

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

FELIPE NASCIMENTO

ESTUDO DAS CLASSES DE ANOMALIAS DE AVO

NITERÓI
2010

FELIPE NASCIMENTO

ESTUDO DAS CLASSES DE ANOMALIAS DE AVO

Trabalho de conclusão de curso
submetido ao Programa de
Graduação em Geofísica da
Universidade Federal Fluminense
como requisito final para obtenção
do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Jorge Leonardo Martins
Pesquisador Associado, ON -MCT

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

NITERÓI
2010

N244 Nascimento, Felipe
Estudo das classes de anomalias de AVO / Felipe Nascimento. –
Niterói : [s.n.], 2010.
78 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –
Universidade Federal Fluminense, 2010.

1.Amplitude sísmica. 2.Bacia de Campos (RJ). 3.Reflexão sísmica.
I.Título.

CDD 551.22

ESTUDO DAS CLASSES DE ANOMALIAS DE AVO

FELIPE NASCIMENTO

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense como requisito final para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Comissão Examinadora:

Dr. Jorge Leonardo Martins
Pesquisador Associado, ON / MCT

Dr. Eliane da Costa Alves
Coordenadora, IGEO / UFF

Dr. Cleverson Guissan da Silva
Professor, IGEO / UFF

Niterói, 14 de Julho de 2010

AGRADECIMENTOS

- Agradeço primeiramente a Deus, por tudo que tem me dado e por estar comigo em todas as etapas da minha vida.
- Aos meus pais Paulo Roberto e Eliane, pela vida, pela educação e principalmente pelo amor em todos os momentos da minha vida, graças a isso tenho conseguido atingir todos os meus objetivos.
- À minha noiva Carolina, por todo incentivo, companheirismo e paciência, me apoiando em todos os momentos de tristezas e de alegrias. E pelos maravilhosos anos de convivência que me ensinaram a ver a vida com mais brilho e amor.
- Ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins por todo apoio, paciência, confiança e aprendizado.
- Ao meu sogro Carlos Tadeu e a minha sogra Esther por todo apoio, incentivo e carinho.
- À professora Eliane Alves, por todo o seu trabalho, dedicação e esforço com o curso de graduação de Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Como também por toda sua paciência e compreensão com os alunos.
- Aos inesquecíveis amigos da Geofísica da UFF, que deixavam os dias mais felizes e descontraídos mesmo nos momentos mais difíceis.
- À Universidade Federal Fluminense, em especial, ao Departamento de Geologia Marinha, que ajudaram de forma direta e indireta na realização deste trabalho como também durante todo o período de graduação.
- A todos que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Um abraço a todos e o meu mais sincero muito obrigado!

*“Muitas pessoas devem a grandeza de suas vidas aos
problemas e obstáculos que tiveram de vencer.”*
Baden Powell

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1: Componentes de tensão atuantes em um pequeno cubo.....	02
Figura 2-2: Análise de deformação em duas dimensões.....	03
Figura 2-3: Relação tensão/deformação.....	05
Figura 2-4: Módulo de Young.....	07
Figura 2-5: Tipos de ondas sísmicas. (a) e (b): ondas de corpo; (c) e (d): ondas superficiais (Bolt, 1976).....	08
Figura 2-6: Princípio de Huygens para localização de novas frentes de onda.....	10
Figura 2.7: Reflexão e refração para uma onda plana.....	11
Figura 2-8: Fenômeno de difração.....	12
Figura 2-9: Dados de vagarosidade da onda compressional VS porosidades para arenitos saturados com água.....	15
Figura 2-10: Gráfico: Velocidade versus densidade.	16
Figura 2-11: Dados de vagarosidades ondas compressonais e de cisalhamento para várias argilas.....	18
Figura 2-12: Reflexão e transmissão em uma interface entre dois semi-espacos elásticos e infinitos para uma onda incidente P.....	27
Figura 2-13: Classificação de Rutherford e Williams (1989) para areia com gás.....	28
Figura 2-14: Obtenção dos atributos A e B, fundamentais na análise de AVO.....	29
Figura 2-15: AVO Crossploting (Adaptado de Castagna & Swan, 1997).....	30
Figura 2-16: <i>Crossplotting</i> mostrando a variação na tendência geral para diferentes valores da razão V_p/VS	30
Figura 2-17: Desvios da tendência geral obtida a partir de dados de petrofísica.....	31
Figura 2-18: Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de interesse no <i>Crossplot</i> de AXB.....	31
Figura 3-1: Mapa de localização da Bacia de Campos.....	32
Figura 3-2: Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente.....	35
Figura 3-3: Seção geológica generalizada da Bacia de Campos.....	44
Figura 3-4: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos.....	45
Figura 5.1: Modelo sintético de um reservatório de cunha de areia.....	49
Figura 5.2: Sismograma sintético do modelo 1 com água.....	51
Figura 5.3: Classe 1 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência.....	52
Figura 5.4: Sismograma sintético do modelo 2 preenchido por gás.....	53
Figura 5.5: Classe 2 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência.....	53

Figura 5.6: Sismograma sintético modelo 3 preenchido com gás.....	54
Figura 5.7: Classe 3 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência.....	54
Figura 5.8: Gráfico do Intercepto X Gradiente das respostas dos três modelos.....	55
Figura 5.9: Mapa Estrutural do Campo de Namorado.....	56
Figura 5.10: Modelo Reservatório Namorado SeisMod.....	57
Figura 5.11: Sismograma sintético modelo Namorado.....	58
Figura 5.12: Análise da amplitude.....	58
Figura 5.13: Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de interesse do reservatório Namorado	59

LISTA DE TABELAS

1: Relações entre parâmetros elásticos em meios isotrópicos.....	9
2: Resumo do comportamento do AVO para as várias classes de arenitos com gás.....	28
3: Constantes elásticas dos três modelos estudados para efeito de investigação da classificação das resposta de AVO.....	50
4: Constantes elásticas do reservatório namorado.....	57

RESUMO

A análise de AVO (do inglês, *Amplitude Variation with Offset*) tem sua fundamentação associada às aproximações dos coeficientes de reflexão (amplitude) com o afastamento (ângulo de incidência), e desenvolve um papel bastante importante na indústria do petróleo pois pode revelar possíveis indicadores de hidrocarbonetos. O presente trabalho tem por objetivo realizar um estudo dirigido para fins de investigação das classes de anomalias de AVO definidas em Rutherford e Williams (1989) e Castagna & Swan (1997) para modelos geológicos de reservatórios de petróleo e gás. Para tal análise, utilizamos o programa **SeisMod®** desenvolvido em ambiente *Matlab®*. Numa etapa inicial, abordamos os conceitos básicos envolvidos na análise das amplitudes sísmicas. Em seguida, apresentamos um resumo da geologia da bacia de Campos para fins de construção de um modelo geológico simples para o reservatório Namorado. Na etapa final do trabalho, utilizamos este modelo de reservatório para, através do pacote **SeisMod®**, estudar as anomalias de AVO (*Amplitude Variation with Offset*) a seção sísmica de afastamento nulo correspondente ao reservatório. Observamos que a resposta sísmica do modelo do reservatório Namorado corresponde a uma anomalia AVO Classe III, representando uma areia com impedância acústica significativamente menor do que a rocha encaixante gerando um coeficiente de reflexão de incidência normal significativamente negativo.

ABSTRACT

The AVO (Amplitude Variation with Offset) analysis is directly associated to the approximations of the reflections coefficients (Amplitudes) with offset (incidence angles) and plays an important role in the oil industry as they can help to describe possible hydrocarbons indicators. The objective of this work is to realize a study to investigate the anomalies classes of AVO defined by Rutherford & Williams (1989) and Castagna & Swan (1997) to geological models of hydrocarbons reservoirs. For such analysis, we used the **SeisMod®** program developed in *Matlab®*. The first part of this work deals with the basics concepts involved in the analysis of the seismic amplitudes. Afterwards a summary of the geology of Campos basin was presented with the purpose of constructing a simple geological model of the Namorado reservoir. Finally we used the Namorado reservoir to study, through the **SeisMod®**, the AVO anomalies (Amplitude Variation with Offset) of the zero-offset seismic section corresponding to the reservoir. We noted that the response of the seismic of the geological model of Namorado reservoir is related to a class III AVO anomaly representing a gas sand with a significant lower impedance acoustic than the overlaying rock, generating a zero-offset reflection coefficient significantly negative.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	OBJETIVOS.....	14
2	RESUMO TEÓRICO.....	14
2.1	TEORIA DA ELASTICIDADE.....	14
2.2	ONDAS SÍSMICAS.....	21
2.3	MOVIMENTAÇÃO DA ONDA.....	23
2.4	FATORES QUE INFLUENCIAM NAS VELOCIDADES SÍSMICAS.....	26
2.5	COEFICIENTES DE REFLEXÃO.....	32
2.6	INTERPRETAÇÃO DE DADOS DE AVO.....	39
3	ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE CAMPOS.....	44
3.1	ASPECTOS GERAIS.....	44
3.2	EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.....	46
3.3	EVOLUÇÃO TECTONO SEDIMENTAR.....	48
3.4	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	51
4	COMPUTAÇÃO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.....	59
5	METODOLOGIA.....	60
5.1	RESPOSTA DE AVO DE MODELOS SIMPLES <i>SEISMOD</i>	61
5.2	MODELO NAMORADO <i>SEISMOD</i>	68
6	CONCLUSÃO.....	71
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

1 INTRODUÇÃO

O método de prospecção geofísico mais utilizado na indústria de exploração de hidrocarbonetos é o método sísmico de reflexão, pois fornece, comparando-se a outros métodos geofísicos, alta definição das feições geológicas em subsuperfície de zonas potencialmente produtoras de petróleo e gás. Um dos maiores desafios para os profissionais de exploração de hidrocarbonetos é a obtenção de parâmetros físicos de reservatório de petróleo e gás a partir da interpretação de dados sísmicos de superfície. Anomalias de amplitude sísmica associadas à presença de hidrocarbonetos podem exibir um aumento ou um decréscimo da amplitude com o afastamento.

Uma das técnicas existentes para analisar o tipo de fluido contido em um reservatório é análise da variação de amplitude com o afastamento (AVO, do inglês, *amplitude versus offset*) e sua fundamentação está nas aproximações para o coeficiente de reflexão. As expressões para os coeficientes de reflexão e transmissão, considerando ondas planas incidentes numa fronteira entre dois meios elásticos, foram deduzidas por Zoeppritz (1919). A aproximação de Shuey (1985) se tornou a base da análise de AVO por facilitar a interpretação destas variações. Tal expressão é obtida a partir da aproximação proposta por Aki and Richards (1980) para o coeficiente de reflexão, considerando a hipótese adicional de afastamento pequeno entre a fonte e o receptor.

As primeiras utilizações comerciais das amplitudes sísmicas como um indicador direto de hidrocarbonetos surgiram na década de 70 com a chamada *bright spot analysis*, a partir da qual verificava-se amplitudes anômalas (muito fortes) para alguns casos de presença de gás. Ostrander (1984) desenvolveu a técnica de AVO, pois analisou que muitas anomalias sísmicas não eram causadas pela acumulação de gás, ou às vezes eram causadas por acumulações de gás com volume subcomercial. Suas técnicas foram posteriormente detalhadas por (Foster., et al 1993 e Castagna & Swann, 1997) que acrescentaram o crossplot dos parâmetros intercepto (intercept) e gradiente (gradiente) que podem indicar mudanças no tipo de fluido do reservatório.

Rutherford and Williams (1989) definiram três classes distintas de anomalias de AVO em areias com gás. Castagna e Swan (1997) sugeriram

uma quarta classe adicional às já apresentadas por Rutherford and Williams (1989).

1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal deste projeto é investigar as classes de anomalias de AVO conforme Castagna e Swan (1997) e Rutherford e Williams (1989). Enfocaremos aquelas associadas a reservatórios de petróleo e gás. O pacote **SeisMod**, desenvolvido em ambiente MATLAB, será a ferramenta computacional que utilizaremos para execução de tal estudo.

2 RESUMO TEÓRICO

Um dos principais objetivos na interpretação de amplitudes sísmicas é determinar se a saturação de água ou a saturação de hidrocarboneto da rocha geraram a reflexão de interesse. Assim sendo, uma estimativa da diferença das propriedades das rochas saturadas com água e/ou com óleo é essencialmente efetuada a partir dos chamados métodos de AVO (amplitude versus *offset*) ou AVA (amplitude versus ângulo). Nas subseções a seguir, apresentamos os conceitos básicos necessários aos estudos de AVO.

2.1 TEORIA DA ELASTICIDADE

Quando se aplica uma força externa à superfície de um sólido, o tamanho e forma deste corpo sofrem alterações. Essa força externa encontra resistência devido às forças internas que se opõem a estas mudanças. Devido a isso, quando a força externa pára de atuar, a tendência é de o corpo voltar ao seu estado original. Esta propriedade de resistir às mudanças de forma e tamanho recebe o nome de Elasticidade. Um corpo perfeitamente elástico é aquele que retorna ao seu estado normal após sofrer uma deformação.

O esforço aplicado, ou força aplicada, pode ser definido como Tensão, que é a razão entre a força e a área onde está sendo aplicada esta força. Caso esta força seja perpendicular à área, dá-se o nome de tensão normal, ou de

pressão. Se a força for tangencial à área, dá-se o nome de tensão de cisalhamento.

Supondo um pequeno cubo, as tensões atuantes nas seis faces deste objeto podem ser decompostas em componentes normais e tangenciais, conforme a Figura 2-1.

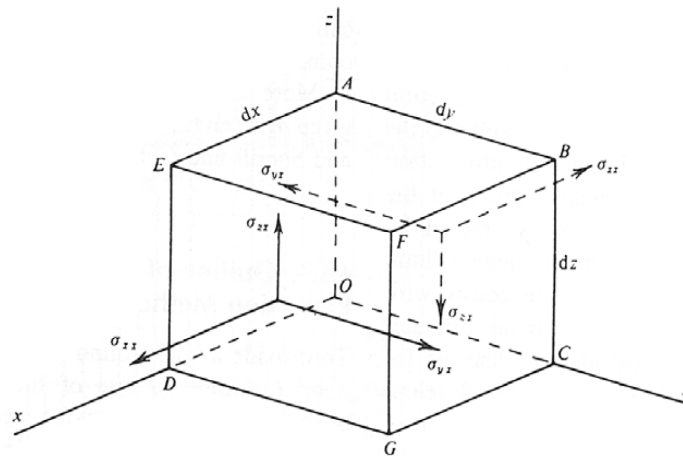


Figura 2-1 – Componentes de tensão atuantes em um pequeno cubo.

As tensões normais são representadas por símbolos iguais, como os índices de σ_{xx} e as tensões cisalhantes são representadas com símbolos diferentes, como σ_{xy} .

Quando o sistema está em equilíbrio, as tensões σ_{xx} , σ_{yx} e σ_{zx} atuantes na face $OABC$ devem ser iguais, assim como as forças atuantes na face oposta ($DEFG$) também. Esta regra se aplica em todas as outras faces e suas respectivas tensões. Já as tensões cisalhantes, como σ_{yx} , tendem a rotacionar o elemento sobre o eixo z .

Além da tensão, um objeto pode sofrer mudanças na forma e dimensões, chamada de Deformação. Para facilitar o entendimento, observe a Figura 2-2.

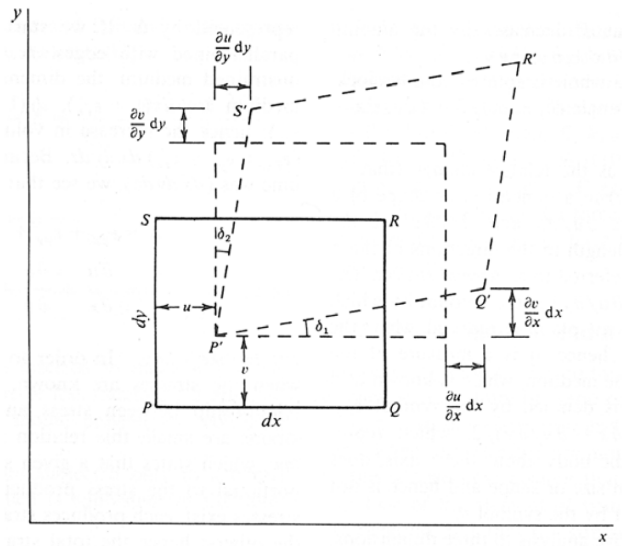


Figura 2-2 – Análise de deformação em duas dimensões.

Considere o retângulo $PQRS$ no plano xy . Quando uma tensão é aplicada, o ponto P desloca-se para o ponto P' , com componentes u para o eixo x e v para o eixo y . Se os outros vértices Q , R e S sofrem o mesmo deslocamento de P , então o retângulo também deslocará com valores de u e v e não haverá mudança de forma e tamanho. Entretanto, se u for diferente de v para todos os vértices, o retângulo sofrerá mudanças de forma e tamanho, ocasionando uma deformação. Assumindo que $u=u(x,y)$ e $v=v(x,y)$, as coordenadas dos vértices $PQRS$ e $P'Q'R'S'$ serão:

$$P(x,y), Q(x+dx,y);$$

$$S(x,y+dy), R(x+dx, y+dy);$$

$$P'(x+u, y+v);$$

$$Q\left(x+dx+u\frac{\partial u}{\partial x}dx, y+v+\frac{\partial v}{\partial x}dx\right); \quad (2.1)$$

$$S\left(x+u+u\frac{\partial u}{\partial y}dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial y}dy\right); \quad (2.2)$$

$$R\left(x+dx+u\frac{\partial u}{\partial x}dx+\frac{\partial u}{\partial y}dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial x}dx+\frac{\partial v}{\partial y}dy\right); \quad (2.3)$$

A deformação é definida como uma mudança relativa nas dimensões ou forma do corpo. Com base nas relações descritas acima, o deslocamento relativo de todos os pontos pode ser calculado da seguinte forma:

Componentes de expansão ou compressão:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}; \quad (2.4)$$

Componentes de cisalhamento:

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}; \quad (2.5)$$

Estas componentes podem submeter um corpo à rotação nos três eixos, que pode ser expressa da seguinte maneira:

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right); \quad \theta_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right); \quad \theta_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right); \quad (2.6)$$

2.1.1 Lei de Hooke

Para se calcular a deformação quando a tensão é conhecida, é preciso saber a relação existente entre deformação e tensão (Figura 2-3). Quando a deformação é pequena, esta relação é dada pela Lei de Hooke, em que a deformação é diretamente proporcional à tensão aplicada, dada por uma função linear. De maneira geral, a Lei de Hooke pode ser expressa pelas seguintes relações, quando o meio é considerado isotrópico:

$$\sigma_{ii} = 3\lambda\theta + 2\mu\theta, \text{ sendo } i = x, y, z \text{ (tensão normal)} \quad (2.7)$$

$$\sigma_{ij} = \mu\varepsilon_{ij}, \text{ sendo } i,j=x, y, z \text{ (} i \neq j \text{) (tensão cisalhante)} \quad (2.8)$$

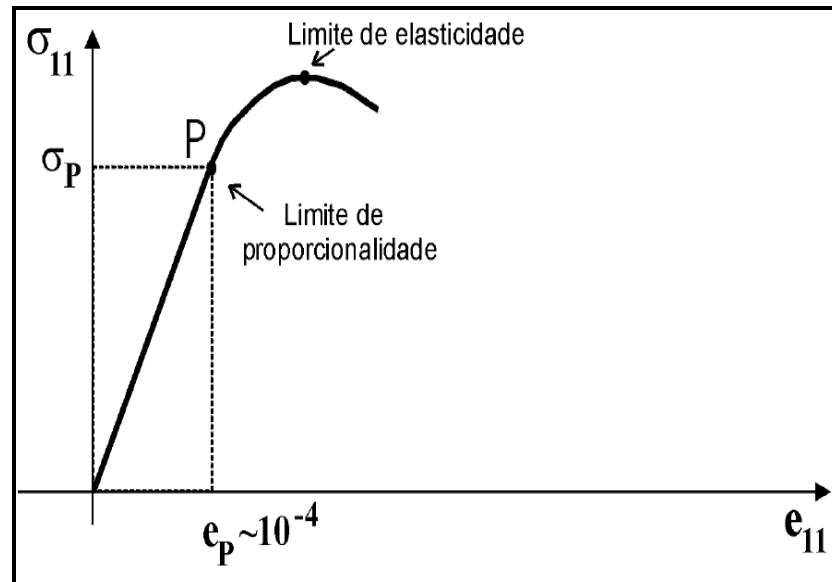


Figura 2-3: Relação tensão/deformação.

A Lei de Hooke, sua forma generalizada é válida para diferentes tipos de materiais, mesmo anisotrópicos. Utilizando-se o princípio da conservação da energia pode-se demonstrar que, devido a simetria de sólidos, apenas 21 constantes elásticas (de um total de 81) são independentes. No caso de um sólido isotrópico, isto é, de simetria cúbica, onde existem nove planos de simetria, essas constantes elásticas independentes se reduzem a apenas três.

Considere uma barra isotrópica, alongada na direção x e uma tensão também na direção x (figura 2-4). O módulo de Young mede a variação do comprimento Δx devido à aplicação da força F . Conhecendo-se o comprimento original da barra (x) e a sua seção transversal (s), obtêm o módulo de Young (E) como

$$E = \frac{F / s}{\Delta x / x} \quad (2.9)$$

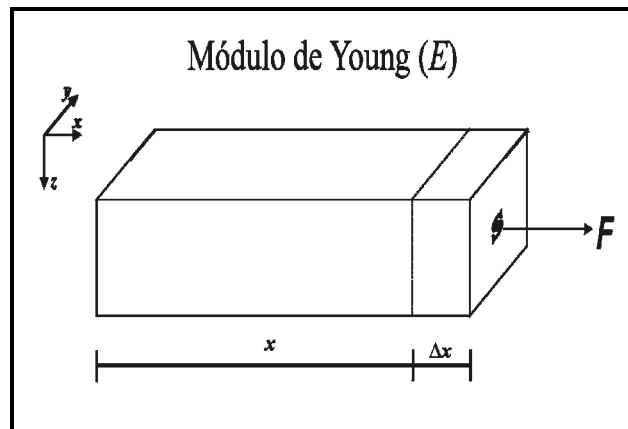


Figura 2-4: Módulo de Young.

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

2.1.2 Constantes Elásticas

Além das constantes de Lamé, existem outras constantes que são muito utilizadas. A constante que valida a região de proporcionalidade da Lei de Hooke é conhecida como módulo de Young. Nos experimentos sísmicos, o movimento das partículas do meio em subsuperfície fora das proximidades da fonte explosiva, podem ser razoavelmente explicados supondo que o meio tenha um comportamento elástico, cuja relação linear entre tensão e deformação pode ser expressa pela Lei de Hooke. O Módulo de Young (E) é expresso como sendo a razão entre um esforço aplicado apenas nas extremidades de um corpo cilíndrico, onde a deformação se dará na direção de aplicação do esforço. Considerando que todas as tensões são zero, exceto σ_{xx} ,

sendo esta paralela ao eixo x do cilindro, o Módulo de Young pode ser expresso por:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

(2.10)

A razão de Poisson (σ) é definida como a razão entre a contração lateral e a distensão longitudinal do sólido, expressa por:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.11)$$

Além dos coeficientes de Lamé e dos módulos Young (E) e razão de Poisson (σ), outro o módulo bastante utilizado na geofísica e na engenharia é o módulo de incompressibilidade ou *bulk* (κ) é a razão entre a pressão (p) e a mudança de volume, ou dilatação (θ), quando um sólido está sujeito a uma compressão hidrostática. Pode escrevê-lo em função do módulo de Young e da razão de Poisson como:

$$\kappa = \frac{E}{3(1-2\nu)} = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \quad (2.12)$$

O módulo de Young e a razão de Poisson são mais fáceis de serem medidos em laboratório do que os parâmetros de Lamé. Também, a partir de dois módulos conhecidos, é sempre possível calcular os demais parâmetros e módulos. A Tabela 1 mostra a relação entre os diversos parâmetros para meios elásticos isotrópicos.

As constantes elásticas são definidas objetivando valores sempre positivos. A razão de Poisson apresenta valores que variam entre 0 e 0,5. Rochas mal consolidadas representam valores de μ muito pequenos, tendendo

a zero. Como os líquidos não apresentam resistência ao cisalhamento, $\mu=0$ e $\sigma=0,5$. Para a grande maioria das rochas, as constantes E , k e μ variam entre 2×10^{10} a 12×10^{12} N/m². As relações entre as várias constantes elásticas são exibidas na Tabela 1.

Tabela 1: Relações entre parâmetros elásticos em meios isotrópicos (Sheriff, 2002).

Parâmetros	κ	E	λ	ν	μ
λ, μ	$\lambda + \frac{2}{3}\mu$	$\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	—	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	—
λ, κ	—	$\frac{9\kappa(\kappa - \lambda)}{3\kappa - \lambda}$	—	$\frac{\lambda}{3\kappa - \lambda}$	$\frac{3}{2}(\kappa - \lambda)$
λ, ν	$\frac{\lambda(1+\nu)}{3\nu}$	$\frac{\lambda(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	—	—	$\frac{\lambda(1-2\nu)}{2\nu}$
μ, κ	—	$\frac{9\mu\kappa}{\mu + 3\kappa}$	$\kappa - \frac{2}{3}\mu$	$\frac{3\kappa - 2\mu}{2(3\kappa + \mu)}$	—
μ, E	$\frac{\mu E}{3(3\mu - E)}$	—	$\frac{\mu(E - 2\mu)}{3\mu + E}$	$\frac{E - 2\mu}{2\mu}$	—
μ, ν	$\frac{2\mu(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1+\nu)$	$\frac{2\mu\nu}{1-2\nu}$	—	—
κ, E	—	—	$\frac{3\kappa(3\kappa - E)}{9\kappa - E}$	$\frac{3\kappa - E}{6\kappa}$	$\frac{3\kappa E}{9\kappa - E}$
κ, ν	—	$3\kappa(1-2\nu)$	$\frac{3\kappa\nu}{1+\nu}$	—	$\frac{3\kappa(1-2\nu)}{2(1+\nu)}$
E, ν	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	—	$\frac{E}{2(1+\nu)}$

2.2 ONDAS SÍSMICAS

Há dois tipos de ondas sísmicas: ondas de Corpo e ondas Superficiais, conforme ilustrado da Figura 2-5. As ondas de Corpo são classificadas como ondas P e ondas S . As ondas Superficiais são classificadas como ondas Rayleigh e ondas Love. Cada um destes tipos de ondas possui características de propagação distintas e que serão descritas a seguir.

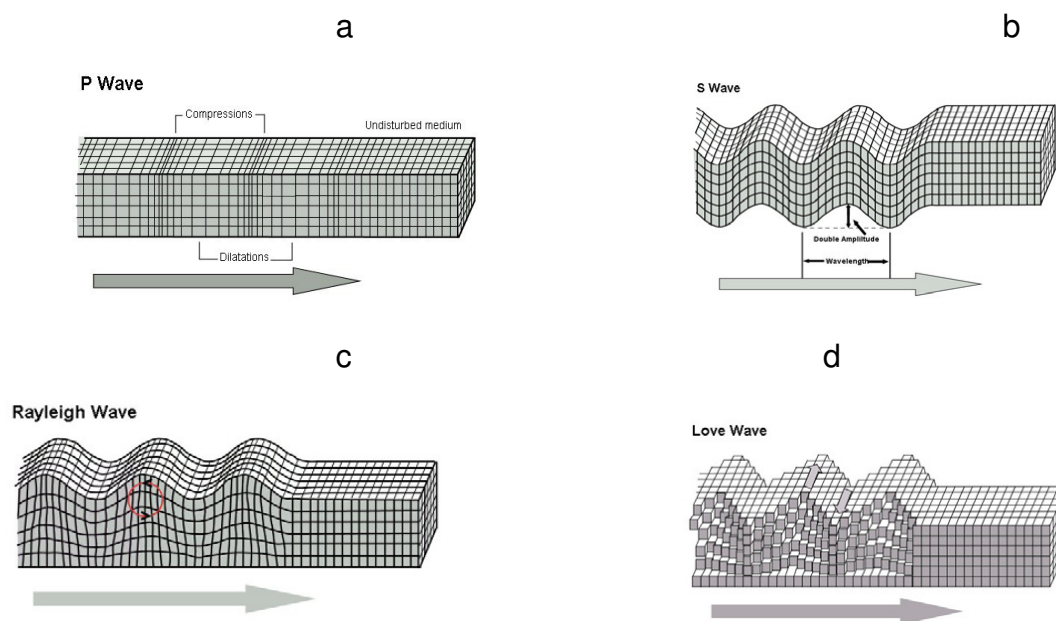


Figura 2-5 – Tipos de ondas sísmicas. (a) e (b): ondas de corpo;
(c) e (d): ondas superficiais (Bolt, 1976).

2.2.1. Ondas de corpo

As ondas de Corpo (P e S) são as mais importantes para levantamentos sísmicos de reflexão. Elas causam uma perturbação no meio, propagando-se de um ponto a outro em subsuperfície, com uma velocidade V . A onda do tipo P é também conhecida como onda longitudinal, dilatacional, compressional ou primária. A onda do tipo S é também conhecida como cisalhante, transversal, rotacional ou secundária. As velocidades das ondas P e S são relacionadas a α e β respectivamente, onde:

$$\alpha = \{(\lambda + 2\mu) / \rho\}^{1/2} \quad (2.13)$$

$$\beta = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (2.14)$$

Uma vez que as constantes elásticas são positivas, α sempre será maior do que β . A razão entre α e β pode ser escrita como:

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{(1/2) - \sigma}{1 - \sigma} \quad (2.15)$$

À medida que σ decresce, γ aumenta a uma razão de $1/\sqrt{2}$, o que significa que a velocidade da onda S sempre corresponderá a 70% no máximo da velocidade da onda P . A onda S não se propaga em um meio líquido, porque μ é zero e conseqüentemente γ e β também serão zero.

2.3 MOVIMENTAÇÃO DA ONDA

A movimentação de uma onda se dá pelo princípio de Huygens, que diz que cada ponto da frente de onda pode ser uma nova fonte geradora de ondas sísmicas. Com isso, é possível prever a posição das novas frentes de ondas geradas, sempre considerando que cada uma delas tem potencial para a geração de novas frentes de ondas. Na Figura 2-6, AB é uma frente de onda em um instante t_0 e deseja-se encontrar esta frente de onda em um determinado tempo ($t_0 + \Delta t$). Durante o intervalo Δt , a onda irá avançar uma distância $V\Delta t$, onde V é a velocidade de propagação. Selecionam-se pontos na frente de onda (P_1, P_2, P_3 , etc) e desenham-se pequenos arcos com raio $V\Delta t$. A partir destes pequenos arcos (frentes de onda secundárias), é possível determinar a posição da frente de onda $A'B'$ em um tempo ($t + \Delta t$), que corresponde à superfície que tangencia simultaneamente todas as frentes de onda secundárias.

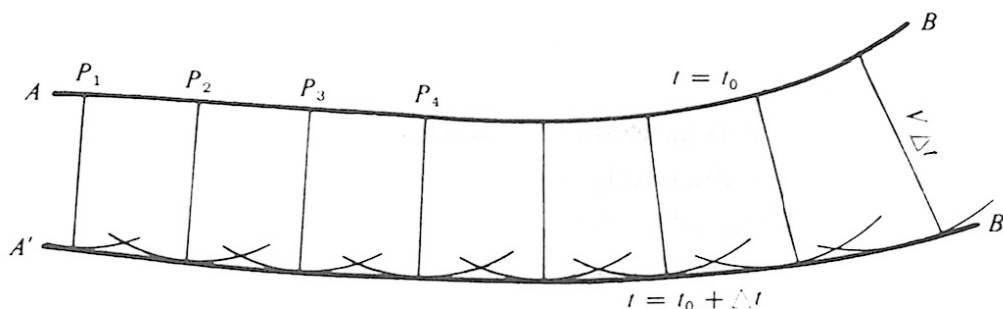


Figura 2-6 – Princípio de Huygens para localização de novas frentes de onda.

2.3.1 Reflexão e Refração

Quando uma frente de onda encontra uma interface de propriedades elásticas diferenciadas, parte da energia é refletida, permanecendo no mesmo meio e outra parte da energia sofre refração, propagando-se em outro meio com mudança de direção.

Para entender melhor estes dois fenômenos, vamos utilizar o princípio de Huygens. Considere uma frente de onda plana AB incidindo em uma interface plana, como a ilustrada na Figura 2.7. AB irá ocupar a posição $A'B'$ quando A atingir a interface. Neste instante, a energia em B' continuará se movimentando até atingir a distância $B'R$. Se $B'R = V_1\Delta t$, então Δt é o intervalo de tempo entre a chegada de energia em A' e em R . Pelo princípio de Huygens, durante o tempo Δt a energia que chega em A' irá refletir com a distância $V_1\Delta t$ ou refratar com a distância $V_2\Delta t$. Desenhando um arco com centro em A' e comprimento igual a $V_1\Delta t$ e $V_2\Delta t$ e a partir daí tangentes até R , podemos localizar novas frentes de onda RS e RT , acima e abaixo do meio. O ângulo em S é reto em $A'S = V_1\Delta t = B'R$. Sendo assim, os triângulos $A'B'R$ e $A'SR$ são iguais devido ao ângulo de incidência θ_1 ser igual ao ângulo de reflexão θ_1' . A isto dá-se o nome de *Lei de Reflexão*.

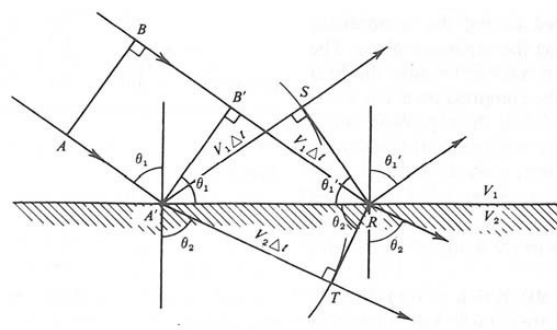


Figura 2.7 – Reflexão e refração para uma onda plana.

Para a onda refratada, o ângulo em T também será reto, então teremos:

$$V_2\Delta t = A'R\text{sen}\theta_2 \quad (2.16)$$

$$V_1\Delta t = A'R\text{sen}\theta_1 \quad (2.17)$$

Portanto,

$$\frac{\text{sen } \theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_2}{V_2} = p \quad (2.18)$$

O ângulo θ_2 é chamado de *ângulo de refração* e a equação descrita acima é chamada de *lei da refração* ou *lei de Snell*. As leis de reflexão e refração podem se combinar em apenas um caso específico, quando a interface de valor $p=(\text{sen } \theta_1)/V_1$ tiver o mesmo valor de incidência, reflexão e refração. Quando V_2 for menor do que V_1 , então θ_2 também será menor do que θ_1 . Mas quando V_2 for maior do que V_1 , θ_2 será 90° quando $\theta_1 = \text{sen}(V_1/V_2)$. Nessa condição, a onda refratada irá se propagar ao longo da interface. O ângulo incidente $\theta_1 = 90^\circ$ é chamado de ângulo crítico (θ_c). Para ângulos maiores do que θ_c , a lei de Snell não pode ser aplicada, ocorrendo a reflexão total, ou seja, a onda não sofrerá refração.

2.3.2 Difração

Quando uma onda encontra uma feição cujo raio seja menor que o comprimento de onda, por exemplo, uma quina, essa superfície irregular se comportará como um ponto. Sendo assim, a onda irá se propagar em várias direções ao atingir este ponto. Essa radiação da onda sísmica é chamada de *Difração*. Para melhor entender este fenômeno, observe-se a Figura 2-8. Ela ilustra um objeto onde A seria o ponto de difração. Ao sofrer a difração, as ondas resultantes terão a mesma velocidade de propagação. A amplitude da onda difratada diminui rapidamente com a distância do ponto de difração.

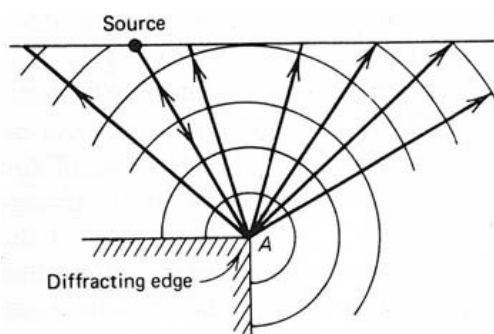


Figura 2-8 – Fenômeno de difração. A onda ao atingir o ponto A (ponto difrator) irradia novas frentes de ondas em diversas direções (DOBRIN, 1976).

2.4 FATORES QUE INFLUENCIAM NAS VELOCIDADES SÍSMICAS

Os parâmetros de Lamé e a densidade são suficientes para caracterizar as propriedades físicas dos meios homogêneos, isotrópicos e elásticos. Os parâmetros de Lamé podem ser escritos em função da incompressibilidade ou módulo elástico através de

$$M = \lambda + 2\mu = \kappa + (4/3)\mu, \quad (2.19)$$

para as ondas do tipo P. A quantidade M, denominada de módulo total, está relacionado com as mudanças de volume (κ) e com variações da forma (μ) de um corpo submetido a deformação, definida como

$$M = \mu, \quad (2.20)$$

para onda do tipo S.

A premissa de homogeneidade é bastante difícil de ser aplicada em ambientes sedimentares reais porque as rochas são formadas por diferentes minerais, com grãos de diferentes tamanhos, irregulares na sua geometria e distribuição, causando com isso espaços vazios de diferentes formas e conexões, que são preenchidos por fluídos diversos. A propagação das ondas elásticas P e S neste tipo de ambiente é perturbada por todos esses fatores acima citados, o que ocasiona variações de velocidade, conforme discutido a seguir.

Algumas propriedades físicas da rocha como: a litologia, o tipo fluído, a porosidade, a permeabilidade, a pressão de confinamento, a forma do poro, a temperatura, a densidade e o tipo de trapeamento são importantes para o conhecimento e aproveitamento dos reservatórios de petróleo e gás. Esta seção discute como essas propriedades afetam as velocidades sísmicas e conseqüentemente as amplitudes sísmicas.

A porosidade (ϕ) é definida como a razão entre o volume de poros e o volume total da rocha. Ela é a principal propriedade física que caracteriza o

reservatório, podendo ser determinada, pontualmente, a partir dos dados de perfil sônico ou de densidade, bem como através de medidas de laboratório.

Segundo Sheriff (1990) existem três tipos de porosidades; a porosidade primária que é a porosidade original do reservatório após a compactação do pacote sedimentar sem considerar mudanças associadas a diagênese ou ao deslocamento de fluidos na rocha. A porosidade secundária é a porosidade adicional resultado de ação química (diagênese), especialmente associadas a fissuras, *vugs* e ao processo de dolomitização. Já a porosidade efetiva é a porosidade associada a presença de fluidos livres que possam ser produzidos, excluindo-se poros não conectados ou os que contenham argilas disseminadas.

Observa-se experimentalmente que para um aumento na porosidade tem-se um decréscimo na velocidade de propagação das ondas sísmicas na rocha. Definindo-se a velocidade média como a razão entre o comprimento da amostra e o tempo de trânsito da onda propagando-se numa rocha porosa, Willie (1956), demonstrou que ela satisfaz a seguinte equação

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 - \phi}{V_m}, \quad (2.21)$$

com V_p representando a velocidade média da onda compressional na rocha, V_f a velocidade do fluido, V_m a velocidade da matriz e (ϕ) a porosidade. Uma vez que a velocidade da matriz e do fluido são conhecidas, a única variável na equação da qual não se possui informação é a porosidade. Pode-se, portanto, estimar a porosidade do meio poroso a partir da propagação das ondas compressionais através de uma amostra do reservatório (*plug*). A Equação (2.21) é conhecida como Equação de Willie, sendo válida quando o fluido e o sólido são considerados homogêneos, isotrópicos e o poro esteja completamente saturado.

Gregory (1981) demonstrou experimentalmente que deve se tomar muito cuidado na utilização da Equação de Willie, pois ela só é válida para rochas com porosidade até cerca de 30%, conforme observa-se na figura (2-9).

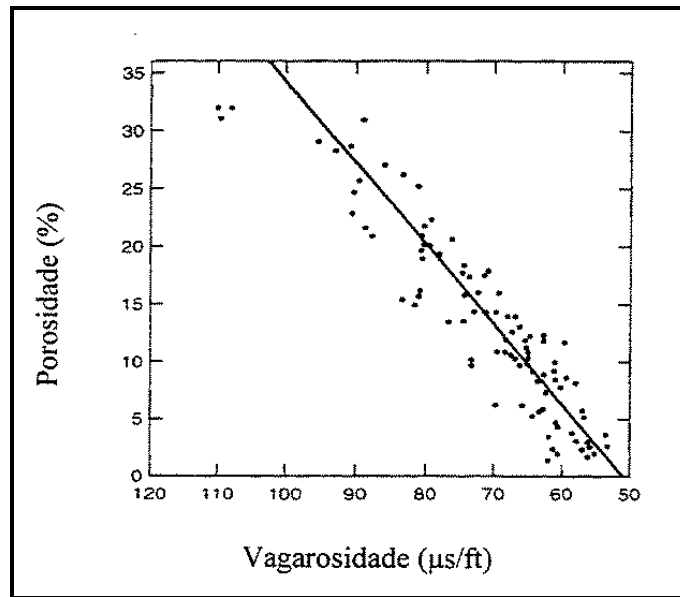


Figura 2-9: Dados de vagarosidade da onda compressional VS porosidades para arenitos saturados com água modificado de Gregory (1981), sendo equivalente a um sistema quartzo-água descrito pela equação de Willie(1956).

A presença de argila na rocha, a geometria do poro, o grau de consolidação, a cimentação, a pressão de confinamento, a pressão no poro e outros fatores podem alterar a relação entre porosidade e velocidade como proposto pela equação de Willie. Por essa razão, muitos estudos desenvolveram alterações na equação (2.21).

Raymer *et al.* (1980) sugeriram que a relação velocidade/porosidade não é linear e é dada por

$$V_p = (1 - \phi)^2 V_m + \phi V_f \quad (2.22)$$

para porosidades inferiores a trinta por cento, de rochas consolidadas. Para rochas não consolidadas e com porosidades abaixo de 45% aplica-se a

$$\frac{1}{\rho V_p} = \frac{\phi}{\rho_f V_f} + \frac{1 - \phi}{\rho_m V_m}, \quad (2.23)$$

onde além dos parâmetros utilizados por Willie (*in* Freire, 1990), se consideram as densidades médias da rocha (ρ), do fluído (ρ_f) e da matriz (ρ_m).

2.4.2 Densidade

À primeira vista a equação da velocidade da onda P sugere que a velocidade varia inversamente com o aumento da densidade da rocha. No entanto, Gardner (1974) mostrou que a velocidade cresce com o aumento da densidade para todos os tipos de rocha. Isso se deve ao fato de que o módulo total ($\lambda + 2\mu$) cresce muito mais rapidamente com a densidade do que esta isoladamente, ocasionando assim um aumento com a velocidade. Altos valores do módulo estão relacionados a rochas rígidas, densas e altamente consolidadas, possuindo grande resistência a mudanças na forma e no volume.

Nafé e Drake (1957) estudaram a curva encontrada por Gardner (1974) (figura 2-10) e sugeriram uma relação empírica entre a velocidade e a densidade dada por

$$\rho = 0.31V_p^{0.25}. \quad (2.24)$$

onde ρ é a densidade em g/cm^3 e V_p é a velocidade das ondas P em m/s .

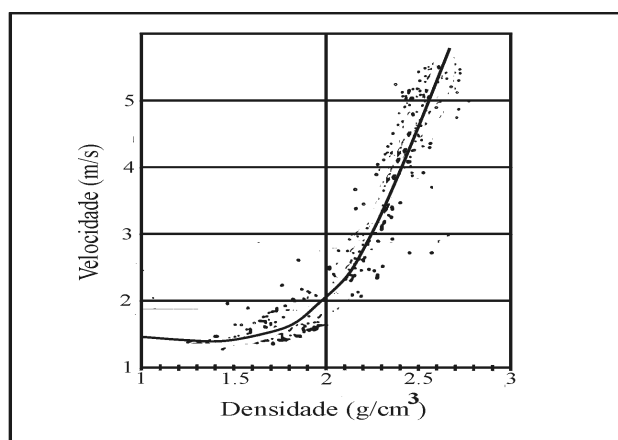


Figura 2-10: Velocidade versus densidade, Gardner (1974).

2.4.3 Pressão

Existem dois tipos de pressão que afetam as velocidades sísmicas: a confinante, relacionada a pressão litostática e hidrostática e a pressão de resistência dos fluídos contidos nos poros das rochas. A diferença entre as duas pressões é a resultante que afeta as velocidades sísmicas. O aumento da pressão confinante faz com que os poros e fraturas se fechem e, em

conseqüência, a rocha se torne mais densa e também aumente a sua resistência à mudança de volume, gerando assim um aumento de velocidade de propagação.

Ensaio realizado por Dillon (1989) revelou um aumento das velocidades sísmicas com o aumento da pressão, sendo este aumento mais acentuado para ondas do tipo P que para as ondas do tipo S.

2.4.4 Litologia

O conteúdo mineralógico da rocha (litologia) afeta a velocidade de uma forma direta através dos módulos de cisalhamento e bulk da matriz rochosa. É também a mineralogia que indiretamente 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 argiloso. Rochas carbonáticas, por serem mais solúveis, podem apresentar estruturas de poros mais complexas, o que não é bem escrito pelo modelo convencional de velocidades.

A relação entre as velocidades compressionais e cisalhantes contém informações sobre a litologia e sobre as características do reservatório. Essa correlação foi apresentada por Pickett (1963) que, baseado em amostras de rochas consolidadas de diferentes litologias e porosidades, concluiu que a razão V_p/V_s para areias limpas está entre 1,6 e 1,7, para dolomitas 1,8 e calcários 1,9. Em rochas pouco consolidadas os dados tendem a divergir como mostrado na figura 2-11.

Muitas pesquisas empíricas têm sido realizadas na tentativa de estabelecer relações precisas entre velocidades elásticas e tipos litológicos. Esse é o caso dos trabalhos de Castagna *et al.* (1985) e Greenber e Castagna (1992). Estes últimos propuseram as seguintes relações para rochas saturadas com água

$$V_S = 0.80416V_P - 0.85588 \text{ para arenitos,} \quad (2.25)$$

$$V_S = -0.05508V_P^2 + 1.01677V_P - 1.03049 \text{ para calcáreos,} \quad (2.26)$$

$$V_S = 0.58321V_P - 0.07775 \text{ para dolomitas e} \quad (2.27)$$

$$V_S = 0.76969V_P - 0.86735 \text{ para folhelhos} \quad (2.28)$$

Através de um algoritmo desenvolvido por Greenberg e Castagna é possível realizar a substituição do fluido, e portanto descobrir a velocidade de cisalhamento para qualquer tipo de saturação.

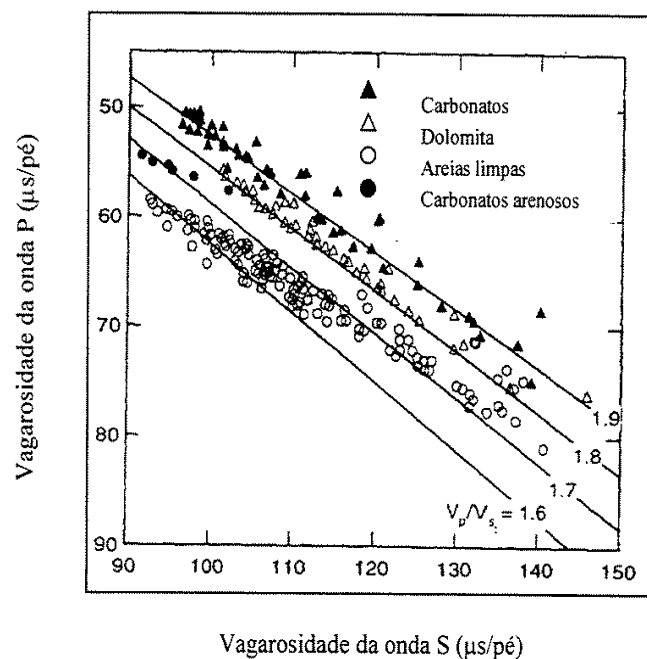


Figura 2-11: Dados de vagariedades ondas compressonais e de cisalhamento para varias litologias retirado de Pickett (1963). As linhas contínuas representam a razão V_p/V_s .

A presença de argila na rocha é, depois da porosidade, o fator que mais influencia a resposta das velocidades sísmicas. O conteúdo de argila causa uma diminuição significativa nas velocidades.

Tosaya e Nur (1982) forneceram o primeiro resultado de estudos sistemáticos do efeito da argila nas velocidades compressoriais da rocha. Nesse estudo dezoito arenitos mostraram uma relação aproximadamente linear entre velocidade compressional, porosidade e conteúdo de argila. Além disso, eles constataram que o efeito da porosidade é três vezes maior que o efeito da argilosidade na velocidade.

Han *et al.* (1986) também encontraram a mesma relação linear entre velocidade e a porosidade, bem como com o teor de argila. Nesse trabalho, para rochas saturadas com água e pressão confinante de 40 MPa e pressão de poro de 1 MPa, foi estabelecida a seguinte estimativa para as velocidades.

$$V_P = 5.59 - 6.93\phi - 2.18S \text{ para a velocidade compressional} \quad (2.29)$$

$$V_S = 3.52 - 4.91\phi - 1.89S \text{ para a velocidade de cisalhamento} \quad (2.30)$$

com S representando a quantidade de argila.

Outros fatores, incluindo a geometria do poro, o tamanho do grão, o contato entre grãos, o tipo de argila e a distribuição destas na rocha tem menor influencia na velocidade de propagação da onda sísmica.

2.5 COEFICIENTES DE REFLEXÃO

O estudo de AVO permite ao geofísico predizer como a amplitude de um determinado refletor varia em função da distância entre a fonte e os receptores. Este estudo visa determinar as variações causadas na onda P, onda S e densidade e com isso inferir no tipo de fluido que e de como este fluido encontra-se distribuído dentro da rocha. Alguns fatores que afetam a resposta de AVO que não são litológicos e não estão relacionados aos poros dos fluidos são: ruídos, eventos tuning, array attenuattion, coeficiente de reflexão, divergência esférica, estimativa do ângulo de incidência, reflector curvature, spherical wavefronts, coeficiente de transmissão, processamento, NMO stretch,

atenuação inelástica. Na maioria dos casos a análise de AVO pressupõe que a camada seja isotrópica.

Os chamados coeficientes de reflexão e transmissão da onda plana (ou simplesmente coeficientes de reflexão e transmissão) desempenham um papel importante na propagação de ondas sísmicas. Estes coeficientes são, formalmente, obtidos pela partição de amplitudes que ocorre quando uma onda plana incide sobre uma interface plana separando dois meios de parâmetros elásticos distintos. Consideram-se dois meios elásticos, homogêneos e isotrópicos semi-infinitos em contato por uma interface plana. Em seguida considere uma onda plana compressional incidente sobre esta interface (figura 2-13). Na interface entre duas camadas rochosas existe normalmente uma variação de propagação das ondas sísmicas resultante da diferença das propriedades físicas do material que compõem essas duas camadas. Nesta interface a energia da rocha sísmica incidente é dividida numa fração transmitida e noutra refletida.

Estas condições de limite se traduzem sobre a forma de quatro equações e quatro incógnitas, que serão discutidas adiante. As amplitudes de cada uma das ondas refletidas e transmitidas, P e S (*RPP*, *TPP*, *RPS* e *TPS*), são conhecidas como coeficientes de reflexão e coeficientes de transmissão.

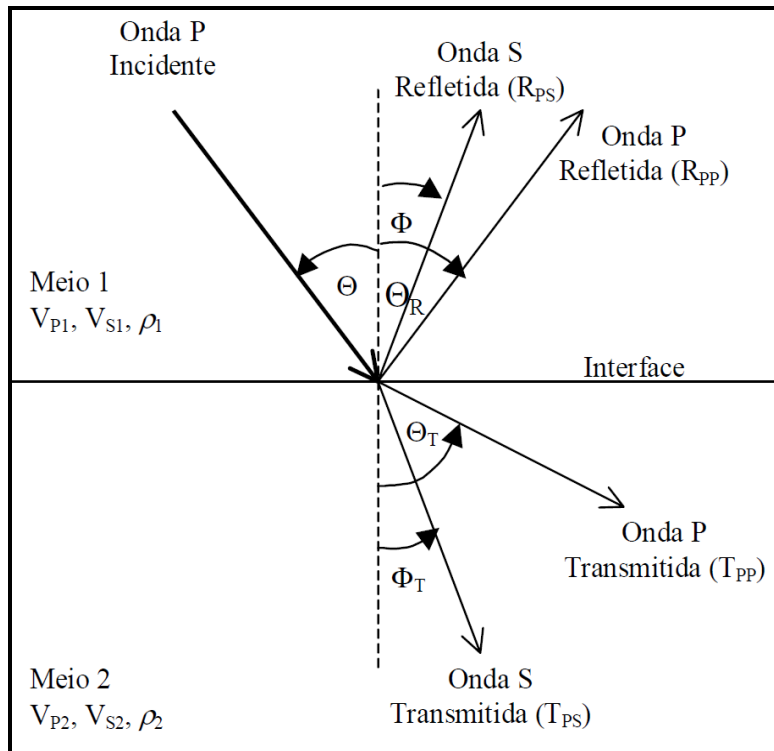


Figura 2-12 - Reflexão e transmissão em uma interface entre dois semi-espacos elásticos e infinitos para uma onda incidente P.

Onde :

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_1 = 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.

Φ_T = ângulo da onda S transmitida.

ρ = parâmetro do raio.

Como dito anteriormente a figura 2-13 mostra a partição da energia, devido a reflexão em uma interface, de uma onda incidente P em quatro tipos de ondas tais como: onda refletida P, onda transmitida P, onda refletida S e onda transmitida S. Os ângulos dos raios incidentes, refletidos e transmitidos estão relacionados de acordo com a lei de Snell.

$$\rho = \frac{\text{sen}\Theta}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}\Theta_R}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}\Theta_T}{V_{p2}} = \frac{\text{sen}\Phi_R}{V_{s1}} = \frac{\text{sen}\Phi_T}{V_{s2}} \quad (2.31)$$

O coeficiente de reflexão da onda P, $R_{PP}(\Theta_R)$, como função do ângulo de incidência é definido como a razão das amplitudes da onda P refletida e onda P incidente. O coeficiente de transmissão da onda P, $T_{PP}(\Theta_T)$, é a razão das amplitudes a onda P transmitida e onda P incidente. Da mesma forma, $R_{PS}(\Phi_R)$ é a razão das amplitudes das ondas refletida S e incidente P e $T_{PS}(\Phi_T)$ é a razão das amplitudes das ondas transmitida S e P incidente.

Para uma onda P de incidência normal, onde não há ondas convertidas S, o coeficiente de reflexão da onda P (R_P) é expresso como em Castagna (1993):

$$R_P = \frac{I_{P2} - I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}}, \quad (2.32)$$

sendo I_P a impedância da onda compressional (P). Esta equação é válida tanto para meios elásticos quanto para meios acústicos. Além disso, vale a correspondente equação com as impedâncias da onda S para o coeficiente R_S à incidência normal da onda S. Lembrando que a impedância é o resultado do produto entre densidade e velocidade para cada um dos meios no modelo proposto. O coeficiente de transmissão (T_P) neste caso será:

$$T_P = (1 + R_P) \frac{\rho_1}{\rho_2}. \quad (2.33)$$

Se a incidência é oblíqua, as fórmulas para os coeficientes de reflexão em meios elásticos e acústicos são diferentes. No caso especial de meios acústicos, onde a onda cisalhante não se propaga, o coeficiente de reflexão é exatamente expresso por

$$R_P(\Theta) = \left[\frac{V_{P2}\rho_2 \cos \Theta - V_{P1}\rho_1 \cos \Theta_T}{V_{P2}\rho_2 \cos \Theta + V_{P1}\rho_1 \cos \Theta_T} \right], \quad (2.34)$$

ou ainda, apenas em termos do ângulo de incidência, das velocidades e das densidades

$$R_P(\Theta) = \frac{\left[\frac{V_{P_1}}{V_{P_2}} \cos \Theta - \left[\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)^2 - \sin^2 \Theta \right]^{1/2} \right]}{\left[\frac{V_{P_1}}{V_{P_2}} \cos \Theta + \left[\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)^2 - \sin^2 \Theta \right]^{1/2} \right]} \quad (2.35)$$

A variação dos coeficientes de reflexão e transmissão com o ângulo de incidência (e correspondente aumento do afastamento) é referido como refletividade dependente do afastamento e é a base fundamental para a análise da amplitude versus afastamento.

2.5.1 - Aproximações às equações de Knott e Zoeppritz

No caso de meios elásticos e isotrópicos, Knott (1989) e Zoeppritz (1919) *apud* Castagna (1993), assumindo a continuidade do deslocamento e da tensão na interface refletora segundo determinadas condições de contorno, solucionaram o problema do coeficiente de reflexão e de transmissão como função do ângulo de incidência e das propriedades elásticas do meio. Os resultados de Knott e Zoeppritz são, notoriamente, de difícil aplicação prática, assim sendo, aproximações são extremamente úteis para aplicações práticas, pois revelam rapidamente e sem grande esforço computacional se a variação de um determinado parâmetro irá ou não afetar a análise de AVO.

Diversos cientistas fizeram aproximações das equações de Zoeppritz principalmente, como dito anteriormente, para possibilitar seu uso na indústria petrolífera. A seguir encontra-se descritas as mais utilizadas aproximações pela indústria.

Bortfeld (1961) linearizou as equações de Zoeppritz assumindo pequenas mudanças nas propriedades das camadas e obteve:

$$R_{PP}(\theta_1) \approx \frac{1}{2} \ln \left[\frac{V_{P2} \rho_2 \cos \theta_1}{V_{P1} \rho_1 \cos \theta_2} \right] + \left(\frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} \right)^2 (V_{S1}^2 - V_{S2}^2) \times \left[2 + \frac{\ln \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left(\frac{V_{S2}}{V_{S1}} \right)} \right]. \quad (2.36)$$

Aki e Richards (1980), também assumindo que os módulos elásticos variam pouco ao longo da interface, propuseram a seguinte aproximação para o coeficiente de reflexão

$$R_{PP}(\Theta) \approx \frac{1}{2} (1 - 4\rho^2 V_{Sm}^2) \frac{\Delta\rho}{\rho_m} + \frac{\sec^2 \Theta_m}{2} \frac{\Delta V_P}{V_{Pm}} - 4\rho^2 V_{Sm}^2 \frac{\Delta V_S}{V_{Sm}}, \quad (2.37)$$

sendo que,

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

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1},$$

$$\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1},$$

$$\rho_m = (\rho_2 + \rho_1)/2,$$

$$V_{Pm} = (V_{P2} + V_{P1})/2,$$

$$V_{Sm} = (V_{S2} + V_{S1})/2 \text{ e}$$

$$\Theta_m = (\Theta + \Theta_T)/2.$$

Tanto na equação de Bortfeld (1961) como na equação de Aki & Richards (1980) nota-se que o coeficiente de reflexão para qualquer ângulo de incidência está, completamente, determinado pela densidade, pela velocidade P e pela velocidade S que por sua vez são dependentes das propriedades físicas dos meios tais como litologia, porosidade e o tipo de fluido nos poros, como já discutido anteriormente.

Shuey (1985) apresentou uma outra forma de aproximação:

$$R_{pp}(\Theta) \approx R_p + \left(A_0 R_p + \frac{\Delta v}{(1-\nu)^2} \right) \text{sen}^2 \Theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{pm}} (\tan^2 \Theta - \text{sen}^2 \Theta) \quad (2.38)$$

R_p é o coeficiente de reflexão para incidência normal, ν é a razão de Poisson e A_0 é definido como

$$A_0 = B_0 - 2(1 + B_0) \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right), \quad (2.39)$$

onde

$$B_0 = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_{pm}}}{\frac{\Delta V_p}{V_{pm}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_m}}, \quad (2.40)$$

A vantagem desta forma é que cada termo descreve uma combinação das propriedades elásticas em diferentes faixas de ângulos de incidência. O primeiro termo da equação de Shuey corresponde a ângulos próximos a incidência normal e, nesse caso, a amplitude está associada somente a variações na velocidade da onda compressional e da densidade. No segundo termo estão os ângulos intermediários até aproximadamente 30° , assim a amplitude será dada pelos dois primeiros termos da equação 2.35. Já o terceiro termo é dominado por ângulos de incidência próximos ao ângulo crítico sendo a amplitude resultante obtida da soma dos três termos da aproximação de Shuey. Portanto, para ângulos de incidência restrita até 30° , o que está em concordância com os ângulos encontrados no experimento sísmico para profundidades de interesse na exploração de hidrocarbonetos, têm-se uma equação linear em $\text{sen}^2 \theta$. Essa equação, freqüentemente, é vista na literatura na forma

$$R_{PP}(\Theta) \approx A + B \sin^2 \Theta. \quad (2.41)$$

Os coeficientes A e B guardam informações de propriedades físicas das rochas (vide equações anteriores).

2.6 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE AVO:

Dependendo da diferença que se tem no contraste entre as propriedades elásticas em uma interface que divide dois meios, o coeficiente de reflexão em função do ângulo de incidência pode ter vários padrões. Através da interpretação desses padrões pode-se inferir nas propriedades das rochas. Tem sido notado que o coeficiente de reflexão da onda P para ângulos oblíquos são afetados fortemente pelos valores da razão de Poisson das rochas (Koefod 1955). Analisando os padrões de reflexão para várias interfaces de folhelhos/areia Rutherford e Willimas (1989) propuseram a classificação de três classes de AVO, que posteriormente foi modificada por Castagna & Swan (1997) que incluíram uma quarta classe de anomalia AVO.

Rutherford e Williams (1989) definiram três classes distintas de anomalias de AVO em areias com gás, veja figura 2-14. Classe I ocorre quando o AVO intercept é fortemente positivo acarretando um decréscimo da amplitude versus o afastamento. Nesse caso pode ocorrer uma inversão de polaridade nos afastamentos longos, visto que a impedância da camada inferior é maior que a da camada sobrejacente. A Classe II pode apresentar um aumento ou diminuição da amplitude com o afastamento, o AVO intercept pode ser positivo ou negativo, pode haver mudança de sinal nos afastamentos curtos a médios e a impedância acústica dos meios é quase a mesma. A Classe III é conhecido como AVO clássico. Nela o coeficiente de reflexão à incidência normal é altamente negativo e têm-se o aumento da amplitude com o afastamento.

Tabela 2: Resumo do comportamento do AVO para as várias classes de arenitos com gás.

Class e	Impedância relativa	Quadrante (<i>Crossplotting</i>)	A	B	Resposta de AVO (Amplitude)
I	Maior que a litologia sobrejacente	IV	positivo	negativo	Diminui
II	Próxima da litologia sobrejacente	II,III ou IV	pos, neg	negativo	Aumenta ou Diminui
III	Menor que a litologia sobrejacente	III	negativo	negativo	Aumenta
IV	Menor que a litologia Sobrejacente	II	negativo	negativo	Diminui

Castagna e Swan (1997) sistematizaram os princípios do AVO crossplotting. Este indicador é muito útil para interpretar a anomalia de amplitude num contexto litológico e do tipo de fluido contido no espaço poroso. Pela figura 2-16 vê-se que o crossplot é um gráfico de A contra B mostrando, freqüentemente, que existe uma tendência geral (background trend) para reflexões relacionadas à rocha sem hidrocarboneto. A depender da razão V_p/V_s essa tendência geral pode estar deslocada (figura 2-16). Desvios desta tendência podem indicar a presença de hidrocarbonetos (figura 2-17). Ao observar-se o gráfico AxB fica claro que areias com gás podem exibir um comportamento completamente distinto da idéia clássica de que a amplitude aumenta com o afastamento.

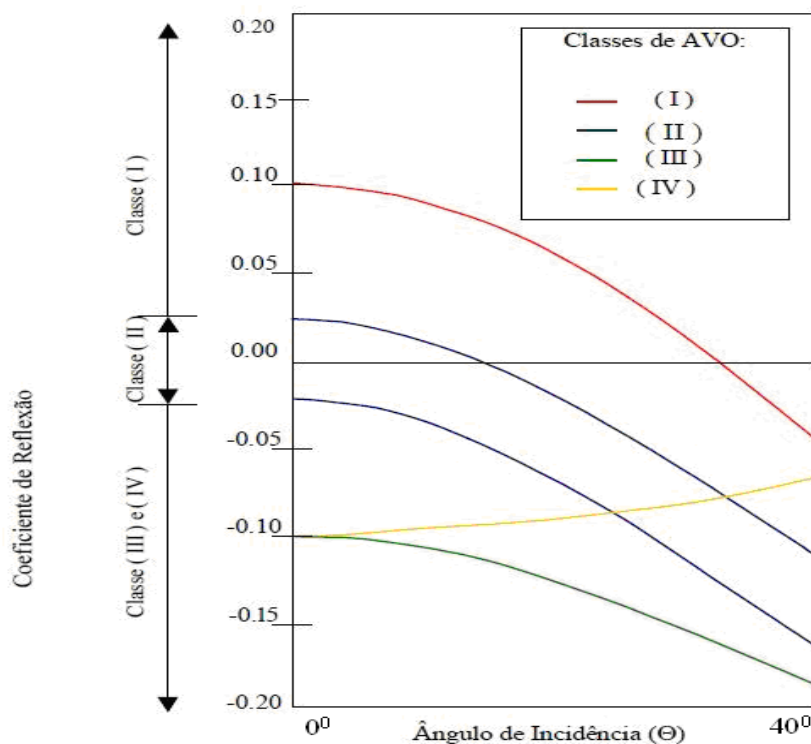


Figura 2-13: Gráfico do coeficiente de reflexão *versus* o ângulo de incidência. Classificação de Rutherford e Williams (1989) para areia com gás modificada por Castagna (1997). Note que as areias com gás classe III e IV apresentam o mesmo coeficiente de reflexão à incidência normal sendo que no primeiro tipo a amplitude aumenta com o afastamento enquanto que no segundo a amplitude decai.

Neste mesmo trabalho os autores também propuseram uma classificação das respostas de AVO baseada na posição do coeficiente de reflexão da anomalia de interesse no gráfico AxB. Inicialmente, a tendência geral para o dado analisado deve estar definida; em seguida, o coeficiente de reflexão do topo da areia com gás é disposto abaixo da tendência geral, e a reflexão na base do arenito exibida acima da tendência geral. A posição destes dentro do crossplot fornece o tipo de resposta de AVO de acordo com o apresentado na figura 2-18. Esta classificação é idêntica à de Rutherford e Williams (1989) com exceção de uma classe adicional (Classe IV). Neste tipo de AVO o coeficiente à incidência normal é negativo enquanto o AVO gradiente tem um comportamento anômalo sendo positivo, portanto a amplitude diminuirá com o aumento do afastamento (veja tabela 2). Esse tipo de AVO pode ocorrer, por exemplo, em areias com gás de baixa impedância que possuam velocidade de cisalhamento inferior a velocidade do folhelho encaixante.

Infelizmente nenhum destes indicadores fornece sozinho a informação desejada. O AVO *crossplotting* apesar de ser o mais apropriado indicador em estudos de AVO falha na presença de erros de NMO. Assim sendo seções de empilhamento parcial são ainda necessárias para realizar a análise de AVO.

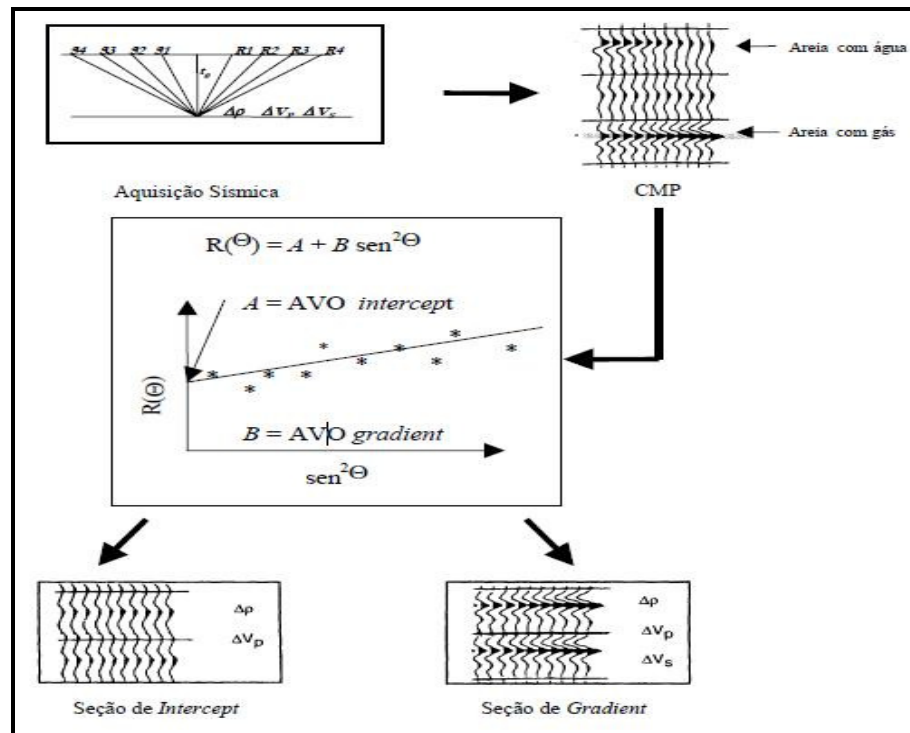


Figura 2-14: Obtenção dos atributos A e B, fundamentais na análise de AVO.

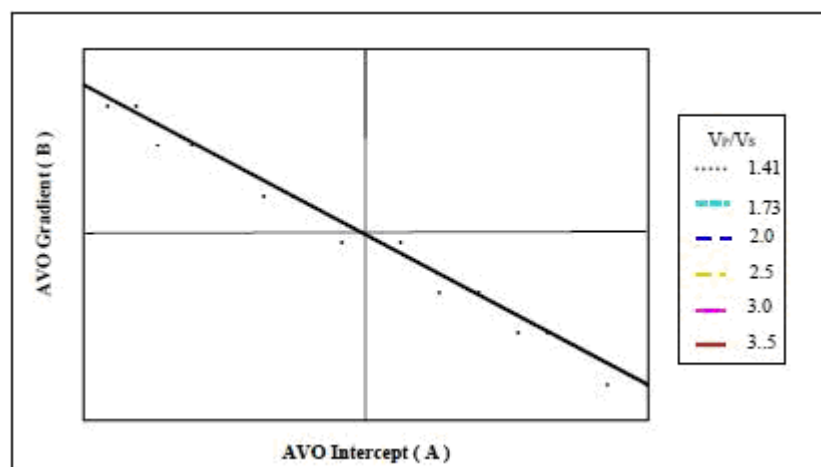


Figura 2-15: AVO Crossplotting (Adaptado de Castagna & Swan, 1997).

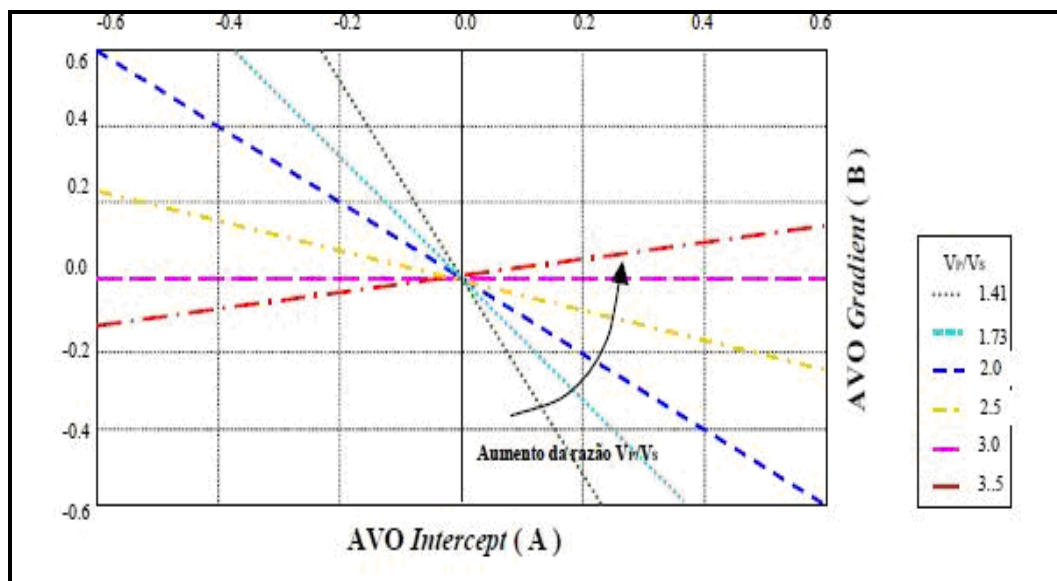


Figura 2-16: *Crossplotting* mostrando a variação na tendência geral para diferentes valores da razão V_p/V_s (Adaptado de Castagna & Swan, 1997).

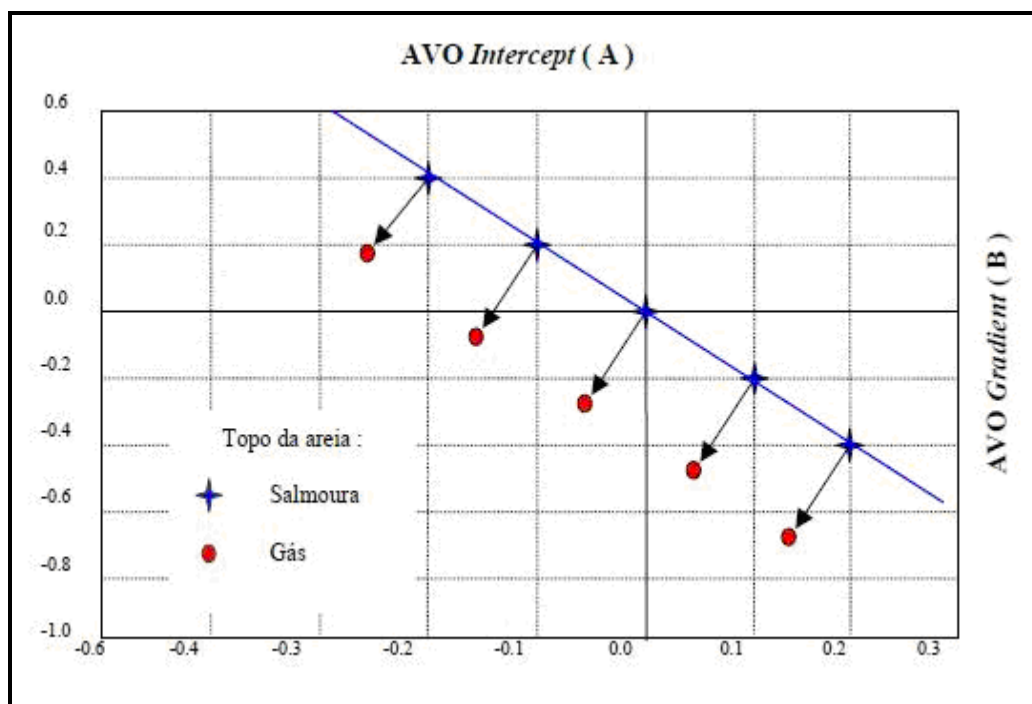


Figura 2-17: Desvios da tendência geral obtida a partir de dados de petrofísica. Esses desvios podem indicar a presença de hidrocarbonetos (Adaptado de Castagna & Swan, 1997).

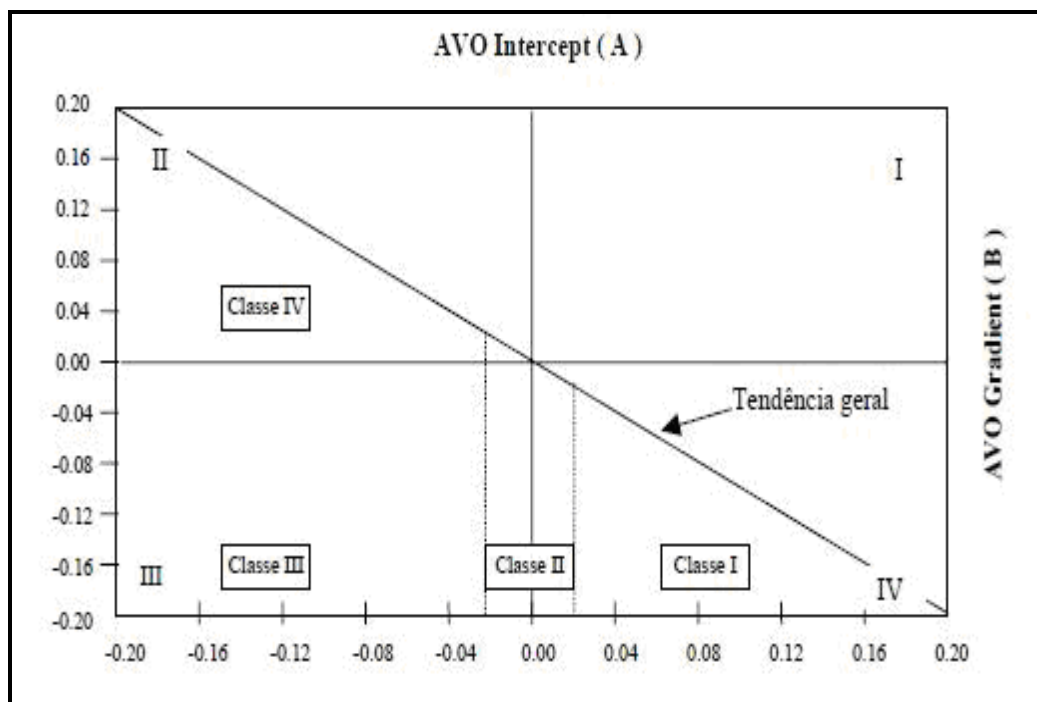


Figura 2-18: Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de interesse no *Crossplot* de AXB (Adaptado de Castagna & Swan, 1997).

3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE CAMPOS

3.1 ASPECTOS GERAIS

A Bacia de Campos é a principal província petrolífera do Brasil (Figura 3-1), está situada na porção sudeste do Brasil, entre os paralelos 23°42' e 21°14'S e os meridianos 41°41' e 39°57'W, entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Ocupa uma área de cerca de 100.000 Km² até a batimetria de 3500m e, deste total 500Km² localizam-se na parte terrestre (Rangel & Martins., 1994).

Segundo Rangel (1987) a bacia possui algumas peculiaridades fundamentais que a tornaram excelente em termos de potencial petrolífero tais como: baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e as variações globais do nível do mar no Neocretáceo e Terciário.

Atualmente a bacia é a maior produtora de óleo e gás do Brasil, com aproximadamente 90% do volume total de exploração de petróleo nacional. Os turbiditos do Cretáceo Superior adquiriram grande importância, depois da descoberta de Roncador (outubro de 1996), um campo de petróleo gigante em águas profundas, na parte nordeste da bacia (Rangel *et al.*, 1998 *apud* Cainelli & Mohriak, 1998).

3.2 EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA DE CAMPOS

Como dito anteriormente a evolução da Bacia de Campos segue uma seqüência de eventos que permite a inferência de modelos geodinâmicos no contexto da tectônica de placas, esses modelos podem ser úteis na avaliação de seu potencial exploratório (Cainelli & Mohriak., 1998). O modelo de estiramento crustal de MaKenzie (1978) é tido como o que melhor explica a evolução tectônica da Margem Continental e do Oceano Atlântico. Os conceitos tectonofísicos propostos por McKenzie (1978) sugerem que na fase rifte, primeiramente tenha ocorrido um estiramento litosférico e subseqüentemente um afinamento crustal e litosférico, e, posteriormente, com o resfriamento da anomalia térmica da astenosfera ocorreu uma fase de subsidência termal.

De acordo com Cainelli e Mohriak (1998) a evolução do Atlântico Sul na porção da Bacia de Campos, é marcada por cinco principais fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação (Figura 3-2).

A primeira fase é marcada pelo início de processos extensionais, que levaram à separação entre os continentes sul-americano e africano. O modelo conceitual para esta fase admite um pequeno soerguimento astenosférico e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição

sedimentar ampla e pouca espessa (Mohriak *et al.*, 1990b) Figura 3-2A. O início da fase seguinte, que é caracterizada por um aumento do estiramento litosférico, coincide com extrusão de lavas basáltica, logo seguida por grandes falhas afetando a crosta continental e resultando na formação de semi-grábens. Com a persistência dos esforços a placa litosférica atingiu seu limite elástico crustal e finalmente rompeu-se figura 3-2B (Hinz, 1981; Mutter *et al.* 1982; Mutter, 1985; Mohriak *et al.* 1995a). Nos 40 Ma anos subseqüentes à ruptura continental, a anomalia termal Tristão da Cunha instalou-se sob a cadeia meso-oceânica recém formada, gerando as cadeias vulcânicas de Rio Grande e Walvis (Demercian, 1996). A morfologia destes corpos geológicos possibilitou a formação de um ambiente de mar restrito entre os dois continentes (Figura 3-2C). O movimento progressivo de afastamento entre a placa Sul-Americana e a placa Africana provocou um abrupto resfriamento e conseqüente contração da litosfera, resultando em crescente subsidência térmica. A contínua subsidência provocou um mergulho da bacia em direção a “offshore” que começou a dissipar as barreiras de restrição do Proto-Oceano Atlântico Sul (Mohriak., 1990b). (Figura 3-2D). Essa seqüência é coberta por sedimentos evaporíticos no Aptiano Superior, e subseqüentemente, a sedimentação torna-se predominantemente carbonática, com o período Albiano dominado por plataformas de águas rasas. Ao fim desse intervalo, no Cenomaniano e Turoniano, ocorre um aumento de paleobatimetria, terminando a deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas figura 3-2E (Cainelli e Mohriak, 1998).

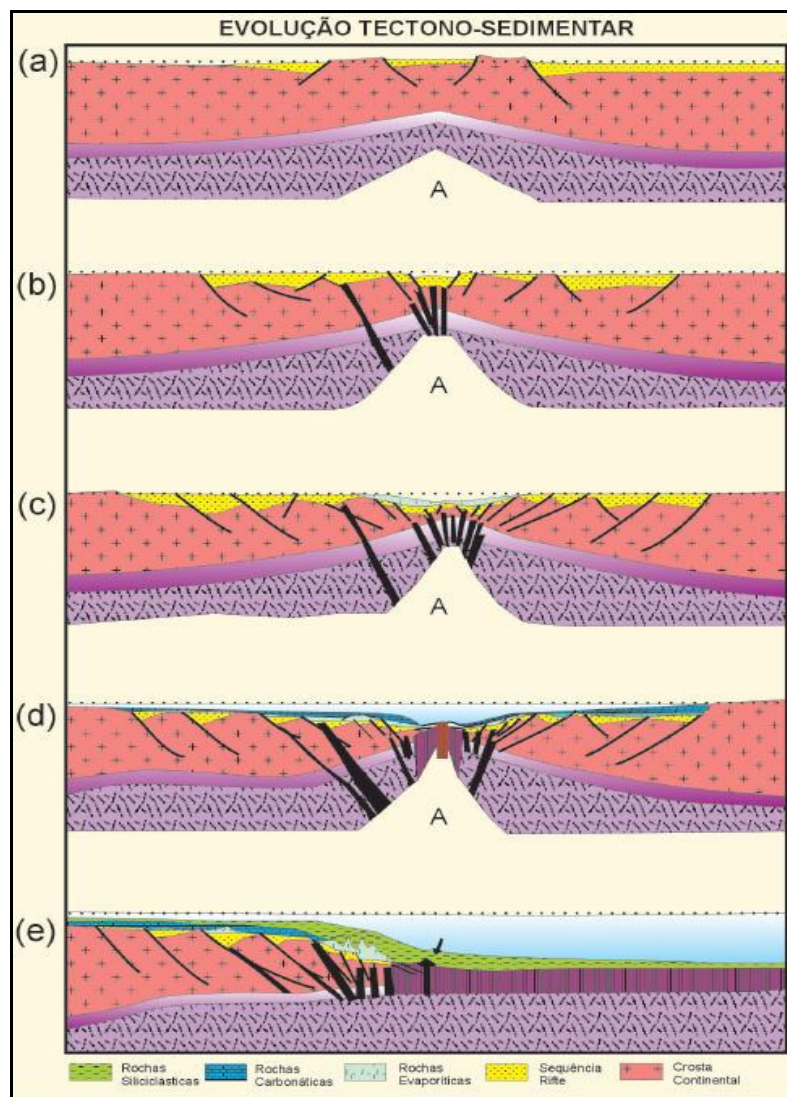


Figura 3-2 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente.
 Fonte: Cainelli e Mohriak 1998).

3.3 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A primeira carta estratigráfica foi elaborada por Schaller (1973), com base em informações provenientes de poucos poços perfurados pela Petrobrás na área costeira fluminense e na plataforma continental. Schaller (1973) dividiu o pacote sedimentar em quatro unidades litoestratigráficas: Formação Lagoa Feia, constituída de evaporitos e clásticos não marinhos; Formação Macaé, englobando as rochas carbonáticas; Formação Campos, constituída de clásticos e carbonatos e; Formação Emboré, representada por clásticos

grossos. A partir da grande quantidade de dados obtidos com o avanço da exploração de petróleo na bacia, (Rangel *et al.*, 1994) publicaram a carta estratigráfica de uso atual figura 3. Nesta carta, os autores agrupam as rochas em 6 unidades litoestratigráficas maiores: Formação Cabiúnas, Formação Lagoa Feia, Formação Macaé, Formação Ubatuba, Formação Carapebus, e Formação Emboré. Estas três últimas unidades compõem o Grupo Campos.

Formação Cabiúnas

Esta denominação foi proposta por Rangel *et al.*, (1994) para designar rochas vulcânicas eo-cretáceas, que ocorrem sotoposta a seção sedimentar da Bacia de Campos. Predominam amplamente rochas de composição basáltica sob a forma de derrames, entre os quais podem ocasionalmente ocorrer níveis pirocláticos interestratificados e conglomerados polimíticos cinza-esverdeados (Mizusaki *et al.*, 1988).

Formação Lagoa Feia

Segundo Schaller (1973) a Formação Lagoa Feia compreende rochas de naturezas diversas, como conglomerados polimíticos, arenitos com estratificação cruzada, carbonatos lacustres, e folhelhos pretos. Estas rochas, de idade Barremiana a Aptiana, são recobertas por uma suíte evaporítica (Membro Retiro), que materializa as primeiras incursões marinhas na bacia (Dias *et al.*, 1987). O maior destaque dessa unidade encontra-se nos folhelhos pretos, pois representam o principal gerador de hidrocarbonetos da bacia. O contato inferior com a Formação Cabiúnas é discordante, ao passo que o contato superior com a Formação Macaé é concordante (Dias *et al.*, 1987).

A maior parte da Formação Lagoa Feia permanece indivisa, mas dois intervalos, caracterizados por litologias características, são individualizados como membros. Na parte intermediária da unidade, foi definido o Membro Coqueiros, um intervalo que comporta expressivas camadas de coquinas, com espessuras entre 15 e 50 metros e composta predominantemente por conchas de pelecípodes (Rangel *et al.*, 1994). A seção evaporítica presente no topo da

unidade, constituída essencialmente por halita hialina e anidrita branca, foi denominada Membro Retiro.

Formação Macaé

A Formação Macaé (Schaller 1973) é uma unidade de composição predominantemente carbonática e espessura de aproximadamente 1500 m. Com base em suas características litológicas, a unidade foi subdividida em três membros: Membro Goitacás, Membro Quissamã e Membro Outeiro.

A Formação Goitacás é constituído principalmente por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados. Subordinadamente ocorrem calcilitos brancos e margas cinzentas (Dias-Brito, 1982). É referido informalmente como “Macaé Proximal” pelo fato de ocorrer próximo à costa.

O Membro Quissamã constitui espessa sucessão de calcários depositados em ambientes de água rasa. Designa espessos leitos de calcarenito e calcirruditos detríticos/oolíticos creme-claros, com alguns níveis apresentando-se bastante dolomitizados (Dias-Brito, 1982).

O Membro Outeiro é constituído por calcilitos de cor creme, margas e folhelhos cinza-claros (Spadini, 1988). Nestas fácies de granulação fina, podem ocorrer intercalações de camadas isoladas de arenitos turbidíticos, que podem constituir excelentes rochas-reservatório para hidrocarbonetos (Arenito Namorado).

O trato deposicional responsável pela gênese da Formação Macaé é constituídos por leques aluviais existentes na borda oeste (Membro Goitacás), lateralmente coexistentes com plataformas carbonáticas formadas em ambiente marinho raso e com sistemas de talude (Esteves., *et al* 1987). Nas porções mais distais, correntes de turbidez geraram camadas de turbiditos, dentre os quais se destacam por exemplo o Arenito Namorado.

Formação Ubatuba

A Formação Ubatuba é constituída por uma espessa sucessão de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claras, calcilitos cinza/cremes e diamictitos (Rangel *et al.*, 1994). A deposição

aconteceu em ambiente francamente marinho, desde a plataforma até de talude e bacia profunda (batial e abissal).

Formação Carapebus

A Formação Carapebus é composta por arenitos finos a conglomeráticos, produtos da ação de correntes de turbidez. São arenitos turbidíticos formados em ambientes de talude e de bacia profunda (Rangel *et al.*, 1994). Segundo Rangel *et al.*, (1994), a Formação Carapebus não é uma seção sedimentar contínua. A unidade compreende dezenas de camadas de arenitos turbidíticos, frequentemente sob a forma de corpos isolados dentro dos pelitos da Formação Ubatuba.

Formação Emboré

A Formação Emboré foi inicialmente definida por Schaller (1973) como arenitos e carbonatos impuros, sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelito Ubatuba. Embora ocorram lateralmente interdigitados com os pelitos da Formação Ubatuba, progressivamente os sobrepõem por progradação sedimentar, representando importante evento regressivo. Rangel *et al.*, (1994) dividiram a unidade em três membros: Membro São Tomé, Membro siri, e Membro Grussaí. O Membro São Tomé designa os clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, em ambiente de plataforma interna. Já os Membros Siri e Grussaí são compostos basicamente por calcarenitos bioclásticos, em ambiente de plataforma externa.

3.4 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

Segundo Dias *et al* (1990), a Bacia de Campos pode ser individualizada em três grandes unidades com características tectono-sedimentares distintas, que resultaram do processo de rifteamento do Gondwana e de abertura do oceano Atlântico Sul: Megassequência Continental (Rifte), englobando os basaltos da Formação Cabiúnas e parte dos sedimentos continentais da

formação Lagoa Feia, afetados pela tectônica rifte; Megassequência Transicional (Evaporítica), caracterizada pela deposição dos evaporitos e por relativa quiescência tectônica e Megassequência Marinha (Margem Passiva), caracterizada pela deposição marinha franca (carbonática no início e predominantemente siliciclástica nas fases finais), afetada por intensa tectônica adiastrófica (Dias *et al.*, 1990). A descrição das três megassequências que compõe a estratigrafia da bacia é detalhada a seguir:

3.4.1 Megassequência Seqüência Continental

A megassequência continental contém um grande e diverso grupo de rochas siliciclásticas, carbonáticas e vulcânicas, formadas desde o início do Neocomiano até o início do Aptiano. Essas rochas eram depositadas em vários ambientes, desde lagos raso a profundos, salinos ou com água doce, incluindo deltas, planícies aluviais e leques aluviais (Dias *et al.*, 1987).

No Neocomiano, os esforços distensivos que promoveram a separação da Placa Sul-Americana e Africana deram início, na porção sudeste-sul da margem continental, ao estágio principal da fase rifte. Como consequência desenvolveram-se, em um sistema de “rift-valley” alongado com direção nordeste-sudoeste, uma série de horsts, grábens e meio grábens, limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas com o rejeito podendo atingir 2.500 m nos limites dos grandes baixos regionais (Dias *et al.*, 1990).

No início da fase rifte, observa-se um intenso vulcanismo (Dias *et al.*, 1987) provocado pelo afinamento crustal e deslocamento divergente das placas tectônicas. O evento vulcânico datado de 120 a 130 Ma para os basaltos, é equivalente em tempo à grande extrusão de basalto da Serra Geral (Cainelli & Mohriak, 1998). Os basaltos da Bacia de Campos estão presentes em alguns paleo-altos. Dentre os altos estruturais o que se destaca é o Alto de Badejo que se desenvolve na porção sul, onde é mais elevado, mergulhando para norte até a altura do Cabo de São Tomé (Guardado *et al.* 1989). De acordo com Dias (1987), o preenchimento sedimentar desta megassequência se fez em ambiente lacustre, salino e alcalino, com forte controle tectônico.

Segundo Dias (1987) foram estabelecidas as seguintes fácies para a Megassequência Rifte:

- Seção basal de folhelhos verdes;
- Depósitos terrígenos deltaico-lacustrinos;
- Seção de Coquinas;
- Red beds (conglomerados, arenitos e folhelhos).

As acumulações de coquinas, compostas principalmente por calcarenitos e calciruditos, apresentam-se mais desenvolvidas ao longo dos flancos e cristas dos altos estruturais, longe do fluxo dos sedimentos terrígenos. Estas coquinas e os basaltos fraturados são os únicos reservatórios em produção da fase rifte na Bacia de Campos (Dias *et al.*, 1990). Os folhelhos escuros desta sequência são considerados como as principais rochas geradoras da bacia. Conforme Mohriak *et al* (1990), são dois os sistemas de rochas geradoras presentes na Bacia de Campos:

- Pelitos (folhelhos e margas) lacustrinos, do Neocomiano Inferior, depositados em ambiente salobro a hipersalino;
- Pelitos do Neocomiano superior depositados em ambiente lacustrino, salino e alcalino.

Segundo Figueiredo (1994) essa fase rifte é a mais importante na geração de hidrocarbonetos da Bacia de Campos.

As fácies de leques aluviais encontram-se nas bordas proximais do rifte, compostas por conglomerados e arenitos. Estas rochas, depositadas em condições semi-áridas, intercalam-se lateralmente com folhelhos finamente laminados, os quais apresentam gretas de ressecamento devido à exposição subaérea (Dias *et al.*, 1990). O topo dessa sequência continental (Formação Lagoa Feia) está definida por uma discordância regional (discordância pré Alagoas Inferior) que peneplanilizou o relevo do estágio rifte (Dias *et al.*, 1990).

3.4.2 Megassequência Sequência Transicional (Aptiano)

Antecedendo a fase transicional, o relevo formado na fase rifte foi nivelado por um importante evento erosivo de caráter regional, que antecedeu a deposição dos sedimentos da fase de subsidência térmica, formando uma bacia do tipo sag onde se depositaram as rochas geradoras de hidrocarbonetos (Dias *et al* 1990). De acordo com Dias (1988) e Azambuja (1994), a sedimentação da fase transicional iniciou-se com a acumulação de complexos de leques aluviais provenientes de áreas falhadas elevadas na adjacência. Esses depósitos estão distalmente associados à fácies clásticas finas, carbonáticas e lacustrinas, folhelhos ricos em matéria orgânica, salinos e nódulos carbonáticos e estromatólitos (Dias *et al*, 1988).

Incursões restritas de águas marinhas provenientes do Atlântico Sul permitiram a precipitação de uma completa suíte evaporítica sob condições climáticas quentes e áridas (Szatmari *et al*, 1982). Durante esta fase, houve a formação de uma grande bacia evaporítica no Aptiano (aproximadamente 115 Ma), constituída por um golfo alongado (Asmus & Pontes, 1973). A halocinese ou tectônica do sal é de extrema importância na distribuição do petróleo por toda a Megassequência Marinha (Chang, *et al.*, 1988), controlando a migração ascendente através das falhas lítricas e a distribuição das fácies superpostas dos carbonatos e turbiditos arenosos.

3.4.3 Megasequência Marinha

Esta fase é caracterizada pelo afastamento significativo entre os atuais continentes africano e sul americano culminando na entrada significativa do mar. Dias (1990) divide esta megasequência nas seguintes seqüências:

Em geral, a passagem da megasequência Transicional evaporítica (Chang, *et al.*, 1988) para a megasequência Marinha (Chang, *et al.*, 1988) posterior é gradual e localmente apresenta discordâncias sub-regionais de menor amplitude. O movimento progressivo de afastamento entre a placa Sul-Americana e a placa Africana provocou um abrupto resfriamento e contração

da litosfera, resultando em crescente subsidência térmica. A contínua subsidência provocou um mergulho da bacia em direção a “offshore” que começou a dissipar as barreiras de restrição do Proto-Oceano Atlântico Sul (Mohriak., 1990b).

Parte da megasseqüência Marinha estende-se do Albiano Inferior ao Cenomaniano Superior, ainda é marcada por instabilidade ambiental com condições hipersalinas e anóxicas. Somente próximo ao final do Turoniano começaram a prevalecer condições marinhas cada vez mais abertas, com maiores profundidades batimétricas controlando a sedimentação (Rangel *et al.* 1994).

A seqüência nerítica, do Albiano Inferior ao Médio, é marcada por um ambiente de alta energia em que foram depositados carbonatos de água rasa na plataforma. Sobre estes, depositaram-se as seqüências hemipelágica/batial, do Albiano Superior ao Turoniano, representando o alargamento da plataforma contemporaneamente ao evento anóxico de amplitude global (Turoniano), compostos por calcilutitos, margas e turbiditos arenosos, depositados em condições profundas de neríticas a batiais (Esteves *et al.*, 1987; Guardado & Spadini, 1987 e Guardado *et al.*, 1989).

A seqüência Nerítica Carbonática, depositada do Albiano Inferior ao Médio, constitui-se na base pela superseqüência Marinha Restrita (Chang *et al.*, 1988), formada pelas rochas carbonáticas de águas rasas (calcarenitos e dolomitos), incluídos na Formação Macaé.

As seqüências hemipelágica e batial, depositadas entre o Albiano Superior e o Turoniano, representam o final dos carbonatos cretácicos de água rasa na margem brasileira. Neste período, ocorreu um aumento na paleo-batimetria da margem, culminando no depósito de um folhelho preto rico em matéria orgânica, relacionado a um evento anóxico mundial ocorrido nas idades Cenomaniano/Turoniano (Dias-Brito,. 1982).

No início do Turoniano os estratos siliciclásticos foram depositados em condições anóxicas, em profundidades de lâmina d'água variando de 200 a 300 m (Guardado *et al.*, 1989). Estes arenitos turbidíticos com cerca de 200 m de espessura, foram depositados de forma confinada em cânions e vales,

controlados por falhas devido à intensa fase halocinética. Estes turbiditos, constituem importantes reservatórios no Campo de Namorado, estão associados a conglomerados e depósitos de fluxo de detritos, revelando mudanças abruptas da espessura lateral.

A Superseqüência Marinha Aberta (Chang *et al.*, 1988) marca a fase estritamente oceânica nas bacias orientais brasileiras, caracterizada por uma relativa estabilidade ambiental e maior diversificação biológica. Durante o Terciário, o gradual resfriamento da crosta continental na área oceânica provocou uma crescente subsidência, enquanto a área continental era rejuvenescida devido à crescente rigidez flexural e à carga sedimentar (Cainelli & Mohriak, 1998).

Em seguida, um evento transgressivo curto e de extrema importância regional ocorreu durante o Oligoceno, resultando na formação de uma fina seção condensada de calcilutitos pelágicos e fossilíferos. Esta seção condensada é chamada “marco azul” na Bacia de Campos, associada a um grande deslocamento de dezenas de quilômetros, em direção a terra até a borda da plataforma (Mohriak, *et al.*, 1990). O “marco azul” é caracterizado como um refletor sísmico contínuo de alta amplitude, sobreposto pelos mais importantes turbiditos arenosos da Bacia de Campos.

Os arenitos turbidíticos, mais antigos do Eoceno, são controlados por vales e cânions sindeposicionais formados pelo movimento halocinético, por isso são restritos lateralmente embora espessos. Já os mais novos, oligocênicos, devido ao contínuo preenchimento destas depressões, têm maior extensão lateral (Mohriak, *et al.*, 1990).

Posteriormente, a alta taxa de sedimentação durante o Mioceno provocou a cobertura deste complexo de turbiditos do Oligoceno com mais de 1.000 m de sedimentos pelíticos, acarretando num grande acúmulo de sedimentos e reiniciando a movimentação das camadas de sal, desenvolvendo os conjuntos de falhas lítricas que estruturaram os reservatórios turbiditos do Oligoceno (Santos *et al.*, 1990).

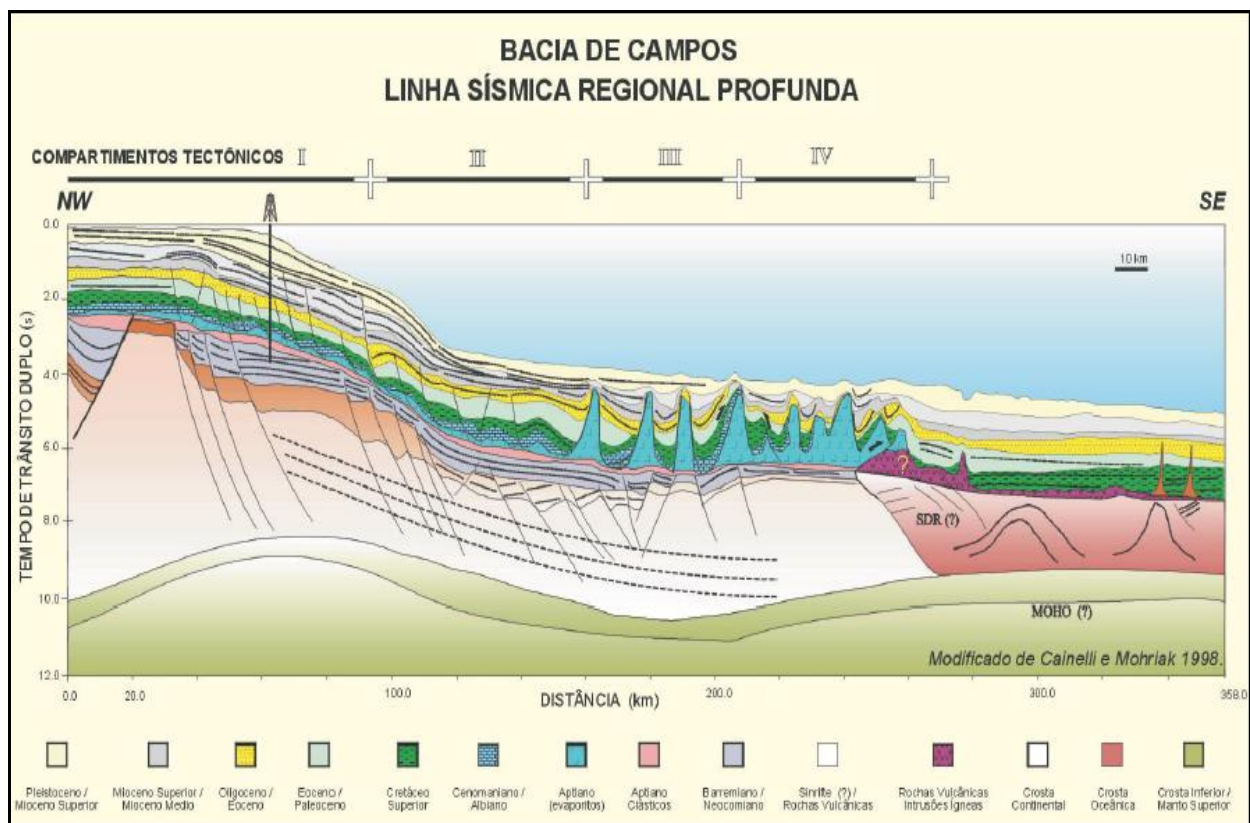


Figura 3-3 – Seção geológica generalizada da Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinese. Tomados de Milani *et al.* (1993), Raffaelli *et al.* 1996 e Milani *et al.* 1998).

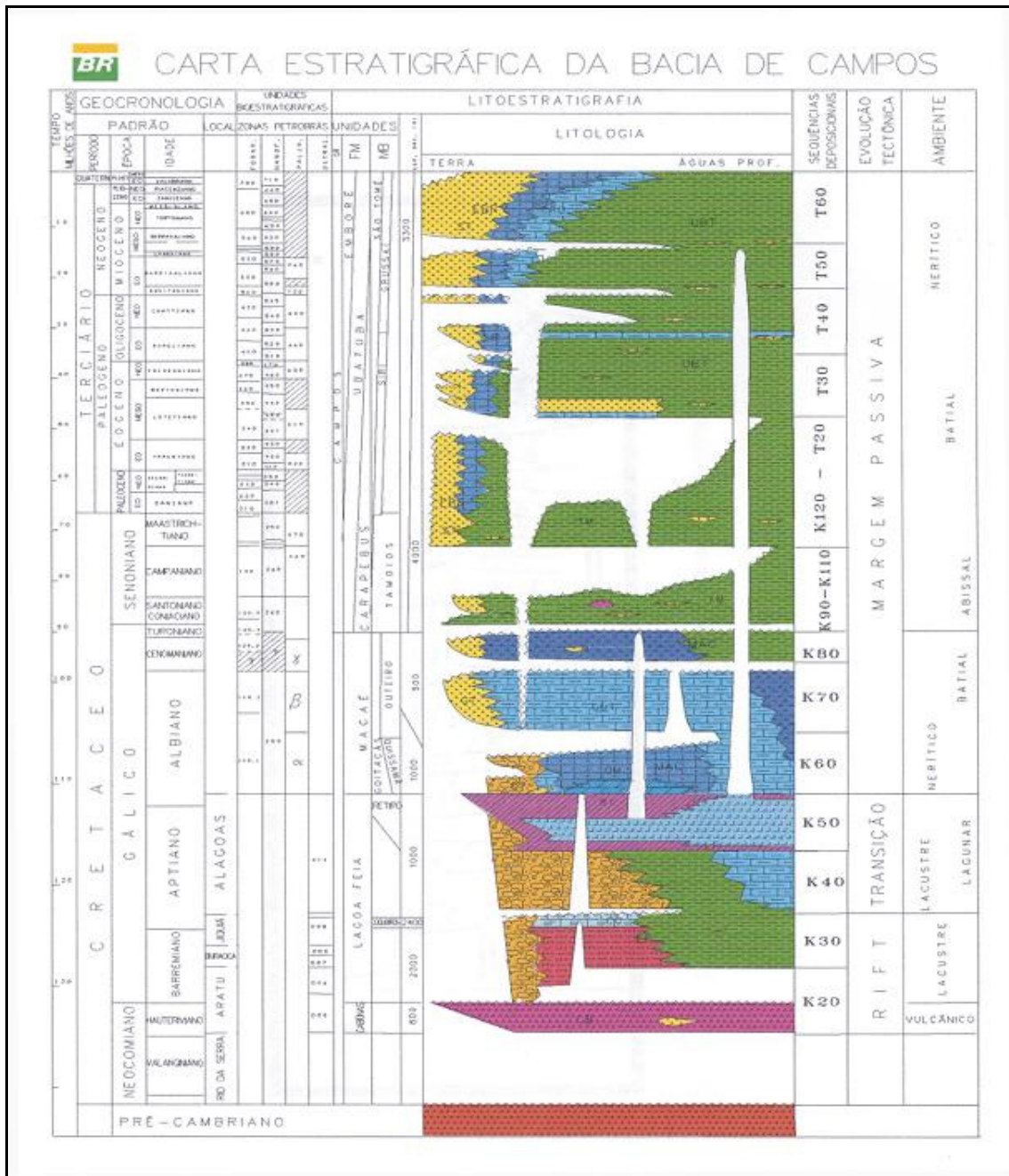


Figura 3-4 – Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: Rangel *et al* (1994).

4 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS

A computação de sismogramas sintéticos de reservatórios de petróleo e gás é uma tarefa bastante complexa, pois envolve uma grande quantidade de parâmetros. Porém, a simulação é uma poderosa ferramenta na indústria petrolífera, pois está inserida em todas as fases, desde a descoberta do reservatório até o seu abandono. A qualidade de um sismograma sintético está diretamente ligada aos dados disponíveis. Quanto maior e melhor o volume de dados, mais próximo da realidade será o modelo. Ferramentas atuais de aquisição de dados sísmicos e de perfilagem de poços, juntamente com as técnicas de geoestatística, permitem a obtenção de modelos geológicos próximos da realidade. A integração dos dados disponíveis é de fundamental importância na geração dos modelos. A seguir alguns dados que são de grande importância para a obtenção dos parâmetros dos reservatórios:

- Perfis de Poços;
- Interpretação de Seqüência Estratigráfica;
- Padrões de Empilhamentos;
- Dados Análogos, como por exemplo: afloramentos, campos similares com grande quantidade de dados;
- Atributos Sísmicos;
- Dados de produção e etc.,.

Para a análise de AVO, normalmente são necessários quatro parâmetros físicos para a construção de um modelo sintético de um determinado reservatório: V_p , V_s (ou razão de Poisson's), densidade (ρ), e a espessura da camada. Como dito anteriormente, a qualidade e acurácia destes parâmetros estão associadas ao volume e a qualidade dos dados disponíveis. A partir do momento que se obtêm a espessura da camada, V_p , V_s , e a densidade de cada camada do modelo, o sismograma sintético 2D pode ser gerado.

As litologias das camadas do modelo são determinadas através de processos iterativos. As propriedades das rochas e dos fluidos da zona de

interesse podem ser derivadas dos valores de V_p , V_s e da densidade do modelo da camada no qual a resposta sísmica do sismograma melhor representa o registro sísmico observado. Após a obtenção dos valores de V_p , V_s e de densidade da camada do meio superior e inferior, a resposta de amplitude com o afastamento pode ser calculado usando-se a teoria da propagação de ondas elásticas.

Comparando-se a resposta de AVO calculada no sismograma sintético com o registro sísmico observado, valores apropriados de V_p , V_s e de densidade podem ser deduzidos, deste modo o tipo de litologia e fluído que compõe o meio pode ser estimado. Esta técnica é uma poderosa ferramenta na estimação do reservatório. Uma vez que um poço exploratório é perfurado, a resposta de AVO do reservatório pode ser modelada com maior acurácia. A área que mostrar a mesma resposta de AVO na seção sísmica é provável que indique o tamanho e a distribuição do reservatório de petróleo e gás. Um bom sismograma sintético, juntamente com uma análise detalhada de atributos de AVO pode revelar zonas propícias a acumulações de petróleo e gás, e assim ajudar na estimação de variáveis economicamente importantes do reservatório de petróleo e gás, como por exemplo, a extensão da área, espessura, porosidade, saturação de água, etc., e assim diminuir os riscos associados à exploração.

5 METODOLOGIA

Este capítulo apresenta os modelos sintéticos utilizados para o estudo da resposta de AVO. Primeiramente foi gerado um modelo sismo-estratigráfico de um determinado tipo de reservatório. A fim de testar a confiabilidade do programa *SeisMod* na determinação das classes de AVO propostas por Rutherford & Williams (1989), neste modelo foram feitas simulações variando-se as propriedades físicas (V_p , densidade e razão de Poisson) encontradas na literatura para respostas de AVO do tipo classe 1, classe 2 e classe 3 (vide tabela 3).

Posteriormente foi gerado um modelo sismo-estratigráfico do reservatório namorado da Bacia de Campos. Os resultados das respostas de

AVO obtidos a partir do modelo serão comparados com as conclusões dos estudos de (Castagna e Swan, 1997; Rutherford e Williams, 1989), buscando demonstrar a aplicabilidade do SeisMod para modelos de reservatórios encontrados na prática.

Os modelos sintéticos foram gerados no pacote de modelagem *SeisMod*. O programa fornece o gráfico do coeficiente de reflexão *versus* ângulo de incidência, e é a partir deste gráfico que os autores definiram as três classes de AVO que são utilizadas na indústria como indicadores diretos de hidrocarbonetos.

5.1 ANÁLISE DA RESPOSTA DE AVO DE MODELOS SIMPLES

O modelo gerado foi uma cunha de arenito trapeada por folhelhos (Figura 5.1) gerado a partir de parâmetros físicos (vide tabela 2) conhecidos através da literatura para cada tipo de classe de AVO.

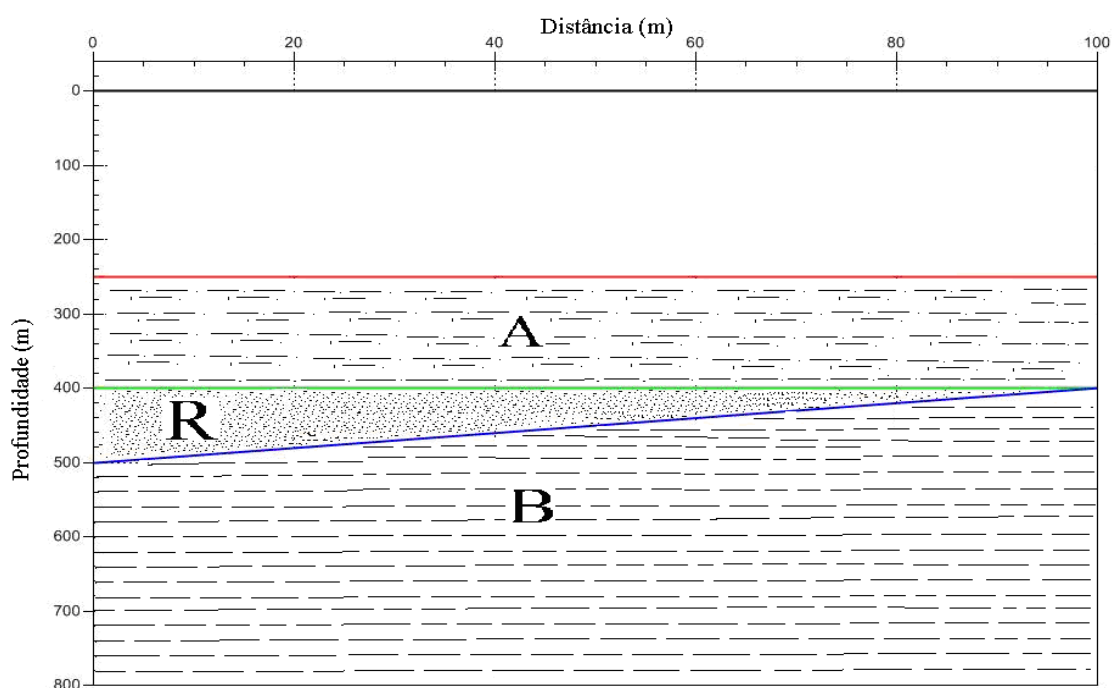


Figura 5.1 – Modelo sintético da cunha do reservatório. A camada (R) representa a cunha do reservatório e os folhelhos estão representados pelas letras (A) e (B) respectivamente.

Modelo 1 – (Dim Out)			
	V_P (m/s)	P (gm/cm ³)	σ
Folhelho	3100	2.4	0.35
Areia c/ água	4200	2.3	0.22
Areia c/gás	4000	2.2	0.15
Folhelho	3150	2.4	0.4
Modelo 2 – (Phase Reversal)			
	V_P (m/s)	P (gm/cm ³)	σ
Folhelho	2650	2.30	0.40
Areia c/ água	3000	2.25	0.30
Areia c/gás	2800	2.10	0.18
Folhelho	2700	2.30	0.40
Modelo 3 – (Bright Spot)			
	V_P (m/s)	P gm /cm ³)	σ
Folhelho	2800	2.18	0.24
Areia c/ água	2600	1.90	0.22
Areia c/gás	2100	1.80	0.18
Folhelho	2800	2.20	0.35

Tabela 3 – Constantes elásticas dos três modelos estudados para efeito de investigação da classificação das resposta de AVO. Dados extraídos de dados de poços e dos trabalhos de Ostrander (1984) e Domenico (1976).

A calibração foi baseada na comparação dos coeficientes de reflexão derivados de folhelhos sobre areias saturadas em água e de folhelhos sobre areias saturadas de hidrocarboneto. Foram feito preenchimento com areia reservatório preenchida por água e posteriormente por gás para detectar a diferença da resposta de AVO nos dois casos.

O primeiro modelo objetiva investigar a anomalia de AVO classe 1. Os valores das propriedades físicas para este modelo estão representados na tabela 3, tanto para o reservatório preenchido por água como para o reservatório preenchido por gás. Como se pode observar através das propriedades elásticas da tabela 2, este evento ocorre quando a rocha sobrejacente tem uma impedância acústica significativamente menor do que a areia saturada com água e do que a areia saturada com gás, o que causa um coeficiente de reflexão positivo. De acordo com Castagna (1997) a anomalia de AVO classe 1 (*Dim out*) ocorre quando o AVO *intercepte* é fortemente positivo acarretando em um decréscimo da amplitude versus o afastamento. A figura 5.2 mostra a seção sísmica sintética deste modelo, como esperado o refletor

destacado (reservatório) apresenta anomalia de amplitude positiva. E o refletor de saída do reservatório é caracterizado por amplitude negativa, já que o reservatório tem uma impedância acústica maior que o folhelho sotoposto.

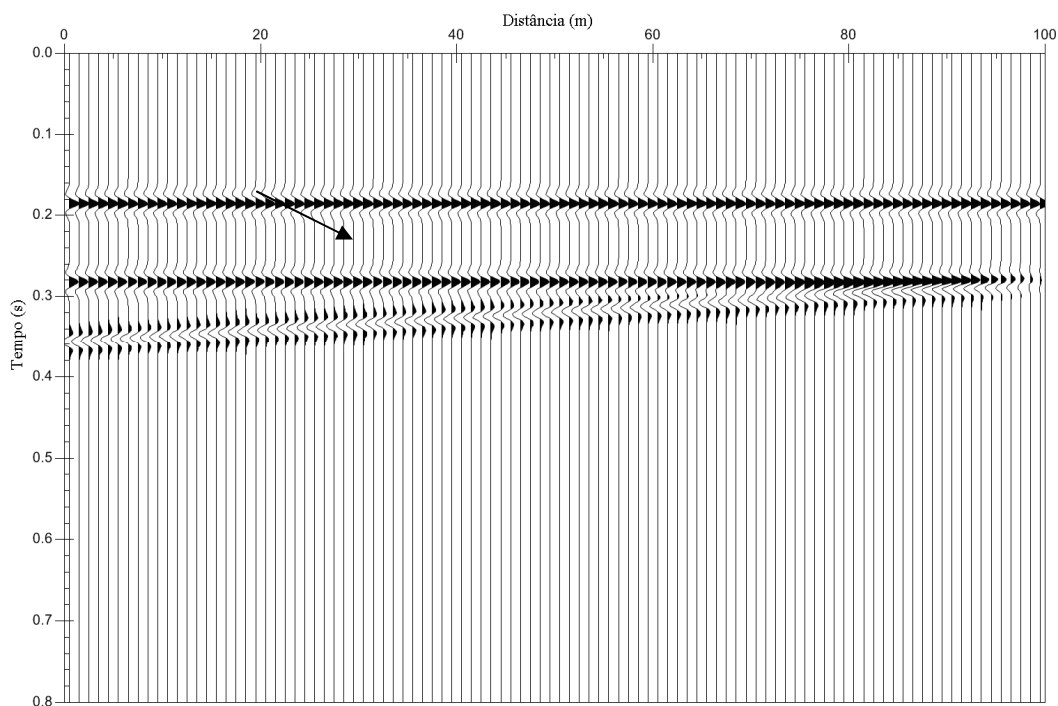


Figura 5.2 – Sismograma sintético do modelo 1 com água.

Nota-se pela figura 5.3, que o coeficiente de reflexão da rocha saturada com gás também é positivo, porém com um valor menor do que a rocha saturada com água. As respostas de AVO para o modelo 1 tanto para o reservatório saturado com água quanto para o reservatório preenchido por gás equivalem se com as respostas de AVO (Figura 2-18) propostas por Rutherford & Williams (1989).

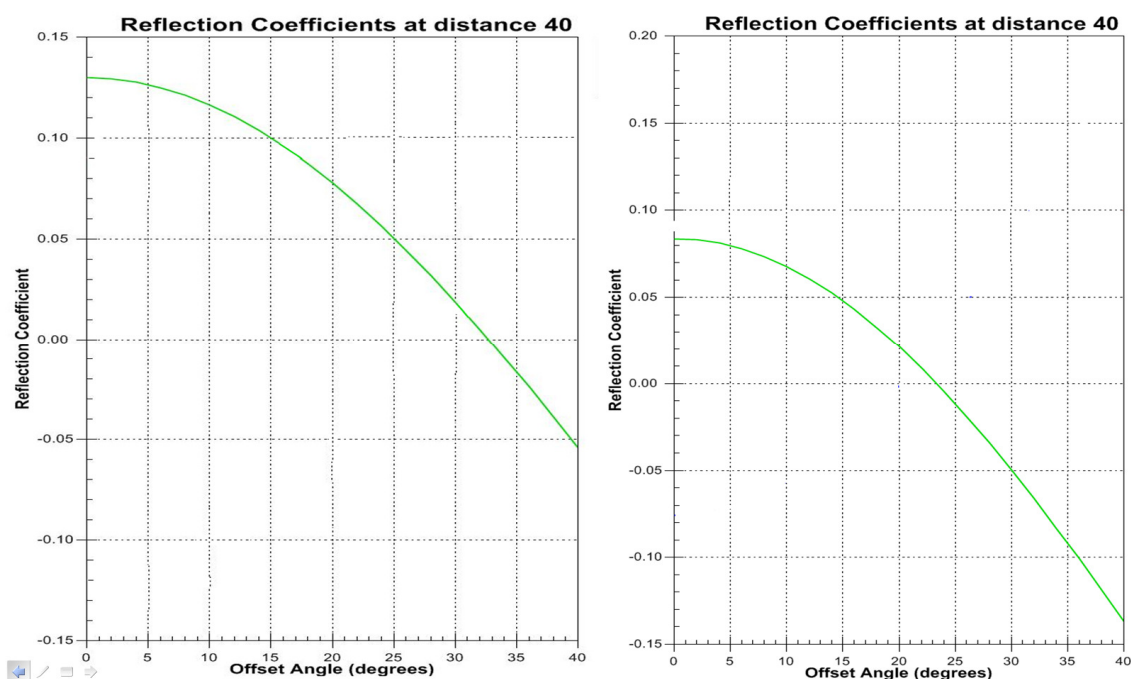


Figura 5.3 – Classe 1 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência. O gráfico da direita representa o reservatório preenchido por água e o gráfico da esquerda mostra o gráfico para o reservatório preenchido por gás.

O segundo modelo foi gerado a fim de investigar a anomalia de AVO classe 2, esta classe ocorre quando a rocha encaixante tem uma impedância acústica suavemente menor do que a impedância acústica para areia saturada com água. Neste caso o coeficiente de reflexão é ligeiramente positivo.

E a rocha saturada com gás apresenta impedância acústica menor do que o folhelho encaixante, o que representa uma anomalia de amplitude negativa no sismograma sintético deste modelo (Figura 5.4). E conseqüentemente, um coeficiente de reflexão negativo.

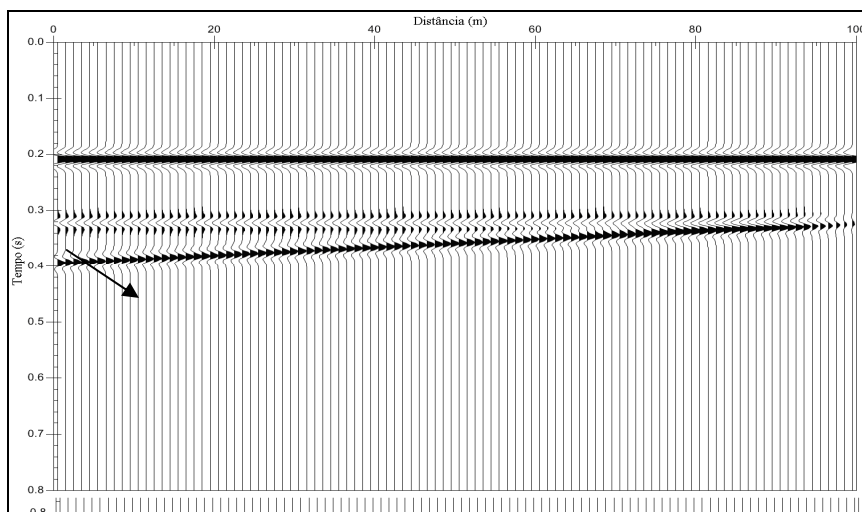


Figura 5.4 – Sismograma sintético do modelo 2 preenchido por gás.

Pode-se notar pela figura 5.5 que mostra os gráficos do coeficiente de reflexão para o reservatório preenchido por óleo e por gás, que o coeficiente de reflexão decresce ligeiramente para o reservatório preenchido por hidrocarboneto. Também nota-se que os valores absolutos são pequenos tanto para a areia saturada com água quanto para a areia saturada com hidrocarboneto

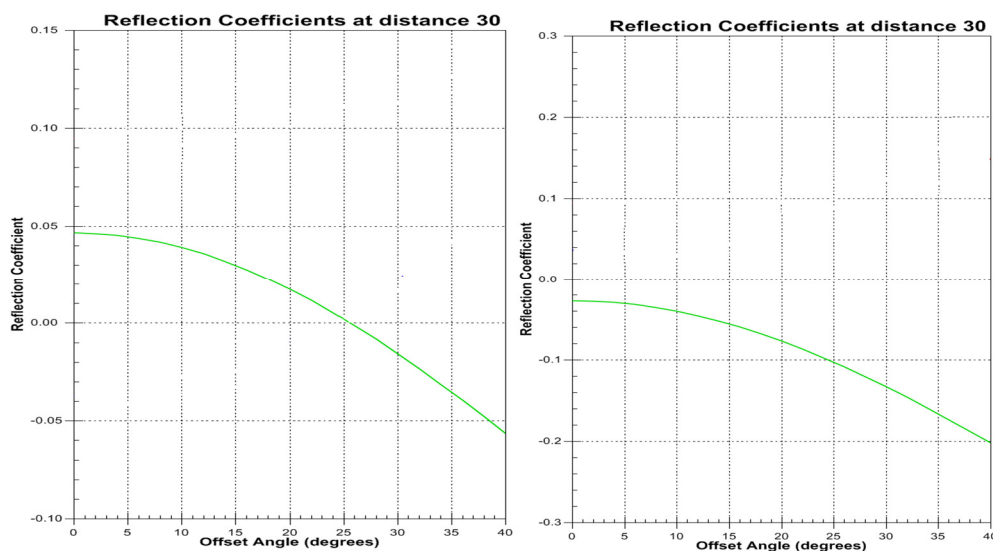


Figura 5.5 – Classe 2 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência. O gráfico da direita representa o reservatório preenchido por água e o gráfico da esquerda mostra o gráfico para o reservatório preenchido por gás. Nota-se que o coeficiente de reflexão fica abaixo de zero para o reservatório com gás.

O terceiro modelo investiga a resposta de AVO classe 3 onde a rocha encaixante apresenta uma impedância acústica significativamente maior do que a areia saturada com água ou com gás (vide tabela 3).

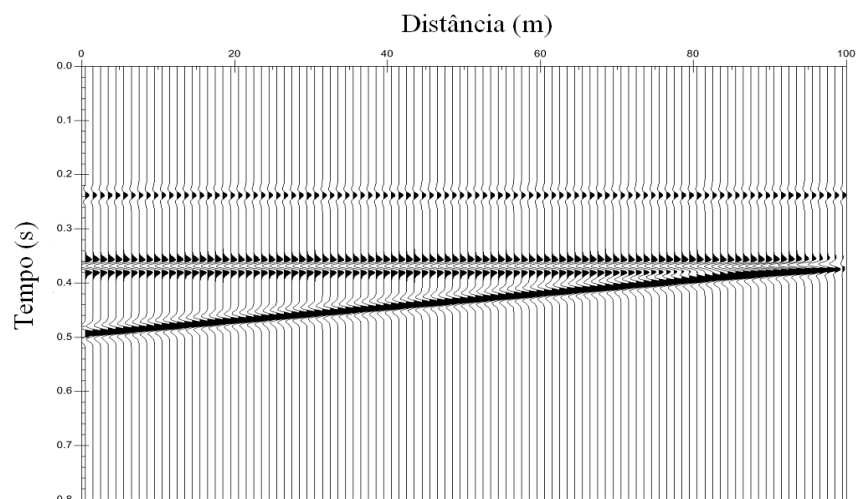


Figura 5.6 – Sismograma sintético do modelo 3 preenchido com gás.

Estas respostas de AVO são típicas dos reservatórios terciários da Bacia de Campos. A figura 5.6 mostra os gráficos do coeficiente de reflexão para este tipo de reservatório.

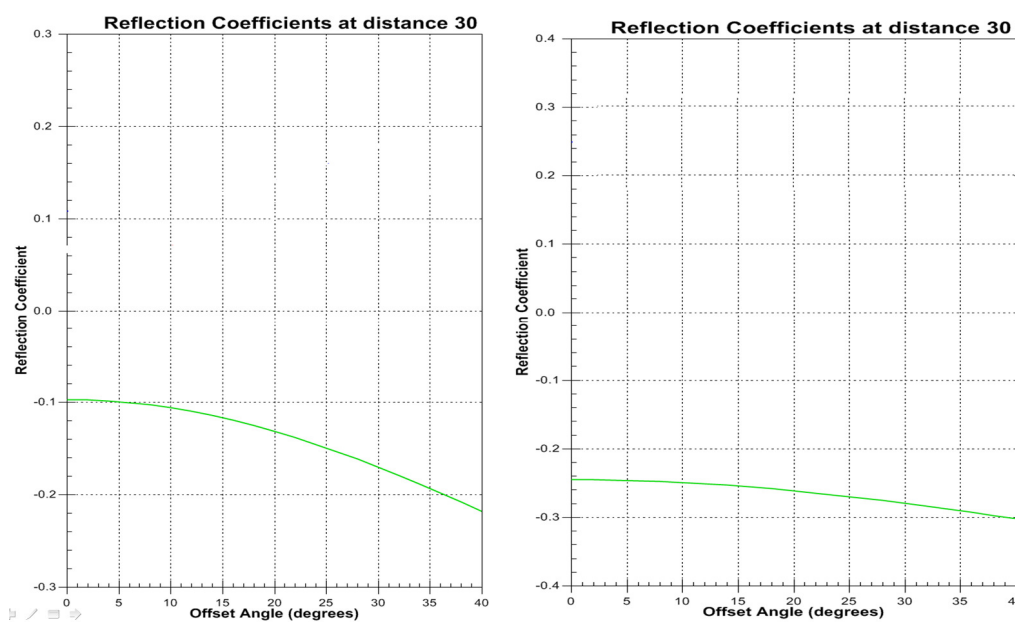


Figura 5.7 – Classe 3 - Gráficos do Coeficiente reflexão versus Ângulo de Incidência. O gráfico da direita representa o reservatório preenchido por água e o gráfico da esquerda mostra o gráfico para o reservatório preenchido por gás.

A seguir são apresentadas os gráficos do *intercept X slope* obtidos a partir dos modelos simples de reservatórios. As respostas de AVO dos modelos 1,2 e 3 (Figura 3) preenchidos por gás correspondem perfeitamente as respostas de AVO propostas por Rutherford & Williams (1989) (Figura 2-13). O que comprova a utilidade do programa SeisMod na detecção de resposta de AVO para modelos de reservatórios simples.

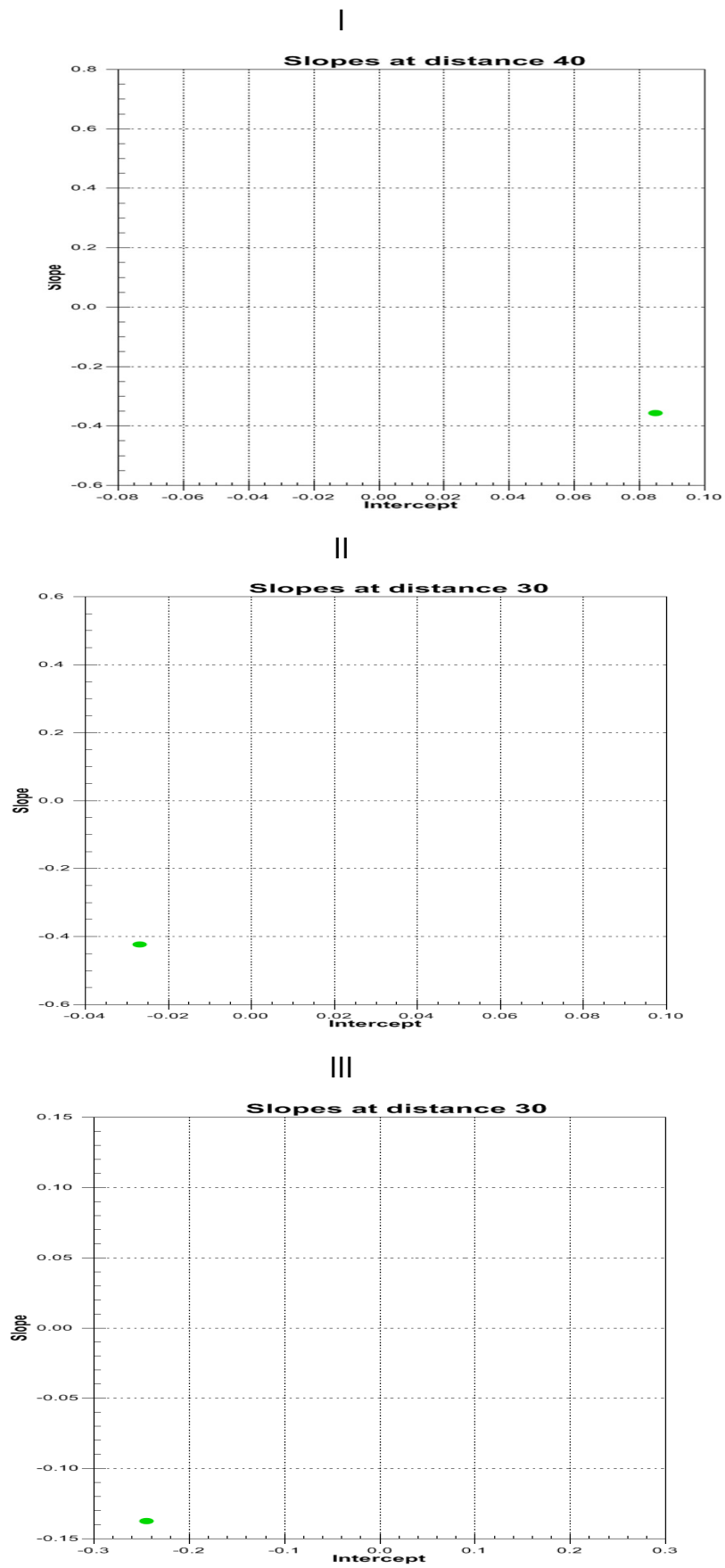


Figura 5.8 – Gráfico do Intercepto X Gradiente.

I) Resposta de AVO classe 1. II) Resposta de AVO Classe 2. III) Resposta de AVO classe 3.

5.2 MODELO NAMORADO *SEISMOD*

O modelo do reservatório namorado (Figura 5.11) foi gerado a partir de informações obtidas dos poços Na-01 e Na-07 (Figura 5.10) campo de namorado, dos perfis de poços foram obtidos os parâmetros físicos : V_p (Perfil sônico) e ρ (densidade gm/cm^3). Este modelo sismo-estratigráfico foi extraído de (Machado, 2003).

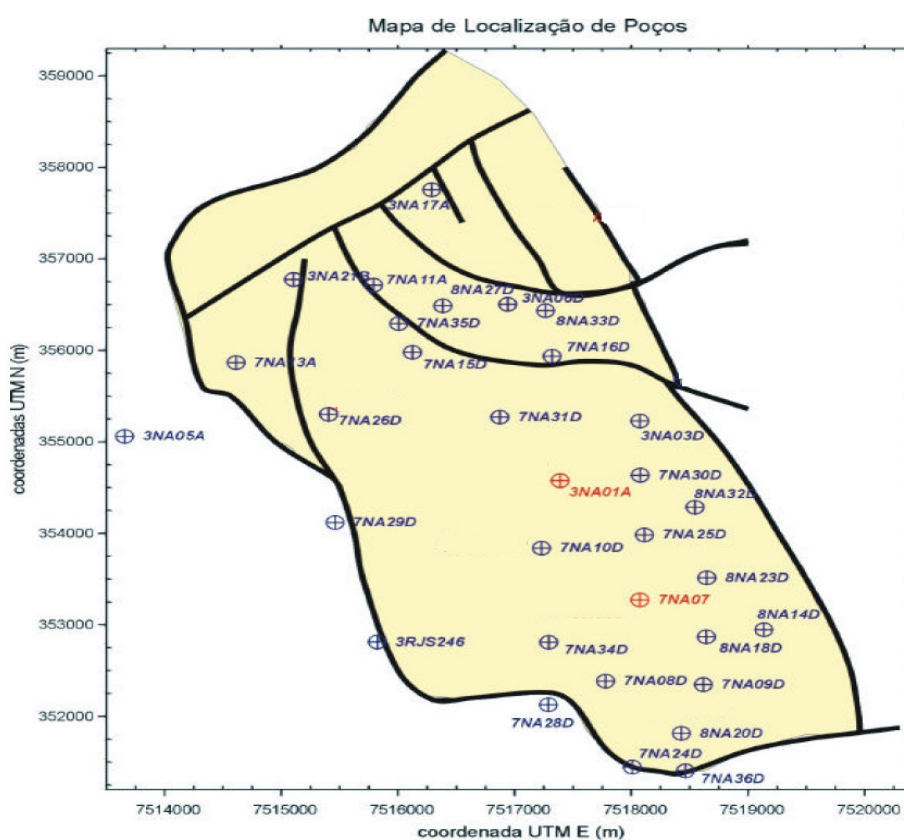


Figura 5.9 - Mapa estrutural do Campo de Namorado enfatizando os poços verticais utilizados para obter os parâmetros físicos (Modificado de Silva, 1992).

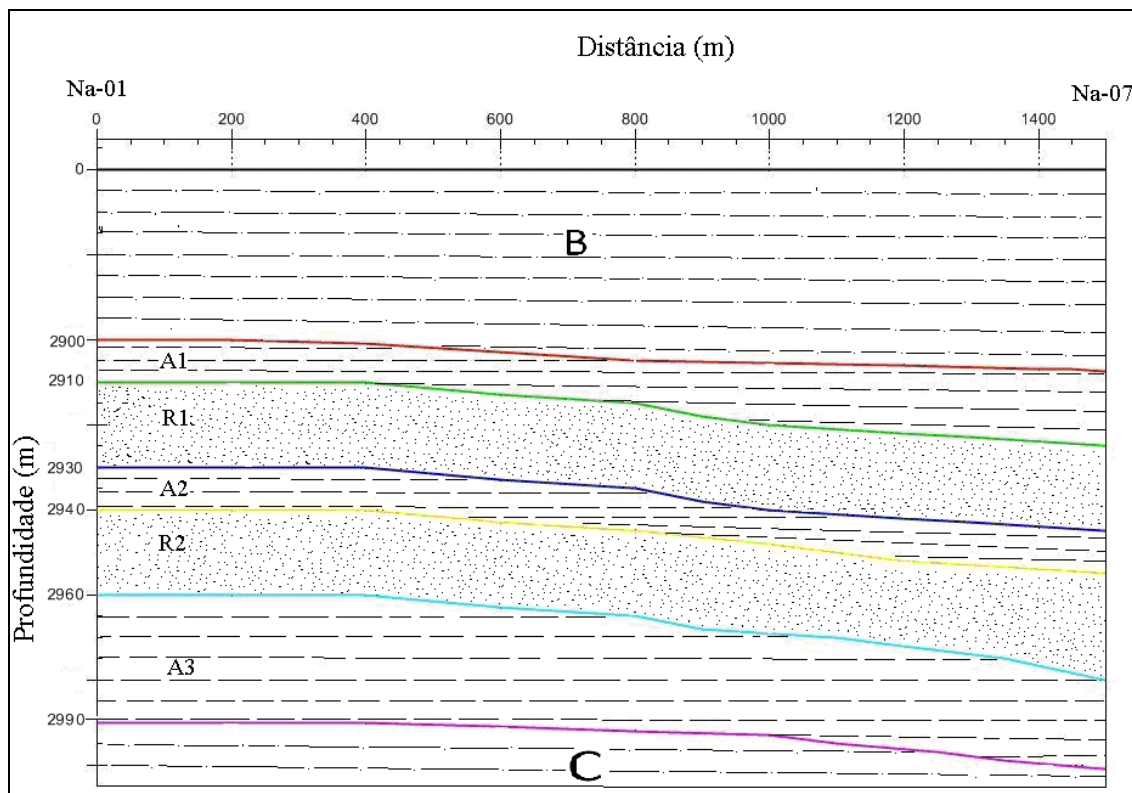


Figura 5.10 – Modelo Reservatório Namorado SeisMod.

Para extrair as propriedades físicas mais próximas da realidade das camadas de reservatórios (R1 e R2) e dos folhelhos encaixantes (A1, A2 e A3) foram extraídas valores dos dois poços para então obter médias dos parâmetros das respectivas camadas (vide tabela 4). Os poços Na-01 e Na-07 encontram-se a uma distância de aproximadamente 1500 metros.

Modelo Namorado SeisMod			
	Vp(m/s)	$\rho(\text{gm/cm}^3)$	σ
Rocha B	3700	2.40	0.35
Folhelho A1	3500	2.36	0.30
Reservatório R1	3100	2.17	0.18
Folhelho A2	3650	2.36	0.30
Reservatório R2	3000	2.19	0.18
Folhelho A3	3660	2.48	0.30
Rocha C	3800	2.50	0.35

Tabela 4 – Constantes elásticas do reservatório namorado.
Constantes extraídas dos poços Na-01 e Na-07.

Através da análise da tabela 4 nota-se que as rochas encaixantes (folhelhos) apresentam uma impedância acústica maior do que a areia saturada com óleo.

A figura 5.11 abaixo representa o sismograma sintético do modelo Namorado. A figura 5.12 mostra a análise da amplitude no offset de 675. Através desta figura pode-se notar a entrada e a saída do reservatório do modelo. As setas representam respectivamente, a entrada (amplitude negativa) e a saída (amplitude positiva) do reservatório.

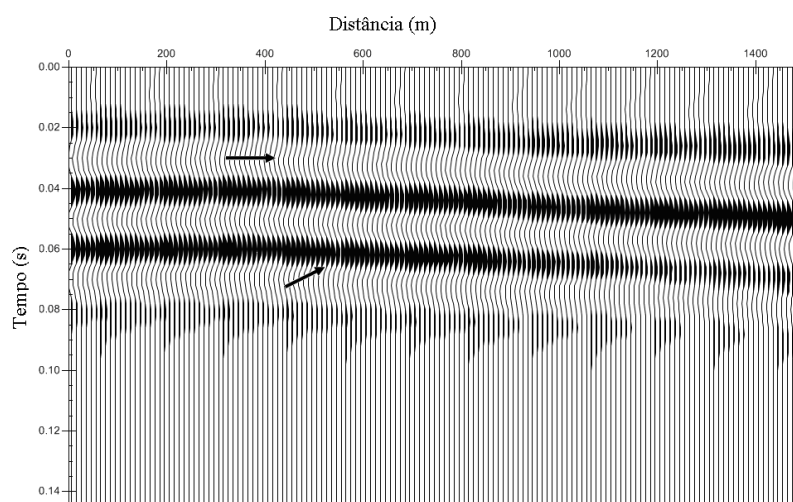


Figura 5.11 – Sismograma sintético modelo Namorado

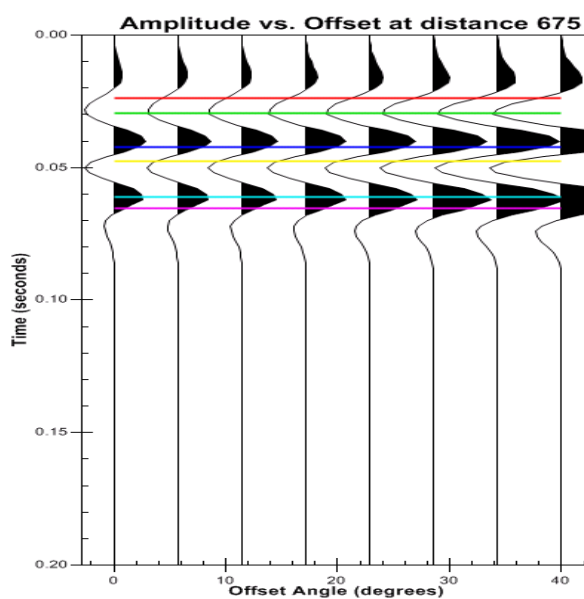


Figura 5.12 – Análise da Amplitude no Offset 675.

O gráfico abaixo mostra a resposta de AVO obtida do modelo de namorado, pode-se notar que a resposta de AVO encontra-se dentro do esperado pela classificação de Rutherford & Williams (1989).

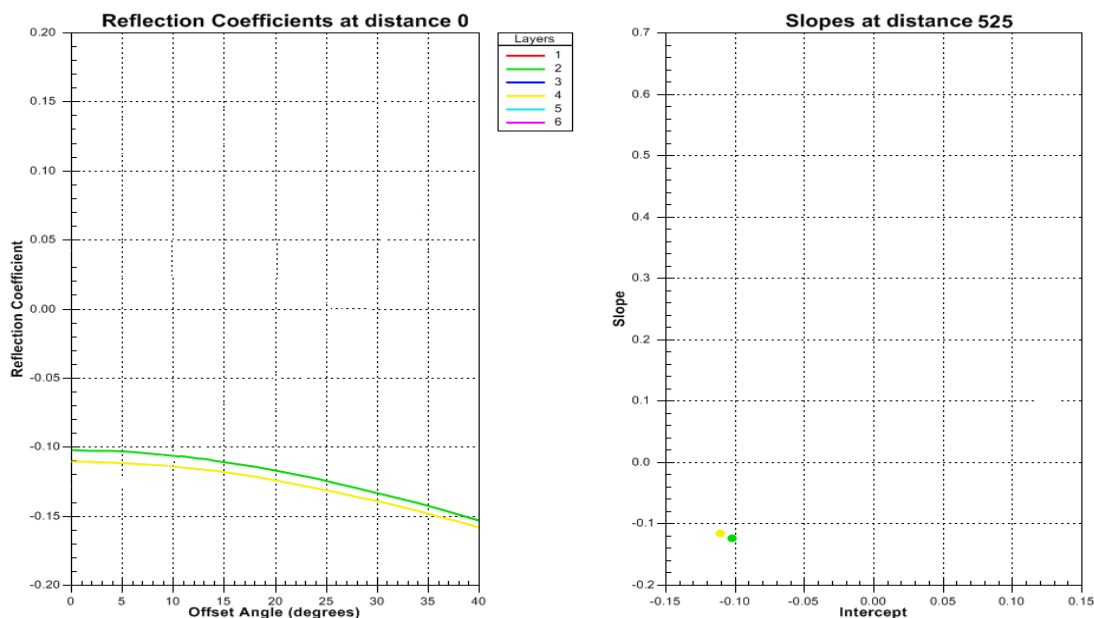


Figura 5.13 – Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de AVO Classe III.

6 CONCLUSÃO

Neste presente trabalho apresentamos um estudo sucinto a respeito do método de AVO. Abordamos as principais idéias necessárias para o entendimento de como as amplitudes sísmicas podem contribuir na identificação de hidrocarbonetos. Desde a teoria da elasticidade, tipos de ondas sísmicas, fatores que influenciam nas velocidades sísmicas e conseqüentemente na resposta da amplitude sísmica. E também as expressões para o coeficiente de reflexão, algumas aproximações para as mesmas até uma discussão final sobre a análise de AVO.

A utilização do *software SeisMod* ajudou muito para o conhecimento a respeito da classificação das classes de AVO propostas por Rutherford & Williams (1989), isso porque a resposta que se desejava obter já era

previamente conhecida. A utilização do *software*, mostrou ser de grande valia didática e estimulante para o estudo da resposta de AVO.

Trabalhou-se com modelo elástico sintético em que foi simulado um reservatório em forma de cunha, onde os parâmetros elásticos foram baseados em dados da literatura para investigação de classes de AVO 1, 2 e 3. Constatou-se mediante a análise das respostas de AVO dos modelos para as Classes I, II e III, que a classe I de areia com hidrocarboneto tem um coeficiente de reflexão de incidência normal positivo, se encontra no quarto quadrante e a magnitude da amplitude para dados reais decresce com o aumento da distância fonte-receptor. A resposta de AVO classe II são areias com impedância acústica semelhante a da rocha encaixante, tem um coeficiente de reflexão para incidência normal pequeno (menor que 0.02 em magnitude absoluta). Em dados reais este evento geralmente apresenta reversão de polaridade com o *offset*. Classe III apresenta uma areia com impedância acústica significativamente menor do que a rocha encaixante, o que gera um coeficiente de reflexão de incidência normal extremamente negativo, que pode se tornar mais negativo com o aumento da distância entre a fonte e o receptor. Este tipo de acumulação encontra-se no terceiro quadrante. A resposta de AVO Classe IV também tem um coeficiente de reflexão negativo, porém sua magnitude decresce com o *offset*. As classificações de AVO classe 1, 2 e 3 são baseadas na resposta sísmica do topo do reservatório e dependes do contraste de impedância acústica sobre as interfaces. Através da análise das respostas de AVO para os modelos preenchidos com água e com hidrocarbonetos notou-se que o coeficiente de reflexão sempre decresce quando a rocha é preenchida por hidrocarbonetos. Vale ressaltar que atributos sísmicos, como por exemplo, amplitude contém muitas informações a respeito das propriedades físicas da rocha. Embora, as amplitudes possam ser alteradas nas etapas de processamento sísmico. Levando-se em conta esse fatores, os dados utilizados para análise de AVO devem ser utilizados cuidadosamente, como um suporte para a interpretação, ao invés de ser um indicador direto de hidrocarboneto.

O programa **SeisMod** mostrou-se eficiente para a proposta do projeto, porém deve-se ressaltar a sua limitação diante de modelos de reservatórios mais complexos.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki, K. and Richards, P. G. – 1980 - *Quantitative Seismology, Theory and Methods: VI* 1. W. H. Freeman and Company.

Asmus, H.E. e F.C. Pontes, 1973 - The Brazilian Marginal Basins in The Ocean Basins and Margins, v.1 - The South Atlantic, Nairn, A.E.M. and F.G. Stehili, eds, Plenum Press, Nova York, p.87-133.

Azambuja Filho, N. C. de – 1994 - High Resolution Sequence Stratigraphy an example From the Oligocene-Miocene of the Campos Basin, offshore Brazil – 14th International Sedimentological Congress, E-3, RJ, 1994.

Biot, M. A. – 1956 - The theory of elastic waves in a fluid saturated porous solid 1, lower frequency range. *J.Acoust. Soc Amer.*, v.28, p. 168-178.

Bortfeld, R., 1961: Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves: *Geophysics. Prosp.*, 9, 485-503

Cainelli, C. & Mohriak, W.U. – 1998 - Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67p, 1998.

Castagna, J.P.& Backus, M.M.1993. *Offset-dependent reflectivity-theory and practice of A.V.O analysis*. SEG.(Investigation of Geophysics Series, Vol 8,)

Castagna, J.P., Swant, H. W. -1997 - Principles of avo crossploting. *The Leading Edge*, v. 04, p.337-342.

Castagna, J.P.; Batzle, M. L.; Eastwood, R. L. Relationship between compressional and shear wave velocities in elastic silicate rocks, *Gephysics*, v. 50, p. 551-570, 1985.

Castagna, J.P.; Batzle, M. L.; Eastwood, R. L. –1985- Relationship between compressional and shear wave velocities in elastic silicate rocks, *Gephysics*, v. 50, p. 551-570.

Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. – 1988 - New concepts on the development of east brasilian marginal basins. *Episodes*, v.11, nº 3, p.110-121.

Dias, J.L.; Guazelli, W., Catto, J.C.V. – 1987 – Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento Pré-Cambriano adjacente. Anais do I Simpósio de geologia Regional RJ -ES, P(189-197).

Dias, J. L., Oliveira, J.Q. & de Vieira, J.C - 1988 - Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 18(3), SET: 252-260.

Dias, J. L.; Scarton, J. C.; Esteves, F. R.; Carminatti, M.; Guardado, L. R. – 1990 – Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia; L. R.; Milani, E. J. (Eds.) Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras. Petrobrás, Rio de Janeiro, p(330 – 360).

Demercian, L.S. - 1996 - A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 200p.

Dias-Brito, De. 1982 - Evolução Paleoecológica da Bacia de Campos durante a Deposição dos Calcilutitos, Margas e Folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano?). Boletim Técnico da PETROBRAS, 25:84-97.

Esteves, F.R; SPADINI, A.R; SAITO, M. - 1987 - A sedimentação albo-turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos. 1 Simp. Geol. Reg. RJ-ES, Rio de Janeiro, 27-42.

Figueiredo, A.M.F., Braga, J.A.E., Zabalaga, J.C., Oliveira, J.J., Aguiar, G.A., Silva, O.B., Mato, L.F., Daniel, L.M.F., Magnavita, L. P. 1994 - Recôncavo Basin, Brazil: a Prolific Intracontinental Rift Basin. In: Landon, S.M. (ed.). Interior Rift Basins: AAPG Memoir 59:157-203.

Foster D. J., Smith, S. W., DeySarkar, S., & Swan, H. w., (1993), A Closer look at Hydrocarbon Indicators; 63rd Ann. Internat. Mtg., Society of Exploration Geophysics, Expanded Abstracts, 731-733.

Gardner, G. H. F.; Gardner, L. W.; Gregory, A. R. Formation velocity and density: the diagnostic basis for stratigraphic traps. Geophysics, v. 39, p. 770-780, 1974.

Greenberg, M. L.; Castagna, J. L. Shear-wave velocity estimation in porous rocks theoretical formulation, preliminary verification and applications. Geophysics Prospecting, v. 40, p. 195-209, 1992.

Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. Luchesi, C.F. 1989 - Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P.A. (eds.). Divergent/Passive Margin Basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48:3-79.

Guardado, L.R; Rosa, A.R. – 1989 – Proposta de modelo de acumulação de petróleo na Bacia de Campos. In: I Seminário de interpretação Exploratória, Anais Angra dos Reis, p(149-156).

Guardado, L. R. & SPADINI, A. R – 1987 - Evolução deposicional e distribuição da fácies do Macaé Inferior (Eo-Meso-Albiano, Bacia de Campos). Boletim de Geociências Petrobrás, 1(2):237-239, AGO./DEZ.

Gregory R, Clark, A., and Peter, W. (1981) Adaptive Prediction Applied to Seismic Event Detection. Proc. IEEE, v.69, pp.1166-1168.

Han, D.; Nur, A.; Morgan, F. D.; Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstone. Geophysics, v. 51, p. 2093-2107, 1986.

Harry, D.L., Sawyer, D.S. - 1992 - Basaltic volcanism, mantle plumes and the mechanics of rifting: the Paraná flood basalt province of South America. Geology, 20:207-210.

Henry, S.G., Brumbaugh, W. - 1995 - Pré-Salt Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 4, Rio de Janeiro, Expanded Abstracts, I:68-70.

Hinz, K. -1981 - A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes: Wedges of Very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins. Geologisches Jahrbuch, E(22):3-28.

Jackson, M.P.A., Cramez, C., Mohriak, W.U. - 1998 - Salt tectonics provinces across the continental – oceanic boundary in the Lower Congo and Campos Basins on the South Atlantic Margins. AAPG International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, Extended Abstract, 40-41.

Knott, C. G., 1899: Reflection and refraction of elastic waves with seismological applications: Phil. Mag., 48, 64-97.

Koefoed, O., 1955: On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves: Geophysics. Prosp., 3, 381-387.

Machado, C. M, 2003 – Aplicação de perfilagem geofísica e sísmica na caracterização da faciologia do reservatório namorado

Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998: The rock physics handbook – Tools for seismic analysis in porous media: Cambridge Univ. Press.

McKenzie, D. - 1978 - Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40:25-32.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A. Valença, J.G. - 1988 - Volcano- Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18:247-251.

Mohriak, W.U. - 1995a -Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and the Gulf of Mexico. In: Travis, C.J., Harrison, H., Hudec, M.R., Vendeville, B.C., Peel, F.J., Perkins, B.E. (eds.). *Salt, Sediment and Hydrocarbons*, GCSSEPM Foundation 16th Annual Research Conference, Houston, Texas, 177-191.

Mohriak, W.U., Bassetto, M. Vieira, I.S. - 1998b - Crustal Architecture and Tectonic Evolution of the Sergipe–Alagoas and Jacuípe Basins, Offshore Northeastern Brazil. *Tectonophysics*, 288:199-220.

Mohriak, W.U., Hobbs, R., Dewey, J.F. - 1990b - Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 7(2):94-122.

Mohriak, W.U., Jackson, M.P.A., Cramez, C. 1999 - Salt tectonics provinces across the continental-oceanic boundary in the Brazilian and West African margins. In: SBGf, *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 6, Rio de Janeiro.

Mohriak, W.U., Mello, M.R., Bassetto, M., Vieira, I.S., Koutsoukos, E.A.M. 2000. Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins*, AAPG Memoir 73:273-300.

Mutter, J.C. 1985. Seaward Dipping Reflectors and the Continent- Ocean Boundary at Passive Continental Margins, *Tectonophysics*, 114:117-131.

Mutter, J.C., Talwani, M., Stoffa, P.L. 1982. Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by "Subaerial Sea-Floor Spreading": *Geology*, 10:353-357.

Nafe, I.; Drake, C. L. Physical Properties of marine sediments in: *The Sea* v. 3, p. 794-815, Interscience, 1963.

Ostrander, W. J. (1984), Plane wave reflection coefficients for gas sand at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, v. 49, p. 1637–1648.

Pickett, G. R. Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal Petr. Tech.*, v. 15, p. 650-667, 1963.

Postma, G. W., 1955, Wave propagation in a stratified medium: *Geophysics*, 20, 780-806.

Raymer, L. L.; Hunt, E. R.; Gardner, J. S. An improved sonic transit time-to-porosity transform. SPWLA, 21 th ANN. LOG SYMP. OF THE SOC. PROF. WELL LOG ANALYSTS, julho 1980.

Rangel, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. , 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8 (1), p. 203-217.

Rangel, H. D., P. R. Santos, and C. M. S. P. Quintaes, 1998, Roncador field, a new giant, in Campos Basin, Brazil: OTC Proceedings, 1998 Offshore Technology Conference, Houston, Texas, p. 579–587.

Rutherford, S. R. and Williams, R. H. (1989), Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54(6):680–688.

Santos, C.F., Braga, J.A.E. 1990. O "estado da arte" da Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 4(1):35-43.

Schaller, H. – 1973 – Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracajú, 1973. Anais... Aracajú, SBG, Volume 3 , p(247 – 258).

Sheriff, R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysical Referenca Series, SEG, v.1, 1990.

Shuey, R. T. (1985), A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50:609–614.

Silva, A., 1992 – Evolução Sedimentar Pós-Miocênica na Área Nordeste da Bacia de Campos. 70 p.

Slater, C., 1997, Estimation and modeling of anisotropy in vertical and walkaway seismic profiles at two North Caucasus oil fields: Ph.D. Dissertation, University of Edinburgh.

Spadini, A.R. e Outros – 1988 – The Macaé formation, Campos Basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.18(3), p(261-272), 1988.

Tosaya, C.; Nur, A. M. Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophysics Res. Let.*, v.9, p.5-8, 1982.

Willie, M.R.J., Gregory, A.R, Gardner, L.W.,1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media: *Geophysics* Vol. 22 n° 1.

Winkler, K. W.; Murphy, W.F. Acoustic velocity and attenuation porous rocks. In: *Rock physics & phases relations: a handbook of physical constants*. Thomas J Ahrens (editor), AGU Reference Shelf3, 1995, p.20-34.

Winter, W.R.; Johnert, R.J. & França, A.B. – 2007. Bacia de Campos *in* *Boletim de Geociências da Petrobras* n°2, vol.15. PETROBRAS. Rio de Janeiro.

Zoeppritz, K. (1919), On the reflection and propagation of seismic waves. In *Göttinger Nachrichten*, pages 66–84. *Erdbebenwellen* VIII B.