

Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Física “Gleb Wataghin”
Departamento de Raios C3smicos e Cronologia
Grupo de Cronologia

**Modelagens Te3ricas e Emp3ricas Aplicadas 3
Investiga33o da Conex3o entre as Propriedades
Petrof3sicas e El3sticas em Rochas Carbon3ticas**

Elita Selmara de Abreu

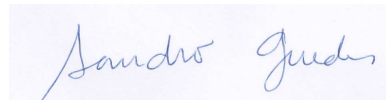
Orientador: Prof. Dr. Sandro Guedes de Oliveira

Disserta33o apresentada ao Instituto de F3sica “Gleb Wataghin” para obten33o do t3tulo de
Mestre em F3sica.

Campinas, 17 de dezembro de 2010.

Este exemplar corresponde a reda33o final da Disserta33o de Mestrado defendida pelo
aluno Elita Selmara de Abreu e aprovada pela Comiss3o Julgadora.

Campinas, 17 de dezembro de 2010.



Prof. Dr. Sandro Guedes de Oliveira.

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA

BIBLIOTECA DO IFGW – UNICAMP

Ab86m Abreu, Elita Selmara de
Modelagens teóricas e empíricas aplicadas à investigação da
conexão entre as propriedades petrofísicas e elásticas em rochas
carbonáticas / Elita Selmara de Abreu. -- Campinas, SP : [s.n.],
2010.

Orientadores: Sandro Guedes de Oliveira e Lúcia Duarte Dillon.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Física "Gleb Wataghin".

1. Física de rochas. 2. Petrofísica. 3. Rochas carbonáticas –
Propriedades elásticas. I. Oliveira, Sandro Guedes de.
II. Dillon, Lúcia Duarte. III. Universidade Estadual de Campinas.
Instituto de Física "Gleb Wataghin". IV. Título.

(vsv/ifgw)

- **Título em inglês:** Theoretical and empirical models applied to the investigation of connection between the petrophysical and elastic properties on carbonate rocks
- **Palavras-chave em inglês (Keywords):**
 1. Rock physics
 2. Petrophysics
 3. Carbonate rocks – Elastic properties
- **Área de Concentração:** Física
- **Titulação:** Mestre em Física
- **Banca Examinadora:**
Prof. Sandro Guedes de Oliveira
Profª Cassiane Maria Ferreira Nunes
Prof. Carlos Lenz Cesar
- **Data da Defesa:** 17-12-2010
- **Programa de Pós-Graduação em:** Física



MEMBROS DA COMISSÃO JULGADORA DA TESE DE MESTRADO DE ELITA SELMARA DE ABREU 015940 APRESENTADA E APROVADA AO INSTITUTO DE FÍSICA "GLEB WATAGHIN", DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS, EM 17 / 12 / 2010.

COMISSÃO JULGADORA:

Prof. Dr. Sandro Guedes de Oliveira - Orientador da Candidata
DRCC/UNICAMP

Profa. Dra. Cassiane Maria Ferreira Nunes – GORCEIX/PETROBRÁS

Prof. Dr. Carlos Lenz Cesar – DEQ/IFGW/UNICAMP

“Às mulheres da minha vida: minha mãe e minha irmã”.

Agradecimentos

“Mas onde se viu tamanha inconsciência? Nem por um momento lhe ocorreu pensar que merecera uma medalha de todas as sociedades magnânimas e humanitárias. Apenas pediu água fresca – para tirar do corpo o sal. Feito isso, vestiu uma roupa enxuta, acendeu o cachimbo e, encostando-se à amurada e observando pacificamente os que o rodeavam, parecia dizer consigo mesmo: Em todos os meridianos deste mundo deve haver auxílio mútuo”.

Moby Dick - Herman Melville.

Agradeço a todos aqueles que me apoiaram e fizeram diferença: minha mãe, Selma Cecília Bozeda, minha irmã, Valéria Marisel de Abreu, minha madrinha, Maria Luiza Stefanini de Barros, Tia Dete, as pessoas especiais Alexandre Augusto, Carlos Mauricio, Diogo Burigo, Felipe Lourenço, Marília Souza, Mauricio Richartz e Paula Coury, a família Lourenço, os professores Amir Caldeira e Carlos Lenz César, os orientadores Lúcia Dillon e Sandro Guedes, a co-orientadora Cassiane Nunes, os colegas e amigos Álvaro Arouca, Anderson, André Leonardo, Andrea, Alexandre Nunes, Daniel Valente, Elton (Táta), Eric, Fabinho, Ildenir, Irapoã, Ítalo, João Paulo, Julio Justen, Marcos Leão, Margareth, Plínio, Rodolfo, Seba, Sylvia, Tagore, Vanessa Madruci, Viviane Farroco, e por fim, a UNICAMP e a PETROBRAS.

Sem vocês muito pouco ou quase nada teria sido feito.

Resumo

O principal propósito dessa dissertação é estudar modelos de meio efetivo de física de rochas que conecte as propriedades petrofísicas e as propriedades elásticas, assim como a sua aplicação na investigação dessas propriedades em rochas carbonáticas. Inicialmente será feita uma introdução a alguns modelos de física de rochas para meio efetivo, conhecidos como modelo de Voigt-Reuss-Hill, modelo de Kuster & Toksöz, modelo Diferencial de Meio Efetivo e relação de Gassmann, com objetivo de estabelecer os parâmetros que serão medidos e utilizados no desenvolver do trabalho. Após essa parte introdutória, baseado no modelo de Xu-Payne, foram realizadas uma série de análises de atributos geométricos, como a distribuição de tipos de poros, obtidas através de lâminas petrográficas com intuito de descrever a correlação entre as propriedades petrofísicas e elásticas e assim poder calibrar o modelo teórico utilizado na predição dessas propriedades. Dessa forma, o modelo calibrado passa a desempenhar um papel mais condizente com o sistema poroso da rocha permitindo uma melhor correlação entre os parâmetros elásticos e petrofísicos. Os resultados obtidos mostram que a utilização da informação de lâminas petrográficas, na parametrização do modelo, torna o método mais robusto na predição e conexão das propriedades elásticas e petrofísicas de rochas carbonáticas, tornando confiável a mudança de escala rocha-perfil, bem como possibilitando a predição qualitativa de propriedade permo-porosas a partir da velocidade da rocha.

Abstract

The main purpose of this dissertation is to study rock physics effective models that connect the petrophysics and elastic properties as well as its application on the investigation of these properties on carbonate rocks. Firstly, we make an introduction to some rock physics of effective models as: Voig-Reuss-Hill, Kuster&Toksöz, Differential Effective Medium, Gassmann's Relation, aiming at establishing the parameters that will be measured and used latter. After this introductory part and based on the Xu-Payne model, several geometric factors analysis was done like pore types distribution, obtained by thin sections, with the intention of describing the correlation between the petrophysics and elastic properties. In this way, the model becomes more compatible with the rock porous medium, allowing a better correlation between the petrophysics and elastic parameters. Our results show that using the thin section information on the model parametrization, the predictability and connectivity of petrophysics and elastic properties applied to carbonate rocks become more robust, making trustable the upscale rock-well log and also enabling the permo-porosity properties prediction, in a qualitative way, through the velocity measurements.

Índice

AGRADECIMENTOS.....	V
RESUMO.....	VI
ABSTRACT.....	VII
LISTA DE FIGURAS.....	XI
LISTA DE TABELAS.....	XIII
INTRODUÇÃO.....	1
1. MODELOS DE MEIO EFETIVO.....	4
1.1 – MODELOS EMPÍRICOS.....	5
1.2-CONSTRUÇÃO DO MEIO SÓLIDO.....	10
1.2.1-MÉDIA DE VOIGT-REUSS-HILL.....	12
1.3- CONSTRUÇÃO DO SISTEMA POROSO.....	14
1.3.1- APROXIMAÇÃO DE KUSTER & TOKSÖZ.....	14
1.3.2 – MODELO DE MEIO EFETIVO DIFERENCIAL.....	17
1.4- SIMULAÇÃO DO EFEITO DE FLUIDO NOS POROS DA ROCHA.....	18
1.4.1 – EQUAÇÃO DE WOOD.....	19
1.4.2 – EQUAÇÃO DE GASSMANN.....	20
1.5 – MODELO DE XU-PAYNE.....	21
1.6 – INFLUÊNCIA DOS FATORES PETROFÍSICOS NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS.....	24
1.6.1 – PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA E A SUA DEPENDÊNCIA COM A PRESSÃO EFETIVA EM SUBSUPERFÍCIE.....	26
1.6.2 – PROPRIEDADES ACÚSTICAS DE FLUIDOS: FATOS RELEVANTES.....	28
1.6.3 – PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA E SUA DEPENDÊNCIA COM TIPO DE FLUIDO INTRAPOROS E COM A DENSIDADE DA ROCHA.....	29
2. MEDIDAS EXPERIMENTAIS.....	31
2.1 – MEDIDAS PETROFÍSICAS.....	32

2.1.1 – MEDIDA DA POROSIDADE EFETIVA	32
2.1.1.1 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME DE SÓLIDOS (VOL_S) EM AMOSTRAS E ROCHA.....	37
2.1.1.2 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME DE POROS (VOL_P) EM AMOSTRAS DE ROCHA.....	38
2.1.1.3 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME TOTAL (VOL_T) EM AMOSTRAS DE ROCHA	38
2.1.2 – MEDIDA DA DENSIDADE	39
2.1.3 – MEDIDA DA PERMEABILIDADE ABSOLUTA.....	39
2.1.3.1 – DETERMINAÇÃO DA PERMEABILIDADE EM AMOSTRAS DE ROCHA	43
2.2 – MEDIDAS DAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS.....	45
3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	49
3.1 – PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO DE XU-PAYNE	51
3.2 – CALIBRAÇÃO DOS PARAMETROS.....	58
3.3 – COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS EMPÍRICO E TEÓRICO	67
3.4 – MUDANÇA DE ESCALA: ROCHA-PERFIL	72
CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS	84
APÊNDICE A	87
A1- TEORIA DA ELASTICIDADE.....	87
A2- A EQUAÇÃO DE ONDA E SUAS SOLUÇÕES.....	92
APÊNDICE B	96
B1- INTRODUÇÃO	96
B2- GRÃOS SEM ESQUELETO.....	97
B3- GRANULOMETRIA E PROPRIEDADES MORFOLÓGICAS	99
B4- ORIENTAÇÃO E ARRANJO DOS GRÃOS.....	99
B5- CLASSIFICAÇÃO CARBONÁTICA.....	100
B6- POROSIDADE	103
B7- TIPOS DE POROSIDADE.....	106

APÊNDICE C	108
C1- PARAMETRIZA.....	108
C1.1- Constrói Sólido.....	109
C1.2- Calcula os Fatores Geométricos da Inclusão.....	110
C1.3- Inclui Poros Argilosos	111
C1.4- Calcula Xu-Payne para Macroporos Intergranulares.....	113
C1.5- Calcula Xu-Payne para Macroporos Intragranulares.....	114
C1.6- Calcula Xu-Payne para Microporos	115
C1.7- Inclui Poros Diferentes ao Mesmo Tempo.....	116
C1.8- Saturação via Equação de Gassmann	117
C1.9- Calcula Atributos Elásticos	118
C2- INVERTE.....	119
C2.1- Calcula atributo a partir de Xu-Payne e Compara com a Curva Medida	120
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122

Lista de Figuras

FIGURA 1: RAZÃO DE ACHATAMENTO DE UMA ELIPSE.	8
FIGURA 2: GRÁFICO DO PERÍMETRO SOBRE ÁREA VERSUS TAMANHO DOMINANTE DE PORO COM A VELOCIDADE MEDIDA SUPERPOSTA EM COR. PARA ILUSTRAR OS TIPOS DE POROSIDADE EM CARBONATOS TEMOS DE A-D LÂMINAS QUE CORRESPONDEM A COMBINAÇÕES ENTRE OS PARÂMETROS GEOMÉTRICOS E A VELOCIDADE [47].	9
FIGURA 3: GRÁFICO DA VELOCIDADE VERSUS POROSIDADE COM QUATRO PARÂMETROS GEOMÉTRICOS SUPERPOSTOS EM COR. OS QUATRO PARÂMETROS MOSTRAM UM GRADIENTE QUE DIFERENCIA AMOSTRAS COM ALTA VELOCIDADE DAS AMOSTRAS COM BAIXA VELOCIDADE PARA UMA DADA POROSIDADE [47].	10
FIGURA 4: ILUSTRAÇÃO CONCEITUAL DOS LIMITES DO MÓDULO BULK EFETIVO DE UMA MISTURA DE DOIS MINERAIS [4].	11
FIGURA 5: ESQUEMA DE “MISTURA DE SÓLIDOS” SEGUNDO OS MODELOS DE VOIGT E REUSS [1].	13
FIGURA 6: ESQUEMA DO PASSO A PASSO DO MODELO DE FÍSICA DE ROCHAS DE XU-PAYNE [51].	24
FIGURA 7: PROPRIEDADES PETROFÍSICAS DE ROCHAS E SUA CORRELAÇÃO QUALITATIVA COM AS VELOCIDADES ELÁSTICAS [58, 63].	25
FIGURA 8: DIAGRAMA REPRESENTATIVO DA INFORMAÇÃO SOBRE A ESTRUTURA DO ARCABOUÇO ROCHOSO CONTIDA NA CURVA VELOCIDADE ELÁSTICA VERSUS PRESSÃO [58].	27
FIGURA 9: COMPARAÇÃO ENTRE AS PREVISÕES DE BATZLE E WANG (LINHA AZUL) E DADOS REAIS DE VELOCIDADES DE ÓLEOS DE DISTINTAS DENSIDADES (GRAU API) MENSURADOS EM LABORATÓRIO [58].	29
FIGURA 10: POROSÍMETRO [55].	34
FIGURA 11: CÂMARA DE AMOSTRAS [55].	34
FIGURA 12: CÉLULA HASSLER [55].	35
FIGURA 13: CÉLULA HIDROSTÁTICA [55].	36
FIGURA 14: BOMBA DE MERCÚRIO [55].	37
FIGURA 15: PERMEABILÍMETRO [56].	41
FIGURA 16: CÉLULA DE CONFINAMENTO COM TELA FRONTAL [56].	42
FIGURA 17: SEÇÃO TRANSVERSAL DA CÉLULA DE CONFINAMENTO COM UMA AMOSTRA DE DIÂMETRO INTEIRO [56].	43
FIGURA 18: ESQUEMA ILUSTRATIVO DA PARTE ELETRÔNICA BÁSICA DO SISTEMA DE MEDIDAS DE VELOCIDADES ELÁSTICAS EM AMOSTRAS DE ROCHA [58].	46
FIGURA 19: DIAGRAMA ILUSTRATIVO DA PARTE MECÂNICA DO SISTEMA DE MEDIDAS DE VELOCIDADES ELÁSTICAS EM ROCHAS (NESTA ILUSTRAÇÃO NÃO FORAM REPRESENTADAS AS BOMBAS DE PRESSURIZAÇÃO) [58].	46
FIGURA 20: CABEÇOTE DE MEDIDA UTILIZADO NOS ENSAIOS, NO QUAL SÃO GERADAS UMA ONDA COMPRESSIONAL E DUAS CISALHANTES ORTOGONALMENTE POLARIZADAS [58].	47
FIGURA 21: FORMAS DE ONDA COMPRESSIONAL (ACIMA) E DE CISALHAMENTO (ABAIXO) CAPTURADAS NO OSCILOSCÓPIO, CORRESPONDENTES AO TEMPO DO SISTEMA (EM VERMELHO) E DE UMA AMOSTRA SUBMETIDA A UMA PRESSÃO HIDROSTÁTICA DE 5000 PSI (EM AZUL) [6].	48
FIGURA 22: DIAGRAMA DA DISTRIBUIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS DE ACORDO COM A ANÁLISE PETROGRÁFICA.	52
FIGURA 23: GRÁFICO DA DISTRIBUIÇÃO POR TIPOS DE POROS NAS AMOSTRAS DE ACORDO COM A ANÁLISE PETROGRÁFICA. O TAMANHO DOS SÍMBOLOS SÃO REFERENTES À ABUNDÂNCIA DO TIPO DE PORO.	53
FIGURA 24: DIAGRAMA DA DISTRIBUIÇÃO DOS TIPOS DE POROS NAS AMOSTRAS DE ACORDO COM A ANÁLISE PETROGRÁFICA: EM BRANCO AMOSTRAS COM SÓ UM TIPO DE PORO PRESENTE, EM CINZA AMOSTRAS COM DOIS TIPOS DE POROS PRESENTE, EM AZUL AMOSTRAS COM TRÊS TIPOS DE POROS PRESENTES.	54
FIGURA 25: REPRESENTAÇÃO ILUSTRATIVA DO FLUXO DE ANÁLISE DE IMAGENS DIGITAIS DOS POROS: A) FLUXO PARA DETERMINAÇÃO DA RAZÃO DE ACHATAMENTO DOS MACROPOROS INTERGRANULAR, B) FLUXO PARA DETERMINAÇÃO DA RAZÃO DE ACHATAMENTO DOS MACROPOROS INTRAGRANULAR.	57

FIGURA 26: HISTOGRAMA DA DISTRIBUIÇÃO DAS RAZÕES DE ACHATAMENTO DOS POROS: EM VERDE DOS MACROPOROS INTERGRANULAR, E EM VERMELHO DOS MACROPOROS INTRAGRANULARES.	57
FIGURA 27: TELA DO PROGRAMA “PARAMETRIZA” COM OS PARÂMETROS FINAIS DO MODELO OBTIDOS A PARTIR DO AJUSTE FINO (AS AMOSTRAS ESTÃO COLORIDAS DE ACORDO COM A ABUNDÂNCIA DE MACROPOROS INTERGRANULAR).	59
FIGURA 28: GRÁFICO DE VP VERSUS POROSIDADE, MOSTRANDO AS CURVAS TEÓRICAS DEVIDO À VARIAÇÃO DA QUANTIDADE DO TIPO DE PORO.....	60
FIGURA 29: COMPARAÇÃO ENTRE A SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS: RAZÃO DE ACHATAMENTO, VOLUME DE TIPOS DE POROS, E MINERALOGIA, EM FUNÇÃO DO AJUSTE ÀS AMOSTRAS.	61
FIGURA 30: TESTE DE SENSIBILIDADE DO PARÂMETRO RAZÃO DE ACHATAMENTO DOS MACROPOROS INTERGRANULARES.....	64
FIGURA 31: TESTE DE SENSIBILIDADE DO PARÂMETRO VOLUME DE MICROPOROS E MACROPOROS INTERGRANULARES.....	65
FIGURA 32: TESTE DE SENSIBILIDADE DO PARÂMETRO MINERALOGIA, ONDE CALCITA 1 ($K_0 = 67GPa$, $\mu_0 = 28GPa$, $\rho_0 = 2,71.g/cm^3$), CALCITA 2 ($K_0 = 76,4GPa$, $\mu_0 = 32GPa$, $\rho_0 = 2,71.g/cm^3$), E DOLOMITA ($K_0 = 94GPa$, $\mu_0 = 49,7GPa$, $\rho_0 = 2,87.g/cm^3$) [3]....	66
FIGURA 33: GRÁFICO DE VP VERSUS POROSIDADE MOSTRANDO O AJUSTE DA EQUAÇÃO DE WYLLIE PARA DIFERENTES MATERIAIS.	68
FIGURA 34: GRÁFICO DE VP VERSUS POROSIDADE DO MODELO DE XU-PAYNE CALIBRADO PARA ESTE BANCO DE DADOS.	69
FIGURA 35: COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS DE WYLLIE E DE XU-PAYNE.	71
FIGURA 36: COMPARAÇÃO ENTRE AS DIFERENTES RESOLUÇÕES PARA MEDIDAS ELÁSTICAS [73].	72
FIGURA 37: GRÁFICO DE VP VERSUS POROSIDADE CORRELACIONANDO MEDIDAS DE LABORATÓRIO EM AMOSTRAS DE POÇO COM AS AMOSTRAS ANALISADAS ANTERIORMENTE:EM VERDE AS AMOSTRAS ESTUDADAS ANTERIORMENTE, EM AZUL AMOSTRAS DO POÇO A, EM AMARELO AMOSTRAS DO POÇO B, EM VERMELHO AMOSTRAS DO POÇO C E EM PRETO AMOSTRAS DO POÇO D.....	74
FIGURA 38: GRÁFICO DE VP VERSUS POROSIDADE CORRELACIONANDO MEDIDAS DE PERFIL DE POÇO E MEDIDAS DE LABORATÓRIO EM AMOSTRAS: EM AZUL POÇO A, EM VERDE O POÇO B, EM VERMELHO O POÇO C E EM CINZA O POÇO D.....	76
FIGURA 39: CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL DO POÇO D, MOSTRANDO QUE O UPSCALE É POSSÍVEL (EM VERDE AS MEDIDAS DE PERFIL E EM PRETO AS MEDIDAS DAS AMOSTRAS SATURADAS VIA EQUAÇÃO DE GASSMANN).	77
FIGURA 40: COMPARAÇÃO ENTRE PERFIL DE VP MEDIDO E VP CALCULADO DO POÇO D. EM VERMELHO DESTACAM-SE ZONAS DE MUDANÇA LITOLÓGICA, ASSOCIADAS A UMA QUEDA DA POROSIDADE, A QUAL TENDE A ZERO, E POR ISSO O MODELO NÃO CONSEGUE CALCULAR O VALOR DE VP.	79
FIGURA 41: RESUMO DA DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS PRINCIPAIS ZONAS DO POÇO D.	80
FIGURA 42: GRÁFICO DA MEDIDA DE PERFIL DE VP VERSUS POROSIDADE, COMPARANDO OS TRENDS DO POÇO D COM O POÇO X.....	81
FIGURA 43: COMPARAÇÃO ENTRE PERFIL DE VP MEDIDO E VP CALCULADO DO POÇO X.....	83
FIGURA 44: COMPONENTES DO ESFORÇO [3].	88
FIGURA 45: COMPRESSÃO HIDROSTÁTICA [1].	89
FIGURA 46: CISALHAMENTO SIMPLES [1].	90
FIGURA 47: EXTENSÃO-TENSÃO UNIAXIAL [1].	90
FIGURA 48: EXTENSÃO/COMPRESSÃO UNIAXIAL [1].	91
FIGURA 49: CLASSIFICAÇÃO DOS GRÃOS SEM ESQUELETO [74].	98
FIGURA 50: TIPOS BÁSICOS DE CARBONATOS SEGUNDO A CLASSIFICAÇÃO DE FOLK. QUATRO GRUPOS SÃO RECONHECIDOS [75].	102
FIGURA 51: CLASSIFICAÇÃO DE DUNHAM [72].	103
FIGURA 52: GRÁFICO DE VPXPHIE COLORINDO AS AMOSTRAS DE ACORDO COM A PERMEABILIDADE [76].	104
FIGURA 53: ESQUEMA COM EXEMPLOS DOS TIPOS DE POROSIDADE PRIMÁRIA E SECUNDÁRIA USADOS NESTA DISSERTAÇÃO.	105
FIGURA 54: ALGUNS TIPOS DE POROSIDADE BASEADO NA CLASSIFICAÇÃO DE CHOQUETTE&PRAY [72]...	106

Lista de Tabelas

TABELA 1: TABELA DA DISTRIBUIÇÃO EM TERMOS DE ABUNDÂNCIA PARA CADA TIPO DE PORO.	52
TABELA 2: TABELA DA ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS AMOSTRAS.....	55
TABELA 3: RELAÇÃO ENTRE AS CONSTANTES ELÁSTICAS DE MATERIAL ISOTRÓPICO [3].	92
TABELA 4: TABELA COM OS TIPOS DE CARBONATOS, ORDEM DE OCORRÊNCIA DE DIAGÊNESE E ESTRUTURA INTERNA	97
TABELA 5: ARRANJO, CONTATO DOS GRÃOS, E COMPACTAÇÃO MECÂNICA E QUÍMICA DE TEXTURA EM CARBONATOS [72].	100

Introdução

Historicamente, a indústria do petróleo vem sendo beneficiada pela sísmica como um importante método na delimitação e caracterização de reservatórios siliciclásticos¹. No entanto, com a descoberta de novos campos, cuja estrutura interna dos reservatórios é mais complexa, como os carbonatos² do Pré-sal, a necessidade de se entender conceitos de física de rochas referentes à calibração dos atributos sísmicos elásticos no processo de caracterização de reservatórios tornou-se um desafio.

A quantidade de informação disponível, a partir da extração de atributos sísmicos elásticos, atua como um fator de otimização na tradução dos reservatórios em termos de suas propriedades petrofísicas de rochas e fluidos. No entanto, para que estes atributos possam ser utilizados de forma confiável e efetiva, é necessário um melhor entendimento da correlação entre a propagação da onda sísmica e as propriedades petrofísicas do reservatório.

No que se refere à física de rochas, é possível derivar várias propriedades físicas de interesse como porosidade, permeabilidade, saturação de óleo a partir das medidas de propriedades como velocidade de onda compressional e cisalhante, resistividade e resposta térmica de nêutrons. No poço, medidas de perfil de velocidade, densidade, resistividade são todas relacionadas a uma propriedade em especial, a porosidade. É importante ressaltar que a correlação entre essas medidas depende do ambiente geológico, da micro-estrutura da rocha e da distribuição de fase do fluido.

As relações utilizadas para estimar porosidade e permeabilidade são frequentemente baseadas em leis empíricas e para um ambiente geológico específico. Em alguns casos, o uso de relações generalizadas pode levar a uma

¹ Siliciclásticos: Sedimentos compostos, predominantemente, de quartzo e silicatos [77].

² Carbonatos: Rocha sedimentar formada pela acumulação de carapaças de organismos calcários ou pela precipitação de carbonato de cálcio ou magnésio. Inclui os calcários e dolomitos [77].

interpretação ineficaz e/ou equivocada das medidas, por possuírem uma base científica restrita para suportar a interpretação de propriedades geofísicas.

Como os sedimentos carbonáticos são propensos a alterações diagenéticas³ que mudam sua mineralogia e estrutura de poros, as propriedades elásticas da rocha e, portanto, a velocidade sônica também são alteradas. O resultado é um relacionamento dinâmico entre diagênese, porosidade, tipo de poro, e velocidade sônica. Embora a porosidade seja o principal fator de controle na determinação da velocidade sônica nas rochas, nos carbonatos o tipo de poro tem praticamente a mesma importância no comportamento elástico e na velocidade sônica resultante. Desta forma, o conhecimento da complexidade da correlação tipo de poro/velocidade-porosidade nos carbonatos pode ser usada para prever a curva de tipo de porosidade, a diagênese associada, e a curva de permeabilidade, parâmetros importantes na caracterização do reservatório. A permeabilidade, assim como a velocidade, em carbonatos é fortemente afetada pelo tipo de porosidade e pela conectividade dos poros, e menos afetada pela porosidade total.

O principal desafio desta dissertação foi caracterizar com precisão a estrutura de rochas carbonáticas, devido à sua complexidade, determinar propriedades como velocidade e permeabilidade baseada nessa caracterização e com isto, estabelecer correlações que possibilitem a predição de propriedades tanto na escala rocha quanto na escala do perfil de poço.

A seguir, apresenta-se um breve resumo dos assuntos abordados em cada um dos capítulos dessa dissertação:

No primeiro capítulo, são descritos modelos empíricos e teóricos de física de rochas, iniciando da construção do sólido, passando à inclusão dos tipos de porosidade, e saturação dos poros, obtendo ao final o meio efetivo da rocha em

³ Diagênese: conjunto de alterações físico-químicas que ocorrem após a deposição dos sedimentos, sob condições de baixa temperatura, com mudanças na mineralogia e textura da rocha [77].

termos das propriedades elásticas (módulo bulk e cisalhante), bem como os fatores que afetam as propriedades elásticas da rocha.

No segundo capítulo, são descritas as medidas experimentais de porosidade, densidade, permeabilidade e velocidade compressional e cisalhante em amostras de rochas, as quais foram todas realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES).

No terceiro capítulo, é realizada a análise e discussão dos resultados obtidos sendo este dividido em 4 grupos: 1) descrição, análise e definição dos parâmetros de amostras de rochas carbonáticas de afloramento; 2) parametrização e calibração do modelo de Xu-Payne; 3) comparação entre o modelo teórico de Xu-Payne e o modelo empírico de Wyllie; 4) mudança de escala rocha- perfil de poço.

No capítulo de conclusões é apresentada, mediante a comparação entre os modelos e o poder de predição de Xu-Payne, a importância da parametrização e calibração dos modelos, baseados em dados de lâminas petrográficas, na melhoria da interpretação das medidas de velocidade compressional em função das características permo-porosas de rochas carbonáticas, mostrando que uma vez que o modelo de Xu-Payne seja bem parametrizado e as correlações entre as propriedades petrofísicas e elásticas da rocha são bem estabelecidas, é possível estendê-lo a um mesmo ambiente geológico e extrair informações de permo-porosidade de reservatórios carbonáticos.

A teoria da elasticidade, de onde saem as definições dos módulos elásticos e das velocidades compressional e cisalhante a partir da equação de onda, é descrita no apêndice A.

Por se tratar de um tema interdisciplinar, no apêndice B foi feita uma breve descrição da geologia das rochas carbonáticas, em especial da parte de sedimentologia (tamanho de grão, textura, tipo de poros, etc).

Por fim, no apêndice C foram anexados e descritos os códigos em MatLab do programa de ajuste dos parâmetros do modelo de Xu-Payne (PARAMETRIZA) e de predição qualitativa do tipo de porosidade (INVERTE), desenvolvido para essa dissertação.

Modelos de Meio Efetivo

Neste capítulo as propriedades elásticas das rochas e suas diferentes aproximações são apresentadas mais especificamente dentro de um enfoque geofísico aplicado à caracterização de rochas carbonáticas.

Expressões que correlacionam o módulo elástico à porosidade, à compressibilidade do fluido de poro e à saturação de fluido, formam a base para estimativa e monitoramento do reservatório. A determinação exata da relação entre estrutura de poros e as propriedades elásticas da rocha tem sido uma constante busca na geofísica, uma vez que entender a interação entre rocha, estrutura de poros e fluido, e como eles controlam as propriedades da rocha é determinante para melhorar a interpretação de medidas geofísicas [5].

As propriedades da estrutura de poros das rochas dependem principalmente da morfologia do espaço poroso e das fases sólidas da rocha. Aspectos relevantes da estrutura da rocha, estudados em geofísica, incluem: porosidade, formato, tamanho e tipo de poro, e as interações entre os poros e as regiões sólidas. Estas propriedades compõem a morfologia da rocha e não possuem uma definição precisa na literatura.

Predizer de forma coerente as propriedades elásticas através de informações micro-estruturais requer: (i) uma descrição quantitativa precisa do meio micro-estrutural; (ii) o conhecimento das propriedades elásticas de cada constituinte; e (iii) capacidade para resolver as propriedades mecânicas em uma larga escala tridimensional [3, 5]. Na ausência de uma caracterização estrutural completa, a tentativa de relacionar propriedades elásticas da rocha com a sua porosidade limitam-se a relações empíricas [7], teorias de meio efetivo [8], médias ponderadas e harmônicas [9, 10] e modelos determinísticos simples [11, 12], não sendo nenhuma delas satisfatória.

Em geral, as relações empíricas são obtidas estatisticamente de um banco de dados experimentais, resumindo de forma simples e conveniente o comportamento dessas amostras. A falta de uma conexão rigorosa com a micro-

estrutura faz com que equações empíricas tenham pouco poder preditivo ou interpretativo, permitindo raramente uma boa compreensão física, sendo frequentemente estendidas a uma grande variação de tipos de rochas.

Modelos empíricos simples procuram uma explicação significativa para as observações experimentais, sendo a equação de Wyllie o modelo mais conhecido [44]. Estes modelos servem para uma classe determinada de tipos de rochas, mas não tem uma aplicação generalizada.

Dentre os modelos de física de rochas amplamente utilizados, a teoria de meio efetivo é a mais empregada, por incluir a micro-estrutura da rocha. No entanto, como a micro-estrutura correspondente a um modelo específico não é realista, muitas vezes os modelos usados não podem ser validados.

Outro método bastante empregado é a média de Voig-Reus-Hill. A vantagem deste método é que ele incorpora a informação de micro-estrutura e pode ser aplicado a estruturas complexas arbitrárias, sendo de grande utilidade quando os materiais constituintes da rocha possuem propriedades similares. No entanto, possui pouco poder de predição.

Devido a diferenças na interpretação básica, na escolha dos estados de referência e métodos, diferentes modelos podem apresentar previsões fortemente discordantes entre si.

1.1 – MODELOS EMPÍRICOS

Medidas experimentais têm frequentemente mostrado que relações empíricas relativamente simples podem ser usadas para descrever propriedades de rochas sedimentares [5]. Medidas feitas por Wyllie et al. [11, 44, 45] mostram uma relação monotônica entre a velocidade compressional e a porosidade em rochas sedimentares, quando estas possuem mineralogia relativamente uniforme, estão saturadas e sob uma pressão efetiva relativamente alta. Wyllie et al. aproximaram estas relações através da seguinte equação:

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\phi}{V_{fl}} + \frac{1-\phi}{V_0}$$

Equação I

onde V_P , V_{fl} e V_0 são as velocidades de onda P (acústica) da rocha saturada, do fluido de poro, e do material constituinte da rocha respectivamente, e ϕ é a porosidade. A interpretação desta expressão é que o tempo total de trânsito é a soma do tempo de trânsito no mineral mais o tempo de trânsito no fluido de poro, por isso, usualmente é chamada de equação do tempo médio.

Precaução: a equação do tempo médio é heurística e não pode ser justificada teoricamente [3].

Raymer et al. [12] sugeriram aperfeiçoamentos para a relação empírica entre a velocidade e o tempo de trânsito de Wyllie:

$$V_P = (1-\phi)^2 V_0 + \phi V_{fl}, \quad \phi < 37\%$$

Equação II

$$\frac{1}{\rho V_P^2} = \frac{\phi}{\rho_{fl} V_{fl}^2} + \frac{1-\phi}{\rho_0 V_0^2}, \quad \phi > 47\%$$

Equação III

$$\frac{1}{V_P} = \frac{0,47-\phi}{0,10} \frac{1}{V_{37}} + \frac{\phi-0,37}{0,10} \frac{1}{V_{47}}, \quad 47\% > \phi > 37\%$$

Equação IV

onde ρ , ρ_{fl} e ρ_0 são as densidades da rocha saturada, do fluido de poro, e do material constituinte da rocha respectivamente, e V_{37} é a velocidade calculada em $\phi = 37\%$ usando a equação para baixas porosidades, e V_{47} é a velocidade calculada em $\phi = 47\%$ usando a equação para altas porosidades.

No entanto, toda essa formulação, feita inicialmente para rochas siliciclásticas, não tem apresentado um bom ajuste quando aplicada a rochas carbonáticas, devido ao fato de que, enquanto as rochas sedimentares podem ser consideradas isotrópicas quanto à mineralogia e ao sistema poroso, as rochas

carbonáticas possuem uma mineralogia mais diversificada bem como um sistema poroso complexo.

A influência do tipo da geometria interna dos poros na velocidade acústica em carbonatos vem sendo mencionada em diversos estudos [26 a 42]. Muitos desses estudos focam a razão de achatamento do poro como a principal característica geométrica que influencia a velocidade acústica [35, 38, 40, 41, 42]. Anselmetti e Eberli [27, 28, 29] mostraram como variações da geometria do espaço poroso em carbonatos influenciam a velocidade acústica, demonstrando uma forte dependência entre a velocidade acústica e a combinação de fatores de porosidade e estrutura de poros em carbonatos. Eles definiram “*velocity deviation*” como a diferença entre as velocidades medidas e as velocidades estimadas usando a equação de Wyllie. Usando uma classificação de tipo de poros em carbonatos já conhecidos [29, 43], eles diferenciaram a geometria dos poros correlacionando-a com os desvios na velocidade calculada pela equação de Wyllie.

A equação para a “*velocity deviation*” definida por Anselmetti e Eberli [29] é dada por:

$$\Delta V_p = V_p - V_{pw}$$

Equação V

onde V_p é a velocidade acústica medida, e V_{pw} é a velocidade dada pela equação de Wyllie.

Esta formulação pode ser usada para incorporar a variação da velocidade em uma regressão linear definida como [46, 47]:

$$V_p = V_{pw} + c_0 + c_1 x + \varepsilon = \hat{y} + \varepsilon$$

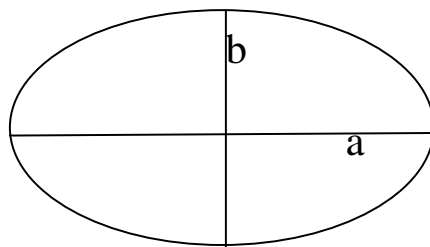
Equação VI

onde x representa qualquer parâmetro geométrico medido (ex: perímetro sobre área, tamanho de poro dominante, razão de achatamento, etc), c_0 e c_1 são constantes determinadas durante a regressão, \hat{y} representa a nova velocidade estimada, e ε é o termo do erro que pode conter tanto erros de medida quanto outras influências na velocidade que não foram mensuradas.

Segundo Weger [47], os parâmetros geométricos que de fato influenciam a velocidade acústica em carbonatos são o perímetro sobre a área (PoA) e o tamanho dominante dos poros (DOMsize).

Weger [47] observou que valores baixos de PoA indicam um sistema simples de geometria dos poros, enquanto altos valores de PoA indicam um sistema complexo. Logo, para uma porosidade constante, baixos valores de PoA estão relacionados a velocidades maiores que altos valores de PoA. Quanto ao DOMsize, ele observou que, para uma dada porosidade, o aumento do DOMsize implicava em um aumento da velocidade (figura 2).

Os outros parâmetros por ele analisados, como a razão de achatamento: que é a razão entre o eixo menor e o eixo maior do poro, supondo-se este elipsoidal (figura 1); e esfericidade: que é a aproximação da forma da partícula à de uma esfera podendo ser calculada através da razão entre o perímetro do poro e o perímetro da esfera, se mostraram menos efetivos no aumento e/ou diminuição da velocidade em comparação ao PoA e ao DOMsize (figura 3).



$$\text{Razão de Achatamento} = \alpha = b/a$$

Figura 1: Razão de achatamento de uma elipse.

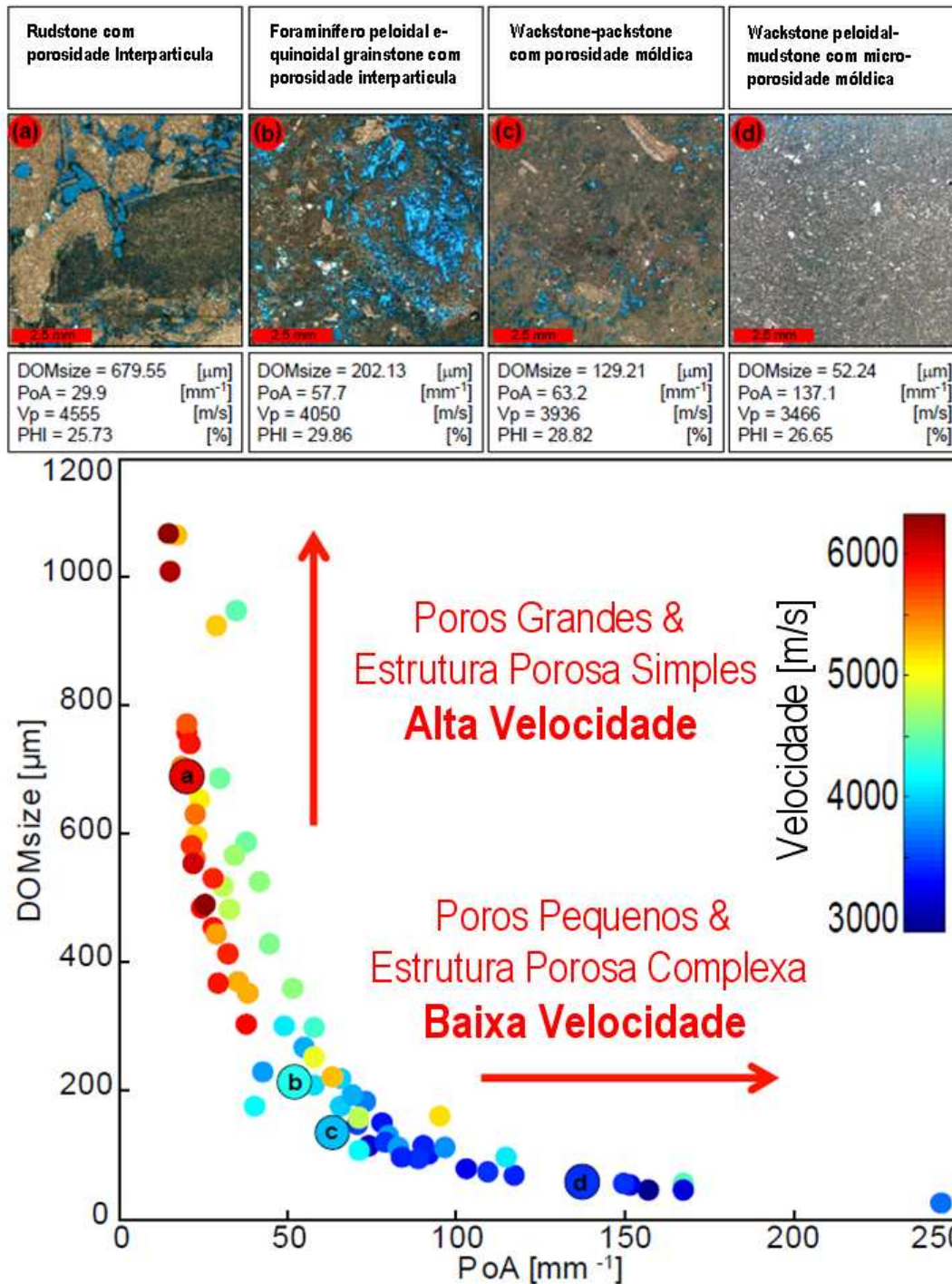


Figura 2: Gráfico do perímetro sobre área versus tamanho dominante de poro com a velocidade medida superposta em cor. Para ilustrar os tipos de porosidade em carbonatos temos de a-d lâminas que correspondem a combinações entre os parâmetros geométricos e a velocidade [47].

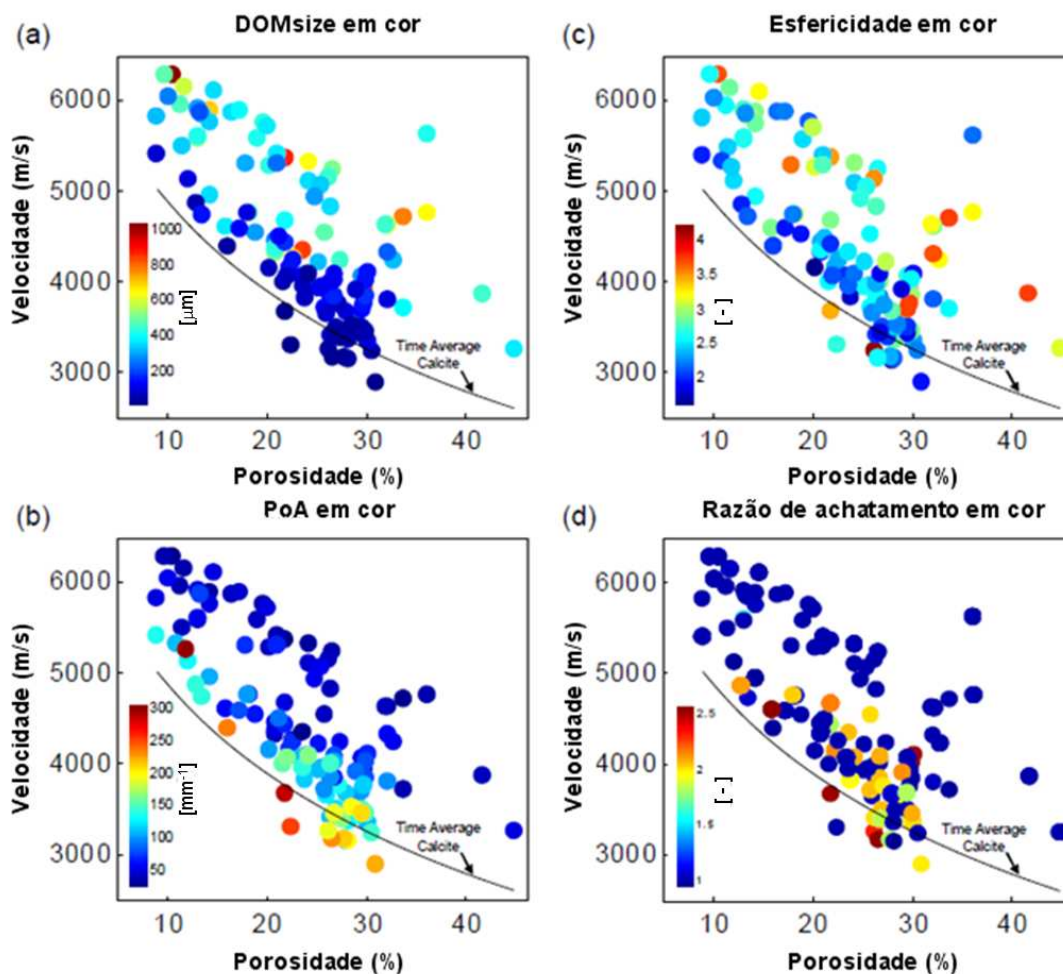


Figura 3: Gráfico da velocidade versus porosidade com quatro parâmetros geométricos superpostos em cor. Os quatro parâmetros mostram um gradiente que diferencia amostras com alta velocidade das amostras com baixa velocidade para uma dada porosidade [47].

1.2-CONSTRUÇÃO DO MEIO SÓLIDO

O primeiro passo para modelar a rocha é saber os seus constituintes e como eles estão arranjados entre si. Para isso existem propostas na literatura de métodos para cálculo dos limites superiores e inferiores do módulo elástico das rochas, os quais fornecem um suporte prático para as relações entre velocidade e porosidade. Nesta dissertação será apresentado apenas o método de Voigt e Reuss para o cálculo de limites.

Muitos modelos discutidos na literatura tentam descrever teoricamente o módulo elástico efetivo de rochas. Essas aproximações geralmente precisam da especificação de três tipos de informação: (1) a fração volumétrica de cada constituinte da rocha, (2) o módulo elástico de cada constituinte e (3) os detalhes geométricos de como os constituintes se arranjam entre si [1].

Na prática, os detalhes geométricos da rocha nunca são adequadamente incorporados ao modelo teórico, sendo as tentativas sempre direcionadas a aproximações e simplificações, onde algumas são melhores que outras.

Quando especificamos apenas as frações volumétricas dos constituintes da rocha e seus módulos elásticos, sem os detalhes geométricos de seus arranjos, podemos prever apenas o limite superior e o inferior dos módulos e das velocidades da rocha composta [3, 5]. No entanto, os limites elásticos são extremamente confiáveis e robustos, e sofrem pouco com as aproximações relativas à definição geométrica da maioria dos modelos de meio efetivo.

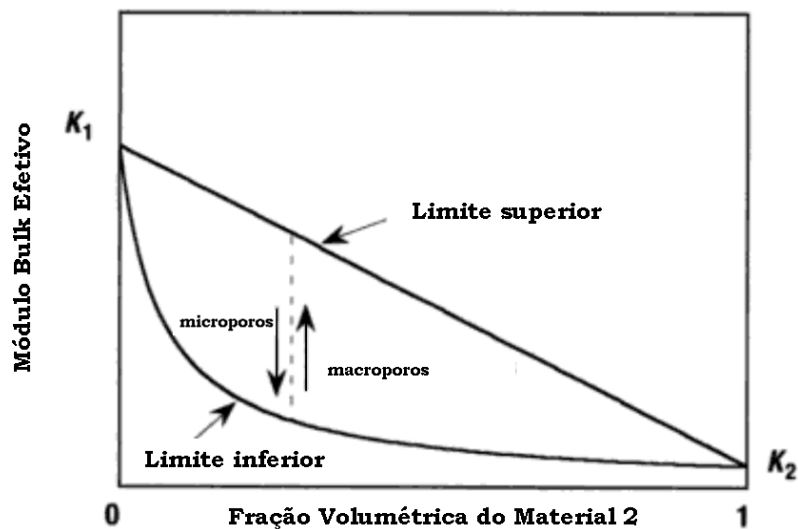


Figura 4: Ilustração conceitual dos limites do módulo Bulk efetivo de uma mistura de dois materiais [4].

1.2.1-MÉDIA DE VOIGT-REUSS-HILL

Os métodos para cálculo dos limites baseiam-se na informação micro-estrutural, tal que para qualquer fração volumétrica dos constituintes, o módulo efetivo estará entre esses limites, mas o valor preciso deste dependerá dos detalhes geométricos. As equações de limites mais simples apresentadas na literatura são os limites de Voigt (superior) e Reuss (inferior) [3].

Costuma-se usar os termos: poro incompressível (*stiff porous*) e poro compressível (*soft porous*) para descrever as variações geométricas. Os poros incompressíveis tendem a valores acima do range permitido, enquanto os poros compressíveis diminuem esse valor.

O limite superior de Voigt para os módulos elásticos efetivos, M_V , de N fases é dado por [15]:

$$M_V = \sum_{i=1}^N f_i M_i$$

Equação VII

f_i = fração volumétrica do i -ésimo meio

M_i = módulo elástico do i -ésimo meio

O limite de Voigt também é chamado de média *isodeformação* (*isostrain*) por ser dado pela razão entre a tensão e a deformação média, assumindo-se que todos os constituintes possuem a mesma deformação (Figura 5).

O limite inferior de Reuss para os módulos elásticos efetivos, M_R , é dado por [16]:

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^N \frac{f_i}{M_i}$$

Equação VIII

O limite de Reuss também é chamado de média *isotensão* (*isostress*) por ser dado pela razão entre a tensão e a deformação média, assumindo-se que todos os constituintes possuem a mesma tensão (Figura 5).

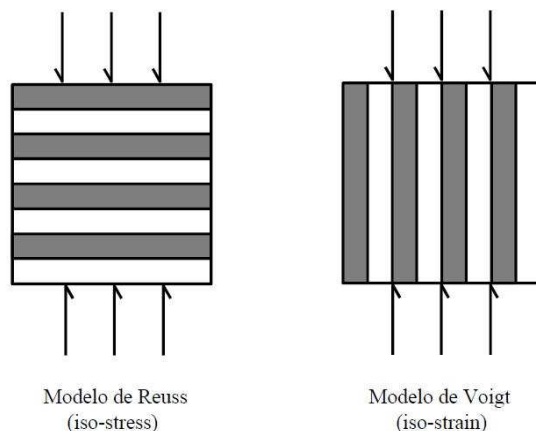


Figura 5: Esquema de “mistura de sólidos” segundo os modelos de Voigt e Reuss [1].

A média de Reuss descreve exatamente o módulo efetivo de uma suspensão de grãos de sólido em um fluido, bem como descreve o módulo de materiais fragmentados, cujos fragmentos estão completamente cercados pelo fluido dos poros.

Em oposição à média de Reuss, a qual descreve um número de sistemas fisicamente reais, misturas isotrópicas reais nunca podem ser tão incompressíveis quanto o limite de Voigt prevê (exceto quando há só uma fase de elementos).

A média de Voigt-Reuss-Hill é a média aritmética dos limites de Voigt e Reuss, sendo expressa por [17]:

$$M_{VRH} = \frac{M_V + M_R}{2}$$

Equação IX

A média de Voigt-Reuss-Hill é usada para estimar o módulo elástico da rocha em termos de seus constituintes e espaço de poros, quando a estimativa do módulo é necessária e não apenas o range possível dos valores, sendo o resultado estritamente heurístico.

Matematicamente o M nas fórmulas acima pode ser representado tanto por K (módulo Bulk) quanto por μ (módulo cisalhante) [3].

1.3- CONSTRUÇÃO DO SISTEMA POROSO

O segundo passo é a inclusão de poros no arcabouço rochoso. Uma maneira aproximada utilizada em física de rochas de fazer a construção do sistema poroso é assumir uma forma específica de inclusão, para a qual o efeito produzido nas propriedades elásticas pode ser calculado analiticamente. Várias aproximações de meio efetivo [18] podem ser usadas sistematicamente, porém estas apenas fazem uma extensão aproximada dos resultados para sistemas de altas porosidades. Micro-estruturas simples, que consideram o poro um elipsóide, tem correspondido com estas teorias. No entanto as estruturas físicas não são necessariamente realistas, uma vez que o espaço poroso pode ser bem mais complexo [19].

Nesta seção serão discutidos apenas a aproximação de KUSTER & TOKSÖZ e o modelo Diferencial de Meio Efetivo.

1.3.1- APROXIMAÇÃO DE KUSTER & TOKSÖZ

O modelo de Kuster e Toksöz [24], deriva expressões para a velocidade de onda P e S (definidas no apêndice A em função dos módulos elásticos) usando a teoria de espalhamento de primeira ordem do comprimento de onda, calculando aproximadamente a interação mecânica entre os poros. A generalização das expressões dos módulos efetivos K_{KT} e μ_{KT} para uma variedade de formas de inclusão podem ser escritas como [8]:

$$(K_{KT} - K_m) \frac{\left(K_m + \frac{4}{3}\mu_m\right)}{\left(K_{KT} + \frac{4}{3}\mu_m\right)} = \sum_{i=1}^N x_i (K_i - K_m) P^{mi}$$

Equação X

$$(\mu_{KT} - \mu_m) \frac{(\mu_m + \zeta_m)}{(\mu_{KT} + \zeta_m)} = \sum_{i=1}^N x_i (\mu_i - \mu_m) Q^{mi}$$

Equação XI

onde
$$\zeta_m = \frac{\mu_m (9K_m + 8\mu_m)}{6 (K_m + 2\mu_m)}$$

Equação XII

O somatório é feito sobre os diferentes tipos de inclusão, com fração volumétrica dada por x_i e os coeficientes P^{mi} e Q^{mi} descrevem o efeito da inclusão de um material i em um aracobouço (*background*) m .

Inclusões com materiais de diferentes propriedades ou diferentes formatos exigem termos separados no somatório. Cada grupo de inclusão deve ser distribuído aleatoriamente, de forma isotrópica. Essas equações são independentes e podem ser resolvidas explicitamente para uma fácil avaliação [3].

Os valores de P e Q para inclusões com razão de achatamento arbitrário são dados por:

$$P = \frac{1}{3} T_{ijj}$$

Equação XIII

$$Q = \frac{1}{5} \left(T_{ijj} - \frac{1}{3} T_{ijj} \right)$$

Equação XIV

Onde o tensor T_{ijkl} relaciona um campo remoto de deformação uniforme à deformação entre as inclusões elipsoidais [25], dados por [8]:

$$T_{ijj} = \frac{3F_1}{F_2}$$

Equação XV

$$T_{ijj} - \frac{1}{3} T_{ijj} = \frac{2}{F_3} + \frac{1}{F_4} + \frac{F_4 F_5 + F_6 F_7 - F_8 F_9}{F_2 F_4}$$

Equação XVI

onde:

$$F_1 = 1 + A \left[\frac{3}{2} (f + \theta) - R \left(\frac{3}{2} f + \frac{5}{2} \theta - \frac{4}{3} \right) \right]$$

Equação XVII

$$F_2 = 1 + A \left[1 + \frac{3}{2} (f + \theta) - \frac{R}{2} (3f + 5\theta) \right] + B(3 - 4R) + \frac{A}{2} (A + 3B)(3 - 4R) [f + \theta - R(f - \theta + 2\theta^2)]$$

Equação XVIII

$$F_3 = 1 + A \left[1 - \left(f + \frac{3}{2} \theta \right) - R(f + \theta) \right]$$

Equação XIX

$$F_4 = 1 + \frac{A}{4} [f + 3\theta - R(f - \theta)]$$

Equação XX

$$F_5 = A \left[-f + R \left(f + \theta - \frac{4}{3} \right) \right] + B\theta(3-4R)$$

Equação XXI

$$F_6 = 1 + A[1 + f + R(f + \theta)] + B(1 - \theta)(3 - 4R)$$

Equação XXII

$$F_7 = 2 + \frac{A}{4}[3f + 9\theta - R(3f + 5\theta)] + B\theta(3 - 4R)$$

Equação XXIII

$$F_8 = A \left[1 - 2R + \frac{f}{2}(R - 1) + \frac{\theta}{2}(5R - 3) \right] + B(1 - \theta)(3 - 4R)$$

Equação XXIV

$$F_9 = A[(R - 1)f + R\theta] + B\theta(3 - 4R)$$

Equação XXV

com A , B e R dados por:

$$A = \frac{\mu_i}{\mu_m} - 1$$

Equação XXVI

$$B = \frac{1}{3} \left(\frac{K_i}{K_m} - \frac{\mu_i}{\mu_m} \right)$$

Equação XXVII

$$R = \frac{\mu_m}{K_m + \frac{4}{3}\mu_m}$$

Equação XXVIII

As funções θ e f para elipsóides alongados nos pólos e para elipsóides achatados nos pólos respectivamente, são dadas por:

$$\theta = \begin{cases} \frac{\alpha}{(\alpha^2 - 1)^{3/2}} \left[\alpha(\alpha^2 - 1)^{1/2} - \cosh^{-1} \alpha \right] \\ \frac{\alpha}{(1 - \alpha^2)^{3/2}} \left[\cos^{-1} \alpha - \alpha(1 - \alpha^2)^{1/2} \right] \end{cases}$$

Equação XXIX

$$f = \frac{\alpha^2}{(1 - \alpha^2)} (3\theta - 2)$$

Equação XXX

onde α é a razão de achatamento do poro. Note que $\alpha < 1$ para elipsóides achatados nos pólos e $\alpha > 1$ para elipsóides alongados nos pólos. Note também que, este modelo pressupõe que as inclusões são elipsóides ideais, que o meio é linear isotrópico e elástico, e que os *microporos* ($a \gg b$) são isolados em relação ao fluxo.

Nesta dissertação foi adotado que a razão de achatamento dos poros seria dada sempre pelo eixo menor dividido pelo eixo maior, portanto os poros serão elipsoidais achatados nos pólos ($\alpha < 1$).

1.3.2 – MODELO DE MEIO EFETIVO DIFERENCIAL

Frequentemente usada, a teoria de meio efetivo diferencial (DEM) é construída usando modelos compostos de duas fases. Primeiramente o modelo assume que temos apenas uma fase, chamada matriz, e posteriormente as inclusões de uma segunda fase são adicionadas gradativamente, na matriz até que se tenha o arcabouço desejado, ou seja, até que se tenha modelado o sistema poroso da rocha [20, 21, 22].

Este processo é continuado até chegarmos à proporção desejada dos constituintes. A formulação do DEM não trata cada constituinte, mas define um material como base (matriz), tal que o módulo efetivo depende do caminho tomado na construção para alcançar a composição final, ou seja, se tomarmos o material 1 como matriz e acrescentarmos o material 2 como inclusões, em geral, não teremos as mesmas propriedades efetivas caso tivéssemos começado com o material 2 como matriz.

Sendo assim, para múltiplas inclusões, o módulo efetivo não dependerá somente da fração final de cada constituinte, mas também da ordem em que cada constituinte foi incluído. No entanto, casos com múltiplas inclusões não devem ser usados para descrever precisamente a rocha, uma vez que não podemos determinar geologicamente a ordem das inclusões na natureza.

Os módulos efetivos Bulk (K^*) e Cisalhante (μ^*), são calculados segundo o seguinte sistema de equações diferenciais ordinárias [23]:

$$(1-y)\frac{d}{dy}[K^*(y)] = (K_2 - K^*(y))P^{(*2)}$$

Equação XXXI

$$(1-y)\frac{d}{dy}[\mu^*(y)] = (\mu_2 - \mu^*(y))Q^{(*2)}$$

Equação XXXII

Com as condições iniciais $K^*(0) = K_1$ e $\mu^*(0) = \mu_1$, onde:

K_1, μ_1 = módulos Bulk e Cisalhante da matriz (fase 1)

K_2, μ_2 = módulos bulk e Cisalhante da inclusão acrescentada (fase 2)

y = concentração da fase 2

P, Q = fatores geométricos deduzidos na seção anterior.

Para inclusões de fluido ou poros vazios, y é igual à porosidade, e o sobrescrito ^(*2) dos fatores P e Q são da inclusão do material 2.

Precaução: Esta modelagem permite que se calcule o poro seco (com ar) ou saturado, porém, em qualquer um dos casos o modelo considera que os poros não estão conectados entre si. Como as cavidades são isoladas em relação ao fluxo, esta aproximação simula o comportamento de uma rocha saturada a alta frequência, apropriada a condições de laboratório ultrasônicas. Para baixas frequências, quando há tempo para a onda induzida entrar em equilíbrio com a pressão de poro, é melhor encontrar o módulo efetivo para cavidades vazias e então saturá-las através das relações de baixa frequência de Gassmann [3].

1.4- SIMULAÇÃO DO EFEITO DE FLUIDO NOS POROS DA ROCHA

Um dos problemas mais comuns na física de rochas em respeito à análise de amostras, aos perfis de poço e ao dado sísmico é predizer a velocidade em rochas saturadas com fluidos diferentes.

A propriedade acústica de fluidos é função das saturações parciais destes fluidos, pressão estática, temperatura, tipo de óleo (grau API - indicativo da densidade do óleo e RGO – razão gás / óleo), salinidade da água, e gravidade específica do gás. Batzle e Wang [59] fizeram uma compilação dos algoritmos utilizados para a estimativa destas propriedades sísmicas dos fluidos intrapuros. Uma avaliação da aplicabilidade destes algoritmos foi realizada por Vasquez e Dillon [60], mostrando o excelente desempenho destes, já que se ajustam perfeitamente às medições laboratoriais. Desta forma, as propriedades elásticas dos fluidos intrapuros traduzidas pelo módulo de volumétrico do fluido K_{fl} , velocidade compressional V_p e densidade do fluido ρ_{fl} podem ser diretamente obtidas através destes algoritmos, sem ser preciso realizar medições laboratoriais.

A seguir veremos como calcular a velocidade do fluido, quando há uma mistura (Seção 1.4.1), e como fazer a substituição de fluido na rocha (Seção 1.4.2).

1.4.1 – EQUAÇÃO DE WOOD

Numa suspensão, ou mistura de fluido, onde as heterogeneidades são pequenas comparadas ao comprimento de onda, a velocidade compressional no fluido é dada pela equação de Wood [53]:

$$V_{fl} = \sqrt{\frac{K_{fl}}{\rho_{fl}}}$$

Equação XXXIII

Onde K_{fl} , quando há uma mistura, pode ser calculado através da média de Reuss (Equação VIII – seção 1.2.1) e ρ_{fl} pode ser calculado através da média de Voigt (Equação VII – seção 1.2.1).

1.4.2 – EQUAÇÃO DE GASSMANN

Geralmente, quando uma rocha está sob o efeito de uma compressão, há um aumento da pressão de poros, a qual resiste à compressão e, portanto enrijece a rocha. A teoria de Gassmann [48] prevê o aumento resultante no módulo Bulk efetivo, K_{SAT} , de uma rocha saturada através da seguinte equação:

$$\frac{K_{SAT}}{K_0 - K_{SAT}} = \frac{K_{dry}}{K_0 - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{K_0 - K_{fl}}$$

Equação XXXIV

onde K_{SAT} é o módulo Bulk efetivo da rocha saturada, K_0 é o módulo Bulk dos minerais da rocha, K_{dry} é o módulo Bulk da rocha seca, K_{fl} é o módulo Bulk do fluido de poro. Assumindo que o módulo de cisalhamento da rocha não se altera com a saturação:

$$\mu_{SAT} = \mu_{dry} = \mu$$

Equação XXXV

onde μ é o módulo de cisalhamento do arcaço ou da rocha seca.

A densidade da rocha saturada é dada por:

$$\rho_{SAT} = (1 - \phi)\rho_0 + \phi\rho_{fl}$$

Equação XXXVI

Onde ρ_0 é a densidade do mineral, ρ_{fl} é a densidade do fluido, e ϕ é a porosidade.

As velocidades previstas por Gassmann são dadas por:

$$V_{P-SAT} = \sqrt{\frac{K_{SAT} + \frac{4}{3}\mu}{\rho_{SAT}}}$$

Equação XXXVII

$$V_{S-SAT} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_{SAT}}}$$

Equação XXXVIII

As hipóteses básicas utilizadas por Gassmann na dedução destas equações foram [1, 25]:

- 1) A rocha ou meio poroso (tanto matriz como arcabouço) são macroscopicamente homogêneos e isotrópicos,
- 2) Todos os poros são inter-conectados,
- 3) Os poros estão preenchidos por um fluido sem atrito (líquido ou gás)
- 4) O sistema sólido-fluido estudado é fechado (não-drenado),
- 5) O movimento relativo entre fluido e sólido é desprezível comparado com o movimento da rocha em si, quando esta é excitada por uma onda, e
- 6) O fluido intraporos não interage com o sólido de forma a alterar a rigidez da rocha ao cisalhamento (enfraquecendo ou enrijecendo).

Obviamente, o uso das equações acima apresentadas requer o conhecimento dos parâmetros de entrada. Os parâmetros K_{dry} e μ podem ser obtidos por meio de medidas de velocidades de rochas secas em laboratório ou pela avaliação de formações. A porosidade e a densidade também podem ser medidas em laboratório ou pelas medidas de perfilagem. O módulo bulk do grão (K_0) pode ser calculado pelas teorias de meio efetivo, resumidas na seção 1.2 quando os dados de análise de mineralogia estão disponíveis ou podem ser assumidos.

1.5 – MODELO DE XU-PAYNE

Devido à sua simplicidade, os modelos empíricos de física de rochas são amplamente usados na indústria, mas apesar de apresentarem alguns bons resultados, sua aplicabilidade é questionada, uma vez que estão condicionados a amostragem dos dados utilizados para a construção do modelo. Outro ponto a se destacar sobre os modelos empíricos é que eles provêm de uma pequena percepção física, por lidar com um número muito limitador de parâmetros.

O método usado neste trabalho estende o modelo de Xu-White [52], elaborado para areia com argila, às rochas carbonáticas, modelo de Xu-Payne [51]. No modelo, o volume total de poros é composto de quatro tipos de poros: (1) poros relacionados à argila (ϕ_{Clay}), (2) macroporos intergranulares (ϕ_{IP}), (3) microporos (ϕ_{Crack}), e (4) macroporos intragranulares (ϕ_{Stiff}):

$$\phi_T = \phi_{Clay} + \phi_{IP} + \phi_{Crack} + \phi_{Stiff}$$

Equação XXXIX

Para dividir o espaço poroso em poros argilosos e poros não-argilosos, tem-se usado o método proposto por Xu-Payne [51]:

$$\phi_{Clay} = V_{sh}\phi_T$$

Equação XL

Onde V_{sh} é o volume de argila, normalizado pelo volume total do grão da matriz. Embora os carbonatos apresentem um conteúdo de argila muito menor que os siliciclásticos, o modelo [51] mantém os poros argilosos para torná-lo aplicável a um sistema misto de carbonatos e siliciclásticos.

As microfissuras ou microporos representam a componente mais estável, seja em carbonatos, seja em siliciclásticos. No entanto, são extremamente sensíveis à tensão. Para relacionar a porosidade devido à micro fissura à tensão efetiva usamos a seguinte equação [51]:

$$\phi_{Crack} = \phi_{Init}e^{-\beta\sigma_e}$$

Equação XLI

onde ϕ_{Init} é a porosidade devido à micro fissura inicial, σ_0 a pressão de soterramento zero, σ_e é a tensão inicial e β é uma constante. ϕ_{Init} e β podem ser definidos através de leis de pressão a partir das medidas de VP e VS, em laboratório.

Os macroporos intragranulares geralmente são representados por porosidades móldicas ou a presença de vugs em rochas carbonáticas e são incompressíveis, enquanto os macroporos intergranulares constituem o espaço

poroso dominante em rochas sedimentares. Em geral, ambos são insensíveis à tensão e não possuem orientação preferencial.

O método de Xu-Payne consiste nos seguintes passos (figura 6):

- 1) A composição dos minerais presentes na rocha é feita através da Média de Voigt-Reuss-Hill (Seção 1.2.1), de forma que iniciamos com uma matriz sólida, com as propriedades desta mistura;
- 2) Os poros relacionados a argila são adicionados usando os modelos de Kuster & Toksöz (Seção 1.3.1) [24];
- 3) Os outros tipos de poros existentes na rocha são adicionados posteriormente utilizando o modelo de Meio Efetivo Diferencial (Seção 1.3.2) [3], sendo desta forma possível calcular as propriedades elásticas efetivas da rocha seca;
- 4) A água irreduzível é misturada com o hidrocarboneto (óleo e/ou gás) usando o Modelo de suspensão de Wood (Seção 1.4.1).
- 5) A equação de Gassmann (Seção 1.4.2) é usada para adicionar o fluido, do passo 4, à rocha obtida do passo 3, em função de se obter as propriedades elásticas efetivas para a rocha saturada.

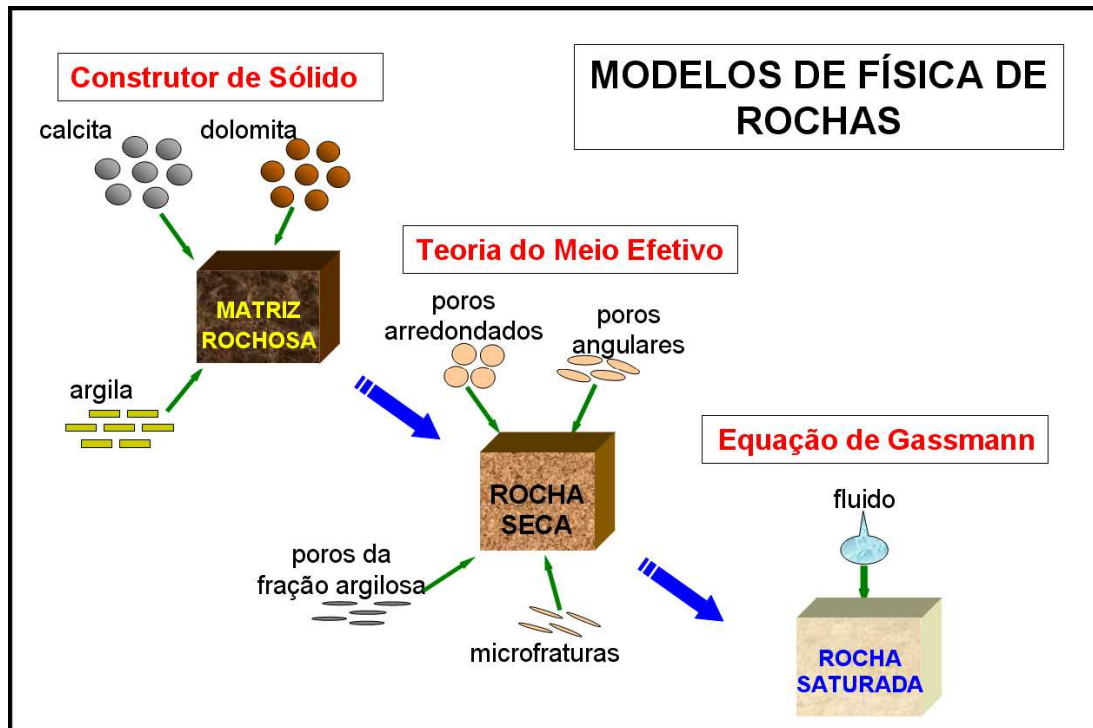


Figura 6: Esquema do passo a passo do Modelo de Física de Rochas de Xu-Payne [51].

Essa aproximação assume que os macroporos intergranulares, são bem conectados e que a permeabilidade é alta o bastante para que a diferença de pressão de poros entre esses poros seja equilibrada na medida da velocidade. Por outro lado, os microporos com água se comportaram como se fossem isolados entre si, devido ao seu tamanho muito pequeno [51] e por isso são incluídos no modelo já saturados.

1.6 – INFLUÊNCIA DOS FATORES PETROFÍSICOS NAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS

Nesta seção será descrito, de uma forma geral, a relação entre as propriedades petrofísicas e as propriedades elásticas da rocha, uma vez que fatores como mineralogia, tamanho de poro e argilosidade são o ponto de partida dos diversos modelos propostos para descrever o comportamento elástico da rocha.

O comportamento elástico das rochas em subsuperfície é a resultante de diversas condicionantes petrofísicas agindo simultaneamente, tais como: tipo de matriz (litologia), tipo de fluido, temperatura, cimentação, argilosidade, pressão e tipo de porosidade entre outros. O diagrama proposto por Hilterman [58, 63] apresentado na figura 7 a seguir, ilustra e sintetiza qualitativamente o efeito que várias das propriedades petrofísicas das rochas em subsuperfície podem causar nas velocidades sísmicas.

A seguir, será apresentado um resumo do que os estudos de Física de Rochas têm mostrado de mais relevante referente à correlação entre propriedades elásticas e os diversos parâmetros petrofísicos, conforme publicado nos últimos anos por diversos autores [3, 54, 58, 64, 65, 66, 67, 68].

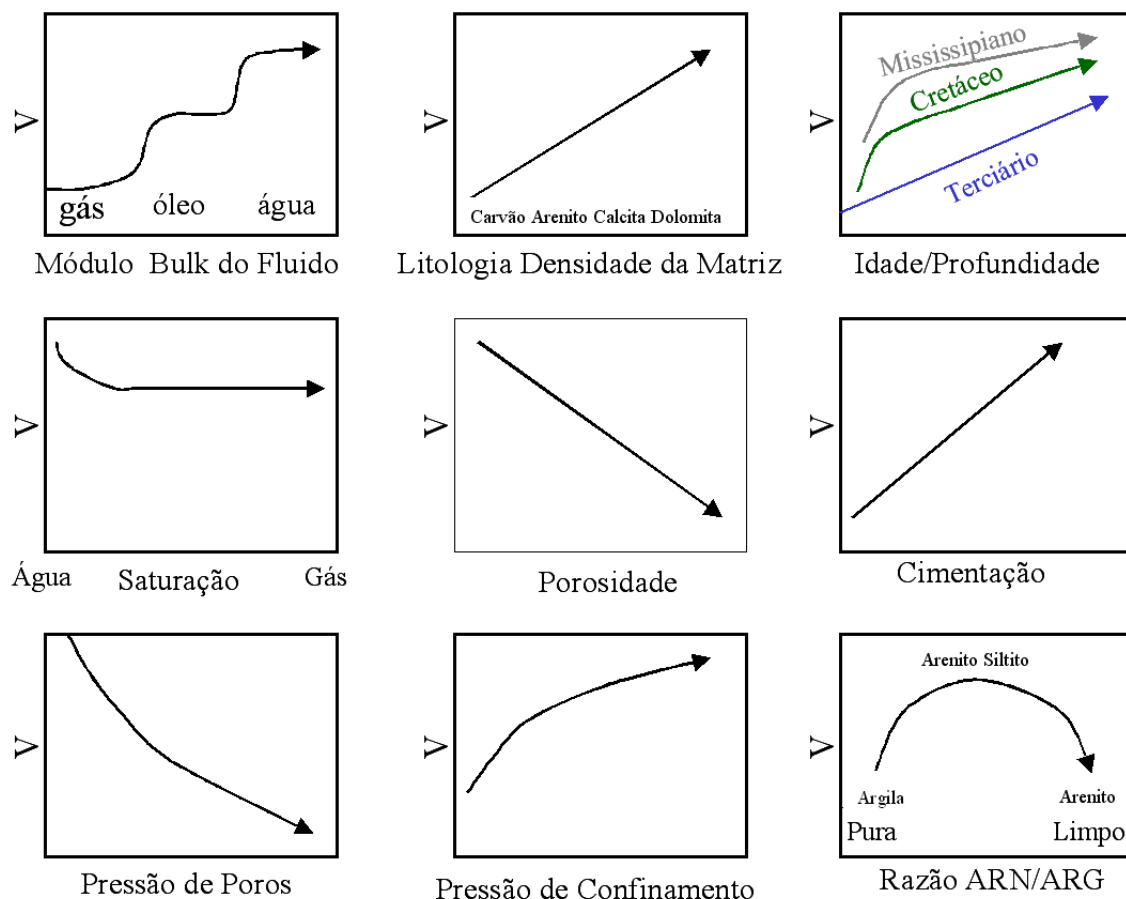


Figura 7: Propriedades petrofísicas de rochas e sua correlação qualitativa com as velocidades elásticas [58, 63].

1.6.1 – PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA E A SUA DEPENDÊNCIA COM A PRESSÃO EFETIVA EM SUBSUPERFÍCIE

No Capítulo 2 será visto que as medidas de velocidade realizadas em laboratório são efetuadas para diferentes pressões, mas que neste trabalho não irá ultrapassar a pressão efetiva do reservatório. O porquê dessa iniciativa será esclarecido ao longo desta seção onde será descrito a relação entre as propriedades elástica da rocha e a pressão efetiva em subsuperfície.

As velocidades elásticas (velocidade compressional VP e velocidade cisalhante VS) nas rochas em subsuperfície sempre aumentam com o aumento da pressão efetiva, que é dada pela diferença entre a pressão confinante e a pressão de poros. No caso específico das rochas reservatório, estas velocidades tendem a um valor assintótico para altas pressões, como mostra a figura 8. Em uma primeira aproximação, as velocidades elásticas são sensíveis à pressão efetiva.

A dependência das velocidades elásticas com a pressão é resultado do processo de fechamento das microfissuras (“cracks”), e/ou poros muito achatados (baixa razão de achatamento - figura 1), assim como do reforço do contato grã-grão [69]. Estes processos tornam a rocha mais resistente em termos mecânicos (figura 8).

A única forma de descobrir a dependência da velocidade elástica de uma rocha específica em relação à variação de pressão efetiva é medindo-se estas propriedades em laboratório. Conforme será descrito no capítulo 2, estas medidas devem ser sempre realizadas em amostras de rocha previamente limpas e secas, pois em medidas ultrassônicas o efeito de fluidos causa dispersão mascarando a dependência real do arcabouço rochoso com a pressão imposta, assim como do tipo de fluido saturante. O efeito de fluido deve ser posteriormente modelado, como descrito na seção 1.4.2.

A taxa de variação de velocidade de uma rocha em função de pressão pode ser diretamente correlacionada à densidade de microfissuras (*cracks*) desta rocha, chamada microporosidade. Por outro lado, a variação de pressão necessária para atingir-se o nível de velocidade constante assintótico de uma rocha está

correlacionada à distribuição do tipo de poros da rocha no que diz respeito a sua forma (*razão de achatamento*) [58].

O diagrama da figura 8, a seguir, ilustra e resume algumas das observações acima descritas.

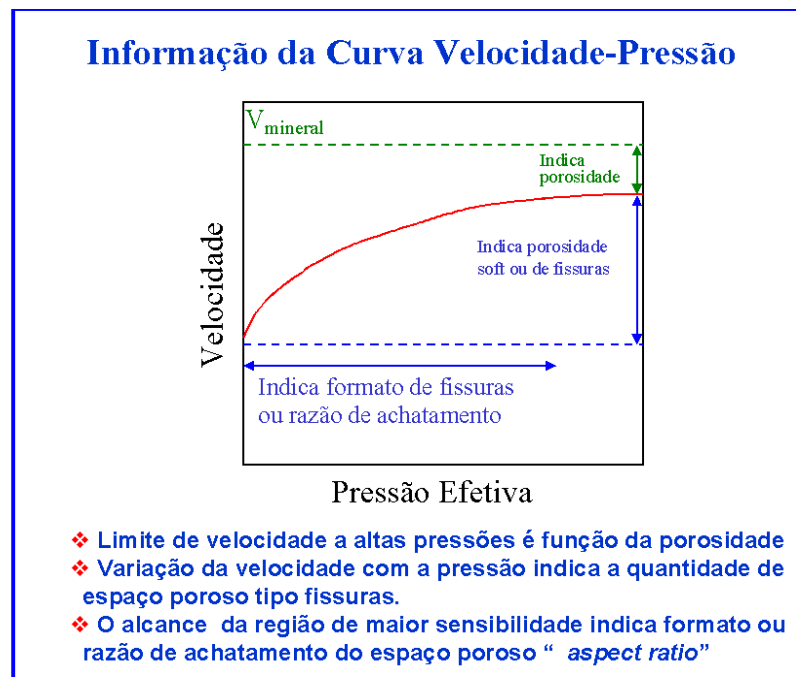


Figura 8: Diagrama representativo da informação sobre a estrutura do arcabouço rochoso contida na curva Velocidade Elástica versus Pressão [58].

Quanto maior a presença de microporosidade, menores serão os valores da velocidade compressional (VP) e da velocidade cisalhante (VS), e da mesma forma, maior sensibilidade a rocha terá ao fluido intraporos.

A microporosidade tende a diminuir devido a altas pressões confinantes encontradas a grandes profundidades e devido à ocorrência de cimentação. Como consequência, temos uma diminuição da sensibilidade da rocha ao fluido e um aumento dos valores de VP e VS.

Situações de pressão de poros anormalmente altas contribuem para o aumento da microporosidade, já que impedem o fechamento das microfissuras. Como consequência tem-se o aumento da sensibilidade da rocha ao fluido e a diminuição dos valores de VP e VS. Adicionalmente, a presença de elevadas pressões de poros por um tempo longo (geológico), tenderá a inibir a diagênese, preservando o espaço poroso e gerando, desta forma, velocidades elásticas anormalmente baixas [58].

1.6.2 – PROPRIEDADES ACÚSTICAS DE FLUIDOS: FATOS RELEVANTES

À medida que a pressão de poros aumenta tanto a densidade (ρ_{fl}), quanto o módulo *bulk* (K_{fl}) da maioria dos fluidos encontrados nas rochas em subsuperfície, aumentam. Em contrapartida, à medida que a temperatura aumenta tanto a densidade (ρ_{fl}), quanto o módulo *bulk* (K_{fl}) da maioria dos fluidos encontrados nas rochas em subsuperfície diminuem.

Nesse sentido, as fórmulas de Batzle e Wang [59], são bastante eficazes e descrevem corretamente a dependência empírica do comportamento acústico do gás, óleo e salmoura e das demais condicionantes físicas tais como a pressão, temperatura e saturação. A figura 9, a seguir, exemplifica como estes modelos (linha azul) se ajustam bem aos resultados experimentais mensurados em laboratório por Vasquez e Dillon [60] e também por Wang e Nur [70].

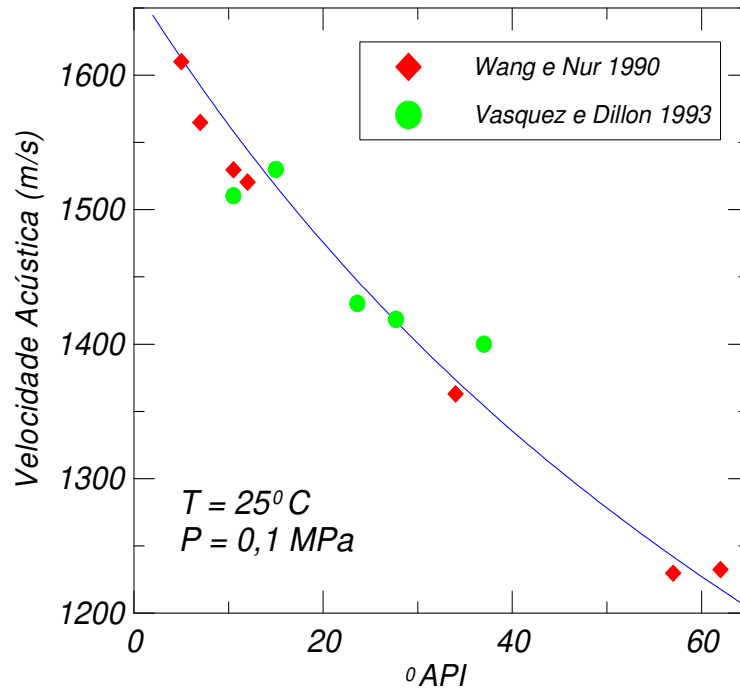


Figura 9: Comparação entre as previsões de Batzle e Wang (linha azul) e dados reais de velocidades de óleos de distintas densidades (grau API) mensurados em laboratório [58].

Quando se trata do comportamento acústico de fluidos, o módulo *bulk* a ser considerado é aquele definido em um processo adiabático, já que o fenômeno físico envolvido é a propagação de uma onda compressional no fluido. Um módulo *bulk* adiabático pode ser de 20% a duas vezes maiores que o correspondente módulo *bulk* K_{fl} isotérmico, o qual é extraído a partir das isotermas em um processo típico de análise PVT (análise termodinâmica do comportamento do óleo em função das variações de pressão, volume e temperatura) [58].

1.6.3 – PROPRIEDADES ELÁSTICAS DA ROCHA E SUA DEPENDÊNCIA COM TIPO DE FLUIDO INTRAPOROS E COM A DENSIDADE DA ROCHA

Foi visto anteriormente, que o módulo *bulk* efetivo da rocha saturada bem como a sua densidade (em menor escala) são funções do tipo de fluido saturante. A sensibilidade desses dois parâmetros em relação ao fluido saturante faz com

que, por conseqüência, a velocidade compressional seja bastante sensível ao tipo de fluido. Entretanto, a velocidade de onda cisalhante é pouco sensível já que o módulo de cisalhamento, teoricamente, independe da presença de fluidos (vide equações XXXV e XXXVII – seção 1.4.2). A sensibilidade de VS ao tipo de fluido é função apenas do pequeno efeito que o fluido exerce na densidade final.

O módulo *bulk* e a densidade de uma rocha saturada serão tão maiores quanto maior for o módulo *bulk* e a densidade do fluido intraporos respectivamente, sendo os efeitos da saturação de fluidos na velocidade compressional mais sentidos quanto menos consolidada for a rocha [58].

Como a velocidade compressional é função da razão entre módulos elásticos e a densidade, (equações XXXVI – seção 1.4.2), os efeitos dos módulos elásticos e da densidade competem [71].

Medidas Experimentais

Neste capítulo, serão abordadas as metodologias experimentais utilizadas na escala das amostras de rocha, onde as investigações sobre a resposta elástica das rochas pode ser obtida através de análises laboratoriais. Em particular, para este trabalho de dissertação, dezenas de amostras de rochas, amostradas em subsuperfície, tiveram suas propriedades elásticas medidas através de método dinâmico no Laboratório de Física de Rochas do Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES). Também foram realizadas medições de porosidade (ϕ), densidade (ρ) e permeabilidade absoluta (K). Todas as medidas foram feitas sob condições reais de subsuperfície no que diz respeito à pressão de poros.

O primeiro passo são as medidas das propriedades petrofísicas, porosidade efetiva (ϕ), densidade (ρ) e permeabilidade absoluta (K) as quais foram realizadas no laboratório de Petrofísica do CENPES, onde as amostras são previamente limpas e secas. Após a realização da análise petrofísica básica das amostras, com base nos dados de porosidade, permeabilidade e densidade, é selecionado um grupo mais representativo, ou seja, que exprime as qualidades petrofísicas gerais do reservatório, para o qual se realizam as medidas das propriedades elásticas.

Feita essa seleção, iniciou-se a etapa das medidas elásticas. As análises laboratoriais são realizadas a frequências ultrassônicas (200 kHz a 1 GHz). Os efeitos dispersivos relacionados às distintas faixas de frequência envolvidas nos ensaios ultrassônicos, quando comparadas àquelas típicas dos levantamentos sísmicos (8 – 60 Hz), são particularmente mais relevantes quanto mais viscoso for o fluido intraporos. Assim, para evitar efeitos de dispersão [54], e ter-se uma melhor estimativa das velocidades elásticas das rochas na faixa de frequência da sísmica, o padrão de procedimento é a obtenção dos módulos elásticos das rochas não saturadas (a seco), com posterior modelagem para efeito de fluidos através de modelos teóricos (vide seção 1.4).

2.1 – MEDIDAS PETROFÍSICAS

Nesta seção serão descritos os procedimentos utilizados no laboratório de Petrofísica do CENPES [55-56] para determinação da porosidade efetiva, densidade e permeabilidade absoluta das amostras utilizadas nessa dissertação.

É importante ressaltar que antes de iniciar as medidas laboratoriais em amostras de rocha, sejam elas petrofísicas ou elásticas, todas as amostras são limpas de fluidos saturantes (água e/ou óleo) extraídos por meio de solventes e secas numa câmara de vácuo.

2.1.1 – MEDIDA DA POROSIDADE EFETIVA

Após a limpeza e secagem das amostras, a primeira medida a ser realizada é a da porosidade efetiva da amostra, que é a razão entre o volume de poros interconectados e o volume total da rocha. Através de um aparato experimental, a ser descrito a seguir, mede-se duas das três grandezas seguintes: volume de poros (Vol_p), volume de sólidos (Vol_s) e volume total (Vol_T), de um conjunto que inclui a amostra de rocha. A partir de dois desses valores obtidos é calculada a porosidade da rocha (ϕ) por um simples equacionamento algébrico:

$$\phi = \frac{Vol_p}{Vol_s + Vol_p} \cdot 100 = \frac{Vol_T - Vol_s}{Vol_T} \cdot 100 = \frac{Vol_p}{Vol_T} \cdot 100$$

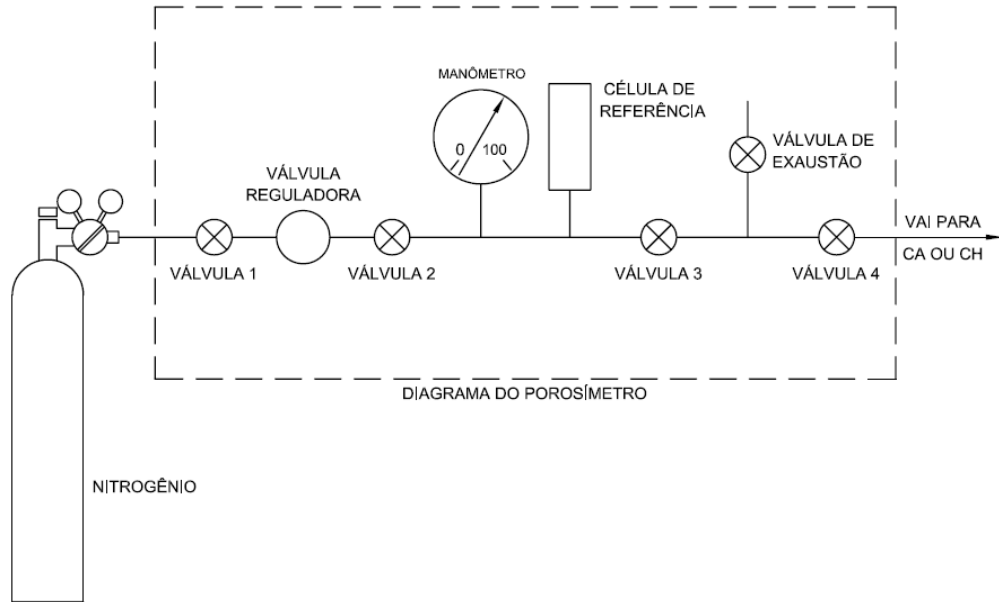
Equação XLII

O aparato experimental utilizado consiste em:

- Porosímetro (figura 10): equipamento utilizado nas medições de volume de sólidos e/ou de poros, sendo composto de duas partes:
 - Câmara de Amostras (figura 11): onde é feito o confinamento de amostras pequenas (1” e 1,5”) para a medição da estrutura sólida, ou seja, para medida do volume de sólido.

-
- Célula Hassler (figura 12): equipamento usado para o confinamento de amostras cilíndricas. Trata-se de um dispositivo de metal provido de uma camisa interna de elastômero que serve para vedar lateralmente a amostras quando a ela é aplicada a pressão de confinamento. As duas faces opostas permanecem livres para a injeção e produção de fluidos. É usada na medida do volume de poros.
- Célula Hidrostática (figura 13): constitui-se de uma câmara cilíndrica de aço inoxidável cujo interior apresenta um espaço para abrigar a amostra envolvida em camisa de borracha. A função desta camisa é transmitir a pressão de confinamento, garantindo a vedação lateral da amostra.
 - Bomba de Mercúrio (figura 14): bomba de deslocamento provida de pistão e escala graduada que se utiliza para medir o volume total de rocha em picnômetro de aço calibrado, ou seja, para medir o volume total da amostra.
 - Balança Analítica: com precisão de 4 casas decimais
 - Dessecador: usado para retirar o fluido das amostras, possui dimensões compatíveis com os tamanhos das amostras. É usado com carga de sílica-gel ou sucedâneo.
 - Estufa com controle de umidade
 - Paquímetro
 - Bomba de vácuo
 - Célula de Referência: garrafa metálica para armazenamento de gás.

Antes de se iniciar as medidas é feita uma calibração do porosímetro, uma vez que este está sujeito a variações de temperatura. A calibração é feita com auxílio de cilindros de aço de volumes conhecidos. Sempre que a relação entre os valores reais e os lidos estiver dentro de uma faixa permitida de incerteza ($\pm 0,5\%$), é sinal de que o equipamento está calibrado.



ONDE:
 CA = CÂMARA DA AMOSTRA
 CH = CÉLULA HASSLER

Figura 10: Porosímetro [55].

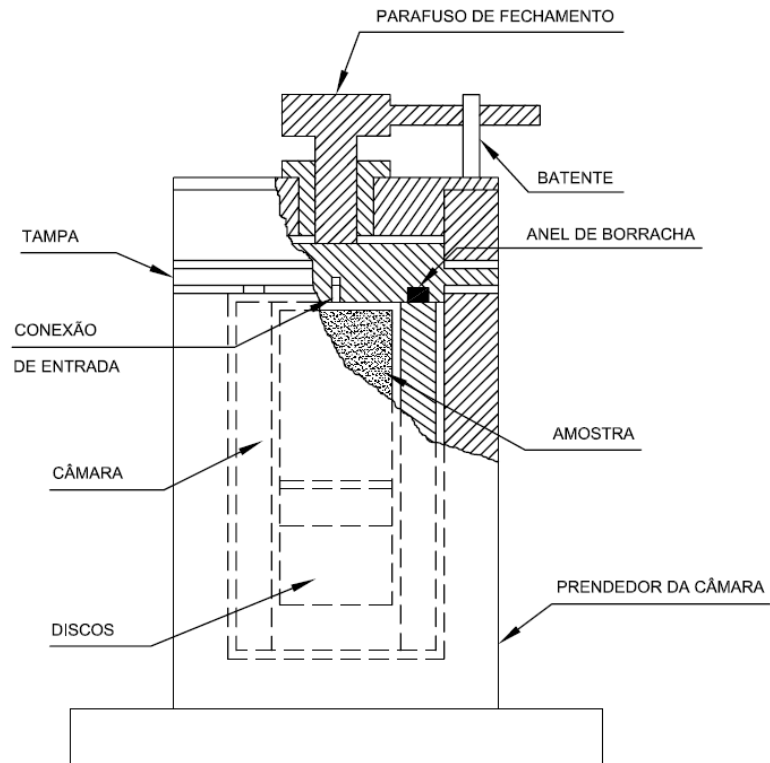


Figura 11: Câmara de Amostras [55].

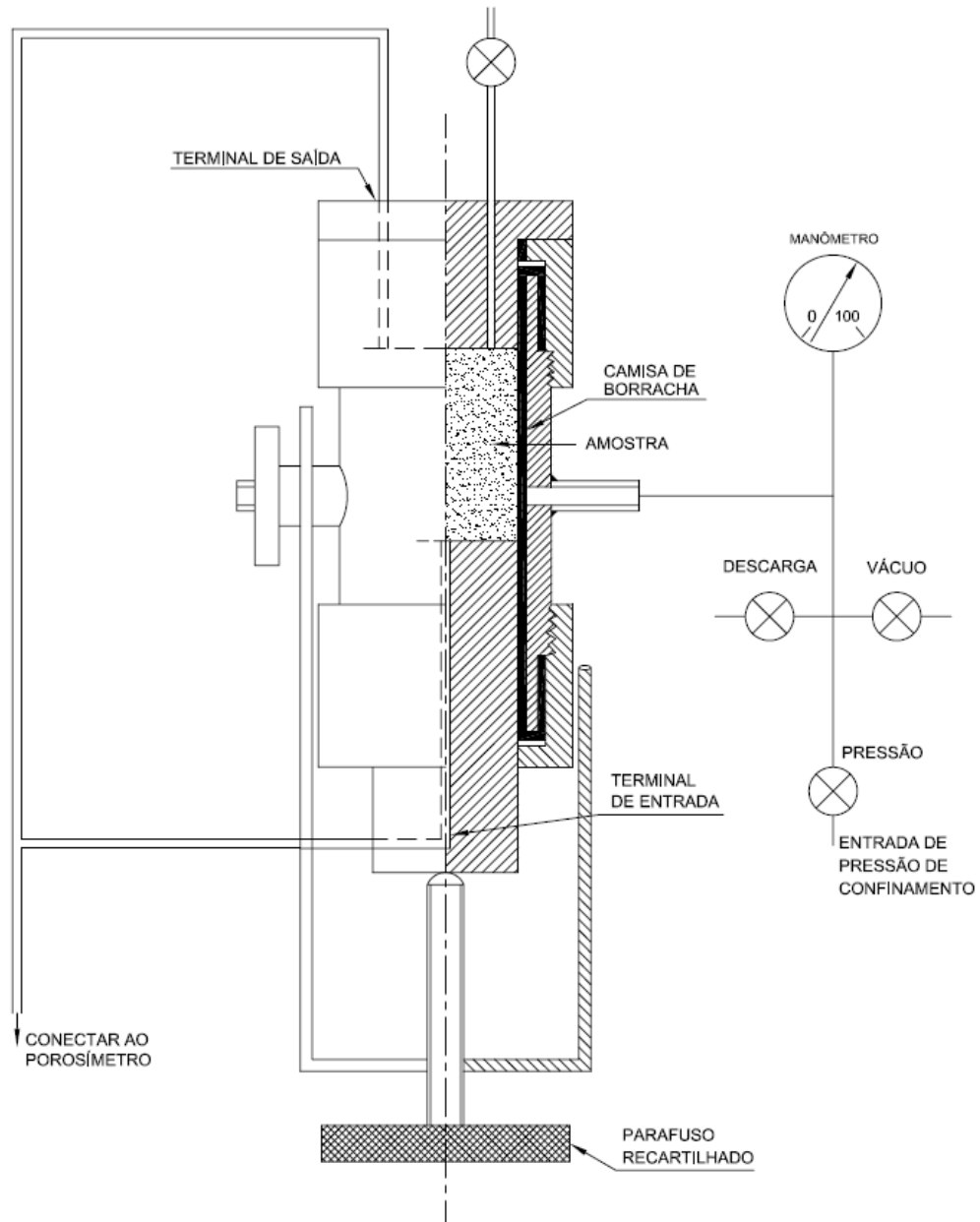


Figura 12: Célula Hassler [55].

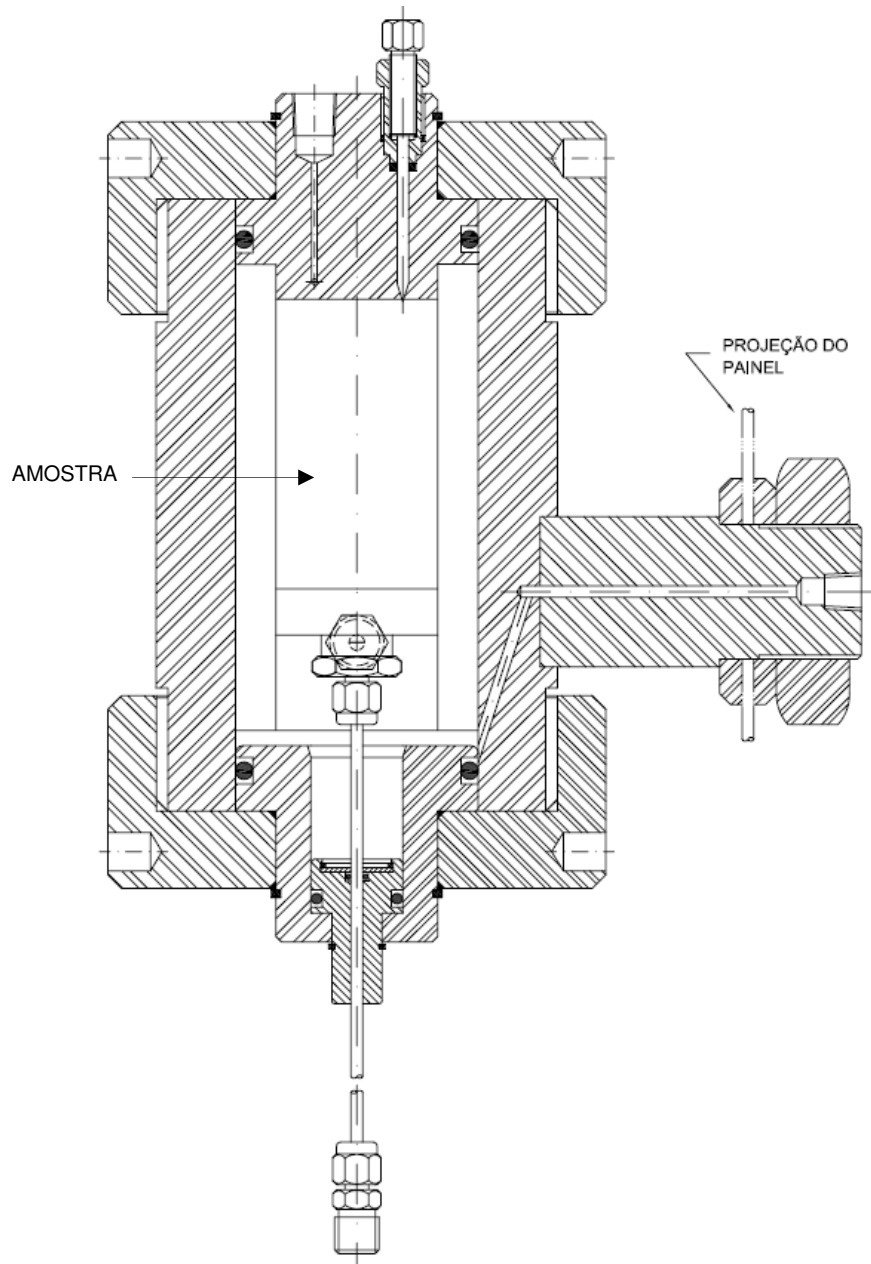


Figura 13: Célula Hidrostática [55].

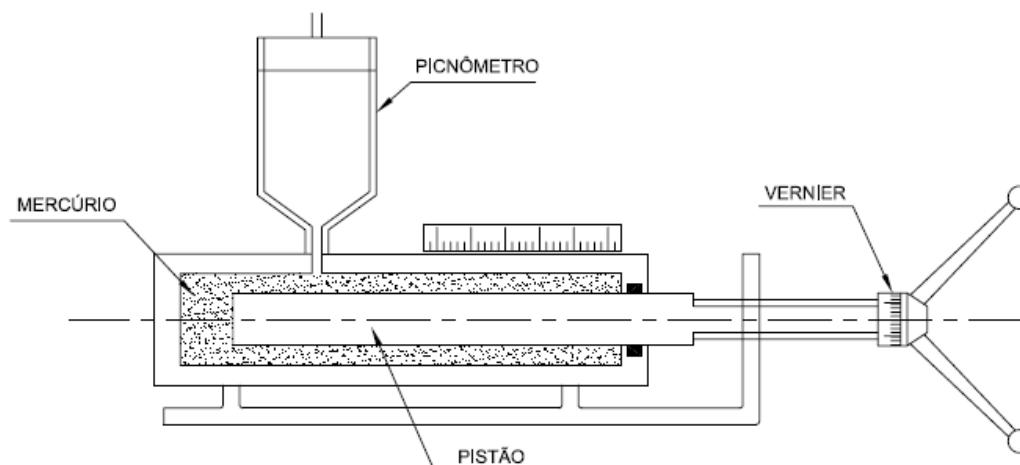


Figura 14: Bomba de Mercúrio [55].

2.1.1.1 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME DE SÓLIDOS (VOL_S) EM AMOSTRAS E ROCHA

Pressuriza-se o equipamento, entre as válvulas 2 e 3 (célula de referência e linhas – vide figuras 10 e 11) até a pressão de referência (100 psi). Abre-se a válvula de exaustão de modo a colocar a câmara de amostra na pressão atmosférica, fechando-a em seguida. Abre-se a válvula 3, permitindo que as pressões entre a célula de referência e a câmara da amostra se equalizem. Faz-se a leitura no mostrador do porosímetro, a qual corresponde ao volume da câmara da amostra mais o volume das linhas.

Feita a leitura, fecha-se a válvula 3 e abre-se a válvula de exaustão para colocar a amostra na câmara da amostra. Uma vez que a amostra foi colocada na câmara da amostra, repete-se o procedimento anterior, onde agora, a leitura no porosímetro corresponde à soma do volume da câmara da amostra mais as linhas, mais o volume de sólidos da amostra.

É importante lembrar que neste último processo, o tempo de equalização das pressões é inversamente proporcional à permeabilidade da amostra.

2.1.1.2 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME DE POROS (VOL_P) EM AMOSTRAS DE ROCHA

Pressuriza-se o equipamento, entre as válvulas 2 e 3 até a pressão de referência (100 psi). Coloca-se uma amostra cega na célula de Hassler (figura 12) em seguida abre-se a válvula de exaustão e a válvula 4, de modo a colocar o sistema interno da célula Hassler e as linhas que o ligam à válvula 3, à pressão atmosférica. Fecha-se a válvula de exaustão e a válvula 4, e abre-se a válvula 3, permitindo que as pressões entre a célula de referência e a célula Hassler se equalizem. Faz-se a leitura no porosímetro, a qual corresponde ao volume da célula Hassler mais as linhas.

Repete-se o procedimento anterior retirando-se apenas a amostra cega e colocando a amostra na célula Hassler. Agora, a leitura no porosímetro corresponde ao volume da célula de Hassler, mais as linhas e o volume poroso da amostra. Sendo assim, o volume poroso é dado pela diferença entre os valores medidos no primeiro e no segundo procedimentos.

2.1.1.3 – DETERMINAÇÃO DO VOLUME TOTAL (VOL_T) EM AMOSTRAS DE ROCHA

Essa medida é realizada com a bomba de mercúrio. Gira-se o volante da bomba deslocando o pistão dentro da camisa até que o mercúrio no picnômetro atinja o nível de referência, zerando a escala e o nônio. Em seguida recua-se o pistão, introduz-se a amostra no picnômetro, e avança-se novamente com o pistão até que o mercúrio alcance o nível de referência, lendo-se então a escala e o nônio. Essa leitura corresponde ao volume total da amostra, cujo erro experimental é de $0,01 \text{ cm}^3$.

Outra forma de medir o volume total é através da medição direta, onde através de um paquímetro mede-se o diâmetro e a altura da amostra, para em seguida calcular o volume total desta.

2.1.2 – MEDIDA DA DENSIDADE

No laboratório de petrofísica do CENPES são medidas dois tipos de densidade: a densidade bulk, que é o peso da amostra limpa e seca, medido em uma balança, dividido pelo seu volume; e a densidade de sólidos, que é a razão entre o peso da amostra limpa e o seu volume de sólidos, o qual é determinado durante a medida da porosidade (seção 2.1.1.1).

$$\rho = \frac{\text{peso da amostra}}{Vol_s}$$

Equação XLIII

2.1.3 – MEDIDA DA PERMEABILIDADE ABSOLUTA

Permeabilidade absoluta é a capacidade de um material se deixar atravessar por um fluido quando submetido a uma diferença de pressão capaz de provocar um fluxo. Para obtenção dos parâmetros necessários ao cálculo da permeabilidade, provoca-se um fluxo de gás através da amostra de rocha, medindo-se então as pressões de entrada e saída de gás, bem como a sua vazão. Conhecidas as dimensões da amostra e a viscosidade do gás, calcula-se a permeabilidade pela equação de Darcy modificada para expressar o comportamento de um fluxo linear de gás.

O aparato experimental utilizado consiste em:

- Permeabilímetro (figura 15): conjunto de aparelhos e instrumentos interconectados, dos quais fazem parte do sistema:
- Fonte de gás a pressão constante (cilindro e válvula reguladora)

- Manômetros
- Orifícios graduados para medição de vazão
- Bolhometro: graduado de vidro, provido de uma pêra de borracha e de uma entrada lateral. Através do tubo se desloca uma película de sabão, e a vazão é obtida pela relação entre o volume correspondente ao percurso da película e o tempo gasto.
- Célula de Confinamento (figuras 16 e 17): dispositivo de metal, capaz de suportar pressões elevadas, utilizado para o confinamento de amostras cilíndricas.
- Célula Hidrostática (seção 2.1.1, figura 13)
- Cronômetro
- Paquímetro
- Estufa com controle de Umidade
- Bomba de vácuo
- Dessecador (seção 2.1.1)

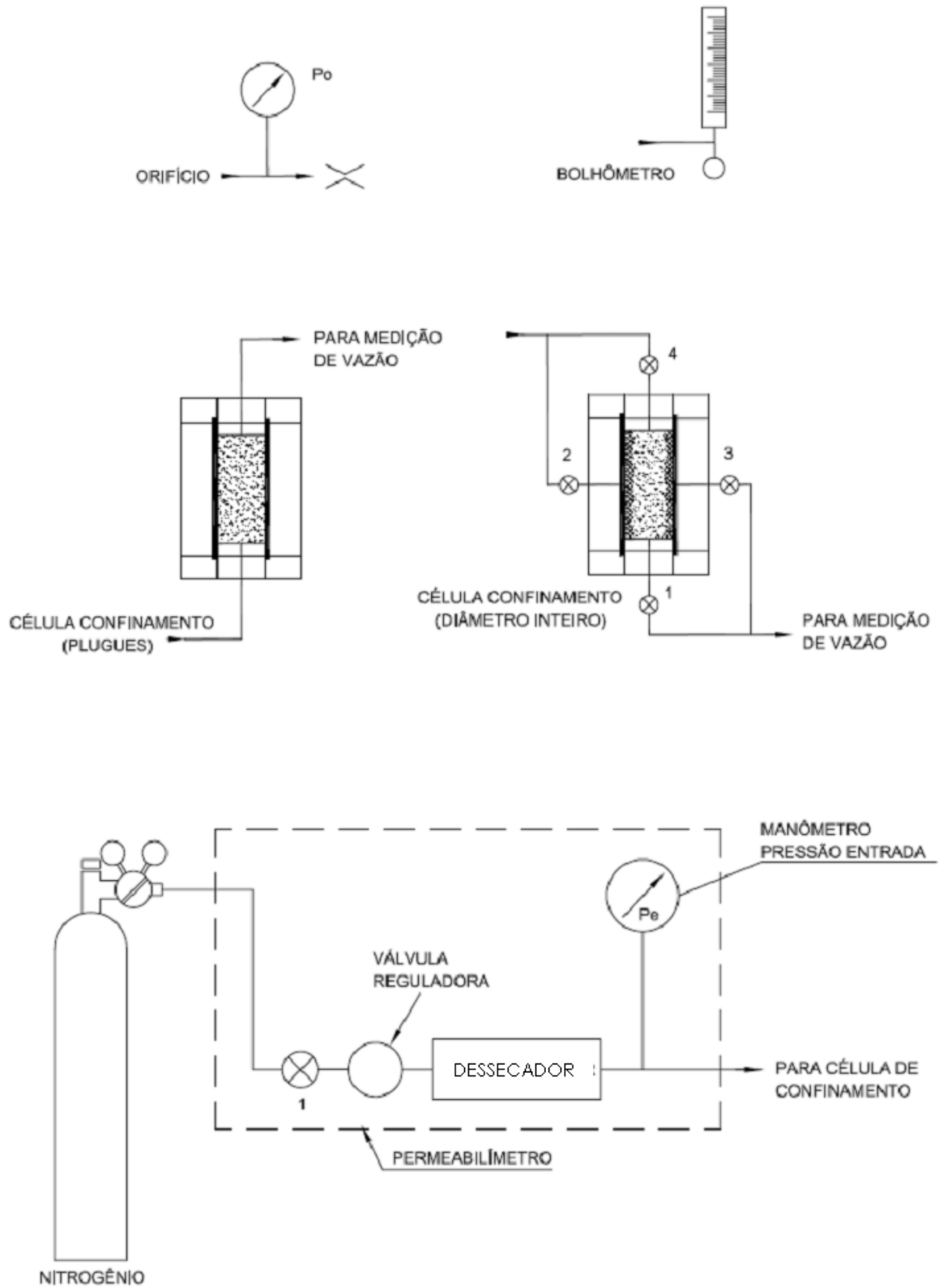


Figura 15: Permeabilímetro [56].

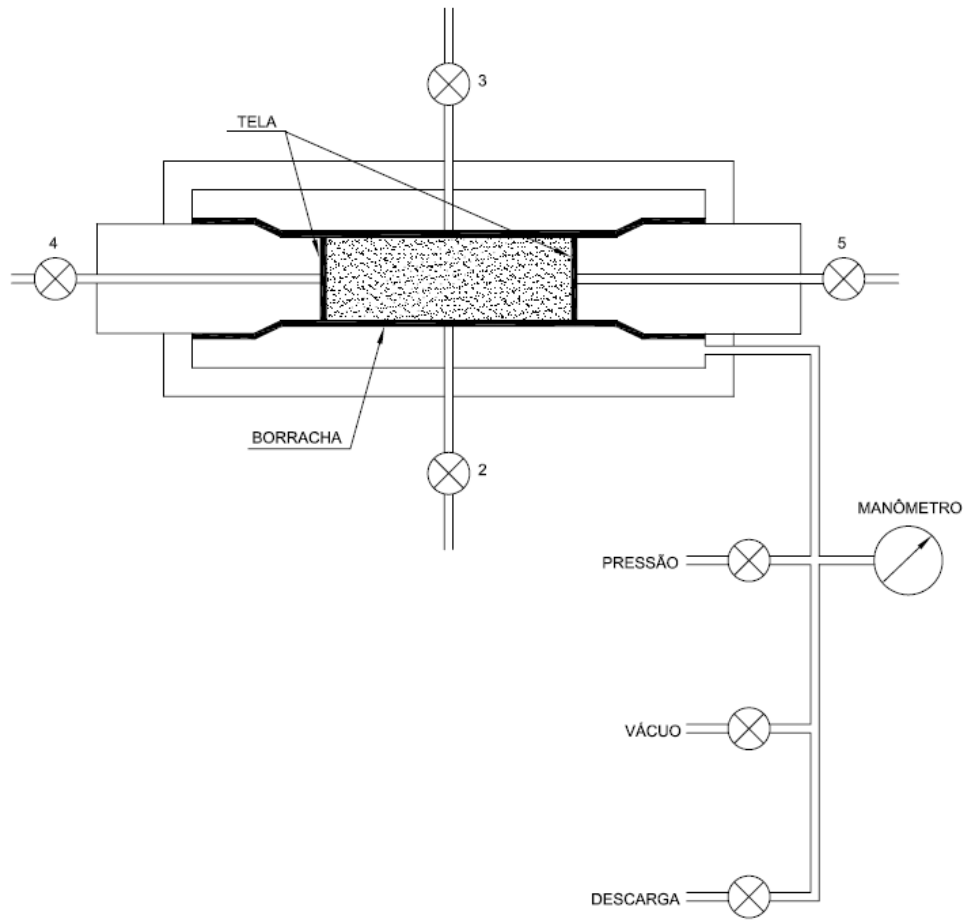


Figura 16: Célula de Confinamento com Tela Frontal [56].

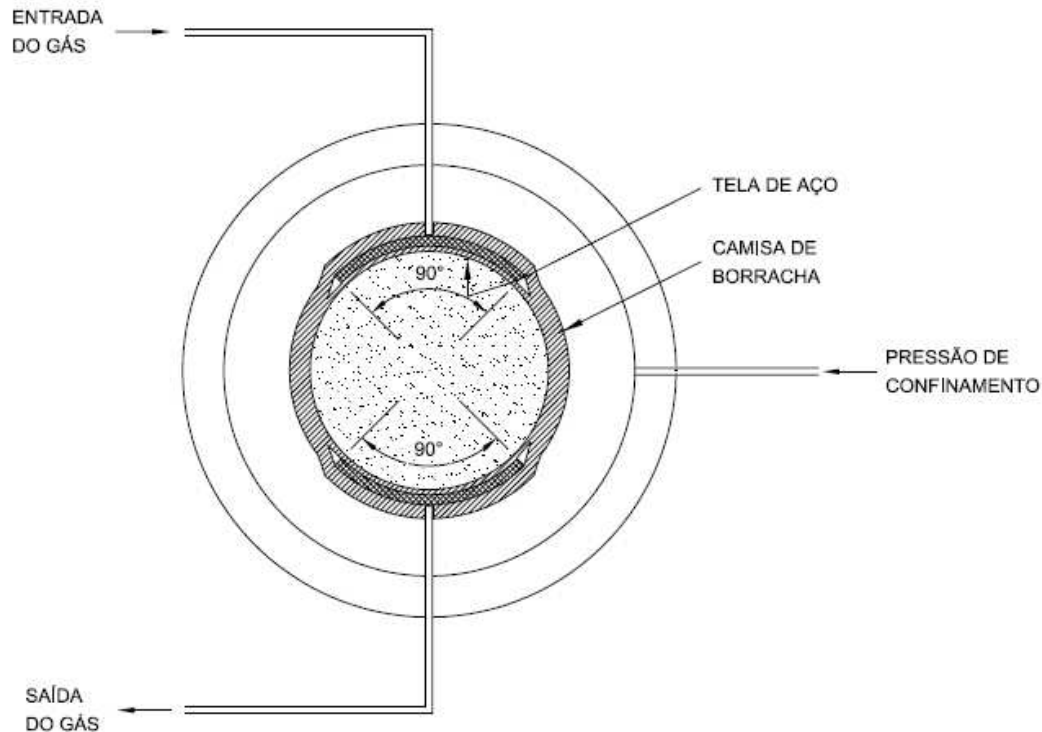


Figura 17: Seção Transversal da Célula de Confinamento com uma Amostra de Diâmetro Inteiro [56].

2.1.3.1 – DETERMINAÇÃO DA PERMEABILIDADE EM AMOSTRAS DE ROCHA

Introduz-se a amostra na célula de confinamento. Com a válvula 1 aberta (figura 15), aciona-se a válvula reguladora de modo a se obter uma pressão de gás seco (nitrogênio, ar comprimido, hélio, etc) a montante da amostra. Em seguida seleciona-se um orifício com vazão apropriada à permeabilidade da rocha de tal maneira que, durante o teste, possa ser reproduzida a condição estabelecida durante a calibração do orifício, o mais precisamente possível.

Ao se obter uma condição de fluxo estável anota-se:

- a) Pressão de entrada (P_e), atm (abs);
- b) Pressão de orifício (P_o), atm (abs);
- c) Pressão de saída (P_s), atm (abs);
- d) Valor de calibração do orifício (constante do orifício).

A constante do orifício é calculada da seguinte maneira: utilizando o bolhómetro mede-se, intermitentemente, volumes iguais de gás, a jusante da amostra e os tempos correspondentes até o fluxo atingir estabilidade. A partir desses valores, usando a equação obtém-se a constante do orifício.

$$\text{Const Orifício} = \frac{\text{Volume de gás}}{\text{Tempo}}$$

Equação XLIV

De posse dos valores de pressão à montante do orifício (saída da amostra) e de sua constante, determina-se a vazão de gás através da amostra, usando a seguinte equação:

$$q_{\text{cm}^3/\text{s}} = \frac{\text{Const Orifício} \cdot P_o}{P_c}$$

Equação XLV

onde P_c é a pressão usada na calibração do orifício.

Com um paquímetro, mede-se as dimensões da amostra, com aproximação de 0,01 cm e calcula-se a área da seção reta.

Usando a Lei de Darcy modificada para fluxo linear de gases calcula-se a permeabilidade:

$$k = \frac{Q \cdot \mu g \cdot L \cdot P_s \cdot 2 \cdot 10^3}{(P_e^2 - P_s^2) \cdot A}$$

Equação XLVI

Onde k = permeabilidade ao gás, mD;

Q = vazão média do gás, cm^3/s ;

P_e = pressão na face de entrada da amostra, atm (abs);

P_s = pressão de saída, atm (abs);

μg = viscosidade do gás, cp;

L = comprimento da amostra, cm

A = área da seção reta da amostra, cm^2 .

2.2 – MEDIDAS DAS PROPRIEDADES ELÁSTICAS

Nesta seção serão descritos os procedimentos utilizados no laboratório de Física de Rochas do CENPES para determinação das propriedades elásticas das amostras utilizadas nessa dissertação [57-58].

Por se tratar de um sistema complexo as medições experimentais para obtenção dos módulos elásticos do arcabouço rochoso, K_0 e μ_0 , se tornam imperativas, de forma que para o caso da rocha, diferentemente do que acontece para os fluidos, não há modelos teóricos complexos o suficiente para a correta simulação destes módulos. Os modelos disponíveis, em termos absolutos, não apresentam precisão na obtenção dos módulos elásticos (Capítulo 1). No entanto, é sempre possível estabelecer os limites superiores e inferiores aos quais os módulos elásticos das rochas estão vinculados.

A importância da realização de medidas de propriedade elásticas na escala da rocha se dá tanto pela calibração dos modelos teóricos já existentes, uma vez que das medidas de velocidade compressional (VP) e cisalhante (VS) podem ser obtidos os módulos *bulk* e cisalhante da rocha seca, bem como para a melhoria no entendimento da sensibilidade desses diversos parâmetros em relação às propriedades elásticas, uma vez que estas são as únicas informações que podem ser obtidas através dos dados sísmicos e em grande escala.

O sistema de medidas de propriedades elásticas (VP e VS) em rochas do Laboratório de Física de Rochas consiste, basicamente, de uma parte eletrônica e uma parte hidráulica, ilustradas respectivamente nas figuras 18 e 19.

Na parte eletrônica tem-se um gerador de funções e um amplificador de potência que fornecem um sinal elétrico bem conhecido para um transdutor piezelétrico de material cerâmico. O transdutor transforma o sinal eletrônico em uma vibração mecânica, compressional ou cisalhante, conforme o caso. Após percorrer a amostra de rocha, a vibração mecânica é recebida por outro transdutor, que a converte em sinal elétrico. O sinal eletrônico do receptor é analisado em um osciloscópio após passar por um amplificador, caso necessário,

onde as formas de onda são armazenadas em computador para análises posteriores.

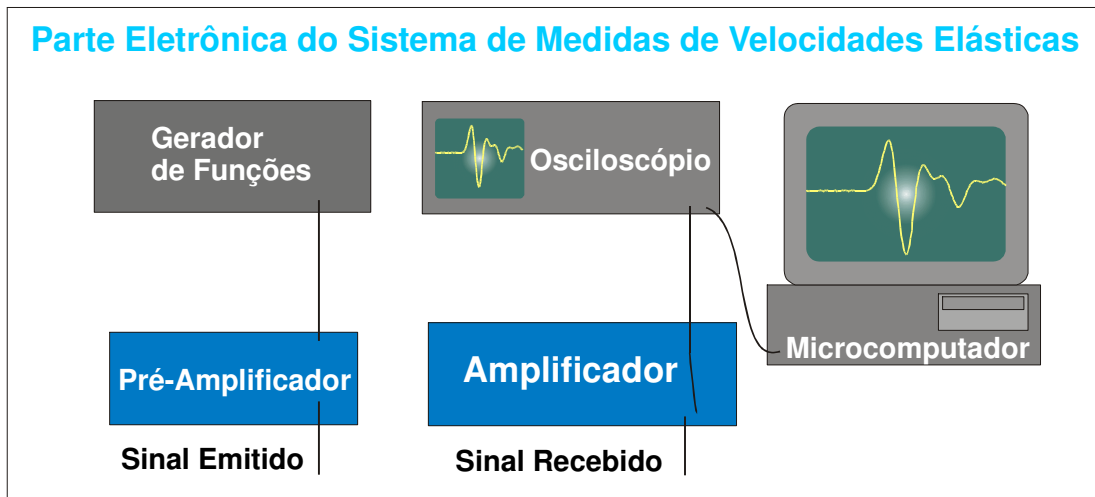


Figura 18: Esquema ilustrativo da parte eletrônica básica do sistema de medidas de velocidades elásticas em amostras de rocha [58].

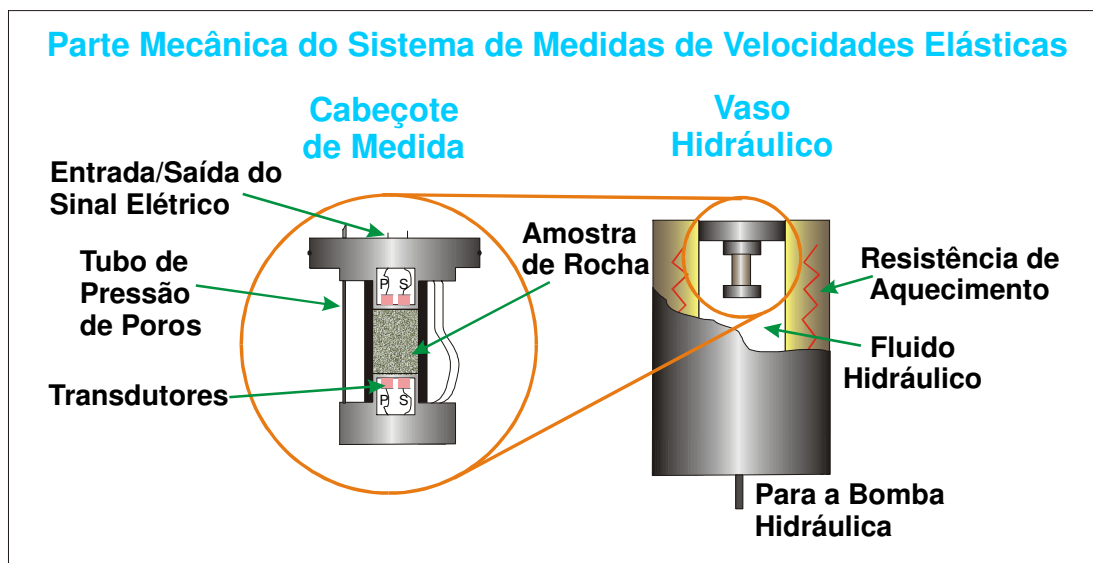


Figura 19: Diagrama ilustrativo da parte mecânica do sistema de medidas de velocidades elásticas em rochas (nesta ilustração não foram representadas as bombas de pressurização) [58].

A parte hidráulica do sistema consiste no próprio recipiente de medida, um vaso hidráulico em cujo flange é montado o cabeçote de medida. A amostra é inserida entre os transdutores emissor e receptor, que se encontram dentro de

caps metálicos no intuito de isolá-los hidráulica e eletricamente. O vaso é equipado ainda com um resistor elétrico que permite o aquecimento da amostra para realização de ensaios a temperaturas controladas, embora neste estudo as medidas tenham sido conduzidas à temperatura ambiente.

O sistema conta ainda com dispositivos para imposição de pressão de poros e pressão de confinamento, permitindo assim a simulação completa de condições de reservatório. As velocidades dependem basicamente da pressão efetiva (diferença entre pressão de confinamento e pressão de poros), mas os ensaios aqui registrados foram realizados com a pressão de poros aberta à pressão atmosférica.

As amostras foram ensaiadas num equipamento com cabeçote de medida formado por três transdutores cilíndricos, os quais operam na frequência de 700 kHz, e que geram separadamente uma onda compressional (P) e duas cisalhantes ortogonalmente polarizadas (S1 e S2), como mostra a figura 20.

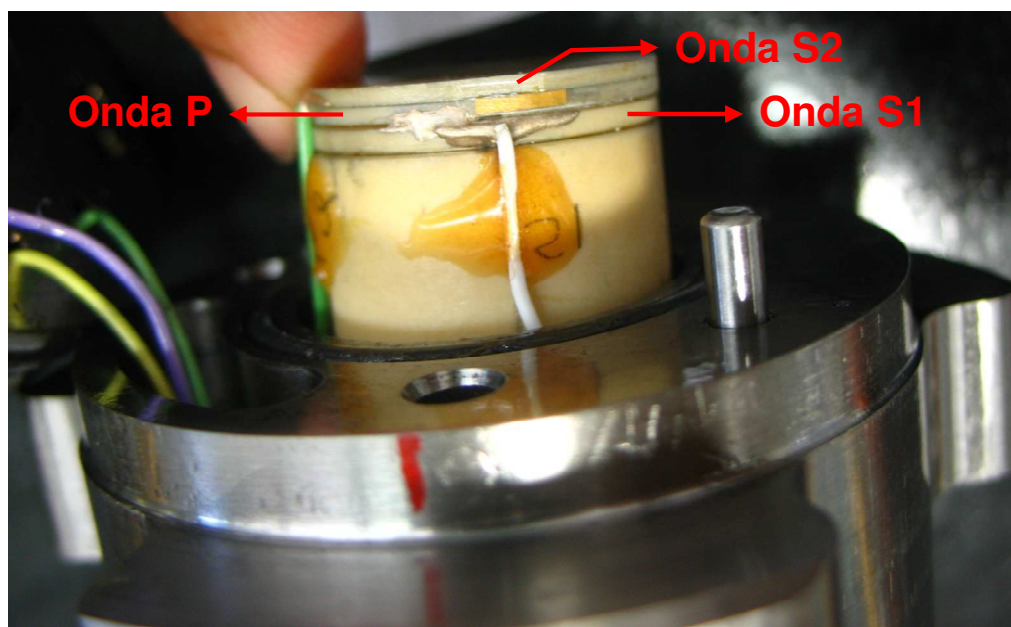


Figura 20: Cabeçote de medida utilizado nos ensaios, no qual são geradas uma onda compressional e duas cisalhantes ortogonalmente polarizadas [58].

A calibração do equipamento é realizada periodicamente usando amostras de referência (alumínio, lucita e mesmo algumas amostras de rocha) para

averiguação da acurácia e reprodutibilidade das medidas e qualidade das formas de onda. Considerando-se as incertezas nas medidas de tempo e comprimento, a precisão na determinação de velocidades é de 1% a 2%.

O cálculo das velocidades é feito através da divisão do comprimento da amostra, Δx , pelo tempo Δt efetivamente gasto pela onda para percorrer a amostra:

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

Equação XLVII

Conforme ilustrado na figura 21, o tempo de trânsito Δt é igual ao tempo observado no osciloscópio menos o *tempo do sistema* ou *tempo de atraso* t_0 intrínseco ao sistema de medida, que é o tempo gasto pelo sinal na parte eletrônica e nos *caps*, sem nenhuma amostra inserida:

$$\Delta t = t - t_0$$

Equação XLVIII

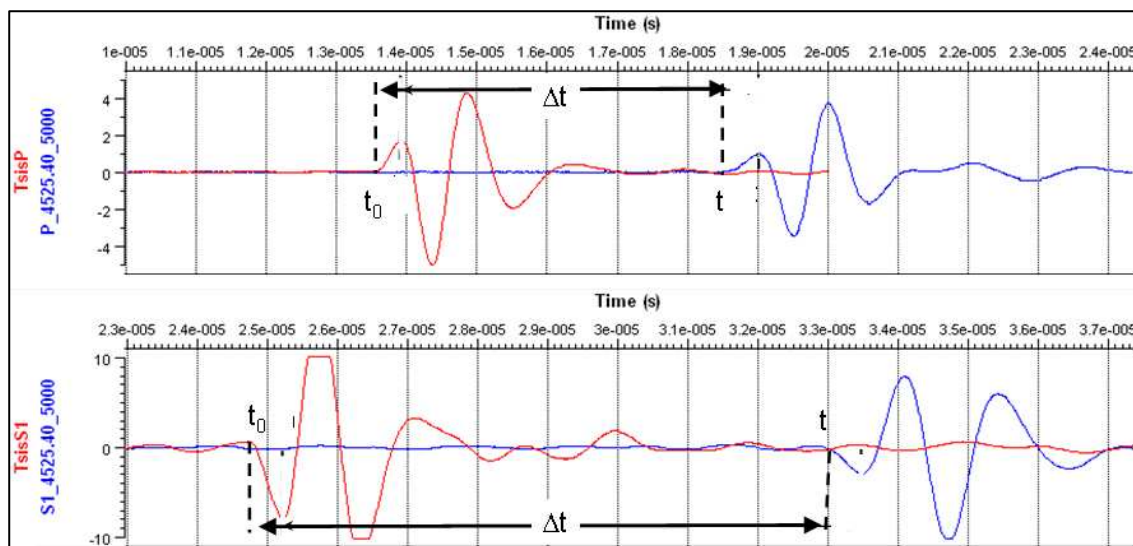


Figura 21: Formas de onda compressional (acima) e de cisalhamento (abaixo) capturadas no osciloscópio, correspondentes ao tempo do sistema (em vermelho) e de uma amostra submetida a uma pressão hidrostática de 5000 psi (em azul) [6].

Discussão dos Resultados

Nos capítulos anteriores foram descritos alguns dos modelos de física de rochas mais usados, quais fatores influenciam nas propriedades elásticas da rocha e como medi-las. Neste capítulo estes modelos serão aplicados aos nossos dados de forma a reproduzi-los teoricamente, ou seja, modelar amostras de rochas carbonáticas medidas em laboratório, as quais, como explicados no capítulo 1 sofrem uma grande influencia do tipo de poros, mineralogia, cimentação, diagênese, etc.

Na primeira parte da análise, foram utilizadas amostras de rochas carbonáticas de subsuperfície, cujas propriedades petrofísicas e elásticas foram medidas em laboratório.

Em seguida foi extraída uma lâmina petrográfica de cada amostra para que, com auxílio de um sedimentólogo, pudesse ser feita uma análise qualitativa do tipo de poros presente em cada amostra, composição mineralógica, conteúdo de argila, cimentação e a abundância de cada um desses parâmetros.

Terminada essa etapa de análise da lâmina petrográfica, foram obtidas imagens digitais das lâminas a partir de um microscópio ótico (o mesmo usado para a análise petrográfica), bem como algumas imagens de CTscan de alta resolução (20 μm). A partir dessas imagens digitais, pode ser realizada uma nova análise, quantificando e definindo fatores geométricos, como razão de achatamento, perímetro e área dos poros.

Através destas análises, foi possível calibrar o modelo de Xu-Payne e testar a influência de cada parâmetro na calibração do modelo, e ainda comparar os valores teóricos de VP obtidos a partir do modelo com os valores de VP medidos em laboratório.

Em sequencia os resultados obtidos através do modelo de Xu-Payne foram comparados com o modelo empírico de Wyllie, ambos descritos no capítulo 1,

mostrando a vantagem em se utilizar o modelo de Xu-Payne, quando calibrado, na predição da velocidade.

Na segunda parte deste trabalho iniciou-se uma análise focada na mudança de escala do modelo, da rocha para o perfil de poço. Nesta etapa, primeiramente, foram analisadas amostras de rocha extraídas de um poço com as mesmas fácies litológicas das amostras analisadas anteriormente e cujas medidas de VP obedecem à mesma tendência das amostras usadas para se estabelecer os parâmetros do modelo. Devido à alta correlação entre as amostras do poço e as amostras de subsuperfície previamente analisadas e, devido à similaridade entre as fácies dessas amostras (textura, tipo de poros, volume de tipo de poros e mineralogia) não foi necessária uma nova calibração do modelo de Xu-Payne.

A terceira etapa baseou-se na correlação das medidas petrofísicas (porosidade e densidade) e elásticas (VP e VS) das amostras do poço D com os perfis obtidos no poço. Uma vez que as medidas das amostras de poço mostraram-se coerentes com os perfis do poço, calculamos os valores de VP através do modelo de Xu-Payne, calibrado anteriormente, e comparamos com o perfil de VP medido. A modelagem obtida mostrou-se coerente onde a litologia do poço D era semelhante às fácies usadas na parametrização, porém, quando as fácies mudaram, a velocidade calculada não se correlacionou bem com a velocidade medida, conforme esperado.

Por fim, extrapolou-se o modelo calibrado a outro poço da mesma região, com mesma litologia, porém sem amostras de rocha para correlação dos parâmetros. A extrapolação do modelo foi baseada na correlação das medidas de perfil de VP, VS e porosidade e na proximidade dos poços D e X, os quais possuem uma mesma origem geológica. Como o poço X não apresenta variações litológicas, a modelagem obtida de VP, apresentou uma correlação maior com os dados medidos, que a modelagem de VP obtida para o poço D.

A partir desses resultados, fica claro que quando o modelo de Xu-Payne é bem calibrado e a área de interesse a ser investigada possui as mesmas características faciológicas usadas na parametrização, o modelo pode ser

extrapolado para poços vizinhos e usado na predição qualitativa de tipo de porosidade de forma confiável.

3.1 – PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO DE XU-PAYNE

Como mencionado no Capítulo 1, são vários os fatores que influenciam nas propriedades elásticas de uma rocha. No entanto, os vários modelos de física de rochas levam em conta apenas alguns parâmetros como: mineralogia, geometria dos poros e o tipo de fluido presente na rocha.

Como o objetivo final deste trabalho é a extrapolação do modelo à poços, o fluido usado em toda a modelagem a seguir será o mesmo que se encontra presente nos poços utilizados nessa dissertação e será especificado mais adiante. Parâmetros como mineralogia e fluido podem ser quantificados através de análises laboratoriais como, por exemplo, medidas de DRX (difratometria de Raios-X) para identificar e quantificar os tipos de minerais presentes na rocha. Porém, a geometria de poros exige um trabalho de interpretação de lâminas petrográficas, uma vez que a microporosidade (cracks) não pode ser identificada através de análises de imagens digitais obtidas através das lâminas petrográficas.

A análise das lâminas petrográficas permite que se defina e quantifique os tipos de poros em termos de atributos geométricos como área, perímetro, razão de achatamento, compactação e arredondamento. Essas análises são fundamentais na parametrização do modelo, uma vez que, por se tratar de rochas carbonáticas, onde a diagênese tem um papel fundamental na criação e obliteração da porosidade, bem como na precipitação de novos minerais, esses atributos podem variar muito.

A caracterização das amostras em termos de mineralogia, textura e distribuição do tipo de poros (maiores detalhes dessa classificação encontram-se no apêndice B) foi realizada de forma qualitativa, apenas através da interpretação das lâminas petrográficas, e está descrita a seguir:

Mineralogia - uma vez que as amostras selecionadas são de carbonatos do tipo calcita, a classificação mineralógica foi feita em termos da quantidade de dolomita presente.

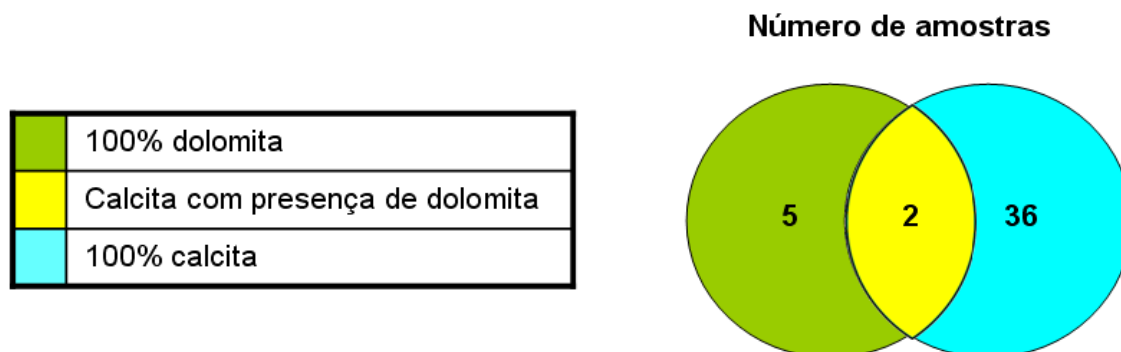


Figura 22: Diagrama da distribuição mineralógica das amostras de acordo com a análise petrográfica.

Textura - a caracterização do tipo de textura foi realizada segundo classificação de Dunham [72], que em termos gerais está correlacionada à granulometria, e a classificação de Folk [72], que, também em termos gerais, está correlacionado ao formato dos grãos (ver apêndice B).

Distribuição do Tipo de Poros - os tipos de poros em 3 classes: Microporosidade, Macroporos Intergranulares e Macroporos Intragranulares [apêndice B], e a distribuição destes foi classificada de acordo com a abundância: de 0 (inexistente) a 3 (muito abundante).

Tabela 1: Tabela da distribuição em termos de abundância para cada tipo de poro.

Microporo		Macroporo Intergranular		Macroporo Intragranular	
Abundância	Número de Amostras	Abundância	Número de Amostras	Abundância	Número de Amostras
0	9	0	18	0	26
1	16	1	9	1	11
2	7	2	5	2	0
3	11	3	11	3	6

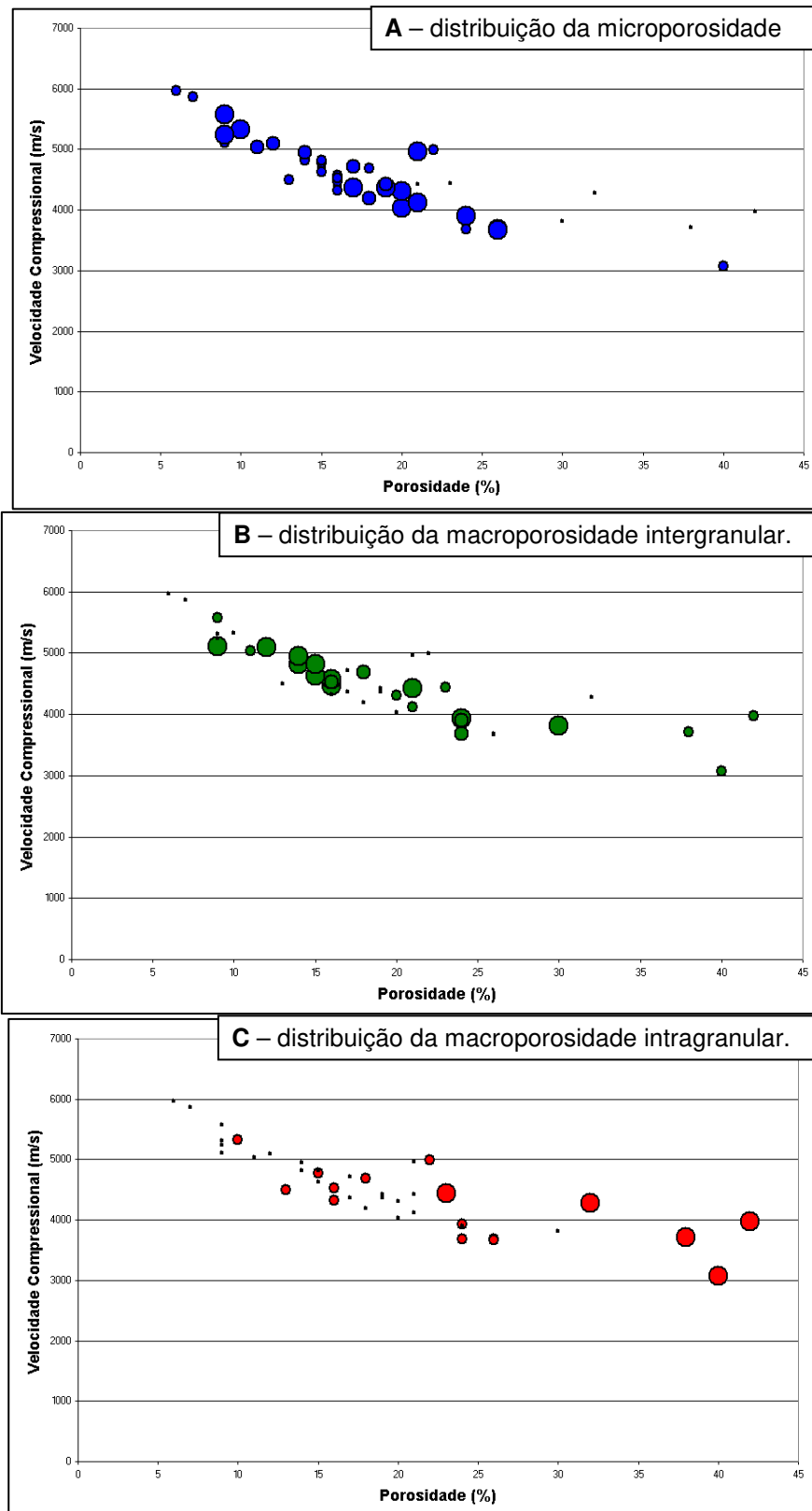


Figura 23: Gráfico da distribuição por tipos de poros nas amostras de acordo com a análise petrográfica. O tamanho dos símbolos são referentes à abundância do tipo de poro.

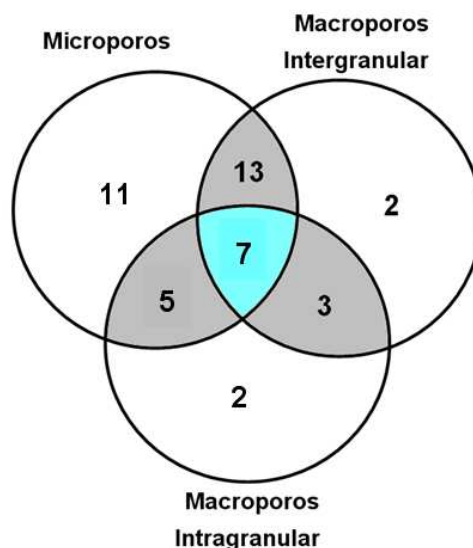


Figura 24: Diagrama da distribuição dos tipos de poros nas amostras de acordo com a análise petrográfica: em branco amostras com só um tipo de poro presente, em cinza amostras com dois tipos de poros presente, em azul amostras com três tipos de poros presentes.

Através das análises petrográficas foi possível estabelecer alguns critérios para a calibração do nosso modelo, apresentados na tabela abaixo. Com base na análise mineralógica, assumiu-se como parâmetro para construção do modelo sólido uma composição 100% calcítica, uma vez que a maioria das amostras (84%) de acordo com as análises petrográficas são puramente calcita. Os valores utilizados para os módulos *bulk* e cisalhante bem como para densidade da calcita foram obtidos da literatura [3]: $K_0 = 76,4GPa$, $\mu_0 = 32GPa$, $\rho_0 = 2,71.g/cm^3$.

Ainda de acordo com as análises petrográficas, assumiu-se que não há amostras argilosas uma vez que apenas 10% das amostras foram classificadas como *packstone/wackstone* (apêndice B).

Tabela 2: Tabela da análise petrográfica das amostras.

Análise Petrográfica					
Nº	Dolomitização	Textura	MICRO	MACRO INTER	MACRO INTRA
sample 1	2	Dol-Lmst	0	1	3
sample 2	2	Dolo Wack	1	0	0
sample 3	1	Dolomite	0	3	0
sample 4	1	Dolomite	1	0	0
sample 5	1	Dolomite	0	3	0
sample 6	1	Dolomite	1	0	0
sample 7	1	Dolomite	0	0	1
sample 8	3	Grainst. Ooid	3	0	1
sample 9	3	Grainst. Ool.	3	0	1
sample 10	3	Grainst. Ool.	3	0	1
sample 11	3	Grainst. Ool.	3	1	0
sample 12	3	Grst. Crinoid	1	3	0
sample 13	3	Grst. Crinoid	1	3	0
sample 14	3	Grst. Crinoid	1	2	1
sample 15	3	Grst. Ooidal	1	2	1
sample 16	3	Grst. Ooidal	1	2	1
sample 17	3	Grst. Ooidal	1	0	0
sample 18	3	Grst. Ooidal	1	3	0
sample 19	3	Grst. Ooidal	1	3	0
sample 20	3	Grst. Ooidal	1	3	0
sample 21	3	Grst. Ooidal	2	3	0
sample 22	3	Grst. Ooidal	2	3	0
sample 23	3	Grst. Ool.	1	2	1
sample 24	3	Grst. Ool.	2	3	1
sample 25	3	Grst. Ool.	1	1	3
sample 26	3	Grst. Ool.	1	1	3
sample 27	3	Grst. Ool.	2	0	0
sample 28	3	Grst. Ool.	3	0	0
sample 29	3	Grst. Ool.	3	2	0
sample 30	3	Grst. Ool.	3	0	0
sample 31	3	Grst. Ool.	0	1	3
sample 32	3	Grst. Ool.	0	1	3
sample 33	3	Grst. Ool.	0	0	3
sample 34	3	Grst. Ool.	3	0	0
sample 35	3	Grst. Ool.	1	0	1
sample 36	3	Grst. Ool.	1	0	1
sample 37	3	Grst. Ool.	1	3	0
sample 38	3	Grst. Ool.	2	1	0
sample 39	3	Grst. Ool.	3	1	0
sample 40	3	Grst. Ool.	3	1	0
sample 41	3	Pkst/Pelst.	3	0	0
sample 42	3	Wack/Pelst.	2	0	0
sample 43	3	Wack/Pelst.	2	0	0

Além disso, as análises permitiram determinar os tipos de poros predominantes. Este foi um dos parâmetros mais difíceis de obter, pois há três tipos distintos de porosidade com distribuições diferentes entre as amostras. Para simplificar, partiu-se do seguinte princípio: como há um número menor de amostras com macroporos intragranulares e estes, quando presentes nas amostras, apresentam pouca abundância, assumiu-se que o modelo base teria apenas dois tipos de porosidade: microporos e macroporos intergranulares.

As figuras 23 e 24, ilustram a distribuição dos tipos de poros entre as amostras. Note que, embora a maioria das amostras apresente microporos a distribuição deste é pouco abundante, uma vez que maior número de amostras foi classificada como 1. No entanto a distribuição de macroporos intergranulares é abundante, uma vez que há um maior número de amostras classificadas como 3. Desta forma, para uma primeira calibração, obteve-se um modelo com dois tipos de poros, sendo em torno de 30% microporos e 70% macroporos intergranulares.

Outro parâmetro a ser determinado para a calibração do modelo de Xu-Payne é a razão de achatamento dos poros, uma vez que esta entra como parâmetro para o cálculo do fator geométrico dos poros nos modelos de meio efetivo. Para isso, foram realizadas análises digitais de imagem de lâminas petrográficas (listadas em vermelho na tabela 2), e de imagens de CTscan (destacada em amarelo na tabela 2). A não utilização das outras lâminas se deu pelo fato de estas serem de baixa qualidade para análise digital.

Essas análises foram realizadas utilizando-se o software ImageTool (de livre *download* na internet), e através delas foi possível determinar a razão de achatamento para os macroporos intergranulares ($\alpha = 0,4 \pm 0,1$) e para os macroporos intragranulares ($\alpha = 0,8 \pm 0,1$). Como não é possível detectar microporos (apêndice B) através dessas imagens, foi usado um valor da literatura [6,52] para a razão de achatamento.

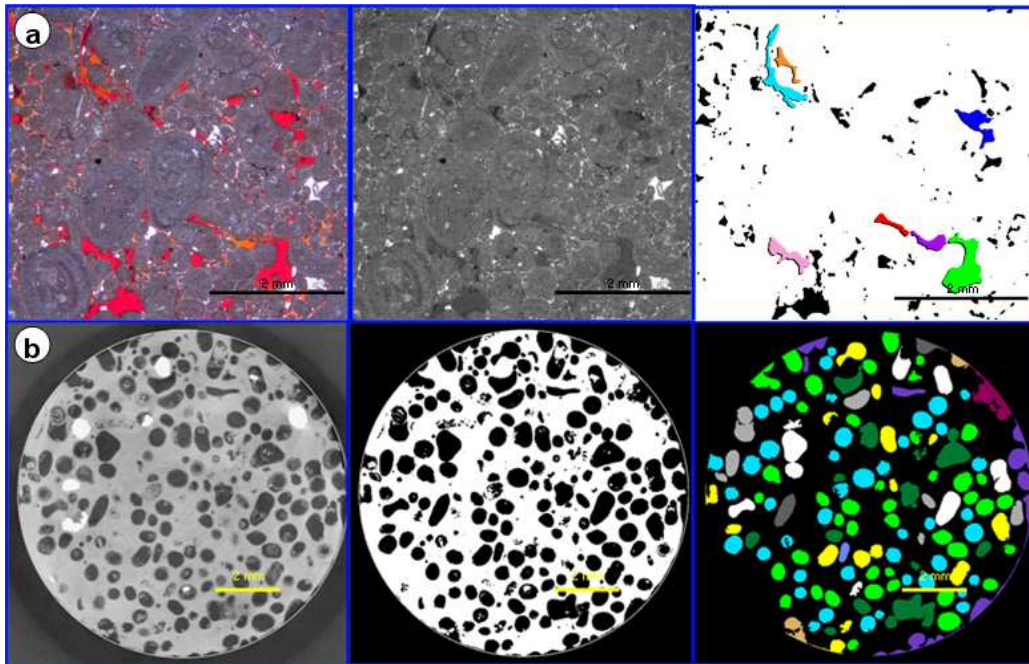


Figura 25: Representação ilustrativa do fluxo de análise de imagens digitais dos poros: a) fluxo para determinação da razão de achatamento dos macroporos intergranular, b) fluxo para determinação da razão de achatamento dos macroporos intragranular.

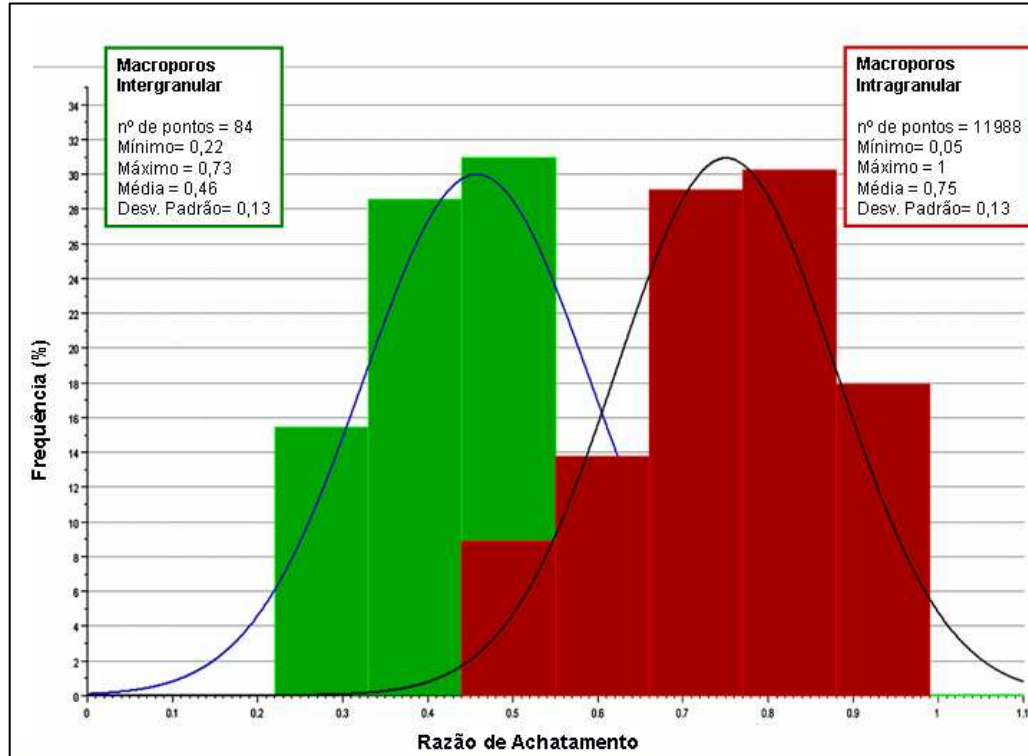


Figura 26: Histograma da distribuição das razões de achatamento dos poros: em verde dos macroporos intergranular, e em vermelho dos macroporos intragranulares.

Por fim, os últimos parâmetros necessários para calibrar o modelo de Xu-Payne são o módulo bulk e a densidade do fluido a serem usados na substituição de Gassmann. Como se pretende, posteriormente, estudar a mudança de escala das amostras para os perfis de poço, foram usados os dados de fluido obtidos a partir dos poços que serão analisados ($K_f = 3,26.GPa$ e $\rho_f = 1,09.g/cm^3$).

3.2 – CALIBRAÇÃO DOS PARAMETROS

Uma vez realizada a parametrização do modelo de Xu-Payne, é necessário calibrar esses parâmetros, ou seja, fazer um ajuste fino dos parâmetros a partir das medidas de VP, porosidade e fatores geométricos obtidos nas amostras. O ajuste fino destes parâmetros foi feito a partir do programa “PARAMETRIZA”, desenvolvido para esta dissertação em código MatLab (apêndice C).

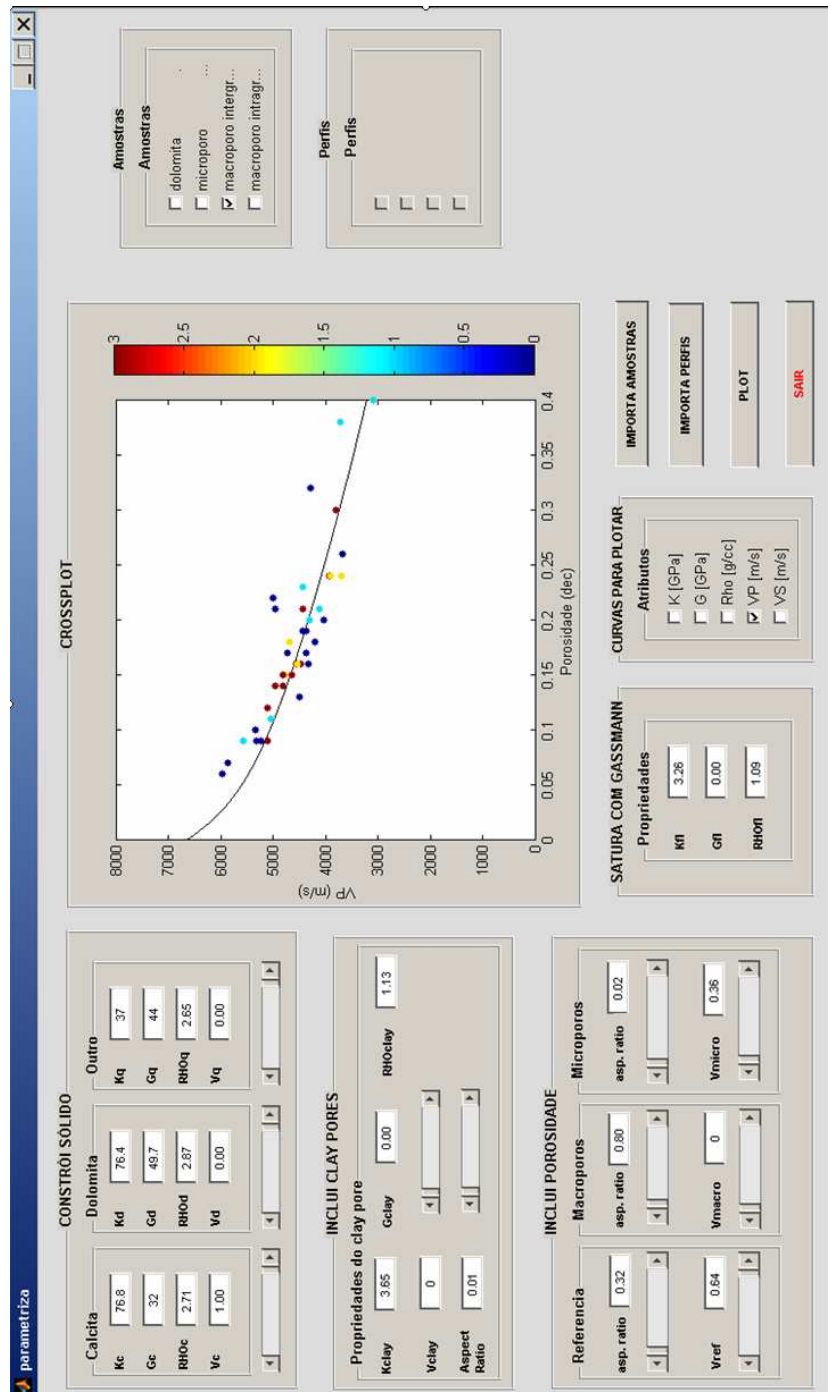


Figura 27: Tela do programa “PARAMETRIZA” com os parâmetros finais do modelo obtidos a partir do ajuste fino (as amostras estão coloridas de acordo com a abundância de macroporos intergranular).

A importância de se estabelecer critérios de parametrização como mineralogia, razão de achatamento e o volume de cada tipo de poro, está no fato de que, por se tratar de um modelo onde as variáveis são dependentes entre si, várias combinações diferentes podem chegar ao mesmo resultado. No entanto, como pode se ver a seguir nas figuras 29, 30, 31 e 32 embora o valor final calculado possa estar correto, o uso dos parâmetros que não correspondem à natureza das amostras simulará efeitos diferentes do que é observado *in situ*.

O teste da sensibilidade dos parâmetros foi feito da seguinte forma: primeiro foram definidos os parâmetros da curva de referência, a qual se trata da curva parametrizada e calibrada através do ajuste fino no programa “PARAMETRIZA”. Em seguida foi comparado os valores de VP obtidos a partir da curva parametrizada com o VP medido nas amostras. Caso o VP calculado a partir da curva de referência fosse maior que o VP medido, significa que há uma concentração de microporos na amostra maior que o que foi modelado. Da mesma forma, caso o VP calculado a partir da curva de referência fosse menor que o VP medido, significa que há uma concentração de macroporos intragranulares maior na amostras que o que foi modelado (figura 28).

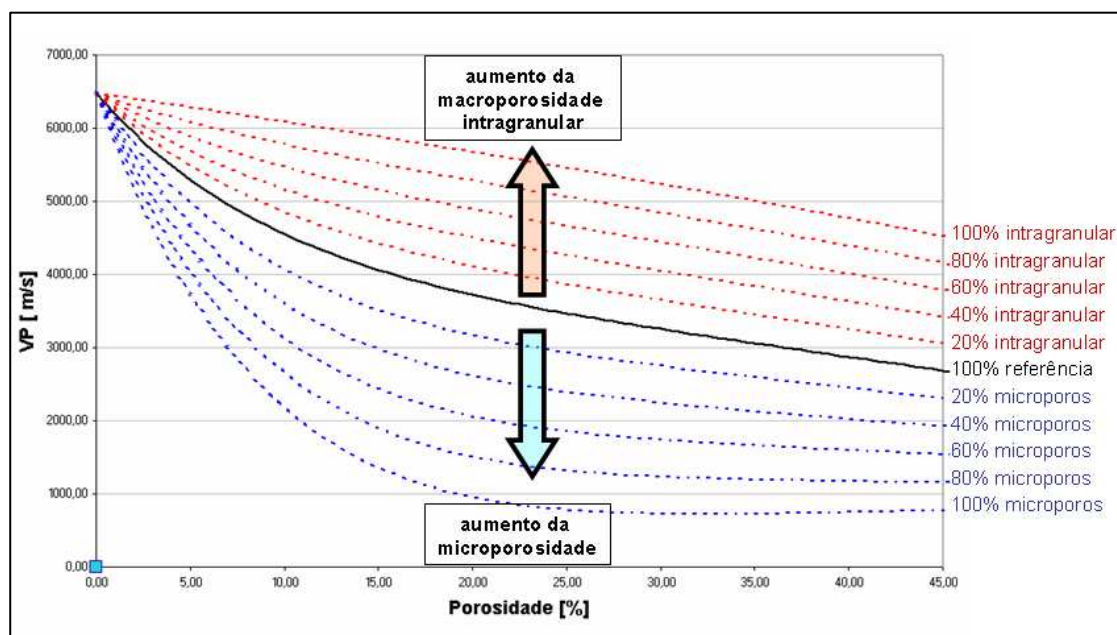


Figura 28: Gráfico de VP versus Porosidade, mostrando as curvas teóricas devido à variação da quantidade do tipo de poro.

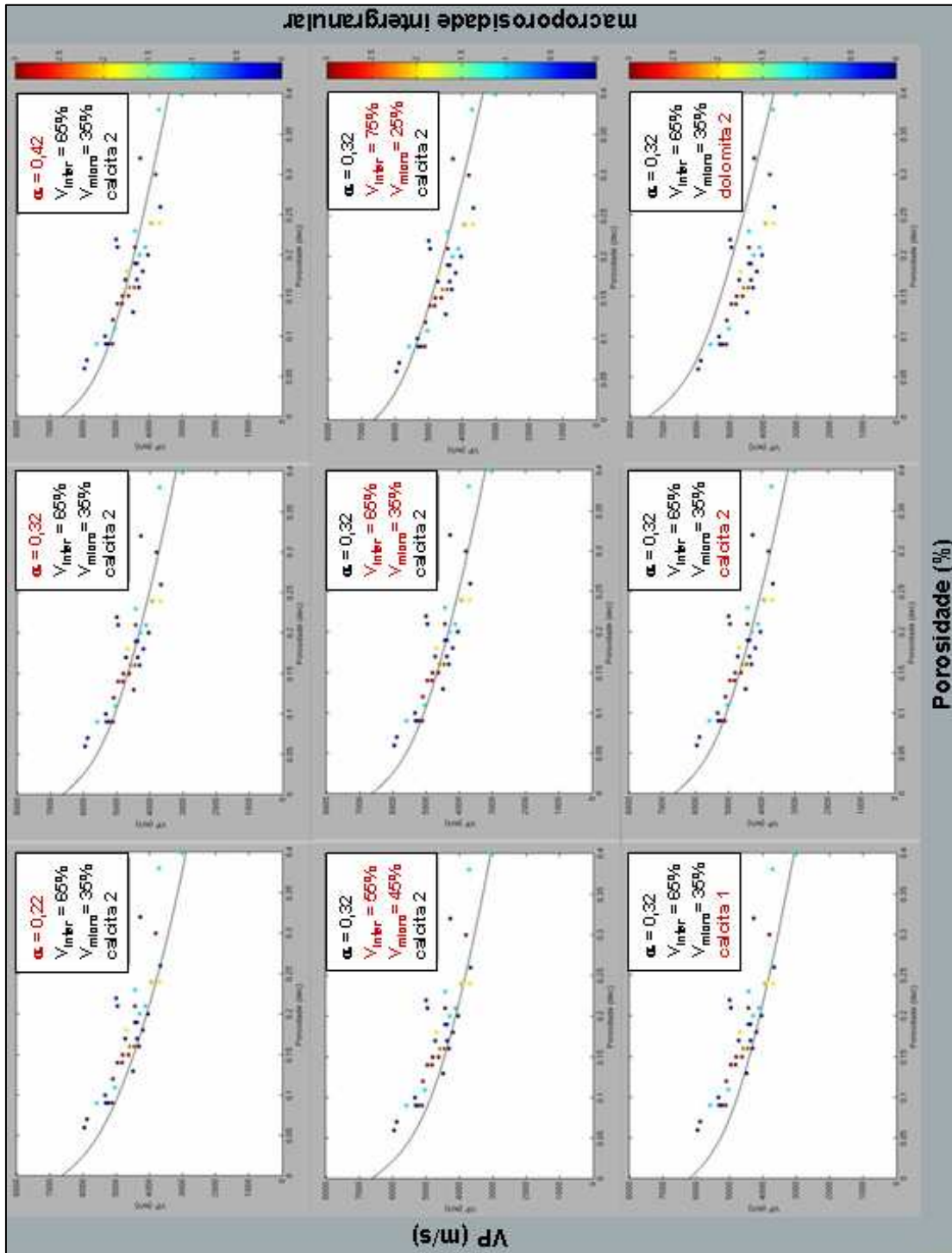


Figura 29: Comparação entre a sensibilidade dos parâmetros: razão de achatamento, volume de tipos de poros, e mineralogia, em função do ajuste às amostras.

Analisando a figura 29, pode-se determinar qual é a sensibilidade de cada parâmetro, bem como entender o porque de se usar as análises de lâminas petrográficas e de imagens digitais para calibrar os parâmetros. Observando a primeira coluna de gráficos da figura 29, vê-se que a variação de parâmetros diferentes, como razão de achatamento dos poros, volume de tipos de poros e mineralogia, obtem-se um ajuste bem similar em relação às amostras inferiores. Isto mostra bem o porque da escolha criteriosa dos parâmetros, uma vez que este se é um problema inverso, onde quanto mais vínculos externos puderem ser adicionados, melhor.

Outro ponto importante a ser destacado, é que, como foi usada uma calibração única, baseada na estatística fornecida pelos dados, nem todas as amostras convergiram quando da inversão (figuras 30, 31 e 32).

Analisando a figura 30, onde todos os parâmetros da calibração foram mantidos iguais e variou-se apenas a razão de achatamento dos poros intergranulares, das 43 amostras submetidas à inversão, 16 não convergiram para a calibração inicial, onde a razão de achatamento é 0,32 (em vermelho). Dessas 16 amostras que não convergiram, 4 delas (amostras 2, 4, 6 e 7 – tabela 2) não possuem a mineralogia equivalente à usada no modelo, uma vez que trata-se amostras com presença dolomita na composição mineralógica; 9 delas (amostras 8, 9, 10, 11, 26, 27, 28, 29, 34 – tabela 2) possuem uma alta concentração de microporosidade, ficando melhor ajustadas à curva azul, onde a razão de achatamento usada foi de 0,22 ; e 3 delas (amostras 23, 32 e 33 – tabela 2) possuem uma alta concentração de macroporosidade intragranular, ficando melhor ajustadas à curva verde, onde a razão de achatamento usada foi de 0,42.

Na figura 31, novamente foram mantidos os parâmetros de calibração e variou-se apenas o volume de macroporos intergranulares e microporos da curva de ajuste inicial ($V_{inter} = 64\%$ e $V_{micro} = 36\%$). Nesta nova análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada, 6 das 9 amostras que não convergiram anteriormente devido a alta concentração de microporosidade (figura 30: amostras 9, 10, 26, 27, 28, 29) passaram a ter ajuste melhor à curva azul ($V_{inter} = 45\%$ e $V_{micro} = 55\%$), quando da inversão.

Por fim, o último teste de sensibilidade dos parâmetros de calibração realizado foi em relação à mineralogia. Na figura 32, novamente foram mantidos os parâmetros de calibração e variou-se apenas a mineralogia. Nesta nova análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada, 2 das 4 amostras que não convergiram anteriormente devido a presença de dolomita na composição mineralógica (figura 30: amostras 2, 4) passaram a ter ajuste melhor à curva verde (dolomita), quando da inversão.

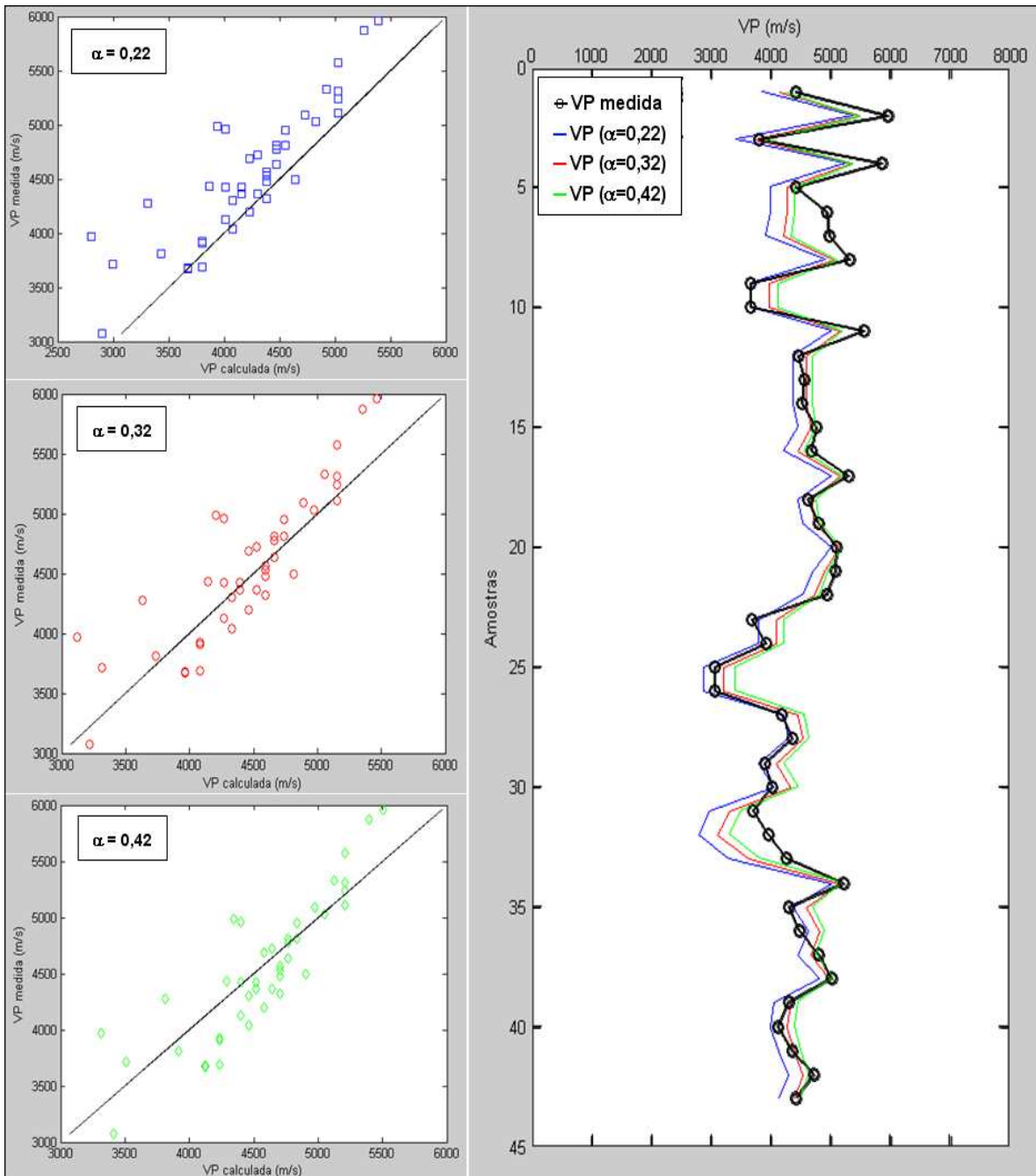


Figura 30: Teste de sensibilidade do parâmetro razão de achatamento dos macroporos intergranulares.

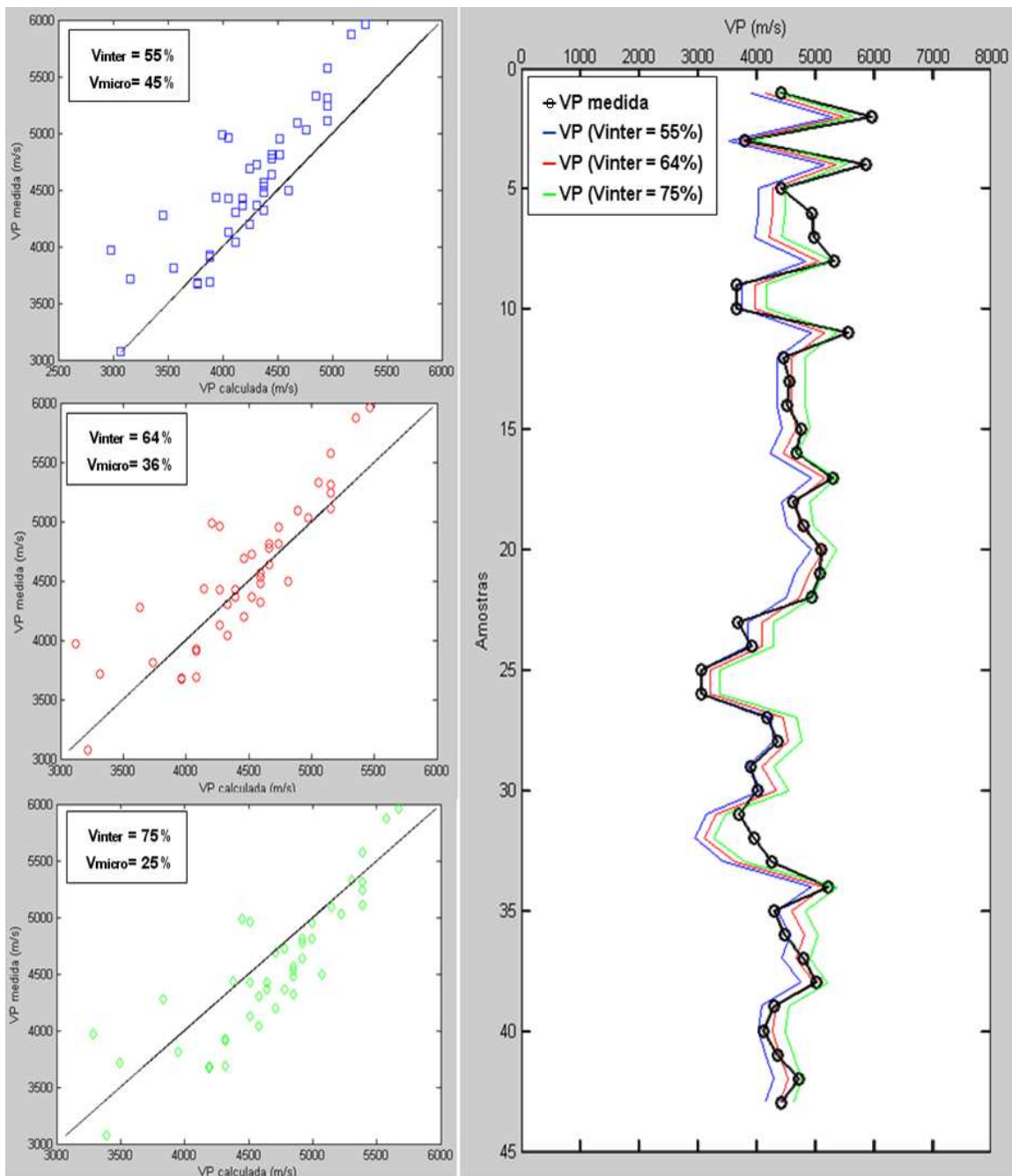


Figura 31: Teste de sensibilidade do parâmetro volume de microporos e macroporos intergranulares.

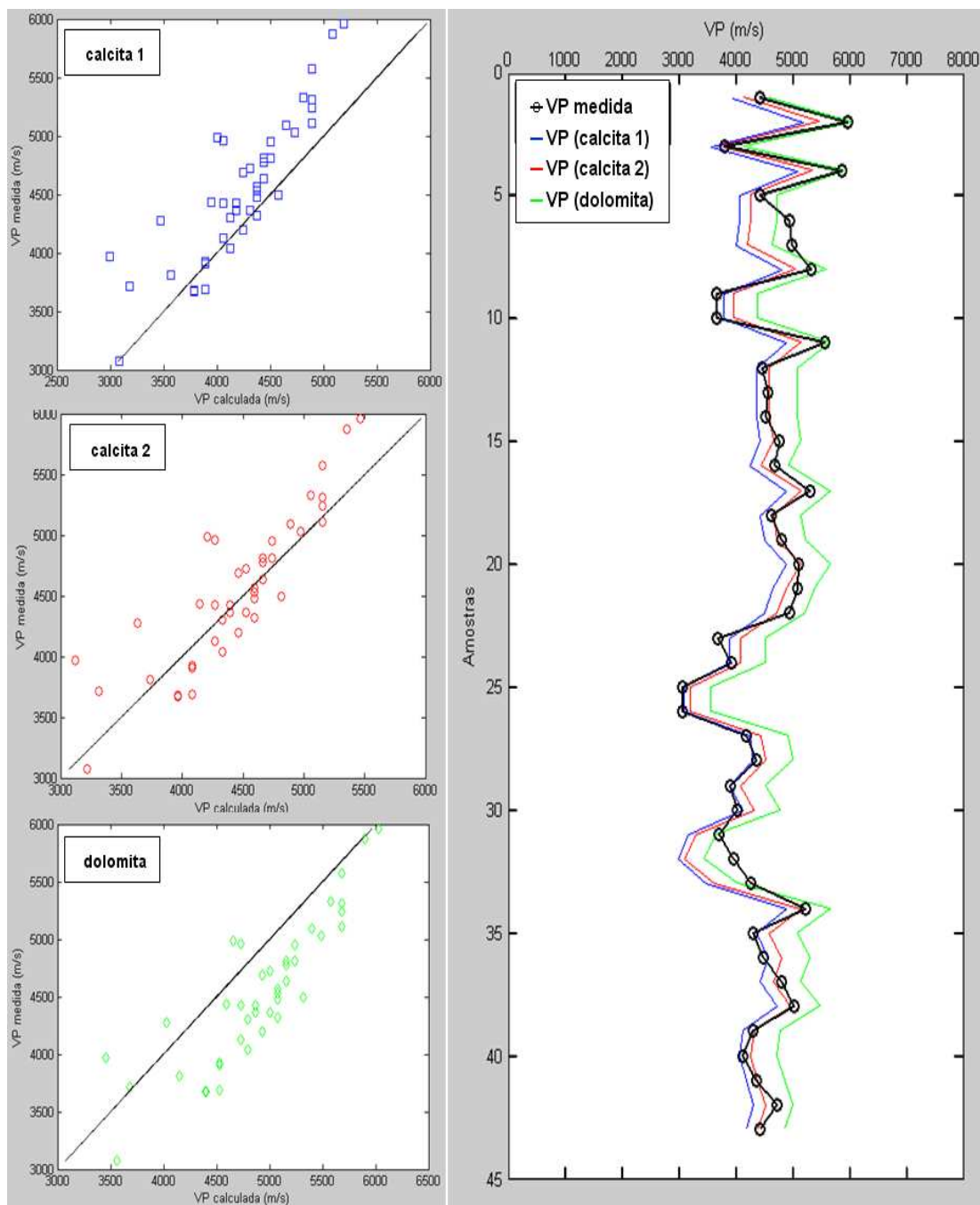


Figura 32: Teste de sensibilidade do parâmetro mineralogia, onde calcita 1 ($K_0 = 67\text{GPa}$, $\mu_0 = 28\text{GPa}$, $\rho_0 = 2,71.\text{g/cm}^3$), calcita 2 ($K_0 = 76,4\text{GPa}$, $\mu_0 = 32\text{GPa}$, $\rho_0 = 2,71.\text{g/cm}^3$), e dolomita ($K_0 = 94\text{GPa}$, $\mu_0 = 49,7\text{GPa}$, $\rho_0 = 2,87.\text{g/cm}^3$) [3].

3.3 – COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS EMPÍRICO E TEÓRICO

Como mencionado no Capítulo 1, os modelos empíricos, por serem mais simples, são amplamente usados na indústria. No entanto, quando se trata de rochas carbonáticas, nem sempre esses modelos funcionam, devido à influência do tipo de poros na resposta elástica da rocha, conforme foi apresentado na seção anterior.

A seguir, será feita uma comparação entre o modelo empírico de Wyllie e o modelo teórico de Xu-Payne, usando os mesmos dados analisado na seção anterior.

Na figura 33 tem-se a equação de Wyllie calculada para três mineralogias diferentes: calcita 1 ($K_0 = 67GPa$, $\mu_0 = 28GPa$, $\rho_0 = 2,71.g/cm^3$), calcita 2 ($K_0 = 76,4GPa$, $\mu_0 = 32GPa$, $\rho_0 = 2,71.g/cm^3$), e dolomita ($K_0 = 94GPa$, $\mu_0 = 49,7GPa$, $\rho_0 = 2,87.g/cm^3$) [3]. Embora essas equações se ajustem bem aos dados, as dispersões dos dados somente podem ser explicadas em função da mineralogia, uma vez que o fluido utilizado foi o mesmo usado na equação de Gassmann para saturar as amostras teoricamente.

Ainda na figura 33, observam-se amostras cuja mineralogia é representada pelas três equações de Wyllie mostradas no gráfico (ver tabela 2), mas que não se ajustam a nenhuma das curvas.

Na figura 34, encontra-se o modelo teórico de Xu-Payne já parametrizado conforme apresentado na seção anterior, e as curvas representando o aumento da macroporosidade intragranular e da microporosidade. De acordo com o modelo de Xu-Payne a dispersão das amostras em relação à curva de referência (curva parametrizada) pode ser explicada não só pela variação mineralógica da rocha, mas também devido à variações na razão de achatamento dos poros, e/ou no volume de tipo de poros presente na rocha.

Ao comparar a tabela 2 e as figuras 33 e 34 tem-se que as amostras que não se ajustam às equações de Wyllie apresentam elevada concentração de

macroporosidade. Assim, pode-se concluir que modelos teóricos, como o de Xu-Payne retrata melhor as rochas com estruturas internas complexas, como as rochas carbonáticas, que modelos empíricos como o de Wyllie, embora, em termos de predictabilidade dos valores de VP, os dois modelos reproduzam bem os valores medidos de VP (figura 35).

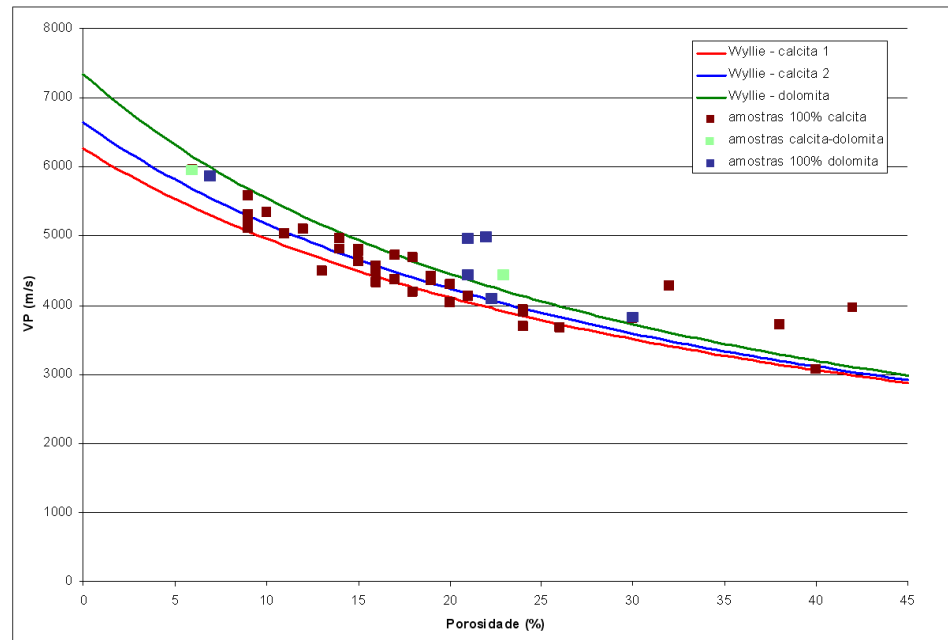


Figura 33: Gráfico de VP versus Porosidade mostrando o ajuste da equação de Wyllie para diferentes materiais.

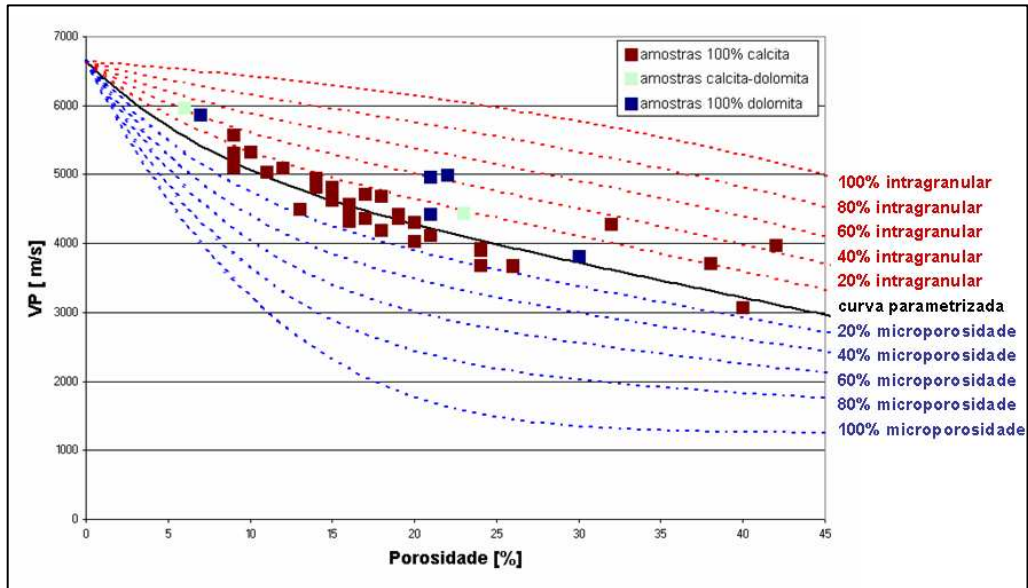


Figura 34: Gráfico de VP versus Porosidade do modelo de Xu-Payne calibrado para este banco de dados.

O método de comparação usado aqui foi o mesmo usado para testar a sensibilidade dos parâmetros, visto na seção anterior, ou seja, para o modelo de Wyllie usamos como valor de referência a curva calculada para calcita 2 (figura 33), pois esta foi a que mostrou melhor ajuste dos dados. A interpretação correta dos resultados calculados a partir da equação de Wyllie é: caso o VP calculado fosse maior que o VP medido, teríamos uma rocha menos dura, tendendo à calcita 1, e caso o VP calculado fosse menor que o VP medido, teríamos uma rocha mais dura, tendendo à dolomita.

No entanto, essa interpretação não condiz com a mineralogia das amostras aqui estudadas. Ao analisar a figura 35, nota-se que algumas amostras não se ajustam bem a nenhum dos dois modelos, porém apenas 7, das 43 amostras aqui estudadas, não possuem mineralogia 100% calcita 2. Dessas 7 temos duas amostra cuja mineralogia é uma mistura de calcita 2 e dolomita e as outra 5 amostras são 100% dolomita.

Comparando-se as figuras 33 e 34 com a figura 35, vê-se que muitas das amostras que não se ajustaram às curvas são 100% calcita 2. Em especial as amostras 31, 32 e 33 (ver tabela 2) que são 100% calcita 2, possuem uma grande concentração de macroporos intragranulares, de forma que se fosse utilizada

apenas a equação de Wyllie, a interpretação dada seria de que essas amostras possuem uma mineralogia mais dura, mais dolomítica, quando na verdade o que se tem, e é previsto pelo modelo de Xu-Payne, é uma aumento da macroporosidade intragranular.

Desta forma, podemos concluir que para rochas com sistema poroso complexo, como é o caso das rochas carbonáticas, o melhor modelo a ser utilizado na predição das medidas é o modelo de Xu-Payne.

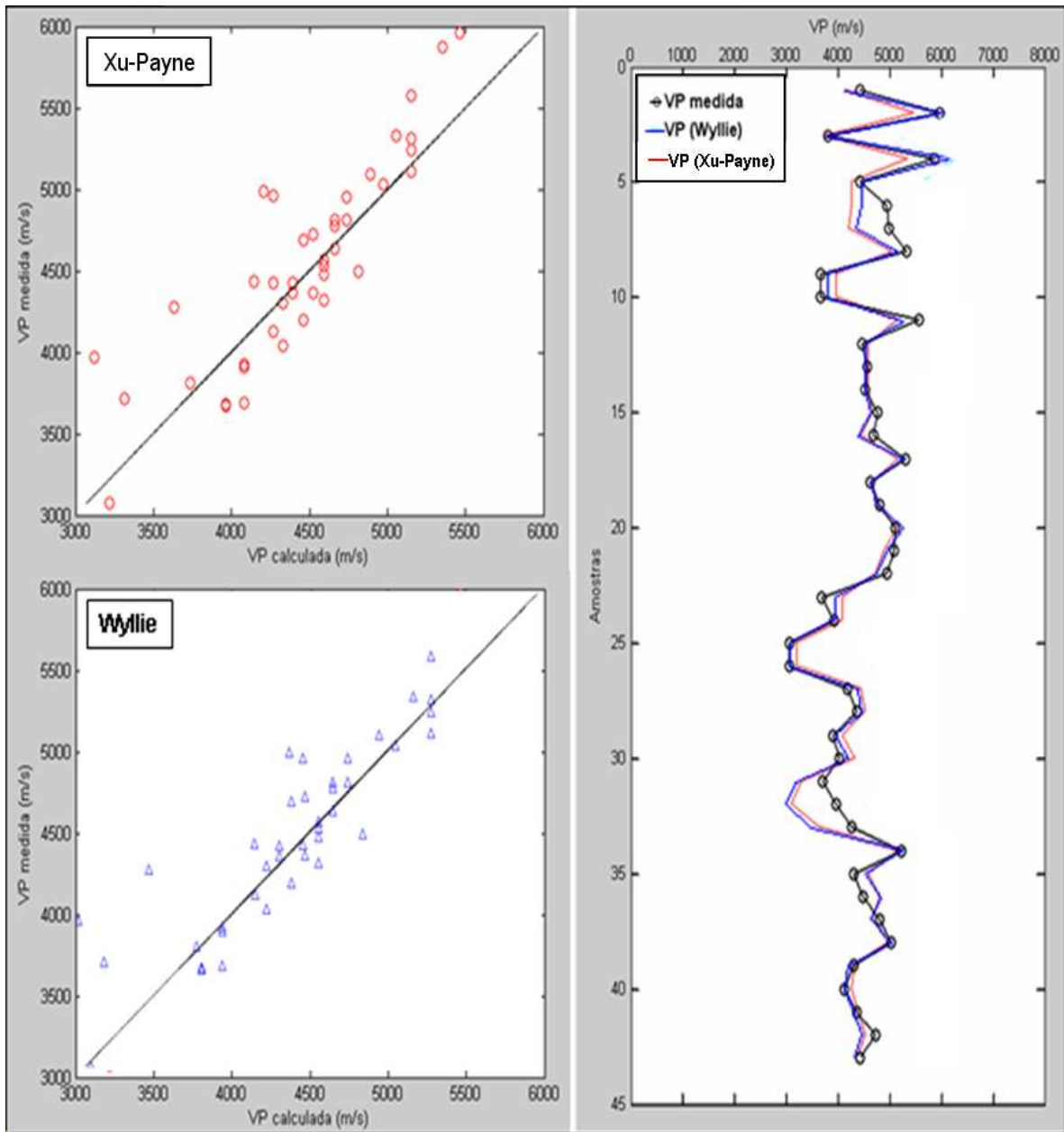


Figura 35: Comparação entre os modelos de Wyllie e de Xu-Payne.

3.4 – MUDANÇA DE ESCALA: ROCHA-PERFIL

Uma vez que o modelo foi devidamente calibrado e parametrizado, esses parâmetros podem ser usados para tentar prever a VP em poços. Mas para tanto é preciso antes certificar que a mudança de escala (*upscale*) dessas medidas é possível, uma vez que estas são realizadas em diferentes condições (as medidas de rocha são realizadas em laboratório, enquanto as medidas de perfil acústico de poço são realizadas *in situ*) e diferentes resoluções (figura 36).

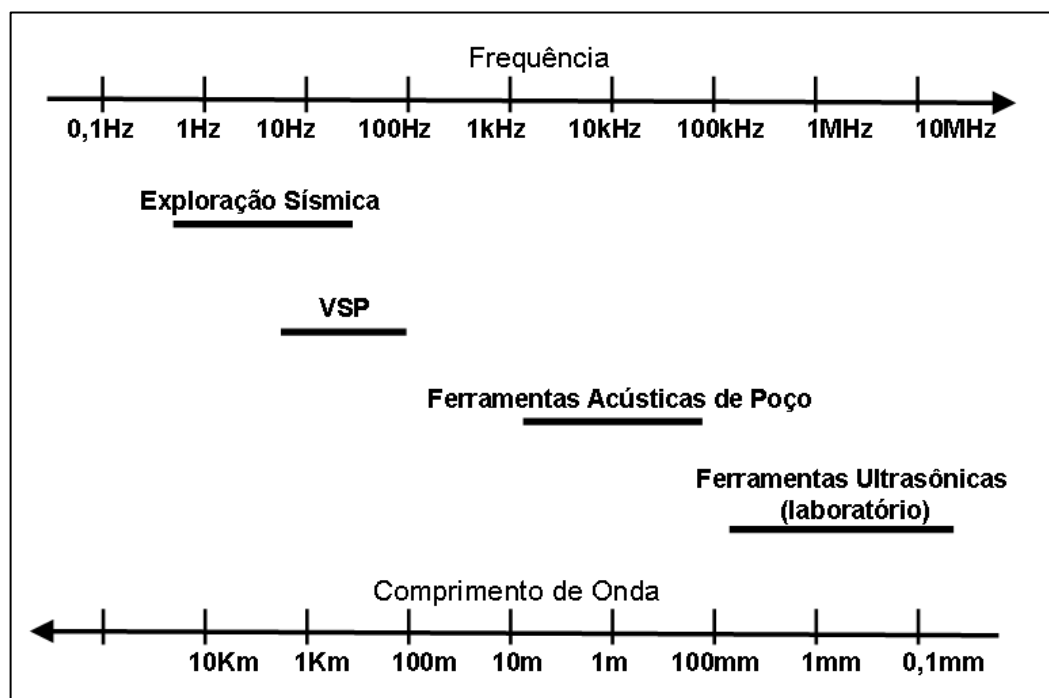


Figura 36: Comparação entre as diferentes resoluções para medidas elásticas [73].

A importância dessa etapa é garantir que o modelo não funciona apenas localmente, ou seja, que o modelo pode ser extrapolado para escalas diferentes tornando-o útil em análises exploratórias e até exploratórias, tanto na predição das propriedades elásticas de rochas do mesmo tipo, quanto na classificação do tipo de porosidade presente nas rochas, uma vez que o modelo de Xu-Payne mostrou-se coerente com a variação da concentração de tipos de poros diferentes, como veremos mais adiante.

Primeiramente utilizou-se amostras de 4 poços diferentes, as quais não passaram por uma análise petrográfica tão detalhada quanto a que fizemos para amostras utilizadas para parametrizar o modelo de Xu-Payne, mas que sabe-se serem amostras do mesmo tipo de carbonato (grainstone oolítico – apêndice B). Ao analisar essas amostras num gráfico de VP *versus* Porosidade (figura 37) junto às amostras anteriormente estudadas vimos que estas possuem a mesma tendência de variação de VP com a Porosidade (*trend*), portanto pode-se inferir que o modelo anteriormente calibrado aplica-se também a estas amostras.

Em seguida, ao analisar o gráfico de VP *versus* Porosidade das amostras com seus respectivos perfis de VP medidos no poço (figura 38), foi assumido que, uma vez que as amostras encontram-se no mesmo “*trend*” dos perfis, o modelo também é válido para os perfis e que a mudança de escala rocha-perfil é possível. Na figura 39 tem-se um poço com os perfis de Litologia, Porosidade, Densidade, VP e VS em função da profundidade juntamente com as medidas das amostras, saturadas via equação de Gassmann, respectivas ao poço. Uma vez que as medidas realizadas em laboratório reproduzem as medidas dos perfis, significa que a integridade das amostras está garantida e que o “*upscale*” é possível.

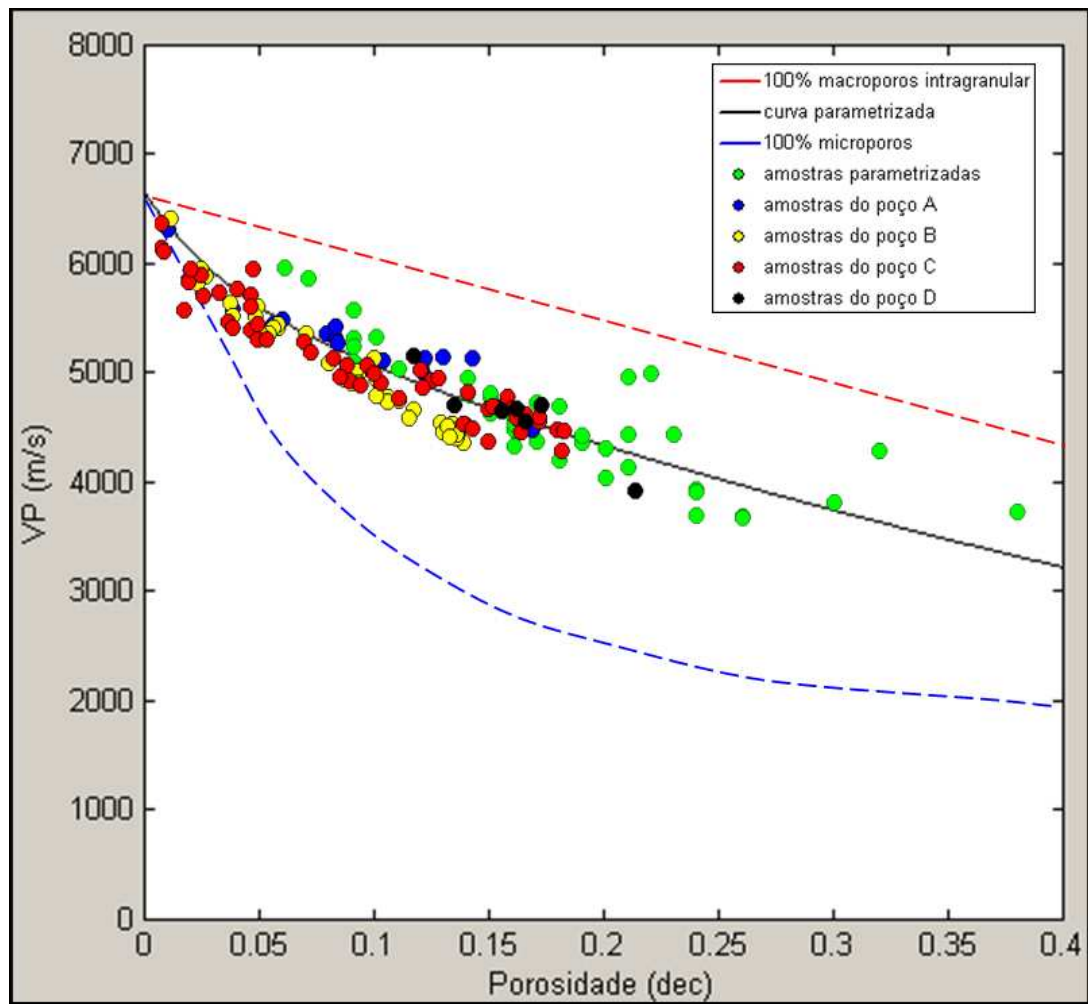
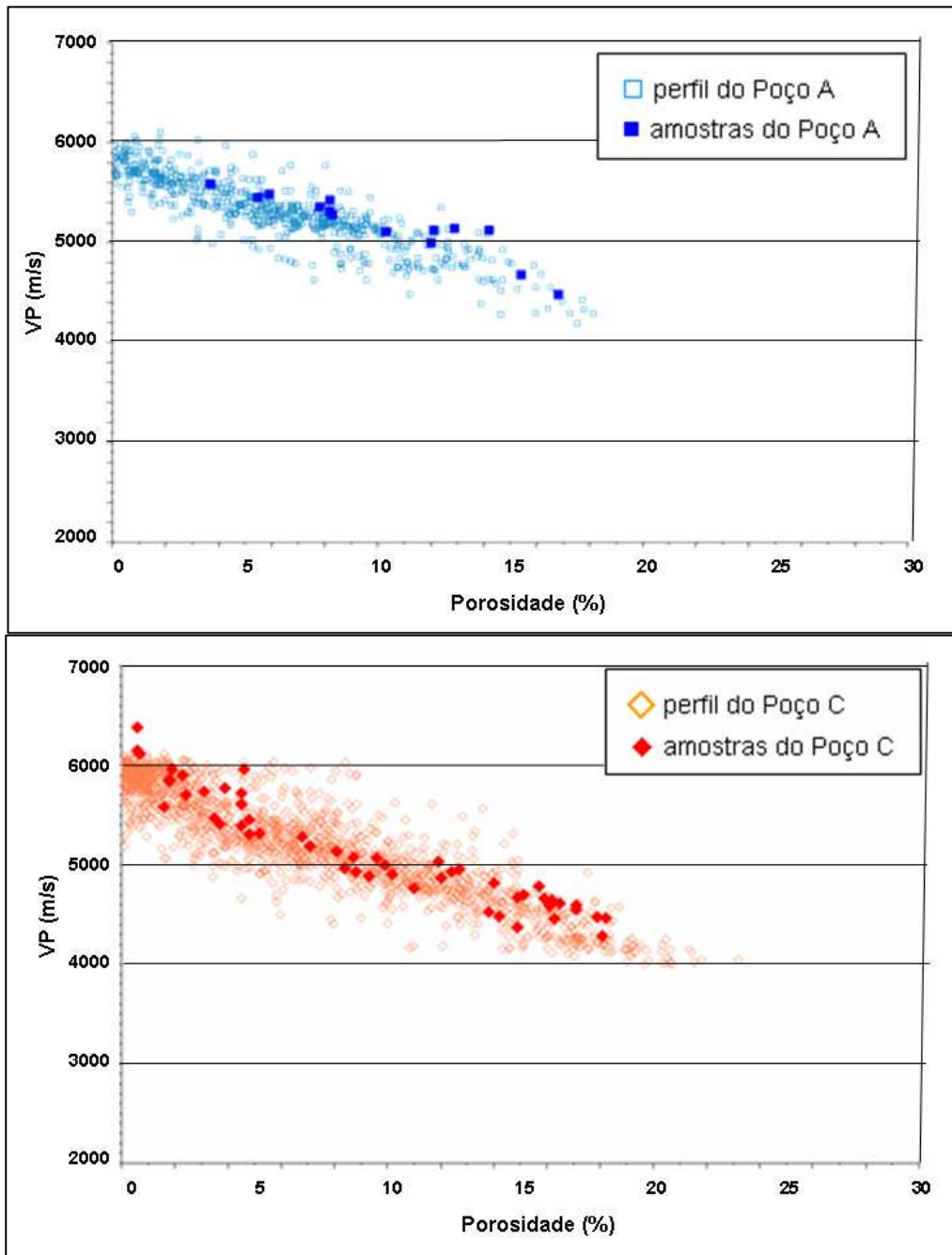


Figura 37: Gráfico de VP versus Porosidade correlacionando medidas de laboratório em amostras de poço com as amostras analisadas anteriormente: em verde as amostras estudadas anteriormente, em azul amostras do poço A, em amarelo amostras do poço B, em vermelho amostras do poço C e em preto amostras do poço D.



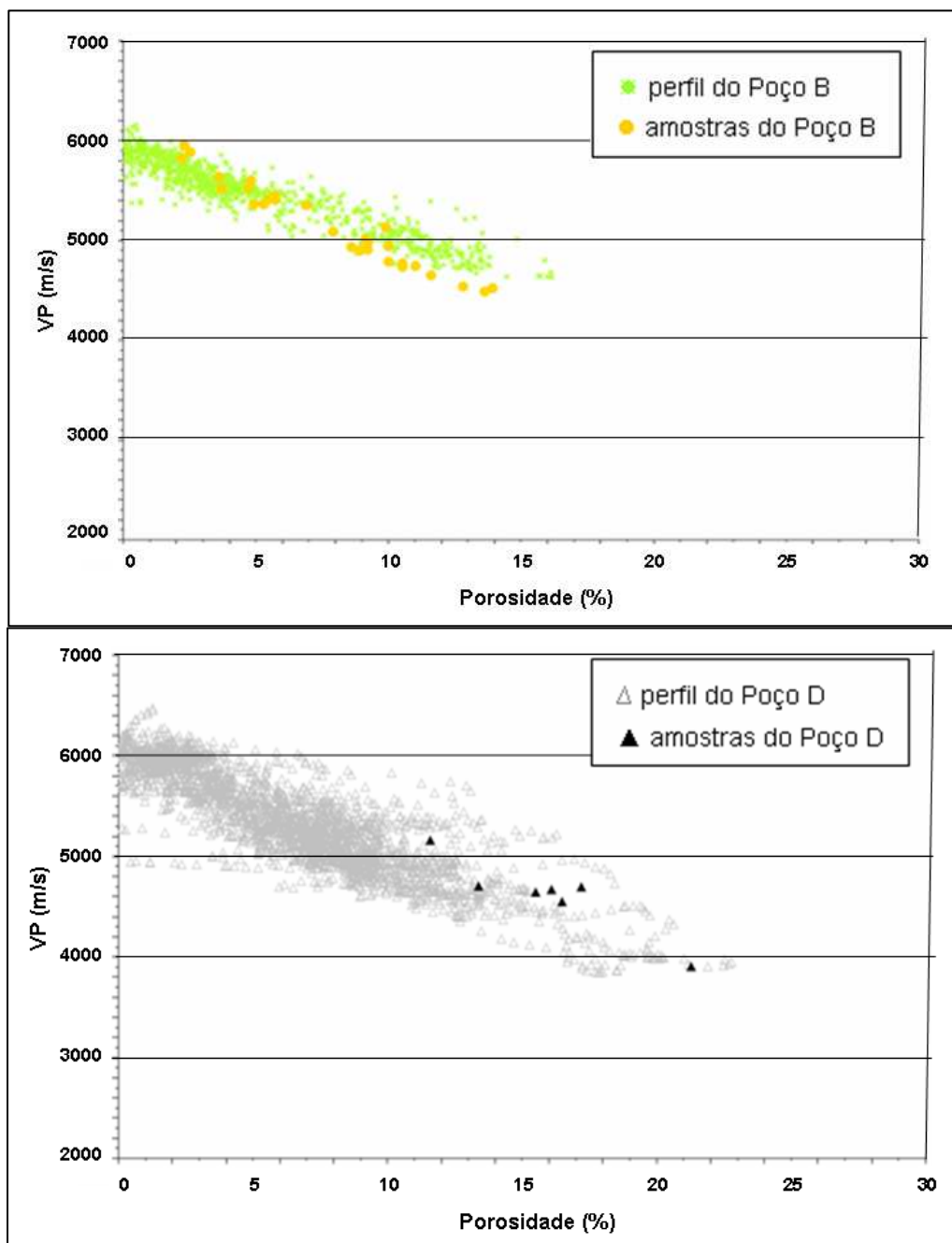





Figura 38: Gráfico de VP versus Porosidade correlacionando medidas de perfil de poço e medidas de laboratório em amostras: em azul poço A, em verde o poço B, em vermelho o poço C e em cinza o poço D.

LITOLOGIA	
	Grainstone
	Calcilutito
	Calcissiltito

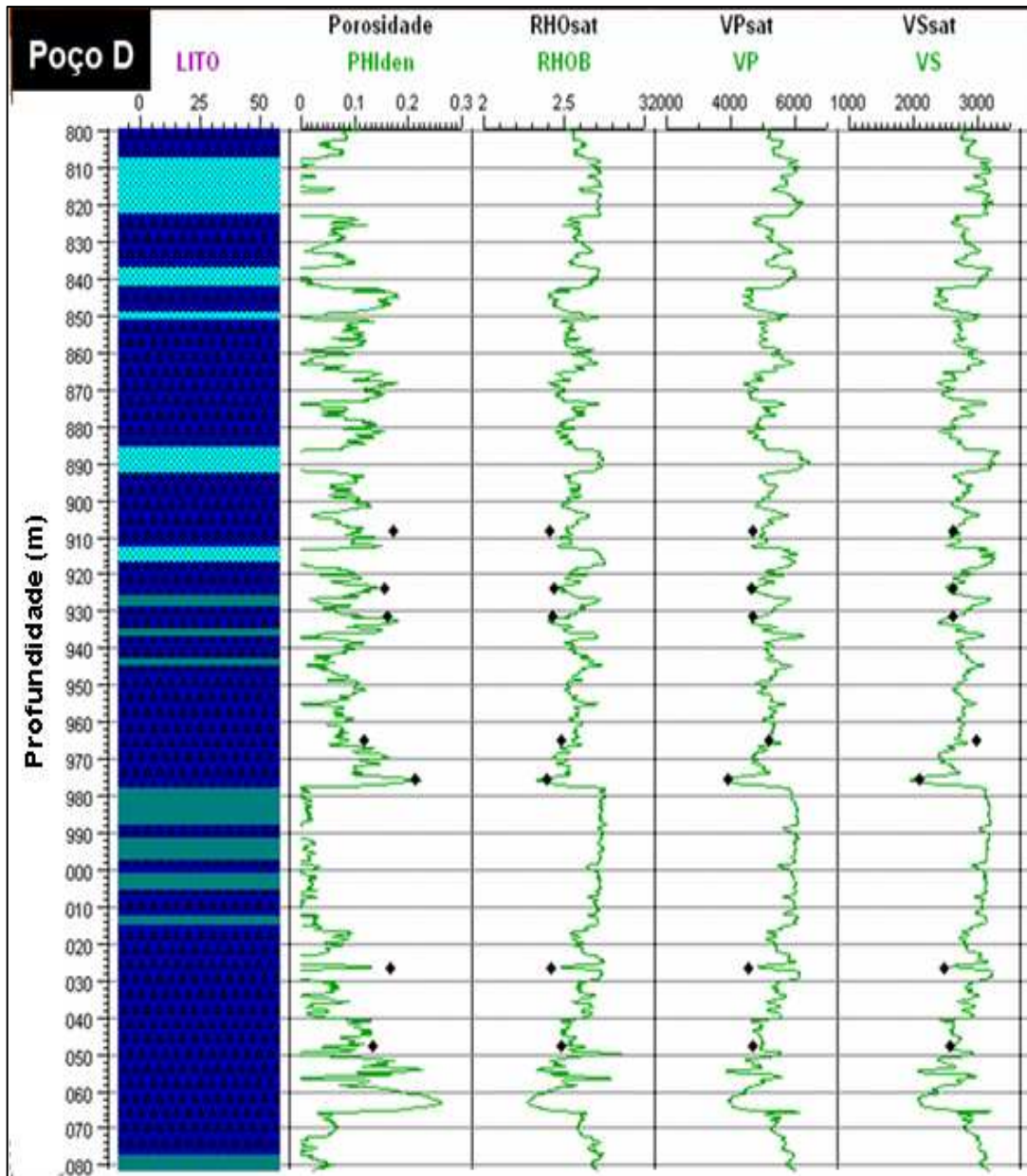


Figura 39: Correlação rocha-perfil do poço D, mostrando que o *upscale* é possível (em verde as medidas de perfil e em preto as medidas das amostras saturadas via equação de Gassmann).

Uma vez que o *upscale* é possível, o modelo de Xu-Payne, já calibrado, foi utilizado para tentar reproduzir o perfil do poço D. Analisando a figura 40, nota-se que onde a litologia era a mesma descrita nas lâminas petrográficas (azul escuro – grainstone oolítico) o modelo consegue reproduzir o VP medido. No entanto, quando temos uma mudança de litologia (azul claro - calcilutito e verde acinzentado - calcissiltito) o modelo subestima os valores de VP, uma vez que os parâmetros devem ser diferentes.

Ainda analisando a figura 40, nota-se que nas litologias diferentes (azul claro e verde acinzentado) temos um aumento nas medidas dos perfis de densidade, VP e VS, e um decréscimo nas medidas de porosidade, indicando tratar-se de uma litologia diferente, podendo tratar-se de dolomita ou uma forte cimentação obstruindo os poros, ou de um carbonato de grãos mais finos (mudstone/packstone) o que implicaria em diferentes parâmetros de razão de achatamento, tipo de poros e mineralogia.

De acordo com a descrição do poço resumida na figura 41, as zonas de calcilutito em geral apresentam uma granulometria mais fina (wackstone), compactada e com presença de microporosidade, podendo ter associado poros argilosos. As zonas de calcissiltito em geral apresentam uma granulometria muito fina, quase uma lama (mudstone), de forma que praticamente não há porosidade nessas zonas, a matriz é parcialmente dolomitizada com presença silte siliciclástico (quartzo e feldspato). Por fim, as zonas de grainstone, em geral são oolíticas, com porosidade média de 10% do tipo intergranular, e com zonas de alta dissolução resultando em porosidade tipo móldica e vugular, e a composição mineralógica é predominantemente calcítica.

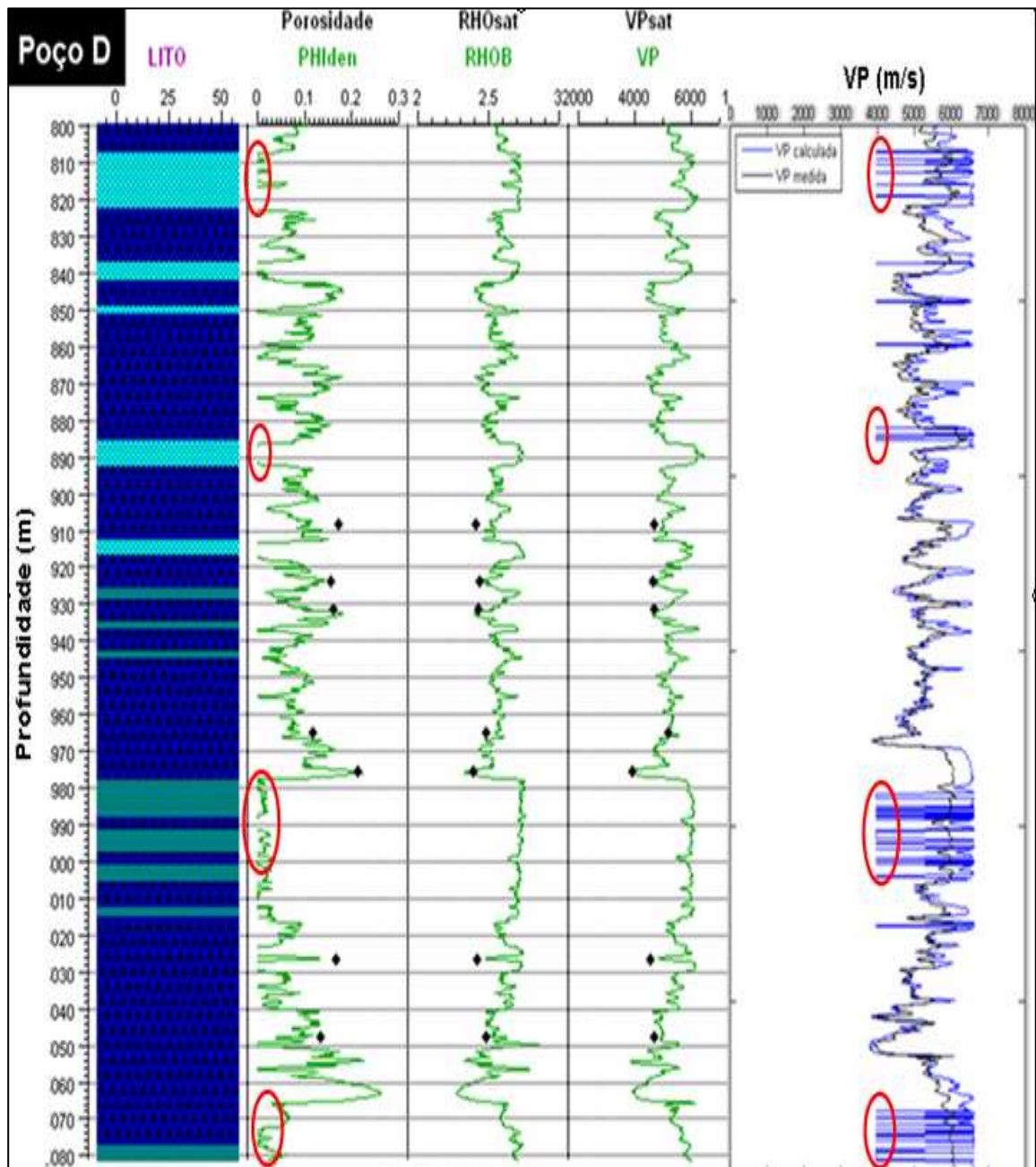


Figura 40: Comparação entre perfil de VP medido e VP calculado do poço D. Em vermelho destacam-se zonas de mudança litológica, associadas a uma queda da porosidade, a qual tende a zero, e por isso o modelo não consegue calcular o valor de VP.

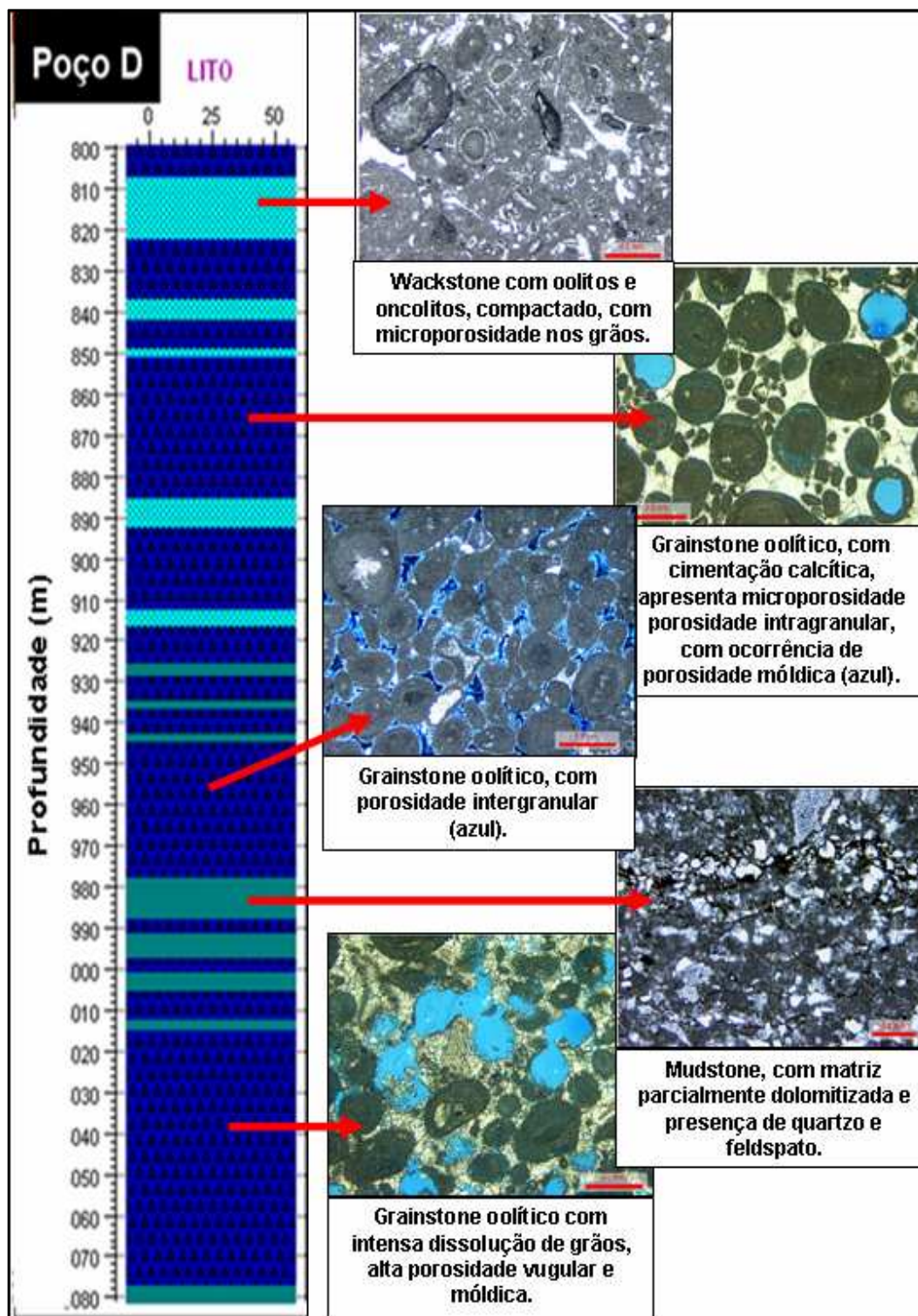


Figura 41: Resumo da descrição petrográfica das principais zonas do Poço D.

Ainda com foco no *upscale*, mas principalmente na extrapolação do modelo de Xu-Payne de forma exploratória, foram selecionados perfis de um outro poço, Poço X, na mesma região do Poço D, ou seja, de mesma idade geológica e pertencente ao mesmo banco carbonático, para aplicação do modelo e verificação da sua capacidade de predição. É importante ressaltar que o Poço X não possui um detalhamento litológico refinado como o Poço D, sendo que a descrição litológica foi realizada apenas com amostras de calha obtidas durante a perfuração, e nenhuma amostragem foi realizada após a perfuração deste.

Primeiramente, da mesma forma que foi feita a comparação em termos de VP *versus* Porosidade das amostras inicialmente estudadas com as amostras de poço, realizamos a mesma comparação entre os poços D e X (figura 42). E, seguindo a mesma lógica, uma vez que os *trends* são os mesmos, utilizou-se novamente o modelo de Xu-Payne calibrado para calcular VP e comparar com o VP medido.

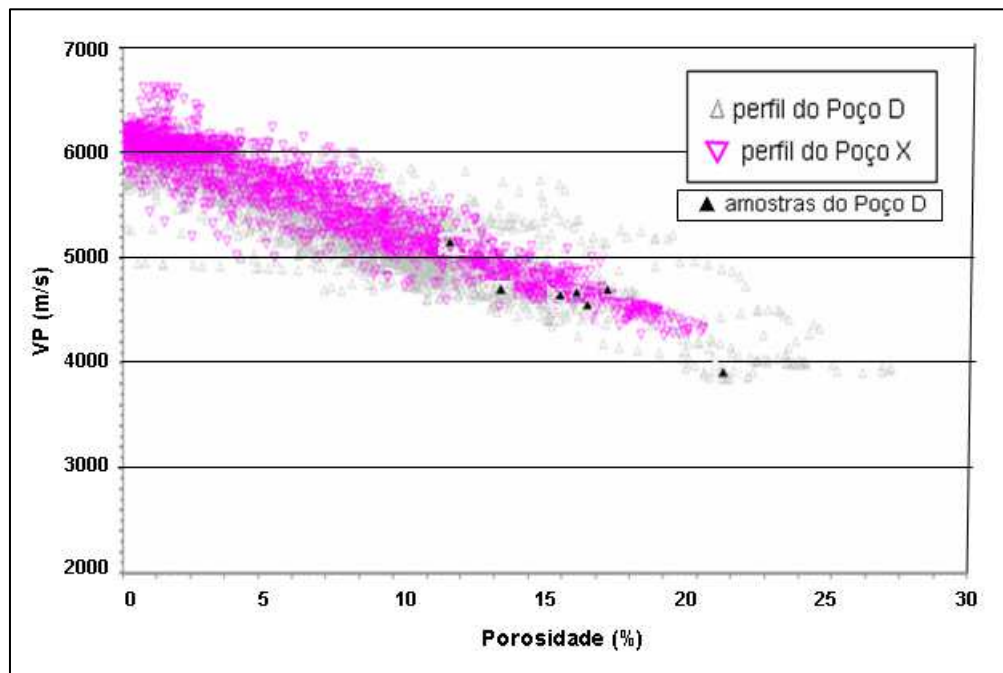


Figura 42: Gráfico da medida de perfil de VP versus Porosidade, comparando os trends do poço D com o poço X.

Na figura 43, uma vez que a litologia deste poço não sofre variações e é a mesma utilizada para parametrizar e calibrar o modelo de Xu-Payne, o VP calculado conseguiu reproduzir bem o perfil medido, apresentando problemas apenas quando a mudança de porosidade é muito brusca.

Outro ponto a ser destacado, e o mais importante, é que sistemas carbonáticos em sua gênese, são sistemas orgânicos e, portanto generalizações nem sempre funcionam. Se fatores deposicionais como mudanças mineralógicas, cimentação, variação do tamanho do grão, textura, dissolução, mudança da razão de achatamento dos poros, etc. não forem levados em consideração na parametrização e calibração do modelo, a interpretação do resultado levará a conclusões errôneas e equivocadas a respeito das propriedades elásticas e permo-porosas dos reservatórios carbonáticos.

Quanto mais informações da rocha podem ser obtidas para a parametrização e calibração do modelo, maior é a capacidade de extrapolação do modelo para uma mesma área e menor é o risco de uma interpretação equivocada.

Por fim, pode-se concluir que uma vez, que o modelo foi parametrizado e calibrado, a extrapolação deste em áreas equivalentes é útil não só na predição de propriedades elásticas, mas também do tipo de porosidade presente na rocha, permitindo uma avaliação dos poços em termos de permo-porosidade, uma vez que, em geral, regiões com alta microporosidade são associadas à baixa permeabilidade e regiões com alta macroporosidade são associadas à alta permeabilidade

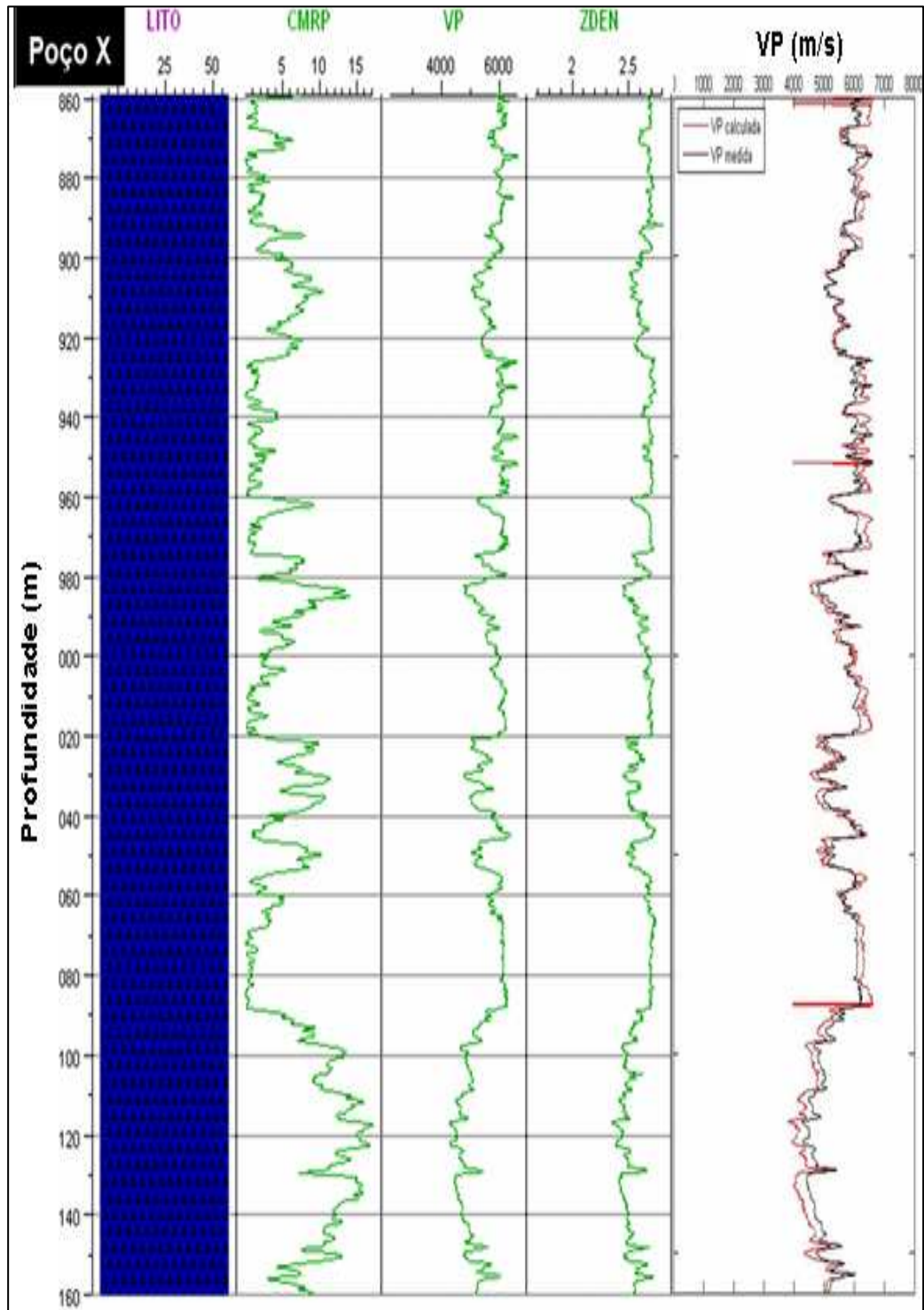


Figura 43: Comparação entre perfil de VP medido e VP calculado do poço X.

Conclusões e Perspectivas

A caracterização de reservatórios carbonáticos, cuja estrutura interna é mais complexa, é um ponto chave na indústria petrolífera, visto que mais de 50% dos reservatórios mundiais são carbonáticos. Com descoberta do Pré-sal os estudos e pesquisas com esse foco tomaram grande importância, uma vez que diferentemente dos carbonatos tratados nesta dissertação (*oolitos*) encontra-se carbonatos do tipo *microbial* de estrutura muito mais complexa que as analisadas neste trabalho.

Essa nova fronteira reforçou a necessidade de se entender conceitos de física de rochas referentes à calibração dos atributos sísmicos elásticos no processo de caracterização de reservatórios carbonáticos. No entanto, a quantidade e a confiabilidade de informação disponível, bem como os modelos encontrados na literatura, ainda são insuficientes para que a correlação entre a propagação da onda sísmica e as propriedades petrofísicas possam ser estendidas na caracterização de reservatórios.

Em termos gerais, o principal desafio desta dissertação foi caracterizar com precisão a estrutura de rochas carbonáticas, devido a sua complexidade, prever propriedades como velocidade e permeabilidade baseado nessa caracterização e com isto, estabelecer correlações que possibilitem a previsão de propriedades tanto na escala rocha quanto na do perfil de poço.

Os primeiros resultados obtidos, utilizando como dados amostras de afloramento, conforme apresentado no capítulo 3, demonstram a necessidade de uma parametrização prévia do modelo Xu-Payne, baseada em análises de lâminas petrográficas bem como na calibração destes parâmetros. Posteriormente foi realizada a análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada. Esta foi a fase mais difícil deste estudo, pois exigiu um estudo e conhecimento geológico muito grande dos dados e diversas análises de quais os parâmetros geométricos melhor correlacionam velocidade e porosidade.

Segundo Anselmetti et. al., 4 atributos geométricos (DOMSize, PoA, Razão de Achatamento e Esfericidade), conforme foi apresentado no capítulo 1, foram definidos com boa correlação entre VP e porosidade, sendo DOMSize e PoA os que mostram a melhor correlação. Porém, dos modelos teóricos que usam a informação de atributos geométricos dos poros encontrados na literatura, apenas a razão de achatamento é considerada, mostrando a necessidade de se desenvolver novos modelos que utilizem multi-atributos na modelagem de propriedades elásticas.

Outro ponto importante apresentado nesta dissertação foi a comparação entre a interpretação dos dados obtidos por modelos teórico e empírico, mostrando que, embora modelos empíricos sejam amplamente usados na indústria, em alguns casos, o uso de relações generalizadas pode levar a uma interpretação pobre e/ou equivocada das medidas, em especial quando se trata de rochas com estrutura interna complexa, como os carbonatos.

Por fim, o estudo final desta dissertação foi a mudança de escala lâmina petrográfica - amostra de rocha – perfil de poço, uma vez que saímos de um escala e interpretação da lâmina petrográfica, passando para a escala da amostra de rocha, indo para uma escala de menor resolução, perfil de poço. É nesta última etapa que a importância da parametrização e calibração dos modelos baseado em dados de lâminas petrográficas se mostra essencial na melhoria da interpretação das medidas de velocidade em detrimento das características permo-porosas de rochas carbonáticas, comprovando que, uma vez que o modelo de Xu-Payne seja bem parametrizado e as correlações entre as propriedades petrofísicas e elásticas da rocha são bem estabelecidas, é possível estendê-lo a um mesmo ambiente geológico e extrair informações qualitativas de permo-porosidade em reservatórios carbonáticos.

A grande contribuição desta dissertação de mestrado foi a utilização de informações de lâminas petrográficas na parametrização de modelos teóricos aplicados a rochas carbonáticas, comprovando a possibilidade de se extrair informações permo-porosas a partir de medidas elásticas (velocidade compressional e cisalhante).

Como perspectivas futuras há ainda muitos desafios como:

- o estudo de novos modelos que incorporem mais de um atributo geométrico.
- a obtenção de atributos geométricos em 3-dimensões, bem como modelos teóricos em 3-dimensões
- a previsão quantitativa de tipo de porosidade a partir de medidas elásticas
- a mudança de escala do perfil de poço para o dado sísmico, possibilitando a caracterização de reservatórios em grande escala.

Apêndice A

A Teoria da Elasticidade é a base fundamental para descrever a propagação de ondas elásticas [3, 13, 14]. Na maioria das vezes, para obtermos soluções analíticas para problemas complexos de mecânica de rochas, é necessário idealizar e simplificar o comportamento tensão-deformação (stress-strain) da rocha. A forma mais comum usada para a relação tensão-deformação da rocha é a da elasticidade linear, onde o tensor de deformação é uma função linear do tensor de tensão. Embora nenhuma rocha seja linearmente elástica sob uma larga variedade de tensão, esta aproximação frequentemente é útil, uma vez que muitas rochas se comportam linearmente sob mudanças infinitesimais na tensão.

Neste apêndice serão definidos os módulos elásticos a partir das relações de tensão-deformação, e em seguida serão deduzidas as velocidades compressional (VP) e cisalhante (VS) a partir da equação de onda, da teoria da elasticidade e da definição dos módulos elásticos.

A1- TEORIA DA ELASTICIDADE

Elasticidade é a propriedade de um corpo (fluido ou sólido) resistir à mudança de dimensão ou forma devido à ação de uma força externa e retornar a sua dimensão original e forma, quando esta força é removida. Desta forma, um dos métodos de se estimar as propriedades elásticas em meios rochosos é através da propagação de ondas em rochas.

Supondo um meio homogêneo e isotrópico, a partir da Lei de Hooke, podemos estabelecer as relações entre a tensão (stress) e a deformação (strain),

onde as deformações sofridas por um corpo são diretamente proporcionais às tensões que as produzem.

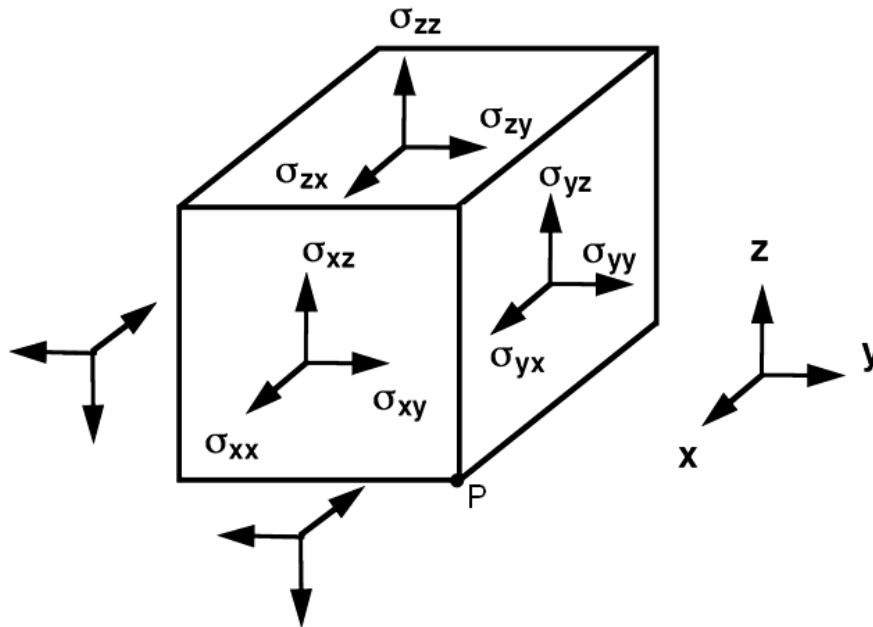


Figura 44: Componentes do esforço [3].

Se considerarmos um pequeno elemento de volume, o esforço em cada uma de suas faces pode ser representado por seus componentes nas direções x , y e z (figura 44). Cada componente produz uma deformação independente, sendo a deformação total a soma das deformações produzidas pelas tensões individuais.

Se escrevermos (u,v,w) como as componentes do deslocamento de um ponto $P(x,y,z)$ nas direções x , y e z , respectivamente, as deformações elementares podem ser descritas pelo conjunto de equações abaixo:

$$\text{Deformação normal: } \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

Equação 49

$$\text{Deformação cisalhante: } \varepsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \varepsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$$

Equação 50

Sendo a dilatação sofrida pelo corpo definida como a soma das deformações normais:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$$

Equação 51

Desta forma, de acordo com a Lei de Hooke, podemos representar as relações entre a tensão e a deformação, de forma simplificada, a partir do conjunto de equações:

$$\sigma_{ii} = \lambda\Delta + 2\mu\varepsilon_{ii}, \quad i = x, y, z$$

Equação 52

$$\sigma_{ij} = \mu\varepsilon_{ij}, \quad i, j = x, y, z, \text{ e } i \neq j$$

Equação 53

onde σ_{ii} é o esforço normal, Δ é a dilatação, ε_{ii} é a deformação normal, σ_{ij} é a tensão de cisalhamento e ε_{ij} é a deformação de cisalhamento. As duas constantes elásticas (λ e μ) são conhecidas como constantes de Lamé e definem o comportamento de sólidos isotrópicos.

Embora as constantes de Lamé descrevam completamente o comportamento dos sólidos, outras constantes como módulo de Young, razão de Poisson e módulo de Bulk também são usadas sendo estas definidas a seguir, em duas dimensões,

O Módulo Bulk (K) é definido pela razão hidrostática entre a tensão (σ_0) e a deformação volumétrica [2, 3]:

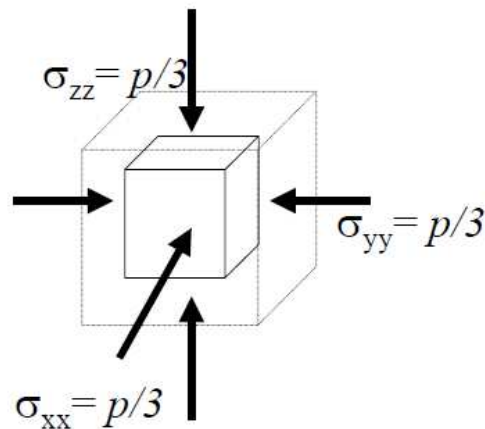


Figura 45: Compressão Hidrostática [1].

$$\sigma_0 = \frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}) = K(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) \Rightarrow p = K \frac{\Delta V}{V}$$

Equação 54

onde p é a pressão e V o volume.

O Módulo Cisalhante (μ) é definido pela razão entre a tensão cisalhante e a deformação cisalhante:

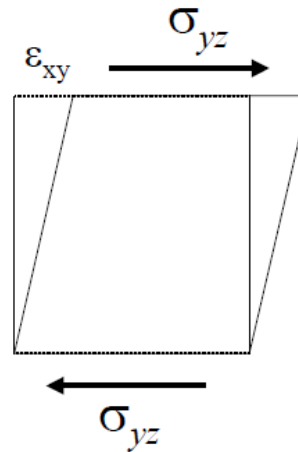


Figura 46: Cisalhamento Simples [1].

$$\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij}, \quad i \neq j$$

Equação 55

O Módulo de Young (E) é definido pela razão entre a tensão extencional e a deformação extencional, em um estado de tensão uniaxial:

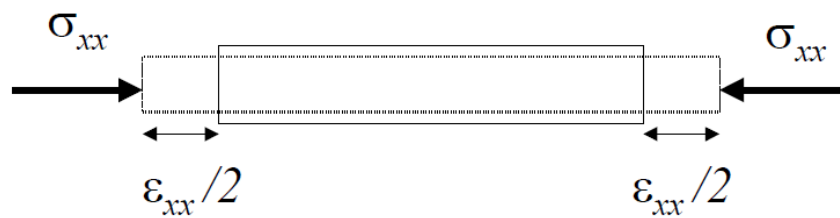


Figura 47: Extensão-Tensão Uniaxial [1].

$$\sigma_{zz} = E\epsilon_{zz} \Rightarrow E = \frac{9K\mu}{3K + \mu}, \quad \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$$

Equação 56

E por fim, a Razão de Poisson (ν) é definida pela menor razão entre a deformação lateral e a deformação axial, em um estado de tensão uniaxial:

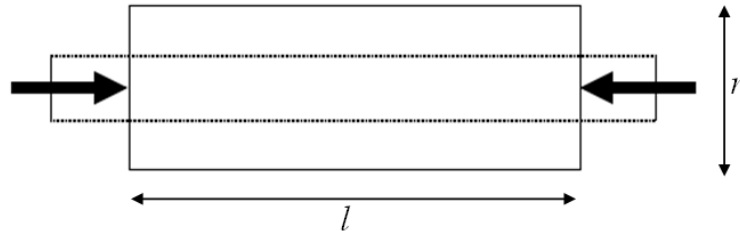


Figura 48: Extensão/Compressão Uniaxial [1].

$$\nu = -\frac{\varepsilon_{xx}}{\varepsilon_{zz}} = -\frac{\frac{\Delta l}{l}}{\frac{\Delta r}{r}} = \frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}, \quad \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$$

Equação 57

Note que com exceção da Razão de Poisson, que é adimensional, todos os módulos possuem a mesma unidade (força/área). A tabela 3 resume as relações entre diferentes módulos elásticos. Através destes módulos, conhecendo-se a densidade do material, podemos calcular as velocidades compressional (VP) e Cisalhante (VS) de um corpo:

$$VP = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Equação 58

$$VS = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Equação 59

Tabela 3: Relação entre as constantes elásticas de material isotrópico [3].

K	E	λ	ν	μ
$\lambda + \frac{2\mu}{3}$	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$	—	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	—
—	$9K \frac{K - \lambda}{3K - \lambda}$	—	$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$\frac{3(K - \lambda)}{2}$
—	$\frac{9K\mu}{3K + \mu}$	$K - \frac{2\mu}{3}$	$\frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}$	—
$\frac{3E\mu}{3(3\mu - E)}$	—	$\mu \frac{E - 2\mu}{(3\mu - E)}$	$\frac{E}{2\mu} - 1$	—
—	—	$3K \frac{3K - E}{9K - E}$	$\frac{3K - E}{6K}$	$\frac{3KE}{9K - E}$
$\lambda \frac{1 + \nu}{3\nu}$	$\lambda \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{\nu}$	—	—	$\lambda \frac{1 - 2\nu}{2\nu}$
$\mu \frac{2(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}$	$2\mu(1 + \nu)$	$\mu \frac{2\nu}{2 - 2\nu}$	—	—
—	$3K(1 - 2\nu)$	$3K \frac{\nu}{1 + \nu}$	—	$3K \frac{1 - 2\nu}{2(1 + \mu)}$
$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	—	$\frac{E}{2(1 + \nu)}$

Embora saibamos que a maioria das rochas são anisotrópicas, a suposição de isotropia geralmente fornece informações razoáveis sobre resultados reais.

A2- A EQUAÇÃO DE ONDA E SUAS SOLUÇÕES

Até agora foram considerados meios em equilíbrio estático. A seguir será retirada essa restrição e considerado o que acontece à tensão numa situação fora do equilíbrio. Tomando o elemento de volume mostrado na Figura 44 tem-se o

diagrama das componentes da tensão em uma das faces, sendo assim, ao se tomar a face oposta a tensão será dada por:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx \text{ e } \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx$$

Equação 60

Uma vez que esta tensão está agindo em oposição à face escolhida, a tensão fora de equilíbrio é dada por:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx \text{ e } \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx$$

Equação 61

Como essa tensão está agindo numa face cuja área é $dx dy$ e o volume $dx dy dz$ é afetado, de forma que a força por unidade de volume nas direções x, y e z é respectivamente $\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}$, $\frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial x}$ e $\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}$. Logo, a força total por unidade de volume

na direção do eixo x, pode ser expressa por: $\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x}$. Essa mesma análise pode ser feita para as outras faces, chegando a equações similares a estas.

Uma vez deduzidas essas equações, a partir da 2ª lei de Newton, pode-se escrever:

$$\frac{\rho \partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x}$$

Equação 62

onde ρ é densidade. Como esta equação relaciona o deslocamento e a tensão, através da lei de Hooke pode-se substituir a tensão pela deformação e reescrever a equação de deformação em função do deslocamento. Usando as equações 51, 52, 53 e 62 tem-se:

$$\frac{\rho \partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x}$$

$$\begin{aligned}
&= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\
&= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right\} \\
&= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\
&= (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u
\end{aligned}$$

Equação 63

Por analogia podem-se escrever equações equivalentes para as componentes do v e w .

$$\frac{\rho \partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v$$

Equação 64

$$\frac{\rho \partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w$$

Equação 65

Derivando as equações 63, 64 e 65 com respeito a x , y e z e adicionando os três resultados, obtemos a equação para as três dimensões:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda' + 2\mu) \nabla^2 \Delta$$

Equação 66

fazendo $\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$, a equação pode ser reescrita por:

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta$$

Equação 67

A equação 67 representa a propagação de uma onda de corpo que desloca as partículas do meio na mesma direção em que ela se propaga, ou seja, define uma onda longitudinal propagando-se num meio sólido. Essa componente longitudinal da onda sísmica é conhecida como onda compressional e possui velocidade de propagação dada por $VP = \alpha$.

Se, ao invés de derivar as equações 63, 64 e 65 com respeito à x , y e z e adicionar for subtraída a derivada da equação 64 em relação ao eixo z da equação 65 com relação ao eixo y , pode obter-se a seguinte relação:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x$$

Equação 68

onde $\beta^2 = \frac{\mu}{\rho}$ e $\theta_x = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$.

Essa equação representa a propagação de uma onda de corpo que desloca as partículas numa direção transversal a sua propagação, o que a classifica como onda transversal. A componente transversal da onda sísmica é chamada de onda de cisalhamento e possui velocidade de propagação dada por $V_S = \beta$.

Como as constantes elásticas são sempre positivas, α é sempre maior que β , o que justifica o fato de que a onda com velocidade α é chamada de primária (ou onda "P") e a onda com velocidade β (ou onda "S") é chamada de secundária. No caso de fluidos onde μ é zero, tem-se que β também é zero, logo, não há propagação de ondas tipo S em líquidos.

Apêndice B

Neste apêndice será feito um breve resumo sobre rochas carbonáticas, dando um enfoque especial à textura, porosidade e mineralogia [72].


B1- INTRODUÇÃO

À primeira vista, ao se estudar um afloramento carbonático a impressão que se tem é que o sistema é monotônico, em tons de cinza e branco, não muito diferente das estruturas sedimentares. Quando se reduz de escala e passa-se ao estudo das lâminas petrográficas, as colorações usuais devido à polarização não são encontradas e a rocha é geralmente composta de apenas um mineral. Porém, ao invés disso, o que se encontra é uma grande variedade de tipos de grãos, cuja natureza não é de fácil explicação.

O objetivo principal deste apêndice é introduzir ao leitor dessa dissertação alguns conceitos básicos e terminologia da petrografia carbonática. A análise petrográfica dos carbonatos, de forma bem simplificada, baseia-se na classificação destes, possibilitando comparações entre amostras de rochas geologicamente antigas com amostras de rochas do recente.

A diferença substancial entre rochas geologicamente antigas e rochas do recente é a composição mineralógica. Carbonatos recentes são compostos principalmente de dois minerais: Aragonita e Calcita, podendo ser uma calcita com baixo teor de magnésio (<4 mole% MgCO₃), que nessa dissertação chamamos de calcita 1, ou uma calcita com alto teor de magnésio (>4 mole% MgCO₃), que nessa dissertação chamamos de calcita 2. Tanto a aragonita, quanto a calcita 2 são menos estáveis que a calcita 1 sob as mesmas condições diagenéticas, podendo ser substituídas pela calcita 1. Esses três tipos de carbonato podem ainda ser substituídos por dolomita, de forma que a maioria dos carbonatos geologicamente antigo são compostos por calcita 1 e/ou dolomita (tabela 4).

Tabela 4: Tabela com os tipos de carbonatos, ordem de ocorrência de diagênese e estrutura interna

Diagênese	Tipo de Carbonato	Estrutura
	Aragonita – CaCO ₃	Ortorrombico
	Calcita – CaCO ₃	Trigonal
	Mg Calcita – (Ca.Mg.)CO ₃	Trigonal
	Dolomita – Ca.Mg.(CO ₃) ₂	Trigonal

No entanto, embora a mineralogia carbonática seja bem simples, a composição é altamente variada, resultando em tipos de grãos, texturas e tipos de porosidades diferentes.

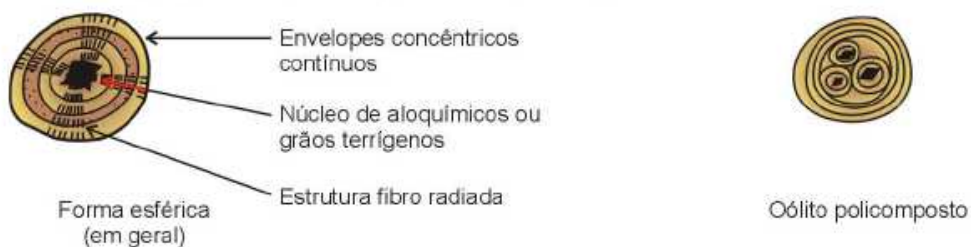
B2- GRÃOS SEM ESQUELETO

Os grãos carbonáticos são divididos em duas classes: grãos-esqueléticos e grãos sem esqueleto. Nessa dissertação estudou-se apenas grãos sem esqueleto, portanto não serão abordados os grãos-esqueléticos.

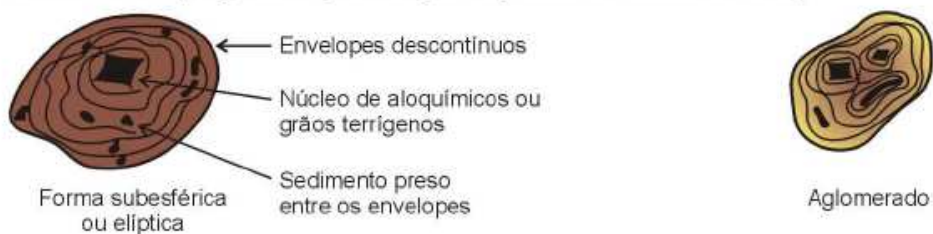
Os grãos sem esqueletos são subdivididos em 5 tipos de grão conforme a figura 49

PRINCIPAIS CONSTITUINTES DAS ROCHAS CARBONÁTICAS

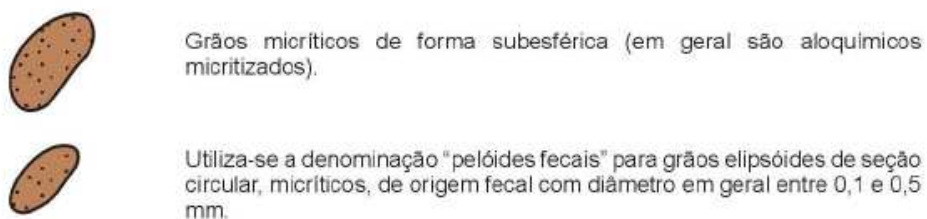
OÓLITOS (originados por acreção físico-química)



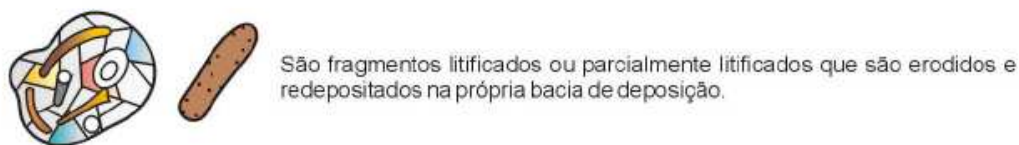
ONCOLITOS (originados por acreção orgânica de cianobactérias)



PELÓIDES E PELÓIDES FECAIS



INTRACLASTOS



BIOCLASTOS



Figura 49: Classificação dos grãos sem esqueleto [74].

B3- GRANULOMETRIA E PROPRIEDADES MORFOLÓGICAS

A granulometria e as propriedades morfológicas como tamanho do grão, distribuição dos diferentes tamanhos de grão, arredondamento e esfericidade são de grande importância na interpretação de ambientes carbonáticos.

A medida do tamanho de grãos pode ser realizada através da interpretação de lâminas petrográficas ou da medida da casca, porém há muitos erros associados a esses métodos, além da necessidade da conversão das medidas.

O tamanho dos grãos serve como um guia do nível de energia no ambiente deposicional, porém é preciso ter cuidado na interpretação uma vez que efeitos diagenéticos, como dissolução, podem alterar o tamanho original dos grãos.

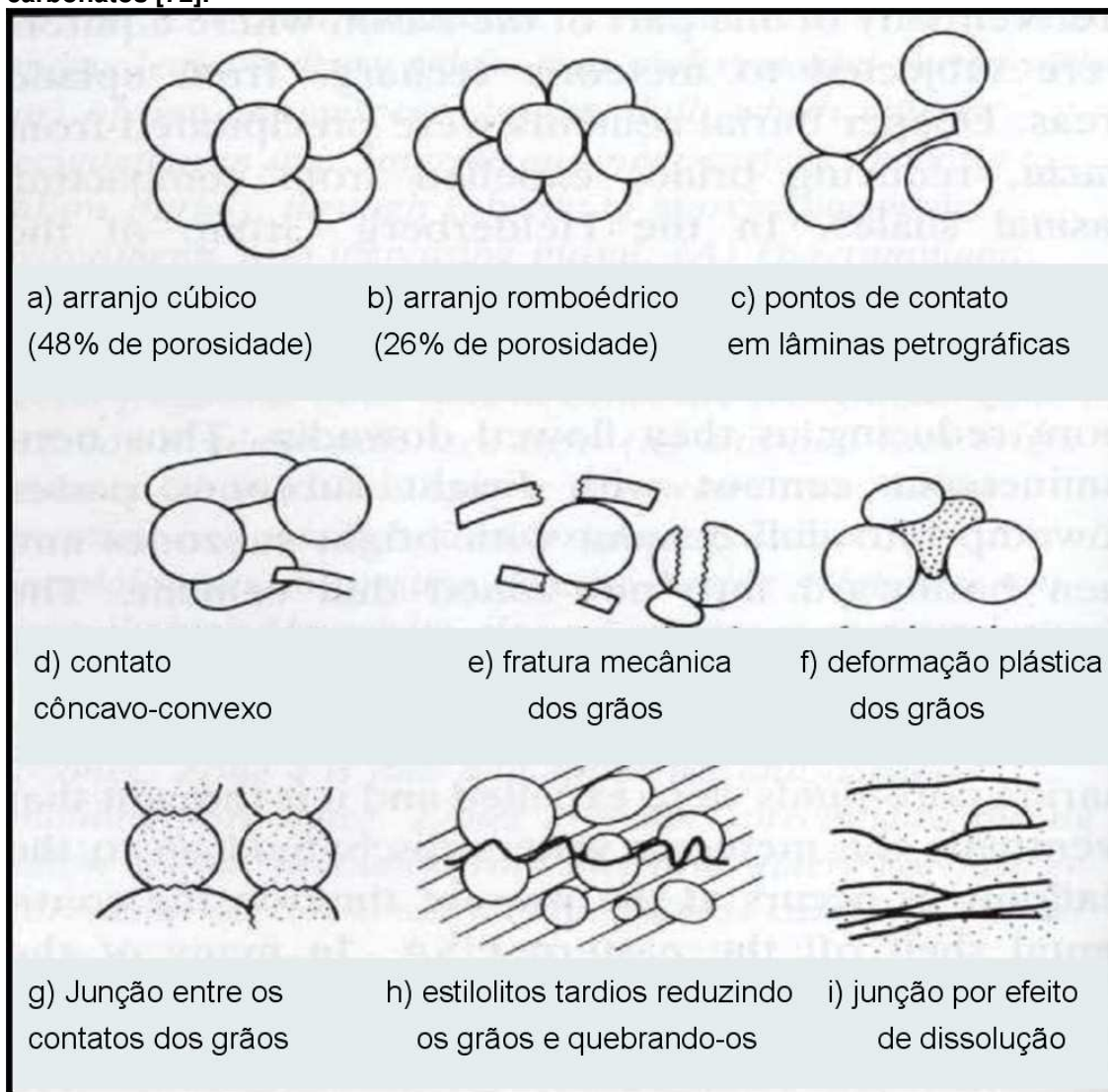
As propriedades morfológicas, incluindo o formato do grão e o arredondamento, refletem o transporte e a abrasão que o grão sofreu ao longo da cadeia geológica.

B4- ORIENTAÇÃO E ARRANJO DOS GRÃOS

Os fatores mais importantes no controle da orientação dos grãos são o regime de transporte e a compactação. Em alguns carbonatos, o alinhamento de pequenos grãos de forma circular pode representar um ambiente deposicional protegido, enquanto bioturbações, em geral, resultam na obliteração do alinhamento original dos grãos.

O arranjo dos grãos pode ser descrito através do mesmo sistema usado para arenitos, através da análise de lâminas petrográficas. A compactação também pode alterar radicalmente o arranjo dos grãos, deixando-os susceptível à dissolução. Os tipos de arranjos podem ser vistos na tabela 5.

Tabela 5: Arranjo, contato dos grãos, e compactação mecânica e química de textura em carbonatos [72].



B5- CLASSIFICAÇÃO CARBONÁTICA

Há uma grande variedade de propriedades para a classificação das rochas carbonáticas como cor, tamanho do grão ou cristal, composição e textura (fábrica). Toda classificação deve ter uma base genérica ou genética. A classificação genérica é mais simples e envolve a definição de poucas propriedades. A

classificação genética utiliza propriedade fundamentais relacionadas diretamente à origem.

Por exemplo, um sistema bastante usado baseado no tamanho dos grãos divide as rochas carbonáticas em 3 classes:

- Calcilutito – grãos $< 62\mu m$
- Calcarenito – grãos entre $62\mu m$ e 2mm
- Calcirrudito – grãos $> 2mm$

As características mais importantes dos carbonatos vistas nas lâminas petrográficas são as propriedades dos grãos e a textura. Baseado nessas duas características as duas classificações mais usadas são a de Folk (figura 50) e a de Dunham (figura 51)

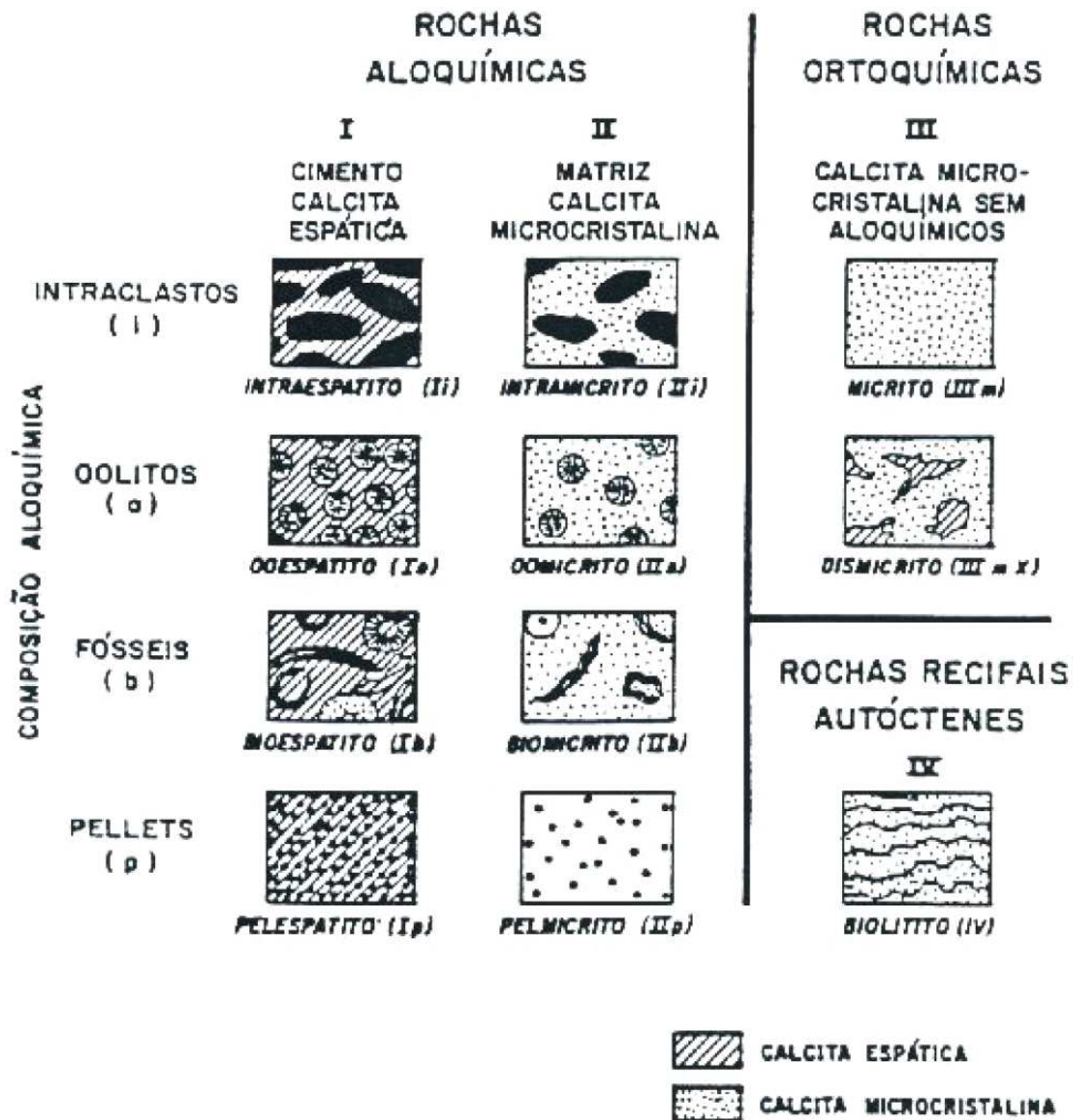


Figura 50: Tipos básicos de carbonatos segundo a classificação de Folk. Quatro grupos são reconhecidos [75].

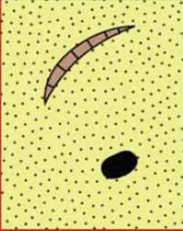
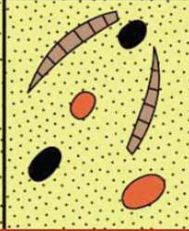
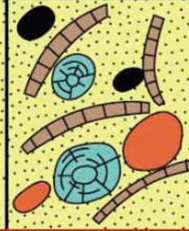

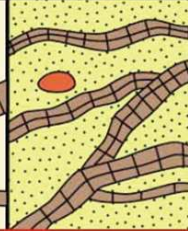
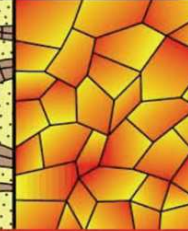
Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não se comunicam durante a deposição			Componentes originais se comunicam durante a deposição		
Contém lama (Partículas do tamanho argila/silte fino)		Grão-suportado	Somente grão-suportado, sem lama		
Lama-suportado					
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 51: Classificação de Dunham [72].

B6- POROSIDADE

Tão importantes quanto os grãos, a matriz e o cimento, a porosidade é quem faz das rochas carbonáticas reservatórios importantes na exploração de hidrocarbonetos. Mais especificamente, a importância de reservatórios carbonáticos depende mais da sua permeabilidade, a qual controla o fator de recuperação dos hidrocarbonetos, que da porosidade, uma vez que algumas rochas são bastante porosas, mas possuem baixa permeabilidade. Portanto, a porosidade efetiva é o fator mais importante na definição da qualidade de um reservatório carbonático (figura 52).

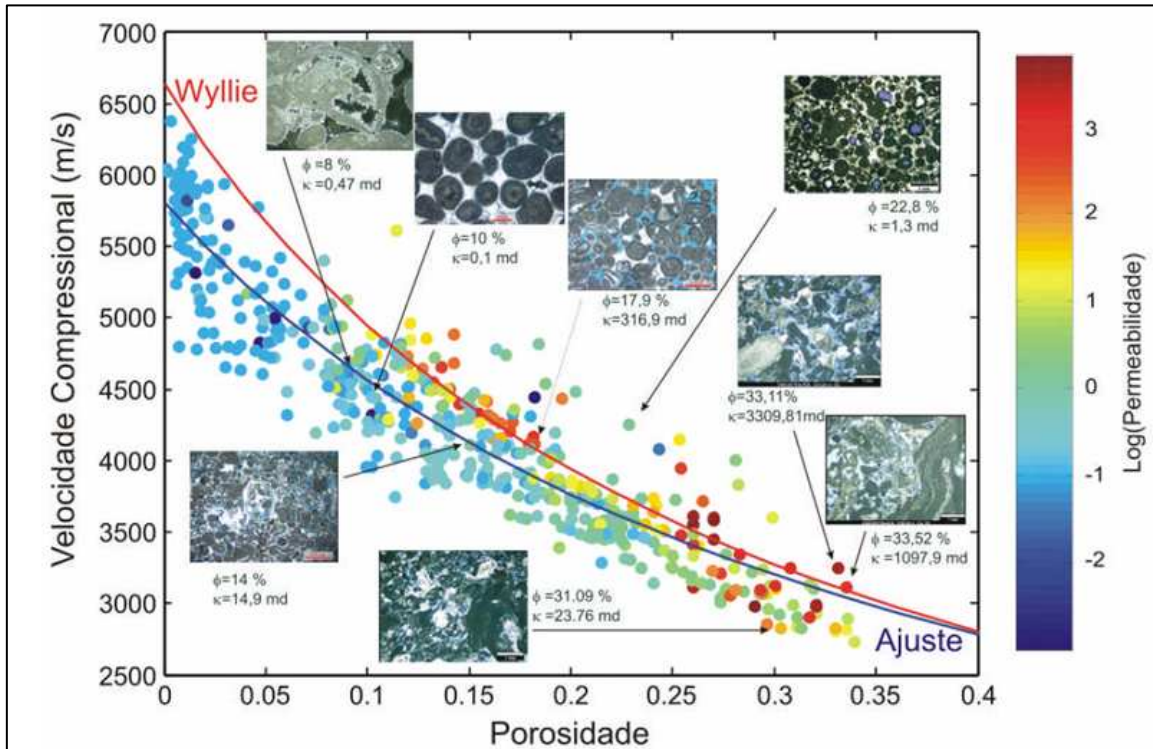


Figura 52: gráfico de VPxPHle colorindo as amostras de acordo com a permeabilidade [76].

A porosidade em rochas carbonáticas é muito diferente da porosidade em areias devido ao fato de serem mais erráticas no tipo e na distribuição dos poros. A maioria da porosidade em carbonatos é diagenética, ou seja secundária, resultando em uma maior dificuldade na predição da qualidade dos reservatórios carbonáticos (figura 53), já que este é controlado pelas fácies originais e processos diagenéticos tardios.

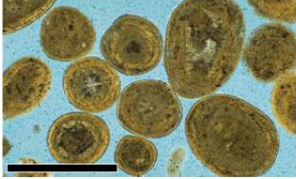
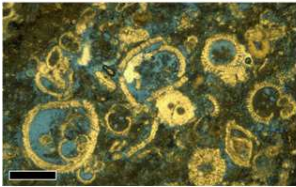
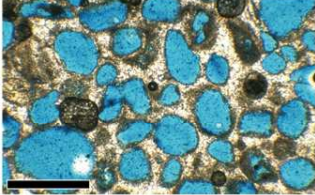

Primária (original)	Secundária (induzida)
<ul style="list-style-type: none"> • Desenvolvida durante a deposição • Exemplos: <ul style="list-style-type: none"> Intergranular  Intragranular  • Normalmente mais uniforme que a porosidade induzida 	<ul style="list-style-type: none"> • Desenvolvida por um processo geológico após a deposição (diagênese) • Exemplos: <ul style="list-style-type: none"> Móldica  Vugs  • Geralmente mais complexa que a porosidade primária

Figura 53: Esquema com exemplos dos tipos de porosidade primária e secundária usados nesta dissertação.

Há um grande número de classificação de porosidade disponível, sendo a mais usada a de Choquette&Pray (figura 54). Esta classificação possui 4 elementos: tipos básicos de porosidade e 3 conjuntos que as modificam: 1-tempo, origem da porosidade; 2-tamanho e forma do poro; e 3-abundância do tipo de poro.

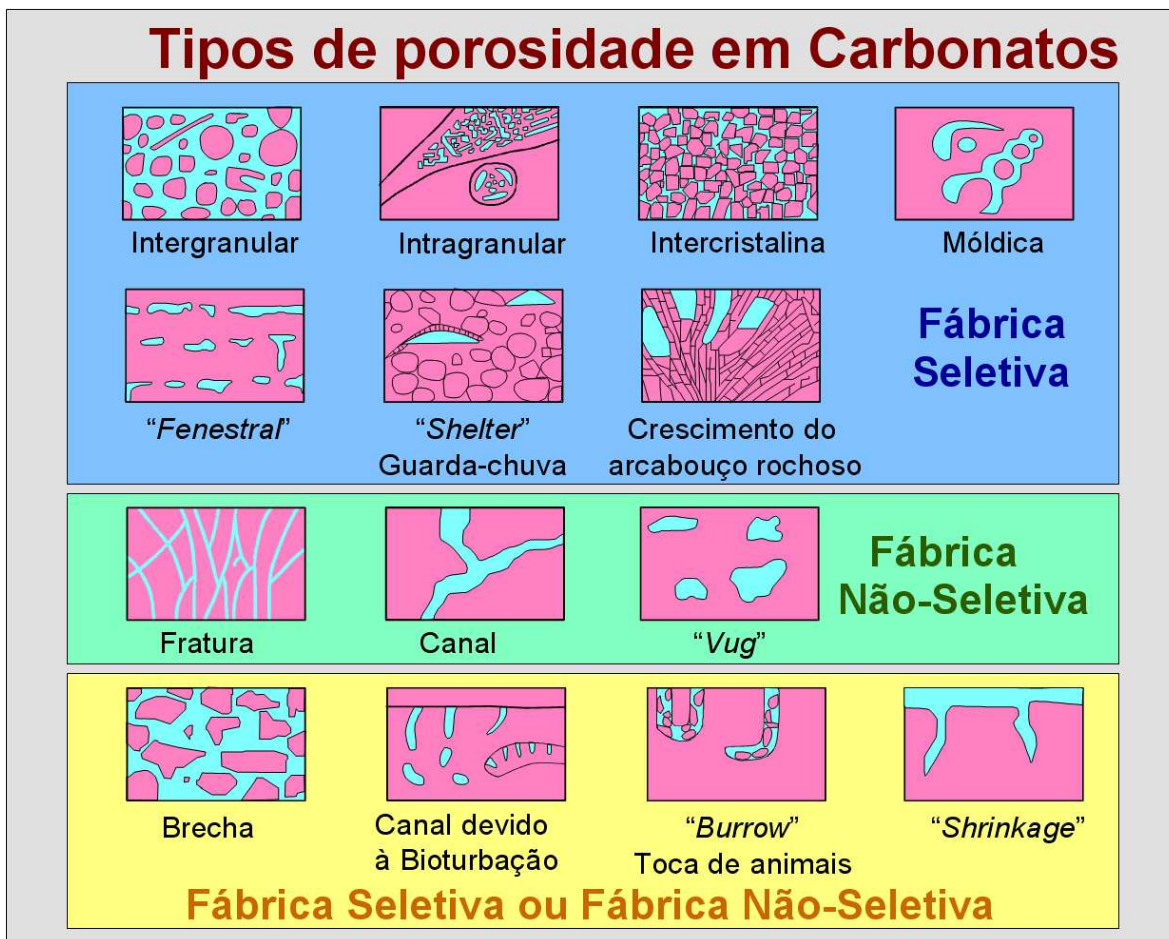


Figura 54: Alguns tipos de porosidade baseado na classificação de Choquette&Pray [72].

B7- TIPOS DE POROSIDADE

Embora haja muitos tipos diferentes de porosidade, somente serão descritos nesse apêndice aquelas estudadas nessa dissertação (figura 53)

- **Microporosidade:** Muitas definições diferentes de microporosidade são propostas pela literatura. Choquette&Pray definem microporosidade como poros cujo diâmetro médio é menor que 62,5 μm . No entanto, para esta dissertação nenhuma das definições propostas pela literatura

foram apropriadas, uma vez que necessitou-se de uma definição que pudesse ser usada na caracterização das lâminas petrográficas, onde muitos poros com diâmetro menos que 65 μm são visíveis. Porém há ainda poros menores que não são visíveis no microscópio. Para esta dissertação definiu-se como microporosidade todos os poros com 10 μm ou menos de diâmetro. Esta é uma definição empírica, usada pelos sedimentólogos da Petrobras e baseia-se na idéia de que a microporosidade é diferença entre a porosidade medida na amostra de rocha e a porosidade medida na análise da lâmina petrográfica.

- **Porosidade Intergranular:** é a 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.
- **Porosidade Intragranular:** é a porosidade que ocorre dentro dos grãos, principalmente em grãos-esqueléticos. Quanto há forte efeito diagenético (dissolução) pode se transformar em porosidade móldica e/ou vugular.
- **Porosidade Móldica:** é a porosidade gerada por efeito de dissolução dos grãos, principalmente se a matriz for aragonítica. A textura deposicional original tem grande importância no controle da permeabilidade, pois em rochas do tipo matriz-suportada (ver classificação de Dunham) os poros móldicos ficam isolados pelo cimento, enquanto em rochas grão-suportada, tem-se alta permeabilidade.
- **Porosidade Vugular:** vugs são poros com diâmetro $>1/16$ mm e podem ser vistos a olho nu. São aproximadamente iguais no formato e representam um aumento da porosidade intragranular.

Apêndice C

Neste apêndice os códigos dos programas utilizados neste trabalho serão transcritos e explicados em detalhe. É importante salientar que a versão usada do MatLab foi a 7.1 , portanto o uso de versão diferentes destas pode vir a gerar “bugs” devido a mudança na biblioteca e/ou sintaxe

C1- PARAMETRIZA

O propósito do programa PARAMETRIZA é facilitar o ajuste fino na calibração dos parâmetros do modelo de física de rochas proposto por Xu-Payne, onde o usuário entra com os parâmetros iniciais e interativamente pode ir ajustando-os e visualizando a curva gerada pelo modelo em detrimento do banco de dados analisado. A saída do programa são os parâmetros finais, já calibrados.

O programa foi escrito em MatLab, sendo necessário ter uma licença do software (Windows ou Linux) para rodá-lo.

A seguir serão descritos os parâmetros de entrada, as rotinas e o que cada uma delas faz e os parâmetros de saída que são usados para fazer os gráficos de ajuste.

Os parâmetros de entrada são:

Vcal = volume de calcita (mineral 1)

Kcal = módulo bulk da calcita (mineral 1)

Gcal = módulo cisalhante da calcita (mineral 1)

RHOcal = densidade da calcita (mineral 1)

Vdol = volume de dolomita (mineral 2)

Kdol = módulo bulk da dolomita (mineral 2)

Gdol = módulo cisalhante da dolomita (mineral 2)

RHOdol = densidade da dolomita (mineral 2)

Vq = volume do mineral 3

Kq = módulo bulk do mineral 3

Gq = módulo cisalhante do mineral 3

RHOq = densidade do mineral 3

Vclay = volume de argila

alpha_clay = razão de achatamento da argila

Ki = módulo bulk da argila

Gi = módulo cisalhante da argila

RHOi = densidade da argila

Vclay = volume da argila

alpha_ref = razão de achatamento do macroporo intergranular

alpha_stiff = razão de achatamento do macroporo intragranular

alpha_crack = razão de achatamento do microporo

Vref = volume de macroporo intergranular

Vstiff = volume de macroporo intragranular

Vcrack = volume de microporo

Kfl = módulo bulk do fluido

Gfl = módulo cisalhante do fluido

RHOfl = densidade do fluido

Como o programa é interativo, a cada mudança de variável ele recalcula todo o fluxo proposto por Xu-Payne, descrito no Capítulo 1:

C1.1- Constrói Sólido

Rotina calcula os módulos efetivos e a densidade do sólido usando a média de Voigt-Hill-Reuss para 3 minerais diferentes

```
function
constroi_solido (Vcal, Kcal, Gcal, RHOcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq
)

if Vcal+Vdol+Vq==1

%% VOIGT UPPER BOUND %%
```

```

K_voigt=Vcal.*Kcal+Vdol.*Kdol+Vq.*Kq;
G_voigt=Vcal.*Gcal+Vdol.*Gdol+Vq.*Gq;
RHO_voigt=Vcal.*RHOcal+Vdol.*RHOdol+Vq.*RHOq;

%% REUSS LOWER BOUND %%

K_reuss=1./ (Vcal./Kcal+Vdol./Kdol+Vq./Kq) ;
G_reuss=1./ (Vcal./Gcal+Vdol./Gdol+Vq./Gq) ;
RHO_reuss=1./ (Vcal./RHOcal+Vdol./RHOdol+Vq./RHOq) ;

%% VOIGT-HILL-REUSS AVERAGE %%

Km=(K_voigt+K_reuss) ./2;
Gm=(G_voigt+G_reuss) ./2;
RHOm=(RHO_voigt+RHO_reuss) ./2;

end

C1.2- Calcula os Fatores Geométricos da Inclusão

Rotina calcula os parâmetros geométricos da inclusão, supondo que esta seja elíptica.

function
aspect_ratio(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vc
lay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi)

[Km,Gm,RHOm]=constroi_solido(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,
Vq,Kq,Gq,RHOq); % define como matriz os valores calculados no CLAY BOUND

%% ASPECT RATIO %%

if alpha_clay==1

    zeta=(Gm.*(9.*Km+8.*Gm))./(6.*(Km+2.*Gm));

    P=(Km+(4/3).*Gm)./(Ki+(4/3).*Gm);
    Q=(Gm+zeta)./(Gi+zeta);

elseif alpha_clay<1

    theta = alpha_clay.*(acos(alpha_clay) -alpha_clay.*sqrt(1-
alpha_clay.^2))./(1-alpha_clay.^2).^ (3/2);

    f=alpha_clay.^2.*(3.*theta - 2)./(1-alpha_clay.^2);
    A=Gi/Gm-1;
    B=(1/3)*(Ki/Km - Gi/Gm);
    R=3*Gm/(3*Km+4*Gm);

```

```

F1=1+A.*(3/2.*(f+theta)- R.*(3/2.*f + 5/2.*theta-4/3));
F2=1+A.*(1 + 3/2.*(f+theta) - R./2.*(3.*f+ 5.*theta))+
(A+3*B).*A/2.*(3-4.*R).*(f+theta-R.*(f-theta+2.*theta.^2)) + B.*(3-4.*R);
F3=1+A.*(1-(f+(3/2).*theta)+R.*(f+theta));
F4=1+(A./4).*(f+3.*theta-R.*(f-theta));
F5=A.*(-f+R.*(f+theta-(4/3))) + B.*theta.*(3-4.*R);
F6=1+A.*(1+f-R.*(f+theta))+B.*(1-theta).*(3-4.*R);
F7=2+(A./4).*(3.*f+9.*theta-R.*(3.*f+5.*theta)) +
B.*theta.*(3-4.*R);
F8=A.*(1-2.*R+(f./2).*(R-1)+(theta./2).*(5.*R-3))+B.*(1-
theta).*(3-4.*R);
F9=A.*((R-1).*f-R.*theta) + B.*theta.*(3-4.*R);

P=F1/F2;
Q=(1/5)*(2/F3+1/F4+(F4*F5+F6*F7-F8*F9)/(F2*F4));

else

theta = alpha_clay.*(alpha_clay.*sqrt((alpha_clay.^2)-1) -
acosh(alpha_clay))./((alpha_clay.^2)-1).^ (3/2);

f=alpha_clay.^2.*(3.*theta - 2)./(1-alpha_clay.^2);
A=Gi/Gm-1;
B=(1/3)*(Ki/Km - Gi/Gm);
R=3*Gm/(3*Km+4*Gm);

F1=1+A.*(3/2.*(f+theta)- R.*(3/2.*f + 5/2.*theta-4/3));
F2=1+A.*(1 + 3/2.*(f+theta) - R./2.*(3.*f+ 5.*theta))+
(A+3*B).*A/2.*(3-4.*R).*(f+theta-R.*(f-theta+2.*theta.^2)) + B.*(3-4.*R);
F3=1+A.*(1-(f+(3/2).*theta)+R.*(f+theta));
F4=1+(A./4).*(f+3.*theta-R.*(f-theta));
F5=A.*(-f+R.*(f+theta-(4/3))) + B.*theta.*(3-4.*R);
F6=1+A.*(1+f-R.*(f+theta))+B.*(1-theta).*(3-4.*R);
F7=2+(A./4).*(3.*f+9.*theta-R.*(3.*f+5.*theta)) +
B.*theta.*(3-4.*R);
F8=A.*(1-2.*R+(f./2).*(R-1)+(theta./2).*(5.*R-3))+B.*(1-
theta).*(3-4.*R);
F9=A.*((R-1).*f-R.*theta) + B.*theta.*(3-4.*R);

P=F1/F2;
Q=(1/5)*(2/F3+1/F4+(F4*F5+F6*F7-F8*F9)/(F2*F4));

end

end

```

C1.3- Inclui Poros Argilosos

Rotina inclui poros argilosos (Clay bound) no sólido usando DEM e a teoria de Kuster&Toksöz (Xu-Payne) modelando a interação mecânica entre os poros

```

function
clay_bound(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,
alpha_clay,Ki,Gi,RHOi)

[Km,Gm,RHOM]=constroi_solido(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,
Vq,Kq,Gq,RHOq); % define como matriz os valores calculados no CONSTROI
SÓLIDO

[P,Q]=aspect_ratio(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,R
HOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi); % define como fatores geométricos os
calculados no ASPECT RATIO

    if Vclay~=0

phi=0;
dphi=0.005;
numIt = Vclay/dphi+1;
Km_V = zeros(1,numIt);
Gm_V = zeros(1,numIt);
RHOM_V = zeros(1,numIt);

%% CONDIÇÃO DE CONTORNO %%

Km_V(1) = Km;
Gm_V(1) = Gm;
RHOM_V(1) = RHOM;

%% Xu&Payne %%

    for it=2:numIt

        Km_V(it)=Km_V(it-1) + (Ki-Km_V(it-1)).*P.*dphi./(1-phi);
        Gm_V(it)=Gm_V(it-1) + (Gi-Gm_V(it-1)).*Q.*dphi./(1-phi);
        RHOM_V(it)=RHOM_Vref(it-1)-dphi.*RHOM_Vref(it);
        phi=phi+dphi;

    end

Km=Km_V(end); % pega como parâmetros de entrada os valores da última
iteração do DEM
Gm=Gm_V(end);
RHOM=RHOM_V(end);

end

end

```

C1.4- Calcula Xu-Payne para Macroporos Intergranulares

Rotina inclui macroporos intergranulares no sólido usando DEM e a teoria de Kuster&Toksöz (Xu-Payne) modelando a interação mecânica entre os poros

```
function
referencia (Vcal, Kcal, Gcal, RHocal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq, Vclay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOi, alpha_ref)

Kp=0;
Gp=0;
RHOp=0;

[Km, Gm, RHOm]=clay_bound2 (Vcal, Kcal, Gcal, RHocal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq, Vclay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOi); % define como matriz os valores calculados no CLAY BOUND

[P, Q]=aspect_ratio2 (Vcal, Kcal, Gcal, RHocal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq, Vclay, alpha_ref); % define como fatores geométricos os calculados no ASPECT RATIO

phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;

Km_Vref = zeros (1, numIt);
Gm_Vref = zeros (1, numIt);
RHOm_Vref = zeros (1, numIt);

%% CONDIÇÃO DE CONTORNO %%

Km_Vref(1) = Km;
Gm_Vref(1) = Gm;
RHOm_Vref(1) = RHOm;

%% Xu&Payne %%

for it=2:numIt

    %% Macroporos Intergranulares %%

    Km_Vref(it)=Km_Vref(it-1) + (Kp-Km_Vref(it-1)).*P.*dphi/(1-phi);
```

```
Gm_Vref(it)=Gm_Vref(it-1) + (Gp-Gm_Vref(it-1)).*Q.*dphi/(1-phi);
RHOm_Vref(it)=RHOm.*(1-phi)+phi.*RHOp;
phi=phi+dphi;
```

```
end
```

```
end
```

C1.5- Calcula Xu-Payne para Macroporos Intragranulares

Rotina inclui macroporos intragranulares no sólido usando DEM e a teoria de Kuster&Toksöz (Xu-Payne) modelando a interação mecânica entre os poros

```
function
stiff(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alp
ha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_stiff)

Kp=0;
Gp=0;
RHOp=0;

[Km,Gm,RHOm]=clay_bound2(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,Vq,K
q,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi); % define como matriz os valores
calculados no CLAY BOUND

[P,Q]=aspect_ratio4(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,Vq,Kq,Gq,
RHOq,Vclay,alpha_stiff); % define como fatores geométricos os calculados
no ASPECT RATIO

phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;

Km_Vstiff = zeros(1,numIt);
Gm_Vstiff = zeros(1,numIt);
RHOm_Vstiff = zeros(1,numIt);

%% CONDIÇÃO DE CONTORNO %%

Km_Vstiff(1) = Km;
Gm_Vstiff(1) = Gm;
RHOm_Vstiff(1) = RHOm;

%% Xu&Payne %%

for it=2:numIt
```

```

%% Macroporos Intragranulares %%

    Km_Vstiff(it)=Km_Vstiff(it-1) + (Kp-Km_Vstiff(it-1)).*P.*dphi./(1-
phi);
    Gm_Vstiff(it)=Gm_Vstiff(it-1) + (Gp-Gm_Vstiff(it-1)).*Q.*dphi./(1-
phi);
    RHOm_Vstiff(it)=RHOm.*(1-phi)+phi.*RHOp;
    phi=phi+dphi;

end
end

```

C1.6- Calcula Xu-Payne para Microporos

Rotina inclui microporos no sólido usando DEM e a teoria de Kuster&Toksöz (Xu-Payne) modelando a interação mecânica entre os poros

```

function
cracks (Vcal, Kcal, Gcal, RHOfcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOfdol, Vq, Kq, Gq, RHOfq, Vclay, al
pha_clay, Ki, Gi, RHOfi, alpha_ref, alpha_crack)

Kp=0;
Gp=0;
RHOp=0;

[Km, Gm, RHOfm]=clay_bound (Vcal, Kcal, Gcal, RHOfcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOfdol, Vq, Kq
, Gq, RHOfq, Vclay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOfi); % define como matriz os valores
calculados no CLAY BOUND

[P, Q]=aspect_ratio (Vcal, Kcal, Gcal, RHOfcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOfdol, Vq, Kq, Gq, R
HOfq, Vclay, alpha_crack); % define como fatores geométricos os calculados
no ASPECT RATIO

phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;

Km_Vcrack = zeros (1, numIt);
Gm_Vcrack = zeros (1, numIt);
RHOfm_Vcrack = zeros (1, numIt);

%% CONDIÇÃO DE CONTORNO %%

Km_Vcrack (1) = Km;
Gm_Vcrack (1) = Gm;
RHOfm_Vcrack (1) = RHOfm;

%% Xu&Payne %%

```



```

for it=2:numIt

    %% Microporos %%

    Km_Vcrack(it)=Km_Vcrack(it-1) + (Kp-Km_Vcrack(it-1)).*P.*dphi./(1-
phi);
    Gm_Vcrack(it)=Gm_Vcrack(it-1) + (Gp-Gm_Vcrack(it-1)).*Q.*dphi./(1-
phi);
    RHOm_Vcrack(it)=RHOm.*(1-phi)+phi.*RHOp;
    phi=phi+dphi;
end
end

```

C1.7- Inclui Poros Diferentes ao Mesmo Tempo

Rotina faz a inclusão de mais de um tipo de poros no sólido usando a teoria de Xu-Payne balanceada pelo percentual de cada tipo de poro

```

function
inclui_poros(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vc
lay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_stiff,Vref,Vcrack,V
stiff)

[Km,Gm,RHOm]=clay_bound(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq
,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi); % chama os valores calculados no
CLAY BOUND

[Km_Vref,Gm_Vref,RHOm_Vref]=referencia(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gd
ol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref); % chama
os valores calculados no REFERENCIA

[Km_Vcrack,Gm_Vcrack,RHOm_Vcrack]=cracks(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,
Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_cra
ck); % chama os valores calculados no CRACKS

[Km_Vstiff,Gm_Vstiff,RHOm_Vstiff]=stiff(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,G
dol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crac
k,alpha_stiff); % chama os valores calculados no STIFF

phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;

Kfim = zeros(1,numIt);
Gfim = zeros(1,numIt);
RHOfim = zeros(1,numIt);

```

```
%% Xu&Payne %%
```

```
%% REFERÊNCIA + STIF + CRACKS %%
```

```
Kfim=Vref.*Km_Vref + Vstiff.*Km_Vstiff + Vcrack.*Km_Vcrack;
Gfim=Vref.*Gm_Vref + Vstiff.*Gm_Vstiff + Vcrack.*Gm_Vcrack;
RHOfim=(1-phi).*RHOm + phi.*RHOm;
```

```
end
```

C1.8- Saturação via Equação de Gassmann

Rotina satura a rocha anteriormente calculada usando a equação de Gassmann

```
function
```

```
gassmann2(Vcal,Kcal,Gcal,RHocal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay
,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_stiff,Vref,Vcrack,Vsti
ff,Kf1,Gf1,RHOfl)
```

```
[K0,G0,RHO0]=clay_bound(Vcal,Kcal,Gcal,RHocal,Vdol,Kdol,Gdol,RHodol,Vq,Kq
,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi); % define como matriz os valores
calculados no CLAY BOUND
```

```
[KcurvaR,GcurvaR,RHOcurvaR]=inclui_poros(Vcal,Kcal,Gcal,RHocal,Vdol,Kdol,
Gdol,RHodol,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_cra
ck,alpha_stiff,Vref,Vcrack,Vstiff); % chama os valores calculados no
INCLUI_POROS
```

```
phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;
```

```
KsatR = zeros(1,numIt);
GsatR = zeros(1,numIt);
RHosatR = zeros(1,numIt);
```

```
%% Gassmann %%
```

```
Kr=KcurvaR;
Gr=GcurvaR;
RHOcr=RHOcurvaR;
```

```
GsatR(1)=G0;
RHosatR(1)=RHO0;
```

```

for it=2:numIt

    %% SATURA %%

    KsatR(it)=(phi.*((1./K0)-(1./Kfl))+1./K0)-
(1./Kr(it))./((phi./Kr(it)).*((1./K0)-(1./Kfl))+1./K0).*((1./K0)-
(1./Kr(it)));
    GsatR(it)=Gr(it);
    RHOsatR(it)=RHO0.*(1-phi) + phi.*RHOfl;
    phi=phi+dphi;

end

KsatR(1)=KsatR(2);

end

```

C1.9- Calcula Atributos Elásticos

Rotina calcula os atributos elásticos, já saturados via Gassmann, gerando como arquivo saída uma matriz com todos os atributos calculados, de forma que basta chamar uma coluna da matriz de saída para fazer o gráfico necessário.

```

function
atributos(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHODOl,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay
,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_stiff,Vref,Vcrack,Vsti
ff,Kfl,Gfl,RHOfl)

[KsatR,GsatR,RHOsatR]=gassmann(Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHODO
l,Vq,Kq,Gq,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_s
tiff,Vref,Vcrack,Vstiff,Kfl,Gfl,RHOfl); % chama os valores calculados no
GASSMANN

phi=0;
dphi=0.0005;
numIt = 0.4/dphi+1;

VP_satR = zeros(1,numIt);
VS_satR = zeros(1,numIt);
VPVS_satR = zeros(1,numIt);
IP_satR = zeros(1,numIt);
IS_satR = zeros(1,numIt);
IPIS_satR = zeros(1,numIt);
Poisson_satR = zeros(1,numIt);

```

```
KR=KsatR;
GR=GsatR;
RHOR=RHOsatR;

for it=1:numIt

    %% CALCULA OS ATRIBUTOS %%

    VP_satR(it)=1000.*sqrt((KR(it)+(4/3).*GR(it))./RHOR(it));
    VS_satR(it)=1000.*sqrt(GR(it)./RHOR(it));
    VPVS_satR(it)=VP_satR(it)./VS_satR(it);
    IP_satR(it)=VP_satR(it).*RHOR(it);
    IS_satR(it)=VS_satR(it).*RHOR(it);
    IPIS_satR(it)=IP_satR(it)-IS_satR(it);
    Poisson_satR(it)=(3.*KR(it)-2.*GR(it))./(6.*KR(it)+2.*GR(it));
    phi=phi+dphi;

end

phi2=0:dphi:0.4;

%%%%% CRIANDO UMA MATRIZ PARA PLOTAR %%%%%

a1=phi2;
a2=RHOsatR;
a3=KsatR;
a4=GsatR;
a5=VP_satR;
a6=VS_satR;
a7=VPVS_satR;
a8=IP_satR;
a9=IS_satR;
a10=IPIS_satR;
a11=Poisson_satR;

save atributos_pra_plotar_ref.mat a*

end
```

C2- INVERTE

O propósito do programa INVERTE é, a partir dos parâmetros definidos através do programa PARAMETRIZA, calcular os atributos elásticos a partir do Modelo de Xu-Payne e comparar com os dados medidos. O programa também foi escrito em MatLab.

A seguir serão descritos os parâmetros de entrada, as rotinas e o que cada uma delas faz e os parâmetros de saída que são usados para fazer os gráficos de comparação.

Os parâmetros de entrada são:

- (Vcal, Kcal, Gcal, RHOcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq, Vclay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOi, alpha_ref, alpha_crack, alpha_stiff, Vref, Vcrack, Vstiff, Kfl, Gfl, RHOfl) calibrados através do PARAMETRIZA.
- Arquivo **.ascii** com as curvas de profundidade, porosidade, VP(obrigatórias) e outro atributos que desejar medidas no poço.

C2.1- Calcula atributo a partir de Xu-Payne e Compara com a Curva Medida

Rotina calcula os atributos elásticos usando o modelo de Xu-Payne a partir dos dados de porosidade e VP medidos

```
function
invert (poro, Vcal, Kcal, Gcal, RHOcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq, Vc
lay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOi, alpha_ref, alpha_crack, alpha_stiff, Vref, Vcrack, V
stiff, Kfl, Gfl, RHOfl)

CURVAmedula=load ('file.ascii' ); % lê o arquivo com as curvas medidas

md= CURVAmedula (:,ai);
VPmed= CURVAmedula (:,aj);
```

```
PHImed= CURVAmедida (:,ak);% ai, aj e ak são as colunas onde se encontra a
profundidade (md), a velocidade medida (VPmed) e a porosidade medida
(PHImed)
```

```
topo= xxx ;% tem que dizer qual a profundidade inicial
base=max(md);
```

```
restopo= min(find((md>=topo),1)); %
resbase= min(find((md>=base),1)); %
resbase=restopo + xxx;% tem que dizer o número de linhas do arquivo
```

```
VPinv=md*0;
```

```
for it=restopo:resbase
```

```
    poro=PHImed(it);
```

```
    %%%%%%%%%%% Parâmetros do PARAMETRIZA %%%%%%%%%%%
```

```
(Vcal, Kcal, Gcal, RHOcal, Vdol, Kdol, Gdol, RHOdol, Vq, Kq, Gq, RHOq,
Vclay, alpha_clay, Ki, Gi, RHOi, alpha_ref, alpha_crack, alpha_stiff,
Vref, Vcrack, Vstiff, Kfl, Gfl, RHOfl)
```

```
VPcalc=atributos(poro,Vcal,Kcal,Gcal,RHOcal,Vdol,Kdol,Gdol,RHOdol,Vq,Kq,G
q,RHOq,Vclay,alpha_clay,Ki,Gi,RHOi,alpha_ref,alpha_crack,alpha_stiff,Vref
,Vcrack,Vstiff,Kfl,Gfl,RHOfl); % chama os valores de VP calculados no
ATRIBUTOS
```

```
end
```

```
%%%%%%%%%% Compara o valor do VP medido com o calculado %%%%%%%%%%%
```

```
figure (1)
plot (VPcal,md,'-r',VPmed,md,'-k')
axis([0 8000 4860 5160])
xlabel ('VP (m/s)')
ylabel ('Amostras')
legend ('VP calculada', 'VP medida')
```

```
figure (2)
plot (VPcal,VPmed,'rd', VPmed,VPmed,'-k')
xlabel ('VP calculada (m/s)')
ylabel ('VP medida (m/s)')
```

```
end
```

Referências Bibliográficas

- [1] Dillon, L.D., e Vasquez, G.F., “*Física de rochas: fundamentos e aplicações*”; Petrobras, 1ª edição, **2000**.
- [2] Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., and Zimmerman, R.W., “*Fundamentals of rock mechanics*”, Blackwell Publishing Ltd, 4th edition, **2007**.
- [3] Mavko, G., Mukerj, T., and Dvorking, J., “*The rock physics handbook: tools for seismic analysis in porous media*”, Cambridge University Press, 2nd edition, **2003**.
- [4] Avseth, P., Mukerj, T., and Mavko, G., “*Quantitative seismic interpretation: applying rock physics tools to reduce interpretation risk*”, Cambridge University Press, 1st edition, **2005**.
- [5] Arns, C.H., “*The influence of morphology on physical properties of reservoir rocks*”, PhD thesis, The University of New South Wales, **2002**.
- [6] Morschbacher, M.J., Justen, J.C.R., Vasquez, G.F., Silva, M.L., Velde, I.A., Silveira, A.J.P.P.M, e Silva, T.O.S., “*Análise prrossísmica de amostras de rocha calcáreas*”, CT GEPF 004/2010, Comunicação Técnica interna da Petrobras, Abril, **2010**.
- [7] Han, D.–H., “*Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments*”, PhD thesis, University of Stanford, **1986**.
- [8] Berryman, J.G., “*Long-wavelength propagation in composite elastic media*”, J. Acoust. Soc. Am., 69:416-424, **1980**.
- [9] Hashin, Z. and Shtrikman, S., “*A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials*”, J. Appl. Phys., 33:3125-3131, **1962**.
- [10] Milton, G.W. “*Bounds on the electromagnetic, elastic, and other properties of two-component composites*”, Phys. Rev. Lett., 46:542-545, **1981**.

-
- [11] Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., and Gardner, G.H.F., "*Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*", *Geophysics*, 27:569-589, **1963**.
- [12] Raymer, L.L., Hunt, E.R., and Gardner, J.S., "*An improved sonic transit time to porosity transform*", In *Trans. Soc. Prof. Well Log Analysts*, 21st Annual Logging Symposium, page Paper P, **1980**.
- [13] Landau, L.D., and Lifshitz, E.M., "*Theory of elasticity*", Pergamon Press, Oxford, 2nd edition, **1970**.
- [14] Schön, J.H., "*Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*", Pergamon, **1974**.
- [15] Voigt, W., "*Lehrbuch der kristallphysik*", Teubner-Verlag, Leipzig, 1910;
- [16] Reuss, A., "*Berechnung der fließgrenzen von mischkristallens auf grund der plastizitätsbedingung für einkristalle*", *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, 9:49-58, **1929**.
- [17] Hill, R., "*Elastic behavior of crystalline aggregate*", *Proc. Physical Soc.*, London, A65, 349-354, **1952**.
- [18] Hashin, Z., "*Analysis of composite materials: a survey*", *J. Appl. Mech.*, 50:481-505, **1983**.
- [19] Makse, H.A., Gland, N., Johnson, D.L., and Schwartz, L.M., "*Why effective medium theory fails in granular materials*", *Phys. Rev. Lett.*, 83(24):5070-5073, **1999**.
- [20] Cleary, M.P., Chen, I.-W., and Lee, S.-M., "*Self-consistent techniques for heterogeneous media*", *Am. Soc. Civil Eng. Mech.*, 106:861-887, **1980**.
- [21] Norris, A.N., Sheng, P., and Callegari, A.J., "*Effective-medium theories for two-phase dielectric media*", *J. Appl. Phys.*, 57:1990-1996, **1985**.
- [22] Zimmerman, R.W., "*Compressibility of sandstones*", Elsevier, New York, 173 pp., **1991**.
- [23] Berryman, J.G., "*Single-scattering approximations for coefficients in Biot's equations of poroelasticity*", *J. Acoust. Soc. Am.*, 91:551-571, **1992**.
- [24] Kuster, G.T. and Toksöz, M.N., "*Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media*", *Geophys.*, 39:587-618, **1974**.

-
- [25] Wu, T.T., "*The effect of inclusions shape on the elastic moduli of a two-phase material*", Int. J. Solids Structures, 2:1-8, **1966**.
- [26] Rafavich, F., Kendall, C.H.S.C., and Todd, T.P., "*The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rock*", Geophysics, 49:1622-1636, **1984**.
- [27] Anselmetti, F. S. and Eberli, G. P., "*Controls on sonic velocity in carbonates*", Pure and Applied Geophysics, 14:287-323, **1993**.
- [28] Anselmetti, F. S. and Eberli, G. P., "*Sonic velocity in carbonate sediments and rocks*", Geophysical Development Series, 6:53-74, **1997**.
- [29] Anselmetti, F. S. and Eberli, G. P., "*The velocity-deviation log: a tool type and permeability trends in carbonate drill holes from sonic and porosity or density logs*", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83:450-466, **1999**.
- [30] Anselmetti, F. S. and Eberli, G. P., "*Sonic velocity in carbonates: a product of original composition and post-depositional porosity evolution*", in K. S. Johnson, ed. Circular – Oklahoma Geological Survey, vol101, p.359, **2000**.
- [31] Kenter, J. A. M., Ivanov, M., Winterer, E. L., Sager, W. W., Firth, J. V., Arnaud, H. M., Baker, P.E., Baudin, F., Bralower, T. J., Castillo, P. R., Cooper, P. A., Flood, P. G., Golovchenko, X., Iryu, Y., Ivanov, M. K., Jenkyns, H. C., Kenter, J. A. M., Murdmaa, ., I. O., Mutterlose, J., Nogi, Y., Paull, C. K., Polgreen, E. L., Roehl, U., Sliter, W. V., Strasser, A., Swinburne, N. H. M., Tarduno, J. A., and Waasbergen, R. J., "*Parameters controlling acoustic properties of carbonate and volcanoclastic sediments at sites 866 and 869*", in E. L. Winterer, ed., Proc., scientific results, ODP, Leg 143, northwest Pacific atolls and guyots, ODP, Texas A&M University, College Station, p. 287-303, **1995**.
- [32] Wang, Z., "*Seismic properties of carbonate rocks*", Geophysical Development Series, v. 6, p. 29-52, **1997**.
- [33] Sun, Y. F., "*Pore Structure Effects on Velocity-Porosity Relationship in Carbonates*", Technical Report EP2001-5092, Shell EPT, p. 19, **2001**.
- [34] Sun, Y. F., Massaferro, J. L., Eberli, G. P., and Teng, C. Y., "*Quantifying the Effects of Pore Structure and Fluid Saturation on Acoustic Wave Velocity in Carbonates*", Theoretical and Computational Acoustics, p. 335-347, **2001**.

-
- [35] Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J., "*Velocities of compressional and shear waves in limestones*", *Geophysical Prospecting*, v. 51, p. 1-13, **2003**.
- [36] Eberli, G. P., Baechle, G. T., Anselmetti, F. S., Incze, M. L., Dong, W., Tura, A., and Sparkman, G., "*Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and Rocks*", *The Leading Edge*, v. 22, p. 654-660, **2003**.
- [37] Baechle, G. T., Weger, R., Massaferro, J. L. and Eberli, G. P., "*The role of macroporosity and microporosity in constraining uncertainties and in relating velocity to permeability in carbonate rocks*", *SEG Annual Meeting*, **2004**.
- [38] Saleh, A. A., and Castagna, J. P. , "*Revisiting the Wyllie time average equation in the case of near-spherical pores*" *Geophysics*, v. 69, p. 45-55, **2004**.
- [39] Weger, R. J., Baechle, G. T., Masaferro, J. L. and Eberli, G. P., "*Effects of pore structure on sonic velocity in carbonates*", *SEG Expanded Abstracts*, v. 23, p.1774, **2004**.
- [40] Agersborg, R., Johansen, T. A. and Jakobsen, M., "*The T-matrix approach for carbonate rocks*" *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, p. 1597-1600, **2005**.
- [41] Kumar, M., and Han, D.-H., "*Pore shape effect on elastic properties of carbonate Rocks*", *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, p. 1477-1480, **2005**.
- [42] Rossebø, Ø. H., Brevik, I., Ahmadi, G. R. and Adam, L., "*Modeling of acoustic properties in carbonate rocks*", *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, p. 1505-1508, **2005**.
- [43] Choquette, P. W., and Pray, L. C., "*Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p. 207-244, **1970**.
- [44] Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R. and Gardner, G.H.F., "*Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*", *Geophysics*, 21:41-70, **1956**.
- [45] Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R. and Gardner, G.H.F., "*An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media*", *Geophysics*, 23:459-493, **1958**.

-
- [46] Cann, A. J., *“Maths from Scratch for Biologists”*, John Wiley & Sons, 240 p., **2003**.
- [47] Weger, R. J., *“Quantitative pore/rock type parameters in carbonates and their relationship to velocity deviations”*, PhD thesis, University of Miami, **2006**.
- [48] Gassmann F., *“Über die elastizität poroöser medien”*, Vier. Der Natur. Gesellschaft in Zürich, 96:1-23, **1951**.
- [49] Biot, M. A., *“Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid: I. Low-frequency range and II. Higher-frequency range”*, J. Acoust. Soc. Am., 28:168-191, **1956**.
- [50] Wang, Z., Amos, M., *“Seismic and Acoustic velocities in reservoir rocks: Volume 2, Theoretical and Model Studies”*, Geophysics reprint series No 10, Society of Exploration Geophysicists, **1992**.
- [51] Xu, S., and Payne, A., *“Modeling elastic properties in carbonates rocks”*, The Leading Edge, Special Section: Rock Physics 66-74, January, **2009**.
- [52] Xu, S., and White, *“A new velocity model for clay-sand mixtures”*, Geophysical Prospecting, **1995**.
- [53] Wood, A. W., *“A textbook of sound”*, The MacMillan Co., New York, 360 pp, **1955**.
- [54] Mavko, G., and Jizba, D., *“Estimating grain-scale fluid effects on velocity dispersion in rocks”*, Geophysics, 56, p1940–1949, **1991**.
- [55] Norma 2015B, *“Determinação de porosidade efetiva de rochas”*, Documento interno da PETROBRAS, ago-**2005**.
- [56] Norma 2016B, *“Determinação da permeabilidade absoluta de rocha reservatório medida com gás”*, Documento interno da PETROBRAS, jul-**2005**.
- [57] ASTM International Designation: D 2845-08, *“Standard test method for laboratory determination of pulse velocities and ultrasonic elastic constants of rock”*, Documento interno da PETROBRAS, jul-**2008**.
- [58] Dillon, L., D., *“A contribuição da informação elástica no processo de caracterização de reservatórios”*, Tese de Doutorado, UFRJ, jul-**2001**.
- [59] Batzle, M., and Wang, Z., *“Seismic properties of pore fluids”*, Geophysics, 57, 1396-1408, **1992**.

-
- [60] Vasquez, G. F., e Dillon, L. D., “*Módulos adiabáticos e isotérmicos de óleos brutos*”, 3º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, **1993**.
- [61] Cadoret, T., Marion, D., and Zinszner, B. E., “*Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones*”, *Journal of Geophysical Research*, v.100, p.9789-9803, **1995**.
- [62] Cadoret, T., Mavko, G., and Zinszner, B. E., “*Fluid distribution effect on sonic attenuation in partially saturated limestones*”, *Geophysics*, v.63, p.157-160, **1998**.
- [63] Hiltebrand, F., “*Rock property framework for comprehending deep-water seismic response*”, proceedings GSH, SEG Gulf Coast Tech. Mtg. Soc. Expl. Geophys., 14Ann, spring symposium, **1998**.
- [64] Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., “*Acoustic of porous media*”, Institute Français du Pétrole Publications, Houston: Gulf Publishing Company, **1987**.
- [65] Batzle, M. L., Han, D., Castagna, J. P., “*Attenuation and velocity dispersion at seismic frequencies*”, 66th Annual International SEG Meeting, Denver, **1996**.
- [66] Dillon, L. D. and Dvorkin, J., “*Lithofacies separation in near and far offset data: Namorado sandstone (albacora field), a well log based study*” – Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. agosto de **1999**.
- [67] Dillon, L. D. Bastos, A., Schwedersky, G, Aggio, A., “*Dispersion effects and their impact on reservoir geophysics: A brazilian turbidite field example*” - paper 1274 SEG International Meeting (New Orleans), **1998**.
- [68] Vasquez, G. F., Dillon, L.D., Bastos, A.C., Soares, J.A. ., “*Velocity and attenuation in sandstones with temperature - evidences of the local fluid flow*”, 58TH EAGE Conference and Technical Exhibition, paper P151, **1996**.
- [69] Cheng, C. H., Toksöz, M. N, “*Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock*”, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.7533, **1979**.
- [70] Wang, Z., and Nur, A., “*Wave velocities in hydrocarbon-saturated rocks, experimental results*”, *Geophysics*, 55, 723-733, **1990**.

-
- [71] Gangi, A. F., “*The effect of pore fluids and pressures on the seismic velocities in cracked and/or porous rocks*”, SEG Research Workshop on Lithology, Tech. Abstracts, 35-38, **1991**.
- [72] Tucker, M. E. & Wright, V. P., “*Carbonate Sedimentology*”, Blackwell Scientific Publications, **1994**.
- [73] Serra, O., “*The Well Logging Handbook*”, Editions Technip, Paris, **2008**.
- [74] Terra, G.J.S., “*Condicionantes da Sedimentação Carbonática Marinha de águas Quentes*”, Curso de Formação da PETROBRAS, **2001**.
- [75] Terra, G.J.S., “*Classificação de Rochas Carbonáticas*”, Curso de Formação da PETROBRAS, **2005**.
- [76] Vasquez, G.F. et. al., “*Petrossísmica de Rochas Carbonáticas*”, X SIMGEF (Seminário de Geofísica interno da PETROBRAS), Agosto, **2006**.
- [77] Duarte, O.O., “*Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia*”, Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf, 3ª Edição, **2006**.

