



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Aplicação de modelos de substituição de fluido  
em rochas sedimentares oriundas do nordeste  
brasileiro**

**ANA ALZIRA FAYAL TROVÃO**

BELÉM-PARÁ

2015

**ANA ALZIRA FAYAL TROVÃO**

**Aplicação de modelos de substituição de fluido em rochas sedimentares oriundas do nordeste brasileiro**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador: José Jadsom Sampaio de Figueiredo

**BELÉM-PARÁ**

2015

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

---

Trovão, Ana Alzira Fayal, 1988-  
Aplicação de modelos de substituição de fluido em rochas sedimentares  
oriundas do nordeste brasileiro / Ana Alzira Fayal Trovão. – 2015  
113 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: José Jadsom Sampaio de Figueiredo  
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2015.

1. Geofísica. 2. Rochas carbonatadas. 3. Petrofísica. I. Título.

CDD 22. ed. 550

---

ANA ALZIRA FAYAL TROVÃO

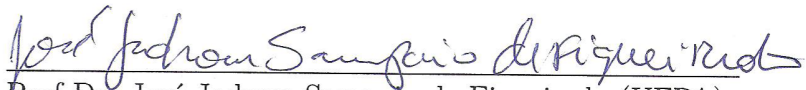
**Aplicação de Modelos de Substituição de Fluidos em Rochas Sedimentares do Nordeste Brasileiro**

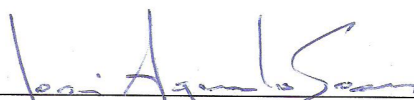
Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará para obtenção do título de Mestre em Geofísica.


Data de aprovação: 03/06/2015

Conceito: Bom

Banca Examinadora:

  
Prof. Dr. José Jadsom Sampaio de Figueiredo (UFPA)  
Orientador.

  
Prof. Dr. José Agnelo Soares (UFPA)

  
Prof. Dr. Lourenildo Willame Barbosa Leite (UFPA)

Dedico este trabalho à minha família.

# AGRADECIMENTOS

Inicialmente, agradeço meu orientador, Prof. Dr. José Jadsom S. de Figueiredo, pela paciência e confiança em transmitir suas experiências e auxílio inestimável na orientação deste trabalho acadêmico. Muito obrigada, professor.

Agradeço ao CPGf (Curso de Pós-Graduação em Geofísica), pela oportunidade e confiança de participar deste ambiente de trabalho. Por todos os conhecimentos e valores transmitidos, que, sem dúvida, tornaram-se um grande diferencial em minha formação profissional e pessoal. Reconheço a qualidade e seriedade da coordenação deste centro de pesquisa, representado pela Profa. Dra. Ellen Gomes, bem como da equipe de secretaria, representado pela secretárias Lúciela e Benildes. Sem o indispensável trabalho de vocês a realização deste projeto e de muitos outros não seria possível. A vocês, parabéns e muito obrigada.

Reconheço o indispensável apoio financeiro que recebi da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) bem como da Agência Nacional do Petróleo (ANP - PRH-06), pelos subsídios para a produção deste trabalho.

Gratulo a colaboração do grupo de Petrofísica e Física de Rocha da Universidade Federal de Campina Grande, em especial ao professor José Agnelo Soares por sua disponibilidade e suporte sempre que precisamos. Agradeço também a todos os alunos e técnicos da UFCG que nos ajudaram nas medidas.

Agradeço à PROPESP-UFGA pelo auxílio financeiro disponibilizado para realização das medidas na UFCG.

Reconheço toda a ajuda que recebi de meus pais, José Eduardo S. Trovão e Maria Carlota S. Fayal. Obrigada pelo apoio e auxílio que tantas vezes precisei contar e recebi de vocês. A vocês, muito obrigada por tudo que fizeram e ainda fazem por mim.

Agradeço imensamente à meus companheiros de trabalho Wildney W. da S. Vieira, pelo companheirismo e auxílios prestados durante todos os momentos necessários. Aos amigos Jorge Teruya, Caio Perdigão, Francisco Oliveira e Bruce F. Shiba pela paciência e auxílio nas atividades de programação. A vocês, meus sinceros agradecimentos e reconhecimentos.

Por fim, presto meus agradecimentos a todos que colaboraram diretamente ou indiretamente para a concretização deste trabalho, sem a qual não seria possível a sua realização.

## RESUMO

Reservatórios carbonáticos correspondem a cerca de 50% dos reservatórios de hidrocarbonetos do planeta. Esse tipo de litologia apresenta diferentes formas de heterogeneidade, que são as principais causas de erros em sua caracterização, podendo induzir resultados errôneos na estimativa dos módulos elásticos das rochas em estado saturado. O presente trabalho objetiva uma análise comparativa dos modelos de substituição de fluidos em reservatório não-convencional do tipo carbonato. Especificamente, analisou-se os processos de substituição de fluido em amostras de rochas provindas do Nordeste brasileiro, sob condições laboratoriais controladas (temperatura, pressão e grau de saturação) sob as perspectivas petrofísicas e ultrassônicas através de modelos de substituição de fluidos convencionais (Gassmann, Biot) e não-convencionais (Brown e Korrington, Muller e Sahay). Foram analisadas seis (6) amostras de rochas carbonáticas e uma (1) rocha arenítica obtendo-se valores de permeabilidade, porosidade efetiva, densidade de grão; além de medidas elásticas de velocidades compressoriais ( $V_p$ ) e cisalhantes ( $V_{s1}$  e  $V_{s2}$ ), na condição de 100% gás, sendo substituída em seguida por água. Previsões teóricas feitas pelos modelos convencionais se aproximaram dos valores experimentais no caso de rochas consideradas homogêneas. Enquanto que previsões feitas pelo modelos não convencionais (por exemplo, Muller & Sahay) se ajustaram aos resultados experimentais da maioria das tufas assim como nos calcários.

Palavras-chave: Teorias Substituição de Fluidos, Rochas Carbonáticas, Propagação de Ondas Ultrassônicas, Saturação de Fluidos.

# ABSTRACT

Carbonates reservoirs corresponds on about 50% of the hydrocarbon reservoir in the planet . This type of lithology presents different forms of heterogeneity, which are the main causes of errors in its characterization. This misunderstanding, can induces erroneous estimative elastic modules of rocks in saturated state. The main goal of this work is to perform a comparative analysis of fluid substitution models in unconventional carbonate reservoir. Specifically, fluid substitution processes analyzed in outcrops from Brazilian Northeast, under controlled laboratory conditions (temperature, pressure and degree of saturation) and under perspectives of the petrophysical and ultrasonic features by conventional theories (Gassmann, Biot) and unconventional (Brown and Korringa, Muller and Sahay). In this research, we analyzed six samples of carbonate rock and one sample of sandstone rock. The input data our analysis were: permeability, porosity, rock and grain density, elastic measures of compressional ( $V_p$ ) and shear ( $V_{s1}$  and  $V_{s2}$ ) velocities. The measure of velocities was performed in cases of 100% gas (dry rock) and then replaced by water (100 % saturated by water). Our results show, that predictions performed by conventional fluid substitution models best fit in experimental measurements of sample considered homogenous. However, predictions performed by unconventional models (e. g., Muller and Sahay) shown best fit with most carbonates types, including tufa and limestanes.

Keywords: Fluid Substitution Models, Carbonate Rocks, Ultrasonic Wave Propagation, Fluid Saturation.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 2.1 – Ilustração da deformação volumétrica de um corpo cúbico quando submetido à uma tensão hidrostática (ou de confinamento). . . . . 24
- Figura 2.2 – Representação ilustrativa da deformação longitudinal aplicada a um meio material quando submetido à ação de forças uniaxiais em suas extremidades. As linhas tracejadas representam a forma original do meio. . . . . 25
- Figura 2.3 – Esquema simplificado das variações elásticas ocorrida em uma barra (meio material), provocadas pela atuação de um conjunto de forças, aplicadas em suas extremidades, atuando em sentidos opostos e criando, como consequência, uma deformação do tipo transversal. As linhas tracejadas representam o estado inicial do corpo. . . . . 26
- Figura 2.4 – Ilustração da deformação cisalhante de um corpo cúbico (meio material) sob a ação de forças cisalhante. Neste caso apenas a forma do corpo é alterada. . . . . 27
- Figura 2.5 – Modelo representativo da análise variacional do volume da rocha em função da pressão. Para o caso A, comprime-se a matriz mineral, alcançando um equilíbrio estático. Neste caso a rocha é assumida ser composta apenas pela parte sólida. Para o caso B, é demonstrada a compressão da matriz mineral com o poro em estado seco. Para o quadro C, a compressão do mineral é submetida à uma pressão interna com o poro em estado saturado. Neste último caso, o fluido do poro exerce uma pressão oposta à pressão de confinamento. . . . . 32
- Figura 2.6 – Ilustração de um meio poroso onde se observa a variação no sentido de deslocamento da fase sólida representada pelo esqueleto granular, mutuamente a fase fluida, explicado pelo conjunto de setas. Ambas as fases deslocam-se na mesma direção, o que caracteriza o chamado modelo de fluxo de Biot. . . . . 34
- Figura 2.7 – Ilustração simplificada do mecanismo de fluxo local (*squirt-flow*). O conjunto de setas externa apontam para o sentido de deslocamento do meio sólido (esqueleto granular) ocorrendo de forma perpendicular à fase fluida, o que é ilustrado pelas setas internas. . . . . 34
- Figura 3.1 – Exemplo de afloramentos em que foram extraídas algumas das amostras analisadas neste trabalho. As figuras do centro e da esquerda são exemplos de amostras de tufa. . . . . 44

- Figura 3.2 – Registros ultrassônicos coletados para a amostra de tufa TFG15 de 37.41 mm de diâmetro, 49.63 mm de comprimento e 7 % de porosidade. As medidas foram utilizadas com amostra em estado seco (saturação de gás). O tempo de amostragem de cada traço foi 0.004  $\mu s$ . Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 48
- Figura 3.3 – Velocidade compressional estimadas através do efeito de tensão de porosidade em função da variação de pressão diferencial, parametrizado pela variação de  $n$ . Os valores de  $n$  correspondem as curvas em amarelo que são determinados pelo modelo de Muller e Sahay (2013) enquanto que as curvas pretas descrevem as estimativas laboratoriais para rocha em estado saturado (água). Os dados correspondem a amostra de calcário CAL-RONC-H ( $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01$  mD). . . . . 51
- Figura 3.4 – Velocidades compressonais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão na amostra de calcário - CAL-RONCH ( $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01$  mD e  $n = 0.8$ ). Os gráfico da primeira linha corresponde as informações obtidas considerando o meio formado pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) e a segunda linha correspondente ao mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pelas aplicação de cada modelo teórico. . . . . 53
- Figura 3.5 – Velocidade compressional da amostra de calcário CAL-RONC-H ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01$  mD,  $n = 0.8$ ) em função dos níveis de saturação por água, sob pressão diferencial. As superfícies de velocidades foram determinadas por meio dos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul). Nota-se uma saturação do tipo homogênea. . . . . 54
- Figura 3.6 – Estimativas das velocidades compressonais através do efeito de tensão de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013), em função da pressão diferencial, parametrizado pela variação de  $n$  (curvas em amarelo). As curvas em vermelho e preto correspondem as rochas estimadas em estado seco e saturado, respectivamente. Estas estimativas são correspondentes a amostra de calcário CAL-RONCV ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 20\%$ ,  $\kappa = 2.3$  mD). . . . . 56

- Figura 3.7 – A primeira linha de gráficos mostra as velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de calcário - CAL-RONCV ( $\phi = 20\%$ ,  $\kappa = 2.3$  mD e  $n = 0.6$ ). O primeiro gráfico é alusivo às informações obtidas ao considerar o meio formado pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa); e o segundo, dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos através dos modelos teóricos. . . . . 65
- Figura 3.8 – Variações das velocidades compressoriais em função da variação de pressão e saturação de fluido (água). As curvas determinadas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície azul) e Muller e Sahay (2013) (superfície anil) demonstram uma saturação do tipo homogênea. O sistema foi aplicado em amostra de calcário CAL-RONC-V de composição dolomítica ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 20\%$ ,  $\kappa = 2.3$  mD e  $n = 0.6$ ). . . . . 66
- Figura 3.9 – Velocidades compressoriais regidas pelo efeito da tensão efetiva de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013), em função da pressão diferencial. Tais velocidades são parametrizadas com a variação do coeficiente  $n$  (curvas em amarelo) e correlacionadas aos valores obtidos para a rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto). . . . . 67
- Figura 3.10 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - CR2F06 ( $\phi = 43\%$ ,  $\kappa = 199.3$  mD e  $n = 0.2$ ). Primeiramente são apresentadas as respostas obtidas ao considerar o meio composto exclusivamente do mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) (gráficos da primeira linha), em seguida do mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa) (gráficos da segunda linha). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação dos modelos teóricos. 68
- Figura 3.11 – Superfícies de velocidades compressoriais obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície azul) e Muller e Sahay (2013) (superfície anil). As variações são dispostas em função dos níveis de saturação de água e pressão diferencial. O sistema corresponde a amostra de tufa CR2F06 ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 43\%$ ,  $\kappa = 199.3$  mD e  $n = 0.5$ ). . . . 69

- Figura 3.12 – Velocidade compressional em relação efeito tensão efetiva de porosidade e em função da variação de pressão diferencial, sendo parametrizada pela variação de  $n$  (curvas em amarelo), determinada pelas formulações de Muller e Sahay (2013). As curvas são comparadas às estimativas das rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto). Estas estimativas são referentes à amostra de tufa CR2HI01 ( $\phi = 31\%$ ,  $\kappa = 1.69$  mD). . . . . 70
- Figura 3.13 – Velocidades compressonais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - CR2HI01 ( $\phi = 31\%$ ,  $\kappa = 1.69$  mD e  $n = 0.2$ ). Considerou-se inicialmente o meio composto apenas pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) (gráficos da primeira linha) e em seguida, do mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa), denotado pelos gráficos da segunda linha. As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado . . . . . 71
- Figura 3.14 – Mapa descritivo das velocidades compressonais em função da saturação de fluido (água) e pressão diferencial. As diposições das curvas, obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície azul), descrevem uma saturação do tipo homogênea, de igual comportamento para os dois modelos. Consideramos nestas abordagem, esta tufa como sendo dolomítica - CR2HI01 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 31\%$ ,  $\kappa = 1.69$  mD e  $n = 0.2$ ). . . . . 72
- Figura 3.15 – Velocidade compressional em função do coeficiente de tensão efetiva de porosidade  $n$  e em função da variação de pressão diferencial, sendo parametrizada pela variação de  $n$  (curvas em amarelo), determinada pelas formulações de Muller e Sahay (2013). As curvas são comparadas às medições de velocidades das rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto). Os dados são referentes à amostra de tufa TFG15 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\kappa = 1.69$  mD e  $\phi = 7\%$ .) . . . . . 73
- Figura 3.16 – Velocidades compressonais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa TFG15 ( $\phi = 7\%$ ,  $\kappa = 112.8$  mD e  $n = 0.5$ ). A primeira linha de gráficos reporta aos resultados obtidos ao considerar o meio formado exclusivamente pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) e a segunda linha de dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico. . . . . 74

- Figura 3.17 – Variação das velocidades compressional em função da pressão diferencial e saturação de água. As curvas indicam uma saturação do tipo homogênea, com disposições semelhantes entre os dois modelos (Gassmann (1951) - superfície em ciano, Muller e Sahay (2013) - superfície em azul) referentes à amostra de tufa dolomítica - TFG15 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 7\%$ ,  $\kappa = 112.8$  mD e  $n = 0.5$ ). . . . . 75
- Figura 3.18 – Velocidades compressional analisadas através do efeito de tensão efetiva de porosidade, definido por (MULLER; SAHAY, 2013). As curvas em amarelo descrevem as variações do efeito conforme os valores de  $n$ . As curvas vermelha e preta expressam as velocidades do meio em estado seco e saturado, respectivamente. Os dados são atribuídos à amostra de tufa TFG02 ( $\phi = 12\%$  GPa,  $\kappa = 3.22$  mD). . . . . 76
- Figura 3.19 – Velocidades compressional (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - TFG02 ( $\phi = 12\%$ ,  $\kappa = 3.22$  mD e  $n = 1$ ). A primeira linha de gráfico reporta às respostas obtidas ao assumir o meio formado unicamente pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) enquanto a segunda linha, supõe uma rocha formada por dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico. . . . . 77
- Figura 3.20 – Mapa das variações de velocidades compressional descritas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul), em função da pressão diferencial e níveis de saturação por injeção de água. As curvas de velocidade, sugerem uma saturação do tipo homogênea. O sistema é concernente à amostra de tufa TFG02 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 12\%$ ,  $\kappa = 3.22$  mD e  $n = 1$ ). . . . . 78
- Figura 3.21 – Análise de velocidade compressional em função da pressão diferencial. As curvas amarelas demonstram as variações regidas pelo efeito de tensão efetiva de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013). Tais resultados são comparados com as velocidades determinadas para a amostra seca e saturada (curva vermelha e preta, respectivamente). Os dados do gráfico são referentes à amostra de arenito VAQ01 ( $K_{min} = 37.5$  GPa,  $\kappa = 37$  mD). . . . . 79

Figura 3.22 – Velocidades compressional (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de arenito - VAQ01 ( $K_{min} = 37.5$ GPa, $\phi = 23$ %, $\kappa = 37$ mD, $n = 0.6$ ). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico. . . . .	80
Figura 3.23 – Mapa de velocidade compressional em função de pressão diferencial e saturação de fluido (água). As curvas de velocidades reproduzidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul), indicam uma saturação do tipo homogênea. Os dados são alusivos à amostra de arenito VAQ01 - ( $K_{min} = 37.5$ GPa, $\phi = 23$ %, $\kappa = 37$ mD, e $n = 0.6$ ). . . . .	81
Figura A.1 – Mapa geológico descritivo da Bacia Potiguar e suas respectivas formações, dentre elas a Formação Jandaíra. . . . .	95
Figura A.2 – Localização do município de Felipe Guerra e a região de coleta de algumas das amostras utilizadas. . . . .	96
Figura A.3 – Localização da Bacia Rio do Peixe. . . . .	96
Figura A.4 – Amostra de rocha carbonática sendo preparada na forma cilíndrica de forma a adequá-la ao acoplamento dos equipamentos. . . . .	97
Figura A.5 – Equipamentos utilizados na preparação dos <i>plugs</i> : a) Serra; b) Plugadeira; c) Retificadora de Bancada. . . . .	98
Figura A.6 – Modelo de porosidade (efetiva). Neste caso, $V_m$ é o volume da matriz mineral e $V_p$ o volume de poros interconectados presentes no meio. . . . .	99
Figura A.7 – a) Permoporosímetro; b) Matrix cup; c) Balança semi-analítica. . . . .	99
Figura A.8 – Esquema ilustrativo da medida de permeabilidade realizados em laboratório com a utilização do permoporosímetro a gás. . . . .	102
Figura A.9 – Sistema Autolab500 usado para medir as propriedades elásticas da rocha. Este aparato pertence ao Laboratório de Petrofísica da UFCG. . . . .	103
Figura B.1 – Esquema ilustrativo dos componentes do sistema poroso. . . . .	104
Figura B.2 – Esquema ilustrativo dos possíveis tipos de porosidade presentes nas amostras de carbonatos analisados. Modelo definido por Choquette e Pray (1970). . . . .	106
Figura B.3 – Exemplos de tipos de porosidades provavelmente presentes nas amostras de carbonatos utilizadas nas análises, associadas aos respectivos períodos de formação. . . . .	107

- Figura C.1 – Registros ultrassônicos coletados da amostra de calcário CAL-RONC-H com 37.77 mm de diâmetro, 50.35 mm de comprimento e 21 % de porosidade. As medidas foram realizadas com amostra em estado seco (saturação de gás), ilustrada pelo primeiro gráfico; e em seguida com a amostra saturada de água. O tempo de amostragem de cada traço foi 0.004  $\mu s$  em ambos os casos de saturação. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 109
- Figura C.2 – Registros ultrassônicos correspondente a amostra de tufa CR2F06. Esta amostra possui 35.87 mm de diâmetro, 51.96 mm de comprimento e 43 % de porosidade. A primeira linha e segunda linha apresenta os dados coletados com a amostra em estado seco (saturação de gás) e saturado, respectivamente. O tempo de amostragem de cada traço foi 0.001  $\mu s$  para a rocha seca e 0.02  $\mu s$  para a rocha saturada. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 110
- Figura C.3 – Registros ultrassônicos referente a amostra de tufa CR2HI01. esta rocha possui 35.74 mm de diâmetro, 49.41 mm de comprimento e 31 % de porosidade. Os gráficos correspondem as medidas coletadas com a amostra, inicialmente em estado seco (gráfico da primeira linha), e em seguida com a saturada de água. O tempo de amostragem de cada traço é de 0.004  $\mu s$  para rocha seca, e 0.001  $\mu s$  para a rocha saturada. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 111
- Figura C.4 – Gráficos de registros ultrassônicos obtidos das medidas da amostra de tufa TFG15. A primeira linha apresenta os dados obtidos das análise da rocha em estado seco (saturação de gás) enquanto que a segunda, em estado de saturação de água. A amostra possui uma porosidade de 7 %, comprimento de 49.63 mm e diâmetro de 37.41 mm. O tempo de amostragem de cada traço é de 0.004  $\mu s$  para rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 112

- Figura C.5 – Gráfico dos registros ultrassônicos da amostra de tufa TFG02. A primeira linha de gráficos apresenta as informações ultrassônica da rocha em estado seco (saturação de gás). Já a segunda linha, a amostra está em saturação de água. Esta rocha possui porosidade de 12 %, diâmetro de 37.87 mm e comprimento de 44.57 mm. O tempo de amostragem de cada traço é de 0.01  $\mu s$  para a rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 113
- Figura C.6 – Registro ultrassônico da amostra de arenito. Cada gráfico corresponde a um tipo de saturação, sendo o primeiro saturação de água; e o segundo, saturação de gás (rocha seca). Esta amostra possui 23 % de porosidade, 54.65 mm de comprimento e 36.48 mm de diâmetro. O tempo de amostragem de cada traço é de 0.01  $\mu s$  para a rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são 9.8  $\mu s$  para onda P, 17.37  $\mu s$  para onda  $S_1$  e 17.20  $\mu s$  para onda  $S_2$ . . . . . 114



## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Dimensão das amostras utilizadas. Detalhes sobre a localização das amostras estão no Apêndice A. . . . .	45
Tabela 3.2 – Tabela de medidas petrofísicas das sete amostras analisadas neste trabalho. . . . .	45
Tabela 3.3 – Tabela de medidas petrofísicas II. Na primeira coluna está descrito o nome da amostra, na segunda, terceira, quarta e quintas colunas estão as densidades da rocha, do grão, da rocha seca e da saturada após a substituição de fluidos. Considerando a saturação de 100% por água. . . . .	46
Tabela 3.4 – Módulos de incompressibilidade volumétrica, módulo de cisalhamento e densidade dos principais minerais constituintes das rochas analisadas.	46
Tabela 3.5 – Módulo de incompressibilidade volumétrica e densidade dos fluidos utilizados. . . . .	46
Tabela 3.6 – Tabela de medidas elásticas das amostras analisadas em estado saturado sob pressão de confinamento máximo. . . . .	49

# LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLOS GREGOS	DESCRIÇÃO
$\rho_b$	Densidade total da rocha (mineral + poro)
$\rho_{fl}$	Densidade do fluido
$\rho$	Parâmetro de densidade
$\rho_{sat}$	Densidade da rocha em estado saturado
$\rho_{dry}$	Densidade do rocha em estado seco
$\rho_g$	Densidade do grão
$\rho_i$	Densidade individual de cada mineral
$\rho_{matriz}$	Densidade da matriz sólida (mineral ou minerais)
$\nu_d$	Razão de Poisson
$E$	Módulo de Young
$\Delta$	Parâmetro de variação
$\Delta P_c$ e $\Delta P_p$	Variações das pressões de confinamento e de poro
$\delta K_{min}$	Incremento da incompressibilidade mineral
$\delta_{min}$ e $\delta_{fl}$	Parâmetros de estabilidade do meio sólido e do fluido
$\delta_V$	Incremento do volume da rocha
$\delta_p$	Incremento do volume do poro
$\Delta t$	Variação do tempo de retardo ou <i>Delay-time</i>
$\Delta t_p$	Tempo de retardo onda compressional
$\Delta t_{s1}$ e $\Delta t_{s2}$	Tempo de retardo das ondas cisalhantes
$\tilde{K}_\phi$	Incompressibilidade do poro em estado saturado
$\beta$	Parâmetro de tortuosidade
$\eta_0, \eta$	Porosidade antes e após a perturbação do meio
$\alpha$	Coefficiente de incompressibilidade de Biot
$\vartheta_\phi$	Volume do espaço poroso
$\mu s$	Unidade de medidade ‘microsegundos’
$\kappa$	Permeabilidade absoluta
$\phi$	Porosidade
$\phi_{ef}$	Porosidade efetiva

SÍMBOLOS LATINOS	DESCRIÇÃO
$V_p$	Velocidade da onda compressional
$V_{s1}$ e $V_{s2}$	Velocidades das ondas cisalhantes.
$V_{poro}$	Volume estimado do poro
$V$	Volume da amostra
$V_{gas}$	Volume ocupado pelo gas após a sua expansão
$V_{0gas}$	Volume de gas inserido na rocha
$V_{mc}$	Volume disponível no <i>Matrix cup</i>
$V_{disco}$	Volume do disco de aço utilizado no <i>matrix cup</i>
$V_{grao}$	Volume de grão
$V_\phi$	Volume calculado do Poro
$V_{vazio}$	Volume de poros
$V_{total}$	Volume total da amostra (arcabouço + espaços de poros)
$V_{matriz}$	Volume total da matriz sólida
$C_{dry}, C_{sat}$	Módulos de compressibilidade da rocha seca e saturada
$C_{min}$	Compressibilidade mineral.
$C_\phi$	Compressibilidade do poro.
$S_i$	Níveis de saturação
$P_{fl}$	Pressão de fluido no poro
$P_d$	Pressão resultante
$P$	Parâmetro de pressão
$P_e$ e $P_s$	Pressão de entrada e saída, respectivamente
$M$	Coefficiente de armazenamento de fluido
$VelA$	Tipo de transdutor utilizado
$f_c$	Frequência crítica
$F_r$	Fator de Formação
$R_s, R_{fl}$	Resistividade do sólido e do fluido, respectivamente
$t, t_0$	Tempo inicial e tempo final, respectivamente
$K_{sat}$	Módulo de incompressibilidade da rocha saturada
$K_{dry}$	Módulo de incompressibilidade da rocha em estado seco
$K_{min}$	Módulo de incompressibilidade da matrix mineral
$K_{fl}$	Módulo de incompressibilidade do fluido
$K_i$	Módulo de incompressibilidade individual
$K_1, K_2$	Incompressibilidade dos componentes 1 e 2, respectivamente
$K^*$	Módulo de incompressibilidade efetiva
$K_{Reuss}$	Módulo de incompressibilidade via média de Reuss
$K_{Voigt}$	Módulo de incompressibilidade via média de Voigt

$n$	Coefficiente de stress de porosidade
$M_{matriz}$	Massa da matriz sólida
$G_{dry}, G_{wet}$	Módulo de cisalhamento da rocha seca e saturada, respectivamente
$F_1, F_2$	Fração volumétrica dos componentes 1 e 2, respectivamente
$m/s$	metros/s
$Km/h$	Unidade de velocidade Kilômetro/hora
$g/cm^3$	Unidade de medida de massa grama/centímetro cúbico
$G/Pa$	Unidade de medida Giga-Pascal
$M/Pa$	Unidade de medida Mega-Pascal
$mD$	Unidade de medida mili-darcy
$KHz$	Unidade de frequência Kilo Hertz

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>22</b>
<b>1.1</b>	<b>Objetivos e disposição dos capítulos da dissertação</b>	<b>23</b>
<b>2</b>	<b>METODOLOGIA</b>	<b>24</b>
<b>2.1</b>	<b>Modelo de meio efetivo</b>	<b>24</b>
2.1.1	Módulos elásticos das rochas	24
2.1.2	Propriedades e efeito do fluido nos poros	26
<b>2.2</b>	<b>Modelos de substituição de fluidos</b>	<b>27</b>
2.2.1	Gassmann (1951)	28
2.2.1.1	Considerações gerais	28
2.2.1.2	Aspectos gerais	29
2.2.2	Cálculo das velocidades	30
2.2.3	Variação da compressibilidade em função do campo de pressão	31
2.2.4	Biot (1956)	32
2.2.4.1	Cálculo das velocidades	34
2.2.5	Muller e Sahay (2013)	36
2.2.5.1	Equação de perturbação da porosidade	36
2.2.6	Compressibilidade poroelástica e análise variacional via pressão de poro	39
2.2.7	Brown e Korringa (1945)	41
<b>3</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>44</b>
<b>3.1</b>	<b>Descrição das amostras</b>	<b>44</b>
<b>3.2</b>	<b>Registros ultrassônicos</b>	<b>46</b>
<b>3.3</b>	<b>Velocidades experimentais e estimadas</b>	<b>49</b>
3.3.1	Calcário - CAL-RONCH	50
3.3.2	Calcário - CAL-RONCV	55
3.3.3	Tufa - CR2F06	57
3.3.4	Tufa - CR2HI01	58
3.3.5	Tufa - TFG15	60
3.3.6	Tufa - TFG02	61
3.3.7	Arenito - VAQ01	62
<b>4</b>	<b>DISCUSSÕES</b>	<b>82</b>
<b>4.1</b>	<b>Análise das velocidades cisalhantes</b>	<b>84</b>
<b>4.2</b>	<b>Análise do parâmetro <math>n</math> do modelo de Muller e Sahay (2013)</b>	<b>85</b>
<b>4.3</b>	<b>Análise dos mapas de superfície de saturação</b>	<b>85</b>

5	CONCLUSÕES . . . . .	87
	REFERÊNCIAS . . . . .	89
	<b>APÊNDICE</b>	<b>93</b>
	APÊNDICE A – MEDIDAS LABORATORIAIS . . . . .	94
	APÊNDICE B – ROCHAS CARBONÁTICAS E ESTRUTURAS FÍSICAS . . . . .	104
	APÊNDICE C – RELATÓRIO DAS MEDIDAS LABORATORIAIS .	108

# 1 INTRODUÇÃO

O processo de substituição de fluidos em um reservatório de hidrocarboneto é uma etapa importante na exploração de óleo e gás. O aumento da eficiência na exploração de reservatórios de petróleo é consequência direta do melhor conhecimento das variáveis petrofísicas (permeabilidade, porosidade, densidade de grãos, etc) e elásticas (módulos de rigidez elásticos e densidade volumétrica da rocha). A partir do conhecimento destas variáveis é possível compreender melhor os mecanismos físicos que favorecem e desfavorecem o fluxo de fluido e a distribuição da saturação do hidrocarboneto em função do tempo de sua substituição por água. Do ponto de vista comercial, não há viabilidade econômica em realizar levantamentos sísmicos rotineiramente, o uso de modelos de substituição de fluido torna-se uma técnica importante para monitoramento do efeito de substituição de fluido em um reservatório em produção.

Várias são as metodologias usadas neste tipo de processo para exploração de reservatórios de hidrocarbonetos. A equação de Gassmann (1951) é a relação matemática mais usada para calcular variações das propriedades sísmicas das rochas a partir das diferenças entre saturações de fluidos no reservatório. Mesmo assim, ela apresenta várias limitações quando se trata da substituição de fluidos em rochas complexas e/ou anisotrópicas (ex: folhelhos e carbonatos). A construção do modelo de Gassmann (1951) assume várias premissas que não são satisfeitas. Dentre tais premissas destacam - se: os poros devem estar perfeitamente conectados, rochas formada por um único mineral (mono-mineral), pressão de poros estar em equilíbrio no espaço poroso, a estrutura do poro é macroscopicamente e microscopicamente homogênea e isotrópica.

Devido tais limitações, Brown e Korringa (1975) generalizou a equação de Gassmann (1951) para meios não homogêneos e também anisotrópicos. Como a formulação de Gassmann presume que com a passagem da onda a pressão do poro deve permanecer constante, ele assumiu também que a onda ao passar pela rocha deveria ter seu comprimento de onda muito maior que o tamanho do poro. Embora a equação de Gassmann (1951) seja usada em medidas ultrassônicas provenientes do laboratório (alta frequência), o seu uso neste ambiente deve ser feito com cautela, uma vez que altas frequências pode levar a resultados superestimados quando Gassmann é aplicado (SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003; MAVKO; MUKERJI, 1998). No caso de alta frequência, Biot (1956) desenvolveu um modelo matemático para medidas sísmicas ou ultrassônicas feitas no regime de alta frequência.

Como mencionado antes, a equação de Brown e Korringa (1975) é o modelo de substituição de fluido mais indicado do ponto de vista físico para rochas heterogêneas e/ou anisotrópicas, seu uso não é rotineiro devido a dificuldade de se determinar as

compressibilidades relacionadas ao fluido presente no poro e à parte sólida da rocha (ou seja, a matriz mineralógica). Recentemente, Mavko e Mukerji (2013), Muller e Sahay (2013), desenvolveram metodologias para obtenção da compressibilidade do fluido presente no poro. Eles usaram teoria de perturbação de porosidade (MULLER; SAHAY, 2013) e modelo de multicamadas formadas por camadas esféricas (MAVKO; MUKERJI, 2013).

## 1.1 Objetivos e disposição dos capítulos da dissertação

O presente trabalho propõem uma análise comparativa de modelos de substituição de fluidos convencionais (GASSMANN, 1951; BIOT, 1956) e não-convencionais (BROWN; KORRINGA, 1975; MULLER; SAHAY, 2013) aplicados em meios não-convencionais do tipo carbonatos. Mais especificamente, foram analisados diferentes modelos de substituição de fluidos em amostras de afloramentos de carbonatos, oriundas de formações geológicas do Nordeste Brasileiro (Ex: Jandaíra, Rio do Peixe).

Para a realização dos estudos de substituição de fluidos, foram analisadas seis amostras de rochas carbonáticas (entre tufas e calcários) e uma de rocha arenítica (para referência) sob as perspectivas petrofísica e ultrassônica.

Para a análise petrofísica, investigou-se os valores de permeabilidade, porosidade e densidade de cada amostra. Já para a análise ultrassônica, estimou-se os valores das velocidades compressional e cisalhantes além dos dados de incompressibilidade volumétrica. Tais estimativas foram realizadas para rochas com saturação de 100% de gás (estado inicial utilizado como estado de rocha seca) e em seguida para saturação de 100 % de água. A partir dos dados obtidos, foram realizados os estudos de substituição de fluidos através dos modelos teóricos que serão explanados adiante.

Todo o procedimento experimental foi realizado no Laboratório de Petrofísica e Física de Rocha, situado na Universidade Federal de Campina Grande (PB) sob chefia do Prof. Dr. José Agnelo Soares.

Esta dissertação, além do capítulo introdutório, contém três capítulos e um apêndice. No Capítulo 2, é feita uma descrição dos modelos de substituição de fluidos analisados neste trabalho. No Capítulo 3, são apresentados os resultados alcançados durante este trabalho. No Capítulo 4 é feita a discussão dos resultados, e o Capítulo 5, as conclusões. Por fim, no Apêndice 1, será explanada descrições sobre a configuração experimental das medidas realizadas nesta dissertação além de conter os dados laboratoriais obtidos e utilizados nas simulações que fundamentam este trabalho.



## 2 METODOLOGIA

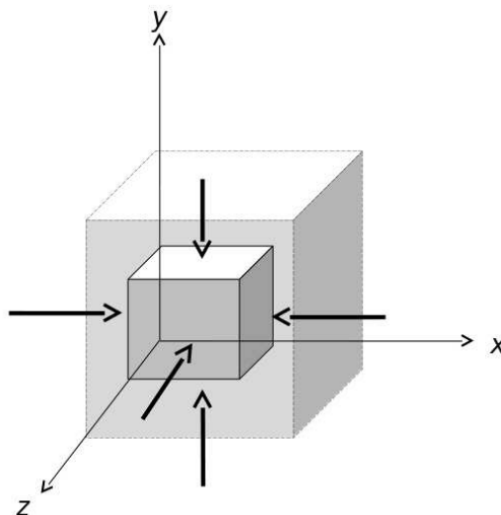
### 2.1 Modelo de meio efetivo

Através da propagação de ondas elásticas em meios rochosos pode-se obter parâmetros elásticos do meio. Entende-se por elasticidade a capacidade de um corpo (fluido ou sólido) em resistir à aplicação de uma força externa que pode ou não provocar sua deformação. Após a retirada desta força externa, o corpo retornará à seu estado inicial (no regime elástico). Dessa forma, constantes elásticas como módulo de incompressibilidade, módulo de Young, módulo de cisalhamento e razão de Poisson são utilizadas para descrever o comportamento dos sólidos e podem ser determinadas a partir das propriedades cinemáticas da propagação das ondas ( $V_P$  e  $V_S$ ). Neste caso, estes módulos são elásticos-dinâmicos, tendo em vista que são determinados a partir das velocidade elásticas. Neste trabalho utilizamos as propriedades cinemáticas de registros ultrassônicos para estimar os módulos citados, no ponto de vista dinâmico.

#### 2.1.1 Módulos elásticos das rochas

O módulo de incompressibilidade, para uma rocha isotrópica, é definido como sendo à resistência a deformação volumétrica causada por tensão hidrostática ou tensão volumétrica (SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003). A Figura 2.1 ilustra a deformação volumétrica de corpo cúbico quando este é submetido à uma tensão hidrostática.

Figura 2.1 – Ilustração da deformação volumétrica de um corpo cúbico quando submetido à uma tensão hidrostática (ou de confinamento).



Fonte: Ilustração modificada de (ABREU, 2010).

Do ponto de vista dinâmico, o módulo de incompressibilidade da rocha seca é dado pela seguinte relação

$$K_{dry} = \rho_b \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right), \quad (2.1)$$

no qual  $\rho_b$ ,  $V_p$  e  $V_s$  é a densidade da rocha, velocidade da onda compressional e a velocidade da onda cisalhante, respectivamente. Como a rocha é constituída por minerais e poros, a densidade da rocha pode ser definida na forma:

$$\rho_b = \rho_g(1 - \phi) + \rho_{fl}\phi, \quad (2.2)$$

no qual  $\rho_g$ ,  $\rho_{fl}$  e  $\phi$  são densidade de grão da matriz sólida, densidade do fluido e porosidade, respectivamente.

Outros módulos importantes, do ponto de vista da caracterização elástica de uma rocha, são os Módulos de Young e a Razão de Poisson. O primeiro é definido como a razão entre a tensão extensional e deformação extensional em um estado de tensão uniaxial. Em razão dos parâmetros de velocidades e densidade, o módulo de Young é demonstrado como sendo dado pela seguinte expressão (SHON, 2011):

$$E = \rho_b V_s^2 \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2}. \quad (2.3)$$

A Figura 2.2 descreve a deformação de um corpo material submetido a uma força deformadora em suas extremidades, que ao tensionar o referido corpo, promove a deformação longitudinal de sua forma original.

Figura 2.2 – Representação ilustrativa da deformação longitudinal aplicada a um meio material quando submetido à ação de forças uniaxiais em suas extremidades. As linhas tracejadas representam a forma original do meio.



Fonte: Modelo modificado de (ABREU, 2010).

Já o segundo módulo elástico (razão de Poisson) é definido estritamente como sendo a razão entre a deformação lateral e a deformação uniaxial em um estado de tensão uniaxial (SHON, 2011). Para dados sísmicos, sônicos ou ultrassônicos, em um estado de equilíbrio dinâmico, a razão de Poisson ( $\nu_d$ ), do ponto de vista dinâmico, é estimada por

Zhang e Bentley (2005),

$$\nu_d = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}. \quad (2.4)$$

A Figura 2.3 descreve uma deformação transversal em barra (meio material) gerada após a aplicação de um sistema de forças nas extremidades do referido corpo. Tais forças atuam em sentidos opostos entre si, porém em direções iguais. As linhas tracejadas representam o estado inicial do corpo antes da aplicação das forças deformadoras.

Figura 2.3 – Esquema simplificado das variações elásticas ocorrida em uma barra (meio material), provocadas pela atuação de um conjunto de forças, aplicadas em suas extremidades, atuando em sentidos opostos e criando, como consequência, uma deformação do tipo transversal. As linhas tracejadas representam o estado inicial do corpo.



Fonte: Modelo modificado de (ABREU, 2010).

O outro módulo dinâmico é denominado de módulo de cisalhamento, representado pela letra  $G$  ou  $\mu$ . Do ponto de vista estático é definido como sendo a razão entre a tensão de cisalhante e a deformação cisalhante (SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003). Do ponto de vista dinâmico, o módulo de cisalhamento é definido matematicamente por

$$G = \rho_b V_s^2. \quad (2.5)$$

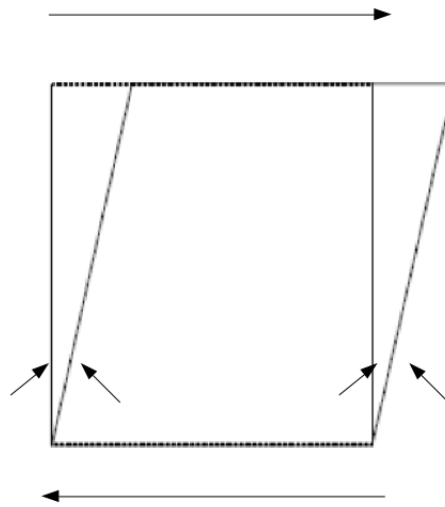
Sendo  $V_s$  (velocidade da onda cisalhante) medido em  $m/s$  e  $\rho_b$  em  $Kg/m^3$ , o  $G$  pode ser expresso em Pascal ( $Pa$ ) ou GigaPascal ( $GPa$ ). A Figura 2.4 descreve uma deformação de cisalhamento provocada em um corpo cúbico estabelecida pela ação de forças deformadoras que provocam a deformação deste meio.

### 2.1.2 Propriedades e efeito do fluido nos poros

Normalmente, uma rocha reservatório abriga duas ou mais fases fluidas em seu interior. Por isso, valores de incompressibilidade e densidade de cada fluido devem ser calculados individualmente e, por fim, considerados como uma única fase (mistura). Isto é, a densidade efetiva do fluido é uma média ponderada das densidades das fases dos fluidos presentes na rocha (VOIGT, 1928).

$$\rho_{fl} = \sum_{i=1}^n S_i \rho_i, \quad (2.6)$$

Figura 2.4 – Ilustração da deformação cisalhante de um corpo cúbico (meio material) sob a ação de forças cisalhantes. Neste caso apenas a forma do corpo é alterada.



Fonte: Modificado de (ABREU, 2010).

sendo  $S_i$  a saturação individual de cada tipo de fluido e  $\rho_i$  é a densidade individual de cada fluido.

Para determinar o módulo de incompressibilidade efetivo da mistura de fluidos usa-se a média harmônica de Reuss (1929) que é dada por

$$K_{fl} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right]^{-1}, \quad (2.7)$$

no qual  $K_i$  é o módulo de incompressibilidade de cada fluido e "n" é quantidade dos tipos de fluido presente nos espaços vazios da rocha (poro).

## 2.2 Modelos de substituição de fluidos

A partir deste ponto serão explanadas os modelos de substituição de fluidos empregadas nas simulações deste estudo. Serão demonstrados os parâmetros mais relevantes e utilizados para análise comparativa. Será frisado como cada modelo aborda e utiliza diferentes parâmetros na sua formulação tais como: intervalo de frequência, geometria do poro, módulos de elasticidades e outros aspectos.

### 2.2.1 Gassmann (1951)

O modelo de Gassmann (1951) é o mais utilizado para a análise de substituição de fluidos, especialmente para baixa frequência. A beleza deste modelo está na sua simplicidade, bem como o fato de suas variáveis possuírem significância física, além de serem bem controladas, ou diretamente medidas (ADAM; BATZLE; BREVIK, 2006).

Nesta seção abordaremos as premissas utilizadas por Gassmann (1951) para os processos envolvidos no fenômeno de substituição de fluidos. Neste caso são enfatizadas as condições para aplicabilidade do modelo, justificando cada premissa física. Em seguida, o modelo é demonstrado de forma matemática.

#### 2.2.1.1 Considerações gerais

As considerações feitas pelo modelo Gassmann (1951) são:

1. A rocha deve ser homogênea e isotrópica em escala macroscópica.
2. Os poros serem perfeitamente conectados.
3. O fluido (água, óleo, gás ou mistura destes) de preenchimento dos poros deve possuir baixa viscosidade.
4. O sistema de saturação (rocha/fluido) deve ser analisado como sistema fechado.
5. O fluido utilizado no preenchimento do poro não altera a composição química, nem interfere na rigidez da estrutura do sólido.

A premissa (1) é usualmente admitidas em teorias de propagação de meios porosos, e está baseada no conceito de que a onda possui comprimento muito maior que a dimensão da estrutura porosa (ou granular). Sendo assim, é necessário mediar esse fato, uma vez que os limites sísmicos se enquadram nesta condição, já o ambiente laboratorial nem sempre pode satisfazer esta condição (WANG, 2001).

A premissa (2) é para garantir o equilíbrio de fluido entre os poros. A passagem da onda sísmica pode provocar um desequilíbrio do sistema, pela alteração do campo de pressão do fluido entre os poros da rocha. Sendo o meio de alta porosidade e permeabilidade, o fluido terá liberdade para movimentar-se entre os espaços dos poros até restaurar o equilíbrio do sistema. Como premissa, o gradiente de pressão entre os poros pode ser eliminado (WANG, 2001). Para ondas sísmicas, apenas arenitos limpos (consolidados sob pressão efetiva) podem se aproximar desta premissa (WANG; NUR; A, 2000; WANG, 2001).

A premissa (3) infere novamente as condições da restauração do equilíbrio no meio. Gassmann (1951) considera que o fluido injetado é pouco viscoso, o que implica dizer que a frequência do meio também é zero. Assim, o sistema retornaria facilmente ao estado de equilíbrio inicial. Admite-se que o tempo de reposição do meio como sendo metade do período da onda incidente (WANG, 2001). Como não há fluidos com viscosidade zero, esta proposição é geralmente violada. Em rochas saturadas com fluidos de alta viscosidade, e que possuam poros com alto nível de achatamento, as velocidades sísmicas podem sofrer dispersão, devido à dificuldade do fluido em mover-se pelo meio poroso.

A consideração (4) implica que, para uma análise de rocha em condições laboratoriais, o sistema *poro-fluido* deve ser selado até as bordas para impedir que o fluido seja deslocado para a superfície da amostra. Para Gassmann (1951), se o sistema fosse aberto, as mudanças nas propriedades físicas, devido à presença do fluido no poro, são atribuídas apenas às mudanças de densidade do fluido.

A premissa (5) desconsidera qualquer efeito decorrente e interações químico/físicas entre a matriz rochosa e o fluido de preenchimento. Na prática, será inevitável que o fluido de preenchimento afete a energia de superfície da rocha enrijecendo ou enfraquecendo o esqueleto.

### 2.2.1.2 Aspectos gerais

De uma forma geral, o modelo Gassmann (1951) relaciona os parâmetros petrofísicos da rocha com as propriedades do fluido, para estimar o módulo de incompressibilidade da rocha saturada, com base nas informações da estrutura rochosa em estado seco. A equação geral relaciona o módulo de incompressibilidade da rocha em estado saturado ( $K_{sat}$ ) com a porosidade ( $\phi$ ), incompressibilidade da rocha seca ( $K_{dry}$ ), incompressibilidade da matriz mineral ( $K_{min}$ ) e módulo de incompressibilidade dos fluidos presentes no poro ( $K_{fl}$ ), e é expresso por:

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_{min}}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{1-\phi}{K_{min}} - \frac{K_{dry}}{K_{min}^2}}. \quad (2.8)$$

O módulo de incompressibilidade da rocha saturada é sensível à composição do fluido presente no poro, diferentemente do módulo de cisalhamento (SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003; BIOT, 1956; BERRYMAN, 1999), o que foi uma suposição feita por Gassmann (1951) na formulação do seu modelo. No entanto, vários trabalhos experimentais (AMALOKWU et al., 2015; OMOBOYA et al., 2015; TILLOTSON et al., 2011) e teóricos (SAYERS, 2002; GALVIN; GUREVICH; SAYERS, 2007), têm mostrado que o módulo de cisalhamento para um meio fraturado anisotrópico (meio HTI-transversalmente isotrópico com eixo de simetria na vertical) é dependente do tipo de fluido presente na fratura.

Isso implica dizer que o módulo de cisalhamento não varia durante o curso de substituição de fluido. Sendo assim,

$$G_{dry} = G_{wet} \quad (2.9)$$

A aplicação do modelo de Gassmann (1951) divide-se em duas etapas:

- Determinação do módulo de incompressibilidade da rocha após a drenagem do fluido de preenchimento inicial.
- Cálculo do módulo de incompressibilidade da rocha após a injeção do segundo fluido, desconsiderando qualquer presença do primeiro fluido originalmente presente na rocha.

A modelagem descritiva dos modelos de substituição de fluidos via Gassmann, exige que os efeitos do fluido inicial sejam extraídos antes de simular os efeitos do segundo fluido a ser injetado na estrutura. Para isso, o módulo de incompressibilidade da rocha seca ( $K_{dry}$ ), módulo de cisalhamento ( $G$ ) e a densidade do sistema serão estimados considerando a drenagem inicial do fluido no sistema, para então determinar as propriedades e efeitos ocorridos na presença do novo fluido.

## 2.2.2 Cálculo das velocidades

Com as informações das propriedades do meio e do fluido devidamente obtidas, torna-se possível a determinação do módulo de incompressibilidade da rocha saturada. As velocidades compressional e cisalhante são descritas pelas seguintes relações,

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}G}{\rho_b^{sat}}}, \quad (2.10)$$

e

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho_b^{sat}}}, \quad (2.11)$$

no qual  $K_{sat}$  e  $\rho_b^{sat}$  são os módulo de incompressibilidade e densidade da rocha para uma dada saturação "i".

Neste caso, se o meio for homogêneo e isotrópico, é importante salientar que as mudanças nos valores de  $V_s$  estão relacionadas puramente à mudança de densidade no meio e não ao tipo de fluido presente na rocha. Isso é razoável, uma vez que a onda S não é sensível ao tipo de fluido. Já o modo de vibração longitudinal P ( $V_p$ ) está relacionada inversamente à densidade e diretamente ao módulo de incompressibilidade da rocha saturada.

### 2.2.3 Variação da compressibilidade em função do campo de pressão

Para o modelo de Gassmann, uma rocha encontra-se em seu estado de equilíbrio estático quando a pressão externa em que a rocha se encontra (pressão de confinamento -  $P_c$ ) é igual à pressão interna da estrutura (pressão de poro -  $P_p$ ). Este tipo de situação pode ser alcançado apenas quando a matriz sólida encontra-se em estado seco, ou seja, o espaço poroso não contém fluido. Já para o caso da rocha encontrar-se saturada, o fluido presente no poro passa a exercer uma pressão oposta à pressão de confinamento, uma vez que o fluido está sendo comprimido. Tais efeitos podem ser analisados ao observar os efeitos de compressibilidade da matriz mineral e do meio poroso, e as mudanças de volume (RUSSELL, 2011).

A Figura 2.5 ilustra um meio sólido sob a ação de diferentes pressões (externa ou interna). A análise da incompressibilidade do meio bem como da variação volumétrica é descrita partindo do estado de equilíbrio estático, no qual o primeiro meio (meio A) é estabelecido. A pressão de confinamento externa e a pressão de poro estabelecem um estado de equilíbrio, admitindo o meio como sendo não poroso, ou seja, apenas sólido. Em seguida, é ilustrado o segundo meio (meio B) com o poro seco sendo submetido a ação de uma pressão de confinamento apenas na parte externa. Neste caso a parte externa se deforma com sendo uma rocha seca com módulo de incompressibilidade efetivo dado por

$$C_{dry} = \frac{1}{K_{dry}} = -\frac{1}{V} \frac{dV}{dP}, \quad (2.12)$$

no qual  $C_{dry}$  é a compressibilidade (o inverso da incompressibilidade) da rocha seca,  $V$  é o volume da rocha e  $P$  é a pressão ( $P_p$  ou  $P_c$ ).

Por fim, é analisada a relação estabelecida entre a pressão de confinamento e pressão de poro, quando este é preenchido por um determinado tipo de fluido (quadro C da Figura 2.5). Nesse caso haverá uma resposta à incompressibilidade volumétrica que dependerá da intensidade da pressão de confinamento e da tensão exercida pelo fluido nas paredes do poro.

A combinação dos casos A e B (compressão da matriz mineral e da rocha em estado seco, respectivamente) resulta na relação,

$$\frac{1}{K_{dry}} = \frac{1}{K_{min}} + \frac{\phi}{K_{\phi}}, \quad (2.13)$$

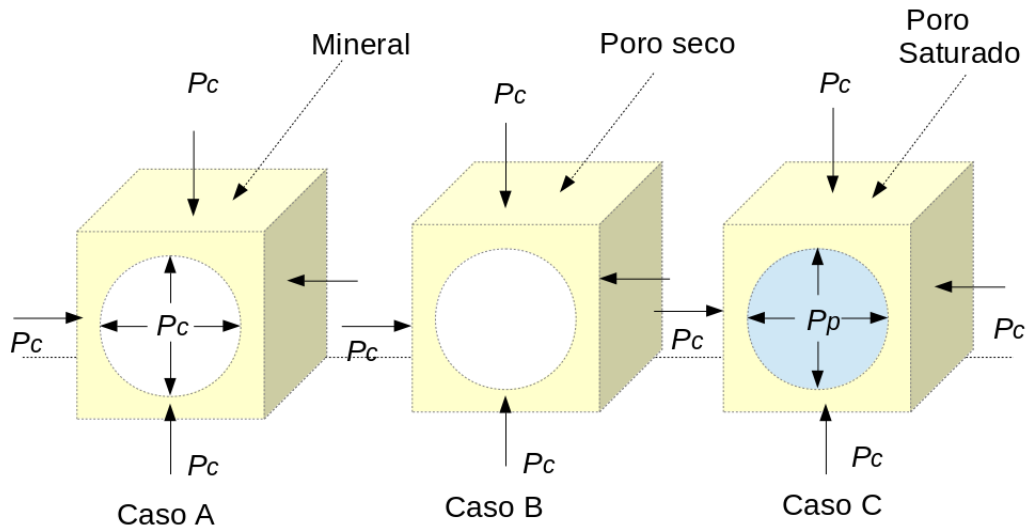
que em função das compressibilidades fica

$$C_{dry} = C_{min} + \phi C_{\phi}, \quad (2.14)$$

no qual,  $K_{\phi}$  e o  $K_{min}$  são os módulos de incompressibilidades do fluido no poro e da rocha seca.



Figura 2.5 – Modelo representativo da análise variacional do volume da rocha em função da pressão. Para o caso A, comprime-se a matriz mineral, alcançando um equilíbrio estático. Neste caso a rocha é assumida ser composta apenas pela parte sólida. Para o caso B, é demonstrada a compressão da matriz mineral com o poro em estado seco. Para o quadro C, a compressão do mineral é submetida à uma pressão interna com o poro em estado saturado. Neste último caso, o fluido do poro exerce uma pressão oposta à pressão de confinamento.



Fonte: Modelo modificado de (RUSSELL, 2011; MAVKO; MUKERJI, 1995).

Já a partir da combinação dos quadros A e C, obtém-se a relação para o módulo da rocha saturada definida por

$$\frac{1}{K_{sat}} = \frac{1}{K_{min}} + \frac{\phi}{\tilde{K}_{\phi}}. \quad (2.15)$$

$\tilde{K}_{\phi}$  representa a incompressibilidade do espaço poroso saturado e é dado por,

$$\tilde{K}_{\phi} = K_{\phi} + \frac{K_{min} K_{fl}}{K_{min} - K_{fl}}. \quad (2.16)$$

### 2.2.4 Biot (1956)

O modelo proposto por Biot (1956) estende a formulação de Gassmann (1951) para condições de altas frequências, investigando os efeitos sobre as medidas de velocidade no meio (efeito de dispersão) partindo das propriedades da rocha em estado seco. Além disso, estima-se as velocidades em meio saturado, levando-se em consideração os efeitos de fluxo de fluido, sendo este geralmente provocado por variações no gradiente de pressão (FABRICIUS; BÄCHLE; EBERLI, 2010). O modelo Biot (1956) para baixa frequência é equivalente ao modelo de Gassmann (1951).

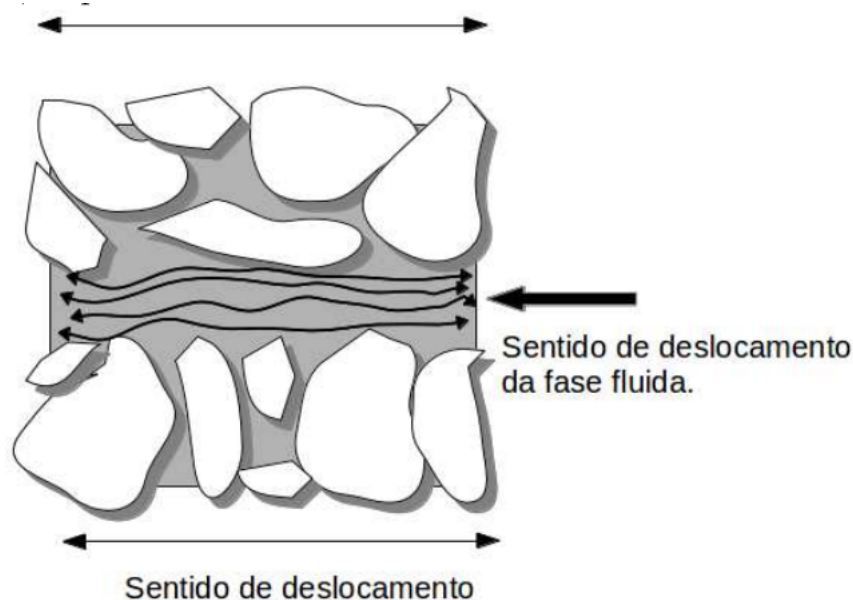
Diferentemente do modelo de Gassmann (1951), o modelo de Biot (1956) admite que o fluido de saturação possua uma determinada viscosidade e compressibilidade, podendo

fluir no meio poroso ao ser submetido a uma determinada perturbação. Neste modelo além da viscosidade do fluido, a conectividade, o formato dos poros (tortuosidade), efeitos do comprimento de onda finito e contraste entre o módulo de incompressibilidade da rocha e do fluido de saturação (WANG, 2001) também são levado em conta. Tais parâmetros constituem o movimento relativo entre o sistema rocha-fluido.

No contexto de propagação de ondas elásticas no meio poroso, a onda dá origem a dois componentes de deslocamento que são relacionadas à fase sólida e fluida. Estas podem ser definidas como descritas a seguir:

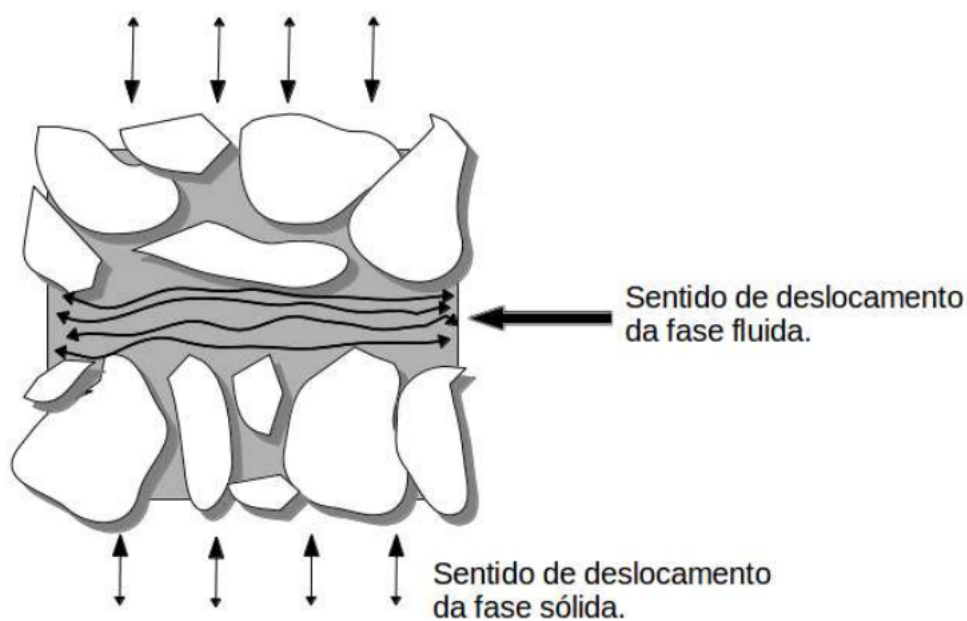
1. Componente devido ao fluxo de Biot - Ocorre quando as fases sólida e fluida se deslocam na mesma direção (ver Figura 2.6). A onda se propaga em um meio poroso saturado, ocorre um movimento do fluido interno na estrutura devido à variação do campo de pressão. Para baixas frequências, o líquido permanece acoplado à estrutura da rocha, de maneira que não existe este movimento relativo entre a estrutura sólida e o fluido contido em seu interior (premissa do modelo de Gassmann (1951)). Já para ambientes de alta frequência, há um retardo do movimento do fluido, em relação ao esqueleto sólido, produzido pelo efeito de inércia. Nesse caso, existe um movimento relativo entre o fluido e o quadro sólido, que pode gerar velocidades maiores. A esse tipo de fluxo dá-se o nome de *mecanismo ou fluxo de Biot*. A Figura 2.6 mostra um meio poroso onde se observa o sentido de deslocamento da fase sólida concomitantemente à fase fluida, após a perturbação do meio. Esta conjuntura é considerada alusiva ao mecanismo de Biot.
2. Componente devido o fluxo local (*squirt-flow*)- Ocorre quando a fase fluida desloca-se perpendicularmente à fase sólida. Este tipo de movimento deve-se à heterogeneidade nos espaços de poros da rocha ou seja, regiões muito compressíveis em contraste com outras mais rígidas. Esta heterogeneidade pode provocar expulsão de um volume de fluido entre poros vizinhos ou entre fissuras adjacentes com diferentes orientações em relação à onda de deformação que se propaga pela rocha (GARCÍA, 2008). Segundo a teoria de fluxo local, a compressibilidade do meio pode ser homogênea desde que este meio apresente um sistema de poros predominantemente arredondados. Sendo assim, numa rocha completamente saturada, evita-se o efeito de fluxo de fluido induzido pela onda, conseqüentemente, evita-se a dispersão do fluxo local. Vale ressaltar que, no mecanismo de *squirt-flow*, quanto maior a viscosidade do fluido inserido, maior será a energia necessária para expulsá-lo do espaço poroso, tornando a rocha, aparentemente, mais rígida. A Figura 2.7 elucida uma esquema representativo do mecanismo de fluxo local (*squirt-flow*) atuando num meio rochoso. As setas externas ilustram o sentido de deslocamento da fase sólida, atuando perpendicularmente à fase fluida, sendo essa representada pelo conjunto de setas internas.

Figura 2.6 – Ilustração de um meio poroso onde se observa a variação no sentido de deslocamento da fase sólida representada pelo esqueleto granular, mutuamente a fase fluida, explanado pelo conjunto de setas. Ambas as fases deslocam-se na mesma direção, o que caracteriza o chamado modelo de fluxo de Biot.



Fonte: Figura modificada a partir de (GARCÍA, 2008; AKBAR, 1993).

Figura 2.7 – Ilustração simplificada do mecanismo de fluxo local (*squirt-flow*). O conjunto de setas externa apontam para o sentido de deslocamento do meio sólido (esqueleto granular) ocorrendo de forma perpendicular à fase fluida, o que é ilustrado pelas setas internas.



Fonte: Figura modificada a partir de (GARCÍA, 2008; AKBAR, 1993).

#### 2.2.4.1 Cálculo das velocidades

Para o presente estudo, as velocidades compressoriais e cisalhantes estimadas a partir do modelo de Biot (1956) foram determinadas com base nas equações de Winkler

(1985) para altas frequências, e que são definidas por:

$$V_p = \sqrt{\frac{A + [A^2 - 4B(PB - Q^2)]^{\frac{1}{2}}}{2B}}, \quad (2.17)$$

e

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{(1 - \phi)\rho_{min} + (1 - \frac{1}{\beta})\phi\rho_{fl}}}, \quad (2.18)$$

$$A = P\rho_{22} + R\rho_{11} - 2Q\rho_{12}, \quad (2.19)$$

$$B = \rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2, \quad (2.20)$$

$$R = \phi^2 \frac{K_{min}}{D}, \quad (2.21)$$

$$\rho_{11} = (1 - \phi)\rho_{min} - (1 - \beta)\phi\rho_{fl}, \quad (2.22)$$

$$\rho_{12} = (1 - \beta)\phi\rho_{fl}, \quad (2.23)$$

$$\rho_{22} = \phi\rho_{fl} - (1 - \beta)\phi\rho_{fl}, \quad (2.24)$$

$$D = 1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \phi \frac{K_{min}}{K_{fl}}, \quad (2.25)$$

$$Q = \frac{[1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}}]\phi K_{min}}{D}, \quad (2.26)$$

$$P = \frac{(1 - \phi)[1 - \phi - (\frac{K_{dry}}{K_{min}})]K_{min} + \phi(\frac{K_{min}}{K_{fl}})K_{dry}}{D} + \frac{4}{3}G(d) \quad (2.27)$$

onde  $\rho_{min}$  é a densidade dos constituintes minerais,  $\rho_{fl}$  é a densidade de fluido,  $G$  é o módulo de cisalhamento da rocha,  $\phi$  é a porosidade,  $\beta$  é o parâmetro de tortuosidade,  $K_{dry}$  é o módulo de incompressibilidade da rocha em estado seco,  $K_{min}$  é o módulo de incompressibilidade dos minerais constituintes e  $K_{fl}$  é o módulo de incompressibilidade do fluido.

A equação 2.23 descreve a massa inercial resultante do retardo causado pela aceleração relativa entre a fase sólida e fluida. Na equação 2.22 é introduzido o chamado fator de tortuosidade ou fator de estrutura ( $\beta$ ). Este parâmetro é uma propriedade intrínseca do sistema de poro, referente à sua geometria, que independe da densidade do fluido ou da rocha, sendo obtido mediante a equação de Archie (1942)

$$\beta = F_r \phi = \frac{R_s}{R_{fl}} \phi \quad (2.28)$$

no qual  $F_r$  é o fator de formação (adimensional),  $\phi$  é a porosidade,  $R_s$  é a resistividade elétrica da rocha e  $R_{fl}$  é a resistividade elétrica do fluido inserido no poro.

### 2.2.5 Muller e Sahay (2013)

O trabalho proposto por Muller e Sahay (2013) apresenta um modelo teórico regido pelas observações das mudanças de propriedades poroelásticas ocorridas no meio, especialmente as deformações porosas da rocha, como sendo homogêneas ao nível de escala do poro, assim como feito nos modelos convencionais. Tal modelo considera que o parâmetro de compressibilidade da rocha seja muito útil e confiável para justificar alguns resultados obtidos experimentalmente. A chave para um melhor entendimento dá-se inicialmente por meio da equação de perturbação de porosidade. Esta equação visa descrever os movimentos de interface dos poros perpendicularmente à interface, os dois somados à média de volume, demonstrando que as mudanças de porosidade são regidas por uma lei de tensão efetiva (MULLER; SAHAY, 2013). Nesta seção será descrito a formulação e considerações deste modelo, sobretudo, na aplicação da equação de porosidade voltadas às propriedades dos carbonatos.

Assim como os modelos convencionais anteriormente citados, o modelo Muller e Sahay (2013) também é usado para determinar o módulos de incompressibilidades do meio em estado saturado ( $K_{sat}$ ). Obtendo-se esta informação, pode-se determinar as velocidades (compressional e cisalhante) do meio. Tal modelo é baseado na associação dos conceitos físicos da chamada equação de perturbação da porosidade (relacionada com pressões de fluido e da parte sólida) com as considerações das equações de compressibilidade poroelástica (ZIMMERMAN; SOMERTON; KING, 1986). Esta inter-relação é realizada através da introdução de uma constante poroelástica, conhecida como coeficiente de tensão de porosidade efetiva. A seguir, são descritas as definições matemática que fundamentam este modelo.

#### 2.2.5.1 Equação de perturbação da porosidade

Considera-se a rocha em um estado de porosidade não-perturbado, definido por  $\eta_0$ . O  $\eta$  define o estado de porosidade após uma perturbação provocada pela diferença de pressão estabelecida entre a pressão do poro (considerando a presença de fluido no espaço poroso) e a pressão diferencial a que é submetida a rocha (pressão externa). Esta diferença pode ser calculada através da chamada equação de perturbação da porosidade dada por,

$$\eta - \eta_0 = -(1 - \eta_0) \frac{\alpha - \eta_0}{K_{dry}} (p^{-s} - np^f), \quad (2.29)$$

no qual  $K_{dry}$  é o módulo de incompressibilidade da rocha seca,  $p^{-s}$  e  $p^f$  são as pressões do sólido e do fluido, respectivamente. O parâmetro  $\alpha$  é o chamado coeficiente de Biot,

definido por

$$\alpha = 1 - \frac{K_{dry}}{K_{min}}, \quad (2.30)$$

no qual  $K_{min}$  é o módulo de incompressibilidade dos minerais constituintes.

Ao considerar o caso de  $n = 1$ , notamos que esta equação de perturbação de porosidade recae nas considerações definidas na equação de porosidade de Biot (1956). Neste caso ( $n = 1$ ), a pressão de fluido macroscópico atua em sentido oposto a pressão do sólido macroscópico, de maneira que apenas a diferença de pressão  $p^{-s} - p^f$  provoque uma mudança na porosidade do meio. No entanto, na equação de porosidade 2.29, a pressão do fluido ainda contrai a pressão de sólido mas é regulado pelo coeficiente  $n$ . Neste caso,  $n$  é denominado de coeficiente de tensão de porosidade efetiva.

A pressão total (pressão diferencial estabelecida no meio) é definida poro

$$p^{-c} = \eta_0 p^{-f} + (1 + \eta_0) p^{-s}. \quad (2.31)$$

Outro ponto relevante na análise da equação de perturbação de porosidade é a sua correlação com os termos definidos na teoria de (GASSMANN, 1951). Utilizando a relação constituída da teoria de (BIOT; WILLIS, 1957), a equação 2.29 pode ser expressa em função do quadro sólido a um nível de escala macroscópico e da tensão volumétrica do fluido. Tais parâmetros foram definidos respectivamente como  $u_{jj}^{-s}$  e  $u_{jj}^{-f}$ . O processo de derivação destes termos resultam em

$$\eta - \eta_0 = \delta_{min} u_{jj}^{-s} - \delta_{fl} u_{jj}^{-f}, \quad (2.32)$$

onde as dimensões dos coeficientes são

$$\delta_{min} = (1 - \eta_0) \delta_{K_{min}} \frac{\eta_0 M^*}{K_{fl}}, \quad (2.33)$$

e

$$\delta_{fl} = n(1 - \eta_0) \delta_{K_{min}} \frac{\eta_0 M^*}{K_{min}}. \quad (2.34)$$

Na equação, 2.33  $K_{fl}$  define o módulo de incompressibilidade da média de fluido. O parâmetro  $\delta_{K_{min}}$  representa o coeficiente de incompressibilidade de Biot e significa o decremento do módulo de incompressibilidade dos sólidos constituintes, determinados por

$$\delta_{K_{min}} = \frac{\alpha - \eta_0}{1 - \eta_0} = 1 - \frac{K_{dry}}{(1 - \eta_0) K_{min}}. \quad (2.35)$$

Para além, foi introduzido um coeficiente de armazenamento de fluidos (MULLER; SAHAY, 2013), definido como

$$\frac{1}{M^*} = \frac{1}{M} - \frac{\alpha - \eta_0}{K_{min}} (1 - n). \quad (2.36)$$

A redução ao modelo de Gassmann (1951) pode ser alcançado quando  $n = 1$ . Neste caso, o termo  $M$  é comumente usado como

$$M^{-1} = \frac{\eta_0}{K_{fl}} + \frac{\alpha - \eta_0}{K_{min}}. \quad (2.37)$$

no qual  $M$  é o coeficiente de armazenamento de fluido no limite de  $n = 1$ , segundo a teoria de Gassmann (1951).

Assim, o módulo de incompressibilidade não drenado (saturado), é dado por

$$K_{sat} = K_{dry} + \alpha(\alpha - (1 - n)(\alpha - \eta_0))M^*. \quad (2.38)$$

A equação 2.38 reduz-se a equação de Gassmann (1951) se  $n = 1$ . As equações (2.32, . . . , 2.38) mostram claramente a parametrização da teoria de Gassmann (1951) podendo ser utilizado após a incorporação da equação de perturbação de porosidade. Isso significa que a média de volumes do meio com base no quadro poroelástico requer a adição de apenas um parâmetro (o coeficiente de tensão de porosidade,  $n$ ) ao ser comparado com a teoria de Gassmann (1951).

O coeficiente de tensão de porosidade efetiva, na prática, necessita ser medido experimentalmente em ambiente laboratorial. Os limites associados a este coeficiente implicam em mudanças físicas específicas provocadas no meio rochoso. Estas mudanças seguem discriminadas a seguir.

- Limite inferior para  $n$  considera que a pressão de fluido não resiste aos movimento das paredes do poro. Isto ocorre quando  $n = 0$ . Para este caso  $K_{sat}|_{n=0}$  é dado por:

$$K_{sat}^*|_{n=0} = K_{dry} + \alpha K_{fl} = (1 - \alpha)K_{min} + \alpha K_{fl}, \quad (2.39)$$

no qual,  $K_{dry}$  corresponde ao módulo de incompressibilidade da rocha seca. Em outras palavras, para  $n = 0$  obtem-se um módulo de incompressibilidade para o meio não- drenado (saturado) inferior ao determinado pelo modelo de Gassmann (1951).

- O comportamento oposto é dado quando a fase do fluido excede o máximo de resistência contra os limites do poro, como se fosse uma matéria sólida. Logo, a condição física é que a incompressibilidade não exceda a média de (VOIGT, 1928). Dessa forma temos que,

$$n = \frac{K_{min}}{K_{fl}}, \quad (2.40)$$

no qual,

$$K_{sat}^*|_{n=\frac{K_{min}}{K_{fl}}} = (1 - \eta_0)K_{min} + \eta_0 K_{fl}. \quad (2.41)$$

Isto excede o módulo de incompressibilidade estimado por Gassmann (1951) para o meio saturado. Dessa forma, é estabelecido que os limites dos coeficientes  $n$  são dados por

$$0 \leq n \leq \frac{K_{min}}{K_{fl}}. \quad (2.42)$$

A compressibilidade poroelástica, geralmente usada para a descrição das mudanças físicas ocorrida no meio meio rochoso, será descrita a seguir.

## 2.2.6 Compressibilidade poroelástica e análise variacional via pressão de poro

Neste etapa são utilizadas as definições dos módulos de compressibilidade resultantes das diferenças entre as pressões externas e internas. Segundo Zimmerman, Somerton e King (1986) as compressibilidade de meio poroso são matematicamente dadas por

$$C_{bc} \equiv -\frac{1}{V_b} \left( \frac{\partial V_b}{\partial p^{-c}} \right) \Big|_{p^{-fl}}, \quad (2.43)$$

$$C_{bp} \equiv \frac{1}{V_b} \left( \frac{\partial V_b}{\partial p^{-fl}} \right) \Big|_{p^{-c}}, \quad (2.44)$$

$$C_{pc} \equiv -\frac{1}{V_b} \left( \frac{\partial V_p}{\partial p^{-c}} \right) \Big|_{p^{-fl}}, \quad (2.45)$$

$$C_{pp} \equiv \frac{1}{V_b} \left( \frac{\partial V_p}{\partial p^{-fl}} \right) \Big|_{p^{-c}}, \quad (2.46)$$

no quais os primeiros casos (2.43 e 2.44) indicam a mudança de volume do meio, enquanto que os demais (2.45 e 2.46) determinam a variação de pressão.

Ressalta-se que equações 2.43, . . . , 2.46 considera a propagação da onda em meio poroso, considerando as compressões como sendo isotérmicas. No geral estas equações expressam a mudança de volume no poro durante a mudança de pressão, em termos das mudanças de densidade de massa, sem levar em conta mudanças da temperatura do meio.

Fazendo uso da equação 2.32 obtêm-se as equações das compressibilidades em função das incompressibilidades  $\delta_{K_{min}}$  e  $\delta_{K_{fl}}$ . Matematicamente, temos,

$$C_{bc} = K_{dry}^{-1}, \quad (2.47)$$

$$C_{pc} = \frac{C_{bc} - C_{min}}{\eta_0}, \quad (2.48)$$

$$C_{bp} = C_{bc} - C_{min} \left( 1 + (1 - n) \frac{\delta_{K_{min}}}{1 - \delta_{K_{min}}} \right), \quad (2.49)$$

e

$$C_{pp} = \frac{C_{bp}}{\eta_0} - C_{min}, \quad (2.50)$$

no qual  $C_{min} = K_{min}^{-1}$ . A compressibilidade está associada a volume da rocha, à mudança de volume do poro devido a mudança de pressão de confinamento e a pressão de fluido constante (as equações 2.47 e 2.48 não são afetadas pelo coeficiente de tensão de porosidade



( $n$ ) e são idênticas as previsões relacionadas à equação 2.44 (ZIMMERMAN; SOMERTON; KING, 1986; MULLER; SAHAY, 2013)). As equações 2.47 e 2.48 não são afetadas pelo coeficiente  $n$ . Reciprocamente, as compressibilidades  $C_{bp}$  e  $C_{pp}$  estão associadas as mudanças de volume devido a variação de pressão do fluido no poro. De acordo com (BROWN; KORRINGA, 1975) as compressibilidades do meio sem fluido e de poro coincidem com  $C_{bc}$  e  $C_{pc}$ , respectivamente.

Brown e Korringa (1975) define a incompressibilidade da rocha em estado seco e compressibilidade de poro de maneira coesidente com as definições descritas por Zimmerman, Somerton e King (1986) (2.47 e 2.48) (MULLER; SAHAY, 2013). A compressibilidade do rocha livre de influência do efeito de pressão (unjacketed bulk compressibility), definido  $C'_s$ , representa a medida da mudança de volume da rocha induzida através da variação da pressão de fluido até a pressão diferencial zero (MULLER; SAHAY, 2013), sendo este determinado por

$$C'_{min} \cong -\frac{1}{V_b} \left( \frac{\partial V_b}{\partial p^{-fl}} \right) \Big|_{p^{-c}-p^{-fl}}, \quad (2.51)$$

este pode ser expresso como (WANG; NUR; A, 2000)

$$C'_{min} = C_{bc} - C_{bp}, \quad (2.52)$$

o que por fim, é determinado por

$$C'_{min} = C_{min} \left( 1 + (1 - n) \frac{\delta K_{min}}{1 - \delta K_{min}} \right), \quad (2.53)$$

considerando necessariamente  $n \neq 1$ , diferentemente da compressibilidade efetiva dos constituintes sólidos. No entanto, para  $n < 1$ , tem-se que  $C'_{min} > C_s$  e para  $n > 1$ , tem-se  $C'_{min} < C_s$ .

Brown e Korringa (1975) defini a compressibilidade de poro livre dos efeitos de pressão (unjacketed bulk compressibility)  $C_\phi$  como sendo a medida da mudança de volume do poro com a pressão do fluido à uma pressão diferencial nula, definidas matematicamente por

$$C_\phi \equiv -\frac{1}{V_p} \left( \frac{\partial V_p}{\partial p^{-f}} \right) \Big|_{p^{-c}-p^{-f}}, \quad (2.54)$$

sendo expressa pelas definições de Zimmerman, Somerton e King (1986) como (MULLER; SAHAY, 2013)

$$C_\phi = C_{pc} - C_{pp}, \quad (2.55)$$

substituindo as equação 2.48 e 2.50, obtem-se

$$C_\phi = C_{min} \left( 1 + \frac{1}{\eta_0} (1 - n) \frac{\delta K_{min}}{1 - \delta K_{min}} \right), \quad (2.56)$$

Se  $n < 1$ , tem-se que  $C_\phi > C_s$ , e se  $n > 1$ , temos que  $C_\phi < C_s$ . A compressibilidade de poro livre da ação de pressões (compressibility poreunjacketed) pode vir a ser negativo se  $n > 1 + \eta_0 \left( 1 + \frac{\delta K_s}{\delta_s} \right)$ .

Nas simulações realizadas sob o modelo (MULLER; SAHAY, 2013) não foram utilizadas as análises de compressibilidade poro-elástica para as simulações de variação de velocidade. Entretanto, este foi utilizado fundamentalmente para a construção e simulações realizadas pelo modelo (BROWN; KORRINGA, 1975), que será descrito a seguir.

### 2.2.7 Brown e Korringa (1945)

Brown e Korringa (1975) estimam os módulos de incompressibilidade e de cisalhamento para rochas sauradas e heterogêneas. O princípio é uma generalização da equação de Gassmann (1951) em função dos módulos de incompressibilidade da fase sólida e do módulo de incompressibilidade da fase porosa. Trata-se de um modelo caracterizado como não-convencional, voltado para rochas heterogêneas em condições de baixa frequência (assim como o modelo Gassmann (1951)), que determina as variações elásticas do meio poroso ocasionadas pela presença de fluido nos poros (MAVKO; MUKERJI, 2013).

O modelo (BROWN; KORRINGA, 1975) desconsidera parte das simplificações da formulação do modelo Gassmann (1951) em relação à homogeneidade e isotropia da estrutura sólida (material elástico-sólido, micro-homogêneo e micro-isotrópico fora da cavidade porosa), considerando por sua vez, que o sistema de poros não conectados afeta diretamente o comportamento do meio observado. No entanto, correspondentemente, a formulação de Brown e Korringa (1975) recai na equação de Gassmann (1951) para o caso de meios homogêneos.

A porosidade é definida pela razão do volume poroso total ( $V_\phi$ ) pelo volume total da amostra ( $V$ ). Assim, tem-se que

$$\phi = \frac{V_\phi}{V}. \quad (2.57)$$

Para o caso em que a conexão entre os poros seja suficientemente alta a pressão porosa ( $p_{fl}$ ), a compressibilidade  $K_{fl}$  são bem definidos.

O objetivo principal deste modelo é determinar a variação fracional de volume poroso em relação a variação de pressão  $\left(\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p}\right)$  em função de  $K_{fl}$ . Determina-se a compressibilidade efetiva do meio rochoso ( $C^*$ ) como sendo

$$C^* = \frac{1}{K^*} = -\frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial p} \right)_{p_{fl}}, \quad (2.58)$$

sendo  $K^*$  o parâmetro de incompressibilidade do meio rocho, sob o qual a pressão porosa é considerada constante.

A partir da equação (2.58), obtemos,

$$K_{sat} - K^* = (K_{sat} - K_s)^2 / [(K_{fl} - K_\phi)\phi + (K_{sat} - K_s)], \quad (2.59)$$

onde  $K_{sat}$  é o módulo de incompressibilidade da rocha saturada com o fluido,  $K_s$  é o módulo de incompressibilidade da parte sólida da rocha, e  $K_\phi$  é o módulo de incompressibilidade do poro.

Sendo  $K_{sat}$ ,  $K_\phi$  e  $K_{min}$  termos independentes de  $K_{fl}$ , a equação (2.59) pode ser re-escrita como uma forma similar à equação de Gassmann (1951), na seguinte forma:

$$\frac{K_{sat}}{K_s - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_s - K_{dry}} + \frac{K_\phi}{K_s} \frac{K_{fl}}{(\phi(K_\phi - K_{fl}))} \quad (2.60)$$

no qual  $K_s$  e  $K_\phi$  são as incompressibilidades da fase mineral e da rocha na presença de fluido. Tais parâmetros possuem significado físico simples, entretanto, a sua determinação torna-se muito difícil na maioria das vezes (MAVKO; MUKERJI, 2013). Por este motivo, embora o modelo de Brown e Korringa (1975) seja mais geral do que o modelo (GASSMANN, 1951), este último é mais usado devido a sua simplicidade.

Baseado na compressibilidade de Zimmerman, Somerton e King (1986), as incompressibilidades da equação (2.60) podem ser escritas na forma

$$\frac{1}{K_{min}} = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p_c} \Big|_{p_p}, \quad (2.61)$$

$$\frac{1}{K_\phi} = -\frac{1}{V_\phi} \frac{\partial V_\phi}{\partial p_c} \Big|_{p_d}, \quad (2.62)$$

$$\frac{1}{K_{fl}} = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p_p} \Big|_{p_c}, \quad (2.63)$$

no qual  $p_p$ ,  $p_c$ ,  $p_d$  e  $V_\phi$  são as pressões de poro, confinamento, diferencial e o volume poroso.

Os valores de incremento de pressão variam de forma independente do sistema, obedecendo a relação (ZIMMERMAN; SOMERTON; KING, 1986),

$$p_d = p_c - p_p. \quad (2.64)$$

Quando um incremento de pressão ( $\delta_V$ ) é aplicado ao meio, a variação de volume total depende de diversos fatores relacionados às características internas da rocha, tais como: distribuição, posição, tamanho e forma de cada poro, além de sua orientação em meio ao material sólido de diferentes tipos e a compressibilidade do poro com o fluido. Ao submeter o meio à variação de pressão, é exigido que o tempo escalar entre as medidas seja suficiente para que a rocha retorne ao seu estado de equilíbrio. Ao ser analisado um meio homogêneo, é exigido que se considere  $K_s = K_{min} = K_\phi$ , o que recai automaticamente nas equações descritas por (GASSMANN, 1951). Por esta razão se diz que a pressão aplicada ao meio deve ser distribuída linearmente pela superfície da rocha, mantendo a porosidade constante.

Como mencionado anteriormente, determinar  $K_s$  é uma tarefa muito difícil, até mesmo do ponto de vista experimental (MAVKO; MUKERJI, 2013). Para usarmos o

modelo de Brown e Korringa (1975), neste trabalho foram feitas as seguintes simplificações:

1) Foi admitido que  $K_s = K_{min}$

2) O valor de  $K_\phi$  foi calculado com base na estimativa da compressibilidade porosa feito pelo método de Muller e Sahay (2013).

### 3 RESULTADOS

Como descrito no Capítulo 1, o presente trabalho é de uma análise comparativa das teorias de substituição de fluidos em litologias caracterizadas como não-convencionais (tipo carbonatos). Para esse propósito, analisou-se as propriedades petrofísicas e ultrassônicas de amostras carbonáticas provindos de bacias sedimentares do Nordeste brasileiro. Esta análise de substituição foi realizada sob as perspectivas dos modelos teóricos convencionais (GASSMANN, 1951) e (BIOT, 1956) e não-convencionais (MULLER; SAHAY, 2013) e (BROWN; KORRINGA, 1975).

#### 3.1 Descrição das amostras

A Figura 3.1 é uma fotografia de afloramento utilizado na extração das amostras. Em seguida mostra um dos tipos de tufas (oriundas da formação Jandaíra-Rio Grande do Norte) e utilizadas no presente estudo.

Figura 3.1 – Exemplo de afloramentos em que foram extraídas algumas das amostras analisadas neste trabalho. As figuras do centro e da esquerda são exemplos de amostras de tufa.



Fonte: Ilustração do afloramento obtidos de (ARAÚJO et al., 2013).

A primeira etapa deste trabalho consistiu no preparo das amostras de rochas de forma a adequá-las às exigências de medidas em cada equipamento e a Tabela 3.1 descreve as dimensões físicas das amostras analisadas.

Tabela 3.1 – Dimensão das amostras utilizadas. Detalhes sobre a localização das amostras estão no Apêndice A.

<b>Amostra</b>	<b>Formação</b>	<b>Diametro (mm)</b>	<b>Comprimento (mm)</b>
CAL-RONC-H (calcário)	Jandaíra	37.77	50.35
CAL-RONC-V (calcário)	Jandaíra	37.77	37.64
CR2F-06 (tufa)	Jandaíra	35.87	51.96
CR2-HI-01 (tufa)	Jandaíra	35.74	49.41
TFG-15 (tufa)	Jandaíra	37.41	49.63
TFG-02 (tufa)	Jandaíra	37.87	44.57
VAQ-01H (arenito)	Antenor Navarro	36.48	54.65

Fonte: do autor.

Após os devidos preparos, determinaram-se os parâmetros petrofísicos de cada amostra a fim de utilizá-los nas simulações teóricas conforme as exigências de cada modelo de substituição de fluidos. As Tabelas 3.2 e 3.3 apresentam os parâmetros petrofísicos obtidos para cada amostra analisada.

Tabela 3.2 – Tabela de medidas petrofísicas das sete amostras analisadas neste trabalho.

Amostra	$\beta$	$\phi$ (%)	$\kappa$ (mD)	Sat (%)
CAL-RONC-H (calcário)	1.05	21	3.01	50
CAL-RONC-V (calcário)	1	20	2.3	100
CR2F-06 (tufa)	2.15	43	199.3	100
CR2-HI-01 (tufa)	1.55	31	1.69	100
TFG-15 (tufa)	3.5	7	112.8	100
TFG-02 (tufa)	0.6	12	3.22	100
VAQ-01H (arenito)	1.15	23	37	100

Fonte: do autor.

Tabela 3.3 – Tabela de medidas petrofísicas II. Na primeira coluna está descrito o nome da amostra, na segunda, terceira, quarta e quintas colunas estão as densidades da rocha, do grão, da rocha seca e da saturada após a substituição de fluidos. Considerando a saturação de 100% por água.

Amostra	$\rho_b(g/cm^3)$	$\rho_g(g/cm^3)$	$\rho_{dry}(g/cm^3)$	$\rho_{sat}(g/cm^3)$
CAL-RONC-H (calcário)	2.158	2.75	2.158	2.373
CAL-RONC-V (calcário)	2.174	2.743	2.175	2.382
CR2F-06 (tufa)	1.484	2.622	1.484	1.918
CR2-HI-01 (tufa)	1.810	2.630	1.812	2.123
TFG-15 (tufa)	2.447	2.632	2.448	2.517
TFG-02 (tufa)	2.277	2.605	2.277	2.402
VAQ-01H (arenito)	1.961	2.572	1.962	2.198

Fonte: do autor.

As Tabelas 3.4 e 3.5 descrevem os valores dos parâmetros petrofísicos e mineralógicos adotados nas simulações de substituição de fluidos, tendo por referência os valores usados na literatura e retirados dos trabalhos de Smith, Sondergeld e Rai (2003) e Misaghi et al. (2010).

Tabela 3.4 – Módulos de incompressibilidade volumétrica, módulo de cisalhamento e densidade dos principais minerais constituintes das rochas analisadas.

Tipo de Mineral	K (GPa)	$\mu$ (GPa)	$\rho$ ( $K/m^3$ )
Quartzo	37.5	44	2650
Calcita	76.8	32	2710
Dolomita	94.9	45	2870

Fonte: Valores retirados de (MISAGHI et al., 2010; SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003).

Tabela 3.5 – Módulo de incompressibilidade volumétrica e densidade dos fluidos utilizados.

Fluidos	Módulo de incompressibilidade (GPa)	Densidade ( $Kg/m^3$ )
Água	2.29	1000
Gás	0.02	200

Fonte: Valores retirados de (SMITH; SONDERGELD; RAI, 2003).

## 3.2 Registros ultrassônicos

As medidas ultrassônicas foram obtidas através do sistema Autolab500 (descrição de funcionamento deste sistema está descrito no Apêndice B) instalado no Laboratório de

Petrofísica da UFCG. Os relatórios contendo os registros das velocidades medidas nesta etapa do trabalho estão apresentadas integralmente no Apêndice C. O registro dos sinais referentes às chegadas das ondas P e S foram “processados” com a finalidade de se reduzir os ruídos incoerentes presentes nos traços.

Cada transdutor (fonte e receptor) possui um tempo de atraso intrínseco, chamado de tempo do sistema. Este tempo refere-se ao período de percurso que a onda necessita para propagar-se no interior dos cabeçotes metálicos da fonte e do receptor. Neste trabalho, os transdutores foram usados de forma mútua, o que leva a obtenção de diferentes formas de onda.

A estimativa das velocidades nas amostras é feita por meio da divisão entre o valor de comprimento de rocha ( $L$ ) pelo intervalo de tempo (ou tempo de trânsito simples) decorrente do percurso de cada onda ( $\Delta t$ ). Ou seja, para as velocidades das onda P e S temos,

$$V_p = \frac{L}{\Delta t_p}, \quad (3.1)$$

$$V_{s1} = \frac{L}{\Delta t_{s1}}, \quad (3.2)$$

$$V_{s2} = \frac{L}{\Delta t_{s2}}, \quad (3.3)$$

no qual,  $\Delta t_p$  representa o tempo de trânsito da chegada da onda compressional, ( $\Delta t_{s1}$  e  $\Delta t_{s2}$ ) são os tempos de trânsito das chegadas das ondas cisalhantes ( $V_{S1}$  e  $V_{S2}$ ), respectivamente. Neste o  $\Delta t$  representa o tempo chegada da onda menos o tempo do sistema, ou seja,

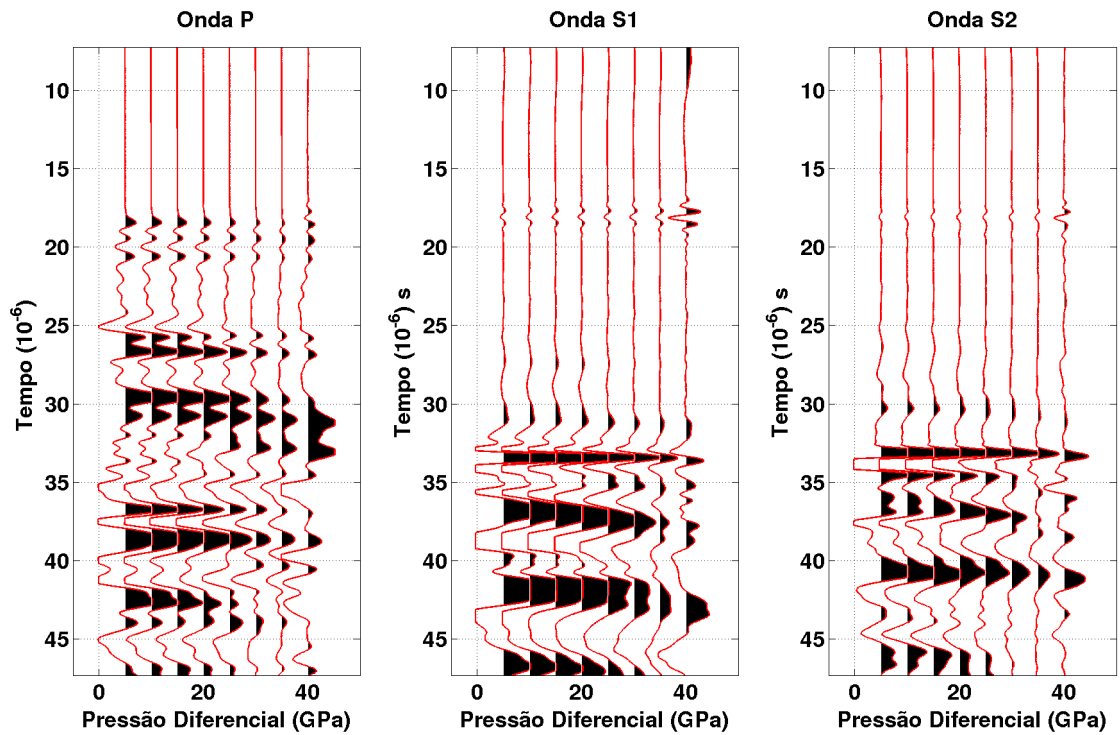
$$\Delta t = t - t_0$$

, no qual  $t_0$  representa o tempo do sistema intrínseco para cada modo de propagação.

A Figura 3.2 mostra o registro ultrassônico referente as chegadas das ondas P, S1 e S2 para uma amostra de calcário (CAL-RONC-H) em estado seco. O gráfico referente a cada modo de vibração corresponde ao tempo de chegada (eixo Y) versus a pressão de confinamento (eixo X).



Figura 3.2 – Registros ultrassônicos coletados para a amostra de tufa TFG15 de 37.41 mm de diâmetro, 49.63 mm de comprimento e 7 % de porosidade. As medidas foram utilizadas com amostra em estado seco (saturação de gás). O tempo de amostragem de cada traço foi  $0.004 \mu s$ . Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu s$  para onda P,  $17.37 \mu s$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu s$  para onda  $S_2$ .



Fonte: do autor.

Os gráficos dos registros ultrassônicos de cada amostra estão devidamente apresentados no Apêndice C. Tais valores foram determinados para rochas em estado de nível máximo de saturação e pressão de confinamento.

Tabela 3.6 – Tabela de medidas elásticas das amostras analisadas em estado saturado sob pressão de confinamento máximo.

Amostra	Pressão (GPa)	$V_p$	$V_{s1}$	$V_{s2}$	$E(GPa)$	$\nu$
CAL-RONC-H (calcário)	40	3667	2053	2048	2539	0.27
CAL-RONC-V (calcário)	40	3694	2202	2194	2575	0.226
CR2F-06 (tufa)	12	3899	2167	2024	21.85	0.297
CR2-HI-01 (tufa)	18	4834	2016	2151	25.55	0.386
TFG-15 (tufa)	45	6562	3277	3422	74.77	0.324
TFG-02 (tufa)	45	6767	3600	3691	84.23	0.296
VAQ-01H (arenito)	40	3732	1955	1943	21.92	0.312

Fonte: do autor.

### 3.3 Velocidades experimentais e estimadas

Inicia-se a explanação dos resultados através da aplicação do modelo (MULLER; SAHAY, 2013) com a parametrização do parâmetro  $n$  que correspondente ao coeficiente de tensão de porosidade efetiva. Foram realizadas simulações considerando, para cada amostra de tufa e calcário, duas mineralogias distintas, sendo estas calcita e dolomita; já para amostra de arenito foi considerado apenas uma mineralogia. Esta simulação permitiu observar qual o melhor valor que, ao ser atribuído ao coeficiente  $n$ , permite um melhor ajuste das curvas obtidas pelo modelo de Muller e Sahay (2013) ao serem correlacionadas às curvas de saturação medidas experimentalmente.

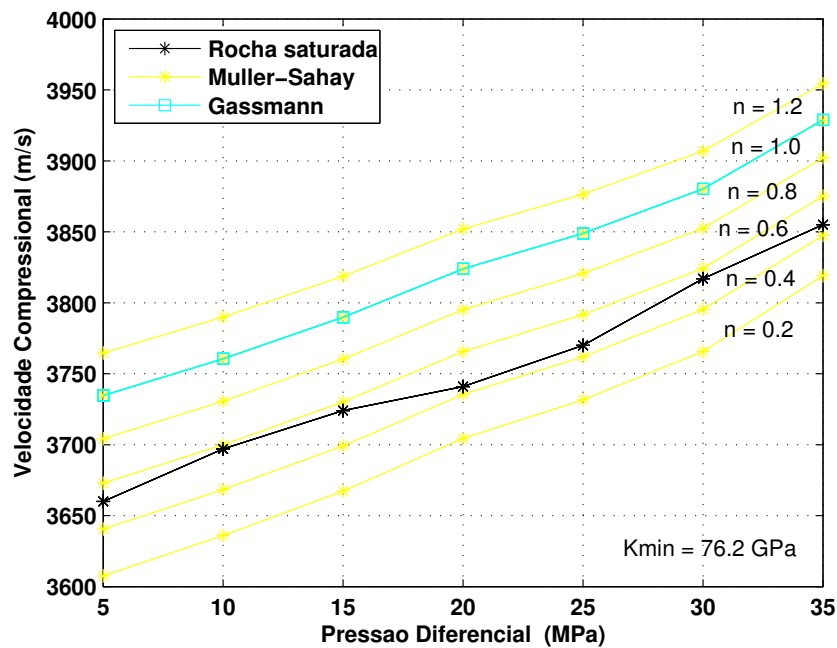
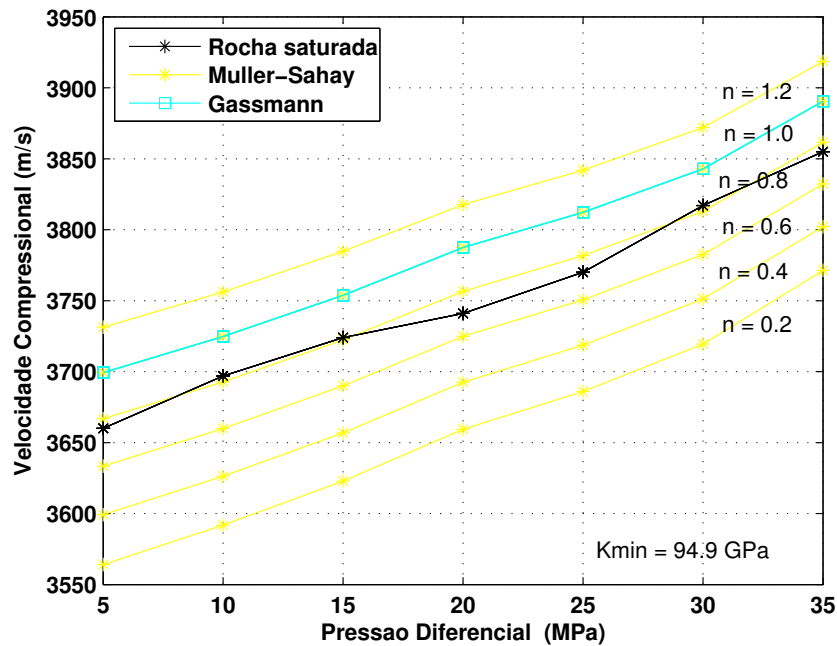
A seguir são explicados os gráficos obtidos das velocidades pela aplicação dos modelos de substituição de fluidos assim como os valores experimentais obtidos no laboratório. Foram testados valores de densidade e incompressibilidade dos minerais calcita e dolomita em cada rocha carbonática. Tais testes foram necessários uma vez que os valores para a determinação da distribuição mineral de cada estrutura são baseados nos valores de densidade de grãos, estimados em cada amostra. Entretanto, devido a densidade mineralógica de tais minerais serem muito próximas, optou-se pela análise comparativa a fim de evitar possíveis equívocos relacionados a determinação mineralógica.

Nos gráficos correspondentes às estimativas das velocidades, a primeira linha corresponde às velocidades estimadas a partir da premissa de que a estrutura sólida é formada por um carbonato calcítico, enquanto a segunda linha, corresponde as velocidades estimadas na premissa que a estrutura sólida é formada por carbonato dolomítico. Outro ponto importante sobre os gráficos a seguir são as cores das curvas de velocidades estimadas. As cores azul, verde, amarelo e ciano corresponde às velocidades previstas via os modelos de Brown e Korringa (1975), Gassmann (1951), Muller e Sahay (2013) e Biot (1956) .

### 3.3.1 Calcário - CAL-RONCH

A Figura 3.3 descreve as velocidades para um meio saturado, determinadas pelo modelo de Muller e Sahay (2013) (curvas amarelas), governada pela variação do coeficiente de tensão efetiva de porosidade,  $n$  comparada à curva medida experimentalmente no caso de saturação por água (curva em preto) e das determinações de Gassmann (1951) (curva em ciano) em função de uma pressão diferencial. Os limites  $n$  variam entre 0.2 e 1.2, com um incremento de aumento de 0.2. Tais limites tendem a recair nos valores determinados por Gassmann (1951) ao considerar  $n = 1$  (MULLER; SAHAY, 2013). A curva de Muller e Sahay (2013) alcança seu melhor desempenho no limite definido para  $n = 0.6$  quando ocorre a melhor aproximação em relação às estimativas laboratoriais para o meio saturado.

Figura 3.3 – Velocidade compressional estimadas através do efeito de tensão de porosidade em função da variação de pressão diferencial, parametrizado pela variação de  $n$ . Os valores de  $n$  correspondem as curvas em amarelo que são determinados pelo modelo de Muller e Sahay (2013) enquanto que as curvas pretas descrevem as estimativas laboratoriais para rocha em estado saturado (água). Os dados correspondem a amostra de calcário CAL-RONC-H ( $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01$  mD).



Fonte: do autor.

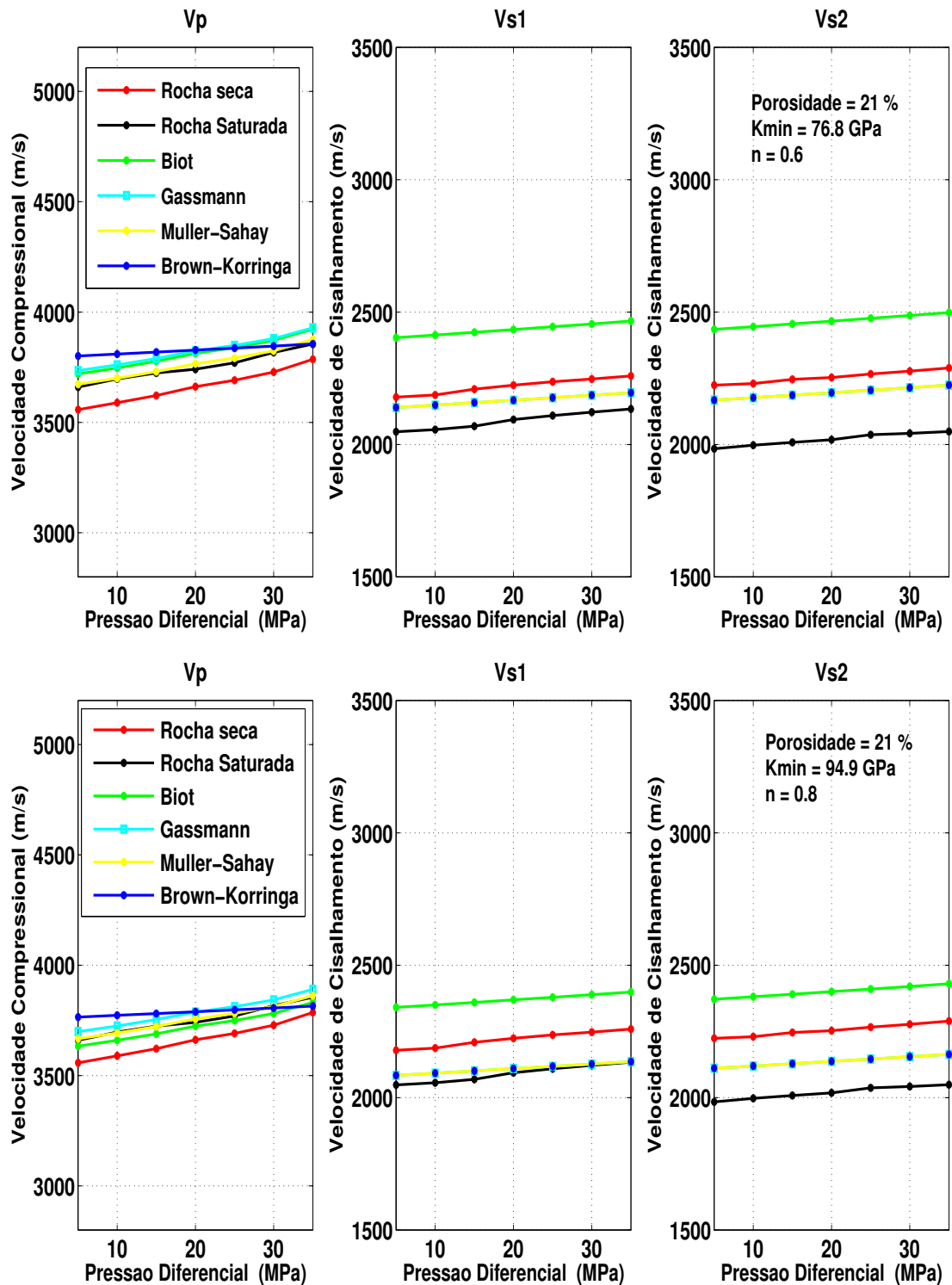
A Figura 3.4 correlaciona o comportamento das velocidades medidas em laboratório

(as curvas vermelha e preta correspondem à medidas das amostras em estado seco e saturado, respectivamente) com as velocidades estimadas através dos modelos de substituição de fluido (curvas sólidas em verde, azul, amarelo e ciano) explicadas no Capítulo 2. As velocidades foram analisadas em função da variação de pressão variando entre 5 MPa e 35 MPa, com um incremento de 5 MPa a cada medida. Esta amostra apresenta uma porosidade efetiva de 21 %. Os cálculos foram realizados desconsiderando qualquer contaminação por argila assumindo inicialmente a composição mineralógica de 100% de calcita e, em seguida, 100% de dolomita. Tais curvas de velocidade (com exceção da curva vermelha) foram determinadas com base na velocidade da máxima saturação atingida em laboratório (descrita pela curva sólida em preto), sendo neste caso de 50 % de injeção de água. Para esta amostra, teve-se dificuldades de saturá-la 100 %. Esse valor de 50 % é um valor estipulado em nossa análise. É importante salientar que o valor exato pode ser maior ou menor que estes 50 %. Ressalta-se que o coeficiente de compressibilidade ( $n$ ) utilizado no modelo (MULLER; SAHAY, 2013) é 0.8.

Ainda na Figura 3.4, na primeira coluna observa-se o comportamento das velocidades compressoriais ( $V_p$ ) sob o aumento da pressão de confinamento. Ao comparar com as medidas laboratoriais, nota-se que a formulação de Muller e Sahay (2013), Biot (1956) e Gassmann (1951) descrevem velocidades semelhantes entre si e muito próximas às estimativas de saturação do meio. Por outro lado, o modelo de Brown e Korringa (1975) é o que apresenta o maior distanciamento. Na segunda e terceira coluna, nota-se o comportamento das ondas cisalhantes  $S_1$  e  $S_2$ , respectivamente. As curvas definidas por Biot (1956) apresentaram resultados superestimados em relação as estimativas laboratoriais, diferentemente das curvas descritas através de Gassmann (1951), Brown e Korringa (1975) e Muller e Sahay (2013), que apresentam valores abaixo das curvas relativas as estimativas para o meio em estado seco.

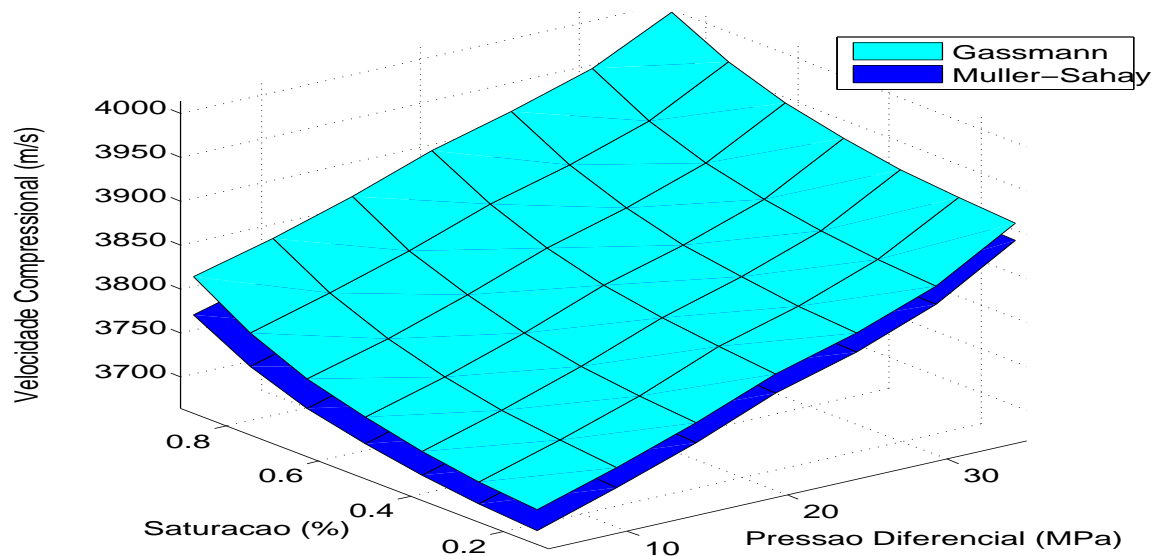
Os gráfico da segunda linha descrevem os resultados obtidos para uma formação mineralógica do tipo dolomita. Analisando as ondas compressoriais na primeira coluna, nota-se que as previsões descritas por Biot (1956) e Muller e Sahay (2013) demonstram grande proximidade e maior precisão em relação as estimativas para o meio saturado, seguida pela descrição de Gassmann (1951). As curvas de Brown e Korringa (1975) expõem valores de velocidades superestimados e com comportamento constante em relação ao aumento da pressão diferencial. As velocidades cisalhantes, descritas nas segunda e terceira coluna, mostram as curvas de Gassmann (1951), Muller e Sahay (2013) e Brown e Korringa (1975) com o mesmo comportamento de baixo crescimento e abaixo das curvas de velocidade para o meio seco. A curva de Biot (1956) diferencia-se das demais por apresentar valores superestimados e próximos das velocidades de saturação, especialmente para a onda  $S_1$ .

Figura 3.4 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão na amostra de calcário - CAL-RONCH ( $\phi = 21 \%$ ,  $\kappa = 3.01 \text{ mD}$  e  $n = 0.8$ ). Os gráfico da primeira linha corresponde as informações obtidas considerando o meio formado pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8 \text{ GPa}$ ) e a segunda linha correspondente ao mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9 \text{ GPa}$ ). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturada, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pelas aplicação de cada modelo teórico.



A Figura 3.5 descreve os mapas de velocidades compressoriais, obtidas através dos modelos de Gassmann (1951) (curva em azul) e Muller e Sahay (2013) (curva em ciano), aplicados à amostra de calcário CAL-RONC-H ( $K_{min} = 76.8GPa$ ,  $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01mD$ ,  $n = 0.8$ ), em função dos níveis de saturação de fluido (água) e pressão diferencial. Ambas as superfícies descrevem um aumento simultâneo dos valores de velocidades conforme o aumento da pressão diferencial e injeção de fluido. As superfícies sugerem uma saturação do tipo homogênea.

Figura 3.5 – Velocidade compressional da amostra de calcário CAL-RONC-H ( $K_{min} = 76.8GPa$ ,  $\phi = 21\%$ ,  $\kappa = 3.01mD$ ,  $n = 0.8$ ) em função dos níveis de saturação por água, sob pressão diferencial. As superfícies de velocidades foram determinadas por meio dos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul). Nota-se uma saturação do tipo homogênea.



Fonte: do autor.

### 3.3.2 Calcário - CAL-RONCV

A Figura 3.6 apresenta variações nas curvas de velocidade para meio saturado, calculadas por meio do modelo de Muller e Sahay (2013) e comparadas as curvas estimadas para rocha em estado seco (curva em vermelho) e saturado (curva em preto). Tais curvas de velocidade são regidas pela variação dos valores assumidos para o chamado coeficiente de tensão efetiva de porosidade  $n$ . Os valores de  $n$  variam entre 0.2 à 1.4, com um incremento de 0.4 a cada nova curva. Para o ponto equivalente a  $n = 1$ , são alcançados os valores definidos pelo modelo de Gassmann (1951), conforme é estabelecido pelas definições deste modelo. A melhor definição para este é meio se dá ao considerar  $n = 0.6$ , obtendo-se uma descrição próxima e com boa precisão ao ser correlacionado às estimativas laboratoriais de saturação.

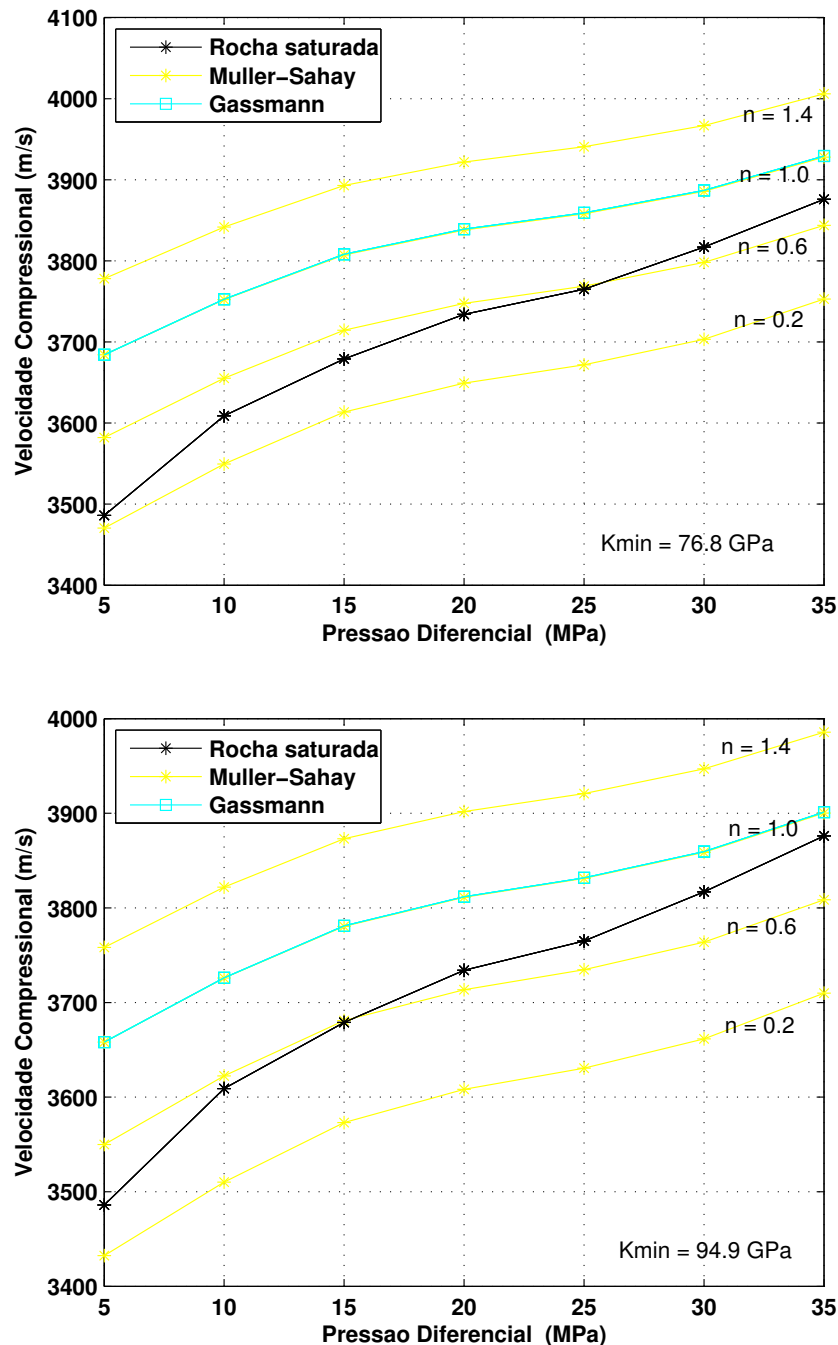
Na Figura 3.7 observam-se os contrastes entre as velocidades compressoriais ( $V_p$  - primeira coluna) e cisalhantes ( $V_{s1}$  e  $V_{s2}$  - segunda e terceira coluna, respectivamente) em função da pressão diferencial. São comparadas as simulações dos modelos de substituição de fluido (curvas sólidas em verde, azul, amarelo e ciano) com as estimativas realizadas em laboratório para rocha seca e saturada (curvas sólidas vermelhas e preta, respectivamente), em função da pressão diferencial, com variação de 5 MPa a 35 MPa, sendo acrescidos de 5 MPa a cada evento medidos. A amostra utilizada é de calcário com 20 % de porosidade. Estas velocidades são relacionadas ao maior nível de saturação por água, sendo de 100 % para esta amostra. Na primeira coluna as curvas de velocidade compressional pelo modelo Muller e Sahay (2013) apresentam o resultado mais próximo às estimativas laboratoriais, seguido da curva de velocidade prevista pelo modelo Brown e Korringa (1975). Já as curvas do modelo Gassmann (1951) e Biot (1956) descrevem um comportamento similar e superestimado em relação ao resultado experimental.

Nas segunda e terceira colunas (primeira linha de gráficos) são descritas as curvas das velocidades cisalhantes. A análise indica que as curvas de saturação (curva sólida preta) apresenta valores abaixo da curva que descreve a amostra em estado seco (curva vermelha sólida). As velocidades calculadas pelos modelos de Gassmann (1951), Brown e Korringa (1975) e Muller e Sahay (2013) apresentam o mesmo comportamento, sendo este próximo da curva referente ao estado saturado, com valores de velocidades muito precisos em diversos estados de pressão diferencial (especialmente para o caso da onda  $S_1$ ). Já as velocidades do modelo Biot (1956) superestimam as medidas laboratoriais e diferem notavelmente dos demais modelos.

A segunda linha de gráficos expõe os cálculos da velocidade numa suposição do meio sólido ser formado por dolomita. Na primeira coluna, as velocidades compressoriais de Biot (1956) e Muller e Sahay (2013) apresentam-se com a maior proximidade com as estimativas de saturação, seguidos do Brown e Korringa (1975), que descreve uma



Figura 3.6 – Estimativas das velocidades compressoriais através do efeito de tensão de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013), em função da pressão diferencial, parametrizado pela variação de  $n$  (curvas em amarelo). As curvas em vermelho e preto correspondem as rochas estimadas em estado seco e saturado, respectivamente. Estas estimativas são correspondentes a amostra de calcário CAL-RONCV ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 20$  %,  $\kappa = 2.3$  mD).



Fonte: do autor.

curva com comportamento constante conforme o aumento da pressão diferencial. A curva de Gassmann (1951) obteve o maior distanciamento e os maiores valores de velocidade,

tornando este modelo o de menor viabilidade para simular esta situação. Já as curvas de velocidades cisalhantes, expostas na segunda e terceira coluna, apresentam comportamento muito similar ao explanado anteriormente.

A Figura 3.8 correlaciona as superfícies de velocidades compressionais definidas pelos modelos de Muller e Sahay (2013) (curva azul) e Gassmann (1951) (curva ciano), referentes à amostra de calcário CAL-RONC-V ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 20$  %,  $\kappa = 2.3$  mD e  $n = 0.6$ ) em função do aumento de saturação por água e aumento de pressão confinante. As curvas descritas por ambos os modelos possuem comportamentos similares, descrevendo um aumento de velocidade conforme o aumento dos níveis de saturação por água e pressão. As superfícies sugerem uma saturação do tipo homogênea.

### 3.3.3 Tufa - CR2F06

A Figura 3.9 apresenta as curvas de velocidades compressionais, para um meio saturado determinadas pelo modelo de Muller e Sahay (2013) (curvas em amarelo), parametrizados pela variação do coeficiente de tensão efetiva de porosidade ( $n$ ) em função da pressão diferencial. Tais curvas são correlacionadas às medidas de velocidades realizadas para o meio em estado seco (curva em vermelho) e saturado (curva em preto). Foram assumidos valores de 0.2 a 1.4, com um incremento de 0.4. O modelo estabeleceu sua melhor previsão para a descrição deste meio em estado saturado para o limite de  $n = 0.2$ ; as curvas de velocidade tendem a apresentar maiores velocidades conforme o aumento do incremento associado a  $n$ . Ressalta-se que curva referente a  $n = 1$  descreve a forma de velocidade correspondente as descrições de Gassmann (1951). Isso faz sentido, uma vez que o arcabouço sólido dessa amostra é de baixa resistência, portanto suporta menos pressão aplicada ( $n \leq 0.2$ ).

A Figura 3.10 descreve as velocidades compressionais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna), em função de uma pressão diferencial de 2 MPa a 8 MPa em um meio com 43% de porosidade. Esta amostra possui baixa resistência mecânica, por isso foi submetida a pressões menores que as demais. Tais velocidades foram obtidas pelos modelos de substituição de fluido (Biot (1956) - curva em verde, Gassmann (1951) - curva em ciano, Brown e Korringa (1975) - curva em azul, Muller e Sahay (2013) - curva amarela) em comparação às medidas realizadas em laboratório (as curvas sólidas em vermelho e preto referem-se à rocha em estado seco e saturado, respectivamente). Foram simuladas composições mineralógicas para 100% calcita (gráficos da primeira linha) e 100% dolomita (gráficos da segunda linha), não incluindo contaminação por argila. As estimativas de velocidades correspondem ao nível de 100 % de injeção de água.

Ao analisar a primeira linha de gráficos, com base nas velocidades compressionais apresentadas na primeira coluna, nota-se que o modelo de Brown e Korringa (1975)

descreve a velocidade mais próxima ao ser comparado com as medições laboratoriais de  $V_p$  com a amostra saturada embora com valores superestimados. As curvas de Muller e Sahay (2013) e Gassmann (1951), apresentam um comportamento muito similar e também apresentam valores superestimados. Já a teoria de Biot (1956) descreve os maiores valores de velocidade, que superestimam notavelmente as medidas experimentais. As velocidades cisalhantes medidas, dispostas na segunda e terceira coluna, apresentam valores abaixo dos valores medidos para a rocha seca. Os valores de velocidades via modelos de substituição de fluido apresentam o mesmo comportamento constante ao longo do aumento de pressão, com excessão da curva descrita por Gassmann (1951) que, além de obter velocidades maiores que os demais modelos, mostra-se decrescente ao longo do aumento da pressão diferencial.

A segunda linha de gráficos, referente a composição dolomítica, apresenta as disposições das curvas de velocidades compressionais na primeira coluna. Nota-se que as curvas descritas pelos modelos de substituição de fluido não sofreram mudanças consideráveis devido a diferenciação de composição mineralógica em relação ao gráfico anterior, possuindo descrições semelhantes e com valores muito próximos entre si. Ao analisar as velocidades cisalhantes, dispostas nas segunda e terceira coluna, nota-se um pequeno aumento dos valores de velocidades descrito pelos modelos de substituição de fluido, porém permanecendo as mesmas disposições de variação conforme o aumento da pressão diferencial.

A Figura 3.11 apresenta as superfícies de velocidades compressionais em função dos níveis de saturação de fluido (água) e pressão diferencial. As velocidades foram determinadas por meio dos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano) e Muller e Sahay (2013) (curva em azul). As superfícies descrevem um aumento de velocidade com o aumento da pressão diferencial.

O sistema corresponde a amostra de tufa CR2F06 ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 43$  %,  $\kappa = 199.3$  mD e  $n = 0.2$ ).

### 3.3.4 Tufa - CR2HI01

A Figura 3.12 apresenta as curvas de velocidades, para um meio saturado, obtidas pelo modelo teórico de Muller e Sahay (2013) (curvas em amarelo), parametrizadas pela mudança do parâmetro  $n$  (coeficiente de tensão de porosidade). Tais curvas são correlacionadas às estimativas de velocidades medidas para a rocha em estado seco e saturado (curvas em vermelho e preto, respectivamente). Foram estabelecidos os limites entre 0.2 a 1.4, com um incremento de 0.4 a cada nova estimativa. Nota-se que as variações de  $n$  provocam um aumento crescente das curvas de velocidades descritas por tais modelos, sendo alcançada a melhor previsão para o limite de  $n = 0.2$ . Para o limite de  $n = 1$  as curvas de velocidade recaem nas descrições do modelo de Gassmann, conforme as definições

teóricas deste modelo.

A Figura 3.13 apresenta as variações das velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira colunas) para amostra de tufa, em função da pressão diferencial, variando de 5 MPa a 30 MPa, com um incremento de 5 MPa em cada medida. As curvas de velocidades correspondem aos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano), Biot (1956) (curva em verde), Brown e Korrिंगa (1975) (curva em azul) e Muller e Sahay (2013) (curva em amarelo). Esta amostra apresenta uma porosidade efetiva de 31 %, coeficiente de tensão efetiva de porosidade igual a 0.2, no qual cada curva de velocidade corresponde ao maior nível de 100 % de saturação de água. Foram simulados os meios de composição dolomítica ( $K_{min} = 94.9$  GPa) e calcítica ( $K_{min} = 76.8$  GPa), desconsiderando a presença de argila.

O primeiro gráfico da primeira linha e coluna expõem a curva de velocidades compressoriais, no qual as previsões definidas por Brown e Korrिंगa (1975) e Muller e Sahay (2013) mostram-se como as melhores descrições, dentre os demais modelos. As curvas de velocidade via Gassmann (1951) mostram valores superestimados em relação ao curva de saturação. Entretanto, as previsões obtidas pelo modelo Biot (1956) são as mais superestimadas em relação as medidas experimentais para saturação de água.

As segunda e terceira colunas (na primeira linha) descrevem um comportamento similar para as velocidades cisalhantes. As teorias de Muller e Sahay (2013), Brown e Korrिंगa (1975), Biot (1956) e Gassmann (1951) possuem descrições linearmente crescentes em ambos os casos. Entretanto Biot (1956) apresenta os valores de velocidades superestimados, especialmente quando comparados as medidas de  $V_s$  com a amostra saturada.

As descrições presentes na segunda linha de gráficos apontam um comportamento muito semelhante ao primeiro caso analisado para as curvas de velocidades (compressoriais e cisalhantes) obtidas por Muller e Sahay (2013) e Brown e Korrिंगa (1975). Logo, tais modelos permanecem como sendo os de maior precisão em relação as previsões realizadas para esta amostra. A curva obtida pelo modelo de Biot (1956) excede evidentemente as estimativas para o meio saturado e distancia-se de todos os demais modelos. As velocidades cisalhantes, expostas na segunda e terceira coluna (da segunda linha de gráficos), não apresentaram mudanças consideráveis, permanecendo as mesmas características descritas com relação ao quadro mineralógico anterior.

A Figura 3.14 expõe as superfícies de velocidades compressoriais, obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano) e Muller e Sahay (2013) (curva em azul), em função do aumento de saturação de fluido (água) e pressão diferencial. As superfícies possuem comportamentos e descrições muito semelhantes. Observa-se que as velocidades sofrem um aumento conforme o incremento da pressão diferencial. As disposições das superfícies apontam para uma saturação do tipo homogênea. Este sistema é referente à amostra de tufa CR2HI01 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 31$  %,  $\kappa = 1.69$  mD e  $n = 0.2$ ).

### 3.3.5 Tufa - TFG15

A Figura 3.15 apresenta variações das curvas de velocidades para meio saturado, calculadas por meio do modelo de Muller e Sahay (2013) e comparadas as curvas medidas para rocha em estado seco (curva em vermelho) e saturado (curva em preto). Tais curvas de velocidade são regidas pela variação dos valores assumidos para o chamado coeficiente de tensão efetiva de porosidade,  $n$ . Os valores de  $n$ , para este caso, variam entre 0.5 a 2.5. As curvas demonstram pouca variação entre si, apesar das mudanças de incremento referente a  $n$  a cada nova curva. Ao ser considerado o limite  $n = 1$ , são alcançados os valores de velocidade de Gassmann (1951).

A Figura 3.16 mostra as variações das velocidade compressional e cisalhantes determinadas por cada modelo de substituição de fluidos às medidas obtidas experimentalmente em laboratório. Cada curva de velocidade está em função de uma pressão diferencial, variando de 5 MPa a 35 MPa, com um incremento de 5 MPa. Cada determinação foi feita por meio dos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano), Biot (1956) (curva em verde), Muller e Sahay (2013) (curva em amarelo) e Brown e Korringa (1975) (curva em azul). Trata-se de uma amostra de tufa com porosidade de 7 % e o coeficiente de tensão efetiva de porosidade para esta amostra foi 0.5. Foram testadas as composições minerais de dolomita (gráficos da primeira linha) e calcita (gráficos da segunda linha). As velocidades estimadas correspondem ao nível de 100 % de injeção de água.

Na primeira linha de gráficos (composição adotada foi dolomítica), a primeira coluna contém os valores das velocidades compressionais, no qual a curva de Gassmann (1951) e Muller e Sahay (2013) apresentam os melhores valores para a previsão desta saturação, descrevendo comportamentos muito semelhantes entre si. Em seguida, as curvas de Brown e Korringa (1975) descrevem resultados subestimados. Já a curva de Biot (1956) apresenta velocidade muito alta, excedendo qualquer estimativa esperada.

Na segunda e terceira colunas são apresentadas os valores das velocidades cisalhantes ( $V_{s1}$ ). As curvas de Gassmann (1951) (ciano), Muller e Sahay (2013) (amarelo) e Brown e Korringa (1975) (azul) desempenham uma forma crescente sob o aumento da pressão confinante, e ligeiramente próxima dos valores estimados para a o meio em estado seco (curva em vermelho). Entretanto, as estimativas de Biot (1956) excedem todas as demais velocidades e não apresenta um resultado satisfatório na previsão da velocidade em condição saturada.

Na segunda linha de gráficos (alusivo a composição calcítica), o gráfico da primeira coluna mostra a variação das velocidades compressionais analogamente as medições laboratoriais. A curva descrita pelos modelo de substituição de fluidos via Gassmann (1951), Brown e Korringa (1975) e Muller e Sahay (2013) desempenham um comportamento muito semelhante entre si e similar ao descrito anteriormente para diferente composição

mineralógica. Entretanto, o modelo de Biot (1956) ainda descreve a curva de velocidade que mais se distancia das estimativas para o meio saturado, tornando este modelo o menos satisfatório para as descrições do meio. Nas segunda e terceira colunas, observa-se as descrições relacionadas às velocidades cisalhantes. Observa-se que não há mudanças relevantes ao comparar com o quadro mineralógico anterior, permanecendo as mesmas características descritivas.

A Figura 3.17 correlaciona as superfícies de velocidades compressionais, determinadas pelos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano) e Muller e Sahay (2013) (curva em azul), em função dos níveis de saturação de fluido (água) e pressão de confinamento. Ambas as superfícies descrevem um aumento concomitante dos valores de velocidades conforme o aumento da pressão diferencial.

### 3.3.6 Tufa - TFG02

A Figura 3.18 apresenta as variações das velocidades P para um meio saturado obtidas pela aplicação do modelo de Muller e Sahay (2013) (curvas em amarelo) em função do aumento de pressão de diferencial. Tais curvas descrevem o comportamento elástico do meio conforme as mudanças ocorridas nas velocidades compressionais, sendo estas parametrizadas pela mudança dos valores de  $n$  (coeficiente de tensão efetiva de porosidade) e correlacionadas com as medidas realizadas para a amostra em estado seco (curva em vermelho) e saturado (curva em preto). As disposições das curvas são governadas pelo incremento associado ao coeficiente  $n$ , variando entre 0.6 e 1.4. O melhor ajuste dos valores de velocidades são alcançados para o valor de  $n = 1$ . O modelo de Muller e Sahay (2013) coincide com o modelo de Gassmann (1951) quando  $n = 1$ .

A Figura 3.19 contrasta as velocidades compressionais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) para uma amostra de tufa com porosidade de 12 % e tensão efetiva de porosidade,  $n = 1$ . Desconsiderou-se qualquer contaminação por argila. As velocidades foram graficada em função de um gradiente de pressão partindo de 5 MPa até 40 MPa, com um incremento de 5 MPa por medida. Foram testadas as composições mineralógicas com os minerais calcita (gráficos da primeira linha) e dolomita (gráficos da segunda linha). No caso de medidas em ambiente saturado, foi alcançado o nível de 100 % de saturação de água para esta amostra.

Ao analisar os gráficos da primeira linha (referente ao mineral calcita), nota-se que a primeira coluna contém as velocidades compressionais dos modelos de substituição de fluidos (curvas em azul, verde, ciano e amarelo) em comparação com as medidas laboratoriais para a amostra em estado seco e saturado (curvas em vermelho e preto, respectivamente). A estimativa de Gassmann (1951) é a que melhor se aproximou da curva correspondente à medida da amostra saturada, apesar de apresentar valores levemente

subestimados ( $\cong 1\%$ ). Em seguida, Muller e Sahay (2013) descreve valores de velocidades próximos à curva de da medida saturada, apesar de um pouco subestimados ( $\cong 2\%$ ) também. Já as estimativas de Brown e Korringa (1975) mostra um comportamento não-crescente em relação ao aumento da pressão diferencial além de valores que subestimam as condições de saturação. A curva de Biot (1956) possui os valores mais distantes e menos viável para estimativa de velocidade. Na segunda coluna observa-se que as ondas cisalhantes  $V_{s1}$ , segundo os modelos de Gassmann, Muller e Sahay (2013) e Brown e Korringa (1975) aproximam-se muito mais da curva medida para rocha em estado seco o que sugere esta onda como invariante à presença do fluido de saturação. Já a velocidade de Biot (1956) apresenta os valores mais excedentes dentre todos os modelos. Na terceira coluna, onde se observa o comportamento da onda cisalhante  $S_2$ , as curvas definidas pelos modelos de substituição de fluidos permanecem próximos a curva correspondente a rocha em estado seco, descrevendo um comportamento constante conforme o aumento de pressão. Já a curva definida pelo modelo de Biot (1956) superestima consideravelmente as descrições para o meio saturado.

Ao analisar o segundo quadro (referente ao mineral dolomita) é evidente o alto nível de precisão dos calculos obtidos pelas formulações de Gassmann (1951). O comportamento da curva de Gassmann (1951) coincide de maneira exata com as estimativas de saturação, tornando este o modelo mais adequado para as descrições deste meio. As curvas alusivas aos modelos Muller e Sahay (2013) demonstram valores próximos. A curva definida pelo modelo de Brown e Korringa (1975) demonstra valores subestimados à curva de saturação além de apresentar comportamento não-crescente conforme o aumento de pressão. As ondas cisalhantes  $S_1$  e  $S_2$ , descritas na segunda linha de gráficos e nas segunda e terceira colunas, não apresentam mudanças provocadas pela composição mineralógica, obtendo o mesmo comportamento e disposições obtidos no gráfico anterior.

A Figura 3.20 mostra as superfícies de velocidades compressional, obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (curva em ciano) e Muller e Sahay (2013) (curva em azul), em função dos níveis de saturação por água e pressão diferencial. Ambas as superfícies descrevem o mesmo comportamento, descrevendo o mesmo aumento nos valores de velocidades com o incremento da pressão diferencial e injeção de fluido. As descrições são referentes a amostra de tufa - TFG02 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 12$  %,  $\kappa = 3.22$  mD e  $n = 1$ ). As disposições das curvas sugerem uma saturação do tipo homogênea.

### 3.3.7 Arenito - VAQ01

A Figura 3.21 apresenta as velocidades compressional obtidas pelo modelo de Muller e Sahay (2013) (curvas em amarelo), calculadas para o meio saturado, em função da pressão diferencial. As velocidades são correlacionadas com as medições para a rocha

em estado seco (curva em vermelho) e saturado (curva em preto) e parametrizadas pela variação do parâmetro  $n$  (coeficiente de tensão efetiva de porosidade). São atribuídos os valores de  $n = 0.2$  a  $n = 1.4$ , com um incremento de 0.4. As curvas descrevem um comportamento crescente, sendo alcançado o melhor desempenho deste modelo no valor de  $n = 0.6$ , no qual observa-se uma boa aproximação da curva de velocidade para o meio saturado (medida experimentalmente). Ao ser atribuído o limite de  $n = 1$ , as velocidades deste modelo recaem nas velocidades de Gassmann (1951).

A Figura 3.22 compara as velocidades compressional e cisalhantes (determinadas através dos modelos de substituição de fluido) com as medições laboratoriais. Tais velocidades estão em função de uma pressão diferencial, a qual a estrutura foi submetida em laboratório, variando entre 5 MPa e 30 MPa, com um aumento de 5 MPa a cada nova medida. Estas velocidades referem-se a uma amostra de arenito ( $K_{min} = 37.5$  GPa), com porosidade efetiva de 23% e coeficiente de tensão efetiva de porosidade mais ajustável a curva saturada,  $n=0.6$ . Não se considerou qualquer influência por presença de argila na estrutura. Para esta amostra foi alcançado um nível de 100 % de saturação de água.

O gráfico da primeira coluna apresenta as variações das velocidades compressional ( $V_p$ ) em função da pressão diferencial. As velocidades definidas por cada modelo (curvas em amarelo, verde, azul e ciano) seguem comparadas às medidas laboratoriais para a rocha em estado seco e saturado (curvas vermelha e preta, respectivamente). Nota-se que a curva referente ao modelo de Muller e Sahay (2013) (curva em amarelo) apresenta a melhor aproximação com os dados registrados na amostra saturada, chegando a obter pontos coincidentes nos pontos de maior pressão. Em seguida, a curva de Biot (1956) (curva em verde) também apresenta boas aproximações embora com valores levemente subestimados. As curvas de Gassmann (1951) (ciano) descreve comportamento superestimado da curva de velocidade para o meio saturado. Já o modelo de Brown e Korringa (1975) (azul) descreve valores muito próximos a curva de saturação, com comportamento constante ao longo do aumento da pressão diferencial do meio.

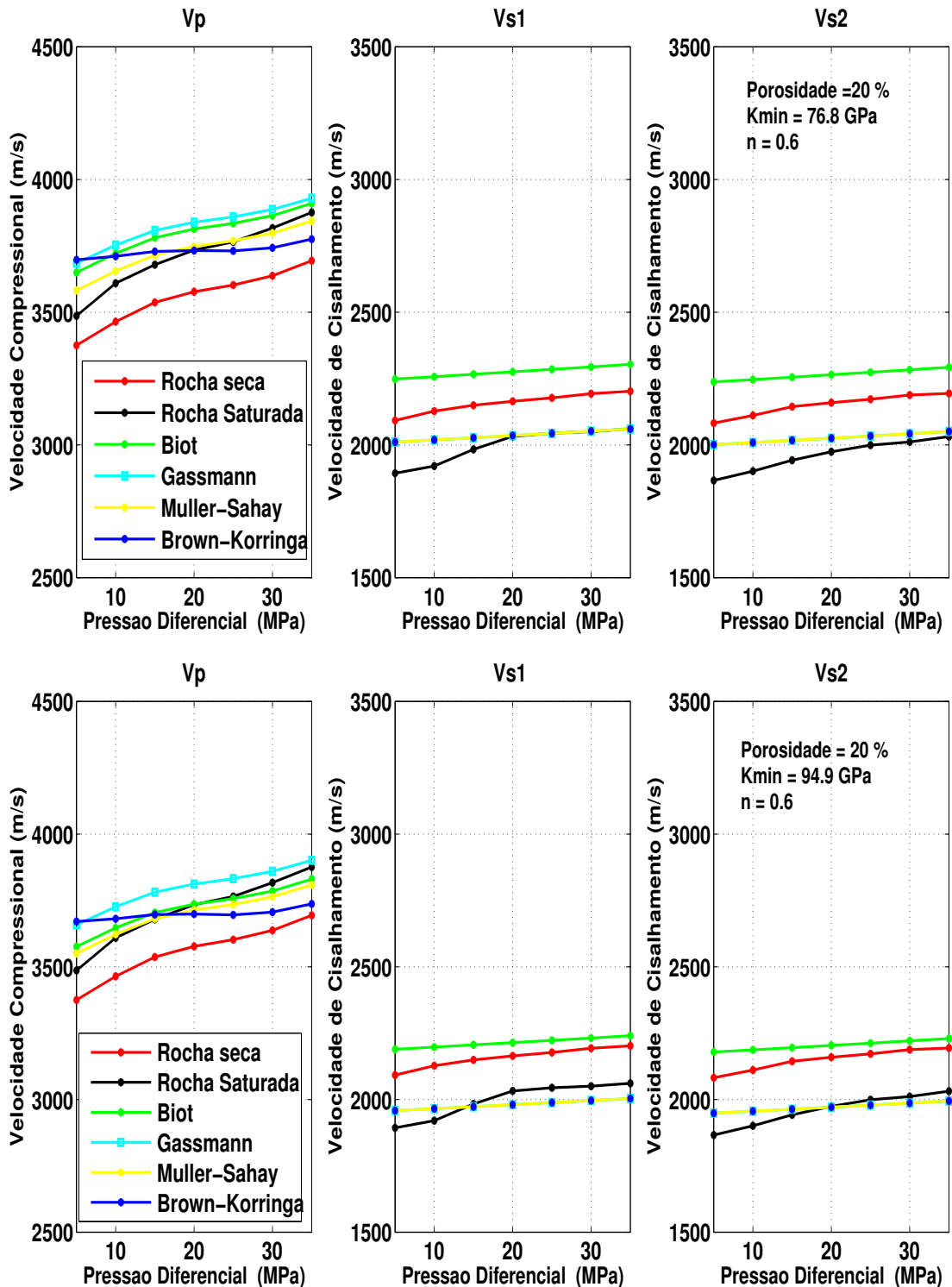
As curvas das velocidades cisalhantes  $V_{s1}$  e  $V_{s2}$  seguem apresentadas na segunda e terceira coluna, respectivamente. Ambas demonstram comportamentos semelhantes, diferenciando-se por um pequeno decréscimo de velocidades de  $S_2$  em relação a  $S_1$ . As curvas de  $V_s$  para a amostra saturada encontra-se abaixo das curvas de  $V_s$  medidas para rocha seca. As curvas obtidas pelos modelos de Muller e Sahay (2013), Gassmann (1951) e Brown e Korringa (1975) demonstram valores idênticos, sendo estas superestimadas em relação à curva de  $V_s$  para a amostra saturada e com velocidades abaixo das obtidas para o estado seco. Já as decruições de Biot (1956) apresentam valores de velocidades superestimados para a amostra saturada.

A Figura 3.23 descreve as superfícies de velocidades compressional definidas pelo modelo de Gassmann (1951) e Muller e Sahay (2013) em função da pressão diferencial



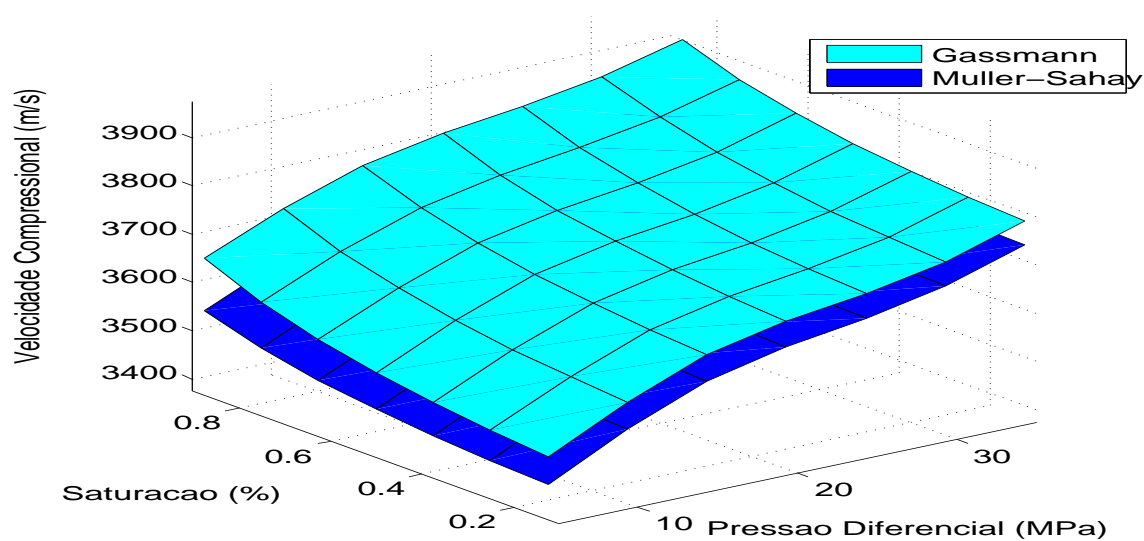
e da saturação por água. Ambas as superfícies descrevem um aumento nos valores de velocidades conforme o incremento de pressão e saturação. As descrições são referentes à amostra de arenito VAQ01 - ( $K_{min} = 37.5$  GPa,  $\phi = 23$  %,  $\kappa = 37$  mD, e  $n = 0.6$ ). As disposições das curvas sugerem uma saturação do tipo homogênea.

Figura 3.7 – A primeira linha de gráficos mostra as velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de calcário - CAL-RONCV ( $\phi = 20\%$ ,  $\kappa = 2.3$  mD e  $n = 0.6$ ). O primeiro gráfico é alusivo às informações obtidas ao considerar o meio formado pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa); e o segundo, dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos através dos modelos teóricos.



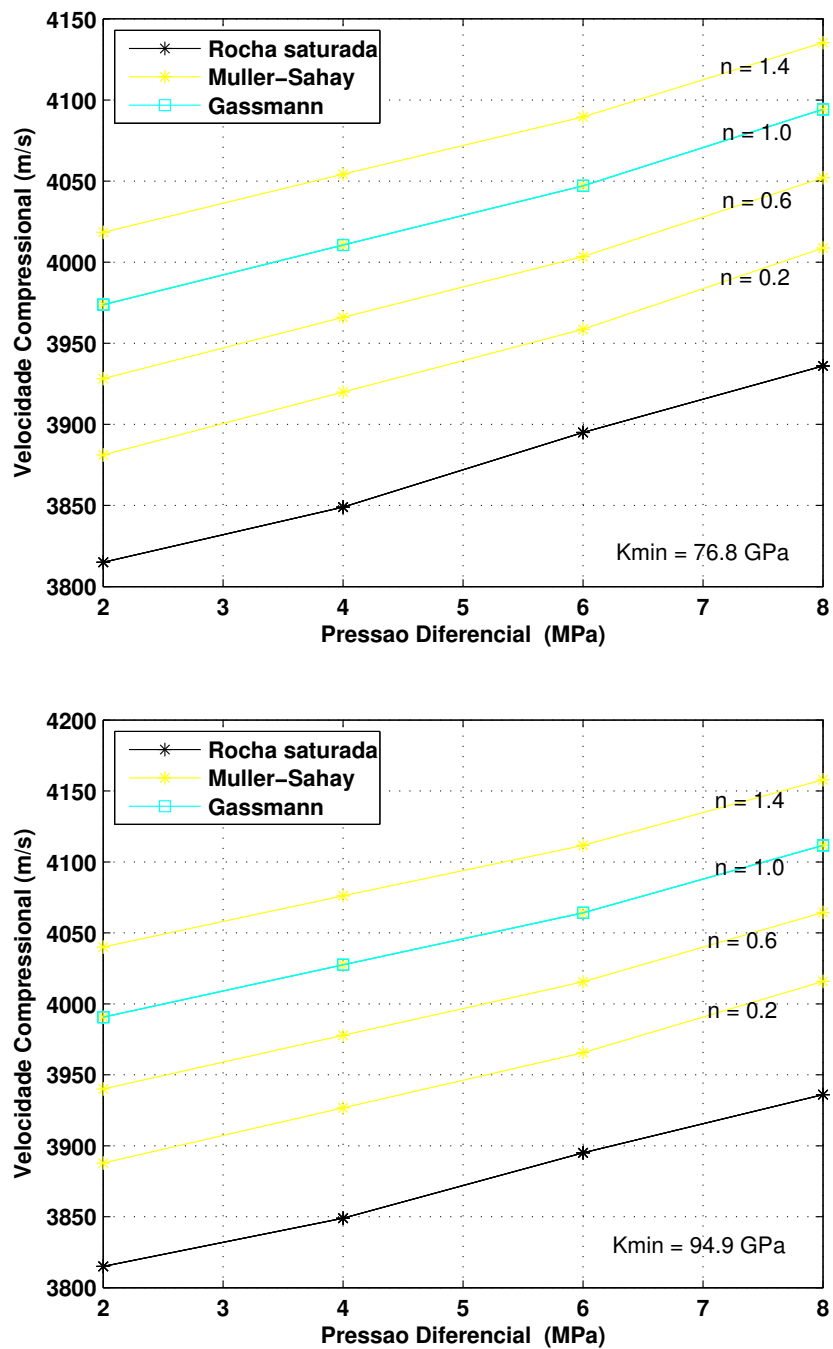
Fonte: do autor.

Figura 3.8 – Variações das velocidades compressoriais em função da variação de pressão e saturação de fluido (água). As curvas determinadas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície azul) e Muller e Sahay (2013) (superfície anil) demonstram uma saturação do tipo homogênea. O sistema foi aplicado em amostra de calcário CAL-RONC-V de composição dolomítica ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 20$  %,  $\kappa = 2.3$  mD e  $n = 0.6$ ).



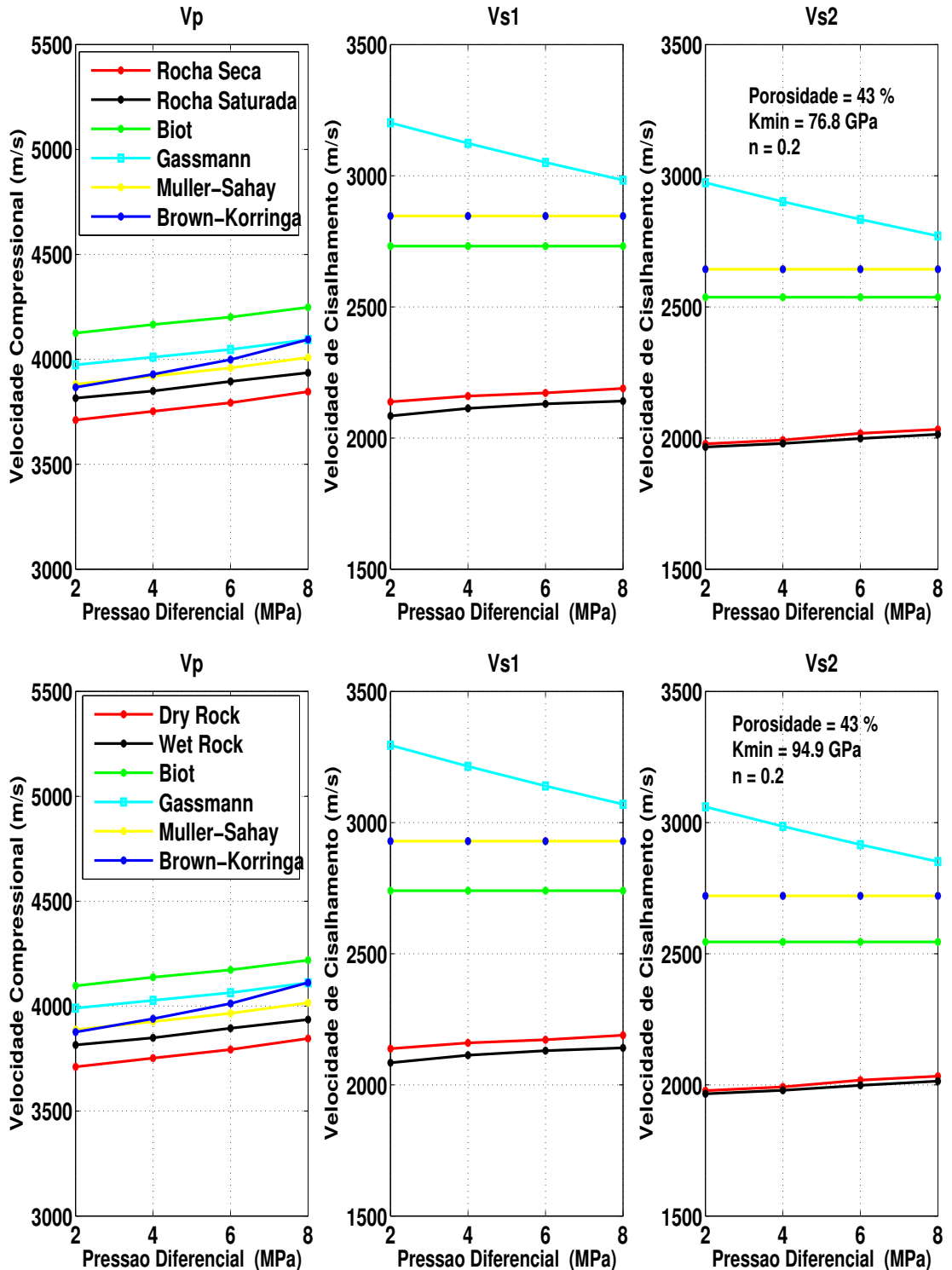
Fonte: do autor.

Figura 3.9 – Velocidades compressoriais regidas pelo efeito da tensão efetiva de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013), em função da pressão diferencial. Tais velocidades são parametrizadas com a variação do coeficiente  $n$  (curvas em amarelo) e correlacionadas aos valores obtidos para a rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto).



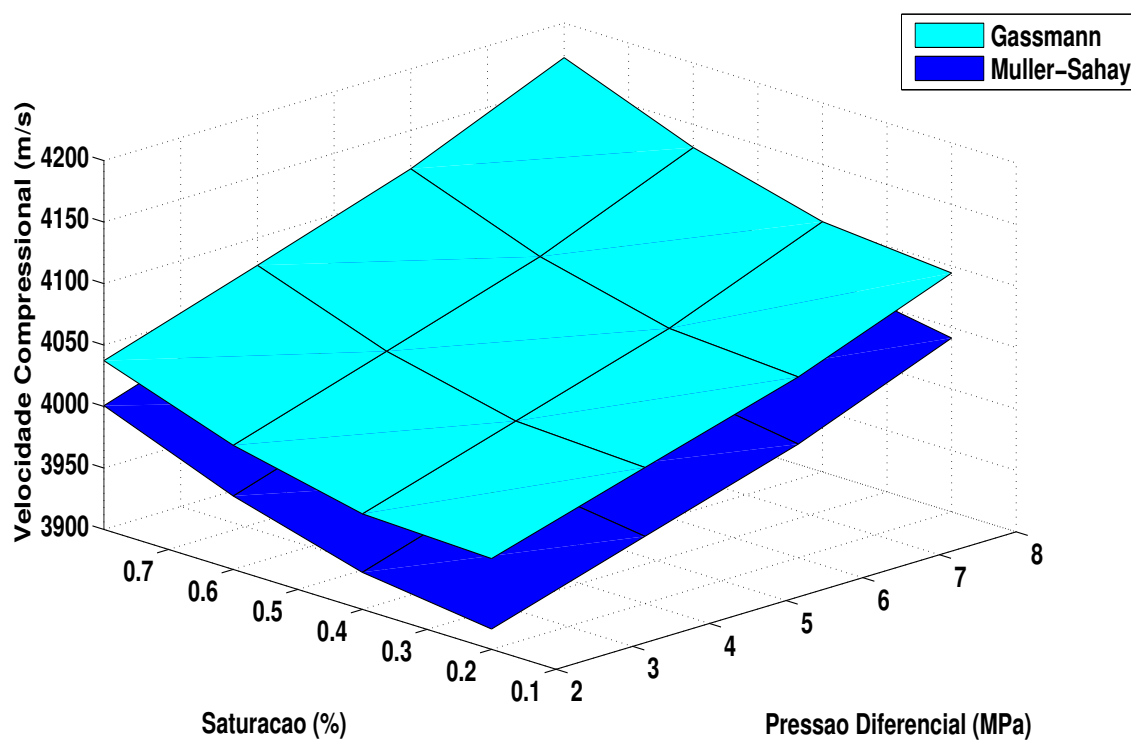
Fonte: do autor.

Figura 3.10 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - CR2F06 ( $\phi = 43\%$ ,  $\kappa = 199.3$  mD e  $n = 0.2$ ). Primeiramente são apresentadas as respostas obtidas ao considerar o meio composto exclusivamente do mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) (gráficos da primeira linha), em seguida do mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa) (gráficos da segunda linha). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação dos modelos teóricos.



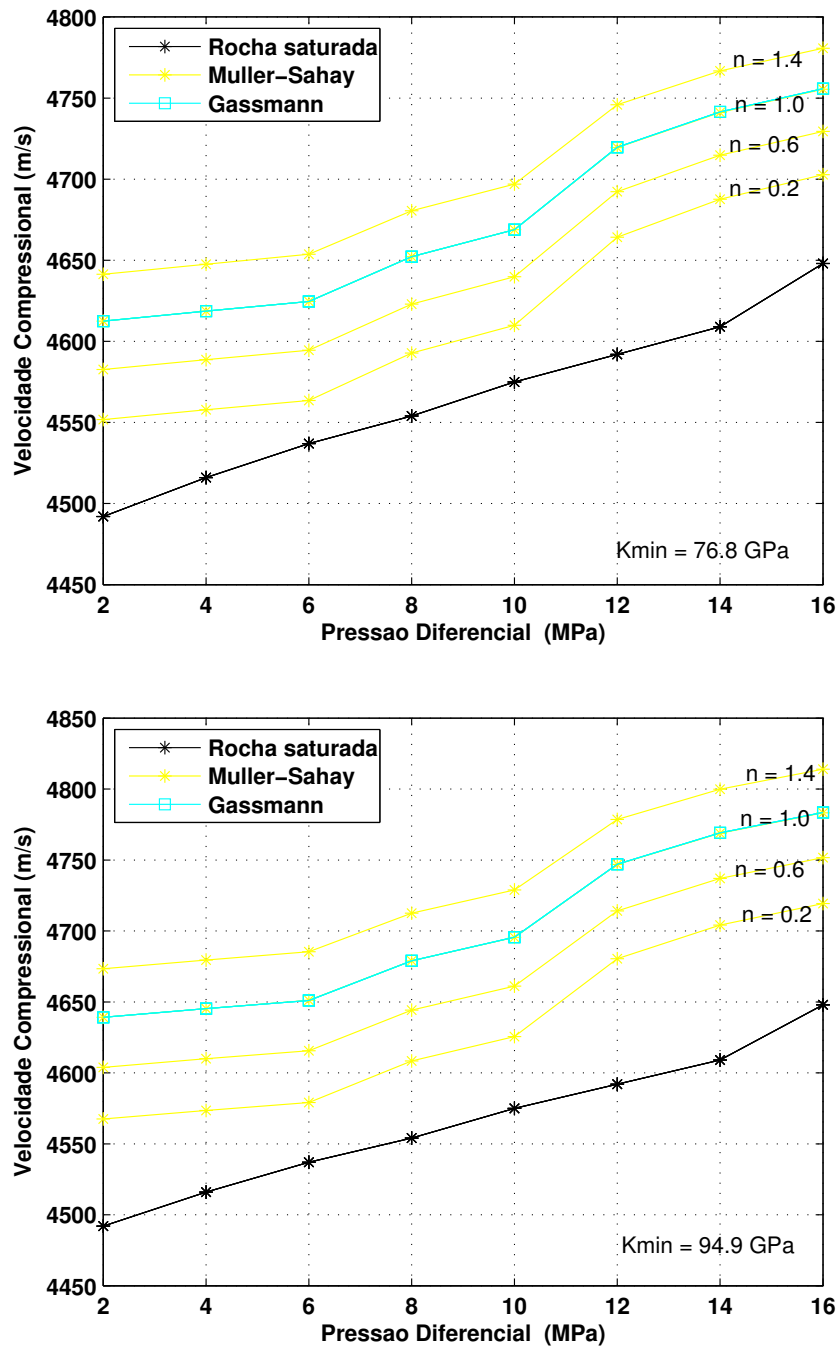
Fonte: do autor.

Figura 3.11 – Superfícies de velocidades compressoriais obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície azul) e Muller e Sahay (2013) (superfície anil). As variações são dispostas em função dos níveis de saturação de água e pressão diferencial. O sistema corresponde a amostra de tufa CR2F06 ( $K_{min} = 76.8$  GPa,  $\phi = 43$  %,  $\kappa = 199.3$  mD e  $n = 0.5$ ).



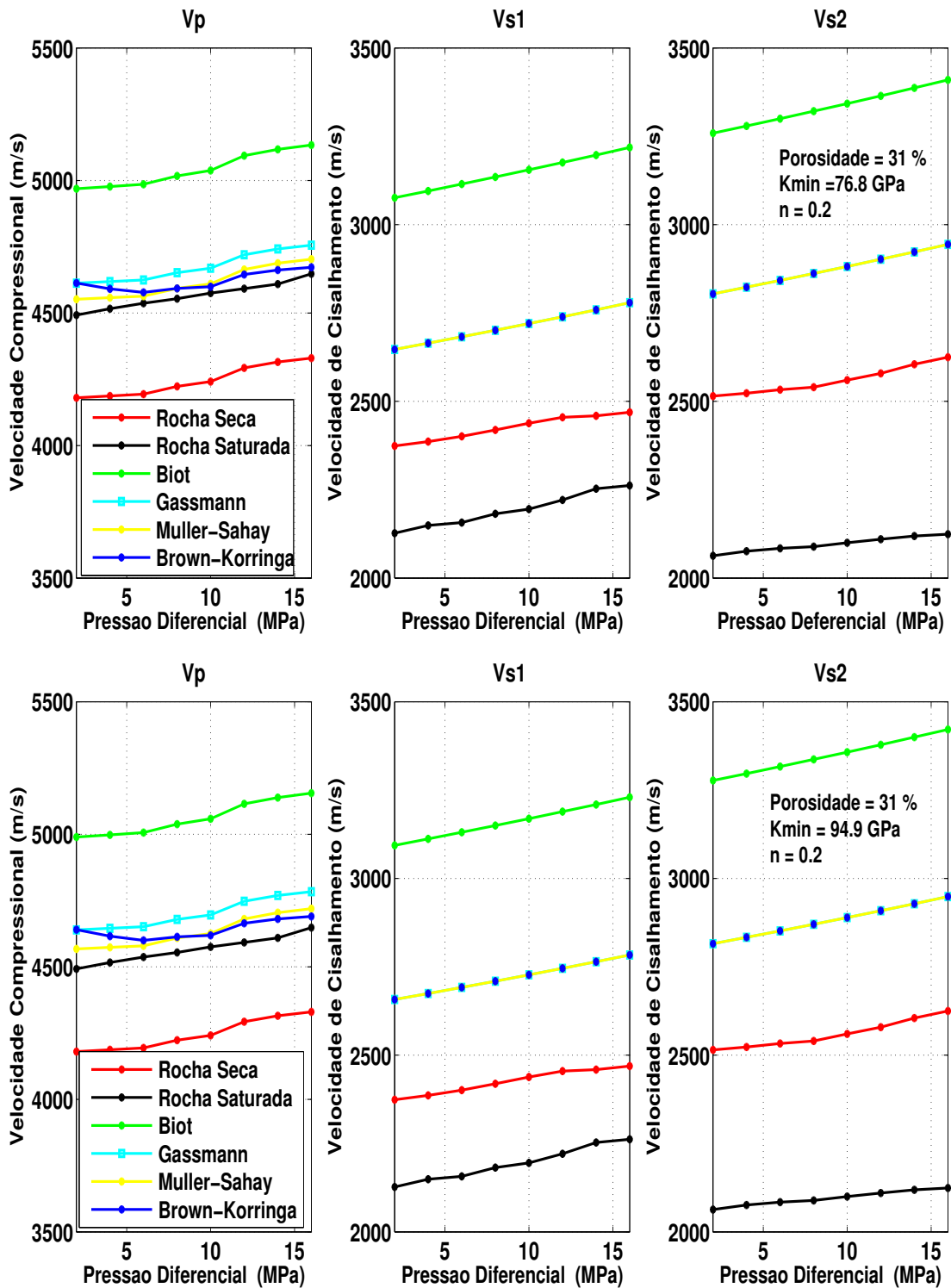
Fonte: do autor.

Figura 3.12 – Velocidade compressional em relação efeito tensão efetiva de porosidade e em função da variação de pressão diferencial, sendo parametrizada pela variação de  $n$  (curvas em amarelo), determinada pelas formulações de Muller e Sahay (2013). As curvas são comparadas às estimativas das rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto). Estas estimativas são referentes à amostra de tufa CR2HI01 ( $\phi = 31\%$ ,  $\kappa = 1.69$  mD).



Fonte: do autor.

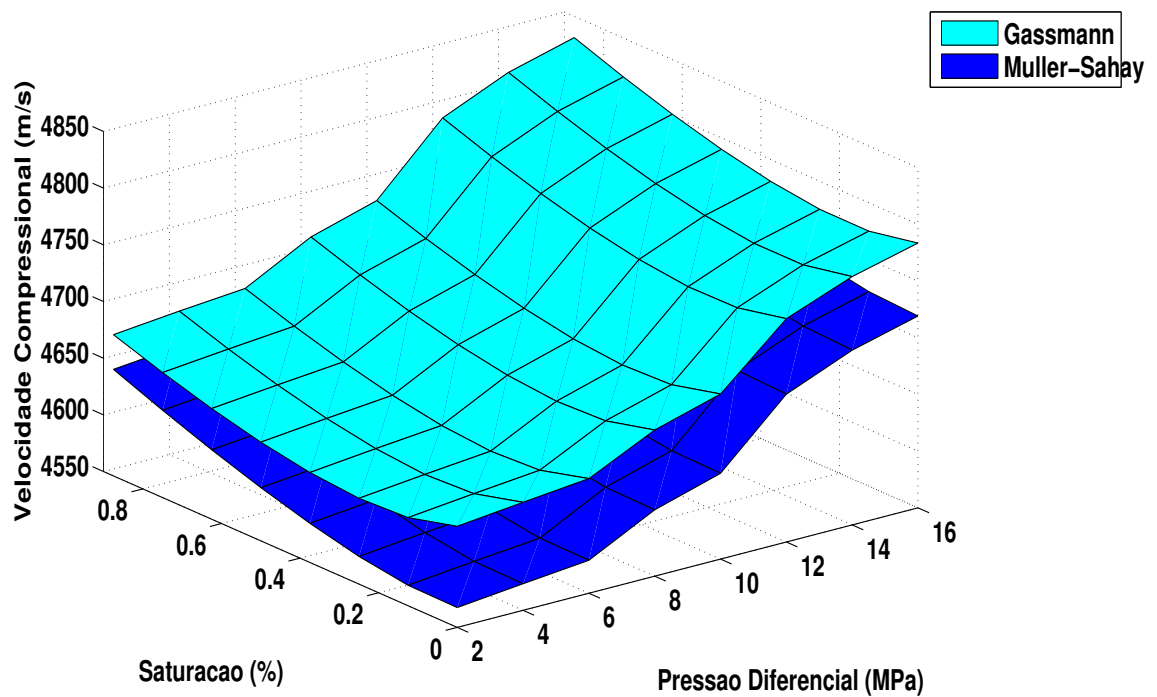
Figura 3.13 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - CR2HI01 ( $\phi = 31\%$ ,  $\kappa = 1.69$  mD e  $n = 0.2$ ). Considerou-se inicialmente o meio composto apenas pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) (gráficos da primeira linha) e em seguida, do mineral dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa), denotado pelos gráficos da segunda linha. As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado



Fonte: do autor.

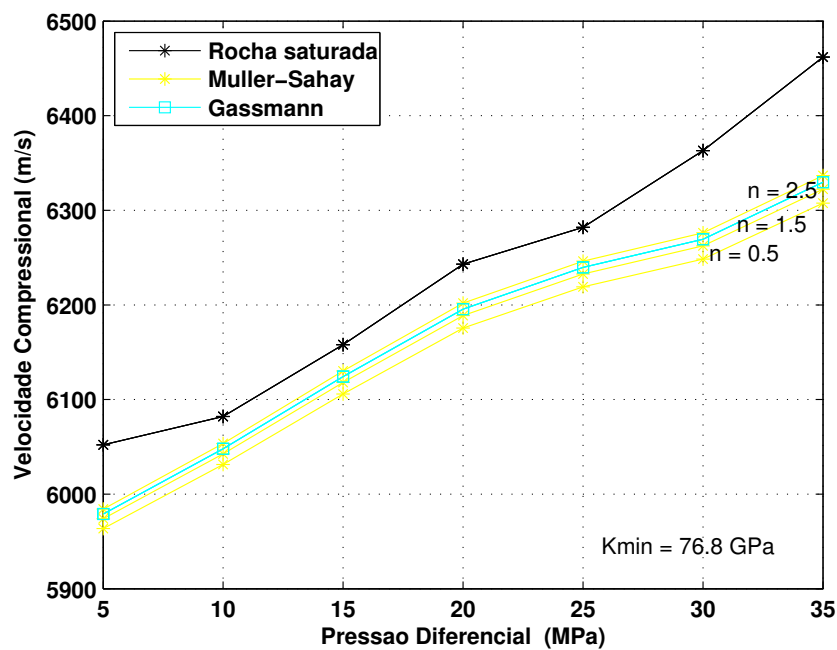
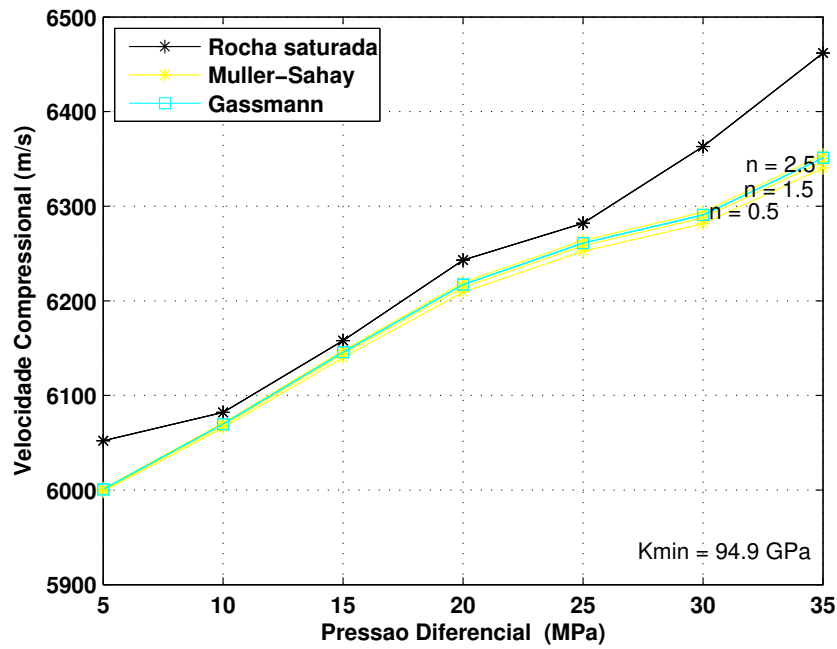


Figura 3.14 – Mapa descritivo das velocidades compressoriais em função da saturação de fluido (água) e pressão diferencial. As disposições das curvas, obtidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície azul), descrevem uma saturação do tipo homogênea, de igual comportamento para os dois modelos. Consideramos nestas abordagem, esta tufa como sendo dolomítica - CR2HI01 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 31$  %,  $\kappa = 1.69$  mD e  $n = 0.2$ ).



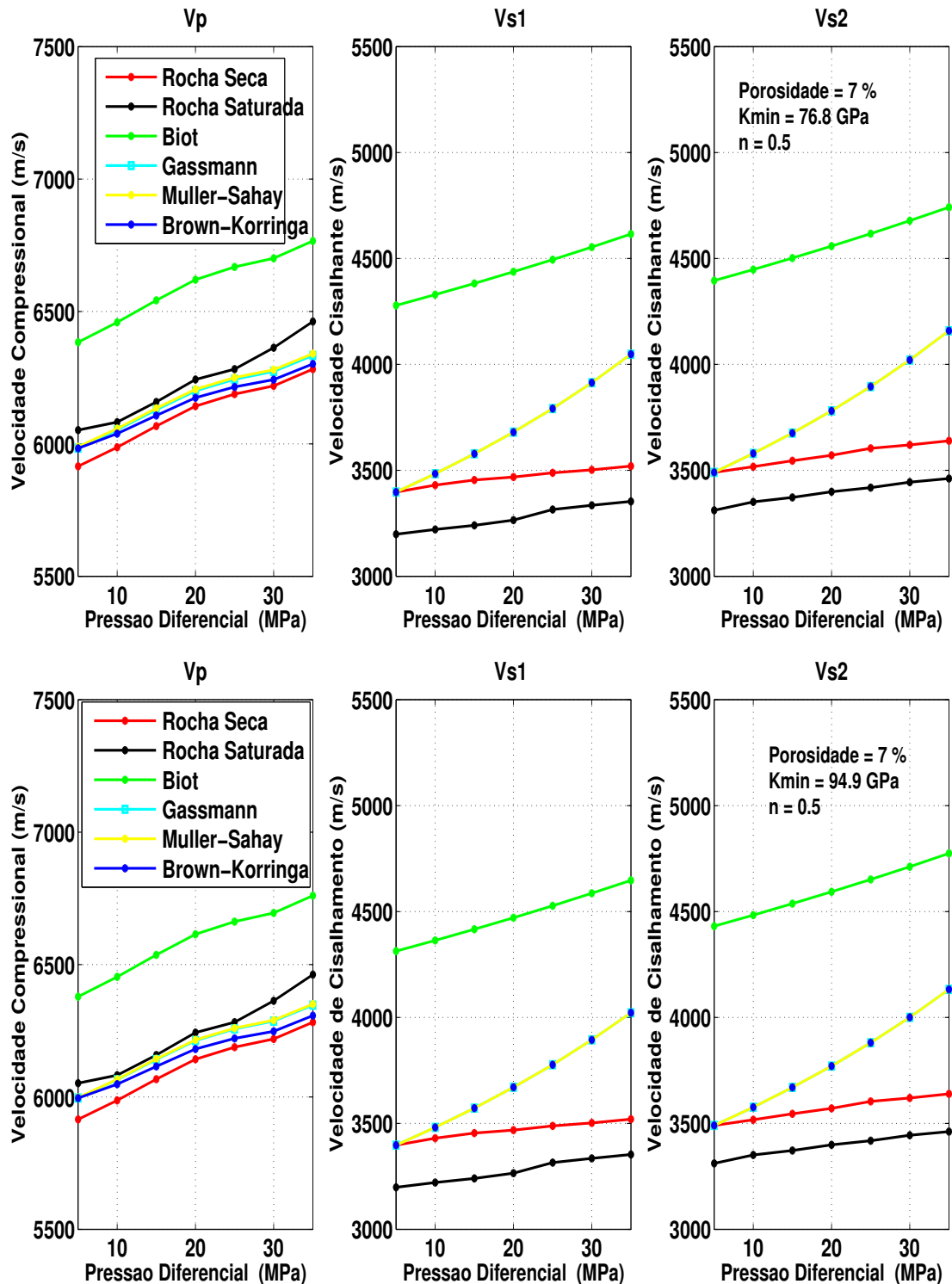
Fonte: do autor.

Figura 3.15 – Velocidade compressional em função do coeficiente de tensão efetiva de porosidade  $n$  e em função da variação de pressão diferencial, sendo parametrizada pela variação de  $n$  (curvas em amarelo), determinada pelas formulações de Muller e Sahay (2013). As curvas são comparadas às medições de velocidades das rocha em estado seco (curva vermelha) e saturado (curva em preto). Os dados são referentes à amostra de tufa TFG15 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\kappa = 1.69$  mD e  $\phi = 7\%$ .)



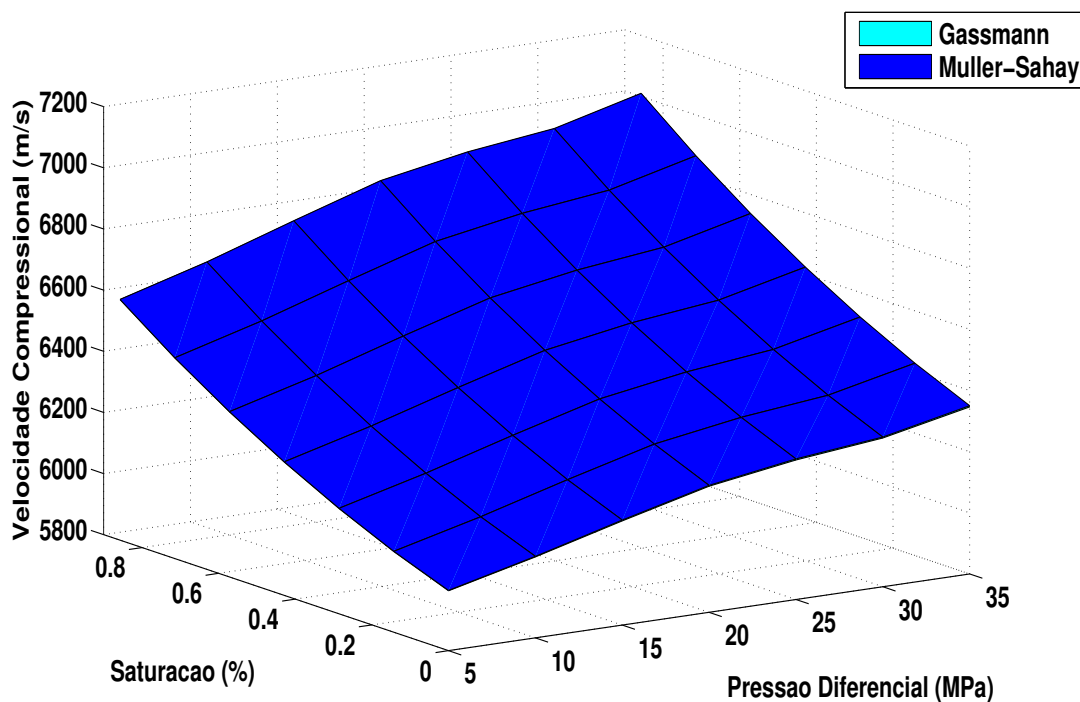
Fonte: do autor.

Figura 3.16 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa TFG15 ( $\phi = 7\%$ ,  $\kappa = 112.8$  mD e  $n = 0.5$ ). A primeira linha de gráficos reporta aos resultados obtidos ao considerar o meio formado exclusivamente pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) e a segunda linha de dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico.



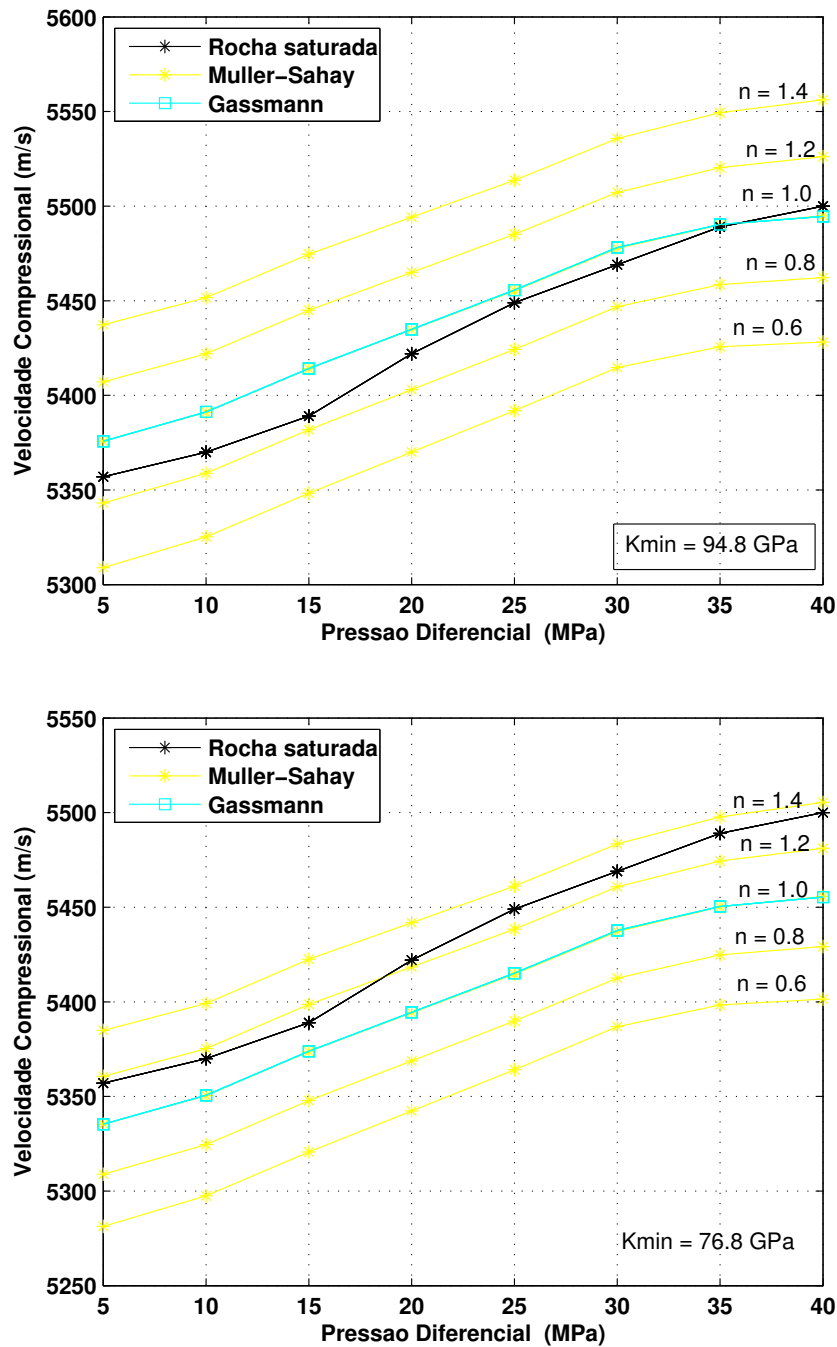
Fonte: do autor.

Figura 3.17 – Variação das velocidades compressional em função da pressão diferencial e saturação de água. As curvas indicam uma saturação do tipo homogênea, com disposições semelhantes entre os dois modelos (Gassmann (1951) - superfície em ciano, Muller e Sahay (2013) - superfície em azul) referentes à amostra de tufa dolomítica - TFG15 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 7\%$ ,  $\kappa = 112.8$  mD e  $n = 0.5$ ).



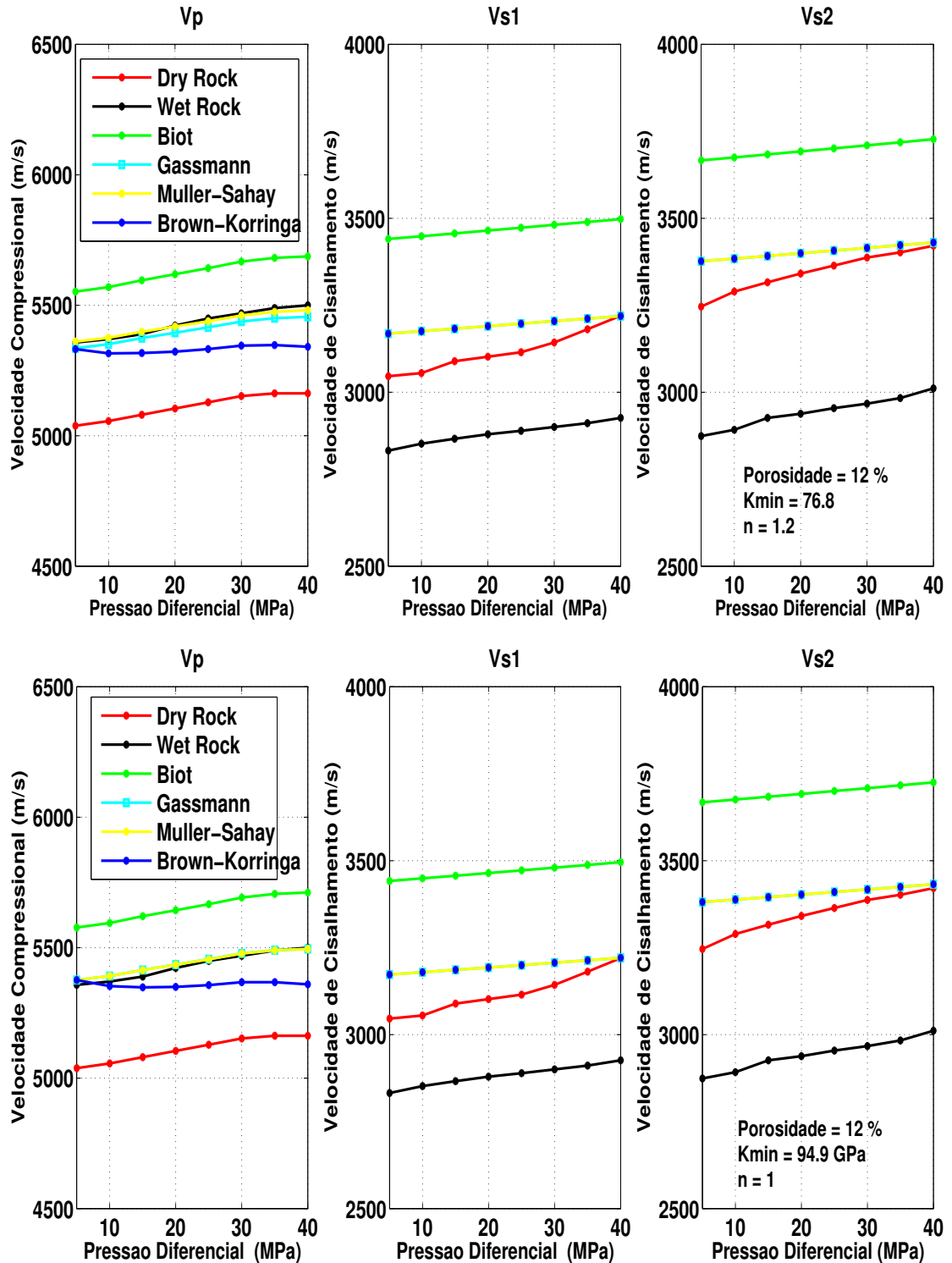
Fonte: do autor.

Figura 3.18 – Velocidades compressional analisadas através do efeito de tensão efetiva de porosidade, definido por (MULLER; SAHAY, 2013). As curvas em amarelo descrevem as variações do efeito conforme os valores de  $n$ . As curvas vermelha e preta expressam as velocidades do meio em estado seco e saturado, respectivamente. Os dados são atribuídos à amostra de tufa TFG02 ( $\phi = 12\%$  GPa,  $\kappa = 3.22$  mD).



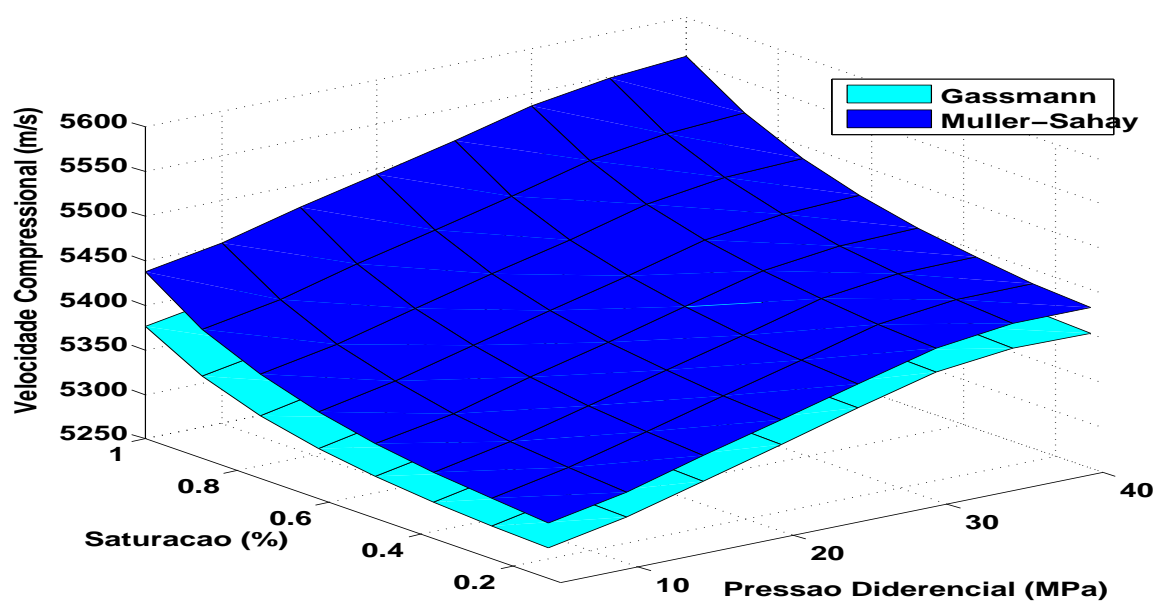
Fonte: do autor.

Figura 3.19 – Velocidades compressoriais (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de tufa - TFG02 ( $\phi = 12\%$ ,  $\kappa = 3.22$  mD e  $n = 1$ ). A primeira linha de gráfico reporta às respostas obtidas ao assumir o meio formado unicamente pelo mineral calcita ( $K_{min} = 76.8$  GPa) enquanto a segunda linha, supõe uma rocha formada por dolomita ( $K_{min} = 94.9$  GPa). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico.



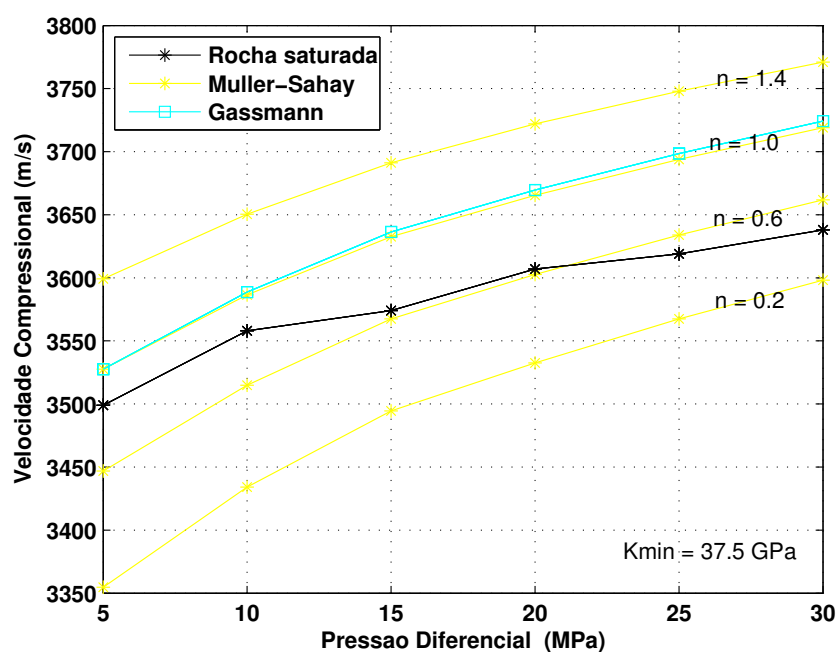
Fonte: do autor.

Figura 3.20 – Mapa das variações de velocidades compressional descritas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul), em função da pressão diferencial e níveis de saturação por injeção de água. As curvas de velocidade, sugerem uma saturação do tipo homogênea. Os sistema é concernente à amostra de tufa TFG02 ( $K_{min} = 94.9$  GPa,  $\phi = 12\%$ ,  $\kappa = 3.22$  mD e  $n = 1$ ).



Fonte: do autor.

Figura 3.21 – Análise de velocidade compressional em função da pressão diferencial. As curvas amarelas demonstram as variações regidas pelo efeito de tensão efetiva de porosidade, definido pelo modelo de Muller e Sahay (2013). Tais resultados são comparados com as velocidades determinadas para a amostra seca e saturada (curva vermelha e preta, respectivamente). Os dados do gráfico são referentes à amostra de arenito VAQ01 ( $K_{min} = 37.5$  GPa,  $\kappa = 37$  mD).



Fonte: do autor.



Figura 3.22 – Velocidades compressional (primeira coluna) e cisalhantes (segunda e terceira coluna) em função da variação de pressão, na amostra de arenito - VAQ01 ( $K_{min} = 37.5$  GPa,  $\phi = 23$  %,  $\kappa = 37$  mD,  $n = 0.6$ ). As curvas em vermelho e preto são as velocidades medidas em laboratório para rocha em estado seco e saturado, respectivamente. As curvas sólidas em amarelo, verde, azul e ciano são os resultados obtidos pela aplicação de cada modelo teórico.

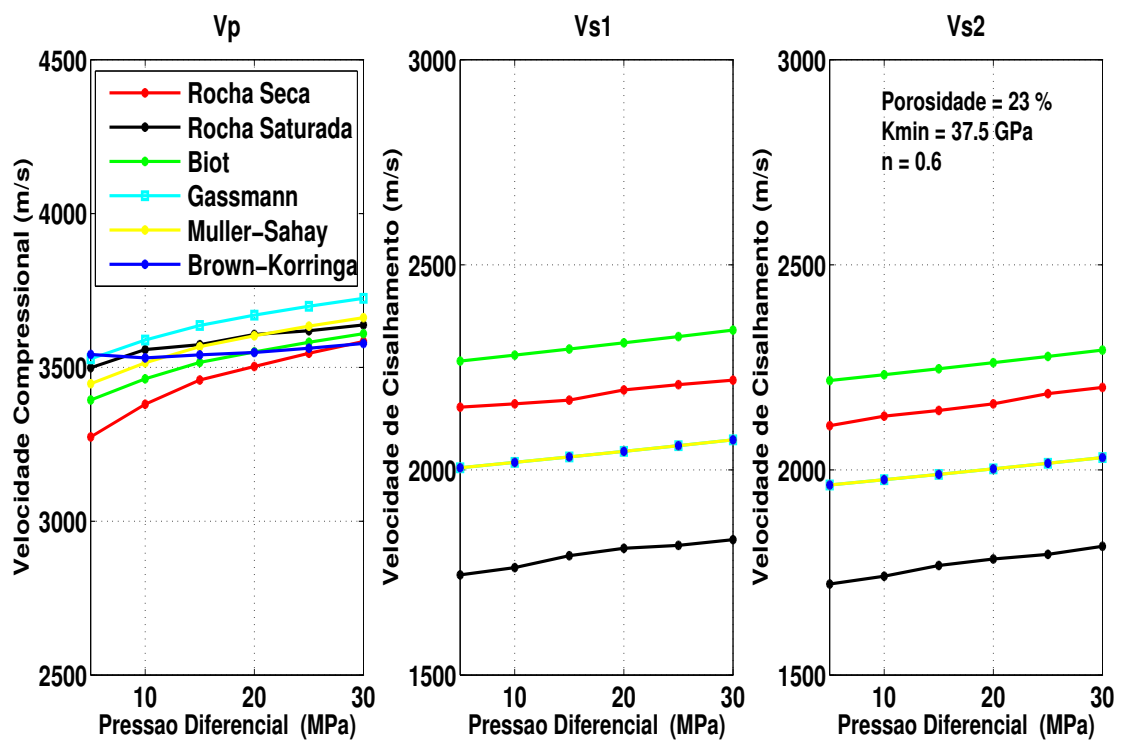
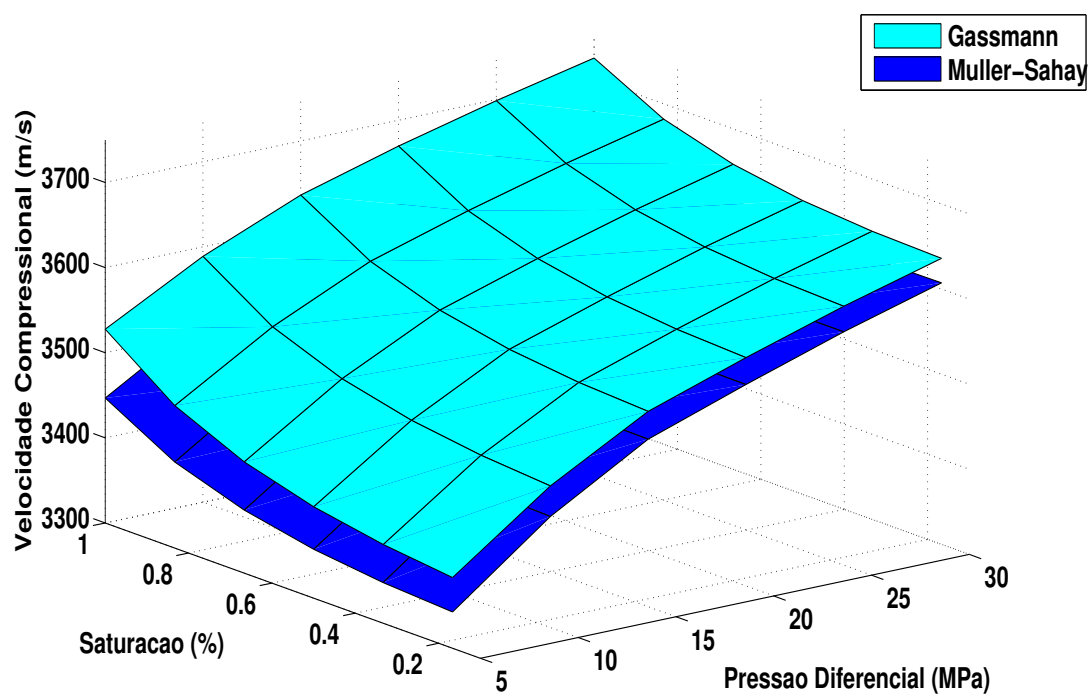


Figura 3.23 – Mapa de velocidade compressional em função de pressão diferencial e saturação de fluido (água). As curvas de velocidades reproduzidas pelos modelos de Gassmann (1951) (superfície em ciano) e Muller e Sahay (2013) (superfície em azul), indicam uma saturação do tipo homogênea. Os dados são alusivos à amostra de arenito VAQ01 - ( $K_{min} = 37.5$  GPa,  $\phi = 23$  %,  $\kappa = 37$  mD, e  $n = 0.6$ ).



Fonte: do autor.

## 4 Discussões

Como foi descrito no Capítulo 2, as teorias não-convencionais de Muller e Sahay (2013) e de Brown e Korringa (1975) (teorias não – convencionais) partem do princípio de que a compressibilidade do meio pode ser definida através da variação do volume poroso e da variação do volume sólido da rocha. Então faz-se necessária a definição da variação de volume a partir dos conhecimentos dos parâmetros elásticos, parametrizados conforme a variação do parâmetro  $n$  para tornar possível a estimativa do valor da velocidade, através da definição do módulo de incompressibilidade do meio saturado.

O benefício do presente estudo é oferecer uma maior confiabilidade na interpretação dos dados referentes às informações extraídos de reservatórios de hidrocarboneto. Além da eficiência destas, caso estas teorias não sejam devidamente interpretadas e aplicadas, poder-se-á, então, induzir uma interpretação errônea dos dados referentes ao meio. Os resultados desta pesquisa mostram que existirão diferenças entre os valores medidos e estimados (subestimação e superestimação) e que, do ponto de vista de custo, estes podem proporcionar ônus nas atividades de extração assim como no monitoramento. Tais teorias necessitam ser aplicadas de maneira coerente para que seja realizada uma atividade de extração de forma segura, acarretando por consequência em uma menor margem de erros. Dentro do estudo evidenciou-se a diversidade de resultados para os diferentes modelos.

Dentre os modelos utilizados, o não convencional de Muller e Sahay (2013) se aplica de maneira mais eficiente para todas as amostras analisadas (CALRONCH, CALRONCV, CR2HI01, TFG15, TFG02, CR2F06, VAQ01). Os resultados obtidos para as rochas carbonáticas foram coerentes com a teoria de Muller e Sahay (2013), o que significa que a curva de velocidade deste modelo apresentou maior precisão com relação às curvas de velocidade medida em laboratório para amostra saturadas; ou seja, os resultados das previsões foram os que mais se aproximaram das medidas laboratoriais usadas neste estudo. A teoria (MULLER; SAHAY, 2013) foi maleável quanto à parametrização do coeficiente de tensão efetiva de porosidade ( $n$  - elemento regulador que permite controlar o módulo de incompressibilidade, e que, por sua vez, determina a variação de velocidade do meio), ou seja, conforme há variação do coeficiente poder-se-á alcançar uma maior aproximação das curvas de velocidade do meio saturado (medida laboratorial). Como exigência do modelo de Muller e Sahay (2013), quando  $n = 1$  os valores estimados se equivalem aos de Gassmann (1951).

Portanto, para um meio homogêneo e pode-se parametrizá-lo através da variação do coeficiente  $n$ , será, então, possível uma melhor descrição do meio de acordo o qual Muller e Sahay (2013), cujas formulações recaem em Gassmann (1951). Isto permite inferir que estas teorias são viáveis para a descrição de meios homogêneos (arenitos por exemplo),

porém, por serem abrangentes e precisas, funcionam também, para meios heterogêneos (carbonatos). Isso pode ser observado nas amostras TFG15 e TFG02 (oriundas da formação Felipe Guerra), em que os resultados das teorias de Muller e Sahay (2013) e Gassmann (1951) se equivalem, ou até se igualam.

Supõe-se que as amostras possuem uma composição homogênea, verificada com mais exatidão na amostra TFG15, pois esta possui uma permeabilidade alta (112.8 mD), porém, baixa porosidade, em cerca de 7%, (sendo considerada a mais inferior dentre todas as amostras). Predominando nesse tipo de rocha o sistema de porosidade efetiva (melhor conexão de poros) visto, comumente, em meios homogêneos, e que se apresenta como pré-requisito nos modelos de Gassmann (1951) e Muller e Sahay (2013).

Para a teoria de Biot (1956) se percebeu que não houve resultados positivos para grande parte das amostras do tipo tufa, mostrando-se como menos viável para este tipo de pesquisa. Mas vale ressaltar que para amostras do tipo calcário (CALRONCV e CALRONCH) esta teoria estabeleceu valores previstos não tão distantes dos valores reais para as velocidades compressoriais e cisalhantes. No entanto para as demais amostras houve uma superestimação dos valores previstos quando comparados com os valores medidos experimentalmente em condições de saturação de água.

Como mencionamos no Capítulo 2, o modelo de Biot (1956) tem como requisito fundamental um parâmetro elástico denominado tortuosidade, que diz respeito à geometria do poro. Esse parâmetro é determinado por meio da razão entre resistividade elétrica do meio e a resistividade elétrica do fluido. No nosso caso, não tínhamos com precisão os valores da resistividade do meio e nem do fluido utilizado. Dessa forma, é plausível supor que a superestimação das velocidades previstas via modelo de Biot (1956), tenha como principal causa o desconhecimento do fator de tortuosidade.

Ao se analisar os resultados via teoria de Brown e Korringa (1975) (modelo não-convencional), deve-se ressaltar que este modelo é baseado, principalmente, na variação de volume do meio, na sua variação diferencial, e na variação de incompressibilidade do poro, determinado pelo parâmetro  $K_{phi}$ . Esta teoria obteve resultados semelhantes aos experimentais em poucos casos, como no caso das amostras do tipo arenito (VAQ01) e para algumas amostras do tipo tufa (CR2F06 e CR2HI01), cujas aproximações foram razoáveis. Verificou-se, por exemplo, que para meios de alta porosidade o modelo de Brown e Korringa (1975) possibilitou um melhor ajuste nos valores experimentais. As amostras, CR2F06 (43% de porosidade), CR2HI01 (31% de porosidade) e VAQ01 (23% de porosidade) apresentaram os melhores ajustes. Supostamente, quanto maior a porosidade do meio, maior a probabilidade da teoria de Brown e Korringa (1975) se ajustar aos dados experimentais.

## 4.1 Análise das velocidades cisalhantes

É conhecido que para um meio homogêneo e isotrópico a velocidade da onda S tem sua dependência bem inferior do que a onda P, quando um fluido é substituído por outro. Essa premissa foi fundamental para o modelo de substituição de fluido, como o de Gassmann (1951), por exemplo. Os resultados mostraram que as velocidades de ondas S tiveram influência significativa em relação ao tipo de fluido. Isso já foi verificado em outros trabalhos experimentais também (GALVIN; GUREVICH; SAYERS, 2007; BAECHLE et al., 2009; VERWER et al., 2010).

Para todas as amostras as velocidades cisalhantes, na condição de 100 % saturada por água, a velocidade medida diminuiu em relação à rocha seca. Este resultado é esperado, uma vez que a tendência natural é que o módulo de cisalhamento não dependa do tipo de fluido. Como a densidade da rocha aumenta com este tipo de substituição, a consequência natural é que a velocidade da onda S sofra um decréscimo no seu valor. Outro ponto importante nas nossas medidas, é que existe uma leve diferença entre as velocidades da onda S1 e S2 em alguns casos. Supomos que essa discrepância, não seja devido ao efeito de anisotropia, mas devido problema de medida da onda S2. Isso é mais provável, uma vez que na maioria dos casos a marcação da primeira chegada da onda S é uma tarefa difícil.

Em relação à previsão da velocidade das ondas através dos modelos teóricos, a pior previsão se deu através do modelo de Biot (1956), que na maioria dos casos superestimou os valores das velocidades. Em relação aos outros modelos, as previsões não foram satisfatórias. Com exceção da amostra VAQ01, onde o modelo de Gassmann (1951) apresentou a mesma tendência do valor medido; no entanto, apresentou uma diferença considerável entre o valor medido e o valor estimado.

Verwer et al. (2010) observaram que amostras de carbonatos de alta porosidade apresentavam valores bem distintos de módulos de cisalhamento entre a rocha seca e a rocha saturada por água ou salmoura. Através de imagens de tomografia digital eles perceberam que existia uma forte correlação entre a mudança do módulos de cisalhamento (em estado seco e saturado) e a porosidade e formato dos poros. Esse efeito era intensificado quando a macroporosidade dominava (sobre tipo de porosidade em carbonatos ver Apêndice C). No nosso caso também verificamos este efeito entre as velocidades medidas para as amostras CH2F06 e CR2HI0, para as quais temos as porosidades de 43 % e 32 %.

Do ponto de vista físico, esta diferença no módulo de cisalhamento se deve entre o aumento de superfície livre e sua interação com o fluido (GALVIN; GUREVICH; SAYERS, 2007; VERWER et al., 2010) . Uma outra justificativa plausível, pode está atribuído a dispersão do ambiente de alta frequência cujas as amostras foram submetidas (VERWER et al., 2010). No entanto, a maior diferença para amostras de maior porosidade se dá porque a mudança de fluido causa uma maior variação na densidade da rocha.

## 4.2 Análise do parâmetro $n$ do modelo de Muller e Sahay (2013)

A teoria de Muller e Sahay (2013) faz parte das considerações estabelecidas pela equação de perturbação de porosidade e está correlacionada aos parâmetros de compressibilidade poroelástica do meio e à variação de pressão sofrida no poro. A conexão estabelecida entre esses dois tipos de análise é feita através da inserção do coeficiente da tensão efetiva da porosidade. A partir da parametrização desse coeficiente podem ser analisadas a compressibilidade poroelástica, a variação de pressão de poro e, consoante a isso, os parâmetros estabelecidos pela equação de perturbação de porosidade, que tem ligação direta com a variação de pressão. Este modelo baseia-se na variação de compressibilidade, ou seja, como a definição de cada parâmetro elástico vai justificar a velocidade do meio. Portanto, conhecendo-se devidamente a variação do meio elástico, a partir deste parâmetro, poder-se-á estimar de maneira mais precisa e, de certa forma mais ampla a velocidade do meio.

Majoritariamente, as previsões feitas baseadas no modelo Muller e Sahay (2013) para amostras de calcário (CALRONCH e CALRONCV), foram melhores ajustadas aos valores experimentais, para valores de  $n$  que variam entre 0.6 e 0.8, enquanto que para as amostras do tipo tufa (CR2HI01 e CR2F06 do afloramento Cachoeira Roncador) os valores de  $n$  variou entre 0.2 e 0.5. Estas últimas duas apresentam uma porosidade alta. Possivelmente estes valores baixo de  $n$ , estão relacionado ao aumento da porosidade. Para as amostras do tipo tufa – afloramento Felipe Guerra (TFG15 e TFG02) e a amostra de arenito (VAQ01) o valor de  $n$  varia entre 0.8 e 1. Uma possibilidade desse valor de  $n$  está próximo de 1, é a homogeneidade destas amostras e conseqüentemente apresentaram o melhor ajuste entre os valores experimentais e os valores previstos pelo modelo.

Compreende-se que  $n$  indica a fração da tensão diferencial que é suportada pelo arcabouço mineral da rocha. Dessa forma, a amostra com pouca resistência mecânica e alta porosidade (como as tufas CR2HI01 e CR2F06, que apresentam baixo valor de  $n$ ) o que significa que o arcabouço mineral se deforma e transfere grande parte da tensão ao fluido contido no poro. Já no caso de rochas com o arcabouço mineral mecanicamente resistente (como as demais tufas e arenito, em que o “ $n$ ” é pequeno) o que significa que o arcabouço mineral suporta bem as tensões externas e pouca tensão é transferida ao fluido contidos nos poros.

## 4.3 Análise dos mapas de superfície de saturação

Os gráficos de superfície de saturação possuem uma importante função no ajuste de modelos de substituição de fluidos na engenharia de reservatórios, pois é possível analisar o comportamento do meio em função da pressão diferencial e do aumento da injeção de

fluido, ou seja em função da injeção parcial de fluidos.

Além disso é possível mostrar graficamente, se a saturação de uma determinada rocha se dá de maneira mais homogênea ou não e se as velocidades crescem rapidamente de acordo com a injeção do fluido, ou seja, se esse crescimento se dá moderadamente em relação ao estado inicial. No nosso caso, a análise dos mapas de saturação seria mais eficiente se tivéssemos realizado medidas das velocidade em relação as saturações parciais. Dessa forma poderíamos observar com maior confiabilidade se em todos os casos as saturações se daria de forma homogênea. Medidas de saturação parcial é uma tarefa árdua até mesmo no laboratório.

Em relação as nossas medidas, a amostra TFG15 contém 7% de porosidade, porém uma alta permeabilidade, significando que neste meio predomina o sistema de porosidade efetiva (porosidade vulgar conectada), para ela os resultados aferidos foram positivos e satisfatórios, de acordo com o gráfico de superfície, o que permitiu dizer que o sistema de saturação é homogênea. Já para a amostra CR2F06, que possui uma porosidade de 43% (das amostras estudadas a que possui maior porosidade) além de possuir maior permeabilidade, ou seja, significa que o sistema de poros é interconectado. Neste caso, também é esperada uma saturação homogênea no espaço poroso. As outras amostras, de acordo com nossos resultados demonstram um saturação parcialmente homogênea.

## 5 Conclusões

Neste trabalho analisou-se a aplicação de diferentes modelos convencionais e não-convencionais de substituição de fluidos em amostras de afloramentos carbonáticos e arenito. Sob condições controladas de pressão de confinamento, temperatura e saturação, este trabalho buscou descrever o comportamento elástico das amostras sob a condição de 100 % saturada por água. Estas previsões foram realizadas com base apenas nas informações petrofísicas das amostras em estado seco (saturada por gás).

Na maioria dos casos os dados petrofísicos (experimentais) foram suficientes para alimentar os modelos de substituição de fluidos. Com exceção do modelo de Biot (1956) o qual exige a resistividade da rocha como parâmetro de entrada. Este foi o modelo mais susceptível à falta de informação. Em termos de aproximações, e devido à restrição de não se conhecer o módulo de incompressibilidade da parte sólida, nos modelos ditos não-convencionais neste trabalho (BROWN; KORRINGA, 1975; MULLER; SAHAY, 2013) utilizaram a premissa de que estas amostras eram formadas em grande parte por um mineral principal. Em outras palavras, não foi levada em consideração a influência de argila ou outros minerais nestas análises.

Dentre os quatro modelos de substituição de fluidos aplicados nesta análise, o modelo de Muller e Sahay (2013) se destacou nas previsões da velocidade da onda P no caso de amostras 100 % saturadas por água. O parâmetro  $n$  usado no modelo de Muller e Sahay (2013) ficou entre 0.5 e 1 para as cinco amostras e 0.2 para duas amostras. De acordo com nossas suposições, os valores de “n” estão relacionados a tensão diferencial que é suportada pelo arcabouço mineral da rocha. Após o modelo de Muller e Sahay (2013), a segunda melhor previsão foi realizada com o modelo de Gassmann (1951) com uma acordância de pelo menos em quatro amostras. Em relação aos parâmetros petrofísicos esse ajuste se deu em amostras que possuem baixa porosidade e supostamente homogêneas. As previsões feitas pelo modelos Brown e Korringa (1975) e Biot (1956) foram as que menos se ajustaram aos valores experimentais.

Para as ondas cisalhantes, se notou que os resultados previstos não alcançaram em nenhum momento os valores obtidos experimentalmente. Devido ao regime de alta frequência e feitos anômalos podem ocorrer tantos em medidas de ondas compressional quanto em medidas de ondas cisalhantes. O importante observar neste trabalho, foi a redução considerável do módulo de cisalhamento das amostras em estado saturado. Essa variação de valores foi mais evidente para amostras que apresentaram maior porosidade. Supostamente, a porosidade é o parâmetro petrofísico que mais influência na estimativa das velocidades em regime saturado. Embora tenha-se tentado achar alguma correlação, entre permeabilidade e a magnitude das velocidades estimadas, este parâmetro (permeabi-



lidade) é provavelmente o menos correlacionável entre todos citados neste trabalho. Para aprofundamento desta análise, seria necessário realizar medidas em um número maior de amostras com diferentes parâmetros petrofísicos.

De forma geral, os resultados foram satisfatórios, porém, sabe-se que ainda precisa-se aprofundar e melhorar os meios de pesquisas referentes ao tema a fim de que se possa aumentar o grau de precisão das determinações das velocidades, considerando novos parâmetros como: teor de argila, incompressibilidade do arcabouço mineral, dentre outros, a fim de que os estudos deste tema se tornem mais próximos da realidade das litologias. Dentre medidas experimentais e uso de outras metodologias que poderia tornar esta análise mais completa, destacam-se:

- Realização de medidas de difração de raio-X para a determinação do grau de contaminação de argila presente nas amostras.
- Utilização de diferentes tipos fluidos nas medidas laboratoriais e medidas das velocidades em condição de saturações parciais.
- Aplicação de outros modelos de meios efetivos aplicados em meios heterogêneos. Por exemplo, o modelo Kuster e Toksoz (1974), ou a aproximação auto-consistente de (BUDIANSKY, 1965).
- Realizar um estudo mais elaborado dos tipos de porosidades encontradas nas estruturas das rocha, analisando a sua distribuição, de forma a descrever o efeito na disposição da saturação dos fluidos. Este tipo de estudo pode ser realizado através de medidas de tomografia digital.
- Medidas de resistividade elétrica das amostras para determinar o valor da tortuosidade.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, E. S. Modelagens teóricas e empíricas aplicadas à investigação da conexão entre as propriedades petrofísicas e elásticas em rochas carbonáticas. *Instituto de Física Gleb Wataghin - Universidade Estadual de Campinas - SP*, december 2010.
- ADAM, L.; BATZLE, M.; BREVIK, I. Gassmann's fluid substitution and shear modulus variability in carbonates at laboratory seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, v. 71, n. 6, p. 173–F183, november-december 2006.
- AKBAR, M. et al. Evaluation of carbonate reservoirs. 2001.
- AKBAR, N. Seismic signatures of reservoir transport properties and pore fluid distribution. *Department of Geophysics of Stanford University*, v. 54, june 1993.
- AL-KHARUSI, A. S. Z. Pore-scale characterization of rocks carbonates. *Thesis of doctor of philosophy - Imperial College London. Department of earth science and engineering*, p. 275, 2007.
- AMALOKWU, K. et al. Experimental observation of water saturation effects on shear wave splitting in synthetic rock with fractures aligned at oblique angles. *Geophysical Journal International*, v. 200, n. 1, p. 17–24, 2015. ISSN 0956-540X, 1365-246X.
- ARAÚJO, A. et al. Petrofísica de tufas carbonática da formação jandaíra, bacia potiguar. *13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf*, 2013.
- ARCHIE, G. The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, v. 146, n. 01, p. 54–62, 1942. ISSN 0081-1696.
- BAECHLE, G. T. et al. Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics*, v. 74, n. 3, p. E135–E147, 2009. ISSN 0016-8033, 1942-2156.
- BERRYMAN, J. G. Origin of gassmann's equation. *Geophysics*, v. 64, p. 1627–1629, 1999.
- BIOT, M. A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. i. low frequency range and ii. higher-frequency range: Acoust. soc. *The Journal of the Acoustical Society of America*, v. 28, n. 2, p. 179–191, March 1956.
- BIOT, M. A.; WILLIS, D. G. The elastic coefficients of the theory of consolidation. *Journal of Applied Mechanics*, n. 24, p. 594–601, 1957.
- BROWN, R. J. S.; KORRINGA, J. On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. *Geophysics*, v. 40, n. 4, p. 608–616, august 1975.
- BUDIANSKY, B. On the elastic moduli of some heterogeneous materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, v. 13, n. 4, p. 223–227, 1965. ISSN 0022-5096.
- CASSAB, R. T. *Paleontologia da Formação Jandaíra, cretáceo superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos*. [S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências, 2003.

- CAVALCANTI, B. et al. Análise petrofísica de carbonatos da formação jandaíra, bacia potiguar. *13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf*, August 2013.
- CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, n. 43, p. 207–244, 1970.
- DANTAS, E. P. *Gravimetria e Sensoriamento Remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte*. [S.l.]: Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). CCET, UFRN. Natal, 1998. 97p p.
- DARCY, H. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. [S.l.]: V. Dalmont, Paris, 1856.
- FABRICIUS, I. L.; BÄCHLE, G. T.; EBERLI, G. P. Elastic moduli of dry and water-saturated carbonates — effect of depositional texture, porosity, and permeability. *Geophysics*, v. 75, n. 3, p. N65–N78, may-june 2010.
- FONTES, C. Q. Nona rodada de licitações - bacia do rio do peixe. *Brasil Round 9 - Relatório Interno da ANP*, 2007.
- GALVIN, R. J.; GUREVICH, B.; SAYERS, C. M. Fluid-dependent shear-wave splitting in a poroelastic medium with conjugate fracture sets. *Geophysical Prospecting*, v. 55, n. 3, p. 333–343, 2007. ISSN 1365-2478.
- GARCÍA, O. C. C. Modelagem sísmica em arenitos: efeito da dispersão da velocidade e do tipo de fluido. *Departamento de Engenharia Civil - Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil - RJ*, may 2008.
- GASSMANN, F. Elastic waves thkough packing of spheres. *Geophysical Prospecting*, v. 16, n. 4, p. 673 – 685, may 1951.
- GOMES, I.; VERISSIMO, C. U.; BEZERRA, F. As fraturas e sua importância no controle da paisagem cárstica em calcários da formação jandaíra (cretácio da bacia potiguar), felipe guerra – rn. *Anais do 31 Congresso Brasileiro de Espeleologia. Ponta Grossa -PR.*, 2011.
- GURJAO, K. et al. Petrophysics of carbonatic and evaporitic rocks from araripe basin. *13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf*, August 2013.
- HUILLCA, C. A. L. Estudo experimental do comportamento geomecânico do travertino. *Programa de pós-Graduação em Engenharia Civil do Centro Técnico Científico da PUC - RJ*, maio 2014.
- JORDEN, J.; CAMPBELL, F. *Well logging I — rock properties, borehole environment, mud and temperature logging*. [S.l.]: Doherty Memorial Fund of AIME, 1984.
- KUSTER, G. T.; TOKSOZ, M. N. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media; Part II, Experimental results. *Geophysics*, v. 39, n. 5, p. 607–618, 1974. ISSN 0016-8033, 1942-2156.
- LIMA, P. et al. Petrofísica de minério de ferro. *13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf*, August 2013.
- LUCIA, F. J. Carbonate reservoir characterization. *Springer-Verlag*, 1999.

- MAVKO, G.; MUKERJI, T. Seismic pore space compressibility and gassmann's relation. *Geophysics*, v. 60, p. 1743–1749, 1995.
- MAVKO, G.; MUKERJI, T. Bounds on low-frequency seismic velocities in partially saturated rocks. *Geophysics*, v. 63, p. 918–924, 1998.
- MAVKO, G.; MUKERJI, T. Estimating brown-korringa constants for fluid substitution in multimineralic rocks. *Geophysics*, v. 78, n. 3, p. L27–L35, may-june 2013.
- MISAGHI, A. et al. A comparison of rock physics models for fluid substitution in carbonate rocks. *Exploration Geophysics*, v. 41, n. 5, p. 146–154, 2010.
- MULLER, T. M.; SAHAY, P. N. Porosity perturbations and poroelastic compressibilities. *Geophysics*, v. 78, n. 1, p. A7–A11, january-february 2013.
- OMOBOYA, B. et al. Experimental study of the influence of fluids on seismic azimuthal anisotropy. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2015. ISSN 0920-4105.
- REUSS, A. Berechnung der fließgrenze von mischkristallen auf grund der plastizitätsbedingung für einkristalle. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik aus Mechnik*, n. 9, p. 49–58, 1929.
- RUSSELL, B. Biot, gassmann and me. *Hampson-Russell, A CGGVeritas Company*, 2011.
- SAYERS, C. M. Fluid-dependent shear-wave splitting in fractured media. *Geophysical Prospecting*, v. 50, n. 4, p. 393–401, 2002. ISSN 1365-2478.
- SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. A color guide to the petrography of carbonate rocks. *Grains, Textures, Porosity, Diagenesis: Tulsa: AAPG Memoir*, n. 77, 2003.
- SHON, J. H. *Physical Properties of Rocks, a workbook*. [S.l.]: Handbook of Petroleum Exploration and Production, 2011.
- SMITH, T. M.; SONDERGELD, C. H.; RAI, C. S. Gassmann fluid substitutions: A tutorial. *Geophysics*, v. 68, n. 2, p. 398–405, march - april 2003.
- TILLOTSON, P. et al. Observations of fluid-dependent shear-wave splitting in synthetic porous rocks with aligned penny-shaped fractures. *Geophysical Prospecting*, v. 59, n. 1, p. 111–119, 2011. ISSN 1365-2478.
- VERWER, K. et al. Effect of carbonate pore structure on dynamic shear moduli. *Geophysics*, v. 75, n. 1, p. E1–E8, 2010. ISSN 0016-8033, 1942-2156.
- VOIGT, W. *Lehrbuch der Kristallphysik*. [S.l.]: Teubner, 1928.
- WANG, Z. Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, v. 66, p. 428–440, 2001.
- WANG, Z.; NUR, A.; A, E. The gassmann equation revisited: Comparing laboratory data with gassmann predictions. *Geophysics*, n. 3, p. 8–23, 2000.
- WINKLER, K. Dispersion analysis of velocity and attenuation in berea sandstone. *Journal of Geophysical Research*, n. 90, p. 6793–6800, 1985.

YANG, X.; YANG, Y.; CHEN, J. Pressure dependence of density, porosity, compressional wave velocity of fault rocks from the ruptures of the 2008 wenchuan earthquake. *Tectonophysics*, v. 619-620, n. 60, p. 133–142, september 2013.

ZHANG, J. J.; BENTLEY, L. R. Factors determining poisson's ratio. *Crewes Research Report*, v. 17, 2005.

ZIMMERMAN, R. W.; SOMERTON, M. H.; KING, M. S. Compressibility of porous rocks. *Journal of Geophysical Research*, n. 91, p. 12765–12777, 1986.

## **APÊNDICE**

## APÊNDICE A – MEDIDAS LABORATORIAIS

Neste Apêndice abordaremos os procedimentos adotados para a realização das medidas realizadas no Laboratório de Petrofísica da UFCG. Foram realizadas, inicialmente, medições de propriedades petrofísicas básicas - porosidade ( $\phi$ ), permeabilidade absoluta ( $k$ ) e densidade ( $\rho$ ) - pois tratam-se de parâmetros que exprimem a qualidade geral de um reservatório. Todas as medidas foram feitas sob condições controladas com o intuito de simular o ambiente de subsuperfície no que se refere à pressão de poro.

### Localização das amostras

As amostras coletadas foram retiradas de afloramentos geológicos distintos situados na região Nordeste do Brasil. Cada área de estudo segue descrita a seguir tendo-se por base os trabalhos de (ARAÚJO et al., 2013), (ABREU, 2010), (CASSAB, 2003), dentre outros, utilizados para as descrições das formações sedimentares.

- **Bacia Potiguar** - Esta bacia apresenta um contexto geológico do tipo *rift* originada pela fragmentação do supercontinente *Gondwana*, iniciada ao final do período Jurássico, apresentando sua origem diretamente ligada a formação do Atlântico Sul. Possui uma área de extensão de  $48.000 \text{ Km}^2$ , englobando parte dos estados do Ceará e Rio Grande do Norte (Figura A.1). Esta Bacia está situada em uma zona de transição entre o continente e o oceano sendo a parte emersa com um total de  $21.500 \text{ Km}^2$  enquanto que a porção submersa apresenta cerca de  $26.500 \text{ Km}^2$ , com isóbatas de 2.000m. Esta área desenvolveu-se sobre um substrato de rochas pré-cambrianas oriundas da Província Borborema. Nas porções sul e oeste nota-se a presença de embasamento cristalino, enquanto que as norte e leste estão cercadas pelo oceano Atlântico (Figura A.1) (ARAÚJO et al., 2013).

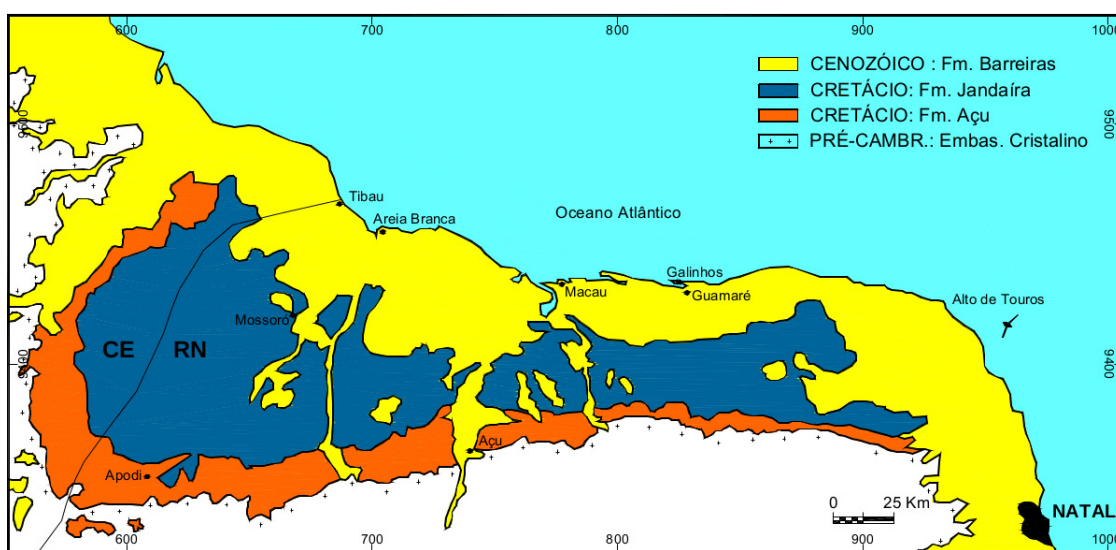
**Formação Jandaíra** - Esta formação, destacada na Figura A.1, corresponde a uma sequência de sedimentação carbonática, na qual observa-se a predominância de carbonatos marinhos, de águas rasas e agitadas, tanto em superfície como em subsuperfície. Em superfície, os afloramentos se distribuem na direção noroeste por quase toda a região da Chapada do Apodi, exceto na zona litorânea. Já na subsuperfície, a formação Jandaíra se distribui desde a parte emersa da bacia até a plataforma continental (CASSAB, 2003).

**Afloramento Felipe Guerra** - Área de estudo situada no município de Felipe Guerra (Figura A.2) situado no estado do Rio Grande do Norte(RN), abrangendo uma área de  $282 \text{ Km}^2$ . Área pertencente à microrregião da Chapa do Apodi. Esta é

intensamente investigada devido possuir um grande número de cavernas, fato que permite a correlação dos dados levantados com os de subsuperfície.

- **Bacia Rio do Peixe** - Esta área faz parte de um conjunto de pequenas bacias cretáceas do interior do Nordeste. Sua formação está ligada a segmentos restantes de extensas bacias que se aglutinaram e atingiram espessuras consideráveis, com soterramento adequado à geração de óleo (já existente neste meio) (FONTES, 2007). Está situada ao extremo oeste do Estado da Paraíba (Figura A.3), abrangendo um conjunto de outras três sub-bacias. Este grupo é composto pelas Bacias de Souza (675 Km<sup>2</sup>), Brejo das Freiras (500 Km<sup>2</sup>) e Pombal (75 Km<sup>2</sup>). Essas sub-bacias são separadas entre si através de altos do embasamento e ocupam uma área de 1250 Km<sup>2</sup>. As espessuras sedimentares estimadas de 2000m em Triunfo, 1700m e 1075m em Souza.

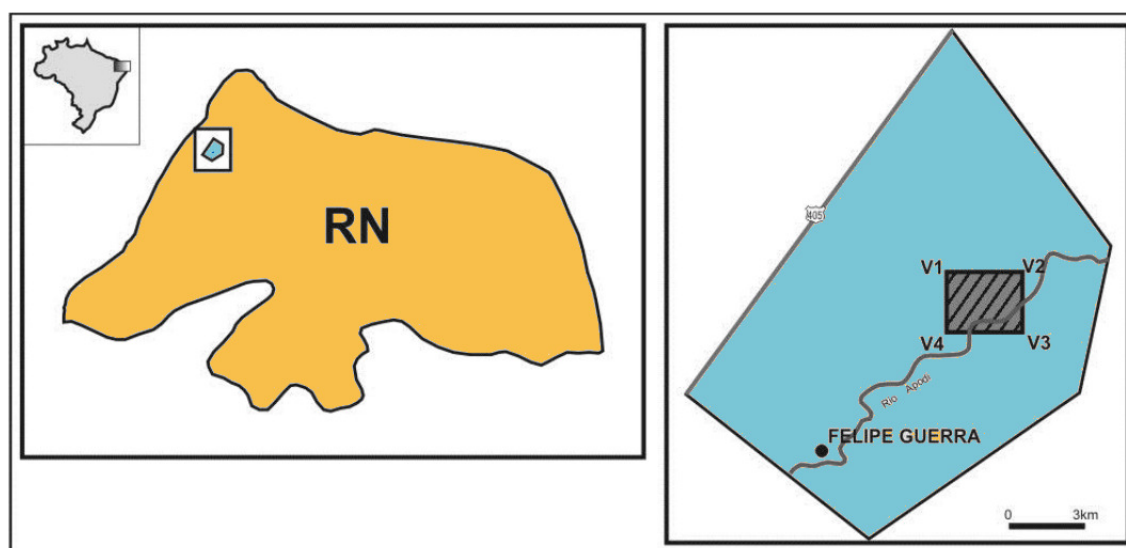
Figura A.1 – Mapa geológico descritivo da Bacia Potiguar e suas respectivas formações, dentre elas a Formação Jandaíra.



Fonte: Adaptado de (DANTAS, 1998).



Figura A.2 – Localização do município de Felipe Guerra e a região de coleta de algumas das amostras utilizadas.



Fonte: Mapa adaptado do trabalho de (GOMES; VERISSIMO; BEZERRA, 2011) e (ARAÚJO et al., 2013)

Figura A.3 – Localização da Bacia Rio do Peixe.



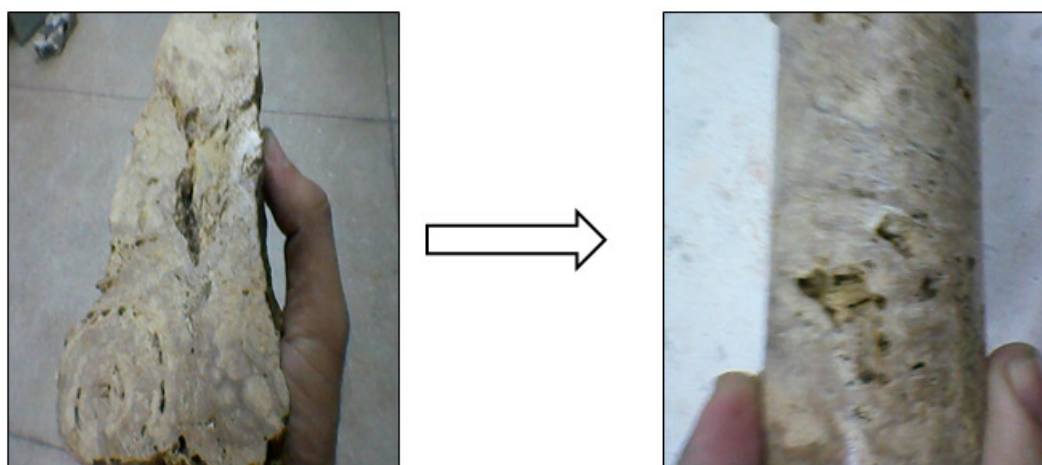
Fonte: Adaptado de (FONTES, 2007).

## Preparação dos testemunhos

Inicia-se os procedimentos com a preparação dos *plugs* de amostras de forma a padronizá-las às condições necessárias. As amostras precisam estar na forma cilíndrica com as dimensões de 1,5 polegadas de diâmetro e altura aproximada de 5 cm, possuindo

extremidades em formas planas, paralelas e perpendiculares ao eixo do cilindro, como ilustrado na Figura A.4. Essas configurações são indispensáveis pois garantem o acoplamento dos *plugs* aos cabeçotes metálicos dos equipamentos de análise. Na câmara de propagação de onda elástica, esta forma permite a diminuição de perda de amplitude causada por acoplamento irregular. Já no permoporosímetro, tal configuração permite maior precisão nas medições de volumes de poro, porosidade e densidade de grãos (LIMA et al., 2013).

Figura A.4 – Amostra de rocha carbonática sendo preparada na forma cilíndrica de forma a adequá-la ao acoplamento dos equipamentos.



Fonte: Do autor.

Para a preparação dos *plugs* de amostra compacta foram utilizados os seguintes equipamentos ilustrados na Figura A.5:

- Serra - Utilizada para a serragem das rochas.
- Plugadeira de bancada - Utilizada para a obtenção dos diâmetros adequados das rochas.
- Retificadora de *plugs* - Utilizadas no acabamento final das amostras, com o intuito de obter extremidades perfeitamente planas e paralelas.

Figura A.5 – Equipamentos utilizados na preparação dos *plugs*: a) Serra; b) Plugadeira; c) Retificadora de Bancada.



Fonte: Imagem retirada de (GURJAO et al., 2013).

Após os devidos preparos, as amostras são submetidas à secagem em uma estufa, permanecendo por um período de 24 horas a uma temperatura de 80C. Em seguida, as amostras de rocha são pesadas numa balança semi-analítica (Figura A.7) para enfim se verificar os comprimentos e diâmetros finais, com o auxílio de um paquímetro digital.

## Ensaio Laboratoriais

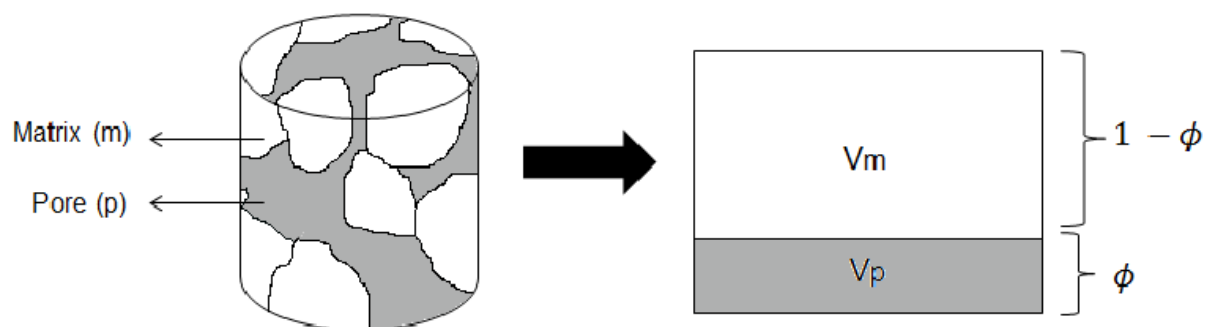
Inicia-se os ensaios laboratoriais com o estudo do espaço do poro, determinando-se as medidas de porosidade e densidade de grão. Em seguida foram realizadas as medidas de permeabilidade.

## Porosidade Efetiva

Pode-se definir porosidade como sendo a fração do volume da rocha ocupado pelo espaço de poro (SHON, 2011; JORDEN; CAMPBELL, 1984). Essa definição refere-se a porosidade total da amostra, que abrange todo o sistema de poros da rocha. Se a rocha contém uma parte de seus poros como não conectados ou separados entre si, então essa parte não contribui para o transporte de fluidos, sendo vista como não efetiva (SHON, 2011). A porosidade efetiva será determinada como sendo a razão entre o volume de poro conectado e o volume total da amostra, conforme ilustrado na Figura A.6.

Esta diferença é fundamental, especialmente para a descrição de um reservatório. Ressalta-se que a porosidade determinada nas análises laboratoriais deste trabalho referem-se à porosidade efetiva.

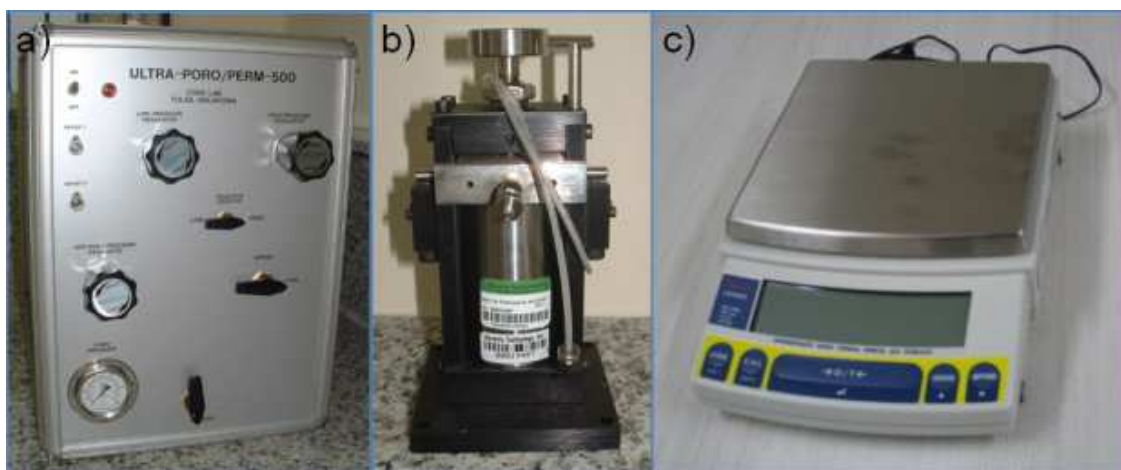
Figura A.6 – Modelo de porosidade (efetiva). Neste caso,  $V_m$  é o volume da matriz mineral e  $V_p$  o volume de poros interconectados presentes no meio.



Fonte: Adaptado de (SHON, 2011).

Utilizou-se um permoporosímetro a gás, modelo Ultraporperm500 (Figura A.7) - com o auxílio de um *matrix cup*, onde é calculado seu volume de grãos, densidade de grãos e porosidade.

Figura A.7 – a) Permoporosímetro; b) Matrix cup; c) Balança semi-analítica.



Fonte: Imagem retirada de (GURJAO et al., 2013).

A análise de porosidade efetiva e densidade de grãos no permoporosímetro a gás baseia-se na lei de Boyle, uma vez que se trata de um sistema fechado, sem variação de temperatura, em que o produto entre o volume de gás e a pressão se mantém constantes antes e após a interligação dos dois subsistemas (teoria dos vasos comunicantes) (CAVALCANTI et al., 2013).

Inicialmente, é injetado um volume  $V_{0gas}$  de gás (previamente conhecido) até que ocupe um depósito interno do porosímetro. Fecha-se a entrada de gás e mede-se a pressão  $P_1$  a qual o gás se encontra comprimido. Um testemunho de volume  $V$  é inserido no *matrix cup* junto com disco de aço usado para preencher o espaço vazio deixado entre o *plug* e o *matrix cup*. Em seguida, uma válvula é aberta permitindo a expansão do gás ao *matrix cup*, e após um curto período de estabilização, uma nova pressão  $P_2$  é medida. Devido à expansão do gás,  $P_2$  é sempre menor que  $P_1$  (vale ressaltar que todos os resultados apresentados encontram-se com as correções de pressões já ajustadas). Agora, o volume ocupado pelo gás será

$$V_{gas} = V_{0gas} + V_{mc} - V_{disco} - V_{grao} \quad (A.1)$$

Sendo  $V_{0gas}$ , o volume de gás inserido no sistema;  $V_{mc}$ , volume disponível no *matrix cup*;  $V_{disco}$ , volume ocupado pelo disco de aço do *matrix cup*;  $V_{grao}$ , volume referente à estrutura rochosa. Com base na Lei de Boyle, este parâmetro é mensurado de maneira direta, uma vez que  $V_{grao}$  é a única incógnita envolvida.

Considerando:

$$V_{poro} = V_{total} - V_{grao} \quad (A.2)$$

e a porosidade é definida por

$$\phi = \frac{V_{poro}}{V_{total}}, \quad (A.3)$$

onde  $V_{poro}$ , volume dos espaços de poro;  $V_{total}$ , volume total da amostra. A unidade de medida pode ser dada em porcentagem (unidade adotada) ou fração volumétrica.

De maneira geral, as rochas medidas neste trabalho apresentaram porosidades efetivas altas, sendo essas explanadas na tabela 3.2.

## Densidade

Após os cálculos das porosidades, inicia-se a análise de densidade. Uma vez que a amostra se encontra seca, torna-se possível assumir que a massa de sua fase sólida corresponde à massa da amostra. Primeiramente, estima-se o valor da densidade de grãos, dada pela relação

$$\rho_g = \frac{M_{amostra}}{V_{grao}} \quad (A.4)$$

Tem-se  $\rho_g$  correspondendo a densidade de grão;  $M_{amostra}$ , massa da matriz sólida; e  $V_{grao}$ , volume de grão. Por fim, a densidade total da amostra é calculada pela razão a seguir.

$$\rho_b = \frac{M_{amostra}}{V_{amostra}}, \quad (A.5)$$

sendo  $V_{matriz}$ , o volume da amostra. Ressalta-se que não se levou em consideração a densidade do ar presente nos poros da rocha.

## Permeabilidade Absoluta

Neste trabalho foram estimados os valores da permeabilidade absoluta das amostras por meio da utilização do permoporosímetro a gás (A.7). Iniciou-se o procedimento introduzindo a amostra de rocha na câmara de confinamento do aparelho, e em seguida injetou-se gás nitrogênio a partir de uma das extremidade da amostra provocando um gradiente de pressão no meio rochoso. Uma vez estabelecido o fluxo de gás na amostra mediu-se as diferentes pressões (entrada e saída de fluido) e diferentes vazões. Sendo conhecida as dimensões de cada rocha utilizada e a viscosidade do gás, estimou-se a permeabilidade através da Lei de (DARCY, 1856) que determina permeabilidade resultante do sistema pela relação,

$$\kappa = \eta \cdot \frac{u}{gradp}, \quad (A.6)$$

onde  $\kappa$  é a permeabilidade,  $\eta$  é a viscosidade dinâmica do fluido,  $gradp = \left(\frac{p_1 - p_2}{l}\right)$  é a medida de gradiente de pressão do fluxo de fluido, e  $l$  é o comprimento da amostra analisada (determinada com a utilização do paquímetro digital). O fluxo de fluido por unidade de área que atravessa a rocha ( $u$ ) é descrito como,

$$u = \frac{V}{t \cdot A} = -\frac{k}{\eta} \cdot gradp, \quad (A.7)$$

onde  $V$  é o volume de fluido que perpassa a rocha,  $A$  é a área e  $t$  o tempo de vazão.

O parâmetro de permeabilidade tem por unidade de medida no SI o  $m^2$ . Para a indústria de exploração de hidrocarbonetos, a unidade usual é dada em Darcy ( $D$ ) ou milidarcy ( $mD$ ) descritas pelas seguintes relações,

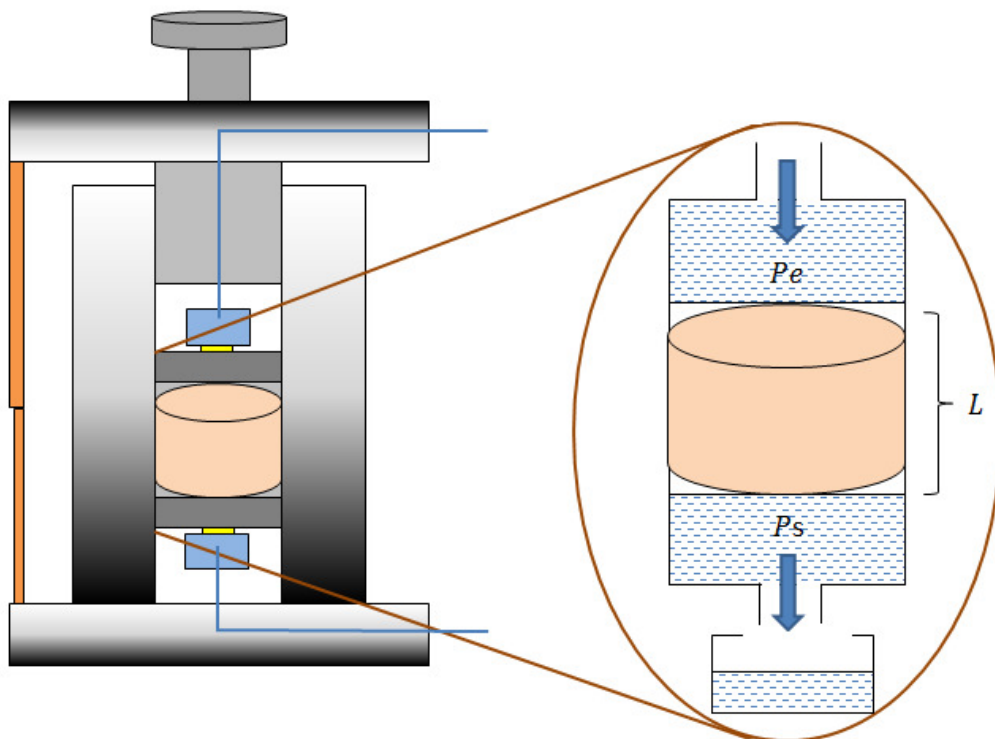
$$1D = 0,986910^{-12}m^2, \quad (A.8)$$

Os valores de permeabilidade determinados em cada afloramento seguem ilustrados na tabela 3.2. Vale acentuar que uma permeabilidade de  $0.1\mu Dm^2$  é considerada o valor mínimo para a produção de óleo (LUCIA, 1999).

A Figura A.8 apresenta uma ilustração pictórica da determinação do parâmetro de permeabilidade por meio do permoporosímetro. Observa-se a diferença de pressão ( $P_e$ , é a

pressão de entrada e  $P_s$  é a pressão de saída) provocada pela injeção de fluido (gás) na amostra.

Figura A.8 – Esquema ilustrativo da medida de permeabilidade realizados em laboratório com a utilização do permoporosímetro a gás.



Fonte: Adaptado de (SHON, 2011) e (YANG; YANG; CHEN, 2013).

## Dados ultrassônicos e das propriedades elásticas

Nesta etapa determinaram-se as medidas das velocidades de propagação das ondas elásticas nas rochas. A coleta de dados foi realizada sob condições controladas de pressão de confinamento, pressão de poro, temperatura e saturação de fluido, com as amostras inicialmente em estado seco, com a temperatura e pressão de poro nas condições do ambiente.

O procedimento é iniciado submetendo cada amostra a uma determinada pressão confinante. Na maior parte dos experimentos utilizou-se um intervalo de 5 MPa a 40 MPa como limite de pressões mínimas e máxima, respectivamente. Porém, houve medidas em que submeteu-se o corpo a limites de pressões menores variando entre 1 MPa à 10 MPa. Para isto, foi utilizado o sistema Autolab500 (A.9) o qual possibilitou o registro de uma velocidade compressional ( $V_p$ ) e duas velocidades cisalhantes ( $V_{s1}$  e  $V_{s2}$ ) em tais condições.

Figura A.9 – Sistema Autolab500 usado para medir as propriedades elásticas da rocha. Este aparato pertence ao Laboratório de Petrofísica da UFCG.



Fonte: (GURJAO et al., 2013).

## Apendice

Sendo conhecidas as dimensões de cada *plug* e o tempo de trânsito intrínseco de cada tipo de transdutor, além do tempo de trânsito na amostra, torna-se possível a determinação e ajustes das velocidades de propagação, dada pela razão entre tais parâmetros. Este procedimento encontra-se devidamente descrito no Capítulo 3. A partir das velocidades de propagação deu-se início aos cálculos dos parâmetros elásticos - módulo de incompressibilidade ( $K$ ), módulo de cisalhamento ( $G$ ), razão de Poisson ( $\nu$ ), módulo de Young ( $E$ ). As expressões para os cálculos de tais parâmetros encontram-se descritas no Capítulo 2. O relatório de tais medidas, contendo as informações ultrassônicas e petrofísicas coletadas nos experimentos laboratoriais, encontram-se no Apêndice C.



## APÊNDICE B – ROCHAS CARBONÁTICAS E ESTRUTURAS FÍSICAS

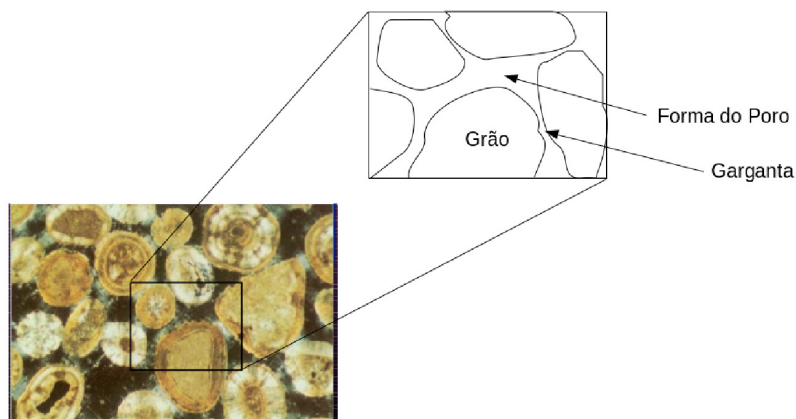
Nesta etapa é explicado um breve resumo sobre rochas carbonáticas, com um enfoque maior aos parâmetros de porosidade uma vez que este é considerado um elemento petrológico importante no que se refere às especificidades do meio litológico, conferindo ao meio geológico propriedades como: dureza, permeabilidade, resistência, tornando-as adequadas para diferentes situações. Entender os processos e disposições de tal fator é um passo substancial para a melhor compreensão do meio.

### Porosidade em carbonatos

Os carbonatos são estruturas geológicas que apresentam sistemas de poro com um alto grau de complexidade. Esse fato é decorrente de sedimentológicos que definem as características petrofísicas desse tipo de meio, influenciando nas formações de tamanhos de poros e sistemas de distribuições.

Na literatura atual, há uma ampla diversidade de classificação do espaço de poro. Neste trabalho adotou-se a classificação de Al-Kharusi (2007). Tal referência subdivide o sistema real da estrutura porosa em dois corpos: poro e garganta, ilustradas na Figura B.1, no qual o maior espaço sem preenchimento (vazio) é chamado de *corpo de poro* enquanto os espaços não preenchidos e com maior alongamento são definidos como *garganta*. Este último é o responsável por estabelecer a conexão entre os maiores espaços vazios.

Figura B.1 – Esquema ilustrativo dos componentes do sistema poroso.



Fonte: Modificado de Huilca (2014).

Em carbonatos são observados dois tipos de porosidades mais frequentes, sendo

essas (tipo primária) ocorrida durante a formação da estrutura rochosa e após a deposição de sedimentos (tipo secundária) desenvolvida após a fase de formação da rocha ou deposição dos sedimentos.

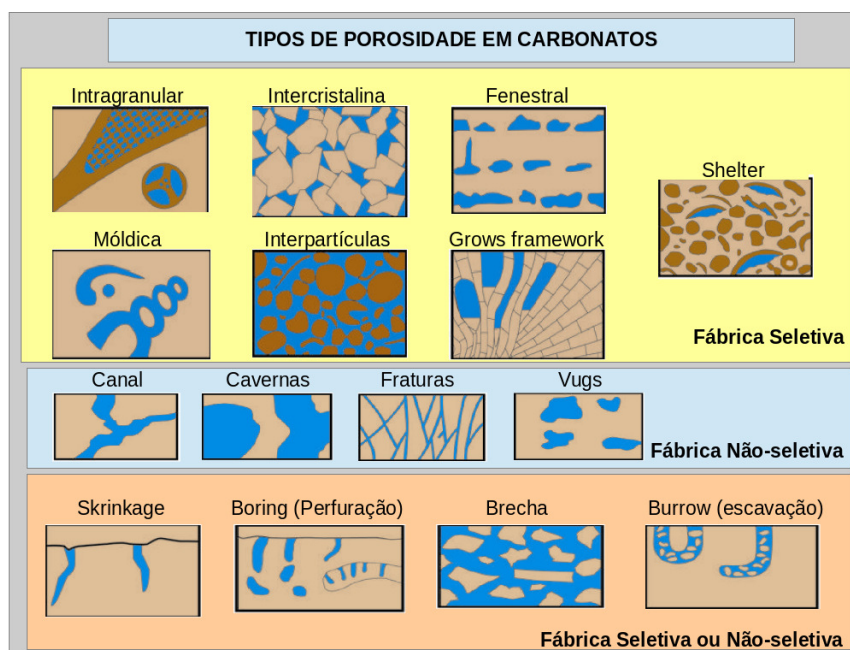
Além disso, há a classificação do sistema de poro de acordo com a conectividade estabelecida no meio em questão, podendo ser classificada e subdividida como porosidade efetiva (sistema de poros interconectados responsável pela distribuição de esforços, sensibilidade à presença do fluido - e não efetiva ou de armazenamento) definido como aquele onde a velocidade do fluxo é menor que 1% da velocidade média do fluido. É importante ressaltar que o sistema de porosidade efetiva é o agente regulador do grau de permeabilidade do meio. Isso explica a conjuntura observada onde rochas com baixo nível de porosidade podem apresentar alto grau de permeabilidade, como constata-se em determinadas amostras utilizadas neste trabalho. Portanto, pode-se dizer que a importância de um reservatório carbonático está muito mais relacionada à sua porosidade efetiva (permeabilidade), fator de recuperação de hidrocarbonetos, do que de sua porosidade total.

O conhecimento da forte susceptibilidade dos carbonatos à dissolução, substituição mineralógica e recristalização permite gerar uma variedade de tipos e tamanhos de poros de irregular distribuição (AKBAR et al., 2001; HUILLCA, 2014). O trabalho de Scholle e Ulmer-Scholle (2003) apresenta uma sucinta representação da diversidade de tipos de poros alicerçada na classificação de Choquette e Pray (1970). Nesta, a porosidade dos carbonatos é subdivididas em três grupos principais, sendo esses,

- Porosidade de trama ou fábrica seletiva - poros definidos pelo arranjo dos elementos das rochas.
- Porosidade de trama ou fábrica não-seletiva - poros não definidos pelo arranjo dos elementos das rochas.
- Porosidade de trama ou fábrica seletiva ou não-seletiva - poros definidos ou não pelo arranjo dos elementos das rochas.

A Figura B.2 apresenta de maneira geral as classificações dos tipos de poros observados em litologias carbonáticas incluindo as amostras utilizadas nos estudos deste trabalho.

Figura B.2 – Esquema ilustrativo dos possíveis tipos de porosidade presentes nas amostras de carbonatos analisados. Modelo definido por Choquette e Pray (1970).



Fonte: Modificado de Abreu (2010) e Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

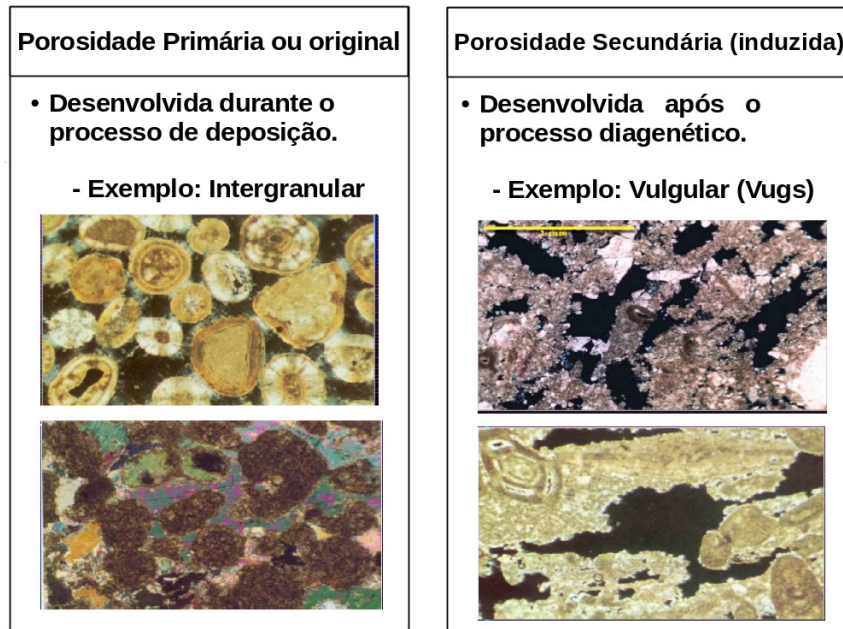
Embora haja um vasto conjunto de classificação do parâmetro de porosidade em estruturas carbonáticas, apenas são brevemente descritas as tipologias possíveis de serem encontradas nas rochas utilizadas nesta dissertação. Ressalta-se que não foram realizados estudos de lâminas petrográficas nem imageamento por MCT para a identificação das tipologias de poros presentes em tais meios. As porosidades apresentadas a seguir foram inferidas com base em trabalhos e pesquisas que investigam as estruturas das rochas localizadas nas formações apresentadas.

- **Porosidade intergranular:** É uma porosidade original da deposição do sedimento (porosidade primária), sendo o arranjo da textura o principal fator de controle do tamanho do espaço poroso da rocha. Pode ser descrita em termos de distribuição de tamanho de poro ou da distribuição de tamanho de partículas presentes no meio.
- **Porosidade vugular:** Vugs são poros com diâmetro maior que 1/16 mm e podem ser vistos a olho nu. São aproximadamente iguais no formato e representam a ampliação da porosidade intragranular e intergranular envolvendo a dissolução do cimento. Vugs são comumente presentes como grãos dissolvidos, câmaras fósseis, ou grandes cavidades irregulares.

A Figura B.3 apresenta um esquema simplificado para ilustrar os possíveis tipos de porosidade presentes nos meios rochosos analisados, correlacionados a seus respectivos

períodos de formação.

Figura B.3 – Exemplos de tipos de porosidades provavelmente presentes nas amostras de carbonatos utilizadas nas análises, associadas aos respectivos períodos de formação.



Fonte: Modificado de Abreu (2010).

## APÊNDICE C – Relatório das medidas laboratoriais

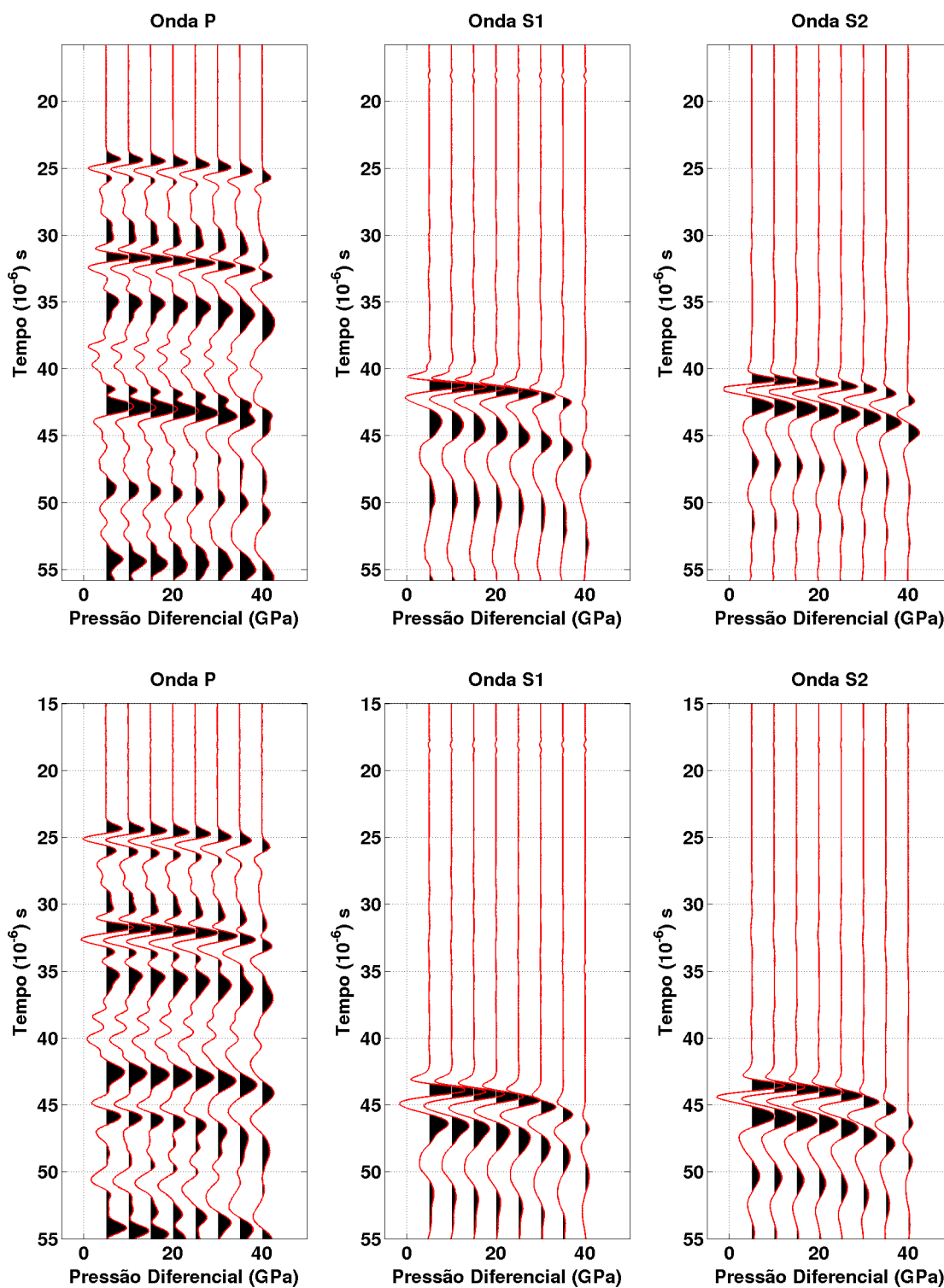
A seguir, são apresentados os gráficos referêntes aos registros ultrassônicos obtidos através das medidas laboratoriais, no qual foram determinados as velocidades do modo de vibração compressional ( $V_p$ ) e cisalhantes ( $V_{s1}$  e  $V_{s2}$ ). As etapas do processamento ultrassônico encontram-se descritas no Capítulo 3.

As primeiras linhas de gráfico correspondem aos registros coletados com as amostras em estado seco (saturação por gás). Já as segundas linhas correspondem aos registros das amostras saturadas por água. As primeiras colunas de cada gráfico referem-se ao modo de vibração compressional. Em seguida, as segunda e terceira colunas apresentam as velocidades cisalhantes,  $V_{s1}$  e  $V_{s2}$ , respectivamente. As velocidades são apresentadas em função da variação temporal (tempo de amostragem) e do aumento de pressão estabelecido em cada meio.

É importante informar que não estão apresentados os registros ultrassônicos referente à amostra de calcário CAL-RONC-V devido à determinadas limitações dos dados ultrassônicos deste amostra.

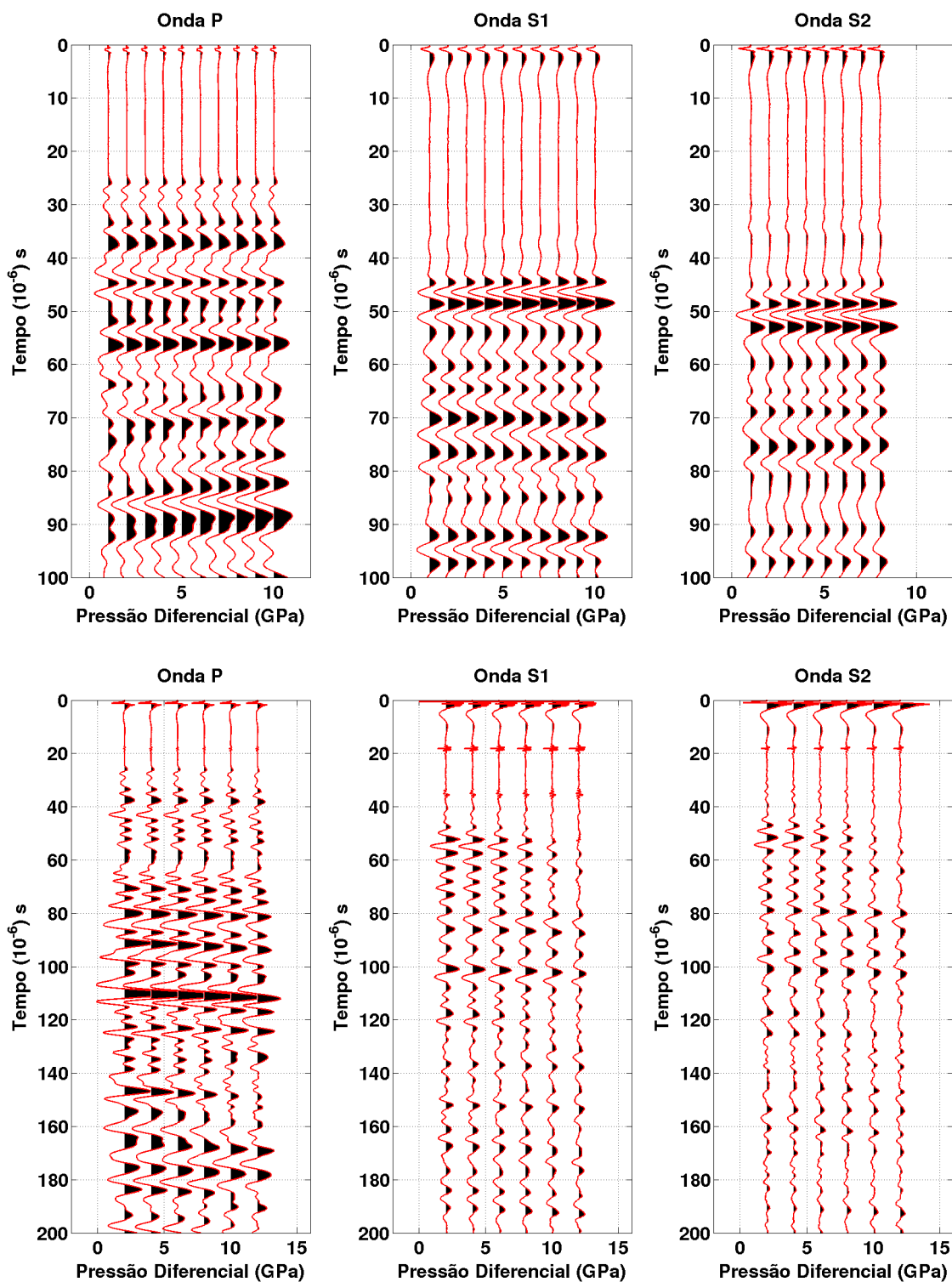
Vale novamente ressaltar que todos os experimentos foram feitos nas dependências do Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande - PB.

Figura C.1 – Registros ultrassônicos coletados da amostra de calcário CAL-RONC-H com 37.77 mm de diâmetro, 50.35 mm de comprimento e 21 % de porosidade. As medidas foram realizadas com amostra em estado seco (saturação de gás), ilustrada pelo primeiro gráfico; e em seguida com a amostra saturada de água. O tempo de amostragem de cada traço foi  $0.004 \mu s$  em ambos os casos de saturação. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu s$  para onda P,  $17.37 \mu s$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu s$  para onda  $S_2$ .



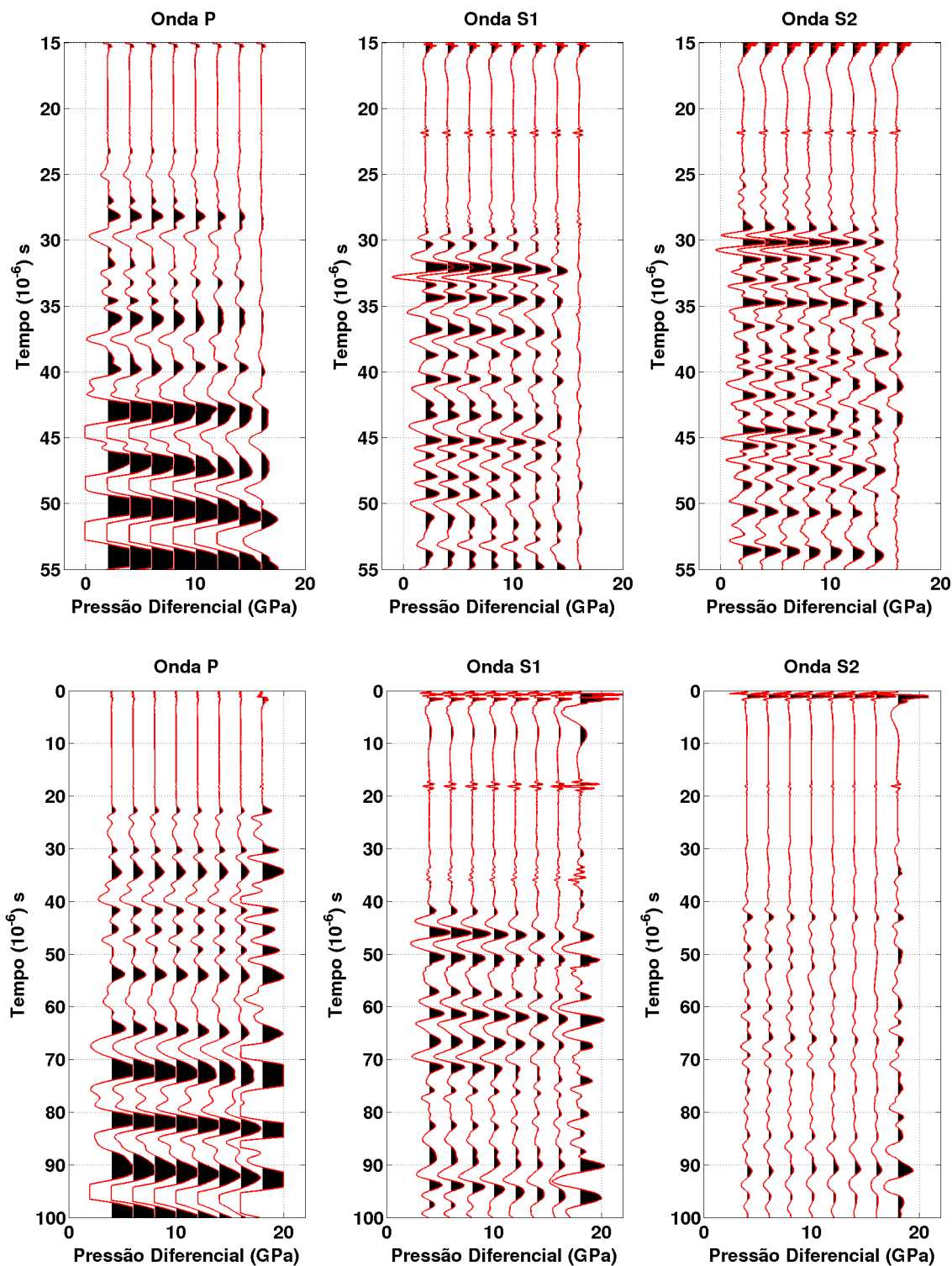
Fonte: do autor.

Figura C.2 – Registros ultrassônicos correspondente a amostra de tufa CR2F06. Esta amostra possui 35.87 mm de diâmetro, 51.96 mm de comprimento e 43 % de porosidade. A primeira linha e segunda linha apresenta os dados coletados com a amostra em estado seco (saturação de gás) e saturado, respectivamente. O tempo de amostragem de cada traço foi  $0.001 \mu\text{s}$  para a rocha seca e  $0.02 \mu\text{s}$  para a rocha saturada. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu\text{s}$  para onda P,  $17.37 \mu\text{s}$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu\text{s}$  para onda  $S_2$ .



Fonte: do autor.

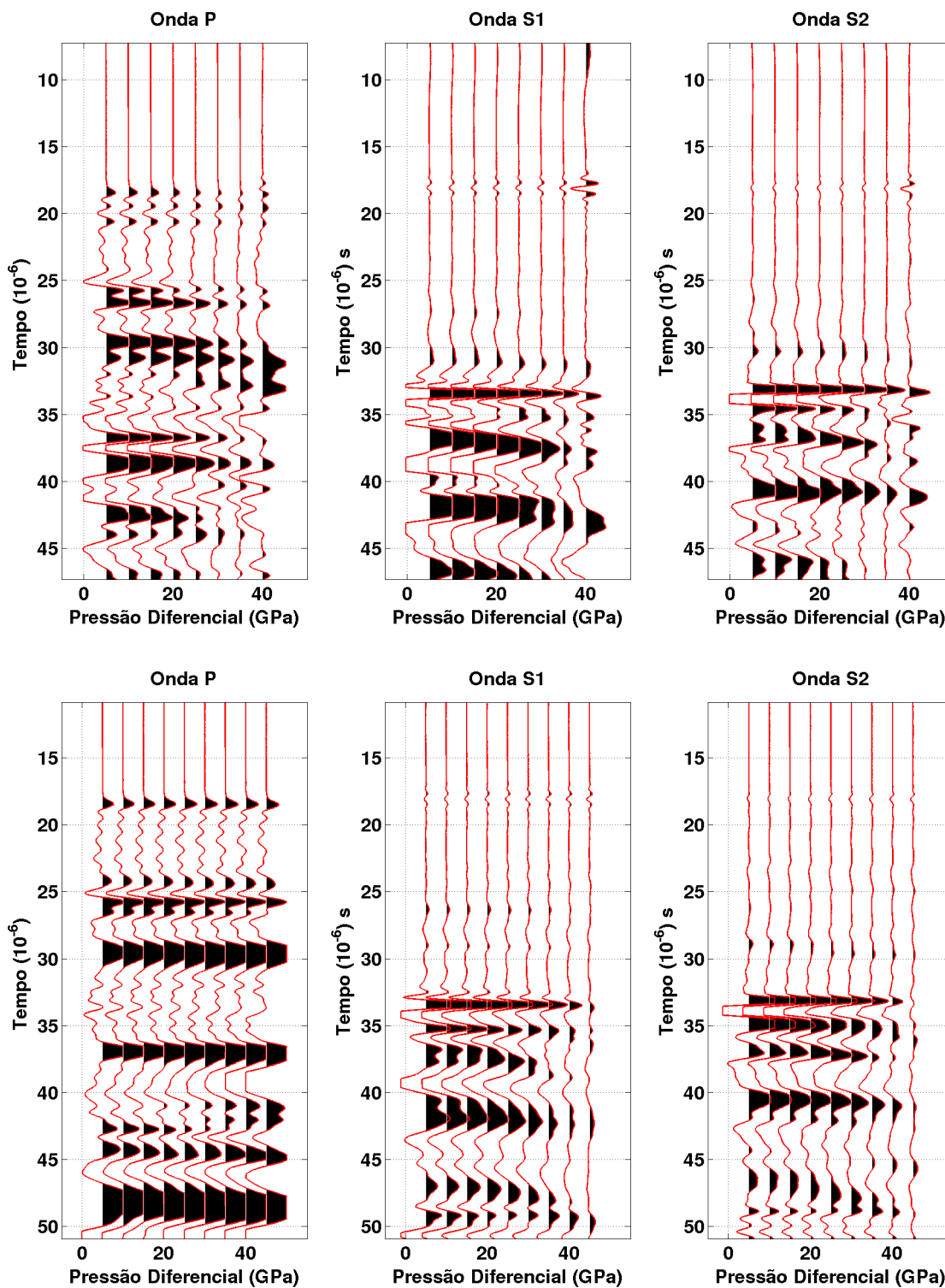
Figura C.3 – Registros ultrassônicos referente a amostra de tufa CR2HI01. esta rocha possui 35.74 mm de diâmetro, 49.41 mm de comprimento e 31 % de porosidade. Os gráficos correspondem as medidas coletadas com a amostra, inicialmente em estado seco (gráfico da primeira linha), e em seguida com a saturada de água. O tempo de amostragem de cada traço é de  $0.004 \mu s$  para rocha seca, e  $0.001 \mu s$  para a rocha saturada. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu s$  para onda P,  $17.37 \mu s$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu s$  para onda  $S_2$ .



Fonte: do autor.

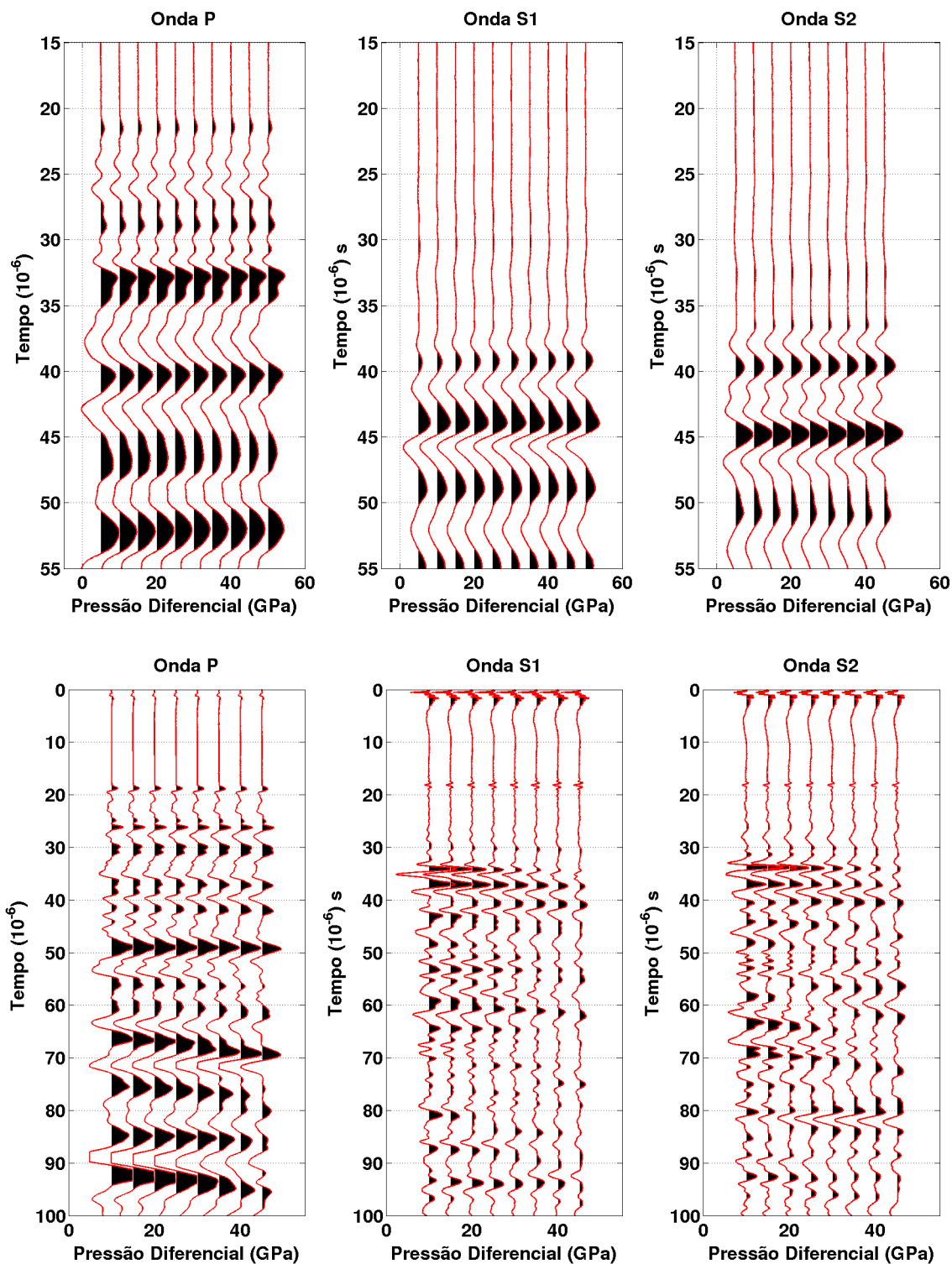


Figura C.4 – Gráficos de registros ultrassônicos obtidos das medidas da amostra de tufa TFG15. A primeira linha apresenta os dados obtidos das análise da rocha em estado seco (saturação de gás) enquanto que a segunda, em estado de saturação de água. A amostra possui uma porosidade de 7 %, comprimento de 49.63 mm e diâmetro de 37.41 mm. O tempo de amostragem de cada traço é de  $0.004 \mu\text{s}$  para rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu\text{s}$  para onda P,  $17.37 \mu\text{s}$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu\text{s}$  para onda  $S_2$ .



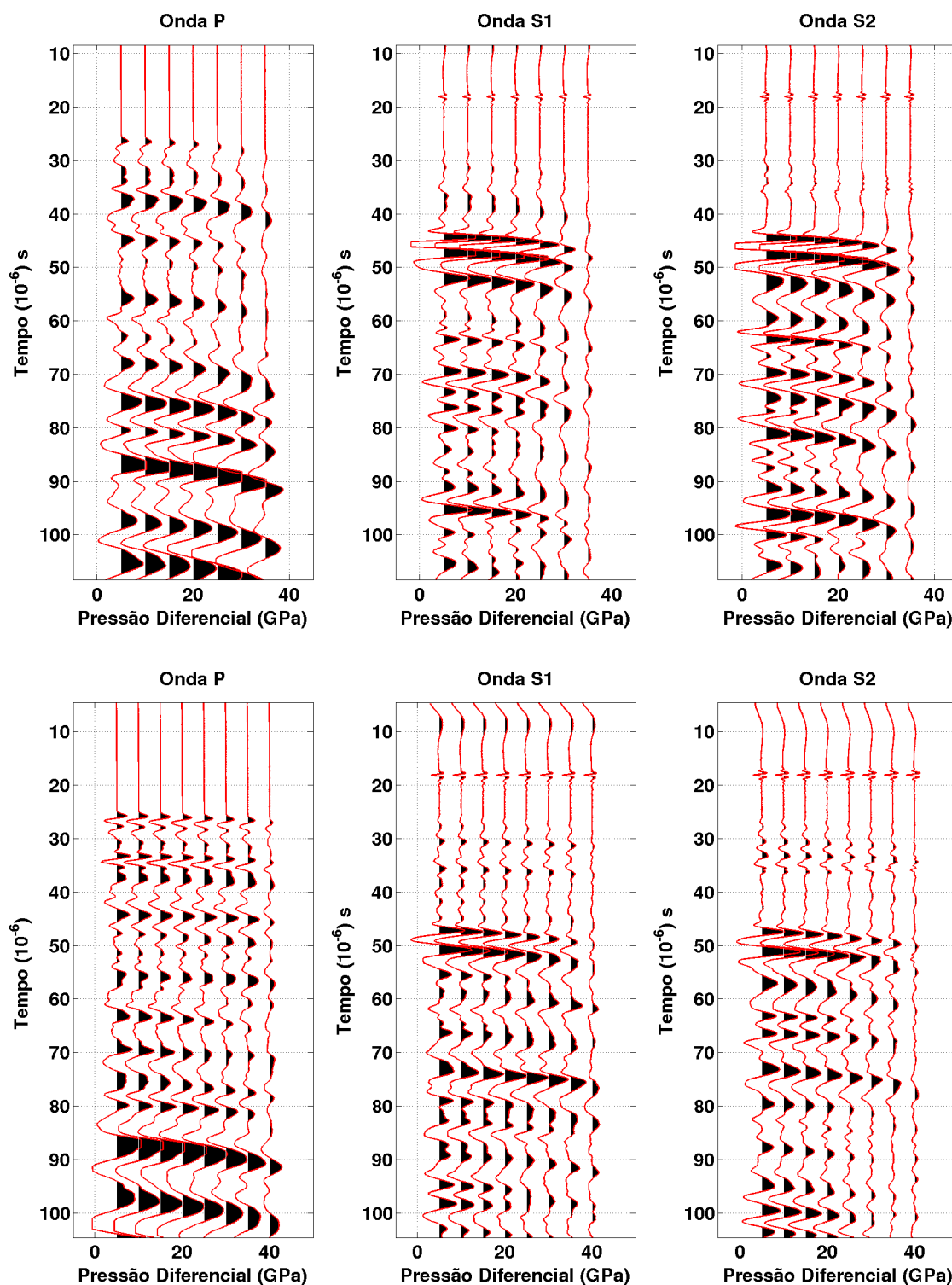
Fonte: do autor.

Figura C.5 – Gráfico dos registros ultrassônicos da amostra de tufa TFG02. A primeira linha de gráficos apresenta as informações ultrassônica da rocha em estado seco (saturação de gás). Já a segunda linha, a amostra está em saturação de água. Esta rocha possui porosidade de 12 %, diâmetro de 37.87 mm e comprimento de 44.57 mm. O tempo de amostragem de cada traço é de  $0.01 \mu s$  para a rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu s$  para onda P,  $17.37 \mu s$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu s$  para onda  $S_2$ .



Fonte: do autor.

Figura C.6 – Registro ultrassônico da amostra de arenito. Cada gráfico corresponde a um tipo de saturação, sendo o primeiro saturação de água; e o segundo, saturação de gás (rocha seca). Esta amostra possui 23 % de porosidade, 54.65 mm de comprimento e 36.48 mm de diâmetro. O tempo de amostragem de cada traço é de  $0.01 \mu s$  para a rocha seca e saturada. Os valores do tempo do sistema são  $9.8 \mu s$  para onda P,  $17.37 \mu s$  para onda  $S_1$  e  $17.20 \mu s$  para onda  $S_2$ .



Fonte: do autor.