UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



Dissertação de Mestrado

Estudo de Amplitude Sísmica e Ocorrência de Hidrocarboneto em Bacia Evaporítica na Sub-bacia de Alagoas

CHIANG CHIA HUNG

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos Co-Orientador: Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos

Niterói, Maio de 2017

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG Gerada com informações fornecidas pelo autor

C532e Chia hung, Chiang Estudo de Amplitude Sísmica e Ocorrência de Hidrocarboneto em Bacia Evaporítica na Sub-bacia de Alagoas / Chiang Chia hung ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Rogério de Araújo Santos, coorientador. Niterói, 2017. 103 f. : il. Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2017. DOI: http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT .2017.m.21305047877 1. Amplitude Sísmica. 2. Ocorrência de Hidrocarboneto. 3. Bacia Evaporítica. 4. AVO. 5. Produção intelectual. I. Cetale Santos, Marco Antonio, orientador. II. Araújo Santos, Rogério de, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título. CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da UFF (Universidade Federal Fluminense).

Estudo De Amplitude Sísmica E Ocorrência De Hidrocarboneto Em Bacia Evaporítica Na Sub-Bacia De Alagoas

CHIANG CHIA HUNG

Banca Examinadora: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva Profa. Dra. Eliane da Costa Alves Prof. Dr. Luiz Alberto Santos Dr. Guilherme Vasquez

Niterói, Maio de 2017

AGRADECIMENTO

Há três anos quando a G3 Óleo e Gás Ltda. decidiu alocar um engenheiro civil para a subsidiária na área de exploração de óleo e gás. O caminho natural esperado era que a pessoa seguisse o caminho da Engenharia de Petróleo, eventualmente até se tornasse um engenheiro de perfuração. Mas para surpresa do destino, o caminho escolhido foi da Geofísica. A identificação era tão tamanha e forte que resultou nesta dissertação de mestrado.

Agradeço à G3 Óleo e Gás Ltda. que apostou na minha formação em Geofísica e também junto à ANP a gentileza de ceder os dados para o presente estudo. À toda equipe do G3 Óleo e Gás Ltda., minha profunda gratidão.

Aos professores do LAGEMAR, agradeço pelos apoios e atenção recebidos. Especialmente, aos professores Dr. Marco Antonio Cetale Santos e Dr. Rogério de Araújo Santos, que tiveram seu momento de "ousadia" ao aceitarem em ser orientadores de um aluno com formação técnica tão distante da Geofísica.

Aos Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva, Profa. Dra. Eliane da Costa Alves, Prof. Dr. Luiz Alberto Santos e Dr. Guilherme Vasquez, meu profundo agradecimento. Sintome honrado por terem aceitado meu convite para banca examinadora.

Ao Fernando Esteves, meu gerente. Agradeço pelo incentivo e apoio para uma busca de formação acadêmica mais completa.

Ao Antonio José Catto, consultor sênior, quem trouxe a vasta experiência em estudos de sinais sísmicos e conhecimentos profundos em interpretação geológica e geofísica da bacia estudada.

Ao Gabriel Aquino Soares, companheiro de mesa da estação 02. Após uma longa carreira vitoriosa na bacia estudada, as suas ajudas foram inestimáveis.

Ao Gabriel Meliato, geofísico da nova geração. Juntos carregamos os dados sísmicos, poços. Buscamos softwares e programações. Companheiro e irmão de batismo de fogo, até mesmo na hora de encarar a plataforma de perfuração.

Por fim, dedico o feito para Tatiana e Tiffany pelos apoios incondicionais no diaa-dia.

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma visão holística da importância do uso da ferramenta geofísica em estágios iniciais da exploração de petróleo, que foram comumente elaborados por empresas de petróleo constituídas a partir de outros núcleos industriais pré-existentes, diferentes do petróleo, como por exemplo aqueles oriundos de atividades de exploração mineral, e que, para tal, diversificaram seus métodos geocientíficos. Descrevem-se algumas iniciativas exploratórias de uma dessas empresas, que fez parte do "boom brasileiro" de criação de novas empresas privadas de petróleo, brasileiras e estrangeiras, nas décadas de 1990 e 2000. Empresas que investiram na exploração petrolífera em diversos blocos oferecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), após a abertura do mercado até então monopolizado pela Petrobras. Que criaram seus quadros técnicos de forma muito rápida na busca de uma cultura de petróleo mínima e que quase nunca contava, de uma forma convencional, com uma cadeia completa de profissionais, de geociências e de engenharia de petróleo, tradicionalmente necessária para êxitos exploratórios.

Tecnicamente, o foco principal desta dissertação aborda uso dos métodos sísmicos de AVO (Amplitude versus Offset – Amplitude versus Afastamento) e interpretação de amplitudes em dados 3D da sub-bacia Alagoas no intervalo do Cretáceo Inferior, de grande interesse da exploração petrolífera. Métodos que são muito utilizados na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos e são baseados na resposta variável da amplitude sísmica com o afastamento fonte-receptor.

Uma utilização bem-sucedida da metodologia AVO é importante para o entendimento da amplitude sísmica num esforço técnico multidisciplinar que inclui geologia, geofísica, física das rochas e engenharia de reservatórios. Neste contexto, a física das rochas é a abordagem mais importante, pois ela define relações entre valores medidos dos parâmetros elásticos, propriedades intrínsecas das rochas e arcabouço geral da rocha, fornecendo parâmetros de rocha e de fluidos para modelos sísmicos. Apresenta-se uma metodologia de inversões sísmicas e análise AVO em dados 3D, usando-se linhas 2D para correlação com poços existentes na região fora da área foco do dado 3D. Estudos de refletividade AVO mostram que, em tal área, existem anomalias AVO Classe II e III em reservatórios associados à ocorrência de camadas de evaporitos. Demonstra-se o potencial de algumas ferramentas de inversão AVO, para redução de incertezas em futuros neste tipo de exploração.

ABSTRACT

This work presents a holistic view to show the importance of the use of the geophysical tool in the early stages of oil exploration, which were commonly elaborated by petroleum companies from other pre-existing industrial nuclei, other than petroleum, e.g. mineral exploration activities, and for this purpose they have diversified their geoscientific methods. Some exploratory initiatives in one of these companies are here portraited, these companies were a part of the "Brazilian boom" of creating new private Brazilian and foreign oil companies in the 1990s and 2000s. Companies that have invested in oil exploration in several blocks offered by National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP), after oil market opening. Before this event the market was monopolized by Petrobras. They built their technical staff very quickly in pursuit of a minimal oil gas industry culture and almost never had, in a conventional way, a full chain of professionals, geoscientists and petroleum engineering, traditionally necessary for exploratory success.

The technical focus of this dissertation is the use of AVO (Amplitude versus Offset) seismic methods and amplitude interpretation in 3D data of the Alagoas subbasin in the Lower Cretaceous geological interval, which shares a great interest in oil exploration. These methods are widely used in the characterization of hydrocarbon reservoirs and are based on the variable response of the seismic amplitude with the source-receiver offset.

To achieve a successful use of the AVO methodology, it is important to understand the seismic amplitude in a multidisciplinary technical effort that includes geology, geophysics, rock physics and reservoir engineering. In this context, rock physics is the most important approach because it defines the relations between measured values of elastic parameters, intrinsic rock properties and general rock framework, providing rock and fluid parameters for seismic models. We present a methodology of seismic inversions and AVO analysis in 3D data, using 2D lines for correlation with wells in the region outside the focus area of the 3D data.

AVO reflectivity studies show that, in such area, there are AVO Class II and III anomalies in reservoirs associated to the occurrence of evaporite layers. It demonstrates the potential of some AVO inversion tools to reduce uncertainties in this type of exploration in the future.

ÍNDICE DE TEXTO

1.	INTR	ODUÇÃO	12
2.	MET	ODOLOGIA	14
3.	ÁRE.	A DE ESTUDO	15
3.1	. Lo	calização	15
3.2	. Dis	ponibilidade de Dados	16
4.	ASP	ECTOS GERAIS DA GEOLOGIA	17
4.1	. Ma	rgem Continental Brasileira	17
4.2 4 4 4 4 4	. Ba .2.1. .2.2. .2.3. .2.4. .2.5. .2.6.	cia Sergipe-Alagoas, Sub-bacia de Alagoas Arcabouço da Bacia Sergipe-Alagoas Estágio de Sinéclise Paleozóica Estágio Pré-rifte Estágio Rifte Estágio Transicional ou de Proto-Oceano Estágio Drifte	18 19 20 20 21 22
5.	MOD	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL	23
5. 5.1 5	MOD . Inte .1.1.	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL erpretação Geológica Interpretação de Sísmica Regional	23 25 26
5 .1 5.2 5.2	MOD . Inte .1.1. . Sis	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL	23 25 26 30
5 .1 5.2 5.2 5.3 5	MOD . Inte .1.1. . Sis . Ide .3.1.	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL	 23 25 26 30 32 38
5 .1 5.2 5.3 5 6 .	MOD . Into .1.1. . Sis . Ide .3.1. AMP	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL erpretação Geológica Interpretação de Sísmica Regional tema Petrolífero na Sub-bacia Alagoas ntificação do Paleoambiente Lacustre Linha Arbitrária Regional Norte SUL pelo Paleoambiente Lacustre LITUDE SÍSMICA	 23 25 26 30 32 38 40
5. 5.1 5.2 5.3 5 6. 6.1 6 6	MOD . Inte .1.1. . Sis . Ide .3.1. AMP . Fun .1.1. .1.2.	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL erpretação Geológica Interpretação de Sísmica Regional tema Petrolífero na Sub-bacia Alagoas ntificação do Paleoambiente Lacustre Linha Arbitrária Regional Norte SUL pelo Paleoambiente Lacustre LITUDE SÍSMICA ndamentos da Sísmica Geometria de Uma Aquisição Sísmica Família CDP (<i>Gather</i>) e Empilhamento (<i>stacking</i>) de Traços Sísmicos	 23 25 26 30 32 38 40 40 40 41
 5.1 5 5.2 5.3 5 6.1 6 6 6.2 	MOD . Inte .1.1. . Sis . Ide .3.1. AMP . Fue .1.1. .1.2. . Mo	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL erpretação Geológica Interpretação de Sísmica Regional tema Petrolífero na Sub-bacia Alagoas ntificação do Paleoambiente Lacustre Linha Arbitrária Regional Norte SUL pelo Paleoambiente Lacustre LITUDE SÍSMICA ndamentos da Sísmica Geometria de Uma Aquisição Sísmica Família CDP (<i>Gather</i>) e Empilhamento (<i>stacking</i>) de Traços Sísmicos delo para Interpretação Sísmica	 23 25 26 30 32 38 40 40 40 40 41 43
 5.1 5.2 5.3 5.3 6. 6.1 6 6.2 6.3 	MOD . Into .1.1. . Sis . Ide .3.1. . AMP . Ful .1.1. .1.2. . Mo . Mo	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL	 23 25 26 30 32 38 40 40 40 40 41 43 44
 5.1 5.2 5.3 5 6.1 6 6.2 6.3 6.4 	MOD . Inte .1.1. . Sis . Ide .3.1. AMP . Fui .1.1. .1.2. . Mo . Mo . Tój	ELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL	 23 25 26 30 32 38 40 40 40 40 41 43 44 45

6.6.	Propriedades Elásticas	47
7.	FUNDAMENTO DOS MÉTODOS AVO	50
7.1. 7. 7.	Descrição da Evolução da Teoria de AVO 1.1. Lei de Snell 1.2. Conversão de Afastamento (<i>Offset</i>) em Ângulo (Sin²(θ))	51 53 59
7.2.	Métodos AVO	64
7.3.	Classes de Respostas de AVO e Gráficos de AVO	64
7.4.	Gráficos de AVO	67
7.5.	Física das Rochas e AVO	69
8. SUE	DESENVOLVIMENTO DA ANÁLISE E INVERSÃO AVO NOS DADOS DA 3-BACIA DE ALAGOAS	71
8.1.	Situação Geral e Abordagem das Linhas de Estudos de AVO	71
8.2.	Bloco Sísmico 3D	72
8.3. 8. 8.	Linha Sísmica 1457 3.1. Modelagem AVO da Linha 1457 3.2. Inversão <i>Pre-Stack</i> da Linha 1457	76 78 83
8.4. 8.	Linha 678 4.1. Inversão <i>Post-Stack</i> com a Linha 678	87 90
8.5.	Comparação das Linhas 1457 e 1623	91
9.	CONCLUSÃO E SUGESTÕES	92
APÊ	NDICE I	94
A-1	Os Efeitos das Texturas da Rocha e Geometria dos Poros	94
A-2	Modelos de Física das Rochas em Padrões Gráficos	95
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1 Mapa conceitual da metodologia de trabalho	.14
Figura 3-1 Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas	. 15
Figura 3-2 Localização dos blocos em estudo	.16
Figura 3-3 Localização dos poços e dados sísmico	.16
Figura 4-1 Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas. SOUZA-LIMA ET AL. (2002)	.18
Figura 5-1 Modelo dos ciclos climáticos com suas respectivas faciologias	.23
Figura 5-2 Evolução no espaço e no tempo das sequências deposicionais da Formação Maceió	.24
Figura 5-3 Seção Geológica interpretada, na direção NW-SE, MENDES E BACELLAR (1992)	.25
Figura 5-4 Seção Geológica interpretada, na direção NE-SW, ARIENTI (2006)	.26
Figura 5-5 Seção Geológica interpretada, na direção NE-SW, usando dados sísmicos disponíveis	.26
Figura 5-6 Embasamento	.27
Figura 5-7 Topo da Formação Penedo	.27
Figura 5-8 Topo da Formação Ponta Verde	.28
Figura 5-9 Topo da formação Maceió	. 29
Figura 5-10 Intervalo de interesse, CAMPOS NETO ET. AL. (2007)	.30
Figura 5-11 Geração, CAMPOS NETO ET. AL. (2007).	.31
Figura 5-12 Reservatório, CAMPOS NETO ET. AL. (2007)	.31
Figura 5-13 Reservatórios e Selos, CAMPOS NETO ET. AL. (2007)	.32
Figura 5-14 Seção típica do bloco sísmico 3d em estudo	.33
Figura 5-15 Linhas com paleoambiente lacustre mapeado	.33
Figura 5-16 Linha Lacustre 1, direção <i>Dip</i>	.34
Figura 5-17 Linha Lacustre 8, direção Strike	.34
Figura 5-18 Linha Lacustre 2, direção <i>Dip</i>	.35
Figura 5-19 Linha Lacustre 3, direção <i>Dip</i>	.35
Figura 5-20 Linha Lacustre 4, direção <i>Dip</i>	.36
Figura 5-21 Linha Lacustre 5, direção <i>Dip</i>	.36
Figura 5-22 Linha Lacustre 6, direção <i>Dip</i>	.37
Figura 5-23 Linha Lacustre 7, direção <i>Dip</i>	.37
Figura 5-24 Linha arbitrária 2D passando por maioria dos poços, e o bloco 3d em estudo	.38
Figura 6-1 Geometria da aquisição sísmica, modificado de SIMM E BACON (2014)	.40
Figura 6-2 Correção de normal moveout	.41
Figura 6-3 Etapas importantes para processamento de famílias CDP sísmicas	.42
Figura 6-4 Fatores que podem afetar amplitude sísmica	.43
Figura 6-5 O coeficiente de reflexão, definido pela diferença do log de impedância acústica	.44
Figura 6-6 Sismograma sintético 1D usando um wavelet gravado no poço, polaridade SEG padrão.	.44
Figura 6-7 Relação entre Esforço e deformação	.47
Figura 6-8 Propagação das ondas de corpo através de um sólido elástico	.48
Figura 7-1 CDP, Common Depth Point.	.50
Figura 7-2 Onda P incidindo em um meio elástico, homogêneo e isotrópico	.54
Figura 7-3 Base Teórica Para a Derivação das Equações Zoeppritz. YILMAZ (2001)	.54
Figura 7-4 Os 3 termos da aproximação de Aki-Richards (1980) sobre equações de Zoeppritz	.57
Figura 7-5 Comparação das equações de Aki-Richards de 2, 3 termos com a equação de Hilterman	.58
Figura 7-6 Conversão de afastamento em metro em Sin ² θ, ou seja, em variação de ângulo	.59
Figura 7-7 Hipérbole da reflexão, comportamento típico de um sinal sísmico	.60

Figura 7-8 Análise de velocidade	61
Figura 7-9 A família CDP com fundo colorido por ângulo de incidência	62
Figura 7-10 Modelo para conversão de ângulo para afastamento	62
Figura 7-11 Derivando Intercept e Gradiente	63
Figura 7-12 Métodos AVO, HAMPSON-RUSSELL (2014).	64
Figura 7-13 As classes de AVO	65
Figura 7-14 As classes de AVO e crossplot de Avo	67
Figura 7-15 As classes de respostas AVO com possíveis reservatórios	68
Figura 7-16 Variação da tendência Geral de acordo com relação V _p /V _s	69
Figura 7-17 Ilustração conceitual: física das rochas é a ligação entre a sísmica e a geologia	69
Figura 8-1 Mapa geográfico das linhas 2D e o bloco 3D para os estudos	71
Figura 8-2 Linha arbitrária constituída da linha 1457 e a continuação dentro do bloco 3D na mesm	ıa
direção	72
Figura 8-3 Método AVO de reconhecimento	73
Figura 8-4 Volumes sísmicos de CDP, Intercept (A), Gradiente (B).	73
Figura 8-5 Os atributos derivados de Intercept (A) e Gradiente (B).	74
Figura 8-6 Crossplot dos volumes sísmicos Intercept (A) e Gradiente (B)	75
Figura 8-7 Atributo de Fator de Fluido	76
Figura 8-8 Comparação de empilhamentos parciais da Linha 1457	77
Figura 8-9 Crossplot dos volumes sísmicos Intercept e Gradiente da linha 1457	77
Figura 8-10 Fluxo de trabalho para modelagem AVO	78
Figura 8-11 Perfis compostos do poço F1	79
Figura 8-12 Perfis compostos do poço F2	80
Figura 8-13 Curvas Vs, Razão de Poisson são geradas usando curvas Vp e densidade	81
Figura 8-14 Correlação do poço F1 com a linha sísmica 1457	81
Figura 8-15 Substituição de fluidos no reservatório	82
Figura 8-16 Cenário dinâmico de simulação	83
Figura 8-17 Fluxo de trabalho para inversão Pre-Stack.	83
Figura 8-18 Criação do volume sísmico de Empilhamento Angular.	84
Figura 8-19 Modelo inicial de Densidade	84
Figura 8-20 Modelo inicial de V _p	84
Figura 8-21 Modelo inicial de Z_p	85
Figura 8-22 Modelo inicial de V _s	85
Figura 8-23 Modelo inicial de Z _s	85
Figura 8-24 Volume invertido de Densidade.	86
Figura 8-25 Volume invertido de V _o	86
Figura 8-26 Volume invertido de Z_0	86
Figura 8-27 Volume invertido de V _s	86
Figura 8-28 Volume invertido de Z	86
Figura 8-29 Volume invertido de V _a V _s	86
Figura 8-30 A linha 678 passa perto dos pocos existentes, e mostra a falha principal no bloco 3D	88
Figura 8-31 Linha arbitrária que abrange quase todo paleoambiente deposicional	89
Figura 8-32 Eluxo de trabalho de inversão <i>Post-stack</i>	90
Figura 8-33 Inversão Post-stack	
Figura 8-34 Detecção de zona de baixa impedância no modelo invertido	91
Figura 8-35 Comparativa entre linhas strike 1457 e 1623	
Figura 10-1 Características de velocidade vs. Porosidade	94
Figure 10-2 Exemplo de RPT Al vs. V_c/V_c	95

Figura 10-3 Análise da física das rochas. SIMM E BACON (2014)	96
Figura 10-4 Exemplo de RPT	97

ÍNDICE DE TABELAS

1. INTRODUÇÃO

No Round 11 da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), a G3 Óleo e Gás Ltda. (doravante o G3OG) adquiriu o direito de exploração de vários blocos no norte do Estado de Alagoas. A G3OG decidiu por efetuar uma campanha de sísmica 3D em terra. Entre eles, estão dois blocos do Sul (doravante Blocos SUL) que ficam a pouca distância do poço pioneiro descobridor do campo de gás vizinho com reservatório produtor de arenito do intervalo formação Maceió, de idades Albiano, Aptiano e Barremiano.

Nos Blocos Sul, a movimentação do sal resultou numa série de trapas combinadas, estratigráficas e estruturais, onde estão localizados vários campos de hidrocarbonetos, FIGUEIREDO E MOHRIAK (1984). Dessa forma, foram adquiridos também dados dos poços num campo produtor vizinho para analisar a espessa camada de evaporitos e compreender o papel da tectônica salífera no controle da migração e distribuição de hidrocarbonetos nos reservatórios, através de falhas lístricas. O foco dos estudos da G3OG era a possibilidade de se encontrar reservatórios em trapas estratigráficos. Para tal foco, foram usadas ferramentas tradicionais de interpretação sísmica, dados dos poços, análise de AVO e inversões sísmicas.

Para o atual trabalho, embora houvesse a disponibilidade de muitos dados sísmicos na região, que proporcionassem uma correlação bem-sucedida entre sísmica e poços, não foram disponibilizados muitos poços, que seriam, idealmente, amostrados por perfis sônicos (V_P e V_s) e de densidade. Tal disponibilidade poderia conduzir a estudos de inversões elásticas que fossem mais confiáveis e que pudessem reduzir os riscos de caracterização de reservatórios clásticos bem consolidados, como é o caso aqui estudado. Para estes reservatórios, de forma ideal, é indicado o uso de uma combinação de atributos elásticos, e não apenas acústicos como aqui aplicados, associada a um processo de calibração local. Essa é uma limitação técnica muito comum na caracterização de reservatórios em bacias brasileiras de menor investimento relativo, quando comparados com reservatórios situados nos maiores campos dessas bacias. Em geral, métodos acústicos (sísmicos e de perfis) são os mais usados por grande facilidade de acesso, apesar de suas limitações técnicas para caracterização da maioria dos reservatórios

12

conhecidos.

A área de interesse exploratório aqui analisada fica dentro da cobertura 3D da aquisição sísmica conforme mostrada na figura 3-3 e não há poço perfurado. Em função disso, para correlações petrofísicas com reservatórios análogos do campo vizinho, usou-se linhas 2D regionais próximas aos poços existentes para metodologia de inversão sísmica acústica.

Adicionalmente, foram construídos pseudo-poços para correlação com sísmica 3D disponível e executar a metodologia de inversão sísmica e análises AVO. Para essas análises, em geral ocorrem duas limitações técnico-práticas: qualidade baixa do dado sísmico e linhas que não possuem afastamentos fonte-receptor (offsets) suficientemente grandes que possibilitem análises de AVO eficazes. Outro fator de incerteza é a curva V_s gerada a partir das curvas V_p e densidade, sendo que esta última, no caso estudado, não foi registrada nos intervalos das camadas de evaporitos.

Para superar todas essas limitações dos dados disponíveis e buscar diagnósticos geocientíficos que tragam eficiência para análises sísmica e de poços, aplicadas a processos de caracterização de reservatórios, foram estabelecidas algumas metodologias que são recomendáveis e aplicáveis a outras situações exploratórias semelhantes e na caracterização de reservatórios clásticos consolidados como os aqui analisados. A descrição básica dessas metodologias é apresentada a seguir.

2. METODOLOGIA

Uma interpretação inicial dos dados sísmicos foi correlacionada com os topos de formações verificados nos poços e falhas e horizontes sísmicos foram usados para guiar processos de análise de AVO e de inversões sísmicas. O mapa conceitual da figura 2-1 ilustra as diversas interações e integrações entre interpretações geológicas e interpretações sísmicas quantitativas aqui adotadas, na geração do modelo final de conclusão do estudo, e apresentadas ao longo da descrição dos resultados.

As ferramentas de software mais usadas durante a elaboração da presente dissertação são Petrel da Schlumberger e Hampson-Russell da CGG, sobretudo a ferramenta Hampson-Russell que foi usada para toda análise de métodos AVOs. Ambas são ferramentas disponibilizadas pelas respectivas empresas para o laboratório da UFF. Aqui expresso a profunda gratidão às empresas em nome de todos alunos do curso.



Figura 2-1 Mapa conceitual da metodologia de trabalho

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

A área do estudo é localizada numa porção terrestre da bacia Sergipe-Alagoas na margem continental leste brasileira, mais precisamente na sub-bacia Alagoas. A bacia de Sergipe Alagoas tem a extensão de 350 km na direção NE-SW, entre latitudes 9°S e 11°30'S, e longitudes entre 35°30'W e 37°W. A parte em terra da bacia é dividida entre Estado de Alagoas na parte do norte e Estado de Sergipe na parte do sul. A Faixa costeira tem a largura de até 50 km, conforme mostra a figura 3-1.



Figura 3-1 Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas.

O mapa mostra a subdivisão nas Sub-bacias de Sergipe, ao sul, e Alagoas, ao norte. O arcabouço estrutural e os compartimentos tectônicos foram definidos por FALKENHEIN ET AL. (1986) e VAN DER VEN. ET AL. (1989). O mapa foi confeccionado a partir da imagem de satélite Landsat 7 ETM+ do ano 2000, com composição RBG 543 (fonte: http://www.relevobr.cnpm.embrapa.gov.br). A área de estudo está situada dentro do círculo amarelo no canto superior direito da figura.

Na figura 3-2, a linha vermelha que percorre a faixa costeira é o limite do afloramento do embasamento. Os blocos deste estudo estão designados com estrelas e os contornados em linha azul são campos existentes. No campo vizinho de gás até o presente momento não há registro de produção comercial, entretanto,

o Campo Pilar, que fica ao sul da área estudada, é conhecido por produção de gás e óleo leve. IHS (2014). As reservas descobertas deste campo são estimadas em 58,67MMboe para óleo/gás na formação Maceió, em 12,60 MMboe para gás/condensado na formação Coqueiro Seco, e em 46,23 MMboe para gás/condensado na formação Penedo.



Figura 3-2 Localização dos blocos em estudo. Modificado com base dos dados do BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção).

3.2. Disponibilidade de Dados

Os dados utilizados neste trabalho incluem 1000 km de linhas 2D reprocessadas, e cobertura 3D em toda área dos blocos que tem pouco menos de 50 km². Os dados sísmicos englobam dados de famílias CDP pré-empilhamento e pós-empilhamento e um modelo de velocidade de processamento. Os 6 poços próximos dos blocos conforme mostra a figura 3-3 foram usados para amarração e controle de qualidade de análise AVO e inversão sísmica.



Figura 3-3 Localização dos poços e dados sísmico.

4. ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA

A região em estudo é localizada na margem continental leste brasileira, na sub-bacia de Alagoas.

4.1. Margem Continental Brasileira

A margem continental brasileira é considerada tectonicamente passiva, resultado da ruptura de uma massa continental antecessora, Gondwana, e que originou dois continentes, América do Sul e África, que formam as maiores feições tectônicas da face da Terra, numa extensão total de 105.000 km, superior aos 65.000 km de dorsais oceânicas e 53.000 km de zonas de subdução, BRADLEY (2008).

No contexto da evolução do processo de ruptura continental, distinguem-se quatro estágios tectono-sedimentares: Pré-Rifte, Rifte, Proto-Oceânico e Oceânico (Tabela 4-1), estando relacionados a quatro sequências deposicionais, denominadas de Sequência Continental, Sequência Lacustre, Sequência do Golfo e Sequência Marinha, respectivamente. Em algumas bacias da margem leste, e no interior do continente, ainda ocorrem depósitos referidos como da Sequência Paleozóica (ou da Sinéclise Paleozóica).

Seqüência	Estágio de Evolução	Tipo de Bacia	Ambiente Tectônico	Andar/ Idade/Período	Principais Litologias	Ambientes e Sistemas Deposicionais
Marinha	Oceânico	Marginal aberta	Subsidência marginal	Albiano ao Recente	Silicilásticas e carbonáticas	Marinho
Golfo	Proto- Oceânico	Transicional	Quiescente, atividade local	Alagoas	Evaporíticas, siliciclásticas	Transicional, lagunar restrito
Lacustre	Rifte	Rifte	Intensa atividade	Rio da Serra- Jiquiá	Siliciclásticas	Lacustre, Flúvio-deltaico
Continental	Pré-Rifte	Intracratônica	Quiescente	Dom João	Siliciclásticas	Flúvio-lacustre, eólico
Paleozóica	Sinéclise	Intracratônica	Quiescente	Permo- Carbonífero	Silicilásticas e carbonáticas	Glácio- marinho, lagunar, eólico

Tabela 4-1 Características das seqüências deposicionais e estágios evolutivos da Margem Leste. Modificado de ASMUS E BAISCH (1983).

4.2. Bacia Sergipe-Alagoas, Sub-bacia de Alagoas

Abaixo segue a carta estratigráfica de SOUZA-LIMA ET AL. (2002), na figura 4-1. O retângulo em vermelho destaca as idades estudadas de Albiano, Aptiano até Barremiano.



Figura 4-1 Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas. SOUZA-LIMA ET AL. (2002).

4.2.1. Arcabouço da Bacia Sergipe-Alagoas

Conforme CRUZ (2008), o registro sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas é um dos mais completos dentre as bacias das margens Leste e Sudeste, comportando a sedimentação relacionada aos estágios de sinéclise Paleozóica, Pré-rifte, Rifte, Transicional e Drifte. As colunas estratigráficas da sub-bacia apresentam peculiaridades principalmente em função do arcabouço tectonoestratigráfico e do diacronismo dos eventos de erosão e sedimentação ocorridos ao longo de sua história evolutiva. Tal fato permite a subdivisão dessa bacia em duas sub-bacias: a Sub-bacia de Sergipe, ao sul, e a de Alagoas, ao norte do Rio São Francisco. O embasamento cristalino também é distinto nestas sub-bacias: na Subbacia de Sergipe, o embasamento é constituído por metassedimentos da Formação Estância e dos grupos Miaba, Vaza-Barris e Macururé, da Faixa Sergipana, na Subbacia de Alagoas, por metassedimentos de alto grau metamórfico, do Grupo Macururé, além de rochas cristalinas do Maciço Pernambuco-Alagoas.

A Sub-bacia de Alagoas, em especial na sua porção sergipana, apresenta o registro sedimentar de uma bacia intracratônica do tipo sinéclise, desenvolvida no Paleozóico superior, cuja abrangência pode ter se estendido além dos atuais limites das bacias do Recôncavo/Tucano Sul, Camamu e Sergipe-Alagoas. DIAS (1991).

4.2.2. Estágio de Sinéclise Paleozóica

Na Sub-bacia de Alagoas a Sequência de Sinéclise está representada pelo Grupo Igreja Nova, constituído pelas unidades siliciclásticas das formações Batinga, de idade neocarbonífera, AZAMBUJA FILHO ET AL. (1998), e Aracaré, datada do Eopermiano por SCHALLER (1969), separadas por uma discordância de idade Permo-Carbonífera por MOHRIAK ET AL. (1997). A Formação Batinga foi depositada em um sistema glacial com influência de processos fluviais e marinhos, VAN DER VEN ET AL. (1989). A deposição dos litotipos da Formação Aracaré ocorreu em um ambiente marinho raso a litorâneo, associado a sistemas lacustre, eólico e de sabkha VAN DER VEN ET AL. (1989).

O contato inferior dessas unidades com o embasamento cristalino, é marcado por uma discordância de idade Carbonífero/Cambriano, MOHRIAK ET AL. (1997).

4.2.3. Estágio Pré-rifte

Neste estágio foram depositadas as rochas das formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria, do Grupo Perucaba, correspondente à Sequência Continental de ASMUS E BAISCH (1983), depositada num intervalo que se estendeu do Neojurássico, SCHALLER (1969) ao Eocretáceo (Eoberriasiano). Esta sequência também teria se depositado no contexto de uma sinéclise (Depressão Afro-Brasileira de PONTE E ASMUS (1978) cujo depocentro, na Bacia Sergipe Alagoas (BSA), teria se localizado a nordeste do Alto de Aracaju, VAN DER VEN ET AL. (1989). A base desta sequência é limitada por uma discordância angular MOHRIAK ET AL. (1997), de idade eojurássica ou mesmo triássica por DIAS (1991), que a coloca em contato com a Sequência de Sinéclise sotoposta.

Os arenitos da Formação Candeeiro, SCHALLER (1969) foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, contemporâneo e posteriormente sucedido por um sistema lacustre, que depositou principalmente pelitos, litoestratigraficamente correspondentes à Formação Bananeiras. Os pelitos da Formação Bananeiras estão sobrepostos por arenitos da Formação Serraria, depositados em um sistema fluvial entrelaçado, comumente retrabalhados por sistemas eólicos.

MOHRIAK ET AL. (1997) e SOUZA-LIMA ET AL. (2002), sugerem que o limite entre os estágios Pré-rifte e Rifte seja colocado na base do Andar Aratu e que, além das formações descritas acima, também sejam incluídas no Estágio Pré-rifte, a porção inferior das formações Penedo e Barra de Itiúba, encerrando o período de estabilidade da plataforma brasileira segundo OJEDA E FUGITA (1974). Esta sugestão estenderia a sedimentação da sequência Pré-rifte, do Neojurássico até o Valanginiano.

4.2.4. Estágio Rifte

As cartas estratigráficas mais recentes, propostas por MOHRIAK ET AL. (1997), AZAMBUJA FILHO ET AL. (1998) e SOUZA-LIMA ET AL. (2002), assumem o início do rifte na passagem entre os andares Rio da Serra e Aratu.

A Formação Barra de Itiúba pela definição de SCHALLER (1969) é composta por folhelhos lacustres e de prodelta, e arenitos finos deltaicos, além de níveis subordinados de calcários bioclásticos. O contato inferior dessa unidade seria aparentemente concordante com a Formação Serraria, sotoposta, e o contato superior, seria transicional, em Alagoas.

A Formação Penedo pela definição de SCHALLER (1969) é composta por arenitos finos a grosseiros, formando corpos espessos com geometria sigmoidal ou tabular que representam barras de frente deltaica, localmente retrabalhadas por sistemas eólicos, FERREIRA (1990), e que se intercalam com depósitos fluviais de canais distributários.

Os sistemas de leques aluviais de borda de falha, que compreende conglomerados polimíticos e brechas estão representados pela Formação Poção, segundo SOUZA-LIMA ET AL. (2002) que é de idade neobarremiana a eoalbiana, gradando lateralmente para as formações Penedo, Coqueiro Seco, Ponta Verde e Maceió.

A Formação Coqueiro Seco, de acordo com SCHALLER (1969) na Sub-bacia de Alagoas repousa sobre rochas da Formação Ponta Verde (Mesoaptiano). Lateralmente se interdigita com os conglomerados da formação Poção. Esta formação é constituída pela alternância de arenitos finos a grosseiros, por vezes conglomeráticos, representando uma sedimentação flúvio-deltaica, e folhelhos sílticos, que representam a sedimentação lacustre.

A Formação Ponta Verde pela definição de SCHALLER (1969) é de idade mesoaptiana, é constituída exclusivamente por folhelhos lacustres pobres em fósseis. Estas rochas marcam uma proeminente fase de subida do nível do lago na sub-bacia Alagoas, SOUZA-LIMA ET AL. (2002).

Os litotipos da Formação Maceió, cujas idades variam do Mesoaptiano ao Mesoalbiano, em Alagoas, encerram o Estágio Rifte. As rochas siliciclásticas desta formação foram depositadas por leques aluviais e sistemas turbidíticos lacustres que, a partir do Eoaptiano, sofreram a influência da sedimentação marinha, conforme atestam a presença dos evaporitos da Formação Paripueira, intercalados nesta formação, definidos como de origem marinha por FLORÊNCIO (1998). Estudando os afloramentos desta unidade, em Alagoas, ARIENTI (1996) foi confirmado que a deposição desta unidade teria ocorrido num sistema lacustre, fortemente afetado por controles climáticos e tectônicos.

4.2.5. Estágio Transicional ou de Proto-Oceano

SOUZA-LIMA ET AL. (2002) propõem a ocorrência de uma seção transicional

na Sub-bacia de Alagoas, representada pelos litotipos siliciclásticos da porção superior (eoalbiana) da Formação Maceió. O intervalo de tempo correspondente ao Andar Alagoas. Os evaporitos da Formação Paripueira foram depositados em subbacias parcialmente isoladas, recebendo periódicos influxos marinhos do protooceano que se instalava, e ocasionalmente afluxo de águas continentais, FLORÊNCIO (2001). Esses evaporitos são constituídos essencialmente por halitas e rochas carbonáticas intercaladas, depositadas em um ambiente de águas relativamente profundas, de baixa energia, fortemente influenciados por tectonismo sindeposicional. As maiores espessuras são em torno de 1.600 m na região de Maceió, segundo FLORÊNCIO (2001), e pelas bruscas variações laterais com fácies siliciclásticas (FLORÊNCIO, 1996).

4.2.6. Estágio Drifte

Este estágio engloba todas as seqüências depositadas em decorrência da subsidência termal e da sobrecarga sedimentar ocorridas em uma bacia tectonicamente mais estável. Ao longo de grande parte da Margem Atlântica, o início deste estágio coincide com o início do Albiano, quando os continentes começavam a desenvolver suas plataformas continentais.

5. MODELO DE AMBIENTE DEPOSICIONAL

Segundo Arienti (2006), o modelo do ambiente deposicional no intervalo da Formação Maceió é tido como lacustre, que se alterna entre ciclos climáticos úmidos e áridos conforme mostra a figura 5-1. Os principais depósitos podem ser divididos em 4 grupos:



Figura 5-1 Modelo dos ciclos climáticos com suas respectivas faciologias.

O ciclo climático úmido corresponde ao trato de sistema transgressivo; o ciclo climático úmido tardio corresponde ao trato de lago alto tardio e o ciclo climático árido corresponde ao trato de lago baixo. Notar direção axial da bacia NE-SW. ARIENTI (2006)

 a) fandeltas associados a falhas NE da bacia: com direção de transporte de sedimentos de NW para SE, representados pelos depósitos conglomeráticos e areno-conglomeráticos.

b) fandeltas axiais/turbiditos hiperpicnais trativos: o transporte de sedimentos ocorreu segundo o mergulho do eixo alongado da bacia lacustre (NE-SW).
 Predominam arenitos médios/ grossos, com grânulos, com estratificação cruzada e com seixos e matacões dispersos, resultantes de enchentes fluviais catastróficas.

c) turbiditos hiperpicnais: principalmente no sentido axial da bacia.
 Predominam arenitos médios/grosseiros, com intercalações de arenitos médios/finos e siltitos.

d) depósitos lacustrinos: representados por folhelhos pretos, calcilutitos com *bird s*-eye e evaporitos (Paripueira).

Conforme ilustrado na figura 5-2, durante as fases úmidas ocorria um aporte siliciclástico extremamente alto na bacia por meio de enchentes fluviais catastróficas, gerando fandeltas e turbiditos de eficiência moderada, representando o trato de sistema transgressivo (TST) em uma bacia rifte, ARIENTI (2006). Os folhelhos associados aos fluxos gravitacionais subaquosos possuem matéria orgânica terrestre, como fragmentos de carvão e palinomorfos. Em contraste, quando ocorria uma mudança de clima úmido para árido, a matéria orgânica dos folhelhos mudava para algálica, chegando a teores de até 17% de carbono orgânico total (COT). Associados a esses folhelhos lacustres, encontram-se frequentes feições de dissecação e sedimentos carbonáticos algálicos que sugerem uma sedimentação em um ambiente de sabkha. Nestas épocas áridas implantava-se um trato sistema de lago alto tardio (TSLA), com anoxia de água rasa em uma bacia ampla, onde a alta salinidade permitia a geração, a acumulação e a preservação de elevados teores de matéria orgânica algálica. Durante o máximo da aridez, implantava-se o trato de sistema de lago baixo (TSLB), com o rebaixamento relativo do nível base, permitindo a deposição de evaporitos nas porções mais profundas da bacia e a formação de fendas de ressecamento nos folhelhos.



Figura 5-2 Evolução no espaço e no tempo das sequências deposicionais da Formação Maceió.

Empilhamento vertical das sequências deposicionais da Formação Maceió controladas pelos ciclos climáticos da fase rifte da Bacia de Alagoas. Modificado de ARIENTI (2006).

5.1. Interpretação Geológica

Baseado nos conceitos geológicos de MENDES E BACELLAR (1992) e ARIENTI (2006), resumidos respectivamente numa Seção NW-SE (figura 5-3) e numa NE-SW (figura 5-4) que realça o alto do embasamento (Alto Maragogi), elaborou-se a interpretação sísmica uma seção NE-SW, ilustrada na figura 5-5. Esses conceitos nortearam toda a interpretação geológica traduzida pelas diversas seções sísmicas trabalhadas e que é descrita nos itens a seguir.



Figura 5-3 Seção Geológica interpretada, na direção NW-SE, MENDES E BACELLAR (1992).



Figura 5-4 Seção Geológica interpretada, na direção NE-SW, ARIENTI (2006).



Figura 5-5 Seção Geológica interpretada, na direção NE-SW, usando dados sísmicos disponíveis.

5.1.1. Interpretação de Sísmica Regional

Principais horizontes mapeados:

Embasamento

O Embasamento é mais raso nos Blocos Norte, e há presença de muitas falhas durante o Rifte. Já nos Blocos Sul, o embasamento é muito profundo, a sísmica não é capaz de fornecer resolução e determinar a profundidade com exatidão. A partir das linhas 2D é possível identificar uma zona de falha que separa os Blocos Norte e Sul.





Formação Penedo

É composta por arenitos finos a grossos, formando corpos espessos com geometria sigmoidal ou tabular que representam barras de frente deltaica, localmente retrabalhadas por sistemas eólicos, FERREIRA (1990), e que se intercalam com depósitos fluviais de canais distributários, SCHALLER (1969).

A Formação Penedo é rasa nos Blocos Norte, e também mostra a presença de muitas falhas durante o Rifte. Já nos Blocos Sul, a FM. Penedo é bastante profunda e difícil de se determinar a partir da sísmica. A análise das linhas 2D permite identificar uma zona de falha que separa os Blocos Norte e Sul.



Figura 5-7 Topo da Formação Penedo.

Formação Coqueiro Seco

Na sub-bacia de Alagoas, é sobreposta pelas rochas da Formação Ponta Verde. Lateralmente se interdigita com os conglomerados da formação Poção. Esta formação é constituída pela alternância de arenitos finos a grossos, por vezes conglomeráticos, representando uma sedimentação flúvio-deltaica, e folhelhos sílticos, que representam a sedimentação lacustre.

A Formação Ponta Verde é pouco espessa, e o mapa do Topo da Formação Coqueiro Seco é muito semelhante estruturalmente ao mapa do Topo da Formação Ponta Verde, por esta razão não será apresentado separadamente.

Formação Ponta Verde

Segundo SCHALLER (1969) essa formação de idade mesoaptiana, é constituída exclusivamente por folhelhos lacustres pobres em fósseis. Estas rochas marcam uma proeminente fase de subida do nível do lago na sub-bacia de Alagoas.

A Formação Ponta Verde está sobreposta à Formação Coqueiro Seco, e de pequena espessura e com características sísmicas muito similares. O mapeamento ao longo de linhas 2D permite identificar uma zona de falha que separa os Blocos Norte e Sul. Nos Blocos SUL situam-se os refletores mais profundos possíveis de se mapear.



Figura 5-8 Topo da Formação Ponta Verde.

Formação Maceió

Formada por rochas siliciclásticas depositadas em Alagoas na forma de leques aluviais e sistemas turbidíticos entre o Mesoaptiano e o Mesoalbiano, esta formação encerra o Estágio Rifte. Em ambiente lacustre, passa a sofrer a influência da sedimentação marinha, a partir do Eoaptiano, conforme atestam a presença dos Evaporitos Paripueira, definidos como de origem marinha, FLORÊNCIO E RIBEIRO FILHO (1998). Estudando os afloramentos desta unidade, Arienti (1996) confirma que a deposição desta unidade teria ocorrido num sistema fortemente afetado por controles climáticos e tectônicos.

No mapa sísmico do Topo da Formação Maceió aqui ilustrado (figura 5-9), o horizonte se mostra bem raso em quase toda borda da bacia, com seu limite aqui projetado pela linha vermelha tracejada. Nos Blocos Sul é possível observar um aprofundamento na ordem de 0,5 s comparando com Blocos Norte.





Formação Poção

Conglomerado Proximal com baixa possibilidade de integrar o sistema petrolífero, a formação está presente em toda idade aptiana.

5.2. Sistema Petrolífero na Sub-bacia Alagoas

O intervalo de interesse é a sequência lacustre do estágio Rifte marcado pelo desenvolvimento de um conjunto de grabens e semi-grabens, com padrões de sedimentação e distribuição de fácies distintos, desenvolvidos em depressões tectônicas do tipo vale do rifte. Nestas depressões se desenvolveram bacias lacustres com sistemas flúvio-deltaicos associados, responsáveis pela deposição de arenitos interestratificados com folhelhos e, subordinadamente, calcários, intercalados com cunhas de conglomerados sintectônicos. As figuras (5-10, 5-11, 5-12, 5-13) abaixo reproduzem dados apresentados no Round da ANP.

Observa-se que, se por um lado, a tectônica salífera controlou a migração e distribuição de hidrocarbonetos para os reservatórios por meio de falhas lístricas, a movimentação do sal subjacente resultou numa série de trapas combinadas, estratigráficas estão localizados vários е estruturais, onde campos de hidrocarbonetos, FIGUEIREDO E MOHRIAK (1984), o que justifica plenamente a investigação do papel das camadas de evaporitos no sistema petrolífero analisado. ARIENTI (2006), afirma que nas épocas áridas de deposição implantava-se um trato sistema de lago alto tardio (TSLA), com anoxia de água rasa em uma bacia ampla, onde a alta salinidade permitia a geração, a acumulação e a preservação de elevados teores de matéria orgânica algálica.



Figura 5-10 Intervalo de interesse, CAMPOS NETO ET. AL. (2007).



Figura 5-11 Geração, CAMPOS NETO ET. AL. (2007).



Figura 5-12 Reservatório, CAMPOS NETO ET. AL. (2007).



Figura 5-13 Reservatórios e Selos, CAMPOS NETO ET. AL. (2007).

5.3. Identificação do Paleoambiente Lacustre

Ao observar uma seção sísmica típica do bloco 3D em estudo como mostrada na figura 5-14, é possível notar a presença da falha principal da área, apresentada com linha tracejada. Porém, somente com a sísmica 3D não é possível reduzir as incertezas do papel estrutural e comportamento regional dessa falha. Com a análise dos dados 2D disponíveis, é possível rastrear a falha principal e também o paleoambiente lacustre com forte influência de evaporitos. A figura 5-15 mostra o mapa da localização das linhas do paleoambiente lacustre.

• Direção Dip

Lacustre 1: Seção sísmica 2D linha 1634, figura 5-16

• Direção Strike

Lacustre 8: Seção sísmica 2D linha 678, figura 5-17



Figura 5-14 Seção típica do bloco sísmico 3d em estudo A linha preta tracejada é o local da falha (parcial).



Figura 5-15 Linhas com paleoambiente lacustre mapeado



Figura 5-16 Linha Lacustre 1, direção Dip



Figura 5-17 Linha Lacustre 8, direção Strike

O restante das linhas do ambiente paleolacustre na direção *Dip* são mostradas nas figuras abaixo:

Lacustre 2: Seção sísmica 2D 1629, figura 5-18

Lacustre 3: Seção sísmica 2D 1628, Bloco SUL 3D, figura 5-19

Lacustre 4: Seção sísmica 2D 363, Bloco SUL 3D, figura 5-20 Lacustre 5: Seção sísmica 2D 1543, Bloco SUL 3D, figura 5-21 Lacustre 6: Seção sísmica 2D 1458, Bloco SUL 3D, figura 5-22 Lacustre 7: Seção sísmica 2D 1544,2D 474,2D 677, figura 5-23



Figura 5-18 Linha Lacustre 2, direção Dip



Figura 5-19 Linha Lacustre 3, direção Dip


Figura 5-20 Linha Lacustre 4, direção Dip



Figura 5-21 Linha Lacustre 5, direção Dip



Figura 5-22 Linha Lacustre 6, direção Dip



Figura 5-23 Linha Lacustre 7, direção Dip

5.3.1. Linha Arbitrária Regional Norte SUL pelo Paleoambiente Lacustre



Figura 5-24 Linha arbitrária 2D passando por maioria dos poços, e o bloco 3d em estudo.

Na figura 5-24, observa-se que a falha principal ocorre devido às acomodações das camadas espessas de evaporitos. O poço S1 é localizado em região muito próxima da borda da bacia com o embasamento com grande interdigitação de deposição de conglomerados. Note que os refletores fortes são

interrompidos próximo ao poço. Apesar de haver indícios de hidrocarboneto por todo poço, concluiu-se que o poço está numa situação com ausências de um selo competente e também de uma trapa.

6. AMPLITUDE SÍSMICA

Na sísmica de reflexão aplicada ao petróleo, pode-se descrever, de uma forma simples, a amplitude de uma amostra de um sinal como o valor registrado numa determinada profundidade, representativa de um meio geológico, e esse valor é proporcional ao contraste de impedância acústica entre dois pontos vizinhos a tal profundidade. Neste estudo, considera-se uma amplitude positiva como pico (*peak*) e uma amplitude negativa como um vale (*trough*), considerada como polaridade SEG.

Para substanciar a análise e inversão AVO dos dados disponíveis da bacia, descreve-se aqui alguns fundamentos da amplitude do sinal sísmico para complementar alguns conceitos geofísicos que serão abordados adiante.

6.1. Fundamentos da Sísmica

6.1.1. Geometria de Uma Aquisição Sísmica

A figura 6-1 ilustra uma configuração básica entre fonte e receptor sísmicos, frentes de ondas, raios de avanço (que são perpendiculares às frentes de onda) e ângulo de incidência que aumenta com deslocamento. Uma família de tiros CDP representa a energia registrada em um mesmo ponto. Para o caso de camadas planas as reflexões na família CDP formam uma hipérbole. Note-se que a amplitude de uma reflexão na família CDP está relacionada com o contraste entre o limite das camadas de rocha e a uma redução na amplitude devido à divergência das frentes de onda.



Figura 6-1 Geometria da aquisição sísmica, modificado de SIMM E BACON (2014).

6.1.2. Família CDP (Gather) e Empilhamento (stacking) de Traços Sísmicos

Ponto de profundidade comum (CDP, *Common Depth Point*) é definido como soma de traços que correspondem a um ponto de reflexão da mesma subsuperfície, mas obtidos com diferentes deslocamentos de fonte até receptor.

Nesta etapa, reúnem-se os traços em uma mesma família CDP e depois esses traços são somados no processo de empilhamento (*Stacking*).

A principal razão do uso de métodos CDP é para melhorar a relação sinalruído de dados, porque quando o traço é somado, os sinais geológicos podem ser somados de modo construtivo enquanto os ruídos aleatórios podem ser cancelados entre si.

> Uma reflexão de uma superfície horizontal em profundidade tipicamente chega primeiramente no receptor mais próximo da fonte, e cada deslocamento, entre a fonte e os demais receptores, induz um atraso no tempo das demais chegadas. Em função disso, o gráfico de tempo de chegada vs. deslocamento apresenta uma forma hiperbólica. Correção NMO é a correção de tempo de chegada da onda aplicada a cada um desses deslocamentos. (Figura 6-2).



Figura 6-2 Correção de normal moveout.

A figura 6-3 mostra os passos importantes do processamento de famílias

CDP.

- Aplicar função de ganho para remover efeito de divergência de frentes de onda
- Remover ruído e eliminar dados não desejados
- Aplicar correção geométrica espacial
- Calcular velocidade para horizontalizar refletores de cada família (NMO)



Figura 6-3 Etapas importantes para processamento de famílias CDP sísmicas. Modificado de SIMM E BACON (2014)

6.2. Modelo para Interpretação Sísmica

A propagação da onda sísmica na Terra é um fenômeno complexo. A figura 6-4 abaixo ilustra o panorama dos fatores geológicos e de aquisição sísmica que podem influenciar a amplitude sísmica.



Figura 6-4 Fatores que podem afetar amplitude sísmica. Modificado de SHERIFF (1975)

O objetivo é relacionar a amplitude sísmica com as propriedades das rochas que surgem no contraste entre camadas geológicas com características distintas. Uma dessas propriedades, a anomalia de amplitude, é um aumento repentino na amplitude sísmica que pode indicar a presença de hidrocarbonetos. Por exemplo, o contraste de impedâncias entre uma camada de arenito saturada com gás e uma camada de folhelho na sua base resultam em alterações súbitas na amplitude e é usado como indicador direto de hidrocarboneto. Contudo, é possível observar também que existem vários outros fatores, além de fluidos, que podem influenciar a amplitude. Alguns deles estão associados com o equipamento utilizado para a pesquisa sísmica: a variabilidade da intensidade da fonte e acoplamento de fonte de tiro, variabilidade da sensibilidade e acoplamento de um receptor para o outro, a diretividade da matriz de receptores, etc. De modo geral, estes fatores podem ser relacionados a questões de processamento, geometria, velocidade, mudanças de litologia e geologia tais como anisotropia e fraturas. SIMM E BACON (2014).

6.3. Modelo Convolucional

Modelagem sísmica 1D (ou sismograma sintético 1D) considera que um traço sísmico pode ser modelado como a convolução do pulso sísmico, i.e., wavelet, com uma série de coeficientes de reflexões. De forma simplificada podemos dizer que o coeficiente de reflexão está relacionado com mudança na impedância acústica de um meio geológico (AI) que é o produto da velocidade (V) pela densidade aparente (ρ)., conforme ilustrado nas figuras 6-5 e 6-6.



Figura 6-5 O coeficiente de reflexão, definido pela diferença do log de impedância acústica. Modificado de ANSTEY (1982).



Figura 6-6 Sismograma sintético 1D usando um wavelet gravado no poço, polaridade SEG padrão. Modificado de ANSTEY (1982).

6.4. Tópicos da Teoria da Elasticidade

A teoria da elasticidade se baseia no comportamento mecânico de um material em relação a uma carga ou força externa aplicada por unidade de área. A deformação que essa força ou carga exerce corresponde a uma variação relativa do volume ou comprimento, sendo portando uma razão adimensional. Ela é fundamentada na Lei de Hooke, que considera que os corpos são perfeitamente elásticos e o esforço aplicado nesses corpos é diretamente proporcional à deformação. No contexto da propagação de ondas o aspecto mais importante é considerar o meio como perfeitamente elástico, ou seja, que os esforços aplicados retornam às condições originais.

6.5. Lei de Hooke

Quando um corpo é submetido a uma tensão ele sofre uma deformação linear ou volumétrica diretamente proporcional ao esforço aplicado. O que irá limitar se o material irá se deformar, podendo voltar ao seu estado original, ou se ele sofrerá deformação irreversível (deformação rúptil) é o limite elástico desse corpo.

Os módulos elásticos são definidos a partir de 4 tipos de situações onde um corpo pode sofrer deformação, considerando a premissa da lei de Hooke, onde o meio é considerado perfeitamente elástico e toda a deformação, quando retirada a tensão aplicada, pode voltar ao estado original. A Tabela 6-1 mostra a relação entre os módulos que serão descritos a seguir.

Symbol	Ε	σ	K or ĸ	М	λ (lambda)	μ (mu)	λ/μ	V_p	V_s	V_p/V_s
Entity	Young's modulus	Poisson's ratio	Bulk modulus	P wave modulus	Lamé parameter	Lamé parameter	Lamé impedance ratio	V-primary	V-secondary	V_p/V_s ratio
(E, 0)			$\frac{E}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\frac{E}{2(1+\sigma)}$	$\frac{2\sigma}{1-2\sigma}$	$\sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}}$	$\sqrt{\frac{E}{2(1+\sigma)\rho}}$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(Е, к)		$\frac{3\kappa - E}{6\kappa}$		$3\kappa \frac{3\kappa + E}{9\kappa - E}$	$3\kappa \frac{3\kappa - E}{9\kappa - E}$	$\frac{3\kappa E}{9\kappa - E}$	$\frac{3\kappa}{E} - 1$	$\sqrt{\frac{3\kappa(3\kappa+E)}{\rho(9\kappa-E)}}$	$\sqrt{rac{3\kappa E}{(9\kappa-E) ho}}$	$\sqrt{\frac{3\kappa + E}{E}}$
(Ε, μ)		$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu - E)}$	$\mu \frac{4\mu - E}{3\mu - E}$	$\mu \frac{E - 2\mu}{3\mu - E}$			$\sqrt{\frac{\mu(4\mu-E)}{\rho(3\mu-E)}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{4\mu-E}{3\mu-E}}$
(о, к)	3k(1 – 2 <i>0</i>)			$3\kappa \frac{1-\sigma}{1+\sigma}$	Зк <u></u> 1+0	$\frac{3\kappa}{2}\frac{1-2\sigma}{1+\sigma}$	$\frac{2\sigma}{1-2\sigma}$	$\sqrt{\frac{3\kappa(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{3\kappa(1-2\sigma)}{2\rho(1+\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(ơ, µ)	$2\mu(1 + \sigma)$		$\frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)}$	$2\mu \frac{1-\sigma}{1-2\sigma}$	$\mu \frac{2\sigma}{1-2\sigma}$			$\sqrt{\frac{2\mu(1-\sigma)}{\rho(1-2\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(σ, λ)	$\lambda \frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{\sigma}$		$\lambda \frac{1+\sigma}{3\sigma}$	$\lambda \frac{1-\sigma}{\sigma}$		$\lambda \frac{1-2\sigma}{2\sigma}$		$\sqrt{\frac{\lambda(1-\sigma)}{\rho\sigma}}$	$\sqrt{\frac{\lambda(1-2\sigma)}{\rho 2\sigma}}$	$\sqrt{\frac{(1-\sigma)}{1/2-\sigma}}$
(κ, μ)	$\frac{9\kappa\mu}{3\kappa+\mu}$	$\frac{3\kappa-2\mu}{2(3\kappa+\mu)}$		$\kappa + 4\mu/3$	$\kappa - 2\mu/3$			$\sqrt{\frac{\kappa+4\mu/3}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\kappa+4\mu/3}{\mu}}$
(κ, λ)	$9\kappa\frac{\kappa-\lambda}{3\kappa-\lambda}$	$\frac{\lambda}{3\kappa-\lambda}$		$3\kappa - 2\lambda$		$3(\kappa - \lambda)/2$		$\sqrt{\frac{3\kappa-2\lambda}{ ho}}$	$\sqrt{\frac{3(\kappa-\lambda)}{2\rho}}$	$\sqrt{2\frac{\kappa-2\lambda/3}{\kappa-\lambda}}$
(μ, λ)	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + 2\mu/3$	$\lambda + 2\mu$				$\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\mu}}$
(V _p , V _s)	$\frac{\rho V_s^2 \left(3V_\rho^2 - 4V_s^2\right)}{V_\rho^2 - V_s^2}$	$\frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2\left(V_p^2 - V_s^2\right)}$	$\rho \left(V_p^2 - 4V_s^2/3 \right)$	ρV_{ρ}^{2}	$\rho\left(V_p^2-2V_s^2\right)$	ρV_s^2	$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2$			

Tabela 6-1 Constantes elásticos para meio isotrópico, modificado de SMIDT (2009).

Módulo de Young (E)

Considere um cilindro deitado que possui comprimento I e área da base A (figura 6-7a). Quando uma força distensiva é aplicada paralelamente ao eixo do cilindro, o esforço aplicado resultará em um incremento Δl e também e uma redução no diâmetro do mesmo.

 $E = \frac{\text{Tensão Longitudinal F/A}}{\text{Deformação Longitudinal }\Delta l/l}$ (1)

Esse esforço acarretará uma deformação longitudinal e transversal. Essa razão entre a deformação transversal e longitudinal é chamada de razão de Poisson (σ), que será descrita mais adiante, KEAREY ET AL. (2009).

Módulo de Compressibilidade (K)

O módulo de Compressibilidade corresponde à razão entre uma tensão hidrostática aplicada e a deformação volumétrica causada pela mesma. O esforço acarretará em uma diminuição volumétrica ΔV , proporcional ao esforço aplicado, KEAREY ET AL. (2009).

$$K = \frac{Tensão Volumétrica P}{Deformação volumétrica \Delta V/V}$$
(2)

Módulo de rigidez ou 2° Parâmetro de Lamé (µ)

O módulo de rigidez ou 2° parâmetro de Lamé é definido como a razão entre a tensão tangencial aplicada e a deformação resultante desse esforço.

$$\mu = \frac{\text{Tensão de cisalhamento }\tau}{\text{Deformação de cisalhamento }\tan\theta}$$
(3)

1° Parâmetro de Lamé (λ)

O primeiro parâmetro de Lamé é definido como a razão entre um esforço longitudinal e a deformação longitudinal, onde diferente de como ocorre no módulo de Young, não há deformação lateral.

$$\lambda = \frac{\text{Tensão longitudinal F/A}}{\text{Deformação Longitudinal(uniaxial)}\Delta l/l}$$
(4)



Figura 6-7 Relação entre Esforço e deformação.

Os módulos elásticos de (a) Young e (b) Compressibilidade (c) 2° Parâmetro de Lamé e (d) 1° Parâmetro de Lamé. KEAREY ET AL. (2009).

6.6. Propriedades Elásticas

O conhecimento das propriedades elásticas das rochas é de grande importância na exploração de hidrocarbonetos. A velocidade da onda compressional, a velocidade da onda cisalhante, a densidade e a razão de Poisson estão diretamente ligadas aos parâmetros petrofísicos como porosidade, compressibilidade da rocha, saturação de petróleo, entre outros. Essa relação possibilita a extração dessas propriedades e dos parâmetros petrofísicos diretamente dos dados sísmicos.

As ondas de corpo se propagam através de sólidos elásticos de duas formas: como onda compressional (onda P) e como onda cisalhante (onda S). As ondas compressionais se propagam por deformação uniaxial (compressão e expansão). Já as ondas cisalhantes se propagam por cisalhamento puro, perpendicularmente à direção de propagação da onda (KEAREY ET AL., 2009).



Figura 6-8 Propagação das ondas de corpo através de um sólido elástico. Modificado de HAMPSON-RUSSELL (2004).

Velocidade de propagação da onda compressional (Vp)

A passagem da onda compressional por um meio elástico simples e isotrópico envolve uma deformação compressional uniaxial, KEAREY ET AL. (2009). Sendo assim, a equação da velocidade da onda P é dada por:

$$Vp = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{5}$$

Em função do módulo de compressibilidade, temos:

$$Vp = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \tag{6}$$

Velocidade de propagação da onda cisalhante (Vs)

A propagação da onda cisalhante envolve cisalhamento puro. Por conseguinte, a equação da velocidade da onda S está relacionada ao módulo de rigidez da seguinte forma:

$$Vs = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{7}$$

Razão de Poisson (σ)

A constante de proporcionalidade entre as deformações verticais e

horizontais é definida como a razão de Poisson. A razão de Poisson relaciona duas propriedades do material sendo, portanto, um indicador litológico muito mais diagnóstico do que qualquer informação isolada das ondas de corpo, KEAREY ET AL. (2009). Essa relação pode ser descrita da forma a seguir:

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0,5-\sigma}} \tag{8}$$

Isolando a razão de Poisson tem-se:

$$\sigma = \frac{0.5Vp^2 - Vs^2}{Vp^2 - Vs^2}$$
(9)

Densidade (ρ)

A densidade da rocha ρ está diretamente relacionada ao fluido contido nos poros das mesmas. Uma expressão bem simples e bastante utilizada para estimar a porosidade (quando a densidade da rocha é conhecida) ou a própria densidade (quando a porosidade da rocha é conhecida) é a expressa abaixo.

$$\rho = \phi[Sh\rho_h + (1 - Sh)\rho_a] + (1 - \phi)\rho_m \tag{10}$$

Onde *Sh* e ρh é a saturação e densidade do hidrocarboneto, ρa e ρm é a densidade da água e da matriz, e ϕ é a porosidade da rocha.

7. FUNDAMENTO DOS MÉTODOS AVO

Os métodos de AVO (*Amplitude Versus Offset*) são muito utilizados pela indústria de Óleo e Gás para caracterização de reservatórios. A metodologia é baseada na resposta da amplitude sísmica com o afastamento fonte-receptor. No entanto, até passado recente, a intepretação de tais reservatórios era feita somente através de dados sísmicos pós-empilhamento, enquanto que os dados pré-empilhados que mostravam essa variação da resposta de amplitude sísmica eram ignorados.

Na propagação da onda sísmica em subsuperfície, uma parte da energia é refletida. A fração de energia refletida que depende do ângulo de incidência, pode ser utilizada para detectar alterações em propriedades elásticas laterais do reservatório e mudanças na saturação do fluido contido, YILMAZ (1987). Essa mudança característica da amplitude do sinal sísmico com o ângulo de incidência, ou afastamento fonte-receptor, é evidente em dados pré-empilhados em famílias de CDP (*Common Depth Point* – Ponto Comum em Profundidade) ou CMP (figura 7-1).



Figura 7-1 CDP, Common Depth Point.

Schlumberger Oilfield Glossary, Fonte: http://www.glossary.oilfield.slb.com/Terms/c/cdp.aspx.

A análise de AVO baseia-se nas dependências da refletividade com o aumento do offset, ou ângulo de incidência para o caso de análise de AVA (Amplitude versus Ângulo). O contraste da razão de Poisson e das impedâncias entre um arenito que contém hidrocarboneto e a rocha sobreposta são os fatores que determinam a resposta de AVO.

Além da abordagem de dependência da refletividade dos métodos AVO existe também a abordagem de dependência da impedância, baseada na inversão das estimativas da refletividade para gerar as impedâncias elásticas que possam ser transformadas em propriedades de reservatórios.

Contudo, para uma utilização bem-sucedida da metodologia AVO é imprescindível aprofundamento nos entendimentos da "Interpretação da Amplitude Sísmica" e por sua vez mostra-se num esforço multidisciplinar que integra geologia, geofísica, física das rochas e engenharia de reservatórios, SIMM E BACON (2014). A física das rochas é a abordagem mais importante dentre todas, é ela que define a relação entre valores medidos dos parâmetros elásticos, propriedades intrínsecas das rochas e arcabouço geral da rocha e ela fornece de parâmetros de rocha e fluidos para modelos geológicos.

7.1. Descrição da Evolução da Teoria de AVO

Diversas teorias têm sido lançadas mundialmente sobre AVO. Descreve-se aqui, sucintamente, a evolução dessas teorias, oferecendo-se um caminho de compreensão dos fenômenos que ocorrem com a amplitude sísmica durante sua propagação em meios rochosos e, principalmente, quando ela é registrada como reflexões a diferentes distâncias e ângulos entre fonte e receptor.

No início, apesar do sucesso da exploração de petróleo na década de 1970, através da análise tradicional de "*bright spots*", o mercado precisava de novas técnicas, menos ambíguas, uma vez que as altas intensidades das reflexões sísmicas causadas pela diferença brusca de impedância acústica, nem sempre eram boas indicadoras de hidrocarbonetos, OSTRANDER (1984). Nesse início, por muitas vezes, contrastes de impedância entre camadas de sal e de carvão vegetal, que podem possuir a mesma polaridade sísmica associada a um corpo de gás, por vezes eram confundidos com reservatórios de gás através dessa análise direta, AVSETH ET AL. (2005).

A Teoria AVO era descrita através de equações desenvolvidas por ZOEPPRITZ (1919), apud CASTAGNA (1993), que relacionavam os coeficientes de reflexão e transmissão com as propriedades da rocha (densidade, velocidade da onda P e velocidade da onda S). Muito tempo depois, essas expressões possibilitaram que OSTRANDER (1984), demonstrasse que os coeficientes de reflexão de um arenito contendo gás variariam com o aumento do afastamento e que este comportamento anômalo poderia ser um indicador direto de hidrocarbonetos, popularizando a análise AVO (*Amplitude Versus Offset*). A metodologia AVO foi introduzida para fornecer informações adicionais, de modo a prever com maior precisão as propriedades das rochas e dos fluidos.

As equações para extração de atributos são todas expressas em termos de ângulo de incidência, no entanto, os dados são gravados no domínio de afastamento fonte-receptor. Para transformar os dados do domínio AVO para o domínio AVA, deve ser feito um mapeamento de amplitudes associadas a um evento de reflexão sobre um CMP (*Common Mid Point*) ou CDP (*Common Depth Point*) processado com as devidas correções NMO. É necessário também que as estimativas de velocidade correspondentes sejam precisas, YILMAZ (1987).

Contudo, existem diversos efeitos que podem causar ambigüidades, como: divergência esférica, absorção, atenuação, múltiplas, conversão de fase, efeito *tuning*, anisotropia e complexidade das estruturas em subsuperfície. Os efeitos que estão relacionados à aquisição e podem interferir em maior escala na metodologia AVO e incluem a diretividade da fonte e o acoplamento fonte- receptor. Os eventos indesejados devem estar devidamente representados ou ser atenuados no processamento sísmico. Todas as etapas da sequência desse processamento devem preservar ao máximo as variações de amplitude relacionadas à litologia e ao conteúdo fluido, de modo a reconhecer a variação da amplitude com o afastamento, YILMAZ (1987).

Abaixo segue desenvolvimento das teorias AVO segundo HILTERMAN (2001).

- □ Primeira Era *Bright Spot* (até 1982)
 - □ 1899 Knott Amplitude ângulo de incidência
 - 1919 Zoeppritz Amplitude vs ângulo de incidência
 - □ 1951 Gassmann Link entre petrofísica e sísmica
 - \Box 1955 Koefoed Razão de Poisson extraída de RC (θ)
 - 1961 Bortfeld Equação de Aproximação Linear
 - \Box 1976 Rosa RC(θ) inversão elástica

- □ Segunda Era AVO (1982 Atualidade)
 - 1982 Ostrander Verificação de AVO
 - 1985 Shuey Aplicação Propriedades das rochas com ênfase em ângulos incidentes diferentes

7.1.1. Lei de Snell

A energia sísmica refletida contém valiosas informações da dependência da refletividade em relação ao ângulo de incidência. Apesar de na exploração geofísica raramente lidarmos com interfaces isoladas, para compreender a dependência da refletividade com o afastamento torna-se necessário conhecer de que forma ocorre a partição de energia em apenas uma interface. Como mostrado na figura 7-2, quando uma onda sísmica incide numa interface entre duas camadas planas, isotrópicas e homogêneas, a fração da energia que irá refletir e será transmitida depende do ângulo de incidência, de acordo com a Lei de Snell dada pela equação (11):

$$P = \frac{\sin(\theta_i)}{Vp_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{Vp_2} = \frac{\sin(\phi_r)}{Vs_1} = \frac{\sin(\phi_t)}{Vs_2}$$
(11)

Onde:

 $Vp_1 = \text{Indice velocidade da onda P no meio 1,}$ $Vp_2 = \text{Indice velocidade da onda P no meio 2,}$ $Vs_1 = \text{Indice Velocidade da onda S no meio 1,}$ $Vs_2 = \text{Indice velocidade da onda S no meio 2,}$ $\theta_i = \text{Angulo da onda compressional incidente,}$ $\theta_t = \text{Angulo da onda compressional transmitida,}$ $\phi_r = \text{Angulo da onda cisalhante refletida,}$



Figura 7-2 Onda P incidindo em um meio elástico, homogêneo e isotrópico. A figura mostra suas respectivas partições de ondas transmitidas e refletidas, modificado de CASTAGNA (1993).

Considerando que a Terra em subsuperfície é um meio elástico, onde há conversão de P para onda S, a variação dos coeficientes de reflexão deve considerar os parâmetros elásticos do meio conforme ilustrado no fluxo da figura 7-3. Com as equações estabelecidas por KNOTT (1899), e ZOEPPRITZ (1919), apud CASTAGNA, (1993), pode-se estimar os valores dos coeficientes de reflexão e transmissão em função dos parâmetros elásticos e do ângulo de incidência, ilustrado nas equações (12). Entretanto, a aplicação das equações de Zoeppritz para estipular tais parâmetros ou algum derivado deles é dificultada pela necessidade de aplicar as técnicas de inversão não linear. As equações de Zoeppritz consideram a conservação das tensões normais e tangencias à interface, ou seja, quando uma onda se propaga em subsuperfície, as tensões geradas por ela provocam ao passar de uma camada para outra é totalmente transformada em onda compressional ou cisalhante (transmitida ou refletida), obedecendo a lei de Snell.



Figura 7-3 Base Teórica Para a Derivação das Equações Zoeppritz. YILMAZ (2001).

$$\begin{bmatrix} R_p \\ R_s \\ T_p \\ T_s \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -Sin\theta_1 & -Cos\phi_1 & Sin\theta_2 & Cos\phi_2 \\ Cos\theta_1 & -Sin\phi_1 & Cos\theta_2 & -Sin\phi_2 \\ Sin2\theta_1 & \frac{Vp_1}{Vs_1}Cos2\phi_1 & \frac{\rho_2 Vs_2^2 Vp_1}{\rho_1 Vs_1^2 Vp_2}Sin2\theta_2 & \frac{\rho_2 Vs_2 Vp_1}{\rho_1 Vs_1^2}Cos2\phi_2 \\ -Cos2\phi_1 & \frac{Vs_1}{Vp_1}Sin2\phi_1 & \frac{\rho_2 Vp_2}{\rho_1 Vp_1}Cos2\phi_2 & \frac{\rho_2 Vs_2}{\rho_1 Vp_1}Sin2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Sin\theta_1 \\ Cos\theta_1 \\ Sin2\theta_1 \\ Sin2\theta_1 \\ Cos2\theta_1 \end{bmatrix}$$

 R_p é o coeficiente de Reflexão da onda P, R_s é o coeficiente de Reflexão da onda S, T_p é o coeficiente de Transmissão da onda P e T_s é o coeficiente de Transmissão da onda S. ZOEPPRITZ (1919)

Ao inverter a forma matricial das equações de Zoeppritz, tem-se as amplitudes em função do ângulo, CASTAGNA E BACKUS (1993) e HAMPSON-RUSSELL (2013). Quando de limita as equações de Zoeppritz à incidência normal (θ_1 = 0), o caso se restringe à propagação de onda em um meio acústico, onde não há conversão de onda P para onda S, e a relação entre essas duas camadas com impedância acústica contrastante será dada pela seguinte matriz (13).

$$\begin{bmatrix} R_{p}(0^{\circ}) \\ R_{s}(0^{\circ}) \\ T_{p}(0^{\circ}) \\ T_{s}(0^{\circ}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R_{p0} \\ R_{s0} \\ T_{p0} \\ T_{s0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 & 1 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & \frac{Vp_{1}}{Vs_{1}} & 0 & \frac{\rho_{2}Vs_{2}Vp_{1}}{\rho_{1}Vs_{1}^{2}} \\ -1 & 0 & \frac{\rho_{2}Vp_{2}}{\rho_{1}Vp_{1}} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}$$
(13)

Relacionando o coeficiente de Reflexão Rp com as impedâncias dos meios (1) e (2), $Rp = \frac{ZP2-ZP1}{ZP2+ZP1}$, tem-se a matriz, HAMPSON-RUSSELL (2013).

$$\begin{bmatrix} R_{p0} \\ R_{s0} \\ T_{p0} \\ T_{s0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{\rho_2 V p_2}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1} & 0 & \frac{-\rho_1 V p_1}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1} \\ \frac{-\rho_2 V s_2}{\rho_2 V s_2 + \rho_1 V s_1} & 0 & \frac{-\rho_1 V s_1^2}{V p_1 (\rho_2 V s_2 + \rho_1 V s_1)} & 0 \\ 0 & \frac{\rho_1 V p_1}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1} & 0 & \frac{\rho_1 V p_1}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1} \\ \frac{\rho_1 V s_1}{\rho_2 V s_2 + \rho_1 V s_1} & 0 & \frac{\rho_1 V s_1^2}{V p_1 (\rho_2 V s_2 + \rho_1 V s_1)} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}$$
(14)

Sendo assim, os respectivos coeficientes de Reflexão e Transmissão serão dados pela seguinte forma:

$$R_s 0 = T_s 0 = 0$$
 (15)

$$Rp0 = \frac{\rho_2 V p_2 - \rho_1 V p_1}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1}$$
(16)

$$Tp0 = \frac{2\rho_1 V p_1}{\rho_2 V p_2 + \rho_1 V p_1} = 1 - Rp0$$
(17)

Dada a imensa dificuldade de se extrair parâmetros das complexas equações de Zoeppritz, alguns trabalhos foram desenvolvidos propondo a linearização das mesmas. Para o interesse exploratório, considerando que as mudanças nos parâmetros elásticos das rochas em subsuperfície são pequenas, o interesse da sísmica está na estimativa do coeficiente de reflexão da onda compressional (RPP). Tais linearizações foram de suma importância para a aplicação da técnica AVO e se mostram extremamente eficientes se usadas com os parâmetros corretos. Vários autores têm derivado essas aproximações para estimar a amplitude como uma função de ângulo para os ângulos pré-críticos.

Entretanto, vários autores têm derivado aproximações das equações para estimar a amplitude como uma função de ângulo para os ângulos pré-críticos.

A aproximação mais popular, de 3 termos, foi desenvolvida por AKI E RICHARDS (1980) e tem sido reformulada, de acordo com sua utilização, tal como descrito por WIGGINS ET AL. (1983).

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta$$
(18)

Onde:

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V p}{V p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$B = \frac{\Delta V p}{2Vp} - 4 \left(\frac{\Delta V s}{Vp}\right)^2 \frac{\Delta V s}{Vs} - 2 \left(\frac{V s}{Vp}\right)^2 \frac{\Delta \rho}{2\rho}$$
$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V p}{Vp}$$
Onde:
$$Vp = \frac{Vp1 + Vp2}{2}, Vs = \frac{Vs1 + Vs2}{2}, \rho = \frac{\rho1 + \rho2}{2}$$

$$\left(\frac{Vs}{Vp}\right)^2 = \frac{\left(\frac{Vs_1}{Vp_1}\right)^2 + \left(\frac{Vs_2}{Vp_2}\right)^2}{2}$$
 (19)

Onde:

$$\Delta V_{p} = V_{p2} - V_{p1}, \ \Delta V_{s} = V_{s2} - V_{s1}, \ \Delta \rho = \rho 2 - \rho 1$$

е

O primeiro termo, **A**, é o coeficiente de reflexão no ângulo de incidência zero, relacionado com o contraste de impedância acústica na interface, enquanto que o segundo termo, **B**, apresenta o efeito da velocidade cisalhante em ângulos diferentes de zero. Um terceiro termo, **C**, determina a curvatura da resposta de amplitude próximo do ângulo crítico (figura 7-4).

Para ângulos pequenos, os valores de tangentes e senos são muito próximos, e por esta razão, o terceiro termo pode ser descartado para dar lugar a uma aproximação de 2 termos geralmente creditado a SHUEY (1985), embora a equação não seja encontrada em tal trabalho:

$$R(\theta) = A + B\sin^2\theta \tag{20}$$



Figura 7-4 Os 3 termos da aproximação de Aki-Richards (1980) sobre equações de Zoeppritz. A refletividade em função deSin²θ. Modificado de SIMM E BACON (2014). A equação de SHUEY (1985) é uma regressão linear simples para descrever a variação de amplitude sísmica. Esta abordagem da linearização de AVO só é aplicável dentro de um intervalo limitado de ângulos. O ângulo em que a aproximação de dois termos se desvia da aproximação de três termos e das soluções Zoeppritz dependendo do contraste nas fronteiras. Geralmente, a aproximação de 2 termos é bastante aceitável quando o ângulo de incidência é abaixo de 30° ; para o caso mostrado na figura 7-5 as curvas de segunda e terceira ordem começam a divergir para ângulos próximos a 40° . Caso o Intercept e o gradiente sejam processados e extraídos da sísmica, é necessário assegurar que apenas os traços que mostrem uma variação linear da amplitude com sin² θ sejam utilizados.



partir de 40°. SIMM E BACON (2014).

Figura 7-5 Comparação das equações de Aki-Richards de 2, 3 termos com a equação de Hilterman. A um exemplo de um folhelho sobre um arenito com gás. A equação de Hilterman tem comportamento muito parecido da equação de 2 termos. Para ângulo de incidência abaixo de 30°, a equação de 2 termos e a de 3 termos apresentam resultados muito semelhantes, a equação de 3 termo assume um comportamento distinto a

A importância moderna da equação Shuey não é o fato dela ser usada para prever amplitudes sísmicas em determinados ângulos, mas sim como uma ferramenta para a análise de dados de AVO para o fluido e efeitos da litologia. A equação de Shuey desempenhou um papel fundamental no desenvolvimento de técnicas de análise de AVO nas décadas de 1980 e 1990. A simplicidade de tal equação significava que os coeficientes de regressão A e B (Intercept e gradiente) poderiam ser facilmente derivados e uma gama enorme de atributos AVO definidos por várias combinações de parâmetros obtidos.

Outra abordagem orientada à propriedade da rocha também aproximação das equações Zoeppritz foi apresentada por Hilterman (2001):

$$R(\theta) = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \cos^2\theta + \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{(1 - \sigma_{avg})^2} \sin^2\theta$$
(21)

Esta aproximação é tão efetiva quanto a equação de SHUEY (1985) de dois termos, mas foi adaptada para destacar o fato de que a refletividade é fundamentalmente relacionada a duas propriedades da rocha: o contraste de impedância acústica e o contraste da razão de Poisson.

7.1.2. Conversão de Afastamento (Offset) em Ângulo (Sin²(θ))

Para poder relacionar modelos de refletividade calculada em poços que é dada em função de ângulo aos dados sísmicos que foram levantados em função de afastamento (*Offset*) entre fonte e receptor, um esquema de conversão entre afastamento e o ângulo se faz necessário (figura 7-6).



Figura 7-6 Conversão de afastamento em metro em Sin² θ , ou seja, em variação de ângulo. Modificado de SIMM E BACON (2014).

O uso de um modelo de velocidade é imprescindível, geralmente construído a partir de informação de velocidade adquirida durante processamento sísmico, i.e., na correção de *normal moveout*. Caso a geologia possa ser aproximado por um conjunto de camadas horizontais então, como descrito anteriormente, o tempo de reflexão aumenta com afastamento aproximando de uma hipérbole (figura 7-7):



Figura 7-7 Hipérbole da reflexão, comportamento típico de um sinal sísmico.

O sinal do offset mais longo tendem a a retornar ao receptor com mais tempo, para isso será aplicado correção de *moveout* para deixar o sinal na sua posição original. SIMM E BACON (2014).

$$Tx = \sqrt{To^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}}$$
(22)

Onde Tx é o tempo no afastamento x, *To* é o tempo em afastamento zero, e Vrms é a velocidade média RMS (*Root Mean Square*) da superfície até o refletor considerado. Dado o pressuposto a camada de sobrecarga é constituída por uma série de camadas com a velocidade V e espessura em tempo t, a V_{rms} é dada por:

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum V_i^2 ti}{\sum ti}}$$
(23)

Na prática, as velocidades de empilhamento são escolhidas de modo que, depois de corrigidos de *moveout*, a família CDP é horizontalizada e a máxima coerência é alcançada (figura 7-8).



Figura 7-8 Análise de velocidade.

(a) gráfico das linhas de igual velocidade (preto) e empilhamento de coerência para cada velocidade mostrada em cor (vermelho = alta coerência), (b) Família CDP corrigida usando a velocidade definida por picagens de velocidade (tendência branca mostrado em (a)). SIMM E BACON (2014).

Estas velocidades de empilhamento são uma aproximação de primeira ordem para as velocidades RMS. A velocidade intervalar entre duas reflexões nos tempos T₁ e T₂ é dada pela equação de Dix (1955):

$$Vi = \sqrt{\frac{T_2 V_{rms2}^2 - T_1 V_{rms1}^2}{T_2 - T_1}}$$
(24)

Esta equação é geralmente aplicada a um intervalo de tempo de pelo menos 200 ms para evitar a instabilidade decorrente de erros nas estimativas de velocidades RMS. Dada a velocidade RMS de um meio geológico e a velocidade intervalar imediatamente acima, uma estimativa entre o ângulo de incidência e afastamento x é dado por:

$$sin^{2}\theta = \frac{x^{2}V_{i}^{2}}{V_{rms}^{2}(V_{rms}^{2}T_{0}^{2}+x^{2})}$$
(25)

Onde T_o é o tempo de viagem no afastamento zero. Figura 7-9 mostra uma família CDP corrigida de *moveout* com ângulo como fundo colorido. Uma abordagem alternativa que pode ser útil é se a informação velocidade está disponível (por exemplo o perfil sônico e dado de *check-shot* de um poço) é

calcular afastamento em função do ângulo de incidência, usando a Lei de Snell para seguir o caminho do raio através das camadas até a superfície (Figura 7-10).



Figura 7-9 A família CDP com fundo colorido por ângulo de incidência.

Note que cada faixa de cores apresenta sinais sísmicos de uma faixa de ângulo de incidência. Por exemplo, a faixa branca no centro da figura representa sinais sísmicos entre ângulo de incidência de 10º a 15º. SIMM E BACON (2014)



 $Offset = 2((tan\theta_1 Z_1) + (tan\theta_2 Z_2) + (tan\theta_3 Z_3))$

Figura 7-10 Modelo para conversão de ângulo para afastamento.

Quando há informações de velocidade, por exemplo, informações de *check-shot* no poço. A conversão de ângulo para afastamento pode ser obtida; o caso mais simples é através de uso de um modelo em camadas horizontais e com a suposição da trajetória de raios em linha reta. SIMM E BACON (2014)

Isto exigirá a construção de um modelo para a região próxima quase superfície onde provavelmente não haverá dados de poço disponíveis, mas pode fornecer estimativas de ângulo bem mais precisas do que aquelas obtidas a partir de velocidades de empilhamento. No entanto, a extrapolação das velocidades a certas distâncias do poço nem sempre é trivial e ela podem exibir alguma combinação de conformidade estratigráfica (se existem grandes diferenças litológicas entre as camadas) e elas aumentam com a profundidade devido à compactação. Na situação ideal, as conversões angulares obtidas a partir das velocidades sísmicas e as velocidades obtidas dos poços precisam ser verificadas entre elas e talvez até combinadas. A precisão da conversão entre afastamento e ângulo é muitas vezes um fator significativo para a geração de *stacks* parciais e para Análise de AVO em geral.

Uma vez que os afastamentos tenham sido convertidos em ângulos, então, os dados nas famílias CDP corrigidas podem ser combinados de diversas maneiras. A figura 7-11 ilustra o cálculo de Intercept e gradiente, usando equação de AVO de 2 termos. Cuidados devem ser tomados para que na faixa de ângulo em questão, o ajuste com os dois termos seja adequado.



Figura 7-11 Derivando Intercept e Gradiente.

Refletividades que variavam em função de afastamentos em metro foram convertidos em sin²θ, ou seja, em função da variação de ângulo, isso é realizado através da utilização de um modelo de velocidade. SIMM E BACON (2014)

Uma alternativa para cálculo de intercept / gradiente é criar stacks (empilhamento) de ângulo (i.e., empilhar os dados de acordo com determinadas faixas de ângulos). Para efeitos da interpretação sísmica a faixa de ângulo disponível é normalmente dividida em duas ou três partes iguais criando um stack (empilhamento) para cada parte. Isso manterá a relação sinal-ruído em proporções razoáveis, enquanto os elementos-chave da resposta de AVO são preservados. Tipicamente, o intérprete terá sub-stacks near (próximo), mid (médio) e far (distante), além do full stack (empilhamento completo) convencional. Note-se que o full stack raramente é o produto da soma de stacks parciais. Na maioria dos casos, o full stack é o que possui melhor qualidade de dados e frequentemente tem um mute mais rigoroso aplicado nos traços exteriores nas

famílias CDP do que o far stack.

7.2. Métodos AVO

Os métodos de análise de AVO dispõem de diversas técnicas. Entretanto, podemos separá-los em dois grupos principais. Figura 7-12.

- Refletividade sísmica
- Métodos de impedância

As técnicas de refletividade sísmica basicamente são rearranjos da aproximação de Aki-Richards, sendo robustos e fáceis de se derivar. A interpretação AVO busca basicamente detectar desvios da tendência de litologia comum (*background*) da área estudada. Uma limitação é que ela não fornece parâmetros físicos necessários com as tendências litológicas necessárias.

Por outro lado, os métodos de inversão baseados em impedância fornecem parâmetros físicos com tendência litológicas, e estes parâmetros podem ser transformados em propriedades de reservatórios.



Figura 7-12 Métodos AVO, HAMPSON-RUSSELL (2014).

7.3. Classes de Respostas de AVO e Gráficos de AVO

A resposta de AVO é descrita em termos de um número de classes. RUTHERFORD E WILLIAMS (1989) foram os primeiros a classificar respostas de AVO de gás de interfaces entre areias com folhelho / areia em três Classes (I, II e III) conforme ilustrado na figura 7-13.

As respostas da Classe I são caracterizadas por um contraste de impedância

positiva (isto é, a impedância da areia é maior do que a impedância do folhelho), juntamente com um gradiente de AVO negativo, de modo que o coeficiente de reflexão é positivo e diminui com o ângulo.

Este tipo de anomalia ocorre quando o coeficiente de reflexão de incidência normal é fortemente positivo, mostrando uma diminuição da amplitude com o offset e possível mudança de polaridade para offsets maiores. Segundo YENWONGFAI (2011), este tipo de comportamento é comum para areias maduras altamente compactadas em ambientes onshore.

As respostas da Classe II têm coeficientes de reflexão que podem ser positivos ou negativos, pequenos e um gradiente negativo de modo que o efeito AVO leva a grandes coeficientes de reflexão negativos em afastamentos distantes.

Também foi convencionado que o coeficiente das Respostas da Classe II pequenas e positivas são individualizadas como Classe IIp, e o termo Classe II deve ser reservado para o caso de coeficiente pequeno e negativo. Tais respostas podem ser associadas a areias que mostram níveis intermediários de compactação mecânica e química e são comuns em áreas *offshore* e *onshore*, YENWONGFAI (2011).



Figura 7-13 As classes de AVO Modificado de RUTHERFORD E WILLIAMS (1989), ROSS E KINMAN (1995) e CASTAGNA E SWAN (1997).

Respostas da Classe III apresentam grandes contrastes de impedância

negativos e gradiente negativo, com amplitudes crescentes com ângulo. Não há uma definição exata do local de limite entre as respostas Classe II e Classe III. Isso vai depender da interpretação do valor relativo ao coeficiente de reflexão considerado "pequeno" para cada Classe II. Normalmente, Classe II pode ser aplicada ao caso em que as amplitudes dos traços mais próximos corrigidos de moveout na família CDP são quase nulas.

Os clássicos *bright spots* equivalem à anomalia de Classe III. Este tipo de anomalia possui altas refletividades para todos os offsets. O coeficiente de reflexão é negativo, se tornando mais negativo com o afastamento fonte-receptor. Essa Classe é típica em casos de areias pouco consolidadas e em ambiente marinho, YENWONGFAI (2011).

Uma outra classe de resposta AVO, Classe IV, foi introduzida por CASTAGNA E SWAN (1998). Ela tem um coeficiente de reflexão normal fortemente negativo e a amplitude é decrescente com o afastamento. A Classe IV está relacionada à presença de gás com velocidade inferior à rocha sobreposta, onde a amplitude diminuirá com o afastamento. O coeficiente é negativo, porém o gradiente AVO tem um comportamento anômalo, sendo positivo. Areias dessa classe são comuns em ambiente marinho, YENWONGFAI (2011).

O controle de primeira ordem sobre o Intercept é o contraste da impedância acústica. Por outro lado, o sinal e magnitude, do gradiente AVO é determinado, principalmente, pelo contraste da velocidade de cisalhamento na interface. Gradientes negativos estão associados com contrastes positivos da velocidade cisalhante (i.e., velocidade de cisalhamento na camada superior é menor) enquanto gradientes positivos estão associados com contrastes negativos da velocidade velocidade cisalhante (i.e., velocidade de cisalhamento na camada superior é menor) enquanto gradientes positivos estão associados com contrastes negativos da velocidade velocidade cisalhante (i.e., velocidade de cisalhamento na camada superior é maior).

Dadas as origens das Classes de AVO, é possível argumentar que só deve ser aplicado para areias com hidrocarbonetos. Claramente, isso torna os conceitos de AVO restritivos e a maioria da indústria tende a usar definições de classes simplesmente como descrições de comportamentos de AVO. As classes de AVO formam uma descrição útil em geral, mas, na prática, muitas vezes é necessário olhar para gráficos de AVO das famílias CDP para compreender cada resposta com mais detalhe.

7.4. Gráficos de AVO

Uma das limitações da interpretação AVO está relacionada ao imenso volume de dados pré-empilhamento que é preciso analisar para se ter uma visualização espacial consistente na definição de uma determinada Classe.

Embora o gráfico de AVO mostrado na figura 7-13 seja uma maneira útil e tradicional de visualizar as respostas de AVO, é de pouco uso na análise da multiplicidade de respostas de dados sísmicos. Estas limitações são superadas pelo gráfico de Intercept e Gradiente de cada resposta como um único ponto em uma análise de AVO. A figura 7-14 ilustra o modo como as diferentes classes de AVO descritas anteriormente ocupam diferentes áreas do gráfico. A análise de AVO é um instrumento importante para entendimento da litologia e para a discriminação de fluidos.



Figura 7-14 As classes de AVO e crossplot de Avo. SIMM E BACON (2014).

A figura 7-15 mostra alguns exemplos reais das diferentes classes de respostas de AVO. Deve se notar que não há nada sobre essas respostas que nos permite fazer generalizações sobre o seu significado. Muitas vezes se acredita que "AVO crescente" significa zona produtora, possivelmente por causa das

descrições na publicação original de OSTRANDER (1984) sobre AVO, mas isso é claramente refutada pela resposta de areia com salmoura na figura 7-15a. É evidente que o contexto geológico é primordial na análise AVO. Para avaliar o significado de diferentes respostas de AVO, é preciso construir modelos para diferentes cenários (por exemplo, variando conteúdo de fluido e / ou porosidade) e comparar os resultados com as observações sísmicas. Geralmente, não é a Classe de resposta que será o mais importante na interpretação AVO, mas sim as variações relativas em cada resposta AVO.



Figura 7-15 As classes de respostas AVO com possíveis reservatórios. SIMM E BACON (2014).

CASTAGNA (1993) inseriu o uso do gráfico do Intercept (A) com o Gradiente (B), facilitando ainda mais a análise AVO, sendo largamente utilizado para interpretar anomalias de amplitude e inferir o tipo de fluido encontrado nos poros da rocha. O gráfico dos atributos A e B de rochas clásticas que não contenham hidrocarbonetos possui uma tendência geral de fundo (*background trend*) bem definida, CASTAGNA ET AL. (1998). Desvios dessa tendência são indicadores de hidrocarbonetos ou litologias incomuns. Como pode ser observado na figura 7-16,

a tendência geral é diretamente influenciada pela relação V_p/V_s. A correlação entre o Intercept e o Gradiente geralmente é negativa, se tornando mais positiva quando a taxa V_p/V_s aumenta.



Figura 7-16 Variação da tendência Geral de acordo com relação V_p/V_s . Modificado de CASTAGNA ET. AL. (1998).





Figura 7-17 Ilustração conceitual: física das rochas é a ligação entre a sísmica e a geologia.

A física das rochas ajuda a explicar as assinaturas de refletividades através da quantificação das propriedades de rochas e fluidos. AVSETH ET. AL. (2005).

As propriedades sísmicas são controladas por uma ampla gama de diferentes fatores, incluindo a porosidade, litologia, fluidos dos poros e pressão. Hoje, a física das rochas é aplicada em interpretação sísmica principalmente para previsão de porosidade e discriminação de diferentes cenários de fluido e pressão. Pouco

trabalho foi feito sobre a previsão quantitativa de parâmetros geológicos a partir das amplitudes sísmicas, como a seleção granulométrica, o volume de cimentação, teor de argila, razão arenito/folhelho e litofácies, conforme AVSETH ET. AL. (2005).

Estes fatores muitas vezes são apenas agrupados em termos de porosidade, que é muitas vezes calculada a partir das impedâncias acústicas de inversão sísmica pós-empilhamento. Nestes casos, considera-se uma relação linear entre a impedância e a porosidade. No entanto, como indicado na figura 7-18, diferentes tipos de rochas ou litologias podem ter porosidades que se sobreponham, mas que possuam grandes diferenças de velocidades sísmicas e impedâncias.

Além disso, durante a substituição de fluidos quando se simula uma saturação com hidrocarboneto, a partir de um cenário de rocha saturada com salmoura, é muito comum considerar a constância do tipo de rocha e a porosidade, negligenciando-se a possibilidade da litologia poder variar da zona de salmoura para a zona de hidrocarboneto. Em tal simulação, propriedades físicas das rochas são correlacionadas a diversos parâmetros geológicos, incluindo seleção granulometria, volume de cimentação, teor de argila, litofácies e compactação. Modelos importantes focados em contatos de grão para as areias, areias argilosas e folhelhos, são tradicionais e permitem realizar substituição de litologias. As tendências geológicas em uma área podem ser usadas para restringir modelos de física das rochas e podem ser divididos em dois tipos: compactacional e deposicional.

Caso se possa prever a variação esperada na resposta sísmica em função do ambiente deposicional ou profundidade de soterramento, aumenta-se a capacidade de prever hidrocarbonetos, especialmente em áreas com pouca ou nenhuma informação de poços. A compreensão das limitações geológicas em uma área de exploração reduz o intervalo de variabilidade esperada nas propriedades das rochas e, consequentemente, reduz as incertezas na previsão sísmica de reservatório.

Um ponto importante na análise de AVO é o efeito da textura da rocha e geometria dos poros e suas representações em padrões gráficos (*Rock Physics Template* - RPT), que são aqui descritos no APÊNDICE I, mas que não foram aplicados neste estudo por ausência de aplicativos disponíveis para tal.

70

8. DESENVOLVIMENTO DA ANÁLISE E INVERSÃO AVO NOS DADOS DA SUB-BACIA DE ALAGOAS



8.1. Situação Geral e Abordagem das Linhas de Estudos de AVO

A região da bacia aqui estudada ainda é pouco explorada. Existem linhas 2D muito próximas aos poços já perfurados, que podem servir como base para correlação entre poços e sísmica. Vide a figura 8-1.

Dentro da área do bloco 3D não temos nenhum poço perfurado até presente momento. Por este mesmo motivo, os estudos de AVO dentro da área do bloco 3D se limitarão aos métodos de reconhecimento e investigação da refletividade. Estes podem ser montados em empilhamentos parciais (Angular) em *Near Stack* (0 a 16 graus) e *Far Stack* (25 a 45 graus), volume sísmico de Intercept e Gradiente e por fim da aplicação dos gráficos da análise de AVO dos volumes sísmicos.

Figura 8-1 Mapa geográfico das linhas 2D e o bloco 3D para os estudos.


Figura 8-2 Linha arbitrária constituída da linha 1457 e a continuação dentro do bloco 3D na mesma direção.

Originalmente, o presente estudo planejava usar a técnica de inversão AVO para gerar perfis em alguns pseudo-poços onde exista sobreposição de informação entre linhas 2D e a área do bloco 3D conforme ilustra a figura 8-2. Tais pseudo-poços serviriam de base de correlação com o bloco. Porém tal geração não ocorreu pois houve grande dificuldade de amarração do poço F1, descobridor do campo vizinho, com a linha 2D 1457, situada próxima ao poço, pois a sísmica no intervalo do reservatório não apresenta nenhum tipo de anomalia sísmica confiável. Qualquer amarração geraria grandes incertezas que seriam propagadas para todo o bloco 3D. Mais detalhes serão abordados adiante.

8.2. Bloco Sísmico 3D

O bloco sísmico 3D estudado está situado numa região onde não há poço perfurado até o presente momento, o que inviabilizou a aplicação de métodos AVO baseados em correlação de poços. Restringiu-se então a análise ao método de reconhecimento por refletividades que consiste em empilhamentos parciais e abordagem com Intercept vs. Gradiente conforme o diagrama da figura 8-3.



Figura 8-3 Método AVO de reconhecimento.

A seguir descreve-se a abordagem de geração de volumes sísmicos de Intercept (A) e Gradiente (B), conforme mostrado na figura 8-4, onde compara-se com uma seção CDP, ao longo da falha principal, de um corpo estratigráfico com bright spot em torno 1500 ms.



Figura 8-4 Volumes sísmicos de CDP, Intercept (A), Gradiente (B).

O volume CDP é o que normalmente usada para interpretação geológica. Intercept (A) e Gradiente (B) são usados em Crossplot AVO.

Alguns atributos de AVO derivados também foram gerados, e servem para corroborar a existência do mesmo corpo estratigráfico inclusive delineando topo e base, como mostrado na figura 8-5.



Refletividade Cisalhante: A-B

Figura 8-5 Os atributos derivados de Intercept (A) e Gradiente (B).

Em seguida, foram gerados gráficos com valores dos volumes sísmicos de Intercept e Gradiente. Ao selecionar os pontos na posição que representa anomalia de Classe III, observa-se que eles correspondem ao topo do corpo estratigráfico citado. Por outro lado, quando selecionados os pontos na posição que representa anomalia de Classe I, os pontos da base do corpo são mostrados. Outro fato interessante que pode ser observado é a possibilidade de empilhamento de Anomalia em duas ou mais camadas nesse local, conforme mostra a figura 8-6.



Figura 8-6 Crossplot dos volumes sísmicos Intercept (A) e Gradiente (B).

Na etapa seguinte, os dados foram empilhados nos volumes de R_p e R_s para gerar o atributo de fator de fluido proposto por SMITH AND GIDLOW (1987), FATTI ET AL. (1994). Percebe-se que o mesmo corpo se destaca como anomalia e que se desvia fortemente do padrão de argilito/folhelho sem hidrocarboneto. Figura 8-7.



Figura 8-7 Atributo de Fator de Fluido.

8.3. Linha Sísmica 1457

Esta linha que cruza o reservatório de gás do poço F1, descobridor do campo vizinho. A referência geográfica da localização é mostrada na figura 8-1. A investigação se iniciou com os métodos de reconhecimento onde se estudou a existência de anomalias de AVO. Os volumes de empilhamento parcial *NEAR* (0-16 graus) e *FAR* (25-45 graus) foram gerados. Não foi possível detectar nenhum tipo de anomalia nesse intervalo. O perfil mostrado na figura é o de densidade, e as marcações no perfil foram o topo da camada de gás e o contato de gás/ água. À esquerda da figura 8-8 mostra-se o *Near Stack* (0-16 graus) e à direita o *Far Stack* (25-45 graus). Pode-se notar que o intervalo de reservatório não apresenta destaque de amplitude sísmica. Importante frisar que, no canto superior das figuras, pode-se notar a presença de anomalia de Classes II/III. Com base da estratigrafia interpretada do poço provavelmente são causadas pela presença das camadas de evaporitos da formação Paripueira.



Figura 8-8 Comparação de empilhamentos parciais da Linha 1457.

O poço F1 fica no centro das figuras. O perfil usado é densidade, e marcação no perfil é topo da camada de gás e o contato de gás/ água. A esquerda é *Near Stack* (0-16 graus) e a direita é *Far Stack* (25-45 graus). Podemos notar que o intervalo de reservatório não apresenta destaque de amplitude sísmica. No canto superior das figuras podemos notar presença de anomalia das Classes II/III. Com base da estratigrafia interpretada do poço provavelmente são causadas pela presença das camadas de evaporitos de Paripueira.

No passo a seguir no fluxo de análise de AVO, foram gerados volumes sísmicos de Intercept e Gradiente para execução do gráfico de AVO. Pode-se observar na Figura 8-9 que, pela linha 1457, não há nenhum tipo de anomalia de AVO próxima do poço F1 no intervalo de reservatório de gás.



Figura 8-9 Crossplot dos volumes sísmicos Intercept e Gradiente da linha 1457. No intervalo de reservatório de gás, os sinais sísmicos se confundem com os dados de fundo (*background*).

8.3.1. Modelagem AVO da Linha 1457



Figura 8-10 Fluxo de trabalho para modelagem AVO.

O fluxo de trabalho da modelagem AVO é ilustrado na figura 8-10.

Deve-se mencionar que existem alguns fatores limitantes nas curvas de perfis do poço F1 que podem comprometer o bom trabalho de correlação de amplitudes. As curvas de neutrão e densidade foram amostradas somente nos intervalos de interesse, conforme mostra a figura 8-11. Outro fato proveniente da observação do poço F2, na região estudada e onde houve amostragem das curvas de neutrão e densidade com maior cobertura de intervalos, ao se aproximar dos intervalos de camadas de sal, as amostragens foram interrompidas.



Figura 8-11 Perfis compostos do poço F1.

Nota-se uma brusca queda de valores de densidade e a interrupção da amostragem. Tal fato pode estar associado à dificuldade técnica em se travessar a camada de evaporitos. Figura 8-12.



Figura 8-12 Perfis compostos do poço F2.

Com essas limitações, optou-se pela geração da curva V_s a partir das curvas V_p e densidade, conforme ilustrado na figura 8-13, usando-se a formulação de Castagna, gerando-se também a razão de Poisson (V_pV_s).





Em seguida, uma wavelet foi extraída, estatisticamente, dos dados sísmicos. Conforme mencionado anteriormente, a amplitude sísmica da presente linha, no intervalo de reservatório, não tem uma resposta forte, o que torna a correlação prejudicada. Nesse cenário de baixa correlação, adotou-se o grau de correlação de 60%, como um valor aceitável, conforme mostra a figura 8-14.



Figura 8-14 Correlação do poço F1 com a linha sísmica 1457.

Foram realizadas algumas simulações de substituição de fluido e inclusive procurando avaliar as mudanças de amplitude sísmica sintética correspondente, conforme mostrado na figura8-15.

Aqui foram realizados vários testes variando os fluidos contidos nos poros, do gás puro, salmoura e óleo leve inclusive criando misturas com 50% de um determinado fluido e 50% do outro fluido, por exemplo, 50% de gás e 50% de óleo leve.

Para cada cenário de simulação de presença de fluido acima, construiu-se também um volume sintético, que pode ser processado dinamicamente variando a espessura do reservatório e fluido nele contido. (Figura 8-16).

Embora correlação do poço com a sísmica tenha atingido um valor razoável de cerca de 60%, e este é um reservatório de gás comprovado. Porém, ao adicionar a informação proveniente da campanha de perfuração de poço (o reservatório foi avaliado em 7% de porosidade, 17% de saturação de água e o regime de escoamento foi caracterizado como de baixíssima transmissão), o volume sintético só passou a apresentar um comportamento semelhante de AVO Classe II/III quando a espessura simulada do reservatório ultrapassou 70 metros.



Figura 8-15 Substituição de fluidos no reservatório.



Figura 8-16 Cenário dinâmico de simulação.

8.3.2. Inversão Pre-Stack da Linha 1457

A figura 8-17 mostra o fluxo de trabalho da inversão *Pre-stack* aqui adotada. Foi usado o volume de velocidades proveniente do processamento sísmico como o modelo de velocidade.



Figura 8-17 Fluxo de trabalho para inversão Pre-Stack.

Com isso foi criado o volume de empilhamento angular (*Angle gather*) de 0 a 45 graus conforme ilustrado na figura 8-18.



Figura 8-18 Criação do volume sísmico de Empilhamento Angular. O volume de Angle Gather de 0 a 45 graus, à direita, é processado usando o volume *Pre-Stack* (à esquerda).

O volume sísmico de V_p, figura 8-20, foi feito com base do volume de velocidade proveniente do processamento sísmico e os horizontes interpretados. O resultado mostrou-se bastante razoável. O volume de densidade é uma propagação de valores controlada a partir dos dados do poço F1, que também contou com guiamento dos horizontes interpretados. Note que o intervalo próximo ao reservatório registrou uma camada com menor densidade comparada com as camadas encaixantes, designada com cor vermelha conforme figura 8-19. O volume V_s, figura 8-20, é processado a partir do volume V_p e Densidade usando formulação de Castagna. O restante dos volumes Z_p , Z_s , figuras 8-21, 8-23 são resultados de processamentos dos volumes anteriores.







Figura 8-20 Modelo inicial de Vp

Os modelos iniciais (figura 8-19 a figura 8-23) mostram ser razoáveis por retratarem a camada de evaporitos com baixa densidade e alta, alta velocidade

compressional e alta impedância.



Figura 8-21 Modelo inicial de Zp



Figura 8-22 Modelo inicial de Vs



Figura 8-23 Modelo inicial de Zs

Em seguida as inversões são executadas, obtemos os volumes invertidos de Vp, Zp, Densidades, Vs, Zs, VpVs e os volumes sintéticos de amplitudes sísmicas. Figuras 8-24, 8-25, 8-26, 8-27, 8-28, 8-29.

Porém, os resultados da inversão não foram tão satisfatórios. O volume invertido de densidade, figura 8-24, praticamente perdeu toda característica do modelo inicial. A exemplo do traço próximo ao reservatório F1, os valores estão cheios de picos (*spikes*) sem condições de servir como referências para interpretações geológicas mais aprofundadas.

Os demais volumes da inversão Densidade, V_p, V_s, Z_p, Z_s, e V_pV_s, (figura 8-25 a figura 8-29) embora mantiveram as camadas geológicas macro designadas pelos horizontes interpretadas assim como modelos iniciais usados (figura 8-19 a figura 8-23), temos observados picos (*spikes*) por todo volume, estes são muito discrepantes da realidade. Por exemplo, na figura 8-25 (V_p invertido) no intervalo

da formação Maceió, temos várias camadas com altíssima velocidade acima de 5000m/s.



Figura 8-24 Volume invertido de Densidade.



Figura 8-26 Volume invertido de Zp



Figura 8-25 Volume invertido de Vp



Figura 8-27 Volume invertido de Vs



Nine 3
Cder Lobis (20): 14(2): patrick, howeld styre
Cup Relation
Cup Relation</th

Figura 8-28 Volume invertido de Zs

Figura 8-29 Volume invertido de V_pV_s

Mostra-se que existem dois grandes pilares de dados que devem muito bem representar as características das camadas das rochas: o primeiro é o volume de velocidade V_p , e outro é o volume de densidade. O restante dos volumes da

inversão pode ser extraído com processamento posterior. Com V_p e densidade, podemos estimar V_s. Através de V_p, V_s e densidade podemos obter os volumes Z_p, Z_s, V_pV_s.

A qualidade do volume de Vp é razoável por ser fruto do processamento sísmico e verificado pela curva de sônico/ *check-shot*.

Mas o volume de densidade de certa maneira é precário, este foi obtido a partir do perfil de densidade do poço F1 próximo à linha sísmica, e a sua amostragem é apenas em alguns intervalos de interesse junto com curva de neutrão. Isto pode ocorrer por se tratar de uma ferramenta mais cara para aquisição de dados. Outro agravante é a total falta de dados de densidade das camadas de evaporitos identificadas na litologia interpretadas. Isso é causado pela dificuldade de se amostrar essas mesmas camadas.

A qualidade do volume de densidade é bastante comprometida, embora os volumes invertidos sirvam para mais análises usando gráficos de AVO. E os valores de V_p, V_s, Densidade, Z_p, Z_s, e V_pV_s, de cada ponto no volume sísmico podem ser extraídos. E cada traço extraído poderia ser tratado como se fosse um pseudo poço.

Optou-se então por não usar o traço invertido da linha 1457 localizado dentro dos blocos 3D como pseudo poço para inversão *pre-stack* dos blocos 3D.

Embora seja possível arbitrar valores de densidades para camadas que tem litologia interpretada tais como evaporitos e assim completar a curva densidade na posição do poço F1, mas isso poderá prejudicar o princípio da fidelidade com os valores obtidos em campo. E também não temos outros poços em posições próximas para se estimar um volume de densidade mais preciso.

8.4. Linha 678

É uma linha importante para o estudo, pois passa pelo bloco 3D mostrando a falha principal do bloco. Apesar das linhas serem de gerações diferentes, algumas feições geológicas foram consistentemente identificadas (figura 8-30). Além disso, pode-se notar que o bloco 3D fornece melhores detalhes na parte mais profunda.



Figura 8-30 A linha 678 passa perto dos poços existentes, e mostra a falha principal no bloco 3D.

Quando são unidas as linhas 678 e 478 (ao norte do bloco), constrói-se uma linha arbitrária que praticamente abrange todo paleoambiente deposicional. (Figura 8-31). O poço S1 que fica de frente para a linha 478 tem indício de HC em todos intervalos porosos, porém, não há registro definitivo de reservatório. É interessante observar que refletores fortes se interrompem na proximidade do poço S1. E pela litologia interpretada, a área amostrada pelo poço S1 recebeu vários e grandes pulsos de conglomerados proximais, mostrados ao longo do poço todo, podendose tratar tal sequência como uma interdigitação entre formação Maceió (lacustre) e Formação Poção (pulsos de conglomerados). Em posição mais profunda da bacia poderia ter tido uma condição de geração competente até em épocas diferentes, e o óleo chegou a migrar para o local. Porém, a borda da bacia não favoreceu a formação de espessa camada de folhelho para servir como selo. E também não há indicativos estruturais de falhas no local para servir de trapa. E o local sendo de forte interdigitação de ambiente lacustre e pulso de conglomerados, tampouco favorece a formação de trapa estratigráfica. É razoável imaginar que este paleoambiente deposicional já teve condições de geração e migração. Há ausência na locação de S1 de reservatório, selo e trapa.



Figura 8-31 Linha arbitrária que abrange quase todo paleoambiente deposicional.

Entretanto, ao tratar de analisar os possíveis efeitos de AVOs, o lado deficiente dessa linha emerge. Esta é uma linha muito antiga, no intervalo próximo ao reservatório do F1 (1800ms) apenas 17 graus de empilhamento angular (*Angle Gather*) é capaz de ser montado nessa linha. Ou seja, todas informações de offset mais distantes foram perdidas. Vale lembrar na análise do gráfico de AVO, a parte mais importante é o gradiente, é quanto que amplitude sísmica está mudando com afastamento de offset, e especialmente os mais distantes. E com isso a possibilidade de detectar as camadas com fluidos é bastante reduzida.

Mas, de todo modo efetuamos uma inversão *post-stack* nessa linha na tentativa de extrair mais informações dela.

8.4.1. Inversão Post-Stack com a Linha 678



Figura 8-32 Fluxo de trabalho de inversão Post-stack

O fluxo da inversão *post-stack* é mostrado na figura 8-32. Pelas figuras 8-33, 8-34, é possível notar uma região de baixa impedância na região da falha principal. Existe a possibilidade de o evento estar associado ao contraste de impedância com as camadas de evaporitos da Formação Paripueira.



Figura 8-33 Inversão Post-stack



Figura 8-34 Detecção de zona de baixa impedância no modelo invertido

8.5. Comparação das Linhas 1457 e 1623

Na comparação das linhas 1457 e 1623, observa-se a existência de anomalias de AVO. Na linha 1623, de mesma direção NE-SW da 1457, é observado uma anomalia de tipo II na posição projetada com distância a cerca de 1km. Figura 8-35. A correlação tentativa das informações do poço F1 com a linha1457, é prejudicada pela mudança brusca na atitude das camadas na região próxima à falha principal.



Figura 8-35 Comparativa entre linhas strike 1457 e 1623.

9. Conclusão e Sugestões

O presente trabalho contou com dados de vários poços da região de estudo, milhares de quilômetros de linhas 2D reprocessados com qualidade razoável e um bloco 3D que foi recém adquirido com mais modernas técnicas.

Entretanto, a geologia ainda assim apresenta desafios tais como um reservatório que não apresenta nenhuma anomalia AVO na linha 2D no poço F1, descobridor do campo vizinho. Outro fato prejudicial é a falta de dados importantes nos poços. A curva Vs (cisalhante) não foi levantada nos poços existentes na região, provavelmente não era usual na época de levantamento. Por praticidade, usou-se a metodologia do software Hampson-Russell da CGG que é estimar a curva V_s a partir das curvas de V_p e densidade, usando formulação de CASTAGNA ET. AL. (1985). Outro fato que prejudicou o resultado foi que as curvas de Neutrão e densidade dos poços usados só foram levantadas nos intervalos de interesse e quando houve presença de sal, a amostragem foi interrompida. Por tudo isso, a qualidade da curva Vs produzida para fins de estudos de AVO foi prejudicada substancialmente.

Por ser uma iniciativa privada inédita de exploração de hidrocarboneto dentro do bloco 3D estudado, não há até o presente momento nenhum poço para se poder permitir executar a metodologia de inversão AVO. O presente trabalho buscou o uso de pseudo poços, analisando-os com as linhas 2D existentes, mas devido à falta de qualidade dos dados da curva de densidade, que é especialmente importante para estimativa de curva Vs, o uso do traço invertido como pseudo poço foi descartado.

O resultado das inversões com linhas 2D mostrou a mudança de comportamentos entre as principais camadas das rochas, mas o uso dos valores invertidos para caracterizar os reservatórios apresentou incertezas significativas.

Apesar de todas as dificuldades técnicas enfrentadas, a expectativa de se encontrar hidrocarboneto é alta. Ao focar nos aspectos geológicos, o sistema petrolífero dentro da Formação Maceió é perfeitamente possível, pois o paleoambiente lacustre durante o evento Rifte encontrado na região atendem todos requisitos de reservatório, selo trapa, migração e sincronismo, inclusive demonstrado pelo poço F1, descobridor do campo vizinho. A nova proposição aqui apresentada é que as camadas de evaporitos da Formação Paripueira podem ter papel de grande relevância, por ser uma região onde a deposição de sal ocorreu em regime lacustre em transição para proto-oceano, e a espessura acumulada de evaporitos nos poços na região vão de centenas de metros e até ultrapassar de um quilômetro. É muito provável que o movimento halocinético das camadas de sal tenha causado a falha principal no bloco estudado. E a mesma falha poderia ter sido o mecanismo de migração e trapa. A hipótese é corroborada pela presença de anomalia Classe III encontrada no bloco. É possível que o selo seja tanto folhelho quanto a espessa camada de halita. Embora não podermos afastar a incerteza de que a anomalia AVO na região da falha principal dentro do bloco 3D tenha sido causada pelo contraste entre as camadas de evaporitos com as rochas encaixantes. Ainda assim, é válido um esforço de investigação especialmente a investida de um poço exploratório no bloco. É notável que os dados mais antigos na área de estudo não foram adquiridos para aplicação de metodologias de inversão sísmica e AVO. A sugestão para futuro trabalho é perfuração de um poço exploratório com aquisição de curvas V_p, V_s e densidade através das ferramentas projetadas. E se possível uma aquisição de amostras (plugs) que com ensaios laboratoriais permitem estabelecer/confirmar a relação de V_p/V_s das camadas de rochas.

O ponto final a se concluir é o caráter exploratório do presente estudo. Não foram disponibilizados poços com todas curvas necessárias para uma boa inversão acústica e de impedância nas linhas 2D. E dentro do bloco 3D não existe nenhum poço. Por isso, a técnica de inversão sísmica e AVO é muito prejudicada, mas não diminui o seu valor exploratório. É apenas uma das facetas da exploração de hidrocarboneto.

Apêndice I

A-1 Os Efeitos das Texturas da Rocha e Geometria dos Poros

As texturas da rocha (*fabrics*) das rochas e geometrias dos poros são fatores importantes na rigidez (e velocidade) das rochas.

A rigidez da rocha tem uma influência fundamental sobre seu arcabouço, sendo crítica para determinar a velocidade e magnitude dos efeitos sobre a velocidade de compressão de fluido. O conceito é simples: em rochas de baixa rigidez a tendência é de impedância acústica baixa e alta razão de Poisson, enquanto rochas com alta rigidez a tendência é de impedância acústica alta e baixa razão de Poisson. As variações na rigidez de arenitos podem ser relacionadas a certos fatores tais como o número de contatos de grãos (*coordination numbers*), a quantidade e tipo de cimento, conteúdo de argila/ folhelho e da distribuição dos formatos de poros ao longo da toda rocha.

O contexto mais amplo para os efeitos da textura da rocha e geometrias dos poros nas propriedades elásticas é ilustrado na Figura 10-1, mostrando que a velocidade compressional vs. porosidade, as rochas areia/ folhelho se situam dentro de um envelope definido por dois limites, o de REUSS, 1929, e de VOIGT, 1910. Estes limites representam diferentes formas de se misturar rocha e fluido; o mais macio possível é a mistura do limite Reuss (média harmônica) e o mais rígido é a mistura do limite Voigt (média aritmética). É evidente a partir da Fig. 10-1 que Reuss descreve eficazmente o comportamento de sedimentos em suspensão. Note-se que os pontos amarelos se referem a dados de areias marinhas friáveis do fundo do mar.





Sedimentos siliciclásticas saturada de salmoura. AVSETH ET AL. (2005).

É também evidente a partir da Fig. 10-1 que o limite de Voigt neste contexto não é especialmente útil para descrever as tendências de mudança de velocidade de compressão com a mudança de porosidade para estas litologias. É possível desenhar um limite superior mais eficaz. NUR ET AL., 1998, derivou a partir de limite de Voigt modificado, com uma curva traçada desde o ponto mineral em zero porosidade até o ponto onde a porosidade crítica intercepta o limite Reuss (o chamado modelo de porosidade crítica). Outras possibilidades incluem o Hashin-Shtrikman (**HS**) para limitação superior, modificado para incluir a porosidade crítica AVSETH ET AL. (2005) e o modelo de contato do cimento DVORKIN E NUR (1996). Dentro do envelope definido pelos limites elásticos, arenitos tendem a cair ao longo de tendências tanto sub-paralela ao limite Reuss (com o aumento da porosidade relacionado com a melhoria de seleção) ou mais íngreme perto de tendências lineares (Voigt modificado ou porosidade crítica) relacionado à diagênese (i.e. a cimentação).

A-2 Modelos de Física das Rochas em Padrões Gráficos

Nesta seção descreve-se como podemos combinar os modelos de tendência de deposição e diagênese com substituição de fluidos de Gassmann, e fazendo gráficos ou modelos de física das rochas para a previsão de litologia e hidrocarbonetos através dos gráficos restritos localmente chamados de modelo de física das rochas em padrões gráficos (*Rock Physics Templates* - RPTs). Esta técnica foi apresentada pela primeira vez por ØDEGAARD E AVSETH, 2004 e expande os diagnósticos da física das rochas criando RPTs com parâmetros sísmicos, em nosso caso impedância acústica vs. razão Vp / Vs. Figura 10-2.





Alterações elásticas relativas a uma areia saturada de água de referência: (1) Aumento de folhelho laminar (2)

Aumento da cimentação (3) Aumento da porosidade (4) Diminuição da pressão efetiva (5) Aumento da saturação de hidrocarbonetos (6) Aumento do teor de folhelho disperso. SIMM E BACON (2014).

A motivação por trás dos RPTs é aplicar os modelos da física das rochas e calcular uma série de RPTs relevantes para diferentes bacias e áreas. Elas permitem realizar a análise física das rochas não só para dados de poços, mas também para dados sísmicos (por exemplo, resultados de inversão elástica), mostrando a importância industrial de se restringir os modelos da física das rochas à geologia local.

Com as RPTs, o fluxo de trabalho de interpretação torna-se bastante simples em um processo de dois passos:

 Selecionar o RPT apropriado para a área e a profundidade sob investigação. Usar dados de poços para verificar a validade do RPT selecionado (Se não existe RPT apropriado, os parâmetros de entrada nos modelos de física das rochas devem alterados, honrando observações geológicas locais e criando novas RPTs para a área sob investigação).

 Usar RPTs selecionados e verificados para interpretar os resultados de inversão elástica.

A interpretação dos RPTs nos dados dos poços em si já é um importante exercício válido para interpretação e controle de qualidade de dados de poços, e para avaliar a capacidade de detecção sísmica em diferentes cenários de fluidos e litologia. Alguns autores, como SIMM E BACON (2014), sintetizam as etapas operacionais relevantes da análise AVO, como mostra a figura 10-3.



Figura 9-3 Análise da física das rochas. SIMM E BACON (2014)

RPTs intuitivos possibilitam aos geocientistas usá-los como uma caixa de ferramentas para interpretação eficiente de litologia e fluido dos poros, dados dos poços e resultados de inversão elástica. Os RPTs podem ser aplicados por petrofísicos que avaliam teste de formação, intérpretes de sísmica que analisam resultados da inversão, ou físicos das rochas que avaliam detecção sísmica de perfis de poços.

AVSETH ET AL., 2005, mostrou dados de dois poços diferentes offshore na África ocidental, figura 10-4. Os perfis representam o mesmo intervalo Oligoceno, mas com diferentes profundidades de soterramento, um poço penetrou no Oligoceno, com aproximadamente 1200 m, o outro com aproximadamente 2400 m. Assim, as areias e folhelhos no segundo poço foram bem mais compactados comparadas às do o primeiro poço, e as areias do segundo poço são cimentadas enquanto as areias do primeiro são não-consolidadas. A cimentação de quartzo tende a ocorrer quando as temperaturas são superiores a 80 °C, correspondendo a profundidades de soterramento de cerca de 1,5-2 km. As areias do primeiro poço mostram uma resposta muito maior ao fluido do que as do segundo poço, mesmo pertencem a uma mesma unidade estratigráfica.



Figura 9-4 Exemplo de RPT.

Dois poços, um com areia rasa inconsolidada (superior), outro com areia cimentada profunda. Azul = folhelho, verde = arenito carregado de folhelho, cian = arenito saturado de salmoura, vermelho = arenito saturado de óleo,

amarelo = arenito saturado de gás. São 2 areias do mesmo intervalo geológico, com a diferença que é a profundidade de soterramento que resultou em maior grau de cimentação. AVSETH ET. AL. (2005)

Além disso, os RPTs servem como um meio de encontro para diferentes disciplinas com os gráficos que mostram as tendências em parâmetros sísmicos, geológicos e petrofísicos. Isto ilustra o valor dos RPTs. Mesmo para uma mesma bacia, e a mesma unidade estratigráfica, diferentes modelos de física das rochas vão responder às diferentes profundidades de soterramento. Além disso, os RPTs indicam que a resposta sísmica esperada de areias saturada de hidrocarbonetos será diferente para os dois poços. Para as areias rasas no primeiro poço, esperamos uma Classe AVO II para as areias saturadas de petróleo, enquanto as areias do gás vão ser de Classe III.

Para areias cimentada com profundidade maior do segundo poço, as areias com óleo serão predominantemente de Classe I AVO, enquanto areias de gás será AVO Classe II. Assim, a resposta AVO de hidrocarbonetos será diferente nos dois locais devido a alterações diagenéticas locais. Este exemplo de análise RPT confirma como as tendências de profundidade da física das rochas devem ser levadas em conta durante a análise de AVO.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKI, K., RICHARDS, P.G. 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. (2 volumes). San Francisco, W.H. Freeman.

ANSTEY, N. A. 1982. Simple Seismics. Houston: Baird Petrophysical.

ARIENTI, L.M. 1996. Análise estratigráfica, estudo de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos Rift da Fm. Maceió e Fm. Poção - Bacia de Alagoas. Tese de doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 volumes, 398p.

ARIENTI, L.M. 2006. Roteiros Geológicos: Depósitos de Fluxos Gravitacionais da Formação Maceió – Bacia de Alagoas, NE do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v14, n.2, página 357-385.

ASMUS, H. E. BAISCH, P. R. 1983. Geological Evolution of the Brazilian Continental

Margin. Episodes, 4 (1): 3-9.

AVSETH, P., MUKERJI, T., MAVKO, G. 2005. Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press.

AZAMBUJA FILHO, N. C. DE, CRUZ, F. E. G DA, ARIENTI, L. M. E HOOK, S.C. 1998. Sergipe-Alagoas Basin Field. ABGP Digital field trip, n° 1 (CD-ROM).

BRADLEY D.C. 2008. Passive margins through earth history. Earth-Sci. Rev., 91:1-26

CAMPOS NETO O.P., SOUZA LIMA W., CRUZ F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas), 15(2):405-415.

CASTAGNA, J.P., BACKUS, M.M., 1993, AVO analysis-tutorial and review, in Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis. Society of Exploration Geophysicists., p3-37.

CASTAGNA, J. P., AND SWAN, H.W., AND FOSTER, D. J. 1998. Framework for AVO gradient and Intercept interpretation. Society of Exploration Geophysicists.v.63, p. 948–956.

CASTAGNA, J. P., M. L. BATZLE, AND R. L. EASTWOOD, 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks: Geophysics, 50, 571–581.

99

CASTAGNA, J. P.; SWAN. H. W. 1997. Principles of AVO Cross Plotting. The Leading Edge.v.6, n.4, p. 337-344.

CRUZ, L. R. 2008. Caracterização Tectono-estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe. Tese N°24/PPGG. Tese de Doutoramento, UFRN.

DIAS, J. L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase "rift" nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 145p.

Dix, C. H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, 20, 68–86.

DVORKIN, J., NUR, A. 1996, Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea datasets. Geophysics, 61, 1363–1370.

FALKENHEIN, F.U.H. et.al. 1986. Análise da Bacia Sergipe-Alagoas. Relatório Interno da PETROBRAS, s/n, Aracaju, 9 vol. com mapas, PETROBRAS/DEPEX/ CENPES, 210p.

FATTI, J. L., VAIL, P. J., SMITH, G. C., STRAUSS, P. J., LEVITT, P. R., 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the geostack technique: Geophysics, 59, 1362-1376.

FERREIRA, J.V. 1990. Faciologia e características de reservatório das unidades PDO I e PDO IV da Formação Penedo no Campo de Pilar, Bacia de Sergipe– Alagoas. In: Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório, 4, Natal, PETROBRAS, Anais, 1: 419-430.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK, W. U. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, p. 1380-1394, Rio de Janeiro, 1984.

FLORENCIO, C.P., 1996. Geologia dos Evaporitos Paripueira na Porção Alagoana da Bacia de Sergipe/ Alagoas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociência, USP.

FLORENCIO, C. P. & RIBEIRO FILHO, E. 1998. Geoquímica do Bromo em Halitas da sub-bacia evaporítica de Maceió. Revista de Geologia, 11: 5-14

FLORENCIO, C.P., 2001. Geologia dos evaporitos Paripueira na Sub-bacia de Maceió, Alagoas, Região Nordeste do Brasil. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociência, USP.

GASSMANN, F. 1951. Über die elastizität poröser medien. Veirteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich, Zurich, v. 96, n. 1, p. 1-23.

HAMPSON-RUSSELL SOFTWARE SERVICES LTD. 2004. AVO Theory. Extraído de: http://www.ipt.ntnu.no/pyrex/stash/. Acessado em: 01/06/2015.

HAMPSON-RUSSELL SOFTWARE SERVICES LTD. 2010. Lithology PredictionusingSeismicInversionAttributes.Extraídode:http://www.cgg.com/data//1/rec_docs/1918_LithoSI.pdf. Acessado em: 01/06/2015.HAMPSON-RUSSELL. 2013. AVO Workshop part 1. P. 112-113. CGG Company.HAMPSON-RUSSELL SOFTWARESERVICES LTD. 2014.Rock Physics

Templates. Extraído de http://www.cgg.com/technicalDocuments/cggv_0000021343.pdf. Acessado em: 01/06/2015.

HASUI, Y. 2012. Tectônica de Placas. Geologia do Brasil, p. 66-97.

HILTERMAN, F.J. 2001. Seismic Amplitude Interpretation. Distinguished Instructor Series, No. 4. Society of Exploration Geophysicists. European Association of Geoscientists & Engineers.

IHS, 2014., Basin Monitor, Sergipe-Alagoas Basin.

KEAREY, P; BROOKS M.; HILL, I. 2009. Geofísica de Exploração. São Paulo, Oficina de textos.420p.

KNOTT, C. G. 1899. Reflection and Refraction of Elastic Waves with Seismological Applications, Philosophical Magazine 48: 64–97

MOHRIAK, W. U., BASSETTO, M. E VIEIRA, I. S. 1997. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras. Petrobras, 11 (1/2): 84-115.

MENDES, J. M. C.; BACELLAR, P. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da área norte de Maceió – São Luiz do Quitunde – Alagoas. Aracaju: PETROBRAS. DENEST. DIREX. SERINT, 1992. 16 f. il.

NUR, A., MAVKO, G., DVORKIN, J. AND GALMUDI, D. 1998. Critical porosity: a key to relating physical properties to porosity in rocks. The Leading Edge, 17, 357–362.

ØDEGAARD, E. AND AVSETH, P. 2004. Well log and seismic data analysis using rock physics templates. First Break, 22(10), 37–43.

OJEDA, H. A. FUGITA, A. M. 1974. Bacia Sergipe-Alagoas: tectônica, evolução

tecto-sedimentar e perspectivas petrolíferas. In: SBG, XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, RS, Anais, 1: 137-158.

OSTRANDER, W. J. 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence. Geophysics. v. 49, p. 1637-1648.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E. 1978. Geologic framework of the Brazilian continental margin. Geologische Rundsschau, 67 (1): 201-235.

REUSS, A. 1929. Berechung der Fliessgrenzenvon Mischkristallen auf Grund der Plastizitätsbedingung für Einkristalle. Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik, 9, 49–58.

ROSS, C. P. AND KINMAN, D. L. 1995. Nonbright-spot AVO: two examples. Geophysics, 60, 1398–1408.

RUTHERFORD, S. R. WILLIAMS, R. H. 1989. Amplitude versus offset variations in gas sands. Geophysics, 54, 680–688.

SCHALLER, H. 1969. Revisão Estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. Bol. Tec. Petrobras, 12 (1): 21-86.

SHERIFF, R. E. 1975. Factores Affecting Seismic Amplitudes. Geophysical Prospecting. v.23, Issue 1, p. 125-138

SHUEY, R. T. 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics. v. 50, p.609- 614.

SIMM, R., BACON, M. 2014. Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook. Cambridge University Press.

SMIDT, J. M. 2009. Table of elastic constants for isotropic media. The Leading Edge, 28, 116–117.

SOUZA-LIMA, W., ANDRADE, E DE J., BENGTSON, P. E GALM, P. C. 2002. A Bacia Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, edição especial, 34p.

VAN DER VEN, P. H., CAINELLI, C. e FERNANDES, G. J. F. 1989. Bacia Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. Bol. Geoc. Petrobras, 3 (4): 307-319.

VOIGT, W. 1910. Lehrbuch der Kristallphysik. Leipzig: Teubner.

WIGGINS, R., KENNY, G. S. MCCLURE, C. D. 1983. A method for determining and displaying the shearvelocity reflectivities of a geologic formation. European Patent Application 0113944.

YENWONGFAI, H. D. 2011. Compaction, Rock Properties and Avo Modeling in the

102

Goliat Field, Sw Barents Sea. Master Thesis in Geosciences.University of Oslo. 114p.

YILMAZ, O. 1987. Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists - SEG, Tulsa.

YILMAZ, O. 2001. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Volume I, Volume II. Society of Exploration Geophysicists – SEG. ZOEPPRITZ, K. 1919. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, 66-84. Erdbebenwellen VII. VIIb.