

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Análise de atributos AVO e Física de Rochas aplicados na identificação e
caracterização de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas

Elionardo Moraes Pintas

Niterói

2011

ELIONARDO MORAES PINTAS

ANÁLISE DE ATRIBUTOS AVO E FÍSICA DE ROCHAS APLICADOS
NA IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DE HIDRATOS DE GÁS
NA BACIA DE PELOTAS

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentada ao Programa de Graduação em
Geofísica da Universidade Federal
Fluminense, como requisito final para
obtenção do grau de bacharel em
Geofísica.

Orientador:

Marco Antonio Cetale Santos

Co-Orientador:

Pedro Cabrera Pereira da Rosa Junior

NITERÓI

2011

ELIONARDO MORAES PINTAS

Análise de atributos AVO e Física de Rochas aplicados na identificação e caracterização de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas

Trabalho de Conclusão de Curso apresentada ao Programa de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do grau de bacharel em Geofísica.

Aprovada em 28 de Novembro de 2011.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos – Orientador
LAGEMAR/UFF

Pedro Cabrera Pereira da Rosa Junior – Co-Orientador
GEOSÍSMICA

MSc. Fernando Malheiros Roxo da Motta
PANANGEIO

Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos
PETROBRAS/UFF

"Só sei que nada sei."

Sócrates

Resumo

O presente trabalho de pesquisa consiste em utilizar a metodologia da análise AVO em dados sísmicos de reflexão 2D pré-empilhamento para interpretar qualitativamente a presença de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas. Para isso foram gerados atributos de AVO dos horizontes conhecidos como *BSR's* (*bottom simulating reflectors*) e modelados pelo método de física de rochas os possíveis tipos de ocorrência dos hidratos de gás na bacia de Pelotas.

Os hidratos de gás são estruturas cristalinas compostas por moléculas de água em estado sólido que aprisionam moléculas de gás com peso molecular pequeno, o *BSR* é um refletor que mimetiza o fundo marinho demarcando a base da zona de estabilidade para ocorrência dos hidratos de gás.

Os resultados obtidos na interpretação dos atributos AVO do horizonte *BSR* foram comparados ao resultado da modelagem por física de rochas para os vários tipos de ocorrência difundidos na literatura do assunto. Como resultado desta comparação foi traçado um paralelo entre as respostas AVO no dado sísmico, a teoria dos meios efetivos na física de rochas e as características geológicas da bacia de Pelotas.

O dado sísmico foi processado com o objetivo de manter as relações originais de amplitude, utilizando o *software ProMax SeisSpace* da empresa *Landmark/Halliburton* com licença de uso cedida pela empresa Geonunes Ltda. Para a inversão e obtenção/análise dos atributos de AVO foi utilizado o *software RokDoc System* da empresa *Ikon Science*, com licença de uso cedida pela empresa Ikon Science do Brasil.

Abstract

This research work consists in a qualitative interpretation of the gas hydrate occurrence in Pelotas basin, southern Brazil, applying AVO analysis methodology on 2D pre-stack seismic data. For this purpose, AVO attributes of the target horizon BSR (bottom simulating reflector) were generated and the possible types of gas hydrates occurrence in Pelotas basin modeled by the rock physics method assumptions.

The gas hydrates are crystalline structures composed of water molecules in the solid state that trap gas molecules with small molecular weight, BSR is a reflector that mimics the seafloor identifying the base of stability zone of gas hydrates occurrence.

The results achieved in the interpretation of the BSR AVO attributes were compared to the results of rock physics modeling for the various types of occurring types disseminated in the literature. As a result of the comparison was generated a parallel between the responses in AVO seismic data, the effective media theory in rock physics and the geological features of Pelotas basin.

The seismic data was processed in order to keep the original amplitude relationships, using ProMax SeisSpace software from Landmark/Halliburton licensed courtesy from Geonunes Ltda. For the inversion and AVO attributes analysis study, the RokDoc System software from Ikon Science company was used, licensed from Ikon Science do Brasil Ltda.

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a Deus por nunca ter me desamparado nos momentos mais tortuosos deste caminho, é dele que vem a força que encontro para seguir em frente e para ele que peço por todos que estão ao meu lado.

Agradeço a ele também ter me dado os maiores exemplos que eu poderia ter, exemplos de caráter, fé, amor... As pessoas mais sábias, amáveis, companheiras que já conheci, meus pais Eliomar e Iramar e minha irmã Tamires, que sempre me apoiaram e deram todo o suporte e incentivo ao longo da minha caminhada representada aqui por este trabalho. Amo vocês.

A toda minha família, meus avós, tios e primos pelo carinho e preocupação sempre demonstrados.

A todos os meus amigos, da minha turma de 2007, dos meus veteranos e calouros, do pessoal do mestrado e doutorado, saibam que não seria a mesma coisa sem vocês e que agradeço de coração por ter conhecido cada um, muito obrigado por todos os momentos compartilhados. São minha família também!

Aos amigos da Geonunes que me acolheram com tanto carinho e de onde levo muito mais que conhecimento, levo amizades construídas para toda vida.

A Universidade Federal Fluminense, Departamento de Graduação em Geofísica, pelo curso oferecido, na pessoa de cada professor com qual pude aprender sobre esta área tão magnífica e cada funcionário que sempre esteve disposto a ajudar no que fora preciso. Em especial aos professores Alex, Adalberto e Bruno por tornarem viável minha formatura.

Ao meu orientador Marco Cetale, por todo apoio prestado, conhecimento compartilhado, amizade, discussões e sermões necessários!

Ao meu amigo e orientador Pedro Cabrera, por ter me mostrado outra Geofísica, pela paciência, ajuda, transmissão de conhecimento e orientação, sem a qual este trabalho não existiria.

Ao meu amigo Fernando Roxo, por ter me ensinado muito mais que geofísica, ter me ensinado a pensar como um cientista e a nunca perder isso. Muito obrigado por aceitar compor a banca deste trabalho.

Ao professor Rogério Santos, pelas prestimosas idéias e esmero, muito obrigado por aceitar compor a banca deste trabalho.

Sumário

Introdução	15
1. Área de Estudo	19
1.1 Localização	19
1.2 Geologia da Bacia de Pelotas	20
1.2.1 Tectônica	20
1.2.2 Sedimentação.....	22
1.3 Cone do Rio Grande	24
2. Fundamentação Teórica	26
2.1 Hidratos de Gás	26
2.2 Teoria das Técnicas de AVO	31
2.2.1 Atributos de AVO: História e metodologia	31
2.2.2 Atributos de Shuey	34
2.3 Teoria de Física de Rochas	41
2.3.1 Limites elásticos	41
2.3.2 Substituição de Fluidos.....	43
3. Modelagem dos Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas	45
4. Processamento de dados sísmicos para análise AVO.....	55
4.1 Conversão de Formato.....	57
4.2 Geometria	57
4.3 Tratamento de amplitudes.....	59
4.4 Tratamento de sinal.....	60
4.5 Análise de velocidades.....	61
4.6 Migração	63

4.7	Rotação de Fase.....	66
5.	Análise AVO.....	68
5.1	Escolha dos <i>CDP gathers</i>	68
5.2	Identificação do horizonte	68
5.3	Análise das amplitudes com o afastamento fonte-receptor.....	69
5.4	Geração dos Atributos AVO: A (intercepto) e B (gradiente).....	72
5.5	Gráfico Intercepto versus Gradiente	73
6.	Análise dos Resultados.....	74
7.	Conclusão	78
	Referências Bibliográficas.....	79

Índice de Figuras

Figura 01: Demanda energética mundial em milhões de toneladas de óleo equivalente.	14
Figura 1.1: Bacias Sedimentares Brasileiras, no extremo sul localiza-se a Bacia de Pelotas.	18
Figura 1.2: Reconstrução pré-drift da América e da África. Mostrando as principais influências tectono-sedimentares das bacias marginais brasileiras à 115ma.	20
Figura 1.3: Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas mostrando toda a descrição sedimentar.	22
Figura 1.4: Mapa mostrando área do Cone do Rio Grande e a base de dados adquirida junto ao BDEP/ANP, em vermelho a linha sísmica J99B194 processada.	24
Figura 2.1: À esquerda: modelo esquemático mostrando uma estrutura de hidrato de gás. Molécula de metano (CH_4) está aprisionada dentro de moléculas de água (H_2O), notar as pontes de hidrogênio. À direita: grande plug de hidrato retirado de perfuração da PETROBRAS.	25
Figura 2.2: Variantes para geração dos hidratos em ambiente marinho. Notar o contraste de velocidade entre a zona de gás livre e a zona de estabilidade dos hidratos de gás.	26
Figura 2.3: Seção sísmica dip 0228-0312.	27
Figura 2.4: Mesma seção sísmica dip 0228-0312.	27
Figura 2.5: Detalhe da seção sísmica empilhada mostrando o fundo do mar e o BSR com polaridade invertida.	28
Figura 2.6: Partição de energia na interface: onda P incidente, ondas P e S refletidas e transmitidas.	31

Figura 2.7: Gráfico mostrando como a Refletividade varia com o ângulo de incidência, e assim há a separação em classes, Classes retiradas de Castagna et al (1993).	36
Figura 2.8: Horizonte selecionado na seção empilhada, neste exemplo o horizonte alvo é identificado aos 650ms.	37
Figura 2.9: CMP's selecionados com o horizonte identificado.	37
Figura 2.10: Regressão Linear com amplitudes de um CMP do horizonte escolhido.	38
Figura 2.11: AVO Crossplot. (neste exemplo estão confrontados os atributos intercepto versus gradiente).	38
Figura 2.12: Exemplo de gráfico cruzado com a "mudrock line" evidenciada por Castagna (1985).	39
Figura 2.13: Limites utilizados para obtenção do módulo de compressibilidade a partir da porosidade.	42
Figura 3.0: Vários tipos de ocorrência do hidrato de gás nas margens continentais: a) disseminado nos poros da rocha matriz (cimentando-a ou preenchendo os poros), b) como nódulos ou corpos segregados, c) maciço em fraturas, d) maciço no fundo marinho.	44
Figura 3.1: Modelo A: Hidratos em verde cimentando os grãos em cinza.	46
Figura 3.2: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo A, hidrato agindo cimentando os grãos.	46
Figura 3.3 : Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo A. Lembrando que a amplitude é normalizada.	47
Figura 3.4: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo A.	47
Figura 3.5: Modelo B - Hidrato de gás em verde como conteúdo de poro dos grãos em cinza.	48

Figura 3.6: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo B, hidrato agindo como conteúdo de poro.	48
Figura 3.7: Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo B. Lembrando que a amplitude é normalizada.	48
Figura 3.8: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo B.	49
Figura 3.9: Modelo C - Hidrato de gás em verde como corpo segregado nos grãos de folhelho em cinza.	49
Figura 3.10: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo C, hidrato agindo como corpo segregado.	50
Figura 3.11: Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo C. Lembrando que a amplitude é normalizada.	50
Figura 3.12: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo C.	50
Figura 3.13: Linha sísmica utilizada como base para o modelo construído para análise de física de rochas.	51
Figura 3.14: Modelo gerado a partir da linha sísmica 228-312. Azul = água do mar, cinza = hidrato de gás, vermelho = folhelho + gás livre.	52
Figura 4.1: Sequência de processamento aplicada a linha sísmica.	56
Figura 4.2: Registro (shot gather) somente com geometria aplicada.	58
Figura 4.3: Cobertura CMP, cobertura nominal máxima de 100 traços por posição (full fold).	59
Figura 4.4: Recuperação de perda por divergência esférica, acima corrigido e abaixo sem correção.	60
Figura 4.5: Janela de deconvolução nos CDP's 6200 e 5200.	61
Figura 4.6: Espectro de frequência anterior a filtragem à esquerda e espectro após filtragem à direita.	62
Figura 4.7: Ilustração de uma interpretação de análise de Velocidades.	63

Figura 4.8: Modelo de velocidades utilizado na migração, velocidades variam de 1500 a 1950 m/s.	64
Figura 4.9: CDP gathers após migração.	65
Figura 4.10: CDP gathers após migração com sobretempo normal corrigido.	65
Figura 4.11: CDP gathers após migração com sobre tempo normal corrigido e silenciamento do estiramento e silenciamento pré primeira quebra.	66
Figura 4.12: Migração Kirchhoff pós empilhamento sem silenciamento pré primeira quebra aplicado.	66
Figura 4.13: Migração Kirchhoff pré empilhamento em tempo (PSTM) sem silenciamento pré primeira quebra aplicado.	67
Figura 4.14: Migração Kirchhoff pré empilhamento em tempo (PSTM) com silenciamento pré primeira quebra aplicado.	67
Figura 5.1: Identificação do horizonte alvo na seção sísmica empilhada.	69
Figura 5.2: À esquerda demarcação do horizonte de interesse em vários intervalos de CDP feito no visualizador do software de processamento sísmico utilizado, à direita ampliação na seção sísmica do mesmo intervalo de análise na sísmica empilhada.	70
Figura 5.3: Demarcação do horizonte de interesse no CDP 936 feito no software de análise de física de rochas e atributos AVO.	70
Figura 5.4: Ampliação na seção sísmica dos CDP's analisados.	71
Figura 5.5: Resultado da análise AVO para o CDP 850.	71
Figura 5.6: Resultado da análise AVO para o CDP 936.	72
Figura 5.7: Resultado da análise AVO para o CDP 1300.	72
Figura 5.8: Exemplo do cálculo dos atributos intercept e gradiente, em preto os atributos A e B.	73

- Figura 5.9: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o CDP 850. 74
- Figura 5.10: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o CDP 882. 74
- Figura 5.11: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o horizonte alvo no CDP 902. 74
- Figura 6.1: Classificação segundo Castagna (1993) e Rutherford (1989) para as regiões do gráfico Intercept x Gradiente. 75
- Figura 6.2: Comparação entre os gráficos de amplitude variando com offset da modelagem - hidrato agindo como cimento na rocha - (a esquerda) e da análise no dado real para o CDP 850 (a direita). 76
- Figura 6.3: Comparação entre os gráficos Intercept por Gradiente da modelagem - hidrato agindo como cimento na rocha - (a esquerda) e da análise no dado real para o CDP 850 (a direita). 76
- Figura 6.4: Zona de estabilidade do hidrato de gás numa margem continental passiva. 77

Introdução

As demandas energéticas mundiais crescem de maneira sistemática nos últimos anos, e as previsões recentes indicam que este crescimento permanecerá aquecido pelas próximas décadas. (gráfico presente na figura 1 mostrando a demanda energética primária mundial separada por combustíveis, em milhões de toneladas de óleo equivalente).

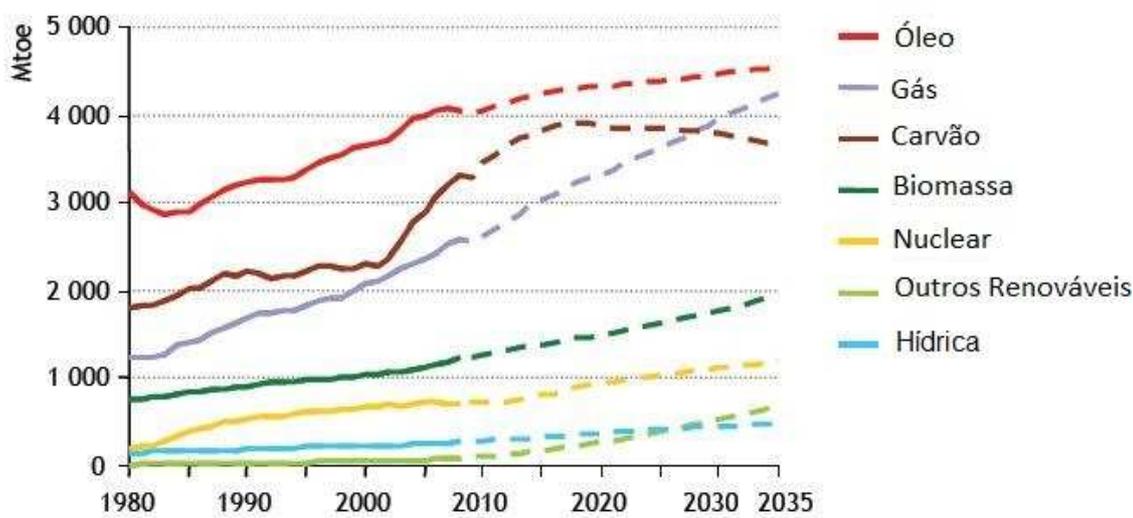


Figura 01: Demanda energética mundial em milhões de toneladas de óleo equivalente (modificado de Agencia Internacional de Energia - IEA).

Os combustíveis fósseis e seus derivados continuam sendo elementos chave na matriz energética global, no entanto a exploração e exploração destas *comodities* vem sofrendo uma pressão demasiada de diversos setores da comunidade internacional, ou seja, a questão ambiental e suas variações.

O Brasil vem se apresentando como uma personagem cada vez mais destacada no cenário mundial no que diz respeito às descobertas e produção de hidrocarbonetos, atraindo de forma considerável a atenção de investidores neste setor altamente competitivo e dinâmico.

Frente a esta dualidade, produção energética – responsabilidade ambiental, a geofísica vem se mostrando como um campo do conhecimento capaz de responder aos desafios constantes que as atividades de exploração impõe aos profissionais desta área.

Os métodos indiretos de prospecção geofísica, algo como o estudo da Terra utilizando medidas físicas tomadas na sua superfície, fazem parte da primeira abordagem no ambiente *Upstream* (exploração e produção). Dentre estes métodos, o sísmico – sobretudo o de reflexão – é largamente utilizado, dado que apresenta maior abrangência em área e definição razoável das feições geológicas, quando comparado a um método de aquisição direto, como a perfilagem geofísica de poços. Neste sentido a recorrente utilização da sísmica de reflexão é justificada não só pelo seu caráter técnico, mas pelo seu menor custo benefício na descoberta e ampliação de áreas produtoras, sendo atualmente a mola mestra das atividades exploratórias da indústria de hidrocarbonetos.

Os atributos sísmicos (em especial os Atributos de AVO) são uma forma de viabilizar uma melhor interpretação de dados sísmicos, extraindo informações geológicas e físicas da subsuperfície. (Taner, 1992) destacou que atributos sísmicos caracterizam-se por serem todas as informações obtidas de um dado sísmico, seja por medidas diretas ou por experiências baseadas em raciocínio lógico, ou seja, uma medida quantitativa das características sísmicas de interesse (Chopra & Marfurt, 2005).

A principal forma de detecção em larga escala dos hidratos de gás é a sísmica de reflexão, na qual é analisado um padrão sísmico principal na identificação deste: o *BSR* (*Bottom Simulating Reflection*). No Cone do Rio Grande, as ocorrências dos hidratos de gás estão associadas, principalmente, ao *BSR*. O *BSR* caracteriza-se por ser um refletor paralelo ao fundo marinho com um coeficiente de reflexão negativo causado pelo contraste de impedância acústica entre a zona de estabilidade dos hidratos de gás (alta velocidade) e a região sotoposta, de baixa velocidade.

Cada vez mais a pesquisa acerca dos hidratos de gás torna-se relevante, pois as reservas de hidratos de gás podem vir a ser uma nova fonte de energia, há grande potencial para isso ao redor do globo (Kvenvolden, 1993).

Dentro desta mesma perspectiva os riscos na exploração petrolífera, como movimentos de massa em taludes onde plataformas estão assentadas

podem ser diminuídos com o entendimento da responsabilidade dos hidratos de gás no desencadeamento de deslizamentos ou fluxos de massa em áreas instáveis (onde geralmente se formam). Com a crescente preocupação acerca das questões ambientais, o correto entendimento de ocorrências naturais torna-se relevante visto que alterações climáticas importantes podem ter sido geradas como conseqüência do escape de gás metano devido às quedas eustáticas ou instabilidade de taludes gerando escorregamentos de massa (Carpenter, 1981).

O projeto consiste em utilizar a metodologia da análise AVO (*amplitude variation with offset*) em dados sísmicos de reflexão 2D para interpretar qualitativamente a presença de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas. Para isso foram gerados atributos de AVO dos horizontes conhecidos como *BSR's*. Estes horizontes são identificados em seções sísmicas empilhadas e simulam o refletor do fundo marinho, mas com polaridade invertida; eles marcam a base da zona de estabilidade dos hidratos de gás. Onde as camadas geológicas confundem-se com o horizonte alvo, estes podem não ser facilmente identificados. Esta dificuldade de identificação do *BSR* gera a necessidade de outra forma de abordagem para identificação dos hidratos de gás.

Para tal estudo foram utilizados dados sísmicos de reflexão adquiridos junto ao BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção) da ANP (Agência Nacional de Petróleo). Tal dado sísmico passou por um processamento de sinal voltado à preservação das relações de amplitude necessária para a prática da técnica de AVO. Uma vez processado o dado, foram geradas seções dos atributos selecionados que melhor identificam os refletores (no caso o *BSR*). O processamento da linha sísmica 2D foi realizado utilizando o software *ProMax SeisSpace* da empresa *Landmark/Halliburton*. Para a inversão e obtenção/análise dos atributos de AVO foi utilizado o software *RokDoc System* da empresa *Ikon Science*.

O objetivo deste trabalho é identificar através dos atributos de AVO a ocorrência de hidratos de gás na Bacia de Pelotas, já identificados por perfurações do *ODP (Ocean Drilling Program)* e interpretações de Fontana (1989) e Barros (2009). Também é objetivo fazer uma correspondência deste

atributo com as propriedades físicas e geológicas das zonas de estabilidade dos hidratos de gás e das ocorrências de gás livre abaixo deste.

Outro objetivo é identificar o modelo de ocorrência dos hidratos de gás na bacia de Pelotas, explicar a formação modelando as distribuições de hidratos de gás e propor a que melhor encaixa-se com a resposta encontrada na análise dos atributos AVO no dado real.

No primeiro capítulo é apresentada a área de estudo onde se localiza o cone do Rio Grande, local de ocorrência do hidrato de gás na bacia de Pelotas, região sul do Brasil.

No capítulo seguinte há uma explanação acerca dos hidratos de gás e fundamentação teórica acerca da técnica de análise da amplitude variando com o afastamento fonte-receptor e dos modelos de física de rochas.

O terceiro capítulo apresenta uma modelagem dos hidratos de gás na bacia de Pelotas.

O processamento dos dados sísmicos é descrito no quarto capítulo.

No quinto capítulo é abordada a análise AVO com a metodologia de trabalho aplicada aos dados do projeto.

O sexto capítulo apresenta as discussões acerca dos resultados encontrados na pesquisa e no sétimo capítulo a conclusão.

1. Área de Estudo

1.1 Localização

A área deste trabalho está inserida ao sul da margem continental leste brasileira, também designada divergente. Mais precisamente na sub-bacia sul da Bacia de Pelotas.

A bacia de Pelotas localiza-se no extremo sul da margem continental brasileira, limitada na altura da ilha de Florianópolis ao norte e o limite territorial com o Uruguai ao sul. Geologicamente seus limites são o alto de Florianópolis e alto de Polônio, este se situa na plataforma continental uruguaia, respectivamente ao norte e sul da bacia. A porção brasileira da bacia abrange uma área de 210.000 km² entre a costa e a cota batimétrica de 2000m, sendo 44.000 km² emersos.

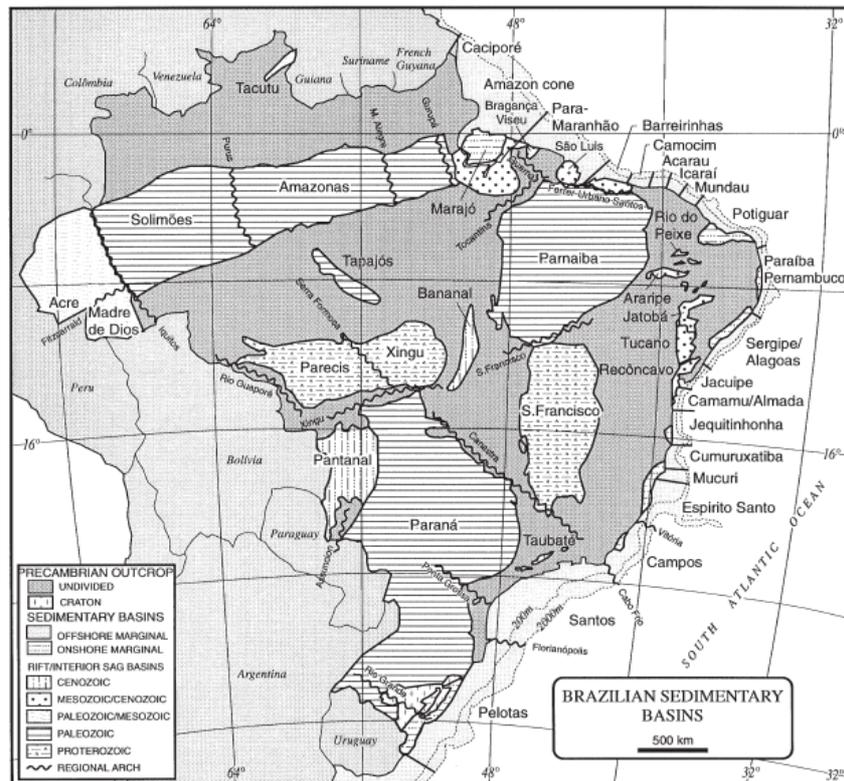


Figura 1.1: Bacias Sedimentares Brasileiras, no extremo sul localiza-se a Bacia de Pelotas, retirado de (Mohriak et al, 1995).

1.2 Geologia da Bacia de Pelotas

1.2.1 Tectônica

A Bacia de Pelotas, assim como as demais bacias marginais leste brasileiras, é resultante do processo de estiramento litosférico gradativo que culminou com a separação do supercontinente Gondwana, há aproximadamente 170ma, (Asmus, 1975). O processo de separação desenvolveu-se do sul para norte.

A evolução tectônica da bacia de Pelotas é dividida em duas fases bem distintas (Fontana, 1996): Fase Rift e Fase Pós-rift. Porém (Silveira e Machado, 2004) a dividiram em três etapas: Rift, Pós-rift e Drift. Apesar desta diferença numérica, as duas se assemelham bastante, ou seja, (Fontana, 1996) agrupa as fases Pós-rift e Drift em uma só, chamada de fase Pós-rift.

Na Fase Rift ocorreu o processo de estiramento litosférico gradativo supracitado no então continente Gondwana, que culminou com a separação dos continentes africano e sul-americano.

Com o processo, rochas sedimentares paleozóicas e rochas pré-cambrianas (granitos e gnaisses por exemplo) foram fragmentadas, implantando assim um Rift Intracontinental atuante nas áreas hoje ocupadas pela região costeira dos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul.

Nesta mesma etapa Rift, rochas basálticas extrudiram sobre a crosta continental. Durante e após esta etapa falhas antitéticas ocorreram e sedimentos da fase sin-rift foram depositados dentro dos grábens e meio-grábens. Um maior número de falhas sintéticas é encontrado nas regiões de talude e sopé continentais da bacia.

Na Fase Pós-rift, após a ruptura da crosta e subida da astenosfera começou a busca por equilíbrio isostático, iniciando o processo de subsidência térmica (Fontana, 1996). No Aptiano, com o avanço desta subsidência e espalhamento do assoalho oceânico um espesso prisma sedimentar começou a soterrar a sequência da Fase Rift.

A partir do início da deriva continental e com a interrupção dos falhamentos de blocos houve a fase de colapso da margem, com subsidência acentuada, onde mesmo com uma subida do nível do mar duradoura houve deposição de cunhas de clásticos.

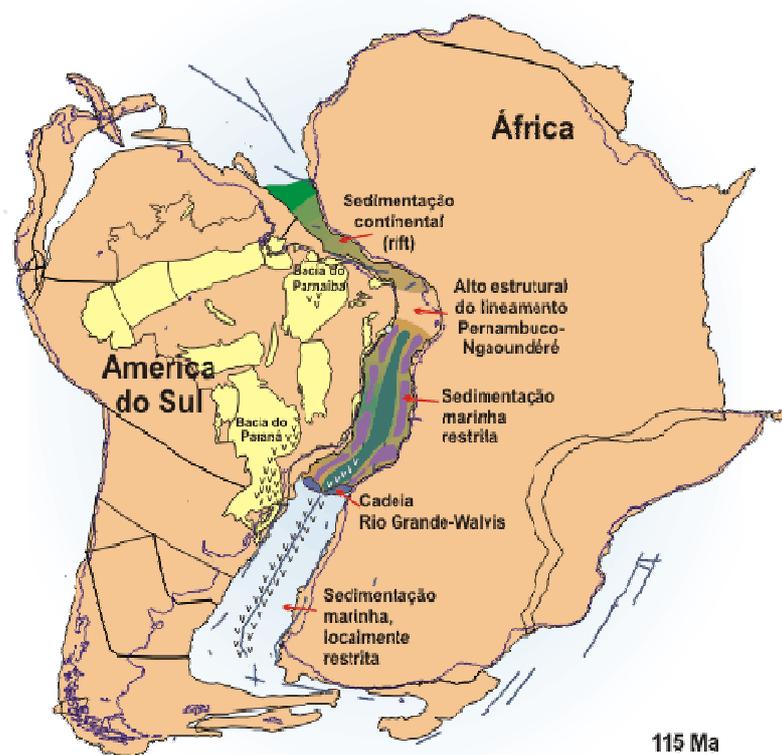


Figura 1.2 – Reconstrução pré-drift da América e da África. Mostrando as principais influências tectono-sedimentares das bacias marginais brasileiras à 115ma (retirado de Souza-Lima e Hansi Jr, 2003).

1.2.2 Sedimentação

A carta estratigráfica da bacia de Pelotas também divide a sua seção estratigráfica em três grandes unidades (Dias et al, 2007):

Megassequência Pré-Rift: representada pelas unidades paleozóica/mesozóica da Bacia do Paraná, ou seja, vulcânicas e sedimentos da Bacia do Paraná;

Megassequência Rift: Basaltos da Formação Imbituba e sedimentos conglomeráticos siliciclásticos da Formação proximal Cassino.

Megassequência Pós-Rift: Subdivide-se em quatro sequências (Dias et al, 2007), a primeira é a Sequência Aptiana/Albiana, formada por vulcânicas da Formação Curumim e no topo, carbonatos da Formação Porto Belo. A segunda é do Neo-Cretáceo, formada pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Tramandaí, pelos pelitos distais da Formação Atlântida, na Formação Cidreira evidenciam-se complexos deltaicos e na Formação Imbé os complexos turbidídicos. A terceira é uma continuação das Formações Cidreira e Imbé (arenitos delgados e folhelhos espessos respectivamente). A quarta e mais recente tem caráter progradante, é a mais espessa de todas (principalmente no Cone do Rio Grande) e composta pelos folhelhos de água profunda.

1.3 Cone do Rio Grande

O Cone do Rio Grande é o principal depocentro da Bacia de Pelotas, atinge 12 mil metros de espessura sedimentar sendo que 11km de sedimentos são da sequência Pós-Rift. Ele situa-se em frente à Lagoa dos Patos, é alongado à Leste, abrange sopé e talude continental começou a ser formado principalmente a partir do Oligoceno e a origem dos sedimentos que o formaram ainda não é uma unanimidade (Gomes et al, 1993).

Alguns autores atrelam sua formação a sistemas fluviais como os rios Camaquã e Jacuí, que podem ter sido grandes drenagens no passado, e que conduziriam sedimentos em forma de canais na direção da costa a partir do Mioceno inferior. Canais pretéritos foram mapeados e sustentam esta teoria (Martins et al, 1972).

Outra hipótese seria a de que uma confluência de correntes de fundo oceânico, a *North Atlantic Deep Water (NADW)*, profunda de norte para sul, a Corrente do Brasil, também fluindo de norte para sul e as Correntes das Malvinas e a *Antartic Intermediate Water (AIW)*, que fluem de sul para norte, as direções opostas formariam a progradação sedimentar (Silveira et al, 2004).

Atualmente, com análise de ecobatímetros e estudos dos sedimentos do fundo submarino, sedimentos do Rio da Prata são depositados no cone proximal (Rosa, 2007). Atualmente também é identificada uma feição erosional na porção mais ao sul do Cone do Rio Grande, provavelmente causada por corrente de fundo. Tal feição é possível formadora da Cadeia Sedimentar do Rio Grande (Gorini, 2010).

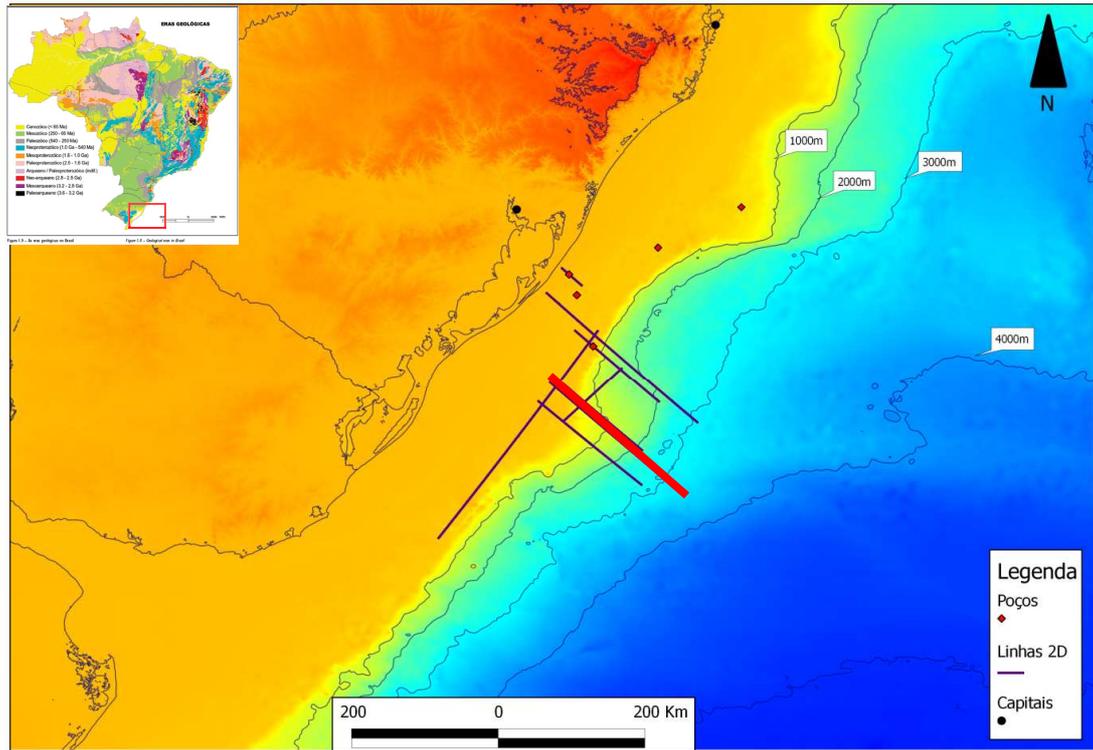


Figura 1.4: Mapa mostrando área do Cone do Rio Grande e a base de dados adquirida junto ao BDEP/ANP, em vermelho a linha sísmica J99B194 processada.

2. Fundamentação Teórica

2.1 Hidratos de Gás

Os hidratos de gás, ou do latim *clatratos (gaiola)*, caracterizam-se como estruturas cristalinas compostas por moléculas de água em estado sólido e por gases com peso molecular pequeno. As moléculas de água são responsáveis pela formação de uma estrutura cristalina que possibilita o aprisionamento de moléculas de gás, como metano e dióxido de carbono, no interior da estrutura (Sloan, 1998). Também de acordo com Sloan, estes são estáveis a altas pressões e baixas temperaturas, sendo linearmente dependentes da pressão e exponencialmente da temperatura.

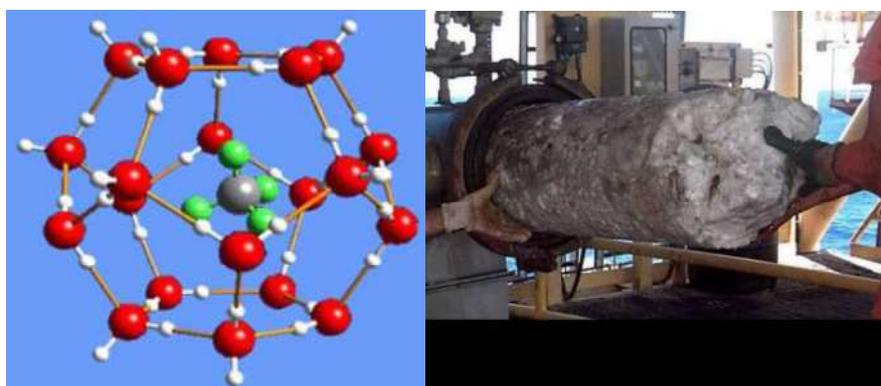


Figura 2.1: À esquerda: modelo esquemático mostrando uma estrutura de hidrato de gás. Molécula de metano (CH_4) está aprisionada dentro de moléculas de água (H_2O), notar as pontes de hidrogênio (retirado de Marajan, 2006). À direita: grande plug de hidrato retirado de perfuração da PETROBRAS (retirado de CGHR, 2005).

A espessura da zona de estabilidade de hidratos de gás na margem continental é controlada pela pressão hidrostática e pelo gradiente de temperatura que existe dentro dos sedimentos (Melo, 2009). Uma lâmina d'água mais profunda permite uma espessura maior da zona de estabilidade de hidratos de gás, isso porque a temperatura de derretimento fica mais alta neste ambiente.

Os hidratos de gás podem ser encontrados na natureza nos poros intersticiais dos sedimentos (Kvenvolden, 1993); (Lorenson e Kvenvolden, 2001), agindo como cimento da rocha ou maciço (Sava, 2006). Em ambientes

marinhos podem ocorrer na plataforma continental ou em mar profundo, como em áreas de talude e elevação continental. Nestes ambientes está intimamente ligado à presença de grandes progradações sedimentares ou regiões de compressão tectônica. A zona de estabilidade de hidratos de gás está limitada pela intersecção da curva de estabilidade do clatrato com a curva de temperatura dentro dos sedimentos marinhos (Clennell, 2000).

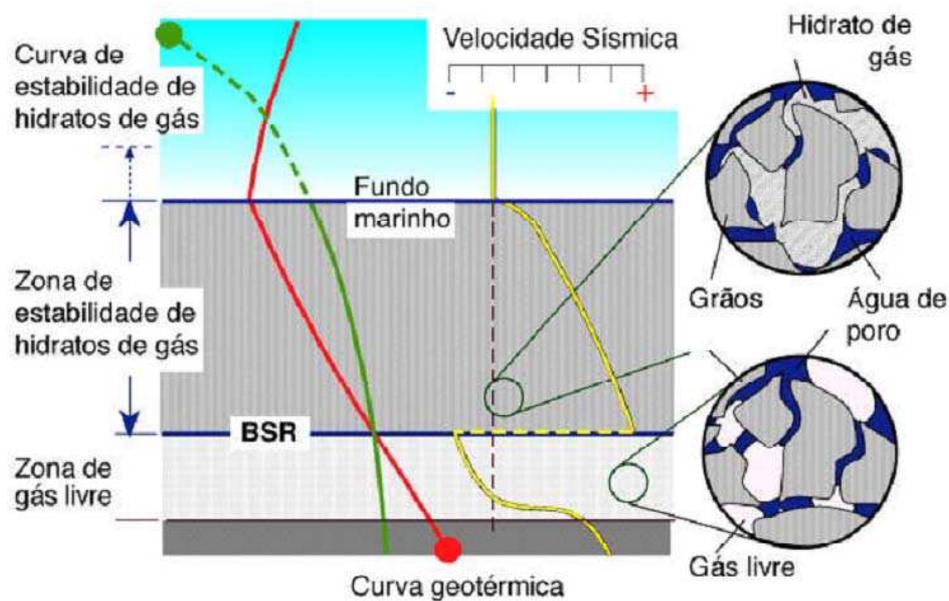


Figura 2.2: Esquema mostrando as variantes para geração dos hidratos em ambiente marinho. Notar o contraste de velocidade entre a zona de gás livre e a zona de estabilidade dos hidratos de gás. Retirado de (Clennell, 2000).

Segundo (Tanaka, 2003), hidratos podem ser de origem biogênica ou termogênicos, na bacia de Pelotas os hidratos de gás tem origem biogênica em sua maioria (Fontana, 1996). Nas figuras 2.3 e 2.4 pode ser observada a interpretação de linhas sísmicas de reflexão, que é a principal forma de indicação de hidratos de gás em ambientes marinhos.

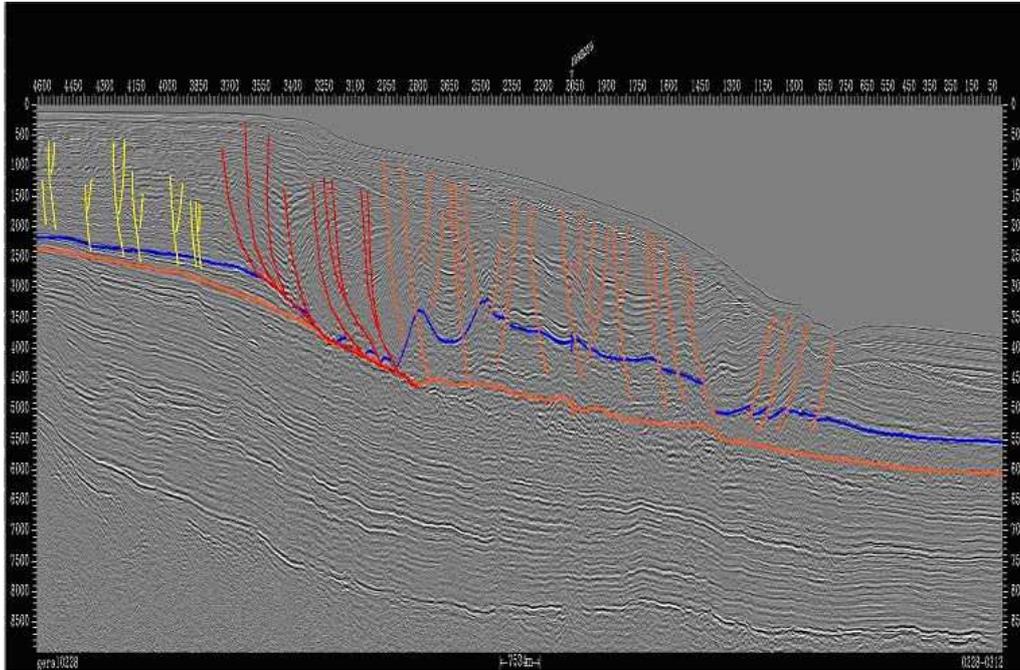


Figura 2.3: Seção sísmica /dip/ 0228-0312. Retirado de (Rosa, 2007).

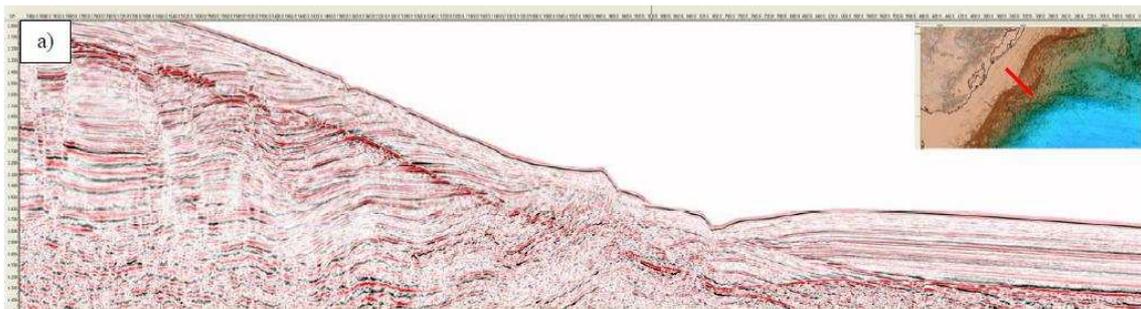


Figura 2.4: Mesma seção sísmica /dip/ 0228-0312. Modificado de (Barros, 2009).

Modelagens acerca dos hidratos de gás também são importantes meios de entender suas características de ocorrência e interpretação via método sísmico de reflexão. Modelagens como as que tem o objetivo de estimar as propagações das ondas sísmicas em ambientes com a presença dos hidratos de gás.

A velocidade de propagação da onda sísmica compressional nos hidratos de gás é da ordem de 2200m/s enquanto para os sedimentos abaixo do BSR (associados a gás livre) é por volta de 1600m/s (Tinivella, 2008). Como na água do mar a velocidade da onda sísmica é por volta de 1500m/s e aproximadamente 1800m/s nas camadas sedimentares mais superiores, há um coeficiente de reflexão positivo. Admitindo densidades aumentando com a profundidade. Já na interface do *BSR* o contraste de uma velocidade alta para uma velocidade relativamente mais baixa gera um coeficiente de reflexão negativo. Esse contraste de velocidade é responsável pela polaridade invertida do *BSR* em relação ao horizonte do fundo do mar, evidenciado na figura 2.5.

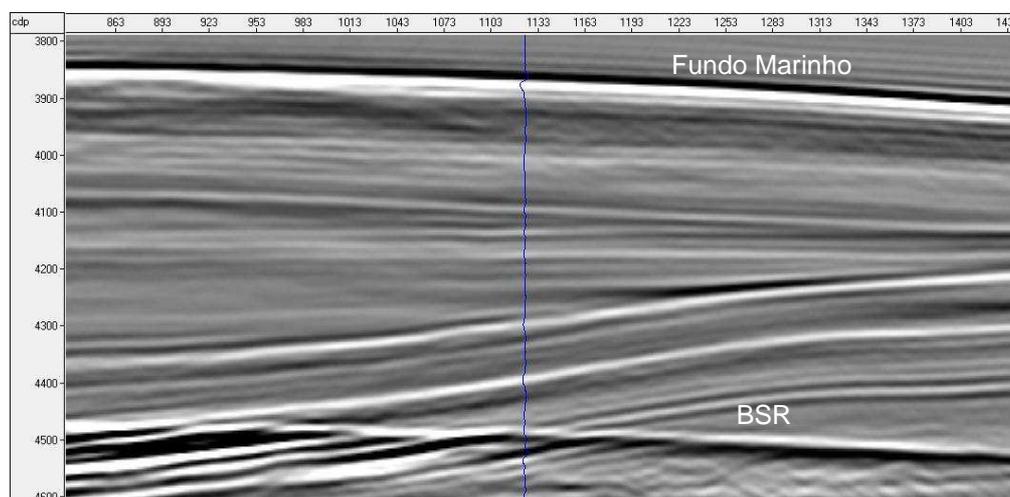


Figura 2.5: Detalhe da seção sísmica empilhada mostrando o fundo do mar e o BSR. Notar polaridade invertida

A detecção dos hidratos de gás numa região nem sempre é muito clara devido à deposição sedimentar local, se as estratificações forem plano-paralelas ao fundo oceânico, acarretará numa camuflagem do *BSR*.

(Fontana, 1989) e (Barros, 2009) descreveram estratigraficamente e por meio de atributos sísmicos os hidratos de gás na bacia de Pelotas, este

trabalho tem como objetivo identificar, por meio da análise de AVO, estes mesmos hidratos.

2.2 Teoria das Técnicas de AVO

2.2.1 Atributos de AVO: História e metodologia

Até a década de 1970 o principal indicador de hidrocarbonetos era o alto contraste de impedância registrado em seções sísmicas empilhadas como observado por (Domenico, 1982). Ou seja, o domínio de análise era o da refletividade por incidência normal de onda e a natureza da mesma, era fundamentalmente acústica. A grandeza física de importância relevante era a impedância acústica, o contraste acentuado de impedância ente as camadas era indício da presença de gás: *bright spot*, *dim spot*, reversão de polaridade, etc.

Como as falhas na utilização ou abordagem incorreta condenavam a teoria, segundo (Popper, 1974) a ineficácia do método em muitas circunstâncias desacreditavam - em parte - a técnica.

(Ostrander, 1984) propôs uma mudança no domínio de análise: o foco do estudo passou a ser o dado sísmico no domínio do *CMP*, ou seja, dado pré-empilhado. Ostrander usa o conceito desenvolvido por (Zoeppritz, 1919) de que a refletividade, em meios elásticos, varia com o ângulo de incidência. As equações de Zoeppritz nos aproximam o valor das amplitudes como funções do ângulo de incidência. Por meio da elaboração de alguns modelos, Ostrander demonstra possíveis comportamentos esperados para a variação da amplitude segundo o *offset* em casos comuns de *bright spot*, como arenitos reservatórios de baixa impedância encaixados em folhelhos.

Nestas ponderações reafirma as observações de (Koefoed, 1955) nas quais infere a importância do contraste entre as razões de Poisson como grandeza que mais afeta o comportamento da refletividade em função do ângulo de incidência.

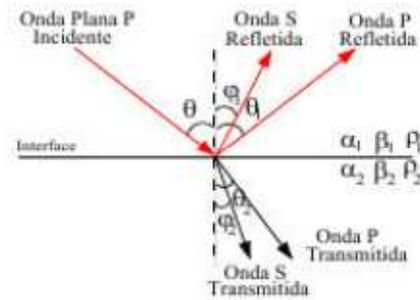


Figura 2.6: Partição de energia na interface: onda P incidente, ondas P e S refletidas e transmitidas

Nas décadas seguintes a pesquisa se concentrou nas aproximações das equações de Zoepritz para o caso de uma Reflexão do tipo P-P (de maior interesse para sísmica de exploração). (Aki e Richards, 1980) propõe uma aproximação matemática para expressão do coeficiente de reflexão P-P com intuito dar um caráter prático a mesma.

$$R(\theta) = \left[\frac{1}{2} (1 + \tan(\theta)^2) \right] \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \left[4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin(\theta)^2 \right] \frac{\Delta\beta}{\beta} + \left[\frac{1}{2} (1 - 4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin(\theta)^2) \right] \frac{\Delta\rho}{\rho}$$

$\alpha = (\alpha_1 + \alpha_2) / 2$ é a média entre as velocidades P

$\Delta\alpha = (\alpha_2 - \alpha_1)$

$\beta = (\beta_1 + \beta_2) / 2$ é a média entre as velocidades S

$\Delta\beta = (\beta_2 - \beta_1)$

$\rho = (\rho_1 + \rho_2) / 2$ é a média de densidade

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

(Eq. 1)

A aproximação possui três termos: termo de $\Delta\alpha/\alpha$ descrevendo a alteração fracional sofrida pela velocidade de onda P; termo de $\Delta\beta/\beta$ descrevendo a alteração fracional sofrida pela velocidade de onda S e termo de $\Delta\rho/\rho$ descrevendo a alteração fracional sofrida pela densidade entre os meios na interface.

Neste segundo momento histórico, a análise passava a se concentrar no dado sísmico pré-empilhamento e outras grandezas elásticas, além da impedância acústica, são direcionadas como foco das pesquisas.

O conceito de atributos de AVO (Amplitude Versus Offset) é introduzido: diferentes rearranjos da aproximação de Aki e Richards (Tabela 1) são elaborados visando ressaltar diferentes grandezas elásticas ou termos que as contenham.

O paradigma passa a ser: uma vez munidos destas aproximações, obter estes parâmetros elásticos do meio a partir do comportamento das amplitudes nos *CMPs* em função do ângulo de incidência (via *offsets*) por meio do problema inverso. Uma vez obtidos, estes parâmetros seriam então representados sobrepostos à seção sísmica ou dispostos em gráficos cruzados a fim de ressaltar anomalias.

Um parâmetro robusto seria um único parâmetro (ou dois em gráfico cruzado) capaz de identificar anomalias de gás independente do estado de consolidação do arenito reservatório.

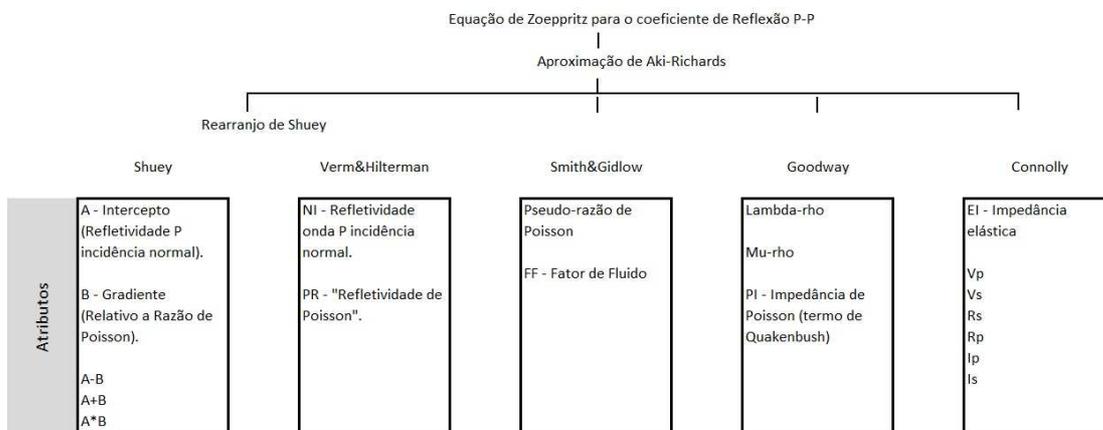


Tabela 1: Rearranjos da aproximação de Aki e Richards gerando os mais variados Atributos de AVO.

Partindo das aproximações acima citadas descreveremos os atributos e as técnicas utilizadas para identificá-los.

2.2.2 Atributos de Shuey

(Shuey, 1985) propôs um novo rearranjo da aproximação de Aki e Richards segundo a equação abaixo:

$$R(\theta) = \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - 4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta\beta}{\beta} - 2 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

(Eq. 2)

Nesta aproximação, o autor reconhece o primeiro termo como sendo o coeficiente de reflexão dado a incidência normal (A).

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

(Eq. 3)

Partindo das considerações de (Koefoed, 1955), ele tenta ressaltar na sua formulação a razão de Poisson. Para isso expressa a razão de Poisson como a expressão abaixo (Eq. 4) e introduz o resultado no lugar da velocidade de onda S (Eq. 5).

$$\beta^2 = \frac{1}{2} \left(\frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \right) \alpha^2 \text{ (Eq. 4);}$$

Com

$$\Delta\sigma = (\sigma_2 - \sigma_1)$$

e

$$\sigma = (\sigma_2 + \sigma_1) / 2$$

$$R(\theta) = A + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \left(2 \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \left(\frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \right) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

(Eq. 5)

Para ângulos pequenos (entre 0° e 30°) o terceiro termo pode ser omitido, restando apenas o primeiro e o segundo termo postos da seguinte forma.

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

(Eq. 6)

A equação ficou conhecida como equação de Shuey de dois termos. O primeiro termo é denominado de Intercept (A) e o segundo coeficiente de gradiente (B). O gradiente tem relação com o contraste entre as razões de Poisson (notar a dependência com ângulo de incidência) e portanto guarda informação dos fluidos saturantes dos poros da rocha, já o Intercept é relacionado com a refletividade de onda P à incidência normal. Os dois coeficientes constituem os primeiros atributos de AVO. O atributo intercept é o coeficiente linear na equação 6 e o atributo gradiente é o coeficiente angular na mesma equação.

(Wiggins et al, 1984) introduzem a notação da refletividade de onda S (R_s) na equação de Shuey de 3 termos, como um análogo do A (refletividade da onda P).

$$R_s = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right)$$

(Eq. 7)

$$R(\theta) = A + \left(A - 8 \frac{\beta^2}{\alpha^2} R_s \right) \sin^2 \theta + \left(2 \frac{\beta^2}{\alpha^2} - \frac{1}{2} \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} \sin^2 \theta$$

(Eq. 8)

Considerando que $\beta/\alpha=0.5$, ou seja a velocidade de onda P é o dobro da onda S, podemos omitir o último termo:

$$R(\theta) = A + (A - 2R_s) \sin^2 \theta$$

(Eq. 9)

Portanto:

$$B = A - 2R_s$$

(Eq. 10)

E:

$$R_s = \frac{1}{2}(A - B)$$

(Eq. 11)

Deste modo, a partir do intercept e gradiente podemos inferir um novo atributo: refletividade da onda S (R_s).

Coube a (Castagna, 1993) desenvolver o arcabouço para utilização das concepções de (Shuey, 1985). (Castagna, 1993) lançou as bases de uma metodologia características das primeiras implementações da Análise de AVO, assim como formalizou os primeiros atributos. Neste método une as idéias de (Shuey, 1985) com a classificação de (Rutherford et al, 1989) que propunha a existência de 3 classes de arenitos saturados por gás:

- Classe I (Areias de alta impedância): Areias consolidadas com altas velocidades intervalares. Possui impedância maior do que meio encaixante.
- Classe II (Dim Spot ou Areias Intermediárias): Areias com impedância próximas às do meio encaixante e que possui como característica principal a inversão da polaridade com a distância.
- Classe III (Bright Spot ou areia com baixa impedância): Areias inconsolidadas com baixa velocidade intervalar de propagação das ondas. A impedância acústica é menor do que a do meio encaixante.

(Castagna et al, 1993) propôs ainda uma nova classe:

- Classe IV: Similar à classe III, com adendo de que as rochas encaixantes são mais rígidas e possuem maiores velocidades de propagação. São relativamente raros e ocorrem quando areias

maleáveis, de menores constantes elásticas relativas às encaixante, saturadas com gás são trapeadas por rochas mais duras como o folhelho. Dificil detecção de fluidos.

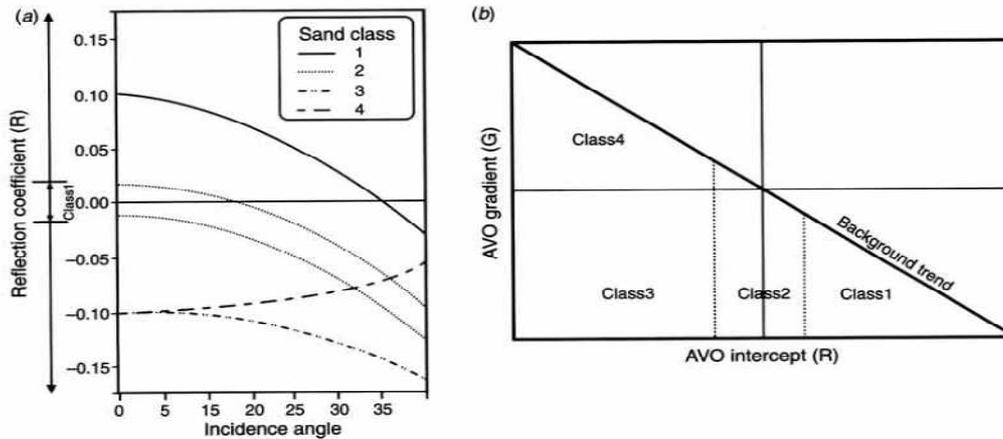


Figura 2.7: Gráfico mostrando como a Refletividade varia com o ângulo de incidência, e assim há a separação em classes, Classes retiradas de Castagna et al (1993).

A análise é feita a partir das amplitudes de cada CMP previamente processados e corrigidos de NMO. As amplitudes e seus offsets correspondentes são armazenados. Os offsets, a partir das velocidades correspondentes, são convertidos para ângulos. Os valores de amplitude e ângulo são confrontados num gráfico de amplitude por $\sin(\theta)^2$, sendo θ o ângulo de incidência.

É importante ressaltar que este procedimento tornou-se comum para todas as outras metodologias de AVO, ou seja, as abordagens partem destas aproximações.

É realizada uma regressão linear (ou linearização por mínimos quadrados) dos dados de modo a, quando comparadas as equações de Shuey de dois termos, obtermos dois coeficientes: A e B, intercept e gradiente respectivamente.

Este processo é repetido sobre todos os *CMP's* do horizonte de interesse (previamente seleccionados no dado empilhado) - Figuras 2.8 e 2.9. Deste modo para cada *CMP* teremos um par (A,B) como visto na figura 2.10.

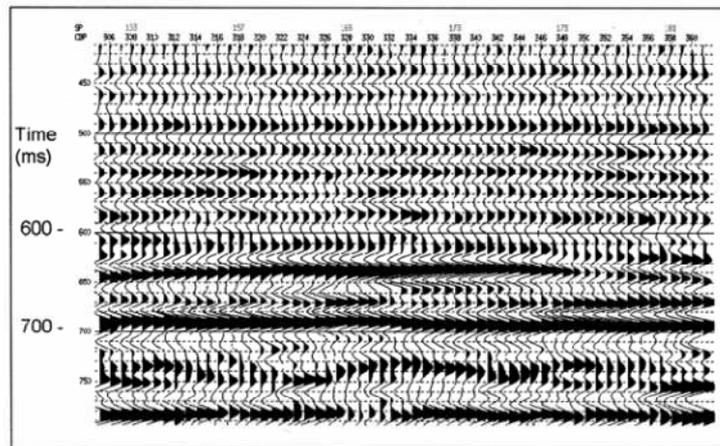


Figura 2.8: Horizonte seleccionado na seção empilhada, neste exemplo o horizonte alvo é identificado aos 650ms (Russel, 1999).

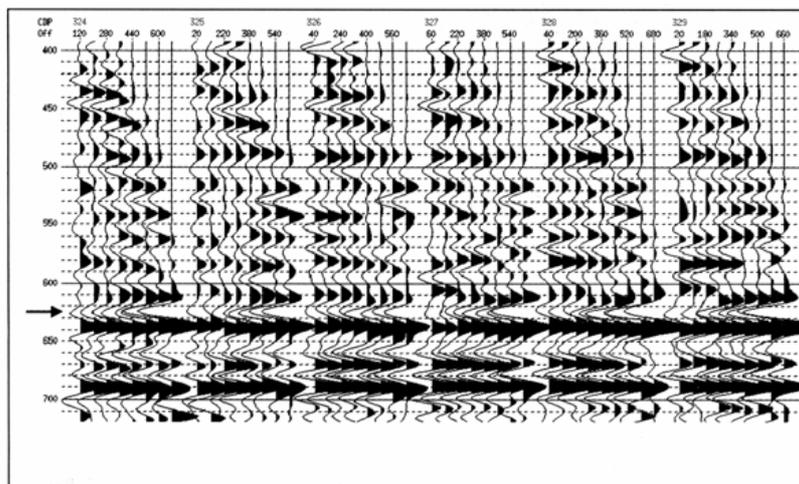


Figura 2.9: *CMP's* seleccionados com o horizonte identificado (Russel, 1999).

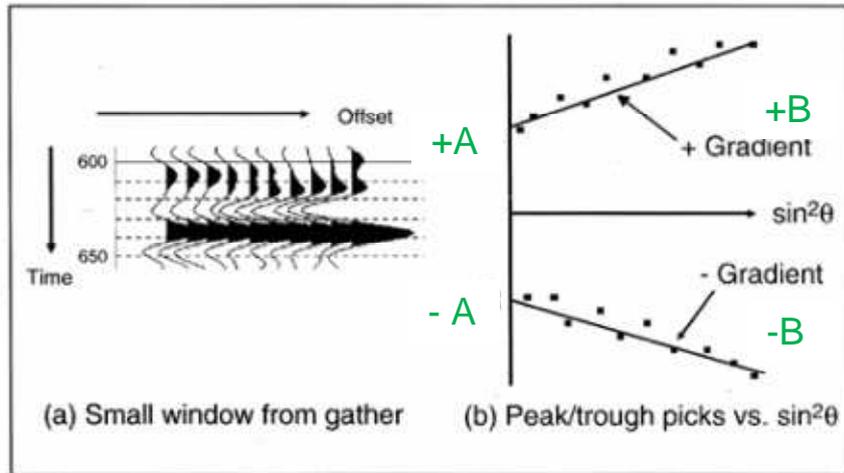


Figura 2.10: Regressão Linear com amplitudes de um CMP do horizonte escolhido, modificado de Russel (1999).

Após a definição da linha de tendência na nuvem de pontos no gráfico amplitude por *offset*, um gráfico A x B é construído e cada par (A, B) é confrontado em um gráfico. Como é evidenciado na figura 2.11.

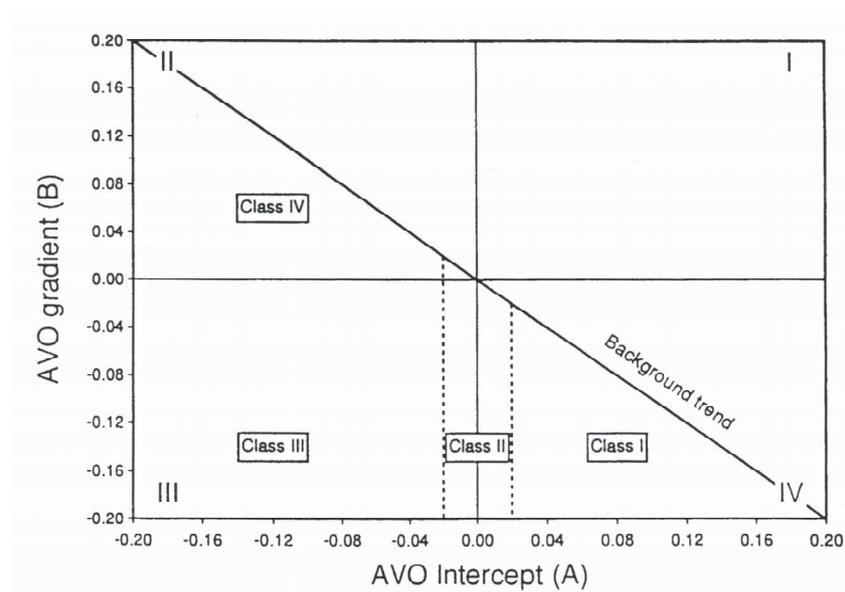


Figura 2.11: AVO Crossplot. (neste exemplo estão plotados os atributos intercept versus gradiente). Retirado de (Castagna et al, 1993).

(Castagna, 1985) classificou as regiões deste gráfico de acordo com as classes propostas por (Rutherford & Willians, 1989). Dependendo da localização do par ordenado no gráfico, numa determinada classe ele se encaixará. É interessante notar também a existência de uma tendência que

remonta à “*mudrock line*” proposta por (Castagna, 1985). Esta linha de tendência foi percebida pelo autor quando este comparou diversas amostras de argilitos, arenitos saturados por água e siltitos; ele percebeu que todos seguiam uma mesma reta quando confrontados num gráfico de V_p (velocidade de propagação da onda compressional) por V_s (velocidade de propagação da onda cisalhante). Esta associação é interpretada pelo autor como sendo a resposta geral de litologias não anômalas, ou seja, sem hidrocarbonetos.

Nesta metodologia, quanto mais próximo o par ordenado está desta linha de tendência, menor é a chance da rocha encaixada estar saturada por gás e maior é a chance de estar saturada com água.

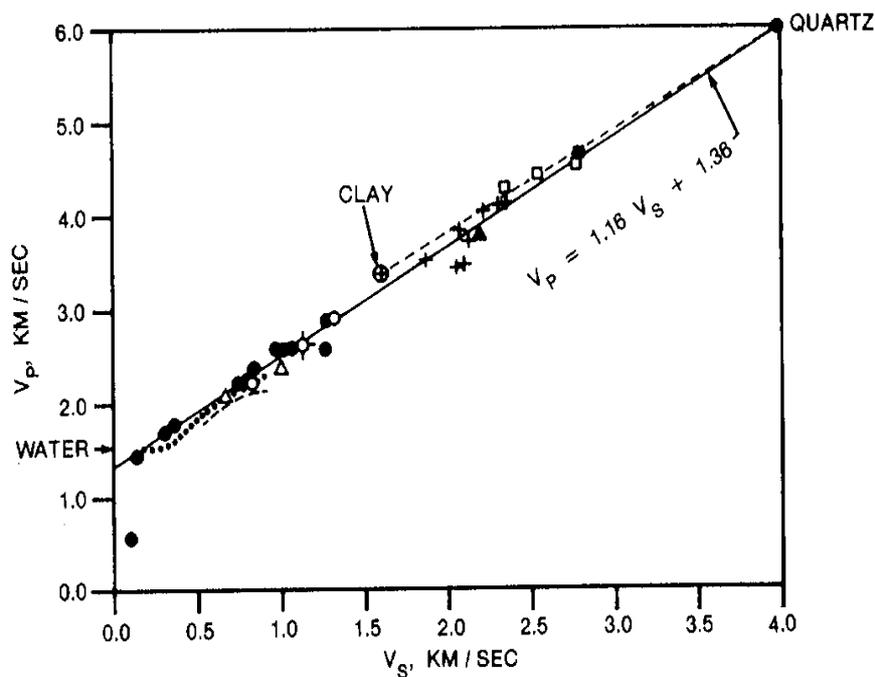


Figura 2.12: Exemplo de gráfico de confrontamento com a “*mudrock line*” evidenciada por (Castagna, 1985).

Os atributos A e B, respectivamente o intercept e o gradiente, são os primeiros atributos da análise de AVO. A partir desta metodologia outros atributos surgiram como AxB , $A-B$, $A+B$ e muitas outras outras combinações.

Em síntese, os atributos, os métodos e os dados requeridos para aferir os principais atributos de AVO estão listados na tabela 2.

	Atributos de AVO	Métodos para Obtenção	Dados Requeridos
Castagna	A - Intercepto; B - Gradiente; A-B; A*B; A+B	Regressão Linear	Sísmica
Verm&Hilterman	NI; PR	Inversão	Sísmica
Smith&Gidlow	Fator de Fluido; Pseudo-razão de Poisson	Inversão	Sísmica
Goodway	Lambda-rho; Mu-rho; PI	Inversão	Sísmica, Poço, (Vs)
Connolly	Vp; Vs; Rs; Rp; Ip; Is; EI	Inversão	Sísmica, Poço, (Vs)

Tabela 2: Resumo dos principais atributos de AVO, com métodos para sua obtenção, e dados necessários para sua obtenção.

2.3 Teoria de Física de Rochas

2.3.1 Limites elásticos

Os limites elásticos proporcionam um meio muito eficaz para obtenção de relações porosidade-velocidade para estimativa de meios elásticos efetivos em rochas e sedimentos. Alguns modelos aproximam a rocha como um bloco elástico poliminerálico contendo poros, outros tentam simular sedimentos elásticos em contato (Avseth et al, 2005). Na figura 2.13 encontram-se os limites elásticos descritos no texto, expressos pela porosidade versus módulo de compressibilidade.

O limite superior de Voigt é a média aritmética do módulo elástico nos N materiais constituintes da rocha. Este é o valor máximo possível para rigidez de

uma rocha (mistura de constituintes). Já o limite inferior de Reuss é a média harmônica dos módulos elásticos de N materiais constituintes da rocha, estes são os valores mínimos possíveis para a rigidez de um material na natureza. (Avseth et al, 2005).

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

(Eq. 12)

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

(Eq. 13)

M_i é o módulo elástico do i ésimo constituinte

f_i é a fração de volume do i ésimo constituinte

A média de Voigt-Reuss-Hill (M_{vrh}) nada mais é que a média aritmética entre os limites superior de Voigt (M_v) e inferior de Reuss (M_R).

$$M_{vrh} = \frac{M_v + M_R}{2}$$

(Eq. 14)

O limite de Hashin-Shtrikman (Eq. 15) é considerado o melhor limite em se falando de aproximação para meios isotrópicos. Este é o que mais aproxima-se dos valores de módulos elásticos sem utilizar informações acerca da geometria dos constituintes. (Avseth et al, 2005).

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1(K_1 + 4\mu_1/3)^{-1}}$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + 2f_1(K_1 + 2\mu_1)/[5\mu_1(K_1 + 4\mu_1/3)]}$$

(Eq. 15)

K_1, K_2 são os módulos de compressibilidade

μ_1, μ_2 são os módulos de cisalhamento

f_1, f_2 são as frações de volume

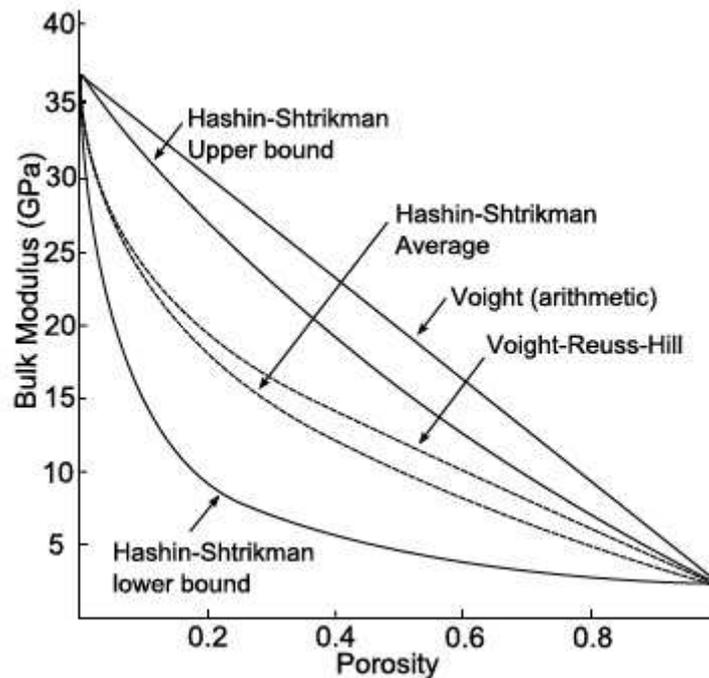


Figura 2.13: Limites utilizados para obtenção do módulo de compressibilidade a partir da porosidade. Retirada de Agile Geoscience cheatsheet.

Outro conceito importante é o de porosidade crítica (Nur, 1992 apud Avseth et al, 2005), o qual é definido como a alta porosidade dos sedimentos recém depositados. Pode ser interpretado também como o limite entre sedimento depositado ou em suspensão, ou ainda como a porosidade primária para alguns tipos de deposição.

2.3.2 Substituição de Fluidos

Entender como os fluidos presentes nos poros das rochas influenciam a impedância acústica ou a velocidade sísmica das rochas é o principal foco desta área do estudo de física das rochas.

A principal ferramenta para este estudo são as relações ou equações de (Gassman, 1951) - Equações 16 e 17, que basicamente indica como a rocha se comporta (quanto aos módulos de compressibilidade e cisalhamento) quando há mudança nos fluidos que ocupam seus poros. $K_{sat}=f(K_{dry}, K_{mineral}, K_{fluid})$.

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_{mineral}}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fluid}} + \frac{1-\phi}{K_{mineral}} - \frac{K_{dry}}{K_{mineral}^2}}$$

(Eq. 16)

$$\mu_{sat} = \mu_{dry}$$

(Eq. 17)

$$V_p = \sqrt{(K + (4/3)\mu) / \rho}$$

$$V_s = \sqrt{\mu / \rho}$$

$$\rho = \phi\rho_{fluid} + (1-\phi)\rho_{mineral}$$

(Eq. 18)

3. Modelagem dos Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas

Foram desenvolvidos três modelos de configuração estruturais para hidratos de gás na Bacia de Pelotas utilizando os conceitos de Física das Rochas, especificamente a teoria dos meios efetivos. Tais modelos foram retirados da literatura, autores como (Ecker, 1998), (Sava, 2006), (Dvorkin, 2006) e (Zhang, 2008) estudaram as ocorrências de hidratos de gás em margens continentais passivas e ativas. Algumas das saturações e velocidades sísmicas utilizadas foram extraídas de (Fontana, 1989), pois este trabalho também fora realizado com linhas sísmicas na bacia de Pelotas.

Segundo (Sava et al, 2009) os hidratos de gás podem ocorrer como conteúdo de poro (disseminado), cimentando a rocha, de forma maciça (seja ocupando fraturas ou nódulos maciços no fundo marinho) ou corpos segregados (nódulos). Utilizando modelos de físicas das rochas e teoria dos meios efetivos foram confrontados os vários modelos de distribuição dos corpos de hidratos de gás no subsolo marinho encontrados na bibliografia e aplicados a realidade geológica da ocorrência da Bacia de Pelotas.

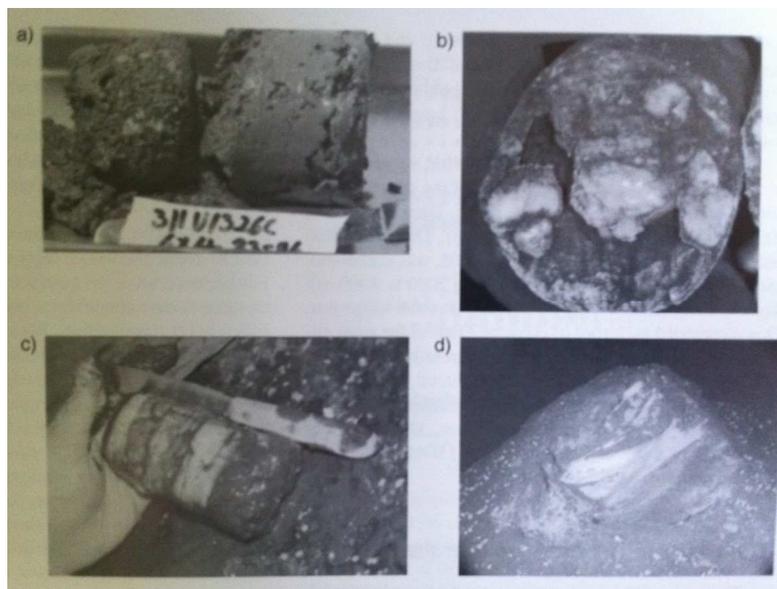


Figura 3.0: Vários tipos de ocorrência do hidrato de gás nas margens continentais: a) disseminado nos poros da rocha matriz (cimentando-a ou preenchendo os poros), b) como nódulos ou corpos segregados, c) maciço em fraturas, d) maciço no fundo marinho. (Riedel et al, 2010)

A metodologia utilizada na modelagem de física de rochas foi aplicada para a construção de cada um dos três modelos gerados, primeiramente foram calculados os módulos elásticos da rocha, após a "construção" da rocha, esta foi saturada. Cada modelo construído foi convolvido com um pulso *Ricker* de 25Hz para gerar o modelo 2D (uma aproximação para incidência normal) como pode ser visto na figura 3.2, a seção sísmica 228-312 em subplano na figura é um molde utilizado para construir os modelos geológicos (figura 3.14), as polaridades dos traços sísmicos gerados pela convolução são apresentadas no padrão SEG invertido.

Modelo A: Hidrato de Gás como cimento na rocha – partindo do princípio que o hidrato de gás se comporta como cimento na composição desta rocha, foram utilizadas as relações de (Dvorkin, 1996) para o cálculo dos módulos elásticos efetivos para rocha seca. Na figura 3.1 encontra-se um resumo de quais equações foram utilizadas para obtenção das constantes do modelo. Para os módulos elásticos do grão foram utilizadas as médias de Voigt-Reuss-Hill. Nas tabelas 3, 4 e 5 estão listados os parâmetros utilizados na modelagem. Neste modelo o hidrato faz parte da matriz rochosa e uma vez calculados os módulos elásticos para rocha seca e grão (argila, quartzo e hidrato de gás) utilizou-se as relações de (Gassmann, 1951) para o cálculo dos módulos da rocha saturada, no presente contexto a rocha foi saturada inteiramente por salmoura.

Modelo A	
Grão	Média de Voigt-Reuss-Hill: quartzo + argila
Rocha Seca	Modelo cimentado de Dvorkin (2006): cimento = hidrato de gás
Fluido saturante	salmoura
Rocha Saturada	Gassmann

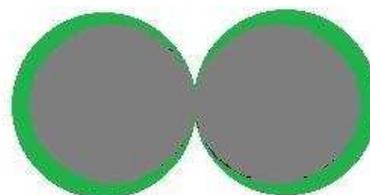


Figura 3.1: Modelo A - Hidrato de gás em verde cimentando os grãos em cinza.

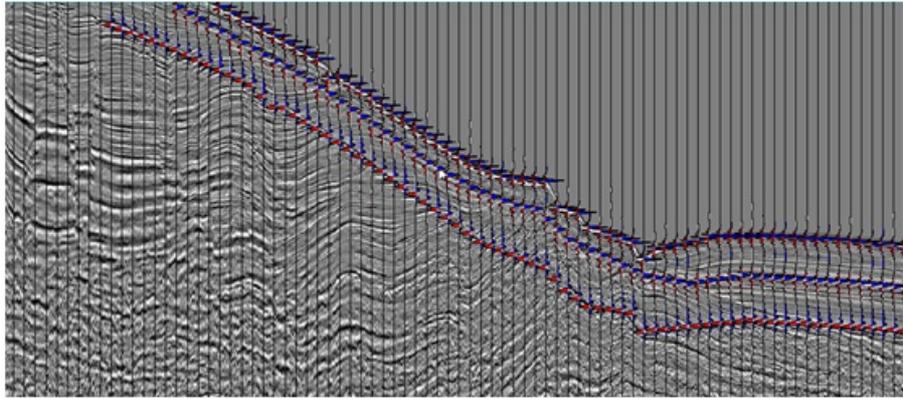


Figura 3.2: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo A, hidrato agindo cimentando os grãos com a seção sísmica ao fundo. Em azul encontram-se as amplitudes positivas, em vermelho as negativas e em subplano a seção sísmica molde utilizada.

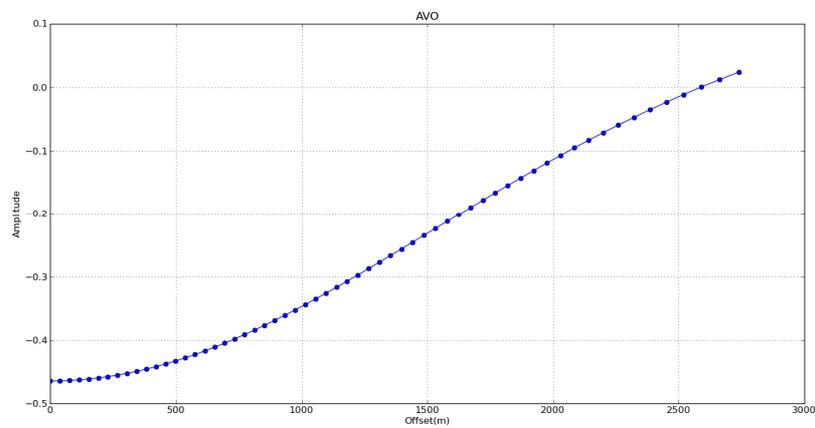


Figura 3.3: Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo A. (Obs.: a amplitude é normalizada).

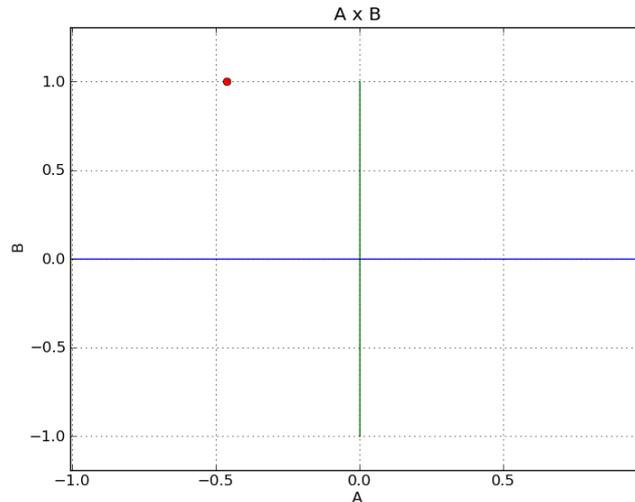


Figura 3.4: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo A.

Modelo B: Hidrato de Gás como conteúdo de poro – neste modelo o hidrato não faz parte da matriz da rocha, e sim participa em conjunto com a salmoura (*brine*) do conteúdo de fluido saturante da rocha. A modelagem parte do modelo de areia não cimentada de (Dvorkin, 1996) para o cálculo dos módulos elásticos da rocha seca. Para o cálculo dos módulos elásticos do grão foram novamente utilizadas as médias de Voigh-Reuss-Hill, como também para o cálculo dos módulos elásticos do fluido (hidrato de gás + salmoura). Os dados utilizados estão dispostos nas tabelas 3, 4 e 5.

Modelo B	
Grão	Média de Voigt-Reuss-Hill: quartzo + argila
Rocha Seca	Modelo de Walton: Porosidade crítica entre os limites modificados de Hashin Shtrikman (limites inferior e superior)
Fluido saturante	Média de Reuss: hidrato + salmoura
Rocha Saturada	Gassmann

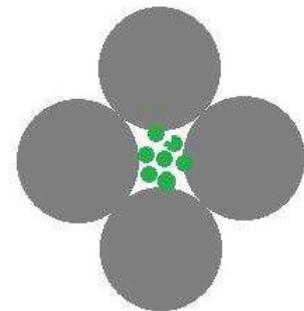


Figura 3.5: Modelo B - Hidrato de gás em verde como conteúdo de poro dos grãos em cinza.

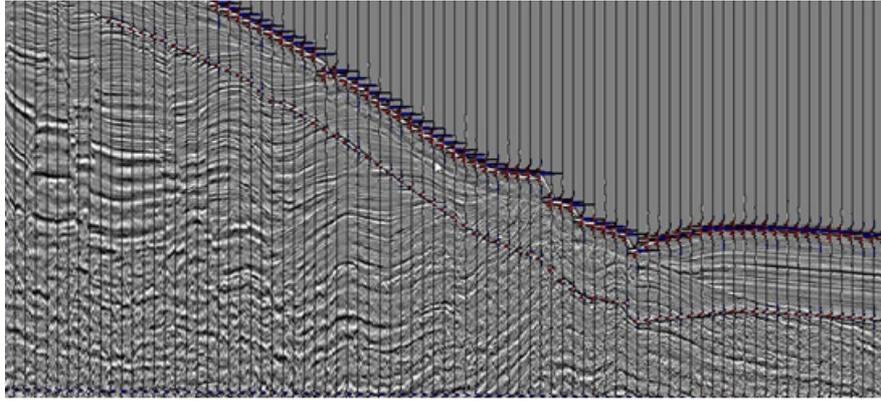


Figura 3.6: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo B, hidrato agindo como conteúdo de poro com a seção sísmica ao fundo.

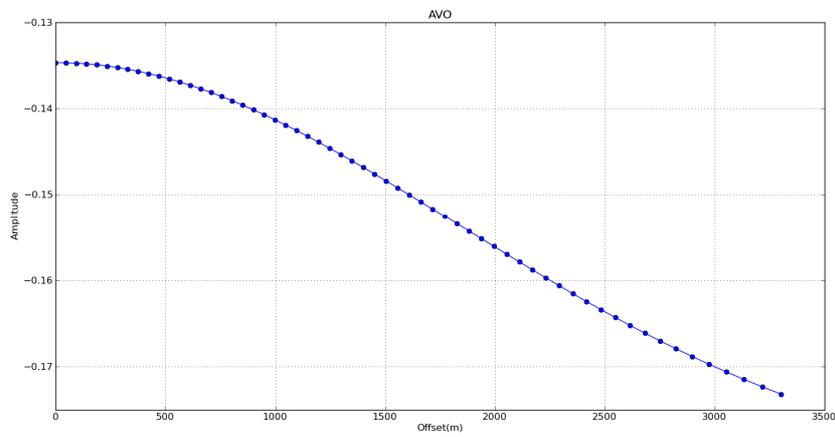


Figura 3.7: Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo B na interface alvo BSR. (Obs.: a amplitude é normalizada).

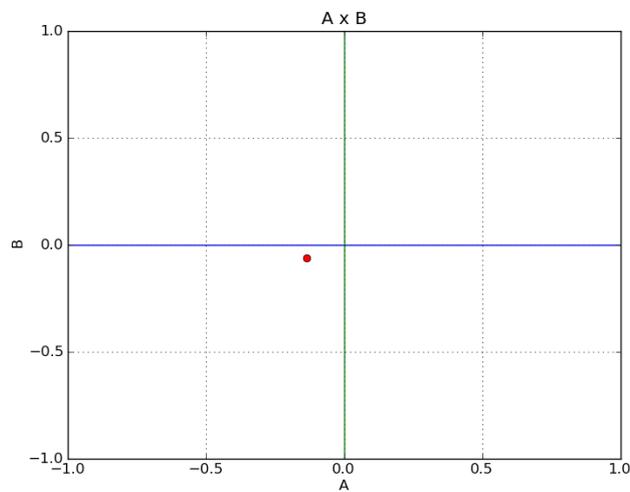


Figura 3.8: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo B.

Modelo C: Hidrato como corpo segregado no folhelho – neste modelo busca-se construir um modelo de folhelho independente do hidrato de gás. Utilizamos a formulação para areias não cimentadas para o cálculo da rocha seca, as médias de Voigt-Reuss-Hill (argila + quartzo) para por fim saturar a rocha com salmoura. Em seguida utilizando as relações de Hashin-Shtrikman (*low bounds*) acrescenta-se o conteúdo de hidrato de gás na mistura. Os dados utilizados estão dispostos nas tabelas 3, 4 e 5.

Modelo C		
Grão	Grão 1 - Média de Voigt-Reuss-Hill: quartzo + argila	Grão 2 - Hidrato de gás
Rocha Seca	Modelo de Walton: Porosidade crítica entre os limites modificados de Hashin Shtrikman (limites inferior e superior)	Porosidade crítica (Obs.: quando a porosidade é muito menor comparado a porosidade crítica, $K_{dry}=K_0$)
Fluido saturante	Salmoura	não se aplica
Rocha Saturada	Gassmann	não se aplica
Obs: Composição da rocha final	Limite inferior de Hashin Shtrikman: Grão 1 + grão 2	

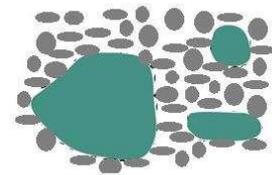


Figura 3.9: Modelo C - Hidrato de gás em verde como corpo segregado nos grãos de folhelho em cinza.

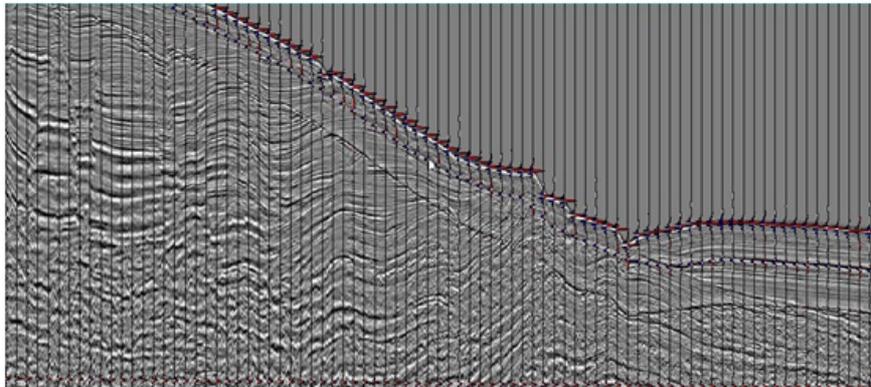


Figura 3.10: Resultado da modelagem AVO 2D para o modelo C, hidrato agindo como corpo segregado com a seção sísmica ao fundo.

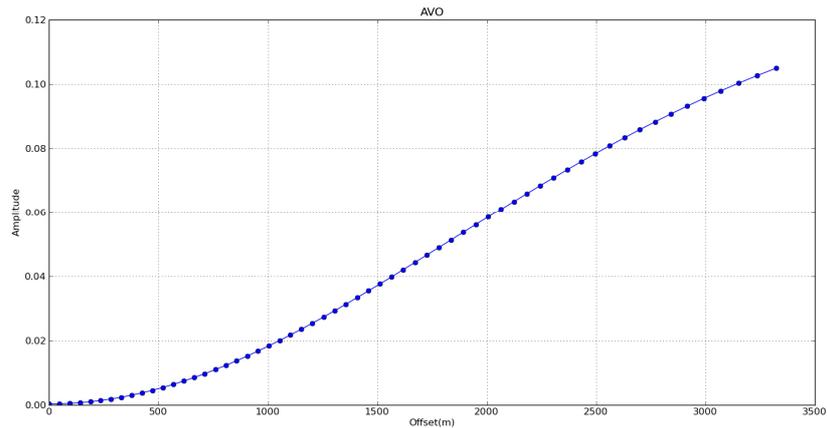


Figura 3.11: Variação da amplitude com o afastamento fonte receptor para o modelo C na interface alvo BSR.. (Obs.: a amplitude é normalizada).

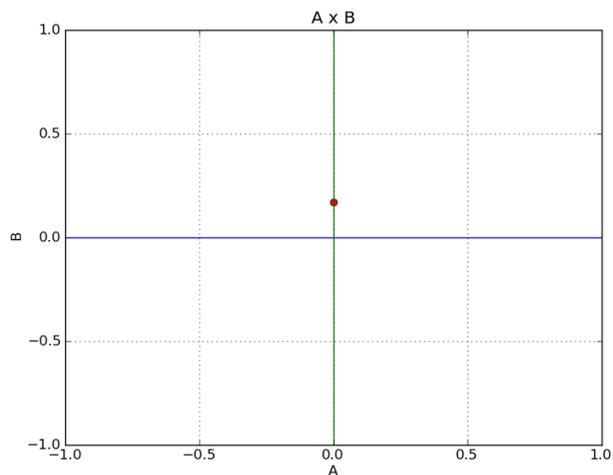


Figura 3.12: Gráfico intercepto por gradiente para o modelo C.

Calculados os módulos elásticos, para cada modelo foram calculadas as velocidades compressional e cisalhante bem como a densidade resultante das rochas. Com estas informações foi possível simular a resposta AVO nos modelos propostos na interface interpretada como sendo o BSR, na polaridade SEG invertido.

As figuras 3.2, 3.6 e 3.10 mostram o resultado da modelagem 2D para cada um dos três modelos propostos. As figuras 3.3, 3.7 e 3.11 mostram o resultado da análise AVO para cada modelo proposto (os offsets foram gerados utilizando as velocidades intervalares na conversão pelo ângulo de incidência

com a técnica ray-tracing) e nas figuras 3.4, 3.8 e 3.12 são identificados os gráficos intercepto por gradiente dos modelos A, B e C, respectivamente.

O modelo de fácies foi desenvolvido no *software RocDok* utilizando os recursos do módulo *Scenario* e modelagem de AVO. Na figura 3.14 é possível observar o modelo proposto baseado na linha sísmica 0228-312 (figura 3.13).

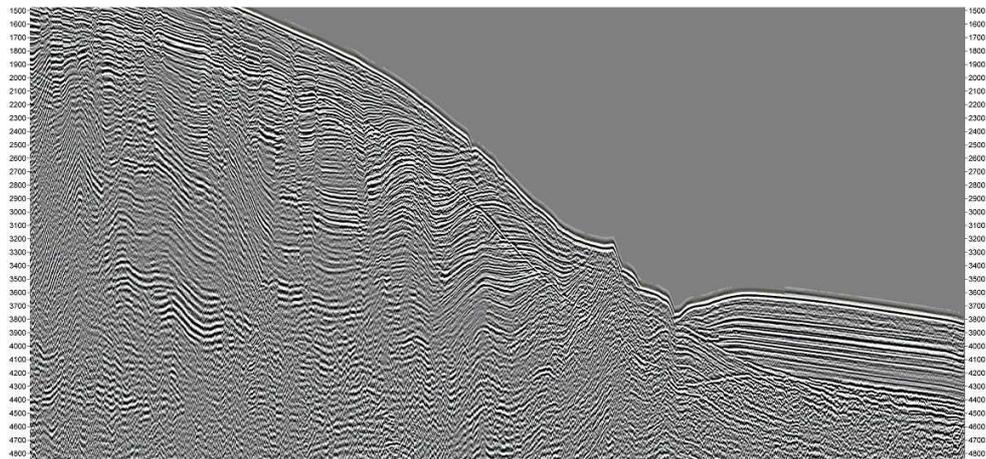


Figura 3.13: Linha sísmica utilizada como base para o modelo construído para análise de física de rochas.

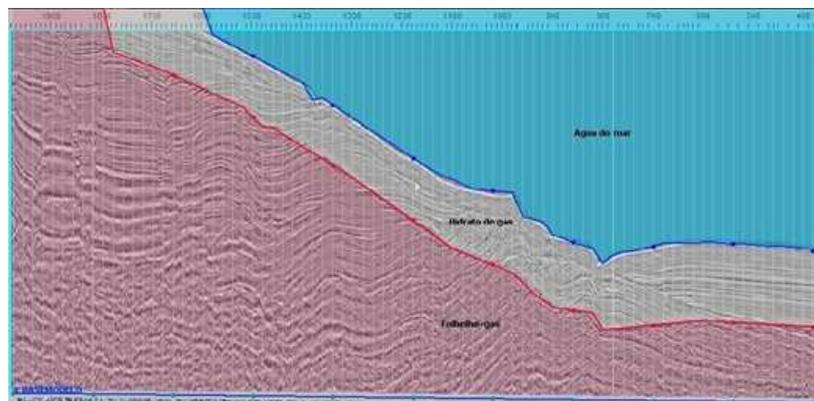


Figura 3.14: Modelo gerado a partir da linha sísmica 228-312. Azul = água do mar, cinza= hidrato de gás, vermelho= folhelho + gás livre.

Modelos gerados				
Modelo	Grão	Porosidade	Saturação/Hidrato	Fluido Saturante
A* (Hidrato cimentando a rocha)	100% quartzo	30%	75%	100% salmoura
B (Hidrato como conteúdo de poro)	30% Quartzo + 70% Argila	60%	75%	75% Hidrato + 25% salmoura
C* (Hidrato como corpo segregado)	30% Quartzo + 70% Argila	60%	75%	100% salmoura
* Hidrato entra na composição da matriz por meio da média de Voigh-Reuss-Hill.				

Tabela 3: Especificação dos parâmetros utilizados e características das litologias modeladas.

Parâmetros elásticos utilizados na substituição de fluidos			
	Módulo de Compressibilidade (GPa)	Módulo de Cisalhamento (GPa)	Densidade (g/cc)
Hidrato de gás	5,6	2,4	0,767
Quartzo	36	45	2,65
Argila	20,9	6,85	2,58
Salmoura	2,58	0	1,036
Metano	0,124	0	0,25

Tabela 4: Parâmetros elásticos utilizados para substituição de fluidos com as relações de Gassmann.

Litologias e suas constantes			
Litologia	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densidade (g/cc)
Hidrato não cimentado	2649	728	1,52
Hidrato como corpo segregado	2655	1180	1,17
Hidrato cimentado	3800	2300	2,11
Folhelho saturado com Salmoura + Gás	2189	671	1,42
Folhelho saturado com salmoura	2379	789	1,66

Tabela 5: Constantes das litologias utilizadas na modelagem AVO.

4. Processamento de dados sísmicos para análise AVO

A descrição do Processamento da linha sísmica não é o objetivo principal deste trabalho, mas sim uma forma de se extrair os atributos de maneira correta para posterior análise. O processamento sísmico para análise AVO deve preservar as relações de amplitude original dos traços sísmicos, pois a amplitude é diretamente proporcional à série refletividade.

Isto implica em duas premissas: as reflexões têm que ser corretamente posicionadas em subsuperfície e a qualidade do dado deve ser suficiente para garantir que as amplitudes das reflexões mostrem a informação sobre seus coeficientes de reflexão.

(Cambois, 2000) descreve o condicionamento dos dados sísmicos para a análise de efeito AVO como sendo uma sequência de processamento para adequação a qualquer modelo utilizado para a inversão de AVO (por exemplo a equação de Shuey) e que pode vir a ser complicado pois a relação de amplitude original do dado não pode ser deturpada.

Logo não existe uma única sequência de processamento a ser seguida. Isto depende da complexidade da geologia local e da qualidade do dado sísmico. Por exemplo, a remoção de múltiplas só seria necessária se o horizonte em questão for atingido por estas. Como a ocorrência de hidratos de gás ocorre numa região de lâmina d'água de 600m a 3000m de profundidade na Bacia de Pelotas, não foi necessária a remoção das múltiplas referentes ao fundo marinho, pois o horizonte alvo (BSR) está a 200m abaixo do fundo marinho. Do fundo oceânico até o horizonte alvo não ocorrem grandes diferenças de impedância entre camadas, sendo assim não foi necessária a aplicação de alguma técnica de remoção de múltiplas de curto período.

Uma análise do fluxo a ser utilizado foi feita com a chegada dos dados para a pesquisa.

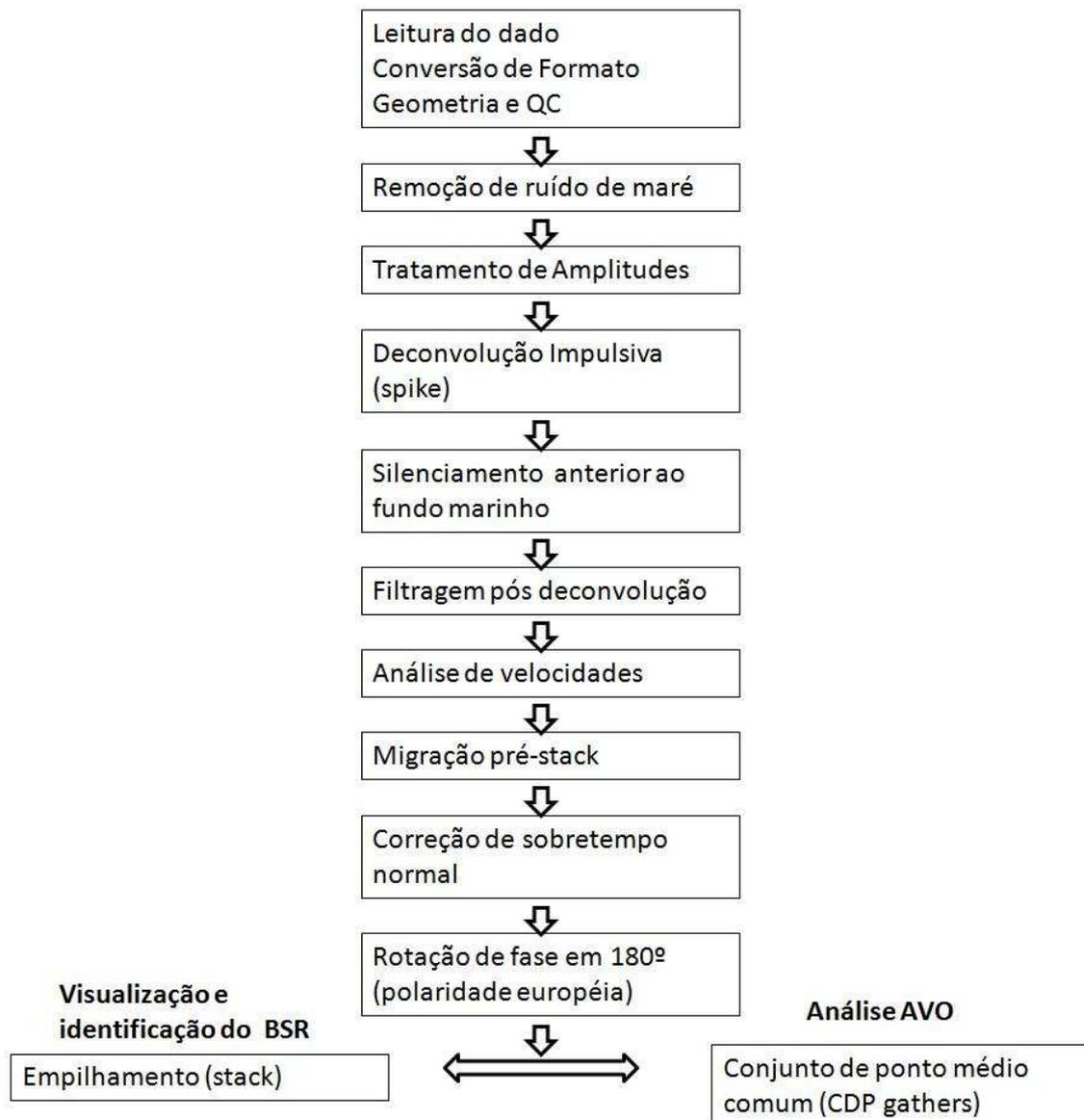


Figura 4.1: Sequência de processamento aplicada a linha sísmica.

Após a análise dos dados adquiridos junto ao BDEP e a escolha da linha sísmica J99B194 a ser utilizada no trabalho foi possível descrever as características de aquisição da mesma numa tabela (tabela 6). Foram utilizados os softwares OpenDtect e SeisView para identificação dos padrões e também checar a locação dos campos do cabeçalho no traço sísmico (trace headers).

Parâmetros gerais da linha sísmica J99B194	
Spread	0-130-6130
Máxima cobertura CDP (Full Fold)	100 traços
Número de tiros	1536
Número de Canais	480
Tempo de Registro	8s
Intervalo de Amostragem	2ms
Intervalo entre pontos de tiros	30m
Distância entre receptores	12,5m
Distância fonte para o primeiro receptor (offset mínimo)	130m
Distância fonte para o último receptor (offset máximo)	6130m

Tabela 6: Parâmetros de aquisição do dado sísmico utilizado no trabalho.

4.1 Conversão de Formato

A primeira etapa do processamento é a inserção do dado no software de processamento sísmico, o dado adquirido junto ao BDEP em um disco rígido portátil já se encontrava no formato SEG Y, um dos padrões de gravação de dados sísmicos desenvolvidos pela *Society of Exploration Geophysicists*, foi então convertido para o padrão interno do software por meio do processo chamado *SEG Y INPUT*.

4.2 Geometria

A segunda etapa foi a determinação da geometria no dado, ou seja, registrar no dado sísmico os parâmetros utilizados na aquisição. A linha sísmica J99B194 já continha informações relevantes no cabeçalho oriundas da aquisição, informações como as coordenadas de fonte e receptor, separação fonte-receptor (offsets), locações tanto de fontes quanto de receptores. Na figura 4.2 pode ser analisado um registro sísmica da linha com geometria aplicada.

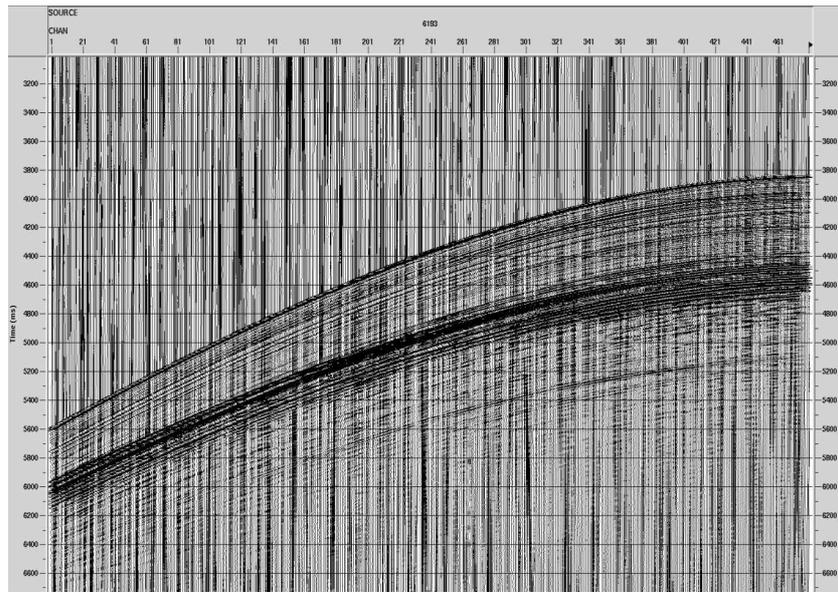


Figura 4.2: Registro (shot gather) somente com geometria aplicada.

Portanto fez-se necessário somente a etapa conhecida como *binning*, que consiste no cálculo dos pontos médios comuns (*CMP*), determinação de célula de processamento (*bin*) bem como das tabelas internas do software. Informações como as coordenadas de *CMP* e os próprios números de *CMP* foram indexados ao cabeçalho do traço sísmico, tornando assim possível organizar o dado em outras famílias de traços além da de tiro. Na figura 4.3 é mostrado um mapa de cobertura da linha sísmica.



Figura 4.3: Cobertura *CMP*, cobertura nominal máxima de 100 traços por posição (full fold).

4.3 Tratamento de amplitudes

Após a geometria aplicada foi aplicado um filtro para eliminação do ruído de baixa amplitude gerado pelo movimento das ondas (*swell noise*) no cabo sísmico.

A etapa de recuperação de amplitudes num processamento voltado para a análise AVO é de extrema importância, pois como o intuito é a análise de amplitudes, esta recuperação deverá ser feita com imenso cuidado para não deteriorar com a sua relação.

Diante disso foi aplicado o processo de recuperação de perdas de amplitude por divergência esférica, também conhecida como espalhamento geométrico, que consiste na atenuação da energia de uma onda esférica com inverso do quadrado da distância da fonte. A função velocidade utilizada no módulo foi: (tempo-velocidade) 0-1480,3000-1500, 8000-2200 (figura 4.4).

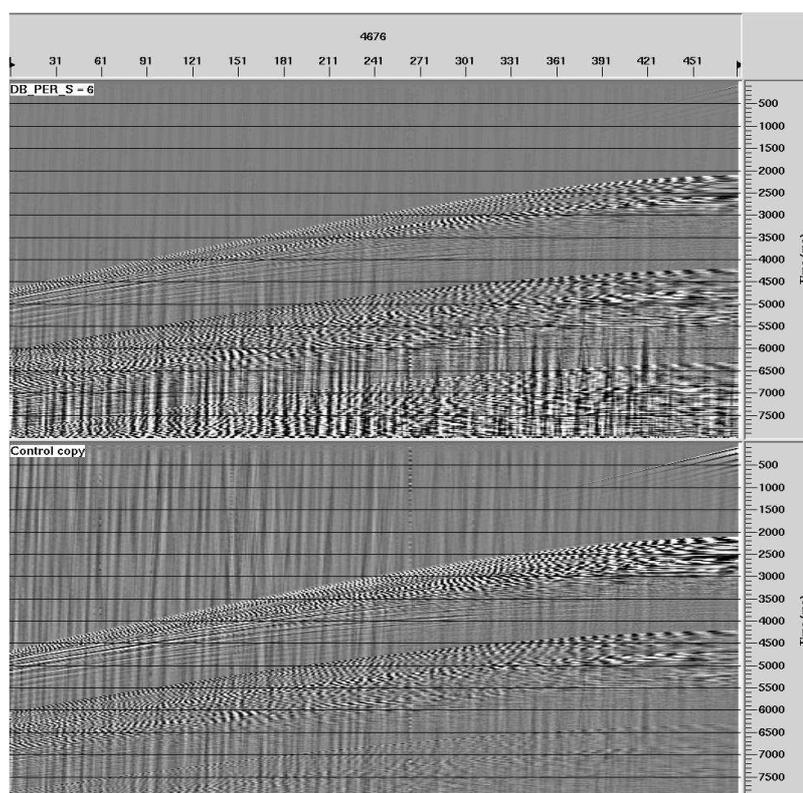


Figura 4.4: Recuperação de perda por divergência esférica, acima corrigido e abaixo sem correção.

4.4 Tratamento de sinal

Com o intuito de aumentar a resolução vertical e distinção de refletores foi aplicada uma deconvolução *Spike* no dado. Para a utilização deste processo é preciso certificar-se de algumas características na linha sísmica, como a estacionalidade do dado – na determinação da janela de deconvolução procurou-se um intervalo onde se assume estacionalidade tanto temporal quanto espacial (não são observadas mudanças significativas ou relevantes na forma da *wavelet* espacialmente).

Como parametrização foi utilizado 160 ms de tamanho para o operador de deconvolução, a janela determinada mostrada na figura 4.5 e o tipo de deconvolução aplicada foi a de pulso de fase mínima. Lembrando que o pulso sísmico com este tipo de fonte é causal (fisicamente realizável, onde a saída depende apenas de entradas no presente ou passado). A figura 4.5 mostra a janela onde fora aplicada a deconvolução.

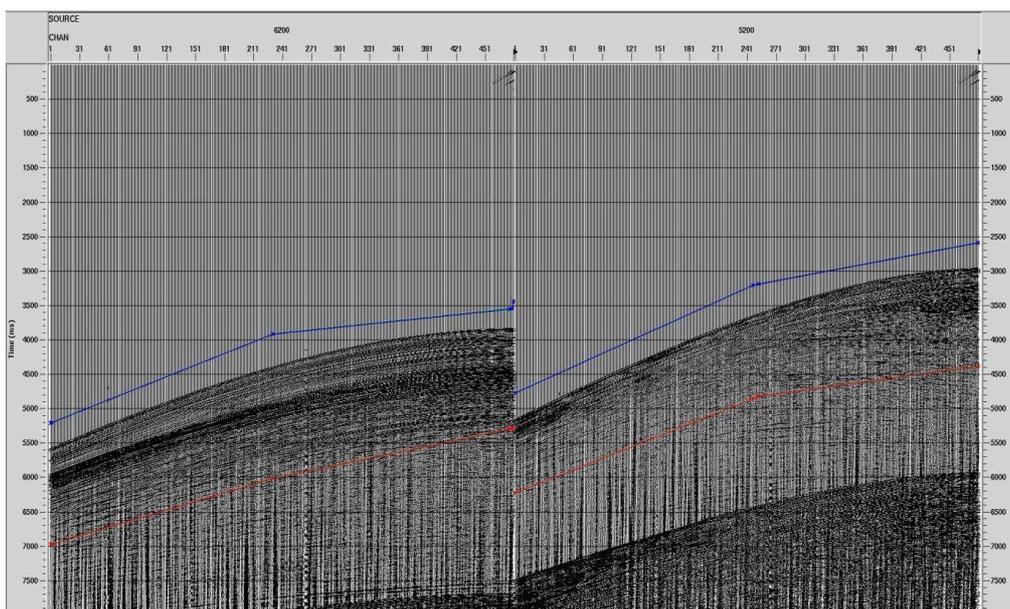


Figura 4.5: Janela de deconvolução nos CDP's 6200 e 5200.

Após a deconvolução foi aplicado um silenciamento nos tempos anteriores ao fundo marinho e também um filtro passa-banda em 4-60 Hz, em razão do filtro deconvolutivo. O corte das freqüências maiores que 60Hz não influenciou em perda de sinal pois como há camadas geológicas saturadas com gás na bacia (Fontana, 1989), as freqüências acima desse valor são

atenuadas pela coluna sedimentar. Na figura 4.6 é possível notar o corte das altas freqüências, que podem vir a ser ruídos amplificados pelo filtro deconvolutivo.

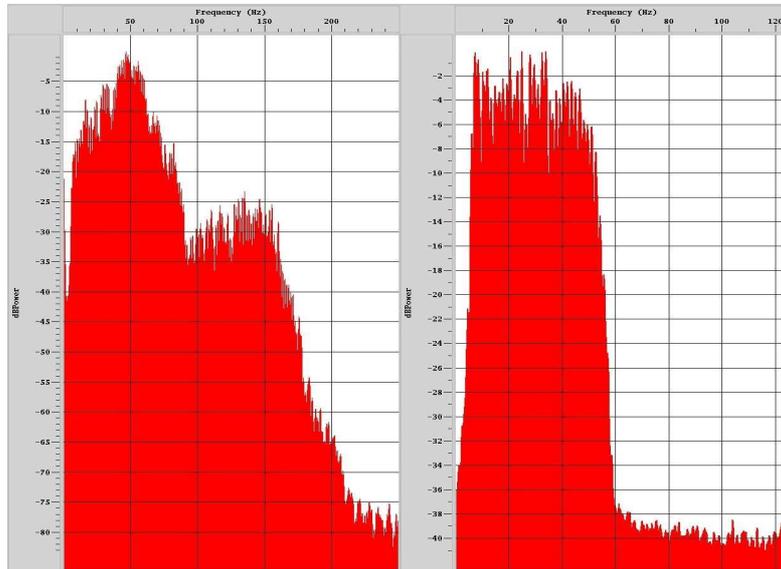


Figura 4.6: Espectro de freqüência anterior a filtragem à esquerda e espectro após filtragem à direita.

4.5 Análise de velocidades

A próxima etapa do processamento foi a análise de velocidades para a correção de sobre tempo normal (*NMO correction*) das reflexões.

Para isso foi criada uma superfamília de ponto médio comum (*CDP Supergather*) a cada 20 *CDP's*, começando do *CDP* 400 até o 6200, totalizando 290 análises de velocidade realizadas (a cada 250 metros) e 11 *CDP's* combinados. Após a formação dos *supergathers* foi gerado o *Velocity Analysis (Velan)*, onde foram escolhidas as velocidades que melhor corrigem as diferenças de sobre tempo dos refletores em seus tempos. Um exemplo da análise de velocidade é mostrada na figura 4.7, onde é possível evidenciar que os refletores foram corretamente corrigidos, é possível identificar também as reflexões múltiplas do fundo marinho a partir de aproximadamente 4900ms, bem como um aumento de velocidades na altura dos 4400ms que provavelmente é devido a presença do hidrato de gás .

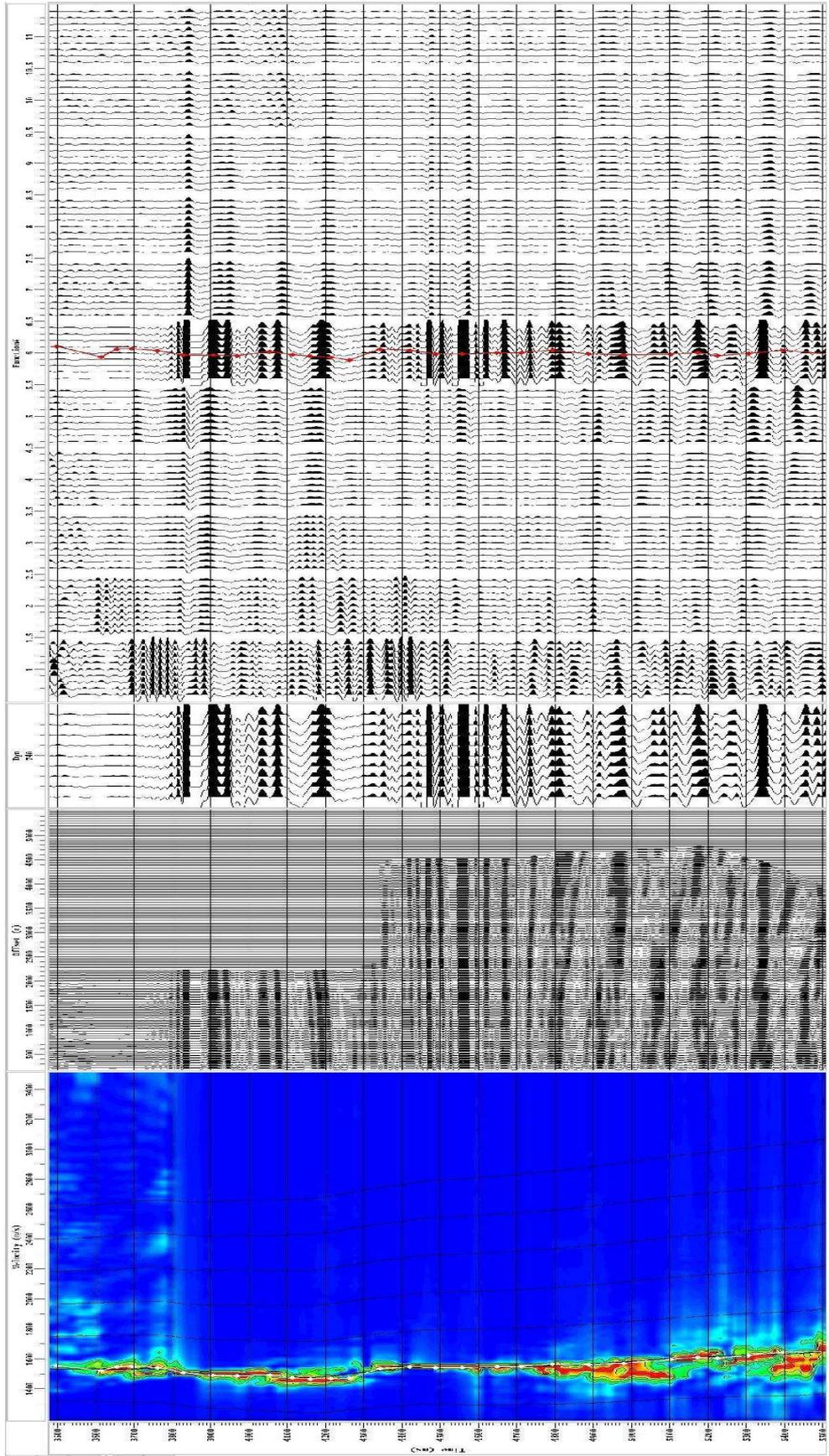


Figura 4.7: Ilustração de uma interpretação de análise de Velocidades.

4.6 Migração

A fim de alocar corretamente os eventos em subsuperfície a linha sísmica foi migrada em tempo antes de serem empilhados os *CDP's*. Para efeito de comparação foram geradas tanto migração pós-empilhamento (figura 4.12), quanto migração pré-empilhamento (figuras 4.13 e 4.14). A migração pós-empilhamento e o empilhamento do dado migrado antes do empilhamento foram utilizados para analisar e identificar o *BSR* em toda a extensão da linha sísmica, para saber a continuidade lateral do horizonte com hidratos de gás, para controle das etapas de processamento e também para a escolha das famílias de ponto médio comum a serem utilizadas na análise posterior.

Foi utilizada a migração *PSTM Kirchhoff* (migração *Kirchhoff* pré-empilhamento no tempo) a fim de gerar as famílias de ponto médio comum com refletores corretamente alocados para análise de *AVO*. Foram escolhidos os parâmetros de: abertura operador de migração, campo de velocidades com análise a cada 50 m de intervalo, filtro anti-falseamento, ângulo de mergulho máximo de 60°. O modelo de velocidades aplicado para a migração é mostrado na figura 4.8, já o resultado da migração é evidenciado sem correção *NMO* (figura 4.9), com correção *NMO* (figura 4.10) e os modelos finais no domínio pré empilhamento com silenciamentos aplicados (na figura 4.11).

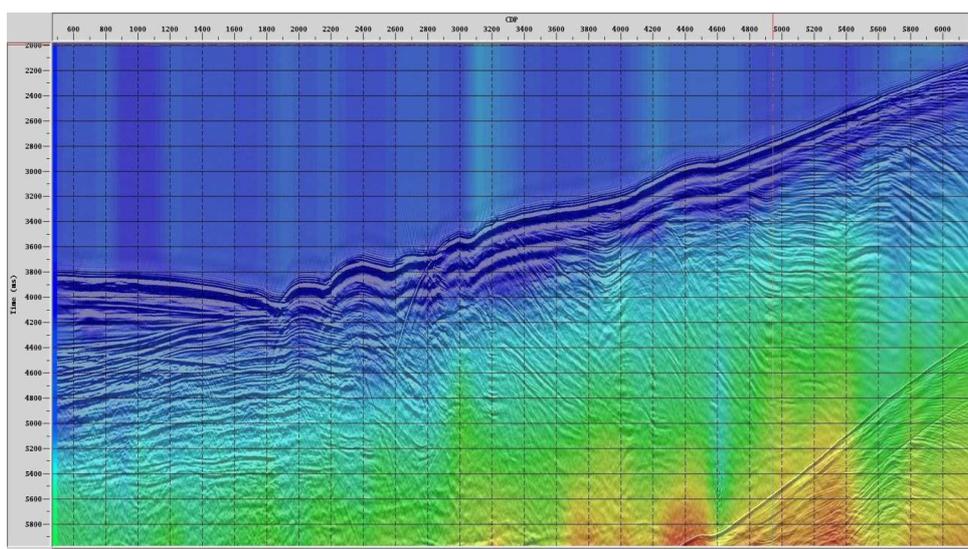


Figura 4.8: Modelo de velocidades utilizado na migração, velocidades variam de 1500 a 1950 m/s.

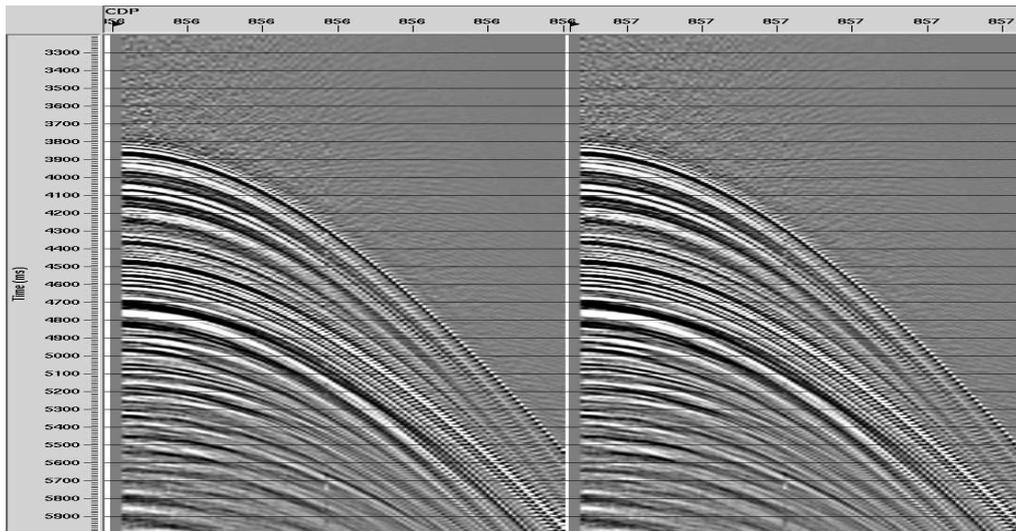


Figura 4.9: CDP gathers após migração.

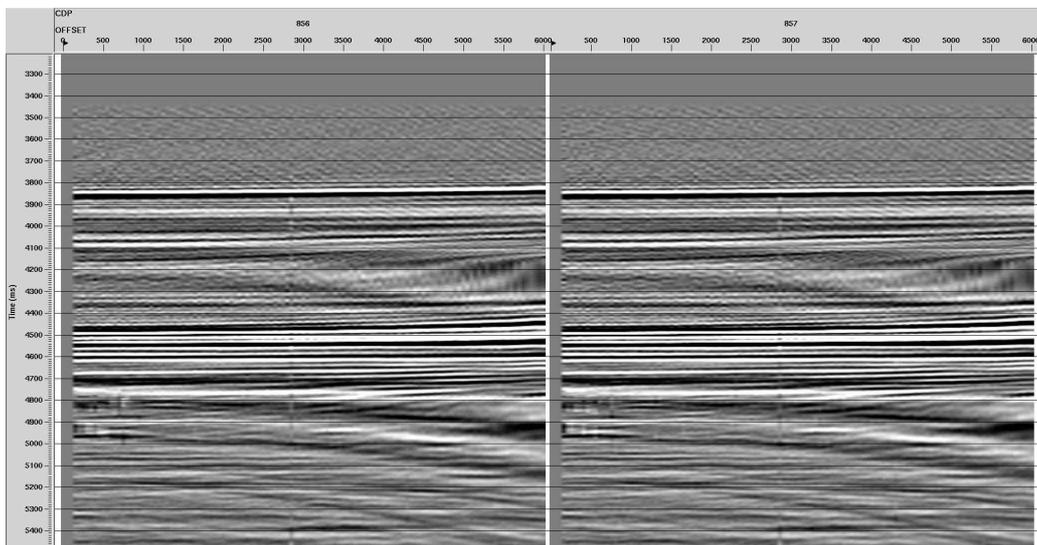


Figura 4.10: CDP gathers após migração com sobretempo normal corrigido.

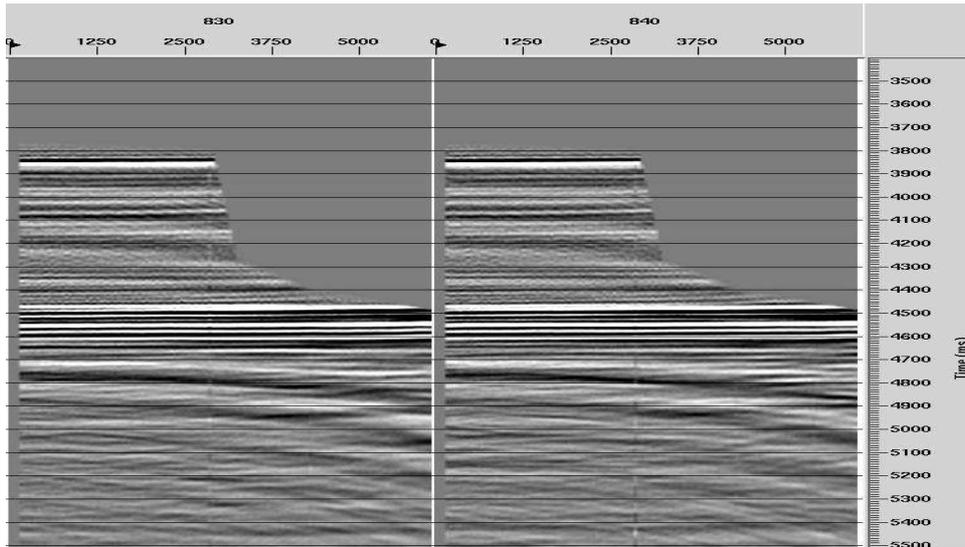


Figura 4.11: CDP gathers após migração com sobre tempo normal corrigido e silenciamento do estiramento e silenciamento pré primeira quebra.

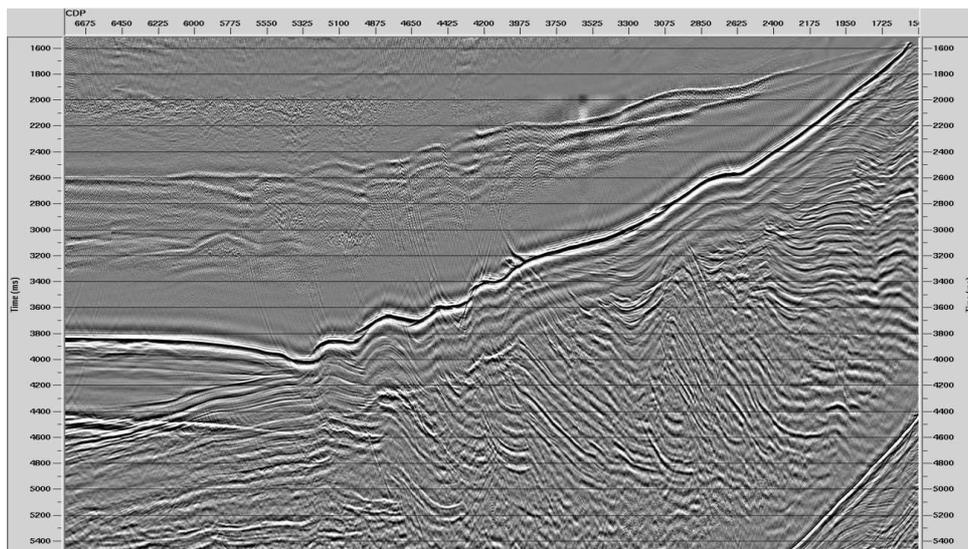


Figura 4.12: Migração Kirchhoff pós empilhamento sem silenciamento pré primeira quebra aplicado.

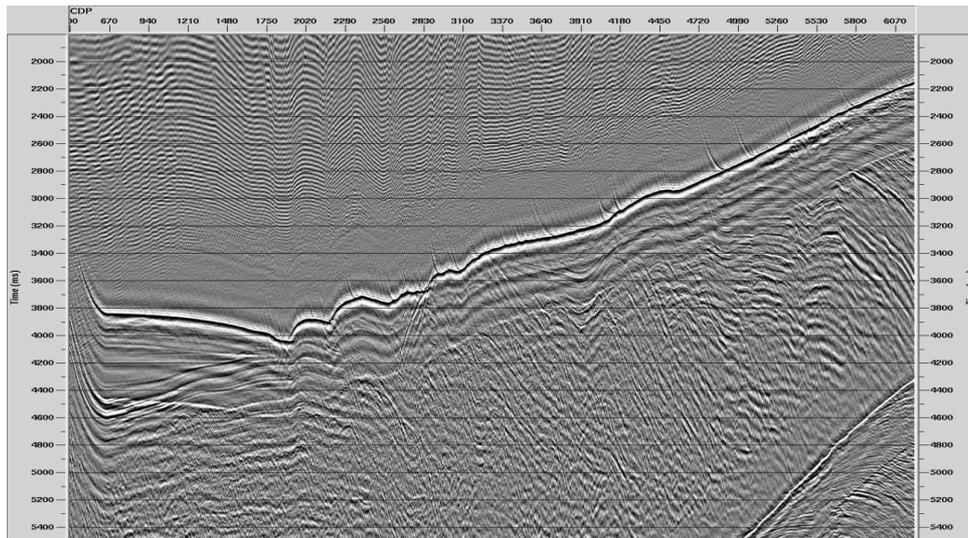


Figura 4.13: Migração Kirchhoff pré empilhamento em tempo (PSTM) sem silenciamento pré primeira quebra aplicado.

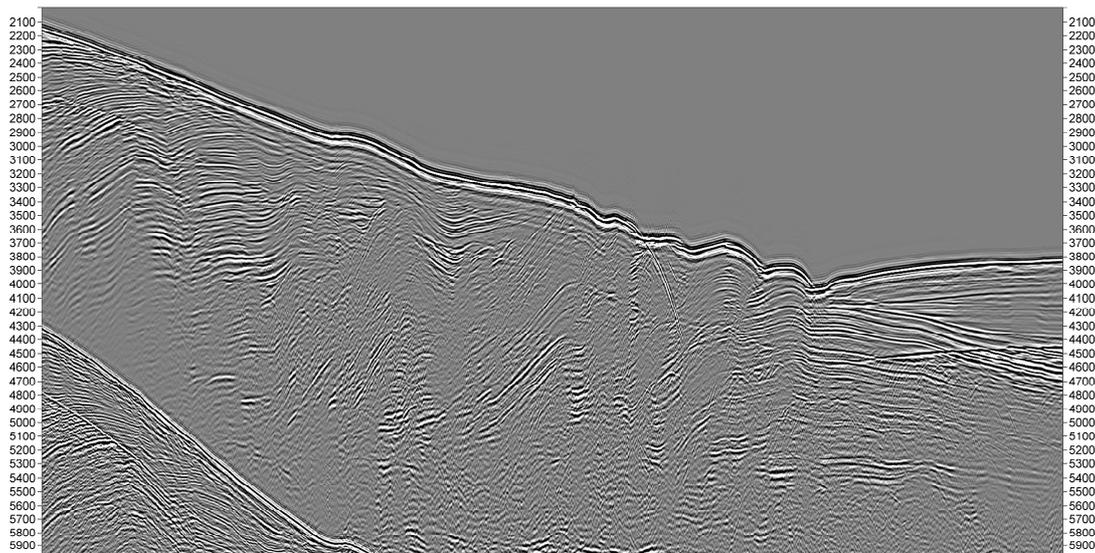


Figura 4.14: Migração Kirchhoff pré empilhamento em tempo (PSTM) com silenciamento pré primeira quebra aplicado.

4.7 Rotação de Fase

Após a migração no domínio de ponto médio comum (*CDP gathers*) gerando *CRP gathers* (*famílias de ponto de reflexão comum - common reflection point gather*), foi aplicada uma rotação de fase em 180° (idem a multiplicar por -1) a fim de preparar o dado para a análise AVO (em padrão europeu, Mar do Norte ou *SEG invertido*).

É preciso atentar que existem duas situações distintas relacionadas com esta prática de rotacionar a fase do dado sísmico: a primeira situação é como o dado é adquirido (medido) e a outra diz respeito a como ele é representado.

O dado sísmico processado foi adquirido sob o padrão *SEG*, ou seja, que quando há o aumento de impedância (exemplo do fundo marinho) a amostra deve ter valor negativo. Quanto a como o dado será representado, isso dependerá única e exclusivamente do intérprete, não há padrão definido para como o dado sísmico deva ser representado, ou seja visualizado (há uma sugestão da *SEG*).

A metodologia de análise AVO descrita e utilizada nesta pesquisa utiliza o padrão *SEG* invertido, seguindo metodologias de trabalhos anteriores, onde um coeficiente de reflexão positivo é analisado com valores positivos de amplitude (exemplo de um folhelho selante) e um coeficiente de reflexão negativo (exemplo da entrada da onda sísmica em um reservatório siliciclástico saturado por óleo e/ou gás) é analisado com valores negativos.

É preciso salientar que o alvo de interesse da pesquisa, o *BSR*, marca o limite (interface) entre um meio com alto coeficiente de reflexão comparado ao meio subjacente (alta velocidade sísmica devido a presença de hidratos de gás) e um meio com baixo coeficiente de reflexão comparado ao meio sobrejacente (baixa velocidade sísmica devido a presença de gás livre). Caso análogo do exemplo do parágrafo anterior.

Como a amplitude sísmica é diretamente proporcional ao coeficiente de reflexão, quando analisa-se a variação da amplitude com o afastamento fonte-receptor, apesar de uma aproximação, é o tipo de informação que tem-se acesso sem um estudo de inversão acústica ou elástica.

5. Análise AVO

Após o processamento dos dados, certificando-se da preservação das amplitudes, foi aplicada a metodologia de (Castagna, 1993) descrita no capítulo de fundamentação teórica da análise AVO nos *PSTM CRP gathers*. A fim de entender como a amplitude (diretamente proporcional à refletividade) se comporta com o afastamento fonte-receptor num dado sísmico real na bacia de Pelotas e posteriormente comparar os resultados com os da modelagem de física de rochas.

5.1 Escolha dos *CDP gathers*

Foram escolhidos os *CRP gathers* migrados de 800 a 1300 pois é onde ocorre uma sobreposição do *BSR* e das camadas estratigráficas, porém também é neste intervalo onde o horizonte parece cruzar as camadas geológicas.

5.2 Identificação do horizonte

Após a identificação do horizonte de interesse (*BSR*) na seção empilhada (figura 5.1), etapa realizada tanto no visualizador do *software* de processamento sísmico bem como no de análise de física de rochas e atributos AVO, foi determinado o tempo onde o horizonte de ocorrência de hidratos de gás é identificado no intervalo da linha sísmica supracitado.

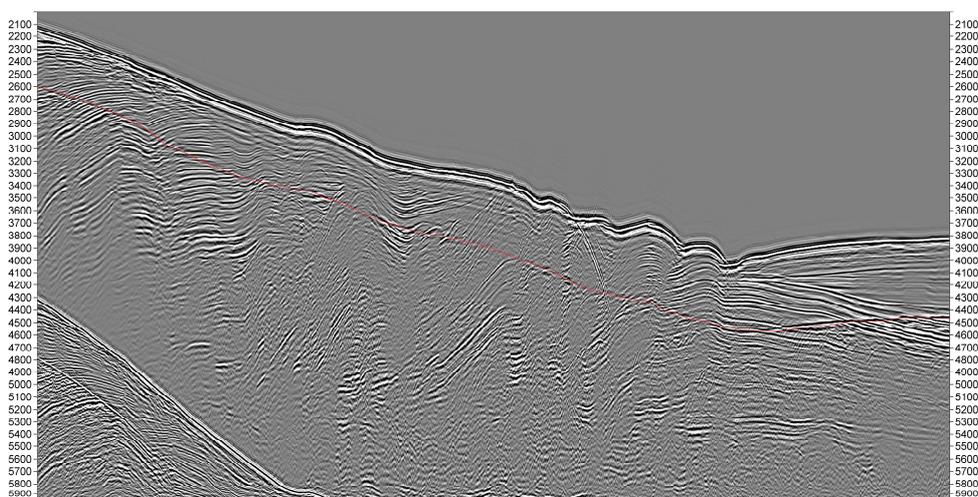


Figura 5.1: Identificação do horizonte alvo na seção sísmica empilhada.

O *BSR* foi identificado em média aos 4490ms (tempo duplo de trânsito) dentro do intervalo *CDP* de análise. O próximo passo foi demarcar o horizonte de interesse em todos os *CDP gathers* do intervalo a ser estudado. Exemplo nas figuras 5.2 e 5.3.

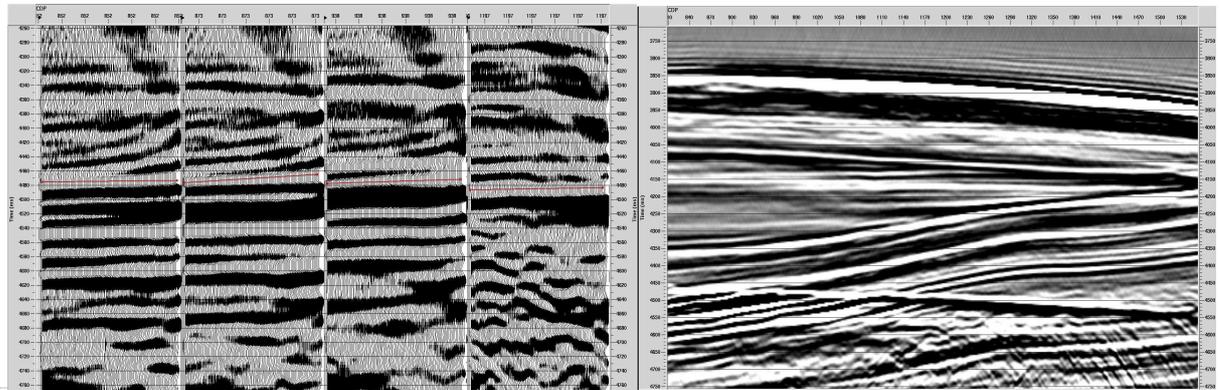


Figura 5.2: À esquerda demarcação do horizonte de interesse em vários intervalos de CDP feito no visualizador do software de processamento sísmico utilizado, à direita ampliação na seção sísmica do mesmo intervalo de análise na sísmica empilhada.

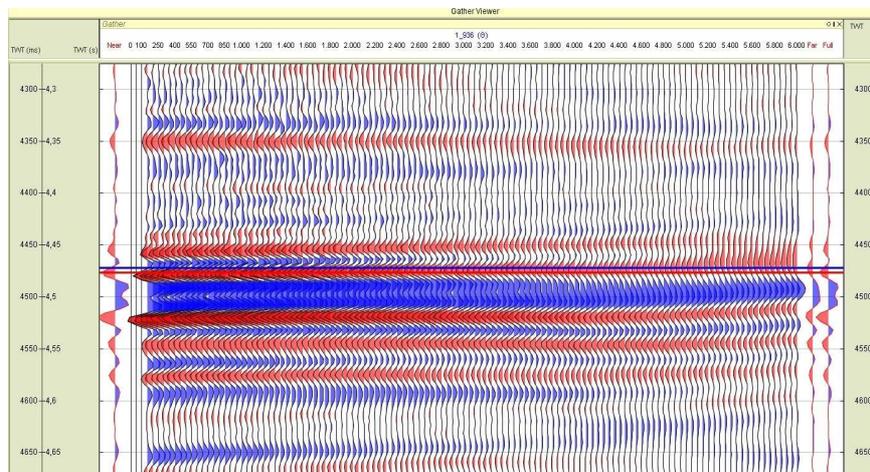


Figura 5.3: Demarcação do horizonte de interesse no CDP 936 feito no software de análise de física de rochas e atributos AVO.

5.3 Análise das amplitudes com o afastamento fonte-receptor

A próxima etapa da análise foi dispor em um gráfico, a amplitude ao longo do horizonte de interesse contra o afastamento fonte-receptor (*offset*). Este procedimento é feito para todos os *CDP's* do intervalo de estudo como

pode ser observado na figura 5.4. Alguns dos resultados são mostrados nas figuras 5.5, 5.6, 5.7.

É importante ressaltar que apesar de os gráficos mostrarem amplitudes variando até *offsets* de até 6000 metros, a aproximação utilizada (Shuey, 1985) somente leva em conta os ângulos de até 30 graus, ou seja, aproximadamente *offsets* de até 3500 metros. Logo a análise fora realizada dentro deste intervalo.

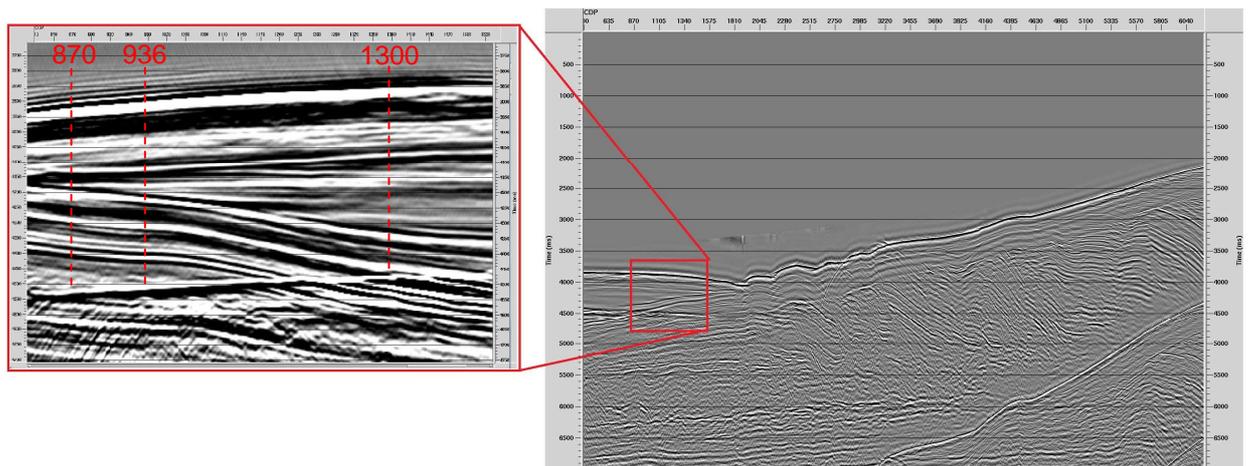


Figura 5.4: Ampliação na seção sísmica dos CDP's analisados destacados.

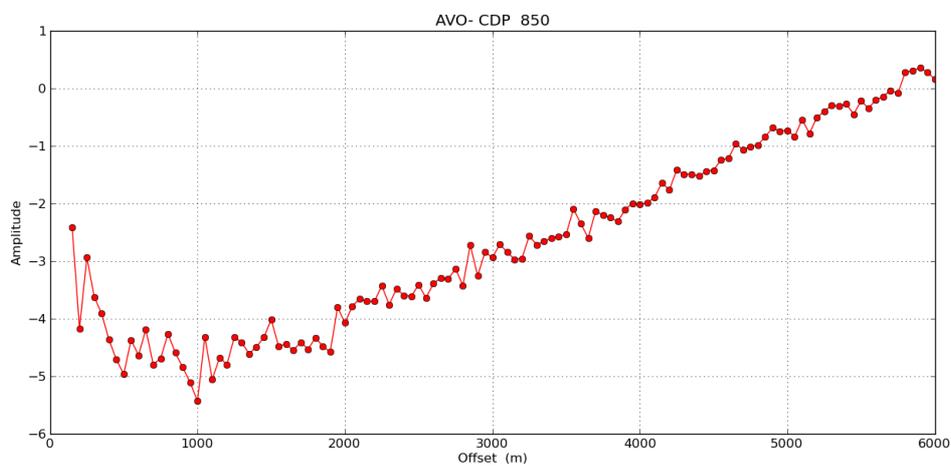


Figura 5.5: Resultado da análise AVO para o CDP 850.

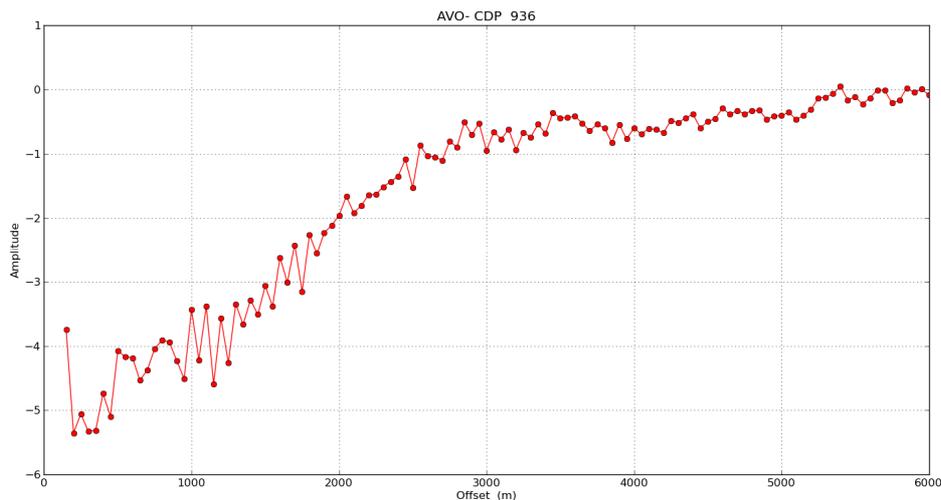


Figura 5.6: Resultado da análise AVO para o CDP 936.

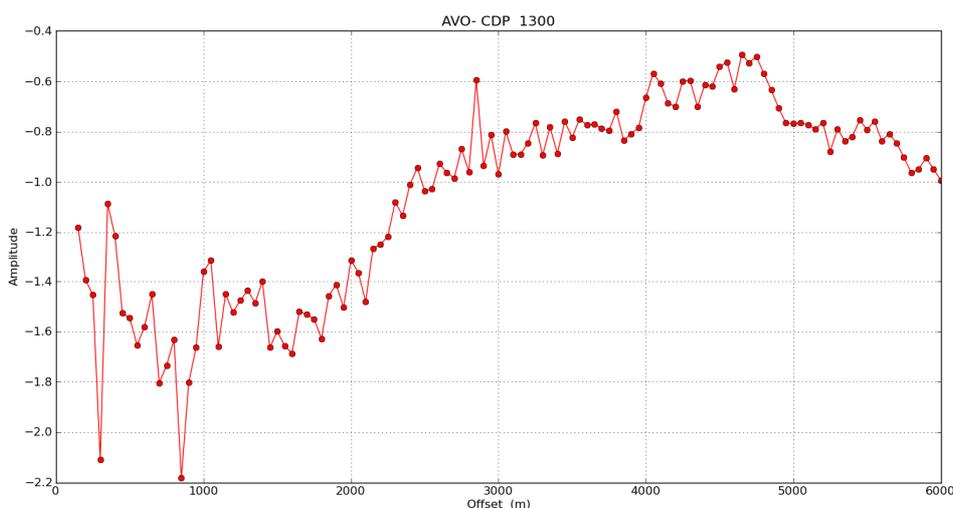


Figura 5.7: Resultado da análise AVO para o CDP 1300.

Os resultados da análise da amplitude variando com o afastamento fonte-receptor mostram que o valor da amplitude é negativo para incidência em menores afastamentos, diminuindo à medida que o afastamento fonte-receptor aumenta. É possível também notar os valores espúrios (*spikes*) nos gráficos, principalmente os apresentados na figura 5.7, esses valores são atribuídos às camadas geológicas que o *BSR* parece atravessar. Tais amplitudes dessas

camadas parecem contribuir ou confundirem-se com as amplitudes do horizonte alvo.

5.4 Geração dos Atributos AVO: A (intercept) e B (gradiente)

O valor calculado do atributo AVO intercepto (A) é atribuído ao coeficiente linear da reta fruto da regressão linear (ou mínimos quadrados) dos pontos no gráfico amplitude por *offset* (ou onde o prolongamento desta reta intercepta o eixo das ordenadas) e é considerado uma aproximação para a incidência normal (Shuey, 1985). Na figura 5.8 evidencia-se o valor deste atributo para a regressão linear da modelagem para o hidrato de gás agindo como cimento na rocha.

O atributo AVO gradiente (B) é obtido calculando o coeficiente angular fruto da regressão linear (ou mínimos quadrados) dos pontos no gráfico amplitude por *offset*, este atributo é considerado o contraste entre as razões de Poisson (notar a dependência com ângulo de incidência na aproximação de (Shuey, 1985)). Na figura 5.8 evidencia-se o valor deste atributo para a regressão linear da modelagem para o hidrato de gás agindo como cimento na rocha.

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

(Eq. 6)

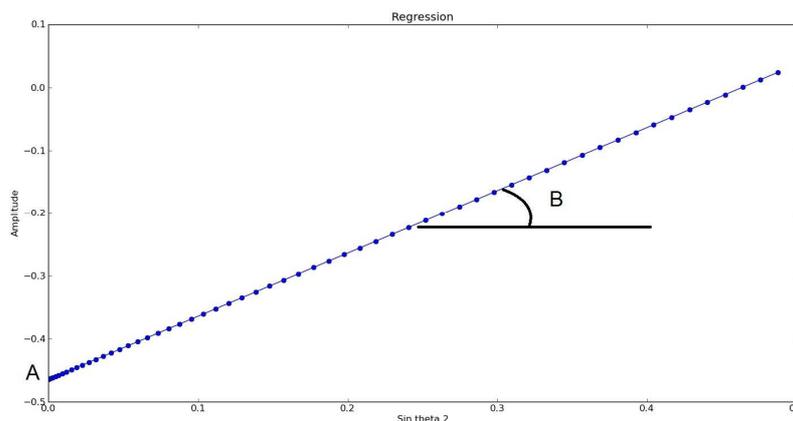


Figura 5.8: Exemplo do cálculo dos atributos intercepto e gradiente, em preto os atributos A e B.

5.5 Gráfico Intercept versus Gradiente

Uma vez calculados os valores dos atributos intercept e gradiente para cada *CDP*, eles são confrontados num gráfico. Neste gráfico são confrontados os valores desses atributos para o horizonte alvo e para os tempos vizinhos, cerca de 20ms acima e 20ms abaixo do horizonte em análise. (Castagna, 1993) classificou as regiões deste gráfico de acordo com as classes propostas por (Rutherford et al, 1989). Dependendo da localização do par ordenado no gráfico, numa determinada classe ele se encaixará. As classes foram discutidas no capítulo de fundamentação teórica deste trabalho e podem indicar comportamento esperado ou representar características geológicas do ambiente geológico estudado.

Nas figuras 5.9, 5.10 e 5.11 são evidenciados o resultado do confronto dos atributos intercept e gradiente obtidos do dado sísmico real da bacia de Pelotas. Os pontos em gradações de azul demarcam a tendência geológica regional, estes pontos são os pares de atributos (intercept e gradiente) para os tempos vizinhos ao horizonte de análise.

Os pontos vermelhos são os valores do par de atributos (intercept e gradiente) para o horizonte alvo. Ou seja, na figura 5.9 o valor do intercept é -3,8 (negativo) e do gradiente é aproximadamente 8 (positivo).

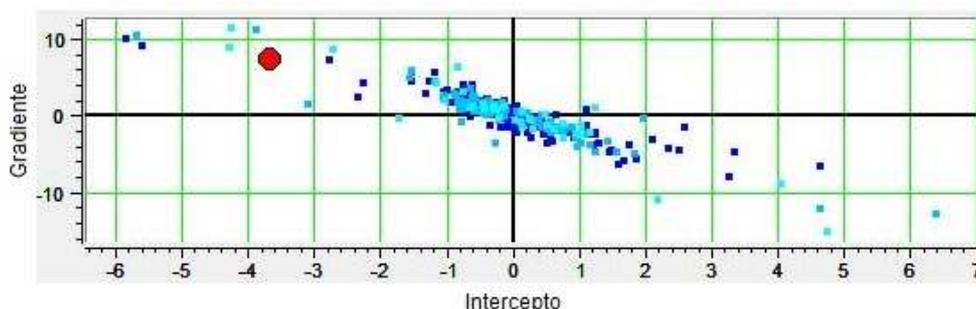


Figura 5.9: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o *CDP* 850.

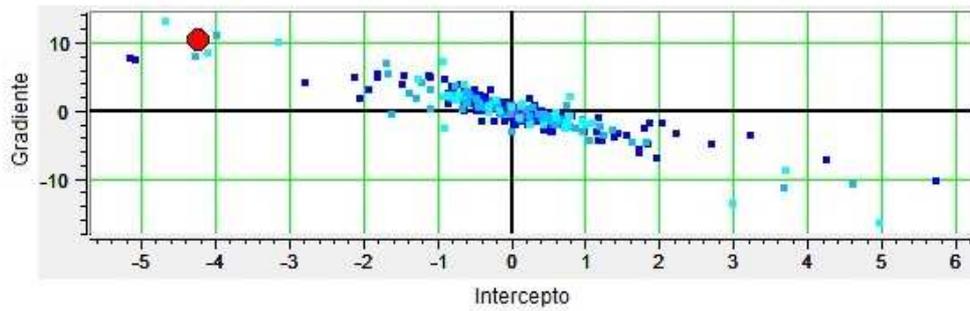


Figura 5.10: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o CDP 882.

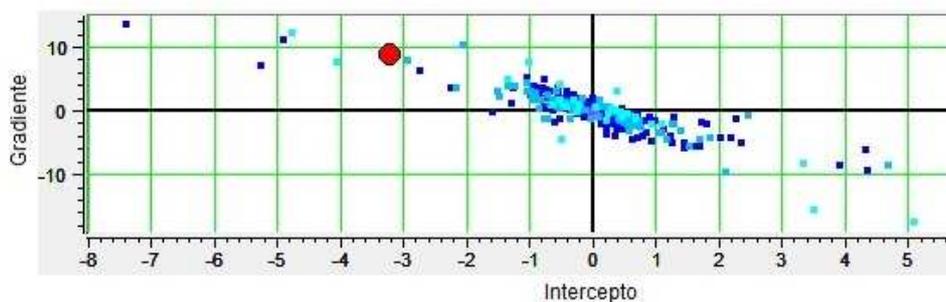


Figura 5.11: Gráfico Intercept x Gradiente evidenciando um classe IV para o horizonte alvo no CDP 902.

6. Análise dos Resultados

Após o processamento do dado sísmico, a exportação dos *CRP gathers*, importação destes no *software* de análise de física de rochas e a geração dos atributos AVO, podemos analisar como produto final da metodologia de trabalho com o dado real que os gráficos Intercept x Gradiente nos indicam uma anomalia classe IV, esta é relativamente rara e ocorre quando areias inconsolidadas (maleáveis) saturadas com gás são trapeadas por rochas mais duras como o hidrato de gás (ou folhelho).

Na figura 6.1 encontra-se a separação do gráfico intercept x gradiente em classes, segundo (Castagna, 1993).

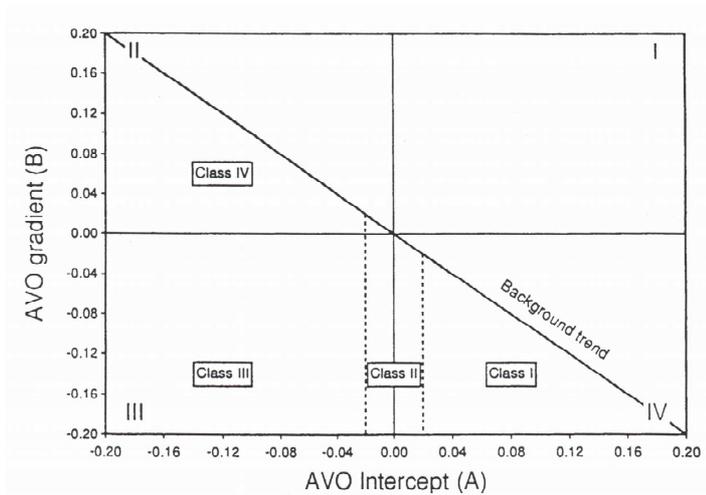


Figura 6.1: Classificação segundo (Castagna, 1993) e (Rutherford & Willians, 1989) para as regiões do gráfico Intercepto x Gradiente.

A comparação dos resultados da modelagem AVO para os diversos tipos de ocorrência do hidrato de gás com a análise AVO em dado real na bacia de Pelotas sugere que o modo de ocorrência do hidrato de gás nesta bacia é agindo na forma de cimento do arcabouço rochoso.

Na figura 6.2 são comparados os gráficos de variação da amplitude variando com *offset*. Já na figura 6.3 estão dispostos os gráficos de Intercepto por gradiente resultantes da modelagem (modelo do hidrato agindo como cimento) e da análise em dado real.

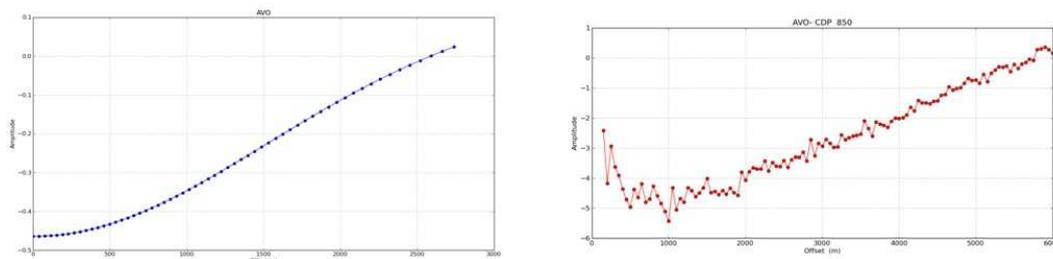


Figura 6.2: Comparação entre os gráficos de amplitude variando com offset da modelagem - hidrato agindo como cimento na rocha - (a esquerda) e da análise no dado real para o CDP 850 (a direita).

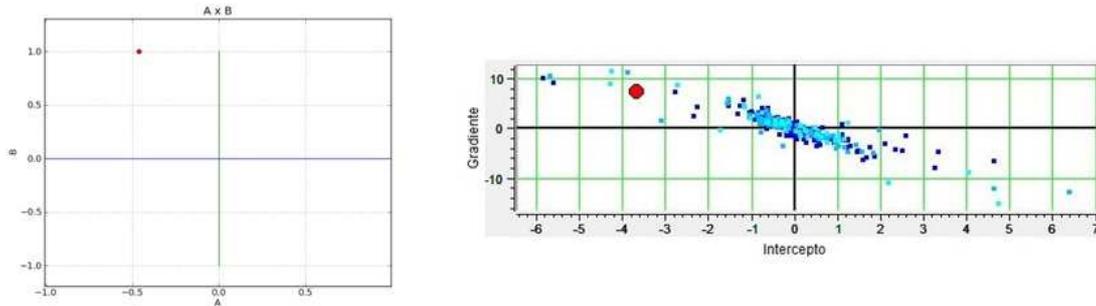


Figura 6.3: Comparação entre os gráficos Intercepto por Gradiente da modelagem - hidrato agindo como cimento na rocha - (a esquerda) e da análise no dado real para o CDP 850 (a direita).

Interpretando os resultados, é possível fazer um paralelo com a geologia da bacia de Pelotas.

Estudando os modelos propostos por vários autores, identifica-se uma variedade de configurações de ocorrências do hidrato de gás. Como analisado, o melhor modelo que descreve a ocorrência do hidrato de gás nesta bacia é o modelo onde o hidrato de gás cimenta os grãos de areia e argila, formando uma rocha que tem em seus poros salmoura.

Percebe-se que o tipo de configuração de ocorrência depende da realidade geológica local (contexto estrutural e sedimentar), que apesar de condições de aparecimento semelhantes, o grau diagenético dos sedimentos dispostos localmente parece influenciar no tipo de ocorrência de hidrato de gás.

Ou seja, o hidrato de gás atuando como cimento na rocha ocorre por conta da natureza inconsolidada dos sedimentos presentes na profundidade em questão no cone do Rio Grande na bacia de Pelotas dada as condições do aparecimento da zona de estabilidade do hidrato de gás.

(Sain et al, 2006) encontra o mesmo resultado, uma anomalia AVO classe IV, para uma saturação de hidrato de gás maior que 50% em seus estudos em uma ocorrência na margem continental indiana. Ele descreve a sedimentação local composta principalmente por sedimentos finos inconsolidados, ou seja, condições muito semelhantes às encontradas no cone do Rio Grande, na bacia de Pelotas.

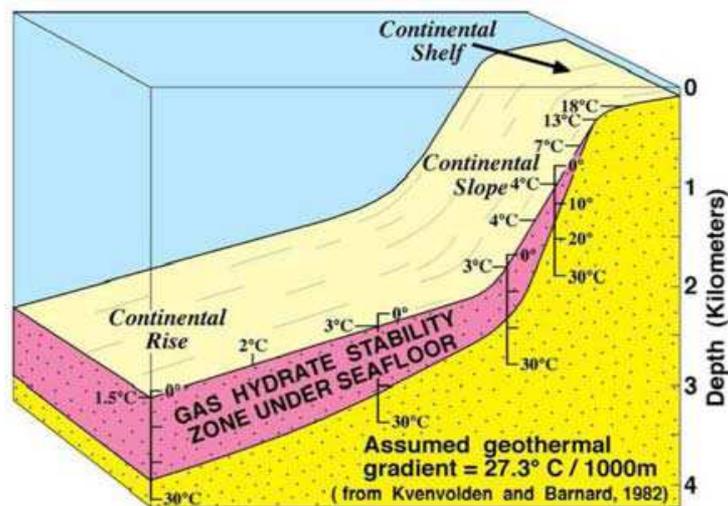


Figura 6.4: Zona de estabilidade do hidrato de gás numa margem continental passiva. Retirado de (Kvenvolden, 1993)

Portanto pode-se dizer que o grau de diagênese modifica o papel da água na composição da rocha, nos sedimentos consolidados a água faz parte do fluido de poro, numa porosidade média a pequena.

Nos sedimentos inconsolidados, a água faz papel de "matriz" num estado de pseudo suspensão. Já em sedimentos pouco consolidados a água age intermediariamente.

No momento de formação da zona de estabilidade dos hidratos de gás a água congela e segura as moléculas de metano formando os clatratos.

- Se a água neste momento for "matriz", o hidrato será matriz;
- Se a água estiver confinada nos poros numa rocha consolidada, o hidrato será conteúdo de poro;
- Porém se a água participa em um papel intermediário, o hidrato age como cimento.

7. Conclusão

Através do processamento da linha sísmica J99B194 com a conservação das relações originais de amplitude foi possível analisar como a amplitude varia com o afastamento fonte-receptor e assim identificar os hidratos de gás onde há uma superposição do horizonte de ocorrência do hidrato com as demais camadas sedimentares através da análise de atributos AVO.

Foi possível também determinar que para a ocorrência de hidratos de gás na bacia de Pelotas, houve um aumento da amplitude com o afastamento fonte-receptor com amplitudes inicialmente negativas, onde caracterizou-se uma anomalia AVO de classe IV no gráfico intercepto por gradiente.

Constatou-se mediante a análise da aplicação do método proposto que o modelo onde o hidrato de gás age como cimento na rocha é o que melhor se encaixa com o resultado encontrado no dado real da bacia de Pelotas, e que a natureza inconsolidada do sedimento superficial presente no cone do Rio Grande sugere ser determinante para esta forma de ocorrência do hidrato na bacia de Pelotas.

A análise de atributos de AVO em *CDP gathers* mostrou-se eficaz tanto para identificação de alvos quanto na caracterização e entendimento litológico destes mesmos.

Infelizmente os poços adquiridos não foram utilizados neste trabalho pois estes não atravessam a camada de hidratos de gás presentes na bacia.

Como sugestão para trabalhos futuros um estudo petrofísico pode ser aplicado nestes poços para extrapolar as curvas disponíveis bem como estudar o melhor método para se obter a Velocidade de onda S. Com estes dados, gerar um trabalho de inversão que corrobore com as conclusões aqui propostas ou estabeleça uma outra interpretação para a ocorrência dos hidratos de gás e sua resposta AVO.

Referências Bibliográficas

- Aki, K., Richards, P., 2002, Quantitative seismology: theory and methods,, Second Edition, University Science Books, Sausalito, CA.
- Alves, E. C., 1977, Estrutura Rasa do Talude e Sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai. Dissertação de Mestrado. UFRGS, 74p.
- Avseth, P., Mukerji, T., Mavko, G., 2005, Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press, 359p.
- Barros, C. S. 2009. Análise de atributos sísmicos para caracterização de hidratos de gás no Cone do Rio Grande. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –Universidade Federal Fluminense– Niterói :62 p.
- Bünz, S., Mienert, J., 2005, Gas hydrates at the Storegga Slide: Constraints from an analysis of multicomponent, wide-angle seismic data. Geophysics, 70 no. 5; p. B19-B34
- Cabrera, P., 2009. Modelagem de anomalias de amplitude sísmica. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Física) - UERJ.
- Cambois, G., 2000, Can P-wave AVO be quantitative? The Leading Edge, 19, 1246.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., and Kan, T. K., 1993, Rock physics: The link between rock properties and AVO response, Eds., Offset-dependent reflectivity -- theory and practice of AVO analysis: Investigations in Geophysics Series, Soc. Expl. Geophys., **8**, 135-171.
- Castagna, J. P., 1993, AVO analysis: tutorial and review: in Offset-dependent reflectivity. Theory and practice, Soc. Expl. Geophys.
- Castagna, J. P., Bazle, M. L., and Eastwood, R. L., 1985, Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks: Geophysics, 50, 571-581.
- CGHR (Centre for Gas Hydrate Research). 2005. Why are Gas Hydrates Important? Institute of Petroleum Engineering, Heriot-WattUniversity, Edinburgh.

- Clennell, M. B., 2000. Hidrato de Gás Submarino: Natureza, Ocorrência e Perspectivas Para Exploração na Margem Continental Brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 18(3), 2000.
- Dias, J. L.; Sad, A. R. E.; Latgé, M. A. L.; Silveira, D. P., 1994. Bacia de Pelotas: estado da arte e perspectivas exploratórias. In: Petrobras, Seminário de Interpretação Exploratória, 2, Rio de Janeiro, Anais, 270-275.
- Domenico, S. N., 1976, Effect of brine-gas mixture velocity in an unconsolidated sand reservoir: *Geophysics*, **41**, 882–894.
- Dvorkin, J., Nur, A., 1996, Elasticity of high-porosity sandstones: theory for two North sea datasets. *Geophysics*, 61, 1363-1370.
- Dvorkin, J., Nur, A., Uden, R., Taner, T., 2003. Rock physics of gas hydrate reservoir, *The Leading Edge*, 22, 842-847.
- Ecker, C., J., 1998: Sediments with gas hydrates: internal structure from seismic AVO. *Geophysics*, 63, 1659-1669.
- Fatti, J. L., Smith, G. C., Vail, P. J., Strauss, P. J., and 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.
- Fontana, R.L., 1989. Evidências Geofísicas da Presença de Hidratos de gás na Bacia de Pelotas – Brazil. Primeiro Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, vol. 1, p. 234 – 248.
- Fontana, R.L., 1990. Desenvolvimento Termomecânico da Bacia de Pelotas e Parte Sul da plataforma de Florianópolis. In: Origem e evolução de Bacias sedimentares. PETROBRAS. p.377-400.
- Fontana, R.L. 1996. Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Tese de Doutorado. UFRGS. Porto Alegre, RS. 214p.
- Gassmann, F., 1951. Elastic waves through a packing of spheres: *Geophysics*, 16, 673-685.
- Goodway, B., Chen, T., and Downton, J., 1998, AVO and prestack inversion: Presented Annual Meeting. Canadian. Soc. of Exploration. *Geophysics*.

- Koefoed, O., 1955, On the effect of Poisson's ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves: *Geophysics. Prospecting.*, 3, 381-387.
- Kvenvolden, K.A., 1993. Gas hydrates-geological perspective and global change: *Rev. Geophys.*, v. 31, p. 173-187.
- Landrum, R. A., Brook, R. A. and Sallas J. J., 1994, Polarity convention for vibratory source and recording systems (special report): *Geophysics*, 59, no. 02, 315-322.
- Lee M.W., Hutchinson D.R., Dillon W.P., Miller J.J., Agena W.F. & Swift B.A. 1993: Method of estimating the amount of in-situ gas hydrates in deep marine sediments. *Marine Geology.*, 10: 493-506.
- Lorenson, T. D., and K. A. Kvenvolden, 2001, A Worldwide Assessment of Coincidental Gas Hydrate and Petroleum Gas Occurrences, 2001 AAPG Annual Convention Program with Abstracts, v. 10: Tulsa, AAPG, p. A120.
- Mahajan, D., Taylor, C.E., Ali Monsoori, G., 2006, An introduction to the natural gas hydrate/clathrate: the major organic carbon reserve of the earth, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 56, 1-8.
- Melo, F.F. ; SILVA, C. G. ; REIS, A. T. ; ARAUJO, E. F., 2009 . Transporte de massa e hidratos de gás no Leque Submarino do Amazonas. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geofísica, 2009. v. 1. p. 1-5.
- Mepen, M. 2008. *Evolução Sedimentar da Porção Mediana e Distal da Bacia de Pelotas*. Niterói, Tese (Mestrado em Geologia Marinha e Geofísica) – Universidade Federal Fluminense.
- Ostrander, W. J. 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence: *Geophysics*, 49, p. 1637-1648.
- Popper, K. 1974. *A lógica da pesquisa científica*, S. Paulo, Cultrix.
- Riedel, M., Willoughby, E., Chopra, S., 2010. Geophysical Characterization of Gas Hydrates. SEG geophysical developments series; no 14.

- Russel, B., Adds Flavor To Seismic Soup AAPG Geophysical corner AVO, June 1999.
- Rutherford, S.R., Williams, R.H., 1989, Amplitude-versus-offset variations in gas sands: *Geophysics*, v. 54, p. 680-688.
- Sain, K., Ojha, M., Thakur, N.K., 2006, Quantitative Assessment of Gas Hydrates from AVO Crossplot: 6th International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, 208-212.
- Sava, D., Hardage, B., 2006, Rock physics characterization of hydrate-bearing deepwater sediments. *The Leading Edge*, may 2006, 616-619.
- Sava, D., and B. Hardage, 2009, Rock-physics models for gas-hydrate systems associated with unconsolidated marine sediments, in T. Collett, A. Johnson, C. Knapp, and R. Boswell, eds., *Natural gas hydrates—Energy resource potential and associated geologic hazards: AAPG Memoir 89*, p. 505– 524.
- Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50, 609-614.
- Smith, G. C. and Gidlow, P. M. 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: *Geophysical Prospecting*, 35, p.993-1014.
- Smith, G. C. and Sutherland, R. A. 1996, The fluid factor as an AVO indicator: *Geophysics*, Vol.61, No.5, p.1425-1428.
- Smith, T. M., Sondergeld, C. H., and Rai, C. S. 2003, Gassmann fluid substitution: A tutorial: *Geophysics*, V.68, No.2, p.430-440.
- Spratt, R. S., Goins, N. R., and Fitch, T. J., 1984, Pseudo-Shear — The analysis of AVO: in *Offset-dependent reflectivity — theory and practice: Society Exploration Geophysics*.
- Swisi, A. 2009. Post- and Pre-stack attribute analysis and inversion of Blackfoot 3D seismic dataset. Thesis, University of Saskatchewan Saskatoon, CA. 138p
- Tanaka, M.D. 2003. Reconhecimento das ocorrências de Hidratos de Gás no cone do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense. 87p.

- Verm, R., and Hilterman, F., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties: *The Leading Edge*, 14, No. 8, 847–853.
- Wiggins, R., Kenny, G. S., and McClure, C. D., 1984, A method for determining and displaying the shear-wave reflectivities of a geologic formation: European patent application (Mobil Oil Corporation).
- Yilmaz, O., 1987. *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysicists-SEG, Tulsa. 527p.
- Zhang, Z., 2008. A rock physics model for hydrates bearing sediments of near surface - SEG Annual meeting