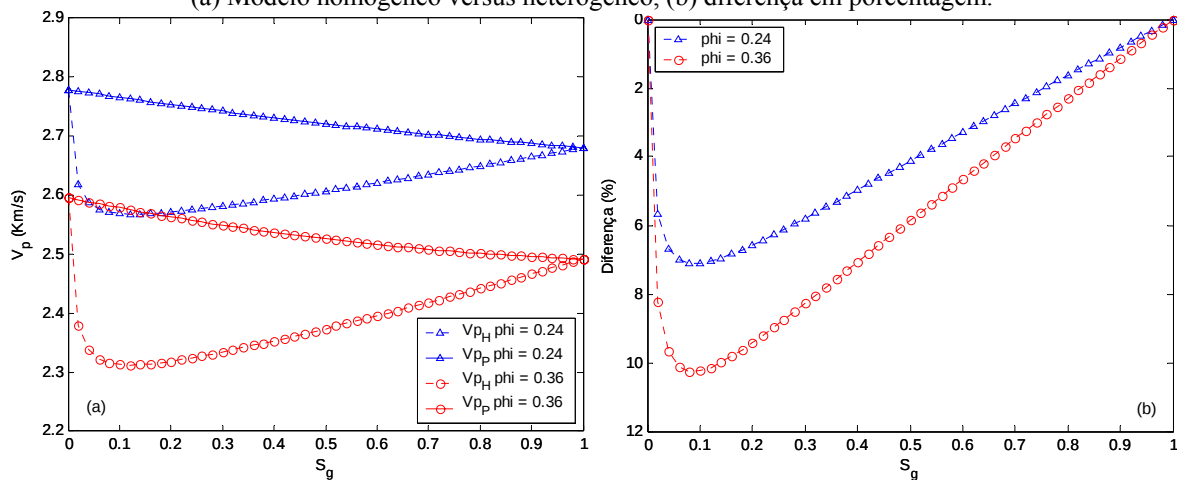
Efeito da Pressão. Para estudar o efeito da pressão de poros foram aplicados os modelos de distribuição para uma areia limpa (Yin, 1993), assumindo tensão efetiva constante. As propriedades deste material aparecem na Tabela 1. A Figura 7a mostra as velocidades obtidas para 25 °C e pressão de poros de 10 MPa e 30 MPa num sistema com água e gás. No caso da curva de velocidade para distribuição uniforme do fluido, o aumento da pressão de poros resulta na redução da taxa de variação de V_p com a saturação para $S_g < 10\%$, sendo que a máxima mudança na velocidade (125 m/s) acontece para $S_g = 4\%$. Na rocha saturada 100% de líquido existe uma influência muito pequena do aumento da pressão na variação da velocidade (20 m/s, menor que 0.6%). Opostamente, os resultados obtidos para o modelo heterogêneo mostram uma reduzida sensibilidade da velocidade ao incremento da pressão de poros. A máxima mudança de V_p (20 m/s) acontece para 100% de saturação de líquido. A Figura 7b mostra que a dispersão devido à distribuição do fluido é maior para $P_p=10$ MPa. Para essa pressão de poros, a máxima diferença corresponde a uma saturação de líquido de 8%.

Figura 7 – Sistema água-gás em areia limpa para $P_p = 10$ MPa e $P_p = 30$ MPa, e $\sigma' = 10$ MPa.
(a) Modelo homogêneo versus heterogêneo, (b) diferença em porcentagem.



Porosidade e Dispersão da Velocidade. A Figura 8a ilustra o efeito da saturação para um sistema água-gás, para uma areia limpa com alta porosidade (30%) e uma areia argilosa de porosidade menor (24%) com pressão de poros de 10 MPa e 15 MPa de tensão efetiva. As propriedades desses materiais, obtidas do trabalho realizado por Yin (1993). Pode se observar nessa figura que o aumento da porosidade acarreta a diminuição da velocidade e torna maior a dispersão entre V_{pP} e V_{pH} . Quando um fluido (água no caso) preenche totalmente o espaço poroso de uma rocha ou areia, sempre existe um incremento das velocidades compressoriais, já que a substituição de gás por um líquido eleva o valor do módulo *bulk* do material. No entanto, a saturação de líquido também incrementa a densidade *bulk* que, pelo contrário, reduz a velocidade da onda compressional. Quanto maior a porosidade da rocha, mais sua densidade *bulk* irá aumentar com a saturação de líquido. Portanto, quando a porosidade da rocha é alta, o efeito da saturação do líquido na velocidade V_p é menor devido ao incremento da densidade *bulk*. Para o caso da areia com menor porosidade, a diferença entre as velocidades calculadas com o modelo homogêneo e heterogêneo é de 7% (Figura 8b), enquanto que essa diferença ultrapassa o 10% para areia limpa, quando a saturação de água está em torno de 92%.

Figura 8 – Comparação dos modelos em areia limpa ($\phi=0.36$) e areia argilosa ($\phi=0.24$).
(a) Modelo homogêneo versus heterogêneo, (b) diferença em porcentagem.



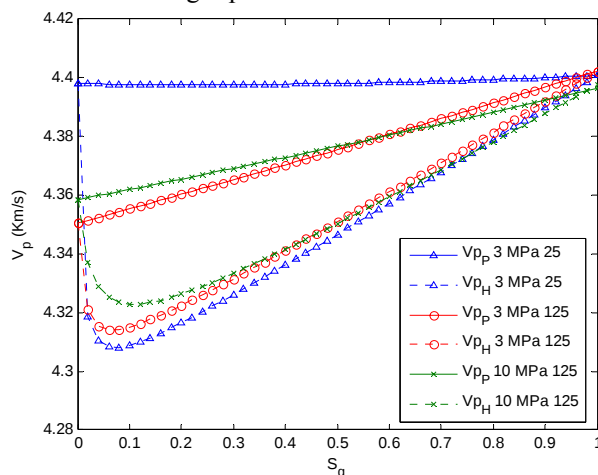
No exemplo da Figura 9 é apresentada uma comparação dos modelos de saturação no arenito Fontainebleu (Han, 1986), variando a temperatura (25 °C e 125 °C) e a pressão de poros (3 MPa e 10 MPa) para 5 MPa de tensão efetiva. O comportamento das curvas homogênea e heterogênea com a temperatura e a pressão para cada saturação obedece à análise já apresentada nos anteriores exemplos. A curva de distribuição heterogênea para 25 °C e $P_p = 3$ MPa se apresenta quase horizontal, mostrando uma sensibilidade quase nula da velocidade com a variação da saturação. Para as diferentes situações propostas, a rocha saturada com 100% de óleo tem uma velocidade menor que a rocha totalmente saturada de gás, para os dois modelos. Particularmente, o aumento da temperatura resulta em um decréscimo de 55% no módulo *bulk* do óleo e um 5.6% de decréscimo no módulo

bulk da rocha saturada de óleo, K_{satO} . Apesar de que K_{satO} é maior que o módulo *bulk* da rocha saturada de gás, a densidade da rocha saturada de óleo é ainda maior, resultando numa velocidade menor (Tabela 2).

Tabela 2 – Variação dos parâmetros $K_{óleo}$, K_{satO} , ρ_{BsatO} e seu efeito em V_p .

Temperatura (°C)	$K_{óleo}$ (GPa)	K_{satO} (GPa)	ρ_{BsatO} (g/cm ³)	V_p (Km/s)
25	1.31	20.23	2.3605	4.398
125	0.60	19.102	2.3528	4.3504
Decréscimo (%)	54.8	5.6	0.33	1.01

Figura 9 – Modelo homogêneo versus heterogêneo em arenito Fontainebleu saturado com óleo e gás para 5 MPa de tensão efetiva.



5. CONCLUSÕES

Para as situações propostas pode se concluir o seguinte:

- O efeito da saturação da rocha porosa na velocidade da onda compressional está determinado pelas propriedades do líquido, porosidade, estrutura do poro e geometria da rocha, e possivelmente as interações químicas entre o esqueleto da rocha e o fluido saturante. Nos exemplos realizados, a saturação com água ou hidrocarboneto incrementou V_p , e esse valor de V_p é menor quanto maior a porosidade.
- O modelo de distribuição heterogênea de fluido é sensível ao incremento de temperatura, mas apresenta pouca sensibilidade às mudanças da pressão de poros.
- O modelo de fluido uniforme é sensível à temperatura quando considerada a variação das propriedades do arcabouço da rocha com a temperatura junto com a do fluido. Este tipo de distribuição é afetada pela pressão de poros. Por outro lado, as velocidades obtidas com este modelo não variam com a composição do óleo (gravidade API) e apresenta insensibilidade relativa à saturação de gás para porosidade alta e baixa.
- A velocidade compressional, V_p , pode ser menor na rocha saturada de óleo do que na rocha saturada de gás como visto no arenito Fontainebleu. Isso significa que uma resposta de velocidade baixa não necessariamente está associada à presença de gás.

Identificar o padrão de saturação é de muita importância, já que a natureza da distribuição dos hidrocarbonetos no reservatório afeta a estimativa das reservas recuperáveis, permeabilidade relativa e propriedades elásticas do esqueleto da rocha a qual é necessária no processo de substituição de fluidos. Particularmente, em cenários de recuperação secundária, o grau de heterogeneidade depende do tipo de fluido de injeção (água, gás ou vapor), permeabilidade relativa, molhabilidade e razão de mobilidade entre outros. A avaliação do impacto destes parâmetros demonstra a necessidade de incluir, nas estratégias de previsão das variações esperadas nos atributos sísmicos, os efeitos dos padrões de saturação, nos estudos de viabilidade de execução de sísmica *time-lapse*.

7. REFERÊNCIAS

- AKBAR, N.; DVORKIN, J.; AND NUR, A., Seismic Signatures of Reservoir Transport Properties and Pore Fluid Distribution, **Geophysics**, vol. 58, p. 20-29, 1994.
- BATZLE, M.; WANG, Z., Seismic Properties of Pore Fluids, **Geophysics**, Vol. 57, p. 1396–1408, 1992.
- HAN, D. H., Effects of Porosity and Clay Content on Acoustic Properties of Sandstones and Unconsolidated Sediments, **tese de doutorado, Departamento de Geofísica, Universidade de Stanford**, 1986.
- KNIGHT, R.; NOLEN-HOEKSEMA, A Laboratory Study of the Dependence of Elastic Wave Velocities on Pore Scale Fluid Distribution, **Geophysical Research Letters (American Geophysical Union)**, Vol. 17, Assunto 10, 1990. Apud Knight, R., 1995.
- KNIGHT, R.; DVORKIN, J.; NUR, A., Seismic Signatures of Partial Saturation, **Expanded Abstracts with Authors' Biographies, SEG, International Exposition & 65 annual meeting**, p. 870-873, 1995.
- KNIGHT, R.; DVORKIN, J.; NUR, A., Acoustic Signatures of Partial Saturation, **Geophysics**, vol. 63, assunto 1, p. 132-138, 1998.
- PACKWOOD, J. L.; MAVKO, G, Seismic Signatures of Multiphase Reservoir Fluid Distributions: Application of Reservoir Monitoring, **Expanded Abstracts with Authors' Biographies, SEG, International Exposition & 65 annual meeting**, p. 910-913, 1995.
- SENGUPTA, M, Integrating Rock Physics and Flow Simulation to Reduce Uncertainties in Seismic Reservoir Monitoring, **tese de doutorado, Departamento de Geofísica, Universidade de Stanford, Califórnia**, 2000.
- SENGUPTA, M.; MAVKO, G., Impact of Flow-Simulation Parameters on Saturation Scales and Seismic Velocity, **Geophysics**, vol. 68, p.1267-1280, 2003.
- SMITH, T. M.; SONDERGELD, C. H.; RAI, C. S., Gassmann Fluid Substitution: A Tutorial, **Geophysics**, vol. 68, p.430-440, 2003.
- WANG, Z., Wave Velocities in Hydrocarbons and Hydrocarbon Saturated Rocks – With Applications to EOR Monitoring, **tese de doutorado, Departamento de Geofísica, Universidade de Stanford, Califórnia**, 1981.
- WANG, Z., The Gassmann Equation Revisited, **Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks**, p. 531, 2000.
- WANG, Z. & NUR, A., Dispersion Analysis of Acoustic Velocities in Rocks, **Journal of the Acoustical Society of America**, 87, p.2384-2395, 1990.
- WINKLER, K. W., Estimates of Velocity Dispersion Between Seismic and Ultrasonic Frequencies, **Geophysics**, Vol. 51, Issue 1, p.183-189, 1986.
- YIN, H., Acoustic Velocity and Attenuation of Rocks: Isotropy, Intrinsic Anisotropy, and Stress-Induced Anisotropy, **tese de doutorado, Departamento de Geofísica, Universidade de Stanford, Califórnia**, 1993.

ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF THE FLUID DISTRIBUTION IN THE VARIATION OF COMPRESSIONAL VELOCITY V_p

The evaluation of the reservoir dynamics during production through time-lapse interpretation has reached a substantial importance in the petroleum industry. This evaluation presents many challenges, mainly concerned to unmask the overlapping of different effects in seismic data due to reservoir changes. Several factors affect seismic properties and saturation is one of the most important. This property influences in the rock bulk modulus and seismic response and also causes a velocity dependence on the used frequency. This phenomenon is known as velocity dispersion. Moreover, the transition from effective homogeneous fluid to patchy saturation represents a dispersion mechanism that appears for seismic frequencies in situ. In this work, changes in velocity with fluid distribution for lower scales than the seismic wave length or simulation cell are explored. Two types of fluid distribution models are used: effective uniform model and patchy model. The results show that, at the same saturation, heterogeneous distributions of multiphase fluid have higher values of compressional velocity than uniform distributions. The analysis is carried out in different rock types and fluids to evaluate the sensitivity of each model to different reservoir parameters such as temperature, pressure, porosity and rock elastic parameters. It is argued the significance of using each model in seismic modeling of water and gas injection scenarios.

Fluid substitution, Patchy saturation, Gassmann, Seismic response

Os autores são os únicos responsáveis pelo conteúdo deste artigo.