

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA

**Comportamento Viscoelástico do Arenito
Namorado e suas Relações com Atributos
Faciológicos**

Autor: **Guilherme Fernandes Vasquez**
Orientador: **Ivan de Araújo Simões Filho**
Co-orientador: **Carlos Henrique Lima Bruhn**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

Comportamento Viscoelástico do Arenito Namorado e suas Relações com Atributos Faciológicos

Autor: **Guilherme Fernandes Vasquez**
Orientador: **Ivan de Araújo Simões Filho**
Co-orientador: **Carlos Henrique Lima Bruhn**

Curso: Engenharia de Petróleo

Dissertação de mestrado apresentada à comissão de Pós Graduação da Faculdade de Engenharia Mecânica, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Engenharia de Petróleo.

Campinas, 2000
S.P. – Brasil

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Comportamento Viscoelástico do Arenito Namorado e Suas Relações Com Atributos Faciológicos

Autor: **Guilherme Fernandes Vasquez**

Orientador: **Ivan Simões Filho**

Co-orientador: **Carlos Henrique Lima Bruhn**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Ivan de Araújo Simões Filho, Presidente
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

Prof. Dr. Guenther Schwedersky Neto
Petróleo Brasileiro S. A. – PETROBRAS/CENPES

Prof. Dr. Denis José Schiozer
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

Campinas, 20 de janeiro de 2000

Dedicatória:

Dedico este trabalho a Vilson Vasquez, Juracy Gomes e Judith Bandt, que certamente gostariam de assistir a esta conquista ainda em vida e aos quais tanto tenho em débito, e também a Angela, Henrique, Rafael e Ana Carolina, que assistiram pacientemente o desenrolar desta pesquisa.

Agradecimentos

Devo a muitos minha gratidão pelo auxílio durante a realização (e até mesmo antes) deste trabalho. Na esperança de não esquecer nenhum nome, expresso aqui meus agradecimentos:

À minha esposa Angela e aos meus filhos Henrique, Rafael e Ana Carolina que, não necessariamente nesta ordem, tanto amor e carinho têm me dado, entendendo minha falta neste período, além de ensinarem tantas coisas tão ou mais importantes quanto as que aprendi nestes dois anos.

A Alcida Brandt e Hélio, Maurício e Pedro Vasquez, minha mãe e meus irmãos, pelo incentivo ao longo dos tempos.

À amiga e “chefa” Lúcia Dillon, que tanto trabalhou para estabelecer conceitualmente e materialmente a área de Física de Rochas no Brasil, à qual devo provavelmente tudo que sei (e o que ela gostaria que eu soubesse) sobre o assunto. Também a André Romaneli, provavelmente o primeiro a plantar a semente da Física de Rochas no Brasil, “regando-a” até hoje, um verdadeiro exemplo de ecletismo e competência técnica.

A Michael Batzle, figura ímpar com a qual algumas “discussões eletrônicas” foram muito proveitosas.

Aos colegas do Laboratório de Física de Rochas do CENPES, em particular José Eduardo Lira, que tantos favores presta com prontidão e gentileza, Lincoln Homero Ferreira, que desenvolveu a primeira versão do programa sem o qual este trabalho não seria realizado e

ensinou-me a aprimorá-lo, a Marcos Leão, que tanto ajudou na realização das medidas aqui envolvidas. Também a Ferrer, Albano e Agnelo. Cabe a eles ainda o mérito de tornar o ambiente de trabalho tão divertidamente sério (ou tão seriamente divertido).

À PETROBRAS pelo apoio técnico e financeiro, não apenas nestes dois anos, mas desde o meu ingresso em seu quadro de pessoal, particularmente ao CENPES onde, pela necessidade do trabalho, tanto aprendi.

A todo o pessoal da DIGER, que acolheu o Laboratório de Física de Rochas, principalmente a Marco Moraes e Alberto Sampaio que incentivaram e permitiram minha saída para o mestrado e ainda a Sylvia dos Anjos, por seu apoio. A Carlos Manuel pela prestação de tantos favores e explicações nos momentos de dúvidas sobre as análises petrográficas e também a Cristiano e Eduardo. Ao Paiva, pelas medidas de porosidade. Atrevo-me a suprimir o nome dos demais colegas, não podendo deixar de citar Ana Cláudia.

Aos meus orientadores pelas discussões e auxílio no direcionamento do trabalho e aos professores Giorgio, Liliana e Jessé pelas sugestões e discussões durante a fase de qualificação..

A todos os professores e colegas do Departamento de Engenharia do Petróleo que ajudaram de forma direta e indireta na conclusão deste trabalho, destacando a Alice, Fátima e a Gisele.

Aos alunos da turma de 1998, particularmente Alexandre, André, Guerra, Guilherme (o Show), Patrícia, Paulo, Pedroso, Roberto, Zapparolli e Zé Pedro, que tornaram este período inesquecível para mim, os meus e eles próprios.

*“Despende-se muito tempo e esforço procurando
entender a natureza, restando pouco para desfrutá-la.”*

Resumo

VASQUEZ, Guilherme Fernandes. *Comportamento Viscoelástico do Arenito Namorado e suas Relações com Atributos Faciológicos*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2000. 214 p. Dissertação (Mestrado)

Estuda-se neste trabalho o comportamento das velocidades e fatores de qualidade das ondas compressoriais e cisalhantes no Arenito Namorado do Campo de Albacora (Bacia de Campos) e suas relações com atributos faciológicos. Através de experimentos de propagação de pulsos ultrassônicos em rochas secas, saturadas com salmoura e com óleo em laboratório, informações de permeabilidade, porosidade e análises de lâmina, estabelecem-se relações entre o comportamento viscoelástico e as propriedades faciológicas. Interpretam-se os resultados sob a luz dos conceitos envolvidos nos modelos de fluxo global (teoria de Biot) e fluxo localizado de fluido, confrontando-se os dados reais com previsões teóricas. Atribui-se à história diagenética particular do Arenito Namorado o comportamento viscoelástico peculiar detectado. Dentre as correlações observadas destaca-se o fato de as velocidades de ondas compressoriais e cisalhantes mostrarem-se fortemente dependentes da porosidade, grau de cimentação e argilosidade, enquanto os fatores de qualidade são mais influenciados pela cimentação, preenchimento dos poros e porosidade.

Palavras Chave

-Velocidades Elásticas, Viscoelasticidade, Atenuação, Física de Rochas, Petrofísica.

Abstract

VASQUEZ, Guilherme Fernandes. *Viscoelastic Behavior of the Namorado Sandstone and its Relationships with Facies Attributes*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2000. 214 p. Dissertação (Mestrado)

This work studies the behavior of the compressional and shear waves velocities and quality factors in the Namorado Sandstone of the Albacora Field (Campos Basin) and its relationships with facies attributes. Relationships between the viscoelastic behavior and facies properties were established based on ultra-sonic pulse propagation laboratory experiments in dry, brine and oil saturated rocks and permeability, porosity and petrographic analysis information. The results were interpreted under the light of concepts involved in the global flow (Biot's theory) and local fluid flow models, and the real data was compared to theoretical predictions. It is attributed to the particular diagenetic history of Namorado Sandstone the peculiar viscoelastic behavior detected. Among the observed correlations stands out the fact that the compressional and shear wave velocities are strongly dependent upon the porosity, cementation degree and clay content, while the quality factors are more influenced by the cementation, total pore fill and porosity.

Key Words

- Elastic wave velocities, Viscoelasticity, Attenuation, Rock Physics, Petrophysics.

Índice

Lista de Figuras	xiii
Lista de Tabelas	xxi
Nomenclatura	xxiii
Capítulo 1	
Introdução – Noções Básicas	1
1.1 - Conceitos Básicos	2
1.2 - Coeficiente de Atenuação e Decremento Logarítmico	5
1.3 - Fator de Qualidade Q	6
1.4 - Q para Diferentes Modos de Propagação	8
1.5 - Comentários	9
Capítulo 2	
Métodos de Medida de Atenuações e Velocidades	11
2.1 - Vibrações Livres	12
2.2 - Vibrações Forçadas	13
2.3 - Observação de Curvas de Tensão-Deformação	15
2.4 - Propagação de Onda	17
2.5 - Comentários e Considerações	26
Capítulo 3	
Modelos de Descrição da Absorção Sísmica	29
3.1 - Modelos Reológicos	31
3.2 - Modelo de Q Quase-Constante	39

3.3 - Modelo de Q Constante	40
3.4 - Teoria de Biot da Viscoelasticidade	43
3.5 - Modelos de Fluxo Localizado de Fluido	45
Capítulo 4	
Fatores que Afetam o Comportamento Sísmico de Rochas	51
4.1 - Porosidade	52
4.2 - Mineralogia (Litologia)	57
4.3 - Pressão	60
4.4 - Frequência da Onda de Investigação	61
4.5 - Saturação	63
4.6 - Outros Fatores	65
Capítulo 5	
Reservatório Alvo, Objetivos, Amostragem e Medições	67
5.1 - Breve Histórico Geológico	68
5.2 - Objetivos	71
5.3 - Amostragem	71
5.4 - Métodos de Medida	74
5.5 - Incertezas e Repetibilidade das Medidas	80
5.6 - Verificação do Modelo de Q Constante	83
Capítulo 6	
Análise dos Resultados	85
6.1 - Amostras Secas	85
6.2 - Amostras Saturadas com Salmoura	94
6.3 - Ensaios Relacionados ao Modelo de Fluxo Localizado	123
6.4 - Amostras Saturadas com Água e Óleo	143
6.5 - Comentários	150
Capítulo 7	
Comportamento Viscoelástico Global do Arenito	155
7.1 - Relações entre Ondas Compressionais e Cisalhantes	155
7.2 - Porosidade	159

7.3 - Permeabilidade	166
7.4 - Argilosidade	173
7.5 - Cimentação por Calcita 178	178
7.6 - Características Texturais	189
7.7 - Comentários	189
Capítulo 8	
Conclusões e Recomendações	193
Referências Bibliográficas	197

Lista de Figuras

3.1: Descrição teórica da absorção sísmica – modelos e mecanismos [modificado livremente de Schön (1996)].	30
3.2: Elementos básicos dos modelos reológicos.	31
3.3: Modelo de Zener ou Sólido linear padrão.	32
3.4: Comportamento do modelo de Zener com a frequência.	36
3.5: Comportamento da atenuação ($1/Q$) de uma distribuição de Cole-Cole variando-se apenas o parâmetro β .	38
3.6: Comportamento do módulo elástico (real) de distribuições de Cole-Cole.	38
3.7: Ajuste de diferentes dados de atenuação utilizando a Distribuição de Cole-Cole (Adaptado de Jones, 1986).	39
3.8: Relações de dispersão típicas do modelo de Q Quase-Constante (modificado de Liu et al., 1976).	40
3.9: Razão Q_P/Q_S versus razão de Poisson efetiva segundo o modelo de Mavko e Nur (1979).	47
4.1: Confronto entre as previsões de Wyllie et al. (1956) e Raymer et al. (1980) para as velocidades de arenitos com dados experimentais da PETROBRAS, de Domenico (1977) e Hamilton (1971).	54
4.2: Velocidades compressional (esquerda) e cisalhante (direita) em função da porosidade para areia com água segundo o modelo de Porosidade Crítica, junto a dados da PETROBRAS, de Domenico (1977), de Hamilton (1971) e de Stanford, além das médias de Voigt e Reuss.	56
4.3: Vagoriedades das ondas compressionais e cissalhantes para várias litologias. As linhas contínuas representam a razão V_P/V_S . Modificado de Picket (1963).	58

5.1: Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Luci et al., 1995).	69
5.2: Localização aproximada do Campo de Albacora (Modificado de Faria et al., 1995).	70
5.3: Histograma das porosidades.	72
5.4: Histograma de permeabilidades.	72
5.5: Histograma do teor de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.	73
5.6: Histograma do teor de argila.	73
5.7: Histograma do teor de calcita.	74
5.8: Diagrama esquemático do sistema de medidas de porosidades.	75
5.9: Esquema do sistema de medidas de permeabilidade.	76
5.10: Esquema da parte eletrônica do sistema de medidas.	78
5.11: Esquema da parte mecânica do sistema de medidas.	78
5.12: Foto do equipamento de medidas.	79
5.13: Parte da janela do programa desenvolvido para medida da atenuação mostrando as porções das formas de onda da rocha e da referência utilizadas para a transformada de Fourier, os espectros de amplitude e o ajuste do logaritmo da razão espectral.	80
5.14: Fatores de qualidade das amostras 4684H e 4686H saturadas com água determinados de três formas distintas.	82
5.15: Distribuição dos fatores de qualidade compressionais medidos em rochas saturadas com salmoura.	84
6.1: Velocidades e fatores de qualidade das ondas compressionais (círculos) e cisalhantes (losangos) medidas na amostra 9221V.	87
6.2: Como na Figura 6.1, para a amostra 9426H.	87
6.3: Como na Figura 6.1, para a amostra 9435H.	88
6.4: Como na Figura 6.1, para a amostra 9440H.	88
6.5: Como na Figura 6.1, para a amostra 9440V.	89
6.6: Como na Figura 6.1, para a amostra 9441H.	89
6.7: Como na Figura 6.1, para a amostra 9475V.	90
6.8: Como na Figura 6.1, para a amostra 9478H.	90
6.9: Como na Figura 6.1, para a amostra 9478V.	91
6.10: Como na Figura 6.1, para a amostra 9499V.	91

6.11: Como na Figura 6.1, para a amostra 9521H.	92
6.12: Como na Figura 6.1, para a amostra 9524H.	92
6.13: Como na Figura 6.1, para a amostra 9528H.	93
6.14: Como na Figura 6.1, para a amostra 9533H.	93
6.15 : Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8174H.	96
6.16: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8175H.	96
6.17: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8177H.	97
6.18: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8180H.	98
6.19: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9209V.	98
6.20: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9212H.	99
6.21: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9213H.	100
6.22: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9253H.	101
6.23: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9422V.	101
6.24: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9432H.	102
6.25: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9433H.	103
6.26: Foto de lâmina próxima à amostra 9433H.	104
6.27: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9434H.	104
6.28: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9434V.	105
6.29: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9436H.	105
6.30: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9438H.	106
6.31: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9500H.	106
6.32: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9501H.	108
6.33: Foto de lâmina correspondente à amostra 9501H, mostrando a presença de argila intersticial (esverdeada) e calcita microcristalina (vermelho).	108
6.34: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9502V.	109
6.35: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9510H.	109
6.36: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9518H.	110
6.37: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9527H.	110
6.38: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9541H.	111
6.39: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9542H.	112

6.40: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9543H.	113
6.41: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9547H.	113
6.42: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9547V.	114
6.43: Foto de lâmina próxima às amostras 9547H e 9547V (objetiva 5x).	114
6.44: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9550H.	116
6.45: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9550V.	116
6.46: Foto de lâmina próxima aos plugues 9550H e 9550V. A presença de argila e cimento em diferentes porções do espaço poroso pode contribuir para heterogeneidades locais de rigidez.	117
6.47: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9553H.	117
6.48: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9553V.	118
6.49: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9555H.	118
6.50: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9556H.	119
6.51: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9556V.	119
6.52: Foto de lâmina próxima às amostras 9556H e 9556V (objetiva 5x).	120
6.53: Foto de lâmina correspondente ao plugue 4684H, exibindo “patches” ou “bolsas” de calcita poiquilotópica (vermelho).	124
6.54: Porosidade medida na amostra 4684H em função da pressão.	125
6.55: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas na amostra 4684H junto às previsões de Biot (linha tracejada) e de Mavko e Jizba (1991) (linha contínua).	126
6.56: Fatores de qualidade compressional e cisalhante (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4684H.	126
6.57: Foto de lâmina correspondente aos plugues 4686H e 4686V.	127
6.58: Porosidade medida na amostra 4686H em função da pressão.	128
6.59: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 4686H.	128
6.60: Fatores de qualidade compressional e cisalhante (esquerda) e erros relativos das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4686H.	129
6.61: Porosidade medida na amostra 4686V em função da pressão.	130

6.62: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 4686V.	131
6.63: Fatores de qualidade compressoriais e cisalhantes (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4686V.	131
6.64: Foto de lâmina próxima à amostra 6069H (objetiva 5x).	133
6.65: Porosidade e fração compliante da porosidade para a amostra 6069H.	133
6.66: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 6069H.	134
6.67: Fatores de qualidade compressoriais e cisalhantes (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 6069H.	134
6.68: Porosidade e fração compliante da porosidade medidas na amostra 5955V.	135
6.69: Foto de lâmina correspondente à amostra 5955V (objetiva 5X).	136
6.70: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo à temperatura ambiente, junto às previsões de Biot (linha tracejada) e Mavko e Jizba (1991) (linha contínua).	136
6.71: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo às temperaturas de 39°C (esquerda) e 59°C (direita), junto às previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991).	137
6.72: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo às temperaturas de 75°C (esquerda) e 82°C (direita), junto às previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991).	137
6.73: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) em função da pressão a diferentes temperaturas para a amostra 5955V.	138
6.74: Fatores de qualidade compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) em função da pressão a diferentes temperaturas para a amostra 5955V.	138
6.75: Formas de onda compressoriais registradas a 25°C (esquerda) e 59°C (direita).	139
6.76: Velocidades compressoriais na amostra 5955V saturada com óleo em função da pressão e temperatura.	140
6.77: Velocidades cisalhantes medidas na amostra 5955V saturada com óleo em função da temperatura e pressão.	141

6.78: Fator de qualidade da onda compressional medido na amostra 5955V saturada com óleo em função da temperatura e pressão.	141
6.79: Fatores de qualidade cisalhantes medidos na amostra 5955V saturada com óleo a diferentes pressões e temperaturas.	142
6.80: Erros das previsões de velocidades das ondas compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita) às pressões de 500psi (3,4MPa), 1000psi (6,9MPa) e 5000 psi (34,5MPa) em função da temperatura.	142
6.81: Velocidades e fatores de qualidade da amostra 5965H seca, saturada com salmoura e saturada com óleo.	144
6.82: Velocidades e fatores de qualidade para a amostra 5968H a seco, saturada com água e saturada com óleo.	146
6.83: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 6049H a seco, saturada com água e saturada com óleo.	146
6.84: Foto de lâmina próxima ao plugue 6049H (objetiva 5x).	147
6.85: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 9541V a seco, saturada com água e saturada com óleo.	148
6.86: Velocidades medidas na amostra 6069V a seco, com saturação de salmoura (à esquerda) e a seco e com saturação de óleo (direita), junto a previsões da teoria de Biot para diferentes condições possíveis.	149
6.87: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 6069V a seco, saturada com salmoura e saturada com óleo.	150
6.88: Razões entre os fatores de qualidade das rochas sob as condições saturada e seca para as ondas compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita). Símbolos vazados indicam a razão $Q(\text{água})/Q(\text{seca})$ e símbolos cheios $Q(\text{óleo})/Q(\text{seca})$.	152
6.89: Variações percentuais nas velocidades e fatores de qualidade de ondas compressonais em rochas secas entre os valores extremos de pressão.	153
7.1: Relações entre velocidades cisalhante e compressional obtidas diretamente em laboratório (esquerda) em amostras secas (círculos vazados) e saturadas (círculos pretos) e relações obtidas segundo substituição de fluido (direita) para o arenito sob condições de reservatório (losangos pretos) e para a zona de água de formação (losangos vazados).	157

7.2:Relação entre os fatores de qualidade das ondas cisalhantes e compressionais para as rochas secas (esquerda) e saturadas com água e óleo (direita).	158
7.3: Gráfico dos fatores de qualidade em função das velocidades de propagação das ondas correspondentes a seco (esquerda) e com saturação de salmoura (direita). Círculos pretos correspondem às ondas compressionais e losangos vazados às cisalhantes.	159
7.4: Relações entre velocidades elásticas e porosidade obtidas em laboratório com amostras secas (esquerda) e saturadas com salmoura (direita).	160
7.5.: Relações entre velocidades elásticas e porosidade simulando saturação de óleo (esquerda) e salmoura (direita).	161
7.6: Relações entre os fatores de qualidade e a porosidade para as amostras secas (esquerda) e com salmoura (direita).	161
7.7: Módulo bulk em função da porosidade para todas as amostras (esquerda) e para amostras com informações de lâmina próximas (direita), junto às linhas para o quartzo (azul), argila (vermelha) e calcita (verde).	163
7.8: Velocidades e fatores de qualidade das ondas compressionais (círculos) e cisalhantes (losangos) em função do índice de empacotamento para amostras secas.	164
7.9: Tendência de aumento da porosidade com o índice de empacotamento.	165
7.10: Relação entre a velocidade compressional, porosidade e índice de empacotamento.	165
7.11: Relações entre as velocidades das ondas compressionais (círculos) e cisalhantes (losangos) e a permeabilidade para as amostras secas (esquerda) e saturadas com salmoura (direita) obtidas em medidas em laboratório.	167
7.12: Relações entre velocidades e permeabilidade sob condições de saturação com salmoura (esquerda) e de reservatório (direita) obtidas via substituição de fluido.	168
7.13:Velocidade compressional em função da porosidade e da permeabilidade, simulando saturação com salmoura.	169
7. 14: Perfis de permeabilidade gerados para os poços 2 e 4.	170
7.15:Perfis de permeabilidade estimados para os poços 6 e 7.	170
7.16: Fatores de qualidade compressional (esquerda) e cisalhante (direita) em função da permeabilidade das amostras secas.	171

7.17: Relações entre os fatores de qualidade compressional (círculos) e cisalhante (losangos) com a permeabilidade para amostras saturadas com salmoura (esquerda) e óleo (direita).	172
7.18: Fatores de qualidade compressionais (círculos) e cisalhantes (losangos) em função do teor de argila de amostras saturadas com salmoura.	176
7.19: Gráficos do teor de calcita-cimento contra argilosidade (esquerda) e permeabilidade (direita) para amostras envolvidas neste estudo.	179
7.20: Velocidades contra teor total de cimento de calcita para amostras saturadas com salmoura. Círculos representam velocidades compressionais e losangos velocidades cisalhantes.	180
7.21: Fatores de qualidade das rochas saturadas com salmoura contra teor total de cimento de calcita. Círculos representam fatores de qualidade compressionais e losangos velocidades cisalhantes.	181
7.22: Esquema ilustrando diferentes formas de ocorrência de cimento.	182
7.23: Módulo compressional (esquerda) e módulo de cisalhamento (direita) de rochas saturadas com salmoura em função da porosidade junto às previsões de Dvorkin e Nur (1996).	183
7.24: Confronto entre os dados obtidos e o modelo de Mavko e Nur (1979).	190
7.25: Razão Q_P/Q_S versus V_P/V_S . Os números referem-se ao teor de argila das amostras.	191

Lista de Tabelas

5.1: Médias de porosidade e velocidades compressoriais para o Arenito com água obtidas em laboratório e em perfil, junto ao fator de qualidade médio de laboratório e o calculado a partir do perfil.	84
6.1: Porosidade ϕ , densidade dos sólidos ρ_G e permeabilidade κ , velocidades e fatores de qualidade das ondas compressoriais e cisalhantes (V_P , V_S , Q_P e Q_S) à pressão de 34,5MPa das amostras medidas somente a seco.	86
6.2: Propriedades petrofísicas (porosidade ϕ , densidade dos sólidos ρ_G e permeabilidade κ) das amostras saturadas apenas com salmoura.	121
6.3: Velocidades compressoriais e cisalhantes medidas nas amostras secas (V_P seca, V_S seca), estimadas pela teoria de Biot (V_P Biot, V_S Biot) e medidas nas amostras saturadas (V_P Lab, V_S Lab) e fatores de qualidade a seco Q_P , Q_S e com saturação de água. (Q_P água, Q_S água).	122
6.4: Propriedades petrofísicas das amostras submetidas às saturações de água e óleo.	143
6.5: Velocidades medidas nas amostras a seco, com água e com óleo.	145
6.6: Fatores de Qualidade medidos nas amostras a seco, com água e com óleo	145
7.1: Fatores beta para as correlações entre velocidades, porosidade, teor de argila e teor de cimento de calcita.	185
7.2: Fatores beta para as correlações entre fatores de qualidade, porosidade, teor de argila e teor de cimento.	186
7.3: Fatores beta para as correlações entre velocidades, porosidade, teor de preenchimento de poros e teor de cimento.	187

7.4: Fatores beta para as correlações entre fatores de qualidade e teores de preenchimento de poros e cimento.

187

Nomenclatura

Letras Latinas

<i>a</i>	tortuosidade	
<i>a</i>	razão de achatamento (<i>aspect ratio</i>)	
<i>A</i>	amplitude	V
<i>A</i>	área da seção transversal	m ²
<i>b</i>	constante do tempo de subida	
<i>cf</i>	função de fluência (creep function)	Pa ⁻¹
<i>C</i>	conteúdo de argila	%
<i>Ca</i>	teor de calcita cimento	%
<i>d</i>	meia largura do poro	m
<i>d</i>	diâmetro da amostra	m
<i>d</i>	diferencial	
<i>D</i>	comprimento da gota de fluido	m
<i>D</i>	diâmetro de grão	m
<i>E</i>	módulo de Young	Pa
<i>E</i>	energia instantânea	J
<i>e</i>	número natural	
<i>f</i>	frequência	Hz
<i>F</i>	teor de feldspato	%
<i>F</i>	fração de finos	%
<i>F</i>	função da razão de Poisson no modelo de Mavko e Nur	
<i>G</i>	fator geométrico	

g	vazão do gás	cm^3/s
H	resposta impulsiva	
h	resposta impulsiva	
i	unidade imaginária ($\sqrt{-1}$)	
I	impedância acústica	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
I	momento de inércia	kg.m^2
k	número de onda	m^{-1}
K	módulo de incompressibilidade (módulo <i>bulk</i>)	Pa
L	comprimento da amostra	m
L	teor de fragmentos líticos	%
l	meia da largura do poro	m
M	módulo elástico (genérico)	Pa
M	constante do modelo de Lomnitz	Pa
m	módulo elástico (genérico)	Pa
n	número inteiro	
n	coeficiente de tensão efetiva	
N	número de poros	
P	pressão	Pa
q	constante experimental do modelo de Lomnitz	
Q	fator de qualidade	
Q	teor de quartzo	%
r	função de relaxamento	Pa.s
R	coeficiente de correlação	
t	tempo	s
T	preenchimento de poros	%
u	deslocamento	m
V	velocidade sísmica	m/s
V	volume	m^3
W	energia	J
x	distância	m

Letras Gregas

α	coeficiente de atenuação	m^{-1}
β	parâmetro da distribuição de Cole-Cole	
γ	constante de atenuação	s/m
Γ	função gamma	
δ	decremento logarítmico	
Δ	variação	
ε	deformação	
η	viscosidade dinâmica	Pa.s
κ	permeabilidade absoluta	Darcy
λ	comprimento de onda	m
Λ	largura do sinal	s
μ	módulo de cisalhamento (módulo <i>shear</i>)	Pa
ν	razão de Poisson	
ξ	constante experimental do modelo de Lomnitz	s^{-1}
π		
ρ	densidade	kg/m^3
σ	tensão	Pa
τ	tempo de relachamento	s
T	tempo de subida (<i>rise time</i>)	s
ϕ	porosidade	%
Φ	tamanho de grão	
χ	variável auxiliar da distribuição de Cole-Cole	
φ	fase	rad
ω	frequência angular	rad/s
∂	incerteza	

Superescritos

*	atenuação diferencial
,	amplitude refletida

Subscritos

<i>a</i>	amostra
<i>P</i>	referente ao modo compressional
<i>S</i>	referente ao modo cisalhante
<i>SAT</i>	referente à rocha saturada
<i>C</i>	valor crítico
<i>CQ</i>	referente ao modelo de <i>Q</i> constante
<i>D</i>	referente à rocha seca
<i>B</i>	global (<i>bulk</i>)
<i>EF</i>	efetiva
<i>E</i>	referente ao modo extensional
<i>F</i>	referente ao fluido contido nos poros
<i>G</i>	referente aos grãos da rocha
<i>in</i>	valor de entrada
<i>i</i>	modo de propagação
<i>I</i>	parte imaginária de uma grandeza complexa
<i>I</i>	inicial
<i>K</i>	referente ao modo <i>bulk</i>
<i>M</i>	valor máximo
<i>m</i>	valor médio
<i>QQC</i>	referente ao modelo de <i>Q</i> quase constante
<i>nr</i>	condição não relaxada
<i>out</i>	valor de saída
<i>O</i>	confinante (overburden)
<i>r</i>	referência
<i>R</i>	parte real de uma grandeza complexa

R	valor na ressonância
0	limite de baixas frequências
∞	limite de altas frequências
1	condição 1
2	condição 2
n	n-ésimo modo de vibração

Abreviaturas

AVO	amplitude versus afastamento (<i>amplitude versus offset</i>)
QC	Q constante (<i>constant Q</i>)
QQC	Q quase constante (<i>nearly constant Q</i>)
VSP	perfil sísmico vertical (<i>vertical seismic profile</i>)

Capítulo 1

Introdução – Noções Básicas

A exploração de petróleo utilizou-se anos a fio apenas de propriedades acústicas da subsuperfície. Tais informações foram suficientes para a descoberta de grandes campos. Hoje, no entanto, vemo-nos obrigados a buscar corpos de menores dimensões e melhor delimitar os reservatórios já em produção, procurando acompanhar e monitorar a depleção das jazidas. A utilização de propriedades elásticas (velocidades de ondas compressoriais e cisalhantes) por métodos baseados na propagação de ondas em subsuperfície (como a sísmica e a perfilagem) torna-se uma ferramenta usual na caracterização, delimitação e monitoramento de reservatórios e na detecção de fluidos. Destaca-se atualmente a extração de informações de amplitude e forma do pulso sísmico como diagnóstico de propriedades de rochas, tais como litologia e teor de fluido, baseando-se em modelagens e relações empíricas.

Desde a geração até a recepção do pulso sísmico, no campo ou no laboratório, diversos fatores concorrem para sua degradação. O mau acoplamento de fontes e receptores com o meio de propagação acarreta perda de energia de forma praticamente imprevisível, a presença de obstáculos de dimensões maiores ou da ordem do comprimento de onda do pulso leva ao espalhamento de energia tipo Rayleigh (heterogeneidades) ou difração (falhas, etc.). Reflexões e refrações em interfaces, bem como reverberações, também contribuem para a redução da energia. Mesmo em um meio homogêneo e infinito, mas inelástico, ocorre dissipação da energia elástica, que é convertida em calor de forma irreversível à medida que a onda se propaga. Este fenômeno, chamado de absorção sísmica, é objeto deste trabalho.

As rochas não são materiais perfeitamente elásticos. À medida que se propagam pelas rochas, as ondas têm suas amplitudes reduzidas pelo processo de atenuação e suas formas alteradas, sendo suas velocidades dependentes da frequência devido ao processo de dispersão. Estes fenômenos são interligados e seus efeitos combinados são denominados absorção sísmica, atribuída ao comportamento parcialmente elástico das rochas durante a propagação das ondas sísmicas. Um efeito da absorção, no domínio do tempo, é a mudança da forma no sinal, enquanto no domínio da frequência é a deformação dos espectros de amplitudes e de fase.

Assim, torna-se necessário ainda o conhecimento das propriedades dissipativas ou atenuativas das rochas. Trata-se de um desafio apreciável tanto do ponto de vista teórico quanto em sua observação experimental, cujo potencial de aplicações na indústria do petróleo devem-se ao seu íntimo relacionamento das propriedades de absorção com a geometria dos poros e fluido saturante, tornando-as importantes na detecção direta de fluidos, delimitação e caracterização de reservatórios, monitoramento da produção e determinação de litologia.

1.1 - Conceitos Básicos

As ondas sísmicas (compressionais P e cisalhantes S) apresentam, geralmente, velocidades que aumentam com a frequência e amplitudes sempre decrescentes conforme estas propagam-se nas rochas. Tais observações são intimamente relacionadas e, apesar de complicarem correlações entre dados de campo e de laboratório, revelam detalhes acerca do espaço poroso e dos fluidos aí presentes. Por estas razões, os levantamentos sísmicos têm dedicado crescente atenção às informações sobre amplitude e forma dos pulsos registrados. Define-se como absorção a perda de energia do sinal sísmico envolvendo perda de amplitude e deformação de fase do sinal, associado ao comportamento parcialmente elástico das rochas.

Dados de atenuação complementam outras medidas físicas na caracterização de propriedades de rochas, aumentando o número de informação obtidas apenas a partir das velocidades. O fenômeno de atenuação é bem mais complexo que os aspectos elásticos da propagação de ondas sísmicas (Mavko *et al.*, 1979). Além disso, a realização de medidas em campo ou em laboratório é complexa. Todavia, as características de absorção podem revelar

muitas informações como litologia, estado físico, grau e tipo de saturação das rochas, tornando a observação e a compreensão da atenuação importantes para muitas aplicações da indústria do petróleo.

Geralmente definem-se as propriedades elásticas das rochas em termos dos módulos elásticos e/ou velocidades de ondas compressoriais (P) e cisalhantes (S) e da densidade. Por outro lado, vários trabalhos especificam as propriedades atenuativas através de diversos parâmetros derivados de diferentes tipos de medidas, tornando útil a revisão de algumas definições de grandezas e suas inter-relações, para que se possa comparar dados de atenuação de fontes distintas.

Comumente mede-se a atenuação pelo coeficiente de atenuação α , que é a constante de decaimento da amplitude de uma onda plana em um meio homogêneo, ou pelo fator de qualidade Q (ou seu inverso Q^{-1} , o fator de dissipação) ou pelo decremento logarítmico δ . Tais grandezas relacionam-se segundo:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha V}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} \quad (1.1)$$

onde V é a velocidade e f a frequência.

Cada modo de propagação de onda tem determinada velocidade e atenuação associadas. Descrevem-se brevemente nos parágrafos a seguir as definições dos indicadores de absorção, suas relações, unidades e fatores de conversão. Apresentam-se também as equações que relacionam velocidades e fatores de qualidade referentes a diferentes modos de propagação.

Pode-se considerar matematicamente, na solução da equação da onda, a absorção através do coeficiente de atenuação α (medido no inverso da unidade de distância). É interessante observar-se a equação derivada por Kjartansson (1979) para a função transferência (resposta impulsiva no domínio da frequência) da absorção:

$$H(\omega) = e^{-\alpha x} e^{\frac{-i\omega x}{V}} \quad (1.2)$$

onde x é a distância percorrida pela frente de onda, V a velocidade de propagação correspondente em cada frequência e ω a frequência angular ($\omega=2\pi f$). Evidencia-se nesta expressão a ocorrência dos dois fenômenos associados à absorção. Um é a atenuação ou perda de amplitude representada pelo coeficiente α . Atualmente aceita-se que α é diretamente proporcional à frequência ($\alpha=\gamma f$, γ é a constante de atenuação) indicando que altas frequências são mais atenuadas que baixas frequências. O outro é a dispersão, que afeta somente a fase: cada componente de frequência viaja com uma velocidade (velocidade de fase) $V(\omega)$. Estes dois fenômenos estão sempre presentes, relacionando-se pela relação de dispersão que fornece a dependência de V em função de f .

Futterman (1962) obtém a seguinte relação de dispersão para o modelo de Q quase constante (Q independente de f em uma faixa de frequências), onde V_r é a velocidade da frequência de referência f_r :

$$V = \frac{V_r}{1 - \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{f}{f_r}} \quad (1.3)$$

Kjartansson (1979), supondo Q independente de f em seu modelo de Q constante, mostra que:

$$\frac{V}{V_r} = \left(\frac{f}{f_r} \right)^{\frac{1}{\pi} \arctg\left(\frac{1}{Q}\right)} \approx \left(\frac{f}{f_r} \right)^{\frac{1}{\pi Q}} \quad (1.4)$$

Expandindo-se a Equação (1.3) em série de Taylor e a (1.4) em série de MacLaurin pode-se mostrar que, para meios pouco dissipativos ($Q>10$, como geralmente ocorre com as rochas), aproximam-se os dois casos por:

$$\frac{V}{V_r} \approx 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{f}{f_r} \right) \quad (1.5)$$

Tem-se utilizado a equação (1.5) como uma forma de obtenção do fator Q em campo (Silva *et al.*,1997) combinando-se dados de perfis sônicos e de perfis sísmicos verticais (VSP).

1.2 - Coeficiente de Atenuação e Decremento Logarítmico

Pode-se descrever a amplitude de uma onda plana propagando-se em um meio elástico homogêneo, no caso unidimensional, por:

$$A(x, t) = A_I e^{i(kx - \omega t)} \quad (1.6)$$

sendo k o número de onda ($\kappa = 2\pi/\lambda$, onde λ é o comprimento de onda). Pode-se incluir o efeito da inelasticidade tornando a frequência ou o número de onda grandezas complexas. Neste último caso:

$$A(x, t) = A_I e^{-\alpha x} e^{i(k_r x - \omega t)} \quad (1.7)$$

$$k = k_R + i \alpha$$

onde α é o coeficiente de atenuação e a velocidade de fase é dada por:

$$V = \frac{\omega}{k_R} \quad (1.8)$$

Seja a atenuação caracterizada por:

$$A(x) = A_I e^{-\alpha x} \quad (1.9)$$

pode-se expressar o coeficiente α como:

$$\alpha = \frac{-1}{A(x)} \frac{dA(x)}{dx} = -\frac{d}{dx} \ln A(x) \quad (1.10)$$

Para dois registros de amplitudes $A(x_1)$ e $A(x_2)$ nos pontos x_1 e x_2 ($x_1 < x_2$), obtém-se:

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] \quad (1.11)$$

em nepers por unidade de comprimento ou apenas comprimento inverso. Em dB/comprimento tem-se :

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} 20 \log \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] \quad (1.12)$$

ou $\alpha(\text{dB/m}) = 8,686\alpha(1/\text{m})$

Aplica-se a definição de decremento logarítmico a um sistema oscilante em decaimento livre:

$$\delta = \ln \left[\frac{A_1}{A_2} \right] = \alpha \lambda = \frac{\alpha V}{f} \quad (1.13)$$

onde A_1 e A_2 são as amplitudes em dois ciclos consecutivos. Métodos experimentais como o pêndulo torsional e a barra oscilante medem o decremento logarítmico baseando-se na definição acima. A medida de atenuação em dB por comprimento de onda é um coeficiente de atenuação relacionado a δ por: $\alpha(\text{dB}/\lambda) = 8,686 \delta$.

1.3 - Fator de Qualidade Q

Geralmente expressa-se a atenuação através de uma grandeza adimensional dita fator de qualidade Q ou de seu inverso Q^{-1} . Q é uma propriedade intrínseca à cada rocha, dada pela razão entre energia armazenada e energia dissipada a cada ciclo (O'Connell e Budiansky, 1978):

$$Q = \frac{\omega E}{-dE/dt} = \frac{2\pi W_M}{\Delta W} = \frac{4\pi W_m}{\Delta W} \quad (1.14)$$

onde E é a energia instantânea do sistema, dE/dt é a taxa de perda de energia, W_M é a energia armazenada na situação de tensão e deformação máximas, W_m é a energia média armazenada e ΔW a energia dissipada por ciclo de uma excitação harmônica. Assim, quanto maior o fator Q , menos dissipativo ou atenuativo é o meio. Os modelos mais aceitos atualmente indicam que Q independe da frequência. Supõe-se nas definições a seguir valores de $Q > 10$ (pequenas perdas), geralmente satisfaz-se tal condição nas situações de interesse para a geofísica de exploração.

Alternativamente define-se o fator Q baseando-se em relações de tensão-deformação. Um meio pouco dissipativo sujeito tensões variando senoidalmente responde com deformações também senoidais mas defasadas de uma certa diferença de fase (*phase lag*) φ da excitação. Tal diferença de fase relaciona-se ao módulo elástico complexo $M = M_R + i M_I$ segundo:

$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} = \tan \varphi \approx \varphi \quad (1.15)$$

Pode-se aplicar o método de medidas do fator Q através da observação de relações tensão-deformação a baixas frequências, na faixa de alguns Hz a dezenas de Hz ou mais, e pequenas deformações (Gordon e Davis, 1968; McKavanagh e Stacey, 1974; Brennan e Stacey, 1977; Spencer Jr. *et al.*, 1994; Batzle *et al.*, 1996).

A rigor deve-se incluir um termo de segunda ordem nas relações entre Q e α para materiais muito dissipativos, pois a energia armazenada depende da derivada do módulo complexo em relação à frequência e também do próprio módulo (O'Connell e Budiansky, 1978; Hamilton, 1972):

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha V}{\pi f - \frac{\alpha^2 V^2}{4\pi f}} \quad (1.16)$$

sendo que, admitindo-se pequenas perdas ($M_I < M_R$), tem-se $(\alpha^2 V^2 / 4\pi f) \approx 0$, obtendo-se:

$$\frac{1}{Q} \approx \frac{\alpha V}{\pi f} \quad (1.17)$$

Define-se Q para alguns sistemas dinâmicos utilizados em medidas de atenuação em termos da largura de banda de picos de ressonância:

$$Q = \frac{f_R}{\Delta f} \quad (1.18)$$

onde Δf é a largura, em frequência, entre dois pontos de meia potência (ou valor de amplitude 3dB abaixo do máximo) do pico de ressonância que ocorre à frequência f_R . Esta equação identifica-se à definição de Q em meios de baixa dissipação. Utiliza-se este princípio em sistemas como barra ressonante (Tittmann, 1977; Wyllie *et al.*, 1962; Winkler *et al.*, 1979) e pêndulos torsionais (Peselnick e Outerbridge, 1961) com oscilações forçadas, envolvendo ondas extensionais e/ou torsionais a frequências de 100 Hz a 100 kHz.

1.4 - Q para Diferentes Modos de Propagação

O presente estudo envolve medidas de velocidades e fatores de qualidade relacionados a ondas compressionais e cisalhantes (denotados por V_P , V_S , Q_P e Q_S , respectivamente) por métodos de propagação de pulsos ultra-sônicos em amostras de rocha. Todavia, existem diferentes métodos de medidas de velocidade e atenuação associados a diferentes modos de propagação que, portanto, medem diferentes quantidades relacionadas a módulos complexos M distintos. Por exemplo, a velocidade da onda cisalhante (V_S) depende do módulo de cisalhamento μ , velocidades de ondas extensionais (V_E) relacionam-se ao módulo de Young E (Gardner *et al.*, 1964). O módulo compressional, dado por $\left[K + \left(\frac{4\mu}{3} \right) \right]$, relaciona-se às ondas compressionais. Pode-se ainda definir uma velocidade de onda de incompressibilidade, relacionada apenas ao módulo *bulk* ou módulo de incompressibilidade K .

Tem-se as seguintes relações para as diferentes velocidades mencionadas acima:

$$\begin{aligned} V_P^2 &= \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} = \frac{V_S^2 (4V_S^2 - V_E^2)}{3V_S^2 - V_E^2} \\ V_S^2 &= \frac{\mu}{\rho} \\ V_K^2 &= \frac{K}{\rho} = V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2 \\ V_E^2 &= \frac{E}{\rho} = \frac{V_S^2 (3V_P^2 - 2V_S^2)}{V_P^2 - \frac{1}{3}V_S^2} \end{aligned} \tag{1.19}$$

onde ρ é a densidade. Pode-se encontrar revisões mais completas de relações entre velocidades e módulos elásticos em Sheriff (1991) e Bourbié *et al.* (1987), por exemplo.

Utilizando o princípio da correspondência, Winkler e Nur (1979) mostram que os fatores de qualidade referentes a estes diferentes modos de propagação relacionam-se por:

$$\begin{aligned}
\frac{(1-\nu)(1-2\nu)}{Q_P} &= \frac{(1+\nu)}{Q_E} - \frac{2\nu(2-\nu)}{Q_S} \\
\frac{3}{Q_E} &= \frac{(1-2\nu)}{Q_K} + \frac{2(\nu+1)}{Q_S} \\
\frac{(1+\nu)}{Q_K} &= \frac{3(1-\nu)}{Q_P} - \frac{2(1-2\nu)}{Q_S}
\end{aligned} \tag{1.20}$$

onde ν é a razão de Poisson,

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \tag{1.21}$$

Mostra-se ainda que vale sempre uma das seguintes condições:

$$\begin{aligned}
Q_S &> Q_E > Q_P > Q_K \\
&\text{ou} \\
Q_S &= Q_E = Q_P = Q_K \\
&\text{ou} \\
Q_S &< Q_E < Q_P < Q_K
\end{aligned} \tag{1.22}$$

1.5 - Comentários

Neste Capítulo apresentaram-se algumas definições básicas sobre o fenômeno de absorção sísmica, diferentes expressões para o fator de qualidade Q e relações entre Q referentes a distintos modos de propagação. Estas definições são necessárias para a obtenção de correlações entre propriedades viscoelásticas (isto é, velocidades elásticas V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S) e propriedades petrofísicas. As equações mais relevantes para este estudo são a definição do fator Q segundo a Equação (1.1), as relações de dispersão e as relações entre velocidades e módulos elásticos. No Capítulo seguinte será apresentada uma visão geral sobre métodos de medidas destas grandezas, escolhendo-se entre eles o método a ser empregado neste trabalho.

A determinação da atenuação através de experimentos de campo ou de laboratório é difícil mas a importância das informações de amplitude e forma dos pulsos sísmicos torna indispensável o estudo teórico e experimental deste fenômeno. Os mecanismos envolvidos no processo de absorção da energia sísmica pelas rochas encontram-se longe de serem completamente

entendidos, constituindo mais uma razão para a realização de estudos sistemáticos do comportamento atenuativo de rochas em laboratório sob condições rigorosamente controladas.

Deve-se realizar um levantamento de correlações entre atributos petrofísicos e atenuação em diferentes litologias, sob diversas condições de saturação, fornecendo uma melhor compreensão do processo de absorção e, mais importante, permitindo inversões sísmicas e identificação e delimitação de depósitos de fluidos mais seguras, refletindo-se em um maior aproveitamento de nossas reservas.

Capítulo 2

Métodos de Medida de Atenuações e Velocidades

Medidas precisas de absorção em campo ou em laboratório são de difícil realização, além da atenuação intrínseca devida apenas à inelasticidade das rochas, as amplitudes das ondas sísmicas são afetadas por fatores como divergência geométrica, reflexões e espalhamento, que contribuem para a chamada atenuação extrínseca. Para obter-se a atenuação intrínseca torna-se necessária a correção destes e outros efeitos, o que em si é um procedimento complexo, cujo estudo não é objeto deste trabalho.

Johnston e Toksöz (1981) classificam os métodos de medida atenuação em laboratório segundo o princípio físico envolvido, dividindo-os em:

- Vibrações Livres,
- Vibrações Forçadas,
- Ciclos de Tensão-Deformação,
- Propagação de Onda.

Podendo-se dividir cada um destes em sub-grupos.

Determina-se em cada método uma atenuação e um parâmetro de dissipação diferente, escolhendo-se um método experimental particular baseando-se principalmente na faixa de frequências de interesse, nos valores reais de atenuação e nas condições físicas sob as quais a amostra será estudada. Descreve-se brevemente neste Capítulo as técnicas experimentais de medida de velocidades e atenuação, enfatizando-se aquelas utilizadas em laboratório, os princípios e conceitos básicos envolvidos, as vantagens e desvantagens de cada uma e as

correções que devem ser aplicadas ao dado bruto para a obtenção dos valores de atenuação. Objetiva-se com esta revisão justificar a escolha do método utilizado neste trabalho e fornecer subsídios para uma análise crítica dos dados da literatura.

2.1 - Vibrações Livres

Nesta técnica de laboratório coloca-se a amostra de interesse em oscilação por meio de um pequeno impulso ou, no caso de amostras muito atenuativas, excita-se a amostra em uma de suas frequências de ressonância retirando-se a força de excitação em seguida, de forma a obter oscilações com maiores amplitudes. Observando-se o decaimento da amplitude destas vibrações livres, obtém-se o decremento logarítmico, definido por:

$$\delta = \frac{\ln(A_1 / A_2)}{(t_1 - t_2)f} = \ln(A_\lambda / A_1) \quad (2.1)$$

onde A_1 e A_2 são as amplitudes nos tempos t_1 e t_2 , f a frequência natural de vibração livre do sistema, A_λ é a amplitude um comprimento de onda a partir de uma amplitude inicial A_1 . Pode-se calcular a atenuação a partir do valor medido δ :

$$Q^{-1} = \frac{\delta}{\pi} \quad (2.2)$$

Mede-se a velocidade nestes experimentos através do módulo elástico envolvido que, por sua vez, depende das dimensões da amostra, da frequência de vibração f e do momento de inércia I . Por exemplo, o módulo de rigidez (ou módulo de cisalhamento) para uma barra cilíndrica presa em uma extremidade e livre na outra, tendo comprimento L e diâmetro d é:

$$\mu = \frac{512IL^2 f_R^2}{\pi d^4} \quad (2.3)$$

medindo-se a velocidade de fase da onda cisalhante $V_S = \sqrt{\mu/\rho}$ na frequência de ressonância f_R .

Permite-se com estes sistemas a realização de medidas a frequências bem baixas ($<10^2$ Hz), diminuindo-se a frequência de vibração através do aumento da inércia do sistema, não sendo normalmente usados para frequências maiores que 10Hz. Peselnik e Outerbridge (1961) implementam este método através de um pêndulo de torção: suspende-se uma vara de rocha

verticalmente, acoplando-se uma massa com grande momento de inércia à sua extremidade inferior. Submete-se a massa a um impulso após o qual o sistema vibra livremente. A frequência desta vibração livre é função das propriedades da rocha e do momento de inércia da massa e a taxa de decaimento da amplitude destas oscilações é atribuída à dissipação de energia na rocha, assumindo-se que outras perdas sejam desprezíveis.

Pode-se excitar as vibrações por efeitos piezoelétrico, eletromagnético e eletrostático, no caso de amostras pequenas com frequências ressonantes na faixa de quilohertz. Para estes tipos de excitação aplica-se uma cobertura condutora ou acopla-se um transdutor na rocha, necessitando-se das devidas correções sobre a frequência de ressonância. O efeito destas correções é mínimo para medidas de atenuação mas crucial para determinação dos parâmetros elásticos. Como nas técnicas de ressonância, que veremos a seguir, a determinação dos parâmetros de dissipação específicos depende do modo de vibração excitado.

Necessita-se confeccionar amostras de rochas cilíndricas longas com seção reta uniforme, constituindo uma séria dificuldade do método. Além disso deve-se aplicar uma tensão inicial pequena de modo que a amostra não frature, que o fator Q e as constantes elásticas sejam independentes da amplitude e as tensões sejam uniformemente distribuídas pela amostra.

2.2 - Vibrações Forçadas

Um método de medida de atenuação em laboratório muito utilizado é a vibração forçada longitudinal, flexural ou torsional de barras longas de rochas. Este método baseia-se no fenômeno de ondas estacionárias. Para ondas longitudinais e torsionais unidimensionais estacionárias a velocidade da onda é dada por:

$$V = \lambda f_n = \frac{2L f_n}{n}; \quad n = 1, 2, 3... \quad (2.4)$$

onde f_n é a frequência de ressonância do modo n e L é o comprimento da amostra. Para ondas flexurais tem-se nós não equidistantes e a expressão torna-se mais complicada. Relações entre o módulo de Young e a frequência de ressonância para vibrações longitudinais e flexurais e entre o módulo de cisalhamento e a frequência de ressonância para vibrações torsionais derivadas de

soluções exatas para a equação da onda tridimensional em geometrias cilíndricas e retangulares encontram-se relacionadas por Schreiber *et al.* (1973).

Para uma barra continuamente excitada pode-se obter Q a partir da largura do pico de ressonância da amplitude. Definindo Δf como a faixa de frequência entre valores para os quais a amplitude está 3dB (ou $1/\sqrt{2}$) abaixo do valor no pico da ressonância, pode-se mostrar que o fator Q é dado por:

$$Q = \frac{f_n}{\Delta f} \quad (2.5)$$

Pode-se utilizar este método para materiais muito atenuativos com acurácia da ordem de 1 a 5 %.

Realizam-se excitações forçadas também por métodos eletrostáticos, eletro-magnéticos ou piezoelétricos. O método de excitação eletrostático é melhor para amostras pouco atenuativas. Usa-se a excitação eletro-magnética para amostras condutoras ou amostras com placas condutoras acopladas nas extremidades, gerando efeitos de carga que devem ser adequadamente corrigidos. Pode-se ainda adicionar massa à amostra reduzindo sua frequência de ressonância, viabilizando a operação em uma larga faixa de frequências (Tittmann, 1977). Para excitação piezoelétrica cimentam-se transdutores piezoelétricos na amostra, levando a combinação à ressonância (Quimby, 1925), exigindo correções para a impedância e Q mecânico do transdutor. Dispõe-se de transdutores cerâmicos de alta eficiência e baixas perdas, tornando este método atrativo tanto para amostras de fatores de qualidade baixos quanto relativamente altos.

Apesar da implementação e determinação do fator de qualidade Q relativamente simples sobre uma larga faixa de frequências, as condições físicas sob as quais pode-se realizar estes experimentos não envolvendo perdas externas são limitadas. Na vibração torsional apenas ondas cisalhantes são envolvidas, uma vez que o acoplamento entre estas e o meio circundante (por exemplo ar ou gás) é fraco, pouca energia é perdida. Para ondas longitudinais e flexurais pode-se ter significativo amortecimento ao longo da superfície cilíndrica e radiação das extremidades. As correções para estes efeitos são desprezíveis para materiais muito atenuativos expostos ao ar sob condições ambiente. Para materiais pouco atenuativos, como metais, recomenda-se realizar o experimento sob vácuo. No caso de amostras de rocha submetidas à pressão, como é de nosso

interesse, pode-se ocorrer perdas altas comparadas à atenuação intrínseca. Utiliza-se geralmente hélio como meio de pressurização, calculando-se as perdas por radiação para subtrair do valor de atenuação medido.

O encamisamento da amostra afeta a frequência de ressonância e a atenuação. Estas mudanças são geralmente pequenas e podem ser calculadas usando-se o princípio de Rayleigh (Gardner *et al*, 1964). Para algumas rochas porosas, todavia, a camisa penetra na amostra, de sorte que os resultados obtidos representam uma média sobre a amostra e a camisa. Por outro lado, ao utilizarem-se amostras saturadas não encamisadas, isto é, com a superfície lateral livre, podem ocorrer perdas adicionais ligadas ao efeito Biot-Gardner-White, ligado ao fluxo radial do fluido no meio poroso que é induzido pelo gradiente de pressão de poros entre o centro da barra e sua superfície (Cadoret *et al.*, 1998).

2.3 - Observação de Curvas de Tensão-Deformação

Em linhas gerais este método consiste em submeter-se uma amostra a uma tensão σ pequena (não ultrapassando o limite de elasticidade, ou seja deformação $\varepsilon < 10^{-6}$) variando senoidalmente com o tempo à uma frequência diferente de suas frequências de ressonância. No caso de uma amostra perfeitamente elástica ter-se-ia uma deformação ε senoidal em fase com a tensão, escalonada pelo módulo elástico M em questão (por exemplo, para ciclos tração-compressão trata-se do módulo de Young E , para ciclos de cisalhamento, o módulo de cisalhamento μ), ou seja, $\varepsilon(t) = M\sigma(t)$. Um gráfico mostrando os valores de tensão e deformação em um plano cujo eixo das abcissas seja $|\varepsilon(t)|/\varepsilon_M$ e o eixo das ordenadas $|\sigma(t)|/(\varepsilon_M |M|)$, sendo ε_M a deformação máxima, obter-se-ia uma reta passando pela origem com inclinação $\pi/4$ rad ou 45° . No caso real de uma amostra inelástica tem-se uma deformação também senoidal, mas defasada da tensão de um certo ângulo ϕ , ocorre histerese na relação tensão-deformação e a reta torna-se uma elipse (cujo eixo maior corta a origem). A área entre a parte de carga e a de alívio do ciclo de tensão-deformação (área interna à elipse) é igual à energia dissipada no ciclo e proporcional à parte imaginária do módulo elástico. Pode-se calcular a atenuação por:

$$\frac{I}{Q} = \frac{\Delta W}{2\pi W_M} = \frac{\Delta W}{4\pi W_m} \quad (2.6)$$

onde W_M é a energia elástica máxima armazenada no ciclo e W_m a energia elástica média armazenada durante o ciclo.

Gordon e Davis (1968) descrevem um sistema combinando a possibilidade de observar-se as curvas de tensão-deformação a baixas frequências e a utilização de vibrações forçadas a maiores frequências, realizando experimentos envolvendo os modos longitudinal e torsional a frequências de 14mHz a 90kHz.

Spencer (1981) e Batzle (1999) utilizam-se diretamente da medida de diferença de fase entre tensão e deformação para a determinação de Q :

$$\frac{1}{Q} = \tan \varphi \approx \varphi \quad (2.7)$$

assumindo-se pequenas perdas ($Q \geq 10$) na última aproximação.

Pode-se obter a velocidade pela medida do módulo elástico envolvido:

$$V = \sqrt{\frac{|M|}{\rho}} \text{ com } |\sigma| = |M| |\epsilon| \quad (2.8)$$

sendo ρ a densidade, σ a tensão e ϵ a deformação. Esta velocidade, a rigor, é ligeiramente menor que a velocidade de fase V_φ :

$$V_\varphi = \sqrt{\frac{2|M|^2}{\rho[|M| + M_R]}} \quad (2.9)$$

Paffenholz e Burkhardt (1989), utilizando-se de um aparato capaz de estudar ondas longitudinais e torsionais entre 0,03Hz e 300Hz, detectaram a atuação do efeito Biot-Gardner também neste método.

A necessidade de operar-se com deformações pequenas e precisamente controladas e amostras cuidadosamente preparadas constituem sérias dificuldades deste método. Distorções

harmônicas na função de excitação podem acarretar a presença de cúspides espúrios no ciclo de tensão-deformação. McKavanagh e Stacey (1974) utilizam este método a amplitudes de deformação da ordem de 10^{-5} , detectando mecanismos de atenuação não lineares que manifestam-se como cúspides nos ciclos de tensão-deformação, concluindo que a fricção nos contatos entre grãos fosse um mecanismo relevante de atenuação sísmica. Brennan e Stacey (1977), com um experimento mais sensível, verificam que a deformações $\leq 10^{-6}$ (como ocorre na sísmica) o mecanismo de atenuação é de fato linear e a fricção não é importante.

2.4 - Propagação de Onda

Ao contrário dos métodos de medida descritos anteriormente, algumas técnicas baseadas na propagação de onda aplicam-se não só a amostras em laboratório mas também a dados de campo. Mesmo em laboratório tais técnicas envolvem parâmetros de perda similares àqueles medidos em experimentos de campo, tornando-as atrativas. Por outro lado, utilizam-se faixas de frequências (e comprimentos de onda) bem diferentes no campo e no laboratório e os mecanismos de atenuação predominantes em cada uma destas situações podem ser diferentes. Uma vez que neste trabalho utilizam-se técnicas de medida baseadas na propagação de onda, realiza-se aqui uma revisão um pouco mais extensa.

As técnicas de propagação de onda apresentam diversas dificuldades experimentais e de interpretação. Nestes métodos geralmente assume-se que a amplitude da onda sísmica, considerada como onda plana, decai exponencialmente com a distância ou tempo de propagação. Na realidade, além da atenuação intrínseca da rocha, a onda sofre perdas externas adicionais, algumas previsíveis como alargamento do feixe, perdas de difração, efeitos de borda, espalhamento, e outras de difícil quantificação, como perdas de acoplamento. Deve-se corrigir tais efeitos do dado bruto ou evitá-los no projeto do experimento.

O efeito de alargamento do feixe pode ser significativo a baixas frequências ($< 1\text{MHz}$). Correções diretas deste efeito baseam-se na hipótese de onda plana ou esférica, devendo-se determinar então a extensão da região de onda plana, dependente do tamanho do transdutor e comprimento de onda (Williams, 1951). Na prática torna-se mais fácil, e mais seguro, projetar o

experimento de modo a obterem-se perdas de alargamento mínimas quando comparadas à atenuação intrínseca.

Perdas por difração tornam-se importantes a comprimentos de onda grandes relativos ao diâmetro do transdutor. Devido ao alargamento do feixe, podem ocorrer reflexões nas paredes laterais da amostra e conversões de modos interferindo com a onda direta. Pode-se observar facilmente tal interferência na técnica de análise de eco como um decaimento não exponencial da amplitude. Truell *et al.* (1969) tratam o problema de difração teoricamente, mas geralmente procura-se atacá-lo empiricamente utilizando-se tabelas de correção (Seki *et al.*, 1956; Khimunin, 1972; Benson e Kiyohara, 1974; Papadakis, 1959, 1966; Papadakis *et al.*, 1973) e projetando-se o experimento de modo que a razão diâmetro da amostra/diâmetro do transdutor seja grande, minimizando tais efeitos.

As perdas por espalhamento, que resultam em dispersão negativa, ocorrem no caso do comprimento de onda tornar-se comparável às heterogeneidades da amostra. Papadakis (1961, 1965a, 1965b) estuda exaustivamente este problema no caso de ensaios não destrutivos com metais a altas frequências (dezenas de MHz), tendo-se observado perdas por espalhamento em rochas a frequências pouco maiores que 1MHz (Winkler, 1983; Blair, 1990).

Apesar de menos crítico que em outros métodos (como observação de curvas tensão-deformação), deve-se preparar as amostras cuidadosamente. Extremidades não paralelas podem ocasionar perdas não exponenciais devidas a variações de fase sobre a superfície do transdutor. Em outras palavras, uma frente de onda plana reflete-se ou transmite-se fora de fase por uma fronteira não paralela, inclinada ou rugosa. Este problema torna-se mais importante na técnica de eco, sendo analisado por Truell e Oates (1963), que mostram que o desvio permitido do paralelismo é inversamente dependente do valor de Q da amostra e da frequência do pulso utilizado.

Pode-se ocorrer ainda perdas de energia no próprio transdutor, na ligação entre transdutor e amostra e no sistema eletrônico de medida. As propriedades do transdutor são geralmente conhecidas, podendo-se escolher um material com Q mecânico muito maior que a amostra.

Todavia, as outras perdas são impossíveis de se calcular teoricamente, devendo ser determinadas empiricamente (Truell *et al.*, 1969) ou minimizadas no projeto do experimento.

Geralmente classificam-se os experimentos de propagação de onda em laboratório em métodos de análise de ecos e métodos de transmissão. Pode-se excitar os transdutores com um pulso curto, fornecendo um valor de atenuação médio sobre uma faixa de frequências relativamente larga, ou com um pulso sintonizado, cujo espectro apresenta uma faixa limitada de frequências.

2.4.1 – Análise de Ecos

Calcula-se a atenuação na técnica de eco observando-se o decaimento de amplitude de reflexões múltiplas em uma superfície livre, assumindo um decaimento exponencial. Se o sistema eletrônico de medida é linear e as amplitudes são determinadas diretamente, pode-se calcular o coeficiente de atenuação α de:

$$\alpha = \frac{1}{2L} \ln \left[\frac{A(1)}{A(2)} \right] \quad (2.10)$$

onde L é o comprimento da amostra, $A(1)$ é a amplitude em um eco e $A(2)$ é a amplitude do próximo eco.

Pode-se estimar o coeficiente de atenuação também com auxílio de uma curva de decaimento exponencial calibrada superposta às imagens do eco. Medidas obtidas desta forma são dadas em dimensão de tempo inverso. A vantagem essencial deste método sobre a utilização de amplitudes absolutas é que detectam-se facilmente decaimentos não exponenciais. As técnicas de análise de ecos são contra-indicadas para amostras altamente atenuativas, sendo geralmente usadas para amostras de Q altos como metais e monocristais.

Um aspecto delicado da análise de ecos é a consideração de que a onda reflete-se sem perdas na superfície livre, limitando a validade do método em estudos a altas pressões, onde ocorre perda de energia para o meio de pressurização durante a reflexão. Peselnick e Zietz (1959) aplicam esta técnica com sucesso em alguns calcários de granulação fina à pressão atmosférica,

concluindo que as perdas por alargamento do feixe, perdas por difração e reflexões incompletas na superfície livre são desprezíveis quando comparadas à atenuação intrínseca.

Winkler e Plona (1982) propõem uma modificação da técnica de eco permitindo a operação em vasos de pressão. O método consiste em comparar-se as reflexões obtidas nas duas interfaces formadas por um primeiro retardador e o topo da amostra, e um segundo retardador e a base da amostra. Para este arranjo tem-se o coeficiente de atenuação dado por:

$$\alpha = \frac{1}{2L} \ln \left| \frac{|R_{23}(\omega)|}{|R_{12}(\omega)|} \frac{A(\omega)}{A'(\omega)} \left| 1 - R_{12}^2(\omega) \right| \right| \quad (2.11)$$

onde L é comprimento da amostra, $A(\omega)$ e $A'(\omega)$ são as amplitudes das duas reflexões a serem comparadas, $R_{12}(\omega)$ é o coeficiente de reflexão na interface retardador/topo da amostra e $R_{23}(\omega)$ o coeficiente de reflexão na interface base da amostra/retardador.

A dependência dos coeficientes de reflexão com a frequência deve-se ao caráter inelástico dos materiais envolvidos. É necessária a calibração do sistema com amostras de referência para a realização das diversas correções envolvidas. Obtem-se a velocidade de fase a partir da diferença de fase ϕ entre o primeiro e o segundo pulsos:

$$V(\omega) = \frac{\omega L}{\phi} \quad (2.12)$$

Esta modificação da técnica de eco é mais indicada para a medida de atenuação em amostras de rocha e algumas variações do arranjo original vêm sendo aplicadas até hoje (Klimentos e McCann, 1990; Best e McCann, 1995; Best, 1997).

2.4.2 – Transmissão de Pulsos

Indica-se o método de transmissão, para uso em amostras encamisadas em vasos de pressão. Utilizando-se razões espectrais minimizam-se muitos aspectos prejudiciais do método de eco. Geralmente, nestes experimentos, obtém-se a velocidade diretamente da divisão da distância L viajada pela onda (comprimento da amostra) pelo tempo de trânsito t perdido na amostra (já descontados eventuais atrasos de tempo nas partes eletrônica e mecânica do sistema de medida):

$$V = \frac{L}{t} \quad (2.13)$$

Tal medida pode fornecer valores de velocidades não coincidentes com a velocidade de grupo ou com a velocidade de fase (Bourbié *et al.*, 1987), mas obtém-se velocidades de fase com boa precisão combinando-se adequadamente a geometria da amostra e dos transdutores (Dellinger e Vernik, 1994).

Relatam-se diversos tipos de experimentos de transmissão na literatura, com diferentes tamanhos de amostra e localização relativa de transdutores transmissor e receptor (White, 1965). Na maioria dos casos colocam-se os transdutores nas faces opostas da amostra. Utilizando-se amostras longas pode-se medir a onda guiada (McSkimin, 1956). Neste caso deve-se preparar a amostra cuidadosamente, sendo necessários cálculos extensivos para determinar-se o efeito de conversões de modos nas paredes laterais, que dependem das propriedades elásticas da amostra e também de sua própria atenuação. Há exemplos utilizando-se grandes blocos como amostra, sendo transmissores e receptores usados para medir perda de amplitude como função da distância (Blair, 1990). Neste caso, se o diâmetro dos transdutores é pequeno e a distância entre eles é grande em relação ao comprimento de onda, pode-se assumir alargamento do feixe simples inverso à distância e calcular a atenuação, com alguma incerteza, do decaimento da amplitude para um pico particular num trem de onda em função da separação transmissor-receptor. Grande parte dos exemplos reportados, no entanto, envolvem a utilização de amostras com razão comprimento/diâmetro pequena, minimizando os problemas de conversões de modo e reflexões laterais mas podendo envolver difrações significativas.

2.4.2.1 – Razão Espectral

Utiliza-se largamente a técnica de razão espectral, que permite a eliminação de muitos dos problemas associados com os métodos de propagação de onda. Esta técnica baseia-se no fato de que altas frequências atenuam-se preferencialmente em relação às baixas frequências, sendo originalmente usada em estudos de sismologia (Press, 1964). Pode-se expressar o espectro de amplitudes $A(f, x)$ de uma onda que percorreu uma distância x (Ward e Toksöz, 1971):

$$A(f, x) = G A_g(f) \exp(-t^* f) \quad (2.14)$$

onde o fator G inclui perdas de amplitude devidas a espalhamento geométrico e coeficientes de transmissão ou reflexão, A_g é a resposta do receptor e

$$t^* = \pi \int \frac{dx}{QV} \quad (2.15)$$

para Q independente da frequência ou variando pouco na faixa de frequências de interesse, calculando-se a integral acima ao longo do caminho percorrido pelo pulso. Para espectros de amplitudes obtidos a duas diferentes distâncias de uma fonte comum,

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = (t_2^* - t_1^*)f + \ln \frac{G_1}{G_2} + \ln \frac{A_{g1}(f)}{A_{g2}(f)} \quad (2.16)$$

Tendo-se respostas dos receptores iguais ou conhecidas, pode-se obter a atenuação diferencial $t_2^* - t_1^*$ entre os dois receptores a partir da inclinação de uma linha reta ajustada ao logaritmo da razão espectral versus frequência baseando-se na Equação (2.16). Uma implementação desta técnica em laboratório consiste em utilizar-se uma mesma rocha com dois comprimentos ligeiramente diferentes (Vasquez *et al.*, 1994). Neste caso, que pode ser chamado de auto-razão espectral, pode-se reescrever a equação:

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \frac{-\pi}{QV} (L_1 - L_2)f + \ln \frac{G_1}{G_2} \quad (2.17)$$

onde V é a velocidade da onda em questão, L_1 e L_2 os dois comprimentos utilizados.

Visando a minimização dos efeitos geométricos sobre os resultados de medidas de atenuação em laboratório, Toksöz *et al.* (1979) propõem uma modificação da técnica de razão espectral utilizando-se uma referência padrão pouco atenuativa (alto Q) e de geometria idêntica à da amostra de rocha. Trata-se da implementação mais comum desta técnica em laboratório, tendo a vantagem de ser aplicável a amostras muito atenuativas que prejudicam a análise de ecos (Sears e Bonner, 1981). Neste caso registra-se a forma de onda observada em uma amostra a , e também a forma de onda observada em uma referência r de geometria idêntica à da amostra e constituída de um material de atenuação desprezível. As respostas no domínio da frequência são:

$$\begin{aligned} A_a(f, x) &= G_a(x) e^{-\alpha_a(f)x} e^{i(2\pi f t - kx)} \\ A_r(f, x) &= G_r(x) e^{-\alpha_r(f)x} e^{i(2\pi f t - kx)} \end{aligned} \quad (2.18)$$

Tomando a razão entre as amplitudes de Fourier e descartando-se as exponenciais complexas (que referem-se apenas a um fator de fase):

$$\frac{A_r(f)}{A_a(f)} = \frac{G_r}{G_a} e^{-(\gamma_r - \gamma_a) f L} \quad (2.19)$$

Onde L é o comprimento da amostra (e da referência) e γ a constante de proporcionalidade entre o coeficiente de atenuação α e a frequência (constante de atenuação). Tomando-se o logaritmo de ambos os lados da equação acima:

$$\ln\left(\frac{A_r}{A_a}\right) = (\gamma_a - \gamma_r) L f + \ln\frac{G_r}{G_a} \quad (2.20)$$

Como (G_r/G_a) independe da frequência, os dados de $\ln(A_r/A_a)$ em função da frequência ajustam-se a uma reta de coeficiente angular dado por $(\gamma_a - \gamma_r)L$. Pode-se obter γ_a diretamente da inclinação assumindo-se para a referência $Q_r \approx \infty$, isto é, $\gamma_r \approx 0$, calculando-se o fator Q segundo:

$$Q = \frac{\pi L}{(\gamma_a L) V} \quad (2.21)$$

Para o alumínio $Q_r=150000$ de forma que, ao medir-se atenuação em rochas, que possuem $Q_a \ll 1000$, a aproximação $\gamma_r \approx 0$ induz a erros menores que 0,1% na determinação do fator de qualidade. A hipótese mais crítica é assumir que os fatores geométricos da amostra e da referência possuem a mesma dependência na frequência e que G_r/G_a independe da frequência. Assegura-se relativamente tais condições com superfícies bem polidas e bom acoplamento entre transdutores e amostra.

A técnica de razão espectral encontra grande aceitação também para determinação do fator Q a partir de perfis de onda completa (Cheng *et al.*, 1982), perfis sísmicos verticais (De *et al.*, 1994; Pujol e Smithson, 1991) e mesmo sísmica de reflexão marinha rasa (Brominski *et al.*, 1991; Feustel e Young, 1994).

2.4.2.2 – Tempo de Subida

Outra técnica para determinar-se a atenuação por métodos de propagação emprega a mudança na forma do pulso ao propagar-se pela rocha, geralmente caracterizada pelo tempo de subida T , cuja definição mais comum é a diferença em tempo entre a intersecção da tangente de máxima inclinação do primeiro quarto de comprimento de onda com as amplitudes nula e máxima. Baseados em dados de ondas diretas no campo, Gladwin e Stacey (1974) sugerem a seguinte relação empírica entre o tempo de subida e o fator Q :

$$T = T_1 + b \int_0^t Q^{-1} dt \quad (2.22)$$

onde t é o tempo de trânsito, T_1 o tempo de subida inicial em $t=0$ (ou próximo à fonte) e b uma constante.

Utiliza-se geralmente a forma integrada no tempo da equação (2.22),

$$T = T_1 + b \frac{t}{Q} \quad (2.23)$$

onde t é o tempo de trânsito.

Tem-se utilizado a técnica de tempo de subida em dados de VSP (Tonn, 1991) e sísmica de reflexão (Jannsen *et al.*, 1985). Blair e Spathis (1982) mostram que a quantidade T_1 é uma função da fonte, mas não relaciona-se apenas a seu tempo de subida, dependendo mais do seu teor de altas frequências, e que a “constante” b é na verdade uma função que varia pouco com Q (para $Q > 20$), dependendo também da fonte (Blair e Spathis, 1984) e até do detector (Blair, 1982). Estes autores sugerem modificar-se a técnica de modo a modelar-se o pulso recebido a diferentes distâncias baseando-se no pulso próximo à fonte e avaliar-se qual fator Q fornece o melhor ajuste dos tempos de subida em função da distância à fonte. Stewart (1984) modifica a técnica original do tempo de subida incluindo também o tempo de descida como forma de estimar-se a atenuação sem considerar o pulso original emitido pela fonte, contanto que este apresente uma só polaridade.

Tarif e Bourbié (1987) comparam as técnicas de razão espectral e tempo de subida com dados de laboratório e sinais sintéticos, concluindo que elas são aproximadamente equivalentes,

mas a técnica de razão espectral possui a vantagem de funcionar bem mesmo com péssimas razões sinal/ruído para Q intermediários ($5 < Q < 100$), enquanto a de tempo de subida funciona bem mesmo com alta atenuação ($Q < 5$) mas exige alta razão sinal/ruído.

2.4.2.3 – Outras Técnicas de Transmissão

Embora menos difundidas, tem-se proposto outras técnicas de medida de atenuação. Klimentos (1991) sugere três técnicas buscando evitar problemas geométricos na determinação de atenuação em laboratório. Na técnica de lentes ultra-sônicas coloca-se uma lente ultra-sônica entre o emissor e a amostra de modo a que o feixe apresente incidência normal, evitando-se divergência geométrica; na técnica de receptor panorâmico varrem-se os possíveis ângulos de recepção com um transdutor pequeno, analisando-se o sinal composto pela soma de todas as recepções, eliminando assim os efeitos de alargamento do feixe. Mede-se à pressão atmosférica nestes dois casos. O terceiro método é o auto-razão espectral, no qual submete-se uma mesma amostra duas vezes a ensaios de eco, sendo que, para a segunda medida, retira-se uma pequena fatia da amostra.

Shankland *et al.* (1993) propõem o método de tempo de trânsito no domínio da frequência, que consiste em propagar-se um pulso em uma amostra e enviar-se o mesmo pulso como referência diretamente para o sistema de recepção, realizando-se o registro diretamente no domínio da frequência. A transformada inversa de Fourier fornece o tempo de trânsito de onde extrai-se a velocidade de grupo, sendo o fator Q obtido a partir do gráfico do logaritmo da amplitude normalizada em função da frequência.

Tang (1992) utiliza a inversão da forma de onda extensional para obtenção do fator Q em barras cilíndricas, necessitando-se de duas barras de comprimento diferentes para avaliação de efeitos geométricos. Procura-se fornecer, nesta proposta, dados de atenuação entre 10kHz e 150kHz, não medidos por métodos ultra-sônicos usuais nem pelos de barra ressonante. Outros autores utilizam também o modelamento da forma de onda para a obtenção da atenuação: conhecendo-se o pulso de entrada ou normalizando-se as formas de onda a grandes distâncias para um ponto de referência, obtem-se a atenuação ajustando-se uma forma de onda sintética para

um material de Q variável à forma de onda real (Meissner *et al.*, 1986). Pode-se aplicar este método a dados de laboratório mas suas vantagens sobre os métodos anteriores destacam-se em dados de VSP (Dietrich e Bouchon, 1985; Tonn, 1991).

2.5 - Comentários e Considerações

Utilizam-se neste trabalho medidas de velocidades e fatores de qualidade realizadas por métodos de propagação de ondas ultra-sônicas, em particular a razão espectral. Vários fatores motivam tal escolha. Uma forte razão é a possibilidade de realizarem-se medidas exatamente nas mesmas amostras submetidas a ensaios petrofísicos (medidas de densidade, porosidade e permeabilidade) e das quais extraíram-se lâminas delgadas para análise petrográfica, enquanto a maioria dos métodos aqui descritos apresentam limitações quanto a esta possibilidade. Outra razão não menos importante é a competência do Laboratório de Física de Rochas do Centro de Pesquisas da PETROBRAS na realização de tais ensaios, minimizando os investimentos necessários para este trabalho.

Entre outros motivos que merecem destaque encontra-se, conforme descrito no texto, a minimização de contaminação dos dados de atenuação devido a efeitos de abertura do feixe no método de razão espectral. Avalia-se a confiabilidade do método através da comparação entre ondas registradas em uma mesma rocha com diferentes comprimentos, conforme discute-se posteriormente.

Finalmente, mas não menos importante, a recuperação de amostras com informações de atributos faciológicos mostrou-se extremamente difícil, mesmo tratando-se de amostras usualmente disponíveis, mostrando a conveniência da escolha do método.

Capítulo 3

Modelos de Descrição da Absorção Sísmica

O fenômeno de atenuação intrínseca é complexo e influenciado por diversos mecanismos. Comumente associa-se um dado modelo a um mecanismo particular de atenuação que pode ser válido apenas sob determinadas condições. Dedicar-se este capítulo a uma apresentação dos modelos mais utilizados na descrição da atenuação intrínseca em rochas, subsidiando-se futuras discussões.

Segundo Schön (1996), distinguem-se duas linhas de descrições físicas e matemáticas para a perda de energia sísmica. A primeira linha consiste em explicar-se a natureza da atenuação em termos da equação generalizada da elasticidade linear (lei de Hooke) ou de equações modificadas permitindo-se certas não-linearidades. Tratam-se de modelos fenomenológicos bem estudados mas contendo pouca informação relacionada às propriedades microscópicas da rocha. Geralmente descreve-se o comportamento tensão-deformação por modelos reológicos. A segunda linha de teorias e modelos utiliza-se de descrições físicas e matemáticas de possíveis mecanismos de atenuação relacionados às características microscópicas das rochas e seus comportamentos durante a propagação das ondas elásticas. Apesar de envolverem mais informações sobre as propriedades das rochas e suas relações com o fenômeno de absorção, tais modelos geralmente exigem o conhecimento de atributos de difícil determinação. Na Figura 3.1 ilustram-se estas duas linhas de modelagem da atenuação.

Adota-se aqui uma abordagem distinta da de Schön (1996). Descrevem-se inicialmente, os modelos reológicos, largamente utilizados na explicação da variação de velocidades e atenuação

com a frequência. Em seguida apresentam-se dois modelos definidos a partir do fator de qualidade também muito difundidos: o modelo de Q quase constante e o modelo de Q constante. Por fim expõem-se dois modelos relacionados ao fluxo de fluido no meio poroso: o modelo de Biot, ou de fluxo global, e o modelo de fluxo localizado de fluido. Procura-se, com esta breve revisão dos modelos relacionados à atenuação, subsidiar uma melhor compreensão dos fatores que influenciam as velocidades e atenuações, dos resultados experimentais existentes na literatura e mesmo dos métodos experimentais expostos no capítulo anterior

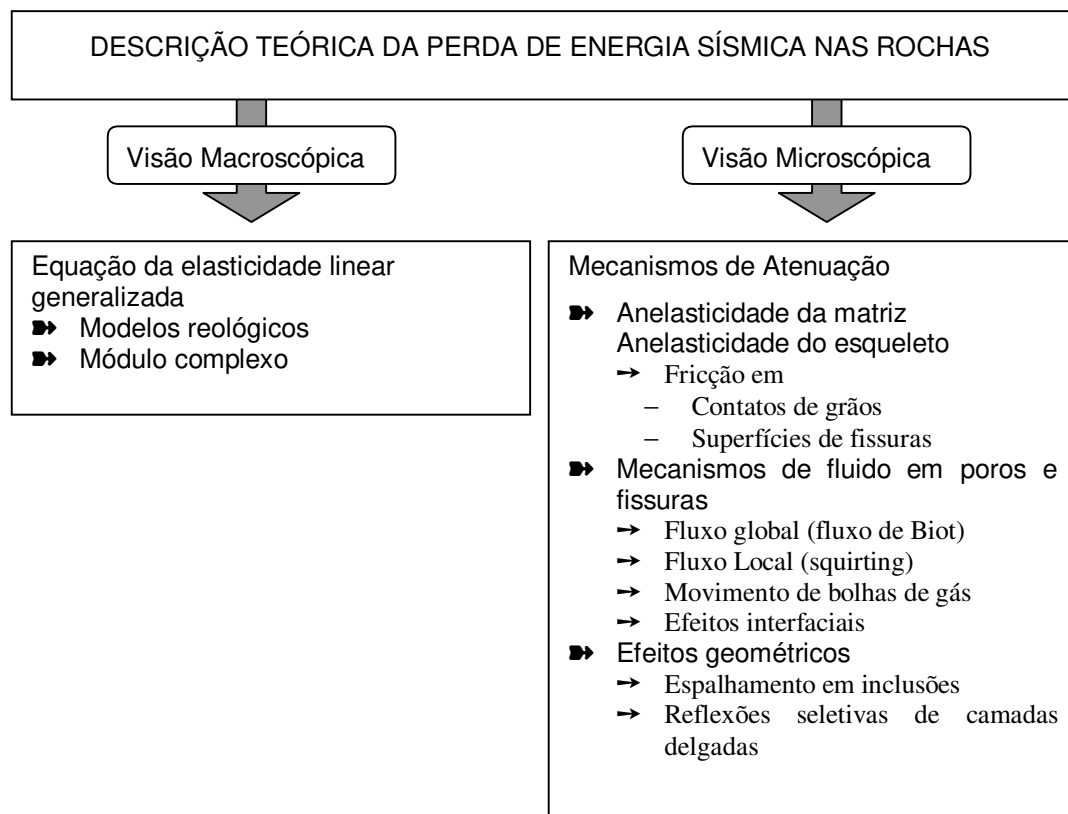


Figura 3.1: Descrição teórica da absorção sísmica – modelos e mecanismos [modificado livremente de Schön (1996)].

3.1 - Modelos Reológicos

Assim como pode-se interpretar a teoria da elasticidade linear como uma generalização da lei de Hooke, pode-se encarar os modelos reológicos como uma descrição do comportamento macroscópico da atenuação (isto é, do comportamento viscoelástico) através da combinação de elementos elásticos (molas) e viscosos (amortecedores). Tem-se estudado e aplicado largamente estes modelos na descrição da atenuação em rochas, em particular quanto à sua variação com a frequência (Sams *et al.*, 1997; Jones, 1986), apesar de suas deficiências relacionadas à falta de informação sobre as propriedades microscópicas das rochas que certamente influenciam seus comportamentos atenuativos.

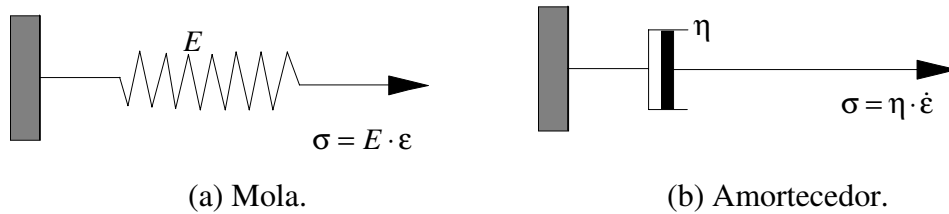


Figura 3.2: Elementos básicos dos modelos reológicos.

Na Figura 3.2 ilustram-se os elementos básicos dos modelos reológicos: a mola (elemento elástico) e o amortecedor (elemento viscoso). Em analogia com a lei de Hooke, se a mola possui constante elástica E (módulo de Young), sendo σ a força (tensão) que atua sobre a mesma produzindo uma deformação ϵ , tem-se:

$$\sigma = E\epsilon \quad (3.1)$$

Da mesma forma, sendo η a constante de amortecimento do elemento viscoso, a relação linear entre a força (tensão) σ aplicada ao elemento e sua taxa de extensão (ou taxa de deformação) $\dot{\epsilon}$ é:

$$\sigma = \eta \dot{\epsilon} \quad (3.2)$$

Uma combinação particular de molas e amortecedores muito importante é o sólido linear padrão ou modelo de Zener, ilustrado na Figura 3.3. Neste caso, aplicando-se uma força (tensão) σ , sendo ϵ_1 deformação da mola de constante E_1 e ϵ_2 a deformação na mola de constante E_2 , tem-se:

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \quad (3.3a)$$

$$\sigma = E_1 \varepsilon_1 \quad (3.3b)$$

$$\sigma = E_2 \varepsilon_2 + \eta \dot{\varepsilon}_2 \quad (3.3c)$$

onde ε é a deformação total do modelo. De (3.3a) e (3.3b), $\varepsilon = (\sigma/E_1) + \varepsilon_2$ que, substituído em (3.3c) fornece:

$$\left(1 + \frac{E_2}{E_1}\right) \sigma + \frac{\eta}{E_1} \dot{\sigma} = E_2 \varepsilon + \eta \dot{\varepsilon} \quad (3.4)$$

ou

$$\sigma + \frac{\eta}{E_1 + E_2} \dot{\sigma} = \frac{E_1 E_2}{E_1 + E_2} \varepsilon + \frac{\eta E_1}{E_1 + E_2} \dot{\varepsilon} \quad (3.5)$$

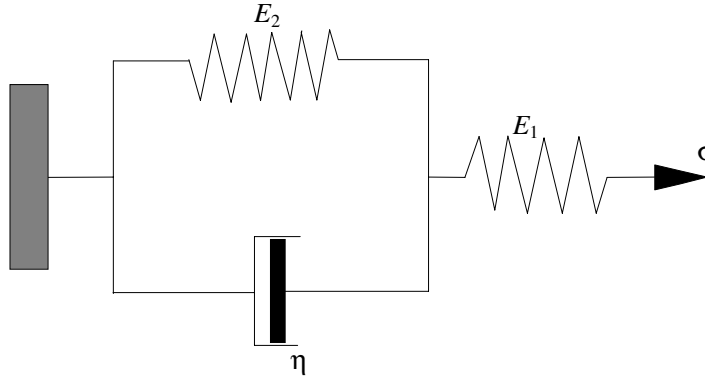


Figura 3.3: Modelo de Zener ou Sólido linear padrão

Reescrevendo-se mais compactamente:

$$\sigma + \tau_\infty \dot{\sigma} = E_\infty \varepsilon + E_1 \tau_\infty \dot{\varepsilon} \quad (3.6)$$

onde

$$\tau_\infty = \frac{\eta}{E_1 + E_2} \quad (3.7)$$

e

$$\frac{1}{E_\infty} = \frac{1}{E_1} + \frac{1}{E_2} \quad (3.8)$$

Denomina-se o parâmetro τ_∞ de tempo de relaxação característico do modelo, podendo-se obtê-lo experimentalmente através de um teste de relaxação, um experimento no qual impõe-se uma deformação ($\dot{\epsilon}=0$) e observa-se a variação (o relaxamento) da tensão necessária para manutenção da deformação. O parâmetro E_∞ é o módulo elástico atrasado ou retardado: após um intervalo de tempo infinito, ele relaciona linearmente a tensão e a deformação ($\dot{\sigma} = \dot{\epsilon} = 0$), e E_1 é o módulo instantâneo. Pode-se escrever a solução de (3.6) como:

$$\sigma(t) = \int_{-\infty}^t r(t-\tau) \frac{d\epsilon}{d\tau} d\tau \quad (3.9)$$

onde $r(t)$ é a função de relaxamento (razão entre tensão e deformação em um teste de relaxamento) do modelo de Zener:

$$r(t) = \begin{cases} E_\infty + (E_0 - E_\infty) \exp\left(-\frac{t}{\tau_\infty}\right) & t \geq 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases} \quad (3.10)$$

Integrando-se por partes a Equação (3.9) obtém-se:

$$\sigma(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} m(t-\tau) \epsilon(\tau) d\tau \quad (3.11)$$

que tem a forma de uma convolução, sendo

$$m(t) = \frac{dr}{dt} = \dot{r}(t) \quad (3.12)$$

assim, a relação tensão-deformação do modelo apresenta-se como o produto convolucional:

$$\sigma(t) = (m * \epsilon)(t) \quad (3.13)$$

podendo-se associar a velocidade:

$$V(\omega) = \sqrt{\frac{M_R(\omega)}{\rho}} \quad (3.14)$$

As Equações (3.10) e (3.12) fornecem o módulo complexo associado ao modelo de Zener:

$$M(\omega) = M_0 \frac{I + \tau_\infty \tau_0 \omega^2}{I + \tau_\infty^2 \omega^2} + i M_0 \omega \frac{\tau_0 - \tau_\infty}{I + \tau_\infty^2 \omega^2} \quad (3.15)$$

onde

$$\tau_0 = \tau_\infty \frac{E_1}{E_\infty} = \frac{\eta}{E_2} \quad (3.16)$$

e

$$M_0 = E_\infty \quad (3.17)$$

O módulo complexo $M(\omega)$ tende a $M_0 = E_\infty$ quando ω aproxima-se de zero. Denomina-se M_0 de módulo relaxado: o movimento torna-se infinitamente lento e o amortecedor não tem função ($\dot{\epsilon} = 0$), o modelo de Zener comporta-se como duas molas de constantes E_1 e E_2 em série, ou uma única mola com constante E_∞ . Se a frequência angular tende a infinito, o módulo complexo aproxima-se do módulo não-relaxado $M_\infty = E_1$: o movimento torna-se muito rápido ($\dot{\epsilon} = \infty$) e o amortecedor bloqueia o movimento da mola de constante E_2 , de modo que apenas a de constante E_1 reage.

Pode-se determinar o fator de qualidade do modelo de Zener através da definição:

$$Q = \frac{M_R}{M_I} \quad (3.18)$$

sendo M_R e M_I , respectivamente, as partes real e imaginária do módulo complexo. Então:

$$Q = \frac{I + \tau_\infty \tau_0 \omega^2}{\omega(\tau_0 - \tau_\infty)} \quad (3.19)$$

Observa-se, segundo este modelo, que a atenuação (o inverso do fator de qualidade, $1/Q$) possui um máximo para a frequência angular central ω_M :

$$\omega_M = \frac{I}{\sqrt{\tau_0 \tau_\infty}} \quad (3.20)$$

sendo a dissipação máxima dada por:

$$\left(\frac{1}{Q} \right)_M = \frac{\tau_0 - \tau_\infty}{2\sqrt{\tau_0 \tau_\infty}} \quad (3.21)$$

Fazendo-se $\tau_M = 1/\omega_M$ (denominado por alguns autores também de tempo de relaxamento) e definindo-se o defeito do módulo ΔM por:

$$\Delta M = \frac{M_\infty - M_0}{\sqrt{M_\infty M_0}} \quad (3.22)$$

pode-se escrever

$$\frac{1}{Q} = \Delta M \frac{\omega \tau_M}{1 + (\omega \tau_M)^2} \quad (3.23)$$

e

$$\left(\frac{1}{Q} \right)_M = \frac{\Delta M}{2} \quad (3.24)$$

Ilustram-se na Figura 3.4 as variações de $Q^{-1}(\omega)$ e $V(\omega)$ em função da frequência angular ω para o modelo de Zener. Definem-se dois outros modelos simples como casos limites do modelo de Zener. Um deles é o modelo de Kelvin-Voigt, obtido para $E_0 \rightarrow \infty$, que é o protótipo dos modelos sólidos reológicos porque o módulo elástico atrasado E_∞ é não nulo. O segundo é o modelo de Maxwell, obtido para $E_1 \rightarrow 0$, que é o protótipo de modelos de fluidos porque o módulo atrasado tende a 0; ou seja, a deformação atrasada é infinita e o material “flui” indefinidamente. Tais modelos são importantes pois pode-se representar qualquer sólido viscoelástico como uma rede de modelos Kelvin-Voigt em série mais uma mola (constante M_∞) representando a elasticidade instantânea ou, de maneira equivalente, por uma rede de modelos de Maxwell em paralelo mais uma mola (constante M_0) representando a elasticidade retardada.

Os modelos reológicos não refletem claramente as características microscópicas do espaço poroso das rochas mas podem reproduzir satisfatoriamente seus comportamentos de atenuação. Fisicamente, sob o aspecto petrofísico, a frequência correspondente à atenuação máxima relaciona-se ao valor de razão de achatamento daqueles poros que mais contribuem para a atenuação (α), à viscosidade do fluido (η) e à rigidez da rocha (através do módulo de incompressibilidade K). De fato, Jones (1986) utiliza-se de uma distribuição de modelos de Zener, conhecida como modelo Cole-Cole, para justificar dados de atenuação em laboratório, observando que os dados de atenuação a diferentes frequências (e diferentes fluidos saturantes)

sugerem a ocorrência de um máximo da atenuação quando o produto $f.\eta$ encontra-se no intervalo entre 1 e 10 Hz.Pa.s.

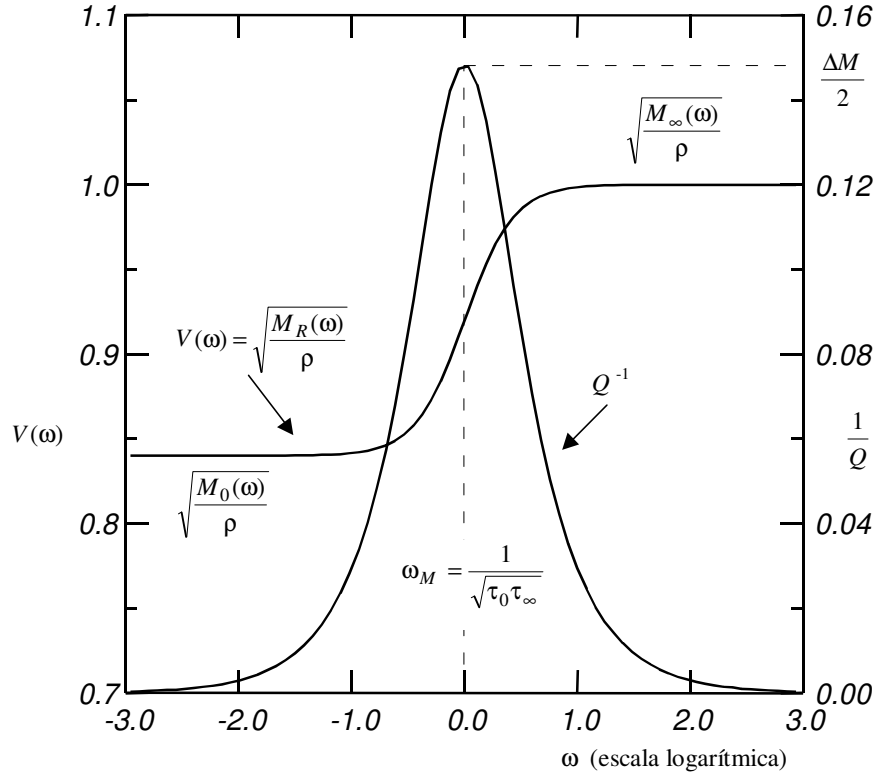


Figura 3.4: Comportamento do modelo de Zener com a frequência.

Explicam-se os máximos de atenuação por modelos de fluxo localizado de fluido na escala dos poros, que possuem uma dependência em parâmetros da geometria local dos poros geralmente de difícil determinação (O'Connell e Budiansky, 1977; Mavko e Nur, 1975, 1979; Palmer e Traviola, 1981; Murphy *et al.*, 1986). Prevêem-se nestes modelos um pico de atenuação à frequência:

$$\omega_c \approx 2\pi \frac{K}{\eta} a^2 \quad (3.25)$$

ou seja, o pico ocorre quando o valor do produto frequência-viscosidade é

$$f_c \eta \approx K a^2 \quad (3.26)$$

havendo indicações de que os poros que mais contribuem para a atenuação apresentam razão de achatamento α entre 10^{-3} e 10^{-4} .

Na distribuição de Cole-Cole tem-se para as partes real e imaginária do módulo elástico respectivamente:

$$M_R(\omega) = M_\infty + \frac{I}{2}(M_0 - M_\infty) \left[1 - \frac{\sinh(I - \beta)\chi}{\cosh(I - \beta)\chi + \sin(\beta\pi/2)} \right] \quad (3.27)$$

e

$$M_I(\omega) = \frac{\frac{I}{2}(M_\infty - M_0)\cos(\beta\pi/2)}{\cosh(I - \beta)\chi + \sin(\beta\pi/2)} \quad (3.28)$$

onde $\chi = \ln(\omega\tau)$ e τ é o tempo de relaxação dado por $1/2\pi\omega_0$.

Na Figura 3.5 ilustram-se os comportamentos de atenuação de distribuições de Cole-Cole fixando-se os módulos relaxado e não relaxado e a frequência de máximo e variando-se apenas o parâmetro β . Observa-se que quanto menor β , mais agudo é o pico e, quanto maior β , mais larga a distribuição. De fato, como ressalta Jones, pode-se utilizar esta distribuição para obter o modelo de Zener ou o modelo de Q constante como casos particulares fazendo-se β igual a 0 ou 1. Na Figura 3.6 tem-se a representação correspondente aos módulos elásticos para os mesmos valores de β . Note-se que, quanto maior o parâmetro β , mais “lentamente” o módulo atinge os valores limites relaxado e não relaxado. Observe-se ainda que a forma da curva de atenuação assemelha-se à derivada do módulo elástico.

Na Figura 3.7 tem-se uma reprodução do ajuste realizado por Jones (1986) em dados de diferentes autores utilizando a distribuição de Cole-Cole. Sams *et al.* (1997) utilizam a proposta de Jones para explicar resultados de medidas de velocidades e atenuação a diferentes frequências. Partindo de medidas em laboratório, perfis, VSP e dados de sísmica poço a poço, ajustam os resultados experimentais com modelos Cole-Cole variando-se o parâmetro β e a frequência de máxima atenuação, obtendo respectivamente f_M entre 18,5 e 24kHz e β entre 0,33 e 0,57.

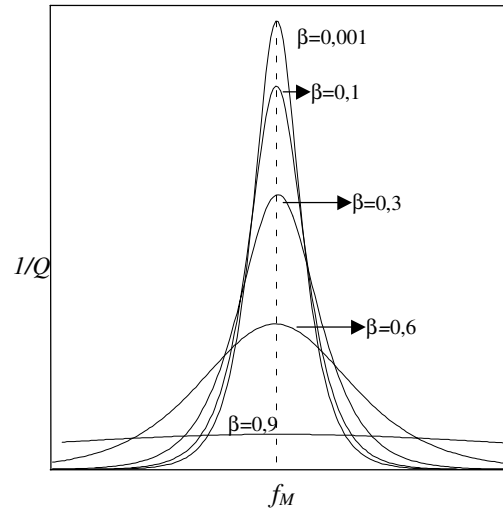


Figura 3.5: Comportamento da atenuação ($1/Q$) de uma distribuição de Cole-Cole variando-se apenas o parâmetro β .

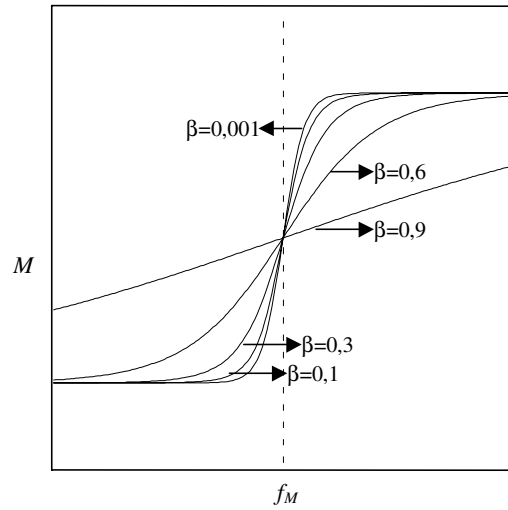


Figura 3.6: Comportamento do módulo elástico (real) de distribuições de Cole-Cole.

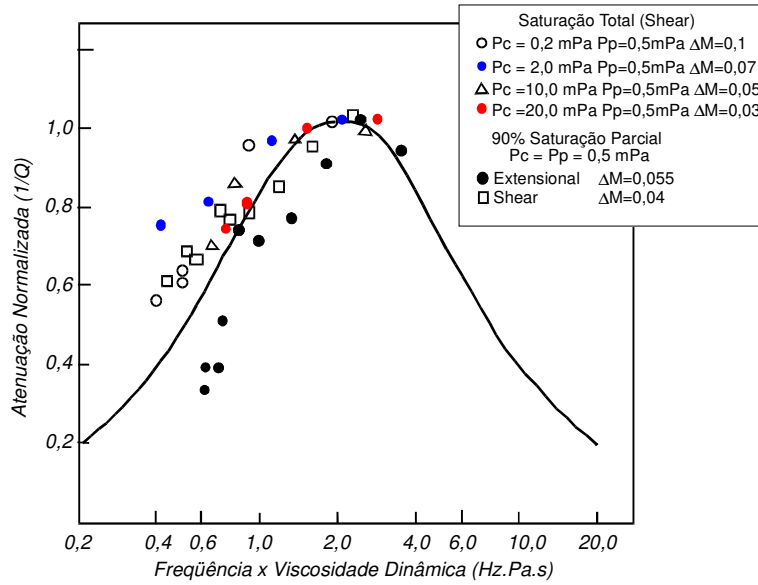


Figura 3.7: Ajuste de diferentes dados de atenuação utilizando a Distribuição de Cole-Cole
(Adaptado de Jones, 1986)

3.2 – Modelo de Q Quase-Constante

Alguns resultados experimentais (Murphy, 1982; Spencer, 1981; Best e Sams, 1997) mostram que pode-se considerar o fator de qualidade como constante sobre largas faixas de frequências. Para explicar tais resultados concebe-se um modelo matemático no qual Q é aproximadamente constante utilizando-se de uma superposição direta de modelos de Zener, todos com o mesmo módulo relaxado M_0 mas com diferentes frequências angulares centrais. Este modelo, construído a partir do fator Q , denomina-se modelo de Q Quase-Constante (QQC), levando às dependências de $1/Q$ e V com a frequência ilustradas na Figura 3.8. Obtém-se o mesmo resultado se a superposição de modelos de Zener é contínua, e não discreta (Liu *et al.*, 1976). A equação de dispersão do modelo de Q quase-constante é:

$$\frac{V(\omega_1)}{V(\omega_2)} \approx 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{\omega_1}{\omega_2} \quad (3.29)$$

Outros autores chegam à mesma equação de dispersão matematicamente apenas assumindo Q independente da frequência sobre uma larga faixa (Azimi *et al.*, 1968; Strick, 1970). Lomnitz (1957) chega ao mesmo resultado usando a função de fluência experimental da forma:

$$cf_{QQC}(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{1 + q \ln(1 + t\xi)}{M} & t \geq 0 \end{cases} \quad (3.30)$$

onde q , ξ e M são constantes experimentais. A lei de fluência ou é a razão entre deformação e tensão num teste de fluência, um experimento no qual submete-se uma amostra a uma tensão constante e observa-se a evolução da deformação.

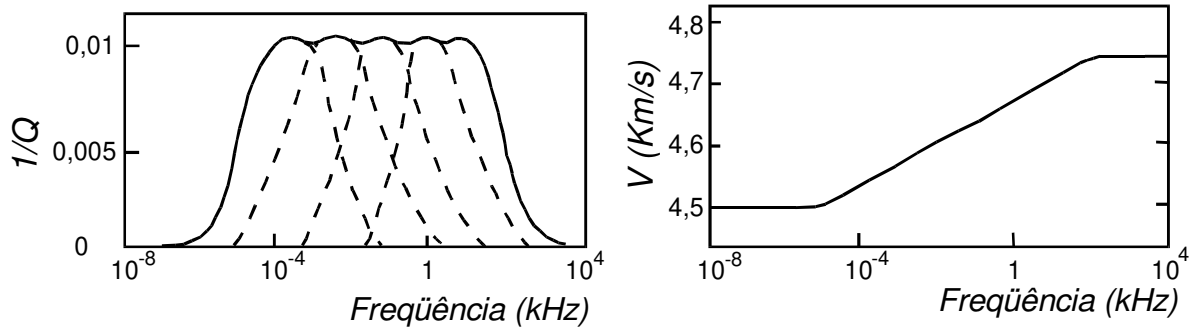


Figura 3.8: Relações de dispersão típicas do modelo de Q Quase-Constante (modificado de Liu *et al.*, 1976).

3.3 - Modelo de Q Constante

Define-se outro modelo a partir do fator Q também muito utilizado, o modelo de Q Constante, desenvolvido por Kjartansson (1979) como um passo matemático natural após o modelo de Q quase constante supondo-se o fator de qualidade estritamente independente de ω . Este modelo apresenta algumas vantagens práticas em comparação com os modelos QQC . Nos modelos QQC tem-se relações de dispersão e dependências do fator de qualidade com a frequência que, na verdade, são relações aproximadas válidas apenas para $Q > 30$. Além disso, os modelos QQC exigem a introdução de um parâmetro relacionado de alguma forma à banda de frequência sobre a qual Q é constante. Arbitram-se a largura e a frequência de corte desta banda, tendo-se implicações físicas que variam de acordo com cada modelo NCQ particular (Lomnitz,

1957; Futterman, 1962; Strick, 1967; Liu *et al.*, 1976). Por sua vez, o modelo de Q Constante é matematicamente simples e completamente especificado por dois parâmetros: a velocidade de fase da onda a uma frequência de referência e o valor de Q .

Partindo-se de uma função de fluência da forma:

$$cf_{QC}(t) = \begin{cases} 0 & t \leq 0 \\ \frac{1}{M_r \Gamma(1+2\gamma)} \left(\frac{t}{t_r} \right)^{2\gamma} & t \geq 0 \end{cases} \quad (3.31)$$

onde Γ é a função gamma (Abramovitz e Stegun, 1972; Spiegel, 1973) e M_r é a norma do módulo complexo à frequência angular de referência $\omega_r = 2\pi/t_r$, Kjartansson obtém um módulo complexo dado por:

$$M(\omega) = M_r \left(\frac{i\omega}{\omega_r} \right)^{2\gamma} = M_r \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right|^{2\gamma} \exp[i\pi\gamma \text{sgn}(\omega)] \quad (3.32)$$

sendo sgn a função sinal, e um fator de qualidade:

$$\frac{1}{Q} = \text{tg}(\pi\gamma) \quad (3.33)$$

Para analisar a resposta impulsiva deste modelo, examina-se como uma função delta de Dirac $\delta(t)$ é propagada:

$$u = u_I \delta(t) \quad (3.34)$$

Emitindo-se este pulso a partir de uma abscissa de referência x_r em um meio satisfazendo a equação de onda plana. Uma vez que a solução da onda plana é $\exp(-\alpha x) \exp[i\omega(t - x/V)]$, a transformada de Fourier da resposta impulsiva (após uma distância de trânsito x) é:

$$H(\omega) = u_I \exp(-\alpha x) \exp\left(-i\omega \frac{x}{V}\right) \quad (3.35)$$

evidenciando os dois fenômenos relacionados à absorção: a atenuação (devida ao coeficiente α) e a dispersão (a dependência da velocidade na frequência, $V=V(\omega)$). Para o modelo Q Constante, pode-se mostrar que:

$$\alpha = \text{tg} \frac{\pi\gamma}{2} \text{sgn}(\omega) \frac{\omega}{V} \quad (3.36)$$

$$V = V_r \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right|^\gamma \quad (3.37)$$

$$V_r = \frac{\left(\frac{M_r}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}}{\cos \frac{\pi\gamma}{2}} \quad (3.38)$$

daí a função $H(\omega)$.

A resposta impulsiva $h(t)$ é a transformada inversa de Fourier de $H(\omega)$ com a importante propriedade de que, se t é o tempo de trânsito da onda para a distância x , Λ a largura do sinal e A_M sua amplitude máxima:

$$t \propto \Lambda \propto \frac{1}{A_M} \propto \left(\frac{x}{V_r} \right)^{\frac{1}{1-\gamma}} \quad (3.39)$$

que pode-se escrever como:

$$\Lambda = b(Q) \frac{t}{Q} \quad (3.40)$$

onde a função $b(Q)$ depende de Q . Mostra-se (Kjartansson, 1979) que $b(Q)$ é praticamente constante para $Q > 20$, permitindo a aplicação da técnica de medida de Q através da determinação do tempo de subida (*rise time*) discutida no Capítulo 2.

Pode-se mostrar ainda que as funções de fluência e as relações de dispersão dos modelos QC e QQC são perfeitamente equivalentes para $Q > 10$. Este fato justifica-se fisicamente pois o modelo Q Constante é um limite do modelo QQC construído de um conjunto infinito de modelos de Zener. O modelo Q Constante oferece a vantagem de sua fácil utilização em várias situações devido à independência de Q na frequência.

3.4 - Teoria de Biot da Viscoelasticidade

Biot (1956a, 1956b, 1962) desenvolve uma teoria de propagação de ondas em meios porosos saturados generalizando aquela existente para meios elásticos. Mostra-se na teoria de Biot que as ondas sísmicas acarretam o movimento relativo entre o fluido e o arcabouço sólido (ou matriz da rocha) devido a efeitos inerciais, sendo este movimento responsável pela dissipação viscosa da energia elástica. A baixas frequências a profundidade da camada viscosa é bem maior que o tamanho de poro e o fluido e sólido movem-se em fase, a velocidade é mínima e há pouca atenuação. A altas frequências a profundidade da camada viscosa torna-se bem pequena e fluido e sólido encontram-se essencialmente desacoplados, a velocidade é máxima e a atenuação ligeiramente maior.

A frequência crítica na teoria de Biot, onde a atenuação e dispersão são máximas, é dada por:

$$f_C = \frac{\phi\eta}{2\pi\rho_F\kappa} \quad (3.41)$$

onde ϕ é a porosidade, η a viscosidade do fluido, ρ_F sua densidade e κ a permeabilidade absoluta da rocha. Para rochas saturadas com água esta frequência crítica é geralmente da ordem de 100kHz a 10GHz. Aumentando-se a viscosidade a frequência crítica desloca-se para valores ainda maiores. Assim, as ondas sísmicas e aquelas da perfilagem sônica encontram-se quase sempre na faixa de baixas frequências da teoria de Biot.

Para arenitos típicos, a teoria de Biot prevê um máximo de 1 a 2% de dispersão de velocidade entre seus limites de baixas e altas frequências. A atenuação prevista é muito baixa, com fatores de qualidade mínimos da ordem de 100. Todavia, conforme discute-se posteriormente, as rochas geralmente exibem dispersões e atenuações muito superiores a estas previsões. Abaixo da frequência característica, os coeficientes de atenuação da onda P e da onda S variam com o quadrado da frequência: $\alpha_P, \alpha_S \sim f^2$ e $Q_P, Q_S \sim f$ e, para altas frequências, $\alpha_P, \alpha_S \sim f^{1/2}$.

Uma previsão interessante da teoria de Biot é a existência de uma segunda onda compressional mesmo em meios isotrópicos (conhecida como onda lenta de Biot) dominada pelas propriedades do fluido nos poros. A baixas frequências esta onda é difusiva e a altas frequências

é propagatória, mas é de difícil observação devido à intensa atenuação a ela associada (Plona, 1980; Kelder e Smeulders, 1997).

Nos artigos originais de Biot apresentam-se fórmulas de pouca utilidade prática, motivando Geerstma e Smit (1961) a obterem uma solução aproximada para as velocidades de ondas compressonais em rochas a partir da teoria de Biot:

$$V_i^2(f) = \frac{V_{i\infty}^4 + V_{i0}^4 \left(\frac{f_C}{f} \right)^2}{V_{i\infty}^2 + V_{i0}^2 \left(\frac{f_C}{f} \right)^2} \quad (3.42)$$

onde V_i é a velocidade compressional ou cisalhante e V_{i0} e $V_{i\infty}$ são respectivamente as velocidades às frequências zero e infinita dentro da teoria de Biot. Para as ondas compressonais tem-se:

$$V_{P0} = \left(\frac{K_{SAT} + \frac{4}{3}\mu}{\rho_B} \right)^{1/2} \quad (3.43)$$

$$V_{P\infty} = \left(\frac{I}{\rho_G(I-\phi) + \phi\rho_F(I-a^{-1})} \left[K_D + \frac{4}{3}\mu + \frac{\phi\rho_B a^{-1} + \left(I - \frac{K_D}{K_G} \right) \left(I - \frac{K_D}{K_G} - 2\phi a^{-1} \right)}{\left(I - \frac{K_D}{K_G} - \phi \right) \frac{I}{K_G} + \frac{\phi}{K_F}} \right] \right)^{1/2} \quad (3.44)$$

onde:

K_{SAT} é o módulo bulk da rocha saturada a baixas frequências, dado pela equação de Gassmann:

$$K_{SAT} = \frac{\phi \left[\frac{I}{K_G} - \frac{I}{K_F} \right] + \frac{I}{K_G} - \frac{I}{K_D}}{\frac{\phi}{K_D} \left[\frac{I}{K_G} - \frac{I}{K_F} \right] + \frac{I}{K_G} \left[\frac{I}{K_G} - \frac{I}{K_D} \right]} \quad (3.45)$$

K_G o módulo de incompressibilidade dos grãos sólidos, μ o módulo de cisalhamento, K_F o módulo de incompressibilidade do fluido, K_D o módulo de incompressibilidade da rocha seca, $\rho_B = (I-\phi)\rho_G + \phi\rho_F$ a densidade média da rocha, ϕ a porosidade, ρ_G a densidade dos grãos, ρ_F a densidade do fluido e a o parâmetro de tortuosidade.

Como supõe-se que o módulo de cisalhamento μ não se altera com a saturação tem-se, para as velocidades das ondas cisalhantes:

$$V_{S0} = \left(\frac{\mu}{\rho_B} \right)^{1/2} \quad (3.46)$$

e

$$V_{S\infty} = \left(\frac{\mu}{\rho_G (1 - \phi) + \phi \rho_F (1 - a^{-1})} \right)^{1/2} \quad (3.47)$$

Os gráficos de velocidade em função da frequência são análogos àqueles obtido para os modelos reológicos, alterando-se o cálculo da frequência crítica. A experiência têm mostrado que a teoria de Biot funciona muito bem na previsão de velocidades de rochas saturadas, a menos de certos casos nos quais a frequência de medida é muito alta (como medidas ultra-sônicas) em particular se o fluido saturante é muito viscoso. Nestes casos, ocorre um efeito adicional não analisado por Biot, discutido a seguir.

3.5 – Modelos de Fluxo Localizado de Fluido

Na teoria de Biot trata-se do fluxo macroscópico de fluido em relação ao arcabouço, envolvendo um grande número de poros. Outro mecanismo de fluxo de fluido de absorção/dispersão, geralmente chamado fluxo-local ou fluxo localizado, basea-se no fluxo microscópico de fluido na escala dos poros. Este fluxo deve-se ao fato de o espaço poroso das rochas ser geralmente heterogêneo, ocorrendo regiões muito compliantes em contraste com outras bem rígidas. Estas heterogeneidades de rigidez podem acarretar o “esguicho” de fluido para fora de contados de grão em poros vizinhos ou entre fissuras adjacentes com diferentes orientações em relação à onda de deformação que propaga-se pela rocha.

Diversos autores propõem modelos relacionados a tal mecanismo mas, apesar de poder-se ajustar a maioria destes modelos aos dados experimentais, nenhum tem o poder preditivo da teoria de Biot por serem altamente dependentes de detalhes da microestrutura dos poros difíceis de se quantificar adequadamente. Não obstante tem-se interpretado diversos resultados experimentais em termos do mecanismo de fluxo local, estudando-se efeitos de saturação, tensão,

temperatura, viscosidade e frequência. Por exemplo, Winkler e Nur (1979) mostram que a atenuação da onda cisalhante cresce monotonicamente com a saturação, enquanto a atenuação da onda compressional é maior em rochas parcialmente saturadas que em rochas completamente saturadas. A baixas pressões, a atenuação é aproximadamente uma ordem de magnitude maior que a prevista pela teoria de Biot devido à presença de microfissuras e contatos abertos. Tais efeitos, além da magnitude da atenuação, são consistentes com as previsões dos modelos de fluxo local.

Mavko e Nur (1975, 1979) encontram-se entre os primeiros autores a investigar o fluxo localizado ou *squirt flow* como um mecanismo de atenuação. Seu modelo consiste numa distribuição de fraturas ou poros parcialmente saturados, assumindo-se que o líquido é segregado em gotas dentro de cada poro, fluindo conforme o poro deforma-se. Desconsideram-se interações entre poros separados. Para a derivação matemática considera-se um poro individual como uma inclusão bidimensional, utilizando-se uma deformação plana e baixas frequências (comprimento de onda maior que os poros), obtendo-se as seguintes expressões para as atenuações:

$$Q_P^{-1} = \frac{32}{15} \cdot \frac{d \cdot D^3}{l \cdot \alpha^2} \cdot \frac{N}{V} \cdot \eta_F \cdot \frac{E_{EF}}{E_G^2} \cdot \frac{(1 - \nu_{EF}^2)^2}{1 + \nu_{EF}} \cdot F(\nu_{EF}) \cdot 2\pi f \quad (3.48a)$$

$$Q_S^{-1} = \frac{32}{15} \cdot \frac{d \cdot D^3}{l \cdot \alpha^2} \cdot \frac{N}{V} \cdot \eta_F \cdot \frac{E_{EF}}{E_G^2} \cdot \frac{(1 - \nu_{EF}^2)^2}{1 + \nu_{EF}} \cdot 2\pi f \quad (3.48b)$$

onde l é a meia da largura do poro, d sua meia largura na terceira dimensão, D o comprimento da gota de fluido, α a razão de achatamento do poro, N o número de poros num volume V e

$$F(\nu_{EF}) = \frac{1 - \nu_{EF}}{2 \cdot (1 - 2\nu_{EF})} \cdot \left[3 + 4 \cdot \frac{\nu_{EF}}{1 - \nu_{EF}} + 8 \cdot \left(\frac{\nu_{EF}}{1 - \nu_{EF}} \right)^2 \right] \quad (3.49)$$

é uma função apenas da razão de Poisson efetiva ν_{EF} , obtendo-se para a razão Q_P/Q_S :

$$\frac{Q_P}{Q_S} = \{F(\nu_{EF})\}^{-1} \quad (3.50)$$

representando uma relação direta entre a razão dos fatores de qualidade Q_P/Q_S e a razão de Poisson efetiva, ou razão de velocidade V_P/V_S , conforme ilustrado na Figura 3.9.

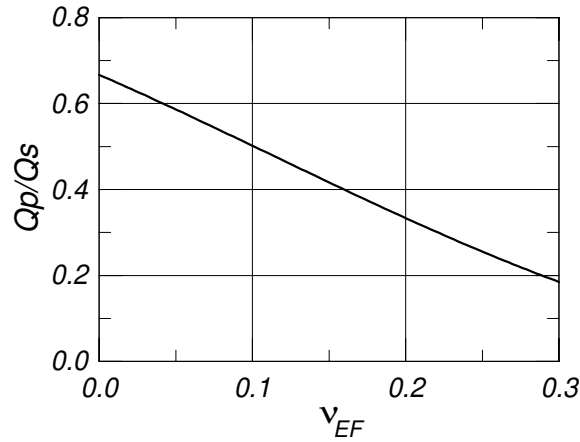


Figura 3.9: Razão Q_p/Q_s versus razão de Poisson efetiva segundo o modelo de Mavko e Nur (1979).

No modelo de Mavko e Nur descreve-se a alta sensibilidade da atenuação à razão de achatamento dos poros e ao formato da gota de fluido ou, mais genericamente, a sensibilidade à geometria dos poros e distribuição de fluidos. O problema deste e outros modelos de fluxo localizado, como já mencionado, reside na utilização de uma geometrias de poros e distribuições de fluidos particulares.

Os modelos de fluxo local prevêem que a absorção e dispersão são escalonadas pelo produto entre frequência e viscosidade ($\omega\eta$). Variando-se a viscosidade do fluido e a frequência alguns pesquisadores cobrem efetivamente a faixa de frequência disponível para qualquer técnica experimental particular, observando-se em vários resultados experimentais a atenuação variando com $\omega\eta$ e a dispersão de velocidades associada (Jones e Nur, 1983; Murphy, 1982; Spencer, 1981; Tittmann *et al.*, 1981; Winkler e Nur, 1982). De modo geral, a frequência característica dos modelos de fluxo localizado é dada por:

$$\omega_c \approx 2\pi \frac{K}{\eta} \alpha^2 \quad (3.51)$$

onde α é a razão de achatamento dos poros, K o módulo bulk da rocha e η a viscosidade do fluido. Note-se que, enquanto no caso da teoria de Biot a frequência característica é diretamente proporcional à viscosidade, nos modelos de fluxo localizado ela é inversamente proporcional. Isto deve-se ao tipo de fluxo considerado. No mecanismo de fluxo localizado, quanto mais

viscoso o fluido, torna-se mais difícil expulsá-lo das microfissuras, ou seja, a rocha torna-se aparentemente mais rígida a frequências relativamente menores, apresentando velocidades maiores. Quando a viscosidade do fluido intraporos varia fortemente com a temperatura pode-se afetar sobremaneira as velocidades. A baixas temperaturas a viscosidade é alta e o fluido não pode fluir facilmente, então a medida encontra-se no estado não relaxado (de alta frequência, alta velocidade) do mecanismo de fluxo local. Aumentando-se a temperatura, a viscosidade decresce, o fluido flui mais facilmente e a velocidade decresce enquanto muda-se para o estado relaxado do mecanismo de absorção/dispersão. Este efeito torna-se especialmente acentuado quando a rocha é saturada com hidrocarbonetos viscosos.

Murphy (1985) e Winkler (1985, 1986) exploram o conceito de velocidade relaxada e não relaxada. Murphy mostra que medidas acústicas a frequências da ordem de 1kHz são bem descritas usando-se as equações de Gassmann, enquanto medidas ultra-sônicas são mais adequadamente descritas por um modelo com fluido intraporos não relaxado (O'Connell e Budiansky, 1977). Winkler usa medidas de velocidades ultra-sônicas em rochas secas como parâmetros de entrada nas equações de Gassmann para calcular a velocidade da rocha saturada no limite de baixas frequências, observando que as medidas de velocidades ultra-sônicas em rochas saturadas sempre excedem este limite de baixas frequências de maneira consistente com a dispersão causada pelo mecanismo de fluxo localizado. É importante notar-se que os modelos de fluxo localizado não procuram substituir, mas complementar a teoria de Biot.

Mavko e Jizba (1991) propõem uma correção a ser aplicada nos módulos elásticos para o cálculo de velocidades a partir das equações de Biot, com a vantagem (que a teoria de Biot apresenta) de independer da microgeometria dos poros. Na verdade incluem-se os detalhes da geometria do espaço poroso na dependência da porosidade com a pressão. Segundo Mavko e Jizba (1991) uma aproximação muito boa para o módulo bulk da matriz não relaxada é:

$$\frac{1}{K_{Dnr}(P)} = \left(\frac{1}{K_D} \right)_{altas\ pressões} + \left(\frac{1}{K_F} - \frac{1}{K_G} \right) \phi_{soft}(P) \quad (3.52)$$

onde P é a pressão, K_F o módulo bulk do fluido, K_G o módulo bulk da parte sólida e K_D o módulo bulk da rocha seca. O termo $\phi_{soft}(P)$ representa a “porosidade *soft*” ou porosidade compliante, equivalente aos poros menos rígidos e contatos entre grãos, responsáveis pelos efeitos de fluxo

localizado e que fecham-se a altas pressões. Então, em primeira aproximação, o módulo não relaxado é igual ao da matriz (rocha seca) a altas pressões, obtendo-se maior precisão com a inclusão da incompressibilidade extra devido à reposição de uma quantidade de sólidos igual à porosidade compliante em lugar do fluido. Note-se que o preço pago por não necessitar-se do conhecimento dos detalhes da geometria do espaço poroso é a realização de medidas de variação da porosidade com a pressão.

A dispersão no módulo de cisalhamento relaciona-se àquela sofrida pelo módulo de incompressibilidade segundo:

$$\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_{nr}} \approx \frac{4}{15} \left(\frac{1}{K_D(P)} - \frac{1}{K_{Dnr}(P)} \right) \quad (3.53)$$

Uma interpretação para esta relação é que a diferença entre os comportamentos de dispersão dos módulos de incompressibilidade e de cisalhamento deve-se apenas às diferentes orientações geométricas das tensões sobre os poros finos e fraturas, que representam a porosidade compliante.

Para obter-se as velocidades incluindo o efeito de fluxo localizado deve-se utilizar os valores calculados de K_{Dnr} e μ_{nr} nas equações de Biot em lugar de K_D e μ , respectivamente. Mavko e Jizba (1991) obtém uma concordância muito boa com dados medidos a velocidades ultra-sônicas, observada também neste estudo.

Capítulo 4

Fatores que Afetam o Comportamento Sísmico de Rochas

Descrevem-se aqui alguns resultados de estudos sobre fatores que influenciam o comportamento sísmico das rochas, ou seja, as velocidades elásticas e atenuações. Dentre estes fatores tem-se tanto condições ambientais (pressão, temperatura) quanto parâmetros petrofísicos (porosidade, saturação, litologia, etc.) e, na maioria das vezes, um mesmo fator afeta tanto as velocidades como as atenuações. Por exemplo, as velocidades aumentam, enquanto as atenuações diminuem, com o aumento da pressão, na verdade, em linhas gerais, estes dois efeitos devem-se à mesma causa: o fechamento de microfissuras presentes nas rochas.

Winkler e Murphy (1995) ressaltam que as propriedades acústicas das rochas são dominadas principalmente por suas microfissuras, poros e pelos fluidos intra-poros. Rochas secas apresentam módulos elásticos bem menores que qualquer mineral constituinte e rochas saturadas exibem atenuação e dispersão de velocidades bem superiores às observadas em rochas secas. Atribuem-se estes e outros efeitos à natureza complexa da estrutura de fraturas e poros das rochas e ao comportamento dos fluidos ocupando e fluindo pela estrutura dos poros. Não pretende-se na descrição aqui apresentada fornecer uma compilação exaustiva ou completa. Para discussões mais abrangentes pode-se consultar as excelentes revisões realizadas por Bourbié *et al.* (1987), Nur e Wang (1989), Johnston e Toksöz (1981), Wang e Nur (1992) ou Schön (1996).

4.1 - Porosidade

Durante muito tempo interessou-se em se obter a porosidade das rochas a partir dos perfis sônicos, tarefa geralmente realizada com auxílio da relação conhecida como equação do tempo médio, derivada por Wyllie *et al.* (1956). Esta relação funciona bem no caso de arenitos sem argila, saturados com água sob alta pressão confinante, estabelecendo que a vagarosidade da onda compressional (inverso da velocidade) correlaciona-se com a porosidade segundo:

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\phi}{V_F} + \frac{1-\phi}{V_{PG}} \quad (4.1)$$

onde V_P é a velocidade compressional na rocha, V_F a velocidade do fluido saturante e V_{PG} a velocidade compressional na matriz sólida e ϕ a porosidade. Derivou-se a equação (4.1) a partir de medidas de velocidades em laboratório em diversos “sanduíches” de placas de alumínio e lucita (um tipo de plástico). Para a aplicação em meios porosos deve-se encarar esta equação como uma correlação empírica, não um modelo teórico rigoroso. A presença de argila na rocha reduz a velocidade na previsão da equação do tempo médio e diversos trabalhos dedicam-se a derivar correlações incluindo tanto para a porosidade quanto o teor de argila (ver Seção 4.2). A aplicação da equação de Wyllie na derivação da porosidade de carbonatos geralmente subestima a verdadeira porosidade da rocha, sendo a diferença entre a porosidade derivada e porosidade verdadeira geralmente atribuída a poros arredondados e vulgares, mais rígidos e com um efeito desprezível sobre a velocidade (por vezes chamada de “porosidade secundária”). A equação do tempo médio aplica-se com sucesso apenas em rochas bem consolidadas, em particular arenitos (devido à interconectividade da porosidade) de porosidades baixas a médias, falhando no caso de fluidos com velocidade muito baixa, como gás.

Raymer *et al.* (1980) propõem uma equação relacionando o tempo de trânsito das ondas compressionais à porosidade baseada em observações em um grande número de dados, principalmente de perfis, como um refinamento da equação de Wyllie. Esta proposta funciona bem para porosidades médias a altas, consistindo de uma fórmula para porosidades abaixo de 37% e outra para porosidades acima de 47%, realizando-se uma interpolação entre estes dois valores. Justifica-se o uso de várias equações pois, a partir de dada porosidade (no caso 37%) os

grãos não apresentam coesão e, para porosidades extremamente altas (no caso 47%) a rocha é, na verdade, uma suspensão sólido-fluido. As chamadas relações de Raymer-Hunt-Gardner são:

$$\phi < 37\% \quad V_P = (1 - \phi)^2 V_{PG} + \phi V_F \quad (4.2a)$$

$$\phi > 47\% \quad V_P = \left[\rho \left(\frac{\phi}{\rho_F V_F^2} + \frac{1 - \phi}{\rho_G V_{PG}^2} \right) \right]^{-1/2} \quad (4.2b)$$

$$47\% > \phi > 37\% \quad V_P = \left[\frac{0,47 - \phi}{0,IV_{P37}} + \frac{\phi - 0,37}{0,IV_{P47}} \right]^{-1} \quad (4.2c)$$

Onde ρ_G é a densidade da matriz (grãos) e ρ_F a densidade do fluido, V_{P37} e V_{P47} são os valores de velocidade para as porosidades de 37 e 47%, respectivamente, os outros parâmetros têm o mesmo significado que na equação de Wyllie. Para as ondas cisalhantes, sendo V_{SG} o valor da velocidade cisalhante na parte sólida, utiliza-se:

$$V_S = \left[\frac{1 - \phi}{V_{SG}} + \frac{\phi}{871,4} \right]^{-1} \quad (4.3)$$

para porosidades até 37%, anulando-se a partir desta porosidade devido à perda de coesão dos grãos (tratando-se de uma suspensão).

Na Figura 4.1 ilustra-se a comparação entre as previsões de Raymer e de Wyllie, incluindo-se resultados de medidas experimentais realizadas na PETROBRAS e disponíveis na literatura (Domenico, 1977 e Hamilton, 1971). Observa-se o melhor desempenho da previsão de Raymer, particularmente nas porosidades altas, atribuindo-se a discordância entre a previsão de Raymer e os dados de porosidades baixas à consideração de que a parte sólida constitui-se apenas de quartzo.

Nur *et al.* (1991) propõem um modelo para descrição de rochas baseado no conceito de porosidade crítica, uma generalização da constatação de Raymer *et al.* (1980). O modelo baseia-se no fato de que, para porosidades abaixo de uma porosidade crítica, geralmente aceita como 37% para arenitos, os grãos suportam as tensões na rocha, descrevendo-se adequadamente o comportamento dos módulos elásticos do sistema por uma modificação na média de Voigt (média aritmética entre os módulos dos componentes). Acima da porosidade crítica o fluido suporta as tensões, ou seja, a rocha é uma suspensão e o sistema obedece à média de Reuss (média

harmônica entre os módulos dos componentes). Pode-se mostrar que, segundo este modelo, a razão de Poisson da rocha seca (para porosidades abaixo da crítica) é igual à do sólido.

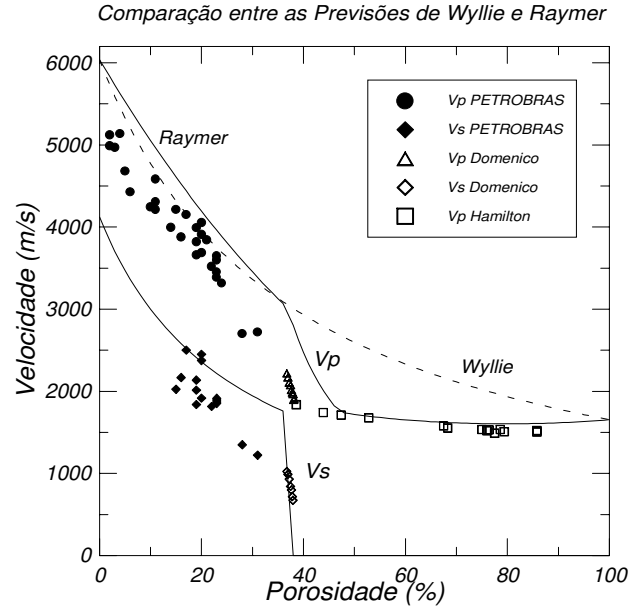


Figura 4.1: Confronto entre as previsões de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) para as velocidades de arenitos com dados experimentais da PETROBRAS, de Domenico (1977) e Hamilton (1971).

Estende-se este modelo para outras litologias encontrando-se a porosidade crítica característica. Para giz, por exemplo, este valor é próximo de 65% devido à microporosidade dos grãos constituintes. Segundo o modelo de porosidade crítica, para porosidades menores que o valor crítico ϕ_C , calculam-se os módulos da rocha por uma média de Voigt modificada utilizando-se ϕ/ϕ_C :

$$K = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_C} \right) K_G + \frac{\phi}{\phi_C} K_F \quad (4.4a)$$

$$\mu = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_C} \right) \mu_G \quad (4.4b)$$

tendo-se, acima do valor crítico:

$$K = \left[\frac{1 - \phi}{K_G} + \frac{\phi}{K_F} \right]^{-1} \quad (4.5a)$$

$$\mu = 0 \quad (4.5b)$$

onde K_G e μ_G são os módulos de incompressibilidade e de cisalhamento dos grãos, e K_F o módulo de incompressibilidade do fluido. Calcula-se a densidade da rocha simplesmente pela média:

$$\rho = \phi \rho_F + (1 - \phi) \rho_G \quad (4.6)$$

obtendo-se as velocidades compressoriais e cisalhantes por:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (4.7a)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.7b)$$

Na Figura 4.2 comparam-se as previsões do modelo de porosidade crítica para areia (quartzo) saturada com água com dados experimentais da PETROBRAS, de Domenico (1977), Hamilton (1971) e da Universidade de Stanford.

Vernik e Nur (1992) e Vernik (1994) propõem a classificação das rochas siliciclásticas dividindo-as em quatro grupos de acordo com o teor de argila como uma forma de melhorar as correlações lineares entre velocidades e porosidades. Partindo-se de um conjunto amostragem no qual observam que a previsão da porosidade a partir da velocidade pode apresentar erros de até 15%, mostram que a divisão em arenitos limpos (menos que 2% de argila), arenitos e arcósios (volume de argila entre 2 e 15%), grauvacas (volume de argila de 15 a 35%) e argilas (teor de argila maior que 35%) fornece relações com coeficientes de correlação sempre superiores a 0,96. Sendo C o volume percentual de argila, as relações de Vernik são, explicitamente:

$$\begin{aligned} V_P (km/s) &= 6,07 - 7,97\phi \quad , \quad R = 0,99 \quad (C < 2\%) \\ V_P (km/s) &= 5,52 - 6,91\phi \quad , \quad R = 0,97 \quad (2\% < C < 15\%) \\ V_P (km/s) &= 5,19 - 7,21\phi \quad , \quad R = 0,96 \quad (15\% < C < 35\%) \\ V_P (km/s) &= 4,93 - 9,03\phi \quad , \quad R = 0,97 \quad (35\% < C) \end{aligned} \quad (4.8)$$

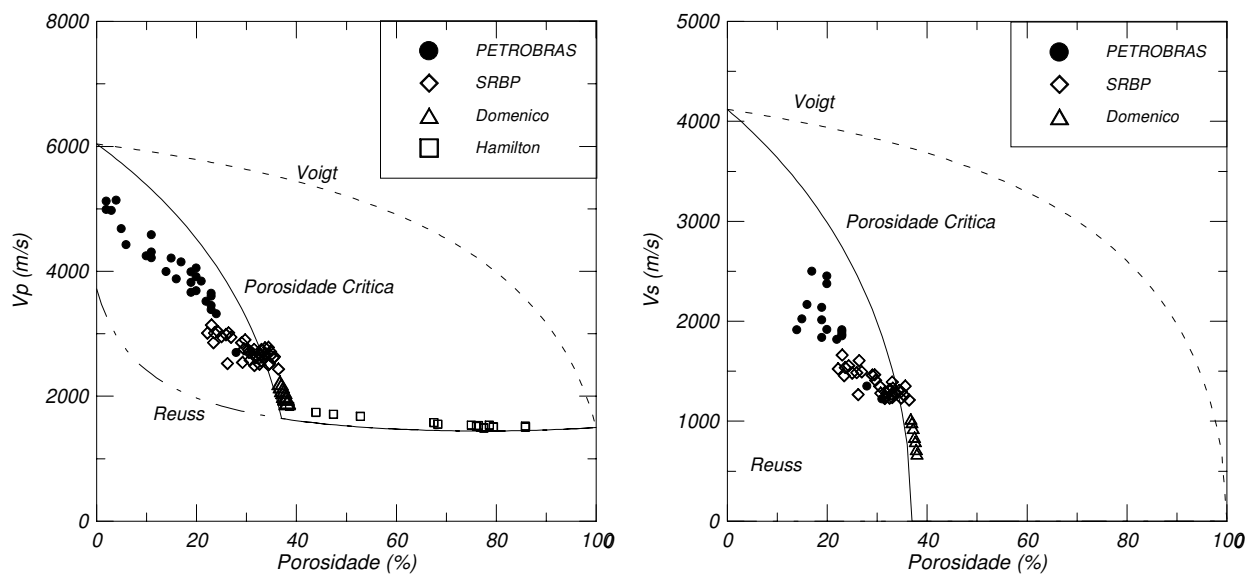


Figura 4.2: Velocidades compressional (esquerda) e cisalhante (direita) em função da porosidade para areia com água segundo o modelo de Porosidade Crítica, junto a dados da PETROBRAS, de Domenico (1977), de Hamilton (1971) e de Stanford, além das médias de Voigt e Reuss.

Um procedimento prático completamente empírico consiste em encontrar-se a relação velocidade-porosidade para o caso de interesse a partir de dados experimentais, sejam estes perfis ou dados de laboratório utilizando-se, em geral, uma relação do tipo linear. Geralmente este tratamento é mais eficiente que a utilização de relações existentes na literatura pois realizam-se interpolações dentro de um conjunto amostragem contido no conjunto universo de interesse.

A geometria dos poros, desconsiderada nas relações acima descritas, é muito importante. Uma porosidade pequena constituída de fissuras finas e chatas pode exercer grande efeito sobre as velocidades pois, como ressalta Walsh (1965), tais fraturas são muito compliantes a tensões normais a suas faces, deformando-se facilmente nesta direção. Se a mesma quantidade de porosidade é contida em poros esferoidais o efeito sobre a velocidade é mínimo devido à rigidez que esta geometria confere ao espaço poroso. Vários modelos descrevem o comportamento sísmico de rochas baseando-se em distribuições de razão de achatamento dos poros (Berryman, 1980a, 1980b, 1995; Kuster e Toksöz, 1974; Cheng e Toksöz, 1979) ou em parâmetros de distribuição de fraturas (O'Connell e Budiansky, 1974). Peacock *et al.* (1994) observam que a atenuação e a densidade de fraturas em mármore relacionam-se linearmente. Best (1997) sugere

a utilização de gráficos da razão Q_P/Q_S contra a razão V_P/V_S como diagnóstico da presença de microfissuras ou argilas em arenitos. Apesar do crescente interesse e esforço despendido no esclarecimento das relações entre a geometria do espaço poroso e contatos entre grãos e o comportamento sísmico das rochas, necessita-se ainda de muitas pesquisas para aumentar nossa compreensão além do sentimento qualitativo, como ressaltam Prasad e Palafox (1999).

4.2 - Mineralogia (Litologia)

Pode-se dizer que a mineralogia afeta as velocidades das rochas de duas maneiras. Uma dá-se através dos módulos de incompressibilidade e de cisalhamento da matriz (parte sólida) da rocha, influenciando assim a velocidade da rocha como um todo. Indiretamente a mineralogia controla ainda a cimentação e a estrutura dos poros da rocha. Considerando-se isoladamente o efeito da cimentação, cimentos de quartzo e carbonatos produzem maiores velocidades que cimentos de argilas, pois estas atuam como “amortecedores” devido à sua menor rigidez. Rochas carbonáticas, por serem mais solúveis, geralmente apresentam estruturas de poros extremamente complexas inadequadamente descritas por modelos convencionais de velocidades.

Costuma-se utilizar a relação entre as velocidades compressional e cisalhante como indicador de litologia, apesar das limitações envolvidas. Um dos primeiros trabalhos neste sentido foi o de Pickett (1963) que, baseando-se em rochas consolidadas de diversas porosidades, conclui que arenitos limpos apresentam razão V_P/V_S entre 1,6 e 1,7 enquanto calcários apresentam o valor 1,9 e dolomitas 1,8. A Figura 4.3 ilustra a discriminação de litologia proposta por Pickett (1963).

Castagna *et al.* (1985) realizam diversas pesquisas procurando estabelecer relações entre as velocidades elásticas para diferentes litologias, encontrando as seguintes relações para rochas saturadas com água:

$$\begin{array}{ll}
 V_S = 0,80416V_P - 0,85588 & \text{para arenitos} \\
 V_S = -0,05508V_P^2 + 1,01677V_P - 1,03049 & \text{para calcários} \\
 V_S = 0,58321V_P - 0,07775 & \text{para dolomitas} \\
 V_S = 0,76969V_P - 0,86735 & \text{para folhelhos}
 \end{array} \quad (4.9)$$

onde V_P e V_S estão em km/s. As relações acima fornecem excelentes resultados na previsão de velocidades cisalhantes conhecendo-se V_P , a porosidade e a composição da rocha, com auxílio de um engenhoso algoritmo elaborado por Greenberg e Castagna (1992) que realiza a substituição de fluido de maneira interativa, fornecendo V_S para qualquer saturação.

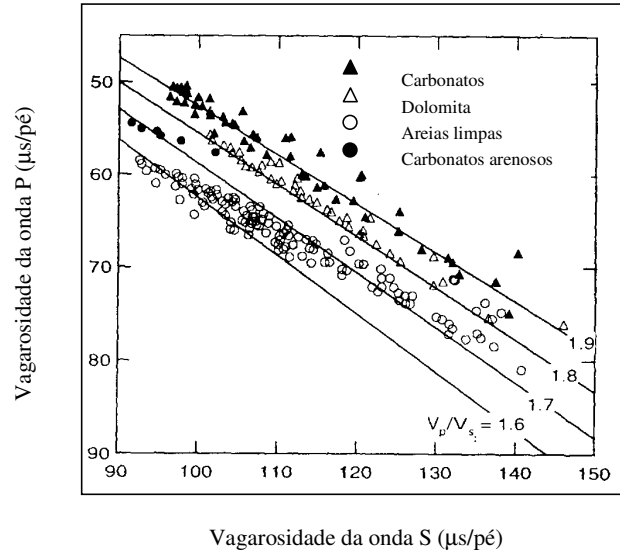


Figura 4.3: Vagarosidades das ondas compressonais e cissalhantes para várias litologias. As linhas contínuas representam a razão V_P/V_S . Modificado de Picket (1963).

A qualidade de um reservatório relaciona-se diretamente ao teor de argila, motivando o interesse nas correlações entre velocidades sísmicas e percentual de argila. O teor de argila é o fator de influência mais importante sobre as velocidades sísmicas depois da porosidade (Nur e Wang, 1989). De fato, Tosaya e Nur (1982) e Han *et al.* (1986), a partir de grandes quantidades de medidas em arenitos com diferentes porosidades e teores de argila, constataam que a influência do teor de argila sobre as velocidades é apenas três vezes menor que a da porosidade. Minear (1982) estabelece que o tipo de argila não é muito importante, mas sim a forma de ocorrência. Para pressões de confinamento de 40MPa e saturação com água (pressão de poros de 1MPa) Han *et al.* (1986) encontram as seguintes relações entre velocidades, porosidade ϕ e teor de argila C :

$$\begin{aligned} V_P (km/s) &= 5,59 - 6,93\phi - 2,18C \\ V_S (km/s) &= 3,52 - 4,91\phi - 1,89C \end{aligned} \quad (4.10)$$

onde as velocidades estão em km/s e a porosidade e o teor de argila em unidades decimais.

Em rochas pouco consolidadas, que não são objeto deste estudo, as relações entre velocidades divergem bastante das descritas acima. Marion *et al.* (1992) e Kowallis *et al.* (1984) representam bons exemplos de trabalhos experimentais buscando estabelecer relações entre velocidades, teor de areia e argila e porosidades para rochas inconsolidadas.

Tutuncu *et al.* (1994) verificam que enquanto as velocidades decrescem com aumento do teor de argila de arenitos, a atenuação aumenta. Qualitativamente este fenômeno relaciona-se ao efeito de amortecimento desempenhado pelos minerais de argila. Relativamente poucos trabalhos procuram quantificar o efeito do teor de argila sobre as atenuações a exemplo do que foi feito com as velocidades. Klimentos e McCann (1990) concluem que o coeficiente de atenuação da onda compressional α_p (em dB/cm), a porosidade ϕ e o teor de argila C são relacionados por:

$$\alpha_p = 0,0315\phi + 0,241C - 0,132 \quad (4.11)$$

Por outro lado, Best *et al.* (1994) acreditam que é melhor relacionar os fatores de qualidade com a porosidade e o conteúdo de minerais intra-poros T :

$$\begin{aligned} Q_p &= 86,0 - 0,703\phi - 1,27T \\ Q_s &= 59,4 - 0,917\phi - 0,673T \end{aligned} \quad (4.12)$$

lembrando-se que Best *et al.* (1994) definem T como a soma dos volumes percentuais de argila, calcita micrítica e calcita esparrítica contados em lâminas, ou seja, minerais que não constituem matriz em seu conjunto de amostras.

Novamente, pode-se estabelecer relações lineares entre velocidades, teor de argila e porosidade para o reservatório ou bacia de interesse, obtendo-se melhores resultados que a aplicação de correlações referentes a outros casos e extrapolá-las para além da faixa de propriedades das amostras utilizadas em suas derivações.

4.3 - Pressão

As velocidades e atenuações sísmicas são muito sensíveis à tensão aplicada sobre a rocha, efeito atribuído à microestrutura complexa da maioria das rochas. Aumentando-se a pressão confinante ou diminuindo-se a pressão de poros as velocidades aumentam e as atenuações diminuem. Pode-se explicar tais efeitos sob dois pontos de vista, dependendo da microestrutura

da rocha particular. Focalizando-se no espaço poroso, pode-se imaginar que poros muito compliantos (como fissuras finas) fecham-se sob tensões pequenas e o aumento da tensão acarreta o fechamento de mais e mais poros, enrijecendo o esqueleto da rocha (Cheng e Toksöz, 1979; Mavko e Nur, 1978; O'Connell e Budiansky, 1977; Walsh, 1965). Por outro lado, focalizando-se no espaço dos grãos, visualizam-se grãos isolados comprimidos em seus contatos, aumentando-se a tensão os contatos de grãos tornam-se mais rígidos, bem como todo o arcabouço (Birch, 1960, 1961; Digby, 1982; King, 1966; Murphy et al., 1984, 1986; Tutuncu e Sharma, 1992).

Nas aplicações envolvendo propriedades sísmicas utiliza-se geralmente o conceito de tensão efetiva ou pressão efetiva P_{EF} que é a diferença entre a pressão confinante P_O e a pressão de poros P_ϕ (Nur e Byerlee, 1971). Wyllie *et al.* (1958) mostram que as velocidades elásticas dependem praticamente apenas da pressão efetiva à qual a rocha está submetida. Geralmente assume-se que o mesmo é válido para as atenuações. Winkler e Nur (1979) mostram que tanto o aumento da pressão confinante como a redução da pressão de poros reduzem as atenuações em rochas saturadas com água. Por outro lado, como mostram Prasad e Manghnani (1997), deve-se considerar a pressão efetiva como:

$$P_{EF} = P_O - nP_\phi \quad (4.13)$$

onde n é o coeficiente de tensão efetiva que em muitos casos não pode ser aproximado a um.

A taxa de variação das velocidades e atenuações com a pressão depende do estado físico da rocha e da microgeometria do espaço poroso. Na maioria dos casos supõe-se que as mudanças de atenuação devem-se ou relacionam-se ao fechamento de porosidade de microfissuras na rocha. Toksöz *et al.* (1979) e Johnston e Toksöz (1980) mostram que a taxa de aumento do fator de qualidade com a pressão depende da saturação, tipo de rocha, e porosidade de fraturas e sua distribuição. Para rochas secas ao ar a taxa de mudança com a pressão é maior que para rochas saturadas com água. Prasad e Manghnani (1997) e Prasad e Palafox (1999) observam diferenças marcantes nos comportamentos de aumento das velocidades e fatores de qualidade em conjuntos de arenitos cujas únicas diferenças petrofísicas marcantes encontram-se na geometria dos poros e contatos de grãos.

A aplicação de tensões anisotrópicas induz comportamentos anisotrópicos de velocidades e atenuações (Nur e Simmons, 1969a). Várias rochas exibem anisotropia de velocidades mesmo sob condições de pressão hidrostática (King, 1966), geralmente devido a alinhamentos preferenciais de minerais ou fraturas. Todavia, neste estudo envolvem-se apenas arenitos, desconsiderando-se efeitos de anisotropia em primeira análise.

4.4 - Frequência da Onda de Investigação

As relações de dispersão estabelecem a variação das velocidades sísmicas com a frequência em função do fator de qualidade, de sorte que concentra-se a discussão na dependência do fator Q com a frequência. Não há consenso acerca do fato do fator Q variar ou não com a frequência e que tipo de dependência existe. Acredita-se que em rochas secas o fator de qualidade independe da frequência (Birch e Bancroft, 1938; Born, 1941; Peselnick e Outerbridge, 1961; Pandit e Savage, 1973; Nur e Winkler, 1980; Tittmann *et al.*, 1981), embora existam evidências de que em algumas rochas secas sob determinadas condições o fator Q dependa da frequência.

Geralmente valores de atenuação obtidos por métodos ultra-sônicos são maiores que aqueles obtidos por técnicas de ressonância (Peselnick e Zietz, 1959; Johnston e Toksöz, 1980). Por outro lado, dados obtidos por razão espectral (Toksöz et al, 1979; Johnston e Toksöz, 1980) mostram que o fator de qualidade é independente da frequência pelo menos na faixa de 0,2 a 0,8MHz. Best e Sams (1997), utilizam relações de dispersão e observações de velocidades e atenuações em laboratório e perfis, concluindo que pode-se considerar o fator de qualidade como constante entre 10kHz e 1MHz.

Os modelos de descrição do comportamento de rochas saturadas, particularmente aqueles envolvendo fluxo de fluido, sugerem que a atenuação depende da frequência. Por outro lado, a possibilidade de superposição de tempos de relaxação pode levar a um fator de qualidade aparentemente constante sobre grandes faixas de frequência. Born (1941) observa uma dependência linear entre a atenuação e a frequência em arenitos com pequenas quantidades de água na faixa de 1 a 4kHz. Tittmann *et al.* (1981) mostram que a atenuação em arenitos é maior a 7kHz que a 200kHz e que as mudanças na atenuação com a pressão são menores a menores

freqüências. Nur e Winkler (1980) observam um pico aparente na atenuação a 4kHz para arenitos saturados, enquanto a atenuação permanece constante para a rocha seca. Sams *et al.* (1997) sugerem a ocorrência de um pico de atenuação em arenitos saturados com água a freqüências de perfilagem sônica (10kHz), enquanto Spencer (1981) sugere a presença de picos de atenuação na faixa de baixas freqüências (dezenas de Hz). Assim, segundo estes dados, pode-se ocorrer uma grande faixa de tempos de relaxação contribuindo para a atenuação global.

Os modelos de Biot e de fluxo localizado associam a ocorrência de um máximo de atenuação a relações entre a freqüência e a viscosidade (em f/η e $f\eta$ respectivamente), assim pode-se investigar a dependência com a freqüência variando-se a viscosidade do fluido através da mudança de temperatura. Gordon (1974) e Nur e Simmons (1969b) relatam a ocorrência de máximos na atenuação em granitos saturados com água e com glicerol, cuja viscosidade varia fortemente com a temperatura, enquanto Best e McCann (1995) sugerem a validade do modelo de Biot para arenitos em experimentos cobrindo-se uma grande variedade de valores de f/η .

Constata-se a existência de diversos resultados experimentais conflitantes em relação à dependência da atenuação com a freqüência, havendo modelos distintos capazes de explicar cada comportamento. Em última análise, não pode-se concluir categoricamente que a atenuação obedeça uma ou outra lei de dependência na freqüência.

4.5 - Saturação

No Capítulo anterior discute-se o efeito da saturação sobre as velocidades das rochas. Geralmente a aproximação de Geertsma-Smith da teoria de Biot descreve adequadamente os resultados de medidas de campo, pelos métodos sísmicos ou de perfilagem, e até mesmo de laboratório. No caso de fluidos muito viscosos e/ou frequências muito altas a teoria de Biot geralmente falha, devendo-se levar em conta os modelos de fluxo localizado. Um fator muito importante desconsiderado nos modelos de Biot e de fluxo localizado é a heterogeneidade na distribuição da saturação. Cadoret *et al.* (1995, 1998) e Packwood e Mavko (1994) mostram que tais efeitos podem tornar-se importantes a frequências sônicas ou ainda menores, dependendo da escala das heterogeneidades.

As atenuações em rochas completamente ou parcialmente saturadas são maiores que em rochas secas, com complexas dependências no grau de saturação, tipo de fluido e frequência de investigação. Rochas secas apresentam atenuação e dispersão de velocidades desprezíveis. Experimentos *in situ* com rochas lunares revelam valores de fatores de qualidade superiores a 3000, reproduzidos em laboratório após rigorosa secagem em alto vácuo (Tittmann *et al.*, 1975). Tittmann *et al.* (1981) observam que a presença de voláteis nos poros causa grande aumento na atenuação e pequenas reduções na velocidade, ocorrendo mudanças muito maiores no caso de pequenas quantidades de vapor de água no espaço poroso. Atribui-se este efeito à adsorção de fluido nas paredes dos poros. Clark *et al.* (1980) observam que a atenuação aumenta linearmente com a massa de água adsorvida até uma a duas monocamadas cobrirem o espaço poroso e a adição de maiores quantidades de água tem menor efeito até atingir-se uma alta pressão parcial na qual a água condensa-se.

Aconselha-se a realização de medidas de velocidades em rochas apenas secas ao ar quando interessa-se em previsões de velocidades com diferentes fluidos, pois uma secagem muito rigorosa fornece valores de módulos elásticos da rocha falsamente elevados como entrada para as equações de Biot (Winkler e Murphy, 1995). Atinge-se a condição seca ao ar após várias monocamadas de água adsorverem-se nas paredes dos poros, mas antes de observarem-se os efeitos de volume de água (90 a 100% de umidade relativa). Na verdade, na maioria dos casos da

literatura (e neste trabalho) referidos como de rochas secas dizem respeito a amostras secas ao ar. A transição do comportamento de seco ao ar para o início de saturação com água não é bem determinada.

Toksöz *et al.* (1979) e Johnston e Toksöz (1980) observam, a frequências ultra-sônicas, que os fatores de qualidade das ondas compressionais e cisalhantes são maiores em rochas secas (ao ar) que em rochas completamente saturadas, ocorrendo maiores mudanças de Q_S com a saturação completa. No caso seco ao ar $Q_S \approx Q_P$, enquanto para o caso saturado, $Q_S < Q_P$. Winkler e Nur (1979) também observam grandes decréscimos em Q_S e Q_P passando do estado seco ao ar para totalmente saturado pelo método de barra ressonante, sendo $Q_S < Q_P$ no caso seco ao ar.

Wyllie *et al.* (1962) investigam amostras de alundum (um metal poroso) saturadas com Soltrol (querosene desodorizado, quimicamente inerte), concluindo que o comportamento do Soltrol é qualitativamente diferente do da água com relação à saturação parcial, apesar de obterem-se valores similares de atenuação absoluta para as duas substâncias. Deve-se lembrar que a viscosidade do fluido influi no comportamento sísmico das rochas.

Os primeiros trabalhos experimentais relacionados aos efeitos da saturação parcial na atenuação (Wyllie *et al.*, 1962; Gardner *et al.*, 1964) indicam pouca diferenças entre os estados completamente e parcialmente saturados. Todavia, experimentos posteriores mostram que Q_P pode ser menor em condições de saturação parcial que sob saturação plena. Winkler e Nur (1979) mostram dados obtidos a 1kHz no arenito Massillon e vidro poroso Vycor parcialmente saturados exibindo atenuação cisalhante menor que a atenuação compressional. Murphy (1982) varia a frequência de investigação (de 10 a 10000Hz) e a saturação, observando um pico na atenuação para saturações em torno de 80% a 90%, dependendo-se da frequência. Frisillo e Stewart (1980) observam um máximo na atenuação em função da saturação para aproximadamente 35% de gás a frequências ultra-sônicas. Mudanças de fase do fluido intraporos acarretam alterações na atenuação, conforme mostram Ito *et al.* (1979) e DeVilbiss-Muñoz (1980).

Winkler e Nur (1979) ressaltam que observações do efeito de saturação parcial podem fornecer um importante diagnóstico de reservatórios de gás. Para zonas completamente saturadas

com água, $Q_P/Q_S > 1$, enquanto para zonas parcialmente saturadas, $Q_P/Q_S < 1$. Então, mesmo que os valores de atenuação absoluta não sejam medidos confiavelmente *in situ*, a atenuação relativa entre ondas compressonais e cisalhantes fornece informações úteis.

4.6 – Outros Fatores

Faust (1951) estabelece uma lei empírica prevendo a velocidade compressional a partir da profundidade e idade das rochas. Fisicamente, sedimentos mais antigos são mais litificados, apresentando maiores velocidades. Do mesmo modo, sedimentos mais profundos encontram-se submetidos a maiores pressões, o que aumenta a velocidade. Gardner *et al.* (1974) derivam expressões para cálculo da velocidade compressional a partir da densidade de rochas saturadas com salmouras freqüentemente utilizadas quando não há perfis sônicos disponíveis em poços.

Acreditou-se durante muito tempo que as amplitudes influenciassem as velocidades e atenuações. Tal influência existe para amplitudes de deformação superiores a 10^{-6} , estando ligada ao mecanismo de atenuação por fricção nos contatos de grãos (Mavko, 1979). Todavia, a propagação de ondas sísmicas envolve amplitudes menores que 10^{-6} , de sorte que o efeito de fricção é importante apenas próximo a fontes explosivas e no caso de terremotos. O estudo da dependência de velocidades com a amplitude da deformação constitui o campo da elasticidade não linear, muito importante para determinadas aplicações.

A permeabilidade é uma importante característica petrofísica dos reservatórios, tornando natural o desejo de obterem-se relações entre permeabilidades, velocidades e atenuação. Enquanto na área de perfilagem aceita-se a relação entre o comportamento da onda Stoneley, que é uma onda superficial, e a permeabilidade (Burns e Cheng, 1986; Winkler *et al.* 1989), existem sérias controvérsias quanto à obtenção de permeabilidades a partir das ondas cisalhantes e compressonais. Alguns autores afirmam a inexistência de relações entre permeabilidade e velocidades (Klimentos, 1991; Best *et al.*, 1994), mas outros apresentam evidências experimentais e teóricas de claras correlações entre estas grandezas (Vernik, 1994; Vasquez e Dillon, 1994; Shapiro e Müller, 1999).

Finalmente, vale ressaltar a escassez de dados e conseqüente pouca compreensão acerca do comportamento atenuativo das rochas quando comparado ao estado da arte do estudo de seus comportamentos elásticos.

Capítulo 5

Reservatório Alvo, Objetivos, Amostragem e Medições

Observa-se que, enquanto diversos trabalhos teóricos e experimentais procuram correlacionar propriedades elásticas e petrofísicas de rochas, raros exemplos na literatura tratam do problema da absorção e suas relações com as propriedades petrofísicas. Dentre os poucos trabalhos que abordam a atenuação destacam-se os de Klimentos e McCann (1990) e Best *et al.* (1994) pelas abordagens sistemáticas quanto à escolha do conjunto amostragem, permitindo a obtenção de relações empíricas entre atenuação, porosidade e mineralogia. Tutuncu *et al.* (1994), Best (1997), Prasad e Manghnani (1997) e Prasad e Palafox (1999) relacionam, ainda que qualitativamente, a atenuação e sua variação com a pressão com a geometria do espaço poroso e dos contatos entre grãos. Recentemente renova-se o interesse na obtenção de dados de atenuação em laboratório e em campo e seus efeitos sobre o pulso sísmico (ver, por exemplo, Adriansyah e McMechan, 1998; Dasgupta e Clarck, 1998), devida em parte ao desenvolvimento de novas metodologias de análise do dado sísmico, motivando também o desenvolvimento de novos estudos teóricos.

Dos poucos exemplos de estudos de atenuação em casos brasileiros (Vasquez *et al.*, 1994, 1995, 1996) destaca-se o de Spizzirri (1998), o único que procura estabelecer para um reservatório fluvial correlações semelhantes às obtidas por Best *et al.* (1994). Considerando a carência de dados uma justificativa e, ainda, procurando observações relativas aos mecanismos atuantes, propõe-se aqui o estudo das velocidades e atenuações em um reservatório turbidítico brasileiro: o Arenito Namorado do Campo de Albacora, Bacia de Campos.

A escolha do reservatório baseia-se em diversos fatores, dentre os quais a presença de grande maioria dos volumes de óleo provado e recuperável do Brasil encontrar-se em turbiditos. Ainda, o Arenito Namorado de Albacora foi objeto de um projeto de caracterização avançada da PETROBRAS no qual participaram diferentes universidades, tornando mais fáceis a liberação e disponibilidade de dados.

5.1 - Breve Histórico Geológico

A Bacia de Campos é uma típica bacia de margem passiva, podendo-se dividir sua coluna estratigráfica em três unidades distintas quanto às características tecno-sedimentar, conforme ilustrado na Figura 5.1. Uma unidade constitui a Seqüência Continental, incluindo basaltos e parte dos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos (Formação Lagoa Feia) afetados por tectônica *rift*. Outra unidade é a Seqüência Transicional, um importante evento evaporítico de caráter regional, composto essencialmente de anidrita e halita. Finalmente, a Seqüência Marinha caracteriza-se pela deposição marinha, afetada por intensa tectônica salífera.

Pode-se subdividir a Seqüência Marinha em três seqüências menores: a Carbonática Nerítica Rasa, caracterizada por uma rampa carbonática que ocasionou sobrecarga e basculamento da bacia, a Seqüência Oceânica Hemipelágica, englobando a parte superior da Formação Macaé e a porção basal da Formação Campos, e a Seqüência Oceânica Progradante, influenciada pela variação global do nível do mar, pelo soerguimento da Serra do Mar e pela halocinese, apresentando um padrão fortemente progradante com deposição de grande volume de sedimentos. Nos períodos de transgressão máxima depositaram-se bancos carbonáticos de larga distribuição lateral, constituindo marcos sismoestratigráficos, seguindo-se de um rebaixamento do nível do mar e conseqüente deposição de complexos turbidíticos de canal de Idade Oligo-Miocênica. A partir do Neo-Albiano a parte superior da Formação Macaé submeteu-se a nova fase de movimentação halocinética, resultando na formação de estruturas dômicas onde encaixaram-se os arenitos turbidíticos. Observa-se nesta fase a intercalação de calcilutitos e margas associada a variações eustáticas. Os sedimentos da base da Formação Campos estabelecem a deposição da sedimentação em ambiente marinho profundo, composta principalmente por folhelhos, margas e expressivos corpos turbidíticos subordinados.

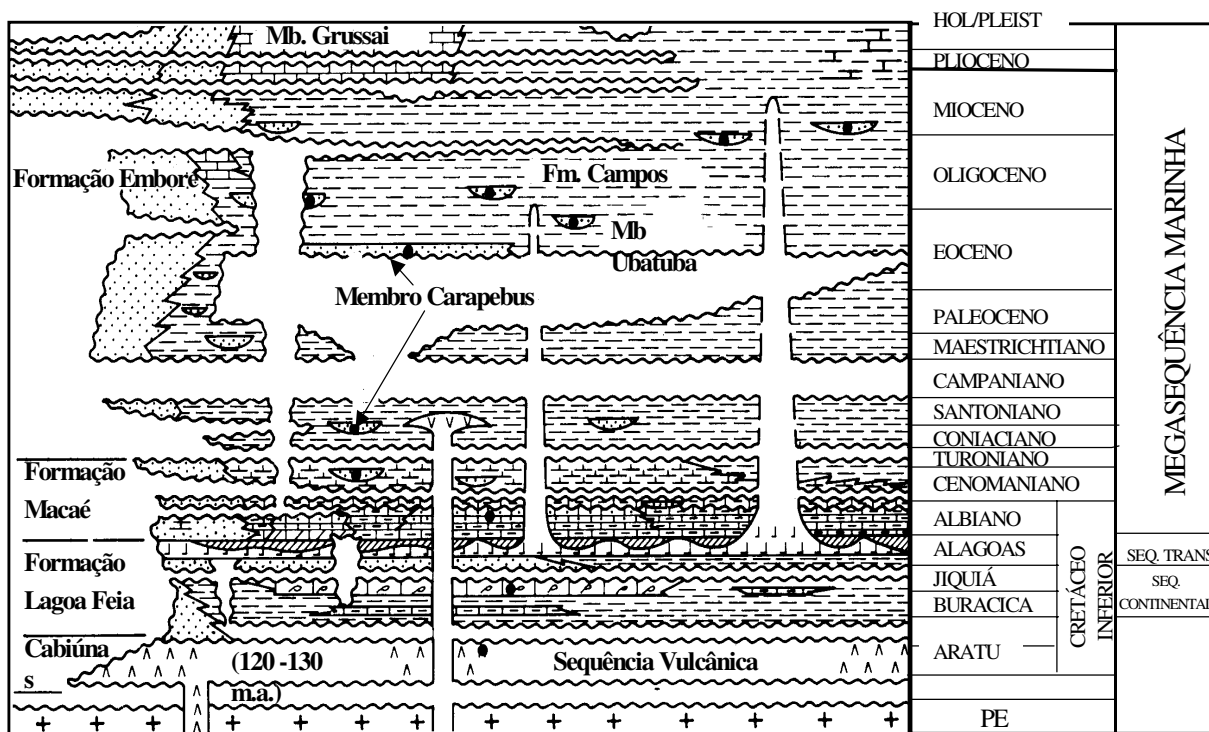


Figura 5.1: Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (modificado de Luci *et al.*, 1995).

O campo de Albacora tem área da ordem de 40km², situando-se entre as lâminas d'água de 250 e 400m, conforme a localização aproximada no mapa da Figura 5.2, com volume original de óleo *in place* de 460 milhões de barris e reservas recuperáveis de 85 milhões de barris. O Arenito Namorado, do Albiano Superior, resulta do amalgamamento de doze corpos turbidíticos de 2 a 20m de espessura e 6 a 20km de largura, compreendendo duas sucessões de reservatório, a inferior com espessuras de 28 a 107m e a superior entre 0 e 12m, separadas por uma seqüência de margas, folhelhos, lamitos e calcilitos bioturbados de espessura entre 11 e 17m. Nos níveis reservatório ocorrem ainda intercalações finas (menores que 3,4m) de rochas não-reservatório totalizando 14% da espessura.

Em linha gerais a fácies reservatório do Arenito Namorado compõe-se de arenitos não estratificados de granulação fina a muito fina, ocorrendo fácies subordinadas com granulação grossa a média. A seleção é pobre e a composição é basicamente de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, em média Q₅₉F₃₈L₀₃. A matriz argilosa inclui 3 a 30% de silte e 1 a 6% de argila, ocorrendo ainda até 11% de intraclastos carbonáticos e até 9% de bioclastos. A

cimentação por calcita varia de 1 a 53% em volume, exercendo algum controle sobre a porosidade e a permeabilidade. As porosidades e permeabilidades variam geralmente de 1,8 a 32,2% e <0,1 a 1624mD, respectivamente, e amostras com mais de 20% de calcita apresentam porosidades e permeabilidades menores que 14% e 3mD, respectivamente. Concreções de calcita de escala métrica são comuns no reservatório do Arenito Namorado. Outros fatores controladores da porosidade são: seleção, distribuição de tamanhos de grão e conteúdo de silte, arenitos grosseiros são tipicamente mais pobremente selecionados, mais empacotados e de menor porosidade (Bruhn *et al.*, 1998).



Figura 5.2: Localização aproximada do Campo de Albacora (Modificado de Faria *et al.*, 1995).

5.2 - Objetivos

Objetiva-se neste estudo o estabelecimento de relações entre propriedades viscoelásticas do reservatório do Arenito Namorado com atributos faciológicos. Entenda-se por propriedades

viscoelásticas as velocidades das ondas compressionais e cisalhantes, V_P e V_S , e os fatores de qualidade Q_P e Q_S e, por atributos faciológicos, características como permeabilidade κ , porosidade ϕ , argilosidade e cimentação, entre outras.

Note-se que não procura-se distinguir fácies sedimentares a partir de propriedades viscoelásticas, mas investigar relações entre as propriedades utilizadas na definição das fácies e o comportamento viscoelástico. Concentram-se as atenções na interpretação dos dados de laboratório baseadas nas informações disponíveis e nos conceitos envolvidos na teoria de Biot e no modelo de fluxo localizado de fluido na escala dos poros. Todavia a integração com dados de perfis e mesmo dados sísmicos constituem possíveis desdobramentos interessantes para o trabalho em pauta.

Utilizam-se informações petrofísicas e petrográficas previamente obtidas junto a resultados de medidas de velocidades e atenuação por métodos de transmissão de pulsos a frequências ultrasônicas, sendo os fatores de qualidade determinados pelo método de razão espectral discutido anteriormente. Realizaram-se as medidas de velocidades e fatores de qualidade sob diferentes condições de saturação, pressão e temperatura no Laboratório de Física de Rochas do Centro de Pesquisas da PETROBRAS, ao que se sabe o único na América Latina capacitado à realização de tais ensaios.

5.3 - Amostragem

Baseando-se em informações inicialmente disponíveis procurou-se a coleta de amostras provenientes de seis poços com caracterização mineralógica e petrofísica próximas. Tratando-se de amostras antigas, a tarefa de recuperação mostrou-se extremamente difícil, admitindo-se então no conjunto amostras sem análises mineralógicas correspondentes, mas todas com dados de porosidade, permeabilidade e densidade da fração sólida. Enriqueceram-se determinadas análises relacionadas particularmente ao comportamento das velocidades com dados antigos, totalizando 149 medidas de velocidades em rochas secas, enquanto as novas medidas compreendem 57 amostras de 3 poços. Os histogramas das Figuras 5.3 a 5.7 representam o conjunto amostrado.

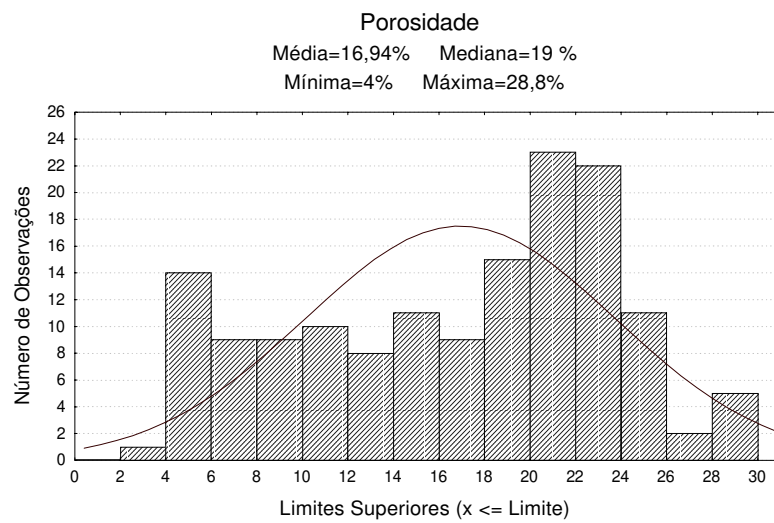


Figura 5.3: Histograma das porosidades.

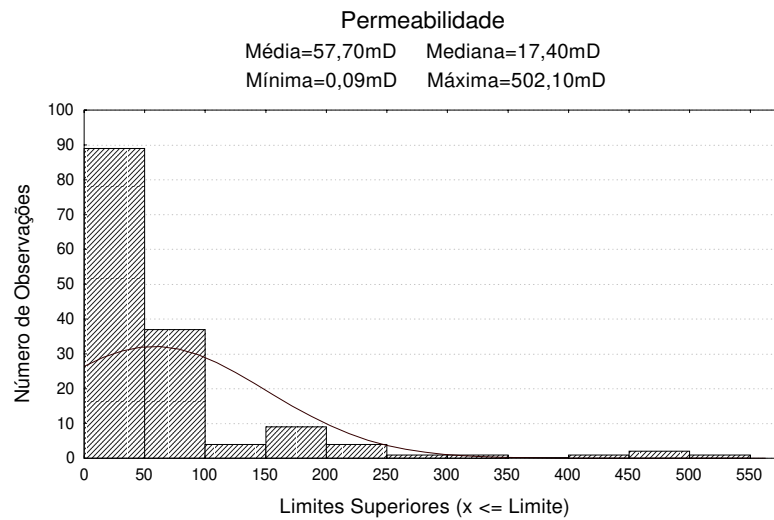


Figura 5.4: Histograma de permeabilidades.

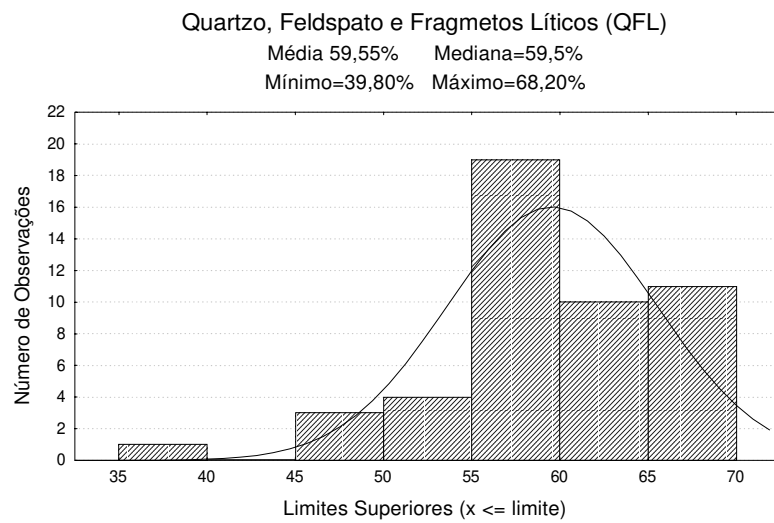


Figura 5.5: Histograma do teor de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.

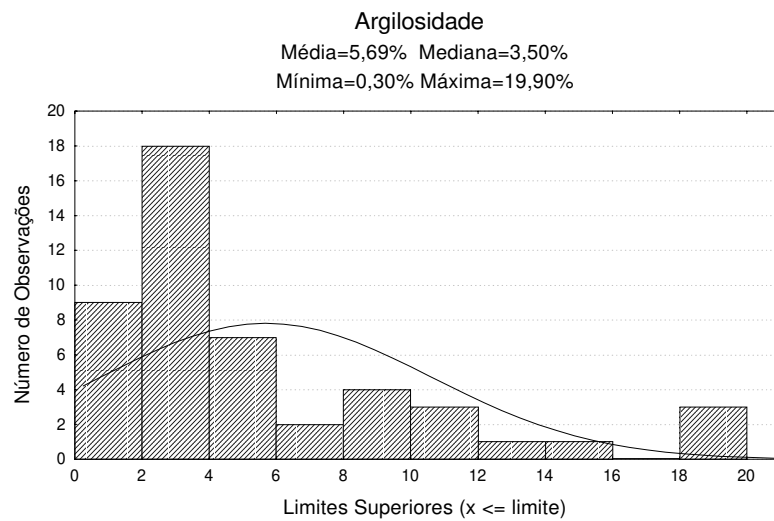


Figura 5.6: Histograma do teor de argila.

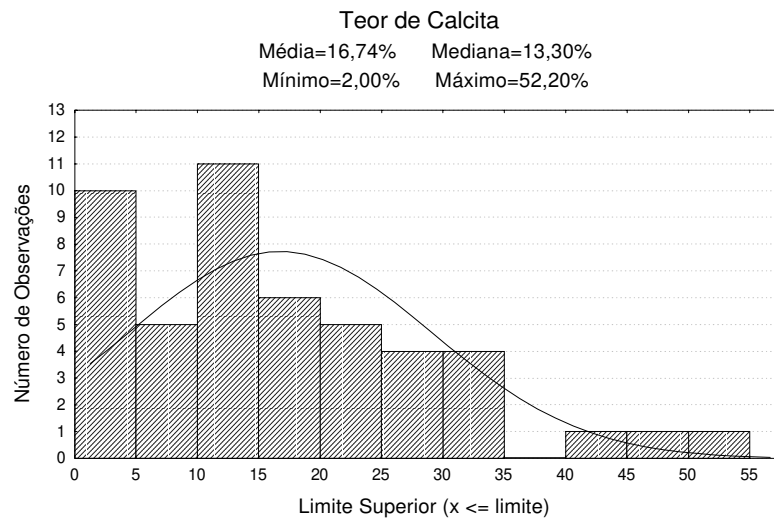


Figura 5.7: Histograma do teor de calcita.

Atribuiu-se arbitrariamente o valor de 0,09mD para amostras com permeabilidades inferiores a 0,1mD, limite de medida do equipamento. Tal aproximação não tem muito impacto sobre os resultados pois apenas 3 amostras encontram-se abaixo deste limite.

5.4 - Métodos de Medida

Utilizam-se neste estudo resultados de análises petrofísicas e petrográficas junto a dados de velocidades e fatores de qualidade. Discutiram-se previamente os métodos de medida de velocidades e fatores de qualidade, cabendo aqui considerações sobre o sistema particular utilizado.

5.4.1 - Porosidade

A porosidade é definida como a razão entre o volume de vazios e o volume total de uma rocha, fornecendo uma medida da capacidade de armazenamento de fluidos. Mede-se a porosidade em laboratório a partir das medidas do volume total e do volume de sólidos da amostra. Realiza-se a medida do volume total em uma bomba de mercúrio, medindo-se o volume de mercúrio deslocado com a imersão da amostra. A medida do volume de sólidos baseia-se na lei

de Boyle-Mariotte, $P_1V_1 = P_2V_2$, conforme ilustrado na Figura 5.8, onde P_1 é a pressão inicial de um gás (geralmente nitrogênio ou hélio) fixada em uma câmara de referência de volume V_1 , comunicando-se a câmara de referência a outra câmara contendo a amostra de rocha, a pressão atinge um novo valor P_2 quando o gás expande-se por todo o volume útil do sistema, V_2 . O volume dos sólidos é então calculado a partir do volume medido V_2 e do volume, já conhecido, de todo o equipamento (câmaras e tubulações). Calcula-se então a porosidade segundo:

$$\phi = \frac{V_V}{V_T} = \frac{V_V}{V_V + V_G} \quad (5.1)$$

onde V_V é o volume de vazios, V_G o volume de sólidos e V_T o volume total da amostra.

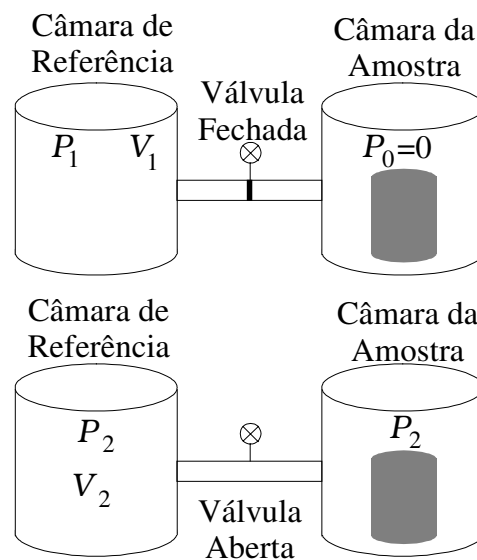


Figura 5.8: Diagrama esquemático do sistema de medidas de porosidades.

5.4.2 - Permeabilidade

Segundo a Lei de Darcy, a velocidade com que um fluido atravessa um meio poroso relaciona-se linearmente ao gradiente de pressão, sendo a constante de proporcionalidade igual à permeabilidade (uma propriedade do meio poroso) dividida pela viscosidade (uma propriedade do fluido). Trata-se de uma medida da capacidade do meio poroso de se deixar atravessar por

fluidos, sendo muito importante no caso de rochas reservatório pois relaciona-se à taxa de produção e ao fator de recuperação.

Mediram-se as permeabilidades com um permeabilímetro a gás. Injeta-se o gás (Nitrogênio), de viscosidade conhecida, através do plugue de testemunho de seção transversal A e comprimento L conhecidos. As pressões de entrada e saída do gás são ajustadas por meio de válvulas reguladoras de modo a obter-se um fluxo viscoso ou Darciano através da rocha (vazão média dividida pela seção transversal linearmente proporcional ao gradiente de pressão). Medem-se as pressões, a temperatura e a vazão de injeção de gás através da amostra. Determina-se então a permeabilidade a partir da lei de Darcy:

$$\kappa = \eta \frac{g L}{A(P_{in} - P_{out})} \quad (5.2)$$

onde κ é a permeabilidade (em Darcy), η a viscosidade do gás (em centipoise), g a vazão do gás (cm^3/s), L o comprimento da amostra, A a área da seção transversal e P_{in} e P_{out} as pressões de entrada e saída, respectivamente, em atmosferas (atm).

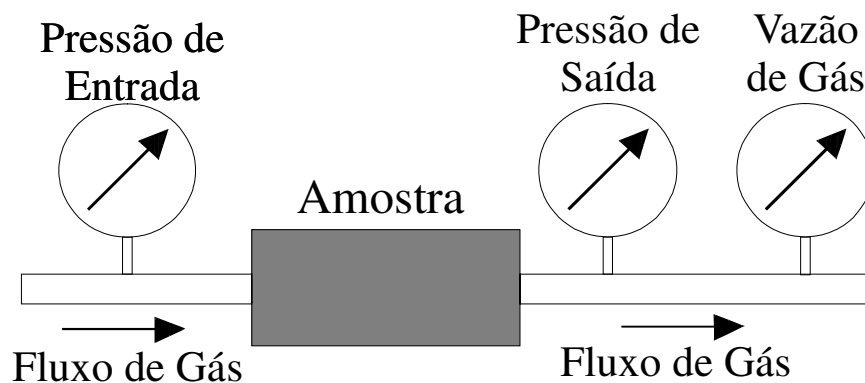


Figura 5.9: Esquema do sistema de medidas de permeabilidade.

5.4.3 - Densidade dos Grãos

Mede-se a densidade dos grãos dividindo-se o peso da amostra pelo volume de sólidos, o que leva à inclusão da água estrutural das argilas, a menos que submeta-se a amostra a processo de secagem em forno a vácuo, o que pode danificá-la.

5.4.4 – Composição Mineralógica

Obtiveram-se as composições das amostras de análises petrográficas de lâminas delgadas a profundidades próximas, em microscópio ótico, contando-se em geral 250 pontos em cada análise. Algumas análises apresentam a descrição modal, detalhada quanto à forma de ocorrência e tipo de argilas, discriminação de intraclastos, bioclastos e tipo de cimento, enquanto outras análises fornecem uma descrição mais expedita, incluindo, por exemplo, todos os bioclastos em uma só categoria. Dispõe-se também de algumas análises texturais obtidas em lâmina, fornecendo informações de seleção, tamanho de grão médio, entre outros.

5.4.5 – Velocidades e Fatores de Qualidade

Determinaram-se as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes pelo método de transmissão ultra-sônica discutido anteriormente. O sistema de medida pode ser dividido em uma parte eletrônica e outra parte mecânica, esquematizadas respectivamente nas Figuras 5.10 e 5.11. Utiliza-se o gerador de funções para emitir um sinal que, no caso deste estudo, corresponde a um período de senóide com frequência central bem definida (utilizam-se 250kHz e 500kHz). Este sinal é amplificado e enviado para o transdutor, uma cerâmica piezoelétrica que transforma-o em vibração mecânica, escolhendo-se os pares de transdutores (específicos para ondas compressoriais ou cisalhantes) remotamente pelo programa de aquisição. A vibração mecânica, após atravessar a amostra, é recebida por outro transdutor que converte-a em sinal elétrico e este geralmente é novamente amplificado, exibido na tela de um osciloscópio e armazenado em um computador. Durante as medidas envolvidas neste estudo utilizou-se uma estação Sun SparcTM para controle do sistema e gravação das ondas, futuramente um microcomputador será dedicado a esta tarefa. Impõe-se pressões de confinamento e de poros com auxílio de bombas hidráulicas, monitorando-as com manômetros que podem ser vistos na foto da Figura 5.12.

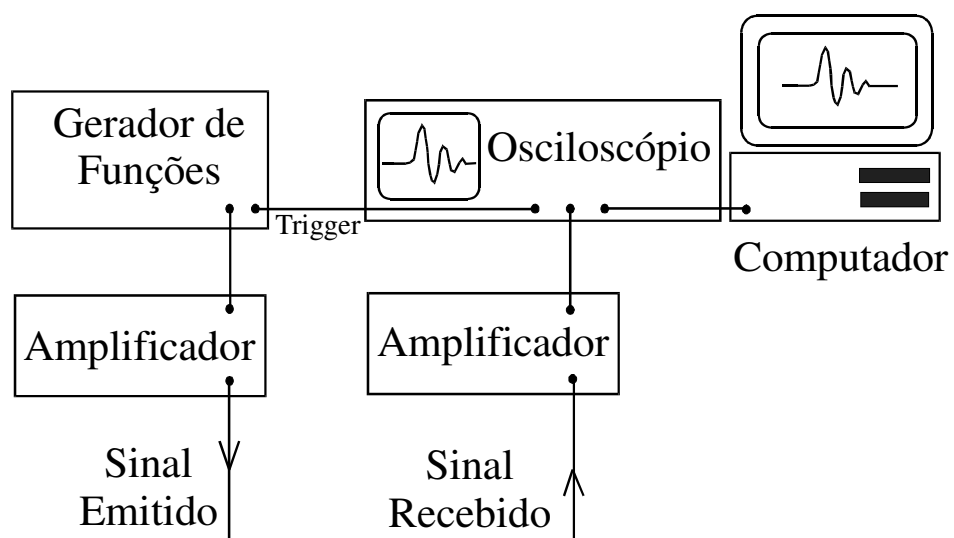


Figura 5.10: Esquema da parte eletrônica do sistema de medidas.

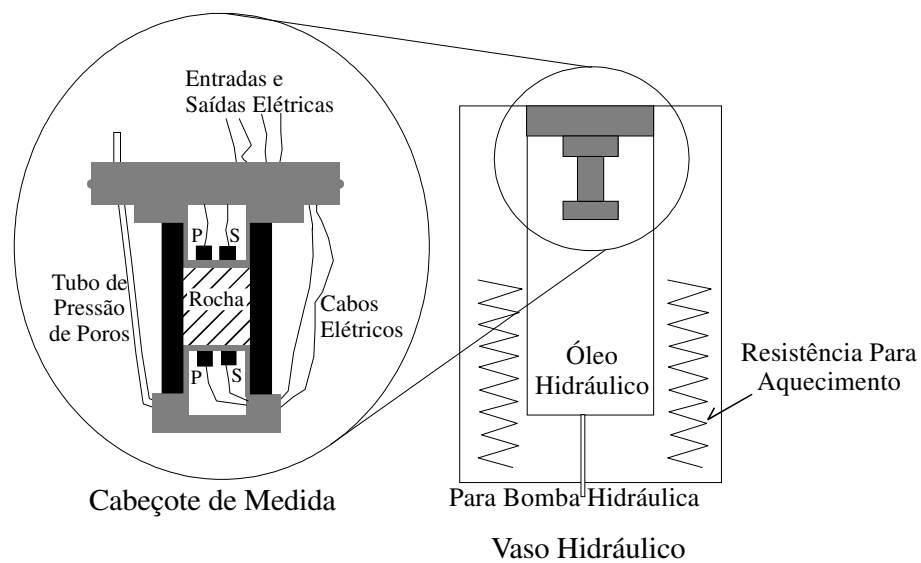


Figura 5.11: Esquema da parte mecânica do sistema de medidas.

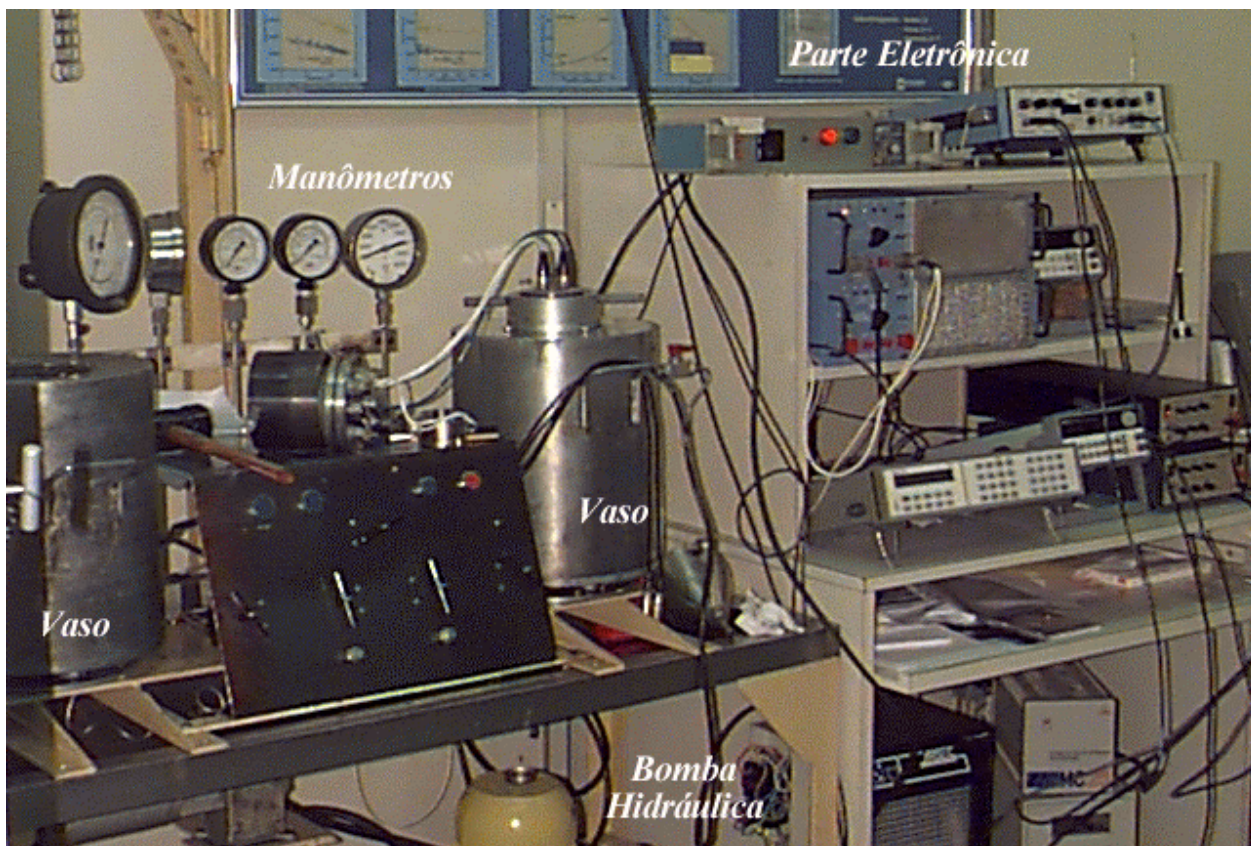


Figura 5.12: Foto do equipamento de medidas.

A medida de atenuação exige o arquivamento e processamento das formas de onda registradas em laboratório. Embora tenha-se registrado as formas de onda em uma estação de trabalho, utilizou-se um microcomputador para o processamento. Desenvolveram-se os programas de aquisição e de processamento no ambiente do pacote LabViewTM, da National InstrumentsTM, que dispõe de versões para WindowsTM, MacIntoshTM e SunOSTM. Este pacote apresenta uma interface de programação visual, denominada pelo fabricante de VITM (Virtual InstrumentTM), interessante e transparente ao usuário, embora dificulte determinados tipos de programações. Uma vantagem deste programa é a portabilidade: o programa não é portátil, havendo uma versão para cada plataforma, mas os aplicativos (ou “instrumentos virtuais”) projetados em uma plataforma operam em qualquer outra geralmente sem modificação alguma. Reproduz-se na Figura 5.13 parte da janela do programa utilizado para determinação dos fatores de qualidade

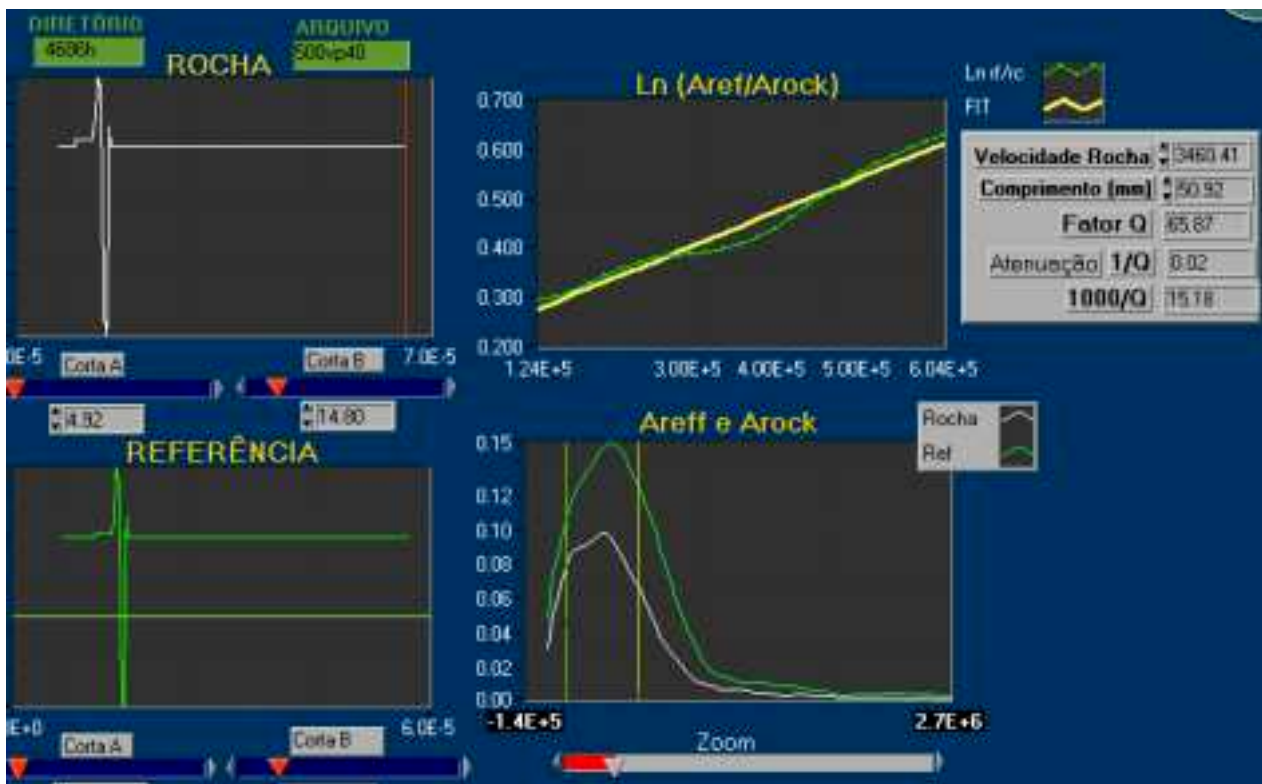


Figura 5.13: Parte da janela do programa desenvolvido para medida da atenuação mostrando as porções das formas de onda da rocha e da referência utilizadas para a transformada de Fourier, os espectros de amplitude e o ajuste do logaritmo da razão espectral.

5.5 - Incertezas e Repetibilidade das Medidas

Tem-se pouco controle sobre as incertezas das medidas de porosidade, permeabilidade e análises petrográficas disponíveis anteriormente à realização deste trabalho. Sabe-se que análises de lâminas podem apresentar tendências conforme o técnico que as realiza. Minimiza-se tal problema quando o conjunto de amostras é analisada por um só petrógrafo experiente, como é o caso neste estudo, gerando quantificações relativas confiáveis. Realizaram-se novas medidas de porosidade em cinco amostras, registrando-se diferenças relativas de até 10% em um caso, conforme discute-se oportunamente no próximo Capítulo.

Concentrando-se nas incertezas envolvidas na determinação das propriedades viscoelásticas, pode-se estimar seus valores mínimos pela propagação de erro. Tomando-se a expressão usada para a determinação da velocidade em laboratório

$$V = \frac{L}{t} \quad (5.3)$$

onde L é o comprimento da amostra e t o tempo de trânsito da onda na amostra, obtém-se a incerteza ou erro relativo na velocidade como

$$\frac{\partial V}{V} = \frac{\partial L}{L} + \frac{\partial t}{t} \quad (5.4)$$

ou seja, o erro relativo na determinação da velocidade é simplesmente a soma dos erros relativos das medidas de comprimento e tempo de trânsito. Estima-se um erro da ordem de 2% na determinação da velocidade.

Quanto ao fator de qualidade, partindo-se da expressão usada para sua determinação

$$Q = \frac{\pi}{\gamma V} = \frac{\pi L}{(\gamma L)V} \quad (5.5)$$

lembrando que L é o comprimento da amostra, γ a constante de atenuação (coeficiente de atenuação dividido pela frequência de investigação) e V a velocidade, sendo γL o valor do coeficiente angular da reta ajustada aos dados de logaritmo da razão espectral. Calculando-se o erro relativo em Q obtém-se

$$\frac{\partial Q}{Q} = \frac{\partial L}{L} + \frac{\partial V}{V} + \frac{\partial(\gamma L)}{(\gamma L)} \quad (5.6)$$

As incertezas em L e V são relativamente pequenas mas o erro relativo do coeficiente angular γL pode tornar-se bem elevado, estando indiretamente ligado fatores experimentais como acoplamento, preparação da amostra, porções das formas de onda utilizadas para cálculo dos espectros e escolha da faixa de frequências na qual realiza-se a divisão dos espectros, conferindo às medidas alguma subjetividade e constituindo-se em um “ponto fraco” do método. Na prática, face às diversas complicações experimentais, admite-se um erro relativo de até 20% para fatores de qualidade determinados pelo método de razão espectral (Nur, comunicação pessoal).

Procurando-se avaliar a confiabilidade e repetibilidade das medidas de fatores de qualidade tomaram-se duas amostras, 4684H e 4686H, para realização de testes. Após a determinação dos fatores de qualidade das amostras saturadas cortaram-se os plugues para novas medidas com outros comprimentos e, também, realização de uma medida segundo a adaptação citada no Capítulo 4, na qual comparam-se as amplitudes registradas em duas posições na mesma amostra, encontrando-se os resultados ilustrados na Figura 5.14. Os círculos referem-se às medidas originais e as cruzeiras às medidas realizadas após o corte das amostras, ambas pelo método de razão espectral comparando-se com referências de alumínio. Os losangos referem-se aos resultados de estimativas dos fatores de qualidade comparando-se as amplitudes registradas para os diferentes comprimentos de amostra. Observa-se boa concordância entre os diferentes resultados, com diferenças menores que 20%, indicando a confiabilidade e repetibilidade das medidas.

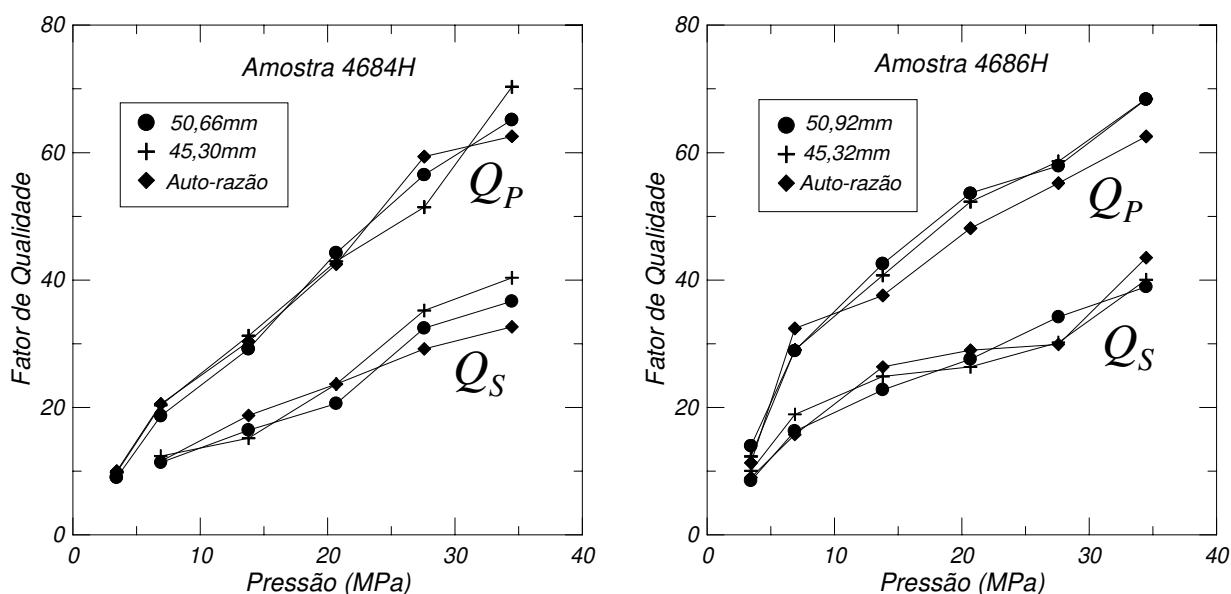


Figura 5.14: Fatores de qualidade das amostras 4684H e 4686H saturadas com água determinados de três formas distintas.

Realizaram-se ainda testes relacionados à repetibilidade das medidas a diferentes frequências. Medindo-se as velocidades das amostras às frequências de 250kHz e 500kHz obtém-se diferenças menores que o erro experimental admitido de 2%, encontrando-se os desvios em medidas de fatores de qualidade abaixo de 15%.

5.6 - Verificação do Modelo de Q Constante

O método de razão espectral assume que o fator de qualidade Q é constante pelo menos em uma larga faixa de frequências em torno da frequência de medida, podendo-se considerar a própria existência de uma relação linear entre o logaritmo da razão espectral e a frequência como uma verificação da constância de Q com a frequência.

Pode-se expressar a relação de dispersão do modelo de Q constante como:

$$\frac{V_2 - V_1}{V_1} = \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{f_2}{f_1} \right) \quad (5.7)$$

onde V_2 e V_1 são as velocidades medidas às frequências f_2 e f_1 respectivamente. Tomando-se as medidas de velocidades a 500kHz como referência e calculando-se os valores a serem obtidos a 250kHz nota-se que a diferença encontra-se muito abaixo do erro experimental admitido de 2%, mostrando que as medidas de laboratório são inadequadas para a verificação do modelo de Q constante.

Adotando-se um procedimento análogo ao de Best e Sams (1997), calcularam-se as médias de velocidades compressoriais medidas em laboratório nas rochas com salmoura e a média observada na zona de água nos perfis dos poços disponíveis. Calculou-se ainda a média dos fatores de qualidade das ondas compressoriais medidos nas rochas com água, observando-se a distribuição ilustrada no histograma da Figura 5.15. Como parâmetro de controle calcularam-se as porosidades médias observadas em perfil e a média das porosidades das amostras medidas sob saturação de água, obtendo-se valores próximos. Utilizando-se as velocidades médias calculadas a 500kHz (laboratório) e 10kHz (perfil) na relação de dispersão do modelo de Q constante obtém-se um valor de 70,64 para o fator de qualidade da onda compressional, próximo à média dos dados de laboratório, indicando que tratar-se o fator de qualidade como constante é uma boa aproximação, pelo menos na faixa de frequências utilizada.

A Tabela 5.1 apresenta as médias obtidas a partir dos dados de laboratório e de perfil, junto ao fator de qualidade calculado pelo método descrito acima. Note-se que a diferença relativa das velocidades médias é apenas de 1,8%, ainda da ordem do erro experimental. Tal procedimento

não constitui-se em uma prova rigorosa do modelo de Q constante, mas uma indicação de sua validade.

Tabela 5.1: Médias de porosidade e velocidades compressionais para o Arenito com água obtidas em laboratório e em perfil, junto ao fator de qualidade médio de laboratório e o calculado a partir do perfil.

Propriedade	Média Laboratório	Média Perfil
Porosidade	14,01	14,52
V_P água (m/s)	4423,07	4346,45
Q_P água	70,56	70,64

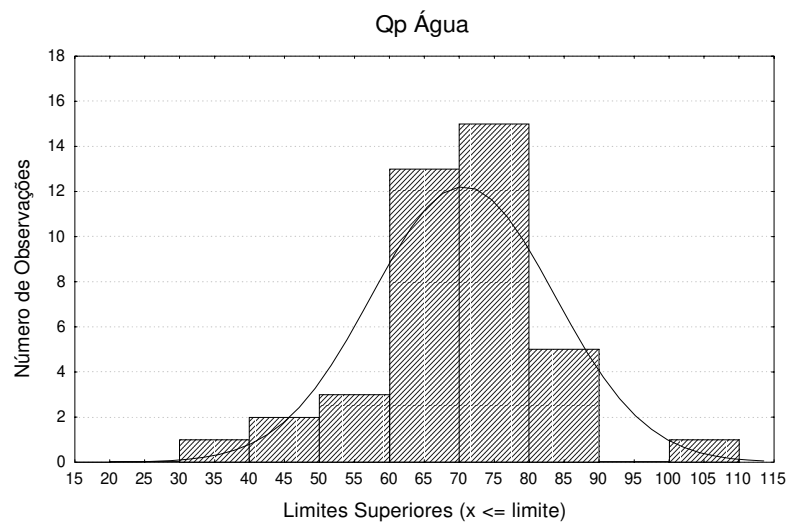


Figura 5.15: Distribuição dos fatores de qualidade compressionais medidos em rochas saturadas com salmoura.

Capítulo 6

Análise dos Resultados

Recuperaram-se 57 amostras do Arenito Namorado de Albacora provenientes de 3 poços: Poço 2 (48 amostras), Poço 3 (3 amostras) e Poço 4 (6 amostras). Objetivou-se inicialmente a coleta de amostras que, além dos dados de petrofísica comumente disponíveis (porosidade, permeabilidade e densidade de sólidos), apresentassem dados de análises petrográficas realizadas a profundidades próximas. Tratando-se de amostras antigas tal ambição mostrou-se impraticável, de sorte que realizaram-se medidas mesmo em amostras sem petrografia. Deste conjunto universo de amostragem parte foi medida apenas na condição a seco e parte medida tanto a seco como com saturação de salmoura preparada em laboratório simulando a água de formação do Campo (100.000ppm de NaCl). Saturaram-se também amostras com óleo proveniente do reservatório (26,2°API, do Poço 1). Após medirem-se as velocidades e os fatores de qualidade de algumas amostras saturadas com salmoura realizou-se um processo de secagem e nova saturação com óleo, no intuito de avaliar a influência de impurezas no espaço poroso. Mediu-se ainda uma única amostra “suja”, apresentando resíduos de óleo bruto.

6.1 - Amostras Secas

Realizaram-se ensaios de velocidade e atenuação somente a seco em 14 amostras do Poço 2 por não apresentarem dados de petrografia correspondentes e pela dificuldade de saturar-se eficientemente um grande número de amostras em um tempo relativamente curto. Listam-se na Tabela 6.1 algumas propriedades petrofísicas destas amostras. Tratam-se de medidas realizadas no próprio plugue (porosidade, permeabilidade e densidade da parte sólida) utilizado para medida

de velocidades e fatores de qualidade. Representam-se os comportamentos das velocidades e fatores de qualidade de ondas compressoriais e cisalhantes (V_P , V_S , Q_P e Q_S) com a pressão nos gráficos ilustrados nas Figuras 6.1 a 6.14.

Tabela 6.1: Porosidade ϕ , densidade dos sólidos ρ_G e permeabilidade κ , velocidades e fatores de qualidade das ondas compressoriais e cisalhantes (V_P , V_S , Q_P e Q_S) à pressão de 34,5MPa das amostras medidas somente a seco.

Amostra	Profundidade (m)	ϕ (%)	ρ_G (g/cm ³)	κ (mD)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	Q_P	Q_S
9221V	3234,25	18,4	2,67	38,5	3898	2488	66,41	49,59
9426H	3249,20	28,8	2,65	502,1	3060	1949	86,80	41,55
9435H	3253,05	19,9	2,66	56,7	3856	2253	119,97	76,38
9440H	3255,40	11,2	2,66	7,9	4671	2685	121,17	87,82
9440V	3255,40	12,9	2,66	8,6	4337	2666	137,38	88,19
9441H	3255,80	20,1	2,68	96	3953	2243	80,95	50,94
9475V	3275,25	25,6	2,67	56,7	3351	2093	97,85	63,61
9478H	3276,25	23,7	2,65	94,7	3642	2174	87,58	50,23
9478V	3276,25	24,6	2,66	58,9	3400	2136	71,60	46,91
9499V	3285,75	26,3	2,65	38,4	3312	2129	88,52	51,89
9521H	3297,15	15,2	2,65	1,7	4063	2267	88,02	58,36
9524H	3299,25	5,1	2,65	0,2	4954	2580	128,07	81,49
9528H	3301,40	16,8	2,63	3,6	4644	2352	132,25	69,28
9533H	3303,85	6,2	2,66	0,3	4747	2349	134,28	102,06

Em geral amostras de menores permeabilidades apresentam valores relativamente maiores de fator de qualidade, mesmo a pressões mais baixas. Outra característica das amostras menos permeáveis em relação às mais permeáveis é apresentarem menores variações percentuais tanto nas velocidades quanto nos fatores de qualidade ao compararem-se valores referentes aos pontos extremos de pressão, 34,5MPa e 6,9MPa.

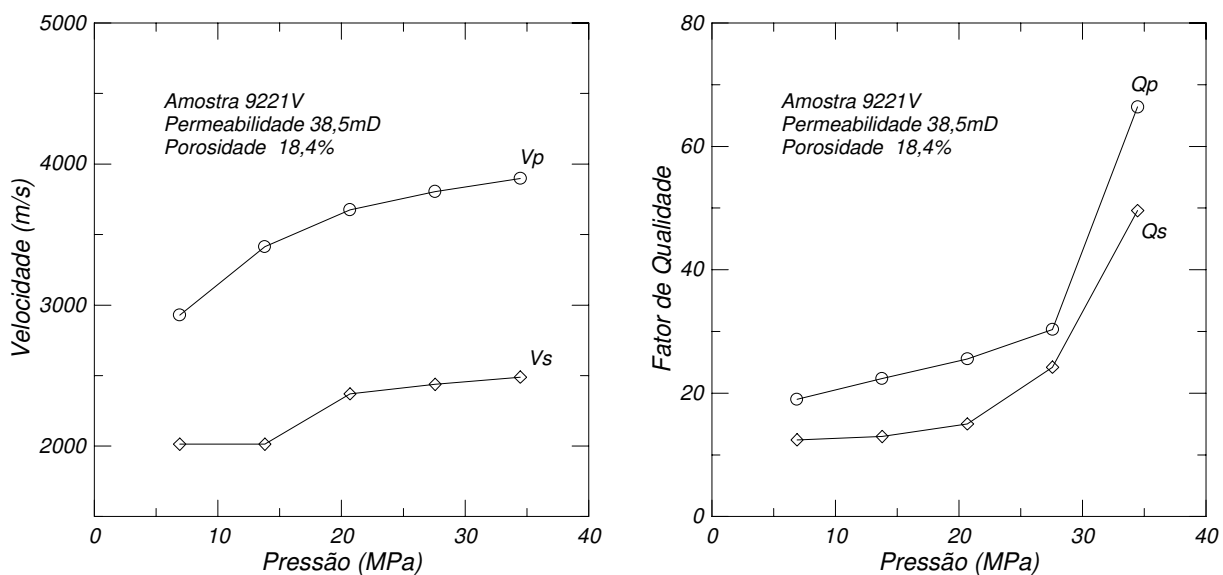


Figura 6.1: Velocidades e fatores de qualidade das ondas compressoriais (círculos) e cisalhantes (losangos) medidas na amostra 9221V.

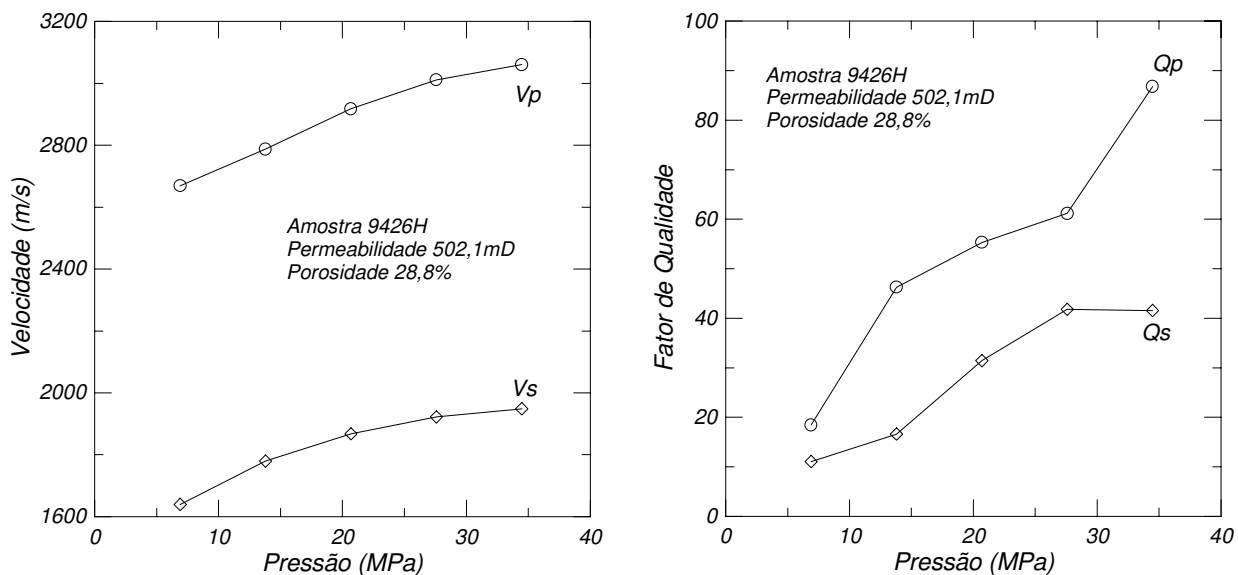


Figura 6.2: Como na Figura 6.1, para a amostra 9426H.

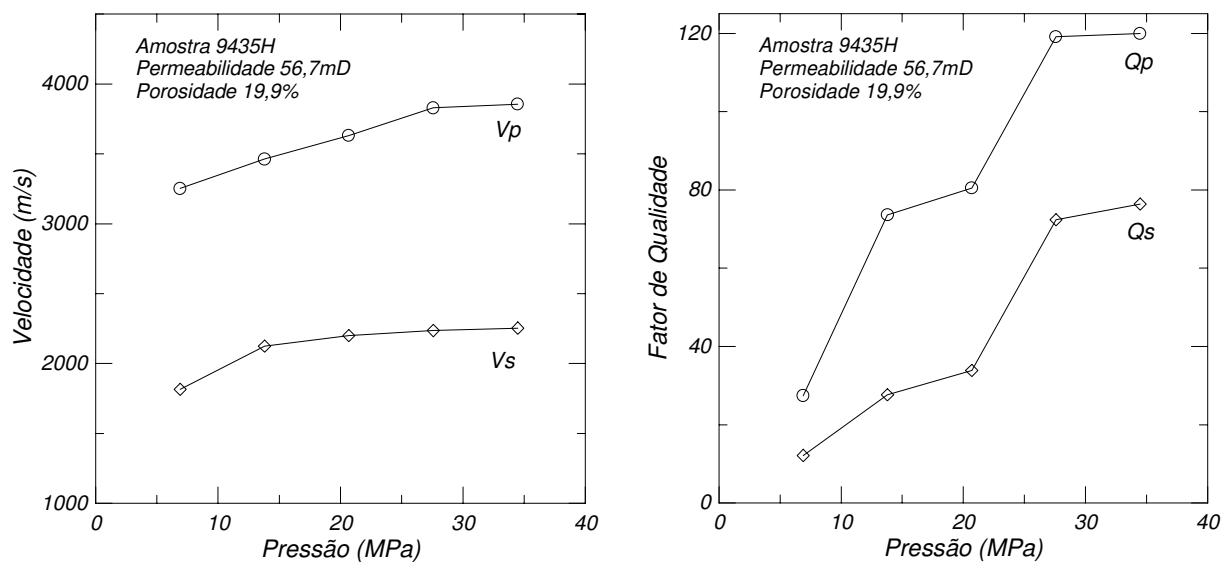


Figura 6.3: Como na Figura 6.1, para a amostra 9435H.

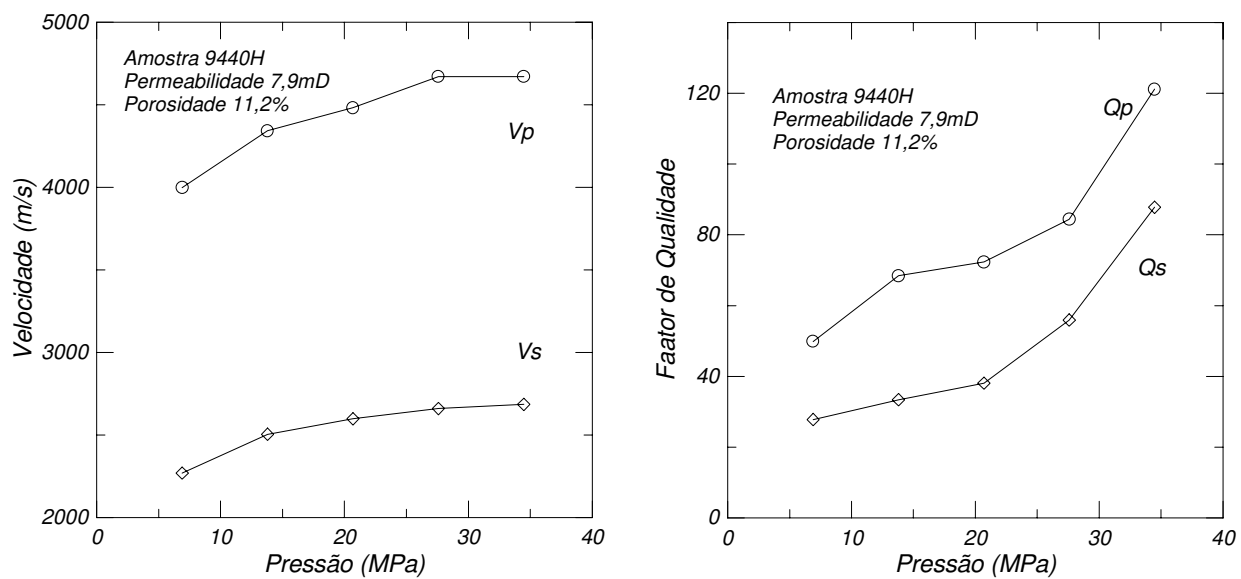


Figura 6.4: Como na Figura 6.1, para a amostra 9440H.

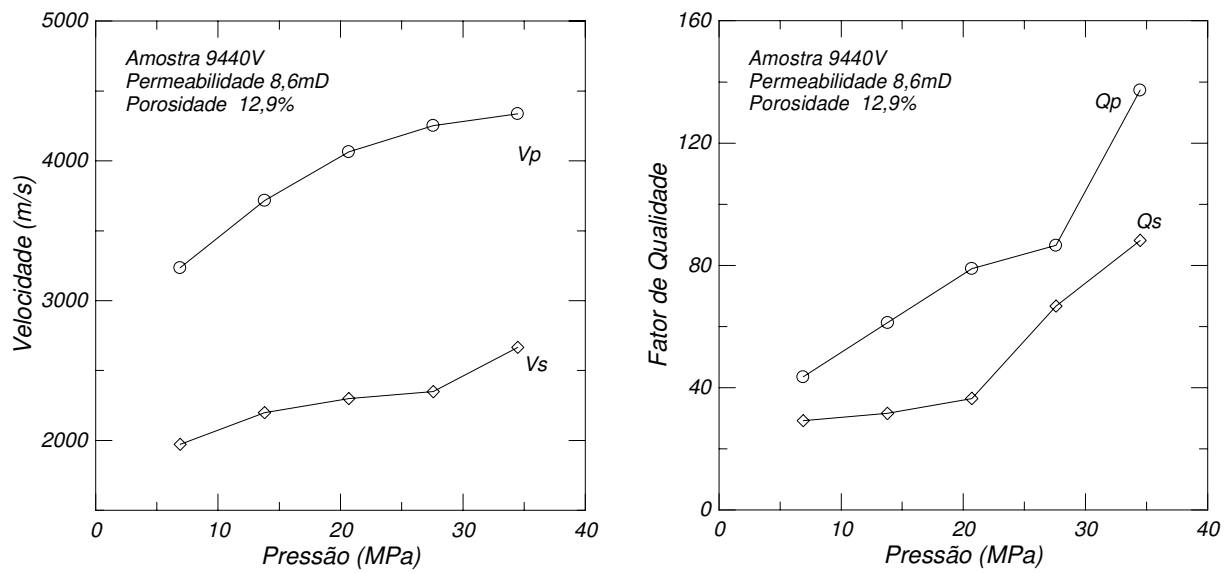


Figura 6.5: Como na Figura 6.1, para a amostra 9440V.

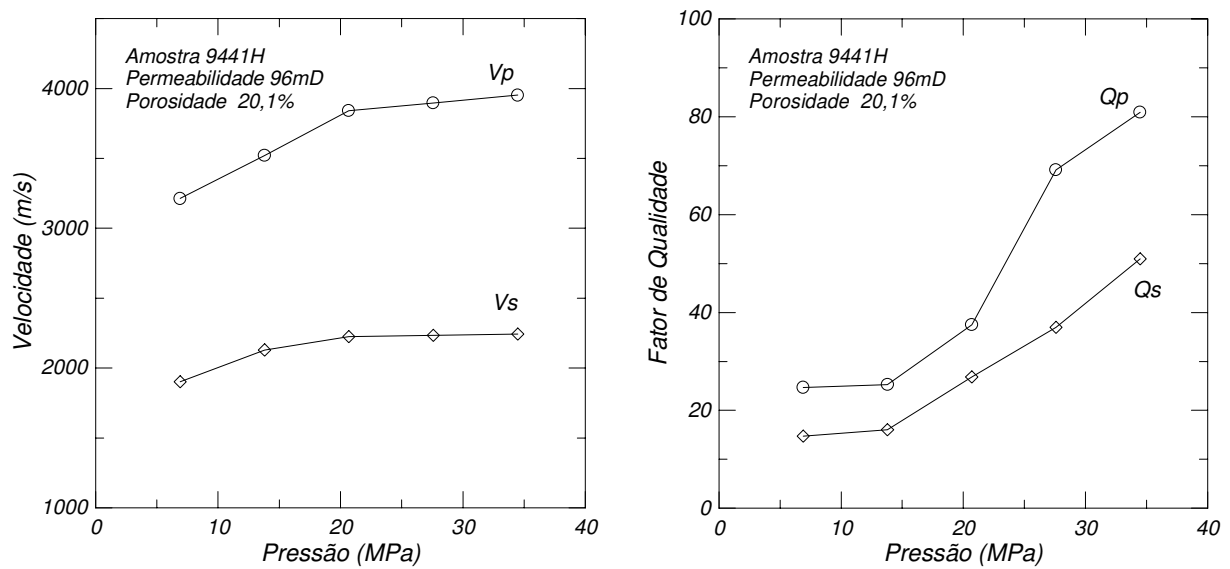


Figura 6.6: Como na Figura 6.1, para a amostra 9441H.

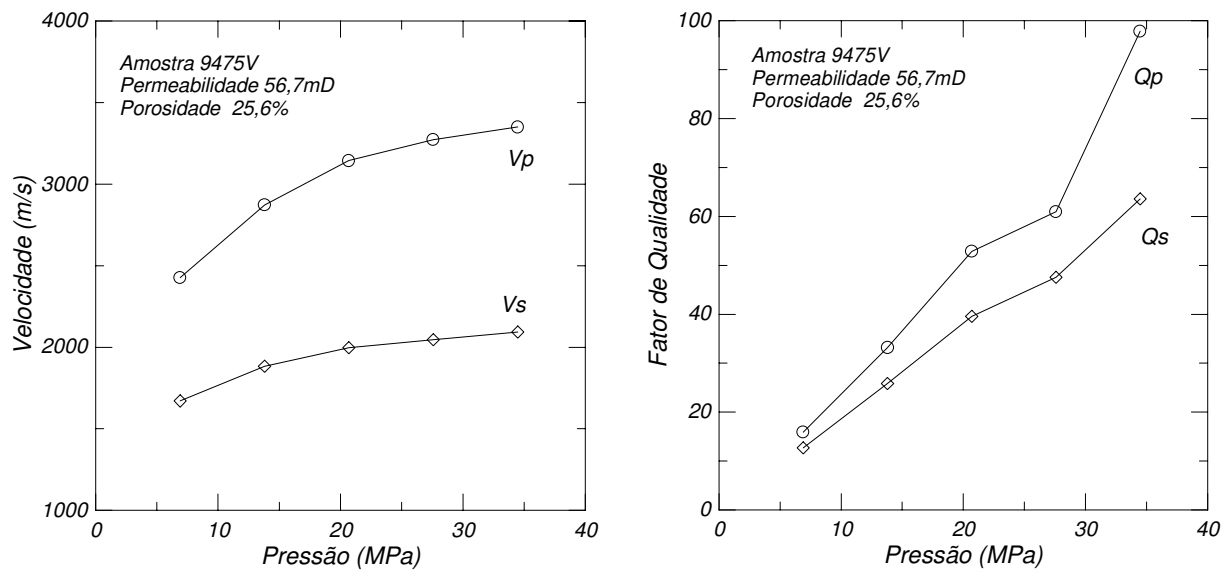


Figura 6.7: Como na Figura 6.1, para a amostra 9475V.

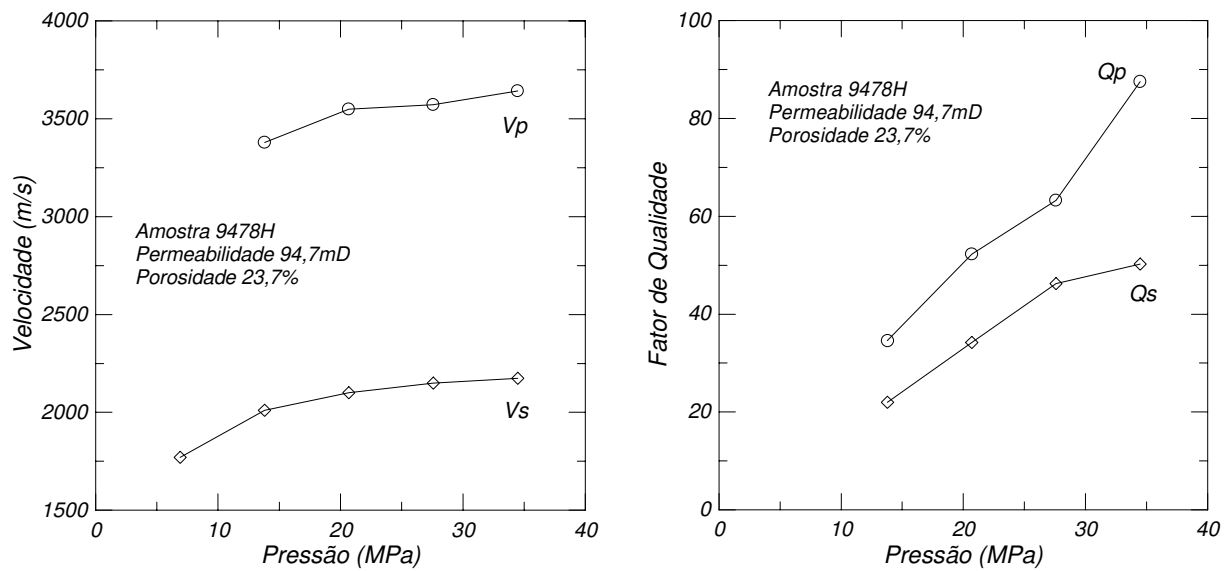


Figura 6.8: Como na Figura 6.1, para a amostra 9478H.

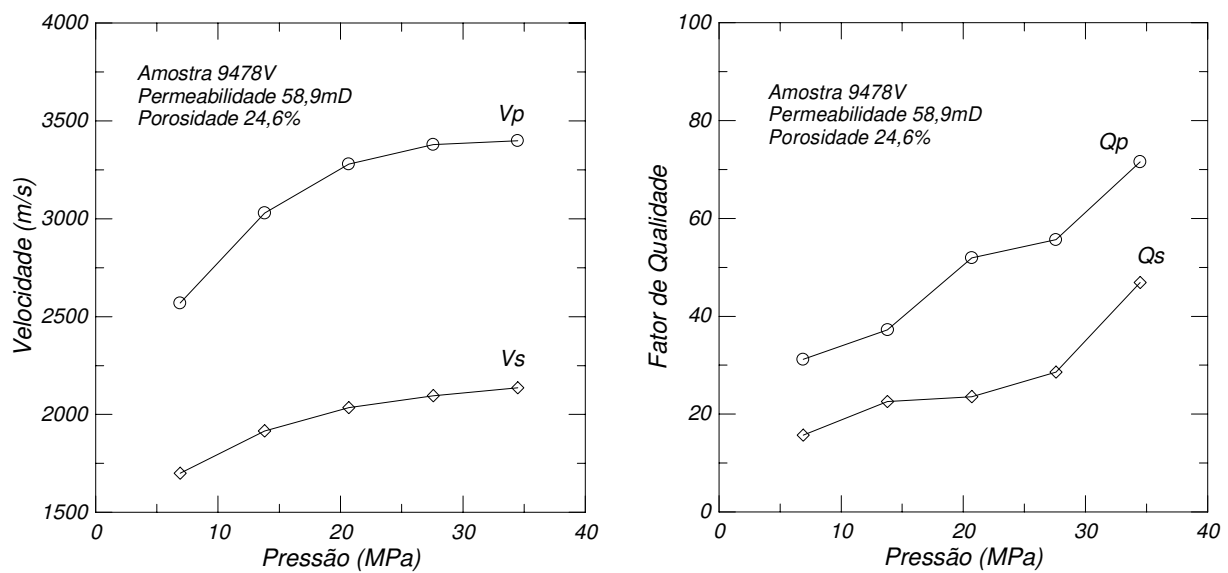


Figura 6.9: Como na Figura 6.1, para a amostra 9478V.

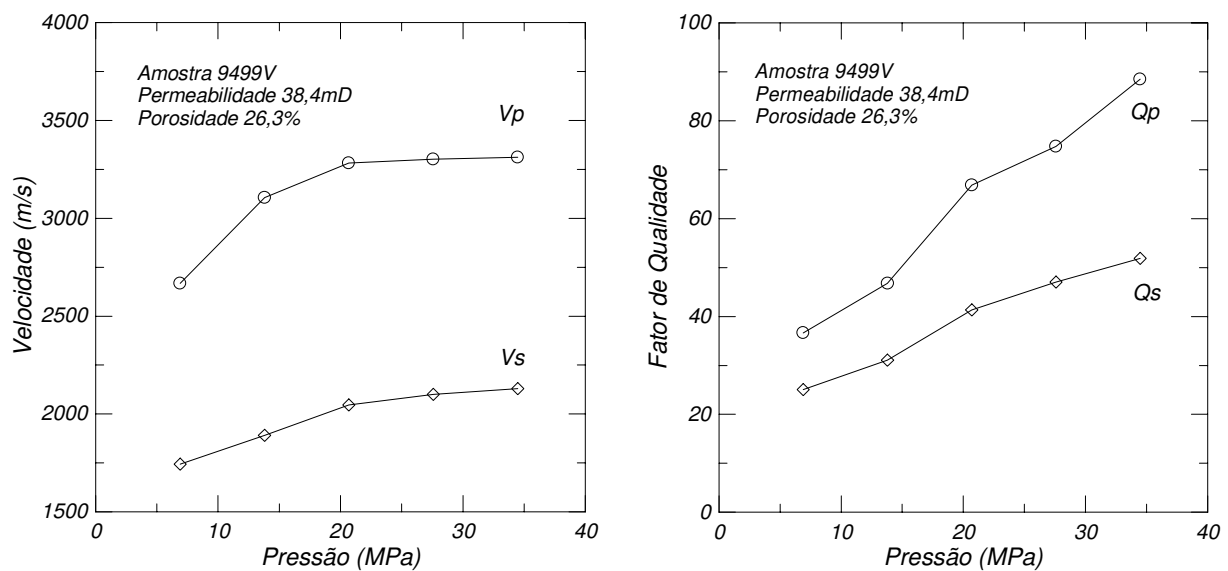


Figura 6.10: Como na Figura 6.1, para a amostra 9499V.

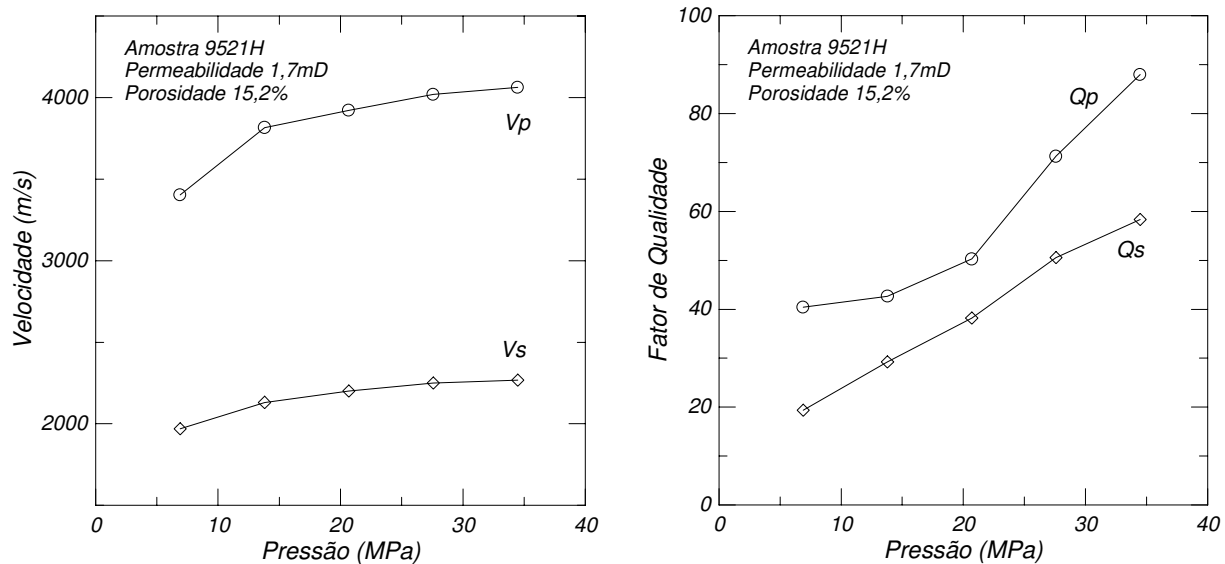


Figura 6.11: Como na Figura 6.1, para a amostra 9521H.

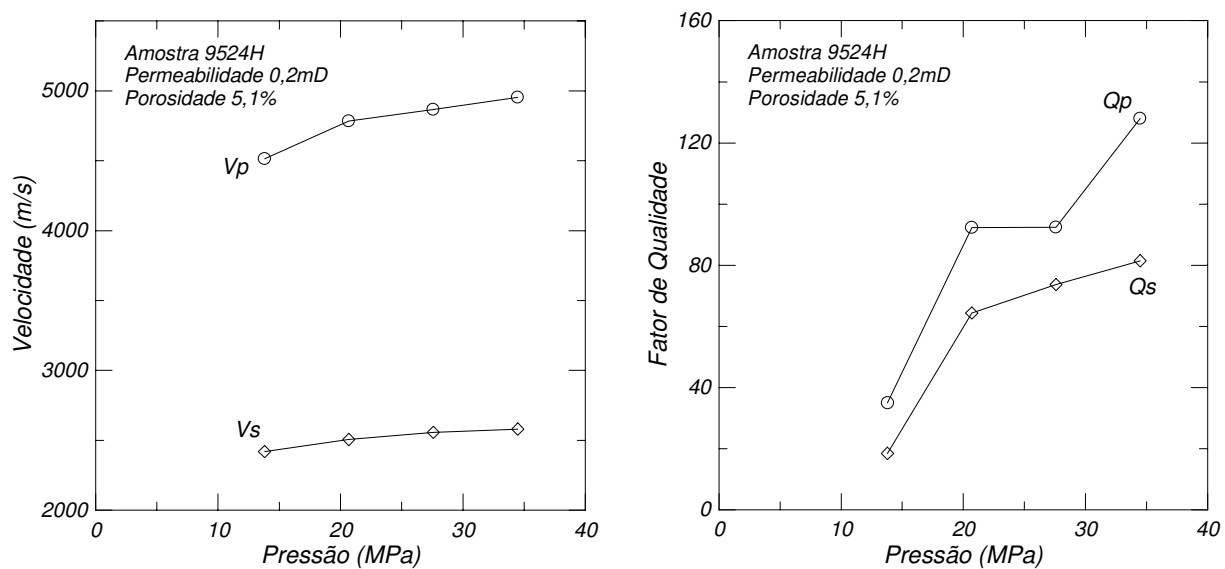


Figura 6.12: Como na Figura 6.1, para a amostra 9524H.

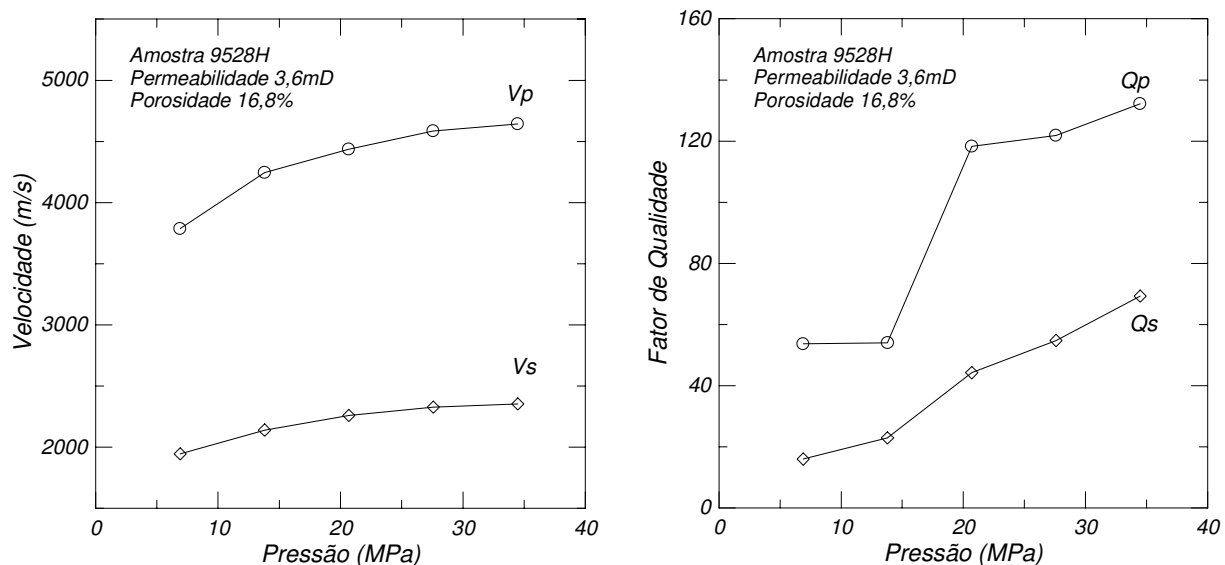


Figura 6.13: Como na Figura 6.1, para a amostra 9528H.

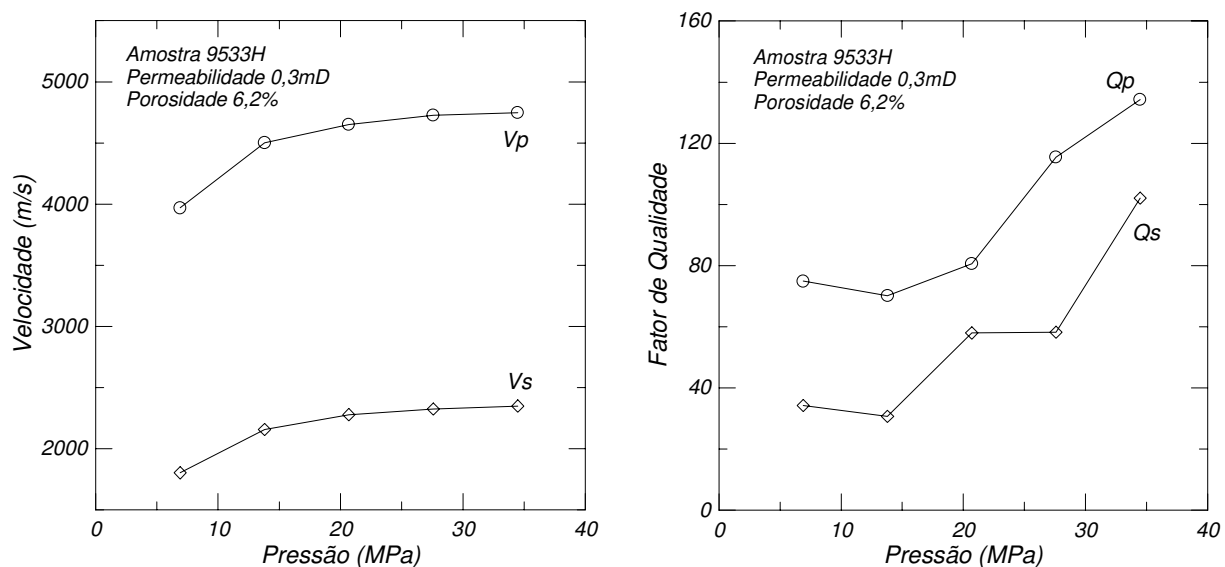


Figura 6.14: Como na Figura 6.1, para a amostra 9533H.

A amostra 9426H possui análise de lâmina relativamente próxima (25cm acima), apresentando a composição $Q_{37}F_{8,3}L_{0,6}$ e a presença de 49% de calcita, o que explica o fator de qualidade relativamente alto (86,2 a 34,5MPa). Note-se, contudo, que os valores de Q_P e Q_S sofrem reduções de 79% e 73% com a diminuição da pressão. Observam-se reduções de 77% e

84% em Q_P e Q_S , respectivamente, na amostra 9435H, sendo sua permeabilidade dez vezes menor que a da 9426H. Dados petrográficos próximos (5cm de diferença) revelam a composição de $Q_{24,6}F_{32,6}L_{2,3}$, 3% de argila, 12,75% de finos (fração silte e argila) e 7,6% de calcita. A presença desta fração fina e mais compressível pode causar a considerável variação do fator de qualidade com a pressão. Posteriormente, abordando-se o comportamento do conjunto de amostras do Arenito Namorado como um todo, torna-se evidente que na verdade a cimentação (e em menor grau a argilosidade) é responsável por este comportamento.

6.2 – Amostras Saturadas com Salmoura

Submeteram-se 35 amostras a ensaios de medidas de velocidades e fatores de qualidade a seco e sob saturação apenas com salmoura, reservando-se duas para modelagem de velocidades segundo o modelo de Mavko e Jizba (1991) a serem discutidas posteriormente. As propriedades petrofísicas das outras 33 amostras (todas do Poço 2) encontram-se listadas na Tabela 6.2 e as propriedades viscoelásticas (velocidades e fatores de qualidade à pressão de 34,48MPa) na Tabela 6.3.

Preparou-se a salmoura misturando-se água de-ionizada e cloreto de sódio de alta pureza e agitando-se por várias horas mesmo após apresentar-se como uma solução homogênea. Saturaram-se as amostras pelo método de embebição: após medirem-se suas propriedades “secas ao ambiente”, colocaram-se as amostras um recipiente, submetendo-as a vácuo moderado por pelo menos 24 horas. Admitindo-se a salmoura no recipiente, procurou-se manter uma extremidade de cada amostra exposta ao vácuo enquanto o restante encontrava-se submerso. Submeteu-se então o conjunto a vácuo por um intervalo de tempo mínimo de 72 horas. Repetiu-se o processo diversas vezes, por grupos de amostras, devido às dimensões dos recipientes disponíveis. Estimou-se o grau de saturação pesando-se as amostras antes e depois do processo de saturação, atribuindo-se a diferença de massa à presença de fluido nos poros.

Nas figuras a seguir ilustram-se os resultados de velocidades (V_P e V_S) e fatores de qualidade (Q_P e Q_S) das ondas compressionais e cisalhantes obtidos nas amostras secas e saturadas, junto às previsões de velocidades da teoria de Biot para as rochas saturadas no limite

de altas frequências. Nestas figuras representam-se com círculos vazados os resultados de V_P e Q_P a seco, com losangos vazados os de V_S e Q_S a seco, com círculos pretos V_P e Q_P da amostra saturada e com losangos pretos V_S e Q_S da amostra saturada, finalmente, linhas pretas contínuas nos gráficos de velocidades representam as previsões de Biot. Obtiveram-se as propriedades da salmoura (densidade e módulo *bulk*) para a previsão de Biot através de fórmulas divulgadas por Batzle e Wang (1992).

Winkler (1985) define a dispersão de Biot como a diferença percentual entre velocidades previstas pelo modelo de Biot para os limites de altas e baixas frequências e a dispersão aparente como a diferença percentual entre a velocidade medida em laboratório para a rocha saturada e o limite de baixas frequências da teoria de Biot. Na discussão a seguir utiliza-se o termo dispersão para a diferença percentual entre a previsão da teoria de Biot (limite de altas frequências) e a velocidade medida na rocha saturada (a frequências de 500kHz). Na verdade, tratam-se de utilizações pouco rigorosas mas corriqueiras do termo dispersão.

Mantiveram-se os dutos de pressão de poros abertos à pressão atmosférica durante os ensaios, admitindo-se neste estudo que a pressão confinante é aproximadamente igual à pressão efetiva (referenciada no texto apenas como pressão). Conforme já enfatizado anteriormente, aceita-se como boa aproximação que as velocidades dependem apenas da pressão efetiva, mas há evidências de que para os fatores de qualidade a dependência é mais complexa (Prasad e Manghnani, 1997).

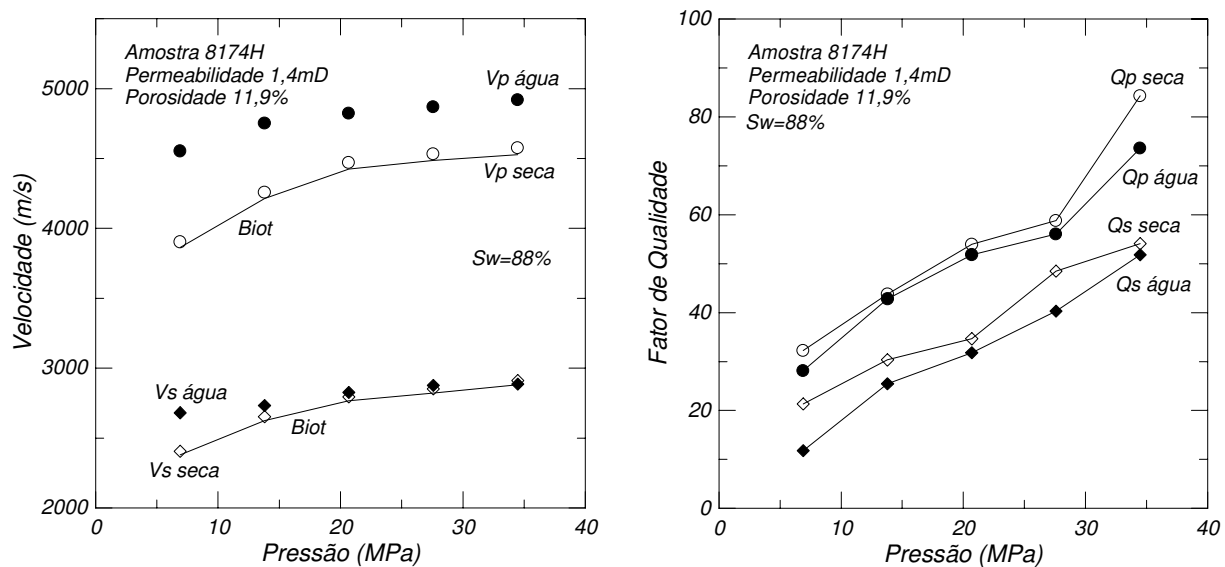


Figura 6.15 : Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8174H.

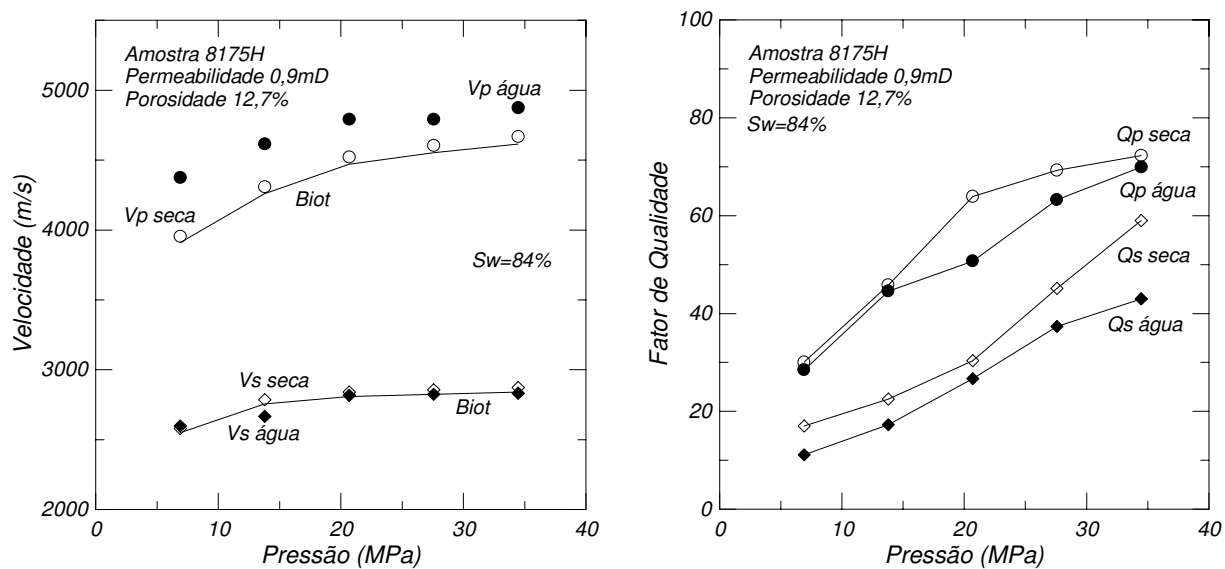


Figura 6.16: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8175H.

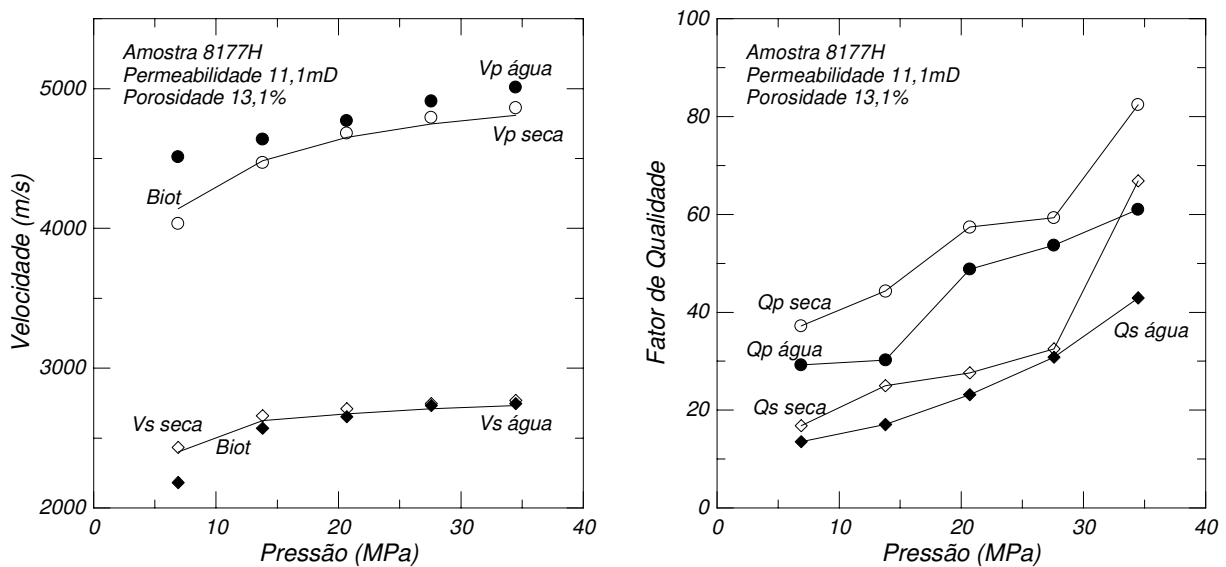


Figura 6.17: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8177H.

As amostras 8174H, 8175H e 8180H (ver Figuras 6.15, 6.16 e 6.18), todas parcialmente saturadas, apresentam dispersões significativas nas ondas compressoriais e cisalhantes, sendo o erro da previsão para as ondas P sempre maior que o erro para as ondas S. A dispersão diminui com o aumento da pressão, intuitivamente concordando com mecanismos de absorção ligados ao fluxo localizado de fluido (fechamento de microfissuras e contatos entre grãos) provavelmente associados à baixa permeabilidade destas amostras (1,4mD, 0,9mD e 1,2mD respectivamente). É interessante notar que os fatores de qualidade para os dois modos de propagação não sofrem redução muito acentuada com a saturação e, qualitativamente, acompanham os comportamentos dos fatores de qualidade das rochas secas. Além disso, o fator de qualidade da onda compressional Q_P para as rochas saturadas mantém-se acima do fator de qualidade Q_S da onda cisalhante para as rochas secas. Já a amostra 8177H (Figura 6.17), de permeabilidade aproximadamente dez vezes superior (11,1mD), exibe uma dispersão bem inferior àquelas observadas nas amostras 8174H, 8175H e 8180H. Seus fatores de qualidade sofrem reduções mais expressivas mesmo à pressão mais alta (34,475MPa) e há uma medida onde Q_P para a rocha saturada é menor que Q_S para a rocha seca.

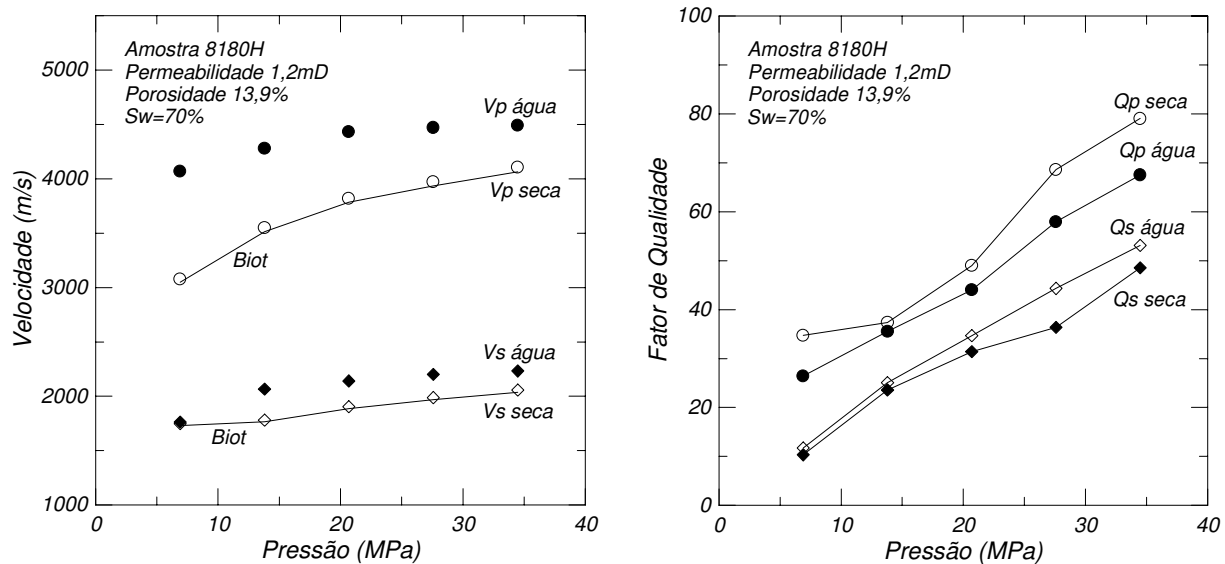


Figura 6.18: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 8180H.

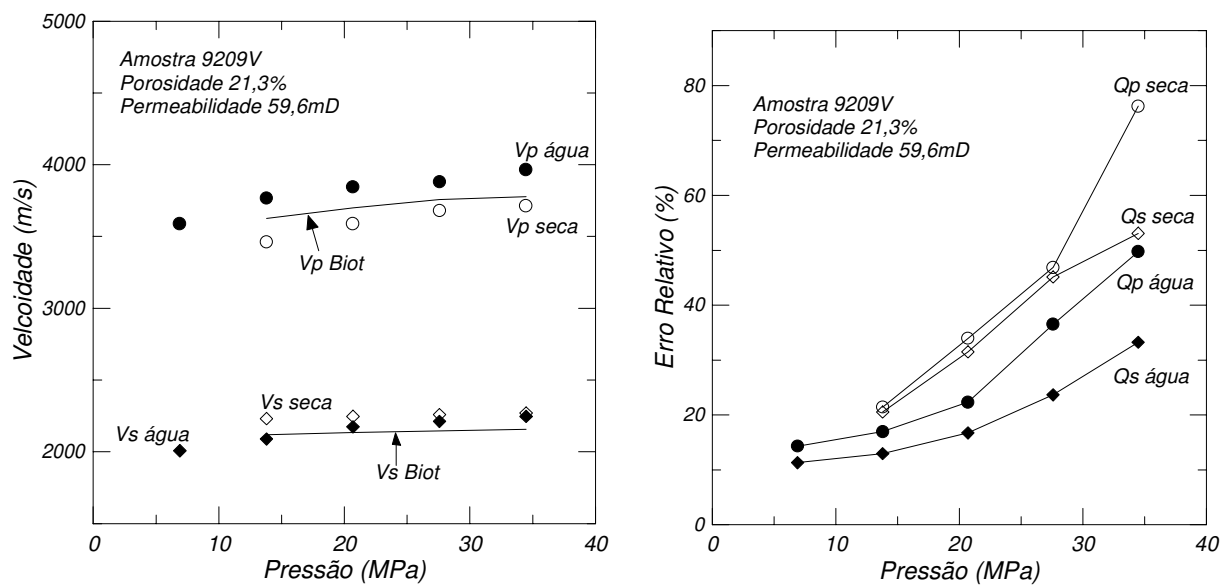


Figura 6.19: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9209V.

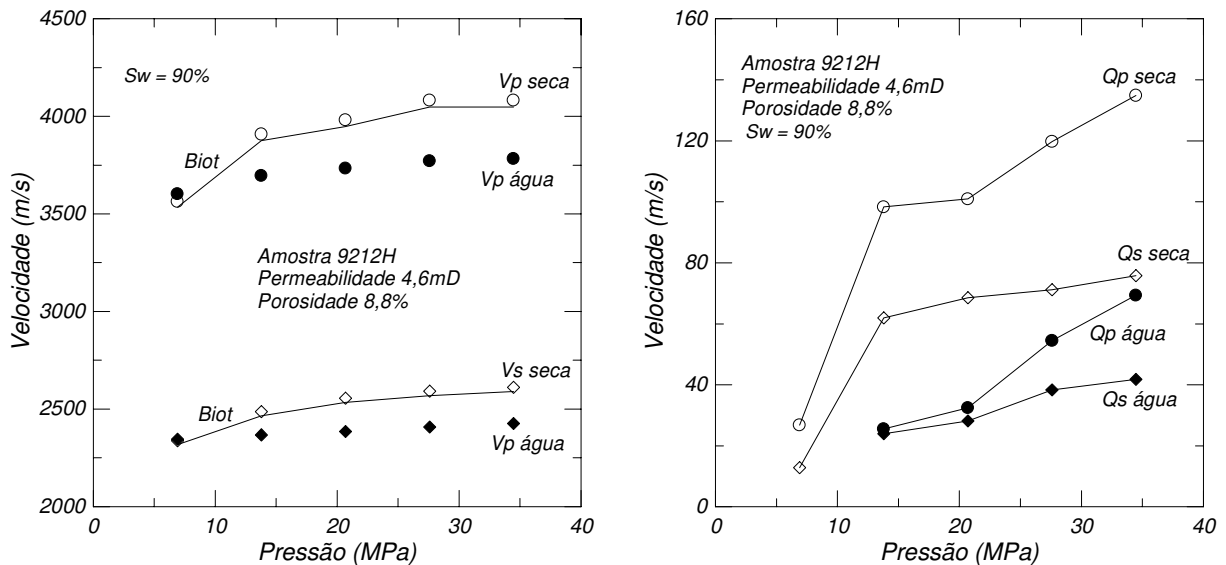


Figura 6.20: Velocidades V_p e V_s e fatores de qualidade Q_p e Q_s medidos na amostra 9212H.

A amostra 9209V, com 59,6mD de permeabilidade, exibe dispersões modestas nas ondas compressoriais e cisalhantes (Figura 6.19) que podem justificar-se pela presença de porosidade intragranular (1% observada em lâmina próxima) e de pouca cimentação. Embora pequena, esta porosidade intragranular acarreta grandes heterogeneidades na rigidez do espaço poroso e regiões localmente pouco permeáveis. Os fatores de qualidade compressional e cisalhante sofrem reduções apreciáveis com a saturação e, no caso desta amostra, o Q_p para a rocha saturada encontra-se sempre menor que o Q_s da rocha seca.

A amostra 9212H (Figura 6.20), de permeabilidade bem inferior (4,6mD), apresenta um comportamento peculiar de velocidades, embora os fatores de qualidade comportem-se como os da amostra 9209V. Observa-se significativa dispersão negativa nas ondas compressoriais e cisalhantes possivelmente devido à presença de argila, detectada em lâmina próxima como da ordem de 7,3%. Outra particularidade em lâmina correspondente a esta amostra é a presença de 2,33% de cimento de caulinita e 20,33% de calcita poiquilotópica. O enfraquecimento do arcabouço devido à interação água-argila deve concorrer com a dispersão devido ao fluxo localizado e, com a diminuição da pressão, este último efeito torna-se preponderante e as velocidades aproximam-se dos valores medidos a seco. A amostra 9213H, a despeito de sua baixa

permeabilidade (0,7mD), apresenta pouca dispersão na onda compressional e uma dispersão negativa na onda cisalhante (Figura 6.21). Pode-se explicar tal comportamento de modo análogo ao caso anterior. Uma lâmina a apenas 5cm desta amostra revelou a presença de 14% de pseudo-matriz argilosa. A redução dos fatores de qualidade com a saturação mostra-se bem acentuada, principalmente para as ondas compressonais. Coincidentemente, o fator de qualidade Q_P da rocha saturada é da ordem do fator Q_S da rocha seca.

A amostra 9253H exibe dispersões na onda compressional entre 10% e 6% e pouca dispersão na onda cisalhante, conforme ilustrado na Figura 6.22, tratando-se de uma amostra pouco permeável (0,09mD). Detectou-se em lâmina próxima a presença de 1,33% de pseudo-matriz argilosa que pode ter mascarado a dispersão de modo muito incipiente. Os fatores de qualidade desta amostra sofrem fortes reduções com a saturação.

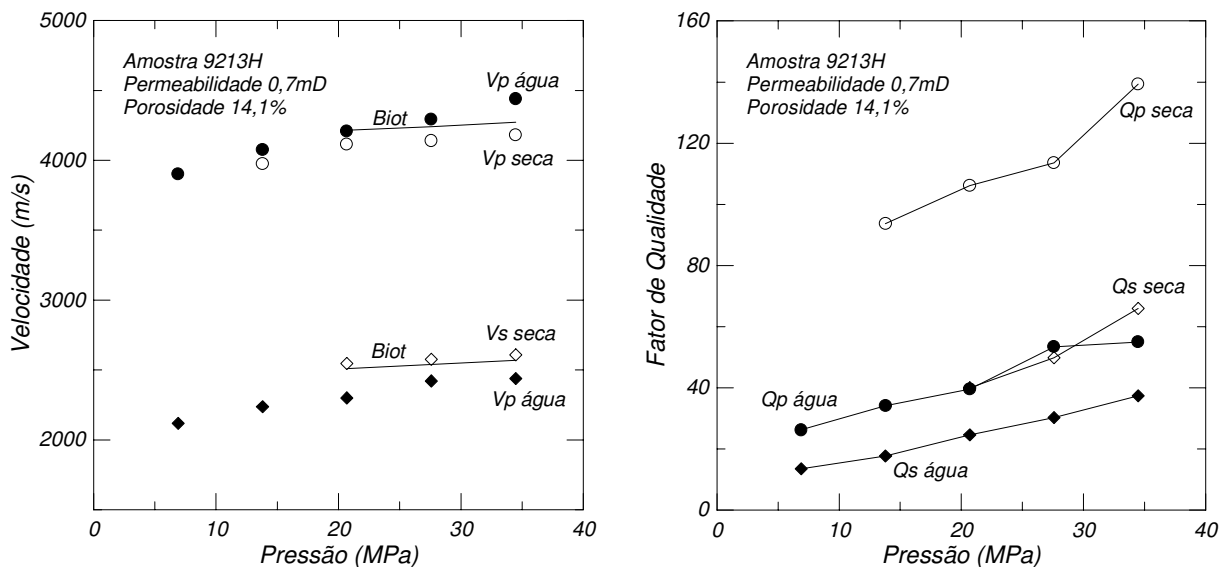


Figura 6.21: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9213H.

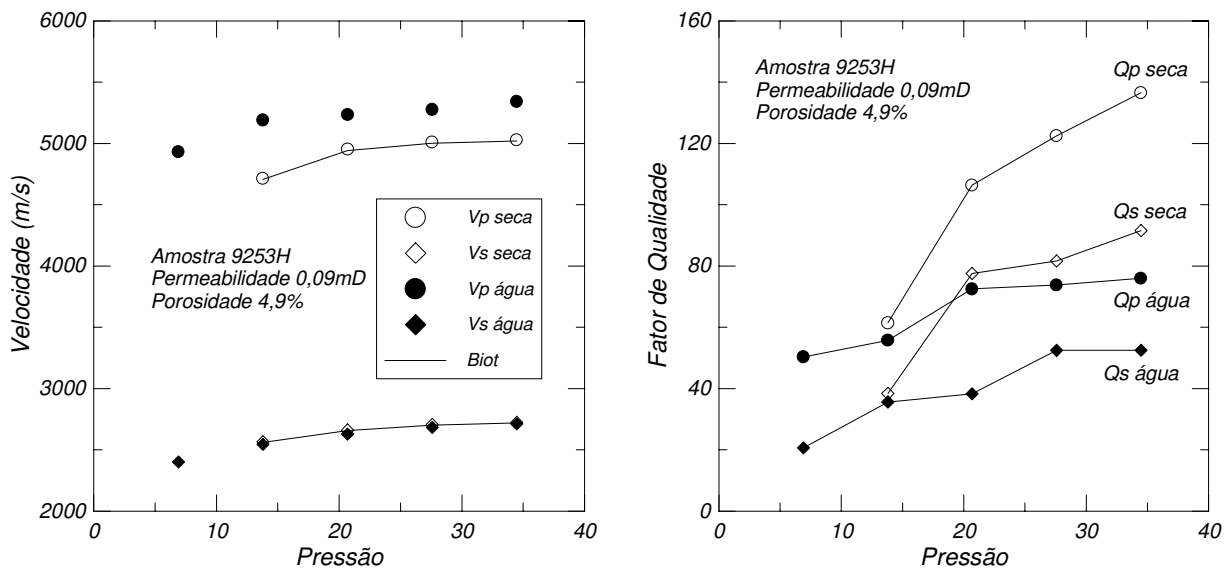


Figura 6.22: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9253H.

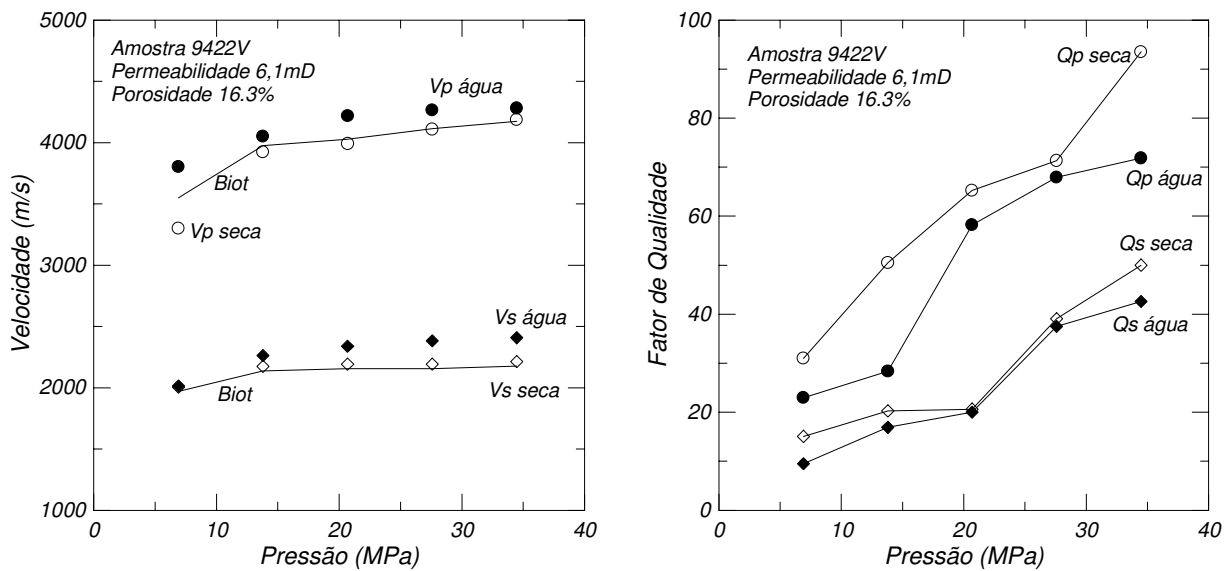


Figura 6.23: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9422V.

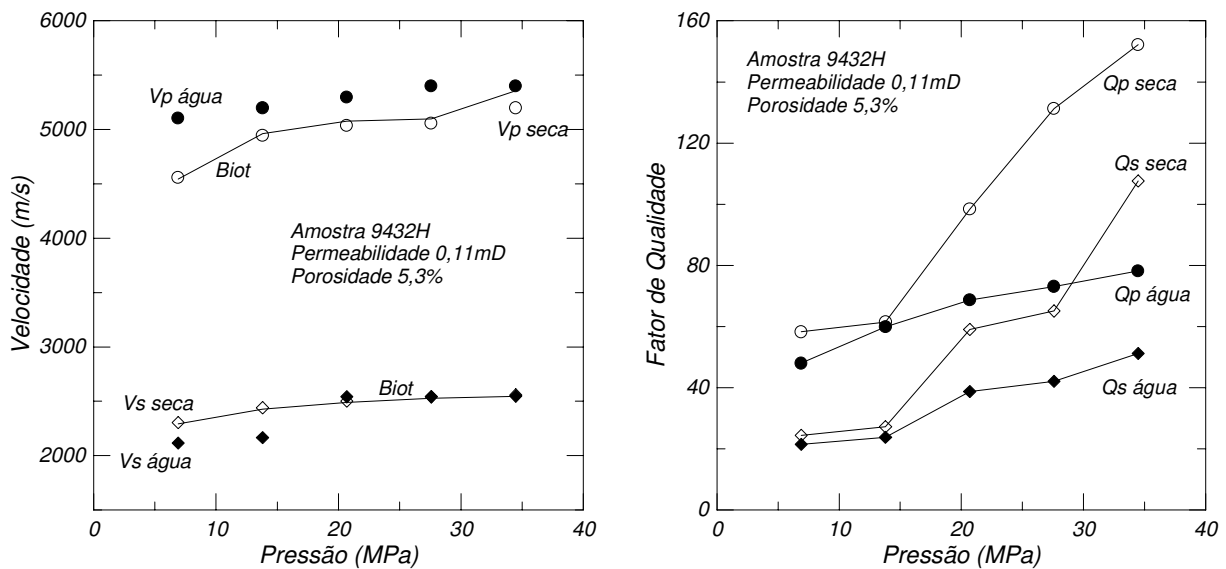


Figura 6.24: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9432H.

Observam-se dispersões relativamente modestas nas ondas compressonais e cisalhantes para a amostra 9422V, conforme ilustrado na Figura 6.23. Sua permeabilidade é de 6,1mD e as reduções nos fatores de qualidade com a saturação são pouco acentuadas, observando-se que o Q_P da rocha saturada encontra-se sempre acima do Q_S da rocha seca. Na Figura 6.24 representam-se os resultados obtidos para a amostra 9432H, de permeabilidade 0,11mD. Ocorrem dispersões esperadas e os pontos referentes à velocidade da onda cisalhante a baixas pressões parecem refletir erros na escolha da primeira chegada devido à degradação do pulso e/ou contaminação com chegadas espúrias de ondas compressonais. Os fatores de qualidade sofrem reduções apreciáveis com a saturação mesmo a pressões elevadas, sendo que a curva do Q_P da rocha saturada corta aquela referente ao Q_S da rocha seca.

Dispersões inesperadas são observadas na amostra 9433H, representada na Figura 6.25. Apesar de sua alta permeabilidade (208,3mD), as velocidades medidas para as ondas compressonais e cisalhantes encontram-se acima das previsões de Biot. Os fatores de qualidade sofrem drásticas reduções com a saturação. Análises próximas a esta amostra revelam tratar-se de um arenito bioclástico com cimento de calcita syntaxial e microcristais de calcita intergranulares (quantificando-se 14,67% de cimento de calcita microcristalina e porosidade intragranular de 1,67%). A foto da Figura 6.26, obtida da lâmina correspondente, sugere um espaço poroso

mecanicamente heterogêneo. A porosidade intragranular e os bioclastos com calcita sintaxial podem gerar grande resistência ao fluxo localizado de fluido acarretando efeitos dispersivos a altas frequências.

A baixa dispersão das ondas compressoriais e a dispersão negativa das ondas cisalhantes observadas na amostra 9434H e representadas na Figura 6.27 podem associar-se à presença de argila (detectou-se em análise próxima a esta amostra 4,99% de fração silte e argila). Seus fatores de qualidade são bem reduzidos com a saturação a pressões altas, mas aproximam-se dos valores a seco a baixas pressões. Isto pode refletir a influência de microfissuras e contatos de grãos que, ao abrirem-se a menores pressões, reduzem os valores do fator de qualidade tanto a seco quanto com saturação. Ilustram-se na Figura 6.28 os resultados referentes ao plugue vertical correspondente, 9434V, observando-se dispersões mais acentuadas, embora os fatores de qualidade apresentem comportamentos semelhantes aos da amostra 9434H. Neste caso, a permeabilidade parece influenciar a dispersão, visto que a 9434V apresenta 11,2mD de permeabilidade e a 9434H 67,3mD.

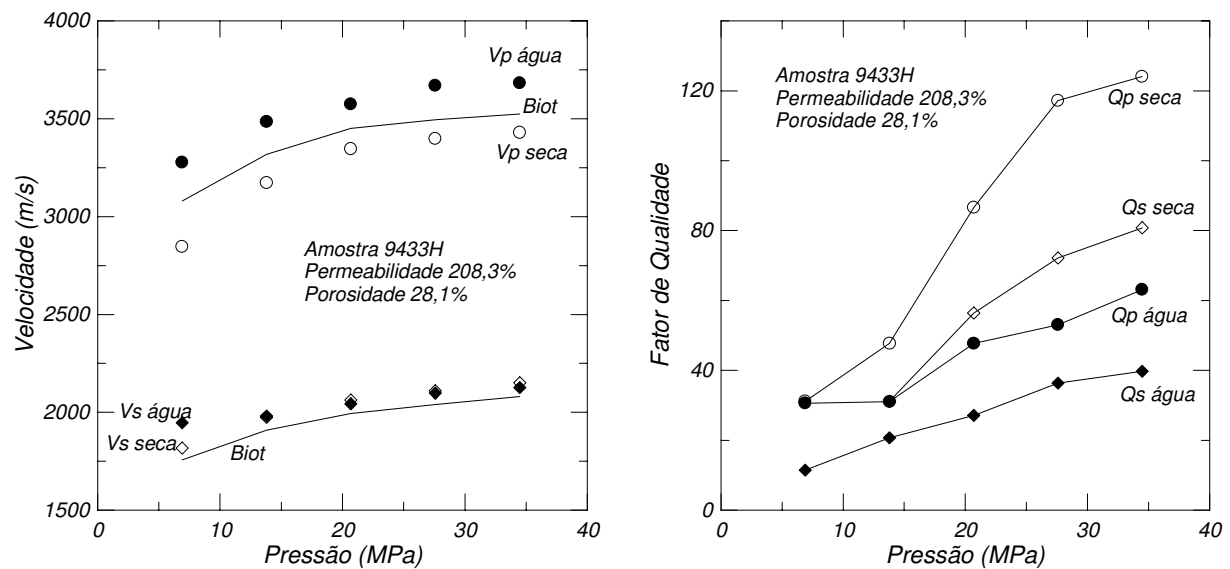


Figura 6.25: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9433H.

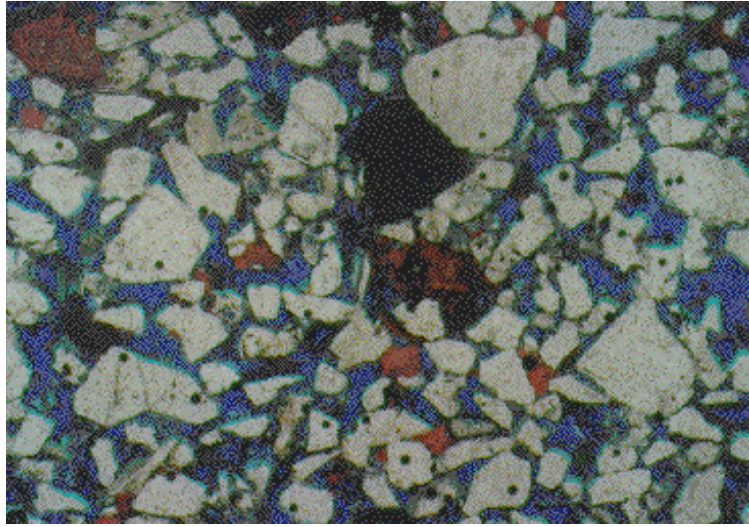


Figura 6.26: Foto de lâmina próxima à amostra 9433H.

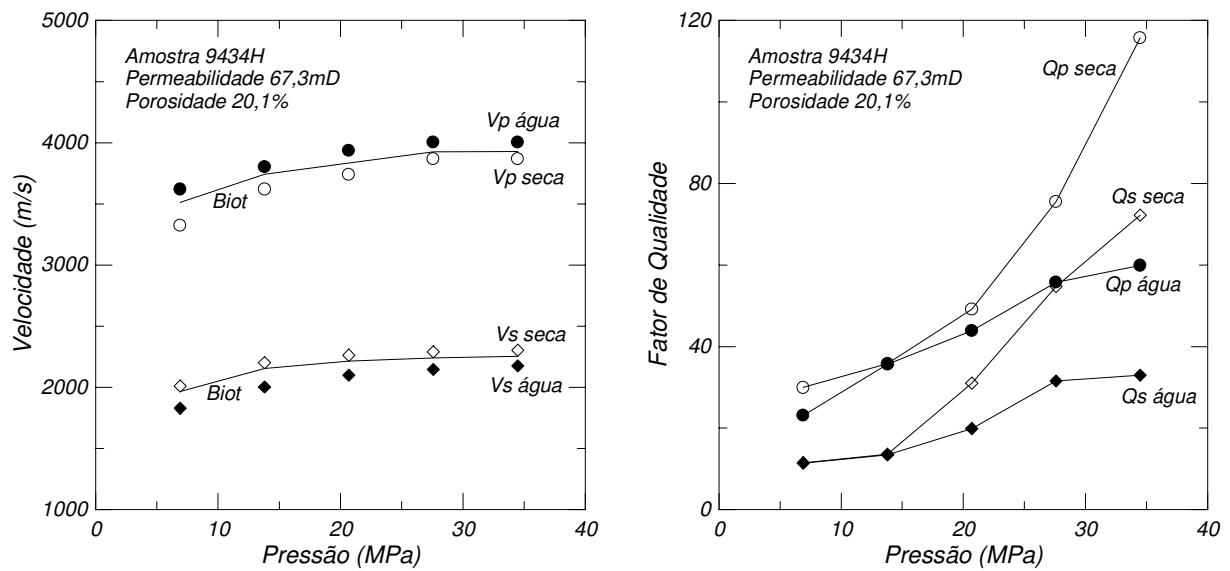


Figura 6.27: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9434H.

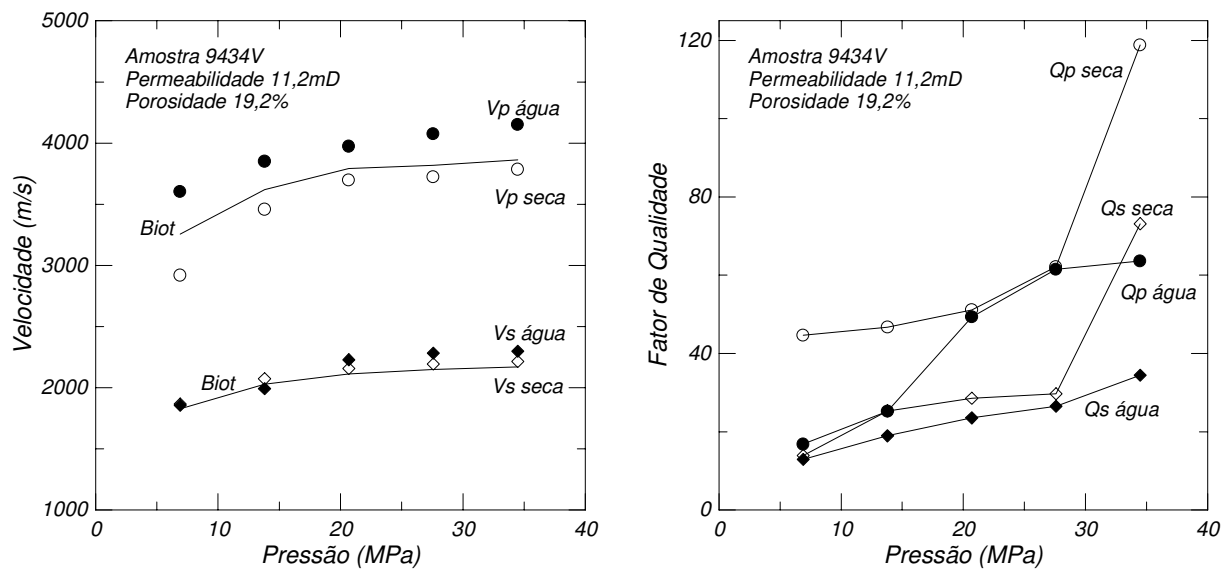


Figura 6.28: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9434V.

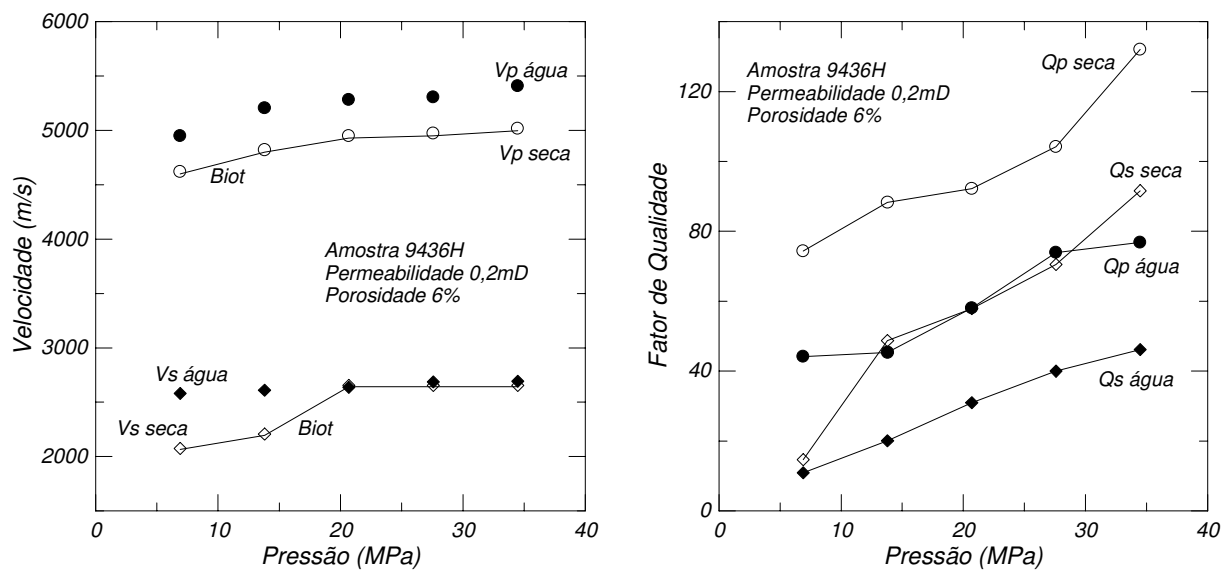


Figura 6.29: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9436H.

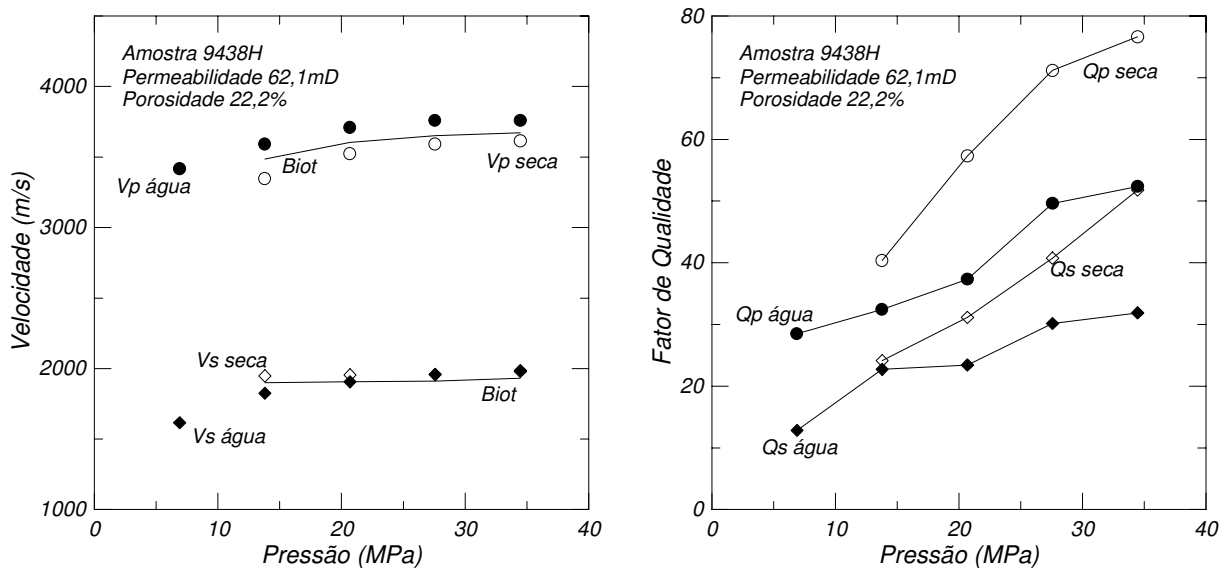


Figura 6.30: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9438H.

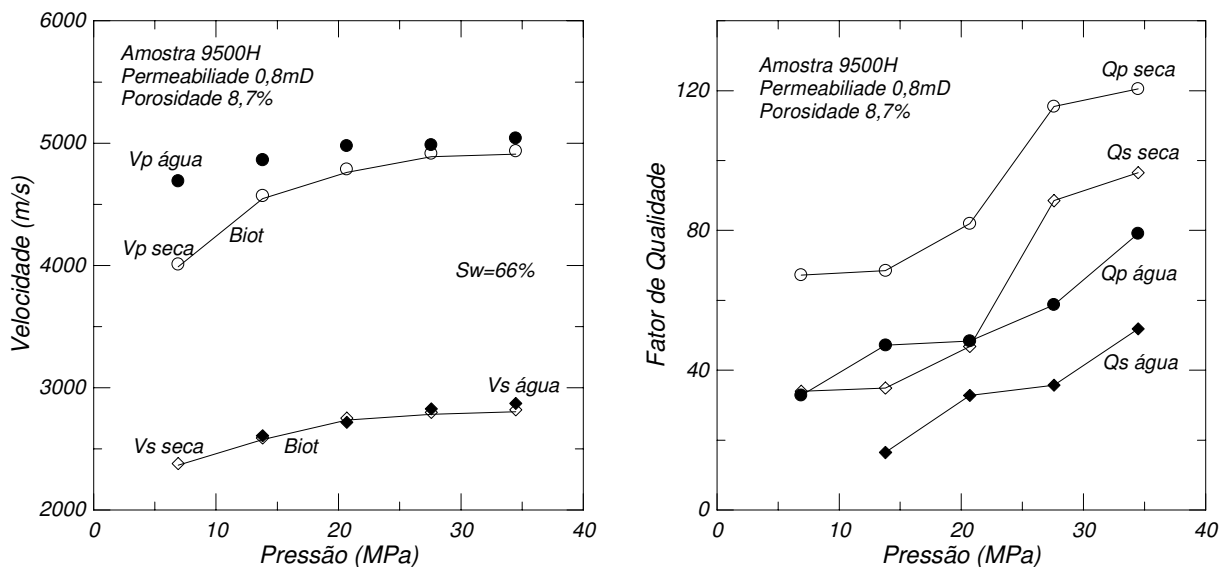


Figura 6.31: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9500H.

Na Figura 6.29 ilustram-se os resultados referentes à amostra 9436H (0,2mD), observando-se dispersão nas ondas compressonais e cisalhantes, sendo que a pressões mais baixas a

dispersão cisalhante torna-se extremamente alta. Análises próximas revelam a presença de 5% de mica, mas não descarta-se a possibilidade de erro na escolha da primeira chegada da onda cisalhante, embora a reavaliação das medidas mostre ser improvável. Os fatores de qualidade desta amostra sofrem drásticas reduções com a saturação, ocorrendo pontos nos quais o Q_P da rocha saturada é da ordem do Q_S da rocha seca. Observam-se dispersões relativamente pequenas nos resultados ilustrados na Figura 6.30, referentes à amostra 9438H de permeabilidade 62,1mD. A dispersão cisalhante, para pressões baixas, torna-se negativa, fato que pode dever-se à argilosidade: detectou-se 8,75% de fração silte e argila em análise próxima. As reduções dos fatores de qualidade com a saturação são evidentes, sendo que neste caso o fator de qualidade compressional Q_P da rocha saturada encontra-se sempre acima do fator de qualidade cisalhante Q_S da rocha seca.

O comportamento observado na amostra 9500H (permeabilidade 0,8mD), ilustrado na Figura 6.31, sugere a influência de microfissuras e contatos de grão pouco efetivos. Análises próximas revelam um teor de calcita de 18,3%. A dispersão a pressões altas é pequena, tornando-se bem evidente a pressões baixas e os fatores de qualidade sofrem grandes reduções com a saturação, diferentemente de outras amostras pouco permeáveis. Na Figura 6.32 ilustra-se o comportamento exibido pelo plugue 9501H, de permeabilidade 67,1mD, também evidenciando a importância da pressão na dispersão. A dispersão é menos acentuada mas aumenta muito com a redução da pressão, de forma coerente com mecanismos de fluxo de fluidos na escala dos poros. Os fatores de qualidade reduzem-se bastante a menores pressões, sendo que com a saturação a variação do fator Q com a pressão é mais tênue que no caso a seco. Análises próximas mostram tratar-se de um arenito médio com argila intersticial e calcita microcristalina associada, conforme ilustra a foto da Figura 6.33. A amostra 9502V, representada na Figura 6.34 exibe um comportamento semelhante dos fatores de qualidade e velocidades sendo que, neste caso, a ocorrência de velocidades cisalhantes abaixo do esperado pode ser atribuída à ocorrência de argila (10,21% de fração silte e argila, conforme análises próximas).

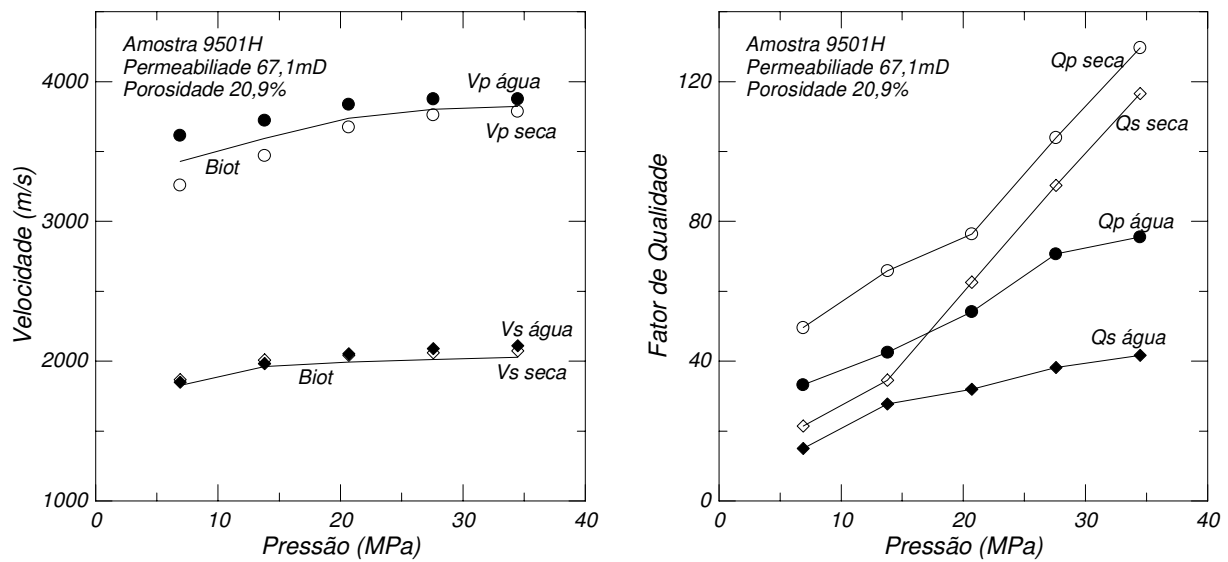


Figura 6.32: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9501H.



Figura 6.33: Foto de lâmina correspondente à amostra 9501H, mostrando a presença de argila intersticial (esverdeada) e calcita microcristalina (vermelho).

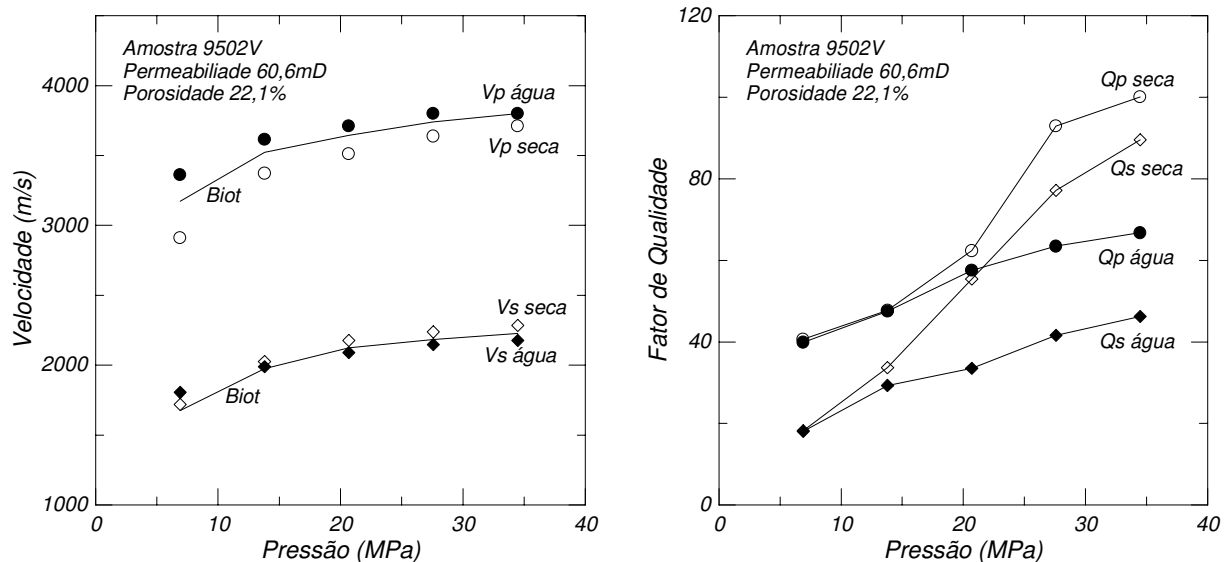


Figura 6.34: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9502V.

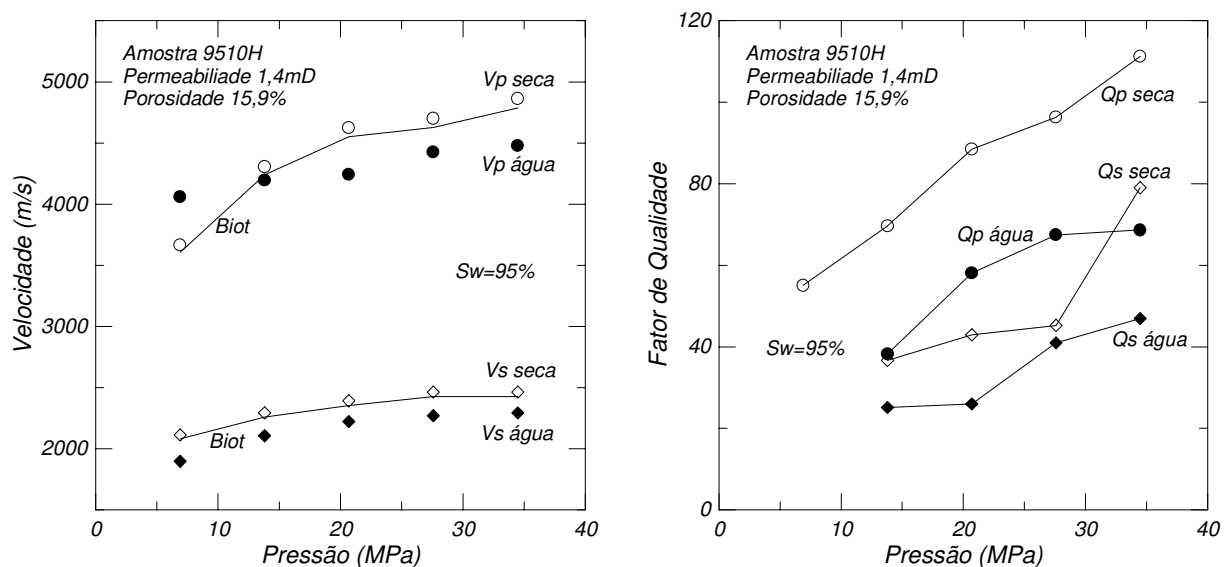


Figura 6.35: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9510H.

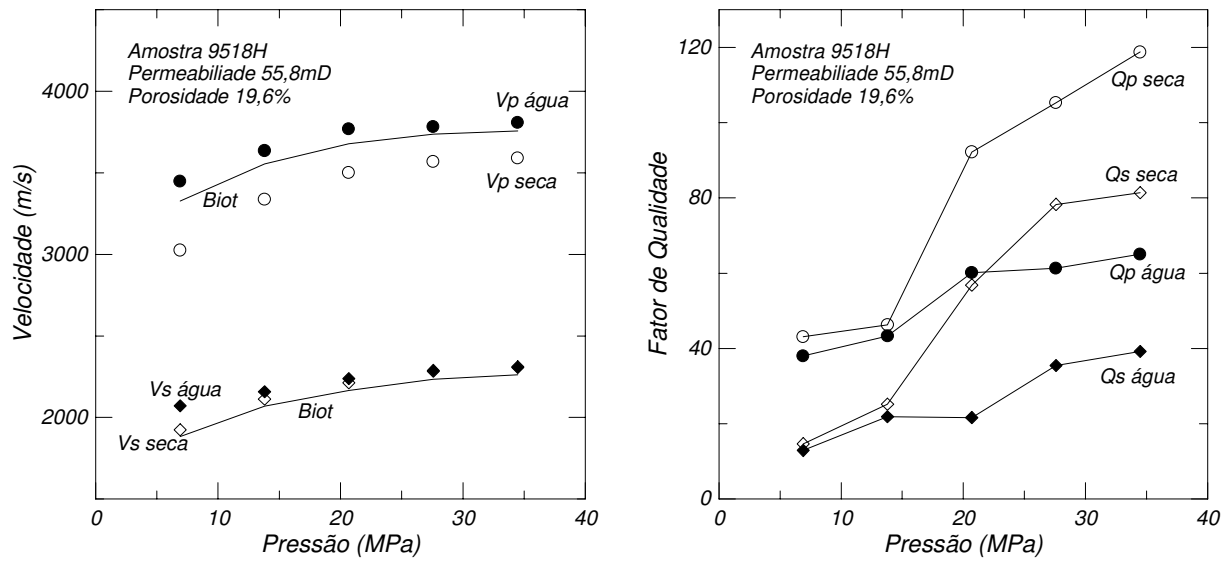


Figura 6.36: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9518H.

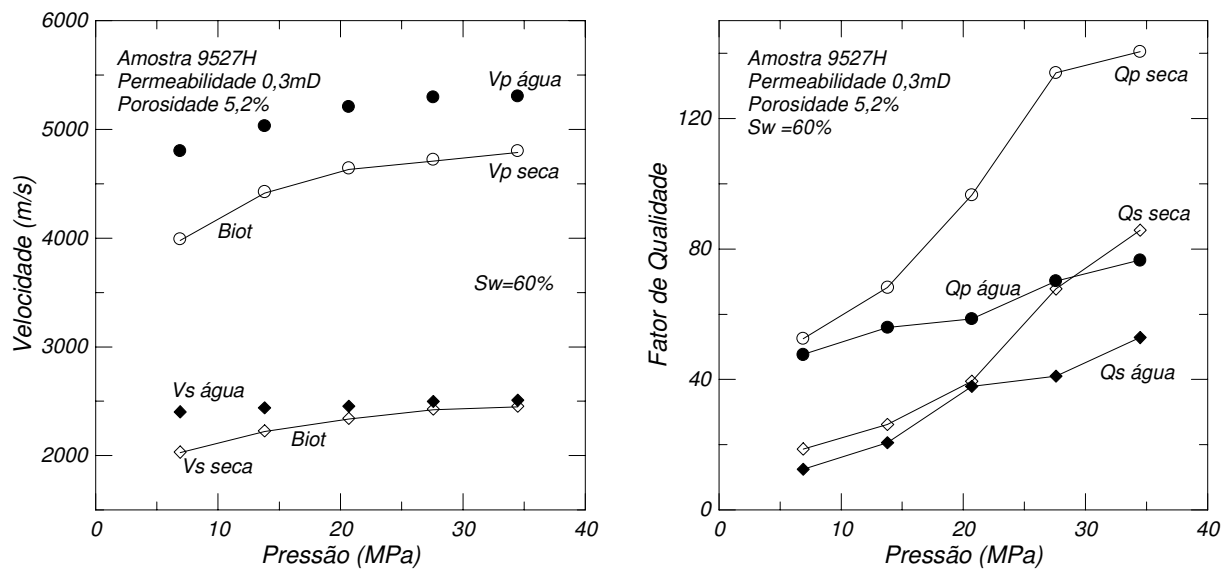


Figura 6.37: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9527H.

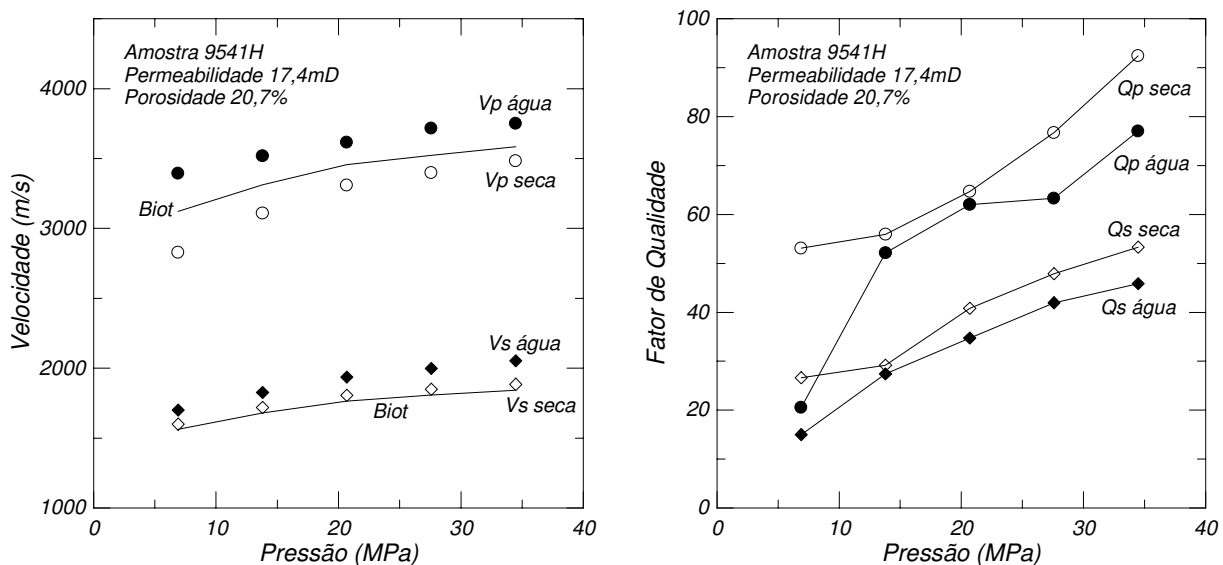


Figura 6.38: Velocidades V_p e V_s e fatores de qualidade Q_p e Q_s medidos na amostra 9541H.

A presença de argila parece crítica na amostra 9510H, de baixa permeabilidade (1,4mD): as velocidades compressoriais e cisalhantes da rocha saturada encontram-se muito abaixo da previsão de Biot. Detectou-se a existência de 20,87% de fração silte e argila em análises próximas a este plugue, o que pode ser responsável pelo comportamento anômalo observado na Figura 6.35. A presença de grandes quantidades de argila na amostra acarreta a redução da velocidade com a saturação abaixo da previsão de Biot devido ao enfraquecimento do arcabouço. O comportamento dos fatores de qualidade é coerente com tal hipótese, uma vez que as argilas na presença da água funcionam como “amortecedores” para a propagação das ondas sísmicas.

O comportamento observado nas medidas referentes à amostra 9518H, ilustrado na Figura 6.36, é esperado: apresentando permeabilidade de 55,8mD a dispersão é modesta, aumentando com a diminuição da pressão confinante. A redução acentuada de Q_p e Q_s com a saturação reflete a importância do fluido na atenuação, enquanto a convergência dos valores de Q_p a seco e saturado a baixas pressões (o mesmo ocorrendo com os Q_s) indica o papel das microfissuras e contatos de grão pouco efetivos nos mecanismos de absorção sísmica mesmo para rochas secas. Analogamente, a amostra 9527H, de menor permeabilidade (0,3mD), exibe dispersões mais evidentes e aumentando com a redução da pressão, conforme pode ser observado na Figura 6.37.

Os fatores de qualidade medidos também refletem a importância do fluido (grandes reduções mesmo a pressões elevadas) e das microfissuras e contatos pouco efetivos (convergência a pressões baixas). Por outro lado, a amostra 9541H (permeabilidade 17,4mD), conforme ilustrado na Figura 6.38, apresenta dispersões intermediárias mas os fatores de qualidade não comportam-se da mesma forma. As reduções com a saturação são pouco acentuadas e não ocorre a convergência a baixas pressões evidenciada nos casos citados acima. Análises texturais próximas a este plugue revelam a presença de silte e argila (6,86%) e de calcita (18,3%), que podem concorrer de forma contrária no mecanismo de atenuação: enquanto as argilas “amortecem” as vibrações, o cimento de calcita melhora o acoplamento elástico.

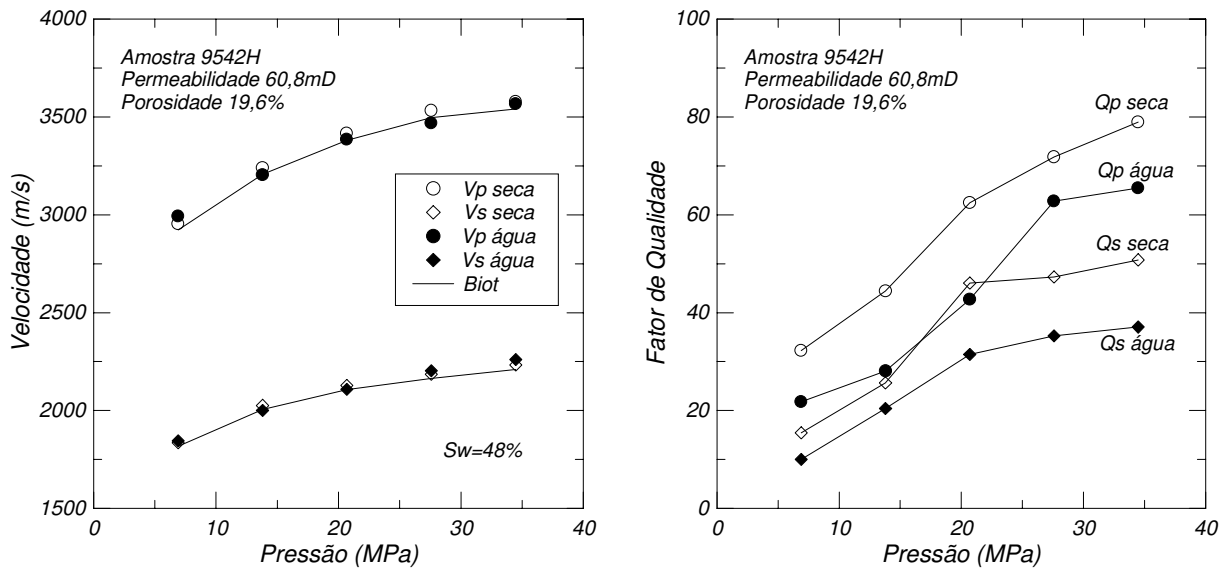


Figura 6.39: Velocidades V_p e V_s e fatores de qualidade Q_p e Q_s medidos na amostra 9542H.

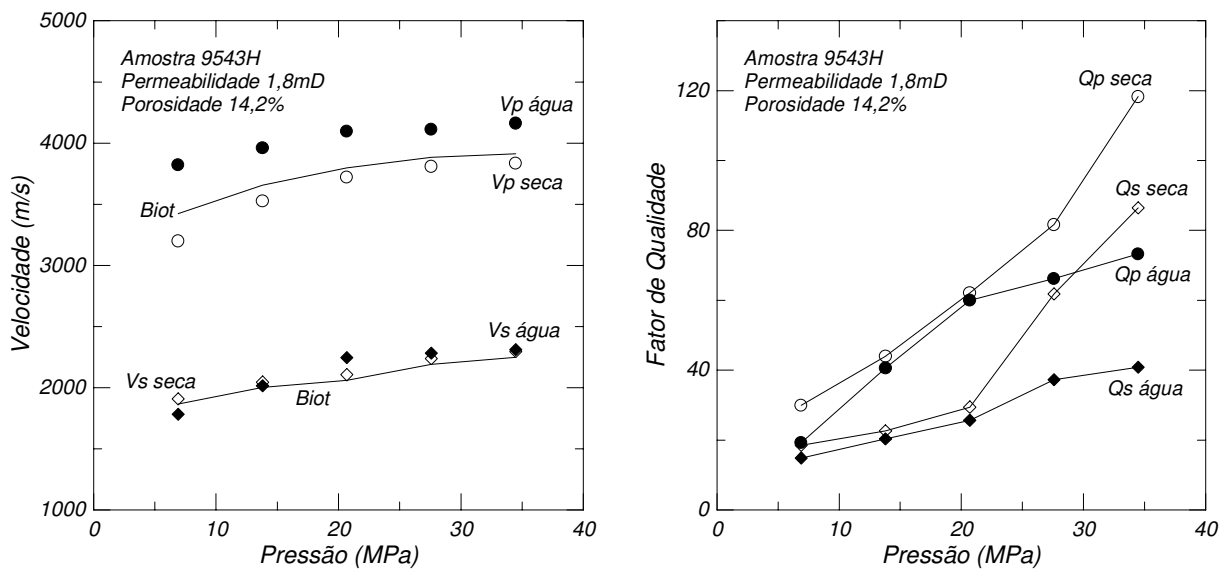


Figura 6.40: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9543H.

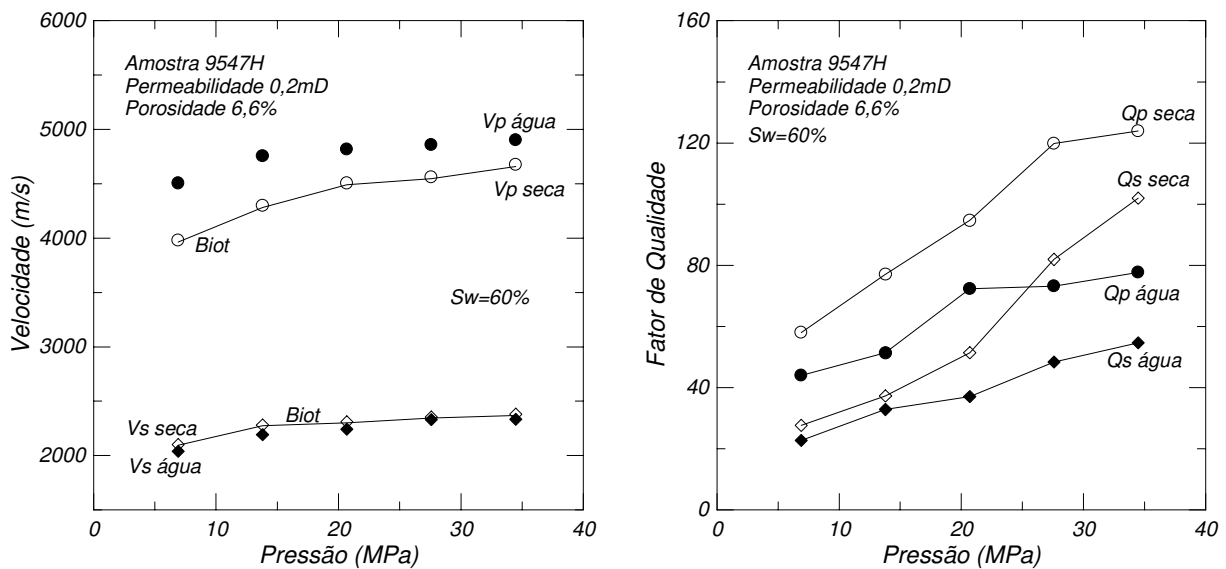


Figura 6.41: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9547H.

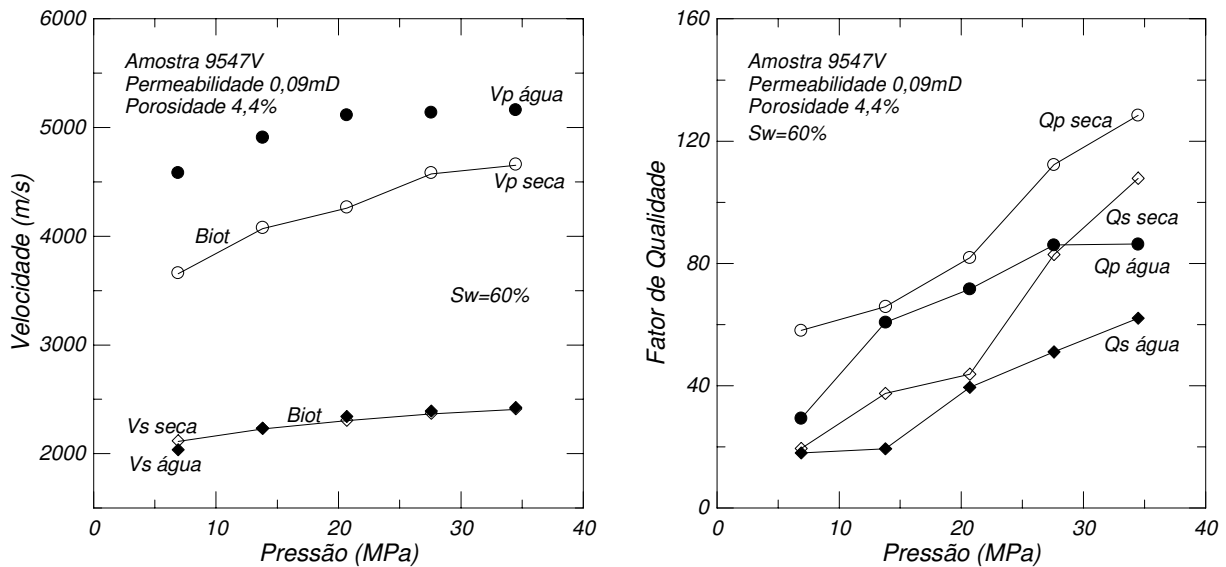


Figura 6.42: Velocidades V_p e V_s e fatores de qualidade Q_p e Q_s medidos na amostra 9547V.

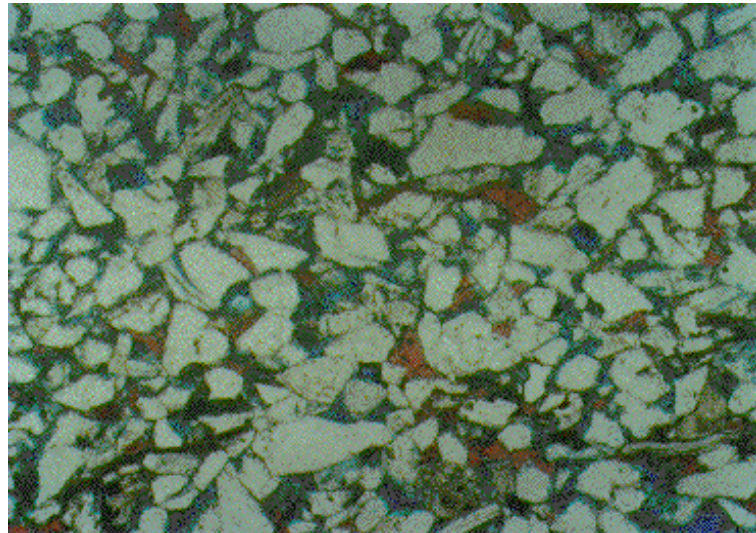


Figura 6.43:Foto de lâmina próxima às amostras 9547H e 9547V (objetiva 5x).

A previsão de Biot para as velocidades elásticas da amostra 9542H funcionam muito bem, conforme pode ser observado na Figura 6.39. Esta amostra tem permeabilidade de 60,8mD e não há registro de análise petrográfica próxima que justifique comportamento anômalo. Neste caso, mesmo a altas frequências, o fluxo localizado deve desempenhar um papel secundário, embora contribua para a redução dos fatores de qualidade conforme a amostra passa do estado a seco para

o estado saturado. A Figura 6.40 ilustra o comportamento viscoelástico da amostra 9543H, de permeabilidade relativamente baixa (1,8mD). Observam-se dispersões evidentes, bem como a redução dos fatores de qualidade com a saturação. Neste caso repete-se a convergência entre os fatores de qualidade para pressões mais baixas, ilustrando a importância de microfissuras e contatos no mecanismo de fluxo localizado e mesmo em rochas secas (lembrando que seca neste estudo refere-se à condição “seca ao ambiente”).

A amostra 9547H (0,2mD) exibe dispersão relativamente moderada para as ondas compressoriais quando comparada a outras amostras pouco permeáveis, conforme observa-se na Figura 6.41. No caso das ondas cisalhantes ocorre redução da velocidade além da previsão de Biot. Análises correspondentes indicam tratar-se de um arenito com granulometria média, poroso, com 8% de argila que pode, como estressado no texto, funcionar como “amortecedor” para a propagação das ondas elásticas, reduzindo as velocidades e mascarando efeitos dispersivos. Uma foto da lâmina é reproduzida na Figura 6.43 evidenciando, além da argila, a presença de bioclastos e aglomerados ou “bolsas” de calcita espática, sugerindo um espaço poroso mecanicamente heterogêneo. Os fatores de qualidade apresentam comportamentos coerentes com aqueles discutidos acima. Por outro lado, conforme ilustrado na Figura 6.42, a amostra 9547V (permeabilidade de 0,09mD) embora proveniente da mesma profundidade, apresenta dispersão bem superior, particularmente para as ondas compressoriais, enquanto os fatores de qualidade obedecem qualitativamente o mesmo padrão.

A amostra 9550H, cujo comportamento viscoelástico é ilustrado na Figura 6.44, exibe dispersões nas ondas compressoriais e cisalhantes e fatores de qualidade coerentes com os mecanismos de fluxo localizado: a redução da pressão acarreta aumento na dispersão, a saturação reduz os fatores de qualidade e há convergência entre fatores de qualidade a baixas pressões para cada modo de propagação. Sua correspondente 9550V, com permeabilidade de 0,2mD não obedece rigorosamente a este padrão, exibindo uma dispersão S negativa insipiente, conforme observa-se na Figura 6.45, provavelmente devido à presença de argila. Na figura 6.46 reproduz-se uma foto de lâmina próxima a estes plugues, mostrando tratarem-se de arenitos finos a médios, cimentados por calcita microcristalina e com pseudomatriz argilosa.

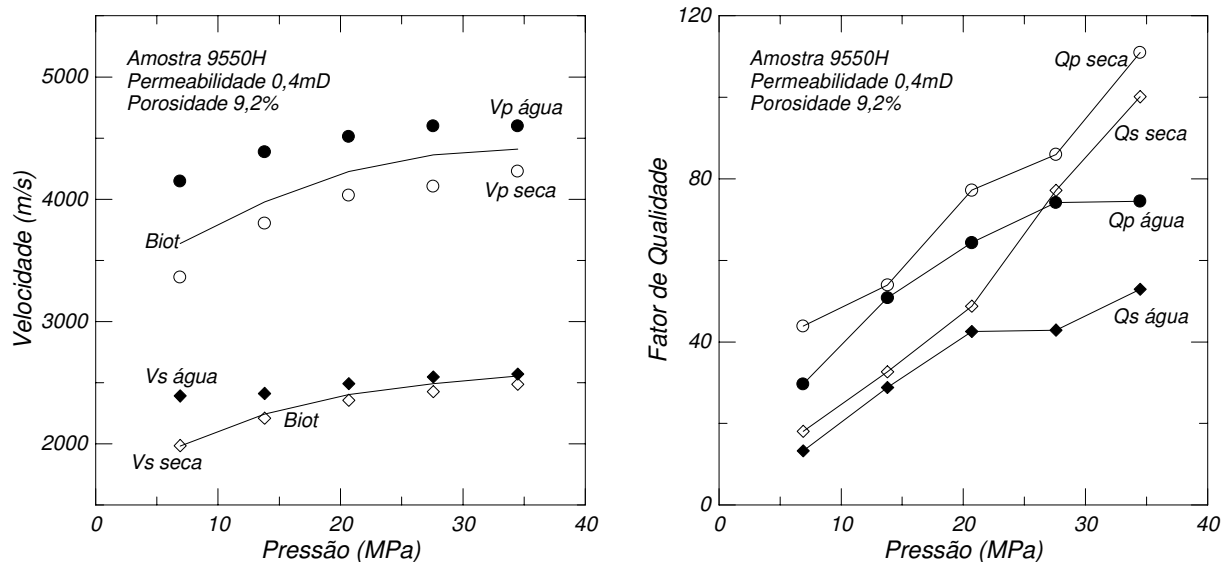


Figura 6.44: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9550H.

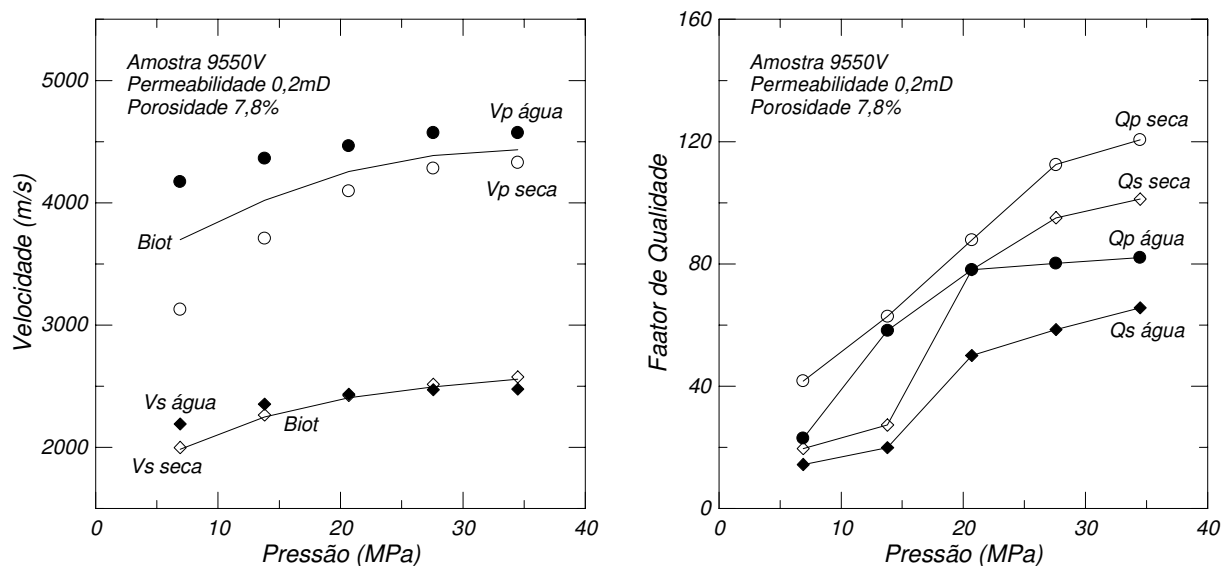


Figura 6.45: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9550V.

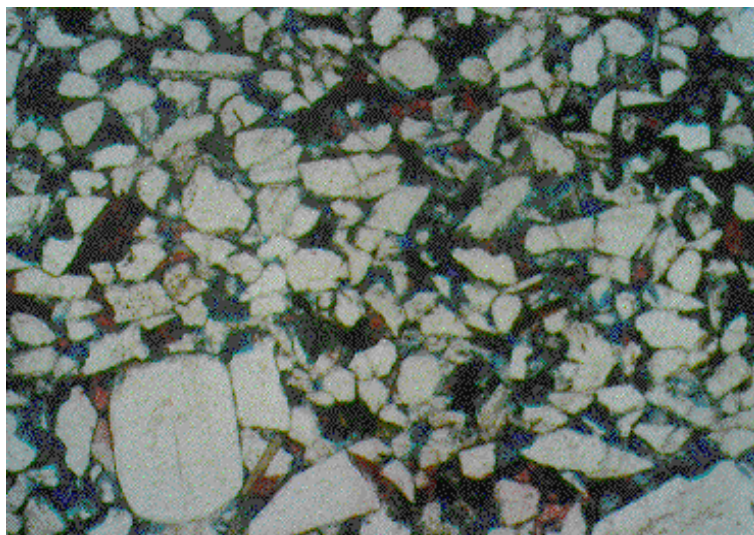


Figura 6.46: Foto de lâmina próxima aos plugues 9550H e 9550V. A presença de argila e cimento em diferentes porções do espaço poroso pode contribuir para heterogeneidades locais de rigidez.

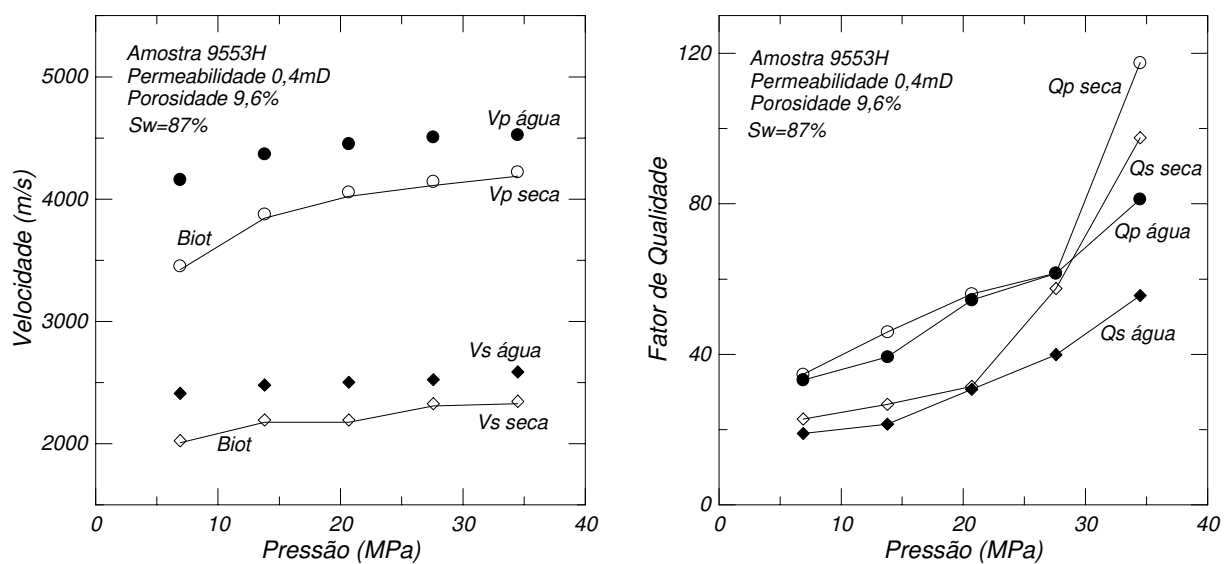


Figura 6.47: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9553H.

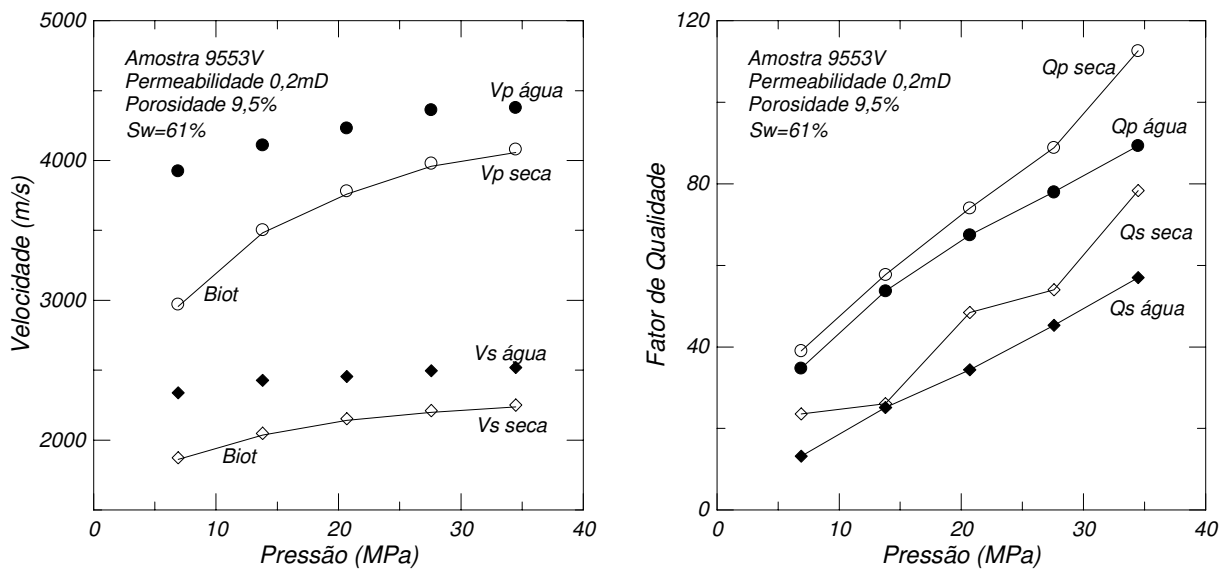


Figura 6.48: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9553V.

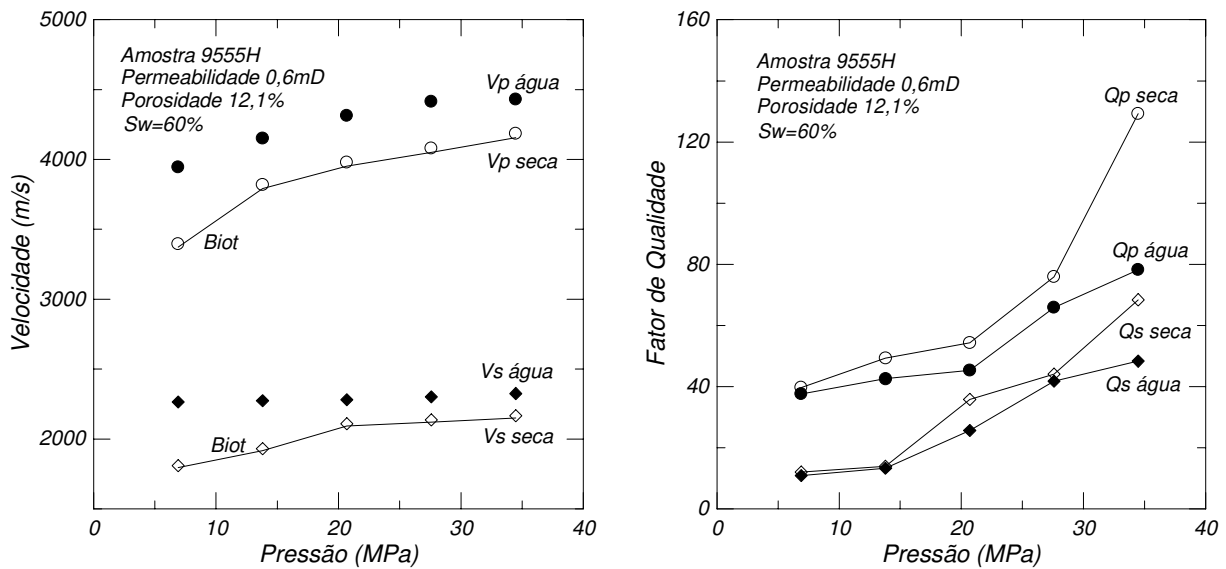


Figura 6.49: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9555H.

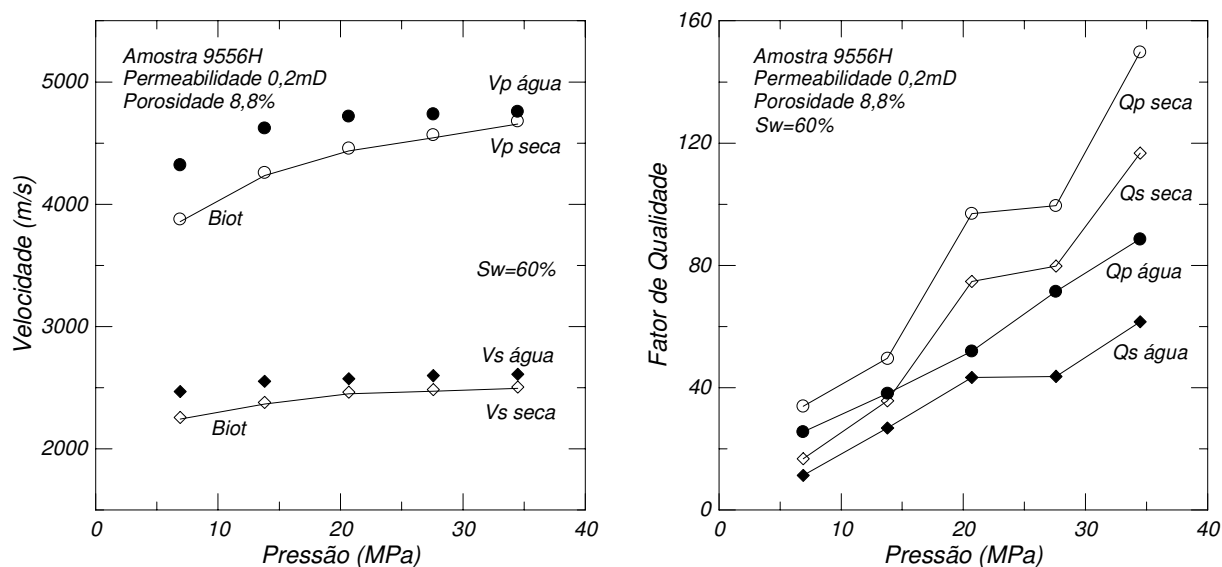


Figura 6.50: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9556H.

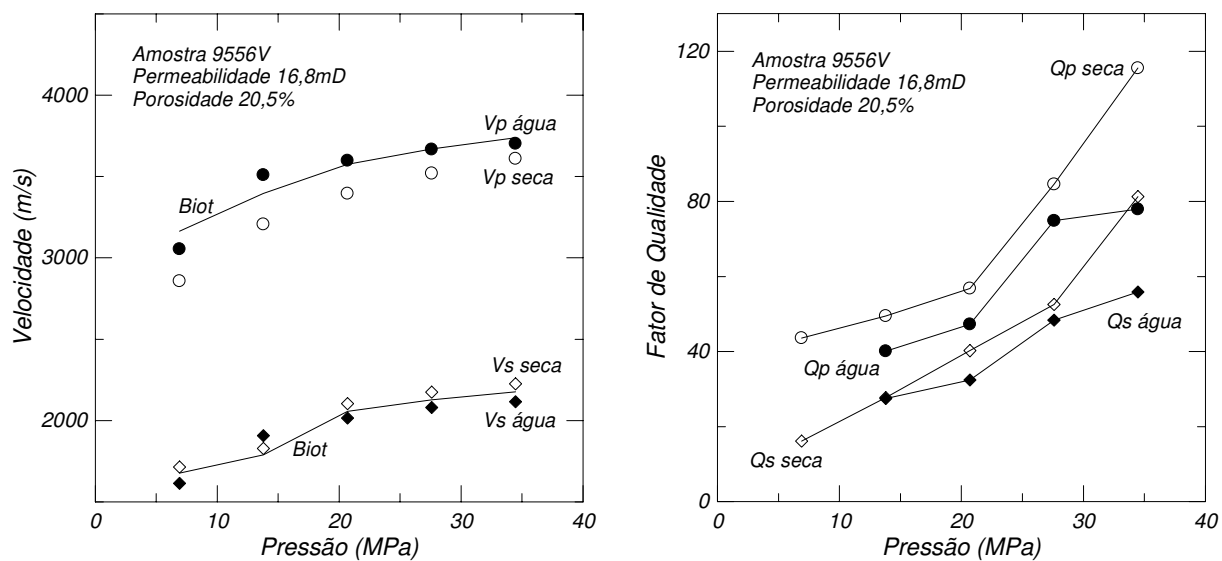


Figura 6.51: Velocidades V_P e V_S e fatores de qualidade Q_P e Q_S medidos na amostra 9556V.

Dispersões altas para as ondas compressonais e cisalhantes são observadas nas amostras 9553H (0,4mD) e 9553V (0,2mD), ambas parcialmente saturadas. Os resultados referentes a estes plugues encontram-se ilustrados respectivamente nas Figuras 6.47 e 6.48. Os fatores de

qualidade nestas amostras sofrem reduções relativamente modestas com a saturação se comparados a outros casos analisados. A amostra 9555H, também pouco permeável (0,6mD) e parcialmente saturada apresenta dispersões altas, mas o fator de qualidade compressional sofre uma redução mais evidente a altas pressões, conforme observa-se na Figura 6.49.

Observam-se dispersões elevadas na amostra 9556H (permeabilidade 0,2mD) acompanhadas de drásticas reduções nos fatores de qualidade obedecendo ao padrão de convergência a baixas pressões observado em outros exemplos, conforme os resultados ilustrados na Figura 6.50. Com permeabilidade de 16,8mD, as velocidades registradas na amostra 9556V e representadas na Figura 6.51 obedecem relativamente às previsões da teoria de Biot. Os fatores de qualidade reduzem-se com a saturação e tendem aos valores correspondentes a seco conforme a pressão é diminuída, em concordância com mecanismos de fluxo localizado e presença de microfissuras conforme já estressado no texto. A foto da Figura 6.52 reproduz uma lâmina próxima a este plugue, revelando a presença de cimentação parcial por calcita e pseudomatriz argilosa.

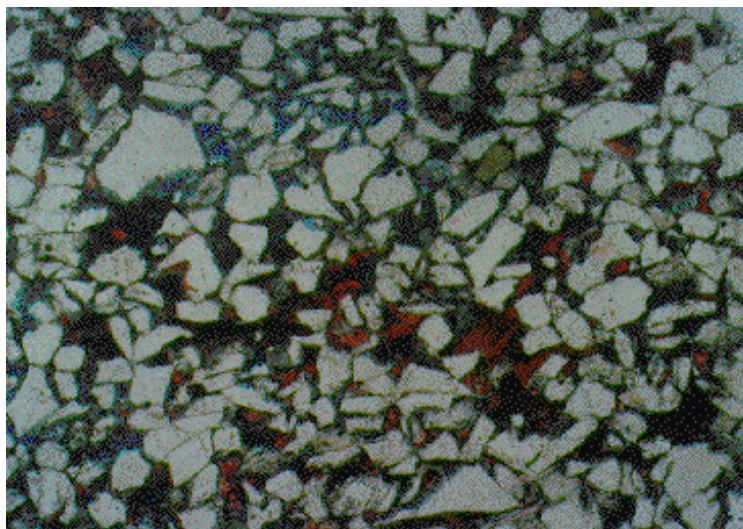


Figura 6.52: Foto de lâmina próxima às amostras 9556H e 9556V (objetiva 5x).

Tabela 6.2: Propriedades petrofísicas (porosidade ϕ , densidade dos sólidos ρ_G e permeabilidade κ) das amostras saturadas apenas com salmoura.

Amostra	Profundidade (m)	ϕ (%)	ρ_G (g/cm ³)	κ (mD)
8174H	3234,35	11,9	2,68	1,40
8175H	3237,00	12,7	2,68	0,90
8177H	3255,30	13,1	2,67	11,10
8180H	3303,35	13,9	2,68	1,20
9209V	3217,30	21,3	2,68	59,60
9212H	3220,25	8,8	2,68	4,60
9213H	3231,20	14,1	2,67	0,70
9253H	3247,40	4,9	2,68	0,09
9422V	3247,60	16,3	2,66	6,10
9432H	3252,05	5,3	2,67	0,11
9433H	3252,35	28,1	2,65	208,30
9434H	3252,70	20,1	2,66	67,30
9434V	3252,70	19,2	2,66	11,20
9436H	3253,55	6,0	2,67	0,20
9438H	3254,60	22,2	2,68	62,10
9500H	3286,40	8,7	2,66	0,80
9501H	3286,75	20,9	2,66	67,10
9502V	3287,20	22,1	2,66	60,60
9510H	3290,75	15,9	2,65	1,40
9518H	3295,55	19,6	2,64	55,80
9527H	3300,65	5,2	2,66	0,30
9541H	3310,60	20,7	2,63	17,40
9542H	3311,85	19,6	2,63	60,80
9543H	3312,35	14,2	2,62	1,80
9547H	3317,35	6,6	2,66	0,20
9547V	3317,35	4,4	2,67	0,09
9550H	3320,30	9,2	2,66	0,40
9550V	3320,30	7,8	2,64	0,20
9553H	3323,00	9,6	2,64	0,40
9553V	3323,00	9,5	2,65	0,20
9555H	3324,90	12,1	2,65	0,60
9556H	3326,60	8,8	2,67	0,20
9556V	3326,60	20,5	2,65	16,80

Tabela 6.3: Velocidades compressoriais e cisalhantes medidas nas amostras secas (V_P seca, V_S seca), estimadas pela teoria de Biot (V_P Biot, V_S Biot) e medidas nas amostras saturadas (V_P Lab, V_S Lab) e fatores de qualidade a seco Q_P , Q_S e com saturação de água. (Q_P água, Q_S água).

Amostr a	V_P seca (m/s)	V_S seca (m/s)	V_P Biot (m/s)	V_S Biot (m/s)	V_P Lab (m/s)	V_S Lab (m/s)	Q_P	Q_S	Q_P água	Q_S água
8174H	4576	2911	4529	2881	4919	2885	84,36	54,08	73,59	51,82
8175H	4667	2872	4616	2841	4875	2832	72,31	59,04	69,92	43,01
8177H	4864	2769	4811	2733	5011	2747	82,43	66,85	61,02	42,94
8180H	4105	2057	4065	2036	4493	2232	79,08	53,14	67,55	48,54
9209V	3713	2270	3779	2157	3965	2246	76,25	53,09	49,78	33,23
9212H	4083	2612	4048	2589	3783	2425	134,93	75,77	69,37	41,77
9213H	4182	2607	4274	2570	4442	2440	139,32	65,93	54,94	37,36
9253H	5029	2723	5015	2710	5343	2711	136,55	91,56	75,97	52,47
9422V	4187	2213	4175	2176	4283	2408	93,53	50,00	71,87	42,59
9432H	5200	2558	5357	2545	5402	2546	152,17	107,62	78,14	51,19
9433H	3431	2151	3525	2080	3683	2126	124,14	80,84	63,10	39,73
9434H	3868	2304	3930	2254	4005	2176	115,70	72,21	59,93	32,97
9434V	3786	2215	3864	2170	4151	2297	118,84	73,16	63,64	34,43
9436H	5019	2654	4997	2642	5411	2692	132,11	91,63	76,84	46,17
9438H	3614	1978	3672	1930	3759	1985	76,62	51,79	52,37	31,89
9500H	4938	2820	4910	2804	5041	2871	120,57	96,56	79,18	51,87
9501H	3786	2075	3823	2028	3877	2110	129,75	116,63	75,58	41,66
9502V	3712	2284	3800	2228	3801	2176	100,10	89,58	66,78	46,24
9510H	4864	2464	4788	2425	4478	2294	111,26	79,02	68,66	46,98
9518H	3591	2311	3758	2262	3808	2306	118,79	81,43	65,03	39,19
9527H	4804	2454	4790	2447	5307	2508	140,52	85,81	76,59	52,85
9541H	3484	1884	3586	1842	3753	2052	92,44	53,30	77,06	45,88
9542H	3579	2233	3541	2210	3567	2260	78,95	50,80	65,49	37,06
9543H	3835	2296	3914	2248	4163	2310	118,30	86,45	73,27	40,84
9547H	4677	2379	4660	2370	4903	2334	123,97	101,93	77,66	54,66
9547V	4664	2413	4652	2407	5163	2424	128,49	107,87	86,30	62,06
9550H	4229	2485	4410	2554	4600	2570	110,98	100,14	74,55	52,90
9550V	4330	2577	4433	2557	4574	2476	120,57	101,19	82,06	65,63
9553H	4222	2347	4188	2327	4525	2587	117,51	97,57	81,22	55,61
9553V	4081	2250	4058	2237	4379	2519	112,68	78,38	89,35	57,00
9555H	4187	2165	4156	2149	4432	2325	129,29	68,38	78,19	48,31
9556H	4680	2506	4656	2493	4759	2610	149,82	116,73	88,62	61,51
9556V	3611	2225	3738	2176	3704	2114	115,59	81,27	77,93	55,82

Apreciando-se os resultados referentes às amostras saturadas com salmoura observam-se aspectos gerais semelhantes aos ressaltados na seção anterior quanto às velocidades e fatores de qualidade. No caso das amostras saturadas ocorre um efeito interessante: geralmente amostras menos permeáveis apresentam maior dispersão (erro relativo da previsão de Biot). Algumas amostras de permeabilidades muito baixas não foram completamente saturadas, indicando a ineficiência do processo de embebição nestes casos. Provavelmente, a injeção de água nos plugues com diferentes pressões nas extremidades forneceria saturações mais efetivas.

6.3 - Ensaios Relacionados ao Modelo de Fluxo Localizado

Mediram-se porosidades em função da pressão para a determinação da fração de porosidade *soft* em cinco amostras visando a estimativa de velocidades conforme proposto por Mavko e Jizba (1991). Tratam-se de resultados interessantes e escassos na literatura, merecendo uma discussão pormenorizada. Saturaram-se duas amostras com salmoura simulando a água de formação (100.000ppm de NaCl) e três com óleo do campo (26,2°API), submetendo-se uma das amostras com óleo a diferentes temperaturas. Escolheram-se tais amostras baseando-se fortemente na qualidade das formas de onda observadas a seco (principalmente para a onda cisalhante), esperando-se que também apresentassem boas formas de onda quando saturadas, o que nem sempre ocorre. Outro fator determinante na escolha foi a amostragem de diferentes porosidades e permeabilidades de modo a obter informações acerca das relações entre espaço poroso, fluido saturante e atenuação.

6.3.1 - Amostra 4684H

Submeteu-se esta amostra do Poço 3 (profundidade 3285,1m) à saturação com salmoura. Trata-se de um arenito médio moderadamente bem selecionado, poroso e exibindo aglomerados de calcita poiquilótópica, conforme ilustrado na foto da Figura 6.53. Sua composição é $Q_{32,6}F_{26,6}L_{1,3}$, com 9,6% de fração silte e argila (teor de argila de 1,9%) e 3,6% de calcita. A permeabilidade absoluta medida no plugue é de 95,8mD e a densidade da fração sólida de $2,64\text{g/cm}^3$. A porosidade medida anteriormente, em análises corriqueiras realizadas à pressão de

3.000psi (20,685MPa), foi de 22,3% e aquela determinada em lâmina delgada de 28,6%, medindo-se então uma densidade dos sólidos de 2,72g/cm³.

Os gráfico da Figura 6.54 ilustram os resultados de medidas de porosidade em função da pressão e da fração compliante da porosidade. Na Figura 6.55 tem-se as velocidades de ondas compressionais e cisalhantes medidas a seco e saturada junto às previsões dos modelos de Biot (limite de altas frequências) e de Mavko e Jizba (1991).

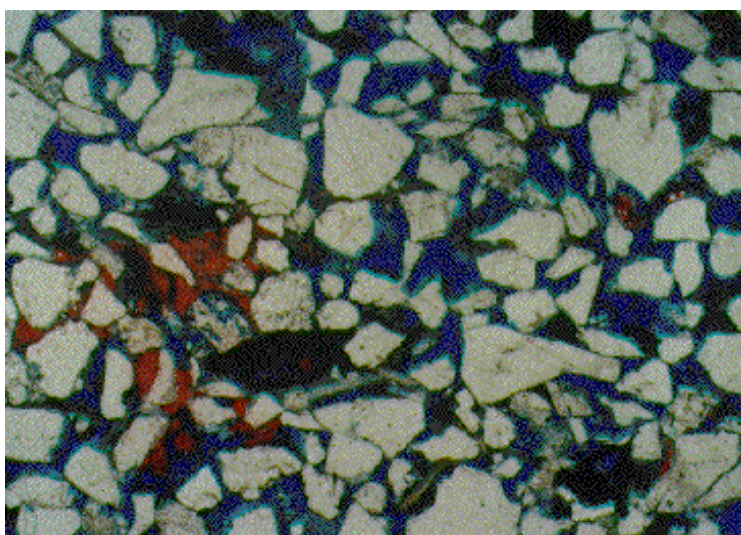


Figura 6.53: Foto de lâmina correspondente ao plugue 4684H, exibindo “*patches*” ou “*bolsas*” de calcita poiquilotópica (vermelho).

Nota-se que as estimativas de Mavko e Jizba (1991) fornecem melhores previsões de velocidades de ondas compressionais que as de Biot, principalmente a baixas pressões de confinamento. Para as ondas cisalhantes, no entanto, a previsão de Mavko e Jizba (1991) afasta-se mais dos resultados experimentais que a de Biot, chegando a um erro máximo de 9% (para a pressão de 3,45MPa). Note-se que o cálculo segundo Mavko e Jizba (1991) adiciona dispersão à velocidade, que no caso das ondas cisalhantes ocorreu às avessas.

Uma possível causa de redução da velocidade das ondas cisalhantes além do esperado é a presença de argila: nenhum dos dois modelos considera interações químicas rocha-fluido. Com a saturação, o efeito de lubrificantes ou amortecedores desempenhado pelas argilas torna-se ainda

mais forte, reduzindo principalmente a velocidade das ondas cisalhantes. Outra causa provável para tal discrepância é o acoplamento inadequado entre cabeçotes de medida e amostra, efeito mais crítico para ondas cisalhantes e baixas pressões confinantes. Por outro lado, não deve-se considerar grande a discordância observada, tendo em vista os efeitos citados e o próprio erro relativo na medida de porosidade (da ordem de 12,6% entre a nova medida e a anterior).

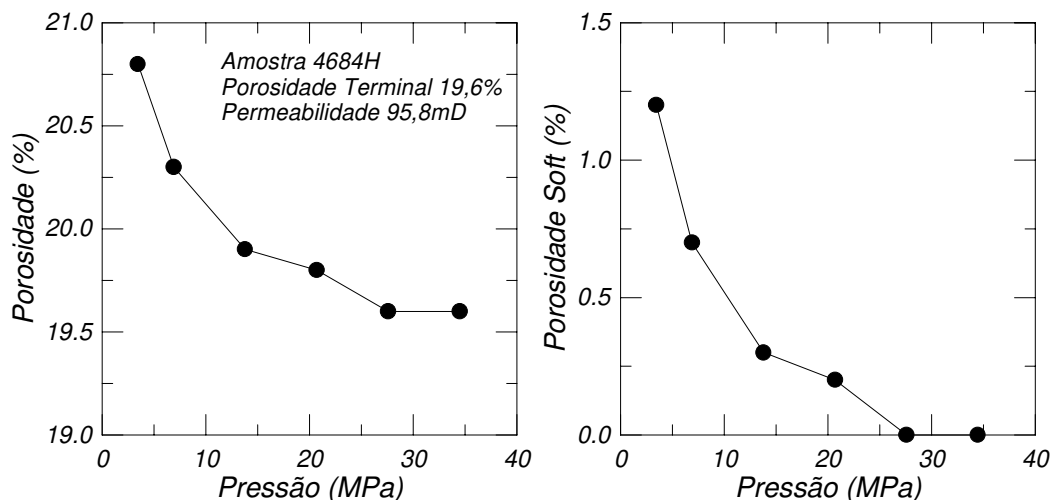


Figura 6.54: Porosidade medida na amostra 4684H em função da pressão.

Ilustram-se na Figura 6.56 os valores dos fatores de qualidade Q para a amostra seca e saturada com salmoura em função da pressão de confinamento junto aos erros relativos das previsões. Observa-se que no caso desta amostra cuja permoporosidade é relativamente boa, o fator de qualidade não sofre redução acentuada com a saturação, estando os valores dos fatores de qualidade para a rocha saturada sempre abaixo dos correspondentes referentes à rocha seca.

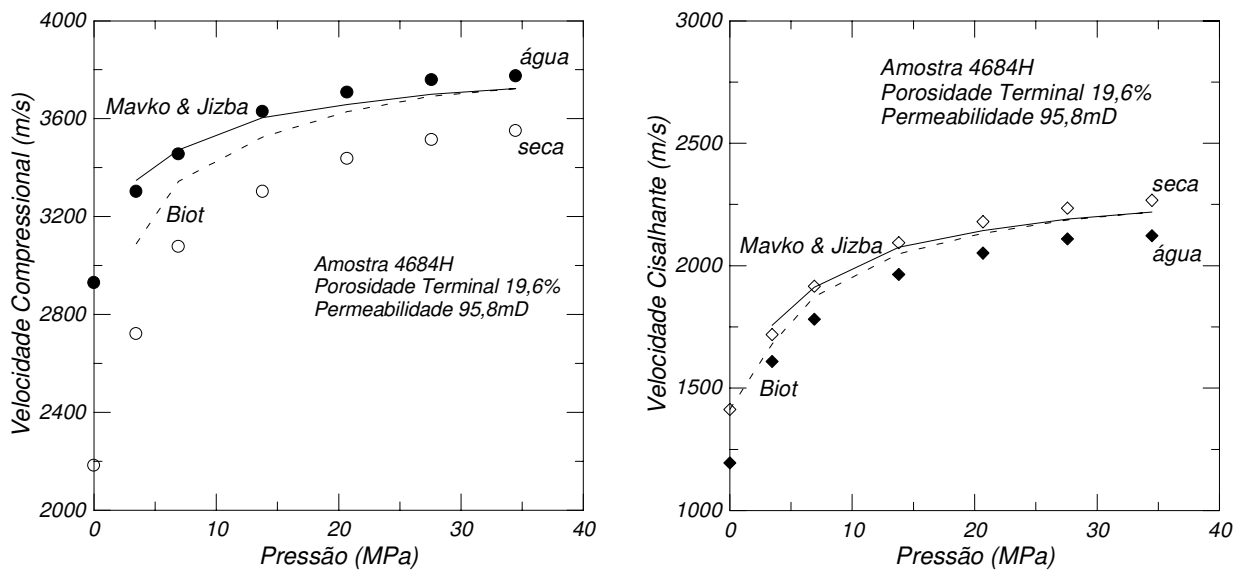


Figura 6.55: Velocidades compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas na amostra 4684H junto às previsões de Biot (linha tracejada) e de Mavko e Jizba (1991) (linha contínua).

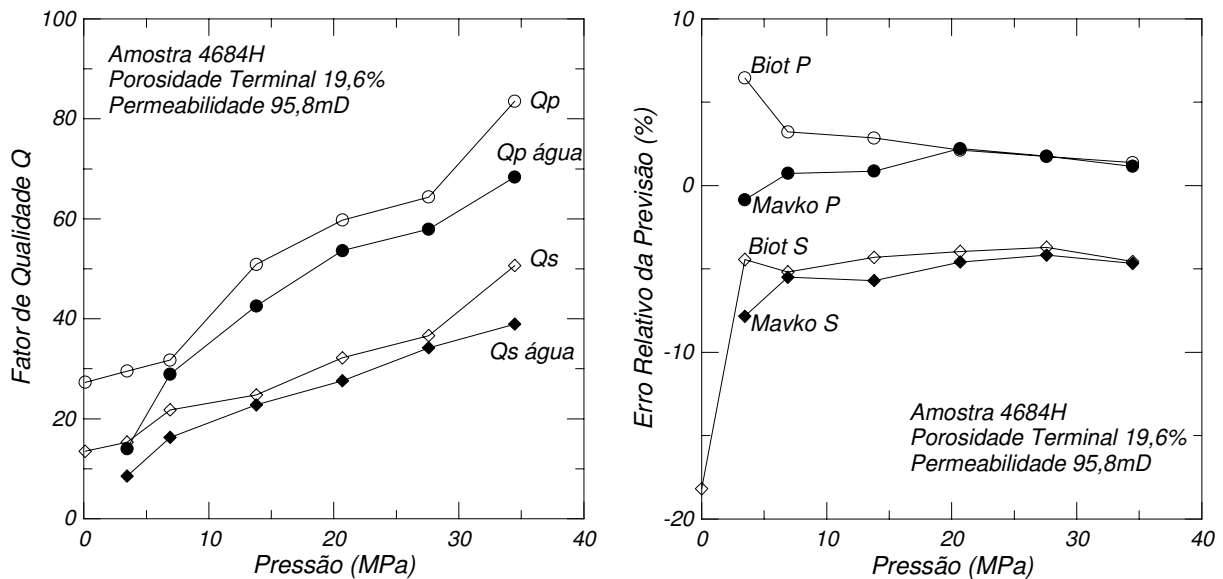


Figura 6.56: Fatores de qualidade compressional e cisalhante (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4684H.

6.3.2 - Amostra 4686H

Observa-se a composição de $Q_{27}F_{30,3}L_{1,3}$ em análises próximas a esta amostra do Poço 3 (profundidade 3285,9m), com 11,21% de fração silte e argila (indicação de 2,3% argila) e teor de calcita de 2,3%, sugerindo pouca cimentação. Trata-se, conforme ilustrado na foto da Figura 6.57, de um arenito pobremente selecionado, médio a grosso, poroso e com aglomerados de calcita espática. Sua porosidade determinada originalmente é de 22,8% em plugue e 31,6% em lâmina, sendo a permeabilidade absoluta de 115,1mD. A diferença entre a porosidade original e a nova medida é de apenas 5% em termos relativos e a densidade dos sólidos é de $2,66\text{g/cm}^3$. Encontram-se ilustrados na Figura 6.58 os comportamentos da porosidade medida com a variação da pressão e da fração compliant da porosidade.

Ilustram-se na Figura 6.59 os resultados referentes às velocidades elásticas, enquanto representam-se os fatores de qualidade e erros relativos das previsões na Figura 6.60.

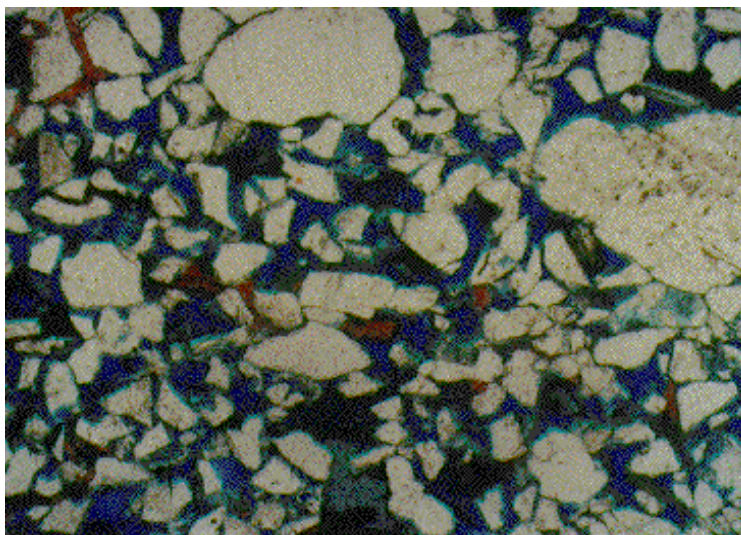


Figura 6.57: Foto de lâmina correspondente aos plugues 4686H e 4686V.

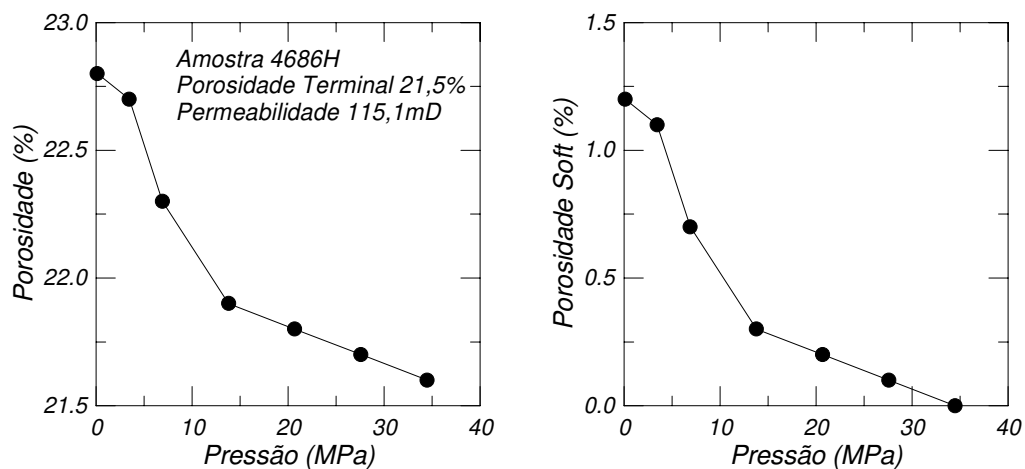


Figura 6.58: Porosidade medida na amostra 4686H em função da pressão.

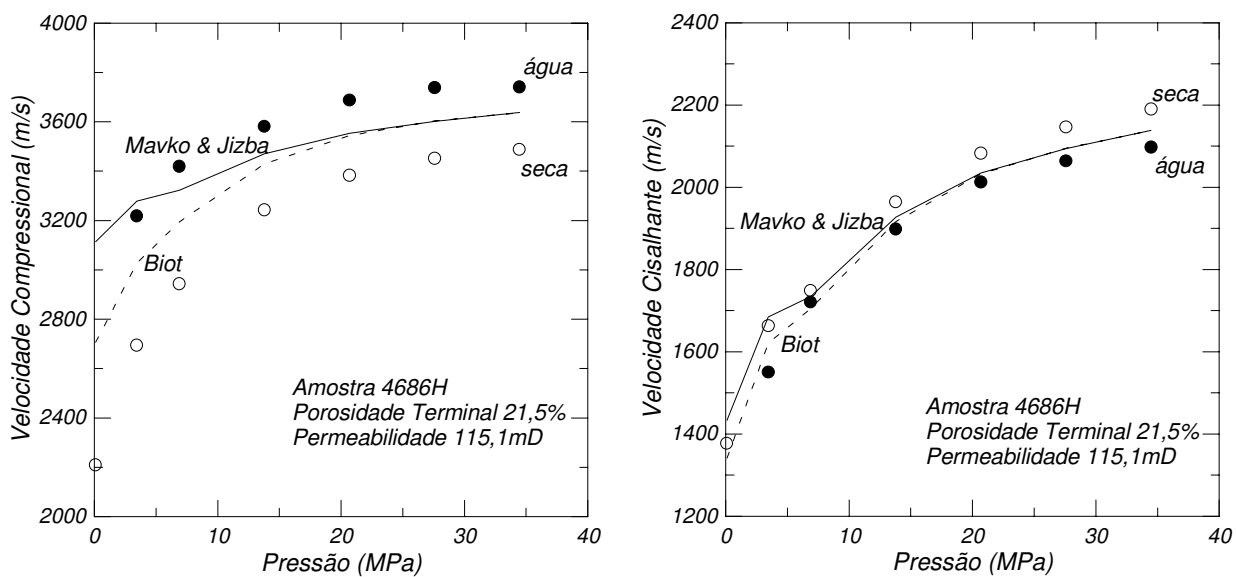


Figura 6.59: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 4686H.

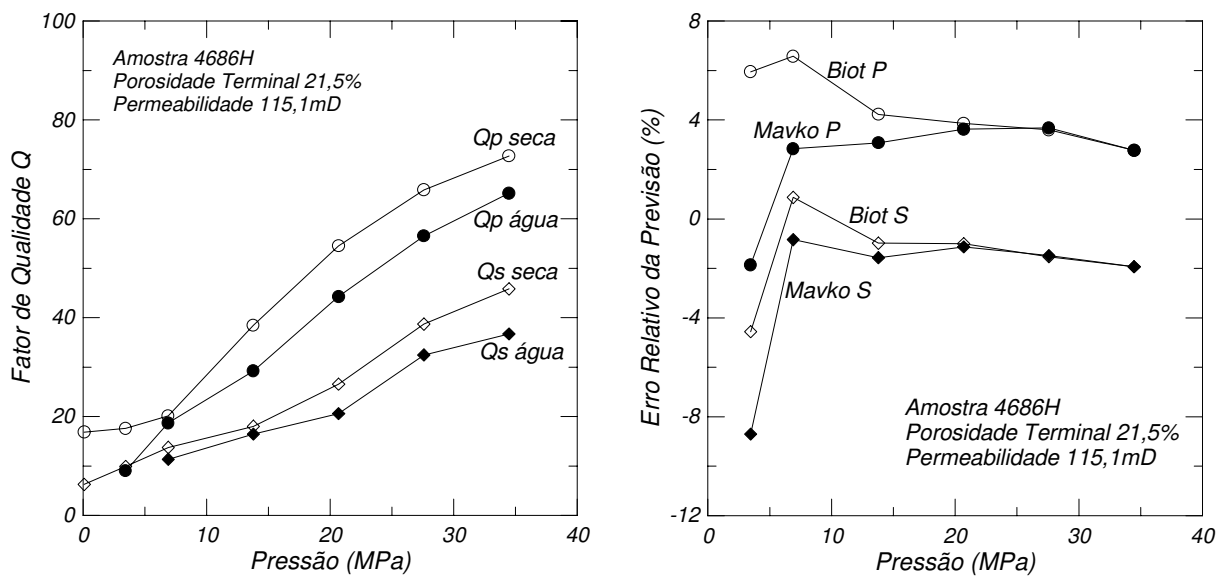


Figura 6.60: Fatores de qualidade compressional e cisalhante (esquerda) e erros relativos das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4686H.

De modo similar à amostra 4684H, observa-se que a previsão de Mavko e Jizba (1991) apresenta desempenho melhor que a de Biot, principalmente para pressões baixas, sendo que neste caso a previsão para as ondas cisalhantes é melhor. Nota-se que os fatores de qualidade sofrem reduções relativamente modestas com a saturação, fato que pode relacionar-se às porosidades e permeabilidades relativamente altas da amostra e à baixa viscosidade do fluido saturante, conforme ficará mais evidente ao comparar-se reduções dos fatores de qualidade com saturação com óleo.

6.3.3 - Amostra 4686V

Considera-se a composição desta amostra idêntica à da anterior por tratar-se de uma plugagem realizada à mesma profundidade com direção diferente. Na prática a profundidade pode diferir de alguns centímetros. A porosidade originalmente medida no plugue foi de 23,2% e a permeabilidade de 70,9mD, enquanto a densidade dos sólidos obtida nas duas medidas é de 2,66g/cm³. Apresenta-se na Figura 6.61 as novas medidas de porosidade com a pressão. Note-se que a diferença entre a porosidade medida anteriormente e a atual é de 2,8%, fornecendo um erro relativo de 13,7%. Observa-se, ainda da Figura 6.61, que esta amostra é mais rígida que a

correspondente plugada horizontalmente, apresentando menor fração de porosidade *soft*. Realizaram-se ensaios de medidas de velocidades e fatores de qualidade no plugue a seco e saturado com óleo à temperatura ambiente.

Ilustram-se na Figura 6.62 os comportamentos das velocidades de ondas compressoriais e cisalhantes com a pressão, observando-se novamente o melhor desempenho da previsão de Mavko e Jizba (1991) em relação à de Biot. Neste caso as ondas cisalhantes apresentam dispersão ainda maior que a prevista para baixas pressões, provavelmente devido à viscosidade do fluido saturante, muito superior que no caso anterior. Estima-se, segundo Batzle e Wang (1992), uma viscosidade de 0,841mPa.s para a salmoura e de 107,532mPa.s para o óleo à pressão e temperatura ambientes. As previsões de Mavko e Jizba, e mesmo a de Biot, superestimam levemente as velocidades da rocha com óleo a altas pressões, mas as diferenças observadas encontram-se em níveis toleráveis (no máximo 3% a altas pressões). É surpreendente a eficiência do modelo de Biot para este caso de alta viscosidade do fluido saturante e alta frequência de investigação. A baixas pressões, devido à abertura de microfissuras e contatos entre grãos, o modelo de Mavko e Jizba (1991) mostra-se bem mais eficiente que o modelo de Biot.

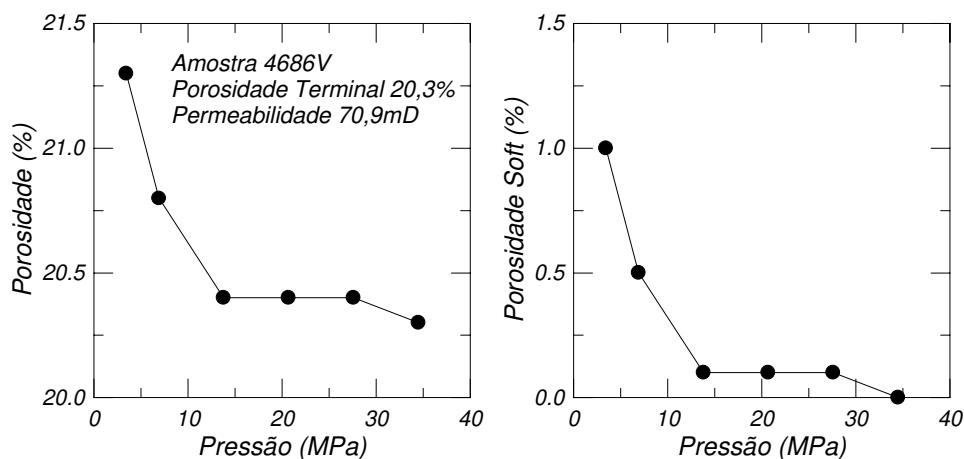


Figura 6.61: Porosidade medida na amostra 4686V em função da pressão.

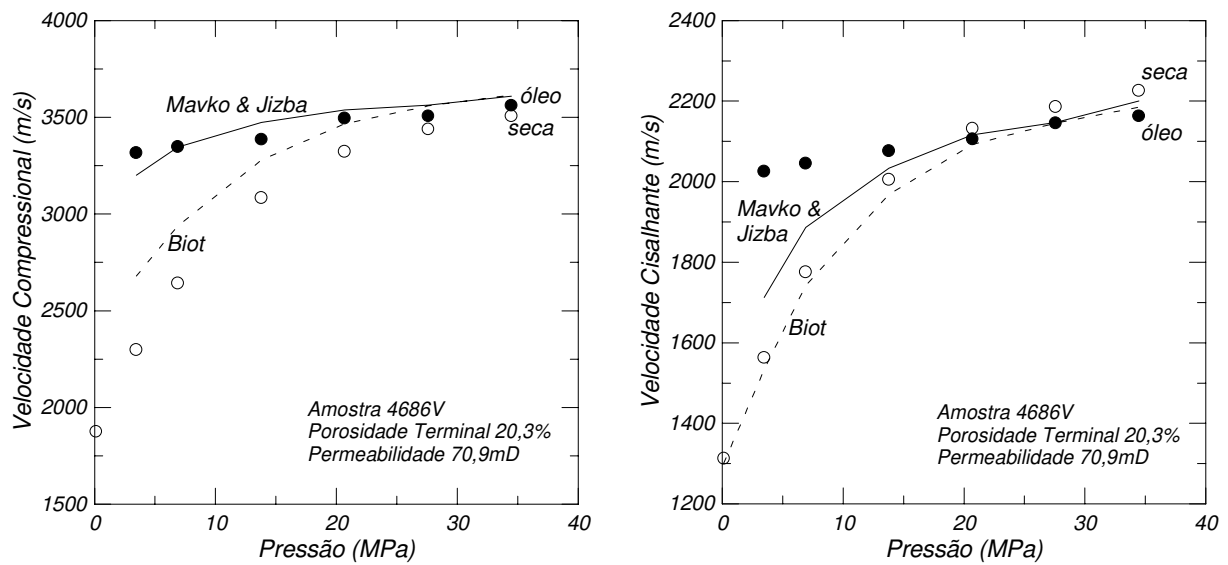


Figura 6.62: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 4686V.

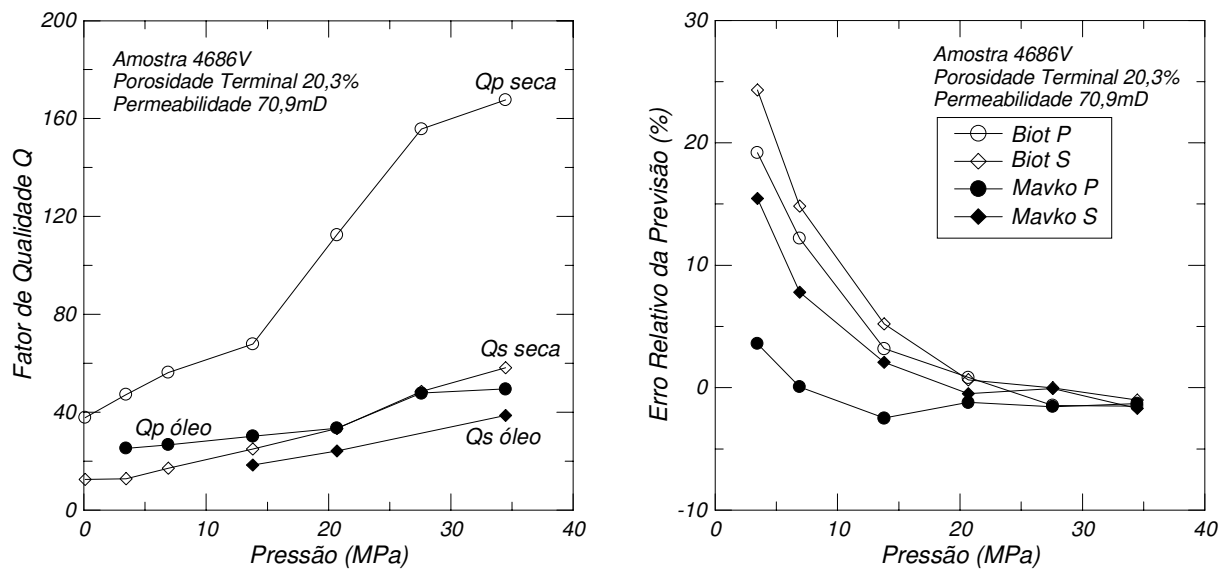


Figura 6.63: Fatores de qualidade compressoriais e cisalhantes (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 4686V.

A Figura 6.63 ilustra os resultados dos fatores de qualidade compressionais e cisalhantes e dos erros relativos das diferentes previsões em função da pressão. Observa-se uma queda drástica no fator de qualidade com a saturação com óleo mesmo a pressões elevadas. Atribui-se este efeito mais à viscosidade do fluido que às características petrofísicas da amostra. A relação entre erro da previsão teórica (tanto de Biot quanto do fluxo localizado) e fator de qualidade é clara: quanto menor o fator de qualidade (maior atenuação), maior a dispersão de velocidades. Além deste efeito, mas relacionado a ele, provavelmente ocorre ainda o erro na determinação do tempo de chegada devido à degradação do pulso, como ressaltam Bourbié *et al.* (1987).

Observa-se ainda que a diferença entre fatores de qualidade para uma mesma amostra a seco e saturada é relativamente menor a baixas pressões que a altas pressões, em particular no caso de saturação com óleo. Isto indica o impacto da existência de microfissuras e contatos de grão pouco efetivos sobre a atenuação na rocha seca. Não deve-se esquecer, no entanto, que efeitos de acoplamento ineficiente entre cabeçotes de medida e amostra devem ser mais críticos na determinação de fatores de qualidade que de velocidades, ou seja, as medidas de velocidades a baixas pressões são relativamente mais confiáveis que as de fatores de qualidade.

6.3.4 – Amostra 6069H

Determinou-se originalmente uma porosidade de 15,4% e permeabilidade de 4mD para esta amostra do Poço 4 (3294,75m), de composição $Q_{34,3}F_{24,6}L_0$ e 11,6% de calcita, 12,6% de argila (com porosidade de 8,3% determinada em lâmina). A foto da Figura 6.64, obtida de lâmina próxima, mostra tratar-se de um arenito fino a médio, moderadamente selecionado e parcialmente cimentado por calcita poiquilótópica. A heterogeneidade da distribuição de cimentação pode acarretar heterogeneidades na rigidez do espaço poroso e conseqüente absorção pelo mecanismo de fluxo localizado. Ilustra-se na Figura 6.65 a variação da porosidade em função da pressão medida nesta amostra que foi submetida à saturação com óleo. Observa-se um comportamento bem distinto daqueles exibidos por outras amostras, sendo a curva resultante com concavidade para baixo enquanto as outras apresentam concavidade para cima.

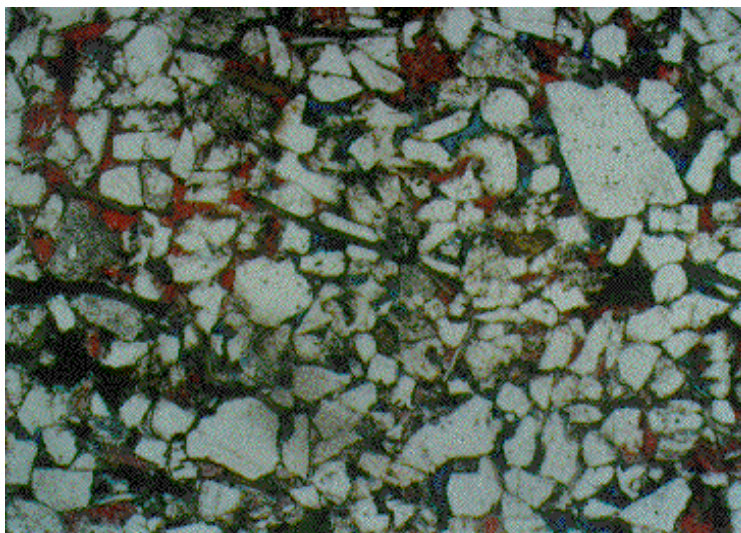


Figura 6.64: Foto de lâmina próxima à amostra 6069H (objetiva 5x).

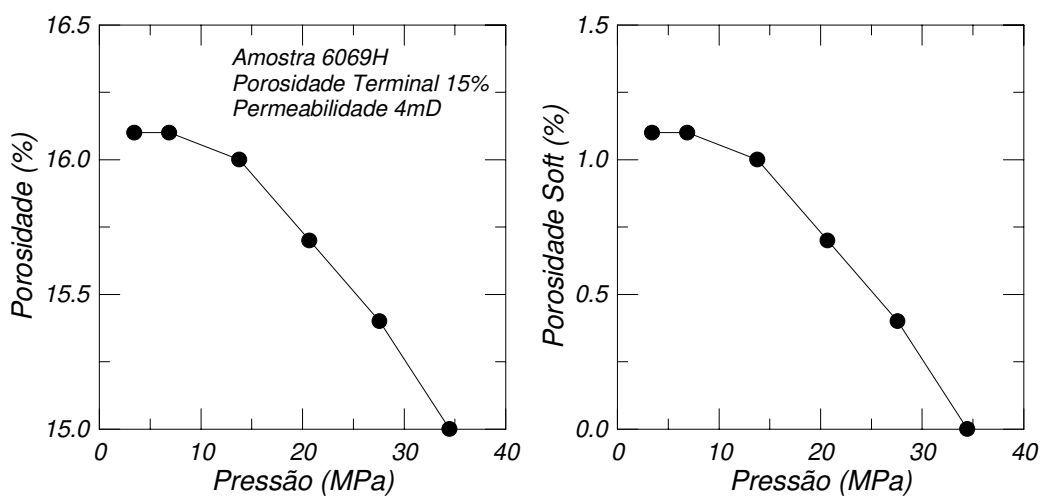


Figura 6.65: Porosidade e fração compliante da porosidade para a amostra 6069H.

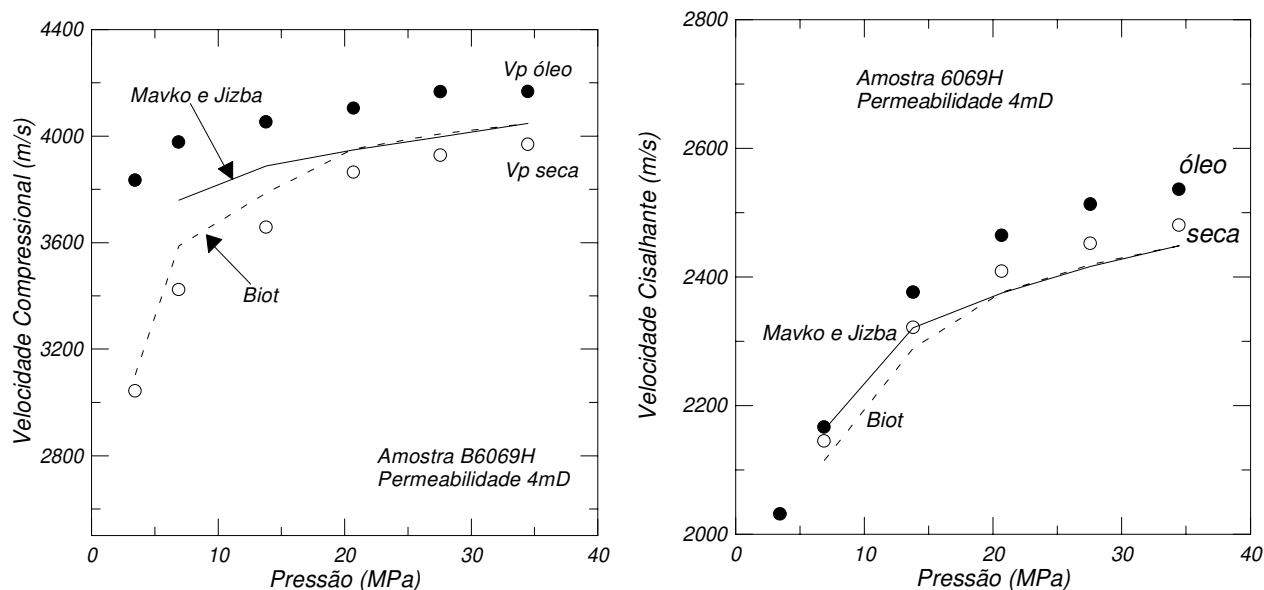


Figura 6.66: Velocidades compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita) medidas e estimadas para a amostra 6069H.

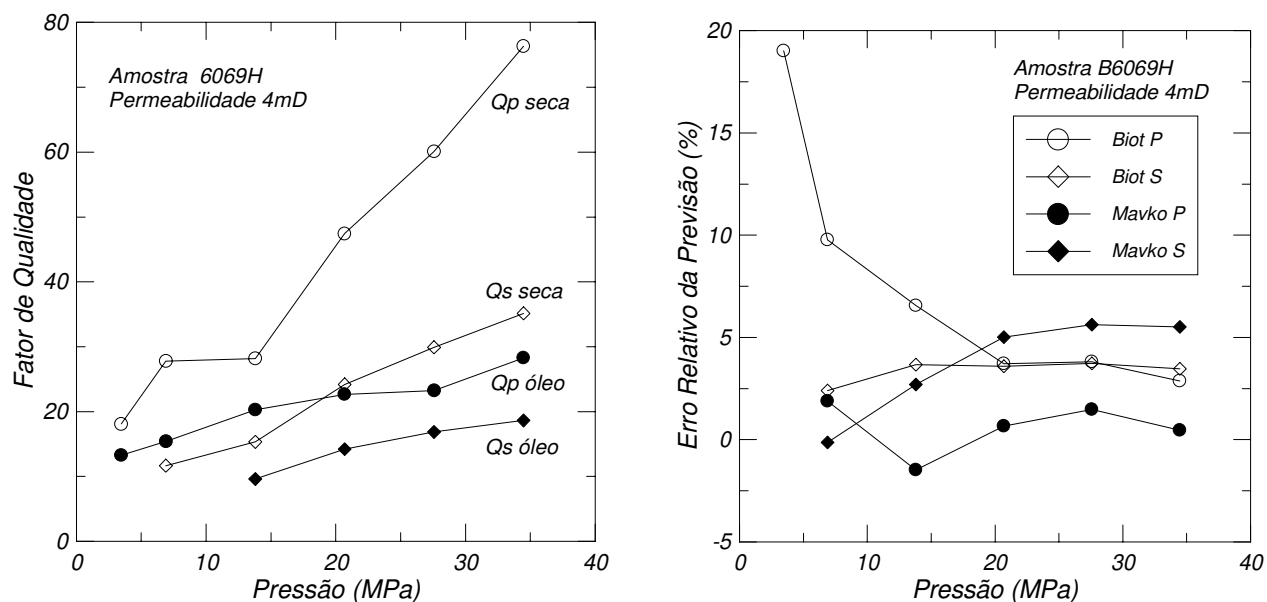


Figura 6.67: Fatores de qualidade compressoriais e cisalhantes (esquerda) e erros das previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) (direita) para a amostra 6069H.

A Figura 6.66 apresenta as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes medidas a seco (círculos e losangos vazados, respectivamente) e com óleo (círculos e losangos pretos para ondas P e S, respectivamente) junto às previsões de Mavko e Jizba (1991) (linhas contínuas) e de Biot (linhas tracejadas). Apesar de fornecer melhores estimativas, o modelo de Mavko e Jizba (1991) subestima as velocidades neste caso de saturação com óleo. Os fatores de qualidade exibem acentuada queda com a saturação, estando ilustrados junto aos erros relativos das previsões na Figura 6.67

6.3.5 - Amostra 5955V

A porosidade determinada originalmente para esta amostra do Poço 4 (3240,2m) é de 6,5%, encontrando-se a nova medida em função da pressão ilustrada na Figura 6.68. A densidade dos sólidos é de $2,66\text{g/cm}^3$ e a permeabilidade de 0,5mD. Segundo análise de lâmina trata-se de um arenito médio a grosso, bioclástico, cuja porosidade encontra-se obstruída por calcita em mosaico médio, conforme ilustrado na foto da Figura 6.69, apresentando a composição de $\text{Q}_{30}\text{F}_{15,3}\text{L}_2$, 43,3% de calcita e 6,6% bioclastos. Mediram-se as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes nesta amostra saturada com óleo a diferentes temperaturas (ambiente, 39°C, 59°C, 75°C e 82°C). Os resultados referentes às velocidades em função da pressão junto às previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991) para cada temperatura encontram-se ilustrados nas Figuras 6.70 a 6.72.

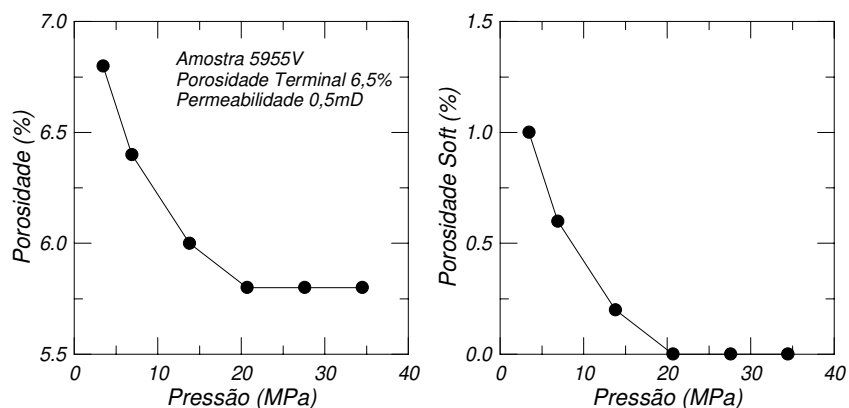


Figura 6.68: Porosidade e fração compliante da porosidade medidas na amostra 5955V.

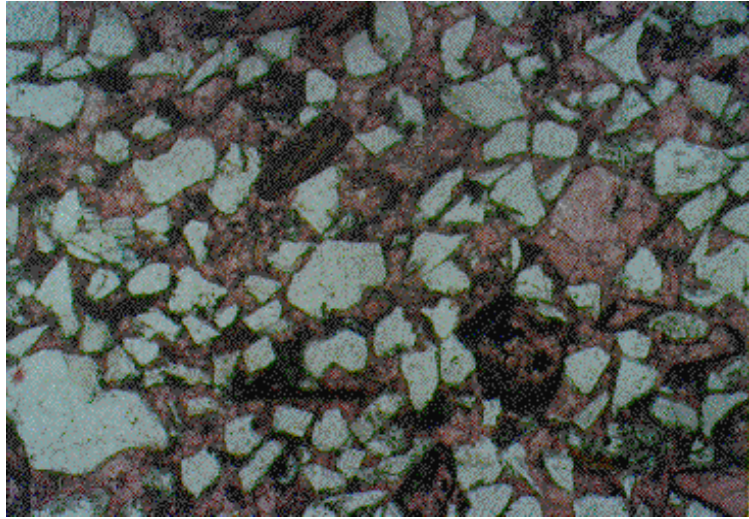


Figura 6.69: Foto de lâmina correspondente à amostra 5955V (objetiva 5X).

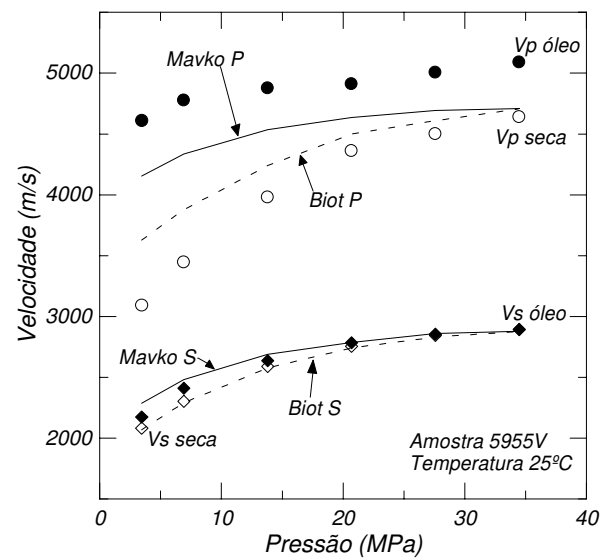


Figura 6.70: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo à temperatura ambiente, junto às previsões de Biot (linha tracejada) e Mavko e Jizba (1991) (linha contínua).

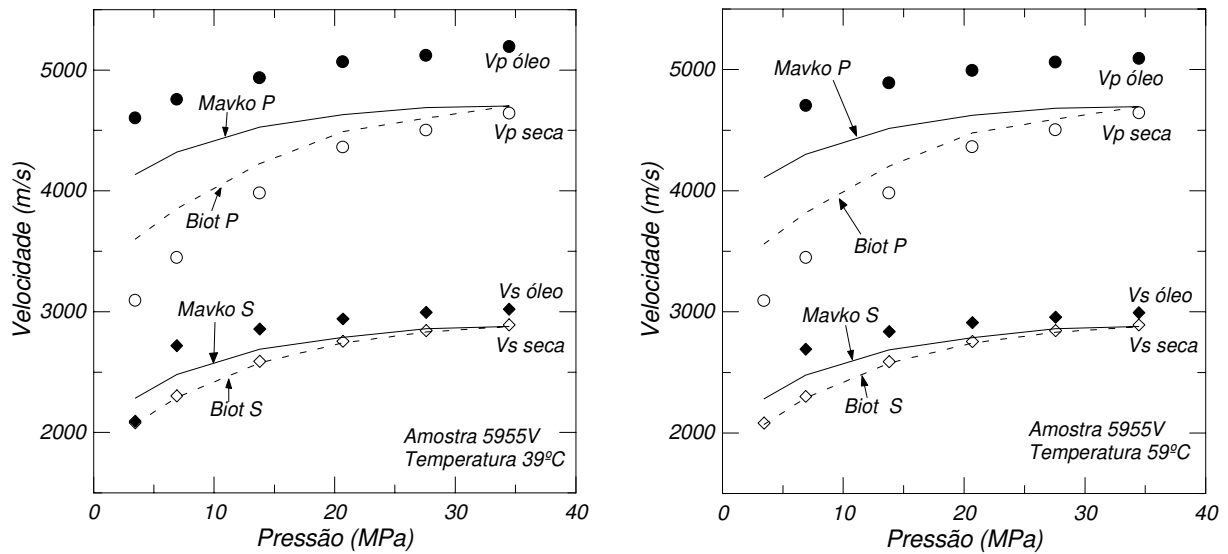


Figura 6.71: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo às temperaturas de 39°C (esquerda) e 59°C (direita), junto às previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991).

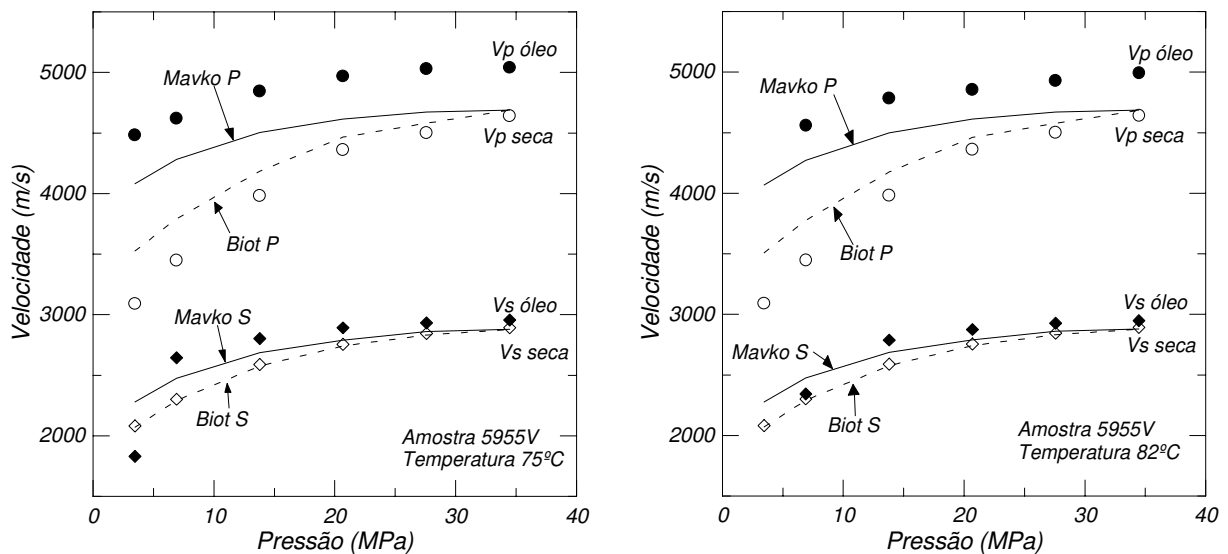


Figura 6.72: Velocidades elásticas medidas na amostra 5955V seca e saturada com óleo às temperaturas de 75°C (esquerda) e 82°C (direita), junto às previsões de Biot e Mavko e Jizba (1991).

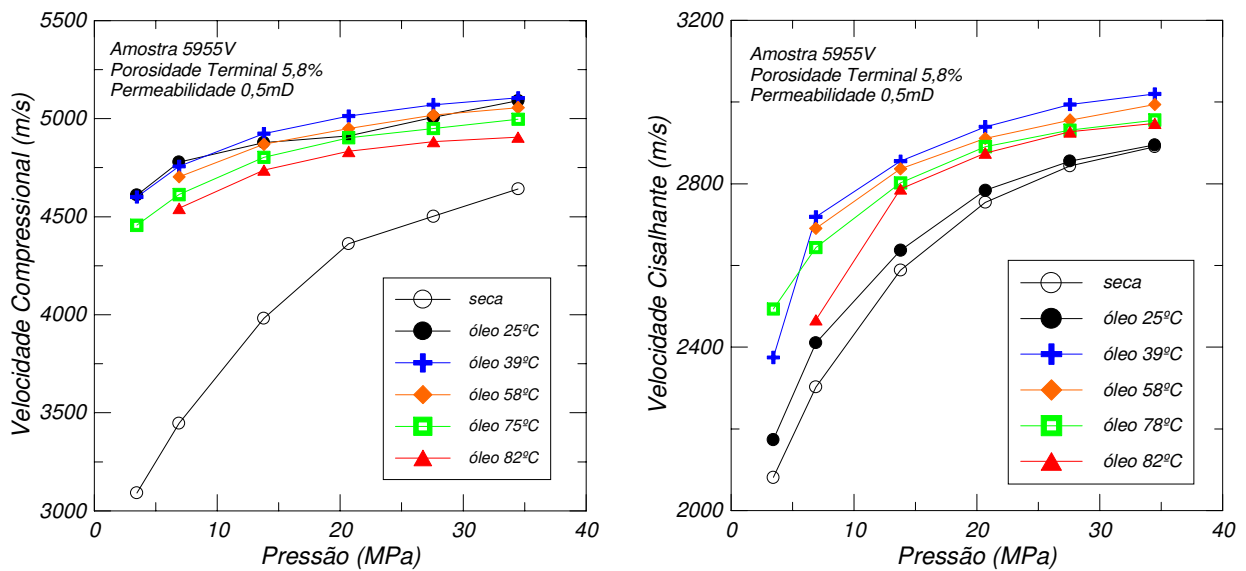


Figura 6.73: Velocidades compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita) em função da pressão a diferentes temperaturas para a amostra 5955V.

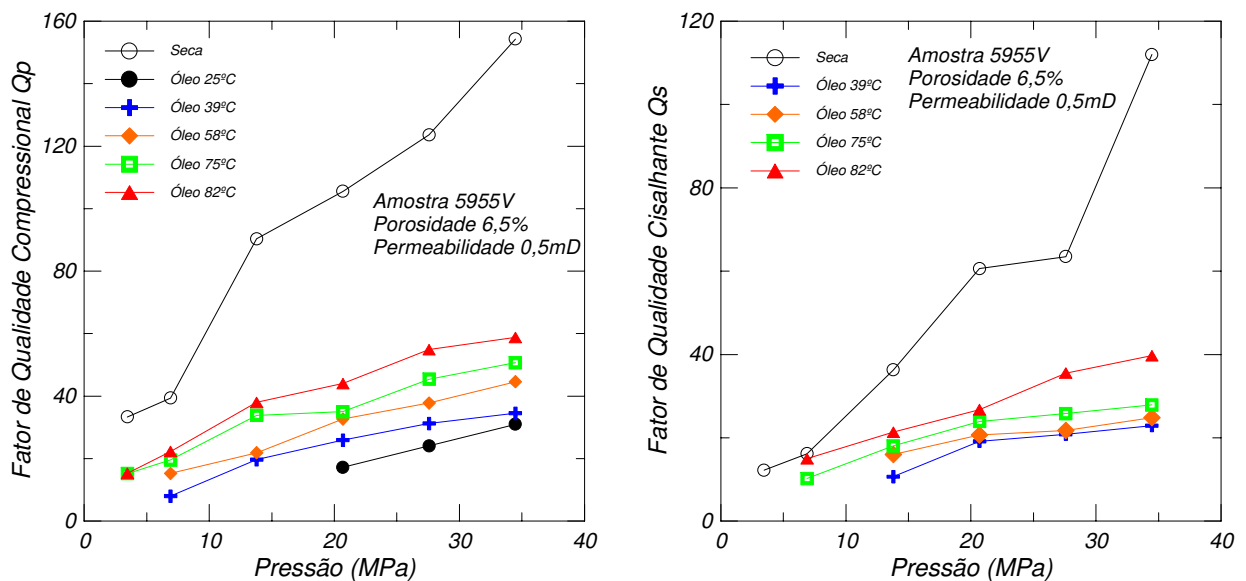


Figura 6.74: Fatores de qualidade compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita) em função da pressão a diferentes temperaturas para a amostra 5955V.

Ilustram-se na Figura 6.73 os resultados de velocidades às diferentes temperaturas em um só gráfico, evidenciando a ocorrência de algum problema de medida à temperatura ambiente: a

velocidade das ondas compressoriais é menor que algumas medidas a maiores temperaturas e a velocidade das ondas cisalhantes encontra-se abaixo das outras medidas, enquanto a partir de 39°C a tendência é de decréscimo da velocidade com aumento da temperatura. Tal problema deve relacionar-se não apenas aos fatores de qualidade baixos à temperatura ambiente (ver Figura 6.74), acarretando a degradação das formas de onda, mas também a efeitos de acoplamento. É possível que a expulsão de óleo da amostra, formando uma película entre o cabeçote e o plugue, tenha reduzido o valor medido para a velocidade da onda compressional de algumas unidades percentuais, sendo a velocidade da onda cisalhante mais drasticamente reduzida pela perda de acoplamento entre cabeçote e amostra.

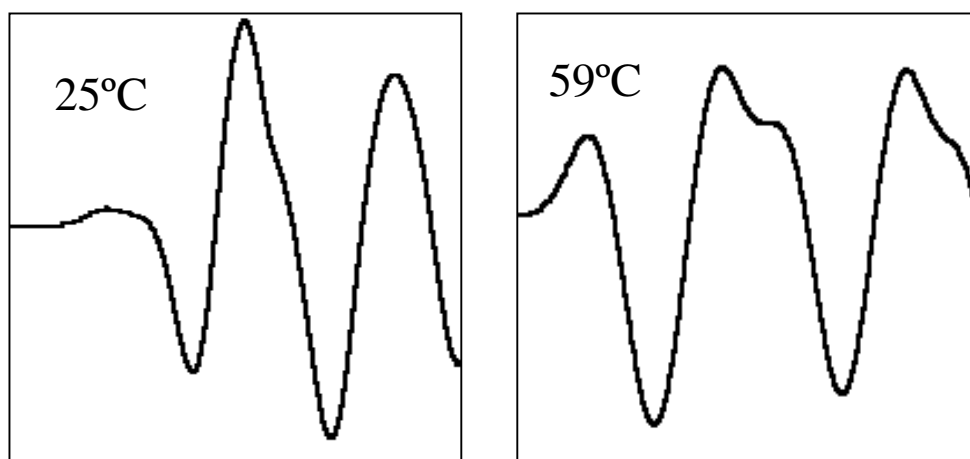


Figura 6.75: Formas de onda compressoriais registradas a 25°C (esquerda) e 59°C (direita).

A Figura 6.75 reproduz as formas de ondas compressoriais observados às temperaturas ambiente e 59°C, evidenciando a degradação da parte inicial do pulso a 25°C. Observou-se este comportamento anômalo novamente após o resfriamento do vaso de pressão, sugerindo que a atenuação é mais importante. A onda cisalhante também sofre degradação do pulso, sendo contaminada sobremaneira por chegadas de onda compressional, dificultando a escolha da primeira chegada e prejudicando a determinação do fator de qualidade. É possível que esta contaminação relacione-se também ao mal acoplamento permitindo conversões de modo mais significativas nas interfaces e também à atenuação da onda cisalhante reduzindo sua amplitude ao nível das chegadas espúrias.

Apesar das dificuldades as velocidades elásticas e os fatores de qualidade comportam-se qualitativamente de acordo com mecanismos de fluxo localizado. As velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes em função da pressão e temperatura encontram-se ilustradas nas Figuras 6.76 e 6.77, respectivamente, e os fatores de qualidade compressoriais e cisalhantes nas Figuras 6.78 e 6.79. O aumento da temperatura acarreta a redução do módulo bulk do óleo, contribuindo para a redução da velocidade, por outro lado, a viscosidade do óleo cai exponencialmente, contribuindo para a redução da atenuação. Enquanto os mecanismos de atenuação previstos por Biot acarretam menores atenuações (maiores fatores Q) para viscosidades maiores, os mecanismos de fluxo localizado levam a um comportamento oposto: quanto maior a viscosidade do fluido (menores temperaturas), maior a atenuação, conforme observado neste exemplo.

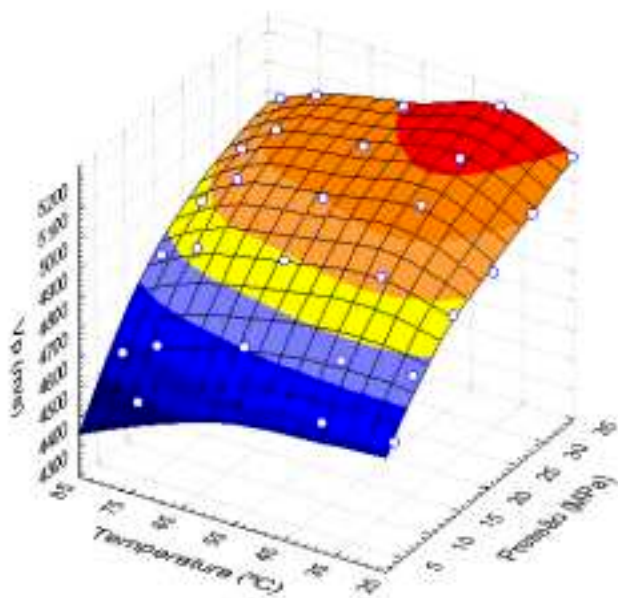


Figura 6.76: Velocidades compressoriais na amostra 5955V saturada com óleo em função da pressão e temperatura.

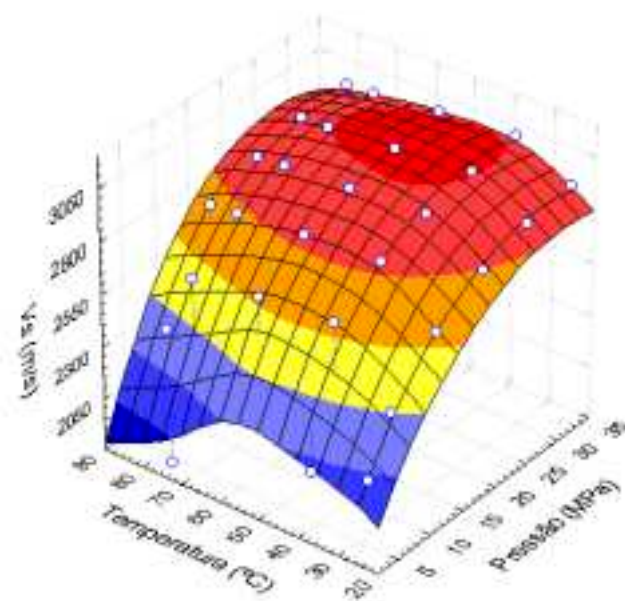


Figura 6.77: Velocidades cisalhantes medidas na amostra 5955V saturada com óleo em função da temperatura e pressão.

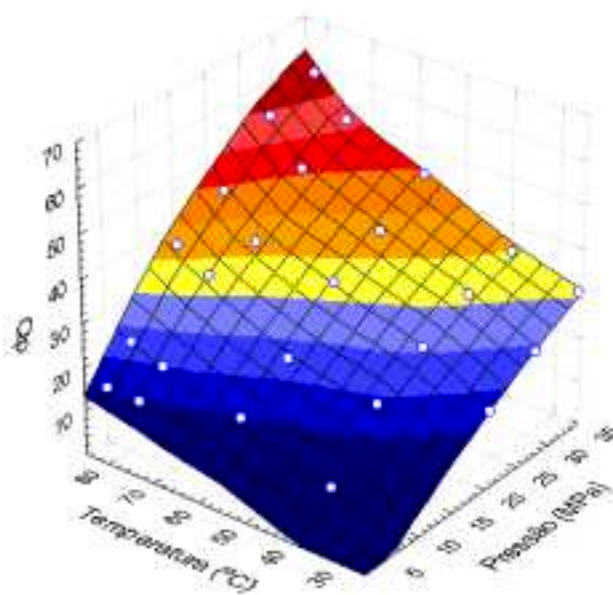


Figura 6.78: Fator de qualidade da onda compressional medido na amostra 5955V saturada com óleo em função da temperatura e pressão.

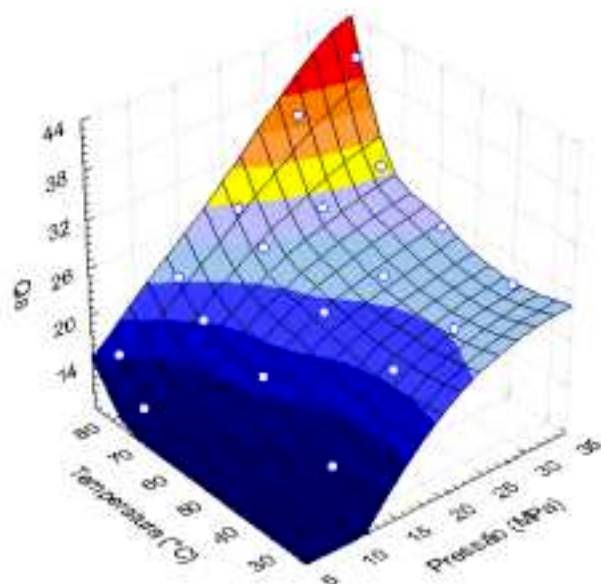


Figura 6.79: Fatores de qualidade cisalhantes medidos na amostra 5955V saturada com óleo a diferentes pressões e temperaturas.

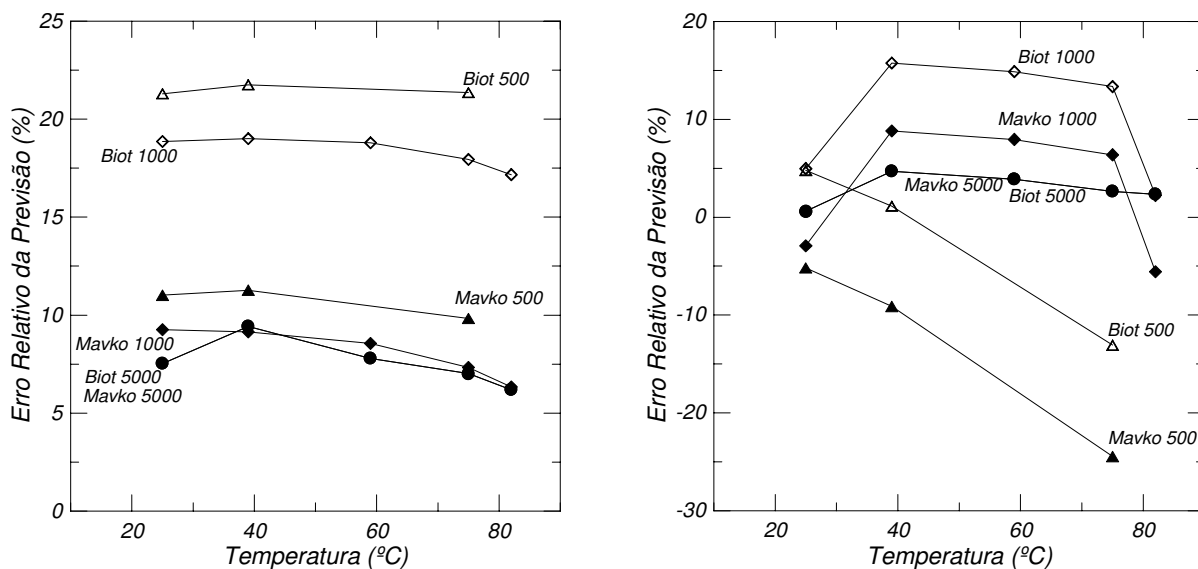


Figura 6.80: Erros das previsões de velocidades das ondas compressonais (esquerda) e cisalhantes (direita) às pressões de 500psi (3,4MPa), 1000psi (6,9MPa) e 5000 psi (34,5MPa) em função da temperatura.

Observa-se ainda que os erros das previsões de Mavko e Jizba (1991), embora relevantes a baixas pressões, são menores que os referentes às previsões de Biot, conforme ilustrado na Figura 6.80. Estima-se que os valores de viscosidade do óleo vão de 107,53mPa.s a 4,42mPa.s conforme a temperatura vai de 25°C a 85°C, mas tal variação não é suficiente para verificação do modelo proposto por Jones (1986), o que é mais adequado com experimentos como os projetados por Batzle *et al.* (1999). Note-se que a altas temperaturas obtiveram-se valores de fatores de qualidade próximos aos de rochas saturadas com água, mas deve-se levar em conta que, em subsuperfície, a possível ocorrência de bolhas de gás dissociadas do óleo podem causar atenuação extra.

6.4 – Amostras Saturadas com Água e Óleo

Saturaram-se cinco amostras com salmoura e óleo. Após medirem-se as velocidades e fatores de qualidade das rochas com água, manteve-se estas em estufa a temperaturas da ordem de 68°C por pelo menos 72 horas, saturando-as com óleo após aparentemente secas, pelo método de embebição. Não visou-se, com tal procedimento, simular o processo natural de substituição de água por óleo nos reservatórios (neste caso o mais indicado seria a injeção de óleo em amostras previamente saturadas com salmoura), mas sim avaliar o efeito de eventuais resíduos de sal remanescentes no arcabouço da rocha após a secagem. As propriedades petrofísicas destas amostras estão listadas na Tabela 6.4 e os resultados de medidas de velocidades e fatores de qualidade à pressão de 34,5MPa estão resumidos nas Tabelas 6.5 e 6.6. Uma das amostras, 6069V, encontrava-se inicialmente com óleo residual.

Tabela 6.4: Propriedades petrofísicas das amostras submetidas às saturações de água e óleo.

Amostra	Poço	Profundidade (m)	$\rho_G(\text{g/cm}^3)$	ϕ (%)	κ (mD)
5965H	4	3243,50	2,67	6,0	0,7
5968H	4	3244,45	2,67	6,0	0,7
6049H	4	3281,75	2,66	11,0	3,2
9541V	2	3310,60	2,62	20,8	12,2
6069V	4	3294,75	2,64	18,4	18

Os resultados obtidos na amostra 5965H, de composição aproximada $Q_{36}F_{14,2}L_4$, 10,9% de bioclastos, 34% de calcita, 0,3% de argila e porosidade estimada em lâmina de 0,3%, mostram que este procedimento de ressaturação pode tornar-se perigoso. A Figura 6.81 ilustra as velocidades e fatores de qualidade medidos nesta amostra a seco, com salmoura e com óleo. Observam-se dispersões extremamente altas, ultrapassando em muito as previsões da teoria de Biot, tanto para a saturação com água como para saturação com óleo. É importante observar que as velocidades medidas para a rocha com óleo são próximas daquelas medidas com água. A discrepância entre as porosidades de lâmina e de plugue pode indicar a existência de grande quantidade de micro-porosidade que, somada à permanência de cristais de sal no arcabouço, dificulta muito o fluxo localizado de fluido. Quanto aos fatores de qualidade, observa-se que para a saturação com óleo Q_P e Q_S variam pouco com a pressão em relação aos casos a seco e com água, apesar de o óleo ser mais compressível que a água. Este comportamento indica o importante papel da viscosidade na atenuação.

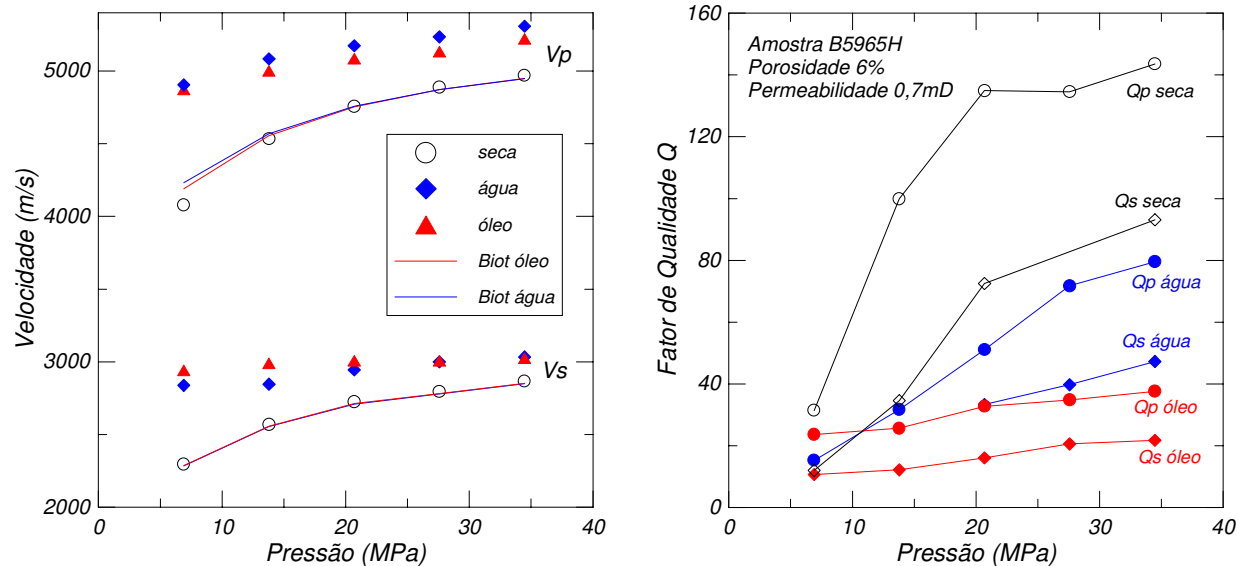


Figura 6.81: Velocidades e fatores de qualidade da amostra 5965H seca, saturada com salmoura e saturada com óleo.

Tabela 6.5: Velocidades medidas nas amostras a seco, com água e com óleo

Amostra	V_P seca (m/s)	V_S seca (m/s)	V_P água (m/s)	V_S água (m/s)	V_P óleo (m/s)	V_S óleo (m/s)
5965H	4970	2865	5309	3033	5222	3024
5968H	5387	3087	5395	3078	5211	2996
6049H	4657	2664	4729	2698	4771	2850
9541V	3406	2203	3984	2250	3763	2094
6069V	3701	2365	3867	2341	4084	2408

Tabela 6.6: Fatores de Qualidade medidos nas amostras a seco, com água e com óleo

Amostra	Q_P seca	Q_S seca	Q_P água	Q_S água	Q_P óleo	Q_S óleo
5965H	143,56	93,14	79,6	47,26	37,63	21,74
5968H	164,49	103,92	102,76	60,89	32,13	17
6049H	125,94	62,17	43,54	27,89	18,62	10,53
9541V	86,94	51,54	60,82	41,05		
6069V	64,19	36,45	30,46	27	27	19,36

A amostra 5968H, de composição $Q_{23,3}F_{16,2}L_{0,3}$, com 52,2% de calcita, exibe um comportamento bem diferente, ilustrado na Figura 6.82. A dispersão observada não é muito alta, sendo negativa para a saturação com óleo. É importante frisar que os erros na previsão de Biot (máximo de 3,18% para as ondas P e 3,71% para as ondas S) encontram-se próximos a erros experimentais possíveis, pois a estimativa das velocidades da rocha com óleo baseam-se na medida inicial realizada na rocha seca. Mais rigoroso e mais indicado seria a realização de uma medida intermediária de velocidades após a secagem da amostra e antes da saturação com óleo. Os fatores de qualidade apresentam um comportamento similar ao caso comentado anteriormente.

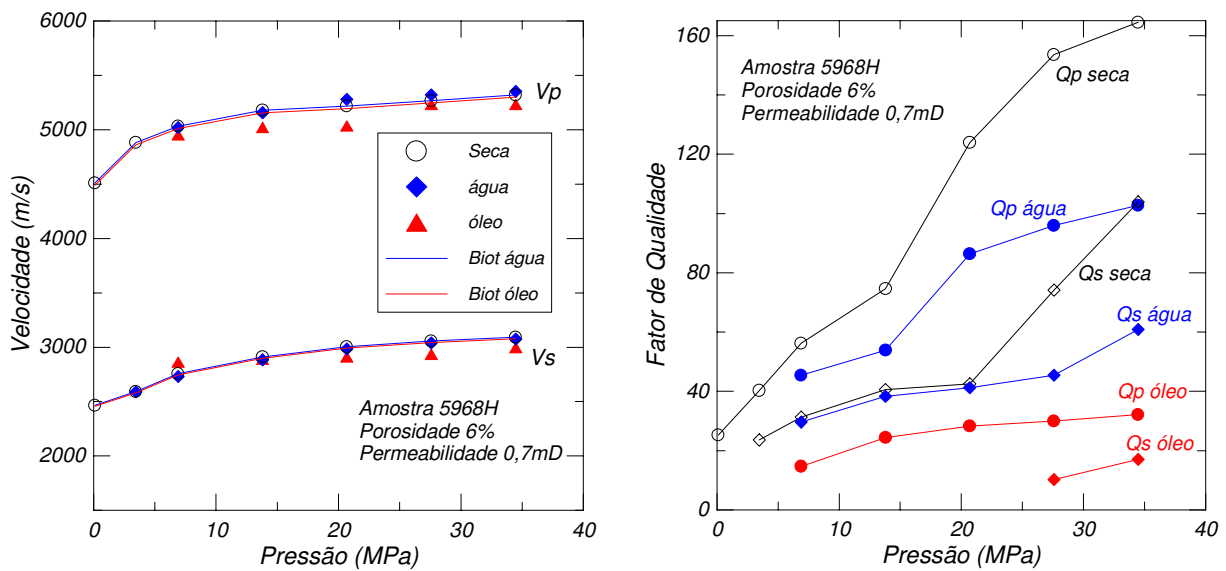


Figura 6.82: Velocidades e fatores de qualidade para a amostra 5968H a seco, saturada com água e saturada com óleo.

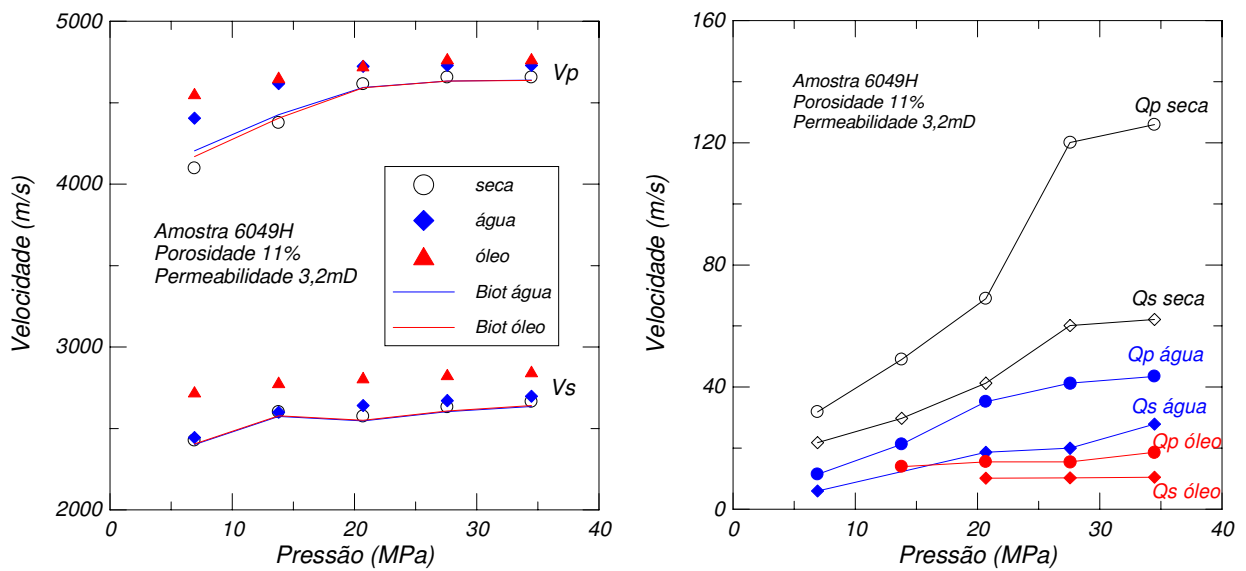


Figura 6.83: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 6049H a seco, saturada com água e saturada com óleo.

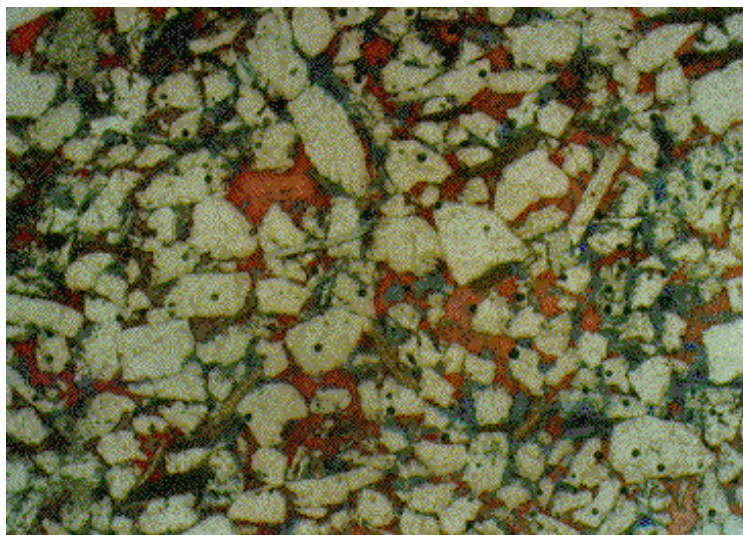


Figura 6.84: Foto de lâmina próxima ao plugue 6049H (objetiva 5x).

O plugue 6049H, de composição $Q_{32,3}F_{20,6}L_0$, 23% de calcita e 13% de argila, não apresenta grandes desvios das previsões de Biot para saturação com água, mas as velocidades para a saturação com óleo são geralmente maiores que as com água, conforme ilustrado na Figura 6.83. A foto da Figura 6.84 ilustra uma lâmina relativamente próxima, mostrando tratar-se de um arenito fino a médio, moderadamente bem selecionado e parcialmente cimentado por calcita poiquilotópica. Conjectura-se que, somado às heterogeneidades do espaço poroso, a ocorrência de saturação parcial óleo-água, não detectada na pesagem e a deposição de sal no arcabouço pode ter gerado a dispersão observada. O gráfico dos fatores de qualidade em função da pressão exibem uma redução tanto de Q_P quanto Q_S muito mais acentuada quando satura-se com óleo, como nos casos acima, além da insensibilidade à variação dos fatores Q com óleo em relação à saturação com água.

A ocorrência de dispersões muito acima do normal manifesta-se nas medidas referentes à amostra 9541H, de composição $Q_{36}F_{23,2}L_{0,3}$, 1,3% de mica, 5% de bioclastos e apenas 2,6% de calcita. Neste caso, ilustrado na Figura 6.85, a degradação do sinal da rocha saturada com óleo impediu a determinação dos fatores de qualidade para as ondas compressionais e cisalhantes.

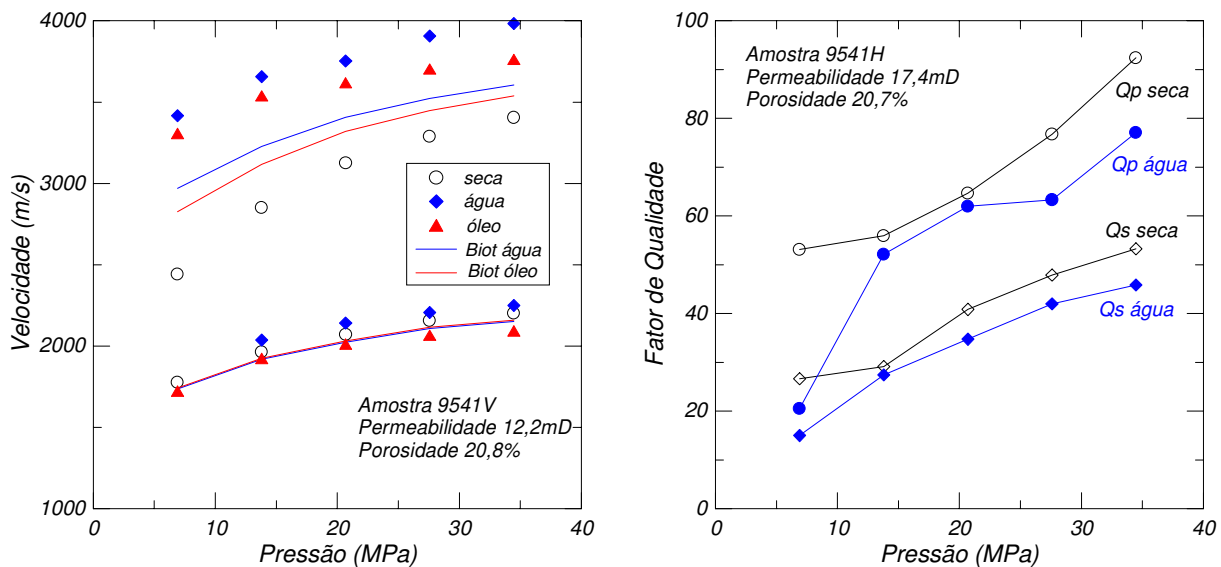


Figura 6.85: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 9541V a seco, saturada com água e saturada com óleo.

O plugue 6069V continha óleo residual aparentemente seco. Não há informações sobre o óleo (poço, API, etc), mas efeitos dispersivos devidos a resíduos de óleo em rochas como reportados por Prasad e Palafox (1999) são conhecidos. Mediu-se a amostra a seco, pesando-a e saturando-a com salmoura, procedimento que, junto ao dado de porosidade disponível, indicou uma saturação de água de 70% (supondo-se a porosidade inalterada com a presença do resíduo, hipótese de difícil avaliação). Análises próximas revelam uma composição $Q_{34,3}F_{24,6}L_0$, 5,6% de mica, 12,6% de argila e 11,6% de calcita. A Figura 6.86 mostra os resultados de velocidade da rocha seca e saturada com água, junto às previsões de Biot supondo saturação total e de 70% com salmoura (gráfico à esquerda), além das medidas correspondentes a seco e com saturação de óleo (gráfico à direita). Observa-se que os dados referentes à saturação de água ajustam-se ao modelo de Biot para saturação total, mas estão muito acima daqueles referentes à saturação estimada de 70%. Já os resultados referentes à saturação com óleo não ajustam-se às possíveis previsões da teoria de Biot, exibindo dispersão extremamente elevada.

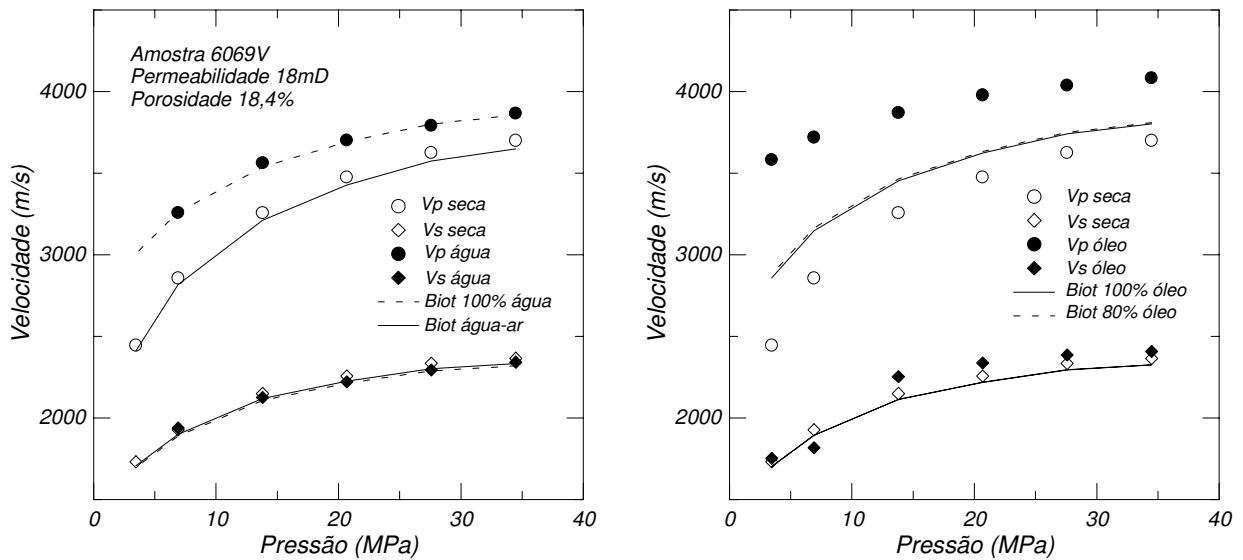


Figura 6.86: Velocidades medidas na amostra 6069V a seco, com saturação de salmoura (à esquerda) e a seco e com saturação de óleo (direita), junto a previsões da teoria de Biot para diferentes condições possíveis.

Os dados de velocidade referentes à saturação com óleo estão acima daqueles medidos com água, discordando do modelo de Biot uma vez que o óleo é mais compressível (menor módulo de incompressibilidade) que a água. Mesmo supondo-se que uma certa quantidade de água residual permaneceu na amostra, não há explicação baseada na teoria de Biot pois os pontos estão além da previsão para saturação total com água. Uma hipótese plausível para esta e outras amostras que foram saturadas com salmoura e depois com óleo é a permanência de sais no espaço poroso.

O processo de saturação desprezando-se a permanência do sal no arcabouço mostra-se extremamente perigoso no caso da salmoura utilizada, principalmente no caso da amostra suja. A permanência do resíduo de óleo, sais e presença do fluido no arcabouço gera resultados extremamente tendenciosos devido a processos dispersivos associados. Procurando enfatizar a incoerência que tal procedimento pode acarretar, a Figura 6.87 ilustra as velocidades e fatores de qualidade para a amostra suja em função da pressão. Observam-se aspectos ausentes nos outros exemplos. Ocorre uma queda muito grande no fator de qualidade compressional a altas pressões para saturação com água, comparável à queda para a saturação com óleo. Além disso, o fator de qualidade da onda compressional com água, em alguns pontos, é maior que com a rocha seca. À

pressão mais elevada $Q_P(\text{seca}) > Q_P(\text{água}) > Q_P(\text{óleo})$, o mesmo ocorrendo com Q_S , mas isso não permanece válido para pressões menores. Outro ponto interessante é a queda demasiadamente abrupta de Q_P mesmo a seco quando a pressão é da ordem de 20,7MPa. Tais aspectos anômalos provavelmente relacionam-se à contaminação com óleo residual e também à permanência dos sais no espaço poroso gerando mecanismos complexos de atenuação quando da passagem da onda. É interessante observar que a velocidade “a seco” não é muito elevada em relação às demais amostras recuperadas, provavelmente devido ao óleo encontrar-se seco em nosso caso, enquanto no caso observado por Prasad e Palafox (1999), o óleo residual ainda apresentava-se úmido, acarretando dispersões superiores às observadas aqui.

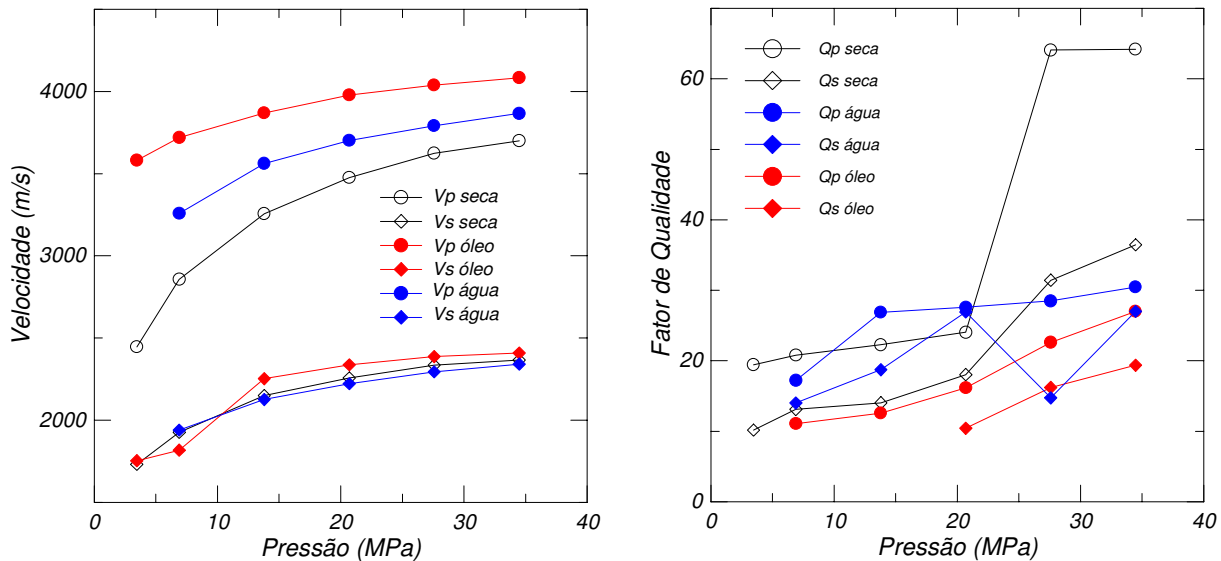


Figura 6.87: Velocidades e fatores de qualidade medidos na amostra 6069V a seco, saturada com salmoura e saturada com óleo.

6.5 - Comentários

Discutiram-se os resultados obtidos em cada amostra sob a luz da teoria de Biot e do modelo de fluxo localizado de fluido, observando-se, de modo geral, resultados coerentes para os fatores de qualidade e velocidades, indicando a consistência dos dados. Mesmo que visualmente alguns gráficos pareçam indicar o contrário, os piores erros de previsões de velocidades são da ordem de 15% em casos extremos.

Embora as previsões de Biot para as velocidades das rochas saturadas apresentem resultados satisfatórios em alguns casos, as previsões de Mavko e Jizba fornecem melhores resultados, sendo assim mais indicadas, principalmente no caso de fluidos mais viscosos como o óleo.

Possíveis fontes de erros nas estimativas realizadas são incertezas nos dados de porosidades e densidades dos sólidos disponíveis e propriedades da matriz sólida. Utilizou-se o valor de 38GPa para o módulo de incompressibilidade dos grãos, valor médio observado para o quartzo, e 1,8 para o parâmetro de tortuosidade da teoria de Biot. Tratam-se de valores aproximados bem aceitos para arenitos e de impacto secundário sobre as estimativas. Outra fonte de erro é a incerteza no grau de saturação (também relacionada à incerteza na porosidade e densidade de sólidos). Acredita-se que as propriedades dos fluidos calculadas segundo Batzle e Wang (1992) representem boas aproximações, conforme já testado por Vasquez e Dillon (1993).

Os fatores de qualidade observados comportam-se de acordo com os modelos de fluxo localizado de fluido na escala dos poros. Amostras saturadas apresentam maiores atenuações que amostras secas e, quanto maior a viscosidade do fluido saturante, maior a atenuação. A menores pressões de confinamento as rochas apresentam fatores de qualidade mais baixos, indicando a importância das microfissuras no mecanismo de absorção.

Enquanto o aumento da atenuação devido à saturação com água independe da permeabilidade, rochas saturadas com óleo tendem a apresentar maiores variações para menores permeabilidades. Na Figura 6.88 representam-se as razões entre os fatores de qualidade de cada amostra saturada e seca, refletindo a queda relativa do fator de qualidade com a saturação. Observa-se que os dados referentes às rochas saturadas com água independem da permeabilidade. Por outro lado, as rochas saturadas com óleo apresentam clara tendência de menor redução do fator de qualidade com aumento da permeabilidade. Qualitativamente tais resultados estão de acordo com o esperado pelos modelos de fluxo localizado: ao saturar-se uma rocha pouco permeável com um fluido viscoso a redução dos fatores de qualidade é maior que no caso de

rochas permeáveis. No caso de um fluido pouco viscoso a redução é quase independente da permeabilidade.

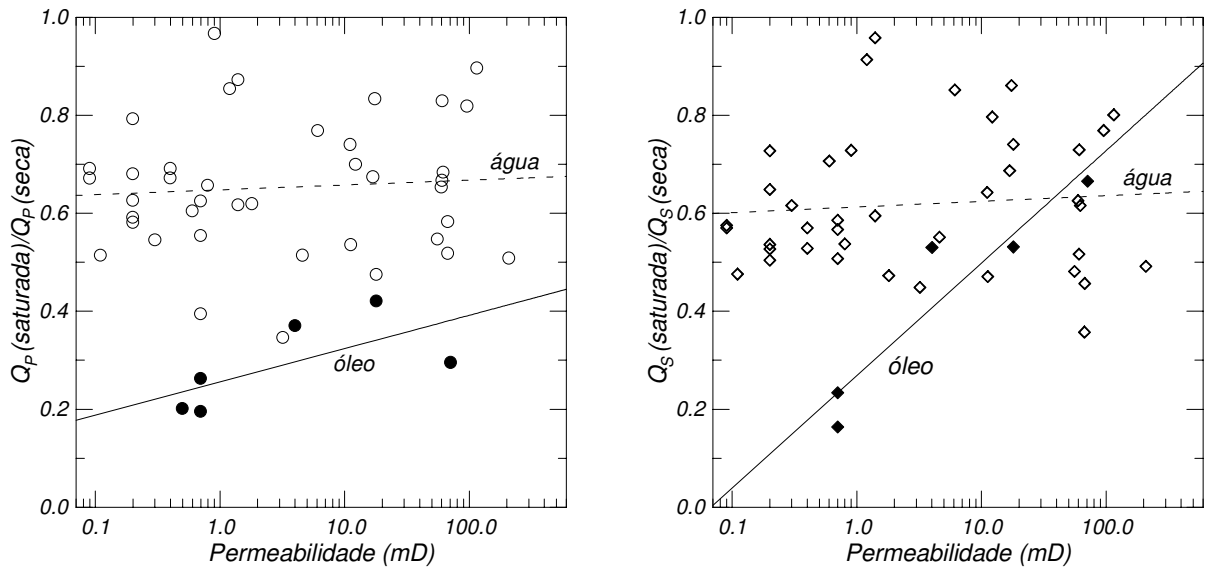


Figura 6.88: Razões entre os fatores de qualidade das rochas sob as condições saturada e seca para as ondas compressoriais (esquerda) e cisalhantes (direita). Símbolos vazados indicam a razão $Q(\text{água})/Q(\text{seca})$ e símbolos cheios $Q(\text{óleo})/Q(\text{seca})$.

A variação das velocidades e fatores de qualidade com a pressão tendem a ser mais elevadas para permeabilidades maiores. Na figura 6.89 ilustram-se as variações percentuais sofridas pelos fatores de qualidade e velocidades compressoriais de rochas secas ao reduzir a pressão de 34,475MPa para 6,895MPa como função da permeabilidade. Embora os pontos apresentem grande dispersão percebe-se uma tendência de rochas mais permeáveis apresentarem maiores variações de velocidades e, principalmente, de fatores de qualidade com a pressão, conforme mencionado no texto.

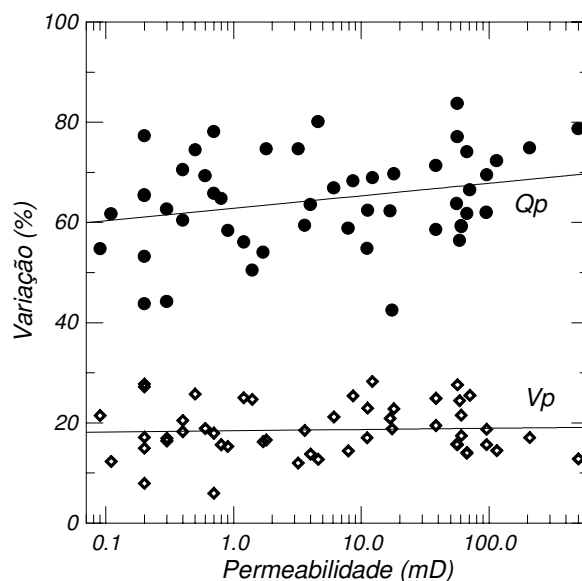


Figura 6.89: Variações percentuais nas velocidades e fatores de qualidade de ondas compressoriais em rochas secas entre os valores extremos de pressão.

Goertz e Knight (1997) obtêm resultados anômalos de velocidades e módulos elásticos durante a evaporação do fluido em amostras saturadas. Neste trabalho, a ressaturação após (ou durante) a evaporação da salmoura leva a resultados díspares, atribuídos à permanência de cristais de sal no espaço poroso. A utilização de amostras contaminadas com óleo residual mostra-se, também, contra-indicada. Devido a problemas operacionais foi impossível a comparação de resultados nas mesmas amostras após limpeza, o que forneceria uma quantificação dos erros envolvidos na utilização de amostras sujas.

Finalmente, vale enfatizar novamente o bom desempenho das previsões de velocidades em rochas saturadas, principalmente as de Mavko e Jizba (1991), lembrando-se que estas utilizam apenas manifestações macroscópicas de propriedades microscópicas da rocha.

Capítulo 7

Comportamento Viscoelástico Global do Arenito

No Capítulo anterior analisaram-se os comportamentos viscoelásticos individuais de cada amostra sob a luz dos modelos de Biot e de fluxo localizado, mostrando a coerência dos resultados com informações geológicas disponíveis. Neste Capítulo analisa-se o comportamento do conjunto de amostras como um todo, investigando as relações entre propriedades elásticas (velocidades), atenuativas (fatores de qualidade) e propriedades petrofísicas e faciológicas (porosidade, permeabilidade, cimentação e conteúdo de argila, entre outras). Concentra-se a atenção nos dados de velocidades elásticas e fatores de qualidade visando a utilização de propriedades comuns. Transformações para outras grandezas (impedâncias e coeficientes de atenuação, por exemplo) são facilmente realizadas. Incluíram-se no estudo do comportamento elástico dados referentes a rochas secas anteriores a este trabalho, totalizando 149 amostras, enquanto dispõe-se de 67 medidas de fatores de qualidade em rochas secas. Eventualmente, conforme a informação envolvida na análise, restringe-se a quantidade de dados disponíveis.

7.1 – Relações entre Ondas Compressionais e Cisalhantes

Em levantamentos sísmicos usuais utilizam-se somente as ondas compressionais devido aos custos elevados e dificuldades operacionais envolvidas no registro de ondas cisalhantes. Não obstante, informações sobre as ondas cisalhantes encontram-se implicitamente presentes nos dados sísmicos, particularmente em dados pré-empilhamento, refletindo-se no comportamento das amplitudes sísmicas em função da distância à fonte (amplitude versus *offset* ou AVO). Torna-se importante, portanto, o conhecimento da relação entre velocidades das ondas cisalhantes e

compressionais. Mencionaram-se previamente algumas relações estabelecidas na literatura, mas é aconselhável, em estudos específicos, o conhecimento da relação entre velocidades do reservatório em questão.

Ilustram-se nos gráficos da Figura 7.1 as relações entre velocidades cisalhantes e compressionais medidas diretamente em amostras secas e saturadas com água em laboratório (gráfico à esquerda), bem como as relações correspondentes às amostras sob condições de reservatório e zona de água (gráfico à direita) obtidas pela previsão de Biot no limite de baixas frequências. Explicitamente, as medidas diretas fornecem as relações:

$$\begin{aligned} V_S(seca) &= 0,40V_P(seca) + 761,54 & (R = 0,85) \\ V_S(água) &= 0,38V_P(água) + 740,36 & (R = 0,83) \end{aligned} \quad (7.1)$$

onde as velocidades estão em metros por segundo (m/s). Por tratarem-se de estimativas referentes a baixas frequências as seguintes relações, obtidas via substituição de fluido são mais indicadas para estudos sísmicos:

$$\begin{aligned} V_S(res.) &= 0,44V_P(res.) + 546,92 & (R = 0,87) \\ V_S(água) &= 0,52V_P(água) + 167,72 & (R = 0,89) \end{aligned} \quad (7.2)$$

ainda com velocidades em m/s.

Consideram-se como condições médias do reservatório uma temperatura de 90°C e pressão de poros de 33,5MPa (342Kgf/cm²), conforme relatórios relacionados ao campo. Adota-se a saturação de 20% de salmoura e 80% de óleo, condizentes com a média para a zona de óleo. A salinidade média da salmoura é de 100000ppm, fornecendo sob tais condições um módulo *bulk* de 3,010GPa e densidade 1,050g/cm³. O óleo, de 26,5°API e razão gás-óleo de 60litros/litro, apresenta módulo *bulk* de 1,089GPa e densidade 0,787g/cm³ sob condições de reservatório. Utilizam-se tais parâmetros junto às velocidades medidas nas amostras secas à pressão de 34,475MPa (5000psi), próxima àquela exercida pela coluna de rocha (pressão litostática), nas equações de Biot-Gassmann para previsão das propriedades elásticas. Observe-se que, a despeito de possíveis variações nos valores de pressão litostática, as velocidades utilizadas encontram-se próximas aos valores terminais, onde suas variações com a pressão são mínimas.

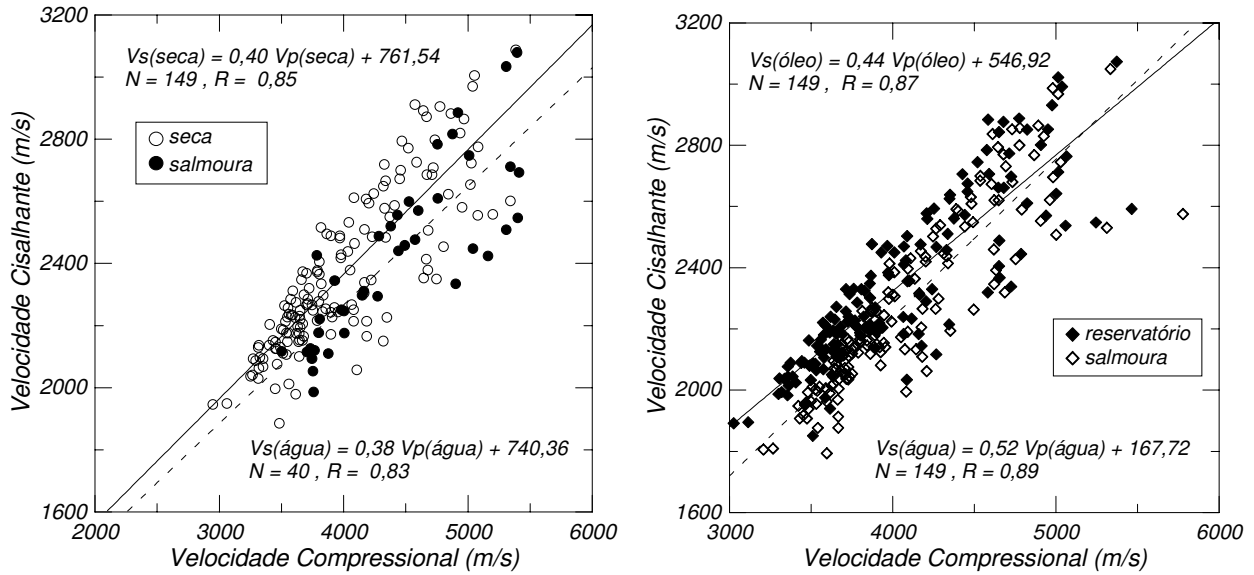


Figura 7.1: Relações entre velocidades cisalhante e compressional obtidas diretamente em laboratório (esquerda) em amostras secas (círculos vazados) e saturadas (círculos pretos) e relações obtidas segundo substituição de fluido (direita) para o arenito sob condições de reservatório (losangos pretos) e para a zona de água de formação (losangos vazados).

Interessa-se também sobre as relações entre os fatores de qualidade das ondas cisalhantes e compressionais. Tais relações encontram-se ilustradas na Figura 7.2 para as rochas secas (esquerda) e saturadas com água e com óleo (direita). Enquanto as inclinações das curvas Q_s versus Q_p para as condições seca e saturada com água são bem próximas, para o caso de saturação com óleo o coeficiente angular é bem diferente, efeito atribuído principalmente à viscosidade do fluido.

Obtiveram-se as seguintes relações entre os fatores de qualidade cisalhantes e compressionais para as rochas secas e saturadas com água e com óleo, respectivamente:

$$\begin{aligned}
 Q_s(seca) &= 0,64 Q_p(seca) + 3,49 & (R = 0,77) \\
 Q_s(água) &= 0,65 Q_p(água) + 0,16 & (R = 0,88) \\
 Q_s(óleo) &= 0,85 Q_p(óleo) - 6,27 & (R = 0,94)
 \end{aligned}
 \tag{7.3}$$

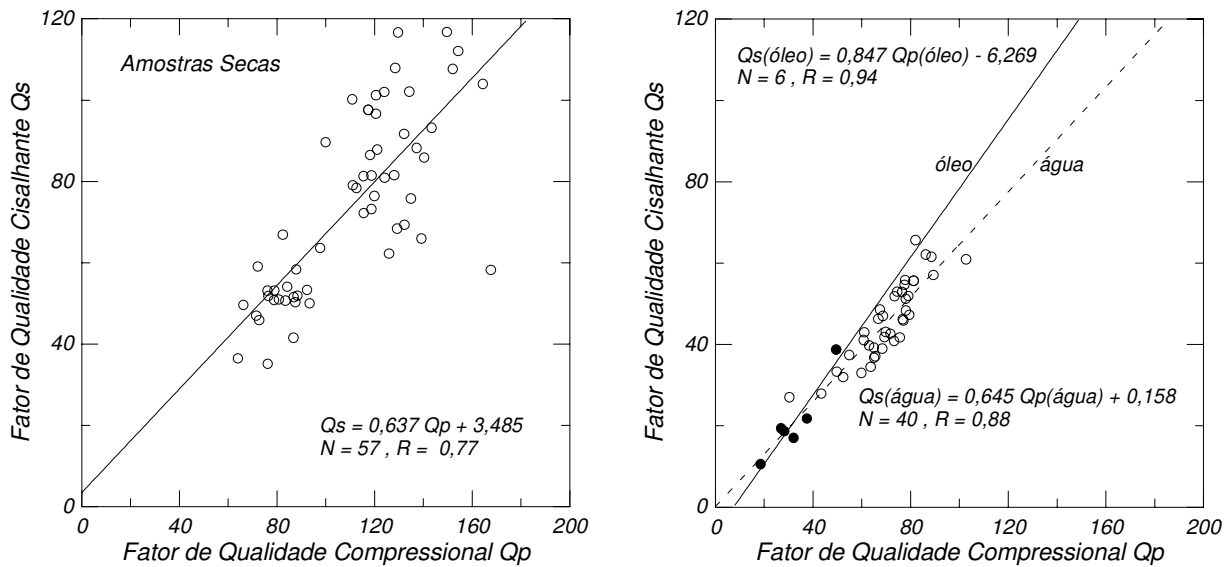


Figura 7.2: Relação entre os fatores de qualidade das ondas cisalhantes e compressionais para as rochas secas (esquerda) e saturadas com água e óleo (direita).

Costuma-se estudar também o comportamento dos fatores de qualidade com as velocidades das ondas sísmicas correspondentes ao mesmo modo de propagação pois, intuitivamente, tratam-se de propriedades mecânicas relacionadas às mesmas características petrofísicas das rochas que refletem a “facilidade” de propagação da onda (Schön, 1997). Pode-se representar as tendências observadas nas amostras secas e saturadas com água, respectivamente, pelas regressões:

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 0,02V_P + 10,55 & (R = 0,44) \\ Q_S(seca) &= 0,04V_S - 10,65 & (R = 0,52) \end{aligned} \quad (7.4)$$

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 0,01V_P(água) + 24,16 & (R = 0,40) \\ Q_S(água) &= 0,01V_S(água) + 11,16 & (R = 0,47) \end{aligned} \quad (7.5)$$

Observa-se boa concordância entre as relações dos fatores de qualidade compressionais e cisalhantes descritas pelas Equações (7.3) e outras divulgadas na literatura, como por exemplo, Johnston e Töksoz (1980), Töksoz *et al.* (1979) e Best *et al.* (1994). Variações específicas nos coeficientes de tais relações, bem como das Equações (7.4) e (7.5), devem-se às particularidades de cada formação analisada.

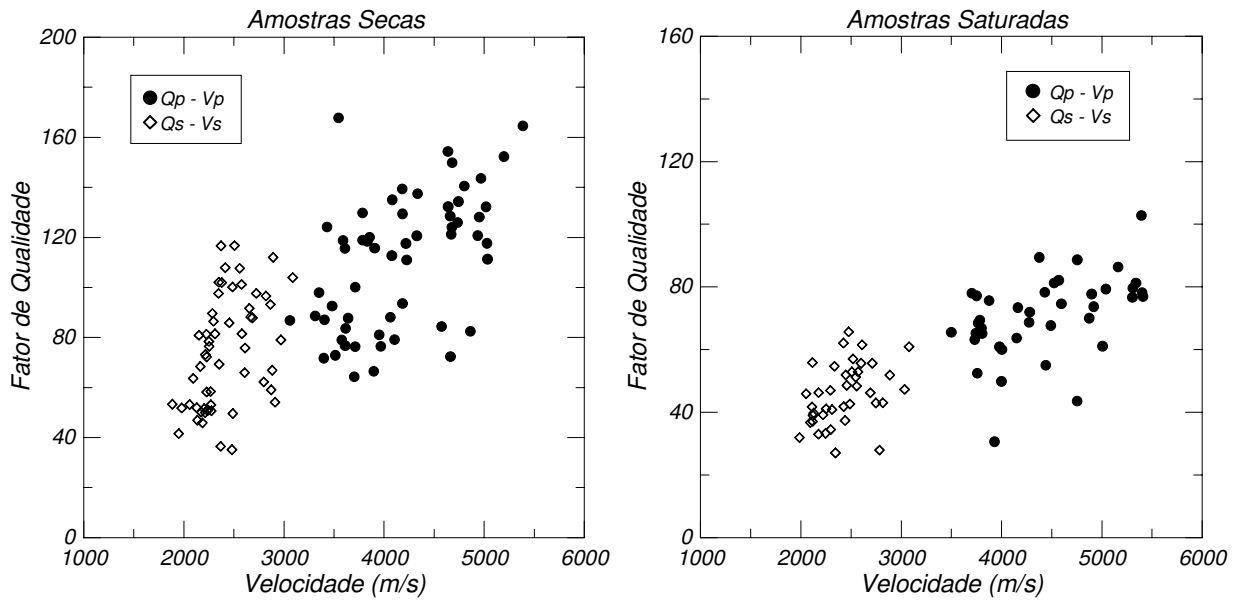


Figura 7.3: Gráfico dos fatores de qualidade em função das velocidades de propagação das ondas correspondentes a seco (esquerda) e com saturação de salmoura (direita). Círculos pretos correspondem às ondas compressionais e losangos vazados às cisalhantes.

7.2 – Porosidade

O conhecimento das relações entre velocidades e porosidade encontra importantes aplicações no desenvolvimento de reservatórios como a obtenção de mapas de distribuição de porosidades a partir das velocidades ou impedâncias, conforme exemplificado por Schwedersky *et al.* (1995). Ilustram-se na Figura 7.4 as relações observadas diretamente de medidas de laboratório em rochas secas (esquerda) e saturadas com salmoura (direita). Para amostras secas obteve-se as relações:

$$\begin{aligned} V_p(seca) &= 5173,31 - 69,91\phi & (R = 0,88) \\ V_s(seca) &= 2845,67 - 28,60\phi & (R = 0,76) \end{aligned} \quad (7.6)$$

onde as velocidades encontram-se em (m/s) e a porosidade em unidades percentuais. Medidas diretas em amostras com salmoura fornecem:

$$\begin{aligned} V_p(água) &= 5541,86 - 79,59\phi & (R = 0,88) \\ V_s(água) &= 2875,02 - 31,80\phi & (R = 0,76) \end{aligned} \quad (7.7)$$

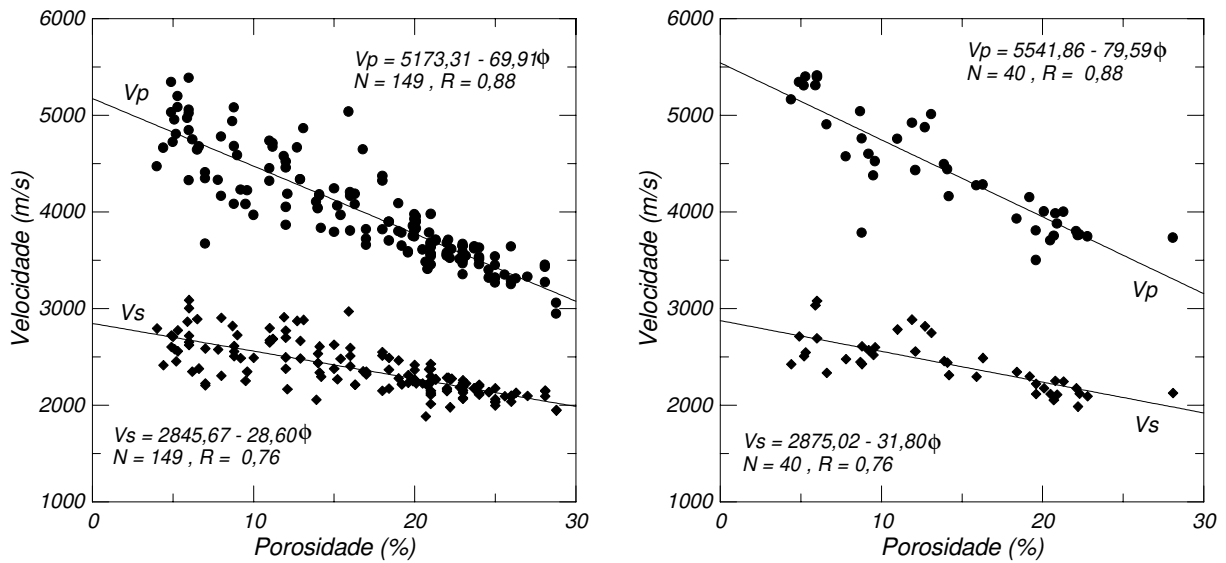


Figura 7.4: Relações entre velocidades elásticas e porosidade obtidas em laboratório com amostras secas (esquerda) e saturadas com salmoura (direita).

Os resultados ilustrados na Figura 7.5 são mais indicados para trabalhos com dados sísmicos, correspondendo às relações referentes à condição de reservatório e de saturação com água obtidas a partir dos resultados de laboratório com auxílio da teoria de Biot. Para a saturação média de reservatório tem-se:

$$\begin{aligned} V_p(res.) &= 5205,21 - 70,22\phi & (R = 0,90) \\ V_s(res.) &= 2856,28 - 31,01\phi & (R = 0,78) \end{aligned} \quad (7.8)$$

enquanto para saturação com salmoura:

$$\begin{aligned} V_p(água) &= 5189,78 - 65,85\phi & (R = 0,91) \\ V_s(água) &= 2851,94 - 34,03\phi & (R = 0,82) \end{aligned} \quad (7.9)$$

Discordâncias entre relações referentes à saturação com salmoura obtidas via medida direta e modelagem por substituição de fluido devem-se à frequência de medida e às condições ambientais (pressão e temperatura) às quais o sistema rocha-fluido está sujeito em cada caso.

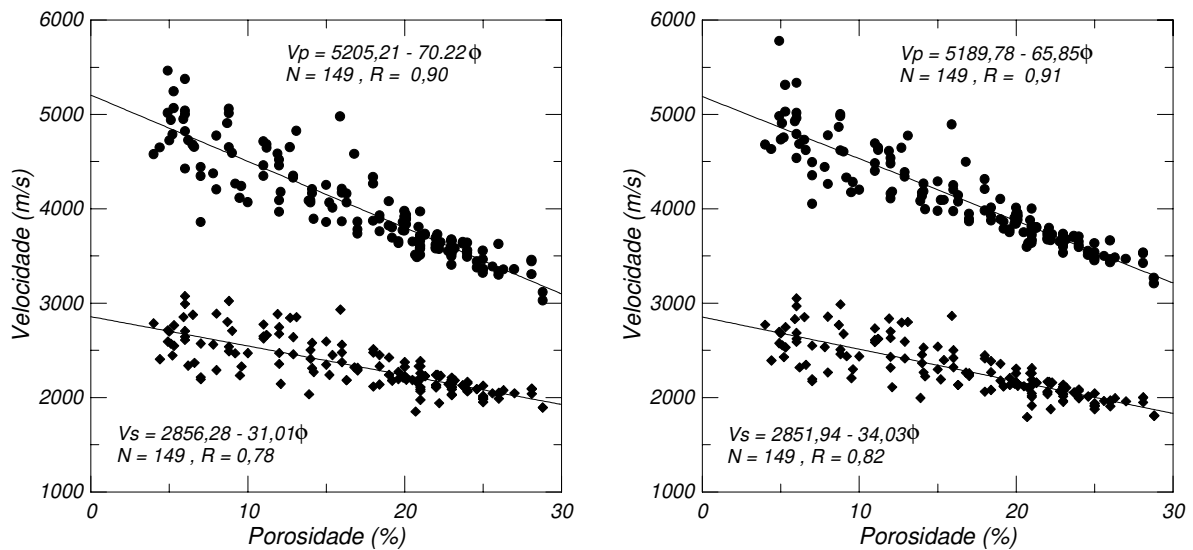


Figura 7.5.: Relações entre velocidades elásticas e porosidade simulando saturação de óleo (esquerda) e salmoura (direita).

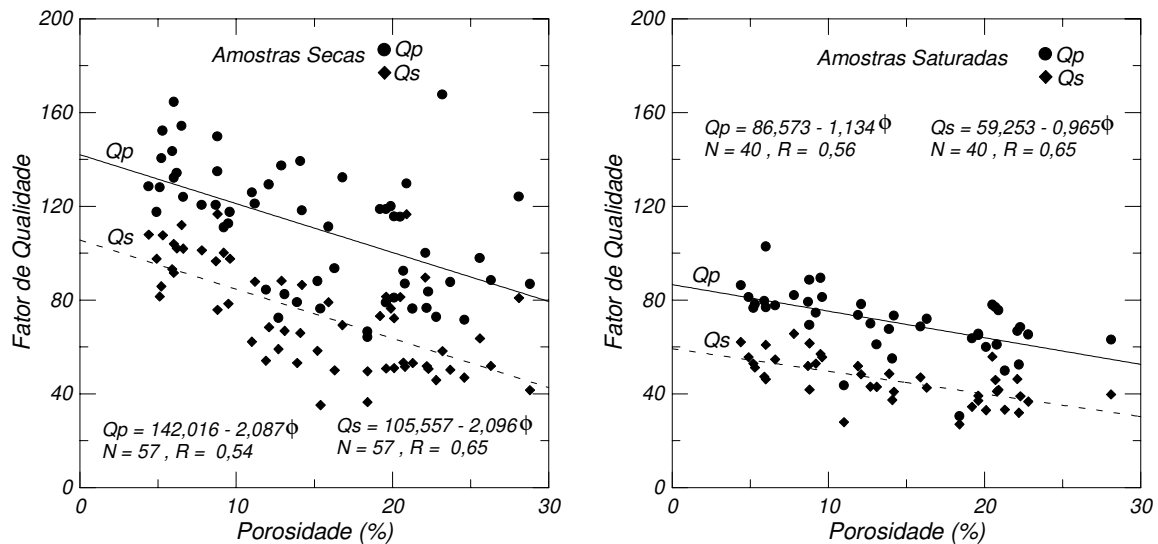


Figura 7.6: Relações entre os fatores de qualidade e a porosidade para as amostras secas (esquerda) e com salmoura (direita).

Procura-se também estabelecer relações entre fatores de qualidade e porosidade, nem sempre com sucesso pois geralmente a porosidade não é um fator dominante sobre a atenuação (Best *et al*, 1994), embora seja o de maior influência sobre as velocidades (Nur e Wang, 1989). No caso do Arenito Namorado observam-se correlações relativamente fracas entre fatores de qualidade e porosidade. Para amostras secas, por exemplo,

$$\begin{aligned} Q_p(seca) &= 142,02 - 2,09\phi & (R = 0,54) \\ Q_s(seca) &= 105,56 - 2,10\phi & (R = 0,65) \end{aligned} \quad (7.10)$$

enquanto para saturação com salmoura

$$\begin{aligned} Q_p(água) &= 86,57 - 1,13\phi & (R = 0,56) \\ Q_s(água) &= 59,25 - 0,97\phi & (R = 0,65) \end{aligned} \quad (7.11)$$

estando a porosidade em percentual. Os coeficientes de determinação (R^2) relativamente baixos devem-se principalmente ao papel secundário da porosidade no mecanismo de atenuação e às incertezas envolvidas nos dados de fato de qualidade. Lembre-se que, apesar de não influenciar diretamente a atenuação, o valor de porosidade relaciona-se à rigidez do esqueleto ou arcabouço da rocha.

A porosidade informa-nos sobre a capacidade de estocagem de óleo, não contendo obrigatoriamente informações sobre a qualidade do reservatório, mais relacionada à permeabilidade, argilosidade e cimentação. Todavia, costuma-se utilizar relações entre as velocidades ou módulos elásticos e a porosidade como ferramentas auxiliares na previsão da qualidade de reservatórios. Blangy *et al.* (1993) observam que a correlação entre o módulo de incompressibilidade e a porosidade é aproximadamente linear, com a reta de regressão cortando o eixo das porosidades no valor de porosidade crítica. Segundo Blangy, traçando-se retas cortando o eixo do módulo de incompressibilidade nos valores correspondentes aos módulos da argila e do quartzo e o eixo das porosidades no valor da porosidade crítica obtida, pode-se distinguir arenitos limpos de arenitos argilosos: os dados de arenitos limpos situam-se próximos à reta do quartzo enquanto os de arenitos argilosos próximos à reta da argila.

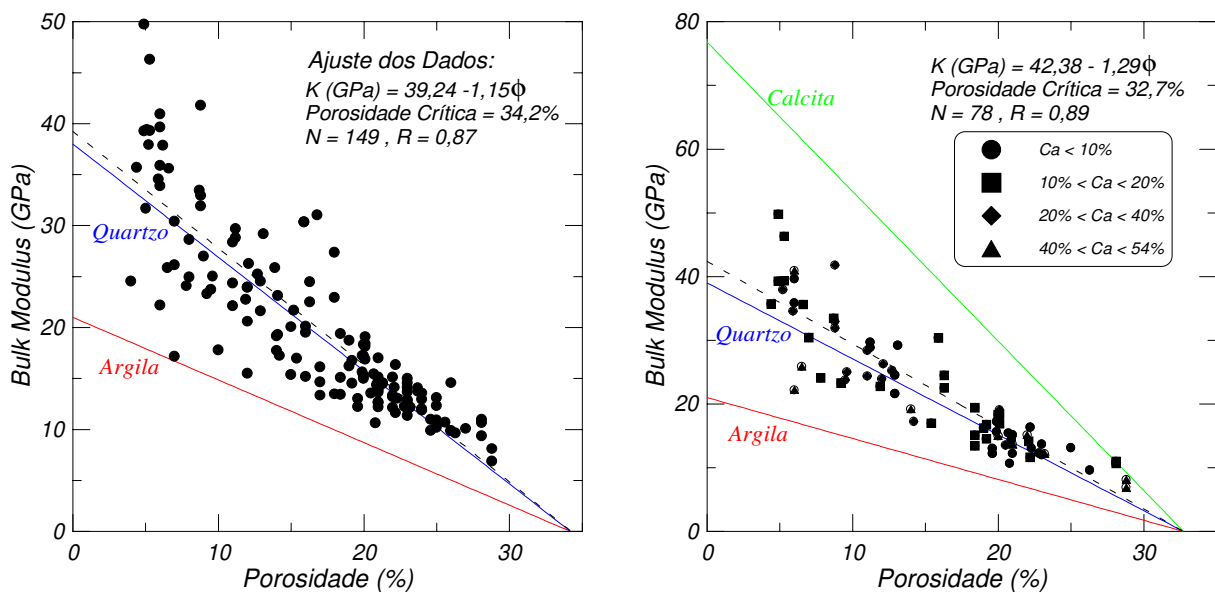


Figura 7.7: Módulo bulk em função da porosidade para todas as amostras (esquerda) e para amostras com informações de lâmina próximas (direita), junto às linhas para o quartzo (azul), argila (vermelha) e calcita (verde).

Reproduz-se na Figura 7.7 o procedimento de Blangy para o Arenito Namorado de Albacora. No gráfico à esquerda incluem-se as 149 medidas disponíveis. À primeira vista, a existência de pontos além da linha do quartzo parece intrigante. Uma investigação mais cuidadosa envolvendo apenas amostras com informações de lâmina é reproduzida no gráfico à direita, incluindo-se ainda uma reta correspondente à calcita. Observa-se que os pontos acima da linha do quartzo representam amostras com quantidades consideráveis de calcita, indicando a importância do cimento carbonático no controle das propriedades sísmicas do Namorado de Albacora.

Disponha-se da medida de índice de empacotamento de algumas amostras. Trata-se de uma medida relacionada ao grau de compactação da rocha: é medido dividindo-se o número de contatos grão-grão contados ao longo de travessias na lâmina delgada pelo número total de contatos observados. Intuitivamente esperam-se velocidades sísmicas e fatores de qualidade mais altos para rochas com maiores índices de empacotamento, uma vez que estas devem ser mais rígidas. Todavia, conforme ilustrado na Figura 7.8, observam-se comportamentos contrários no caso do Arenito Namorado. Medidas em rochas secas e saturadas mostram que as velocidades e

os fatores de qualidade decrescem com o aumento do índice de empacotamento. Este comportamento está correto, o erro reside em associar-se o índice à rigidez da rocha pois neste caso a correspondência não é direta. Quando encontrava-se soterrado a aproximadamente 1.000 metros de profundidade, o Arenito Namorado sofreu uma primeira cimentação por calcita, diagênese que preservou em algum grau o espaço poroso evitando que alguns grãos se tocassem.

O cimento de calcita é o principal controlador da porosidade e do índice de empacotamento: maior teor de cimento implica em menor porosidade e também em menor índice de empacotamento pois a calcita protegeu a rocha dos efeitos da compactação. Uma amostra com menor índice de empacotamento não é menos rígida que uma amostra com índice maior, podendo apresentar-se mais cimentada. Observa-se, conforme ilustrado na Figura 7.9, a tendência de crescimento da porosidade com o aumento do índice de empacotamento. Ajustando-se os dados de velocidades com a porosidade e o índice de empacotamento obtém-se correlações melhores, conforme ilustrado na Figura 7.10 para a velocidade compressional.

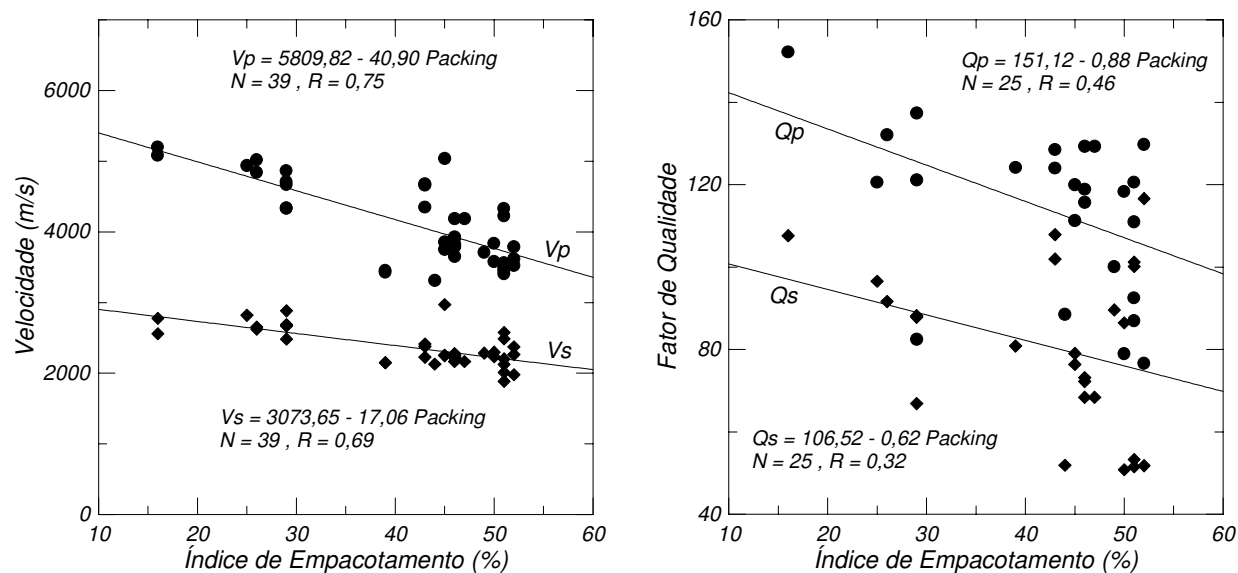


Figura 7.8: Velocidades e fatores de qualidade das ondas compressonais (círculos) e cisalhantes (losangos) em função do índice de empacotamento para amostras secas.

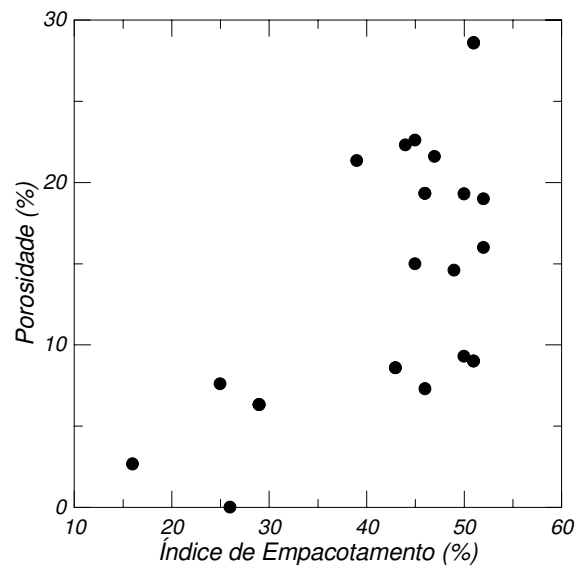


Figura 7.9: Tendência de aumento da porosidade com o índice de empacotamento.

$$V_p = 5845,31 - 55,10 \phi - 20,93 \text{ Packing}, R=0,93$$

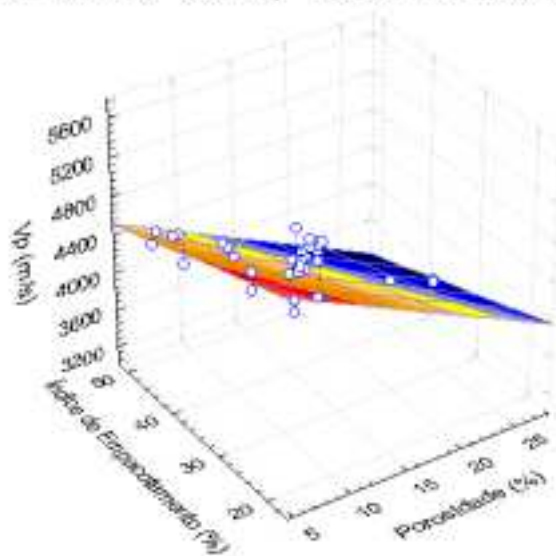


Figura 7.10: Relação entre a velocidade compressional, porosidade e índice de empacotamento.

Os exemplos acima motivam-nos e alertam-nos para as diferenças do Arenito Namorado em relação a outros casos existentes na literatura, reforçando a idéia de que “cada caso é um caso”. Abordam-se posteriormente os papéis do teor de argila e da cimentação no comportamento viscoelástico do Arenito Namorado.

7.3 – Permeabilidade

Enquanto a porosidade fornece-nos apenas a capacidade de estocagem de hidrocarbonetos a permeabilidade relaciona-se mais diretamente à qualidade dos reservatórios e às características de produção: quanto mais permeável um reservatório, maiores sua taxa de produção e fator de recuperação. No Capítulo anterior observou-se que as variações de velocidades e fatores de qualidade com a pressão relacionam-se qualitativamente à permeabilidade das amostras. Em estudos teóricos e experimentais alguns autores negam a existência de relações entre velocidades (e eventualmente fatores de qualidade) e permeabilidade, enquanto outros admitem tais correlações. No caso do Arenito Namorado de Albacora, observam-se boas correlações entre a permeabilidade e as velocidades elásticas e claras tendências de decréscimo dos fatores de qualidade com aumento da permeabilidade.

As relações entre velocidades e permeabilidade obtidas diretamente a partir de medidas em amostras secas e saturadas encontram-se ilustradas na Figura 7.11. Estando as velocidades em m/s e a permeabilidade em mD observa-se que:

$$\begin{aligned} V_p(seca) &= 4363,36 - 166,20 \ln \kappa & (R = 0,77) \\ V_s(seca) &= 2514,60 - 68,13 \ln \kappa & (R = 0,67) \end{aligned} \quad (7.12)$$

para rochas secas e

$$\begin{aligned} V_p(água) &= 4657,39 - 203,70 \ln \kappa & (R = 0,82) \\ V_s(água) &= 2516,31 - 76,73 \ln \kappa & (R = 0,67) \end{aligned} \quad (7.13)$$

para rochas com salmoura.

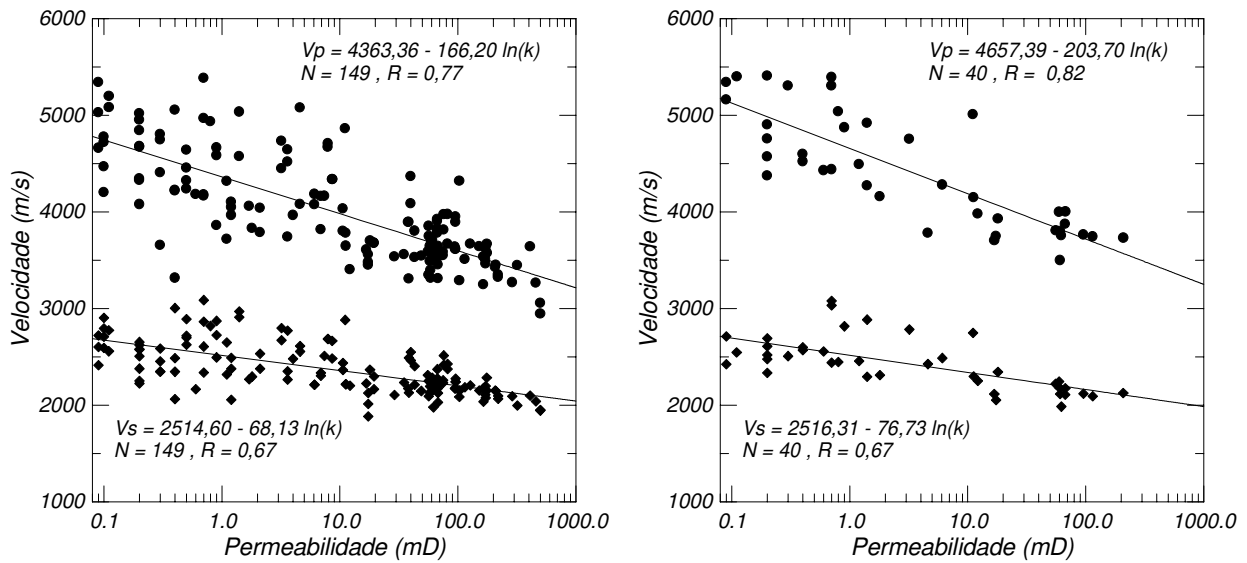


Figura 7.11: Relações entre as velocidades das ondas compressonais (círculos) e cisalhantes (losangos) e a permeabilidade para as amostras secas (esquerda) e saturadas com salmoura (direita) obtidas em medidas em laboratório.

Novamente, é mais indicado em estudos sísmicos a utilização de relações obtidas simulando-se condições de reservatório ou zona de água com auxílio da teoria de Biot. Tais relações encontram-se ilustradas na Figura 7.12. Para saturação com salmoura sob as condições de subsuperfície experimentadas pelo Arenito Namorado tem-se:

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 4423,66 - 155,12 \ln \kappa & (R = 0,79) \\ V_s(\text{água}) &= 2455,84 - 80,08 \ln \kappa & (R = 0,71) \end{aligned} \quad (7.14)$$

enquanto sob condições de reservatório:

$$\begin{aligned} V_p(\text{res.}) &= 4387,08 - 164,89 \ln \kappa & (R = 0,78) \\ V_s(\text{res.}) &= 2495,23 - 72,95 \ln \kappa & (R = 0,68) \end{aligned} \quad (7.15)$$

Adicionando-se a porosidade à regressão obtém-se melhores correlações, conforme ilustrado na Figura 7.13 para o caso da onda compressional. Para a zona de água tem-se

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 5194,79 - 66,36\phi + 1,58 \ln \kappa & (R = 0,91) \\ V_s(\text{água}) &= 2855,56 - 34,40\phi + 1,14 \ln \kappa & (R = 0,82) \end{aligned} \quad (7.16)$$

e para a zona de óleo

$$\begin{aligned} V_p(res.) &= 5217,37 - 71,45\phi + 3,83 \ln \kappa & (R = 0,90) \\ V_s(res.) &= 2859,99 - 31,39\phi + 1,16 \ln \kappa & (R = 0,78) \end{aligned} \quad (7.17)$$

Procura-se geralmente obter informações de permeabilidade através do comportamento das ondas *Stoneley* (Chang *et al.*, 1988, Winkler *et al.*, 1989), o que requer a disponibilidade de perfis de ondas completas. No caso do Arenito Namorado, as boas correlações obtidas motivam-nos a obter informações de permeabilidade a partir de perfis sônicos e de porosidades. Pode-se então utilizar relações entre permeabilidade, porosidade e velocidade compressional para estimativa da permeabilidade:

$$\begin{aligned} \ln \kappa(água) &= -3,49 + 0,32\phi + 6,07 \times 10^{-5} V_p & (R = 0,87) \\ \ln \kappa(res.) &= -3,77 + 0,33\phi + 1,15 \times 10^{-4} V_p & (R = 0,87) \end{aligned} \quad (7.18)$$

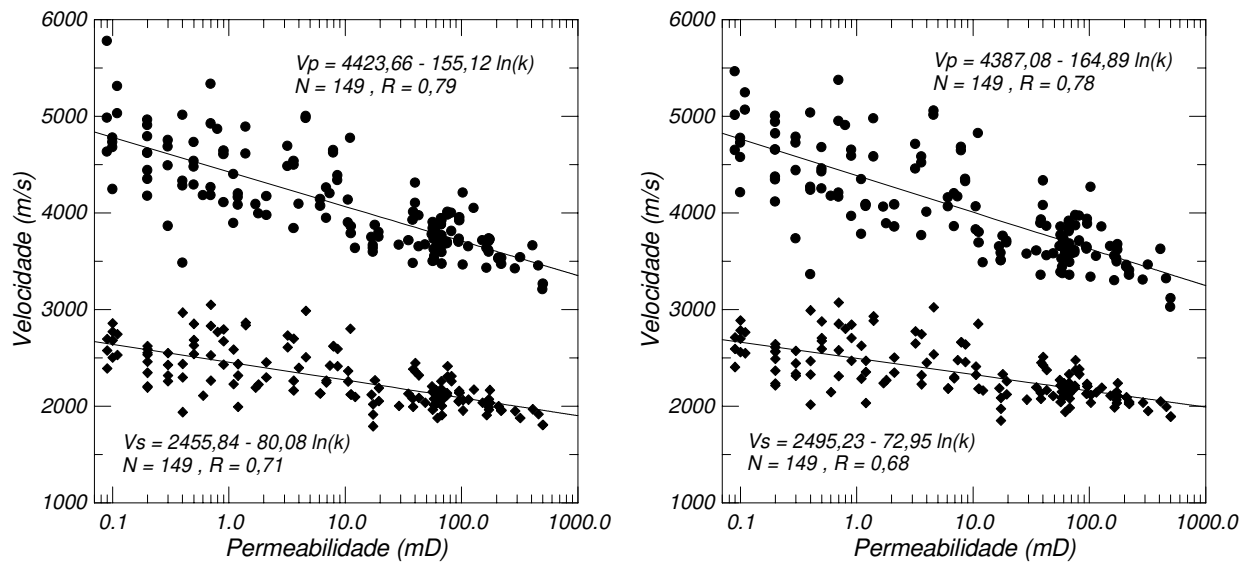


Figura 7.12: Relações entre velocidades e permeabilidade sob condições de saturação com salmoura (esquerda) e de reservatório (direita) obtidas via substituição de fluido.

Como exemplo obtiveram-se estimativas de permeabilidade a partir de perfis disponíveis para este estudo em quatro poços, ilustrando-se os resultados nas Figuras 7.14 e 7.15. Note-se que os perfis não sofreram correção alguma, podendo apresentar severas fontes de erro. Utilizou-se o perfil de porosidade-neutrão, enquanto é mais indicado o uso do perfil de porosidade efetiva. Além disso, as ferramentas de sônico e densidade apresentam resoluções e profundidades de investigação distintas. Outra crítica a este procedimento é a simplificação demasiada do problema, pois a permeabilidade é também intrínsecamente relacionada à porosidade. Não obstante, trata-se de um modo simples e relativamente eficiente de estimar a permeabilidade, tarefa que não é objetivo fim deste trabalho, apenas um exemplo ilustrativo.

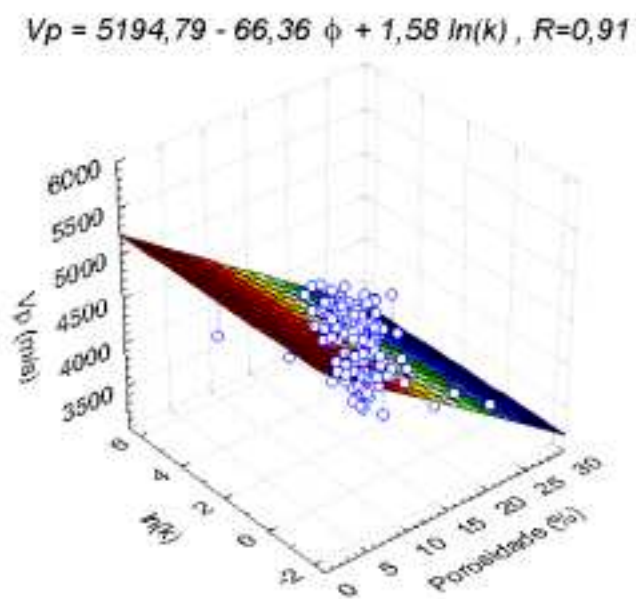


Figura 7.13: Velocidade compressional em função da porosidade e da permeabilidade, simulando saturação com salmoura.

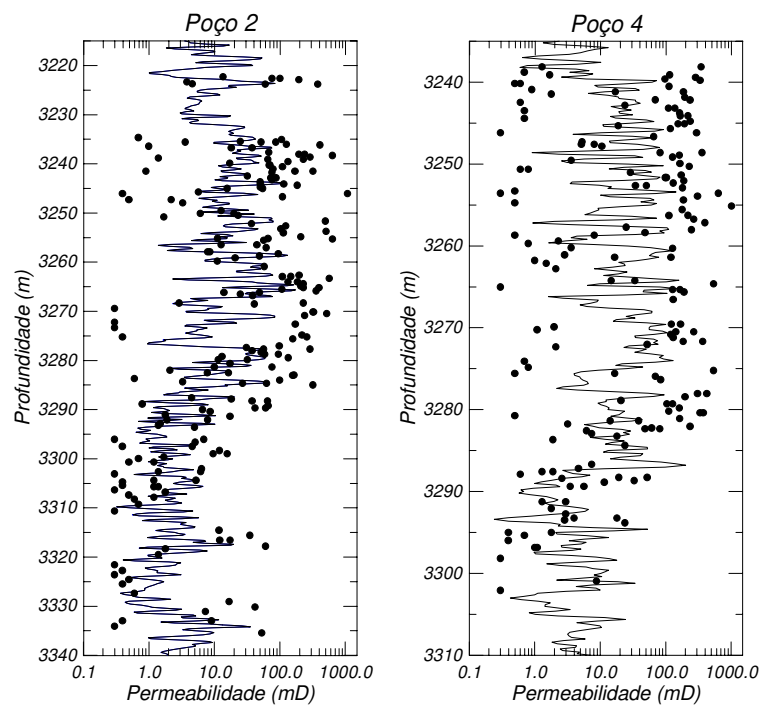


Figura 7. 14: Perfis de permeabilidade gerados para os poços 2 e 4.

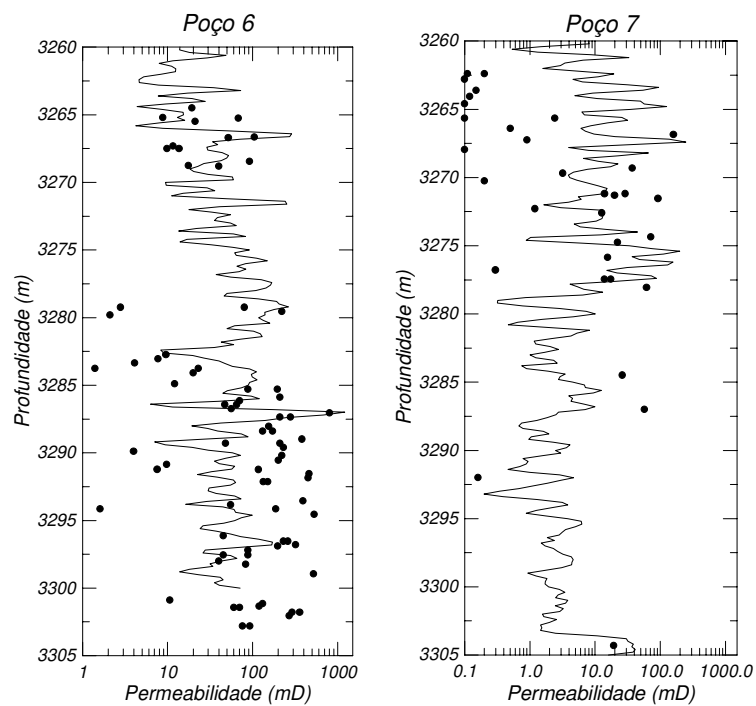


Figura 7.15: Perfis de permeabilidade estimados para os poços 6 e 7.

Ilustram-se nos gráficos da Figura 7.16 as correlações entre os fatores de qualidade e a permeabilidade observadas em amostras secas. Apesar dos coeficientes de determinação relativamente baixos, há uma clara tendência de queda do fator de qualidade com aumento da permeabilidade. Explicitamente obteve-se:

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 118,94 - 5,44 \ln \kappa & (R = 0,49) \\ Q_S(seca) &= 82,57 - 5,59 \ln \kappa & (R = 0,61) \end{aligned} \quad (7.19)$$

Para amostras saturadas com salmoura a correlação é ainda mais acentuada, dada por:

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 74,29 - 3,18 \ln \kappa & (R = 0,58) \\ Q_S(água) &= 49,00 - 2,89 \ln \kappa & (R = 0,72) \end{aligned} \quad (7.20)$$

Por outro lado, em amostras saturadas com óleo observa-se um comportamento oposto, com o fator de qualidade aumentando com aumento da permeabilidade:

$$\begin{aligned} Q_P(óleo) &= 29,85 + 1,83 \ln \kappa & (R = 0,35) \\ Q_S(óleo) &= 15,89 + 3,40 \ln \kappa & (R = 0,66) \end{aligned} \quad (7.21)$$

Estes dois últimos casos encontram-se ilustrados na Figura 7.17.

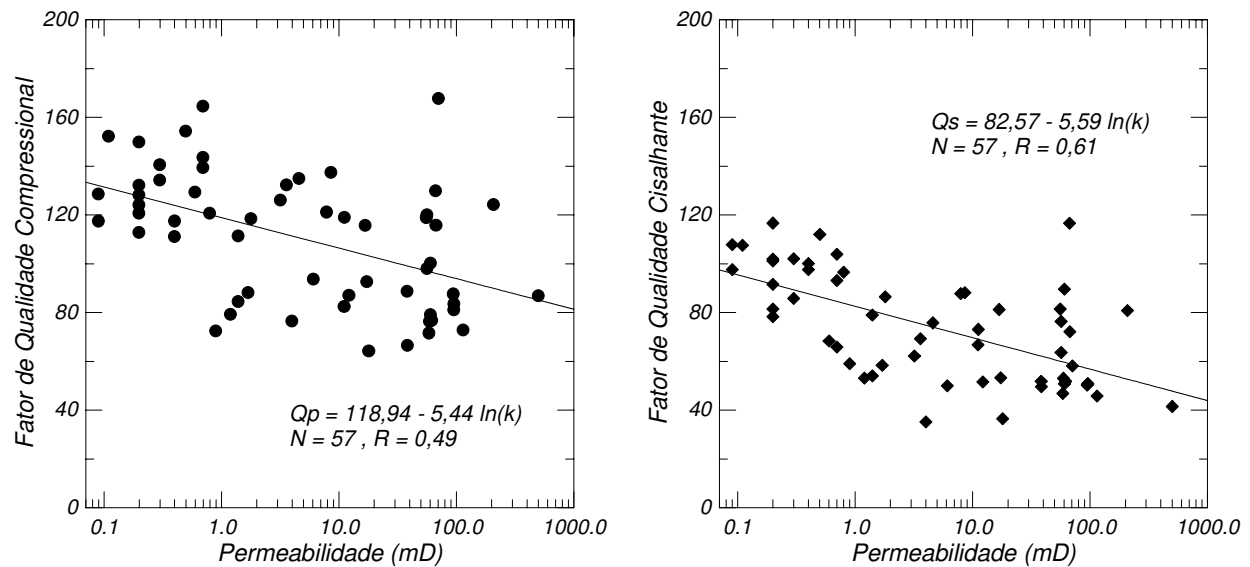


Figura 7.16: Fatores de qualidade compressional (esquerda) e cisalhante (direita) em função da permeabilidade das amostras secas.

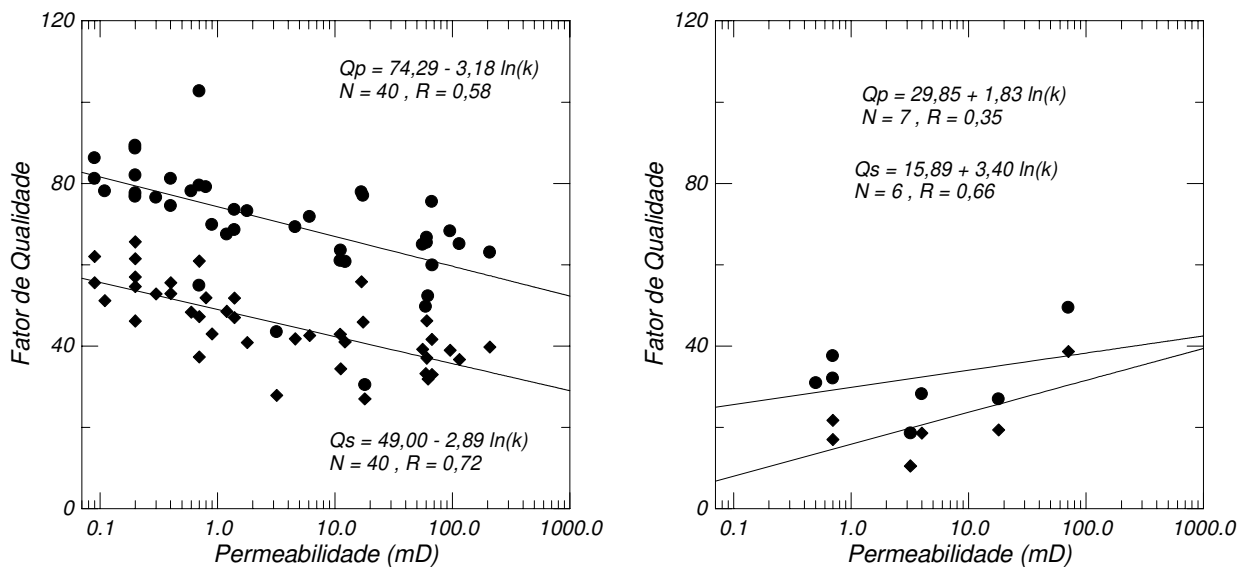


Figura 7.17: Relações entre os fatores de qualidade compressional (círculos) e cisalhante (losangos) com a permeabilidade para amostras saturadas com salmoura (esquerda) e óleo (direita)

Pode-se procurar explicar tais comportamentos baseado nos conceitos envolvidos nos modelos de Biot e fluxo localizado. Por um lado, o ar e a água têm baixas viscosidades e maiores permeabilidades facilitariam a ocorrência de movimentos relativos rocha-fluido fora de fase, acarretando maior atenuação. Por outro lado, o óleo, mais viscoso, apresenta maior atenuação para menores permeabilidades devido à dificuldade do fluxo localizado de fluido. Assim, em rochas saturadas com fluidos pouco viscosos predominaria o mecanismo de absorção de Biot e, em rochas com fluidos mais viscosos, o de fluxo localizado. Tal linha de pensamento intuitivamente clara não é rigorosamente correta. As atenuações previstas por Biot são em geral muito baixas (geralmente com $Q \gg 100$), enfraquecendo o argumento sobre o comportamento de rochas secas e com água. Ainda, a permeabilidade é medida a partir do fluxo estacionário de um gás (nitrogênio ou hélio) através da amostra, um fenômeno macroscópico. Portanto não é obrigatório que baixas permeabilidades dificultem o fluxo localizado de fluido na escala dos poros e contatos de grãos. Lembre-se que algumas rochas com óleo encontram-se parcialmente saturadas, não havendo controle rígido sobre o grau de saturação. Finalmente, tem-se apenas seis medidas (para cada modo de propagação) com saturação de óleo, de sorte que o resultado é menos representativo que aqueles referentes às rochas secas e com salmoura.

Best *et al.* (1994) e Klimentos (1991) não observam tendências significativas entre fatores de qualidade e permeabilidade, ressaltando que rochas com permeabilidades superiores a 100mD apresentam altos fatores de qualidade ($Q_P \approx 80$ e $Q_S \approx 40$ para amostras com água). Constata-se aqui a existência de claras tendências de decréscimo dos fatores de qualidade com aumento da permeabilidade. Amostras com permeabilidades superiores a 100mD apresentam valores de Q coerentes com os citados acima, mas rochas com baixas permeabilidades apresentam valores ainda maiores. Atribui-se tal diferença de comportamento à argilosidade e à cimentação. As amostras de Best e Klimentos apresentam permeabilidades baixas devido, principalmente, à presença de argila, causando também redução nos fatores de qualidade. No Arenito Namorado, muitas amostras têm suas permeabilidades reduzidas devido à cimentação, causando aumento de Q .

Finalmente, deve-se ressaltar que há evidências de que, no Arenito Namorado de Albacora, a permeabilidade e a porosidade são influenciadas pela cimentação, seleção, distribuição de tamanhos de grão e teor de finos (Bruhn *et al.*, 1998). Tais influências podem ser responsáveis pelas correlações entre propriedades viscoelásticas e permeabilidade no Arenito Namorado.

7.4 - Argilosidade

Geralmente a argilosidade é o fator mais importante no controle das velocidades de arenitos depois da porosidade. Pode-se considerar o Arenito Namorado como uma exceção a esta regra por não apresentar, em geral, teores elevados de argila e devido ao papel mais relevante da cimentação por calcita. Recuperaram-se amostras com teores de argila inferiores a 20% e tentativas de correlação entre as velocidades e a argilosidade fornecem resultados pouco expressivos eventualmente discordantes dos reportados na literatura.

Para amostras secas, sendo C o teor percentual total de argila observa-se que:

$$\begin{aligned} V_P(seca) &= 4226,80 - 5,35C & (R = 0,04) \\ V_S(seca) &= 2440,83 + 2,08C & (R = 0,03) \end{aligned} \tag{7.22}$$

discordando do conhecimento estabelecido de que a argilosidade reduz as velocidades. Para rochas saturadas com salmoura obteve-se:

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 4585,42 - 35,39C & (R = 0,29) \\ V_s(\text{água}) &= 2452,49 - 7,71C & (R = 0,13) \end{aligned} \quad (7.23)$$

Considerando-se, como Han *et al.* (1986), os efeitos da porosidade e da argilosidade na correlação obtem-se, para amostras secas

$$\begin{aligned} V_p(\text{seca}) &= 5316,86 - 75,87\phi - 1,90C & (R = 0,88) \\ V_s(\text{seca}) &= 2849,95 - 28,95\phi + 3,52C & (R = 0,72) \end{aligned} \quad (7.24)$$

e para amostras saturadas com salmoura

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 5357,98 - 63,51\phi - 42,05C & (R = 0,72) \\ V_s(\text{água}) &= 2819,81 - 29,33\phi - 6,36C & (R = 0,63) \end{aligned} \quad (7.25)$$

Enquanto os resultados para as amostras saturadas concordam com o estabelecido decréscimo de velocidades com aumento da argilosidade e porosidade, a importância da argila para as ondas cisalhantes é pequena em relação a outros exemplos publicados (Han, 1987 e Tosaya e Nur, 1982).

Considerando-se a fração total de finos (silte+argila) observam-se tendências mais coerentes com os resultados disponíveis na literatura, embora não revelando ainda grande importância da argilosidade. Sendo F a fração percentual de finos observa-se que:

$$\begin{aligned} V_p(\text{seca}) &= 4412,72 - 32,83F & (R = 0,22) \\ V_s(\text{seca}) &= 2547,80 - 19,56F & (R = 0,32) \end{aligned} \quad (7.26)$$

para amostras secas e

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 4532,51 - 14,50F & (R = 0,10) \\ V_s(\text{água}) &= 2335,13 - 1,27F & (R = 0,02) \end{aligned} \quad (7.27)$$

Considerando-se simultaneamente a porosidade e o teor de finos obtém-se correlações relativamente boas,

$$\begin{aligned} V_p(\text{seca}) &= 5393,21 - 73,49\phi - 9,44F & (R = 0,90) \\ V_s(\text{seca}) &= 2782,65 - 21,98\phi - 5,24F & (R = 0,63) \end{aligned} \quad (7.28)$$

para as amostras secas e

$$\begin{aligned} V_P(\text{água}) &= 5967,78 - 82,30\phi - 31,88F & (R = 0,97) \\ V_S(\text{água}) &= 2770,78 - 24,63\phi - 7,25F & (R = 0,75) \end{aligned} \quad (7.29)$$

para amostras saturadas.

Note-se que dispõe-se de 78 dados de velocidades a seco e 36 referentes a amostras saturadas com informação de argilosidade, tendo-se 39 dados de velocidades a seco e 18 saturadas com teor de frações finas correspondentes. Medidas de fatores de qualidade também apresentam diferentes amostragens para diferentes condições, tendo-se 45 resultados de rochas secas e 36 saturadas com informação de argilosidade e apenas 23 secas e 18 saturadas com dados de fração silte e argila. Assim, as discordâncias entre os resultados apresentados podem refletir problemas de amostragem.

Os fatores de qualidade também tendem a decrescer com aumento da argilosidade segundo

$$\begin{aligned} Q_P(\text{seca}) &= 115,82 - 0,95C & (R = 0,18) \\ Q_S(\text{seca}) &= 80,68 - 1,10C & (R = 0,25) \end{aligned} \quad (7.30)$$

para as rochas secas e

$$\begin{aligned} Q_P(\text{água}) &= 79,70 - 1,56C & (R = 0,60) \\ Q_S(\text{água}) &= 50,97 - 1,00C & (R = 0,54) \end{aligned} \quad (7.31)$$

para rochas saturadas, consistente com o papel esperado de amortecedor desempenhado pela argila, reduzindo os fatores de qualidade, conforme ilustrado na Figura 7.18 para rochas com salmoura.

Incluindo-se a porosidade na regressão observam-se tendências ainda coerentes com o esperado. Para amostras secas tem-se:

$$\begin{aligned} Q_P(\text{seca}) &= 140,02 - 1,82\phi - 1,27C & (R = 0,49) \\ Q_S(\text{seca}) &= 98,92 - 1,42\phi - 1,48C & (R = 0,49) \end{aligned} \quad (7.32)$$

enquanto para amostras com salmoura:

$$\begin{aligned} Q_P(\text{água}) &= 88,19 - 0,85\phi - 2,02C & (R = 0,71) \\ Q_S(\text{água}) &= 57,69 - 0,64\phi - 1,32C & (R = 0,69) \end{aligned} \quad (7.33)$$

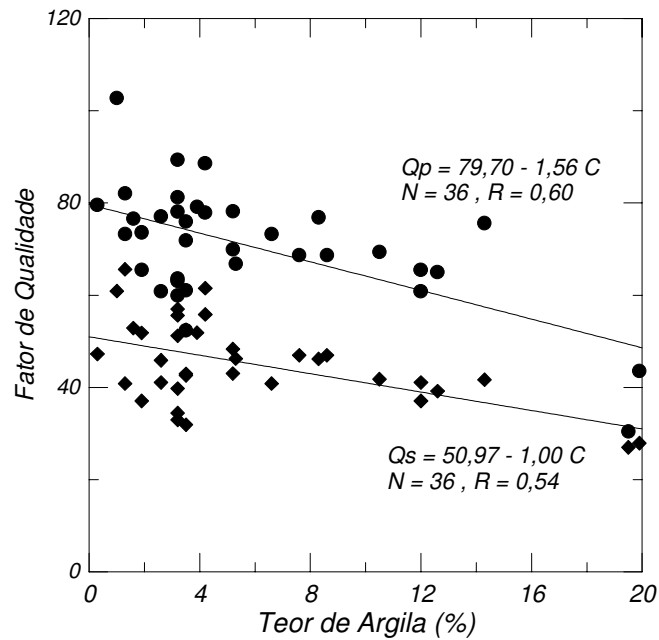


Figura 7.18: Fatores de qualidade compressionais (círculos) e cisalhantes (losangos) em função do teor de argila de amostras saturadas com salmoura.

Considerando-se informações sobre teor de finos obtém-se para amostras secas e com salmura respectivamente:

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 110,16 + 0,74F & (R = 0,12) \\ Q_S(seca) &= 81,57 - 0,28F & (R = 0,05) \end{aligned} \quad (7.34)$$

e

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 62,68 + 0,89F & (R = 0,41) \\ Q_S(água) &= 39,12 + 0,54F & (R = 0,27) \end{aligned} \quad (7.35)$$

Ainda, incluindo-se o efeito da porosidade tem-se

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 135,31 - 1,32\phi + 0,27F & (R = 0,40) \\ Q_S(seca) &= 110,09 - 1,71\phi - 0,36F & (R = 0,61) \end{aligned} \quad (7.36)$$

e

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 80,81 - 0,88\phi + 0,34F & (R = 0,78) \\ Q_S(água) &= 54,69 - 0,85\phi + 0,25F & (R = 0,80) \end{aligned} \quad (7.37)$$

para amostras secas e saturadas, respectivamente.

Best *et al.* (1994) ressaltam que não só a argila é importante na atenuação mas todo constituinte que ocupe o espaço poroso, denominando de preenchimento total dos poros T esta fração que inclui argilas, calcita micrítica e esparrítica. Considerando-se aqui esta fração como a soma das argilas mais bioclastos e representando-a por T , observa-se que

$$\begin{aligned} Q_p(seca) &= 137,23 - 1,84\phi - 0,08T & (R = 0,46) \\ Q_s(seca) &= 97,56 - 1,43\phi - 0,29T & (R = 0,43) \end{aligned} \quad (7.38)$$

para as amostras secas e

$$\begin{aligned} Q_p(água) &= 93,10 - 0,82\phi - 1,14T & (R = 0,58) \\ Q_s(água) &= 59,69 - 0,62\phi - 0,62T & (R = 0,54) \end{aligned} \quad (7.39)$$

para amostras com salmoura, relações similares às obtidas por Best *et al.* (1994).

Deve-se considerar que o valor absoluto dos coeficientes das variáveis independentes nas regressões não refletem a importância de cada uma sobre a variável dependente. Cada variável encontra-se em uma unidade distinta, transportando-se implicitamente para os coeficientes eventuais mudanças de unidades. Comparam-se as importâncias das variáveis independentes normalizando-se os coeficientes pelos chamados *pesos beta*, calculados multiplicando-se o coeficiente da variável independente pela razão entre o desvio padrão da variável independente dividido pelo da variável dependente. Baseando-se neste tipo de comparação, Best *et al.* (1994) afirmam que os minerais intraporos têm importância 3,3 vezes superior à da porosidade sobre os fatores de qualidade, fato não observado aqui, onde a porosidade é um pouco mais relevante que o teor de preenchimento dos poros.

Aplicando-se o mesmo conceito de teor de preenchimento de poros para as velocidades obtem-se

$$\begin{aligned} V_p(seca) &= 5364,52 - 75,96\phi - 5,43T & (R = 0,88) \\ V_s(seca) &= 2861,86 - 29,07\phi - 0,04T & (R = 0,72) \end{aligned} \quad (7.40)$$

para rochas secas e

$$\begin{aligned} V_p(água) &= 5505,07 - 62,55\phi - 28,71T & (R = 0,70) \\ V_s(água) &= 2845,64 - 29,16\phi - 4,73T & (R = 0,63) \end{aligned} \quad (7.41)$$

para rochas saturadas, refletindo comportamentos qualitativamente coerentes com o esperado mas com um efeito muito pequeno do preenchimento dos poros sobre as velocidades das ondas cisalhantes.

Discute-se a seguir o papel da cimentação, principal responsável pelas discrepâncias entre os comportamentos aqui observados e aqueles descritos na literatura.

7.5 - Cimentação por Calcita

Enfatizou-se no texto a importância da cimentação de calcita sobre o comportamento viscoelástico do Arenito Namorado. Discutindo-se os papéis da permeabilidade e da argilosidade suspeita-se que a calcita mascara os resultados observados.

Na Figura 7.19 ilustra-se o comportamento do teor de calcita em função do teor de argila e da permeabilidade para as amostras envolvidas neste estudo, evidenciando que o papel da calcita pode sobressair-se em relação aos de outros fatores. Amostras com teores relativamente altos de argila podem apresentar níveis consideráveis de cimento (vide o ponto no gráfico à esquerda com 20% de argila e 23% de calcita), observando-se situações semelhantes quanto à correlação entre teor de calcita e fração de finos. Este fato pode tornar-se decisivo para encobrir o efeito da argilosidade. Quanto à permeabilidade, existem amostras muito cimentadas (bem como pouco cimentadas) com permeabilidades menores que 1mD ou maiores que 500mD, não observando-se também correlação entre argilosidade e permeabilidade.

Avaliando-se os efeitos conjuntos da porosidade, cimentação e argilosidade sobre a permeabilidade obtém-se uma forte correlação dominada pela porosidade e pela cimentação e argilosidade, justificando as boas correlações velocidades-porosidade-permeabilidade exibidas anteriormente.

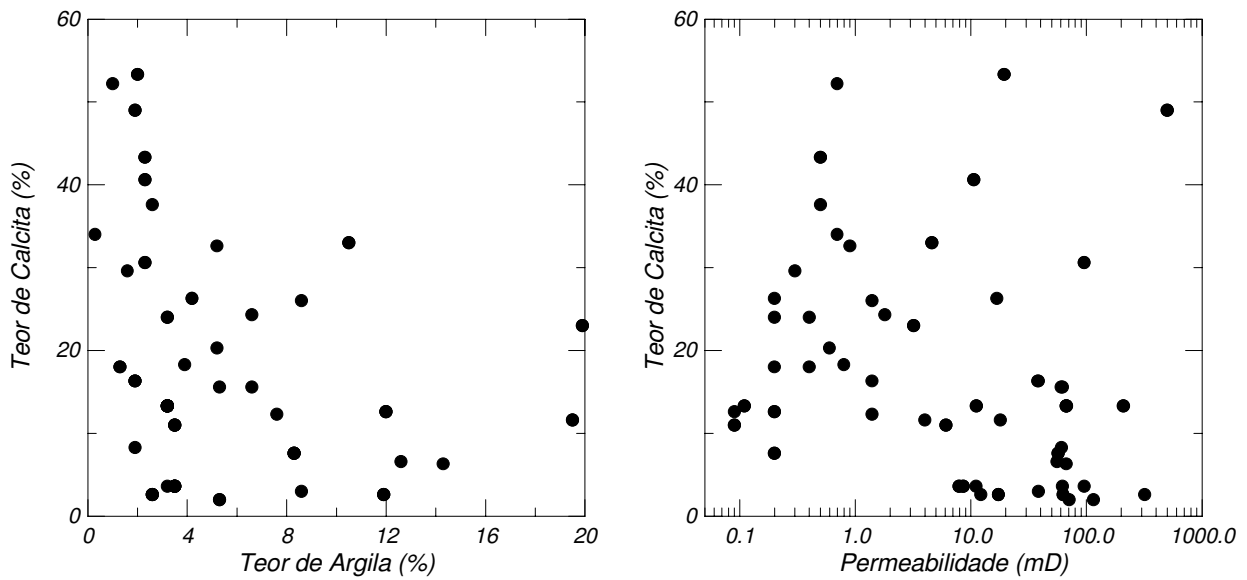


Figura 7.19: Gráficos do teor de calcita-cimento contra argilosidade (esquerda) e permeabilidade (direita) para amostras envolvidas neste estudo.

A composição mineralógica e situação diagenética do Arenito Namorado de Albacora são bem distintas dos poucos exemplos reportados na literatura relacionada à área de Física de Rochas. Considere-se ainda as diferenças entre as propriedades elásticas dos constituintes mais relevantes: aceita-se que o quartzo, mais abundante em arenitos, apresente módulo de incompressibilidade de 36,60GPa, módulo de cisalhamento de 45,00GPa e densidade de 2,65g/cm³, enquanto para argilas em média admite-se valores de 20,86GPa, 6,85GPa e 2,58g/cm³ e para a calcita 76,80GPa, 32,00GPa e 2,71g/cm³, respectivamente. Tratam-se de contrastes de propriedades elásticas consideráveis que, somados às diferenças de situações geológicas, tornam o Arenito Namorado um belo estudo de caso para a literatura.

Considerando-se apenas a influência do teor de calcita (cimento) sobre as velocidades observam-se as tendências ilustradas na Figura 7.20 para as amostras saturadas com salmoura. Explicitamente, sendo Ca o teor percentual de calcita tem-se para rochas secas:

$$\begin{aligned} V_p(seca) &= 4038,26 + 5,03Ca & (R=0,12) \\ V_s(seca) &= 2324,70 + 4,45Ca & (R=0,22) \end{aligned} \quad (7.42)$$

e, para rochas com salmoura:

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 4005,45 + 21,57Ca & (R = 0,38) \\ V_s(\text{água}) &= 2137,25 + 15,54Ca & (R = 0,55) \end{aligned} \quad (7.43)$$

As tendências correspondentes aos fatores de qualidade de amostras com salmoura encontram-se ilustradas na Figura 7.22. Podem-se expressar as tendências matematicamente por

$$\begin{aligned} Q_p(\text{seca}) &= 98,31 + 0,71Ca & (R = 0,34) \\ Q_s(\text{seca}) &= 67,68 + 0,40Ca & (R = 0,22) \end{aligned} \quad (7.44)$$

para amostras secas e

$$\begin{aligned} Q_p(\text{água}) &= 60,35 + 0,60Ca & (R = 0,50) \\ Q_s(\text{água}) &= 38,57 + 0,38Ca & (R = 0,45) \end{aligned} \quad (7.45)$$

para rochas com salmoura.

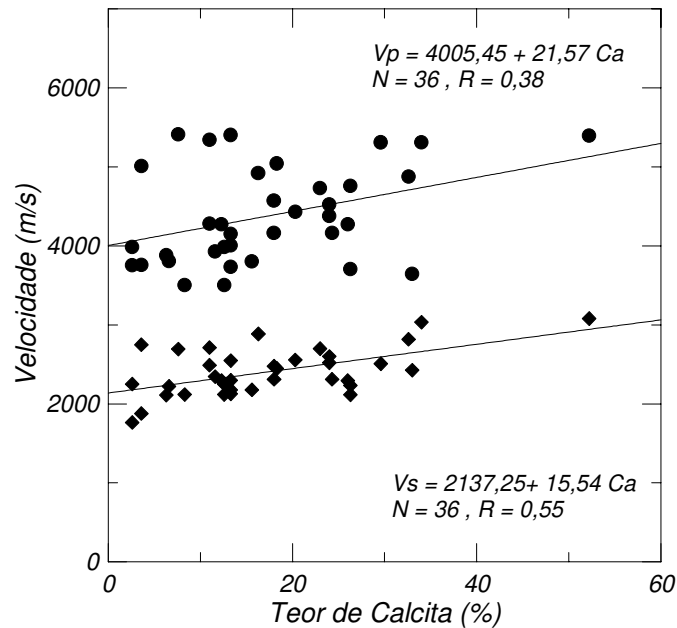


Figura 7.20: Velocidades contra teor total de cimento de calcita para amostras saturadas com salmoura. Círculos representam velocidades compressonais e losangos velocidades cisalhantes.

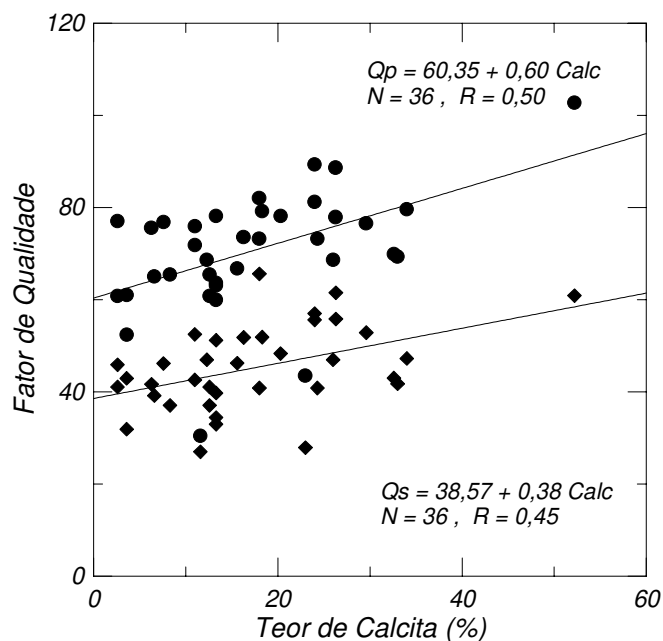


Figura 7.21: Fatores de qualidade das rochas saturadas com salmoura contra teor total de cimento de calcita. Círculos representam fatores de qualidade compressionais e losangos velocidades cisalhantes.

Tanto as velocidades quanto os fatores de qualidade apresentam uma dependência com o teor de calcita intuitivamente esperada: quanto maior o teor de cimento, melhor o “acoplamento elástico” do arcabouço, daí maiores velocidades e fatores de qualidade. De fato, sabe-se que as zonas de maior cimentação do Arenito Namorado sobressaem em seções sísmicas de impedância acústica (Souza e Silva, 1998). Os coeficientes de correlação obtidos, todavia, são relativamente baixos.

É importante observar que nem sempre a adição de calcita na rocha implica em aumento da rigidez do arcabouço, conforme ilustra-se na Figura 7.22. Se a calcita localiza-se nos contatos de grãos, sua principal contribuição é reforçar o arcabouço, aumentando a rigidez. Todavia, a calcita presente nos contornos de grão, sem amalgamá-los, aumenta a densidade da rocha não interferindo em seus módulos elásticos. Obviamente, amostras com elevados teores de calcita, como algumas do conjunto amostrado, encontram-se com os poros obliterados por cimento, representando um arcabouço muito mais rígido que aquele formado por grãos pouco cimentados.

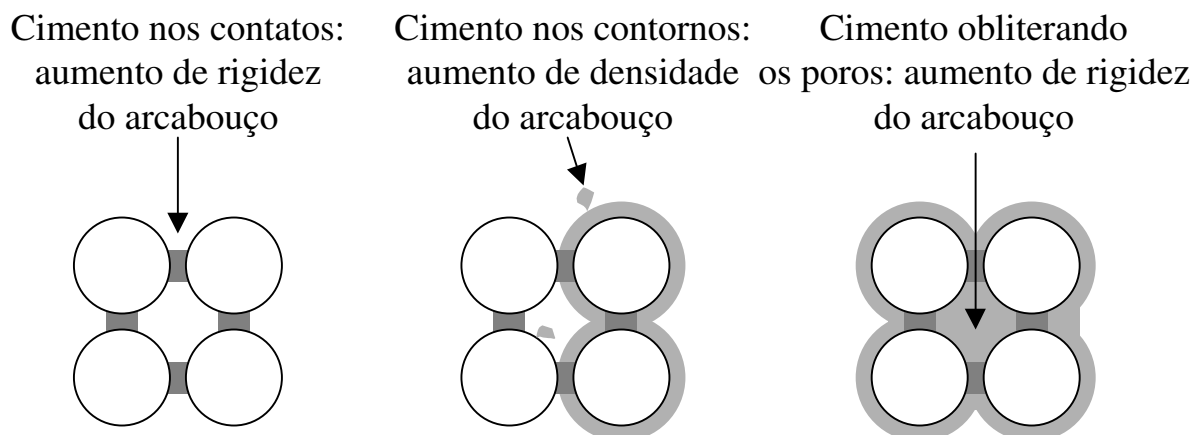


Figura 7.22: Esquema ilustrando diferentes formas de ocorrência de cimento.

Dvorkin e Nur (1996) desenvolveram um modelo para o efeito da cimentação sobre as propriedades elásticas de arenitos utilizado para “diagnosticar arenitos” (Dvorkin e Brevik, 1999) quanto às características de espaço poroso, cimentação e permeabilidade. O modelo baseia-se nas teorias de contato de Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949) e nos limites de Hashin e Strikman (1963) para propriedades efetivas de meios multifásicos. Idealizando a cimentação como cimentação nos contatos de grão em contraposição à cimentação dispersa no contorno dos grãos (supostos esferas de quartzo empacotadas) mostra-se que o primeiro caso corresponde a um meio com maiores módulos elásticos que o segundo.

Na Figura 7.23 ilustra-se o comportamento do módulo da onda P (ou módulo compressional, $M_P = K + (\frac{4}{3})\mu$) e do módulo de cisalhamento em função da porosidade junto às previsões do modelo de Dvorkin e Nur modificado para cimentação por calcita. Apesar das limitações e simplificações do modelo obtém-se resultados interessantes, sugerindo que nas amostras utilizadas o cimento encontra-se geralmente nos contornos de grão.

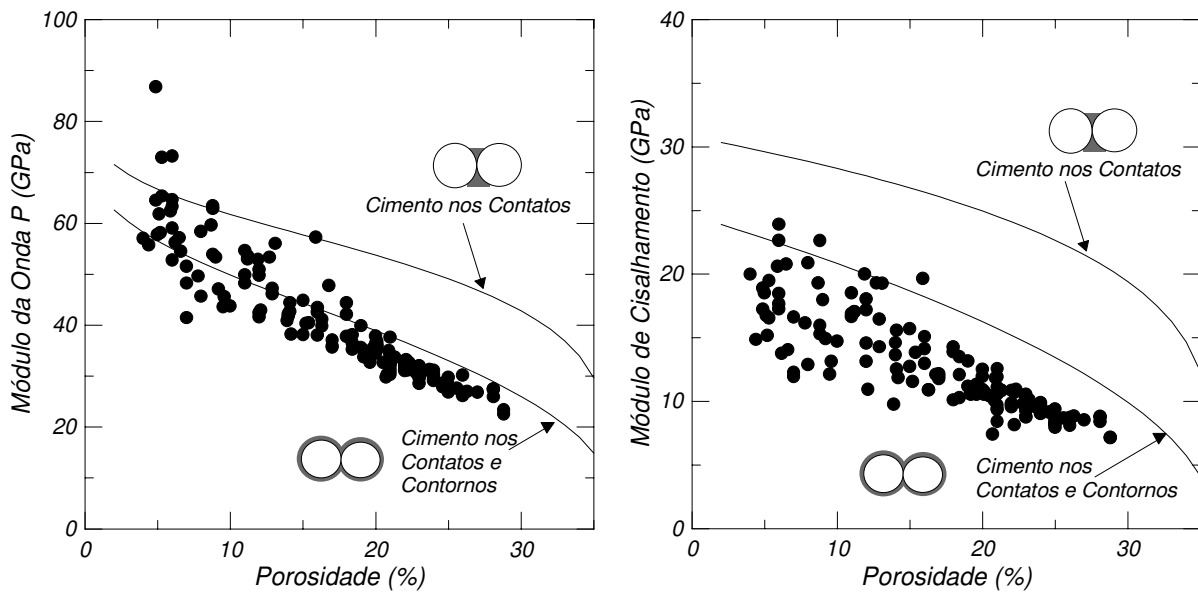


Figura 7.23: Módulo compressional (esquerda) e módulo de cisalhamento (direita) de rochas saturadas com salmoura em função da porosidade junto às previsões de Dvorkin e Nur (1996).

Incluindo-se o efeito da porosidade na relação entre velocidades e fatores de qualidade e teor de cimentação por calcita observa-se que, para amostras secas, as velocidades obedecem a:

$$\begin{aligned} V_P(seca) &= 5264,69 - 73,77\phi + 1,35Ca & (R = 0,85) \\ V_S(seca) &= 2812,43 - 26,44\phi + 3,29Ca & (R = 0,66) \end{aligned} \quad (7.46)$$

e os fatores de qualidade a:

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 125,84 - 1,64\phi + 0,48Ca & (R = 0,53) \\ Q_S(seca) &= 90,54 - 1,36\phi + 0,21Ca & (R = 0,46) \end{aligned} \quad (7.47)$$

Amostras saturadas, por sua vez, apresentam velocidades tais que:

$$\begin{aligned} V_P(água) &= 5093,90 - 60,15\phi + 5,32Ca & (R = 0,68) \\ V_S(água) &= 2539,63 - 22,24\phi + 9,53Ca & (R = 0,69) \end{aligned} \quad (7.48)$$

e fatores de qualidade dados por:

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 70,22 - 0,55\phi + 0,45Ca & (R = 0,55) \\ Q_S(água) &= 46,95 - 0,46\phi + 0,26Ca & (R = 0,53) \end{aligned} \quad (7.49)$$

Regiões muito cimentadas apresentam-se como anomalias em seções de impedância acústica do Campo de Albacora. Transcrevem-se aqui relações obtidas com auxílio da substituição de fluido aplicáveis às frequências sísmicas. Para a zona de água tem-se

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 5283,71 - 70,98\phi + 1,39Ca & (R = 0,89) \\ V_s(\text{água}) &= 2797,70 - 33,17\phi + 3,10Ca & (R = 0,77) \\ I_p(\text{água}) &= 13852,29 - 241,19\phi + 4,95Ca & (R = 0,93) \end{aligned} \quad (7.50)$$

e para o reservatório tem-se

$$\begin{aligned} V_p(\text{res.}) &= 5314,98 - 75,95\phi + 1,40Ca & (R = 0,89) \\ V_s(\text{res.}) &= 2802,04 - 30,14\phi + 3,10Ca & (R = 0,73) \\ I_p(\text{res.}) &= 13880,45 - 258,25\phi + 5,28Ca & (R = 0,94) \end{aligned} \quad (7.51)$$

onde a impedância acústica I_p encontra-se em unidades de $[(m/s) \times (g/cm^3)]$ e as demais grandezas nas mesmas unidades utilizadas anteriormente.

Incluindo-se o efeito da argila junto aos da porosidade e da cimentação sobre as velocidades das rochas obtém-se, para amostras secas:

$$\begin{aligned} V_p(\text{seca}) &= 5274,81 - 73,80\phi - 1,36C + 1,23Ca & (R = 0,85) \\ V_s(\text{seca}) &= 2750,13 - 26,31\phi + 5,15C + 3,72Ca & (R = 0,67) \end{aligned} \quad (7.52)$$

e para amostras com salmoura:

$$\begin{aligned} V_p(\text{água}) &= 5301,23 - 60,28\phi - 29,40C + 3,25Ca & (R = 0,72) \\ V_s(\text{água}) &= 2559,81 - 22,25\phi - 2,86C + 9,33Ca & (R = 0,70) \end{aligned} \quad (7.53)$$

A presença de um coeficiente positivo na relação entre V_s , porosidade, argilosidade e cimentação pode parecer conflitante, mas deve-se lembrar que as rochas não são simples modelos matemáticos. A rigor não pode-se dizer que um aumento da argilosidade causa um aumento da velocidade cisalhante a seco pois, ao adicionar-se argila à rocha varia-se a porosidade e a cimentação. Os fatores beta das regressões acima encontram-se listados na Tabela 7.1 (há 48 dados de rochas secas e 36 de rochas com salmoura). Tomando-se os valores destes fatores como um indicador da importância das variáveis independentes sobre as velocidades observa-se uma concorrência e mesmo troca de prioridade entre argilosidade e cimentação com o processo de saturação, fato ligado à interação química entre água e argila. Saturando-se as rochas, ocorre o

“inchamento” e “amolecimento” (perda de rigidez) das argilas, contribuindo para um efeito de amortecimento mais pronunciado.

Tabela 7.1: Fatores beta para as correlações entre velocidades, porosidade, teor de argila e teor de cimento de calcita.

Variável independente					
Variável dependente		V_P seca	V_S seca	V_P água	V_S água
Porosidade	ϕ	-0,84	-0,60	-0,63	-0,47
Teor de Argila	C	-0,01	0,08	-0,24	-0,05
Teor de Calcita	Ca	0,03	0,15	0,06	0,33

As relações correspondentes para condições de subsuperfície e aplicáveis a estudos sísmicos são, para a zona de água,

$$\begin{aligned}
 V_P(\text{água}) &= 5287,72 - 71,02\phi - 0,51C + 1,36Ca & (R = 0,89) \\
 V_S(\text{água}) &= 2757,34 - 32,78\phi + 5,17C + 3,41Ca & (R = 0,77) \\
 I_P(\text{água}) &= 13885,99 - 241,53\phi - 4,31C + 4,69Ca & (R = 0,93)
 \end{aligned} \tag{7.54}$$

e, para o reservatório,

$$\begin{aligned}
 V_P(\text{res.}) &= 5314,77 - 75,95\phi + 0,03C + 1,41Ca & (R = 0,89) \\
 V_S(\text{res.}) &= 2760,10 - 29,73\phi + 5,37C + 3,42Ca & (R = 0,74) \\
 I_P(\text{res.}) &= 13904,42 - 258,48\phi - 3,07C + 5,10Ca & (R = 0,94)
 \end{aligned} \tag{7.55}$$

Quanto ao comportamento atenuativo, observa-se que os fatores de qualidade das rochas secas relacionam-se empiricamente com a porosidade ϕ , a argilosidade C e o grau de cimentação Ca segundo:

$$\begin{aligned}
 Q_P(\text{seca}) &= 130,73 - 1,66\phi - 1,11C + 0,41Ca & (R = 0,55) \\
 Q_S(\text{seca}) &= 97,14 - 1,39\phi - 1,50C + 0,11Ca & (R = 0,52)
 \end{aligned} \tag{7.56}$$

enquanto para rochas saturadas obtém-se as relações:

$$\begin{aligned}
 Q_P(\text{água}) &= 78,04 - 0,59\phi - 1,89C + 0,36Ca & (R = 0,76) \\
 Q_S(\text{água}) &= 52,12 - 0,49\phi - 1,25C + 0,20Ca & (R = 0,72)
 \end{aligned} \tag{7.57}$$

Listam-se na Tabela 7.2 os valores dos “fatores beta” das regressões acima, observando-se que neste caso as mudanças de prioridades envolvem cimentação, argilosidade e porosidade. Pode-se atribuir a perda de importância da porosidade com a saturação à interação entre a água e as argilas. Além disso, a importância da porosidade em rochas secas relaciona-se mais à rigidez do arcabouço (lembrando-se que os módulos elásticos dependem da porosidade) que ao valor de porosidade em si.

Tabela 7.2: Fatores beta para as correlações entre fatores de qualidade, porosidade, teor de argila e teor de cimento.

Variável Independente					
Variável dependente		Q_P seca	Q_S seca	Q_P água	Q_S água
Porosidade	ϕ	-0,43	-0,42	-0,28	-0,33
Teor de Argila	C	-0,14	-0,24	-0,54	-0,49
Teor de Calcita	Ca	0,20	0,06	0,29	0,23

Substituindo-se a argila pelo preenchimento de poros T obtém-se para as velocidades de rochas secas:

$$\begin{aligned} V_P(seca) &= 5310,82 - 73,82\phi - 4,86T + 1,40Ca & (R = 0,85) \\ V_S(seca) &= 2789,88 - 26,44\phi - 0,14T + 3,30Ca & (R = 0,66) \end{aligned} \quad (7.58)$$

e para rochas saturadas:

$$\begin{aligned} V_P(água) &= 5341,83 - 57,74\phi - 29,80T + 6,29Ca & (R = 0,71) \\ V_S(água) &= 2593,01 - 21,72\phi - 6,41T + 9,74Ca & (R = 0,70) \end{aligned} \quad (7.59)$$

encontrando-se os fatores beta listados na Tabela 7.3.

Tabela 7.3: Fatores beta para as correlações entre velocidades, porosidade, teor de preenchimento de poros e teor de cimento.

Variável Independente					
Variável dependente		V_P seca	V_S seca	V_P água	V_S água
Porosidade	ϕ	-0,84	-0,60	-0,61	-0,46
Preenchimento de poros	T	-0,03	$-2,05 \times 10^{-3}$	-0,20	-0,09
Teor de Calcita	Ca	0,03	0,14	0,11	0,35

Quanto aos fatores de qualidade obtém-se, para rochas secas

$$\begin{aligned} Q_P(seca) &= 127,80 - 1,64\phi - 0,20T + 0,48Ca & (R = 0,53) \\ Q_S(seca) &= 94,25 - 1,36\phi - 0,39T + 0,21Ca & (R = 0,47) \end{aligned} \quad (7.60)$$

e para rochas saturadas

$$\begin{aligned} Q_P(água) &= 80,44 - 0,45\phi - 1,23T + 0,49Ca & (R = 0,68) \\ Q_S(água) &= 52,50 - 0,41\phi - 0,67T + 0,28Ca & (R = 0,61) \end{aligned} \quad (7.61)$$

com os fatores beta listados na Tabela 7.4.

Tabela 7.4: Fatores beta para as correlações entre fatores de qualidade e teores de preenchimento de poros e cimento.

Variável Independente					
Variável dependente		Q_P seca	Q_S seca	Q_P água	Q_S água
Porosidade	ϕ	-0,42	-0,42	-0,22	-0,29
Preenchimento de poros	T	-0,03	-0,08	-0,40	-0,30
Teor de Calcita	Ca	0,23	0,12	0,41	0,32

Levando-se em conta a influência do preenchimento de poros ao invés da argilosidade e baseando-se nos fatores beta observa-se que a porosidade é o fator mais influente no comportamento das velocidades cisalhantes seguido pela cimentação por calcita. Para ondas

compressionais os papéis da cimentação e do preenchimento de poros são concorrentes. Atribui-se tais comportamentos à pouca importância de outras formas de ocorrência de calcita (que não cimento) e bioclastos em geral sobre as velocidades da rocha.

Nota-se, quanto aos fatores de qualidade, que a porosidade (na realidade a rigidez do arcabouço) domina a relação para rochas secas, seguida pela cimentação (que por sua vez também reflete-se na rigidez da rocha). Ao saturar-se as amostras a situação é bem distinta, havendo predominância dos papéis do preenchimento de poros e teor de cimento sobre o da porosidade. Para as ondas compressionais este domínio é mais acentuado que para ondas cisalhantes.

Quantificar-se a importância de uma variável sobre outra baseando-se nos fatores beta não é fisicamente, embora estatisticamente, justificável. Tais considerações não possuem fundamentação física, embora as interpretações neste caso sejam coerentes. Tanto os fatores beta quanto a própria regressão dependem sobremaneira do conjunto amostrado. Sabe-se que mesmo lâminas preparadas a partir de faces opostas de um mesmo plugue (distâncias da ordem de 5cm) podem apresentar diferenças consideráveis de composição. Iniciando-se com uma distância máxima admissível entre amostra e lâmina de 50cm procurou-se restringir progressivamente esta distância buscando situações ótimas. Partindo-se de um conjunto inicial com 58 casos chega-se a um conjunto com 18 casos com posições de plugue e lâmina “idênticas” (33 amostras possuem lâmina a menos de 5cm). Os resultados obtidos, embora quantitativamente distintos, são qualitativamente concordantes. Manteve-se o conjunto com maior número de dados supondo tratar-se do mais representativo.

O estudo do comportamento viscoelástico do Arenito Namorado de Albacora revela uma situação peculiar: ocorre uma concorrência de influência entre cimentação, argilosidade e porosidade sobre o comportamento das velocidades sísmicas, enquanto os fatores de qualidade influenciam-se mais por uma combinação dos efeitos da porosidade, cimentação (rigidez do arcabouço) e grau de preenchimento de poros. Uma pequena fração do cimento original do reservatório encontra-se dolomitizada, sendo no entanto representativamente menos significativa que a cimentação por calcita. A inclusão de dolomitas e calcita como cimento carbonático total

leva-nos a relações próximas às obtidas considerando-se apenas a calcita. Desconhecem-se exemplos na literatura estudando os efeitos da cimentação sobre os comportamentos das velocidades elásticas e também dos fatores de qualidade em rochas.

7.6 - Características Texturais

Observam-se tendências de diminuição das velocidades e aumento dos fatores de qualidade com a diminuição do tamanho de grão, enquanto tanto as velocidades quanto os fatores de qualidade tendem a aumentar com o grau de seleção. Além da menor representatividade das medidas de tamanho de grão e seleção, estes parâmetros influenciam propriedades macroscópicas mais relevantes à engenharia de reservatórios abordadas anteriormente, como a permeabilidade e a porosidade, conforme ressaltam Bruhn *et al.* (1998), devendo-se considerar com cautela a observação destas tendências.

7.7 - Comentários

Neste Capítulo apreciaram-se algumas tendências e correlações entre propriedades viscoelásticas e petrofísicas. Enquanto as velocidades apresentam boas correlações com a porosidade e com o logaritmo da permeabilidade, os fatores de qualidade correlacionam-se de forma fraca com estas propriedades. Tanto as velocidades quanto os fatores de qualidade apresentam apenas uma tendência a decrescerem com aumento da argilosidade, diferindo de exemplos reportados na literatura devido ao papel secundário da argila no Arenito Namorado. As velocidades e fatores de qualidade tendem também a crescer com o aumento do teor de calcita. Devido em parte aos erros envolvidos nas medidas, os fatores de qualidade apresentam correlações geralmente mais fracas que as observadas para as velocidades.

Considerações sobre a avaliação do comportamento viscoelástico do Arenito Namorado indicam que suas velocidades parecem ser governadas pela porosidade, grau de cimentação e argilosidade, sendo esta última de menor importância, enquanto os fatores de qualidade regem-se pela cimentação, preenchimento de poros (argilas e intraclastos) e porosidade. Apesar do tipo e

forma de ocorrência de argilas exercerem forte influência no comportamento elástico de arenitos (Dillon e Anjos, 1997), parecem ser de pouca relevância no caso do Arenito Namorado.

Análises envolvendo mais variáveis petrofísicas/mineralógicas possuem pouca utilidade ou fundamentação física. A presença de opacos (minerais pesados), por exemplo, é pouco expressiva. Estudar-se a influência do conteúdo de quartzo e feldspato, por outro lado, é pouco proveitoso apesar de gerar “boas correlações”, pois são constituintes comuns e, em última análise, seus teores são ligados aos teores de calcita, porosidade e argila. Apesar de observarem-se boas correlações com a permeabilidade, ressalta-se que esta é indiretamente controlada pela porosidade, cimentação, seleção e argilosidade.

Procurando enfatizar as particularidades do Arenito Namorado em relação a outros exemplos reportados na literatura ilustra-se, na Figura 7.24, o gráfico da razão Q_p/Q_s contra a razão de Poisson para rochas com água e com óleo, junto à previsão do modelo de Mavko e Nur (1979).

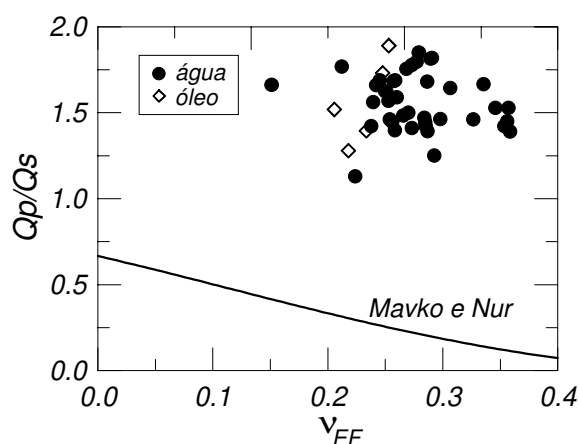


Figura 7.24: Confronto entre os dados obtidos e o modelo de Mavko e Nur (1979).

Atribuem-se as discordâncias observadas entre a previsão e os dados experimentais a dois fatores. Primeiro, o modelo refere-se a saturação parcial líquido-ar, condição não observada na maioria das amostras. Segundo, e talvez mais importante, as amostras do arenito Namorado sofrem forte influência da cimentação, fator não cotejado pelo modelo. Caso apenas a saturação

semelhante, que poderia melhorar nossa compreensão do papel do cimento, sua abundância e ocorrência, nas propriedades viscoelásticas das rochas.

Capítulo 8

Conclusões e Recomendações

Neste trabalho estuda-se o comportamento viscoelástico do Arenito Namorado do Campo de Albacora (Bacia de Campos) e suas relações com os atributos faciológicos baseando-se em medidas de velocidades elásticas e fatores de qualidade por transmissão de pulsos ultra-sônicos, dados de permeabilidade e porosidade medidos em amostras e análises petrográficas de lâminas delgadas. Após breves revisões de conceitos fundamentais, apresentação de alguns modelos viscoelásticos relevantes e fatores importantes no controle do comportamento viscoelástico das rochas, discutem-se a escolha do reservatório, amostragem e método de medida, apresentando-se em seguida os resultados experimentais.

Mediram-se as velocidades elásticas às frequências de 250kHz e 500kHz, utilizando-se o método da razão espectral para determinação dos fatores de qualidade e testando-se a coerência e repetibilidade das medidas. Analisam-se os resultados obtidos sob a luz da teoria de Biot da viscoelasticidade e dos modelos de fluxo localizado de fluido na escala dos poros.

Confrontando-se resultados experimentais de medidas de velocidades com previsões teóricas observa-se o melhor desempenho dos modelos de fluxo localizado, embora a teoria de Biot forneça resultados satisfatórios em muitos casos. A atenuação comporta-se qualitativamente de acordo com os modelos de fluxo localizado.

O Arenito Namorado de Albacora possui um histórico geológico e diagenético diferente dos outros exemplos reportados na literatura especializada, responsável por seu comportamento

viscoelástico particular. Enquanto a maioria dos casos registrados preocupa-se com o teor de argila dos reservatórios, este é um fator de menor importância no Namorado, que também sofreu intensa cimentação por calcita.

Obtém-se boas correlações entre velocidades e fatores de qualidade com a porosidade das amostras. As fortes relações observadas entre as variáveis viscoelásticas e a permeabilidade parecem derivadas indiretamente de dependências da permeabilidade em relação a outros atributos faciológicos tais como porosidade, grau de cimentação, granulometria e argilosidade. Constata-se que as variações das velocidades e fatores de qualidade com a pressão e a saturação de fluidos relacionam-se intimamente com as características do espaço poroso, macroscopicamente manifestadas pela permeabilidade. Todavia, tal constatação permanece a nível qualitativo, em parte devido à complexidade da microestrutura das rochas enquanto sistemas físicos, envolvendo grande quantidade de variáveis influenciando a propagação das ondas sísmicas. Observam-se ainda relações entre velocidades e fatores de qualidade com a argilosidade e o grau de cimentação. Atribuem-se as diferenças das correlações com a argilosidade em relação a outros exemplos da literatura à peculiaridade diagenética do Namorado. Detectam-se relações relativamente fracas entre os parâmetros viscoelásticos e o tamanho de grão e grau de seleção.

Considerando-se as diversas correlações observadas constata-se que as velocidades elásticas dependem da porosidade, grau de cimentação e argilosidade, havendo concorrência entre estes dois últimos fatores conforme muda-se do estado a seco para saturado. As atenuações mostram-se fortemente dependentes da porosidade, grau de preenchimento dos poros e cimentação (sendo o preenchimento dos poros definido como argilas, bioclastos e outros constituintes que não são matriz nem cimento propriamente dito).

Ressalta-se a ausência de registros na literatura envolvendo avaliações do comportamento viscoelástico de rochas em relação à porosidade, argilosidade e cimentação simultaneamente, tornando este estudo uma importante contribuição ao estado da arte. As observações aqui reportadas estimulam a realização de novos estudos similares focalizando, preferencialmente, não um reservatório particular, mas uma amostragem mais abrangente das variáveis porosidade,

cimentação e argilosidade e envolvendo também a quantificação das diferentes formas de ocorrência destes constituintes.

Finalmente, ressalta-se a importância de investigações de laboratório específicas para cada reservatório. Cada Formação apresenta um histórico geológico e diagenético distinto, levando a diferentes relações entre propriedades petrofísicas e comportamento sísmico. O estudo do caso do Arenito Namorado mostra que a aplicação de relações disponíveis na literatura de forma arbitrária é altamente contraindicada, podendo levar a resultados errôneos e decisões inadequadas.

Referências Bibliográficas

- ABRAMOWITZ, M., STEGUN, I. A.. *Handbook of mathematical functions*, New York: Dover Publications, 1972.
- ADRIANSYAH, MCMECHAN, G. A.. Effects of attenuation and scattering on AVO measurements, *Geophysics*, v.63, p.2025-2034, 1998.
- AZIMI, S. A., KALINIM, A. V., KALINIM, V. V., PIVOPAROV, B. L.. Impulse and transient characteristics of media with linear quadratic absorption laws, *Physics of the Solid Earth*, p.88-93, 1968.
- BATZLE, M. L., WANG, Z.. Seismic properties of pore fluids, *Geophysics*, v.57, p.1396-1408, 1992.
- BATZLE, M. L., HAN, D., CASTAGNA, J. P.. Attenuation and velocity dispersion at seismic frequencies, 66th ANNUAL INTERNATIONAL SEG MEETING, Denver, 1996.
- BATZLE, M. L., HAN, D., CASTAGNA, J. P.. Fluids and frequency dependent seismic velocity of rocks, 69th ANNUAL INTERNATIONAL SEG MEETING, Houston, 1999.
- BENSON, G. C., KIYOHARA, O.. Tabulation of some integral functions describing diffraction effects in the ultrasonic field of a circular piston source, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.55, p.184-185, 1974.
- BEST, A. I.. The effect of pressure on ultrasonic velocity and attenuation in near-surface sedimentary rocks, *Geophysical Prospecting*, v.45, p.345-364, 1997.
- BEST, A. I., McCANN, C., SOTHCOTT, J.. The relationships between the velocities, attenuations and petrophysical properties of reservoir sedimentary rocks, *Geophysical Prospecting*, v.42, p.151-178, 1994.
- BEST, A. I., McCANN, C.. Seismic attenuation and pore fluid viscosity in clay-rich reservoir sandstones, *Geophysics*, v.60, p.1386-1397, 1995.

- BEST, A. I., SAMS, M. S.. Compressional wave velocity and attenuation at ultrasonic and sonic frequencies in near-surface sedimentary rocks, *Geophysical Prospecting*, v.45, p.327-344, 1997.
- BERRYMAN, J. G.. Long-wavelength propagation in composite elastic media I. Spherical Inclusions, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.68, p.1809-1819, 1980 a.
- BERRYMAN, J. G.. Long-wavelength propagation in composite elastic media II. Ellipsoidal inclusions, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.68, p.1820-1831, 1980 b.
- BERRYMAN, J. G.. Mixtures theories for rock properties, In: *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, Ed. Ahrens, T. J., AGU Reference Shelf 3, Washington: American Geophysical Union, 1995.
- BIOT, M. A.,. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid I. Low-frequency range, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.28, p.168-178, 1956 a.
- BIOT, M. A.. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid II. Higher-frequency range, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.28, p.179-191, 1956 b.
- BIOT, M. A.. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media, *Journal of Applied Physics*, v.23, p.1482-1498, 1962.
- BIRCH, F., BANCROFT, D.. Elasticity and internal friction in a long column of granite, *Bulletin of the Seismological Society America*, v.38, p.243-254, 1938.
- BIRCH, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *Journal of Geophysical Research*, v.65, p.1083-1101, 1960.
- BIRCH, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *Journal of Geophysical Research*, v.66, p.2199-2223, 1961.
- BLAIR, D. P.. Measurement of rise times of seismic pulses in rock, *Geophysics*, v.47, p.1047-1058, 1982.
- BLAIR, D. P.. A direct comparison between vibrational resonance and pulse transmission data for assessment of seismic attenuation in rock, *Geophysics*, v.55, p.51-60, 1990.
- BLAIR, D. P., SPATHIS, A. P.. Attenuation of explosion generated pulse in rock masses, *Journal of Geophysical Research*, v.87, p.3885-3892, 1982.

- BLAIR, D. P., SPATHIS, A. T.. Seismic Source influence in pulse attenuation studies, *Journal of Geophysical Research*, v.89, p. 9253-9258, 1984.
- BLANGY, J. P., STRANDENES, S., MOOS, D., NUR, A.. Ultrasonic velocities in sands-revisited, *Geophysics*, v.58, p.344-356, 1993.
- BORN, W. T.. The attenuation constant of earth materials, *Geophysics*, v.6, p.132-148, 1941.
- BOURBIÉ, T., COUSSY, O., ZINSZNER, B.. *Acoustics of porous media*, Institut Français du Pétrole Publications, Houston: Gulf Publishing Company, 1987.
- BRENNAN, B.J., STACEY, F. D.. Frequency dependence of elasticity of rock - Test of seismic velocity dispersion, *Nature*, v.268, p220-222, 1977.
- BROMINSKI, P. D., FRAZER, L. N., DUENNEBIER, F. K.. Sediment Q from spectral ratios of converted shear reflections, *Shear Waves in Sediments*, p.361-368, Ed. J. M. Hovem *et al.*, Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 1991.
- BRUHN, C. H. L., BARROSO, A. S., LOPES, M. R. F., SARZENSKI, D. J., ABREU, C. J., SILVA, C. M. A.. High-resolution stratigraphy and reservoir heterogeneities of Upper Albian turbidite reservoirs of Albacora Field, Campos Basis, Offshore Brazil. 1998 AAPG ANNUAL CONVENTION, Extended Abstracts, v.1, paper A96, Salt Lake City, 1998.
- BURNS, D. R., CHENG, C. H.. Determination of in-situ permeability from tube wave velocity and attenuation, SPWLA 27TH ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, p.1-16, 1986.
- CADORET, T., MARION, D., 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.
- CADORET, T., MAVKO, G., ZINSZNER, B.. Fluid distribution effect on sonic attenuation in partially saturated limestones, *Geophysics*, v.63, p.157-160, 1998.
- CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L., EASTWOOD, R. L.. Relationships between compressional wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks, *Geophysics*, v.50, p.571-581, 1985.
- CHANG, S. K., LIU, H.L., JOHNSON, D. L.. Low-frequency tube waves in permeable rocks, *Geophysics*, v.53, p.519-527, 1988.

- CHENG, C. H., TOKSÖZ, M. N., WILLIS, M. E.. Determination of in situ attenuation from full waveform acoustic logs, *Journal of Geophysical Research*, v.87, p.5477-5484, 1982.
- 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.
- CLARCK, V. A., TITTMAN, B. R., SPENCER, T.W.. Effect of volatiles on attenuation (Q^{-1}) and velocity in sedimentary rocks, *Journal of Geophysical Research*, v.85, p.5190-5198, 1980.
- DASGUPTA, R., CLARCK, R. A.. Estimation of Q from surface seismic reflection data, *Geophysics*, v.63, p.2120-2128, 1998.
- DE, G. S., WINTERSTEIN, D. F., MEADOWS, M. A.. Comparison of P- and S-wave velocities and Q's from VSP and sonic log data, *Geophysics*, v.59, p. 1512-1529, 1994.
- DELLINGER, J., VERNIK, L.. Do core-sample measurements record group or phase velocities?, *Geophysics*, v.59, p.1774-1779, 1994.
- DEVILBISS-MUÑOZ, J. W.. Wave dispersion and absorption in partially saturated rocks. Ph.D. Thesis at Stanford Rock Physics and Borehole Geophysics Project, Stanford University, 1980.
- DIETRICH, M., BOUCHON, M.. Measurements of attenuation from vertical seismic profiles by iterative modeling, *Geophysics*, v.50, p.931-949, 1985.
- DIGBY, P. J.. The effective elastic moduli of porous granular rocks, *Journal of Applied Mechanics*, v.28, p.803-808, 1982.
- DILLON, L. D., ANJOS, S. M. C.. Análise da resposta sísmica em reservatórios argilosos. 5º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, p.332-334, São Paulo, 1997.
- DOMENICO, S. N.. Elastic properties of unconsolidated porous sand resevoirs, *Geophysics*, v.42, p.1339-1368, 1977.
- DVORKIN, J., NUR, A.. Elasticity of high-porosity sandstones: theory for two North Sea data sets, *Geophysics*, v.61, p.1363-1370, 1996.

- DVORKIN, J., BREVIK, I.. Diagnosing high-porosity sandstones: strength and permeability from porosity and velocity, *Geophysics*, v.64, p.795-799, 1999.
- FARIA, E. L., PRATES, F., RIGUETE, J., MEZOMO L. C., CARDOSO, S.. Reprocessamento do 3D de albacora. In: *Caracterização avançada de Reservatório - Publicação Especial*, Relatório Interno da PETROBRAS, p.255-264, 1995.
- FAUST, L. Y.. Seismic velocity as a function of depth and geologic time, *Geophysics*, v.16, p.192-206, 1951.
- FEUSTEL, A. J., YOUNG, R. P.. $Q\beta$ estimates from spectral ratios and multiple lapse time window analysis: results from an underground research laboratory in granite, *Geophysical Research Letters*, v.21, p.1503-1506, 1994.
- FRISILLO, A. L., STEWART, T. J.. Effect of partial gas/brine saturations on ultrasonic absorption in sandstone, *Journal of Geophysical Research*, v.85, p.5209-5211, 1980.
- FUTTERMAN, W. I.. Dispersive body waves, *Journal of Geophysical Research*, v.67, p.5279-5291, 1962.
- GARDNER, G.H.F., WYLLIE, M.R.J., DROSHAK, D.M.. Effects of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic waves in sands, *Journal of Petroleum Technology*, v.16, p.189-198, 1964.
- GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., GREGORY, A. R.. Formation velocity and density. The diagnostic basis for stratigraphic traps, *Geophysics*, v. 39, p.770-780, 1974.
- GEERSTMA, J., SMIT, D. C.. Some aspects of elastic wave propagation in fluid-saturated porous solids, *Geophysics*, v.26, p.169-181, 1961.
- GLADWIN, Michael T., STACEY, F.D.. Anelastic degradation of acoustic pulses in rock, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.8, p.332-336, 1974.
- GOERTZ, D., KNIGHT, R.. Elastic wave velocities during evaporative drying, *Geophysics*, v.63, p.171-183, 1998.
- GORDON, R. B., DAVIS, L. A.. Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock, *Journal of Geophysical Research*, v.73, p.3917-3935, 1968.
- GORDON, R. B.. Mechanical relaxation spectrum of crystalline rock containing water, *Journal of Geophysical Research*, v.79, p.2129-2131, 1974.

- GREENBERG, M. L., CASTAGNA, J. P.. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophysical Prospecting*, v.40, p.195-209, 1992.
- HAMILTON, E. L.. Elastic Properties of Marine Sediments, *Journal of Geophysical Research*, v.76, p.579-604, 1971
- HAMILTON, E. L.. Compressional-wave attenuation in marine sediments, *Geophysics*, v.37, p.620-646, 1972.
- HAN, D., NUR, A., MORGAN, D.. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones, *Geophysics*, v.51, p.2093-2107, 1986.
- HASHIN, Z., SHTRIKMAN, S.. A variational approach to the theory of the elastic behavior of multiphase materials, *Journal of Mechanics and Physics of Solids*, v.II, p.127-147, 1963.
- ITO, H., DEVILBISS, J., NUR, A.. Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.4731-4735, 1979.
- JANNSEN, D., VOSS, J.,THEILEN, F.. Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms, *Geophysical Prospecting*, v.33, p.479-497, 1985.
- JOHNSTON, D. H., TOKSÖZ, M. N., TIMUR, A.. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements, *Geophysics*, v.44, p.691-711, 1979.
- JOHNSTON, D. H., TOKSÖZ, M. N.. Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure, *Journal of Geophysical Research*, v.85, p.925-936, 1980.
- JOHNSTON, D. H., TOKSÖZ, M. N.. *Seismic wave attenuation*, Geophysics reprint series n2, SEG series editor Franklyn K. Levin, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1981.
- JONES, D., NUR, A.. Velocity and attenuation in sandstones at elevated temperatures and pressures, *Geophysical Research Letters*, v.10, p.140-148, 1983.
- JONES, T. D.. Pore Fluids and frequency-dependent wave propagation in rocks, *Geophysics*, v.51, p.1939-1953, 1986.
- KELDER, O., SMEULDERS, D. M. J.. Observation of the Biot slow wave in water-saturated Nivelsteiner sandstone, *Geophysics*, v.62, p.1794-1796, 1997.

- KHIMUNIN, A. S.. Numerical calculation of the diffraction corrections for the precise measurement of ultrasound absorption, *Acustica*, v.27, p.173-181, 1972.
- KING, M. S.. Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants, *Geophysics*, v.31, p.50-73, 1966
- KJARTANSSON, E.. Constant Q-wave propagation and attenuation, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.4737-4748, 1979.
- KLIMENTOS, T.. Geometric corrections in attenuation measurements, *Geophysical Prospecting*, v.39, p.193-218, 1991.
- KLIMENTOS, T., McCANN, C.. Relationships among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones, *Geophysics*, v.55, p.998-1014, 1990.
- KOWALLIS, B. J., JONES, L. E. A., WANG, H. F.. Velocity-porosity-clay content systematics of poorly consolidated sandstones, *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.10355-10364, 1984.
- KUSTER, G. T., TOKSÖZ, M. N.. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media, I.Theoretical formulations, *Geophysics*, v.39, p.607-618, 1974.
- LIU, H. P., ANDERSON, D. L., KANAMORI, H.. Velocity dispersion due to anelasticity: implications for seismology and mantle composition, *Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society*, v.47, p.41-58, 1976.
- LOMNITZ, C.. Linear dissipation in solids, *Journal of Applied Physics*, v.28, p.201-205, 1957.
- LUCI, M. A., BACKHEUSER, Y., ABREU, C. J., ALADINO, C.. Estratigrafia e modelo deposicional do Arenito Namorado do Campo de Albacora, Bacia de Campos, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v.9, p.249-163, 1995.
- MARION, D., NUR, A., YIN, H., HAN,D.. Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures, *Geophysics*, v.57, p.554-563, 1992.
- MAVKO, G. M.. Frictional attenuation: an inherent amplitude dependence, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.4769-4776, 1979.

- MAVKO, G. M., NUR, A.. Melt squirt in the astenosfere, *Journal of Geophysical Research*, v.80, p.1444-1448, 1975.
- MAVKO, G. M., NUR, A.. The effect of nonelliptical cracks on the compressibility of rocks, *Journal of Geophysical Research*, v.83, p.4459-4468, 1978.
- MAVKO, G. M., NUR, A.. Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, v.44, p.161-179, 1979.
- MAVKO, G., KJARTANSSON, E., WINKLER, K.. Seismic wave attenuation in rocks, *Rev. of Geophysics and Space Physics*, v.17, p.1155-1164, 1979.
- MAVKO, G., JIZBA, D.. Estimating grain-scale fluid effects on velocity dispersion in rocks, *Geophysics*, v.56, p.1940-1949, 1991.
- MAVKO, G., JIZBA, D.. The relationship between seismic P- and S-wave velocity dispersion in saturated rocks, *Geophysics*, v.59, p.87-92, 1994.
- McKAVANAGH, B., STACEY, F. D.. Mechanical histeresis in rocks at low strain amplitudes and seismic frequencies, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.8, p246-250, 1974.
- McSKIMIN, H.J.. Propagation of longitudinal waves and shear waves in cylindrical rods at high frequencies, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.28, p.484-494, 1956.
- MEISSNER, R., THEILEN, F., MUCKELMANN, R., WIEDERHOLD, H.. Experimental Studies of the absorption of seismic waves, In: *Absorption of Seismic Waves Final Report*, ed. H Burkhardt, J. Paffenholz and R Schütt, Berlin: German Society for Petroleum Sciences and Coal Chemistry, 1986.
- MINDLIN, R. D.. Compliance of elastic bodies in contact, *Journal of Applied Mechanics*, v. 16, p. 259-268, 1949.
- MINEAR, M. J.. Clay models and acoustic velocities, SPE 57TH ANNUAL FALL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, paper SPE 11031, 1982.
- MURPHY, W. F., III. Effects of partial water saturation on attenuation in Massilon sandstone and Vycor porous glass, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.71, p.1458-1468, 1982.
- MURPHY, W. F., III. Sonic and ultrasonic velocities: theory versus experiment, *Geophysical Research Letters*, v.12, p. 85-88, 1985.

- MURPHY, W.F., WINKLER, K. W., KLEINBERG, R. L.. Frame modulus weakening in sandstones: the effect of adsorption on surface energy, *Geophysical Research Letters*, v.11, p.805-808, 1984.
- MURPHY, W.F., WINKLER, K. W., KLEINBERG, R. L.. Acoustic relaxation in sedimentary rocks: dependence on grain contacts and fluid saturation, *Geophysics*, v.51, p.757-766, 1986.
- MURPHY, W. F., III, WINKLER, K. W., KLEINBERG, R. L.. Acoustic relaxation in sedimentary rocks: Dependence on grain contacts and fluid saturation, *Geophysics*, v.51, p.757-766, 1986.
- NUR, A., SIMMONS, G.. Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study, *Journal of Geophysical Research*, v.74, p. 6667-6674, 1969.
- NUR, A., SIMMONS, G.. The effect of viscosity of a fluid phase on velocity in low porosity rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, v.7, p.99-108, 1969.
- NUR, A., BYERLEE, J. D.. An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids, *Journal of Geophysical Research*, v.76, p.6414-6419, 1971.
- NUR, A., WINKLER, K.. The role of friction and fluid flow in wave attenuation in rocks, *Geophysics*, v.45, p.591-592, 1980.
- NUR, A. M., WANG, Z.. *Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks: Volume 1, Experimental studies*. Geophysics reprint series N10, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1989.
- NUR, A., MARION, D. and YIN, H.. Wave velocities in sediments, In: *Shear Waves in Marine Sediments*, p. 131-140, Ed.: J. M. Hovem *et al.*, Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 1991.
- O'CONNELL, R. J., BUDIANSKY, B.. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *Journal of Geophysical Research*, v.79, p.5412-5426, 1974.
- O'CONNELL, R. J., BUDIANSKY, B.. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids, *Journal of Geophysical Research*, v.82, p.5719-5736, 1977.
- O'CONNELL, R. J., BUDIANSKY, B.. Measures of dissipation in viscoelastic media, *Geophysical Research Letters*, v.5, p.5-8, 1978.
- PACKWOOD, J., MAVKO, G.. The effect of multi-phase fluid distribution on seismic velocities. *Stanford Rock Physics and Borehole Geophysics Project Annual Report*, v.55, paper C3, p.1-15, 1994.

- PAFFENHOLZ, J., BURKHARDT, H.. Absorption and modulus measurements in the seismic frequency and strain range on partially saturated sedimentary rocks, *Journal of Geophysical Research*, v.94, p.9493-9507, 1989.
- PALMER, I. D., TRAVIOLA, M. L.. Attenuation by squirt flow in under-saturated gas sands, *Geophysics*, v.45, p.1780-1792, 1981.
- PANDIT, B. I., SAVAGE, J. C.. An experimental test of Lomnitz theory of internal friction in rocks, *Journal of Geophysical Research*, v.78, p.6097-6099, 1973.
- PAPADAKIS, E. P.. Correction for diffraction losses in the ultrasonic field of a piston source, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.31, p.150-152, 1959.
- PAPADAKIS, E. P.. Grain-size distribution in metals and its influence on ultrasonic attenuation measurements, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.33, p.1616-1621, 1961.
- PAPADAKIS, E. P.. Revised grain-scattering formulas and tables, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.37, p.703-710, 1965 a.
- PAPADAKIS, E. P.. Ultrasonic attenuation caused by scattering in polycrystalline metals, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.37, p.711-717, 1965 b.
- PAPADAKIS, E. P.. Ultrasonic diffraction loss and phase change in anisotropic materials, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.40, p.863-876, 1966.
- PAPADAKIS, E. P.. Ultrasonic phase velocity by the pulse-echo-overlap method incorporating diffraction phase corrections, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.42, p.1045-1057, 1967.
- PAPADAKIS, E. P.. From micrograph to grain-size distribution with ultrasonic applications, *Journal of Applied Physics*, v.35, p.1586-1594, 1968.
- PAPADAKIS, E. P.. Absolute accuracy of the pulse-echo-overlap method for ultrasonic velocity, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.52, p.843-846, 1972.
- PAPADAKIS, E. P., FOWLER, K. A., LYNNWORTH L. C.. Ultrasonic attenuation by spectrum analysis of pulses in buffer rods: Method and diffraction corrections, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.53, p.1336-1343, 1973.

- PEACOCK, S., McCANN, C., SOTHCOTT, J., ASTIN, T. R.. Experimental measurements of seismic attenuation in microfractured sedimentary rock, *Geophysics*, v.59, p.1342-1351, 1994.
- PESELNICK, L., ZIETZ, I.. Internal friction of fine-grained limestones at ultrasonic frequencies, *Geophysics*, v.24, p.285-296, 1959.
- PESELNICK, L., OUTERBRIDGE, W. F.. Internal friction in shear and shear modulus of Solenhofen limestone over a frequency range of 10^7 cycles per seconds, *Journal of Geophysical Research*, v.66, p. 581-588, 1961.
- PICKET, G. R.. Acoustic character logs and their application in formation evaluation, *Journal of Petroleum Technology*, v.15, p.659-667, 1963.
- PLONA, T. J.. Observation of a second bulk compressional wave in a porous medium at ultrasonic frequencies, *Applied Physics Letters*, v.36, p.259-261, 1980.
- PRASAD, M., MANGHNANI, M. H.. Effects of pore and differential pressure on compressional wave velocity and quality factor in Berea and Michigan sandstones, *Geophysics*, v.62, p.1163-1176, 1997.
- PRASAD, M., PALAFOX, G.. Ultrasonic velocity and attenuation properties of Daqing sandstone samples. *Stanford Rock-Physics and Borehole Project Annual Report*, Paper I1, p.1-15, 1999.
- PRESS, F.. Seismic wave attenuation in the crust, *Journal of Geophysical Research*, v.69, p.4417-4418, 1964.
- PUJOL, J., SMITHSON, S.. Seismic wave attenuation in volcanic rocks from VSP experiments, *Geophysics*, v.56, p. 1441-1455, 1991.
- QUIMBY, S. L.. On the experimental determination of the viscosity of vibrating solids, *Physical Review*, v.25, p.558-573, 1925.
- RAYMER, L. L., HUNT, E. R., GARDNER, J. S.. An improved sonic transit time-to-porosity transform. SPWLA 21ST ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, July 8-11, 1980.
- SAMS, M. S., NEEP, J. P., WORTHINGTON, M. H., KING, M. S.. The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks, *Geophysics*, v.62, p.1456-1464, 1997
- SCHÖN, J. H.. *Physical Properties of Rocks: fundamentals and principles of petrophysics* 1st Ed. London: Pergamon-Elsevier, 1996.

- SCHREIBER, E., ANDERSON, O. L., SOGA, N.. *Elastic constants and their measurement*, New York: McGraw-Hill Book Co., 1973.
- SCHWEDERSKY, G., ALMEIDA, A. S., BETTINI, C.. Diferentes abordagens na utilização de dados sísmicos na geração de modelos de porosidade, 4º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, p.831-834, Rio de Janeiro, 1995.
- SEARS, F. M., BONNER, B. P.. Ultrasonic attenuation measurement by spectral ratios utilizing signal processing techniques, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.GE-19, p.95-99, 1981.
- SEKI, H., GRANATO, A., TRUELL, R.. Diffraction effects in the ultrasonic field of a piston source and their importance in the accurate measurement of attenuation, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.28, p.230-238, 1956.
- SHANKLAND, T. J., JOHNSON, P. A., HOPSON, T. M.. Elastic wave attenuation and velocity of Berea sandstone measured in the frequency domain, *Geophysical Research Letters*, v.20, p.391-394, 1993
- SHAPIRO, S. A., MÜLLER, T. M.. Seismic signatures of permeability in heterogeneous porous media, *Geophysics*, v.64, p.99-103, 1999.
- SHERIFF, R. E.. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*, 3rd edition, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1991
- SILVA, F. B., ROSA, A. L. R., VARELA, C. L., DAMASCENO, R. D., VASQUEZ, A. C. R., OLIVEIRA, R.. Estimativa do fator Q em águas profundas: implicações nos parâmetros de aquisição. 5º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, São Paulo, 1997.
- SOUZA, R. S., SILVA, C. M. A.. Origin and timing of carbonate cementation of the Namorado Sandstone (Cretaceous), Albacora Field, Brazil: implications for oil recovery, In: *Carbonate Cementation in Sandstones*, Special Publication N°26 of the International Association of Sedimentologists, Ed.: Saadon Morad, London: Blackwell Science, 1998.
- SPENCER, J.W. Stress relaxation at low frequencies in fluid-saturated rocks: attenuation and modulus dispersion, *Journal of Geophysical Research*, v.86, p.1803-1812, 1981.
- SPENCER Jr., J. W., CATES, M. E., THOMPSON, D. D.. Frame moduli of unconsolidated sands and sandstones, *Geophysics*, v.59, p.1352-1361, 1994.

- SPIEGEL, M. R.. *Manual de fórmulas e tabelas matemáticas*. Coleção Schaum. Rio de Janeiro: McGraw-Hill do Brasil, 1973.
- SPIZZIRRI, M. T. A.. Relações entre atributos sísmicos e parâmetros petrofísicos na Formação Açú, Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1998.
- STEWART, R. C.. Q and the rise and fall of a seismic pulse, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, v.76, p.793-805, 1984.
- STRICK, E.. The determination of Q , dynamic viscosity and creep curves from wave propagation measurements: *Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society*, v.13, 197-218, 1967.
- STRICK, E. A. Predicted pedestal effect for pulse propagation in constant Q solids, *Geophysics*, v.35, p.387-403, 1970.
- TANG, X. M.. A waveform inversion technique for measuring elastic wave attenuation in cylindrical bars, *Geophysics*, v.57, p.854-859, 1992.
- TARIF, P., BOURBIÉ, T.. Experimental comparison between spectral ratio and rise time techniques for attenuation measurement, *Geophysical Prospecting*, v.35, p.668-680, 1987.
- TITTMANN, B. R., CURNOW, J. M., HOUSLEY, R. M.. Internal friction quality factor $Q > 3100$ achieved in lunar rock, PROCEEDINGS OF THE 6TH LUNAR SCIENCE CONFERENCE, v.3, p.3217-3226, 1975.
- TITTMANN, B.R.. Internal friction measurements and their implications in seismic Q structure models of the crust, AGU Geophysics monographs 20, *The earth's crust*, Washington: American Geophysical Union, p.197-213, 1977.
- TITTMANN, B.R., NOADLER, H., CLARCK, V. A., AHLBERG, L. A., SPENCER, T.W.. Frequency dependence of seismic attenuation in saturated rocks, *Geophysical Research Letters*, v.8, p.36-38, 1981.
- TOKSÖZ, M. N., JOHNSTON, D. H., TIMUR, A.. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements, *Geophysics*, v.44, p.681-690, 1979.
- TONN, R.. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: a comparison of different computational methods, *Geophysical Prospecting*, v.39, p.1-27, 1991.

- TOSAYA, C., NUR, A.. Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks, *Geophysical Research Letters*, v.9, p.5-8, 1982.
- TRUELL, R., OATES, W.. Effect of lack of parallelism of sample faces on the measurement of ultrasonic attenuation, *Journal of the Acoustical Society of America*, v.35, p.1382-1386, 1963.
- TRUELL, R., ELBAUM, C., CHICK, B. B.. *Ultrasonic methods in solid state physics*. New York: Academic Press, 1969.
- TUTUNCU, A. N., SHARMA, M. M.. The influence of fluids on grain contact stiffness and frame moduli in sedimentary rocks, *Geophysics*, v.57, p.1571-1579, 1992.
- TUTUNCU, A. N., PODIO, A. L., SHARMA, M. M.. An experimental investigation of factors influencing compressional- and shear-wave velocities and attenuations in tight gas sandstones, *Geophysics*, v.59, p.77-86, 1994.
- VASQUEZ, G. F., DILLON, L. D.. Módulos adiabáticos e isotérmicos de óleos brutos, 3º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, Rio de Janeiro, 1993.
- VASQUEZ, G. F., DILLON, L. D.. Multidisciplinary Effort on Reservoir Characterization at Campos Basin - Petrophysical Basis, 1994 SEG SUMMER RESEARCH WORKSHOP, Stanford, 1994.
- VASQUEZ, G. F., DILLON, L. D., LEÃO, M., HOMERO, L., FERNANDO, A., VIRGÍLIO, S.. Capacitação tecnológica na realização de medidas de absorção em laboratório, Relatório de Projeto, PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro, 1994.
- VASQUEZ, G. F., DILLON, L. D., BASTOS, A. C., SOARES, J. A.. Influência da temperatura na dispersão e atenuação em arenitos saturados, 5º CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, Rio de Janeiro, 1995.
- 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.
- VASQUEZ, G. F., DILLON, L. D., ROSA, A. L R, *et al.*. Sistema de Modelagem Petrofísica - Conceitos e Utilização, Relatório Final do Projeto 01.05.39, PETROBRAS CENPES-E&P, Rio de Janeiro, 1996.

- VERNIK, L., NUR, A.. Petrophysical classification of siliciclastics for lithology and porosity prediction from seismic velocities, *AAPG Bulletin*, v.76, p.1295-1309, 1992.
- VERNIK, L.. Predicting lithology and transport properties from acoustic velocities based on petrophysical classification of siliciclastics, *Geophysics*, v.59, p.420-427, 1994.
- WALSH, J. B.. The effect of cracks on the compressibility of rock, *Journal of Geophysical Research*, v.70, p.381-385, 1965.
- WANG, Z., NUR, A. M.. *Seismic and Acoustic velocities in reservoir rocks: Volume 2, Theoretical and Model Studies*. Geophysics reprint series N°10, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1992.
- WARD, R.W., TOKSÖZ, M. N.. Causes of regional variation of magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.61, p.649-670, 1971.
- WHITE, J. E.. *Seismic waves: radiation, transmission and attenuation*. New York: McGraw Hill, 1965.
- WILLIAMS Jr., A. O. The piston source at high frequencies. *Journal of the Acoustical Society of America*, v.23, p.1-6, 1951.
- WINKLER, K. W. Frequency dependent ultrasonic properties of high-porosity sandstones, *Journal of Geophysical Research*, v.88, p.9493-9499, 1983.
- WINKLER, K. W.. Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea sandstone, *Journal of Geophysical Research*, v.90, p.6793-6800, 1985.
- WINKLER, K. W.. Estimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies, *Geophysics*, v.51, p.183-189, 1986.
- WINKLER, K. W., NUR, A.. Pore fluids and seismic attenuation in rocks, *Geophysical Research Letters*, v.6, p.1-4, 1979.
- WINKLER, K., NUR, A., GLADWIN, M.. Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature*, v.277, p.528-531, 1979.
- WINKER, K. W., NUR, A.. Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding, *Geophysics*, v.47, p.1-15, 1982.

- WINKLER, K. W., PLONA, T. J.. Technique for measuring ultrasonic velocity and attenuation spectra in rocks under pressure, *Journal of Geophysical Research*, v.87, p.10776-10780, 1982.
- WINKLER, K. W., LIU, H., JOHNSON, D. L.. Permeability and borehole Stoneley waves: Comparison between experiment and theory, *Geophysics*, v.54, p.66-75, 1989.
- WINKLER, K. W., MURPHY, W. F.. Acoustic velocity and attenuation in porous rocks. In : *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, Ed. Ahrens, T. J., AGU Reference Shelf 3, Washington: American Geophysical Union, 1995.
- WYLLIE, M. R. J, GREGORY, A. R., GARDNER, G. H. F.. Elastic wave velocities in heterogeneous porous media, *Geophysics*, v.21, p.41-70, 1956.
- WYLLIE, M. R. J, GREGORY, A. R., GARDNER, G. H. F.. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, v.23, p.459-493, 1958.
- WYLLIE, R. J., GARDNER, G. H. F., GREGORY, A. R.. Studies of elastic wave attenuation in porous media, *Geophysics*, v.27, p.569-589, 1962