

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

DANIELLE DOS SANTOS MARQUES

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DA RESPOSTA SÍSMICA DE
MODELOS GEOLÓGICOS DE RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO E GÁS**

**NITERÓI - RJ
05 - Dezembro - 2011**

DANIELLE DOS SANTOS MARQUES

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DA RESPOSTA SÍSMICA DE
MODELOS GEOLÓGICOS DE RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO E GÁS**

**Trabalho de conclusão de curso
submetido ao Programa de Graduação em
Geofísica da Universidade Federal
Fluminense como requisito parcial para
obtenção do título de Graduado. Área de
concentração: Geofísica de Exploração.**

Orientador: Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins

Pesquisador Associado – ON/MCT

Co-orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Professor Adjunto - UFF

Niterói - RJ

05 - Dezembro - 2011

DANIELLE DOS SANTOS MARQUES

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DA RESPOSTA SÍSMICA DE
MODELOS GEOLÓGICOS DE RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO E GÁS**

**Trabalho de conclusão de curso
submetido ao Programa de Graduação em
Geofísica da Universidade Federal
Fluminense como requisito parcial para
obtenção do título de Graduado. Área de
concentração: Geofísica de Exploração.**

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins, ON

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos, UFF

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva, UFF

Prof. Dr. Rodrigo Burgos, PUC – RJ

Niterói-RJ

05 - Dezembro - 2011

Agradecimentos

A Deus, criador do céu, da terra e de tudo que neles há. Meu Senhor e Salvador que me deu força e sabedoria para finalizar mais esta etapa na minha vida.

Aos meus pais, Luiz Claudio e Maria Lucia, e minha irmã, Andreia que me incentivaram, sustentaram e sonharam o meu sonho.

Ao meu orientador Jorge Leonardo Martins, por ter me iniciado na pesquisa científica e orientado esta monografia, que, de forma muito atenciosa e paciente, ampliou meus conhecimentos.

Ao meu co-orientador, Marco Antonio Cetale Santos, por seu apoio e incentivos primordiais.

Aos professores do Lagemar, sempre muito solícitos, que foram fundamentais para despertar meu interesse pela geofísica com seus vastos conhecimentos e experiências de vida.

Aos meus amigos, Carina Ramos e Fábio Magrani, hoje essenciais na minha vida, que não só estiveram presentes nos momentos felizes, mas principalmente nos tristes, me ajudando a superá-los.

Aos meus amigos do Laboratório de Sedimentologia da UFF, Paula Falheiro e José Carlos Junior, que deixaram de ser apenas companheiros de trabalho para se tornarem amigos numa fase de muitas decepções e decisões importantes na minha vida.

A todos os meus amigos, que mesmo com minhas faltas nos eventos e meus momentos de estresse, compreendiam e transformavam minhas preocupações em alegrias.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	viii
RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xi
1 Introdução.....	1
2 Teoria da Elasticidade	3
3 Teoria de Propagação de ondas	6
3.1 Equação da onda	6
3.2 Ondas Sísmicas	8
3.2.1 Ondas Compressionais	8
3.2.2 Ondas Cisalhantes	10
3.2.3 Relação V_p / V_s	11
4 Propriedades físicas das rochas.....	12
4.1 Composição mineralógica	12
4.2 Porosidade	12
4.3 Densidade	15
4.4 Conteúdo de Argila.....	16
4.5 Impedância Acústica	16
4.6 Substituição de fluidos – Equação de Gassmann.....	17
5 Relação entre propriedades sísmicas e petrofísicas	22
5.1 Parâmetros elásticos.....	23
5.1.1 Coeficiente de Poisson.....	24
5.2 Velocidades sísmicas.....	26
5.2.1 Razão V_p/V_s	27
5.2.2 Relação de Gardner ($V_p - \rho$).....	29
5.2.3 Relação de Wyllie's ($V_p - \phi$).....	30
5.2.4 Relações de Han (V_p, V_s , porosidade e volume de argila).....	31
6 Simulação de sismograma sintético	32
6.1 Coeficiente de reflexão.....	32
6.2 Convolução	36

6.3	Resolução	38
7	Perfilagem geofísica de poço	41
7.1	Perfil de Raios Gama (RG ou GR)	41
7.2	Perfil Sônico (DT)	44
7.3	Perfil de Densidades (RhoB)	47
7.4	Perfil Neutrônico (PhiN)	49
7.5	Perfil de Indução (ILD)	50
8	Área de Estudo	52
8.1	Localização	52
8.2	Contexto Geológico	52
9	Metodologia	54
10	Resultados: modelagem geológica e sísmica	56
10.1	Equação de Gassmann	56
10.2	Modelos de Reservatórios	57
10.2.1	Modelo em cunha	58
10.2.2	Modelo em lentes de arenito	60
10.2.3	Modelo Arenito Namorado	64
11	Conclusão	71
12	Referências Bibliográficas	72
	Apêndice A - Código Matlab para a substituição de fluidos de Gassmann	76
	Apêndice B - Perfis de poços interpretados	80

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Curva tensão-deformação típica para um corpo sólido.	3
Figura 2.2: Módulo de Young.	5
Figura 3.1: Propagação de uma onda compressional. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).	9
Figura 3.2: Modelo de propagação da onda S. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005)..	10
Figura 4.1: Definição de porosidade. Fonte: Modificado de Schon, 1996.	13
Figura 4.2: Modelo de densidade dos sedimentos/rochas uma matriz e dois constituintes de espaço poroso. Fonte: Modificado de Schon, 1996.	15
Figura 4.3: Valores de K_0 (módulo de compressão da matriz mineral) obtidos com as equações de Voigt, Reuss e Hill (Smith, 2003).	20
Figura 5.1: Relação entre a razão de Poisson e a razão V_p/V_s	25
Figura 5.2: Distribuição de velocidades compressionais para os principais tipos de materiais comumente encontrados pela indústria petrolífera. Adaptado de Sheriff, 1985.	27
Figura 6.1: Exemplo ilustrativo de um sismograma sintético (Portugal, 2006).	32
Figura 6.2: Reflexão e transmissão em uma interface de meios elásticos para uma onda P incidente.	33
Figura 6.3: Raios refletidos e transmitidos resultantes da incidência normal de um raio em uma interface separando dois meios com impedâncias acústicas diferentes.	34
Figura 6.4: Exemplos de sismogramas. Adaptado de Portugal, 2006.	37
Figura 6.5: Esquema ilustrando o problema da resolução. Adaptado de Portugal, 2006.	39
Figura 6.6: Máxima resolução sísmica vertical e fração de reservatório pra diversos métodos de mapeamento. (Portugal, 2006).	40
Figura 7.1: O percurso de uma partícula de raio gama a qual é emitida da litologia em estudo e detectada por um dispositivo de NaI em um furo de poço.	43
Figura 7.2: Esquema da aquisição do tempo de trânsito de uma ferramenta com 1T e 2Rs.	45
Figura 8.1: Mapa de localização do Campo de Namorado na Bacia de Campos.	52
Figura 8.2: Perfil esquemático da Bacia de Campos Modificado de Souza Jr., 1997.	53
Figura 8.3: Carta estratigráfica da Bacia de Campos destacando-se a posição dos turbiditos do arenito de Namorado. Fonte: Rangel, 1993.	55
Figura 8.4: Seção estratigráfica criada a partir de dados faciológicos adquiridos de testemunhos dos poços da área do Campo de Namorado. Observam-se as três seqüências deposicionais limitadas na base por discordâncias (modificado de Souza Jr, 1997).	51

Figura 8.5: Mapa estrutural do topo do reservatório do Campo de Namorado (modificado de Menezes, 1990).....	52
Figura 10.1: Modelo geológico de cunha arenítica portadora de gás, óleo e água, encaixada entre camadas de folhelho e carbonato.	58
Figura 10.2: Seção sísmica sintética.....	60
Figura 10.3: Modelo geológico de lentes areníticas.....	61
Figura 10.4: Seção sintética de reservatório arenítico contendo gás.	62
Figura 10.5: Seção sintética de reservatório arenítico portador de óleo.....	63
Figura 10.6: Seção sintética de reservatório contendo água.	63
Figura 10.7: Modelo geológico com contato gás-óleo e óleo-água.....	64
Figura 10.8: Seção sintética de reservatório de arenito com os três tipos de fluido.	64
Figura 10.9: Mapa do Campo de Namorado, enfatizando os poços verticais estudados (modificado de Augusto, 2009).....	65
Figura 10.10: Perfis geofísicos dos poços 7NA07, 3NA02 e 1RJS019 correlacionados. As linhas vermelhas indicam a o principal reservatório encontrado neste intervalo.....	66
Figura 10.11: Modelo geológico do campo de Namorado na bacia de Campos.	67
Figura 10.12: Da esquerda para a direita: Seção sísmica sintética do modelo Arenito Namorado com assinatura máxima de fonte de 10 Hz, 20 Hz, 30 Hz, 40 Hz, 50 Hz, 60 Hz, 70 Hz e 80 Hz, respectivamente.....	69

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Valores de porosidade observados na plataforma e talude continental no Mar de Bering, Mar do Norte, Mar Mediterrâneo e outras áreas (Hamilton & Bachman, 1982).....	13
Tabela 5.1: Fatores que influenciam as propriedades sísmicas das rochas sedimentares em ordem de importância. Fonte (Wang, 2001).....	23
Tabela 5.2: Módulo de compressão, módulo de cisalhamento e densidade de minerais formadores de rochas (modificada de Smith, et al.,2003).....	24
Tabela 5.3: Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório em ordem crescente de razão de Poisson que servem como parâmetro de comparação para identificação das rochas. Modificado de (Christensen, 1996, Pellerin e Christensen, 1998 e Castagna <i>et al.</i> 1993).....	26
Tabela 5.4: Valores dos coeficientes para várias litologias retirados de Gardner (1974).....	30
Tabela 5.5: Valores dos coeficientes da relação de Han et al. (1986).....	31
Tabela 6.1 Valores de resolução vertical obtidos a partir de algumas velocidades e frequências (Portugal, 2006).....	39
Tabela 7.1 - Velocidades de rochas e fluidos e seus tempos de trânsito. (Nery, 1990).....	46
Tabela 7.2: Tabela dos parâmetros a e m utilizados na equação do Fator de Formação segundo Keller (1967).....	51
Tabela 10.1: Valores obtidos pela aplicação do algoritmo de substituição de fluidos de Gassmann.....	56
Tabela 10.2: Parâmetros modificados no algoritmo de acordo com o fluido substituído.....	56
Tabela 10.3: Variação dos principais parâmetros físicos e petrofísicos para uma rocha reservatório arenítica, de acordo com o tipo de fluido. (modificado de Castagna e Backus, 1993).....	57
Tabela 10.4: Valores relativos às demais geologias constituintes dos modelos. (Brito, 1986).....	57
Tabela 10.5: Valores das propriedades do modelo em cunha para arenito portador de três diferentes fluidos e encaixado entre folhelho e carbonato.....	58
Tabela 10.6: Valores de velocidade da onda P, densidade e razão de Poisson referentes ao modelo em lentes.....	61
Tabela 10.7: Valores de velocidade da onda P, densidade e razão de Poisson para o arenito reservatório.....	61
Tabela 10.8: Valores de Velocidade compressional, densidade e coeficiente de Poisson para cada camada presente no modelo geológico do Campo de Namorado. Estes valores	

foram tomados por meio de média aritmética dos perfis geofísicos dos poços relativos a cada camada.....	68
Tabela 10.9: Tabela comparativa entre as resoluções verticais das frequências de assinatura da fonte 30 e 60 Hz.....	70

RESUMO

Este trabalho propõe um estudo sobre respostas sísmicas de modelos geológicos de reservatórios de petróleo e gás, utilizando a simulação numérica de sismogramas para incidência normal. Esta simulação usa modelos convolucionais, tomando-se como assinatura da fonte, o pulso sísmico de Ricker. As anomalias de amplitude sísmica são investigadas para modelos geológicos simulando contato de fluidos em estruturas comumente encontradas em reservatórios, como geometrias em cunha ou *pinch outs* e lentes de arenito, cujas feições são encontradas no reservatório Arenito Namorado, por exemplo. Por fim, aplica-se a modelagem da resposta sísmica em um modelo geológico aproximado construído através da interpretação de perfis geofísicos de 3 poços verticais do conjunto de dados denominado “Campo Escola Namorado”, cedido pela ANP – Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – às universidades e instituições de pesquisa brasileiras.

Palavras-chave: Sismograma sintético, perfilagem geofísica e reservatórios de petróleo e gás.

ABSTRACT

This work proposes a study about seismic responses of geological models of oil and gas reservoirs. Zero offset sections are built through numerical simulation of seismograms for normal incidence. The source's signature considered in the convolution is the Ricker wavelet. Amplitude anomalies are investigated for geological models simulating fluid contact in structures commonly found in sandstones reservoirs, such as wedges (pinch outs) and sandstones lenses geometries. These features are present in Namorado's reservoir. The modeling of this seismic response, will be applied to an approximated geological model of Namorado's reservoir. It will be constructed by interpretation of geophysical logs of three vertical wells of the data set called "Campo Escola Namorado" supplied by the ANP - Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - to Brazilian universities and research institutions.

Keywords: Synthetic seismograms, geophysical logs and petroleum and gas reservoirs.

1 INTRODUÇÃO

A caracterização e a modelagem de reservatórios são fundamentais para exploração e exploração de jazidas de petróleo e gás. O estudo das fácies sísmicas e da distribuição espacial de propriedades físicas, relativas às litologias que compõem o reservatório, são procedimentos básicos, tanto no desenvolvimento quanto no gerenciamento da produção. No âmbito da geofísica, o delineamento, a caracterização e o desenvolvimento dessas rochas-reservatório são amplamente realizados em macroescala, através da sísmica de reflexão. Em mesoescala, este procedimento é executado por meio dos métodos de perfilagem geofísica de poços (Nery, 1990), que melhoram o detalhamento e a avaliação das propriedades físicas dos litotipos formadores dos reservatórios. Tal melhoria se observa tanto nas imediações quanto entre os poços perfilados, possibilitando uma maior acurácia na definição dos limites verticais e laterais do intervalo sedimentar correspondente as áreas com potencial energético. A integração dos métodos de perfilagem à modelagem é, portanto, de suma importância para o aprimoramento dos parâmetros petrofísicos e sísmicos envolvidos, diminuindo as incertezas e gerando modelos geológicos mais verossímeis.

O principal objetivo desta monografia é calcular a resposta sísmica de modelos geológicos portadores dos três principais tipos de fluidos – água, óleo e gás – simulando estruturas de reservatórios comumente encontrados na prática.

Afim de modelar tais reservatórios, o conhecimento e estudo da petrofísica de rochas sedimentares foram de fundamental importância para o pleno desenvolvimento desta monografia. Uma vez conceituadas e bem fundamentadas as principais propriedades petrofísicas, pôde-se obter dados de velocidades sísmicas referentes às relações existentes entre elas. Esta correlação foi realizada por meio da teoria de substituição de fluidos de Gassmann (Gassmann, 1951). A substituição de fluidos é uma importante ferramenta para a análise sísmica das rochas, já que viabiliza a identificação e quantificação dos fluidos em um reservatório. O objetivo da substituição de fluidos é a obtenção das propriedades sísmicas (velocidades sísmicas compressionais e cisalhantes) e da densidade de um reservatório, dadas as condições petrofísicas iniciais. De posse destes dados e com o auxílio do programa de modelagem sísmica *SEISMOD* (MacPherson, 2006), o qual simula numericamente sismogramas para incidência normal a partir do uso de modelos convolucionais, foram geradas respostas sísmicas sintéticas para modelos geológicos de reservatórios contendo água, óleo e gás. Uma vez calculadas, analisa-se e interpreta-se as

anomalias de amplitude sísmica, que se traduzem por representar as interfaces dos meios litológicos com diferentes propriedades sísmicas.

Estudos acerca das propriedades sísmicas e suas correlações com as propriedades físicas das rochas são amplamente encontrados na literatura, como em Wang & Batzle (1992) e Wang (2001). O primeiro mostra que os diferentes tipos de fluidos encontrados nos reservatórios influenciam fortemente as propriedades sísmicas das rochas, implicando em diferentes anomalias de amplitude nos registros sísmicos; o segundo caracteriza mais minuciosamente as relações entre as velocidades compressoriais, cisalhante e impedâncias com a petrofísica, além de introduzir a teoria da substituição de fluidos de Gassmann. Este tópico, por sua vez, é abordado em muitos outros trabalhos, como em Smith et al. (2003), Han & Batzle (2004) e Kumar (2006), os quais discutem acerca de suas formulações, sua importância e suas limitações. Em relação à modelagem, típicas geometrias de reservatórios são sumarizadas em May & Hron (1978) e Brito (1986). Ao final do trabalho, o conhecimento de perfis elétricos de poços descrito em Nery (1990) é introduzido neste estudo a fim de tornar a modelagem numérica de reservatórios mais representativa da realidade. Desta forma, foi construído um modelo geológico aproximado do campo de Namorado na Bacia de Campos, baseado em valores reais de perfis de poços, com o intuito de obter o sismograma sintético da área destes poços.

Esta monografia está dividida em 12 capítulos. O primeiro apresenta ao leitor a introdução da monografia. O conteúdo dos capítulos 2 a 7 referem-se a uma revisão dos métodos e fundamentos teóricos básicos necessários para o entendimento e desenvolvimento deste trabalho: teoria da elasticidade, teoria propagação de ondas, propriedades físicas das rochas, relação entre propriedades sísmicas e petrofísicas, simulação de sismogramas e perfilagem geofísica, respectivamente. O oitavo capítulo resume a geologia do campo de Namorado na bacia de Campos, no qual o último modelo geológico desta monografia está inserido. O capítulo 9 apresenta os aspectos relativos à modelagem numérica de reservatórios envolvendo a metodologia deste trabalho. Os resultados das simulações numéricas são expostos no capítulo 10, bem como as conclusões no capítulo 11. Ao final desta monografia apresenta-se as referências bibliográficas (capítulo 12) e os Apêndices A e B referindo-se ao algoritmo usado na implementação da Teoria de substituição de fluidos de Gassmann e aos perfis de poços interpretados para o campo de Namorado, respectivamente.

2 TEORIA DA ELASTICIDADE

A teoria da elasticidade baseia-se na relação existente entre a tensão produzida em determinado ponto do meio e as deformações que ela provoca. Tensão é o limite de um diferencial de força sobre um diferencial de área onde está sendo aplicada esta força em determinado objeto (equação 2.1). Caso esta força seja perpendicular à área, dá-se o nome de tensão normal. Se a força for tangencial à área, dá-se o nome de tensão de cisalhamento. Já a deformação, uma grandeza adimensional, é definida como mudanças na forma e/ou dimensões de um sólido.

$$F = \lim \frac{dF}{dA} \quad (2.1)$$

As propriedades elásticas dos materiais são descritas por determinadas constantes ou módulos elásticos que especificam, quantitativamente, a relação entre os tipos de tensão aplicadas e as deformações associadas.

A relação linear entre tensão e deformação (Fig. 2.1) no campo elástico é definida para materiais elásticos pelos seus vários módulos elásticos (*elastic moduli*), os quais expressam a razão entre um tipo particular de tensão e a deformação resultante.

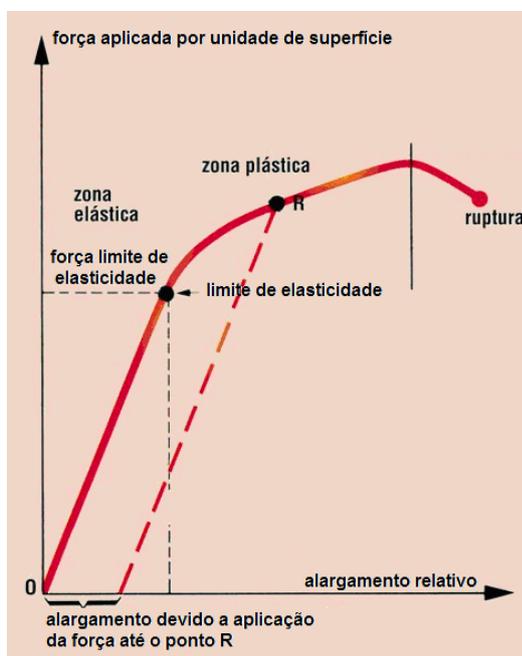


Figura 2.1: Curva tensão-deformação típica para um corpo elástico.

A tensão ("*stress*") é a medida da força por unidade de superfície associada com uma deformação e é expressa em N/m^2 ($F / A = N / m^2$), no Sistema Internacional (SI), ou

qualquer unidade de força por unidade de área. A deformação ("*strain*") é a medida da deformação resultante, sendo adimensional, já que é uma medida percentual.

Quando uma onda sísmica se propaga em subsuperfície, provoca alterações no meio provocando modificações na geometria do mesmo, que, por sua vez, geram tensões. A relação entre tensão e deformação, em um meio elástico, é dada pela Lei de Hooke generalizada, que para um corpo isotrópico toma a seguinte forma:

$$p_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (2.2)$$

onde p_{ij} são as componentes do tensor das tensões;

ε_{ij} são as componentes do tensor das deformações;

θ é a dilatação cúbica ou volumétrica ($\Delta V/V$);

δ_{ij} é a função "Delta de Kronecker" (que é igual a 1 para $i=j$ e igual a 0 para $i \neq j$);

λ e μ são as constantes de Lamé.

Os sólidos isotrópicos e elásticos são definidos completamente pelos parâmetros de Lamé λ e μ , que possuem a dimensão de pressão, ou seja, força por unidade de área. Estas duas constantes definem o comportamento elástico de sólidos isotrópicos em sistemas cúbicos. O parâmetro μ é também conhecido como módulo de rigidez do material. Quando a tensão excede o limite de elasticidade, a Lei de Hooke não se aplica mais e a ocorrência da deformação é irreversível, ou seja, o corpo não retorna a sua forma e dimensões originais.

A razão de Poisson (σ) é uma constante elástica definida pela relação entre a deformação transversal ($\Delta D/D$) e longitudinal ($\Delta L/L$) sofrida por um corpo quando aplicada uma tensão unidirecional, compressiva ou distensiva:

$$\sigma = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L} = -\varepsilon_{22} / \varepsilon_{11} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.3)$$

O módulo de Young (E) é um fator de proporcionalidade entre a tensão F aplicada ao corpo, de comprimento L e seção transversal A , e a sua deformação, $\Delta L/L$ (Fig. 2.2), dada pela fórmula:

$$E = \frac{F/A}{\Delta L/L} = \frac{T}{\Delta L/L} \quad \text{ou} \quad E = \frac{P_{11}}{\varepsilon_{11}} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (2.4)$$

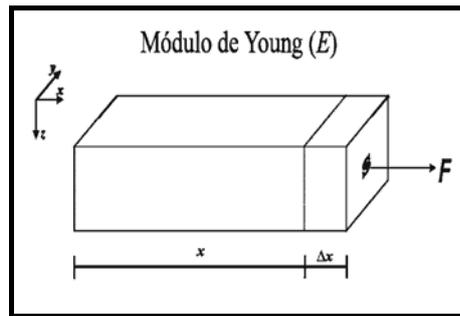


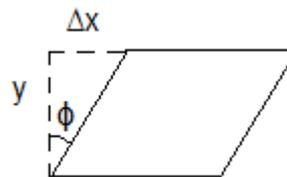
Figura 2.2: Módulo de Young.

O módulo de compressão ou incompressibilidade (k) é a razão entre a tensão e a deformação, no caso de uma pressão hidrostática simples (P) que produz uma variação de volume (ΔV), em relação ao volume original (V):

$$k = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V} = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (2.5)$$

O módulo de corte ou de rigidez (μ) é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento (tensão tangencial de corte simples) e a deformação de cisalhamento. Gera uma deformação sem variação de volume sendo expressa como um ângulo de deformação (distorção) (ϕ):

Para,
$$\phi = \tan \frac{\Delta x}{y}$$



$$(2.6)$$

Tem-se:
$$\mu = \frac{F/A}{\Delta x/y} \cong \frac{F/A}{\phi} \quad (2.7)$$

Duas quaisquer constantes elásticas caracterizam completamente o comportamento elástico, isto é, dado qualquer parâmetro elástico de um material pode se expressar como função de duas quaisquer constantes dos parâmetros anteriores, uma vez que todos estes pares de constantes elásticas estão relacionados.

3 TEORIA DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS

A propagação de ondas é um fenômeno que está presente em diversas ocasiões: propagação do som no ar, transmissão de ondas de rádio, propagação de ondas sísmicas (terremotos) etc, podendo ser causada por efeito mecânico, eletromagnético e acústico.

Dependendo das propriedades do material de que é composto o meio onde ocorre a propagação de ondas existe a distinção entre meios elásticos e acústicos. Em meio elástico, a propagação de ondas é composta de uma parcela primária, também conhecida como longitudinal, irrotacional ou compressional, e outra secundária, também conhecida como transversal, distorcional ou de cisalhamento. Em meios acústicos (por exemplo, um fluido) a resistência ao cisalhamento é nula, logo não existe a parcela secundária.

3.1 Equação da onda

A equação do movimento ondulatório em meios elásticos e homogêneos, na forma tensorial, é dada por:

$$\partial_j p_{ij} - \rho \partial_i^2 u_i = f_i \quad (3.1)$$

onde,

p_{ij} é o tensor de esforços para meios isotrópicos e homogêneos (vide equação 2.2),

$\partial_j = \partial / \partial x_j$ é a derivada parcial em relação as coordenadas espaciais,

ρ é a densidade do meio,

$\partial_t^2 \equiv \partial^2 / \partial t^2$ é a derivada parcial de segunda ordem em relação ao parâmetro tempo,

u_i representa o vetor que descreve o deslocamento de partículas,

f_i = termo fonte.

As deformações ε_{ij} , de acordo com a equação 2.2, dependem do vetor de deslocamento u_i , como pode ser visto abaixo:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} (\partial_j u_i + \partial_i u_j) \quad (3.2)$$

O termo f_i representa as forças de corpo que provocam o movimento ondulatório, isto é, f_i é o termo fonte. Estudando o fenômeno ondulatório em um ponto distante da fonte, assume-se que $f_i \equiv 0$ e a equação 3.1 se reduz a:

$$\partial_j p_{ij} - \rho \partial_i^2 u_i = 0 \quad (3.3)$$

Inserindo 3.2 em 2.2 e usando $\theta = \partial_p u_p$, reescrevemos a equação 2.2 como segue:

$$p_{ij} = \lambda \partial_p u_p \partial_{ij} + \mu (\partial_j u_i + \partial_i u_j) \quad (3.4)$$

Inserindo 3.4 em 3.1, obtemos:

$$(\lambda + \mu) \partial_i \partial_j u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i - \rho \partial_i^2 u_i = 0 \quad (3.5)$$

Aplicando o teorema de Lamé à equação 3.5, pode-se representar o vetor deslocamento u_i em termos de potenciais de Helmholtz, que nos garante que qualquer campo vetorial pode ser dividido em duas componentes: um termo gradiente de um escalar (potencial escalar) e um termo rotacional de um vetor (potencial vetor):

$$\vec{u} = \nabla \varphi + \nabla \vec{\psi} \quad (3.6)$$

Ao representarmos \vec{u} em notação tensorial e inserirmos em 3.5, obteremos duas equações de onda:

$$\nabla^2 \varphi = \frac{1}{\alpha^2} \partial_i^2 \varphi \quad (3.7)$$

Onde, $\alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}$ representa a velocidade das ondas P ou compressionais, e

$$\nabla^2 \vec{\psi} = \frac{1}{\beta^2} \partial_i^2 \vec{\psi} \quad (3.8)$$

Onde $\beta = \frac{\mu}{\rho}$ é a velocidade das ondas S ou cisalhantes.

Assim, a equação 3.5 representa dois movimentos ondulatórios independentes que ocorrem em meios elásticos, homogêneos e isotrópicos. Um movimento governado pela equação 3.7, conhecida como equação escalar da onda (parte acústica) e outro pela equação 3.8, conhecida como equação vetorial (parte elástica) da onda.

3.2 Ondas Sísmicas

As ondas sísmicas caracterizam-se como pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte. As fontes apropriadas para um levantamento sísmico geram trens de ondas de curta duração, conhecidos como pulsos, que contém uma ampla gama de frequências. Exceção-se as áreas imediatamente próximas a fonte, as deformações associadas à passagem de um pulso sísmico são ínfimas, admitindo-se então serem elásticas. Sob essa premissa, a velocidade de propagação de pulsos sísmicos é determinada pelos módulos elásticos e densidades dos materiais do meio pelos quais se propagam.

Predominantemente há dois grupos de ondas sísmicas, as ondas de corpo (*body waves*) e as ondas superficiais (*surface waves*). As últimas se caracterizam por se propagarem através da superfície de um sólido elástico e são subdivididas em ondas Rayleigh e ondas Love. A amplitude destas ondas diminui exponencialmente à medida que se dirigem para o interior da Terra (daí o seu nome, *ondas superficiais*, pois só existem junto da superfície da Terra) e a energia sísmica por elas transportada é geralmente bem canalizada, pelo que apresentam grandes amplitudes. Já as ondas de corpo se propagam por meio do volume deste sólido, sendo estas o foco deste trabalho. Em relação às ondas de corpo, elas se subdividem em compressionais e cisalhantes, detalhadas a seguir.

3.2.1 Ondas Compressionais

As ondas compressionais ou compressivas (*compressional waves*) propagam-se por deformação axial (compressão/dilatação) na direção de propagação da onda e por isso são também chamadas longitudinais (Fig. 3.1). O movimento das partículas associado à passagem desta onda envolve oscilação, em torno de um ponto fixo, na direção de propagação. Por serem as primeiras registradas pelos sismógrafos são denominadas ondas primárias (P ou α).

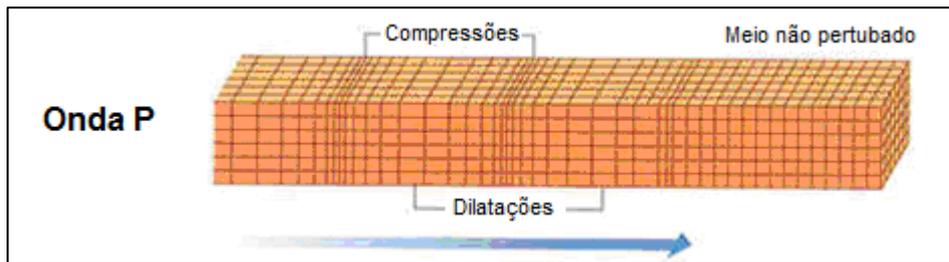


Figura 3.1: Propagação de uma onda compressional. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).

A velocidade de propagação é função das constantes elásticas do meio. Esta função, calculada pela teoria da elasticidade, vem dada pela equação (Yilmaz, 2001):

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.9)$$

onde:

α = Velocidade das ondas P;

λ = Constante de Lamé;

μ = Módulo de rigidez;

ρ = Densidade.

A velocidade da onda P também pode ser calculada em função da razão de Poisson (σ) e módulo de Young (E), como pode ser visto pela equação 3.10:

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \right]} \quad (3.10)$$

Considerando,

$$K = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (3.11)$$

e substituindo λ na equação 3.9, tem-se a forma mais usual do cálculo de V_p .

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad (3.12)$$

Onde k é o módulo de compressão ou incompressibilidade,

A análise da equação 3.12 permite concluir que a propagação de V_p depende da densidade e de duas constantes elásticas: módulo de rigidez (μ), que mede o poder de deformação sem variação do volume, e compressão (k), que mede a capacidade da substância ser comprimida; corroborando a afirmação de que esta onda se propaga tanto em meios sólidos, caracterizados por μ e k , quanto em fluidos, que somente são identificados pelo k .

3.2.2 Ondas Cisalhantes

As ondas de cisalhamento (*shear waves*) propagam-se com deslocamento de partícula perpendicular à direção de propagação da onda (ondas transversais) (Fig. 3.2). Os movimentos das partículas individuais envolvem oscilação, ao redor de um ponto fixo, num plano perpendicular à direção de propagação.

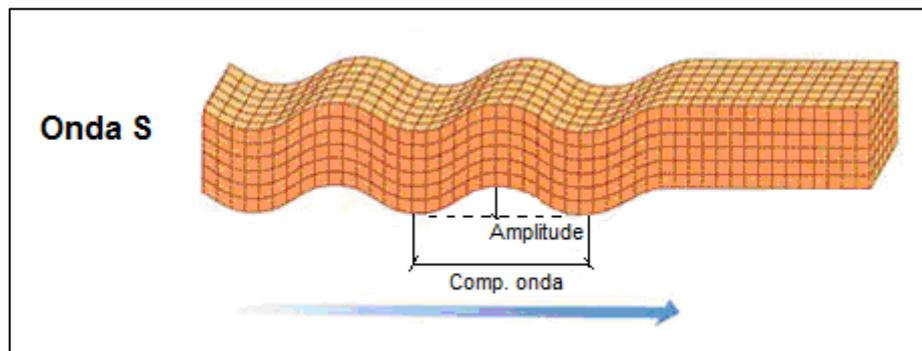


Figura 3.2: Modelo de propagação da onda S. Fonte: site U.S. Geological Survey (2005).

A velocidade de propagação destas ondas secundárias (S) é dada pela equação:

$$V_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.13)$$

onde:

β = Velocidade das ondas S;

μ = Módulo de rigidez ;

ρ = Densidade.

Um corpo fluido não tem V_s , uma vez que não opõe resistência ao cisalhamento. Dessa forma, as velocidades cisalhantes apenas se propagam em meios sólidos, não havendo tensões cisalhantes em um corpo submetido a um esforço hidrostático (tensões normais de igual magnitude dentro de um corpo – caracterizando o estado de tensões

apresentado por qualquer ponto de um corpo fluido em repouso ou um corpo imerso em um fluido).

Diante do exposto, matematicamente, se o módulo de rigidez é nulo ($\mu = 0$) para fluidos, então $V_s = 0$ e $V_p = \sqrt{\frac{k}{\rho}}$.

3.2.3 Relação V_p/V_s

A análise em conjunto das informações provenientes das ondas P e das ondas S é importante na exploração, principalmente em relação a rochas com hidrocarbonetos. Ela permite a realização de testes ou simulações levando em conta diferentes aspectos de saturação, viabilizando a compreensão do comportamento dos dados em estudo. Duas relações entre as ondas compressoriais e cisalhantes podem ser obtidas:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (3.14)$$

ou

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \quad (3.15)$$

O fato de ambos k e μ serem números positivos indica que a relação $V_p/V_s > 1$, ou seja, as ondas compressoriais sempre se propagam com maior velocidade que as ondas cisalhantes através do mesmo material, ou seja, em um sismógrafo as ondas P são registradas antes das S.

4 PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ROCHAS

A física de rochas relaciona-se ao comportamento das propriedades elásticas com as variações das propriedades litológicas do meio poroso.

Para cada litologia é necessária a calibração do modelo de física de rochas a ser aplicado, ou seja, para cada situação litológica do reservatório (cada fácies) haverá um modelo de física de rochas especificamente calibrado. Sendo assim, a obtenção da distribuição espacial das litofácies, torna-se uma etapa da caracterização de reservatório a ser realizada antes das etapas de inferência de porosidade, volume de argila, saturação e pressão.

4.1 Composição mineralógica

As rochas são subdivididas em matriz e poros. A matriz é caracterizada por determinada composição mineralógica presente em maior proporção na rocha. Considerando que a maior parte dos minerais formadores de rochas (quartzo, feldspato e calcita) possui propriedades físicas bastante semelhantes, pode-se sugerir que todos os grãos da matriz possuem as mesmas propriedades físicas. Nesse caso, as propriedades da rocha total são uma média das propriedades dos minerais da matriz e dos fluidos nos poros, ponderada segundo a porosidade.

4.2 Porosidade

A porosidade (Φ) é definida pelo volume de espaços porosos (V_{poros}) existentes em uma rocha, quando confrontada com o seu volume total (V) (Fig. 4.1).

$$\phi = \frac{V_{poros}}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} \quad (4.1)$$

Onde V_m é o volume de matriz de sólidos. A porosidade é uma grandeza adimensional que é expressa em porcentagem (0 a 100%) ou fração decimal (0 a 1).

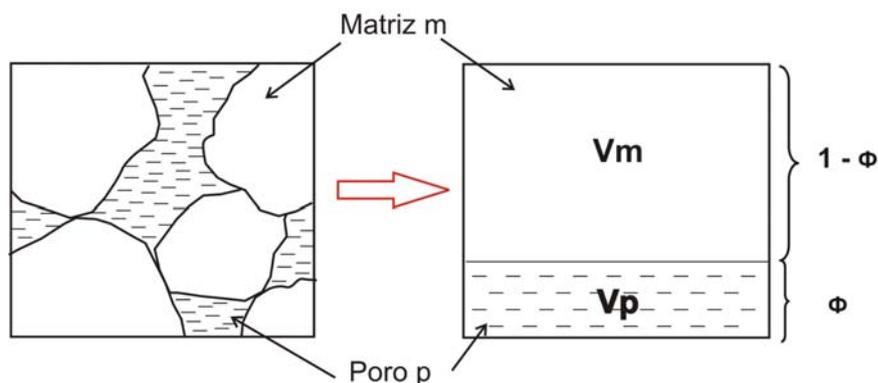


Figura 4.1: Definição de porosidade. Fonte: Modificado de Schon, 1996.

As propriedades geométricas dos grãos influenciam diretamente na porosidade, como tamanho, distribuição e forma dos grãos. Isto é verificado pela observação da tabela 4.1, que apresenta valores crescentes de porosidade à medida que o diâmetro dos grãos diminui (Hamilton & Bachman 1982):

Tabela 4.1: Valores de porosidade observados na plataforma e talude continental no Mar de Bering, Mar do Norte, Mar Mediterrâneo e outras áreas (Hamilton & Bachman, 1982).

Tipo de sedimento	Diâmetro médio dos grãos (mm)	Porosidade (%)
Areia grossa	0,5285	38,6
Areia fina	0,1638	44,5
Areia muito fina	0,0988	48,5
Areia siltosa	0,0529	54,2
Silte arenoso	0,0340	54,7
Silte	0,0237	56,2
Areia-silte-argila	0,0177	66,3
Silte argiloso	0,0071	71,6
Argila siltosa	0,0022	73,0

Algumas relações entre o grau de seleção de um sedimento e sua porosidade podem ser estabelecidas. Por exemplo, um sedimento muito bem selecionado mostra alta porosidade, enquanto que um mal selecionado apresenta baixa porosidade, em função do preenchimento dos poros pela fração detrítica mais fina. Outro fator que influencia na porosidade de um sedimento é a forma de seu empacotamento, um parâmetro difícil de mensurar (cúbico, romboédrico, etc.).

A porosidade se constitui numa das mais importantes propriedades de rochas reservatório no que se refere à indústria de petróleo, visto que ela fornece uma estimativa da capacidade de armazenamento de fluidos. Os valores mais freqüentes de porosidade

são da ordem de 5 a 25% e, quando alcançam cifras de 25 a 35%, são referidas como excelentes tanto para aquíferos, como para reservatórios de hidrocarbonetos.

Considerando rochas sedimentares, a porosidade é classificada em dois tipos: primária e secundária. Também chamada de porosidade original, a porosidade primária é aquela que foi desenvolvida durante a deposição do material detrítico ou orgânico. Os fatores que controlam a porosidade primária são o tamanho dos grãos, o empacotamento, a seleção, a angularidade, a compactação e o grau de cimentação. Por outro lado, a porosidade secundária resulta da ação de agentes geológicos logo após o processo de formação da rocha. Esses fatores contribuem para o aumento ou diminuição da porosidade. Fatores como a cimentação e a compactação de uma rocha sedimentar conduzem a uma diminuição da porosidade. Ao contrário, o desenvolvimento de fraturas, encontradas em arenitos, folhelhos e calcários, e o processo de lixiviação de dolomitos, são exemplos de fatores que provocam aumento da porosidade secundária.

Para a indústria do petróleo, a porosidade total e efetiva são informações muito importantes para a estimativa do volume recuperável de óleo em um reservatório. A porosidade total pode ser determinada em laboratório, a partir de testemunhos. Nesse caso, ela é definida como a relação entre o volume de poros existentes em relação ao volume total da mesma. Já a porosidade efetiva é definida como uma grandeza que envolve apenas o volume de poros interconectados, que quando sofrem alívio de pressão, por exemplo, podem servir de dutos para os fluidos.

O coeficiente de saturação de água é designado como uma fração do volume poroso que está ocupado com água, e o volume poroso é, por sua vez, uma fração do volume de rocha. Se os poros estiverem preenchidos em sua metade por água (saturação de água 50%) e o espaço poroso ocupar 10% do volume total de rocha (10% de porosidade), então o volume de água compõe 5% do volume da rocha. Esta parte fracionária do volume de rocha que contém água é definida, comumente, como volume efetivo de água (BVW), e calculado pela expressão:

$$BVW = \Phi \times S_w \quad (4.2)$$

onde, S_w é o coeficiente de saturação de água

É importante, também, salientar que mesmo após a migração do óleo, uma pequena fração de água permanece na rocha, essa fração é dita saturação de água irreduzível (S_{wi}). Sua ordem de grandeza vai depender de fatores como: diâmetro e interconexão entre os poros, porosidade e fenômenos elétricos relacionados com o tipo de grãos.

As taxas de expulsão de água e de perda de porosidade diminuem com o incremento de profundidade e, ao mesmo tempo, o fenômeno de compactação de argilas se torna área

de interesse para a exploração de petróleo. A expulsão do petróleo, a partir das rochas geradoras, usando como veículo a água conata rumo às rochas reservatórios é fundamental na teoria da origem de jazidas petrolíferas.

A determinação de porosidade nas rochas sedimentares pode ser realizada por meio de análise direta de uma amostra, através de porosímetros, ou de análise indireta, usando a perfilagem sônica.

4.3 Densidade

Os fatores que controlam a densidade dos sedimentos são: a composição mineral, porosidade e condições de saturação (conteúdo de fluidos nos poros). Há uma forte correlação entre a densidade e porosidade, que se traduz no aumento da densidade com a diminuição da porosidade e vice-versa. No entanto, a correlação exata é controlada pela densidade da matriz e do fluido presente no espaço poroso (Schon, 1996).

Processos diagenéticos podem influenciar no aumento da densidade, reduzindo os espaços porosos, através da cimentação ou por processos de compactação (Schon, 1996). Ainda segundo Schon (1996), a densidade ρ de um material corresponde à razão da massa m de todas as partículas de um material pelo volume total V que as mesmas ocupam. É expressa através da seguinte equação:

$$\rho = m/V \quad (4.3)$$

Para definir a densidade de um material de n constituintes (Fig. 4.2), Schon (1996) descreve que:

$$\rho = \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i}{V} \right) \cdot \rho_i \quad (4.4)$$

onde ρ_i é a densidade,

V_i é o volume do componente i ,

$\left(\frac{V_i}{V} \right)$ é a fração do volume do componente i .

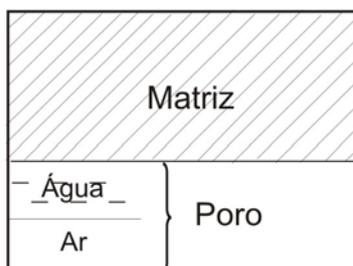


Figura 4.2: Modelo de densidade dos sedimentos/rochas uma matriz e dois constituintes de espaço poroso. Fonte: Modificado de Schon, 1996.

4.4 Conteúdo de Argila

A argilosidade (V_{clay}) representa o volume de argila presente na rocha. O termo argila corresponde a uma fração granulométrica inferior a 4 μm (ou 0,004 mm). Este termo também pode ser utilizado para designar os minerais de argila, os quais correspondem essencialmente a silicatos de alumínio hidratados de granulometria fina, podendo ser subdivididos em dois grupos principais (montmorilonita e illita).

Argilitos são rochas sedimentares formadas essencialmente por grãos da fração argila. Trata-se de uma rocha maciça com pouca ou nenhuma estratificação. Quando um argilito apresenta estratificação com lâminas muito finas, pode ser denominado folhelho. Um folhelho resulta da deposição lenta, sem perturbação de lama, gerando planos preferenciais de estratificação. Minerais de argila são comuns em folhelhos, entretanto também é possível a ocorrência de folhelhos formados essencialmente por grãos de feldspato, por exemplo.

Na geologia do petróleo, os folhelhos são rochas muito importantes para o processo de geração do óleo. Em geral, os folhelhos podem apresentar altos valores de concentração de matéria orgânica rica em lipídios. Como consequência, os folhelhos são excelentes rochas geradoras e também selantes, devido a sua granulometria reduzida.

4.5 Impedância Acústica

Tipicamente, os pacotes de rochas sedimentares consistem de sucessivas camadas com diferentes litologias e parâmetros elásticos, onde em cada interface, uma parte da energia incidente por uma fonte sísmica é refletida de volta em direção ao detector. Essa fração é determinada pelo contraste de impedância acústica entre as duas camadas. O detector recebe uma série de pulsos refletidos, cuja modulação de amplitude é função da distância percorrida e dos coeficientes de reflexão das várias interfaces. Os pulsos chegam segundo tempos determinados pelas profundidades das interfaces e pelas velocidades de propagação entre elas.

A impedância acústica (Z) depende da velocidade compressional de propagação (V_p) e da densidade (ρ) da rocha sendo definida pelo produto:

$$Z = \rho \cdot V_p \quad (4.5)$$

A variação de impedância, que depende dos módulos de compressão e de rigidez, e densidade (k , μ e ρ , respectivamente), rege o fenômeno de reflexão e transmissão da onda elástica na interface entre dois meios. Esta é a propriedade que o método sísmico identifica

a fim de individualizar as diferentes camadas que constituem a subsuperfície, sendo o meio elástico.

As constantes k , μ e ρ são, principalmente, influenciadas por:

- composição mineralógica do subsolo;
- níveis de compactação e consolidação da camada;
- fluido que preenche os poros;
- estrutura da rocha.

4.6 Substituição de fluidos – Equação de Gassmann

A substituição de fluidos é uma ferramenta importante no trabalho com atributos sísmicos, pois ela pode modelar e quantificar vários cenários de fluidos de saturação que modificam a observação final (Smith, *et al.*, 2003).

O tipo de fluido (gás, água ou óleo) presente nos poros influencia de forma variada as propriedades sísmicas de uma rocha. Existe uma variedade de equações teóricas, que calculam os efeitos destas propriedades, quando há substituição do fluido nas rochas. A técnica mais comumente utilizada para realizar a substituição de fluidos é a aplicação da Equação de Gassmann, que é utilizada para se obter a incompressibilidade ou módulo de compressão da rocha saturada por um fluido através de valores referentes à sua porosidade, seus módulos de compressão da rocha seca, seus fluidos de saturação e sua matriz mineral. Estas equações são amplamente utilizadas na análise de indicadores diretos de hidrocarbonetos (DHI).

A teoria de Gassmann parte de alguns pressupostos. Ela assume um comprimento de onda infinito (frequência de onda zero), perfeita conectividade entre poros e fluido com viscosidade zero. Isto quer dizer que uma onda sísmica se propagando na rocha produz um excesso na pressão de poros que pode ser ignorado, pois o fluido tem liberdade e tempo suficiente para fluir no espaço poroso, eliminando qualquer gradiente de pressão. Esta hipótese pode ser uma boa consideração para frequências sísmicas, para areias e arenitos limpos não consolidados sob altas pressões efetivas (Wang, 2000). No entanto, resultados poucos confiáveis poderiam ser obtidos para rochas de baixa porosidade, arenitos sujos ou carbonatos (Smith *et al.*, 2003), já que essas situações favorecem a existência de diversos tipos de poros e/ou baixa conectividade entre eles. Também, para rochas com poros com baixa razão de achatamento e/ou rochas saturadas com fluidos muito viscosos, as velocidades medidas para frequências sísmicas (até 200 Hz) podem sofrer dispersão, devido à dificuldade para o fluido se deslocar no meio poroso (Wang, 2000). Gassmann também assume a rocha como sendo isotrópica, com módulos de compressão (*bulk*) e

cisalhante dos constituintes minerais constantes e saturação total com um único fluido. Apesar das rochas raramente obedecerem estas suposições, na grande maioria de estudos de propriedades sísmicas, o processo de substituição de fluidos é realizado assumindo que a simetria elástica que melhor caracteriza um reservatório é a isotrópica (para rochas não fraturadas).

A princípio, para modificar um tipo de fluido é necessário ter o conhecimento dos efeitos do fluido original sobre a rocha saturada. Encontrando-se as propriedades da rocha seca pode-se, então, incluir os efeitos do novo fluido para que sejam obtidas as novas propriedades. Para isso, trabalhando-se com a principal equação de Gassmann é possível obter a incompressibilidade para rocha seca (K^*):

$$K^* = \frac{K_{sat} \left(\frac{\phi K_o}{K_{fl}} + 1 - \phi \right) - K_o}{\frac{\phi K_o}{K_{fl}} + \frac{K_{sat}}{K_o} - 1 - \phi} \quad (4.6)$$

onde K_{sat} é o módulo de compressão da rocha saturada com o fluido,

K_{fl} é o módulo de compressão do fluido,

K_o é o módulo de compressão da matriz mineral,

ϕ é a porosidade da rocha.

Para a realização desse cálculo são necessários conhecimentos acerca da petrofísica das rochas envolvidas. Grande parte dos problemas associados com detecção de hidrocarbonetos está relacionada com a obtenção das velocidades de rochas saturadas com fases de fluido misturadas no meio poroso. A modelagem deste cenário geralmente é feita substituindo o conjunto de fases por um único “fluido efetivo” nas equações de Gassmann.

O modelo de fluido efetivo assume que as diferentes fases do fluido (óleo, gás e água) estão uniformemente misturadas para a menor escala dentro do espaço poroso. As “micro heterogeneidades” são tão pequenas, que os incrementos da pressão de poros induzidos pela onda são os mesmos para as fases presentes. Isso permite substituir as fases por um fluido equivalente ou efetivo, cuja incompressibilidade é calculada através de uma média harmônica, também conhecida como equação de Domênico:

$$K_{fl} = \left(\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right)^{-1} \quad (4.7)$$

onde K_{fl} é a incompressibilidade da mistura de fluido,

K_i é o módulo de cada fase individual,
 S_i a saturação de cada fase.

Para um sistema simples, composto por duas fases (água e óleo), a equação fica:

$$K_{fl} = \left(\frac{S_w}{K_w} + \frac{1-S_{oleo}}{K_{oleo}} \right)^{-1} \quad (4.8)$$

onde K_w é o módulo *bulk* da água,

K_{oleo} é o módulo *bulk* do óleo,

S_w é a saturação da água,

S_{oleo} é a saturação de óleo.

As rochas são compostas de diferentes tipos de minerais, o que obviamente resulta em um módulo elástico não uniforme. Para o módulo de compressão da matriz mineral é necessário haver o conhecimento da composição mineral da rocha. Para tanto pode-se realizar uma aproximação simples com o volume de argila da rocha (V_{sh}) – adquirido via perfilagem – assumindo assim, a presença de apenas dois minerais (no caso de um arenito, quartzo e argila) na rocha (Fig. 4.3). Outro método de calcular o módulo efetivo do mineral consiste no cálculo de médias, aritmética ou limite superior (K_{Voigt}) proposto por Voigt (1928), média harmônica ou limite inferior (K_{Reuss}) apresentada por Reuss (1929), ou ainda por meio do uso da média entre as médias harmônica e aritmética das incompressibilidades dos minerais de Voigt e Reuss chamada de média Voigt-Reuss-Hill (VRH) (Wang & Nur, 1992). Para dois minerais têm-se:

$$K_{Voigt} = (f_1 K_1 + f_2 K_2) \quad (4.9)$$

$$K_{Reuss} = \left(\frac{f_1}{K_1} + \frac{f_2}{K_2} \right)^{-1} \quad (4.10)$$

$$K_{Hill} = \frac{1}{2} (K_{Voigt} + K_{Reuss}) \quad (4.11)$$

onde f_1 e f_2 são as frações volumétricas e K_1 e K_2 são os módulos de compressão dos dois componentes minerais.

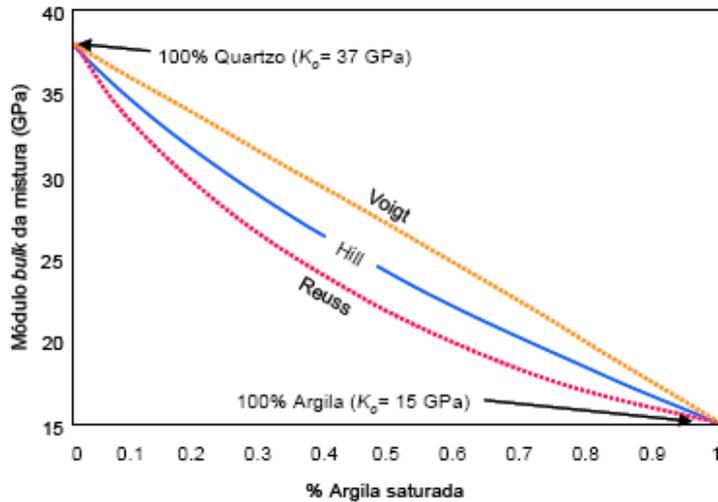


Figura 4.3: Valores de K_0 (módulo de compressão da matriz mineral) obtidos com as equações de Voigt, Reuss e Hill (Smith, 2003).

Para a obtenção da incompressibilidade da rocha saturada por um fluido basta trabalhar com as equações de V_p e V_s (Eq. 3.9 e 3.13), obtendo-se:

$$k_{sat} = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (4.12)$$

E o módulo de cisalhamento:

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (4.13)$$

onde ρ é a densidade da rocha saturada pelo fluido.

Com esses dados e os dados do novo fluido, pode-se realizar o cálculo das novas propriedades das rochas simulando diferentes condições de saturação.

Feita a avaliação do módulo de compressão e da densidade do fluido desejado, pode-se estimar a densidade da rocha saturada ρ_B (g/cm^3) após a substituição do fluido usando o modelo de densidade efetiva:

$$\rho_B = \phi \rho_{fl} + (1 - \phi) \rho_{matrix} \quad (4.14)$$

Diante disto, substituindo K_{sat} , μ e ρ_B (densidade da rocha saturada com o novo fluido), é possível fazer a previsão das velocidades V_p e V_s para a rocha saturada com o novo fluido:

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3} \mu}{\rho_B}} \quad (4.15)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_B}} \quad (4.16)$$

A variação da saturação de uma rocha implica diretamente na mudança de duas importantes propriedades físicas: densidade e incompressibilidade da rocha. As diferenças de densidade apresentadas por uma amostra seca, uma amostra completamente saturada e uma parcialmente saturada seca, promovem uma pequena diferença na velocidade de propagação das ondas sísmicas (levando-se em conta a diferença entre V_p e V_s nas suas formas de propagação). Obedecendo a equação de V_p em (3.9), com o aumento da densidade de rocha seca para uma rocha parcialmente saturada ocorre a diminuição da velocidade de propagação da onda. Entretanto, se houver a comparação de uma amostra parcialmente saturada ou seca com uma amostra totalmente saturada, observa-se o inverso. Mesmo com o aumento da densidade, ocorre o aumento da velocidade. Este fato deve-se à sobreposição do efeito da incompressibilidade da rocha sobre o efeito da densidade. A deformação gerada pela passagem da onda compressional resulta na variação do volume dos poros, causando crescimento de pressão no fluido. Assim, para uma saturação de 100%, esse crescimento de pressão causa o aumento da incompressibilidade da rocha, aumentando, assim, a velocidade.

Cabe ressaltar que a variação de V_s depende unicamente das mudanças da densidade da rocha saturada. Também, segundo a equação (4.15), V_p é função da densidade e do módulo *bulk* da rocha saturada, então o incremento no valor de K_{sat} aumentará o valor de V_p , enquanto que o incremento de ρ_B o diminuirá.

Um dos aspectos mais críticos no processo de substituição de fluidos é a necessidade do conhecimento dos padrões de saturação. As relações mencionadas acima são baseadas no pressuposto de que a saturação é homogênea. As variações estimadas nas respostas sísmicas devido à dinâmica do reservatório, mediante esta hipótese (saturação homogênea) pode ser muito diferente dos valores estimados quando o padrão de saturação é heterogêneo. Por esse motivo, o desconhecimento do padrão de saturação introduz incertezas na previsão de diversos atributos sísmicos (Mavko & Mukerji, 1998).

5 RELAÇÃO ENTRE PROPRIEDADES SÍSMICAS E PETROFÍSICAS

A análise da propagação de ondas sísmicas informa acerca dos tipos de rochas e fluidos em subsuperfície, por meio dos tempos de propagação das ondas, amplitude de reflexão e variações de fase. Desta forma, as propriedades sísmicas são afetadas de modo complexo devido a vários fatores, como pressão, temperatura, saturação, tipo de fluido, porosidade, entre outros. A variação de um destes fatores implica na mudança da propriedade sísmica respectiva. A tabela 5.1 mostra alguns fatores das propriedades das rochas, dos fluidos e ambientais que influenciam as propriedades sísmicas das rochas.

De acordo com Wang (2001), as rochas muito compactadas, consolidadas ou bastante cimentadas possuem maiores valores de propriedades sísmicas (velocidades compressional e cisalhante e impedâncias) por terem melhor contato e conectividade. O efeito da argila nas propriedades sísmicas depende da posição da partícula de argila na rocha. Estatisticamente, rochas com alto teor de argila possuem baixas velocidades e altas razões V_p/V_s . Características pertinentes a textura também afetam as propriedades sísmicas. Em geral, areias com tamanho grande de grão e pobremente selecionadas têm altas velocidades devido a pouca porosidade e por terem mais contato entre os grãos. Areias com grãos angulares possuem baixas propriedades sísmicas, mas altas razões V_p/V_s , comparadas com areias de formato esférico.

Quanto às propriedades dos fluidos, Wang (2001) relata que rochas com óleos mais viscosos e com óleos mais densos tendem a ter altas propriedades sísmicas. Rochas saturadas com óleos pesados mostram altas velocidades compressionais, enquanto que a de cisalhamento é pouco afetada. Já as rochas saturadas com fluidos na fase gasosa tem baixas velocidades compressionais e cisalhantes, além de baixas densidades, resultando em baixos índices de V_p/V_s . A presença de gás afeta as propriedades sísmicas consideravelmente quando sua saturação encontra-se acima de 5%. A saturação completa de uma rocha por um líquido eleva a velocidade compressional e diminui a cisalhante, resultando em um aumento de V_p/V_s . Estas relações são totalmente invertidas quando o fluido saturante é o gás.

Tabela 5.1: Fatores que influenciam as propriedades sísmicas das rochas sedimentares em ordem de importância. Fonte (Wang, 2001).

Propriedades da Rocha	Propriedades do Fluido	Ambiente
Compactação	Viscosidade	Frequência
História de consolidação	Densidade	História de tensões
Idade	Molhabilidade	Ambiente deposicional
Cimentação	Composição do fluido	Temperatura
Textura	Fase	Processos dentro do reservatório
Densidade	Tipo de fluido	Histórico de produção do reservatório
Conteúdo de argila	Razão gás-óleo, gás-água	Geometria do reservatório
Anisotropia	Saturação	
Fraturas		
Porosidade		
Litologia		
Forma dos poros		

O conhecimento da história de tensões de uma rocha auxilia no planejamento de medidas e na interpretação dos dados. Se as rochas estiverem sob grande estresse, o alívio de tensão pode provocar microfaturas, que reduzem as velocidades sísmicas. O estudo do alívio de tensão, induzido em laboratório, ajuda a reconstruir a história de tensões da rocha e indica suas direções preferenciais. Os ambientes deposicionais também afetam as propriedades sísmicas com suas variadas taxas de deposição e diferentes fontes geradoras de sedimentos. A variação de um fator dentro do reservatório implica na alteração de outros parâmetros, que afetam as propriedades sísmicas da rocha (Wang, 2001).

5.1 Parâmetros elásticos

Atributos elásticos, isoladamente, são de difícil interpretação, não tendo significado quantitativo do ponto de vista do conteúdo de hidrocarbonetos presente na rocha e de sua capacidade produtora. Modelos de física de rocha tornam-se elementos chave para a estimativa de propriedades petrofísicas, tais modelos relacionam os parâmetros petrofísicos com parâmetros elásticos.

Woods (1991) definiu uma série de parâmetros que são influenciados pelas constantes de compressão ou incompressibilidade e módulo de rigidez ou cisalhamento: porosidade, pressão de confinamento, histórico de tensão, idade geológica, tensão cisalhante, grau de saturação, temperatura e taxa de sobre-adensamento. De uma maneira

geral, as propriedades elásticas dependem desses parâmetros, já que os sedimentos são compostos de diferentes materiais. Na tabela 5.2 estão alguns exemplos de módulos elásticos relacionados à composição mineralógica das rochas.

Tabela 5.2: Módulo de compressão, módulo de cisalhamento e densidade de minerais formadores de rochas (modificada de Smith, et al.,2003).

Mineral	Módulo de compressão (GPa)	Módulo de cisalhamento (GPa)	Densidade (gm/c ³)
Quartzo	37	44	2,65
Feldspato*	37,5	15	2,62
Plagioclásio	75,6	25,6	2,63
Argilominerais**	Variável	Variável	Variável
Calcita	76,8	32	2,71
Dolomita	94,9	45	2,87
Anidrita	44,8	29,1	2,98
Pirita	147,4	135,5	4,93
Hematita	100,2	95,2	5,24

* Média entre as variedades de feldspatos.

** Amplamente variável de acordo com o tipo de argilomineral e propriedades a que estes estão submetidos.

O conteúdo mineralógico da rocha afeta a velocidade de uma forma direta através dos módulos de cisalhamento e compressão da matriz rochosa. A mineralogia indiretamente também controla a cimentação e a forma do poro. O tipo de cimento pode gerar um maior ou menor aumento na velocidade compressional. Cimentos carbonáticos e quartzosos originam velocidades mais elevadas que cimentos argilosos.

5.1.1 Coeficiente de Poisson

A razão de Poisson é um parâmetro muito utilizado na física de rochas, já que possui uma relação direta com a razão V_p/V_s (Fig.5.1). Este parâmetro elástico é adimensional e sensível à composição mineralógica, anisotropia, fraturas e à porosidade do meio (Domenico, 1984). A equação 5.1 mostra como a razão de Poisson pode ser descrita em função de V_p e V_s , onde $\sigma = 0$ corresponde a uma razão V_p/V_s de 1.41. Para um material fluido (sem rigidez), $\sigma = 0,5$ e razão V_p/V_s tendendo ao infinito (Castagna *et al.* 1993)

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \Leftrightarrow \sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right] \quad (5.1)$$

Onde σ = Razão de Poisson,

V_p = velocidade da onda primária,

V_s = velocidade da onda secundária.

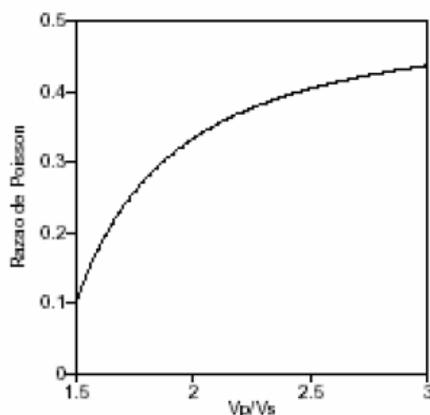


Figura 5.1: Relação entre a razão de Poisson e a razão V_p/V_s .

Os valores da razão de Poisson oscilam normalmente entre 0 e 0,5. O registro de valores negativos são normalmente oriundos de produtos sintéticos. Para as rochas, os valores da razão de Poisson estão em torno de 0,25. Dependendo da rigidez do material, pode variar de 0,05 em rochas duras a 0,45 em rochas moles, pouco consolidadas (Sheriff, 1985). Alguns valores podem ser visualizados na tabela 5.3.

As rochas em geral apresentam valor de σ baseado na composição mineralógica e na textura. Quartzo apresenta σ em torno de 0,077, enquanto minerais máficos, como a hornblenda e forsterita, mostram σ próximo a 0,287 e 0,240; respectivamente. As rochas com alto teor de quartzo penderão para σ mais baixo, como o granito com 0,237 e quartzito com 0,077. É relevante também o efeito de óxido de cálcio, que funciona inversamente ao conteúdo de sílica. No mineral calcita (CaCO_3) e em rochas anortosíticas (rochas plutônicas com mais de 90% de plagioclásio cálcico), os valores de σ são elevados, respectivamente iguais a 0,320 e 0,311. (Christensen, 1996).

Outra propriedade relacionada a σ é a anisotropia do meio, que pode ser causada por foliação metamórfica, orientação preferencial dos minerais e orientação preferencial de falhas e juntas. Normalmente, a direção de maior velocidade de propagação das ondas é paralela à direção de estruturação do meio. A pressão de poro diminui as V_p e V_s , entretanto, afeta muito mais a de cisalhamento. A velocidade das ondas cisalhantes sofre diminuição mais acentuada que a das ondas compressoriais na presença de fluido, gerando valores elevados de razão de Poisson. Normalmente, pressão de poro elevada está relacionada às camadas mais superficiais da crosta, nas quais poros, microfissuras e fraturas são abundantes.

Tabela 5.3: Valores de propriedades sísmicas calculadas em laboratório em ordem crescente de razão de Poisson que servem como parâmetro de comparação para identificação das rochas. Modificado de (Christensen, 1996, Pellerin e Christensen, 1998 e Castagna *et al.* 1993).

Rocha e Minerais	Densidade (g/cm ³)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs	Razão de Poisson (σ)
Quartzito ¹	2,652	5,963	4,035	1,478	0,077
Quartzo mica xisto ²	2,672	5,854	3,624	1,615	0,189
Quartzo fedspato gnaisse ²	2,769	5,983	3,656	1,636	0,201
Cataclasito félsico ²	2,313	4,607	2,731	1,686	0,229
Biotita granito ²	2,631	5,639	3,319	1,699	0,235
Granito-granodiorito ¹	2,652	6,246	3,669	1,702	0,237
Granito gnaisse ¹	2,643	6,010	3,501	1,716	0,243
Mica quartzo xisto ¹	2,624	6,267	3,526	1,777	0,268
Gabro ²	3,089	6,346	3,543	1,791	0,274
Anortosito ¹	2,730	6,978	3,653	1,910	0,311
Anortosito ²	2,666	6,435	3,435	1,878	0,302
Calcita	2,710	6,530	3,360	1,940	0,319
Dolomita	2,870	7,050	4,160	1,700	0,235
Halita	2,160	4,500	2,590	1,740	0,253
Muscovita	2,790	5,780	3,330	1,740	0,253
Quartzo	2,650	6,060	4,150	1,460	0,058
Anidrita	2,960	6,010	3,370	1,780	0,269

¹—experimentos de Christensen (1996) conduzidos a pressão de 200 MPa, aproximadamente 7 km.

²—experimentos de Pellegrin e Christensen (1998) conduzidos a pressão de 150 MPa, aproximadamente 5,25 km.

5.2 Velocidades sísmicas

Os atributos elásticos como velocidades compressoriais e cisalhantes e suas respectivas impedâncias caracterizam a resposta sísmica do meio geológico, e são fontes de informação valiosa para a caracterização de reservatórios.

À primeira vista, ondas cisalhantes parecem menos úteis que as ondas compressoriais para propósitos da indústria do petróleo. Devido ao fato de um material fluido não sofrer cisalhamento, o módulo de cisalhamento é insensível a alterações no mesmo (Castagna *et al.* 1993), resultando na propagação das ondas S somente em sólidos. Logo elas não podem ser geradas em levantamentos marinhos convencionais e são

insensíveis ao conteúdo fluido da rocha. Tem-se então que as únicas variações de V_s devido à mudança no fluido são devido às mudanças na densidade volumétrica do material.

As informações sobre velocidades compressoriais e de cisalhantes são importantes porque são necessárias para a conversão de tempo de propagação de ondas sísmicas em profundidade e por fornecerem uma indicação sobre sua litologia (Fig. 5.2) ou, em alguns casos, a natureza dos fluidos intersticiais nelas contidos. A combinação da onda cisalhante e da onda compressional tem o potencial de revelar mais sobre a subsuperfície do que qualquer tipo de onda isolada.

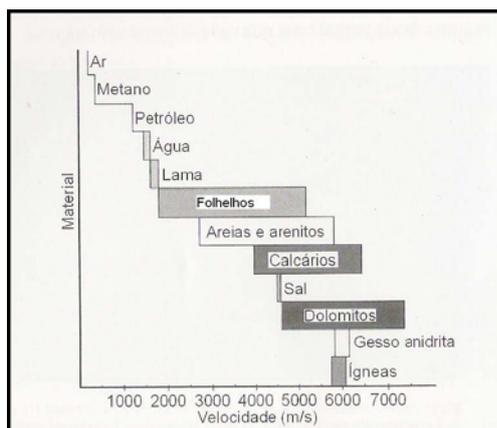


Figura 5.2: Distribuição de velocidades compressoriais para os principais tipos de materiais comumente encontrados pela indústria petrolífera. Adaptado de Sheriff, 1985.

5.2.1 Razão V_p/V_s

A razão V_p/V_s para qualquer material pode ser determinada apenas pelo valor da Razão de Poisson (σ) para aquele material e, uma vez que a razão de Poisson para rochas consolidadas é, caracteristicamente, cerca de 0,25, tem-se que $V_p \approx 1,7V_s$. Ainda que, saber a velocidade da onda P seja útil, ela é uma função de três propriedades da rocha independentes, sendo assim, um indicador ambíguo de litologia. Ao passo que o cálculo da razão V_p/V_s , sendo independente da densidade, pode ser usada para se obter a razão de Poisson, que é um indicador litológico mais diagnóstico. Para isto, tanto V_p quanto V_s devem ser obtidas nos levantamentos geofísicos.

Kearey et.al. (2009) detalha descobertas empíricas feitas através do estudo das velocidades.

- 1- A velocidade de onda compressiva aumenta com a pressão confinante;
- 2- Velocidades de arenitos e folhelhos mostram um aumento sistemático com a profundidade de soterramento e a idade, por causa dos efeitos combinados de compactação e cimentação progressivas.

- 3- Para uma ampla gama de rochas sedimentares, a velocidade das ondas compressivas está relacionada à densidade, logo as densidades de camadas inacessíveis podem ser preditas se suas velocidades forem conhecidas.
- 4- A presença de gás nas rochas sedimentares reduz os valores dos módulos elásticos, da razão de Poisson e da razão V_p/V_s . Razões V_p/V_s maiores que 2,0 são características de areia inconsolidada, enquanto que valores menores que este valor podem indicar tanto um arenito consolidado quanto uma areia inconsolidada saturada com gás.

Wang (2001), afirma que as rochas saturadas com fluidos na fase gasosa têm baixas velocidades compressivas e cisalhantes, além de baixas densidades, resultando em baixos índices de V_p/V_s . Dessa forma, tem-se que a razão V_p/V_s é um bom indicador direto da presença de hidrocarbonetos, principalmente de gás, além de também ter a capacidade de discriminar litologias. Essa razão tem uma variação conhecida para muitos tipos de rochas. Com isso, uma variação lateral da amplitude de reflexão da onda P ao longo de uma interface é mais indicativa de uma variação no fluido de saturação do que uma variação litológica se a amplitude da onda S é constante. Se a amplitude da onda S também muda, é mais provável que a variação signifique uma mudança nas propriedades das rochas. Castagna et al (1993) mostra alguns valores de velocidades e densidades para os principais minerais puros encontrados, já Pellerin e Christensen (2006), relacionam estas propriedades para as principais rochas, como pode ser visto na tabela 5.3.

De acordo com a tabela 5.3, observa-se que dentre as rochas reservatório, o dolomito possui o maior valor de V_p , seguido de calcários e arenitos. Essa ordem é inversa para V_s , por isso, essas rochas possuem razão V_p/V_s distintas, podendo essa informação ser utilizada para a diferenciação das mesmas.

Relações entre V_p e V_s são descritas por diversos modelos empíricos estudados até os dias de hoje. Basicamente as relações formuladas levam em consideração um tipo de rocha para realizar o ajuste entre as observações de V_p e de V_s nessa rocha.

Como exemplos, podem ser citadas as relações mais conhecidas, como a relação de Pickett (Castagna & Backus, 1993), que obtém um bom ajuste em calcários nas velocidades acima de 1,5 Km/s:

$$V_p = 1,9V_s \quad (5.2)$$

A relação conhecida como “*Mudrock line*” (Castagna et al., 1985) ajusta-se adequadamente em arenitos:

$$V_s = 0,8621V_p - 1,1724 \quad (5.3)$$

Já uma expressão adequada aos folhelhos é também apresentada por Castagna *et al.* (1985), da seguinte forma:

$$V_s = 0,76969V_p - 0,86735 \quad (5.4)$$

Para rochas calcáreas, a seguinte expressão foi apresentada por Castagna *et al.* (1993):

$$V_s = -0,550V_p^2 + 1,07677V_p - 1,03049 \quad (5.5)$$

Greenberg e Castagna (1992) introduziram uma relação para a estimativa de V_s a partir de V_p em rochas multiminerálicas e saturadas com água, baseado em regressões polinomiais de relações entre V_p e V_s :

$$V_s = \frac{1}{2} \left\{ \left[\sum_{i=1}^L f_i \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right] + \left[\sum_{i=1}^L f_i \left(\sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right)^{-1} \right]^{-1} \right\} \quad (5.6)$$

onde L é o número de minerais constituintes,
 f_i fração de volume do i -ésimo constituinte,
 a_{ij} os coeficientes de regressão empíricas,
 N_i a ordem do polinômio do i -ésimo constituinte,
 V_p e V_s as velocidades em Km/s.

Como na expressão acima os dados de entrada devem ser proveniente de uma rocha 100% saturada em água, em aplicações reais, para uma melhor estimativa de V_s , a expressão acima é combinada com a expressão (K^*), dada pela equação 5.6 (Gassman, 1951) que realiza a substituição de fluido.

5.2.2 Relação de Gardner ($V_p - \rho$)

Na teoria, velocidade nem sempre cresce junto com o aumento da densidade (Wang, 2001). A velocidade de uma rocha é mais dependente do módulo de compressão (K) e módulo de cisalhamento (μ) do que da densidade. Pode-se tomar como exemplo o caso da anidrita comparando-a com a dolomita. Anidritas possuem maior densidade total, porém uma menor velocidade do que dolomitas. A relação de Gardner (Gardner, 1974) relaciona velocidade com densidade, sendo expressa por:

$$\rho = aV_p^b \quad (5.7)$$

onde a e b são coeficientes que variam de acordo com a litologia (tabela 5.4) .

A relação de Gardner se ajusta a uma variedade de rochas, de diferentes velocidades e porosidades. Por isso, a relação de Gardner é limitada por dois fatores, primeiramente a relação costuma subestimar Vp em rochas reservatório saturadas em água, em segundo, superestimar Vp em argilas saturadas em água.

Tabela 5.4: Valores dos coeficientes para várias litologias retirados de Gardner (1974).

Litologia	a	b	Range de Vp (Km/s)
Folhelho	1,75	0,265	1,5 – 5,0
Arenito	1,66	0,261	1,5 – 6,0
Calcário	1,50	0,225	3,5 – 6,4
Dolomita	1,74	0,252	4,5 – 7,1
Anidrita	2,19	0,160	4,6 – 7,4

5.2.3 Relação de Wyllie's (Vp - ϕ)

A relação de Vp com a porosidade ϕ é equacionada por Wyllie et al. (1956), conhecida como "time-average equation" que pode ser expressa por:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{(1 - \phi)}{V_{p_{ma}}} + \frac{\phi}{V_f} \quad (5.8)$$

onde

Vp = Velocidade da onda P,

Vp_{ma} = Velocidade da onda P na matriz,

V_f = velocidade da onda P no fluido.

A equação 5.8 pode ser interpretada como a propagação da onda por uma fração do tempo na matriz e uma fração no fluido. Esta representação só é fisicamente válida para comprimentos de onda menores que o tamanho dos poros/grãos, embora seja uma forma conveniente para estimar porosidade a partir de perfis de velocidade. A equação 6.8 fornece bons resultados quando utilizada em rochas consolidadas e tende a fornecer resultados errôneos quando aplicada a zonas de gás, rochas pouco consolidadas, rochas sem argila ou com saturação de fluido de 100%.

Neste contexto, considerando as densidades da matriz e dos fluidos (ρ_m e ρ_f), a densidade total (ρ) de uma rocha pode ser relacionada por meio da equação:

$$\rho = \rho_f \phi + (1 - \phi) \rho_m \quad (5.9)$$

Com as equações 5.8 e 5.9 pode-se estimar o tipo de grãos da matriz e a porosidade de uma rocha simplesmente a partir da densidade e da velocidade das ondas P.

5.2.4 Relações de Han (V_p , V_s , porosidade e volume de argila)

Velocidade e impedância das rochas decrescem com aumento da porosidade. Tal relação, contudo só é válida estatisticamente, pois as propriedades sísmicas das rochas também são afetadas pelo formato dos poros. Rochas com baixas porosidades e poros achatados podem apresentar velocidades inferiores a rochas com alta porosidade e poros esféricos, devido a uma maior compressibilidade dos poros achatados em relação aos poros esféricos.

A sensibilidade à argila é muito forte nos atributos sísmicos. O efeito da argila depende mais da posição da partícula, do que do tipo de argila. Caso a argila faça parte da matriz da rocha e caso o tipo de argila seja mais incompressível que o quartzo, a velocidade crescerá. Caso a argila esteja preenchendo os poros da rocha, a não ser pela mudança de densidade, pouca será a influência nos atributos sísmicos. Um dos estudos mais detalhados das relações entre velocidade, porosidade e volume de argila foi realizado por Han et al. (1986) com amostras laboratoriais de 80 arenitos. A relação é formulada por:

$$V_p = a + a_1 \Phi + a_2 \phi \quad (5.10)$$

$$V_s = b + b_1 \Phi + b_2 \phi \quad (5.11)$$

onde, a e b são os coeficientes de regressão, proporcionais a pressão. A tabela 6.5 demonstra os coeficientes para arenitos saturados com água e com gás a 40 MPa.

Tabela 5.5: Valores dos coeficientes da relação de Han et al. (1986).

	Pressão (Mpa)	a	a1	a2	b	b1	b2
Saturado em água	40	5,90	-6,93	-2,18	-3,52	-4,91	-1,89
Saturado em gás	40	5,41	-6,35	-2,70	-3,37	-4,57	-1,83

6 SIMULAÇÃO DE SISMOGRAMA SINTÉTICO

A interpretação de reflexões sísmicas constitui um problema chave na exploração sísmica, uma vez que elas têm um comportamento bastante complexo, especialmente quando estão próximas a estruturas geológicas, como anticlinais, inconformidades, falhas, entre outros. Um método para obter o pleno entendimento deste complexo comportamento é estudar seções sísmicas sintéticas de modelos que contém típicas trapas petrolíferas, computadas com incidência normal, ou zero-offset.

Sismograma sintético é o registro sísmico teórico, construído a partir de um modelo geológico ou dados de poços, simulando a resposta sísmica de um pacote litológico para incidência normal (Fig. 6.1). Esta resposta é definida pela impedância acústica, da qual se calcula a função refletividade, utilizando a equação 6.2, em todas as interfaces das camadas geológicas.

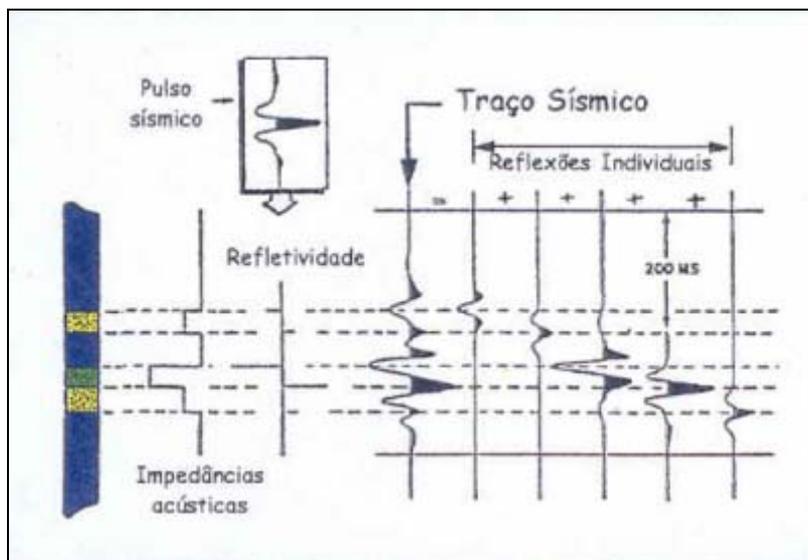


Figura 6.1: Exemplo ilustrativo de um sismograma sintético (Portugal, 2006).

A refletividade é o conceito físico fundamental para compreensão das informações sísmicas, onde cada coeficiente de reflexão pode ser avaliado como a resposta do sinal sísmico pela mudança na impedância acústica.

6.1 Coeficiente de reflexão

Os coeficientes de reflexão e transmissão da onda plana são obtidos pela partição de amplitudes sísmicas decorrente da incidência dessa onda sobre uma interface plana separando dois meios de parâmetros elásticos distintos, sendo a impedância o principal parâmetro físico atuante neste contexto. Os coeficientes de reflexão e transmissão governam as amplitudes do raio (trajetória que simula propagação de onda) quando este se

reflete ou se transmite através de uma interface com impedâncias diferentes (Fig. 6.2). Sendo assim, o coeficiente de reflexão (R) é a razão entre a amplitude (A_1) do raio refletido e a amplitude (A_0) do raio incidente.

$$R = A_1/A_0 \quad (6.1)$$

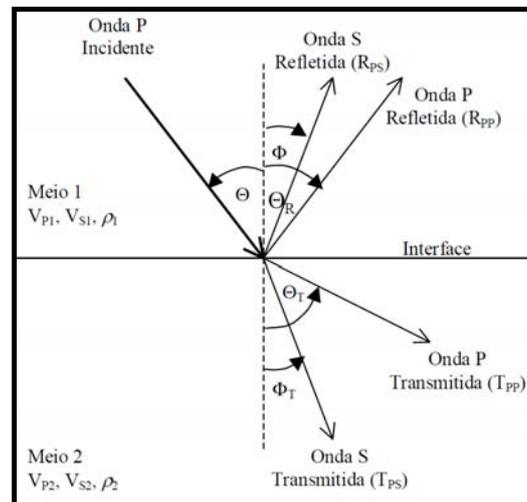


Figura 6.2: Reflexão e transmissão em uma interface de meios elásticos para uma onda P incidente.

Na figura 6.2, V_{p1} = velocidade da onda P no meio 1, V_{p2} = velocidade da onda P no meio 2, V_{s1} = velocidade da onda S no meio 1, V_{s2} = velocidade da onda S no meio 2, Θ = ângulo da onda P incidente, Θ_R = ângulo da onda P refletida, Θ_T = ângulo da onda P transmitida, Φ = ângulo da onda S refletida e Φ_T = ângulo da onda S transmitida. Pela figura 6.2, observa-se que ondas cisalhantes são refletidas sempre que ondas P incidem sobre uma interface sólida com o ângulo diferente de 0° e 90° . Dessa forma, não há a necessidade de fontes especiais para a sua utilização. As ondas S resultantes são chamadas de ondas convertidas e podem ocorrer como ondas refletidas e transmitidas. A reflexão na qual uma onda P se converte em uma onda S é chamada de reflexão PS, diferente da reflexão mais comum, chamada de PP.

Conforme Martins (2006), a equação geral que fornece o coeficiente de reflexão (R) para todos os ângulos de incidência (θ_i) é dada por:

$$R = A + B \sin^2 \theta_i + C \tan^2 \theta_i \sin \theta_i \quad (6.2)$$

Os coeficientes angulares de reflexão A , B e C contêm contrastes relativos de densidade e velocidades P e S, como mostrado abaixo:

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_p}{V_p} \right) \quad (6.3)$$

$$B = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \left(\frac{\bar{V}_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \right] \quad (6.4)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \quad (6.5)$$

Onde:

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1};$$

$$\Delta V_s = V_{s2} - V_{s1};$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1;$$

$$\bar{\rho} = (\rho_2 + \rho_1)/2;$$

$$\bar{V}_p = (V_{p2} + V_{p1})/2;$$

$$\bar{V}_s = (V_{s2} + V_{s1})/2.$$

As respostas sísmicas geradas neste trabalho foram feitas utilizando incidência normal ($\theta_i = 0$) (Fig. 6.3), logo a equação 6.1 reduz-se a:

$$R = A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_p}{V_p} \right) \quad (6.6)$$

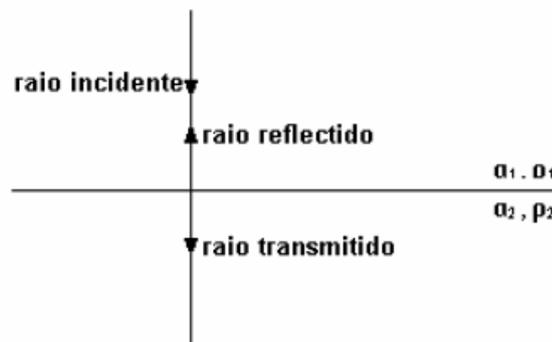


Figura 6.3: Raios refletidos e transmitidos resultantes da incidência normal de um raio em uma interface separando dois meios com impedâncias acústicas diferentes.

Desenvolvendo a equação 6.6, obtém-se:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad (6.7)$$

onde Z_1 é a impedância acústica da camada superior,
 Z_2 a impedância da camada inferior.

Na equação 6.2, o coeficiente de reflexão é obtido quando o deslocamento da partícula é medido com relação à direção de propagação da onda. Um deslocamento é positivo quando seu componente ao longo da interface tem a mesma fase, ou a mesma direção do componente do vetor da onda ao longo da interface. Para ondas compressoriais, isso significa que um deslocamento positivo é ao longo da direção de propagação. Desse modo, um coeficiente de reflexão positivo implica na compressão e a fase do sinal é a mesma do sinal original gerado pela fonte sísmica, um coeficiente de reflexão negativo implica na inversão de fase (Mavko et al., 1998). Dessa forma, o coeficiente de reflexão varia ($-1 \leq R \leq +1$), podendo ser positivo ou negativo, caso a camada subjacente possuir maior ou menor velocidade, respectivamente.

O coeficiente de transmissão (T) é a razão entre a amplitude (A2) do raio transmitido e a amplitude (A0) do raio incidente.

$$T = A_2/A_0 \quad (6.8)$$

Ou, considerando as equações de Zoeppritz:

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6.9)$$

Se $R = 0$, toda energia incidente é transmitida, pois $R+T=1$. Isto ocorre quando não há nenhum contraste de impedância acústica em uma interface. Por outro lado, se $R = -1$ ou $+1$, então, toda a energia incidente é refletida. Para $R = -1$ há uma mudança de fase de π (180°) no raio refletido.

Por meio do uso de uma relação empírica entre velocidade e densidade é possível estimar o coeficiente de reflexão com base somente nas velocidades dos dois meios relativos à interface (Gardner et al, 1974):

$$R = 0,625 \ln \frac{V_1}{V_2} \quad (6.10)$$

A velocidade é usualmente mais relevante do que a densidade no controle da impedância acústica. Por exemplo, a variação da porosidade ou do fluido de preenchimento (ex: gás em um arenito) afeta mais intensamente a velocidade de propagação do que a densidade do mesmo meio.

É possível inferir o contraste na impedância acústica em uma interface pela amplitude da reflexão registrada. Quanto maior a amplitude, maior a reflexão e maior o contraste de impedância acústica. Inversamente, quanto menor o contraste em uma interface, maior é a proporção de energia transmitida através da interface. A variação dos coeficientes de reflexão com o ângulo de incidência, e conseqüentemente com o afastamento, fornece a variação da refletividade.

Ruijtenberg et al. (1992) afirmam que a amplitude das reflexões sísmicas pode ser alterada por três fatores principais de natureza geológica: mudanças nas propriedades da rocha capeadora (densidade, velocidade, litologia etc.); mudança nas propriedades do reservatório causadas por variações na porosidade, mineralogia ou tipo de fluido; mudança na geometria das interfaces (fraturamentos, falhamentos e variações no mergulho). Como as propriedades das rochas capeadoras geralmente são constantes por grandes áreas, as mudanças locais na amplitude são freqüentemente relacionadas às mudanças internas no reservatório e/ou na geometria dos mesmos.

6.2 Convolução

O traço sísmico pode ser visto como resultado da convolução (representada pelo símbolo *) da assinatura da fonte (w), que é uma função suavizadora no tempo, com uma série temporal conhecida como função refletividade (r), composta de uma série de impulsos somados a ruídos aleatórios (e). Cada impulso tem uma amplitude relacionada com o coeficiente de reflexão de uma interface, obtida pela equação 6.7, e um tempo de percurso equivalente ao tempo duplo de reflexão para aquela interface. Essa série temporal representa a resposta impulsiva do terreno estratificado. Como o pulso tem um comprimento finito, as reflexões individuais a partir das interfaces pouco espaçadas aparecem, no sismograma resultante, sobrepostas no tempo.

Assim, a equação do traço sísmico é expressa por:

$$S(t) = w(t) * r(t) + e(t) \quad (6.11)$$

A figura 6.4, exemplifica diferentes sismogramas sintéticos obtidos pela convolução da *wavelet* com vários tipos de funções de refletividade, livres de ruídos aleatórios.

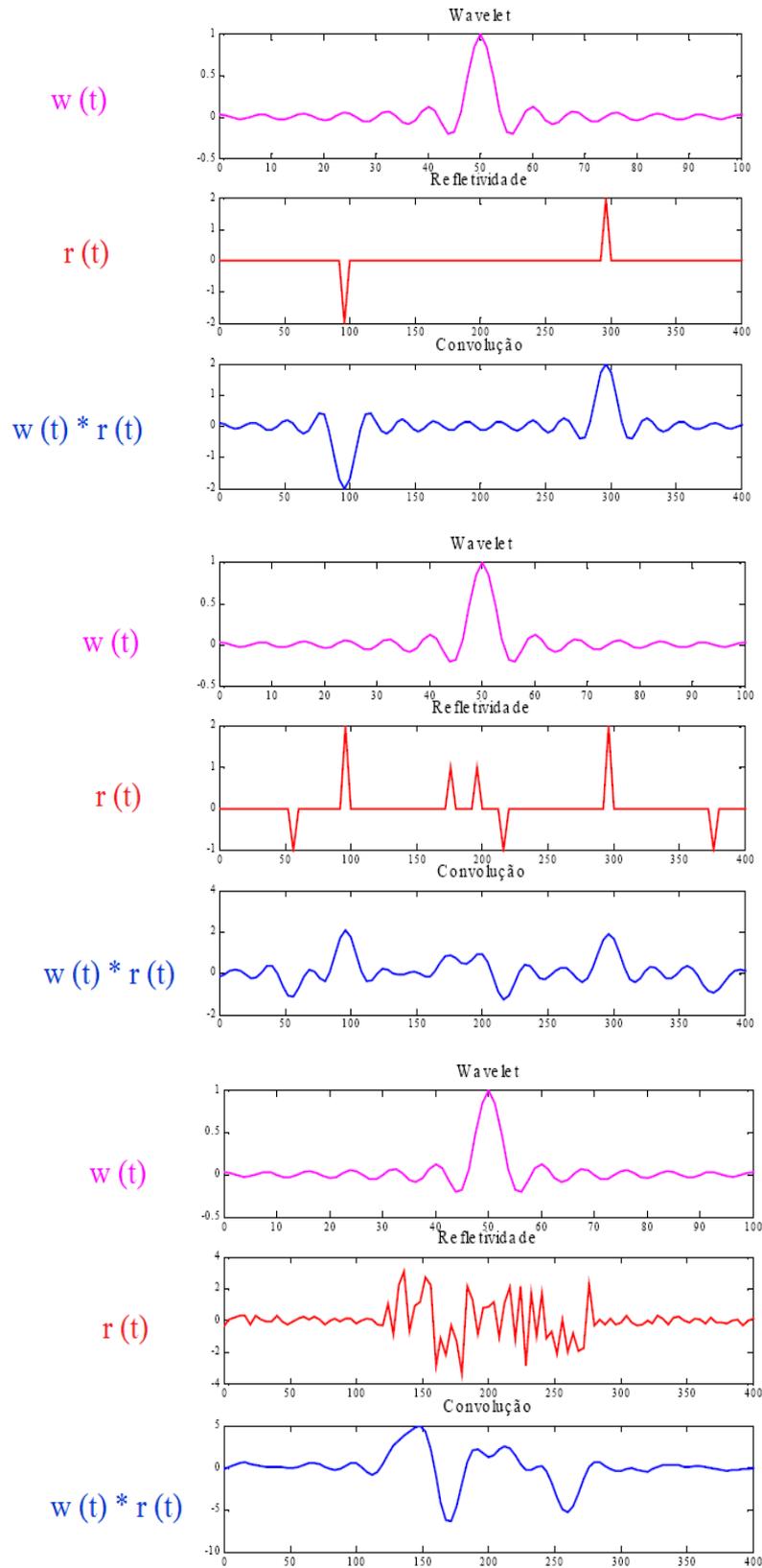


Figura 6.4: Exemplos de sismogramas. Adaptado de Portugal, 2006.

6.3 Resolução

O conceito de resolução é muito importante para entender como a sísmica pode contribuir no processo de caracterização de reservatórios, definidos como delgados e heterogêneos, muito presentes nas bacias petrolíferas brasileiras.

Resolução é a capacidade de separar dois eventos que estão muito próximos, distinguir entre o topo e a base de uma camada, por exemplo. A resolução sísmica se torna especialmente importante no mapeamento de pequenas feições estruturais, como por exemplo, pequenas falhas selantes, e no delineamento de feições estruturais finas, que podem ter limitada extensão lateral (Yilmaz, 1987). Já Sheriff (1986) afirma que a resolução sísmica pode ser entendida como o grau de detalhe estratigráfico que pode ser extraído a partir do dado sísmico, ou seja, é a capacidade de afirmar que mais do que uma única feição está contribuindo para o efeito observado.

A relação entre comprimento de onda (λ), freqüência (f) e velocidade (V) é:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (6.12)$$

A velocidade sísmica, em geral, aumenta com a profundidade devido ao fato de as rochas serem mais compactadas. De acordo com a equação 6.12, pode-se inferir que um decréscimo no comprimento de onda ou um aumento na freqüência aumentará a resolução espacial dos dados. As altas freqüências são mais atenuadas do que as baixas durante a propagação da onda na Terra, devido à atenuação elástica do sinal sísmico pelas camadas sobrejacentes aos reservatórios. Isto significa que a resolução decresce com o aumento da profundidade, pois quanto mais profundo o alvo, ou maior a distância percorrida pela onda sísmica, maior é a absorção das altas freqüências. Assim, na sísmica de superfície em geral, as camadas mais rasas são mais facilmente identificadas do que as mais profundas. De forma prática, tem-se que quanto maior a freqüência, maior a resolução em detrimento da profundidade. Inversamente, menor freqüência, menor resolução, maior profundidade.

Na sísmica são consideradas a resolução vertical e a resolução lateral. Esta última, também chamada de resolução horizontal, se refere a quão perto dois pontos refletores podem estar situados horizontalmente, e ainda assim serem reconhecidos como dois pontos separados em vez de um. Quando se trata de resolução vertical, seu limite é definido como a separação mínima que duas interfaces podem ter e ainda continuarem sendo distinguíveis. De acordo com o critério de Rayleigh, este limite é dado por:

$$R = \frac{\lambda}{4} \quad (6.13)$$

Onde R é o limite da resolução sísmica vertical,

λ é o comprimento de onda dominante.

É aceitável que a resolução vertical normalmente seja um quarto do comprimento dominante da onda, sendo o topo e a base do reservatório distinguível a partir deste valor. Apesar disso, essa definição é subjetiva e depende do nível de ruído no trabalho. A tabela 6.1 relaciona alguns valores de resolução à velocidade e à frequência.

Tabela 6.1 Valores de resolução vertical obtidos a partir de algumas velocidades e frequências (Portugal, 2006).

$\lambda/4 = V/4F$		
V (m/s)	F (Hz)	$\lambda/4$ (m)
2000	50	10
3000	40	18
4000	30	33
5000	20	62

A partir desse limite os pulsos interferem entre si e não são mais identificados separadamente. Para análises visuais de sismogramas são definidos dois critérios para estabelecer o limite que define a resolução vertical (Fig. 6.5). O primeiro e menos otimista é o critério de Rayleigh. Esse critério estabelece que o limite para a identificação de dois pulsos próximos acontece quando ainda é possível reconhecer seus dois picos. Já o critério de Ricker determina que é possível identificar dois pulsos que se interferem até que exista uma derivada nula no topo do pulso, ou seja, até quando não se observa um pico bem formado. Esse critério torna menor o limite para a identificação de uma camada, entretanto sua análise pode ser mais difícil se houver limitações para a visualização dos pulsos.

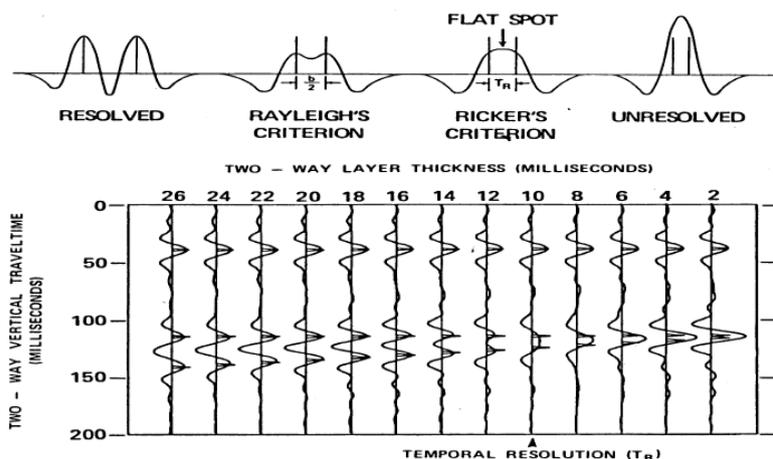


Figura 6.5: Esquema ilustrando o problema da resolução. Adaptado de Portugal, 2006.

Entretanto, há vários casos em que as ondas compressoriais não são adequadas em um levantamento de dados convencional. Gás, por exemplo, mesmo em pequenas

quantidades, gera perturbações na transmissão das ondas P e omite estruturas na interpretação dos dados. Outros exemplos citados por Borçoi (2006) são:

1. Reservatórios que não apresentam suficiente contraste de impedância ao *overburden* (material de soterramento acima da área em questão), que não geram reflexões da onda P suficientemente fortes para gerar uma visualização interpretável;
2. Áreas de *overburden* com alta impedância, como sal e rochas vulcânicas, que dificultam o imageamento, pois pouca energia da onda P retorna à superfície;
3. Ondas que reverberam na lâmina de água ou múltiplas na interface terra-mar, que podem distorcer o imageamento sísmico.

Em muitos casos, as ondas P apenas identificam o alvo, não delineando sua extensão. Este problema é comum com trapas estratigráficas, onde há o *pinch out* (afinamento lateral) do reservatório. As ondas compressoriais podem até detectar a variação lateral das propriedades do reservatório, mas são incapazes de distinguir entre variações litológicas e mudança no fluido de saturação ou pressão.

A figura 6.6 mostra o poder de resolução de acordo com a ferramenta geofísica utilizada nos levantamentos.

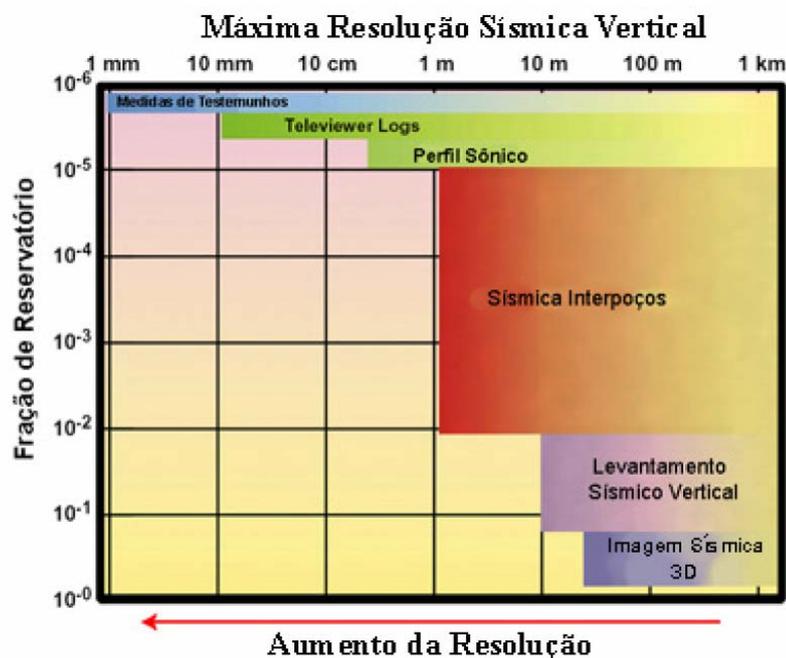


Figura 6.6: Máxima resolução sísmica vertical e fração de reservatório pra diversos métodos de mapeamento. (Portugal, 2006).

Um passo ideal para o aumento da resolução vertical é a deconvolução. Essa técnica tem como entrada o traço sísmico e retorna os valores das amplitudes como picos, comprimindo a assinatura da fonte e aumentando a energia de altas frequências a fim de otimizar a resolução.

7 PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇO

A perfilagem de poço é definida como um registro das características da formação litológica, enquanto é percorrida por uma ferramenta de medida em um poço, obtendo-se medidas contínuas de diferentes propriedades das formações. A partir da interpretação dos perfis pode-se identificar zonas produtivas, distinguir óleo, gás ou água em um reservatório, e estimar a reserva de hidrocarbonetos, além de suas utilizações mais tradicionais na exploração, como correlação entre zonas, auxílio na confecção de mapas e calibração sísmica.

Para a realização deste estudo foram considerados os perfis de Raios Gama, Densidade, Neutrônico, Sônico e Resistividade, dentre os principais perfis geofísicos. A primeira ferramenta detecta a radioatividade total da rocha, sendo utilizado na identificação de reservatórios e não-reservatórios e no cálculo do teor de argilosidade. O perfil de Densidade permite a determinação da densidade das rochas, a identificação de zonas de gás e, sobretudo, o cálculo da porosidade. O Neutrônico indica a porosidade da rocha. O perfil Sônico possibilita a mensuração do grau de compactação das rochas, o conhecimento das constantes elásticas e correlação poços. A última ferramenta fornece a resistividade encontrada na rocha, sendo um importante indicador dos tipos de fluidos presentes nos poros da rocha.

7.1 Perfil de Raios Gama (RG ou GR)

O estudo da matriz da rocha sempre foi um desafio para geólogos e geofísicos de petróleo. Métodos elétricos, embora tradicionalmente utilizados para obter informações sobre fluidos em rochas, não são apropriados para a determinação de propriedades da matriz. Portanto, outros métodos são utilizados para o estudo do arcaibouço de uma rocha, como, por exemplo, métodos nucleares. A radioatividade é o decaimento espontâneo de um núcleo atômico instável acompanhado pela emissão de radiação (α , β e γ). As partículas gama (γ) são pacotes de radiação eletromagnéticas referidas também como *fótons*. A unidade escolhida foi o *elétron-volt* (ev), a qual é equivalente a energia cinética adquirida por um elétron acelerado através de um potencial elétrico de 1 volt. As partículas α e β rapidamente perdem energia para elétrons durante a sua passagem através de qualquer meio material. Isto quer dizer que estas partículas possuem baixo poder penetrativo, não tendo importância vital para a perfilagem geofísica de poços. Já as partículas γ são extremamente penetrativas, o que as torna grande alvo de estudo da perfilagem geofísica de poços.

A probabilidade de uma interação acontecer irá depender do número atômico do material e da energia do raio gama. De acordo com Nery (1990), a compreensão do perfil de raios gama requer a consideração de três tipos fundamentais de interações. O Efeito Fotoelétrico resulta da interação elástica de fótons de menor energia (10 Kev) com elétrons orbitais, cedendo toda sua energia e desaparecendo do meio, enquanto que o elétron se transforma em um fotoelétron livre. Já o Efeito Compton envolve interações inelásticas de fótons de média energia (maior que 10 Kev e menor que 1,02 Mev) e elétrons orbitais. O fóton incidente ejeta o elétron de sua órbita, cede ao mesmo parte de sua energia e desvia-se em sua trajetória. Esta interação é de vital importância para o estudo da perfilagem geofísica de poços já que é utilizada como uma técnica de medição envolvendo detectores. Por fim, o terceiro tipo de interação a considerar é o Efeito de Produção de Pares. Nesta reação o fóton incidente (energia maior que 1,02 Mev) interage diretamente com o núcleo dos átomos e sua energia se converte em um par de elétrons, um positivo (pósitron), que reage com qualquer outro elétron e um negativo (négatron), que se torna um elétron livre.

É relevante o fato de que os raios gama naturais, por possuírem níveis energéticos da ordem de 1,4 a 2,6 Mev, interagem basicamente com a matéria por meio de colisões tipo Efeito Compton, onde cada colisão proporciona perdas de energia sucessivas até que seja atingido um valor em que os raios gama se tornem passíveis de serem absorvidos por um detector de radiação pelo Efeito Fotoelétrico, ocasionando expulsão de elétrons dos átomos absorvedores e uma conseqüente corrente elétrica finita, capaz de ser mensurada.

Urânio²³⁵, Tório²³² e Potássio⁴⁰ são fontes naturais de raios gama quando sofrem decaimentos radioativos. A predominância destes elementos na radioatividade natural das rochas se deve a grandeza de suas meias-vidas, aproximadamente $4,5 \times 10^9$ anos. Cada elemento filho das três séries radioativas naturais emite raios gama, distintos em número e nível de energia, caracterizando-os qualitativa e quantitativamente.

O perfil GR pode ser obtido utilizando ferramentas como a Câmara de Ionização, o Tubo Geiger-Müller ou o Cintilômetro. Atualmente é mais comum o uso desta última, a qual baseia-se no fato de que os fótons geram centelhas de luz ao atingirem certos tipos de cristais. Para tanto, o detector é composto por um cristal, geralmente de fósforo com iodeto de sódio (NaI) ativado por tálio, o qual é acoplado a um tubo fotomultiplicador, que amplifica eletronicamente a corrente elétrica em um milhão de vezes (Fig.7.1). A sensibilidade dos detectores por cintilação é função da forma e do tamanho do cristal. Por outro lado, a intensidade da cintilação emitida pelo cristal é diretamente proporcional à energia do fóton que o atingiu. A altura de cada pulso registrado é proporcional a intensidade da energia captada o que permite a identificação das fontes dos diferentes tipos de radiação (K^{40} (1,46 MeV), U^{235} (1,76 MeV) ou Th^{232} (2,62 MeV)). Os cintilômetros são mais eficientes que os detectores a gás porque possui uma maior massa de material (por unidade de volume)

sensível à radiação, além de ter um bom rendimento (50% a 60%) em relação aos demais detectores, o que resulta em um perfil com um máximo de detalhe e uma maior precisão nas leituras (Nery, 1990).

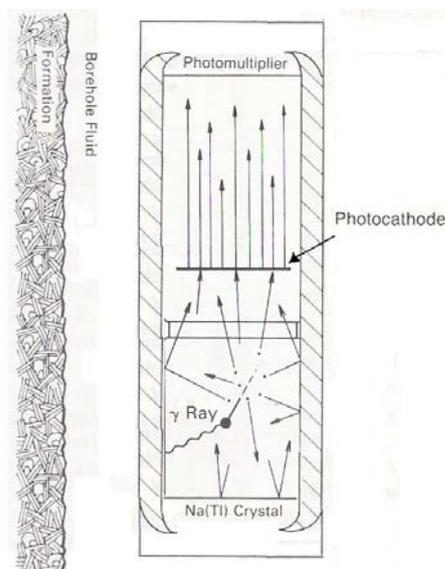


Figura 7.1: O percurso de uma partícula de raio gama a qual é emitida da litologia em estudo e detectada por um dispositivo de NaI em um furo de poço.

Qualquer elemento radioativo natural ocorre originalmente nas rochas ígneas, os quais, durante os processos de intemperismo e erosão, são espalhados dentro das rochas sedimentares e na água do mar. A maior ou menor concentração desses elementos preferenciais depende de vários fatores, dentre eles: a natureza em si dos fragmentos e a presença de organismos vivos nas águas em que ocorreu a deposição.

Após os evaporitos potássicos, as argilas e/ou folhelhos são os elementos mais naturalmente radioativos entre as rochas sedimentares, em parte pela presença do K^{40} e devido à habilidade em reter íons metálicos, entre eles Urânio e o Tório. Isto ocorre porque os folhelhos são ricos em matéria orgânica, que concentram elementos radioativos, possuindo grande capacidade de realizar trocas iônicas com as soluções intersticiais do meio ambiente onde foram depositados. A radiação emitida pelo K^{40} , geralmente é da ordem de 20% do total registrado (Nery, 1990). Considerando as rochas sedimentares importantes para a acumulação de hidrocarbonetos - calcários, dolomitos e arenitos - a presença ou não de elementos radioativos depende bastante de sua origem deposicional e possíveis contaminações. Os carbonatos, por resultarem de desenvolvimento de matéria esquelética da vida marinha, apresentam radioatividade muito baixa. Já os dolomitos, por terem sido mineralizados através de águas percolantes, com possibilidade de contaminação por radioelementos, apresentam uma radioatividade um pouco maior que a dos calcários. Os arenitos por terem mais chances de se contaminarem com argila são, das três rochas reservatórios principais, as que apresentam a mais alta radioatividade.

A partir deste perfil é possível calcular o teor de argila ou a argilosidade de determinado pacote sedimentar, através da equação:

$$IGR = \frac{GR_p - GR_{\min}}{GR_{\max} - GR_{\min}} \quad (7.1)$$

A partir das leituras mínima e máxima no perfil de raios gama (GR_{\min} e GR_{\max}) respectivamente, calculamos o índice de raios gama (IGR), onde GR_p é a medida de raio gama no perfil, em unidades API. A determinação de IGR é o primeiro passo para estimativa da argilosidade V_{clay} . Os modelos empíricos na interpretação do perfil GR dependem da idade dos sedimentos. Para rochas clásticas terciárias (arenitos não consolidados), usa-se:

$$V_{clay} = 0,083 \cdot (2^{3,70IGR} - 1) \quad (7.2)$$

Em rochas sedimentares Mesozóicas (arenitos consolidados), a relação mais apropriada para argilosidade é:

$$V_{clay} = 0,33 \cdot (2^{2,0IGR} - 1) \quad (7.3)$$

Ambas as equações são devidas a Larionov (1969).

Considerando sedimentos recentes, podemos adotar a relação de Clavier et al. (1977)

$$V_{clay} = 1,70 - \sqrt{3,38 - (IGR + 0,70)^2} \quad (7.4)$$

Diante do exposto, o perfil de Raios Gama permite distinguir os folhelhos e/ou argilas dos demais tipos litológicos, logo pode-se utilizá-lo com um indicador do teor de folhelho ou argilosidade das rochas. A principal vantagem desse perfil reside no fato de ser possível a sua realização por dentro de tubulações (poços revestidos), tornando-se muito útil em trabalhos de completação e restauração dos poços.

7.2 Perfil Sônico (DT)

A presença de fluidos no arcaço poroso de uma rocha reservatório conduz a uma modificação das propriedades elásticas, afetando as medidas realizadas na perfilagem acústica. O perfil sônico (DT = *delay time*) mede um intervalo de trânsito (Δt) de uma onda sonora compressional viajando através do comprimento de um pé ($1ft = 0,3048 m$) de formação rochosa.

A ferramenta de medição usa um transmissor de frequência constante, ultra-sônica baixa, e dois receptores. Os transmissores e os receptores consistem de transdutores feitos de cristais, cerâmica ou bobinas magnéticas. Eles têm a função de produzir uma deformação mecânica em resposta a um sinal elétrico (caso seja um transmissor), ou produzir um sinal elétrico quando ele se deforma (caso seja um receptor). Um impulso sonoro emitido pelo transmissor propaga-se nas camadas até ativar dois receptores

posicionados em distâncias fixas e predeterminadas. O equipamento mede a diferença do tempo gasto pelo som (tempo de trânsito ou vagarosidade) entre os dois receptores, ou seja, o inverso da velocidade de propagação entre os mesmos. A figura 7.2 mostra a trajetória do impulso sonoro que sai do transmissor T, percorre *a-b-c* até atingir o receptor R_1 e *a-b-d-e* até atingir o receptor R_2 . Os tempos calculados representam o diferencial de tempo (Δt) final percorrido na distância R_1 - R_2 ou no trecho "d".

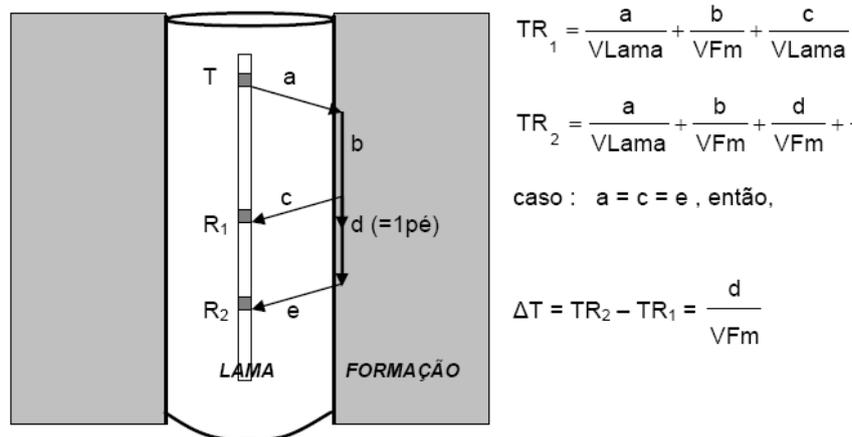


Figura 7.2: Esquema da aquisição do tempo de trânsito de uma ferramenta com 1T e 2Rs. Modificado de Nery, 1990.

Esta ferramenta, desde que centralizada ($a=c=e$), dentro de um poço preenchido por uma lama de velocidade $VLama$, circundado por uma formação de velocidade VFm registrará, de acordo com o princípio de Fermat, o menor tempo gasto pela onda para percorrer a distância fixa entre os dois receptores, dividido pela velocidade da formação. Para minimizar os efeitos de desmoronamentos e/ou rugosidades que possam afetar a centralização ($a=c=e$), as ferramentas são constituídas de 2 Transmissores, um superior e outro inferior, e 4 Receptores, que operam alternadamente na obtenção de 4 tempos e, por conseguinte, 2 Δt s, cuja média aritmética é o valor registrado.

Sabendo que, a velocidade do som varia segundo o meio em que suas ondas se propagam, tem-se que ela é mais rápida nos sólidos que nos líquidos e gases. Assim, velocidade de propagação maior significa tempo menor. Considerando duas rochas semelhantes, a que contiver mais fluidos dentro de seus poros (maior porosidade) mostrará um tempo de trânsito maior do que uma com menos fluidos (menor porosidade). Conseqüentemente, o perfil sônico mostra uma relação direta entre o tempo de propagação do som e a porosidade das rochas, conforme estudado por Wyllie (1956). Eventualmente, tempos elevados podem representar fraturas, qualidade da cimentação, desmoronamentos ou presença de gás no poço.

A porosidade total (ϕ_t) de um reservatório pode ser calculada através da equação do tempo médio de Wyllie (1956), que assume que o volume de argila é zero e o índice de

saturação da água é 1, nada mais é do que uma aplicação direta da regra das misturas, na forma:

$$\Delta t = \phi t \cdot \Delta t_f + (1 - \phi t) \Delta t_m \quad (7.5)$$

Assim a porosidade é expressa como:

$$\phi t = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (7.6)$$

onde os subscritos *ma* e *f* significam, respectivamente, matriz e fluido e Δt o tempo de trânsito medido no perfil. Atualmente, em função dos cálculos mais realistas das porosidades fornecidas pelos perfis radiativos (densidade e neutrônicos), o sônico está retomando as suas origens na indústria do petróleo, como suporte à sísmica. Este perfil aliado ao perfil de Densidades possibilita a geração de sismogramas sintéticos.

Nas rochas, a velocidade de propagação das ondas sísmicas depende principalmente da composição da matriz, do volume poroso e do formato dos poros, entre outras propriedades do meio. Geralmente, a unidade usada para o tempo de trânsito é o $\mu\text{s}/\text{ft}$ e a velocidade é expressa em ft/s , porém realizamos a conversão destas medidas para $\mu\text{s}/\text{m}$ e m/s , respectivamente para facilitar o entendimento. Na tabela 7.1 estão listadas as velocidades sônicas (*V*) e o tempo de trânsito (Δt) de alguns tipos de rochas e fluidos.

Tabela 7.1 - Velocidades de rochas e fluidos e seus tempos de trânsito. (Nery, 1990)

Formações e Fluidos	<i>V</i> (m/s)	Δt ($\mu\text{s}/\text{m}$)
Arenitos	5490 – 5950	182 – 167
Calcáreos	6400 – 7010	156 – 142
Dolomitos	7010 – 7920	142 – 126
Anidritas	6090	164
Halitas	4570	218
Argilas	1820 – 4870	547 – 205
Água	1520 – 1610	656 – 620
Petróleo	1310	761
Gás	480	1968

O tempo registrado pelo perfil sônico (Δt) é afetado pelo tempo de trânsito dos fluidos (Δt_f). O tempo de trânsito na água é da ordem de 620, para águas salgadas ou 656 $\mu\text{s}/\text{m}$, água doce. A análise da tabela 7.1 indica que camadas portadoras de hidrocarbonetos têm um ligeiro (óleo) ou exagerado (gás) aumento no Δt , em função da diferença de tempos de trânsito entre seus diversos fluidos. Em outras palavras, observa-se um retardamento no

tempo total de propagação de uma onda sonora em camadas contendo uma mistura de óleo e água, quando comparados àquelas contendo apenas água.

É conveniente lembrar que o uso de frequências diferentes entre os métodos sísmicos de poço e de superfície, resulta em algumas diferenças na estimativa de velocidade e interpretativas entre ambos. Enquanto no Sônico a frequência, geralmente, é de 20 KHz, na sísmica é da ordem de 50 Hz. Deste modo, a resolução vertical do sônico é muito maior (melhor definição de camadas finas) que a da sísmica, que identifica pacotes de rocha. Por outro lado a profundidade de investigação do sônico compensado é bastante superficial, da ordem de 3λ . Outra função importante do perfil sônico é a calibração poço-sísmica. A calibração é necessária para que a interpretação sísmica seja feita de forma coerente com os dados de poços.

7.3 Perfil de Densidades (RhoB)

O perfil de densidade consiste em um registro contínuo das variações das massas específicas (densidade) das formações atravessadas por um poço. Nos casos de rochas reservatório (permo-porosa), a medição realizada pelo perfil inclui tanto a densidade da matriz da rocha, quanto a dos fluidos contidos no espaço poroso.

A fonte de raios gama normalmente utilizada em perfis de densidade é o Cs^{137} , o qual emite raios gama a 662 KeV, bem abaixo do limite para a Produção em Pares, logo o Efeito Compton é a interação preferencial entre os raios gama e as rochas. Além disto, o detector deve ser blindado para evitar o efeito fotoelétrico. Outros aparelhos usam o Co^{60} , que emite raios gama a 1332 e 1173 KeV. A primeira geração da ferramenta de densidade era constituída de uma fonte de raio gama e um único detector de radiação (cintilômetros de NaI). Contudo, para compensar a constante interferência do filtrado de lama e do reboco, a segunda geração de ferramentas incorporou dois detectores de radiação em um mandril para captar a radiação espalhada pela rocha. A ferramenta é mantida em contato com a parede do poço por um braço hidráulico, que tem também como função fazer a leitura do diâmetro do poço, que auxiliará nas correções da densidade. Para minimizar a influência do fluido de perfuração existe na ferramenta um artefato que o retira, permitindo o contato direto da ferramenta com a formação. Quando ocorre de ainda haver lama entre a ferramenta e a formação, é necessário fazer-se correção para retirar esse efeito. Os raios gama, que são captados pelos detectores após sofrerem a dispersão, são indicadores da densidade da formação. Como o número de colisões está relacionado diretamente ao número de elétrons da formação, a resposta da ferramenta é dada pela densidade de elétrons da rocha (número de elétrons por centímetro cúbico). A densidade de elétrons da formação está relacionada com a densidade da rocha, que por sua vez depende da

densidade da matriz da rocha, da porosidade e da densidade dos fluidos presentes nos poros. De forma geral, quanto mais densa for a rocha menor a intensidade da radiação no detector, e vice-versa.

A estimativa de porosidade em um reservatório utiliza a relação de balanço de massas, na qual a densidade total de uma zona é a soma das densidades dos materiais desta zona, multiplicado por suas respectivas proporções volumétricas (Doveton, 1986). Para uma formação sem argilosidade, a equação apropriada é escrita na forma:

$$\rho_b = \phi_t \cdot \rho_f + (1 - \phi_t) \cdot \rho_{ma} \quad (7.7)$$

ou

$$\phi_D = \frac{\rho_b - \rho_{ma}}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (7.8)$$

onde ρ_f representa a densidade do fluido contido na rocha porosa, ρ_{ma} é a densidade média da matriz da rocha e ϕ_t denota porosidade total. A utilização da equação (7.7) implica no prévio conhecimento da densidade média da matriz da rocha. Para litologias encontradas em bacias sedimentares, a densidade da matriz da rocha (ρ_m) é da ordem de 2,65 (se for arenito); 2,71 (se calcário) e 2,87 g/cm³ (se dolomito). Por sua vez ρ_f corresponde a densidade do fluido da zona de investigação, filtrado ($\rho_{mf} = 1,00$ g/cm³, doce ou $\rho_{mf} = 1,10$ g/cm³, salgado). A razão de se usar o fluido da zona lavada reside na pequena investigação da ferramenta.

Quando se avalia reservatórios do tipo arenito argiloso, deve-se fazer uma correção da influência da argila na determinação da porosidade efetiva, através da incorporação da contribuição da argila na equação básica, como:

$$\rho_b = \phi_D \cdot \rho_f + (1 - \phi_D - V_{sh}) \rho_{ma} + V_{sh} \cdot \rho_{sh} \quad (7.9)$$

onde:

ρ_{sh} = densidade do folhelho sotoposto ao reservatório.

V_{sh} = proporção volumétrica de argila.

O valor de ρ_b no perfil corresponde à soma de todas as partes que compõem a formação, isto é, é uma função da matriz, porosidade e densidade dos fluidos presentes nos poros. Este perfil é muito utilizado para a determinação de minerais evaporíticos, zonas de gás, determinar a densidade de hidrocarbonetos e avaliar reservatórios areno-argilosos e litologias mais complexas.

7.4 Perfil Neutrônico (PhiN)

O perfil neutrônico é utilizado para determinar a presença de gás, teor de argila e as porosidades das formações. Na ferramenta neutrônica uma fonte radioativa emite nêutrons de alta energia para a formação e de um, dois ou quatro detectores. Uma fonte radioativa de nêutrons resulta da junção de um material radioativo, tipo Rádío, Plutônio ou Amerício, em íntimo contato com um elemento que tenha nêutrons fracamente unidos como o Berílio. As partículas alfa produzidas pelo Ra, Pu ou Am colidindo com os núcleos de Be o fazem expulsar nêutrons. Quanto maior a energia das partículas alfa maior a energia dos nêutrons expulsos. Os nêutrons são partículas destituídas de carga elétrica, com massa quase idêntica a do átomo de hidrogênio. Sendo partículas neutras, elas podem penetrar profundamente na matéria, atingindo os núcleos dos elementos que compõem a rocha, onde interagem através de choques elásticos e/ou inelásticos, perdendo energia.

A quantidade de energia perdida por colisão depende da massa do núcleo com o qual o nêutron colide. A maior quantidade de energia perdida ocorre quando o nêutron colide com um núcleo de massa praticamente igual, ou seja, um núcleo de hidrogênio. Essa perda de energia reflete na diminuição de velocidade do nêutron, ou seja, a diminuição da velocidade depende da quantidade de hidrogênio da formação. Quanto maior a quantidade de hidrogênio, mais rápida será a perda de energia. Em poucos microssegundos os nêutrons têm sua velocidade diminuída por sucessivas colisões, ficando dispersos randomicamente até serem capturados por núcleos de átomos de cloro, hidrogênio ou silício. Ao serem capturados ocorre a emissão de alta energia de raios gama devido à excitação do núcleo. Existem ferramentas que registram os raios gama e outras que detectam os nêutrons. Quando a concentração de hidrogênio é pequena os nêutrons se propagam para longe da fonte até serem capturados. Então, o tempo de captura registrado no detector aumenta com o decréscimo da concentração de hidrogênio, e vice-versa.

O elemento hidrogênio é encontrado na água e também nos hidrocarbonetos, preenchendo os espaços porosos das rochas. Alguns óleos, a depender de sua densidade, têm aproximadamente a mesma concentração de hidrogênio por unidade de volume que a água. Já o gás ou óleos leves (condensados) apresentam uma concentração de hidrogênio menor, ou seja, leituras de porosidade menores que nos perfis Sônicos e Densidade. Sob as mesmas condições de temperatura e pressão, e para um mesmo volume investigado de rocha, o gás ou hidrocarboneto leve, por ser expansivo, reduz a densidade de hidrogênio (concentração/volume), quando comparada ao óleo ou água. Quanto mais leve o fluido, menor a quantidade de hidrogênio na rocha. Assim, em uma zona com gás, o perfil Densidade ou o Sônico, têm suas leituras de ρ_B e Δt aumentadas, enquanto que os neutrônicos têm seu índice ou densidade de hidrogênio diminuído. Este contraste entre as

três porosidades, obtidas por princípios físicos diferentes, é diagnóstico da presença de hidrocarbonetos leves e/ou gás. Em zonas de água e defronte a rochas limpas ($VSH=0$) as três porosidades lêem aproximadamente iguais valores de porosidade, isto é, $\Phi_S \cong \Phi_D \cong \Phi_N$.

A ferramenta neutrônica é sensível a presença de folhelho. A argila dentro das camadas significa um alto teor de água adsorvida, dando origem a uma maior porosidade nas rochas argilosas do que nas limpas. No confronto Densidade x Neutrônico, uma zona argilosa terá $\Phi_N > \Phi_D$, efeito diametralmente oposto ao do gás.

7.5 Perfil de Indução (ILD)

As ferramentas de perfilagem que utilizam eletrodos de contatos necessitam de um meio relativamente condutivo (lama a base de água) para proporcionar um razoável contato ôhmico entre os eletrodos e as rochas. Deste modo, elas não podem ser usadas em poços perfurados com lama demasiadamente condutiva (salgada – situação em que o sistema entra em curto circuito) ou isolante (à base de óleo, gás, ar ou água muito doce – situação nas quais as correntes não penetram nas rochas). Além do mais, sabe-se que o campo elétrico sofre distorções, na dependência do contraste de resistividade lama/rochas, razão pela qual as equações conduzem a valores aparentes de resistividade. Para solucionar este problema, foi introduzido na indústria de petróleo o perfil de indução, cujo princípio físico tem por base o acoplamento eletromagnético (indutivo) entre os sensores e o transmissor, princípio este capaz de minimizar o efeito lama/poço. Por outro lado, o campo eletromagnético penetra indistintamente no meio lama e nas rochas para qualquer contraste resistivo. A ferramenta de indução foi desenvolvida para ler medidas de resistividades profundas na formação com o mínimo de distorção provocada pela zona invadida. Ela possui uma bobina transmissora com uma corrente alternada usada para energizar as rochas adjacentes ao poço. A maior parte desta corrente é focalizada através do poço, atravessando a zona lavada, e sua magnitude é uma aproximação da condutividade da zona virgem. Desta forma, as voltagens induzidas na bobina receptora estimam a condutividade da formação (Doveton, 1986).

A utilização do sistema focalizado oferece uma determinação mais direta da condutividade das formações, o que resulta numa delimitação mais clara das fronteiras de cada camada, reduzindo as influências do poço e da zona invadida. Devido ao grande volume investigado, em relação aos perfis elétricos convencionais e por ser o campo elétrico magnético não distorsivo como o campo elétrico, o perfil de Indução sofre pequena influência do diâmetro do poço e tem condições de fornecer a resistividade verdadeira das rochas (R_o). Isto proporciona condições mais realistas para a determinação do Fator de Formação (F) e demais características petrofísicas.

$$F = \frac{R_o}{R_w} = \frac{a}{\phi^m} \quad (7.10)$$

Na equação (7.10) R_w é a resistividade da água, e os coeficientes a e m (fator de referência e de cimentação, respectivamente) são parâmetros influenciados pela geometria porosa da rocha e o grau de compactação dos grãos minerais, e estão compreendidos nos seguintes intervalos (tabela 7.2), de acordo com Keller (1967):

Tabela 7.2: Tabela dos parâmetros a e m utilizados na equação do Fator de Formação segundo Keller (1967).

Litologia	a	m
Arenitos	0,62 a 0,88	1,37 a 1,95
Carbonatos	0,55 a 0,80	1,85 a 2,30

O perfil de indução é amplamente utilizado na indústria do petróleo por ser um ótimo método indicador de contato óleo/água devido ao contraste dos valores destes fluidos e normalmente corre conjuntamente com duas outras curvas: uma normal curta (RSN) e o Potencial Espontâneo, comumente conhecido como curva do SP (*Spontaneous Potencial*).

Este perfil também é aplicado à correlação poço a poço, idéia qualitativa da permeabilidade em função da separação entre as curvas, poços com lama não condutiva (base de óleo, gás, ar, espuma água doce) e inclusive permite uma primeira aproximação da saturação em água ($S_w = \sqrt{R_o/R_t}$), quando comparadas àquelas obtidas a partir dos elétricos mono e multi-eletrodos.

8 ÁREA DE ESTUDO

8.1 Localização

O Campo de Namorado localiza-se na margem continental brasileira, junto ao Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 22°29'23" e 22°23'37" sul, e 40°19'30" e 40°26'45" de longitude oeste. Situa-se no compartimento intermediário da Bacia de Campos (Fig. 8.1), isto é, na porção central-norte do "trend" de acumulações petrolíferas, a 80 km da costa, em cotas batimétricas variando entre 110 e 250 m (Meneses & Adams, 1990).

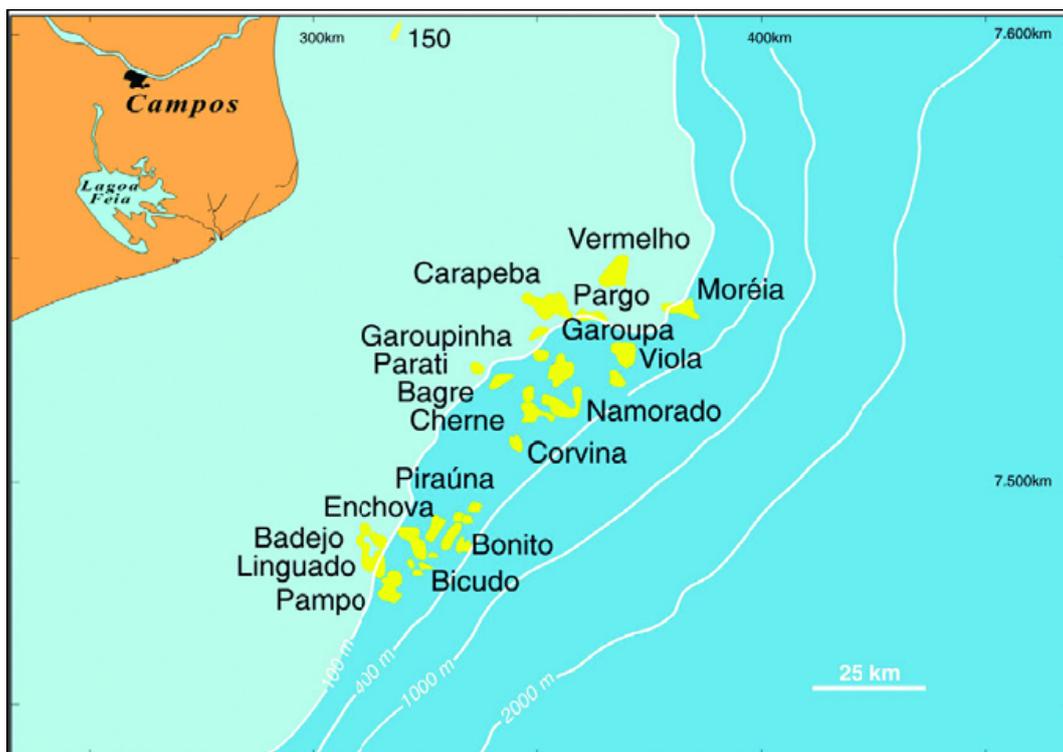


Figura 8.1: Mapa de localização do Campo de Namorado na Bacia de Campos.

8.2 Contexto Geológico

Em um contexto regional, a Bacia de Campos foi preenchida por uma seqüência vulcano-sedimentar na sua base, originada pela tectônica rifte, capeada por evaporitos e acima por um espesso pacote de rochas siliciclásticas e carbonáticas marinhas depositadas durante a abertura gradual do Oceano Atlântico Sul. Devido a intercomunicação entre o Oceano Atlântico Sul e o Atlântico Norte, ocorreram mudanças climáticas, acarretando alternâncias entre calcilutitos e margas, representando uma transgressão marinha com um grande aporte sedimentar e subsidência térmica. E por fim, uma regressão marinha associada à baixa taxa de subsidência térmica e ao aumento do aporte sedimentar.

A tectônica *pós-rift* da Bacia de Campos é caracterizada pela instabilidade gravitacional dos evaporitos aptianos e pela formação dos diápiros de sal associados às falhas lístricas sin-deposicionais. Assim, os falhamentos halocinéticos têm uma grande importância no controle de sedimentação, sendo que os corpos turbidíticos do campo de Namorado encontram-se encaixados nestes falhamentos (Fig. 8.2).

A Petrobrás descobriu 71 acumulações de hidrocarbonetos, sendo oito delas campos gigantes de petróleo. Turbiditos do Cretáceo e Terciário representam quase 90% dos 7,2 bilhões de barris de reservas explotáveis desta bacia. Após 25 anos de exploração, a Bacia de Campos tornou-se a mais importante província de hidrocarbonetos do Brasil, respondendo por cerca de 80% das reservas explotáveis totais e 70% da produção total do país. A produção média diária em 1998 encontrava-se em torno de 700.000 barris de petróleo, com picos de produção que chegavam a cerca de 1 milhão de barris/dia.

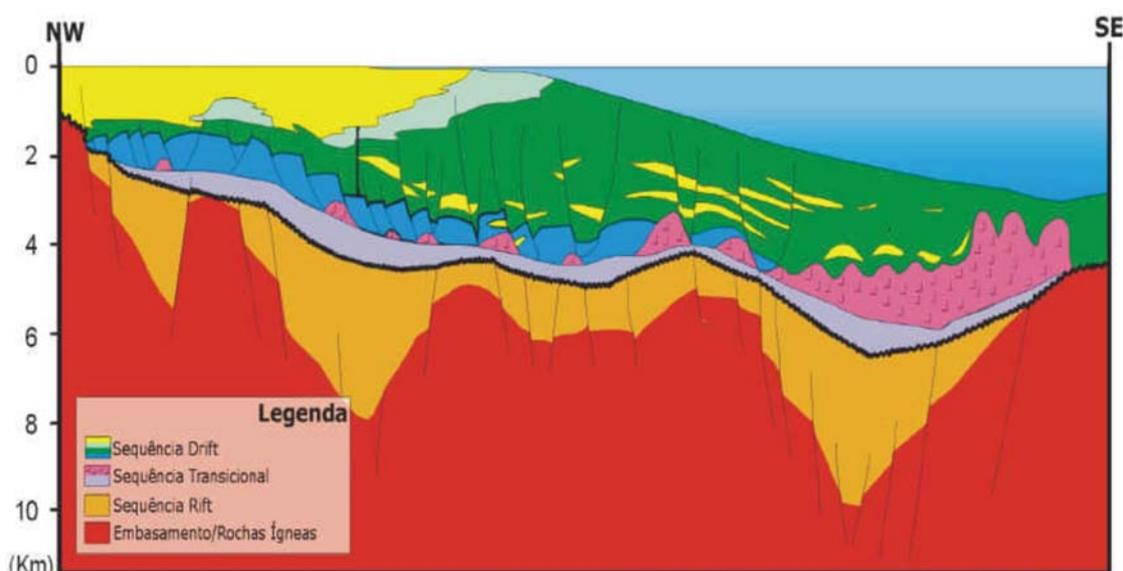


Figura 8.2: Perfil esquemático da Bacia de Campos Modificado de Souza Jr., 1997.

A geometria do campo de Namorado é condicionada pelas falhas existentes, além de estruturas como “pinch out” e “swell” que delinham o campo petrolífero estudado. Seu sistema deposicional é proveniente de depressões topográficas, geradas pelas escavações dos cânions, onde estes eram condutos para o transporte dos sedimentos da plataforma até o talude, conduzindo através de correntes de turbidez (Souza Jr., 1997) e por sua vez erodindo o material já depositado anteriormente. Os cânions são formados devido a um forte controle tectônico associado aos processos erosivos da corrente de turbidez.

O reservatório de Namorado é caracterizado pelo desenvolvimento de corpos arcoseanos espessos, extensiva cimentação carbonática, e boa porosidade efetiva, ocupando a porção superior da Formação Macaé, com idades de Albiano a Cenomaniano (Souza Jr., 1997). Está inserido na seção de calcilutitos, margas e folhelhos da Formação

Macaé, membros Outeiro e Quissamã (Fig. 8.3). É composto por brechas, conglomerados e arenitos arcoseanos intercalados com espessos pacotes de margas e lentes de calcilutitos (Souza Jr., 1997). A migração e acumulação dos hidrocarbonetos são fortemente influenciadas pela tectônica halocinética.

Segundo Meneses & Adams (1990), esse reservatório tem como principais características:

- Área com fechamento do tipo misto de 23 km³;
- Geometria externa: lenticular / tabular;
- Limite inferior: carbonatos da formação Macaé;
- Limite superior: folhelhos e margas da formação Macaé;
- Limites laterais: norte e sul, por pinchout e sudeste, noroeste e sudoeste, por falhas;
- Direção principal de ocorrência: NW-SE;
- Espessura média de 60 m, variando entre 5 e 160 m;
- Largura média de 4 km, variando de 2 a 6 km;
- Comprimento mínimo-máximo: 9 km -14 km, com comunicação de pressão;
- Geometria interna heterogênea de baixo grau;
- Estruturas primárias dominantes: arenitos maciços;
- Constituição de arenitos arcósios;
- Textura de granulometria desde fina a grosseira e com tamanho médio dominante;
- Seleção variando de boa a má, sendo em média regular;
- Grau de arredondamento e esfericidade: baixo.

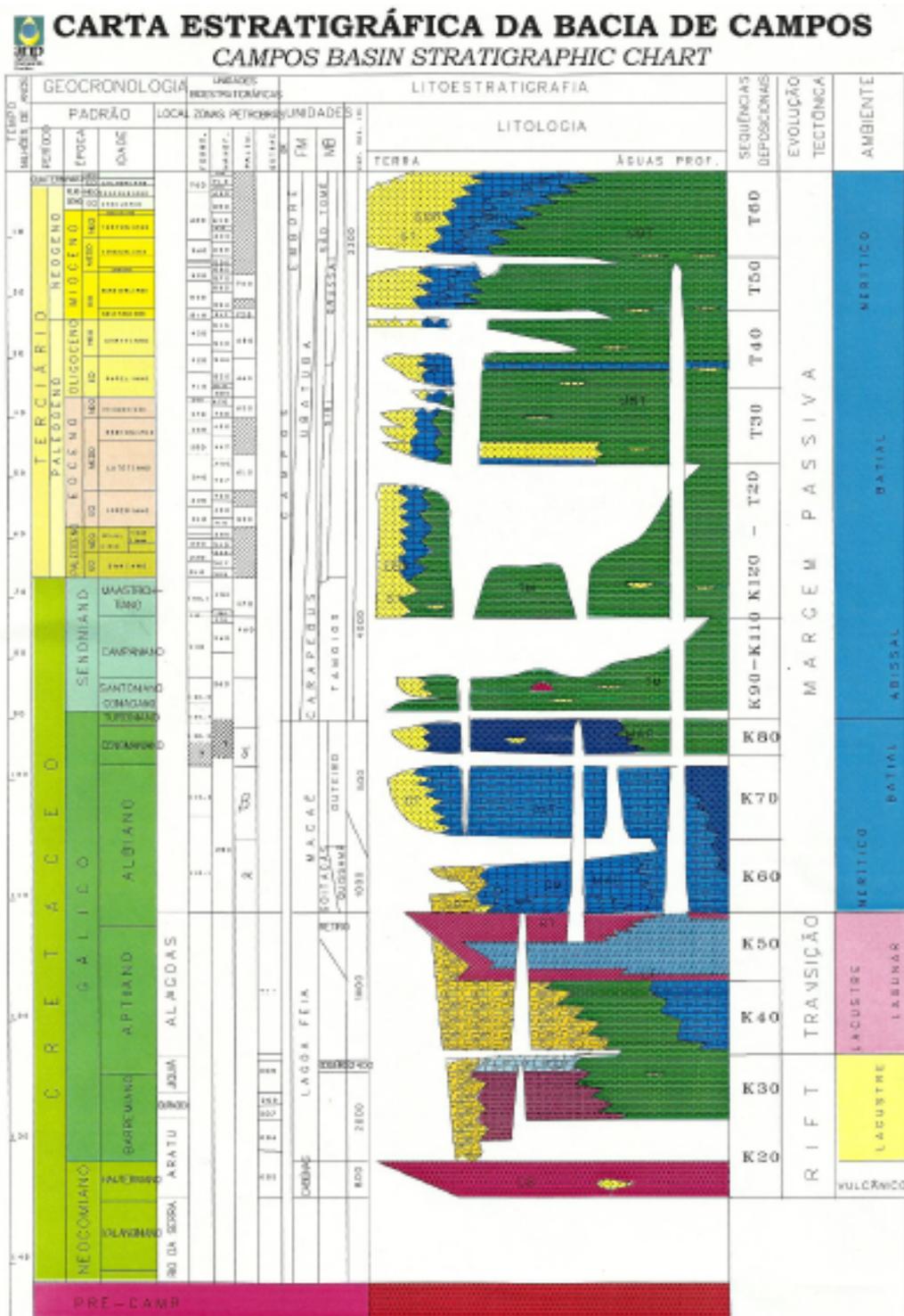


Figura 8.3: Carta estratigráfica da Bacia de Campos destacando-se a posição dos turbiditos de arenito de Namorado. Fonte: Rangel, 1993.

Os fluidos acumulados na área do Campo de Namorado são gerados nos folhelhos orgânicos lacustres da formação Lagoa Feia e retidos por vários níveis de trapecamento, tanto de natureza estrutural, como estratigráfica (Meneses & Adams, 1990).

O sistema turbidítico de Namorado, segundo Souza Jr. (1997) (Fig 8.4), caracteriza-se pela formação de três sistemas de deposição, representando as diferentes fases do reabastecimento do canal turbidítico. A primeira fase corresponde aos depósitos grossos ligados às correntes turbidíticas de alta densidade, que formam os ciclos granodecrescentes caracterizados pela associação vertical dos microconglomerados e pelas areias grossas a médias maciças. A segunda fase é representada pelos depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade do sistema canal-dique marginal, correspondendo a fase inicial de abandono onde predominam as alternâncias de areia fina e lamitos com raras intercalações de fluxos de detritos e escorregamentos. A última fase de reabastecimento do canal turbidítico corresponde ao sistema de deposição de mar alto, constituindo-se por uma associação de fácies pelíticas (argilas, margas e calcilutitos), representando a sedimentação hemipelágica da bacia.

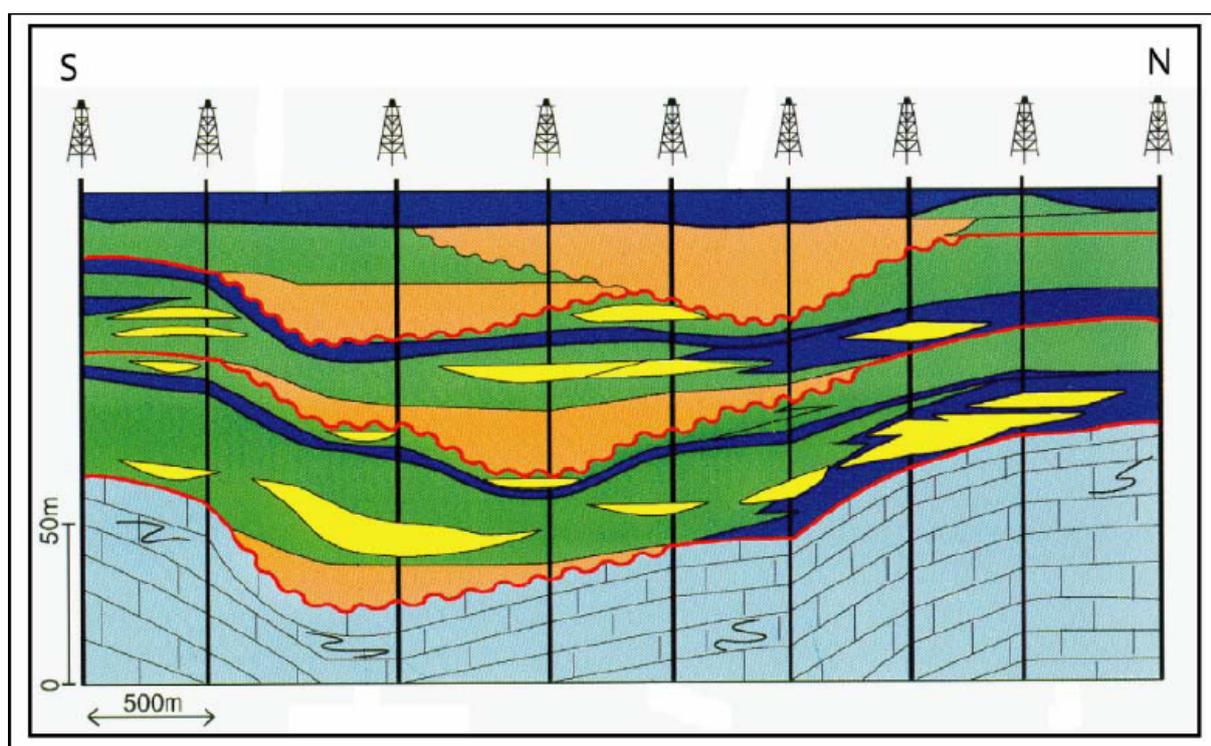


Figura 8.4: Seção estratigráfica criada a partir de dados faciológicos adquiridos de testemunhos dos poços da área do Campo de Namorado. Observam-se as três seqüências deposicionais limitadas na base por discordâncias (modificado de Souza Jr, 1997).

De acordo com Menezes (1986), a evolução pós-deposicional gerou diversos blocos falhados (Fig. 8.5), os quais proporcionaram subtrapecamentos de óleos a níveis estruturais diferenciados, que serviram de base para o zoneamento inicial do campo. Quatro blocos

são, dessa forma, identificados e denominados: principal, adjacente, marginal, secundário e ainda a chamada área nordeste de Namorado. O bloco principal, de onde provém a maior parte do óleo, está localizado na parte central do campo e apresenta predomínio de arenito maciço, com textura fina a grossa, baixa a moderada seleção de grãos, baixo grau de arredondamento e esfericidade. Suas características estruturais se devem a intensa halocinese no Cretáceo Superior que provocou uma inversão de relevo, fazendo com que o reservatório ocupasse um alto estrutural alongado, em forma de domo parcialmente falhado.

Somente o bloco secundário possui efetiva separação dos demais através de falhas. O traçamento é misto e sua origem se relaciona com a tectônica salífera da bacia.

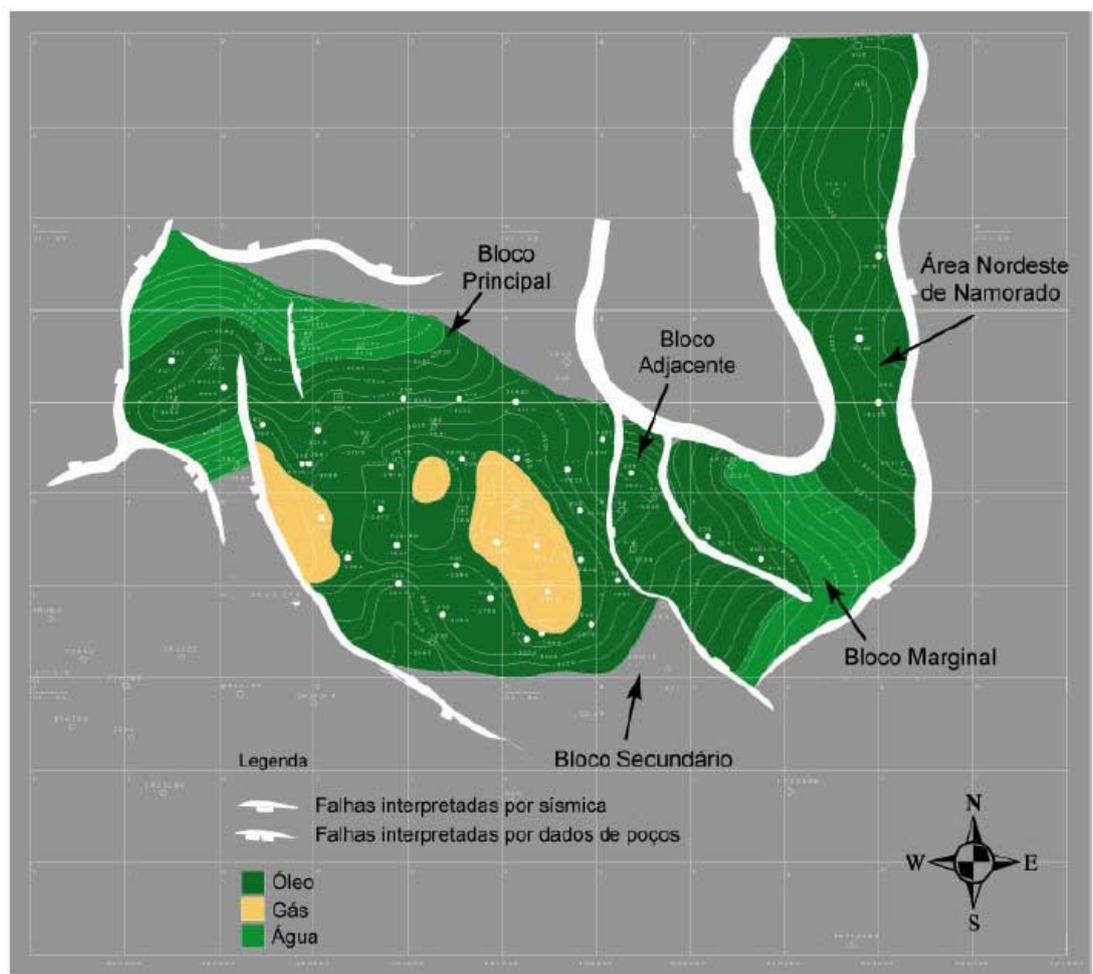


Figura 8.5: Mapa estrutural do topo do reservatório do Campo de Namorado (modificado de Menezes, 1990).

O campo de Namorado foi o primeiro gigante da plataforma continental brasileira, cuja descoberta se deu em novembro de 1975 pelo poço pioneiro denominado 1-RJS-19, em lâmina d' água de 166 metros, a cerca de 80 km do litoral.

A sua locação foi baseada em interpretação sísmica de um alto estrutural junto ao intervalo superior de uma espessa seção carbonática Albo-Turoniana, definida por Schaller (1973) de Formação Macaé. Esse poço apresenta algumas particularidades pioneiras na exploração de óleo na Bacia de Campos. Foi o primeiro a encontrar óleo em arenitos turbidíticos (o prospecto era em carbonatos), constituindo-se no primeiro campo gigante das bacias sedimentares brasileiras. As profundidades onde são encontrados os reservatórios, no centro do campo, estão entre 150 e 200 metros. Conforme Menezes (1986), o volume de rocha reservatório com hidrocarbonetos está em torno de $702,100 \times 10^6 \text{ m}^3$, o volume de óleo provado é de $106 \times 10^6 \text{ m}^3$ STD, no qual, com o fator de recuperação estimado em torno de 40%, resulta em um volume recuperável de $42 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Segundo Souza Jr. (1997), a trapa do óleo pode ser estrutural ou estratigráfica, apresentando uma estrutura ao longo da direção NW-SE, sendo os hidrocarbonetos acumulados na direção NE-SW. O arenito Namorado corresponde a um dos mais importantes “*p/lays*” petrolíferos da Bacia de Campos na área de plataforma continental.

A produção de óleo foi iniciada em junho de 1979. Para a exploração desse campo foram instaladas duas plataformas, PNA-1 e PNA-2, ambas ainda em atividade. O desenvolvimento do campo teve início em dezembro de 1982 com a perfuração do poço 7-NA-7-RJS. Foram perfurados neste campo 56 poços, sendo que desses, 36 são produtores.

A coluna máxima de óleo é de cerca de 160 m e o *net-pay* médio, por poço, é de 60 m. Em média, a porosidade é de 26%, a saturação de óleo 75%, a permeabilidade é de 400 mD e o índice de produtividade, normalmente, é maior que $50 \text{ m}^3/\text{d}/\text{kgf}/\text{cm}^2$. O óleo é de 28° API e possui viscosidade próxima a 1 centipoise.

Em relação às seções sísmicas, a base do reservatório é facilmente identificável devido ao forte contraste de impedância entre os arenitos turbidíticos e os carbonatos. Entretanto, para o topo do reservatório, a incerteza é maior devido à ausência de contraste de impedância significativo entre os folhelhos do topo e as intercalações de arenito e folhelho do reservatório. O pacote sedimentar apresenta velocidades sísmicas elevadas, tanto pela cimentação dos arenitos quanto pela intercalação com corpos de marga e calcilutitos.

9 METODOLOGIA

Neste trabalho, a observação das anomalias de amplitude, por meio das seções sísmicas sintéticas, é analisada sob o ponto de vista da ocorrência dos principais tipos de fluidos encontrados (gás, óleo e água) e seus respectivos contatos, aplicados às mais recorrentes arquiteturas de reservatórios tais como, em cunha e em lentes de arenito. A metodologia deste estudo resulta na construção de uma seção sísmica sintética de afastamento nulo usando o modelo convolucional.

A primeira etapa foi a construção de modelos geológicos baseados em geometrias de reservatórios mais comumente encontradas pela indústria de petróleo e gás nas áreas de bacias sedimentares brasileiras. Para tanto, foram escolhidos o modelo em cunha e o modelo em lentes de arenito. Isto se aplica também às litologias utilizadas, as quais referem-se a reservatórios areníticos sendo capeados por folhelhos e carbonatos. Construído o modelo, avaliaram-se as principais propriedades petrofísicas pertinentes ao modelo desejado, recorrendo-se aos dados presentes na literatura objetivando coletar dados mais verossímeis possíveis para as rochas capeadoras. Já para rochas reservatório, a correlação de parâmetros petrofísicos e sísmicos foi realizada baseada na teoria de substituição de fluidos de Gassmann, que utiliza a equação de Gassmann (1951), as quais foram descritas em um algoritmo que, por sua vez, foi implementado no software MATLAB, como mostrado no apêndice A. Uma vez inseridos os valores relativos às propriedades petrofísicas condizentes com o modelo geológico escolhido e selecionado o tipo de fluido desejado (óleo, gás ou água), o programa forneceu as velocidades sísmicas compressoriais e cisalhantes e a densidade das rochas saturadas com o fluido selecionado.

Em seguida, utilizou-se o programa *SEISMOD*, designado como um simulador sísmico desenvolvido por MacPherson e pelo Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bergen, Noruega em 2006, que aplica a modelagem convolucional para incidência normal e gera as seções sísmicas dos modelos geológicos. Este programa permite a escolha do tipo da assinatura da fonte a ser utilizada na convolução. Diante disto, foi escolhida a Ricker, uma vez que se caracteriza por ser de fase zero, facilitando assim a interpretação da continuidade dos eventos sísmicos. Inserindo-se o modelo geológico desejado no *SEISMOD*, são requeridos os dados de velocidade sísmica compressional, densidade e valor da razão de Poisson referentes a cada camada geológica. Para as rochas reservatório foram usados os valores de velocidade compressional e densidade obtidos pelo algoritmo de Gassmann, de acordo com o tipo de fluido definido no modelo geológico; e para as demais litologias recorreu-se a dados expostos na literatura. Esse tipo de

modelagem sísmica pode ser considerado o método mais simples e rápido de se obter o dado sísmico sintético.

Na última etapa, aplicamos esta modelagem sísmica para um reservatório baseado na manipulação de dados reais. Para tanto, selecionamos três poços do campo de Namorado, os quais foram interpretados e em seguida correlacionados, viabilizando assim a construção do modelo geológico do reservatório Arenito Namorado. As propriedades sísmicas e petrofísicas requeridas pelo SeisMod foram obtidas por meio de médias aritméticas simples nos intervalos das camadas constituintes do modelo. Os valores foram calculados a partir das curvas RhoB, da qual extraímos as densidades das camadas e DT, que corresponde a vagarosidade, sendo posteriormente transformada em velocidade. Assim, como resultado final, obtivemos o sismograma sintético para uma parte do campo de Namorado, o qual foi analisado.

10 RESULTADOS: MODELAGEM GEOLÓGICA E SÍSMICA

Abaixo estão os resultados obtidos de acordo com a metodologia descrita anteriormente. Os modelos geológicos expostos nesta monografia estão em profundidade, enquanto que as seções sísmicas estão no domínio do tempo.

10.1 Equação de Gassmann

A tabela 10.1 apresenta os resultados obtidos com a implementação do algoritmo de substituição de fluidos de Gassmann no MATLAB, respeitando os parâmetros contidos no script, variando apenas o fluido desejado (fluid) e o parâmetro de saturação de água, tanto o inicial (isw) quanto o final (tsw), como mostrados na tabela 10.2.

Tabela 10.1: Valores obtidos pela aplicação do algoritmo de substituição de fluidos de Gassmann.

Reservatório	Arenito com Gás	Arenito com Óleo	Arenito com Água
Vp (m/s)	2904	3000	3282
ρ (gm/c ³)	2,14	2,23	2,29

Tabela 10.2: Parâmetros modificados no algoritmo de acordo com o fluido substituído.

Parâmetros	Arenito com Gás	Arenito com Óleo	Arenito com Água
isw (em fração)	1,0	1,0	1,0
tsw (em fração)	0,0	0,0	1,0
fluid	3	2	1

A velocidade cisalhante foi omitida da tabela 10.1, uma vez que os fluidos não propagam este tipo de onda sísmica, já que não possuem a propriedade de resistir ao esforço de cisalhamento. Apesar de apresentarem certa variação se comparados com dados encontrados em Castagna e Backus (1993) (tabela 10.3), os valores obtidos por Gassmann podem ser considerados para a modelagem, uma vez que as velocidades compressoriais são influenciadas por diversos fatores, como temperatura, pressão, tipo de gás, viscosidade, porosidade, entre outros, que são muito peculiares a cada reservatório. A variação do coeficiente de Poisson para reservatórios areníticos portadores de fluidos também é apresentada na tabela 10.3.

Tabela 10.3: Variação dos principais parâmetros físicos e petrofísicos para uma rocha reservatório arenítica, de acordo com o tipo de fluido. (modificado de Castagna e Backus, 1993).

Reservatório	Arenito com Gás	Arenito com Óleo	Arenito com Água
Vp (m/s)	2000 – 2800	2500 – 2900	2700 – 3200
ρ (gm/c ³)	1,88 – 2,20	2,0 – 2,25	2,18 – 2,30
σ (Razão de Poisson)	0,06 – 0,13	0,20 – 0,29	0,24 – 0,32

Já os dados de velocidades e densidades para os outros tipos de litologias presentes nos modelos, foram obtidos na literatura (tabela 10.4).

Tabela 10.4: Valores relativos às demais geologias constituintes dos modelos. (Brito, 1986)

Rochas	Carbonato	Folhelho
Vp (m/s)	3600	3800
ρ (gm/c ³)	2,4	2,34
σ (Razão de Poisson)	0,18	0,24

10.2 Modelos de Reservatórios

A modelagem das principais arquiteturas de reservatórios se constitui em um estudo relevante para entender como a sísmica pode contribuir no processo de caracterização de reservatórios. Diversos modelos geométricos de reservatórios são resultantes de processos deposicionais, que são condicionados por fatores característicos da área em questão, apresentando respostas sísmicas bem peculiares. Dentre os tipos de reservatórios, existem aqueles definidos como delgados e heterogêneos, que enfrentam a dificuldade de serem imageados devido ao limite de resolução sísmica vertical.

O hidrocarboneto contido em uma determinada rocha reservatório pode estar confinado por feições estratigráficas (acunhamentos e discordâncias), estruturais (falhas) e até mesmo por fatores físicos (contato óleo-água e variação lateral de porosidade e permeabilidade).

Baseados em dados bibliográficos, pode-se completar a gama de informações requeridas pelo *SEISMOD* para a finalização da modelagem sísmica. Na tabela 10.4 estão os valores das propriedades físicas utilizadas nas demais litologias constituintes dos modelos. As seções sísmicas apresentadas possuem o mesmo ganho (ganho = 0,4), *wavelet* convolvida (Ricker de frequência de pico de 30 Hz) e o mesmo número de traços sísmicos (100 traços), variando apenas, o modelo geométrico do reservatório de arenito e o conteúdo de fluidos.

10.2.1 Modelo em cunha

De acordo com Harvey & MacDonald (1990) o modelo de cunha é uma das maneiras mais diretas de se analisar os efeitos da modelagem dos dados sísmicos. Embora esse modelo seja simples ele é considerado útil, pois reproduz de forma realista situações presentes em reservatórios reais como afinamentos estratigráficos, *pinch-outs* de camadas de areia e bordas de estruturas canalizadas. Como é notório, existe a limitação vertical da sísmica na caracterização detalhada de estruturas com formas acunhadas, lenticulares e tabulares, que fazem parte de reservatórios turbidíticos de águas profundas (Vernik et al., 2002). Assim, o modelo de cunha aqui proposto atende aos propósitos de modelagem.

A simulação diz respeito ao modelo envolvendo folhelho, arenito e a litologia carbonática, contendo gás, óleo e água concomitantemente (Fig. 10.1), cujos parâmetros estão explicitados na tabela 10.5. A cunha de arenito possui 250 metros de espessura, o que sugere que cada camada de arenito portador de cada fluido ficou restrita a aproximadamente 83 metros, estando localizada a uma profundidade de 2000 metros. Esta profundidade foi considerada como tempo zero nas seções sísmicas sintéticas.

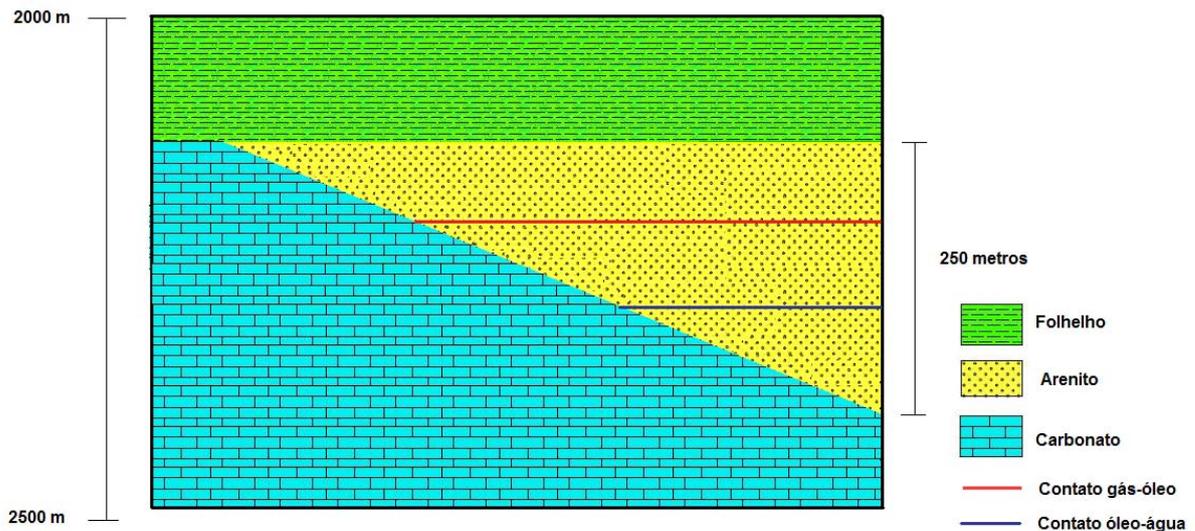


Figura 10.1: Modelo geológico de cunha arenítica portadora de gás, óleo e água, encaixada entre camadas de folhelho e carbonato.

Tabela 10.5: Valores das propriedades do modelo em cunha para arenito portador de três diferentes fluidos e encaixado entre folhelho e carbonato.

Camadas	Folhelho	Arenito com gás	Arenito com óleo	Arenito com água	Carbonato
Vp (m/s)	3800	2904	3000	3282	3600
ρ (gm/c ³)	2,34	2,14	2,23	2,29	2,4
σ (Razão de Poisson)	0,24	0,08	0,2	0,32	0,18

A camada de folhelho, neste exemplo, funciona como “trapa” estratigráfica, aprisionando o hidrocarboneto na cunha de arenito. A figura 10.2 mostra que as duas anomalias formando uma estrutura em cunha são decorrentes da reflexão da onda sísmica no topo e na base do reservatório, respectivamente. A anomalia correspondente ao topo tem polaridade negativa, pois se refere à interface folhelho/arenito com gás que possui alto contraste de impedância. Isto caracteriza um coeficiente de reflexão negativo, uma vez que a onda sísmica P passa de uma camada de maior velocidade (folhelho) para uma de menor velocidade (arenito com gás). Subseqüentemente, têm-se duas anomalias de amplitudes positivas no interior do reservatório e com intensidades respectivamente maiores, caracterizando a transição do arenito com gás para o arenito com óleo e do arenito com óleo para o arenito com água. Isto é condizente com as respectivas velocidades que são comparativamente maiores, ocasionando aumento na impedância acústica.

Somam-se às análises já realizadas para este modelo, a observação de que o contato do arenito portador de água com a camada de carbonatos gera uma resposta sísmica com menor amplitude, devido ao seu menor contraste de impedância, se comparado com a resposta obtida na interface com folhelho. Este fato é corroborado pela visualização do decréscimo da amplitude sísmica nesta área, se comparada com a continuidade da reflexão da base do reservatório. Quanto maiores os contrastes de impedância, maiores as intensidades das amplitudes das reflexões sísmicas.

Outro ponto a ser considerado é que o modelo em cunha é bem representativo do problema de resolução sísmica. A resolução se torna especialmente importante no mapeamento de pequenas feições estruturais, como por exemplo, pequenas falhas selantes, e no delineamento de feições estruturais finas, que podem ter limitada extensão lateral (Yilmaz, 2001). Fazendo uso das equações 6.12 e 6.13, tem-se que o limite de resolução, aproximadamente, para a camada de arenito com gás é de 24 metros, para a de arenito com óleo é de 25 metros e para a com água é de 27 metros. A partir desses limites os pulsos interferem entre si e não são mais identificados separadamente.

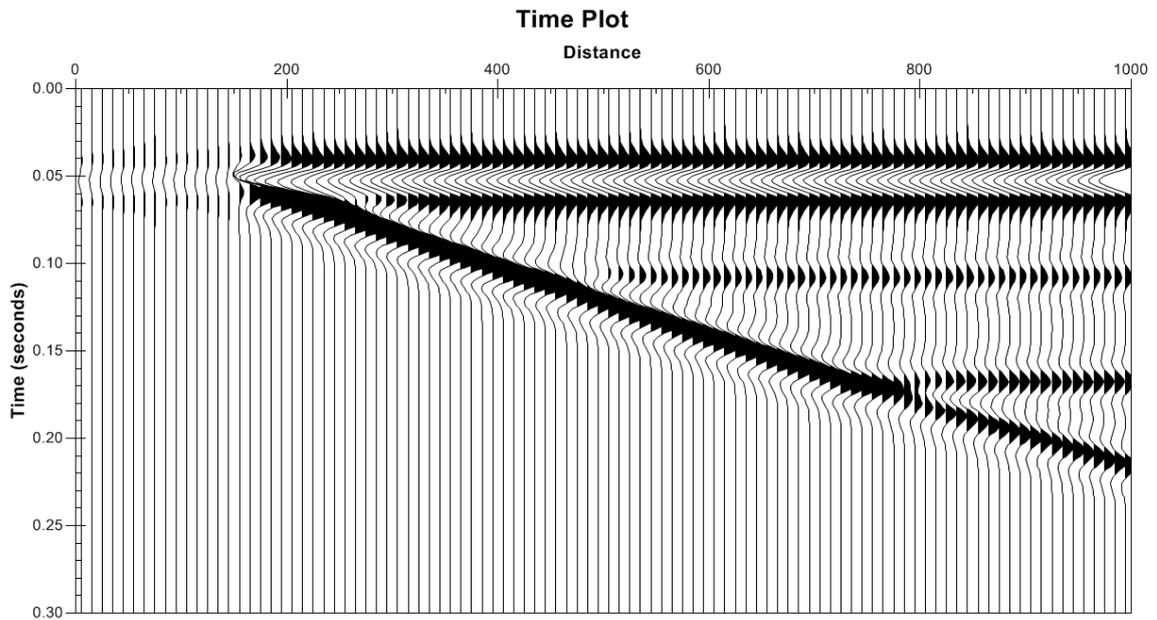


Figura 10.2: Seção sísmica sintética.

10.2.2 Modelo em lentes de arenito

A fim de tornar este estudo de modelagem o mais verossímil possível, o modelo complexo escolhido foi o descrito em Brito (1986), o qual foi concebido a partir de seções sísmicas reais empilhadas da linha 58-RL-570 e perfis geofísicos do poço 4-RJS-216, situado na Bacia de Campos. Este modelo caracteriza-se por um reservatório em forma de lente com espessura de 50 m, com uma das extremidades do corpo arenítico caracterizada por um típico padrão de terminação por truncamento, outro modelo geométrico bastante encontrado dentre os tipos de reservatórios, que retém o hidrocarboneto associado ao reservatório (Fig. 10.3). As litologias deste modelo estão próximas de 2000 metros de profundidade. Nesta profundidade, consideramos o tempo zero nas seções sísmicas geradas.

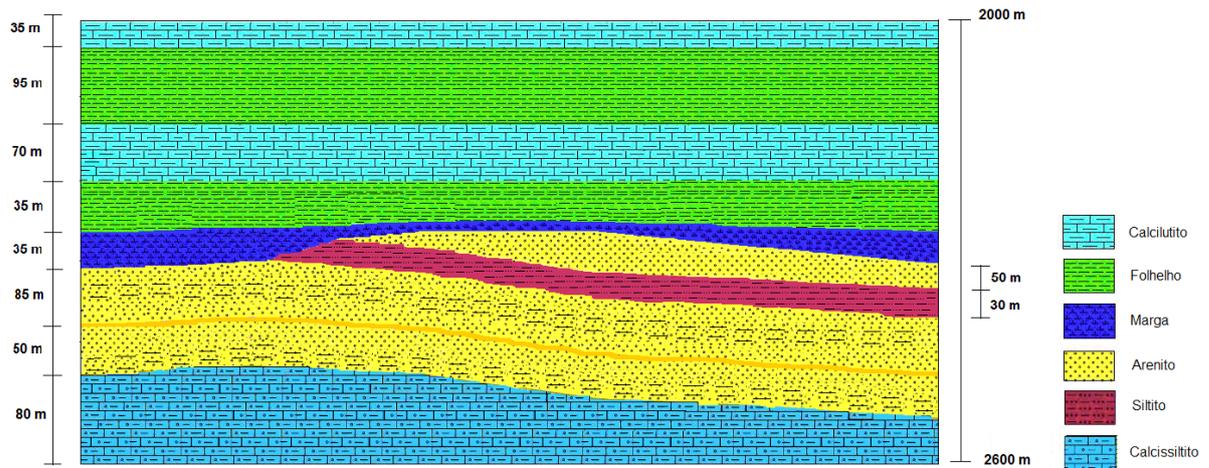


Figura 10.3: Modelo geológico de lentes areníticas.

Para este modelo complexo, foram usados os valores das tabelas 10.6 e 10.7 baseados em Brito, 1986. A razão de Poisson utilizada corresponde a valores médios para os respectivos tipos de rochas e foram obtidos de Domênico (1976) e Ostrander (1984) e os valores de densidade, a partir da fórmula empírica de Gardner, equação 5.6.

Tabela 10.6: Valores de velocidade da onda P, densidade e razão de Poisson referentes ao modelo em lentes.

Espessura (m)	Vp (m/s)	ρ (gm/cc)	σ (Razão de Poisson)
35	3050	2,26	0,26
95	2900	2,23	0,23
70	3200	2,29	0,26
35	3200	2,29	0,22
35	3500	2,35	0,26
50	Valores do arenito com o fluido desejado (tabela 10.7)		
30	3200	2,29	0,15
85	3300	2,32	0,15
50	3050	2,26	0,15
80	4600	2,51	0,26

Tabela 10.7: Valores de velocidade da onda P, densidade e razão de Poisson para o arenito reservatório.

Reservatório	Arenito com Gás	Arenito com Óleo	Arenito com Água
Vp (m/s)	2000	2900	3050
ρ (gm/cc)	2,0	2,27	2,29
σ (Razão de Poisson)	0,08	0,20	0,32

O comportamento da resposta de reflexão de uma determinada interface depende, além das propriedades sísmicas e petrofísicas da rocha, do conteúdo de fluidos existentes nas rochas limitantes, uma vez que os fluidos que preenchem os poros de uma determinada rocha, influenciam nas suas constantes elásticas. De posse desta informação, fez-se a modelagem para os três fluidos principais, gás, óleo e água, separadamente, objetivando uma comparação das diferentes respostas sísmicas diante do mesmo caráter litológico e estratigráfico.

As figuras 10.4, 10.5, 10.6, são seções sísmicas sintéticas com o arenito reservatório preenchido por gás, óleo e água, respectivamente. É visível que na seção do arenito contendo gás (Fig. 10.4) a intensidade das anomalias de amplitude é mais forte. Isto é constatado pelo grande contraste de impedância acústica que existe entre o arenito preenchido e a rocha sobrejacente. Já na figura 10.5, a resposta de reflexão do arenito portador de óleo pode ser razoavelmente discernida. Em relação ao arenito preenchido por água (Fig. 10.6), as anomalias de amplitude são menos intensas e isso dificulta a limitação do reservatório, não sendo tão visível quanto as outras respostas sísmicas.

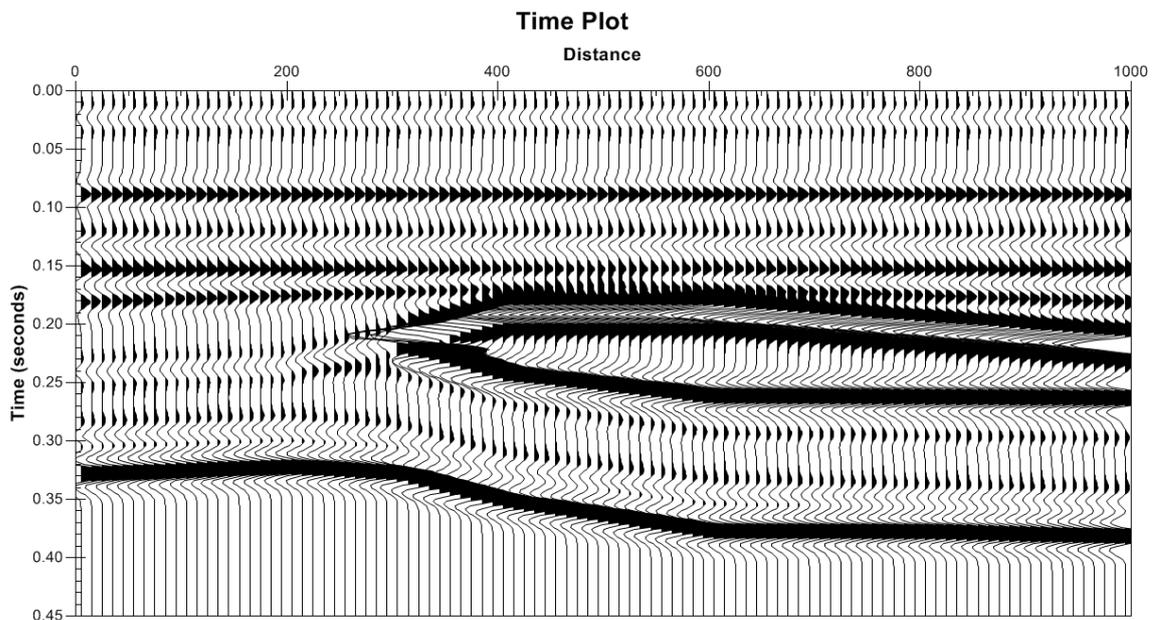


Figura 10.4: Seção sintética de reservatório arenítico contendo gás.

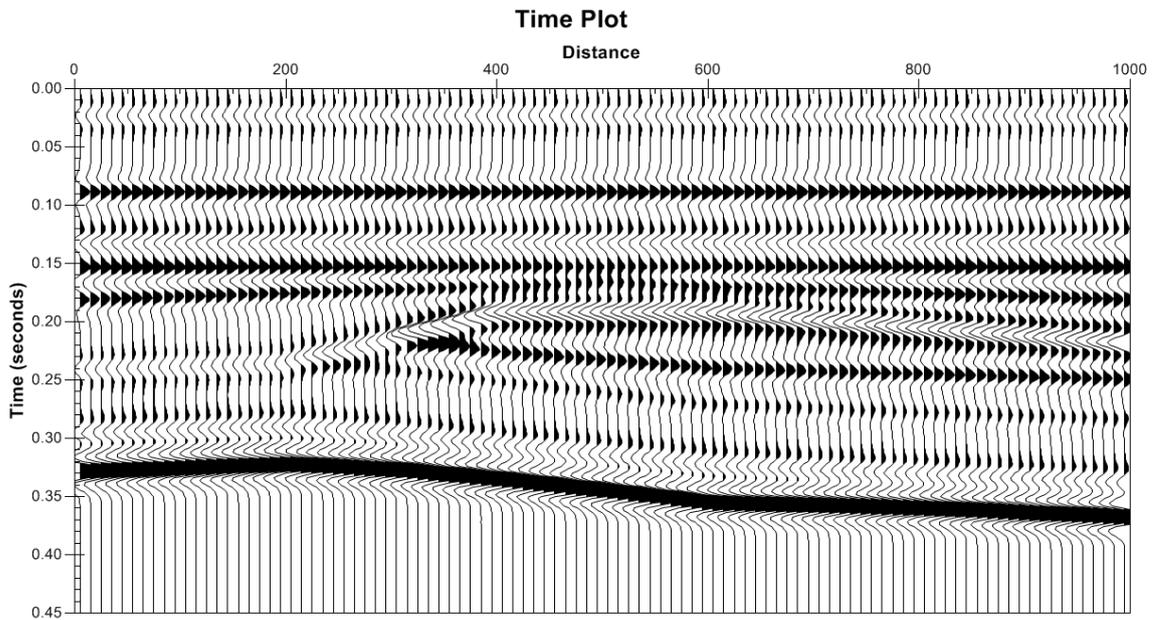


Figura 10.5: Seção sintética de reservatório arenítico portador de óleo.

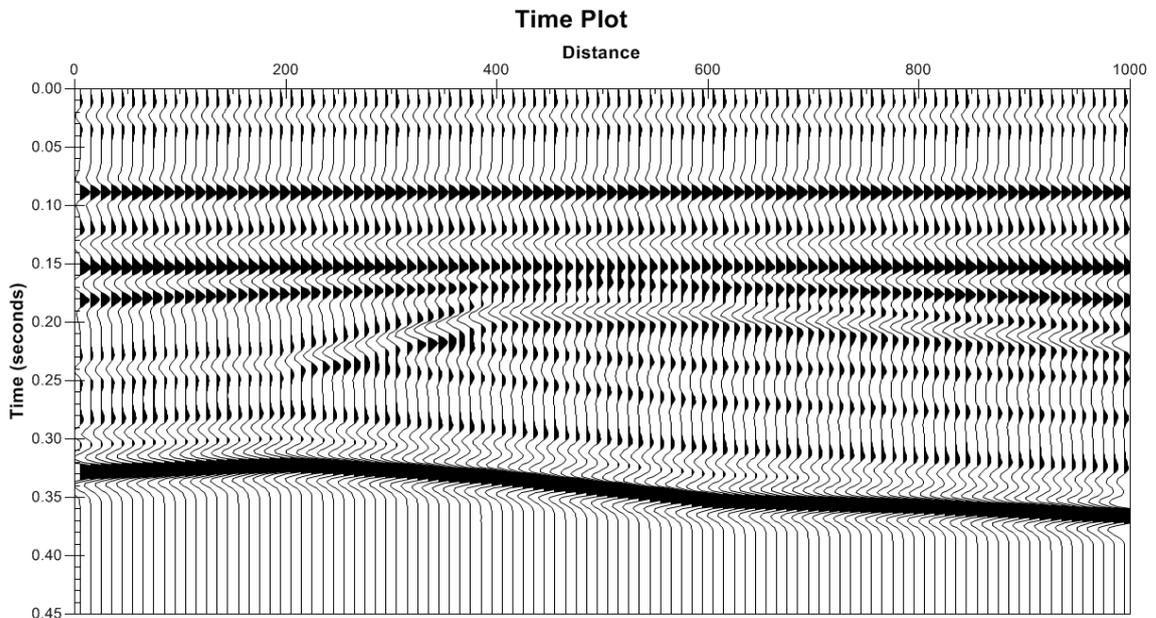


Figura 10.6: Seção sintética de reservatório contendo água.

Modelagens envolvendo contatos de fluidos também foram feitas para este modelo. O último modelo foi simulado contendo gás, óleo e água no reservatório (Fig. 10.7). A seção sísmica (Fig. 10.8) mostra que a delimitação do reservatório e dos contatos entre os fluidos não está nítida, indicando que este resultado apresenta o problema do limite de resolução sísmica vertical, isto é, não é possível definir os contatos entre os fluidos na rocha reservatório, indicando que a espessura da camada é inferior ao limite da resolução do método sísmico. Para solucionar esse problema de escala, deve-se aliar ao método sísmico de reflexão, que analisa a geologia em macroescala, a perfilmagem geofísica de poço, por

exemplo, que é uma ferramenta de mesoescala, possibilitando mais acurácia na definição do reservatório de hidrocarboneto.

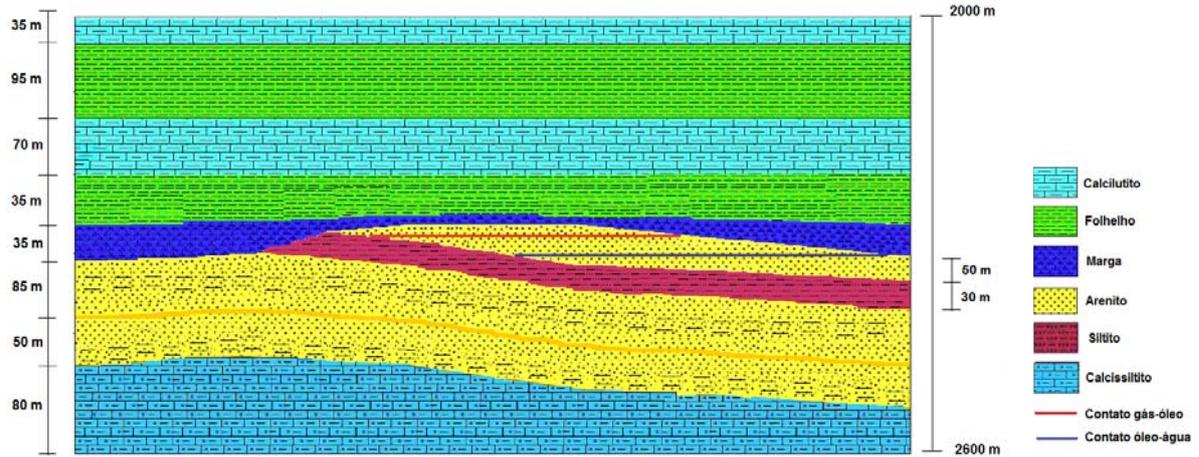


Figura 10.7: Modelo geológico com contato gás-óleo e óleo-água.

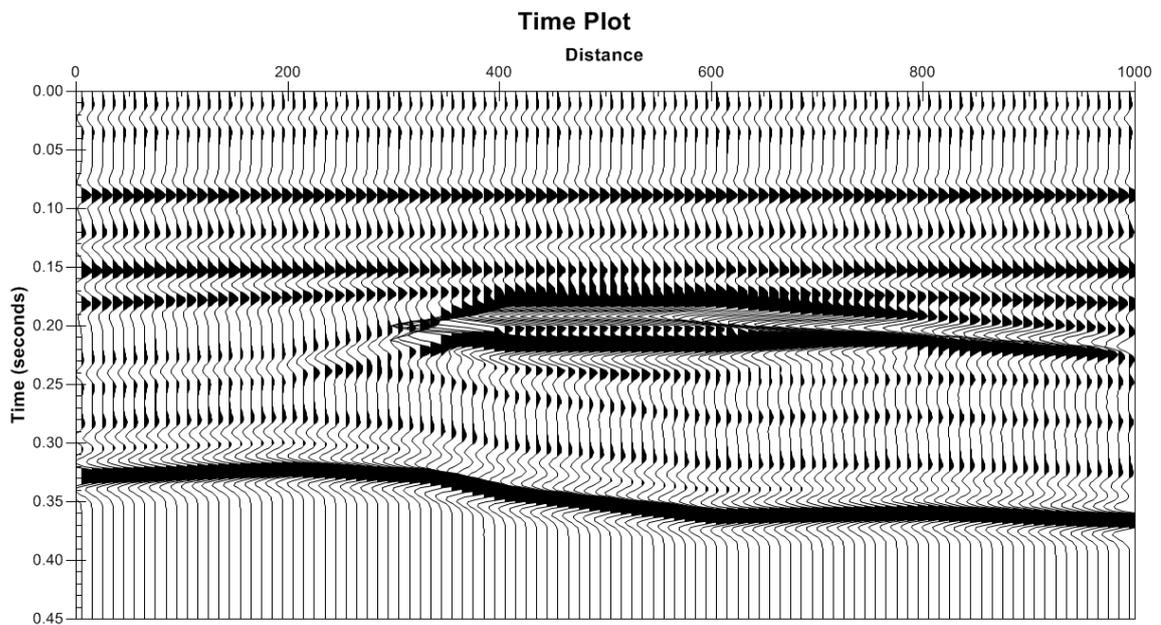


Figura 10.8: Seção sintética de reservatório de arenito com os três tipos de fluido.

10.2.3 Modelo Arenito Namorado

Para a composição do modelo geológico do campo de Namorado, foi traçada uma linha arbitrária que engloba os seguintes poços: 7 NA 07, 3 NA 02, e 1 RJS 019 (Fig. 10.9).

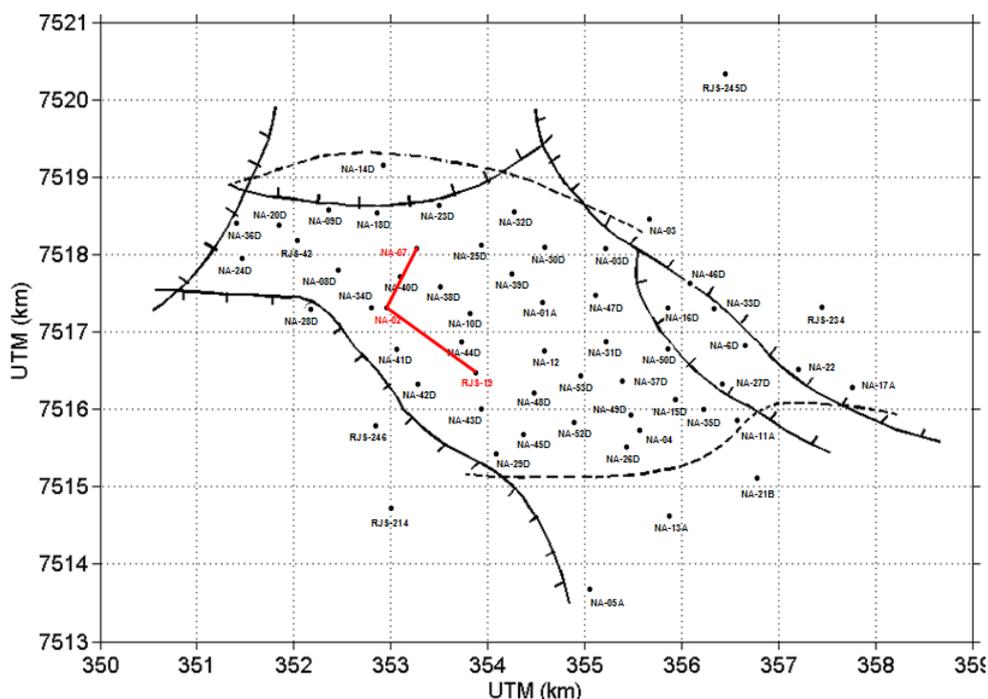


Figura 10.9: Mapa do Campo de Namorado, enfatizando os poços verticais estudados (modificado de Augusto, 2009).

Interpretação e correlação dos poços

Primeiramente, foram combinados os perfis GR, Densidade, Neutrônico e de Indução para a definição das litologias e dos intervalos relativos aos possíveis reservatórios. Baseado na fundamentação teórica do capítulo 8, os perfis geofísicos dos três poços, os quais foram plotados pelo software Grapher 8, foram analisados e interpretados (Apêndice B), o que permitiu a identificação, basicamente, de três litotipos principais:

1) Rochas não-reservatório: sedimentos finos identificados por altos valores de GR, RhoB e PhiN e baixos valores de resistividade. Estão inclusos nesses sedimentos folhelhos e margas. Destacadas pela cor verde nos perfis (Apêndice B e fig. 10.10).

2) Arenitos reservatório: identificados por baixos valores de GR, RhoB e PhiN, além de altos valores de ILD. Identificados pela cor amarela (Apêndice B e fig. 10.10).

3) Carbonatos: identificados por baixíssimos valores de GR e altos de RhoB. A presença deste litotipo é fundamental na modelagem, uma vez que ele delimita a base do reservatório. Representados pelo cor azul (Apêndice B e fig. 10.10).

Estudos realizados no Campo de Namorado indicam que o limite inferior do reservatório é identificado a partir dos contrastes de densidade (RHOB) e radioatividade (GR) entre os turbiditos e os carbonatos da base. Esses contrastes se repetem em vários

poços, o que permite a realização de uma boa correlação. O topo é bem marcado em perfis raios gama pela forte radioatividade das argilas posicionadas no topo do reservatório (marco radioativo), representando um corpo silte-argiloso de superfície de inundação máxima. Além disso, este litotipo é um fator que proporciona facilidade para as correlações entre os poços, pois, em geral, a sedimentação de folhelhos se desenvolve de maneira uniforme pela bacia, estabelecendo assim uma continuidade lateral.

O método de correlação de poço aplicado consiste da observação dos trechos interpretados nos perfis, a fim de amarrar e nivelar os poços de acordo com os eventos deposicionais através do método pico-pico. A partir da aplicação desta técnica é possível estabelecer a continuidade lateral de “*marcos estratigráficos*”, correlacionando os poços entre o topo e a base do reservatório. Através da justaposição dos perfis geofísicos dos poços 7NA07, 3NA02 e 1RJS019, torna-se evidente a continuidade lateral das camadas, porém com um considerável desnivelamento (Fig. 10.10). De acordo com Menezes (1986), a evolução pós-deposicional desse campo gerou diversos blocos falhados, os quais proporcionaram subtrapeamentos de óleos em níveis estruturais diferenciados.

Dentre a presença de espessos pacotes de folhelhos, carbonatos e lentes areníticas, a interpretação dos perfis levou a constatar a presença de um significativo reservatório presente lateralmente nos três poços, como pode ser visto destacado em vermelho na figura 10.10.

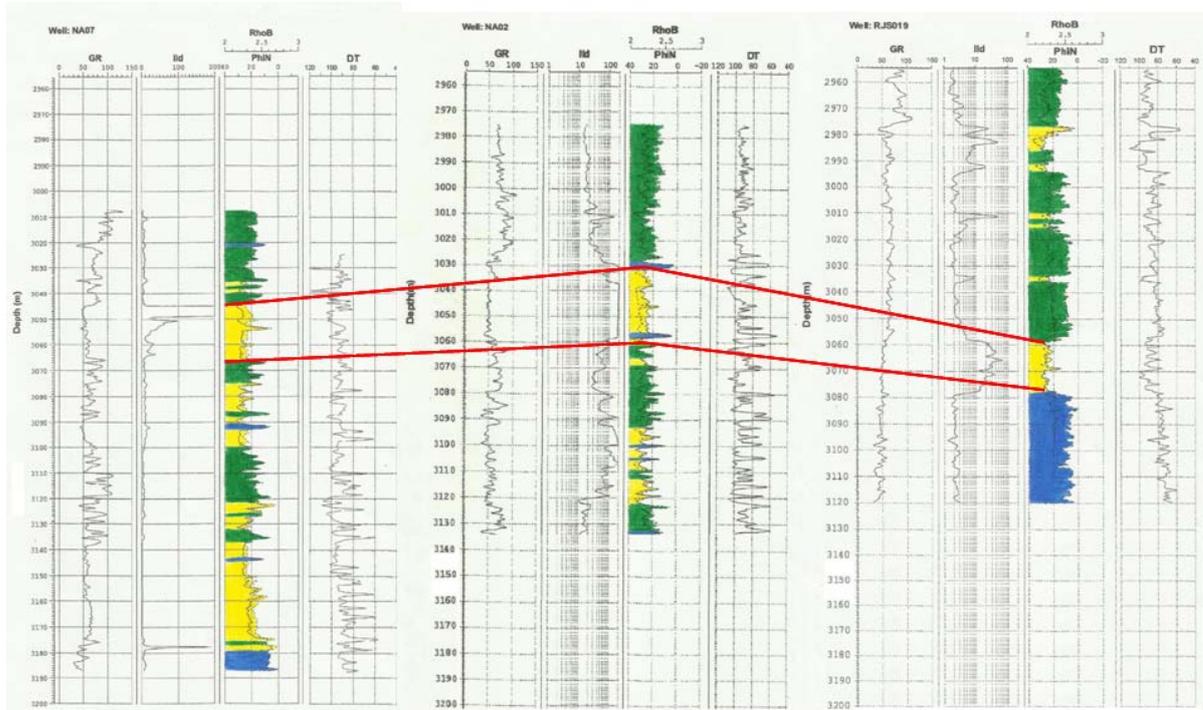


Figura 10.10: Perfis geofísicos dos poços 7NA07, 3NA02 e 1RJS019 correlacionados. As linhas vermelhas indicam a o principal reservatório encontrado neste intervalo.

Com base nas interpretações feitas gerou-se um modelo geológico para a área destes poços no Campo de Namorado (Fig. 10.11). Deve-se ressaltar, no entanto, que este modelo geológico é bem simplista uma vez que teve-se que adequar o detalhismo dos perfis à robustez do software de modelagem sísmica, problema conhecido como *upscaling*. Isto implica, portanto, na não representação no modelo geológico das mais finas lentes detectadas nos perfis, uma vez que elas não seriam imageadas por estarem abaixo do limite de resolução sísmica.

O modelo, portanto, encontra-se no intervalo de profundidades de 2960 metros a 3200 metros. Possui pacotes de folhelhos, carbonatos e arenitos. O principal reservatório arenítico possui, em sua parte mais espessa, 30 metros. Outros menores oscilam entre 5 e 15 metros. Para facilitar a compreensão e organização deste trabalho, as camadas do modelo foram numeradas e relacionadas às propriedades sísmicas na tabela 10.8. Ao todo foram mapeados 8 reservatórios, os quais foram preenchidos com hidrocarbonetos e água. Os três primeiros, cujos números são 2,3 e 4, contêm gás, os três subseqüentes, 6, 9 e 10, óleo e os dois últimos, 11 e 12, água. As espessuras das camadas, bem como as distâncias entre os poços constam na figura 10.11.

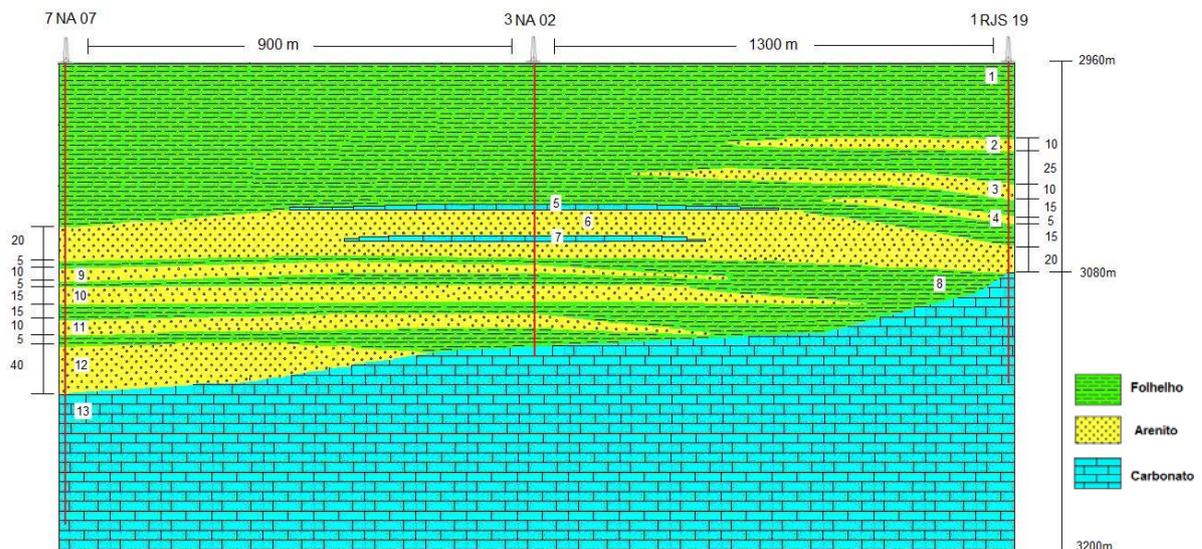


Figura 10.11: Modelo geológico do campo de Namorado na bacia de Campos.

Em um segundo momento, fez-se uso dos perfis para a obtenção das propriedades sísmicas e densidades. A velocidade compressional e a densidade foram obtidas, respectivamente, do perfil Sônico e do perfil RHOB por meio de médias aritméticas dos intervalos referentes a cada litologia interpretada, a fim de implementar com mais acurácia a modelagem sísmica usando o SeisMod. Os valores relativos ao coeficiente de Poisson foram obtidos da literatura. A tabela 10.8 contém os valores de velocidade compressional,

densidade e coeficiente de Poisson para cada camada presente no modelo, bem como os números referentes a cada camada.

Tabela 10.8: Valores de Velocidade compressional, densidade e coeficiente de Poisson para cada camada presente no modelo geológico do Campo de Namorado.

N° da camada	Camadas	Vp (m/s)	ρ (gm/cc)	σ (Razão de Poisson)
1	Folhelho	3475	2.44	0.24
2	Arenito com Gás	3310	2.00	0.08
3	Arenito com Gás	3320	2.10	0.08
4	Arenito com Gás	3325	2.15	0.08
5	Carbonato	4260	2.51	0.18
6	Arenito com Óleo	3410	2.17	0.20
7	Carbonato	4310	2.53	0.18
8	Folhelho	3620	2.42	0.24
9	Arenito com Óleo	3450	2.23	0.20
10	Arenito com Óleo	3470	2.25	0.20
11	Arenito com Água	3680	2.29	0.32
12	Arenito com Água	3720	2.31	0.32
13	Carbonato	4410	2.54	0.18

As considerações a respeito das polaridades das anomalias de amplitude sísmicas, suas relações com a litologia e velocidade das camadas explicados anteriormente para os modelos em cunha e em lentes são aplicáveis a este modelo Arenito Namorado. Isto também é observado em relação ao efeito *tunning*, que varia em função do conteúdo de frequência da *wavelet*, o qual é mais bem estudado adiante.

As medidas de perfis normalmente possuem resolução inferior a 0,3 metros, enquanto que a resolução sísmica dificilmente é melhor do que 20 metros. Esse fato deve-se às diferentes frequências de aquisição de cada método. Na perfilagem de poços a frequência fica em torno de 10KHz, já na sísmica este valor está entre 10-80 Hz (Dewar and Pickford, 2001).

Diante disto, foi feita uma análise de frequências da assinatura da fonte usando a Ricker, variando as frequências máximas do sinal de 10 Hz até 80 Hz (Fig. 10.12).

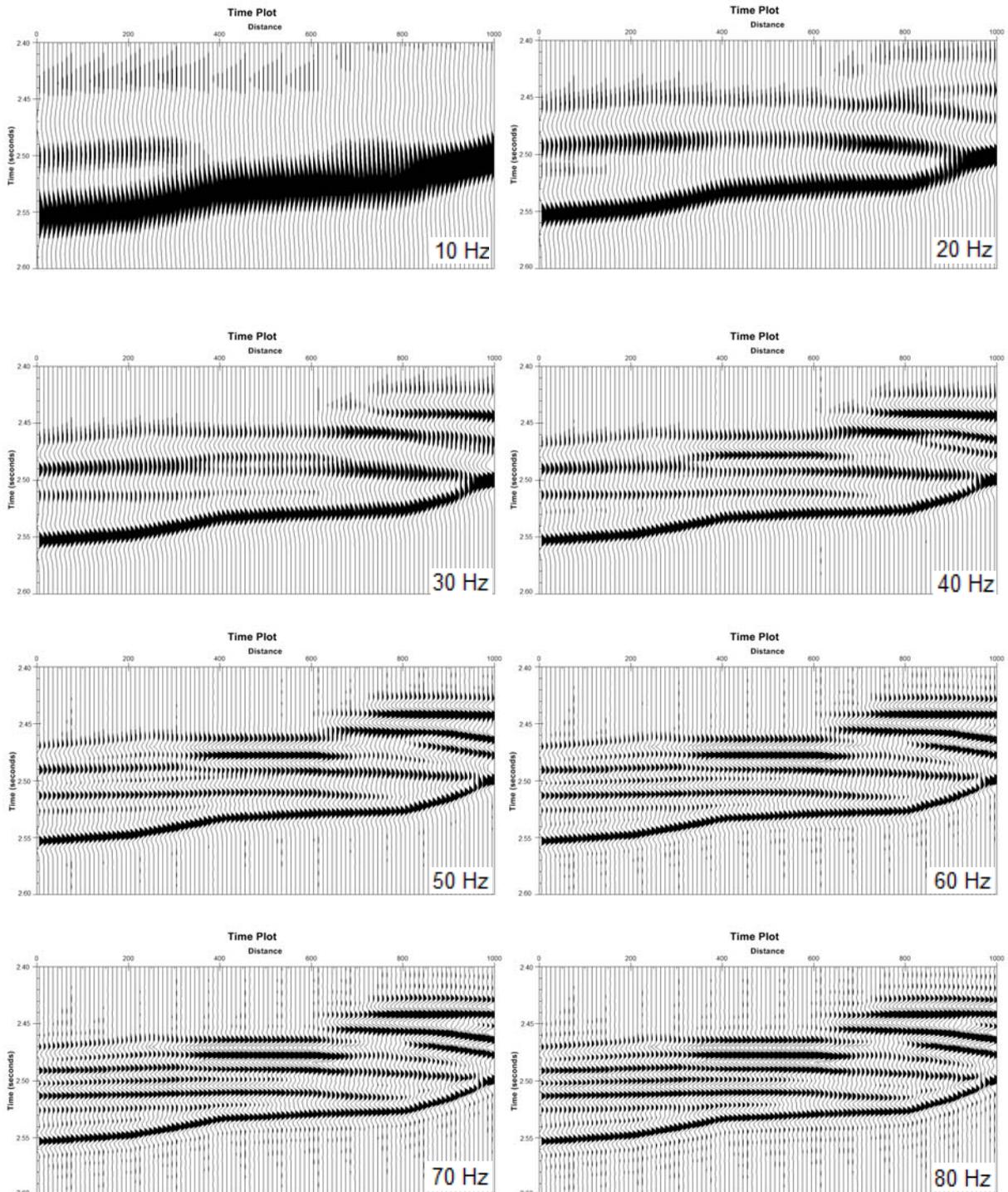


Figura 10.12: Seções sísmicas sintéticas do modelo Arenito Namorado com assinatura máxima de fonte variando de 10 Hz a 80 Hz.

Como esperado, houve um significativo aumento na resolução sísmica vertical com o aumento da frequência da assinatura da fonte, possibilitando o crescente imageamento das camadas delgadas. Sabendo que o software de modelagem não leva em conta a atenuação da onda sísmica, destacaremos as seções com assinatura da fonte de 30 Hz e 60 Hz, uma vez que a seção com frequência de 30 Hz é um importante comparativo já que foi usada na construção das seções sísmicas sintéticas dos modelos em cunha e em lentes de arenito; e

a seção de 60 Hz por ser uma frequência passível de ser detectada nas profundidades do modelo. Considerando a equação 6.13 no capítulo sobre simulação de sismograma sintético, podemos obter a resolução vertical máxima que a *wavelet* proporciona ao modelo, considerando a velocidade da camada. Para isto foram selecionadas três camadas caracterizadas por serem os reservatórios mais espessos do modelo geológico: camada 2, reservatório de gás; camada 6, de óleo e camada 12, reservatório de água (tabela 10.9).

Tabela 10.9: Tabela comparativa entre as resoluções verticais das frequências de assinatura da fonte 30 e 60 Hz.

N° da camada	Espessura modelo	Vp (m/s)	Resolução vertical (30Hz)	Resolução vertical (60Hz)
2	10 m	3310	27 m	13 m
6	30 m	3410	28 m	14,2 m
12	40 m	3720	31 m	15,5 m

A tabela explica, quantitativamente, porque obtivemos os sismogramas sintéticos da figura 10.12. Com a frequência de 30 Hz não conseguimos imagear os reservatórios com maiores espessuras no modelo, pois suas dimensões estão abaixo do limite da resolução sísmica vertical. Já em relação a 60 Hz, ocorre o contrário, o que possibilita o delineamento destas camadas. Sabendo que o modelo está entorno de 3000 m de profundidade abaixo da lamina d'água e que isto gera uma considerável atenuação do sinal sísmico, as *wavelets* de 70 e 80 Hz dificilmente alcançariam esta profundidade preservando estas altas frequências.

11 CONCLUSÃO

As anomalias de amplitude respondem à variação de litologias e ao conteúdo de hidrocarbonetos. A intensidade das reflexões aumenta conforme a elevação do contraste de impedância delineando melhor as interfaces. Quanto maior a amplitude da resposta, maior a reflexão e maior o contraste de impedância acústica. Como as propriedades das rochas capeadoras geralmente são constantes por grandes áreas, as mudanças locais na amplitude são freqüentemente relacionadas às mudanças internas no reservatório e/ou na geometria dos mesmos. O delineamento de contatos entre fluidos dentro de um mesmo reservatório também é viável, pressupondo-se que a espessura do reservatório relativa ao fluido esteja acima do limite de resolução sísmica vertical.

A modelagem dos efeitos do fluido dos poros na velocidade e densidade da rocha é um método básico usado para verificar a influência dos fluidos dos poros nas respostas sísmicas. As equações de Gassmann são as relações mais utilizadas para calcular as mudanças de velocidade resultantes das diferentes saturações de fluidos nos reservatórios. Esta técnica aliada a dados da literatura de diversas fontes contribuíram para que os modelos de reservatório em cunha e em lentes de arenito se tornassem bem próximos dos dados reais de reservatórios. Desta forma, as observações e constatações acerca das causas das principais anomalias de amplitude sísmica feitas para estes modelos foram verificadas e validadas quando simuladas para um modelo geológico real, baseado em perfis de poços (Arenito Namorado).

Portanto, a amplitude das reflexões sísmicas depende das constantes elásticas dos dois meios limitantes, ângulo de incidência e da espessura das camadas, sendo as constantes elásticas funções das características litológicas e mineralógicas do terreno, além de estarem relacionadas também com as características dos tipos de fluido contidos nos poros. O conhecimento prévio acerca dos fatores que implicam em modificações no comportamento das anomalias de amplitude, por meio da simulação de sismogramas, permite maior ciência e controle dessas variáveis dentro de um contexto de análise de dados sísmicos reais.

12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUGUSTO, F. Mapas de Amplitude Sísmica para incidência normal no reservatório Namorado, Bacia de Campos, pp 5-40, 2009.

BATZLE, M. & WANG, Z. *Seismic properties of pore fluids*. *Geophysics*, 57, 11, pp. 1396-1408, 1992.

BORÇOI, D.R. Análise de assinatura de AVO em reservatórios delgados: modelagem e inversão. UENF, Macaé, RJ, 7-18, 2006.

BRITO, A.F. Modelamento e Mapeamento Sísmico de Reservatórios. Tese de dissertação de mestrado, Salvador, UFBA, BA, 11-42, 1986.

CASTAGNA, J. P. & BACKUS, M. M. *Offset dependent reflectivity - Theory and Practice of AVO Analysis*. *Investigation of Geophysics Series*, SEG, 8, 3-37, 1993.

CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L. & EASTWOOD, R. L. *Relationship between compressional and shear-wave velocities in clastic silicate rocks*. *Geophysics*, 50, 551-570, 1985.

CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L. & KAN, T. K. *Rock Physics: the link between rock properties and AVO response; in Offset-dependent reflectivity: theory and practice of AVO analysis*. *SEG Investigations in Geophysics*, 8, 135-171, 1993.

CHRISTENSEN, N. I. *Poisson's ratio and crustal seismology*. *Journal of Geophysical Research*, 101-B2: 3139-3156, 1996.

DEWAR, J. & PICKFORD, S. *Rock physics for the rest of us – an informal discussion*. *CSEG Recorder*, pp. 42-49, May, 2001.

DIAS J.L., SCARTON J.C., GUARDADO L.R., ESTEVES F.R., CARMINATTI M. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani (eds.) Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, pp. 333-360, 1990.

DOMENICO, S.N. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, 49(8), 1188-1195, 1984.

DOVETON, J. D. *Log Analysis of subsurface Geology: Concepts and Computer Methods*. Kansas, USA. 273 pp, 1986.

FJAER, E., HOLT, R. M., HORSRUD, P., RAAEN, A. M. & RISNES, R. *Petroleum related rock mechanics*. Elsevier, London, UK, 1996.

GARDNER, G.H.F.; GARDNER, L.W. & GREGORY, A.R. *Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps*, *Geophysics*, 39, pp 770-780, 1974.

GASSMANN, F. *Elastic waves through a packing of spheres*, *Geophysics*, 16, 673-685 pp, 1951.

GREENBERG, M.L., & CASTAGNA, J.P. *Shear-Wave Velocity Estimation in Poursous Rocks: Theirical Formulation, Preliminary Verification and Application*, *Geophysical Prospecting* 40:195-209, 1992.

HAMILTON, E. L. & BACHMAN, R.T. *Sound velocity and related properties of marine sediments*. *J. Acoust. Soc. Am.*, Vol 72, n° 6. P: 1891-1904, 1982.

HAN, D. & BATZLE, M. L. *Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities*. *Geophysics*, 69, 2, pp. 398-405, 2004.

HAN, D., NUR, A., & MORGANI, D. *Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones*, *Geophysics*, 51. (2):2093-2107, 1986.

HARVEY P.J. & MacDONALD D.J. *Seismic modelling of porosity within the jurassic aged carbonate bank, offshore Nova Scotia*. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 26, 54-71, 1990.

KELLER, G., *Suplementary Guide*, in: *Parkhomenko, E., Electrical Properties of Rocks*, *Plenum Press*, 210 pp, 1967.

KEAREY, P., BROOKS, M. & HILL, I. *Geofísica de exploração*. Oficina de Textos, tradução Maria Cristina Moreira Coelho, 56-248 pp, 2009.

KUMAR, D. *A Tutorial on Gassmann Fluid Substitution: Formulation, Algorithm and Matlab Code*. *Geohorizons*, Janeiro, 4-12 pp, 2006.

MACPHERSON, D.S. SeisMod Program Version 1.04, Geophysical Training Interational, Desenvolvido por Protolink, Inc. 2006.

MARTINS, J.L. *Elastic impedance in weakly anisotropic media*, *Geophysics*, 71, n 03, 73-83 pp, 2006.

MAY, B. & HRON, F. *Synthetic seismic sections of typical petroleum traps*. *Geophysics*, vol 43, n 6, 1119-1147 pp, 1978.

MAVKO G, MUKERJI T & DVORKIN J. *The Rock Physics Handbook*, Cambridge University Press, 339 pp, 1998.

MENEZES, S.X. Geometria de reservatório do Campo de Namorado Bacia de Campos. 2o Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório. PETROBRAS, Rio de Janeiro – RJ, 1986.

MENESES, S.X. & ADAMS, T. Ocorrência de resistividades anômalas no Campo de Namorado, Bacia de Campos. Bol. Geoci. PETROBRAS, RJ, 4(2): 183-188, 1990.

NERY, G. G. Perfilagem geofísica em poço aberto. Apostila do curso de Engenharia de Petróleo, Centro de Ensino da Petrobras, Salvador, 231 pp, 1990.

OSTRANDER, W.J. *Plane wave reflection coefficients for gas sand at non-normal angles of incidence*, *Geophysics*, 49 pp, 1984.

PELLERIN, C.L.M. & CHRISTENSEN, N.I. *interpretation of crustal seismic velocities in the San Gabriel-Mojave region, southern California*. *Tectonophysics*. 286, 253-271 pp, 1998.

PORTUGAL, R. S. Inversão e interpretação sísmica; DGRN – Unicamp, 40 pp, 2006.

RUIJTENBERG, P.A., BUCHANAN, R & MARKE, P. *Three dimensional data improve reservoir mapping*, *Journal of Petroleum Technology*, 42, (1), 22-61 pp, 1992.

SCHON, J.H. *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. Vol.18 (3), 583 pp, 1996.

SHERIFF, R. E. *Aspects of Seismic Resolution*, AAPG Memoir 39,1-10 pp, 1985.

SHERIFF, R.E. Aspects of Seismic Resolution. In: Berg, O.R., Woolverton, D.G. *Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. Tulsa, Oklahoma: The American Association Petroleum Geologists, AAPG Memoir, 39, 40-62 pp, 1986.*

SHERIFF, R.E. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*: Soc. Expl. Geophysics, 1991.

SMITH, T. M., SONDERGELD C. H. & RAI C. S. *Gassmann fluid substitutions: A tutorial*. Geophysics, 68, 2, 430-440 pp, 2003.

SOUZA JR. O.G. *Stratigraphie Séquentielle et Modélisation Probabiliste des Réservoirs d'un Cône Sous-marin Profond (Champ de Namorado, Brésil) – Intégration des Données Géologiques et Géophysiques*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, Paris, 215 pp, 1997.

YILMAZ, O. *Seismic Data Processing*, SEG Publication: Investigations in Geophysics, 1987.

YILMAZ, O. *Seismic Data Analysis. Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, 2001

WANG, Z. *The Gassmann Equation Revisited: Comparing Laboratory Data with Gassmann's Predictions: Geophysics reprint series, Seismic and Acoustic Velocities of Reservoir Rocks*, Vol.3, 2000.

WANG, Z. *Fundamentals of seismic rock physics*, Geophysics, 66 (2), 398-412 pp, 2001.

WANG, Z., NUR, A. & LEVIN, F.K. *Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks, vol. 2, SEG Geophysics reprint series*, 10, 192-200, 1992.

WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R., & GARDNER, L.W. *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*, Geophysics, 21, 41-70 pp, 1956.

WOODS, R. D. *Soil Properties for Shear Wave Propagation*. In: Hovem, J.M. et al. (Eds.), *Shear Wave in Marine Sediments*. 29-39 pp, 1991.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY –

http://interactive2.usgs.gov/faq/list_faq_by_category/get_answer.asp?id=181 , acessado em: 20/10/2010.

Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis: www.anp.gov.br, acessado em 04/05/2011.

Apêndice A

Código Matlab para a substituição de fluidos de Gassmann (Kumar, 2006)

```

% Matlab program for "Gassmann fluid substitution"
% Author: Dhananjay Kumar (September 8, 2005)
% Chevron Energy Technology Company, California, USA
% References: Wang (2001), Batzle and Wang (1992), Geophysics
% AIM: Model fluid properties for brine sand, oil sand and gas sand
% Desired properties: P- and S-wave velocities, and density
% Assumptions: mineral is a mixture of quartz and Clay
% And as in the Gassmann theory (e.g., homogeneous fluid, isotropy)
% input: rho_o = reference density of oil ( 30 deg API)
% GOR = gas-to-oil ratio (160 l/l)
% rho_g = specific gravity of gas (0.9 API)
% T = Temperature (150 deg C)
% P = Pressure (3200 psi)
% S = salinity (3800 ppm)
% phi = porosity (0.20)
% VSH = volume shale log (0.20)
% isw = SWT: initial water saturation from log (0.40)
% tsw = target water saturation (1.00)
% ifluid = type of initial hydrocarbon (Gas, Oil)
% fluid = type of output fluid (Brine, Gas, Oil)
% vp = P-wave velocity from log (ft/s) - insitu / original
% vs = S-wave velocity from log (ft/s) - insitu / original
% rho = Bulk density from log (gm/cc) - insitu / original
% Output: vp_sat = P-wave velocity after fluid subs (ft/s)
% vs_sat = S-wave velocity after fluid subs (ft/s)
% rho_sat = Density after fluid substitution (gm/cc)
% How to run: check all input and enter file name on the matlab prompt
% NOTE: if hydroc. is oil, it contains some dissolved gas (defined by GOR)
% if desired fluid is oil or gas, it contains water (defined by tws)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Input parameters (use defined)
%
rho_o = 30; % Oil gravity (deg API)
GOR = 160.0; % GOR (L/L)
rho_g = 0.9; % Gas gravity (API)
T = 150.00; % Temperature (0 C)
P = 3200.00; % Pressure (psi)
S = 3800; % water salinity (ppm)
phi = 0.20; % porosity (in fraction)
vsh = 0.20 % Vsh (volume shale in fraction)
isw = 0.40; % initial water saturation (SW)
tsw = 1.00; % target water saturation (in fraction)
ifluid = 1; % initial hydrocarbon is 1(oil), 2(gas)
fluid = 1; % Desired fluid is 1(brine), 2(oil) 3(gas)
vp = 11000.0; % ft/s - from log (initial value)
vs = 6500.0; % ft/s - from log (initial value)
rho = 2.2; % gm/c - from log (initial value)
%
% Fixed parameters (e.g., Mavko et al., 1998)
%
k_clay = 20.9; % Bulk mod (GPa)
k_qtz = 36.6;
rho_clay = 2.58; % gm/cc
rho_qtz = 2.65;
%

```

```

% some applied properties
%
div_mill = 1/1000000; % factor used to divide by million
fs2kms = 0.000305; % factor for ft/s to km/s conversion
kms2fs = 3280.84; % factor for km/s to ft/s conversion
v_clay = vsh*0.70; % Assumption: V_clay = 70% of VSH
v_qtz = 1-v_clay; % quartz fraction in mineral
ish = 1-isw; % initial hydrocarbon saturation
tsh = 1-tsw; % final hydrocarbon saturation
rho_o = 141.5/(rho_o+131.5); % oil gravity in gm/cc (from API)
P = P*6.894757*0.001; % Press in MPa (from Psi)
S = S*div_mill; % salinity as weight fraction
vp = vp*fs2kms; % ft/s to km/s
vs = vs*fs2kms; % ft/s to km/s
%
% Step 1: Matrix properties
%
k_voigt = v_clay*k_clay + v_qtz*k_qtz;
k_reuss = 1/(v_clay/k_clay + v_qtz/k_qtz);
k_matrix = 0.5*(k_voigt + k_reuss); % GPa
rho_matrix = v_clay*rho_clay+v_qtz*rho_qtz; % gm/cc
%
% Step 2: water/brine properties
%
w(1,1) = 1402.85; w(1,3) = 3.437*10^(-3); % Table 2
w(2,1) = 4.871; w(2,3) = 1.739*10^(-4);
w(3,1) = -0.04783; w(3,3) = -2.135*10^(-6);
w(4,1) = 1.487*10^(-4); w(4,3) = -1.455*10^(-8);
w(5,1) = -2.197*10^(-7); w(5,3) = 5.230*10^(-11);
w(1,2) = 1.524; w(1,4) = -1.197*10^(-5);
w(2,2) = -0.0111; w(2,4) = -1.628*10^(-6);
w(3,2) = 2.747*10^(-4); w(3,4) = 1.237*10^(-8);
w(4,2) = -6.503*10^(-7); w(4,4) = 1.327*10^(-10);
w(5,2) = 7.987*10^(-10); w(5,4) = -4.614*10^(-13);
sum = 0;
for i=1:5
for j=1:4
sum = sum+w(i,j)*T^(i-1)*P^(j-1);
end
end
v_water = sum;
v1 = 1170-9.6*T+0.055*T*T-8.5*10^(-5)*T*T*T+2.6*P-0.0029*T*P-0.0476*P*P;
v_brine = v_water+S*v1+S^1.5*(780-10*P+0.16*P*P)-1820*S*S; % m/s
r1 = 489*P-2*T*P+0.016*T*T*P-1.3*10^(-5)*T*T*T*P-0.333*P*P-0.002*T*P*P;
rho_water=1+10^(-6)*(-80*T-3.3*T*T+0.00175*T*T*T+r1);
r2 = 300*P-2400*P*S+T*(80+3*T-3300*S-13*P+47*P*S);
rho_brine = rho_water+0.668*S+0.44*S*S+10^(-6)*S*r2; %gm/cc (held const)
k_brine = rho_brine*v_brine*v_brine*div_mill; % GPa (held const)
%
% Step 3: Initial Hydrocarbon properties
%
if ifluid == 1 %'Oil' Oil by default contains gas also
B0 = 0.972+0.00038*(2.495*GOR*sqrt(rho_g/rho_o)+T+17.8)^1.175;
rho_ps = rho_o/((1+0.001*GOR)*B0);
rho_s = (rho_o+0.0012*GOR*rho_g)/B0;
r1 = rho_s+(0.00277*P-1.71*0.000001*P*P*P)*(rho_s-1.15)^2+3.49*0.0001*P;
rho_hyc = r1/(0.972+3.81*0.0001*(T+17.78)^1.175); % gm/cc (will change)
v = 2096*sqrt(rho_ps/(2.6-rho_ps))-3.7*T+4.64*P+0.0115*(sqrt(18.33/rho_ps-16.97)-1)*T*P;
k_hyc = rho_hyc*v*v*div_mill; % GPa (will change)
else %'gas': means no OIL only gas is present

```

```

R = 8.314; % gas constant (eqn, same as in step7 for fluid == 3)
Ta = T+273.15;
Ppr = P/(4.892-0.4048*rho_g);
Tpr = Ta/(94.72+170.75*rho_g);
E1 = exp(-Ppr^1.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));
E = 0.109*(3.85-Tpr)^2*E1;
Z1 = 0.03+0.00527*(3.5-Tpr)^3;
Z = Z1*Ppr+0.642*Tpr-0.007*Tpr^4-0.52+E;
rho_hyc = 28.8*rho_g*P/(Z*R*Ta);
dz_dp = Z1+0.109*(3.85-Tpr)^2*E1*(-1.2*Ppr^0.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));
yo = 0.85+5.6/(Ppr+2)+27.1/(Ppr+3.5)^2-8.7*exp(-0.65*(Ppr+1));
k_hyc = P*yo/1000*1.0/(1-Ppr/Z*dz_dp); % GPa
end
%
% Step 4: Fluid properties(initial insitu model)
%
k_fl = 1/(isw/k_brine+ish/k_hyc);
rho_fl = isw*rho_brine+ish*rho_hyc;
%
% Step 5: Insitu original moduli (for saturated – insitu rock)
%
dens_poros = 0; % 1 (use porosity to est initial density), 0 (use input log)
if dens_poros == 1
rho = phi*rho_fl + (1-phi)*rho_matrix;
end
k_sat = rho*(vp*vp-vs*vs^4/3); % GPa (will change in step 9)
g = rho*vs*vs; % GPa (held constant)
%
% Step 6: Porous frame properties
%
k1 = k_sat*(phi*k_matrix/k_fl+1-phi)-k_matrix;
k2 = phi*k_matrix/k_fl+k_sat/k_matrix-1-phi;
k_frame = k1/k2; % GPa (held constant)
%
% Step 7: select the type of output fluid, cal hyc/fluid prop
%
if fluid == 1 %'Brine'
% disp('Changing fluid to brine')
elseif fluid == 2 %'Oil'
% disp('Changing fluid to Oil [with dissolved gas] with TWS brine')
B0 = 0.972+0.00038*(2.495*GOR*sqrt(rho_g/ rho_o)+T+17.8)^1.175;
rho_ps = rho_o/((1+0.001*GOR)*B0);
rho_s = (rho_o+0.0012*GOR*rho_g)/B0;
r1 = rho_s+(0.00277*P-1.71*0.0000001*P*P*P)*(rho_s- 1.15)^2+3.49*0.0001*P;
rho_hyc = r1/(0.972+3.81*0.0001*(T+17.78)^1.175); % gm/ cc (will change)
v = 2096*sqrt(rho_ps/(2.6-rho_ps))- 3.7*T+4.64*P+0.0115*(sqrt(18.33/rho_ps-16.97)-1)*T*P;
k_hyc = rho_hyc*v*v*div_mill; % GPa (will change)
elseif fluid == 3 %'Gas'
% disp('Changing fluid to Gas with TWS brine')
R = 8.314; % gas constant
Ta = T+273.15;
Ppr = P/(4.892-0.4048*rho_g);
Tpr = Ta/(94.72+170.75*rho_g);
E1 = exp(-Ppr^1.2/Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));
E = 0.109*(3.85-Tpr)^2*E1;
Z1 = 0.03+0.00527*(3.5-Tpr)^3;
Z = Z1*Ppr+0.642*Tpr-0.007*Tpr^4-0.52+E;
rho_hyc = 28.8*rho_g*P/(Z*R*Ta);
dz_dp=Z1+0.109*(3.85-Tpr)^2*E1*(-1.2*Ppr^0.2/ Tpr*(0.45+8*(0.56-1/Tpr)^2));
yo = 0.85+5.6/(Ppr+2)+27.1/(Ppr+3.5)^2-8.7*exp(- 0.65*(Ppr+1));

```

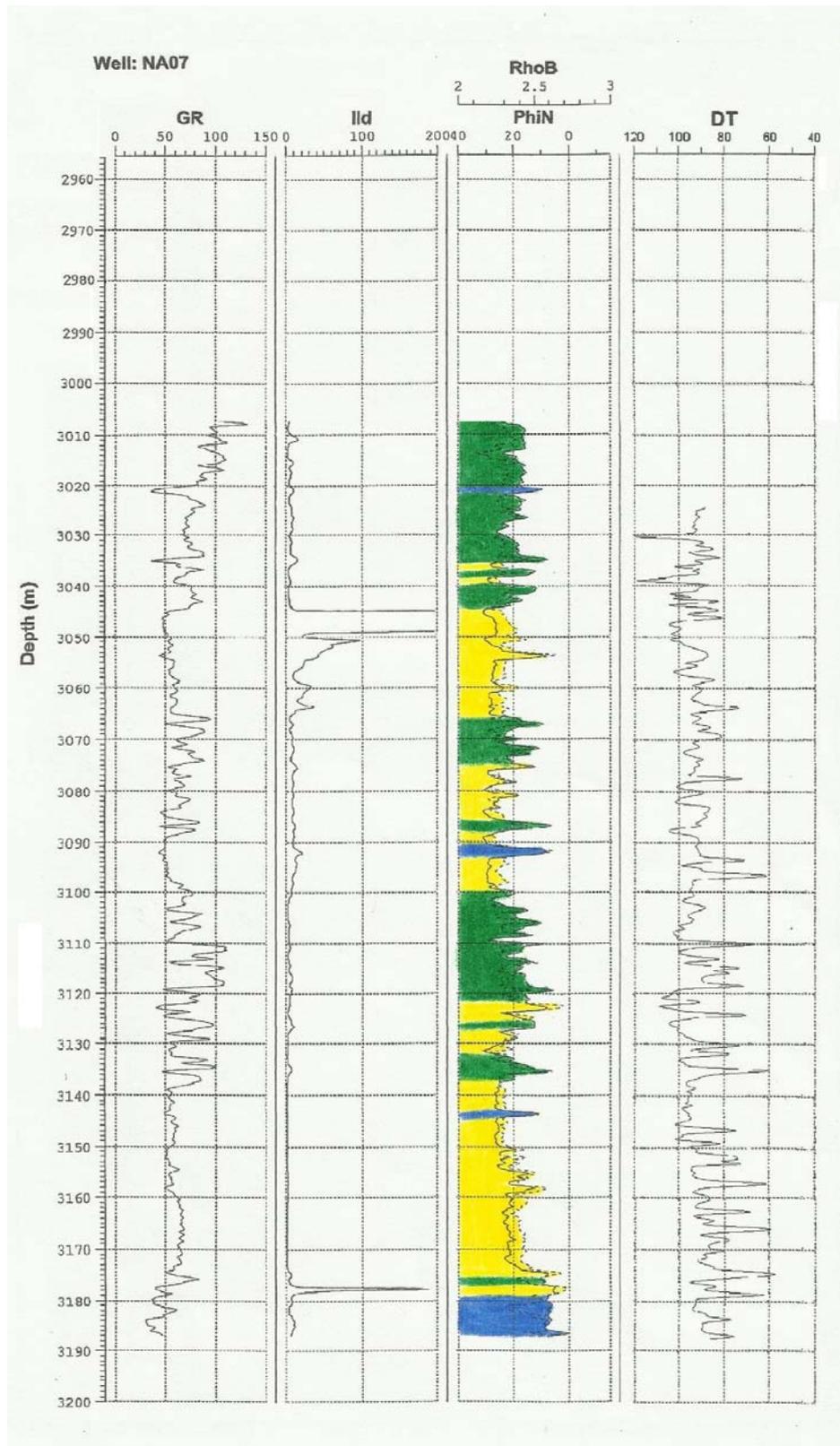
```

k_hyc = P*yo/1000*1.0/(1-Ppr/Z*dz_dp); % GPa
end
%
% Step 8: Fluid properties (target saturation) and saturated rock density
%
k_fl = 1/(tsw/k_brine + tsh/k_hyc);
rho_fl = tsw*rho_brine + tsh*rho_hyc;
rho_sat = phi*rho_fl+(1-phi)*rho_matrix % gm/cc
(OUTPUT)
%
% Step 9: Gassmann Saturated bulk modulus
%
k1 = phi/k_fl+(1-phi)/k_matrix-k_frame/(k_matrix*k_matrix);
k_sat_new = k_frame + ((1-k_frame/k_matrix)^2)/k1;
%
% Step 10: Seismic velocity after fluid substitution
vp_sat = sqrt((k_sat_new+g*4/3)/rho_sat)*kms2fs % ft/s (OUTPUT)
vs_sat = sqrt(g/rho_sat)*kms2fs % ft/s
(OUTPUT)
%%%%%%%%%% end of matlab code %%%%%%%%%%%

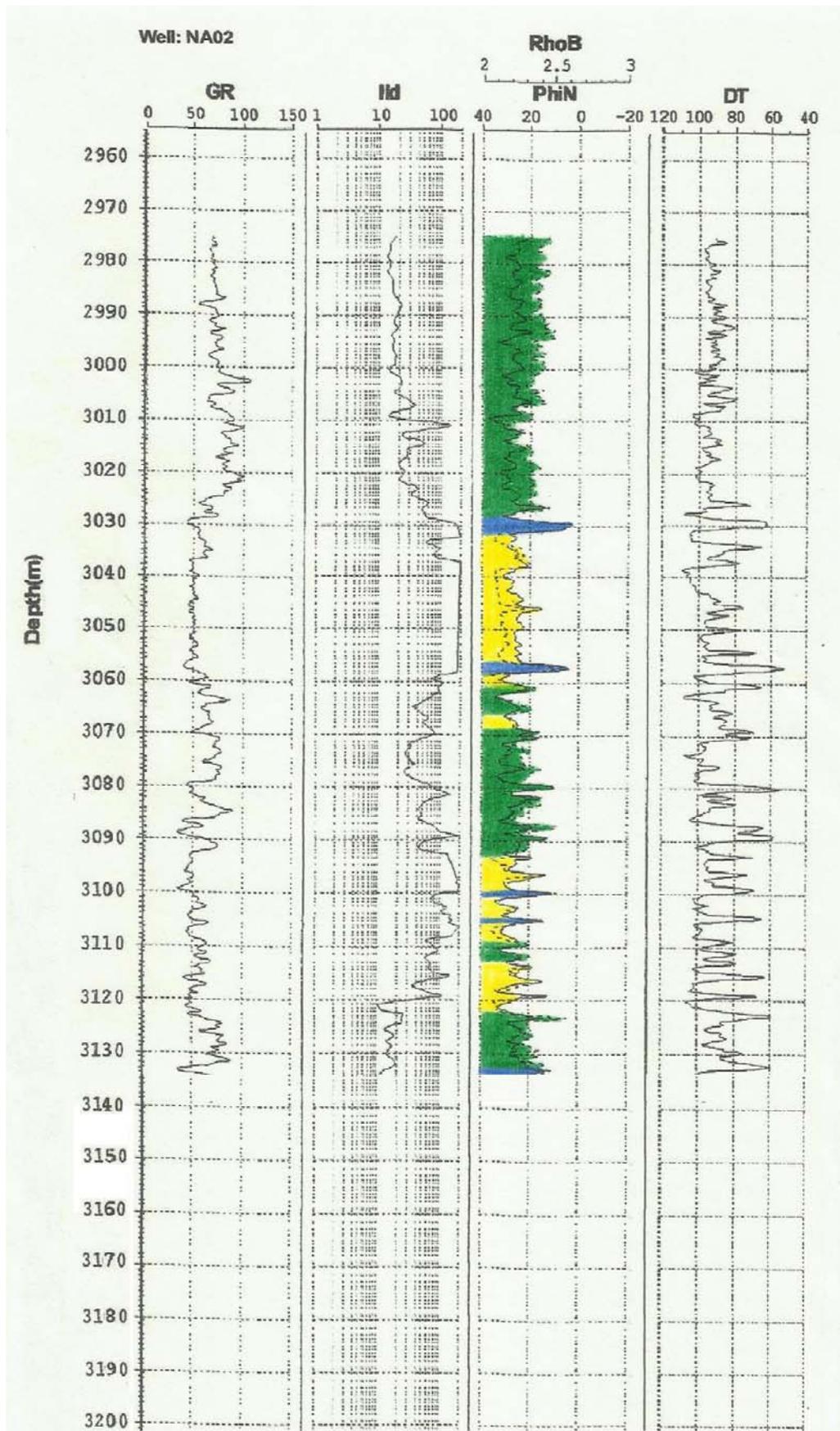
```

Apêndice B

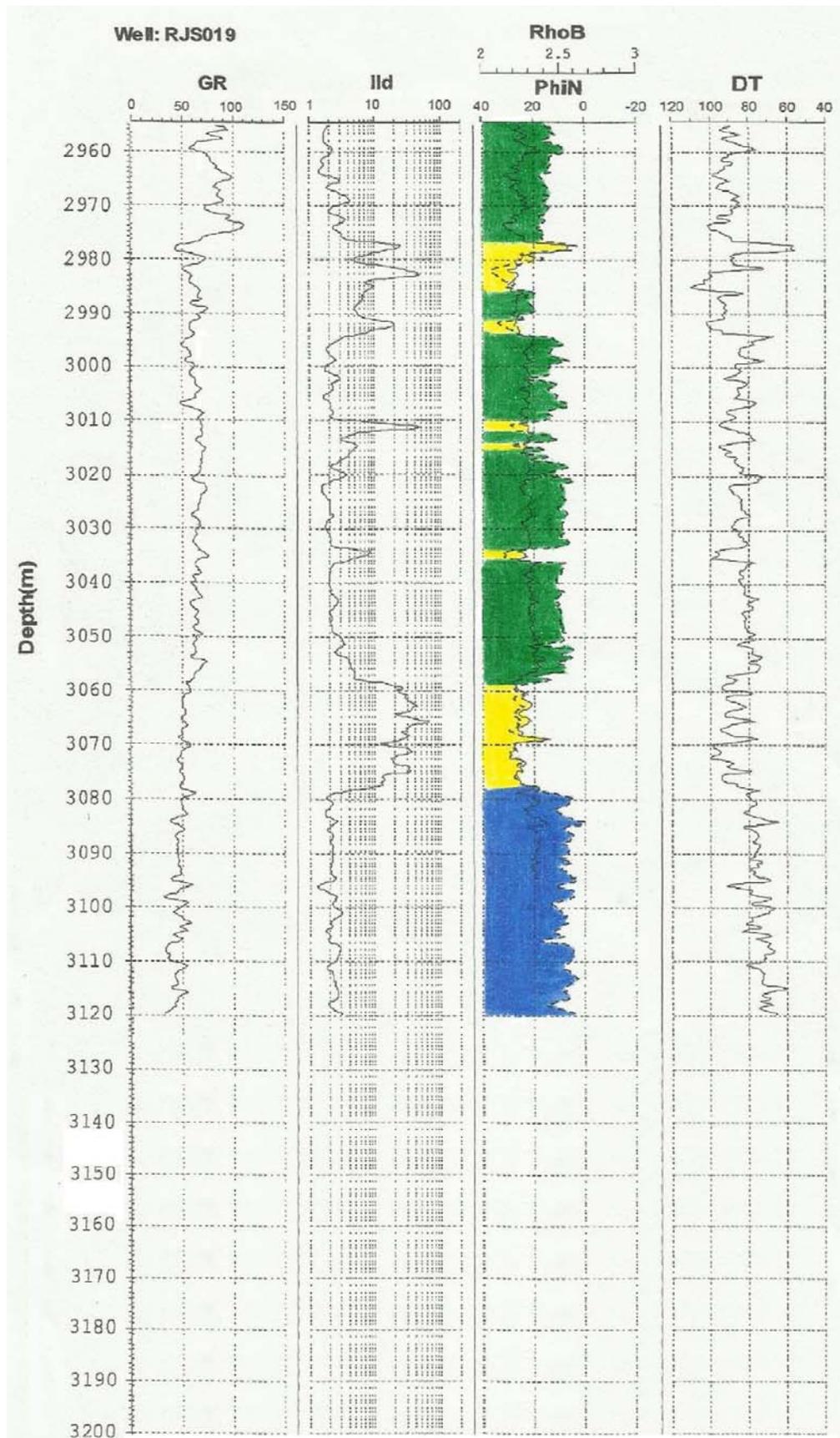
Perfis de poços interpretados



Perfil geofísico relativo ao poço 7NA 07 interpretado. Cor amarela indica os reservatórios, cor verde os sedimentos finos; e azul, os carbonatos.



Perfil geofísico relativo ao poço 3NA 02 interpretado. Cor amarela indica os reservatórios, cor verde os sedimentos finos; e azul, os carbonatos.



Perfil geofísico relativo ao poço 1 RJS 019 interpretado. Cor amarela indica os reservatórios, cor verde os sedimentos finos; e azul, os carbonatos.