



# Universidade de Brasília

## Instituto de Geociências

Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

### **Modelagem AVO de Dados Sísmicos na Bacia de Sergipe- Alagoas**

Área de Concentração em Geofísica Aplicada

Dissertação de Mestrado N° 164

Matheus Rodrigues Cunha

**Orientador:**

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha (UnB)

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Marco Ianniruberto (UnB)

Prof. Dr. Oleg Bokhonok (UniSantos)

Brasília, Julho de 2019



# Universidade de Brasília

## Instituto de Geociências

Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

### **Modelagem AVO de Dados Sísmicos na Bacia de Sergipe- Alagoas**

Área de Concentração em Geofísica Aplicada

Dissertação de Mestrado N° 164

Matheus Rodrigues Cunha

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas e Geodinâmica na área de concentração de Geofísica sob a orientação do Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha.

Brasília, Julho de 2019

## Agradecimentos

Aos meus pais, Wellington e Rose, e meu irmão, Victor, por todo o apoio, não somente durante este trabalho, mas durante todas as etapas até esse momento.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Peres Rocha, pela disponibilidade, incentivo para o início do trabalho, e por todas as produtivas conversas que tivemos.

Aos diversos colegas que dividiram a sala de pós-graduação do Observatório Sismológico: Magda, Cristóbal, Diogo, Marcos, Lavoisiane, André, Yellinson, Lyara. Lá pudemos discutir nossos trabalhos, ter muitas conversas e risadas. Ao colega Carlos, do Laboratório de Geotecnia da UnB, que gentilmente me incluiu em seu projeto, além de solucionar várias dúvidas.

Ao Observatório Sismológico da UnB como um todo: técnicos e demais funcionários que propiciaram um ambiente agradável. Aos professores Dr. George Sand Leão Araújo de França, Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta, Dr.<sup>a</sup> Mônica Giannoccaro Von Huelsen e Dr.<sup>a</sup> Susanne Maciel.

## Resumo

A Bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas, localizada no Nordeste Brasileiro, possui importância histórica na exploração de hidrocarbonetos. Como consequência, possui uma grande quantidade de dados sísmicos e de poço por toda a bacia, o que resulta numa grande quantidade de informações. Contudo, muito desse conhecimento está retido na indústria de óleo e gás. Neste trabalho aplicou-se a análise AVO em uma linha sísmica na porção sul da Bacia Sergipe-Alagoas. Foi realizado um processamento para a preparação do dado, com foco na preservação da amplitude. A partir do produto final do processamento foram calculados o intercept e o gradiente para os intervalos de tempo em que estão as rochas sedimentares da Bacia. Com base nas informações estratigráficas definiu-se 5 intervalos, e para cada foi criado um crossplot e calculada a razão  $V_p/V_s$  correspondente. Os valores de razão  $V_p/V_s$  foram comparados aos valores obtidos através das medidas de um poço próximo à linha processada. Observou-se que a partir da análise AVO foi possível obter valores de razão  $V_p/V_s$  com tendência similar aos das medidas in situ, embora existam diferenças entre eles. A partir dos gráficos, observou-se que para os primeiros mil metros a razão  $V_p/V_s$  é alta, e decai conforme aumenta a profundidade. Essa profundidade coincide com folhelhos, contudo não existe relação entre a razão  $V_p/V_s$  e as medidas de raio gama, um indicador de folhelhos. Também foram delimitadas as principais Sequências estratigráficas observadas na seção sísmica empilhada, ordenadas em: embasamento, Sequência Rife, Sequência Transicional Sequência Marinha Regressiva. A Sequência Marinha Transgressiva que ocorre em outras regiões da Bacia não está presente nessa região.

Palavras-Chave: AVO, Sísmica, Sergipe-Alagoas,  $V_p/V_s$

## Abstract

The Sergipe-Alagoas sedimentary basin, located in the Northeast Brazil, has an historical value on the hydrocarbon exploration. As a consequence, it presents a large dataset of seismic lines and drilled wells all over the basin, which results in a large amount of information. However, many of this knowledge is kept in the oil and gas industry. In this work it was applied the AVO analysis in a seismic line on the southern region of the Sergipe-Alagoas basin. It was applied a processing as preparation for the data, focused on preserving the amplitude. From the final result of the processing stage, it was calculated the intercept and the gradient for the time interval that comprehends the sedimentary rocks of the basin. Based on the stratigraphic information, 5 intervals were defined, and for each one, a crossplot was generated and the  $V_p/V_s$  ratio calculated. The  $V_p/V_s$  ratio values were compared to the ones obtained from measurements from a well near the seismic line. From the AVO analysis it was possible to get  $V_p/V_s$  values with a trend similar to the in-situ measurements, though there are differences between them. From the graphs, it is observed that for the shallowest thousand meters the  $V_p/V_s$  values are high and they decrease as the depth increases. At these depths, shales are found, however there is no correlation between the  $V_p/V_s$  ratio and the gamma ray measurements, which is a shale indicator. In addition, the main Stratigraphic Sequences were identified, ordered in: basement, Rift Sequence, Transitional and Marine Regressive Sequence. The Marine Transgressive Sequence that appears in other regions of the basin was not found in this area.

Keywords: AVO, Seismic, Sergipe-Alagoas,  $V_p/V_s$

# Sumário

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>iii</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>iv</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>v</b>
<b>Sumário</b> .....	<b>vi</b>
<b>Lista de Figuras</b> .....	<b>viii</b>
<b>1 Introdução</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Geologia</b> .....	<b>5</b>
2.1 Abertura do Atlântico Sul .....	5
2.2 Bacia Sergipe-Alagoas .....	8
<b>3 Referencial Teórico</b> .....	<b>16</b>
3.1 Deconvolução Preditiva .....	16
3.2 Transformada Radon .....	19
3.3 Correção NMO .....	21
3.4 Análise de Velocidade.....	24
3.5 Migração Pré-Stack em Tempo (PSTM).....	26
3.6 AVO .....	29
<b>4 Materiais e Métodos</b> .....	<b>34</b>
4.1 Dados.....	34
4.2 Pré-Processamento .....	36
4.3 Processamento .....	41
<b>5 Resultados e Discussões</b> .....	<b>51</b>
<b>6 Conclusão</b> .....	<b>68</b>
<b>7 Referências Bibliográficas</b> .....	<b>70</b>
<b>8 Anexo – Perfilagem de poço</b> .....	<b>78</b>

<b>9</b>	<b>Anexo – Litologia e Razão Vp/Vs.....</b>	<b>79</b>
----------	---	-----------

## Lista de Figuras

Figura 1.1 - Localização da área de estudo, a Bacia de Sergipe-Alagoas. Também são mostrados o poço e a linha sísmica utilizados no trabalho.....	1
Figura 2.1 - Evolução tectono-sedimentar ilustrando as etapas na separação dos continentes Africano e Sul-Americano (Mohriak, 2003). .....	7
Figura 2.2 – Localização da Bacia Sergipe-Alagoas.....	9
Figura 2.3 – Carta estratigráfica da coluna sedimentar da Sub-Bacia de Sergipe (Campos Neto et al., 2007).....	14
Figura 2.4 - Carta estratigráfica da coluna sedimentar da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).....	15
Figura 3.1 - Modelo convolucional. O sismograma pode ser representado como como a convolução entre a forma de onda e a série de refletividade, que é resultado do conjunto de coeficientes de reflexão. Modificado de Yanqin e Guoshan (2014). .....	17
Figura 3.2 - Transformada Radon parabólica. As parábolas no domínio x-t são transformadas em pontos no domínio $\tau$ -q, o que permite diferenciar suas velocidades e assim remover ruídos e múltiplas, que possuem velocidades diferentes dos eventos primários. Modificado de Souza et al. (2016). .....	21
Figura 3.3 – Representação em raio de uma onda partindo da fonte S, refletida no ponto D e chegando ao receptor no ponto G. O tempo de trânsito para o percurso SDG depende da velocidade do meio, da espessura da camada e varia com a distância entre a fonte e o receptor. ....	22
Figura 3.4 - a) Conjunto CMP antes da correção NMO. b) Conjunto CMP após a correção NMO. A correção é equivalente à diferença de tempo entre o tempo zero e o tempo do evento em uma posição x qualquer. (Yilmaz, 2001). .....	23
Figura 3.5 - Análise de velocidade utilizando o espectro de amplitudes. Os eventos foram horizontalizados com a utilização da correção NMO. Na região em azul, estão concentradas as melhores velocidades para o ajuste da curva. (Yilmaz, 2001). .....	25
Figura 3.6 – Elipse no plano y-z, adotando um tempo de percurso, afastamento e velocidade constantes. A trajetória de um raio que parte da fonte S, é refletido no ponto R e chega ao ponto G.	

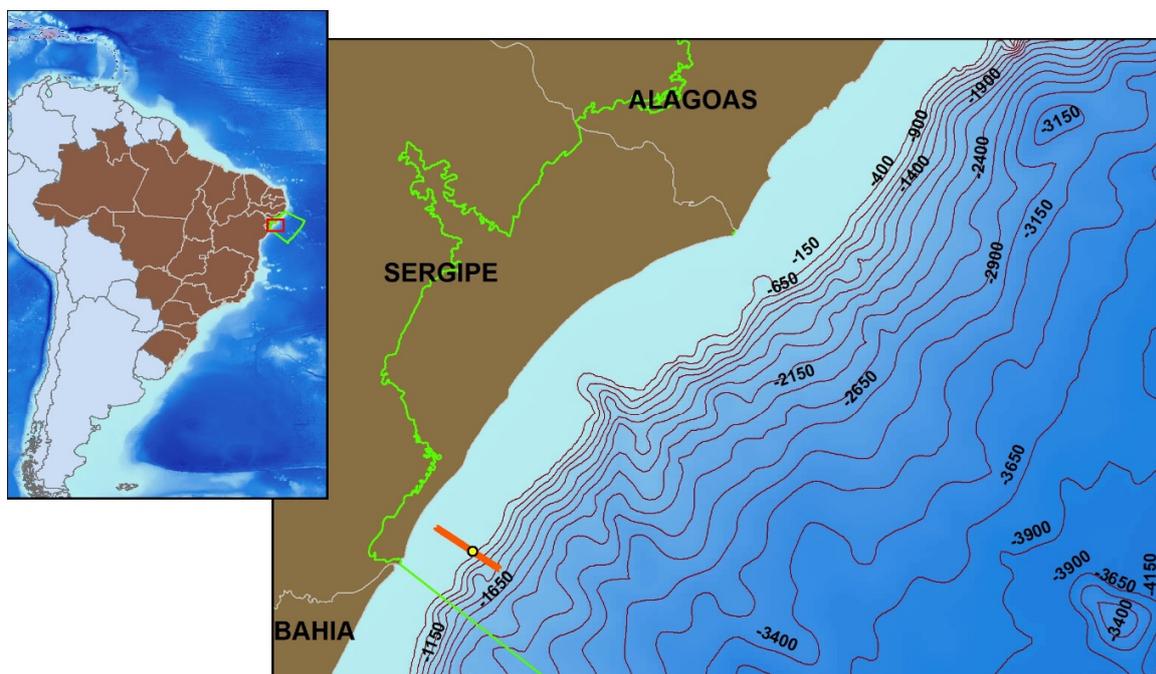
Observa-se que o ponto médio M não coincide com o local da reflexão. Adaptado de Yilmaz (2001). .....	27
Figura 3.7 – a) Tempos de trânsito das curvas de difração dispostos na forma da “Pirâmide de Quéops” e b) “Pirâmide de Quéops” disposta com linhas de <i>offset</i> comum. Essas são as trajetórias de raios utilizadas na soma das amplitudes das difrações. ....	28
Figura 3.8 - Reflexões e Transmissões nos na interface entre os meios 1 e 2 a partir de uma onda P incidente. ....	30
Figura 3.9 – As classes AVO estão divididas de acordo com o coeficiente de reflexão ( <i>intercept</i> ) e a inclinação da curva (gradiente). Em a) é apresentado o gráfico de coeficiente de reflexão pelo ângulo de incidência; e em b) o <i>crossplot</i> do gradiente e do <i>intercept</i> . Modificado de Castagna e Swan (1997). ....	33
Figura 4.1 - Localização da linha sísmica e do poço. Eles estão localizados próximos ao talude, na região costeira do estado de Sergipe. ....	35
Figura 4.2 - Fluxograma com as etapas realizadas no pré-processamento e processamento do dado. ....	36
Figura 4.3 - Espectro de frequência: a) do dado bruto com amostragem de 2 ms, e frequência máxima de 250 Hz; b) após a subamostragem para 4 ms, na qual a frequência máxima foi reduzida para 125 Hz, e portanto não existem mais frequências acima desse limite; e c) após a aplicação de um filtro passa-banda em b). A janela tracejada em a) indica o tamanho máximo das janelas em b) e c). ....	37
Figura 4.4 - Comparação entre o a) dado bruto e b) após os procedimentos do pré-processamento. ....	39
Figura 4.5 - As imagens apresentam uma seleção de traços no domínio do tiro, onde: a) dado bruto; b) filtro passa banda, após a subamostragem; c) ganho e d) silenciamento de parte do sinal. ....	40
Figura 4.6 - Imagem no domínio do tiro a) antes e b) depois da deconvolução preditiva. Os benefícios da aplicação estão mais visíveis nos menores tempos de trânsito. As elipses azuis indicam diferenças nos perfis. ....	41
Figura 4.7 - Seção empilhada mostrando o resultado a) anterior e b) posterior à aplicação dada deconvolução preditiva. As elipses azuis indicam diferenças nas seções. ....	42

Figura 4.8 - Análise de velocidade a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon Parabólica.....	43
Figura 4.9 - CDP a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon parabólica. As elipses azuis indicam onde houve melhora. ....	44
Figura 4.10 - Seção empilhada a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon parabólica. As elipses azuis indicam diferenças nas seções.....	45
Figura 4.11 - Primeiro modelo de velocidades da linha sísmica, cujo dado de entrada foi tratado até a transformada Radon.....	46
Figura 4.12 - Modelo de velocidades obtido através de seleção manual. ....	47
Figura 4.13 - Segundo modelo de velocidades, após a aplicação da migração.....	48
Figura 4.14 - Resultado final após a aplicação da migração pré- <i>stack</i> .....	49
Figura 4.15 - Exemplos a) e b) da diferença entre a curva ajustada com as amostras igual a zero (preto) e sem essas amostras (vermelho). As amplitudes de interesse são aquelas definidas na cor verde.....	50
Figura 5.1 – Seção que mostra as amplitudes do: a) <i>Intercept</i> e b) Gradiente. Para cada ponto é calculado um <i>intercept</i> e um gradiente, e desse modo, é possível exibir seções que compreendem a área em estudo. ....	52
Figura 5.2 - <i>Crossplot</i> entre <i>intercept</i> e gradiente de todos os CDP, entre os tempos 0 e 3s....	53
Figura 5.3 - <i>Crossplot</i> da Figura 5.2 com a adição do ajuste linear para cada um dos conjuntos. Os coeficientes do ajuste encontram-se na Tabela 5.1.....	54
Figura 5.4 - <i>Crossplot</i> dos intervalos de tempo analisados e apresentados na Tabela 5.2: a) 0,172s-0,436s, b) 0,436s-0,920s, c) 1,076s-1,360s, d) 1,460s-1,700s e) 1,700s-2,064s. A razão VPVS de cada é aproximadamente: a) 2,86; b) 2,68; c) 2,69, d) 2,31 e e) 2,23. ....	56
Figura 5.5 - Valores de razão VPVS sobrepostos à seção sísmica empilhada. Os valores das razões foram calculados ao redor do poço, delimitados pelas regiões coloridas (CDP 2358-2458). ....	57
Figura 5.6 - Pontos da Tabela 5.2 sobrepostos aos valores de razão VPVS calculados a partir do poço. As medidas se iniciam apenas a partir dos 500 m pois não existem dados para profundidades menores. ....	60
Figura 5.7 - Curvas de razão VPVS suavizadas, mostradas juntamente com a interpolação das razões VPVS mostradas na Figura 5.6. ....	61

Figura 5.8 - Coluna estratigráfica do poço utilizado. A interpretação dos tipos de rochas foi feita pela Petrobras. ....	62
Figura 5.9 - Razões VPVS (Castagna, Batzle e Eastwood, 1985) à esquerda do poço, e o valor do raio gama à direita. Os valores da razão vão de 1,4-3,9; e os valores das medidas de raio gama vão de 14,6-125,7 API.....	64
Figura 5.10 - Correlação entre a razão VPVS e as medidas de raio gama, um indicador da quantidade de argila. ....	65
Figura 5.11 - Correlação entre a razão VPVS e a) a porosidade, através de um curva exponencial $y = 1.645 \cdot 2x$ ; em b) tem-se as médias obtidas através de janelas mostradas em a). O coeficiente R apresenta diferenças entre as imagens devido à dispersão dos pontos. ....	65
Figura 5.12 - Seção empilhada com a interpretação das principais sequências deposicionais da bacia. As linhas tracejadas indicam os possíveis horizontes, que foram delimitados com o auxílio do poço, pois as amplitudes desses refletores estão baixas, o que dificulta a observação da continuidade. ....	66
Figura 5.13 - Seção sísmica empilhada, para efeitos de comparação com a Figura 5.12. ....	67
Figura 8.1 - Conjunto de curvas das propriedades medidas na perfilagem do poço utilizado no trabalho.....	78
Figura 9.1 - Emparelhamento da coluna estratigráfica e dos valores de razão VPVS. ....	79

# 1 Introdução

A Bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 1.1) é uma bacia sedimentar, e está localizada na margem do nordeste brasileiro, nos estados de Sergipe e Alagoas, que dão nome a bacia. Ela ocupa uma área de mais de 53000 km<sup>2</sup>, entre parte *offshore* e *onshore*. Sua origem está associada com a ruptura do supercontinente Gondwana e a abertura do oceano Atlântico Sul (Asmus e Baisch, 1983; Cainelli e Mohriak, 1999a).



## Legenda

- Poço
- Linha Sísmica
- Bacia Sergipe-Alagoas

Figura 1.1 - Localização da área de estudo, a Bacia de Sergipe-Alagoas. Também são mostrados o poço e a linha sísmica utilizados no trabalho.

A evolução da margem continental brasileira é dividida em 4 megassequências principais: pré-rifte, sinrifte, transicional e pós-rifte (Cainelli e Mohriak, 1999a), que englobam a deposição dos sedimentos em diversas bacias marginais. Na Bacia de Sergipe Alagoas, essas megassequências estão melhor detalhadas nas Supersequências Paleozoica, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

A Bacia é alvo de diversos estudos geofísicos (Henao-Londoño, 1959; Campelo, 2005; de Cristo, Dutra e de Argollo, 2015; Pinheiro *et al.*, 2018), especialmente de sísmica de reflexão (Mohriak *et al.*, 1995; Francelino, Melo e Antunes, 2011; Saunders *et al.*, 2015). Isso se deve ao fato da presença de hidrocarbonetos na bacia, processo iniciado com a descoberta da acumulação Jequiá, seguida pelo Campo de Carmópolis, maior campo de petróleo do Brasil até aquele momento (Lucchesi, 1998; Milani *et al.*, 2000).

Além disso, a Bacia de Sergipe-Alagoas apresenta grande quantidade de dados sísmicos e de poços perfurados, tornando-a um local propício à aplicação de diferentes técnicas sísmicas para caracterização de suas estruturas sedimentares, e dos seus atributos composicionais e litológicos.

Segundo normas da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), as empresas que executam aquisição de dados devem entregá-los para a agência. Essas empresas possuem o direito de determinado período de confidencialidade dos dados, de modo que o acesso a eles seja restrito durante um tempo pré-definido. Ainda assim podem ser realizados estudos com dados mais antigos, cujo prazo de restrição já expirou, e assim o acesso é permitido sob solicitação, como é o caso dos dados utilizados neste trabalho. Esses dados por serem mais antigos não dispõem da mesma qualidade que os mais recentes oferecem, porém podem ser processados com técnicas mais recentes e fornecerem novas informações sobre a região.

A sísmica de reflexão, desde que começou a ser utilizada, no início do século XX, revolucionou a indústria de exploração de hidrocarbonetos (Dragoset, 2005). Seu funcionamento está baseado na geração de ondas de forma artificial, as quais viajam pelo meio, refletem nas interfaces das camadas com diferentes propriedades elásticas, e são então registradas, trazendo informações importantes a respeito da subsuperfície da região em estudo. Diversas técnicas foram desenvolvidas para extrair mais informações a partir do mesmo tipo de dado adquirido, o que torna a sísmica de reflexão uma ferramenta valiosa no estudo da subsuperfície, especialmente nas bacias sedimentares.

A análise AVO (Amplitude *vs.* *Offset*) é uma técnica baseada no conceito de que ocorre uma mudança na amplitude da onda conforme varia o afastamento (*offset*) entre fonte e receptor. Como cada tipo de rocha possui características distintas, a variação da amplitude com *offset* também varia, o que permite a extração de informações adicionais.

Durante a passagem das ondas pelas interfaces, as ondas podem ser transmitidas, refletidas ou refratadas. Além desses comportamentos, as ondas compressivas (P) transmitidas e refletidas

podem ser convertidas em ondas cisalhantes (S). Knott (1899) e Zoeppritz (1919) mensuraram os coeficientes de reflexão para cada tipo de onda, simplificados posteriormente por Aki e Richards (1980) na forma de uma matriz.

Koefoed (1955) foi o primeiro a apontar que as variações na amplitude possuíam relação com mudanças nas razões entre as velocidades das ondas P e S. Diversas simplificações foram desenvolvidas para as equações de Zoeppritz, evidenciando variáveis diferentes. Bortfeld (1961) assumiu pequenas alterações nas propriedades das interfaces. Aki e Richards (1980) também utilizaram essa abordagem para derivar as equações de maneira parametrizada. Shuey (1985) modificou as equações de Aki e Richards em função de determinados coeficientes, que descrevem o comportamento da variação da amplitude.

A técnica pode ser utilizada para a detecção de gás (Rutherford e Williams, 1989; Chiburis *et al.*, 1993; Foster, Keys e Lane, 2010) e óleo (Chiburis *et al.*, 1993; Avseth *et al.*, 2001; AlMustafa e Giroldi, 2013), monitoramento de reservatório (Brown, Bussod e Hagin, 2007; Chadwick *et al.*, 2010; Ivanova *et al.*, 2013) e identificação de litologia (Verm e Hilterman, 1995; Avseth, Flesche e VanWijngaarden, 2003; Bachrach *et al.*, 2004; Tsuneyama, Takahara e Nagatomo, 2014). A utilização do AVO permite melhor caracterizar os reservatórios em termos de sua litologia e da presença ou não de hidrocarbonetos, o que diminui os riscos na exploração de óleo e gás (Roden *et al.*, 2014).

Ainda que seja aplicado nas bacias marginais brasileiras (Valença, Milani e Setúbal, 1999; Amorim *et al.*, 2005; Silva, Portugal e Vidal, 2010; Cabrera, Moraes e Cetale, 2011), os resultados AVO são pouco difundidos, parte devido a confidencialidade adotada pelas empresas com o intuito de proteger sua propriedade intelectual, e também porque as aplicações da técnica estão concentradas naquelas bacias cujo potencial de retorno de hidrocarbonetos é maior, pois é uma ferramenta bastante utilizada para incrementar as informações sobre reservatórios identificados.

Não existem trabalhos disponíveis sobre a aplicação da análise AVO na Bacia de Sergipe-Alagoas, e sua aplicação naquela região poderia contribuir para o estudo das características das litologias presentes, além de auxiliar na compreensão dos atributos sísmicos, uma vez que cada bacia sedimentar possui características de sedimentação diferentes, o que influencia na amplitude do sinal. Dessa maneira, o AVO poderá complementar o processamento de dados sísmicos, ao trazer novas informações petrofísicas, mensuradas diretamente a partir dos dados.

O objetivo do trabalho foi o de caracterizar através da sísmica de reflexão as rochas da Bacia de Sergipe-Alagoas, especialmente com a utilização da análise AVO. Para isso, foi feito o processamento de uma linha sísmica na região, procurando-se preservar as amplitudes para que não houvesse prejuízo na aplicação da análise AVO. Com o auxílio de um poço adjacente à linha sísmica, buscou-se observar a variação da amplitude e sua relação com as diferentes litologias, e realizar a delimitação das Sequências sedimentares.

## 2 Geologia

### 2.1 Abertura do Atlântico Sul

O supercontinente Gondwana era formado por diversos terrenos, além dos Crátons Amazonas e São Francisco, adicionados durante o Brasiliano. A quebra do Gondwana ocidental ocorreu no Jurássico Superior e no Cretáceo Inferior, a partir das regiões ao sul do continente e alcançou as regiões ao norte entre o Aptiano Superior e Albiano Inferior. Indicadores da subsidência inicial são os riftes abortados na região nordeste do Brasil, e os derrames basálticos na Bacia do Paraná e onde seriam posteriormente as bacias marginais.

A abertura do oceano Atlântico Sul é dividida por duas regiões distintas. A separação inicial que ocorreu na região equivalente à sua porção sul, denominada margem leste, e cujos vetores apresentavam baixa angulação. A separação na margem equatorial possuía componentes transtensionais (Matos, 2000).

O evento inicial de rifteamento apresentava duas frentes: uma no Norte, próxima à margem continental das Guianas, com fraturas e depressões que se estendiam ao longo da margem equatorial; e outra no Sul, próxima à Argentina, Uruguai e à Bacia de Pelotas. Ambas as frentes se encontraram posteriormente no segundo ciclo de rifteamento, na margem continental perto das cidades de Natal e Recife (Conceição, Zalán e Wolff, 1998).

Os principais eventos estratigráficos que compuseram a evolução da margem continental brasileira estão divididos em 4 megassequências: pré-rifte, sinrifte (continental), transicional e pós-rifte (marinha) (Asmus e Baisch, 1983; Cainelli e Mohriak, 1999a; Mohriak, 2003).

A megassequência pré-rifte ocorreu ainda no supercontinente Gondwana, anteriormente ao rifte, e formou depressões que foram preenchidas por sedimentos de águas rasas. Compreende a supersequências paleozoica e jurássica, separadas por um hiato ocorrido no Triássico. Pulsos de subsidência desencadearam depressões regionais e precederam a fase principal do rifteamento.

A megassequência sinrifte foi depositada em ambiente continental, por isso também é referida como megassequência continental. Os sedimentos de origem fluviais e lacustres se depositaram durante a movimentação divergente das placas sul-americana e africana, entre o Jurássico Superior

e o Cretáceo Inferior. O limite leste dessa megassequência também é um importante indicador de hidrocarbonetos provenientes de rochas lacustrinas (Mohriak, 1995). A sedimentação inicial incluía rochas siliciclásticas entre as bacias Sergipe-Alagoas e Espírito Santo, e entre as bacias de Santos e Pelotas, rochas vulcânicas (Mohriak, 2003).

A megassequência transicional representa a passagem da etapa continental para a marinha. Nela houve a deposição de sedimentos silicilásticos e posteriormente evaporíticos. Com o fim do estiramento litosférico e da evolução dos riftes, a atividade das falhas diminui consideravelmente. Houve um período de erosão, que atingiu os blocos rifteados, e cessou com o aumento do nível do mar. No Aptiano, o oceano Atlântico ainda estava em formação, sendo ainda um golfo alongado entre as placas Sul-Americana e Africana (Asmus, 1984).

A megassequência pós-rifte (marinha) é caracterizada pelo esfriamento da litosfera, ocasionando uma subsidência na direção da bacia profunda, e tornando o ambiente do tipo marinho aberto. Ela está dividida em duas supersequências, uma transgressiva e outra regressiva. A Supersequência transgressiva é espessa, mas a origem de seus sedimentos é restrita. A Supersequência regressiva contém sedimentos siliciclásticos, de ambiente marinho aberto (Mohriak, 2003).

Na margem divergente, os estágios da separação continental (Figura 2.1) são divididos em cinco fases (Cainelli e Mohriak, 1999). A primeira fase é caracterizada pela ascensão da astenosfera, resultando em um afinamento da litosfera, o que propiciou o início do movimento de separação dos continentes. Na segunda fase há o surgimento de falhas na crosta continental e a formação de grábens, preenchidos com sedimentos lacustres. Na terceira fase é continuada a expansão da crosta, e grandes falhas rotacionam os blocos da fase anterior. Ao fim dos processos de rifteamento a dorsal intrude na crosta.

A quarta fase é marcada por episódios de magmatismo, e pela ocorrência de uma discordância regional que erodiu os blocos de rifte anteriores e evidenciou as diferenças entre os ambientes continentais, transacionais e marinhos (Mohriak, 2003). Na quinta fase há o aumento do nível oceânico, que permitiu a deposição de carbonatos e sedimentos na região de águas profundas.

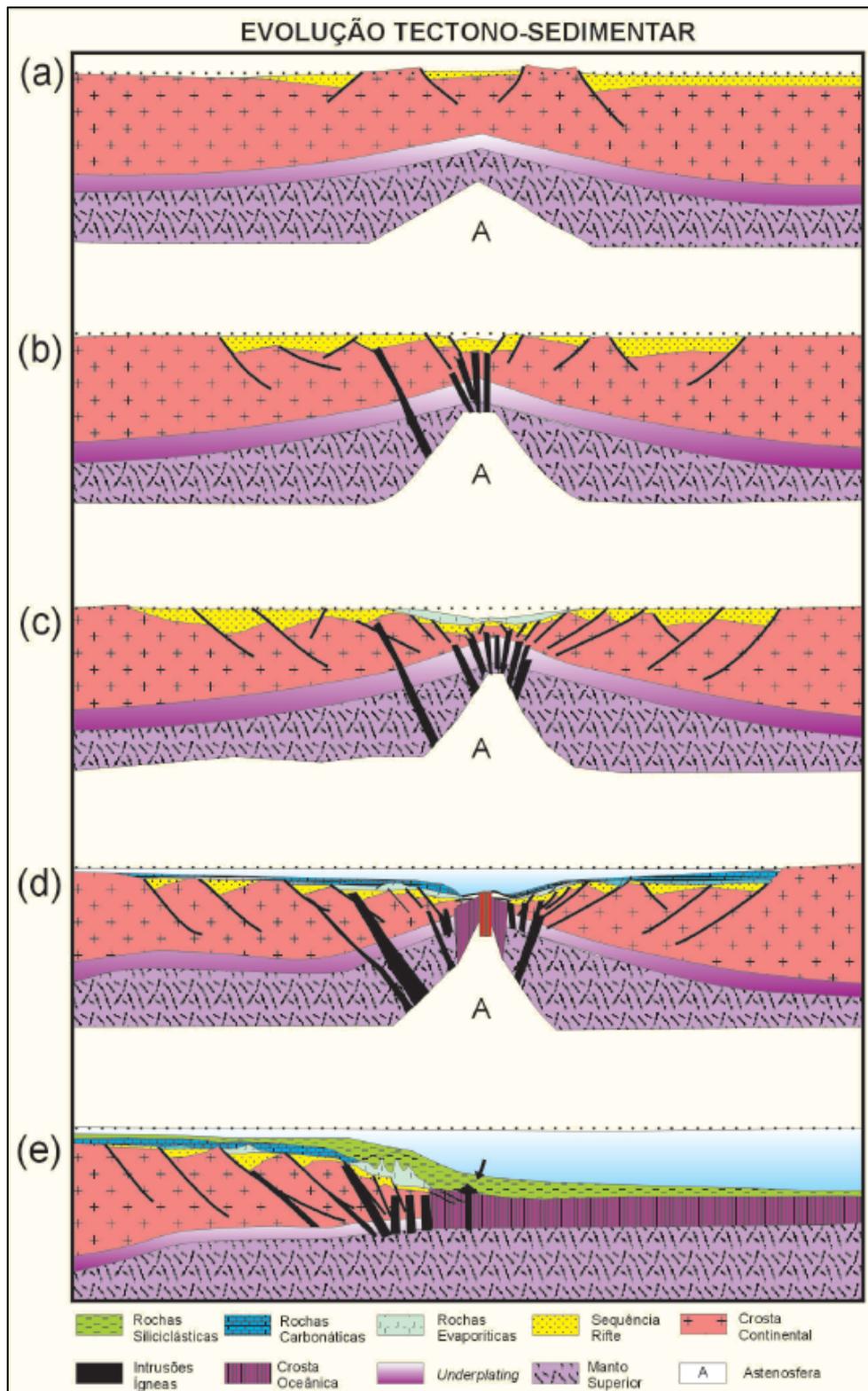


Figura 2.1 - Evolução tectono-sedimentar ilustrando as etapas na separação dos continentes Africano e Sul-Americano (Mohriak, 2003).

Na margem transformante, são três os estágios principais: pré-transformante, sin-transformante e pós-transformante (Matos, 2000). O primeiro estágio contém uma fase de sedimentação anterior às tensões, e outra fase sin-transtensão, que originou depocentros NW-SE. O segundo estágio, sin-transformante, possui regiões com comportamentos variados: alguns segmentos são caracterizados por transtensão de cisalhamento puro, outras regiões com transtensão e transpressão, de cisalhamento tipo *wrench*; além de uma fase de margem passiva (Mohriak, 2003). O último estágio, pós-transformante, foi marcado por uma margem passiva transformante, na qual houve subsidência e sedimentação na margem continental.

## 2.2 Bacia Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas localiza-se na costa leste brasileira, e se estende pela margem dos estados de Sergipe e Alagoas (Figura 2.2). Ocupa uma área de 53 000 km<sup>2</sup>, dos quais 13 000 km<sup>2</sup> compreendem a porção terrestre e 40 000 km<sup>2</sup> a porção submersa. Está limitada ao norte pela Bacia de Pernambuco-Paraíba e pelo Alto de Maragogi, e ao sul pela Bacia de Jacuípe e pelo sistema de falhas Vaza-Barris (Mohriak, 2003). Divide-se em duas Sub-bacias: Sergipe e Alagoas, separadas por um alto local um pouco ao norte do Rio São Francisco (Aquino e Lana, 1990; Mohriak, Bassetto e Vieira, 1998).

Apesar de apresentarem algumas diferenças, as bacias são usualmente representadas como uma só. Entre os motivos está que o Alto de Japoatã-Penedo, presente apenas na região emersa e água rasas não constitui um divisor de bacias, e que na região de águas profundas não há feição geológica que implique na divisão das bacias (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007). Apesar da similaridade estratigráfica do Neopaleozoico e do Jurássico entre as bacias, na Sub-bacia de Alagoas a série Inferior do Cretáceo encontra-se mais desenvolvida, enquanto na Sub-bacia de Sergipe o desenvolvimento mais proeminente ocorre nas séries inferior e superior (Feijó, 1994).

O embasamento das Sub-bacias é distinto. O embasamento da Sub-bacia de Sergipe (Figura 2.3) é formado por rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos grupos Miaba (Humphrey e Allard, 1969) e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933). Na Sub-bacia Alagoas (Figura 2.4) o embasamento é composto por rochas graníticas proterozóicas que pertencem ao maciço Pernambuco-Alagoas.



Figura 2.2 – Localização da Bacia Sergipe-Alagoas.

A sinéclise da bacia corresponde ao grupo Igreja Nova, inserida na Supersequência Paleozoica. Essa Supersequência compreende as Sequências Carbonífera e Permiana. Na Sequência Carbonífera ocorreu a deposição da Formação Batinga, cujos sedimentos provém de ambiente glacio-marinho. A Sequência Permiana relaciona-se com a Formação Acaré e seus sedimentos de ambiente desértico, litorâneo e deltaico, com retrabalhamento eólico (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

A Supersequência Pré-Rifte compreende o Grupo Perucaba, que reúne rochas fluvio-lacustres no vale do Rio Perucaba (Feijó, 1994) e as Formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. A Formação Candeeiro é composta de arenitos depositados em ambiente fluvial entrelaçado, e corresponde temporalmente à deposição dos folhelhos lacustres da Formação Bananeiras (Mohriak, Bassetto e Vieira, 1997). Os arenitos da Formação Serraria, que tem origem em um sistema fluvial entrelaçado e posteriormente retrabalhados, foram depositados concordantemente em relação a Formação Bananeiras. A deposição dos sedimentos na Supersequência Pré-Rifte estendeu-se do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, e pode ter ocorrido na forma de sinéclise intracratônica, com depocentro à nordeste do Alto de Aracaju (Van Der Ven, Cainelli e Fernandes, 1989).

A Supersequência Rifte compreende o Grupo Coruripe, e suas respectivas Formações: Feliz Deserto, Barra de Itiúba, Penedo, Rio Pitanga, Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Maceió e Muribeca. O início desse estágio é alvo de controvérsias entre os especialistas. Esse trabalho adota a referência de Campos Neto et al. (2007), na qual o rifte teve início no Andar Rio da Serra (Berriasiano) com um lago na Formação Feliz Deserto, acompanhado do aumento da subsidência. O rifte teve fim no Andar Alagoas (Aptiano), com o aumento do tectonismo na Bacia.

Na fase rifte desenvolveu-se um sistema de falhas com direções norte-sul e leste-oeste com cisalhamento sinistral, resultando em um conjunto de grábens escalonados em *échelon* com orientação N-S, ao longo do *strike* SW-NE, cujo depocentro deslocou-se de Sergipe para Alagoas, onde atingiu seu ápice (Van Der Ven, Cainelli e Fernandes, 1989). Durante o processo de ruptura litosférica, não houve magmatismo associado (Milani *et al.*, 2000).

A Formação Feliz Deserto é formada por folhelhos com delgadas intercalações de arenitos, através de um sistema lacustre-deltaico. A Formação Barra de Itiúba é composta por folhelhos intercalados com arenitos finos, depositados por deltas e com retrabalhamento eólico (Pinho e Costa, 1990) em ambiente lacustre.

Os arenitos da Formação Penedo são finos à grossos, mal selecionados, com estratificação cruzada acanalada, e as rochas retratam a deposição em sistemas fluviais entrelaçados e retrabalhamento eólico (Ferreira, 1990). A Formação Rio Pitanga apresenta conglomerados e brechas, depositados por leques aluviais de borda de falha. A formação Morro do Chaves descreve os carbonatos, de calcirruditos à pelecípodes (Feijó, 1994) e folhelhos intercalados à rochas das Formações Rio Pitanga, Poção e Coqueiro Seco (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

A deposição dessas formações diferencia-se de acordo com a sub-bacia, pois na Sub-bacia de Sergipe a deposição dos sedimentos das Formação Rio Pitanga e Penedo nas regiões proximais, e nas porções distais a Formação Barra de Itiúba. Na Sub-bacia de Alagoas a deposição da Formação Penedo era concomitante à Formação Barra de Itiúba (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

Na Formação Coqueiro Seco há uma alternância de sedimentos, entre arenitos e folhelhos. Ela foi depositada em um sistema alúvio-deltaico e lacustre com elevada taxa de sedimentação, que teve origem no aumento do grau de tectonismo que se espalhava pela bacia, associada também a uma elevada taxa de subsidência. A Formação Poção é composta por conglomerados mal selecionados depositados em leques aluviais, que gradam lateralmente para as formações Penedo e Coqueiro Seco (Feijó, 1994). A Formação Ponta Verde é formada por folhelhos depositados em ambiente lacustre.

Durante o Estágio Rifte, na Sub-bacia de Sergipe a deposição dos sedimentos se caracterizou na região proximal pelos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e carbonatos da Formação Morro do Chaves. Na região distal, a sedimentação dominante era deltaico-lacustre com arenitos e folhelhos da Formação Coqueiro Seco. Na Sub-bacia de Alagoas havia preponderância de sedimentos da Formação Coqueiro Seco que se destacam em relação aos sedimentos das formações Poção e Morro do Chaves (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

Nas rochas dos Andares Jequiá e Alagoas está caracterizado um evento transgressivo na Sub-bacia de Alagoas. Esse evento é representado pelo conjunto de folhelhos betuminosos denominado Folhelho “C” (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007).

A Formação Maceió é formada pela intercalação de arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos. Está distribuída pela Bacia e encerra o Estágio Rifte. A deposição dos sedimentos foi controlada pelos períodos climáticos, em ambiente lacustre e depósitos de fluxos gravitacionais (Arienti, 1996). A deposição dos evaporitos “Paripueira”, de origem marinha, na Bacia Sergipe-Alagoas complementam as evidências de incursões marinhas (Florencio, 1996). Essas deposições ocorreram no segundo pulso tectônico do Estágio Rifte, marcado por tectonismo severo. Ocorreu o soerguimento de parte da região emersa da Sub-bacia de Sergipe e parte da região terrestre da Sub-bacia de Alagoas. Como consequência da divergência entre as placas Sul Americana e Africana, houve um aumento na taxa de subsidência térmica, o que resultou na formação da Linha

Charneira Alagoas (LCA). A LCA alterou os depocentros, e desse modo a distribuição do sistemas deposicionais foi controlada pelas sub-bacias (Van Der Ven, Cainelli e Fernandes, 1989).

A Supersequência Drifte engloba a deposição dos grupos Sergipe e Piaçabuçu, compostos principalmente por carbonatos marinhos, e que teve início devido a subsidência termal iniciada no Albiano (Van Der Ven, Cainelli e Fernandes, 1989). A remoção das barreiras de restrição, propiciaram a instalação de condições de mar aberto. Desenvolveu-se primeiramente a Formação Riachuelo, cujas rochas estão mais desenvolvidas na Sub-bacia de Sergipe (Feijó, 1994). Essa formação é composta por três membros. O Membro Angico, que contém rochas siliciclásticas depositadas por meio de leques deltaicos na borda da bacia. Mais longe da costa, onde o aporte sedimentar é menor, houve o aumento do desenvolvimento de uma rampa carbonática do Membro Maruim, parcialmente dolomitizado. Nas lagunas e no talude havia a deposição intercalada de calcilutitos e folhelhos do Membro Taquari.

A Formação Cotinguiba é uma rampa carbonática, formada por calcilutitos maciços do Membro Sapucarai, depositados na parte proximal; e folhelhos, margas e calcilutitos do Membro Aracaju, depositados no talude e na bacia (Koutsoukos, 1989; Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007). Ao fim do Coniciano, o rebaixamento do nível do mar propiciou a erosão de parte das sequências, denominada discordância Sub-Formação Calumbi (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007). Essa discordância constitui um refletor regional na Bacia Sergipe-Alagoas, e que apresenta simultaneidade ao magmatismo nas bacias do sudeste (Mohriak e Barros, 1990; Mohriak, Bassetto e Vieira, 1997).

O Grupo Piaçabuçu é compreendido pelas formações Calumbi, Marituba, Mosqueiro e Calumbi. Um evento transgressivo alterou a sedimentação carbonática para siliciclástica com a deposição dos folhelhos com intercalações de arenitos da Formação Calumbi, cujo ápice ocorreu no Eocampaniano. No Campaniano houve o aumento do aporte sedimentar devido a uma forte regressão, que continua até o período atual, mudando o padrão de empilhamento para progradante. Na parte proximal foram depositadas areias que formaram os arenitos da Formação Marituba e na parte distal a sedimentação dos folhelhos da Formação Calumbi, eventualmente intercalados com arenitos. No início do terciário ocorreu a deposição dos calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro (Feijó, 1994) na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba (Campos Neto, Lima e Gomes Cruz, 2007). A partir do Oligoceno até o Eomioceno a sedimentação obteve

padrão agradacional. No Plioceno uma nova regressão propiciou a deposição dos clásticos continentais e pouco compactados da Formação Barreiras na parte terrestre da bacia.

Alguns corpos magmáticos interpõem-se às rochas sedimentares na região de águas profundas e ultra profundas, identificados através da sísmica (Cainelli, 1992). Esses corpos são compactos e coniformes, e de pequena área (Feijó, 1994). Apesar da origem desconhecida, truncamentos e deformações no registro sísmico indicam que ocorreram no final do Alagoas e no Turoniano (Feijó, 1994; Mohriak *et al.*, 1995).



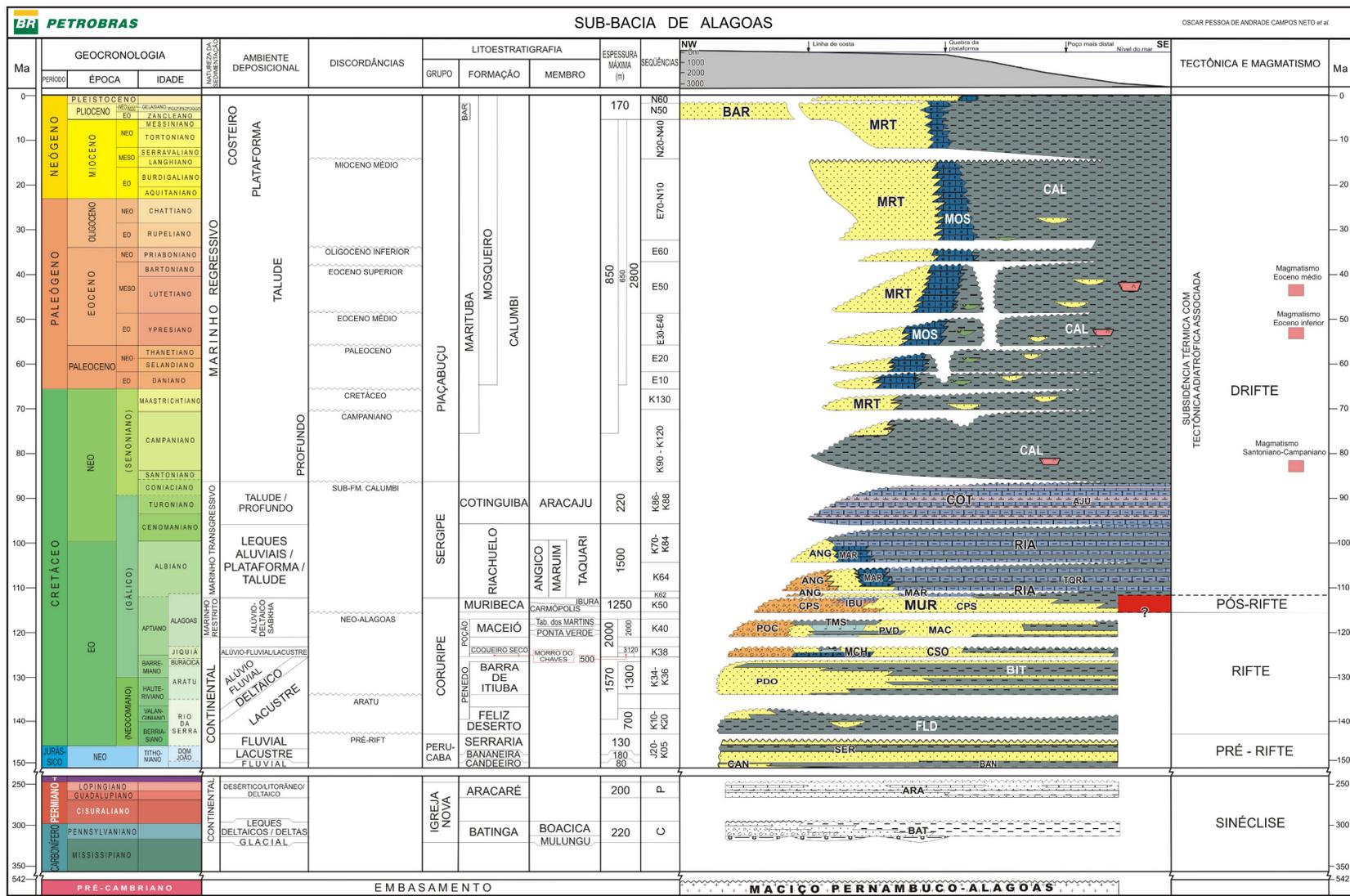


Figura 2.4 - Carta estratigráfica da coluna sedimentar da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

### 3 Referencial Teórico

Nesse capítulo serão apresentados os as principais técnicas utilizadas durante o trabalho. Em cada tópico estão os respectivos conceitos das técnicas, e compreende-las se faz necessário para melhor entender os próximos capítulos.

#### 3.1 Deconvolução Preditiva

De maneira simplificada, a deconvolução pode ser entendida como o processo inverso da convolução. Especificamente na sísmica, essa convolução ocorre entre uma forma de onda e uma série de refletividade, chamado de modelo convolucional. A principal finalidade da deconvolução é comprimir a forma de onda emitida pela fonte, o que leva à uma melhora da resolução temporal. O objetivo da técnica pode mudar, a depender do modo em que o filtro da convolução é projetado.

A Terra possui uma grande quantidade de camadas com propriedades físicas diferentes, entre as quais densidade  $\rho$  e velocidade  $v$  possuem maior importância para definir as condições para a propagação da onda sísmica refletida e sua relação com as diferentes interfaces que separam o meio em subsuperfície. O produto da densidade e da velocidade é representado pela impedância sísmica  $z$ . As relações entre duas camadas (1 e 2) podem ser definidas também pelo coeficiente de reflexão  $R$  entre elas,

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}. \quad (3.1)$$

Ele representa a quantidade de energia refletida em uma interface entre duas camadas durante a incidência normal de uma onda. Desse modo, a terra pode ser representada por um conjunto de coeficientes, formando uma série de refletividade. As reflexões são causadas devido ao contraste de impedância entre as camadas.

Uma onda emitida por uma fonte qualquer viaja pelo meio, e interage com ele. A forma com a qual o meio afeta a onda durante sua propagação é governada pelos coeficientes de reflexão (e de transmissão) das interfaces, e o conjunto de coeficientes de reflexão ao longo de todo o meio forma a função refletividade, conhecida também como resposta impulsiva do meio. Esse processo é

chamado de princípio da superposição, e pode ser entendido como a convolução da forma de onda com a série de refletividade (Figura 3.1).

O modelo convolucional descreve matematicamente a convolução no domínio do tempo entre a forma de onda e as séries de refletividade,

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t), \quad (3.2)$$

na qual  $x(t)$  é o sismograma,  $w(t)$  é a forma de onda,  $e(t)$  é a resposta impulsiva da terra e  $n(t)$  é o ruído aleatório. No domínio da frequência, a solução é apontada como

$$A_x(w) = A_w(w)A_e(w), \quad (3.3)$$

onde são apresentadas as amplitudes: do sismograma  $A_x(w)$ , da fonte  $A_w(w)$  e da resposta do meio  $A_e(w)$ .

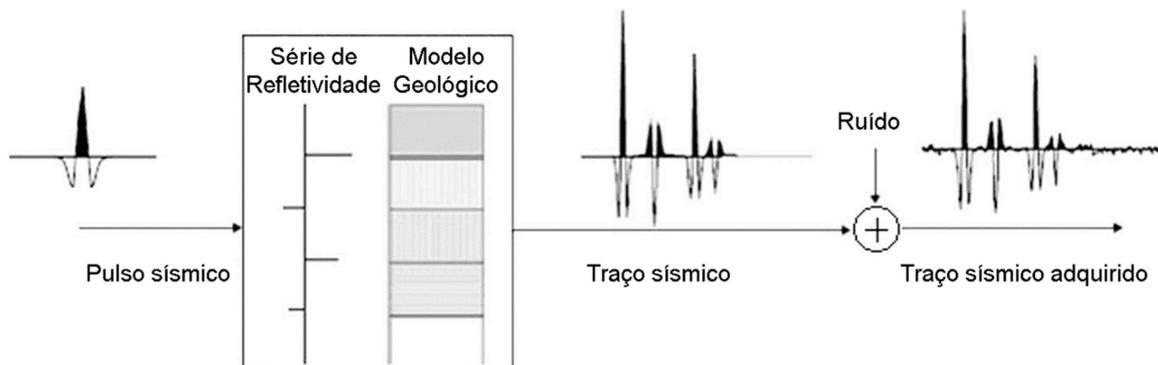


Figura 3.1 - Modelo convolucional. O sismograma pode ser representado como a convolução entre a forma de onda e a série de refletividade, que é resultado do conjunto de coeficientes de reflexão. Modificado de Yanqin e Guoshan (2014).

A aplicação de um filtro  $f(t)$  no sismograma  $x(t)$  permite a estimar a resposta impulsiva do meio

$$e(t) = f(t) * x(t). \quad (3.4)$$

Substituído a Equação 3.4 na Equação 3.2 e desconsiderando o ruído, obtém-se

$$\delta(t) = w(t) * f(t), \quad (3.5)$$

em que  $\delta(t)$  é o delta de Kronecker

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0, \\ 0, & t \neq 0. \end{cases} \quad (3.6)$$

A solução da Equação 3.5 tem como resultado

$$f(t) = \delta(t) * \frac{1}{w(t)}, \quad (3.7)$$

que mostra que o filtro  $f(t)$  é a inversa da forma de onda  $w(t)$ . Esse resultado aponta que o filtro converte a forma de onda para um impulso, o que conseqüentemente transforma o sismograma numa série de impulsos, ou seja, uma série de refletividade. Assim, a aplicação da filtragem inversa é um tipo de deconvolução, caso a forma de onda da fonte seja conhecida.

Existem diversos processo de deconvolução, os quais são utilizados para diferentes finalidades durante o processamento do dado sísmico. A deconvolução preditiva (Peacock e Treitel, 1969) é, dentre os tipos de deconvolução, uma das mais utilizadas. Consiste na ideia de atenuar sinais que possuem repetibilidade, ou seja, eles são previsíveis e desse modo seus efeitos podem ser mitigados. Sua principal utilização é na remoção das múltiplas, principalmente as geradas pelo fundo oceânico, ou interfaces que produzam altas amplitudes de reflexão.

A partir do sinal de entrada, o sismograma  $x(t)$ , o intuito é prever um sinal similar atrasado por um *lag*  $\alpha$  tal que  $x(t + \alpha)$ . A matriz

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_\alpha \\ r_{\alpha+1} \\ r_{\alpha+2} \\ \vdots \\ r_{\alpha+n-1} \end{pmatrix} \quad (3.8)$$

descreve, para o caso geral, o cálculo dos coeficientes  $a_n$  de um filtro de predição de tamanho  $n$ . Nessa equação  $r_n$  é o atraso em tempo obtido através da autocorrelação do sinal de entrada, que é a forma de onda, e  $r_{\alpha+n}$  o atraso do sinal saída deconvolvido.

A deconvolução preditiva pode ser executada de dois modos. Na primeira é utilizado o filtro de predição. O sinal de entrada é auto correlacionado, gerando os *lags*  $r_n$ . Concomitantemente é realizada a correlação cruzada entre o sinal de entrada e a saída com o atraso desejado, para obter a saída ideal  $x(t + \alpha)$ . A série de  $a_n$ , que é o filtro de predição, é convolvido com o sinal de entrada  $x(t)$ , obtendo a saída  $y(t)$ . A série de erros  $e(t)$  é calculada por

$$e(t) = x(t + \alpha) - y(t). \quad (3.9)$$

A série do filtro de predição é convolvida com os atrasos previstos, e subtraído do arquivo de entrada.

Na segunda maneira são calculados os atrasos  $r_n$ , os coeficientes do filtro de predição  $a_n$  e o erro de predição inserido pelo atraso do filtro de predição  $(1, 0, 0, \dots, -a_0, a_1, \dots, -a_{n-1})$ . O resultado é convolvido com a entrada para gerar o sinal deconvolvido utilizando o filtro de erro de predição (Yilmaz, 2001).

## 3.2 Transformada Radon

A transformada é uma técnica matemática bastante utilizada no processamento de sinais sísmicos como atenuadora de ruídos e múltiplas, e foi nomeada em homenagem a Johan Radon (1917). Ela pode ser utilizada nas suas três variações: transformada  $\tau - p$  (*Slant -Stack*), transformada Radon hiperbólica e transformada Radon parabólica (Trad, 2001).

Na análise de sinais sísmicos, a transformada assume a forma de

$$u(\tau, q) = \int_{-\infty}^{\infty} d(t = \tau + q\varphi(x), x) dx, \quad (3.10)$$

onde  $d(t, x)$  é o sismograma,  $u(\tau, q)$  é a transformada Radon,  $\varphi(x)$  é a curvatura da função da transformada,  $q$  é a inclinação da curva de ajuste e  $\tau$  é o tempo de interseção.

A função, conhecida como *Slant Stack* (empilhamento inclinado, em tradução livre), consiste na soma de pontos de todos os traços de um conjunto CMP (*Common Mid Point*) cuja inclinação seja a mesma. A transformada é eficiente em identificar eventos lineares no domínio  $x - t$ , e o

resultado da soma dos traços contidos no ajuste linear é um ponto no domínio  $\tau - p$ . Desse modo, o domínio ou  $\tau - p$ , contém os resultados de todos os ajustes, diferenciados pelo tempo de interseção  $\tau$  e a inclinação da reta  $p$ . A relação entre as coordenadas no domínio  $x - t$  e  $\tau - p$  é dada por

$$t = \tau + 2ph, \quad (3.11)$$

na qual  $h$  é meio-*offset* (*half-offset*) e  $t$  é o tempo duplo de trânsito.

As reflexões no domínio  $x - t$  possuem curva de formato hiperbólico. A partir da utilização de um ajuste hiperbólico, os eventos são somados através de uma hipérbole

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4h^2}{v^2}, \quad (3.12)$$

em que  $v$  é a velocidade de empilhamento. Assim, no domínio do parâmetro de raio ( $\tau - q$ ), as reflexões se tornam elipses. Devido ao fato de que múltiplas e primárias possuem diferentes velocidades, depois da transformação, elas são mapeadas em diferentes regiões.

Com a aplicação de uma correção de tempo na forma de uma função quadrática, como a utilizada na correção de sobretempo normal (NMO), as hipérbolas são transformadas em parábolas descritas por

$$t_n = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v_n^2}}, \quad (3.13)$$

em que  $t_n$  é o tempo após a correção NMO e  $v_n$  é a velocidade para a correção. Cao (2006) apresenta os passos da transformação de hipérbolas para parábolas, através da igualdade entre os termos da Equação 3.13 e a equação

$$t_{err} = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v_{err}^2}}, \quad (3.14)$$

que introduz os termos do erro no tempo  $t_{err}$  e na velocidade  $v_{err}$ .

Assim, o melhor ajuste é aquele através da curva de parábola

$$t_n = \tau + qh^2, \quad (3.15)$$

onde  $q$  é o parâmetro de curvatura da parábola. A transformada Radon parabólica (Hampson, 1986) então, diferencia os eventos através da curvatura da parábola (Figura 3.2).

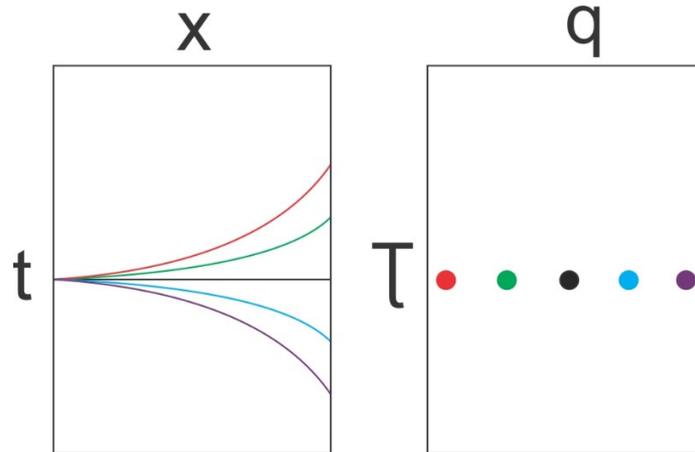


Figura 3.2 - Transformada Radon parabólica. As parábolas no domínio  $x - t$  são transformadas em pontos no domínio  $\tau - q$ , o que permite diferenciar suas velocidades e assim remover ruídos e múltiplas, que possuem velocidades diferentes dos eventos primários. Modificado de Souza et al. (2016).

### 3.3 Correção NMO

Um conjunto CMP contém reflexões do mesmo ponto, com diferentes afastamentos. Para um afastamento maior, mais longo é trajeto percorrido pela onda, o que significa que o tempo de percurso é maior. Desse modo, conforme o afastamento dos traços aumenta, aumenta a diferença de tempo em relação ao traço com afastamento.

Em um caso simples em que a camadas é horizontal, o tempo do trânsito  $t$  entre a fonte e o receptor é dado por

$$t^2 = \frac{x^2}{v^2} + \frac{4h^2}{v^2}, \quad (3.16)$$

em função da distância percorrida (afastamento)  $x$ , da velocidade  $v$  e da profundidade  $h$  (Figura 3.3). O segundo termo da Equação 3.16 é constante, e indica o tempo de trânsito para uma onda com incidência normal,  $t_0$ , e sendo assim ela pode ser simplificada para

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}. \quad (3.17)$$

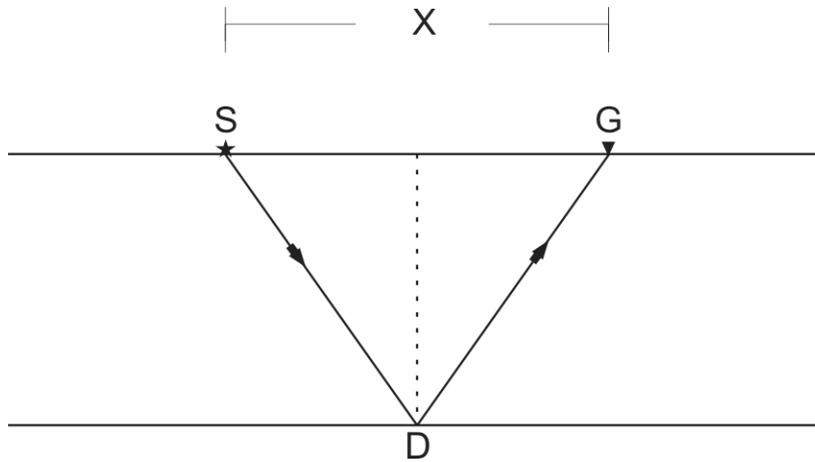


Figura 3.3 – Representação em raio de uma onda partindo da fonte  $S$ , refletida no ponto  $D$  e chegando ao receptor no ponto  $G$ . O tempo de trânsito para o percurso  $\overline{SDG}$  depende da velocidade do meio, da espessura da camada e varia com a distância entre a fonte e o receptor.

A diferença entre os tempos  $t$  e  $t_0$  é a correção NMO

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0. \quad (3.18)$$

O conceito para aplicar a correção consiste em ajustar uma hipérbole que se aproxime ao máximo possível daquela apresentada pela reflexão. Todos os parâmetros da equação são conhecidos, exceto pela velocidade  $v$ , portanto, a hipérbole que melhor se ajustar à reflexão também indicará a velocidade daquela camada (Figura 3.4), e será utilizada para realizar a horizontalização das reflexões, em preparação para um posterior empilhamento dos traços. Isso é feito em geral para uma família de traços com ponto médio de reflexão comum (*Common Mid Point - CMP*).

Em um meio composto por uma série de camadas horizontais, cada camada apresenta características distintas, e por consequência velocidades distintas, desse modo, o tempo de trânsito para trajeto o completo entre a fonte e receptor (Taner e Koehler, 1969) leva em consideração a espessura e velocidade de cada uma das camadas. A velocidade média de todas essas camadas  $v_{rms}$  é definida por

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{t_0} \sum_{n=1}^N v_n^2 \Delta\tau_n, \quad (3.19)$$

onde  $\Delta\tau_n$  é tempo duplo de trânsito na  $n$ -ésima camada e  $t_0 = \sum_{n=1}^N \Delta\tau_n$ , de modo que a Equação 3.17 se torna

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}, \quad (3.20)$$

a partir de uma aproximação por espalhamento mínimo (Yilmaz, 2001).

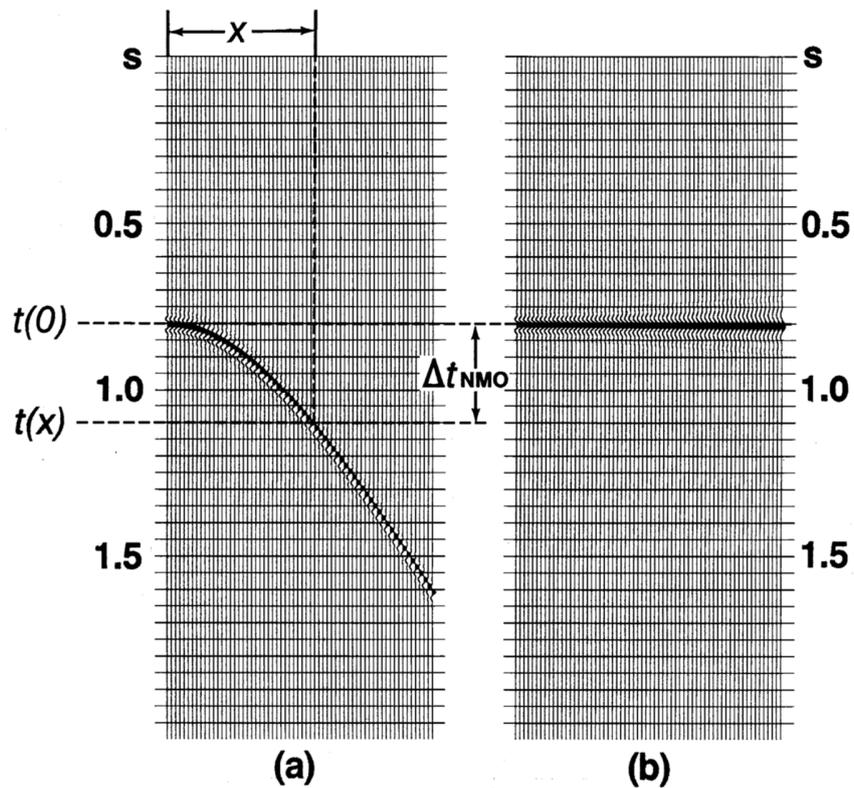


Figura 3.4 - a) Conjunto CMP antes da correção NMO. b) Conjunto CMP após a correção NMO. A correção é equivalente à diferença de tempo entre o tempo zero e o tempo do evento em uma posição  $x$  qualquer. (Yilmaz, 2001).

Para maiores afastamentos ou eventos mais rasos a correção NMO gera distorções de frequência, pois após a aplicação da correção o período da forma de onda aumenta, o que ocasiona uma diminuição no valor das frequências. Esse alongamento pode ser quantificado através de

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t_0}, \quad (3.21)$$

em que a razão entre a frequência dominante  $f$  e a mudança na frequência  $\Delta f$  são iguais à razão entre  $\Delta t_{NMO}$  e  $t_0$ .

Para um refletor que está inclinado, existe uma variação no tempo de trânsito da onda. A partir da adição do ângulo de mergulho  $\emptyset$  da camada, a Equação 3.17 é adaptada na forma de

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2 \cos^2 \emptyset}{v^2}. \quad (3.22)$$

A velocidade da correção NMO também é influenciada pela inclinação das camadas, de modo que

$$v_{NMO} = \frac{v}{\cos \emptyset}. \quad (3.23)$$

### 3.4 Análise de Velocidade

A análise de velocidade está diretamente relacionada à análise NMO. Para realizar a correção NMO, é preciso conhecer a velocidade das interfaces, e o modo mais usual de determinar essas velocidades utiliza princípios aplicados na correção NMO. A determinação correta das velocidades é importante pois gerará o modelo de velocidades a ser utilizado em diversas etapas.

Dentre os métodos mais utilizados para a análise de velocidade estão o escaneamento de velocidade constante e o espectro de velocidades. O escaneamento de velocidades constantes consiste em aplicar a correção NMO para o conjunto CMP, dentro de uma faixa de velocidades. Os painéis de velocidades constantes de empilhamento (CVS) do conjunto são colocados lado a lado, organizados de acordo com a velocidade, e é possível verificar para quais velocidades a correção NMO é melhor executada, ou seja, onde a reflexão foi horizontalizada do modo mais correto. Dessa maneira são determinadas as velocidades de cada interface.

A acurácia na determinação das velocidades depende do tamanho do arranjo de receptores, o tempo  $t_0$  e da velocidade. Altas velocidades, refletores profundos, e arranjos pequenos são fatores que influenciam para a diminuição da resolução do modelo de velocidades (Yilmaz, 2001).

O espectro de velocidades (Taner e Koehler, 1969) apresenta um painel de tempo vs. velocidade, e destaca a qualidade do empilhamento para cada par de coordenada tempo e velocidade. Assim a melhor velocidade de empilhamento é aquela na qual a energia é maior (Figura 3.5). A partir das velocidades mostradas no espectro, é possível diferenciar as reflexões primárias das múltiplas. Ainda no cálculo do espectro de velocidades são utilizadas medidas de coerência (Neidell e Taner, 1971), que verificam a correlação do sinal ao longo da curva hiperbólica ajustada.

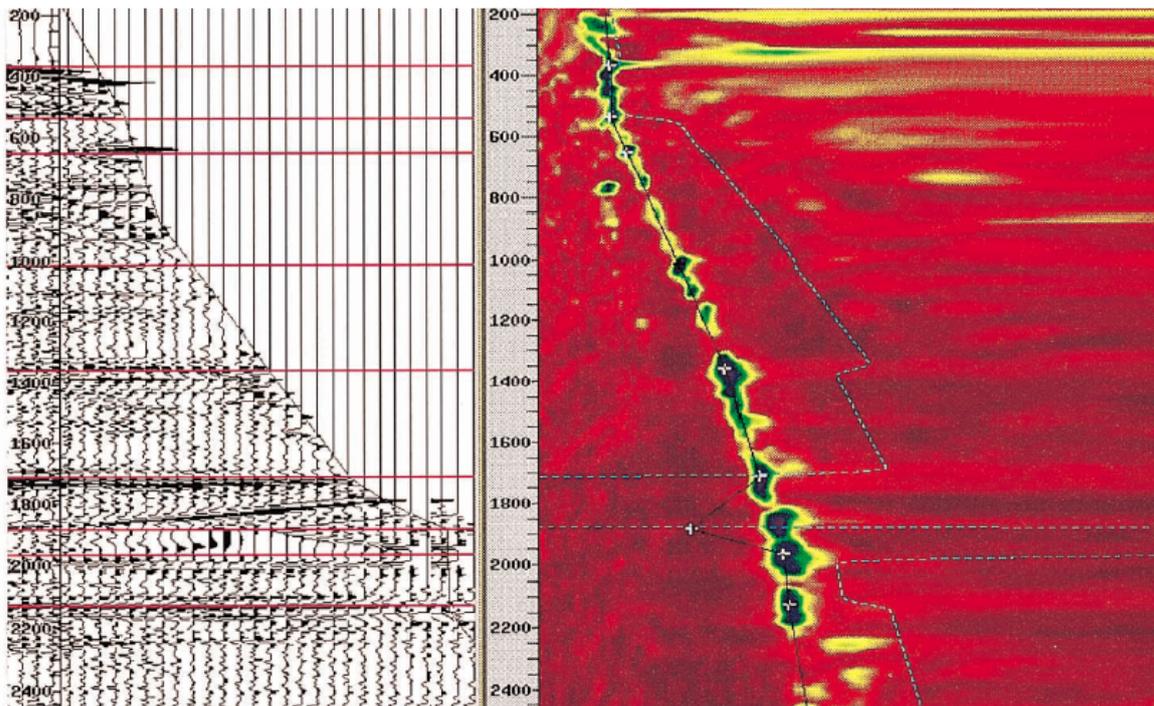


Figura 3.5 - Análise de velocidade utilizando o espectro de amplitudes. Os eventos foram horizontalizados com a utilização da correção NMO. Na região em azul, estão concentradas as melhores velocidades para o ajuste da curva. (Yilmaz, 2001).

### 3.5 Migração Pré-Stack em Tempo (PSTM)

Na correção NMO, considerou-se que as reflexões ocorrem no ponto médio entre a fonte e o receptor, ou seja, em camadas horizontais e sem variação lateral na velocidade. Portanto, em casos reais, onde as camadas possuem inclinação e possuem uma morfologia, as reflexões ocorrem em diversas trajetórias, e quando as reflexões são corrigidas no sismograma através da correção NMO, sua posição real e velocidade são alterados. Assim, a principal aplicação da migração é corrigir o dado sísmico para sua localização correta. A Migração Pré-Stack em Tempo soluciona o problema de mergulhos conflitantes com diferentes velocidades de empilhamento. Dentre os diversos tipos de metodologias de migração, as principais vantagens da PSTM são: realce melhor que a migração pós-stack; melhor realce que a Migração Pré-Stack em Profundidade (PSDM) com velocidades estimadas; ser computacionalmente mais rápida; ser independente do modelo de velocidades (Bancroft, 2007).

Considerando a trajetória de um raio de afastamento diferente de zero em um meio de velocidade constante, e que viaja desde uma fonte  $S$  até um receptor no ponto  $G$ , sendo refletido no ponto  $R$  (Figura 3.6), a equação do tempo de trânsito associada com o caminho  $\overline{SRG}$  é dada por

$$vt = \sqrt{z^2 + (y + h)^2} + \sqrt{z^2 + (y - h)^2}, \quad (3.24)$$

onde  $v$  é a velocidade do meio,  $t$  é o tempo de trânsito do percurso  $\overline{SRG}$ ,  $y$  é o ponto médio,  $h$  é o afastamento e  $z$  é a profundidade.

Elevando ambos os lados ao quadrado, e através de manipulação e normalização dos termos, a Equação 3.24 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{y^2}{\left(\frac{vt}{2}\right)^2} + \frac{z^2}{\left(\frac{vt}{2}\right)^2 - h^2} = 1, \quad (3.25)$$

que também é a forma da equação da elipse no plano  $y$ - $z$ . Essa elipse descreve um refletor que possui o mesmo tempo  $t$  para todas as reflexões registradas por um par fonte-receptor no foco da elipse.

A elipse mostrada na Equação 3.25 descreve a resposta impulsiva do operador da migração pré-stack, quando aplicado em um dado com afastamentos diferentes de zero (Yilmaz, 2001).

Para o caso de afastamento zero,  $h = 0$ , a Equação 3.25 pode ser reescrita na forma de

$$y^2 + z^2 = \left(\frac{vt}{2}\right)^2, \quad (3.26)$$

que desse modo descreve um círculo no plano  $y$ - $z$  com raio  $\frac{vt}{2}$ . Comparativamente à elipse, o círculo é a resposta impulsiva do operador da migração pós-stack aplicado em um dado com afastamento zero.

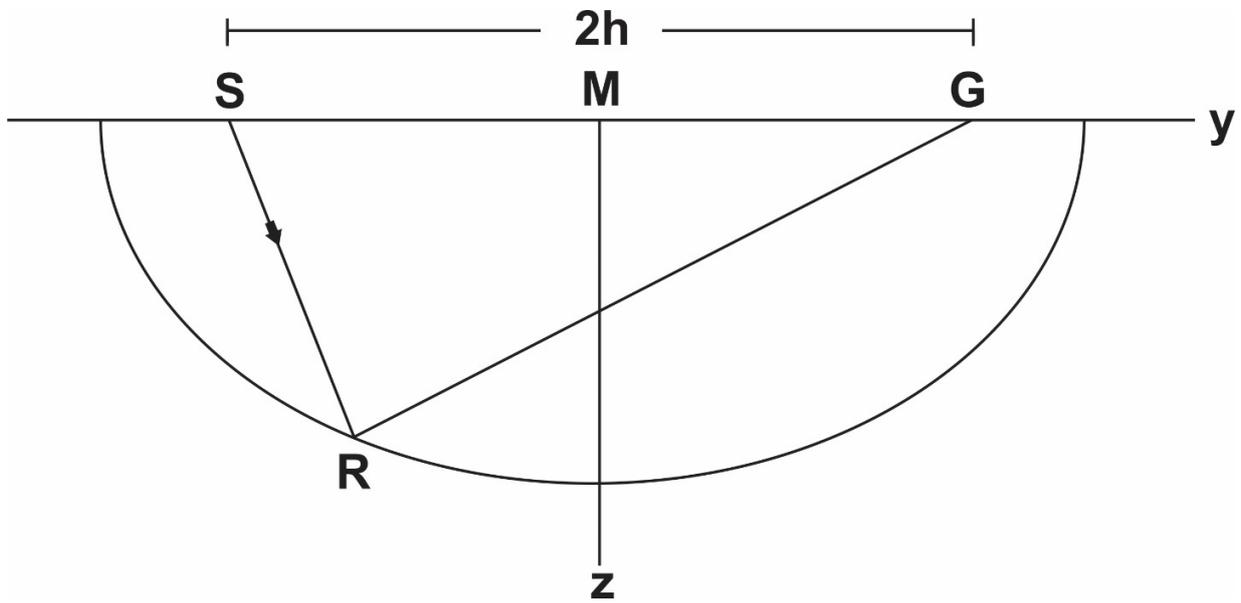


Figura 3.6 – Elipse no plano  $y$ - $z$ , adotando um tempo de percurso, afastamento e velocidade constantes. A trajetória de um raio que parte da fonte  $S$ , é refletido no ponto  $R$  e chega ao ponto  $G$ . Observa-se que o ponto médio  $M$  não coincide com o local da reflexão. Adaptado de Yilmaz (2001).

A Equação 3.24, através da relação em que  $z = \frac{v\tau}{2}$ , é reescrita em relação ao tempo do evento  $\tau$  na posição migrada, e apresentada como

$$t = \sqrt{\frac{\tau^2}{4} + \frac{(y - y_m + h)^2}{v^2}} + \sqrt{\frac{\tau^2}{4} + \frac{(y - y_m - h)^2}{v^2}}. \quad (3.27)$$

Nesse novo arranjo, a superfície do tempo de viagem está disposta na forma da “Pirâmide de Quéops” (Claerbout, 1985), onde a soma das amplitudes na superfície piramidal está localizada em

seu ápice, como mostra a Figura 3.7. Assim,  $y_m$  é a coordenada lateral do ápice da pirâmide. A Equação 3.27 pode ser reescrita em termos de  $t$  e é dada por

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4h^2}{v^2} - \frac{4(y_m - y)^2}{v^2} + \frac{16h^2(y_m - y)^2}{v^2 t^2}, \quad (3.28)$$

que apresenta uma curva do tempo de trânsito que passa sobre o ápice da pirâmide em  $y_m = y$ .

A partir dessas transformações, um ponto anteriormente com as coordenadas  $(y, h, t)$ , localizado na superfície da pirâmide pode ser reescrito como um ponto com coordenadas  $\left(y_m, h, \sqrt{\tau^2 + \frac{4h^2}{v^2}}\right)$ , utilizando apenas os dois primeiros termos da Equação 3.28.

Existem diversas abordagens para a soma das amplitudes ao longo de determinados caminhos. Fowler (1997) apresenta algumas dessas abordagens de migração. Na migração por afastamento comum, a soma das amplitudes é realizada ao longo de uma curva de tempo de trânsito que possui o mesmo afastamento. Tendo em vista a “Pirâmide de Quéops”, o processo de soma transforma a superfície piramidal em uma trajetória hiperbólica conforme indicado pela Equação 3.28. Utilizando esse método para a migração, é possível realizar análise de velocidade depois da migração, através da correção NMO inversa.

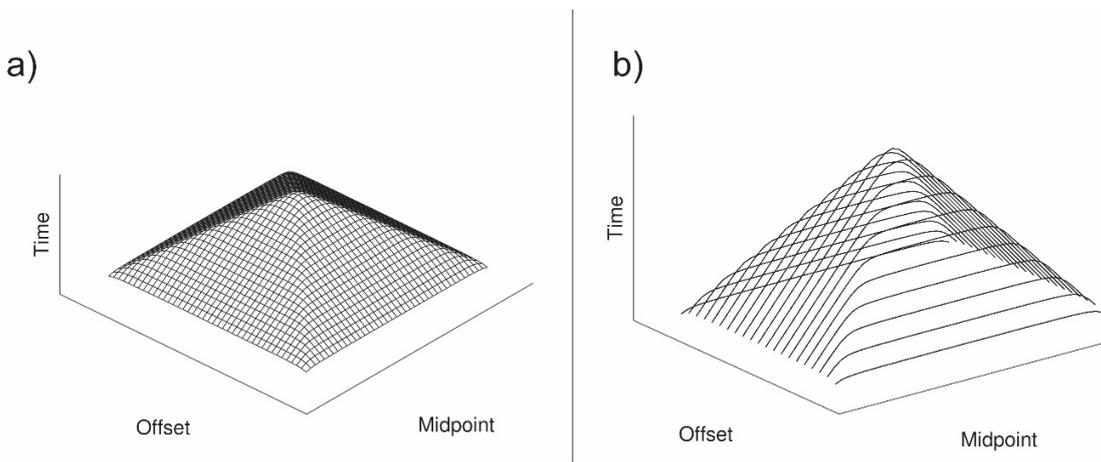


Figura 3.7 – a) Tempos de trânsito das curvas de difração dispostos na forma da “Pirâmide de Quéops” e b) “Pirâmide de Quéops” disposta com linhas de *offset* comum. Essas são as trajetórias de raios utilizadas na soma das amplitudes das difrações.

### 3.6 AVO

A análise de amplitude é uma ferramenta que permite a obtenção de informações adicionais além daquelas que o processamento convencional do dado sísmico pode fornecer. Para isso na análise AVO (*Amplitude vs. Offset*) são observadas as variações da amplitude da onda de acordo com o incremento do afastamento (*offset*).

As ondas que viajam em um meio qualquer, quando encontram uma interface podem ser refletidas ou transmitidas. A energia que incide na interface é polarizada, e uma onda P incidente pode gerar ondas P e S refletidas e transmitidas (Figura 3.8). A relação entre os ângulos de incidência e de transmissão das diferentes fases de onda é dada pela Lei de Snell

$$p = \frac{\sin \theta_1}{V_{P_1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P_2}} = \frac{\sin \phi_1}{V_{S_1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{S_2}}, \quad (3.29)$$

onde  $\theta_1$  é o ângulo de incidência e  $\theta_2$  o ângulo de transmissão da onda P e,  $\phi_1$  o ângulo de incidência e  $\phi_2$  o ângulo de transmissão da onda S; e  $V_{P_1}$ ,  $V_{P_2}$ ,  $V_{S_1}$  e  $V_{S_2}$  as velocidades de propagação das ondas P e S nos meios 1 e 2, respectivamente. O coeficiente de reflexão, para ondas com incidência normal foi dado pela Equação 3.1, e nesse ângulo de incidência (incidência normal), não há polarização das ondas.

Knott (1899) e Zoeppritz (1919) solucionaram a equação em que são calculados os coeficientes de reflexão e transmissão em função do ângulo de incidência. Isso significa que a quantidade de energia refletida muda em função do ângulo pela qual a onda incide sobre a interface. Compõe essas equações 16 coeficientes, que englobam todas as possibilidades de transmissão e reflexão das ondas.

Bortfeld (1961) foi o primeiro a linearizar as equações, assumindo que existem variações nas propriedades das camadas. Sua equações utilizavam termos separados para descrever os efeitos acústicos e elásticos nas amplitudes das reflexões, porém não eram práticas o suficiente para serem utilizadas (Yilmaz, 2001). A abordagem mais conhecida é a feita por Aki e Richards (1980). Ela está evidenciada em

$$R_{PP}(\theta) \approx \frac{1}{2}(1 - 4p^2V_{Sa}^2) \left( \frac{\Delta\rho}{\rho_a} \right) + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \cdot \frac{\Delta V_P}{V_{Pa}} - 4\rho^2V_{Sa}^2 \frac{\Delta V_S}{\Delta V_{Sa}}, \quad (3.30)$$

onde  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ ,  $\Delta V_P = V_{P_2} - V_{P_1}$ ,  $\Delta V_S = V_{S_2} - V_{S_1}$ ,  $\rho_a = (\rho_2 + \rho_1)/2$ ,  $V_{Pa} = (V_{P_2} + V_{P_1})/2$ ,  $V_{Sa} = (V_{S_2} + V_{S_1})/2$ ,  $\theta = (\theta_2 + \theta_1)/2$  e  $p$  o parâmetro de raio da Equação 3.24.

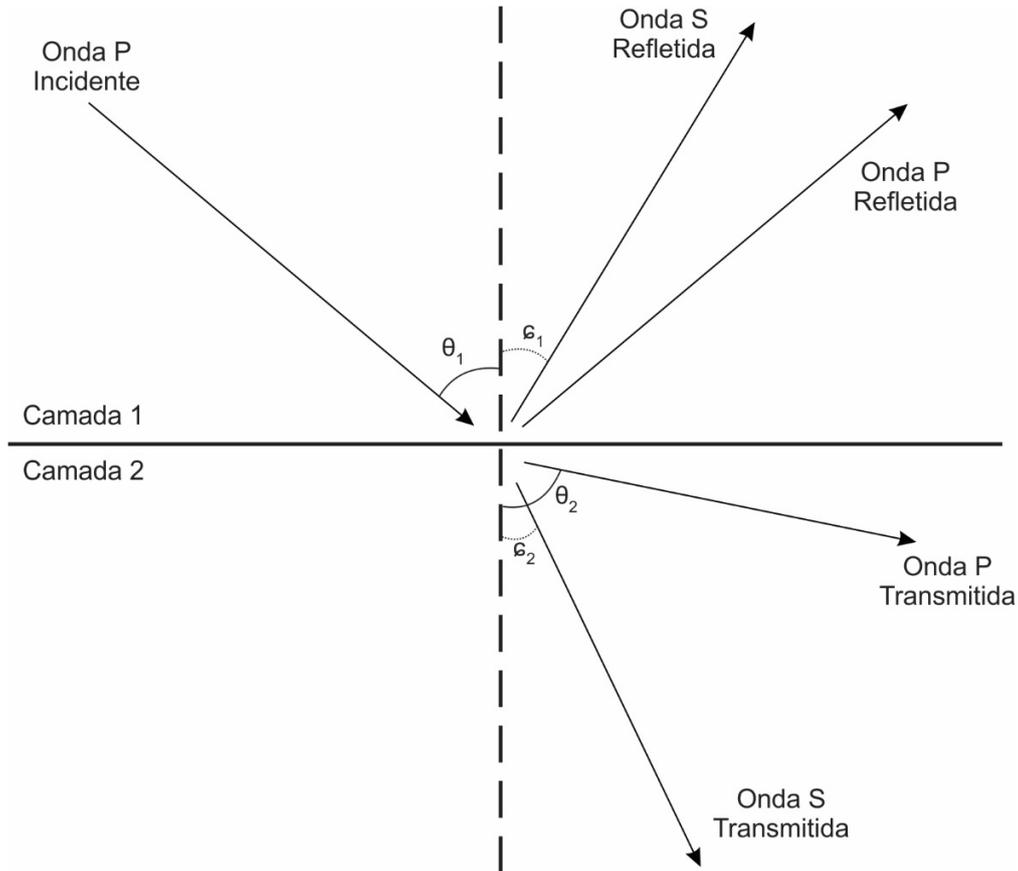


Figura 3.8 - Reflexões e Transmissões nos na interface entre os meios 1 e 2 a partir de uma onda P incidente.

Shuey (1985) adaptou a equação formulada por Aki e Richards (1980) na forma de

$$R(\theta) \approx R_0 + A_0 R_0 + \left[ \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta). \quad (3.31)$$

O primeiro termo da Equação 3.31 indica a amplitude em incidência normal, o segundo para ângulos intermediários e o terceiro a aproximação aos ângulos críticos. Nessa equação,  $R_0$  é o coeficiente de reflexão para incidência normal P-P, enquanto os termos  $A_0$  e  $B_0$  estão explicitados, respectivamente, por

$$B_0 = \frac{\frac{\Delta V_P}{V_P}}{\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho}}, \quad (3.32)$$

$$A_0 = B_0 - 2(1 + B_0) \frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma}. \quad (3.33)$$

Para efeitos práticos, a Equação 3.26 pode ser dada por

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (3.34)$$

onde  $A$  é o empilhamento com afastamento zero, ou *intercept*;  $B$  é o gradiente e  $C$  é o raio da mudança fracionária na velocidade em relação à mudança fracionária da impedância, e se torna dominante para longos afastamentos. Essa equação é utilizada por Smith e Gidlow (1987) no procedimento de empilhamento ponderado, na qual em um conjunto CMP, todas as amostras de um mesmo tempo  $t$  são submetidas a uma regressão para solucionar a os termos  $A$ ,  $B$  e  $C$ , da equação.

O terceiro termo da Equação 3.34 pode ser suprimido para ângulos intermediários ( $0^\circ < \theta < 30^\circ$ ), como em

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta. \quad (3.35)$$

Para esses casos, onde as perturbações na velocidade e na densidade são pequenas (Foster, Keys e Lane, 2010), os coeficientes  $A$  e  $B$  são dados respectivamente, nas formas de:

$$A = \frac{\Delta V_P}{2V_P} + \frac{\Delta \rho}{2\rho}, \quad (3.36)$$

$$B = \frac{\Delta V_P}{2V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \left\{ \frac{\Delta \rho}{2\rho} + \frac{\Delta V_S}{2V_S} \right\}. \quad (3.37)$$

Se  $\gamma = V_P/V_S$  e  $\Delta\gamma$  é a diferença entre a razão das velocidades da onda compressional e cisalhante na camada superior e na camada inferior sob o refletor, tem-se que

$$\frac{\Delta\gamma}{\gamma} = \frac{\Delta V_S}{V_S} - \frac{\Delta V_P}{V_P}. \quad (3.38)$$

Substituindo a Equação 3.38 nas Equações 3.37 e 3.36, obtém-se

$$B = (1 - 8\gamma^2)A - 4\gamma\Delta\gamma + (4\gamma^2 - 1)\frac{\Delta\rho}{2\rho}. \quad (3.39)$$

Com a utilização de  $V_P/V_S = 2$ , um valor comum em folhelhos, o último termo pode ser ignorado, de modo que

$$B = (1 - 8\gamma^2)A - 4\gamma\Delta\gamma. \quad (3.40)$$

No *crossplot* - que é um gráfico cruzado - entre *intercept* e gradiente, a Equação 3.40 define linhas paralelas à linha de fluido

$$B = (1 - 8\gamma^2)A \quad (3.41)$$

Todo o conjunto de Equações apresentadas está em relação ao ângulo de incidência. Assim torna-se conveniente utilizar também o conjunto CMP em função do ângulo ao invés do afastamento, e a partir das velocidades obtidas durante o processamento os afastamentos podem ser transformados em ângulo de incidência.

Na análise AVO observa-se que existe uma relação entre a forma em que a amplitude varia e a litologia. As variações de amplitude (anomalias de amplitude) podem ocorrer de 4 maneiras distintas, e foram desse modo divididas em 4 classes (Rutherford e Williams, 1989; Castagna, Swan e Foster, 1998): I, areias de alta impedância; II, areias de impedância quase nulas; III areias de baixa impedância e IV, que não seguem o padrão comportamental esperado (Figura 3.9). É importante notar que essas variações não ocorrem somente em arenitos, mas que devido a serem boas rochas reservatórios, são casos comuns. A origem dos padrões variacionais está relacionada às diferentes mudanças de impedância entre os meios.

A classe I apresenta primeiramente uma amplitude de reflexão para a incidência normal (i.e., grande valor do *intercept*) grande e positiva, que diminui conforme o ângulo de incidência da onda aumenta, que pode inclusive mudar de polaridade para afastamentos longos. A classe II possui uma amplitude de reflexão normal pequena e positiva, que diminui conforme aumenta o ângulo de incidência. Nesse caso, a mudança de polaridade ocorre nos afastamentos médios. A amplitude de reflexão normal na classe III é grande e negativa, e diminui ainda mais conforme aumenta o ângulo de incidência.

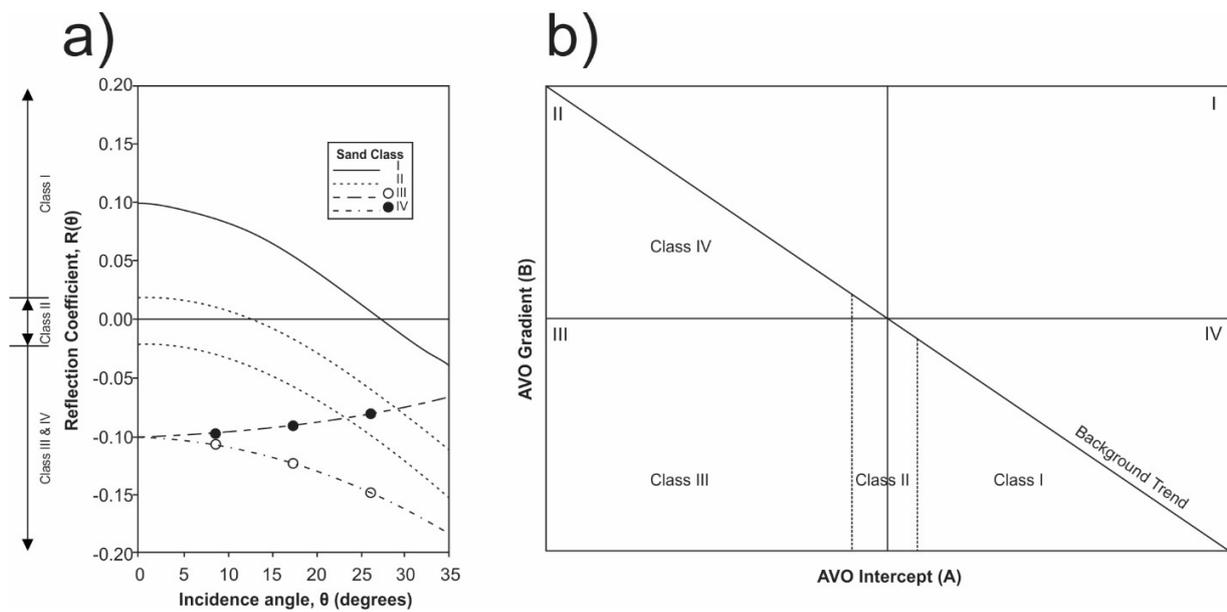


Figura 3.9 – As classes AVO estão divididas de acordo com o coeficiente de reflexão (*intercept*) e a inclinação da curva (gradiente). Em a) é apresentado o gráfico de coeficiente de reflexão pelo ângulo de incidência; e em b) o *crossplot* do gradiente e do *intercept*. Modificado de Castagna e Swan (1997).

A divisão dessas classes também é perceptível no *crossplot* entre *intercept* e gradiente (Castagna e Swan, 1997). O *crossplot* possibilita a delimitação de grupos, de características distintas, pois variações de densidade e do fluido de preenchimento separam as rochas em regiões distintas (Avseth, Flesche e VanWijngaarden, 2003).

## 4 Materiais e Métodos

Nesse capítulo serão apresentados os dados que foram utilizados, além da metodologia de como foram realizadas todas as etapas do processamento e da análise AVO. Os conceitos necessários foram previamente abordados no Capítulo 3, que tratava sobre o Referencial Teórico.

### 4.1 Dados

Para o desenvolvimento do trabalho foi utilizada uma linha sísmica pré-*stack* e informações de um poço (Figura 4.1). Adquirida em 1996 pela Petrobrás em um período de nove dias, e com uma extensão de aproximadamente 23 km, a linha sísmica (Tabela 4.1) possui direção NE-SW e sai da plataforma continental e termina no talude continental. Entre os principais parâmetros da aquisição, estão a distância entre tiros de 25 m e o espaçamento entre receptores de 12,5 m. O poço possui uma profundidade máxima de 2,793 km, e foi perfurado pela Petrobrás em 1992. Ele contém dados de condutividade do fluido de formação, tempo de trânsito da onda compressional, raio gama, resistividade e densidade.

O arquivo de navegação no formato UKOOA P1/90 que acompanha os dados sísmicos fornece as informações de posicionamento. O arquivo utilizado nesse trabalho trazia o número e a posição dos tiros, contudo possuía um número menor de informações que o arquivo SEG Y, e os tiros excedentes não foram utilizados.

Como não existiam outras informações a respeito da posição dos receptores, o espaçamento entre eles foi estimado através da observação do tempo de chegada da onda direta em dois traços adjacentes, e assumindo uma velocidade de propagação da onda na água de 1500 m/s, obteve-se uma distância aproximada de 12,5 m, que é igual a metade da distância entre tiros. Similarmente, foi obtida a distância entre a fonte e o primeiro receptor, cuja distância foi de 160 m.

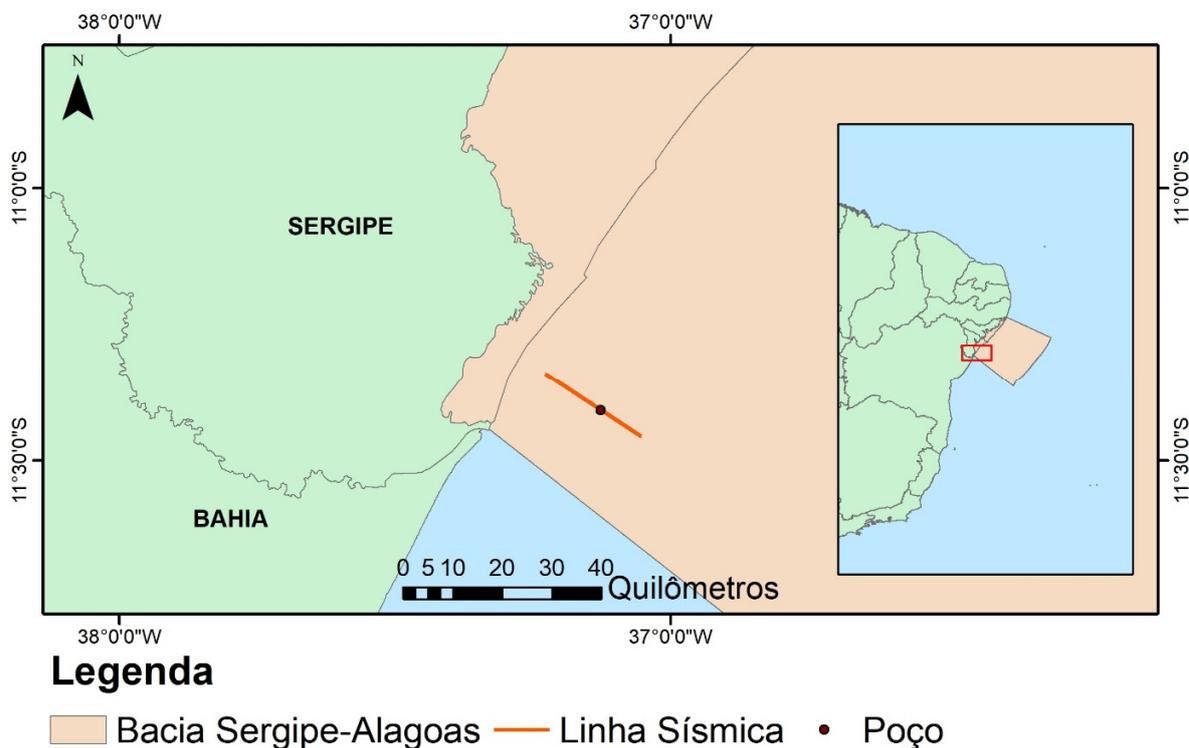


Figura 4.1 - Localização da linha sísmica e do poço. Eles estão localizados próximos ao talude, na região costeira do estado de Sergipe.

Tabela 4.1 - Conjunto de informações básicas da aquisição sísmica.

Extensão	23,125 km
Espaçamento da fonte	25 m
Espaçamento entre hidrofones	12,5 m
Espaçamento entre a fonte e o <i>streamer</i>	160 m
Afastamento máximo	3172,5 m
Extensão do <i>streamer</i>	3025 m
Número de traços	242
Amostragem	2 ms
Número de tiros	915

Esses dados foram obtidos através de parceria com o Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília (UnB), pertencente ao Programa de Pós-Graduação em Geotecnia da UnB; e que foram cedidos pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). A agência disponibiliza dados sem custo para universidades, mediante processo formal de solicitação.

## 4.2 Pré-Processamento

O preparo do dado sísmico é muito importante para que produto final tenha qualidade o suficiente para que sejam realizadas futuras análises. Tanto o pré-processamento quanto o processamento (Figura 4.2) foram realizados no *Seismic Unix* (Cohen e Stockwell, 2013). A análise de velocidade e seus respectivos modelos, porém, foram executados com o programa *Madagascar* (Fomel *et al.*, 2013).

Os dados sísmicos estavam originalmente no formado SEG-D, na qual cada tiro é representado individualmente por um arquivo. A primeira etapa do pré-processamento consistiu na conversão dos diversos arquivos SEG-D em um único arquivo SEG-Y, que é mais utilizado.

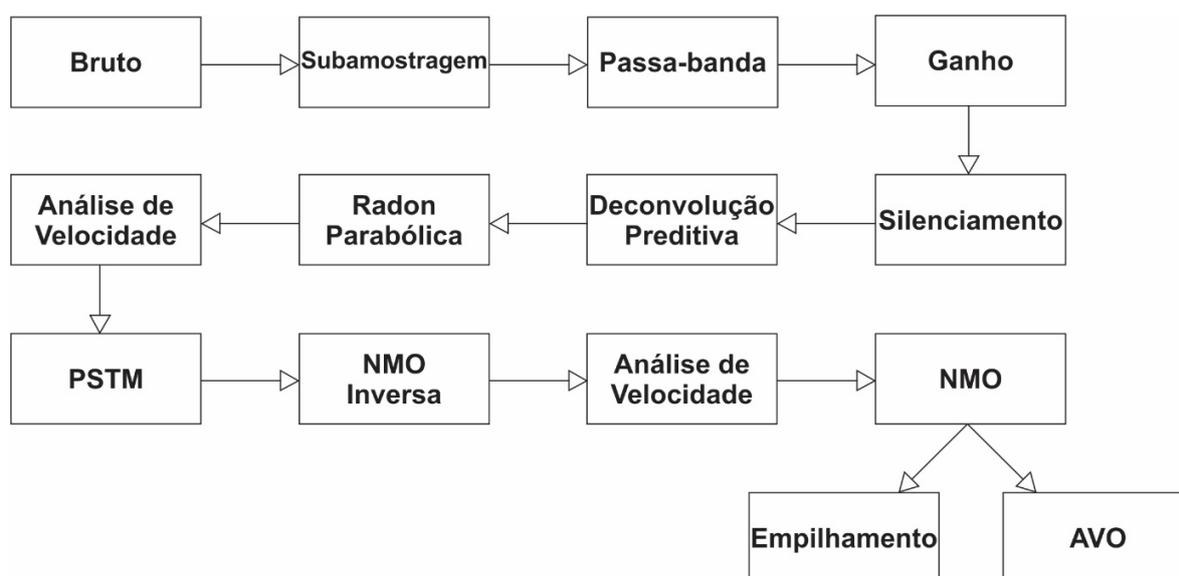


Figura 4.2 - Fluxograma com as etapas realizadas no pré-processamento e processamento do dado.

A partir das informações de fonte e receptor no arquivo UKOOA P1/90, foram calculadas todas as informações de posicionamento necessárias ao processamento sísmico, e que foram importadas para complementar os arquivos SEG-Y.

A amostragem temporal da aquisição foi de 2 ms, o que de acordo com teorema da amostragem de Nyquist-Shannon (Nyquist, 1928; Shannon, 1949), permite uma frequência máxima de até 250

Hz sem problemas de falseamento. A maior parte das frequências do dado está contida na faixa até 150 Hz (Figura 4.3). Também de acordo com teorema da amostragem de Nyquist-Shannon, uma amostragem de 4 ms permite uma frequência máxima de até 125 Hz sem falseamento. Assim, a realização de uma subamostragem de 2 para 4 ms não traz prejuízos significativos, e ainda diminui o tempo de processamento em duas vezes. Portanto, aplicou-se um filtro passa-baixa de 125 Hz, e então foi realizada a subamostragem.

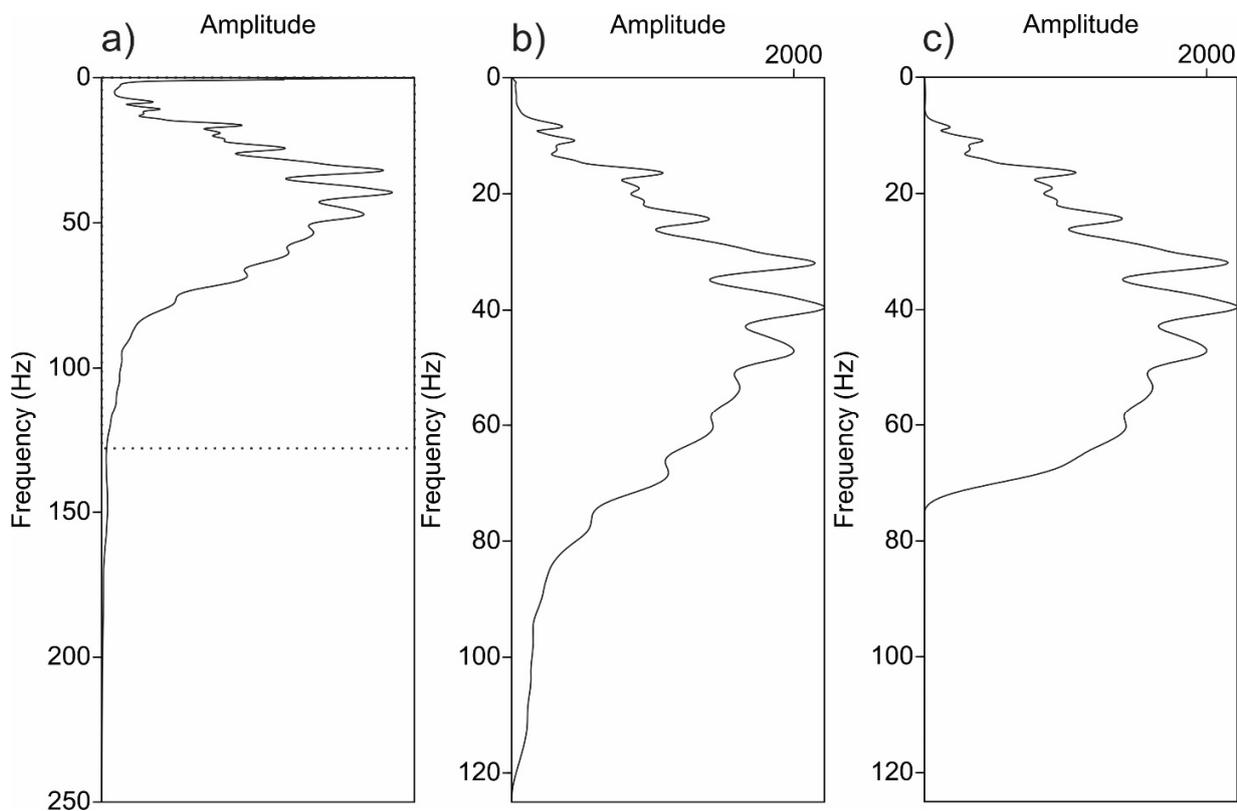


Figura 4.3 - Espectro de frequência: a) do dado bruto com amostragem de 2 ms, e frequência máxima de 250 Hz; b) após a subamostragem para 4 ms, na qual a frequência máxima foi reduzida para 125 Hz, e portanto não existem mais frequências acima desse limite; e c) após a aplicação de um filtro passa-banda em b). A janela tracejada em a) indica o tamanho máximo das janelas em b) e c).

Em sequência, aplicou-se um outro filtro passa-banda com os parâmetros 5,12,65,75 Hz (Figura 4.5), para remover diversos tipos de ruídos: de baixa frequência, os causados pelas oscilações do *streamers* e também os ambientais de alta frequência. Assim o conteúdo de frequência no dado fica concentrado na região delimitada.

A atenuação da energia ocorre devido: ao espalhamento geométrico, quando a distância entre fonte e frente de onda aumenta, o que causa o aumento da superfície da semiesfera e desta forma a energia total transportada é distribuída em uma superfície, a qual fica cada vez maior com o passar do tempo; a dispersão, causado devido às mudanças composicionais entre as camadas que formam o meio; e a atenuação inelástica, onde a energia mecânica da onda é convertida em calor pela fricção entre os materiais. Dessa maneira, para compensar a perda de energia durante a viagem da onda pelo meio, aplicou-se um ganho do tipo  $t^2$ . Para remover a onda direta foi desenhada uma janela de silenciamento do sinal (*mute*) para os tiros.

A comparação entre os dados empilhados antes e depois do pré-processamento (Figura 4.4) mostra a relevância dessa etapa como preparação para o processamento. Após o pré-processamento é possível observar tanto as camadas mais profundas, fato propiciado pelo ganho, quanto uma melhor definição das camadas superficiais, devido à remoção da onda direta pelo *mute*.

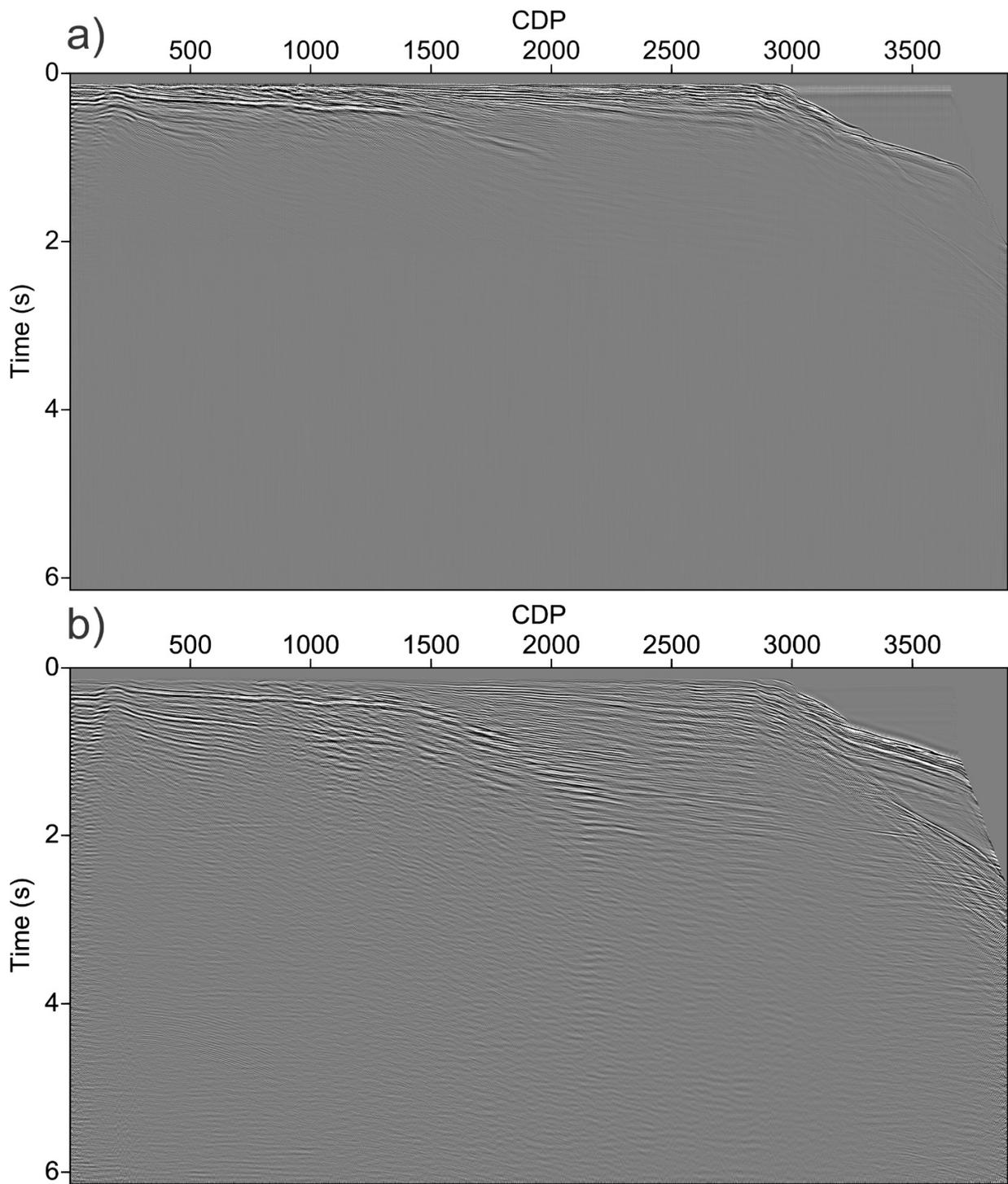


Figura 4.4 - Comparação entre o a) dado bruto e b) após os procedimentos do pré-processamento.

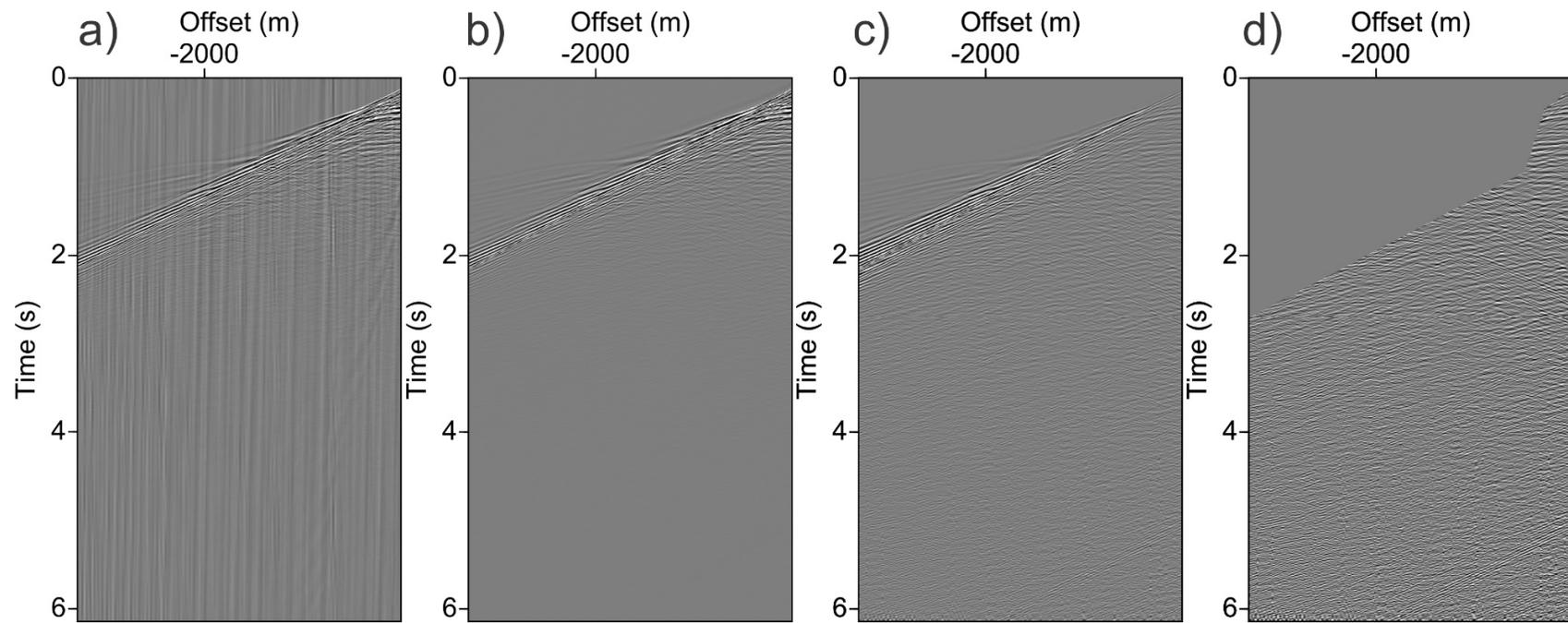


Figura 4.5 - As imagens apresentam uma seleção de traços no domínio do tiro, onde: a) dado bruto; b) filtro passa banda, após a subamostragem; c) ganho e d) silenciamento de parte do sinal.

### 4.3 Processamento

No dado do trabalho, foi aplicada a deconvolução preditiva, com *lag* de 240 ms. Para a determinação desse parâmetro, criou-se um painel de autocorrelação para que fossem observados sinais que apresentavam repetição ao longo do tempo, de modo que o *lag* é determinado a partir do tempo em que o sinal aparece pela primeira vez e sua repetição em seguida. Após a aplicação da deconvolução (Figura 4.6 e Figura 4.7) houve uma compressão da forma da onda, além de uma redução das múltiplas geradas entre as camadas, como mostra a Figura 4.7.

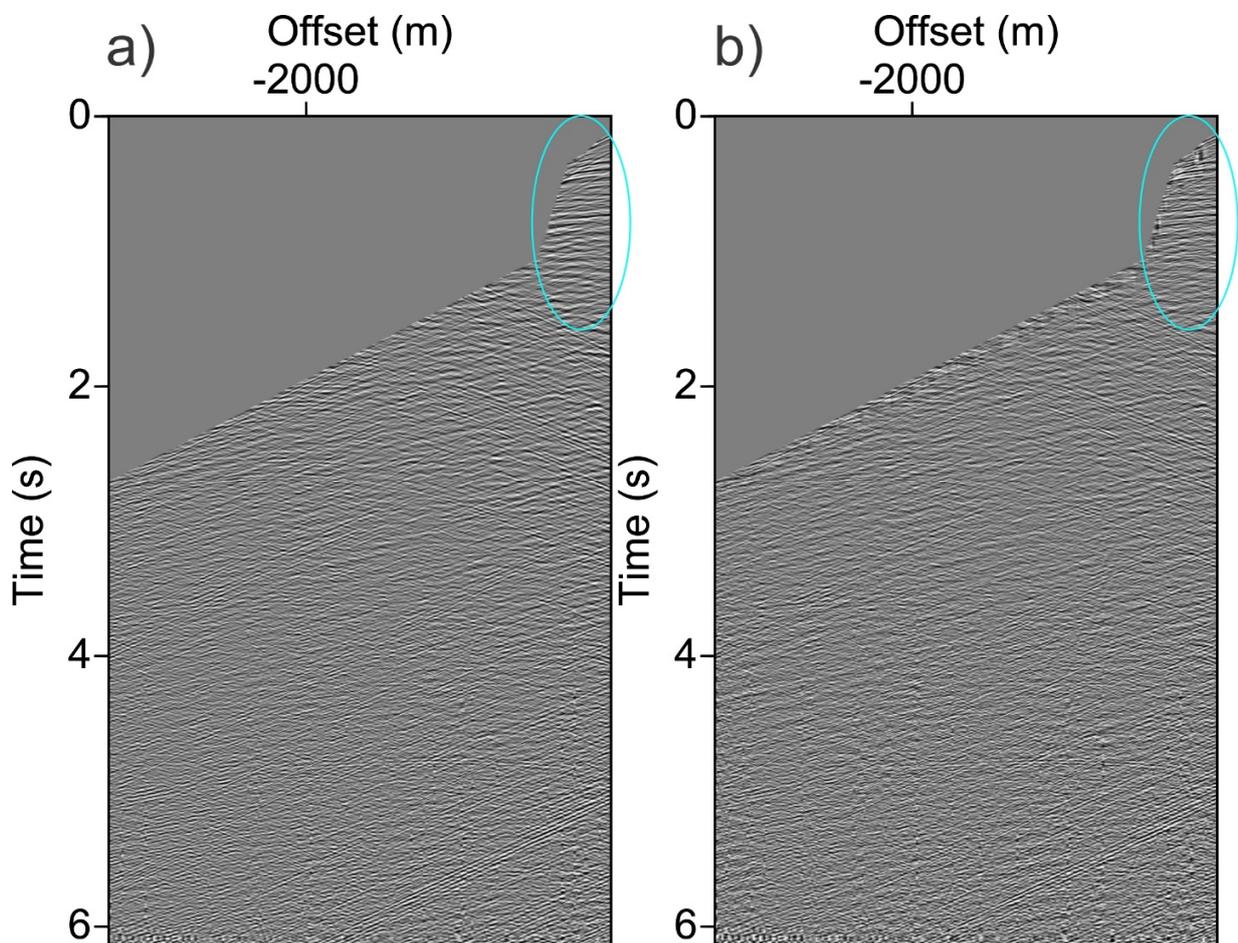


Figura 4.6 - Imagem no domínio do tiro a) antes e b) depois da deconvolução preditiva. Os benefícios da aplicação estão mais visíveis nos menores tempos de trânsito. As elipses azuis indicam diferenças nos perfis.

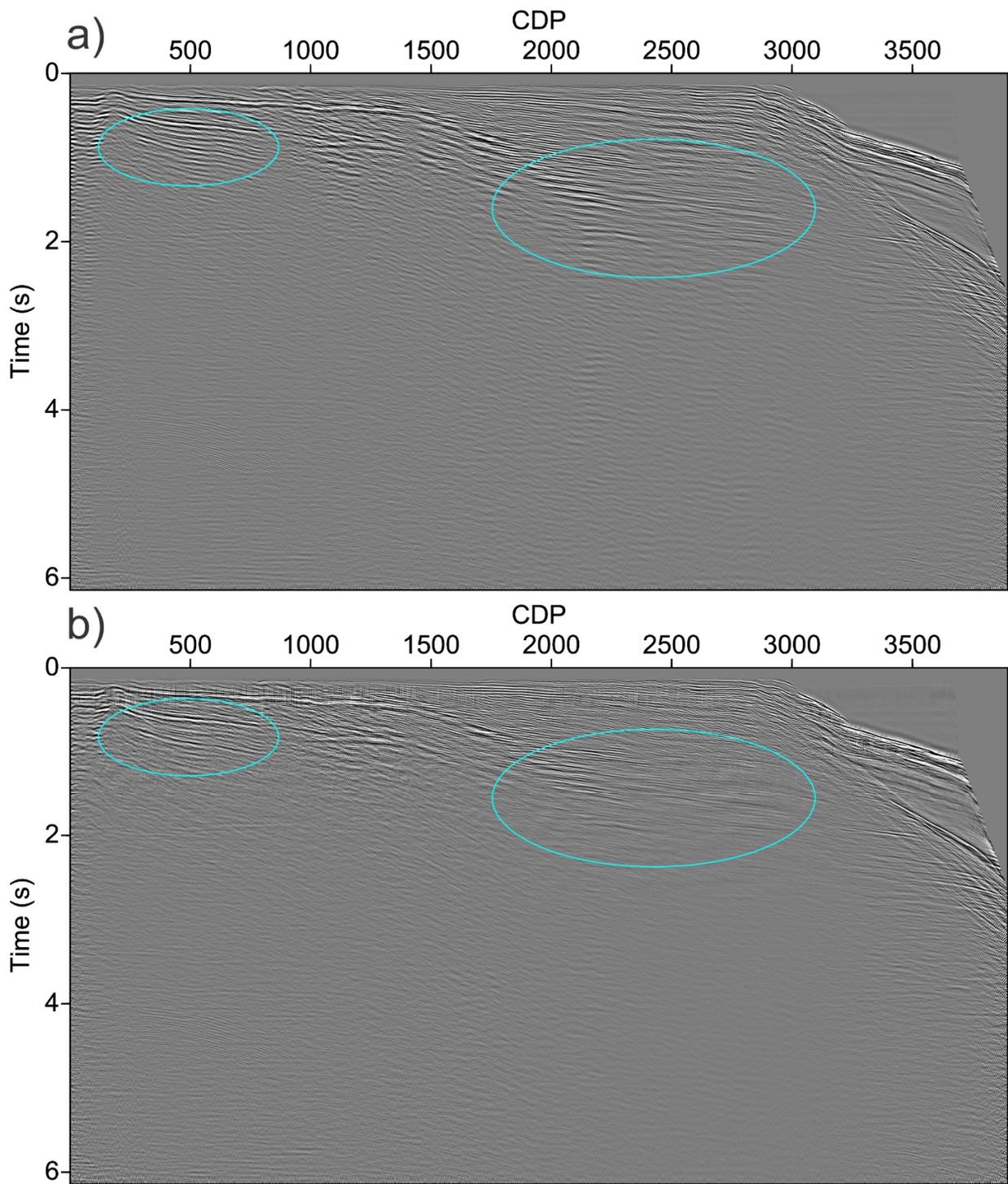


Figura 4.7 - Seção empilhada mostrando o resultado a) anterior e b) posterior à aplicação dada deconvolução preditiva. As elipses azuis indicam diferenças nas seções.

A transformada Radon parabólica foi empregada após a reorganização do dado em CMP. Primeiramente foi aplicada a correção NMO com a velocidade constante de 1500 m/s, e no domínio  $\tau - p$  removeu-se os valores de  $p$  acima de 0, que representam uma velocidade abaixo do empilhamento. Em seguida reverteu-se para o domínio  $t - x$  e foi aplicada a correção NMO inversa. Dessa maneira foi reforçada a remoção de múltiplas de fundo oceânico e ruídos de baixa velocidade.

Após a aplicação da primeira transformada Radon, foi feita uma análise de velocidade para selecionar velocidades menores que as das prováveis reflexões primárias, porém próximas, para remover as múltiplas das camadas. Foi aplicada a correção NMO com as novas velocidades selecionadas, removidos os valores de  $p$  acima de 0, usada a transformada Radon inversa e correção NMO inversa.

O arquivo de entrada tanto na primeira quanto na segunda transformada foi o mesmo, o resultado da aplicação da deconvolução preditiva. Optou-se por fazer duas transformadas que não sobrepusessem o dado para que a interferência da mudança de domínios fosse mínima. A primeira transformada tinha apenas o intuito de remover as múltiplas de fundo oceânico para facilitar a seleção das velocidades que seriam utilizadas no preparo do dado para a segunda transformada Radon, de maior interesse. Após a aplicação da transformada Radon (Figura 4.8) a parte dos dados abaixo das velocidades selecionadas foi removida, evidenciando as informações relevantes.

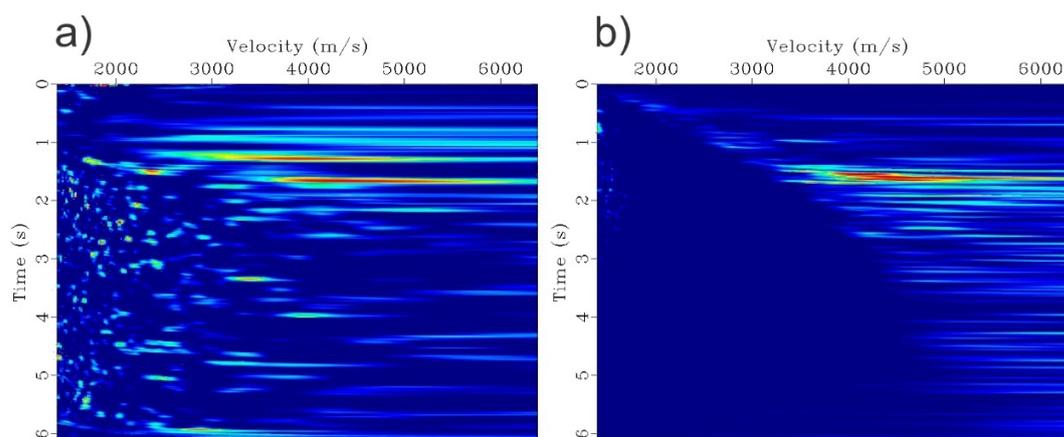


Figura 4.8 - Análise de velocidade a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon Parabólica.

O resultado da aplicação da transformada Radon (Figura 4.9) mostra que o processo foi eficiente na remoção de múltiplas entre as camadas além de ruídos de baixa velocidade.

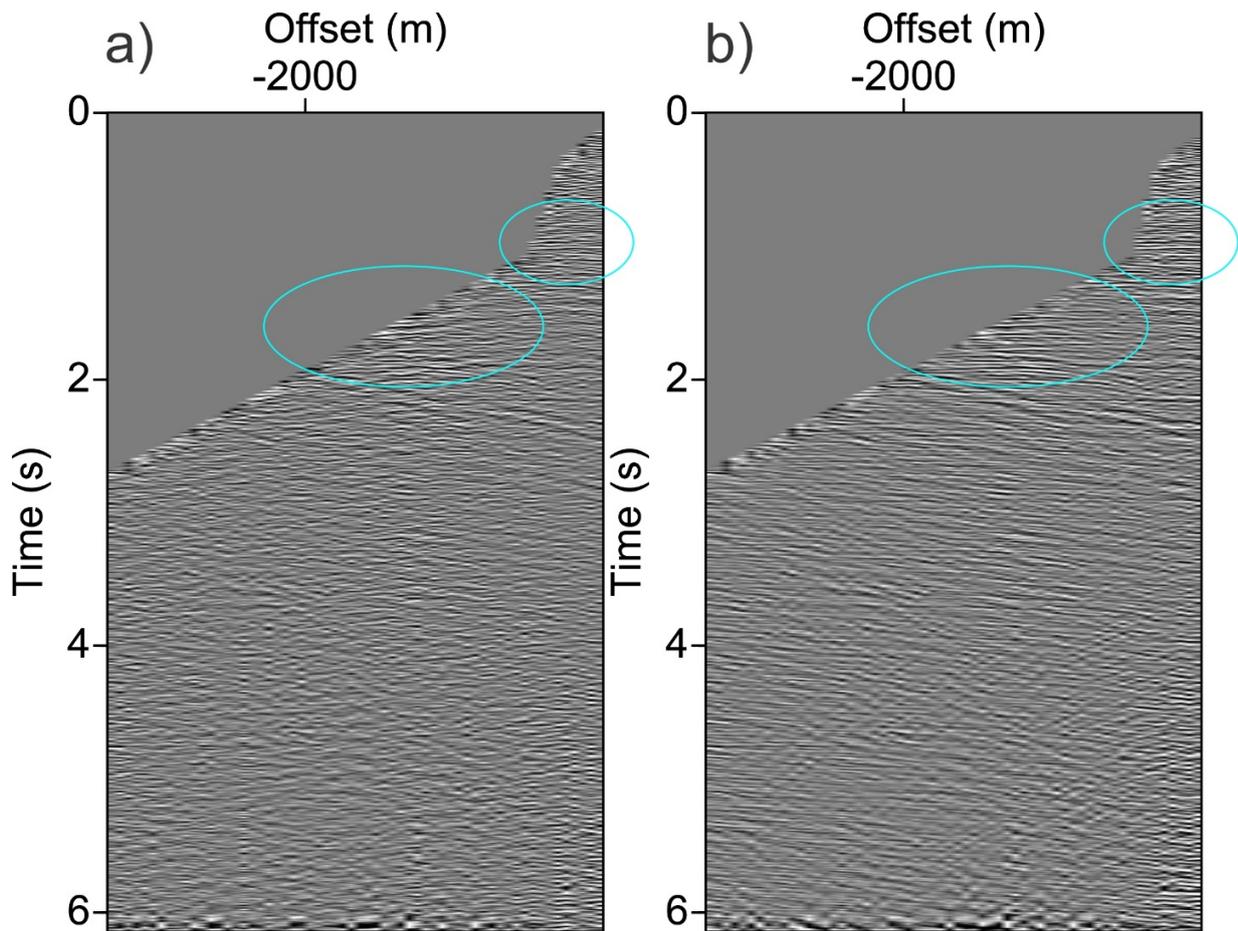


Figura 4.9 - CDP a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon parabólica. As elipses azuis indicam onde houve melhora.

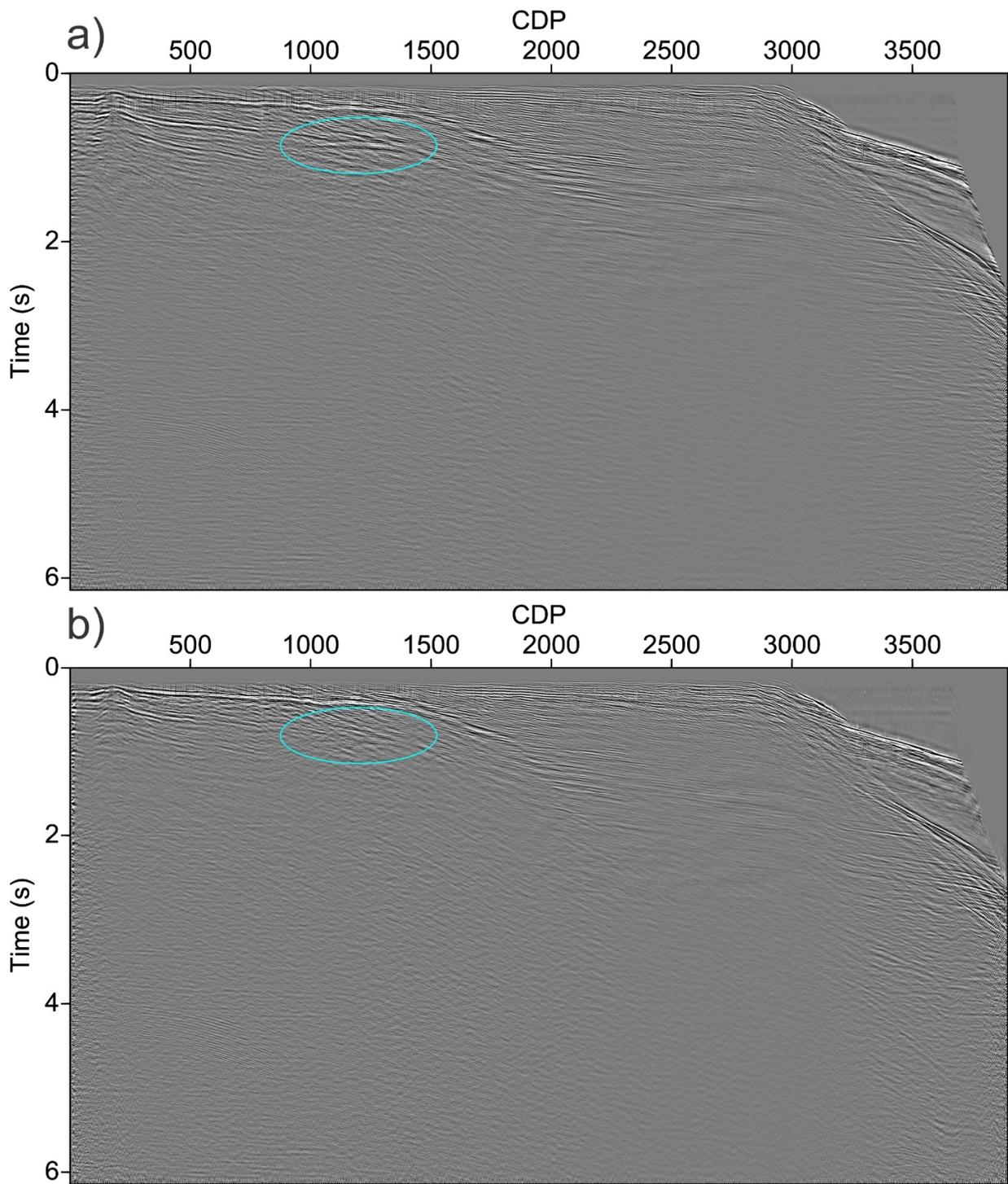


Figura 4.10 - Seção empilhada a) antes e b) depois da aplicação da transformada Radon parabólica. As elipses azuis indicam diferenças nas seções.

A análise de velocidade foi realizada no software Madagascar (Fomel *et al.*, 2013). Nele está implementado um código que permite a seleção automática das velocidades determinando a melhor curva, solucionando uma equação eikonal com um algoritmo de diferenças finitas. Assim, foi possível executar a análise para todos os CMP e criar um modelo de velocidades (Figura 4.11), obtendo-se um resultado superior àquele através de um operador humano (Figura 4.12), cujo modelo criado apresentava muitas variações laterais, que não seriam esperadas para o ambiente estudado.

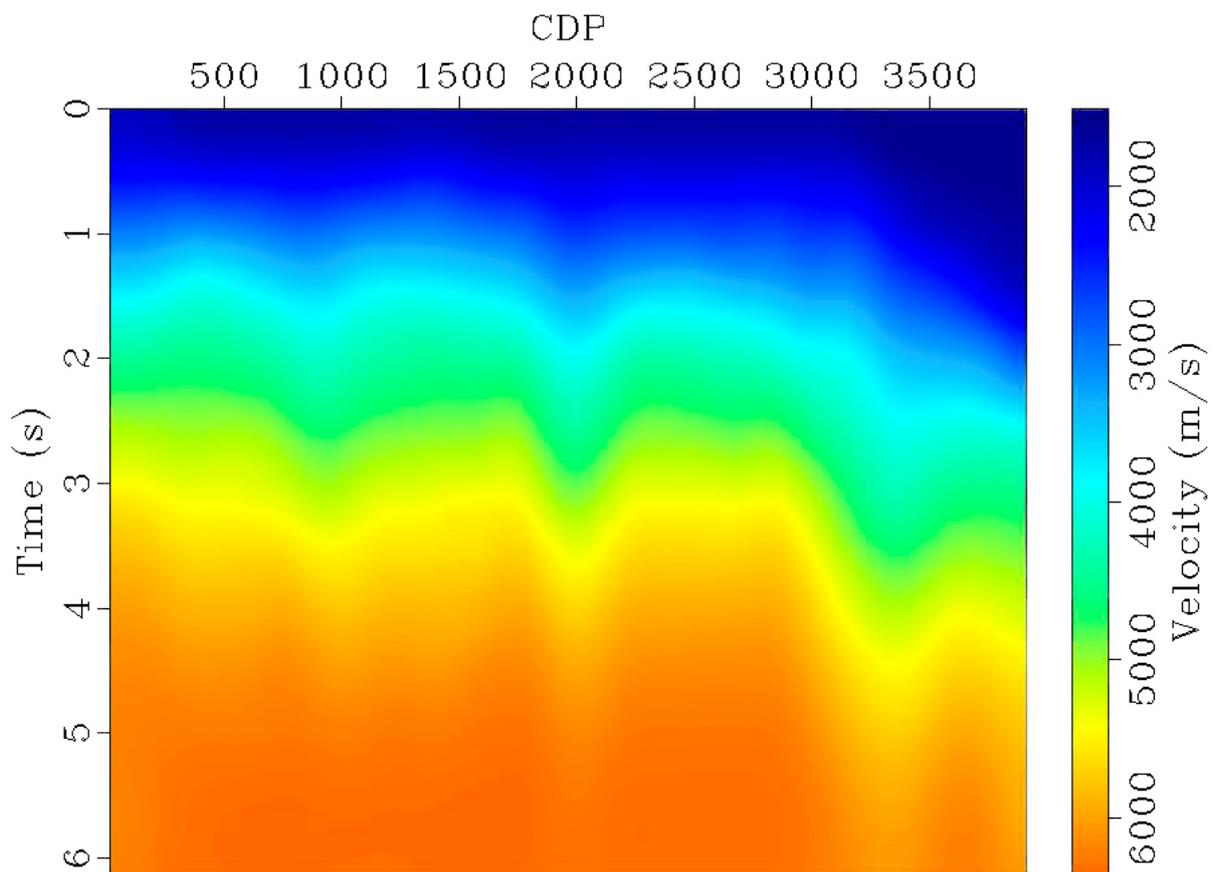


Figura 4.11 - Primeiro modelo de velocidades da linha sísmica, cujo dado de entrada foi tratado até a transformada Radon.

Utilizou-se a Migração Pré-Stack de Kirchhoff no tempo com abertura de 60°. Essa migração é do tipo que realiza o cálculo das amplitudes através do uso de um *offset* comum. O modelo de velocidades utilizado como entrada na migração foi aquele gerado na análise de velocidades (Figura 4.11).

Com o intuito de criar um novo modelo de velocidades a partir do resultado migrado, foi realizada uma correção NMO inversa, na qual foram empregadas as velocidades do modelo anterior e então feita uma nova análise de velocidades. O novo modelo (Figura 4.13) apresenta diferenças significativas em relação ao modelo anterior.

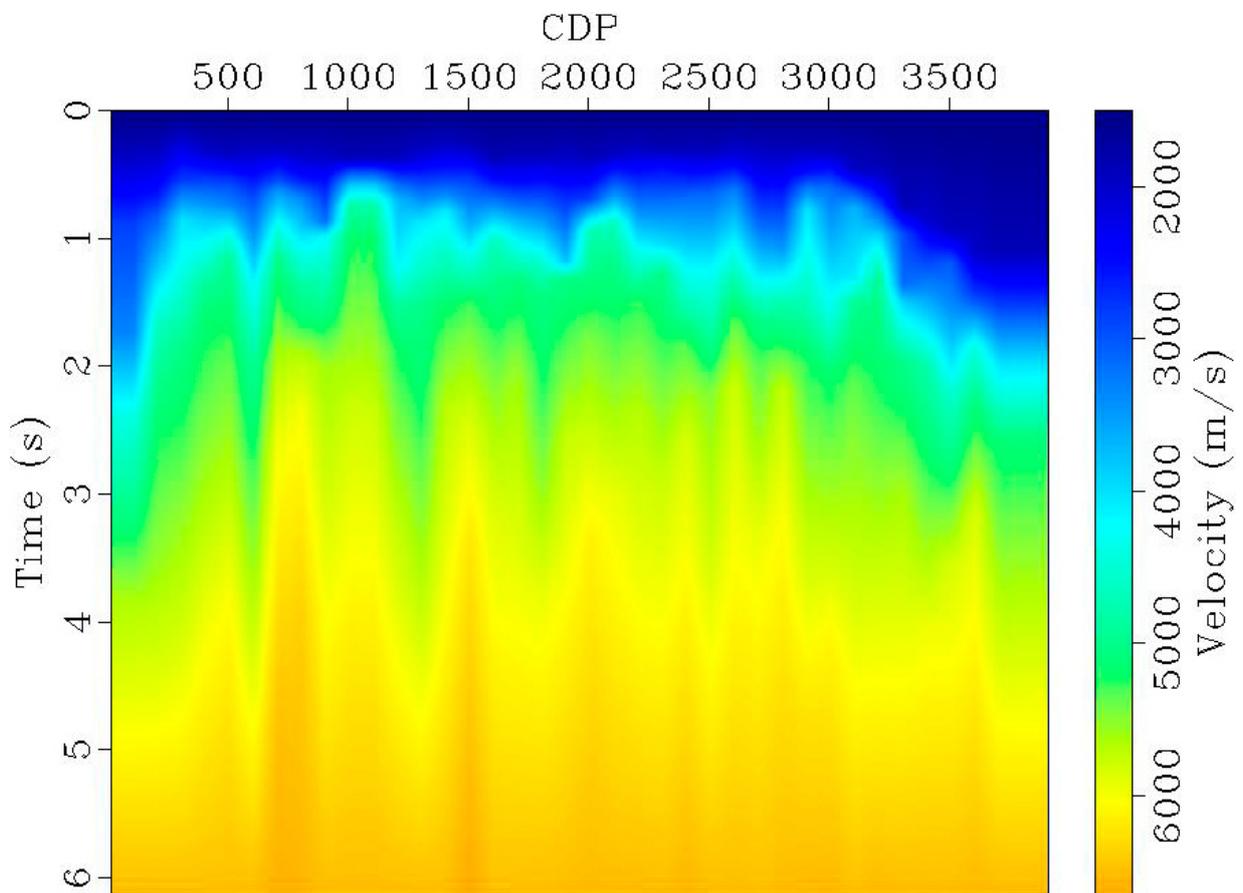


Figura 4.12 - Modelo de velocidades obtido através de seleção manual.

Após a utilização da migração houve uma melhora no dado, particularmente nos tempos de trânsito acima de 1s, e nos CMP maiores que 2000. O resultado final migrado está apresentado na Figura 4.14.

O cálculo dos atributos AVO foi inicialmente realizado no OpendTect (dGB Earth Sciences, 2018), assim como o preparo dos *crossplots*. Contudo, a determinação dos parâmetros de *intercept* e gradiente no OpendTect apresentava um problema, pois na região que o *mute* foi empregado existiam valores próximos de zero, e que foram inclusos no cálculo. Tal fato provavelmente ocorreu em decorrência da utilização da correção NMO inversa e posterior correção NMO no momento em que o novo modelo de velocidade foi aplicado, embora o *stretch mute* tenha sido aplicado.

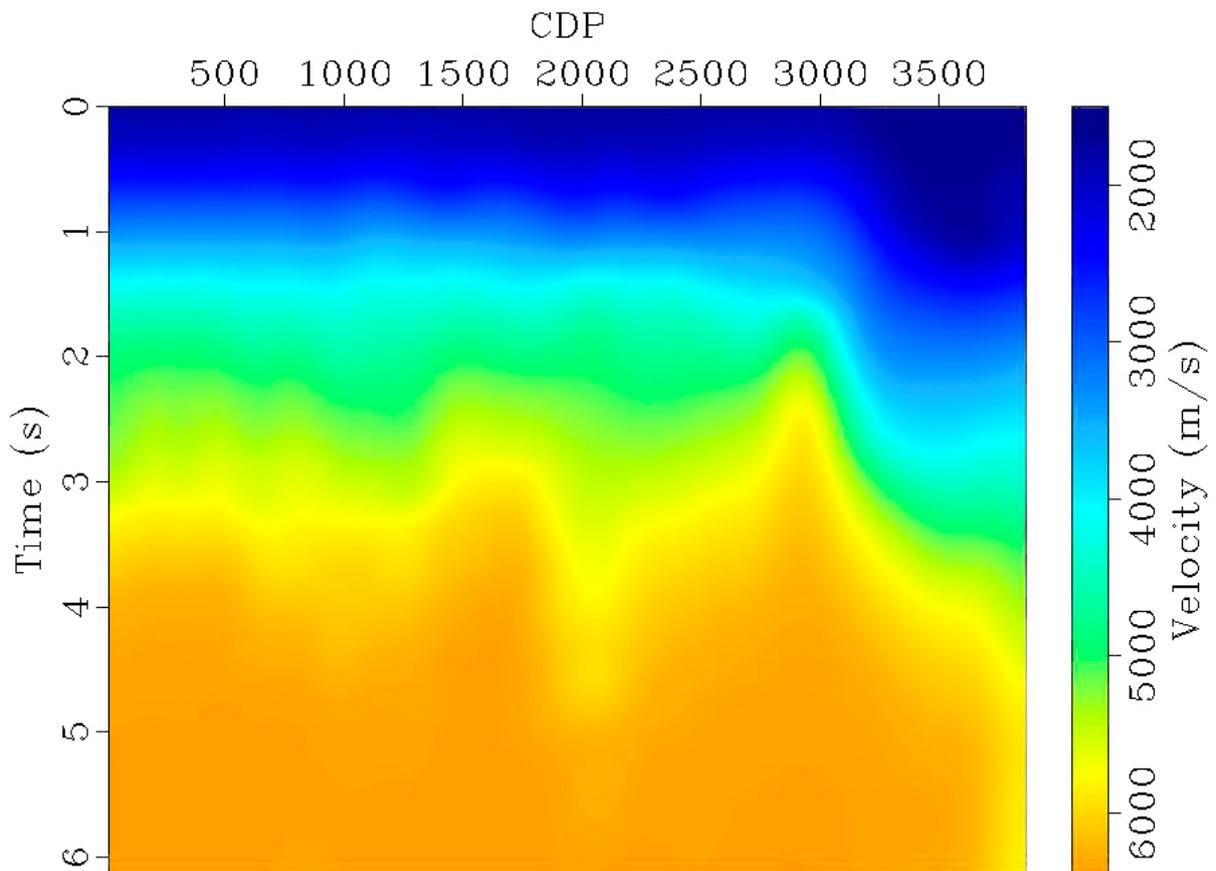


Figura 4.13 - Segundo modelo de velocidades, após a aplicação da migração.

Após identificado o problema no cálculo dos parâmetros de *intercept* e gradiente, eles foram feitos no MATLAB (2011), através do ajuste da Equação 3.35.

A Figura 4.15 ilustra o problema mencionado. As amostras com amplitude próximas a zero contaminaram o ajuste da curva que determina o *intercept* e gradiente, fazendo com que a curvatura seja mais suave. O cálculo desses dois parâmetros no MATLAB permitiu ignorar esses valores que tendiam a zero.

Os novos *crossplots* foram calculados para cinco intervalos distintos, em CMP localizados próximos ao poço. Para cada um deles, foi feito o ajuste de uma reta para obter os parâmetros utilizados no cálculo da razão  $V_P/V_S$ , conforme a Equação 3.41.

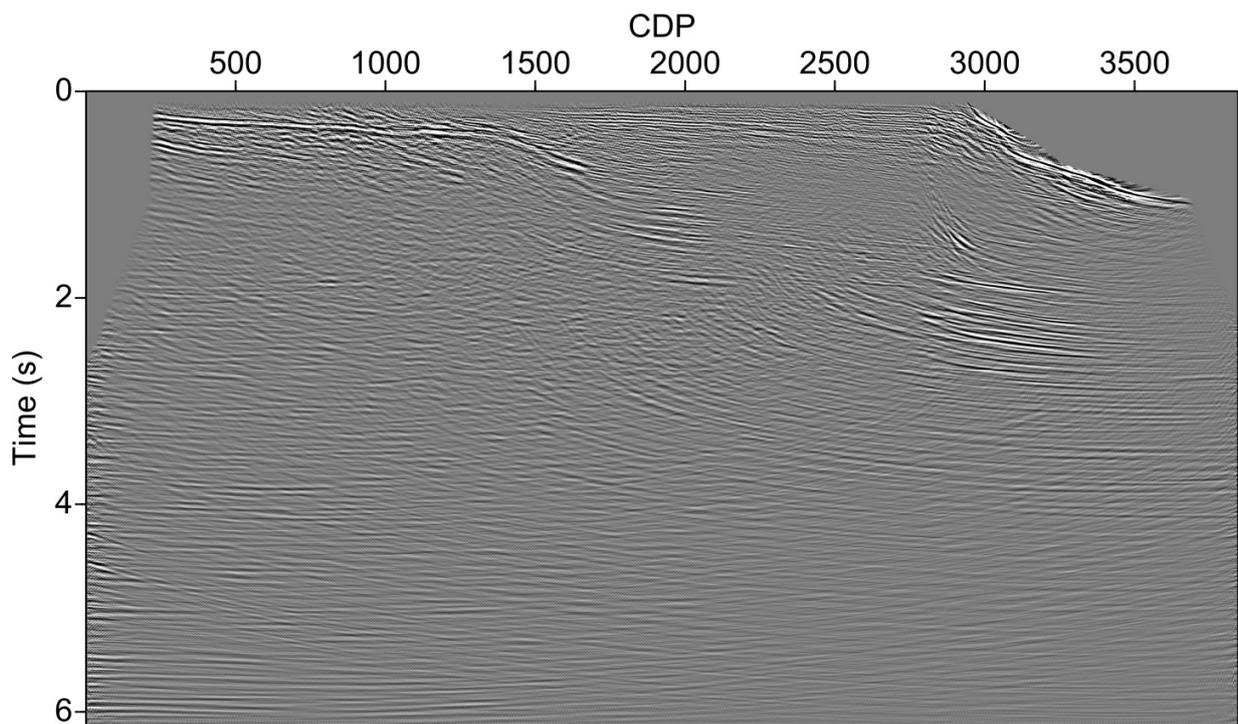


Figura 4.14 - Resultado final após a aplicação da migração pré-*stack*.

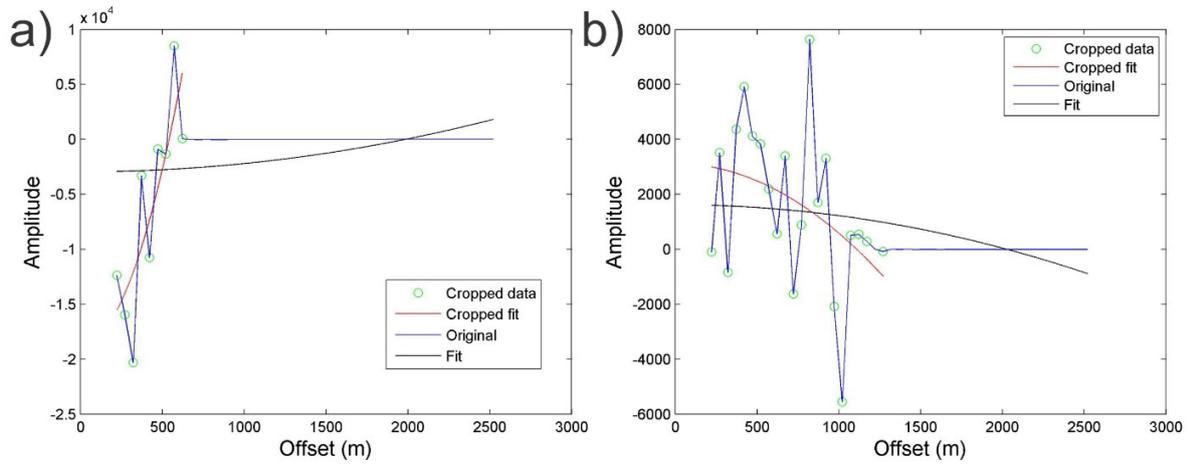


Figura 4.15 - Exemplos a) e b) da diferença entre a curva ajustada com as amostras igual a zero (preto) e sem essas amostras (vermelho). As amplitudes de interesse são aquelas definidas na cor verde.

Como o poço não possuía os valores medidos da velocidade da onda  $S$ , eles foram estimados de dois modos. A primeira utilizando a relação de Castagna et al. (1985)

$$V_P = 1,16V_S + 1,36, \quad (4.1)$$

ou,

$$V_S = 0,862V_P - 1,172. \quad (4.2)$$

A segunda utilizando a relação de Greenberg e Castagna (1992)

$$V_S = 0,76969V_P - 0,86735. \quad (4.3)$$

Em seguida, foram calculados os valores de razão  $V_P/V_S$  com base na velocidade da onda  $S$  obtidas com as duas Equações acima. Os resultados da análise AVO, bem como as razões  $V_P/V_S$  calculadas para o poço serão apresentados no capítulo 5.

## 5 Resultados e Discussões

Após a finalização do processamento, e a partir dos dados pré-*stack* foram gerados o *intercept* e o gradiente, os dois principais produtos da análise AVO. O *intercept* refere-se ao valor da amplitude no afastamento zero, e o gradiente à taxa de variação que a amplitude apresenta conforme o afastamento aumenta.

A Figura 5.1 mostra o *intercept* e o gradiente, calculados utilizando o OpendTect, para os tempos entre 0 e 3 segundos. Apesar de possuírem significados diferentes, nas duas imagens tanto o *intercept* quanto o gradiente apresentam valores absolutos altos onde há uma amplitude maior, o que faz com ambas as imagens sejam muito similares. Isso significa que, onde o valor do *intercept* foi alto, a variação da amplitude com o *offset* também foi maior, e vice-versa. Contudo, tal resultado não permite obter nenhuma informação adicional a respeito das características da região de estudo, pois não se observam comportamentos da variação de amplitude que indiquem a presença de alguma anomalia.

Organizando os conjuntos de *intercept* e gradiente para exibi-los em eixos distintos em um gráfico, criou-se um gráfico (*crossplot*) entre eles (Figura 5.2). O *crossplot* permite a observação conjunta, a partir dos dados exibidos no gráfico, da variação da amplitude em relação ao seu valor inicial, e desse modo discernir determinados grupos que possuem propriedades físicas diferentes.

O primeiro *crossplot* foi calculado para todos os CDP, entre os tempos 0 e 3s (intervalo na qual estão presentes as rochas sedimentares), e intervalo de amostragem igual ao do dado sísmico (0.004s), a partir dos elementos da Figura 5.1. Nele observa-se a presença de três grupos, com uma distribuição similar a uma distribuição linear, e assim inclinações distintas.

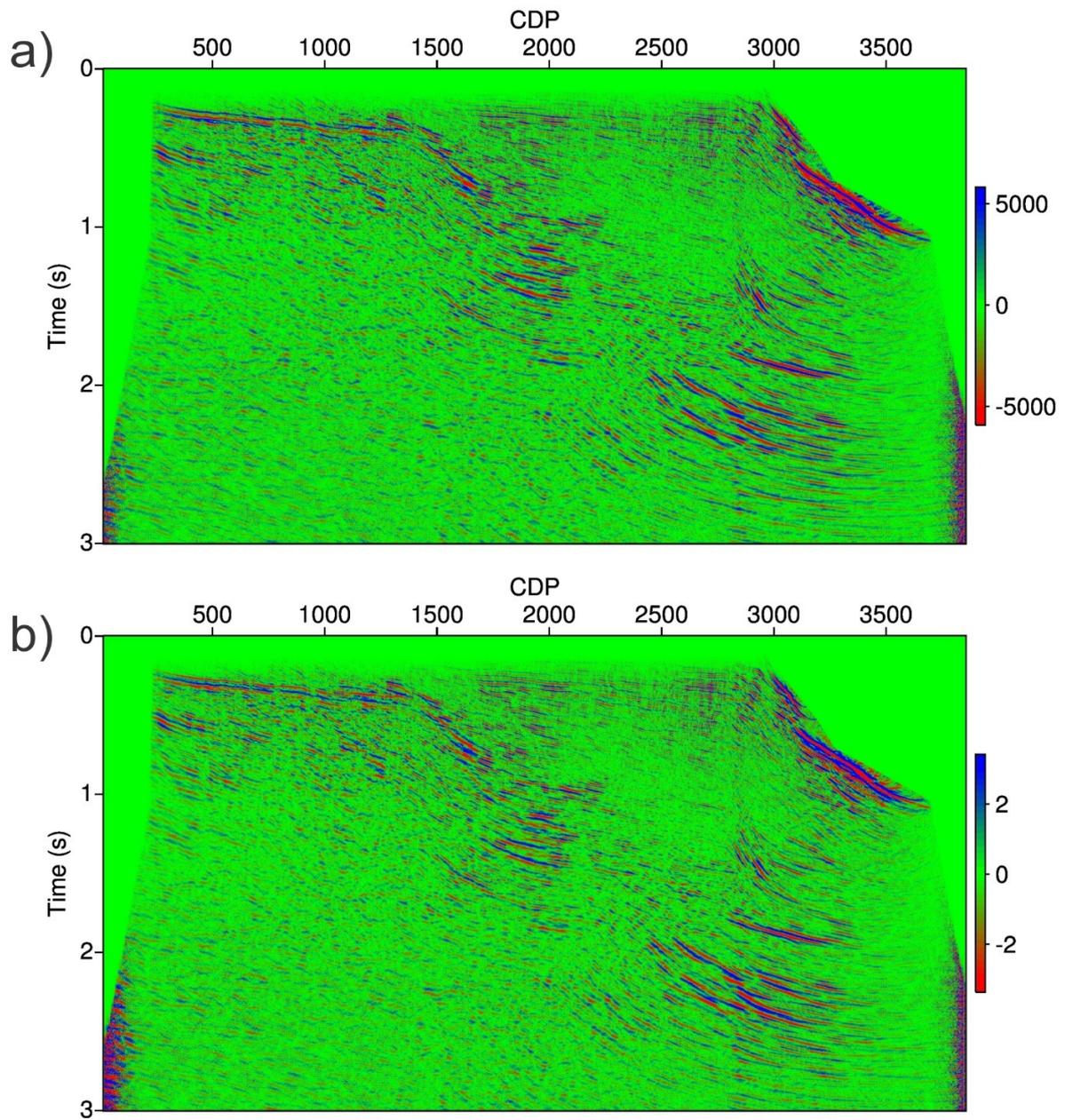


Figura 5.1 – Seção que mostra as amplitudes do: a) *Intercept* e b) *Gradiente*. Para cada ponto é calculado um *intercept* e um *gradiente*, e desse modo, é possível exibir seções que compreendem a área em estudo.

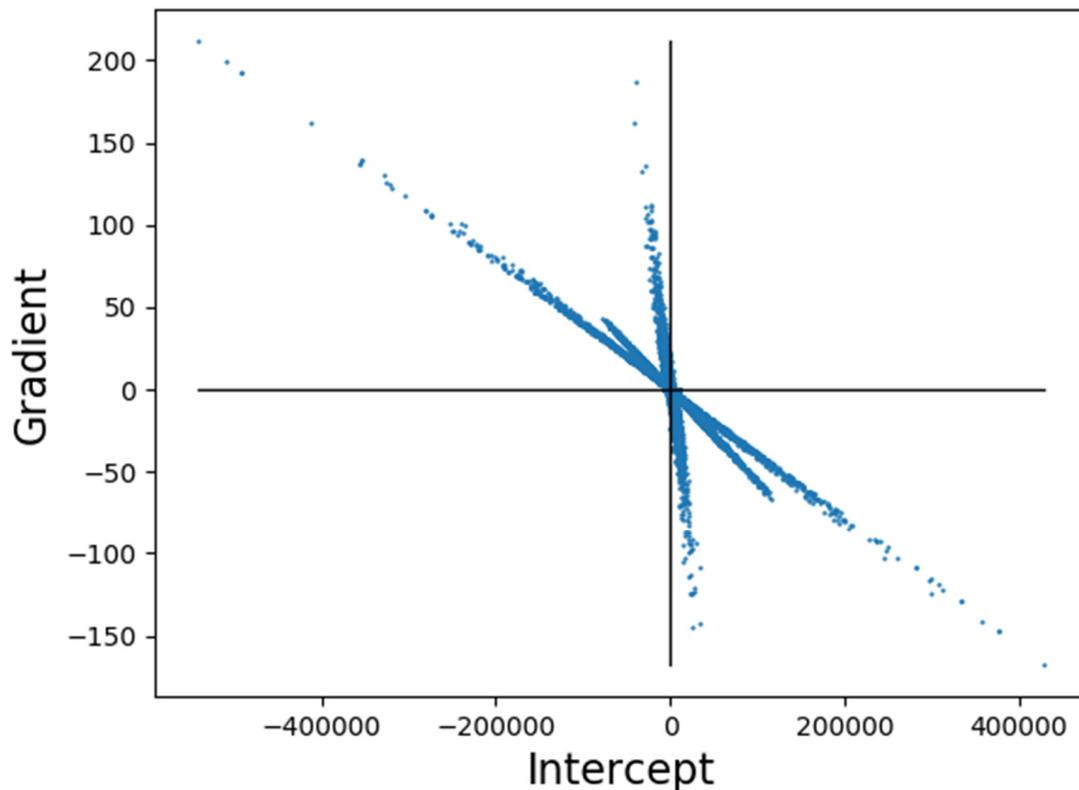


Figura 5.2 - *Crossplot* entre *intercept* e gradiente de todos os CDP, entre os tempos 0 e 3s.

No *crossplot* as tendências definem uma reta chamada de linha de fluido (Castagna, Swan e Foster, 1998), e que representa o padrão de fundo de uma determinada região. A Tabela 5.1 mostra as razões  $V_P/V_S$  da Figura 5.3. Os valores calculados das razões são muito próximos entre si, o que pode indicar que alguns pontos específicos estão dominando a tendência. Apesar de os valores das razões  $V_P/V_S$  de todas essas retas serem similares, e de que no gráfico, para aqueles determinados intervalos, as retas serem visualmente distinguíveis, essa diferença é de certo modo insignificante no cálculo da razão entre as velocidades das ondas, pois as alterações ocorrem apenas a partir da segunda casa decimal, e portanto, pode-se considerar a razão  $V_P/V_S$  como uma só. Esse resultado não condiz com a resposta esperada da geologia, uma vez que rochas diferentes apresentam propriedades diferentes, e consequentemente razões  $V_P/V_S$  distintas.

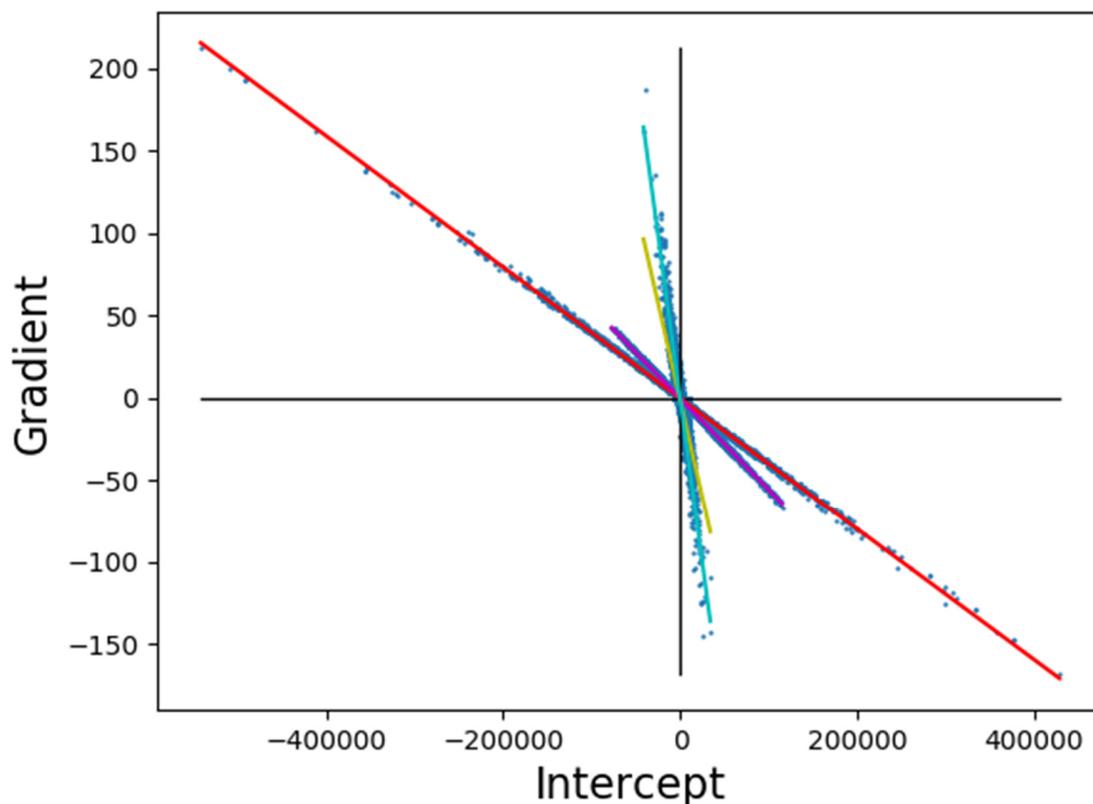


Figura 5.3 - *Crossplot* da Figura 5.2 com a adição do ajuste linear para cada um dos conjuntos. Os coeficientes do ajuste encontram-se na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Tabela com os parâmetros do ajuste das retas do *crossplot* apresentado na Figura 5.3, além das razões  $V_P/V_S$  equivalentes às retas. Os números se referem às retas: 1) vermelha; 2) roxa e 3) amarela e 4) ciano.

Ajuste de reta: $A + Bx$			
	A	B	$\frac{V_P}{V_S}$
1	-0,03773712	-0,00039777	2,81364
2	-0,05735066	-0,00055531	2,81483
3	-1,0605621	-0,00235743	2,82529
4	-0,40443909	-0,00397994	2,81461

Em uma nova determinação dos parâmetros foram definidos 5 intervalos temporais, conforme a Tabela 5.2. Esses intervalos foram escolhidos com base na profundidade das Formações, que já eram conhecidas, de acordo com informações do poço. A partir do conjunto de *intercept* e gradiente

para cada um dos intervalos gerou-se um *crossplot*. Como havia sido mencionado, a regressão linear dos dados nesse gráfico possui relação com a razão  $V_P/V_S$ . Essa tabela apresenta os valores dos coeficientes da regressão linear e razão  $V_P/V_S$  equivalente.

A Figura 5.4 mostra o *crossplot* para cada linha da Tabela 5.2. Nos três primeiros gráficos, a distância dos pontos em relação ao padrão de fundo é pequena, o que dificulta a observação de variações litológicas dentro do intervalo analisado. No quarto *crossplot*, existe uma dispersão maior dos pontos em relação ao padrão de fundo.

Tabela 5.2 - Valores dos parâmetros de ajuste da regressão linear para o *crossplot* em cada intervalo temporal definido e suas respectivas razões  $V_P/V_S$ .

Ajuste de reta: $A + Bx$					
	Intervalo de Tempo (s)	Profundidade Estimada (m)	A	B	$\frac{V_P}{V_S}$
1	0,172-0,436	284-502	$2,229693 \cdot 10^{-4}$	$-6,190264 \cdot 10^{-6}$	2,868527
2	0,436-0,920	502-984	$-4,340115 \cdot 10^{-5}$	$-4,738301 \cdot 10^{-6}$	2,685623
3	1,076-1,360	1123-1692	$-1,277788 \cdot 10^{-5}$	$-1,338762 \cdot 10^{-6}$	2,690969
4	1,460-1,700	1851-2185	$-1,078632 \cdot 10^{-6}$	$-5,303991 \cdot 10^{-7}$	2,315791
5	1,700-2,064	2185-2618	$-6,421705 \cdot 10^{-7}$	$-3,833347 \cdot 10^{-7}$	2,238212

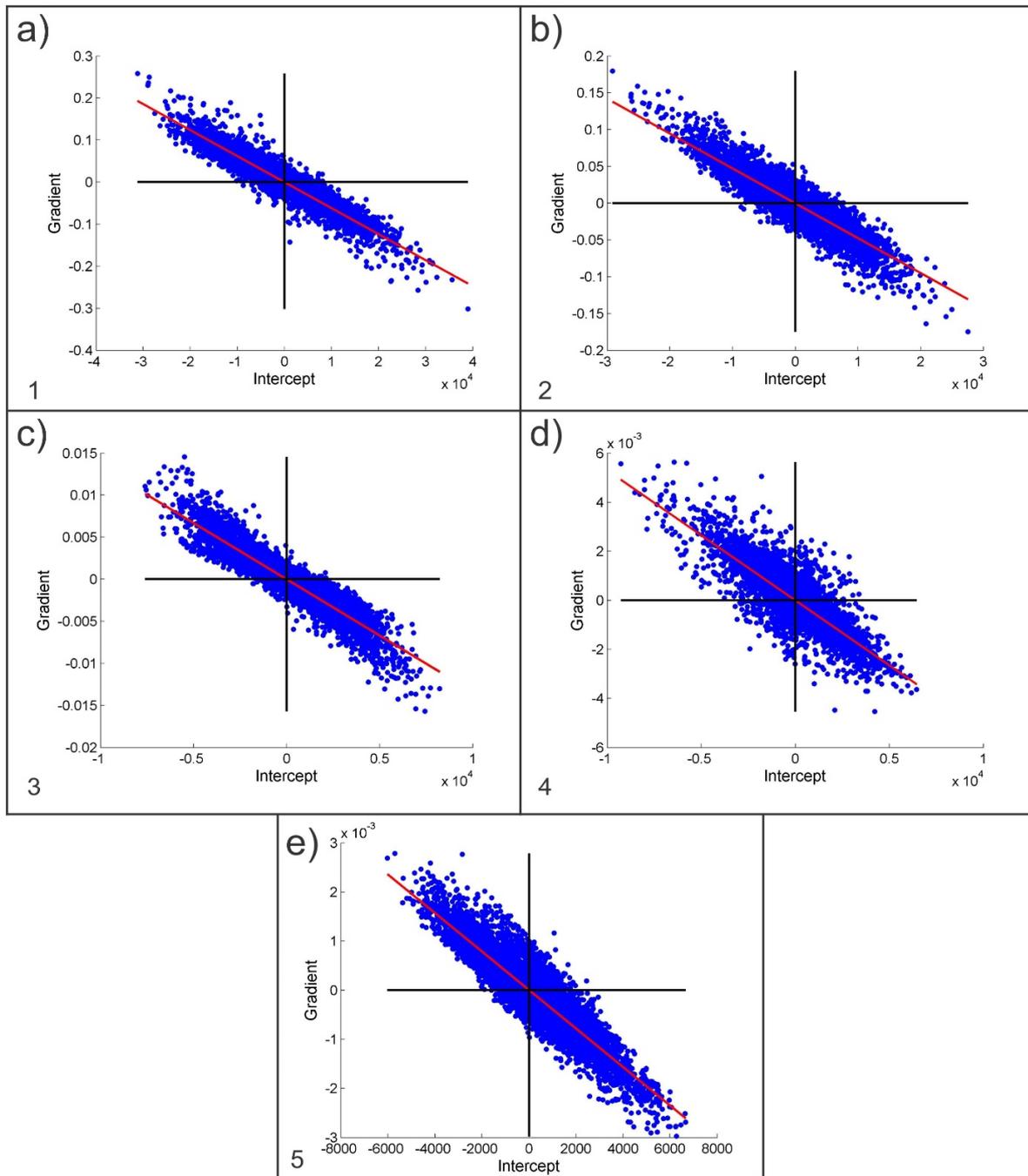


Figura 5.4 - Crossplot dos intervalos de tempo analisados e apresentados na Tabela 5.2: a) 0,172s-0,436s, b) 0,436s-0,920s, c) 1,076s-1,360s, d) 1,460s-1,700s e) 1,700s-2,064s. A razão  $V_p/V_s$  de cada é aproximadamente: a) 2,86; b) 2,68; c) 2,69, d) 2,31 e e) 2,23.

Em contraste com os valores obtidos na Tabela 5.1, em que a razão  $V_P/V_S$  era muito próxima entre as amostras, na Tabela 5.2, conforme há o aumento da profundidade do intervalo, há uma diminuição da razão entre as velocidades (Figura 5.5).

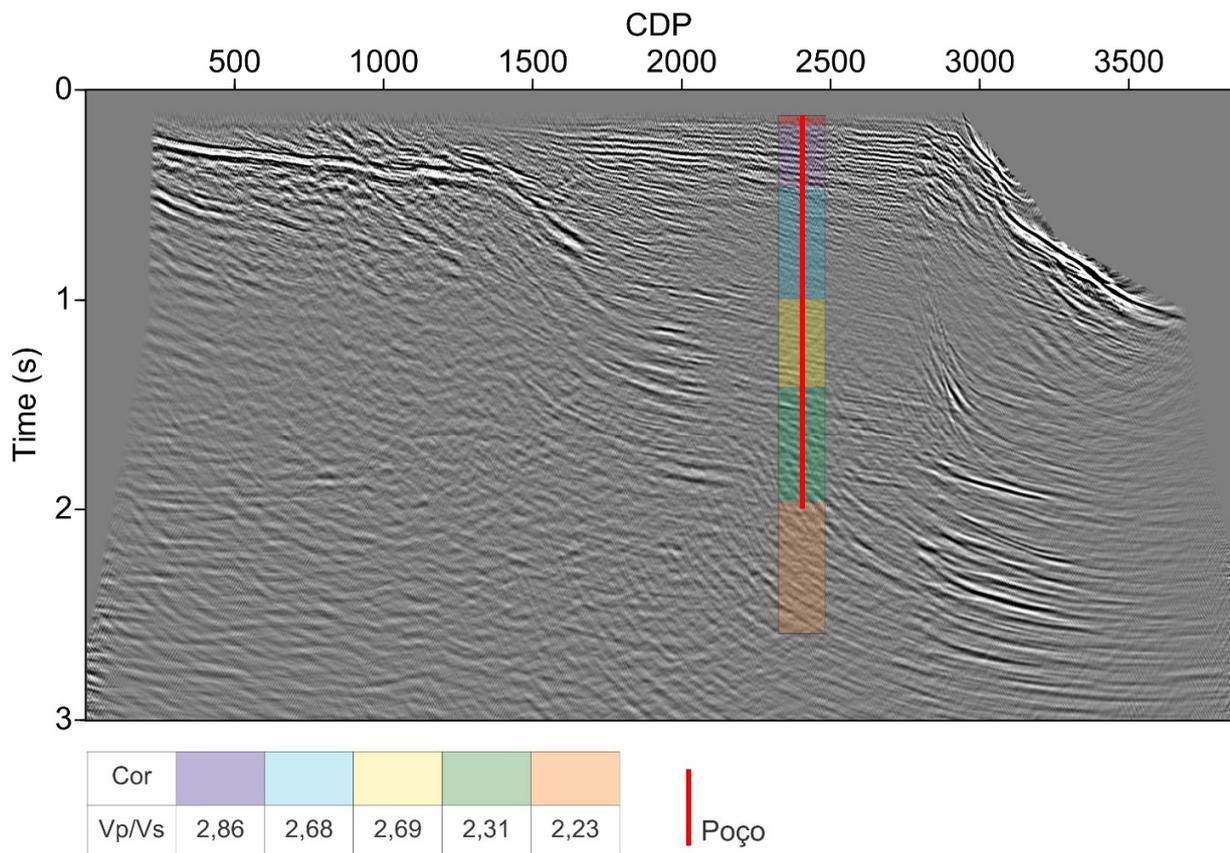


Figura 5.5 - Valores de razão  $V_P/V_S$  sobrepostos à seção sísmica empilhada. Os valores das razões foram calculados ao redor do poço, delimitados pelas regiões coloridas (CDP 2358-2458).

Quando os valores da Tabela 5.1 são comparadas com qualquer uma das razões  $V_P/V_S$  da Figura 5.6, observa-se que: ou as tendências foram dominadas pelos valores de *intercept* e gradiente de alguma região específica, ou o erro associado ao fazer uma análise com intervalos muito grandes prejudica a determinação da real velocidade dos estratos. No caso da primeira hipótese, isso significa que os valores das razões  $V_P/V_S$  das camadas mais rasas influenciam muito mais o

resultado que o de camadas mais profundas, pois nelas é para estas que são observados os maiores valores de razão  $V_P/V_S$ .

A Figura 5.6 mostra os pontos da Tabela 5.2 em comparação com a razão  $V_P/V_S$  obtida através do poço. Observa-se que há uma relação entre os valores obtidos pela sísmica e os obtidos pelo poço, pois existe uma tendência de decréscimo da razão  $V_P/V_S$  com o incremento da profundidade, tanto nas razões do poço, quanto nas razões obtidas com o AVO. Contudo, apesar da presença dessa tendência, existe uma discrepância entre os valores obtidos através da sísmica, e aqueles obtidos pelo poço (Figura 5.7), o que pode indicar a necessidade em melhorar a qualidade do dado em análise.

A razão  $V_P/V_S$  em rochas sedimentares depende da composição do grão, da porosidade e do conteúdo do poro, e, portanto, é um indicador da litologia (Pickett, 1963). Para folhelhos, que compõe a maior parte da coluna estratigráfica conforme a coluna estratigráfica do poço (Figura 5.8), essa razão pode variar bastante, de 1,8 em rochas com muito quartzo a 5 em sedimentos saturados em água (Castagna, Batzle e Eastwood, 1985).

De acordo com Hamilton (1979), em sedimentos cuja composição da maioria dos grãos seja argila, a razão entre as velocidades possa chegar até próximo de 13 ou mais. Conforme há o aumento da profundidade, a razão tende à estabilidade, convergindo para valores mais próximos de 2, o que condiz com outros estudos, como de Tatham (1985), que mostra que  $V_P/V_S > 2$  para folhelhos.

Estudos como os de Castagna et al. (1985) e Han et al. (1986) apontam que a diminuição da razão  $V_P/V_S$  está relacionada com o aumento da porosidade, ou aumento na quantidade de argila. Em relação ao decréscimo da razão  $V_P/V_S$  com o aumento da profundidade, Tatham e McCormack (1991) apontam que conforme a pressão diferencial aumenta, o valor da razão se estabiliza, e que as maiores variações na razão ocorrem no primeiro quilômetro de profundidade.

Na região entre 500-1000 m de profundidade no poço (Figura 5.6 e Figura 5.8), os valores de razão  $V_P/V_S$  são mais altos que a média de valores próximos ou um pouco maiores que 2 para folhelhos, e apresentam uma rápida taxa de decaimento. A partir dos 1000 m, a taxa de decaimento da razão  $V_P/V_S$  com o aumento da profundidade diminui consideravelmente. Tais resultados são

concordantes com aqueles de Tatham e McCormack (1991), pois ocorre a estabilização na diminuição da razão  $V_P/V_S$ .

Ao longo de todo o poço são observadas pequenas variações de alta frequência na razão  $V_P/V_S$ . A partir dos 1500 metros essas variações ganham mais amplitude, o que pode estar associadas a presença de intercalações entre camadas de arenito e folhelho. Tais intercalações com menor frequência na Formação Calumbi, cuja base está a 1740 m de profundidade, em relação as outras Formações encontradas.

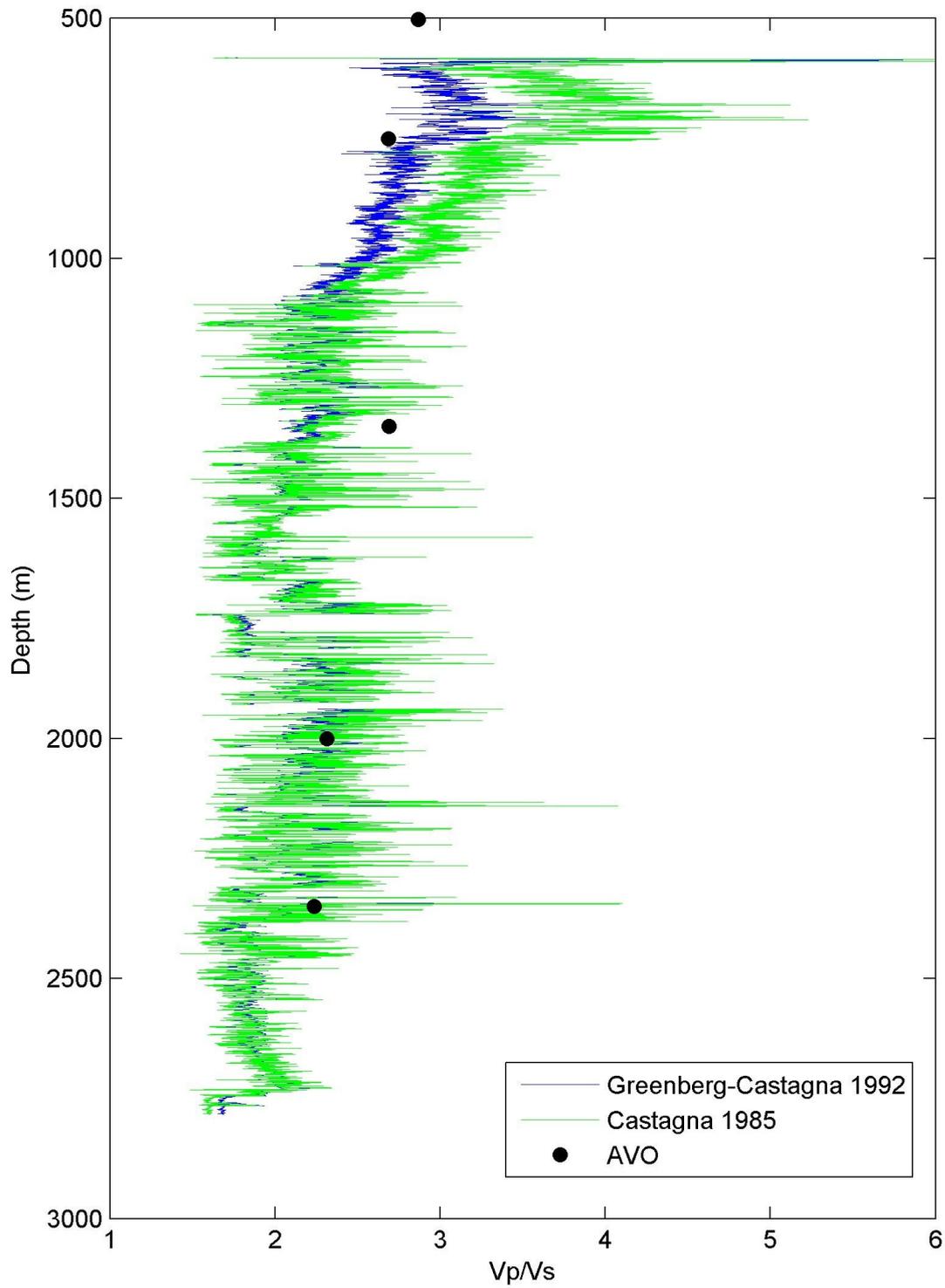


Figura 5.6 - Pontos da Tabela 5.2 sobrepostos aos valores de razão  $V_p/V_s$  calculados a partir do poço. As medidas se iniciam apenas a partir dos 500 m pois não existem dados para profundidades menores.

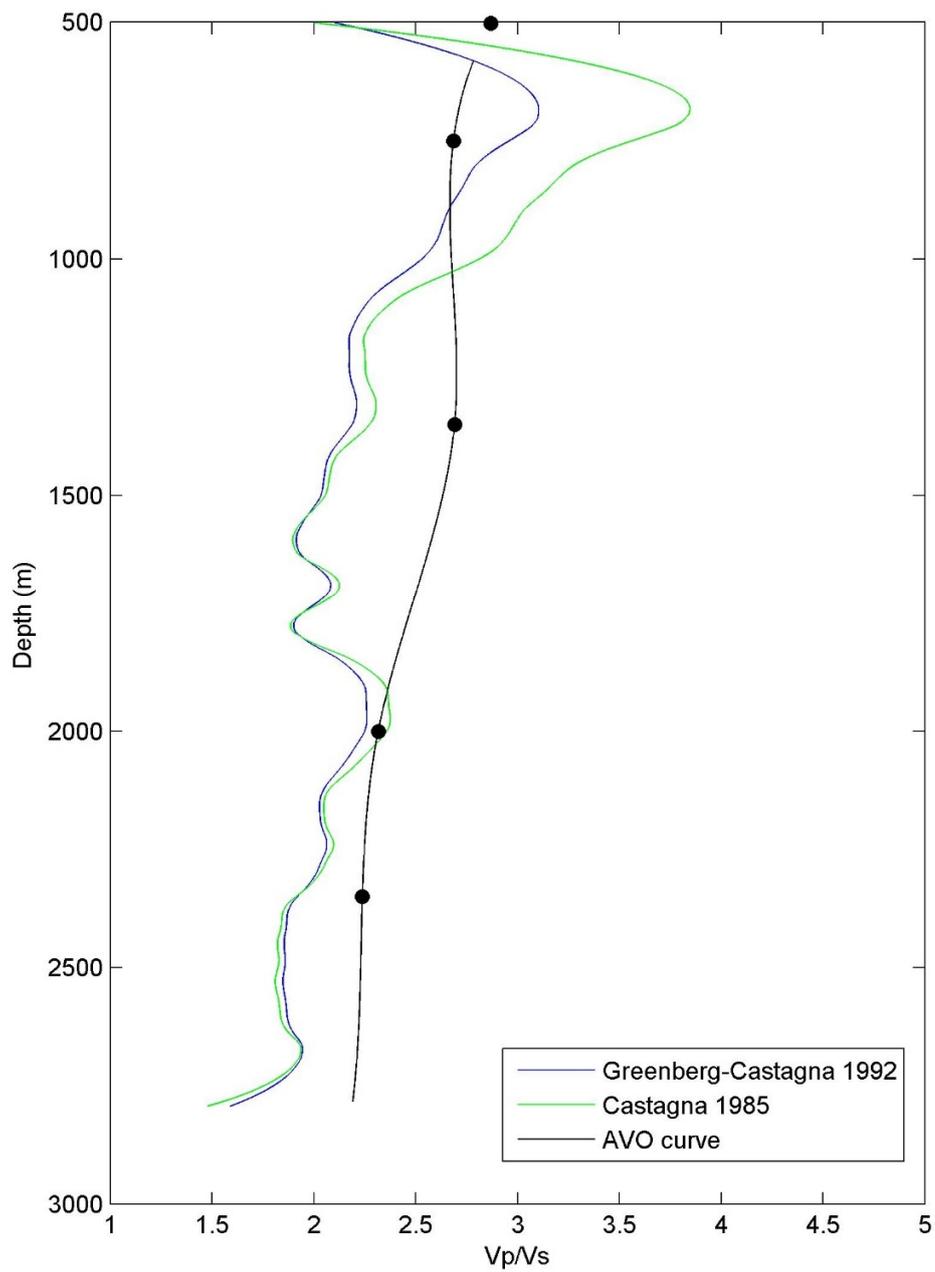


Figura 5.7 - Curvas de razão  $V_p/V_s$  suavizadas, mostradas juntamente com a interpolação das razões  $V_p/V_s$  mostradas na Figura 5.6.

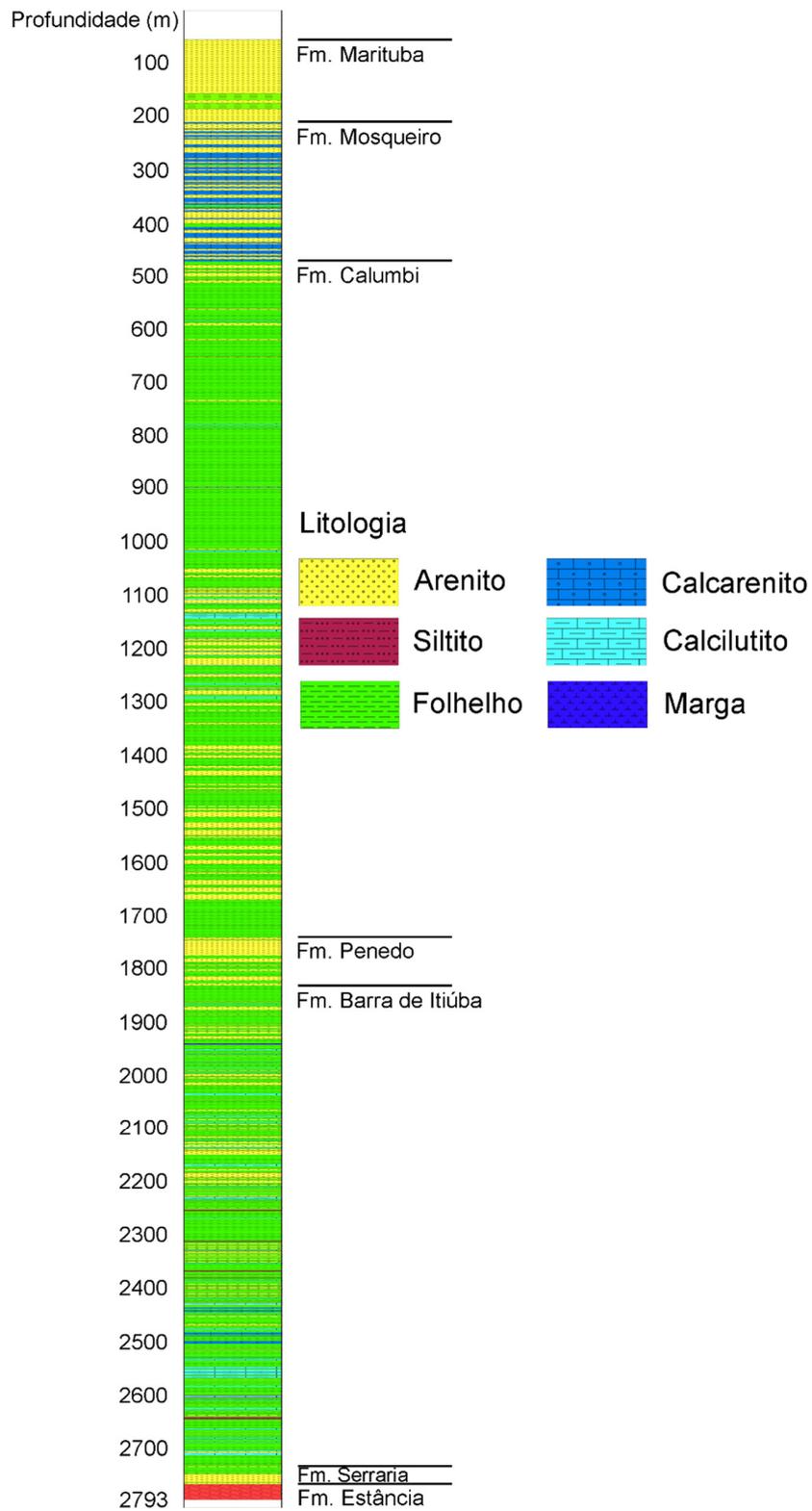


Figura 5.8 - Coluna estratigráfica do poço utilizado. A interpretação dos tipos de rochas foi feita pela Petrobras.

Entre 1000-1700 m a razão  $V_P/V_S$  também diminui, porém com uma queda menor. No intervalo de 1750-1850 metros de profundidade, há uma queda na razão  $V_P/V_S$ . Esse intervalo corresponde à Formação Penedo, em que há a presença de uma camada mais espessa de arenito. Arenitos apresentam uma razão  $V_P/V_S$  menor que folhelhos, o que explicaria essa diminuição para esse intervalo.

Embora estudos (Castagna, Batzle e Eastwood, 1985; Han, Nur e Morgan, 1986; Hornby e Murphy, 1987; Murphy, Reischer e Hsu, 1993) indiquem que há uma relação entre a razão  $V_P/V_S$  e fatores como porosidade e quantidade de argila, não foi observado para essa região da Bacia Sergipe-Alagoas, uma relação direta entre esses fatores e a razão  $V_P/V_S$ .

Apesar disso, na Figura 5.9, observa-se que entre o início e meio da Formação Calumbi, onde há uma alta quantidade de argila, também apresenta valores mais altos para a razão  $V_P/V_S$ . Contudo, entre a Formação Barra de Itiúba e a Formação Serraria, onde também há uma maior quantidade de argila, os valores de razão  $V_P/V_S$  são mais baixos.

Na área em estudo não foi observada uma correlação entre a curva da quantidade de argila e a curva de razão  $V_P/V_S$  (Figura 5.9), pois foi calculada a correlação entre elas (Figura 5.10), e o valor do coeficiente da correlação entre elas foi de -0,027855, o que não indica que exista uma correlação. Em relação à porosidade (Figura 5.11), existe um perfil melhor definido, em que o coeficiente de determinação entre uma curva exponencial para a porosidade e a razão  $V_P/V_S$  foi de 0,366111 e o coeficiente de correlação de postos de Spearman foi de 0,500586. Devido à dispersão da porosidade, a partir de janelas médias, a correlação entre a curva e os pontos foi de 0,912743.

Esses resultados indicam que a porosidade influencia muito mais no controle da razão  $V_P/V_S$  do que a quantidade de argila nessa região da Bacia Sergipe-Alagoas. Além disso, a razão  $V_P/V_S$  é mais eficiente em discriminar os carbonatos dos folhelhos, pois há diferença no índice é maior, enquanto para os arenitos, a diferença é mais evidente quando a espessura do bloco é maior.

Aproveitando a seção sísmica empilhada gerada, foi feita a interpretação, de acordo com a tectônica local e as informações do poço, em quatro segmentos principais: Embasamento, Sequência Rifte, Sequência Transicional e Sequência Marinha Regressiva. A Sequência Rifte corresponde às rochas das Formações Penedo e Barra de Itiúba, a Sequência Transicional às rochas

dos grupos Riachuelo e Cotinguiba, e a Sequência Marinha Regressiva contêm as rochas das Formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba. A Figura 5.12 apresenta a delimitação dessas interfaces, e a Figura 5.13 sem a interpretação, para comparação.

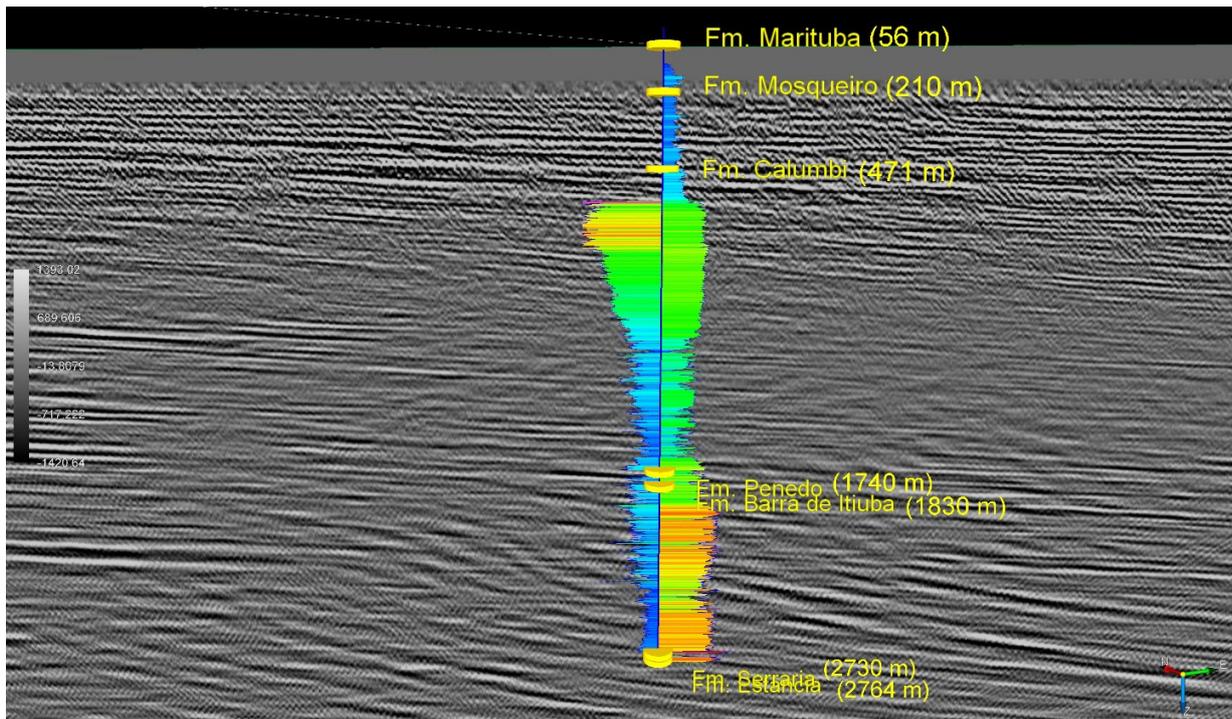


Figura 5.9 - Razões  $V_P/V_S$  (Castagna, Batzle e Eastwood, 1985) à esquerda do poço, e o valor do raio gama à direita. Os valores da razão vão de 1,4-3,9; e os valores das medidas de raio gama vão de 14,6-125,7 API.

De acordo com Cruz et al. (2010), as principais Sequências sobre o embasamento na Bacia Sergipe-Alagoas na margem continental são Pré-Rifte, Transicional, Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva. De acordo com descrição litológica previamente realizada pela Petrobras no poço, não foram identificadas a presença de rochas correspondentes às Sequências Transicional e Marinha Transgressiva. Contudo, na seção sísmica é possível identificar a Sequência Transicional através do refletor de grande amplitude, característico dessa sequência na Bacia Sergipe-Alagoas. Devido de que o poço está localizado no fim da plataforma continental, próximo ao talude, a Sequência Transicional não está presente, pois conforme observado na seção sísmica, há um afinamento no sentido do talude.

A Sequência Marinha Transgressiva, conforme mostra o trabalho de Cruz et al. (2010), é mais espessa na região continental da bacia, e afina no sentido do oceano. Na região do talude, a presença de tal Sequência não é observada, fato que é corroborado com os resultados deste trabalho, na qual não foram identificadas rochas associadas a essa Sequência no poço, e nem refletores na seção sísmica.

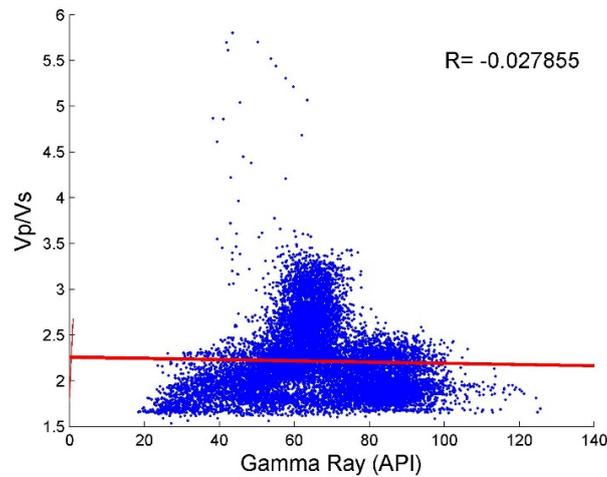


Figura 5.10 - Correlação entre a razão  $V_p/V_s$  e as medidas de raio gama, um indicador da quantidade de argila.

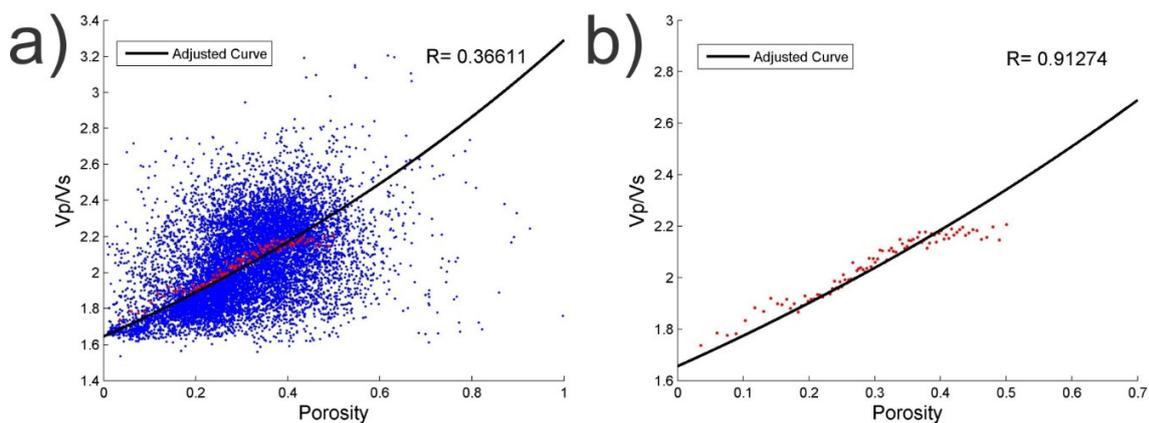


Figura 5.11 - Correlação entre a razão  $V_p/V_s$  e a) a porosidade, através de um curva exponencial  $y = 1.645 \cdot 2^x$ ; em b) tem-se as médias obtidas através de janelas mostradas em a). O coeficiente R apresenta diferenças entre as imagens devido à dispersão dos pontos.

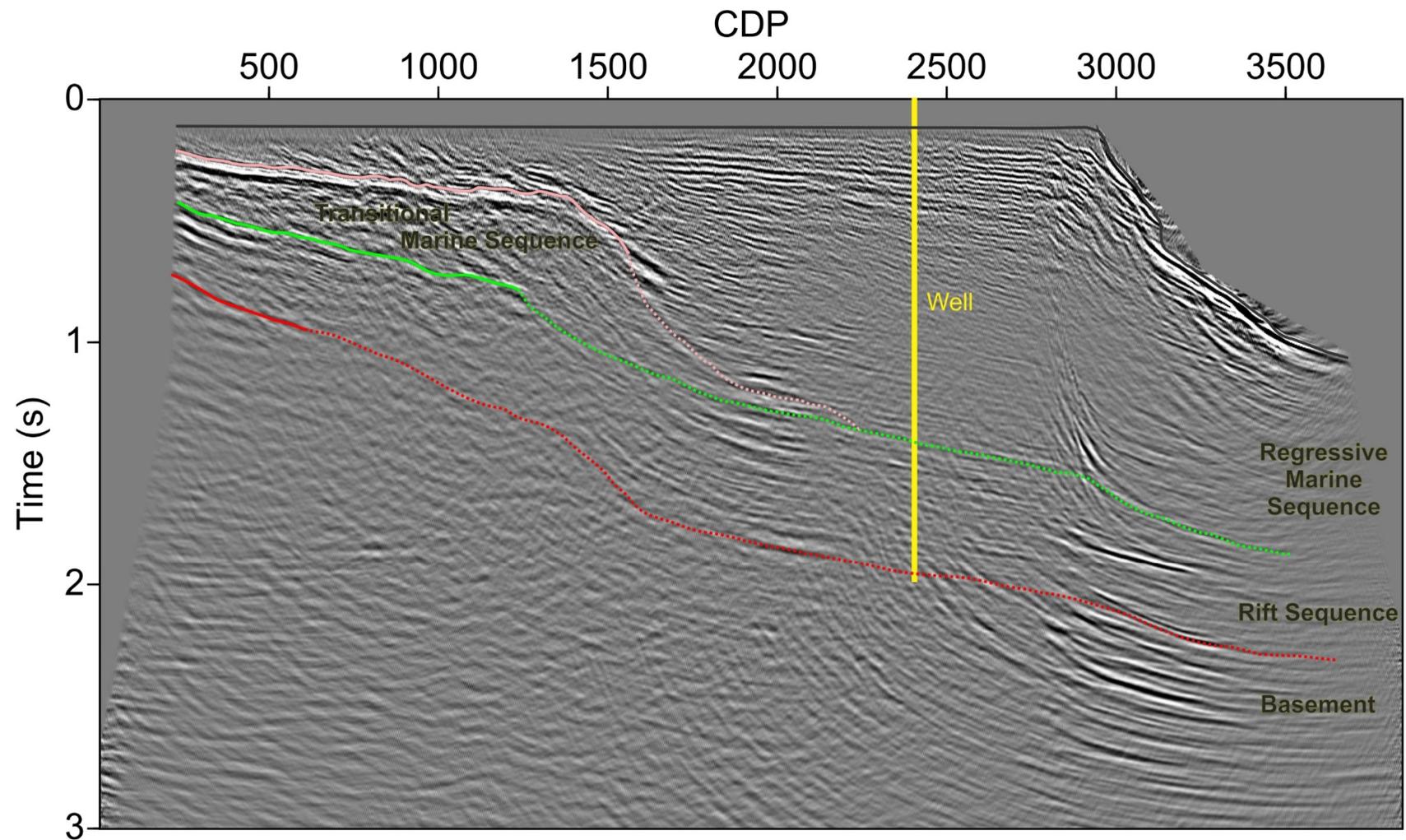


Figura 5.12 - Seção empilhada com a interpretação das principais sequências deposicionais da bacia. As linhas tracejadas indicam os possíveis horizontes, que foram delimitados com o auxílio do poço, pois as amplitudes desses refletores estão baixas, o que dificulta a observação da continuidade.

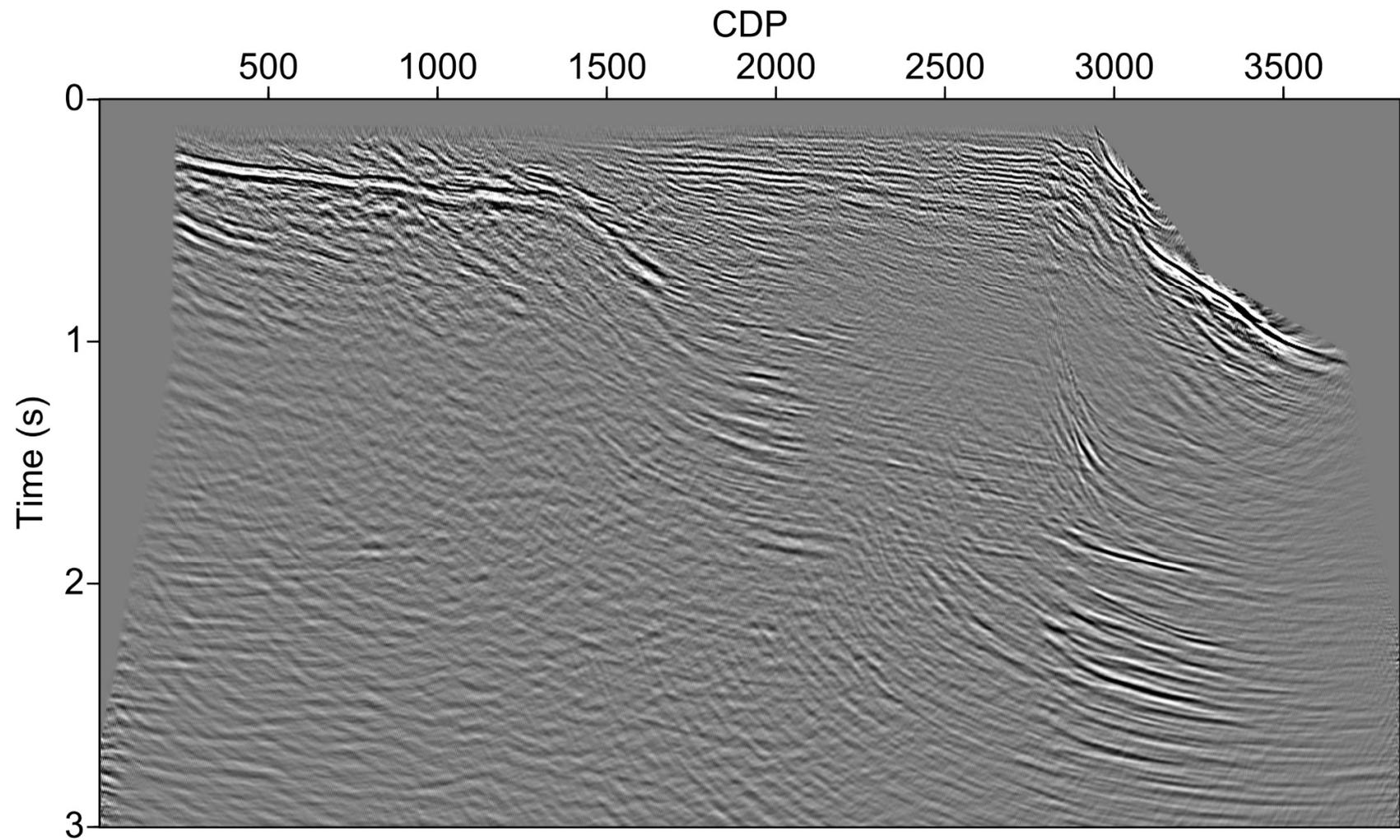


Figura 5.13 - Seção sísmica empilhada, para efeitos de comparação com a Figura 5.12.

## 6 Conclusão

O dado utilizado no trabalho foi processado com a adoção de técnicas que procuraram preservar a amplitude das reflexões. Observou-se que mesmo sendo aplicadas as técnicas para remoção de múltiplas, algumas não foram corretamente removidas. A utilização da Transformada Radon incluiu um artefato direcional, que pode causar modificações nas amplitudes ao longo de um mesmo tempo. Ainda assim optou-se por mantê-la devido à sua contribuição na determinação das velocidades.

O cálculo dos atributos no software OpendTect é eficiente e o programa oferece muitas ferramentas para a observação das variações de amplitude no dado. Porém, nesse caso, o ajuste das curvas na análise AVO em um código próprio permitiu uma maior liberdade no manuseio dos dados e de seus resultados.

A análise AVO foi eficiente para observação da razão entre a velocidade das ondas P e S, pois mostrou resultados compatíveis em relação aos observados através das informações obtidas do poço. A razão decresce de acordo com a profundidade, e tende a se estabilizar, em conformidade com o que mostram outros estudos. Os maiores valores de razão  $V_p/V_s$  foram encontrados nas menores profundidades, e podem ser causados pela pouca compactação dos sedimentos, embora seja difícil concluir a real causa, uma vez que dados de porosidade e densidade do poço não foram medidos para essas profundidades.

Um processamento mais eficiente para remoção de ruídos, e um pós processamento para atenuar ainda mais esses artefatos possibilitaria uma análise AVO com um resultado final de maior qualidade, pois dessa maneira o ajuste da curva de variação da amplitude conteria menos erros.

O ideal seria utilizar a velocidade da onda S medida *in situ*, ao invés de valores calculados, o que traria mais confiabilidade aos resultados, uma vez que eventuais variações na velocidade da onda S causadas pelo meio não podem ser replicadas através das velocidades estimadas.

A partir da seção empilhada foram delimitados as principais Sequências relacionadas aos eventos geológicos no momento da deposição dos sedimentos. As regiões se dividem em embasamento, Sequência Rifte, Sequência Transicional e Sequência Marinha Regressiva. Apesar de existir uma

Sequência Marinha Transgressiva na Bacia de Sergipe-Alagoas, suas rochas não estão presentes na área em que a linha sísmica e o poço estão localizados.

## 7 Referências Bibliográficas

- Aki, K. e Richards, P. G. (1980) *Quantitative seismology*. W. H. Freeman and Co. 700 p.
- AlMustafa, H. e Girolidi, L. (2013) “A Class IV AVO sand in Saudi Arabia: The search for the optimum lithology and fluid indicator”, in SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013. Society of Exploration Geophysicists, p. 403–407.
- Amorim, W. N. de et al. (2005) “Análise de AVO na bacia do Ceará”, Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p. 1–6.
- Aquino, G. S. De e Lana, M. D. C. (1990) “Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: o ‘estado da arte’”, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(2), p. 75–84.
- Arienti, L. M. (1996) *Análise estratigráfica, estudo de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos Rift da Fm. Maceió e Fm. Poção-Bacia de Alagoas*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado.
- Asmus, H. e Baisch, P. (1983) “Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin”, *Episodes*, (4), p. 3–9.
- Asmus, H. E. (1984) “Inferências, hipóteses e problemas relativos à origem e evolução da margem continental brasileira.”, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, p. 1655–1677.
- Avseth, P. et al. (2001) “Seismic reservoir mapping from 3-D AVO in a North Sea turbidite system”, *Geophysics*, 66(4), p. 1157–1176.
- Avseth, P., Flesche, H. e VanWijngaarden, A. J. (2003) “AVO classification of lithology and pore fluids constrained by rock physics depth trends”, *The Leading Edge*, (October), p. 1004–1011.
- Bachrach, R. et al. (2004) “Combining rock physics analysis, full waveform prestack inversion and high-resolution seismic interpretation to map lithology units in deep water: A Gulf of Mexico case study”, *The Leading Edge*, 23(4), p. 378–383.

- Bancroft, J. C. (2007) “9. Prestack Migration (and 3-D DMO)”, in *A Practical Understanding of Pre- and Poststack Migrations*. Society of Exploration Geophysicists, p. 9.1-9.96.
- Bortfeld, R. (1961) “Approximations To the Reflection and Transmission Coefficients of Plane Longitudinal and Transverse Waves”, *Geophysical Prospecting*, 9(4), p. 485–502.
- Brown, S., Bussod, G. e Hagin, P. (2007) “AVO monitoring of CO<sub>2</sub> sequestration: A benchtop-modeling study”, *The Leading Edge*, 26(12), p. 1576–1583.
- Cabrera, P., Moraes, E. e Cetale, M. (2011) “Estudo de modelos de Físicas das Rochas para caracterização do Hidrato de Gás na Bacia de Pelotas .”, Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p. 62–68.
- Cainelli, C. (1992) *Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil*. University of Texas at Austin. Tese de Doutorado.
- Cainelli, C. e Mohriak, W. U. (1999a) “General evolution of the eastern Brazilian continental margin”, *The Leading Edge*, 18(7), p. 800–805.
- Cainelli, C. e Mohriak, W. U. (1999b) “Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin”, *Episodes*, 22(3), p. 206–216.
- Campelo, R. C. (2005) “Integração de métodos geofísicos na caracterização de um limite entre as Bacias de Sergipe-Alagoas e Jacuípe”, p. 463–467.
- Campos Neto, O. P. de A., Lima, W. S. e Gomes Cruz, F. E. (2007) “Bacia de Sergipe-Alagoas”, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), p. 405–415.
- Cao, Z. (2006) *Analysis and Application of the Radon Transform*. University of Calgary. Dissertação de Mestrado.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L. e Eastwood, R. L. (1985) “Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks”, *Geophysics*, 50(4), p. 571–581.
- Castagna, J. P. e Swan, H. W. (1997) “Principles of AVO crossplotting”, *The Leading Edge*, 16(4), p. 337–344.

- Castagna, J. P., Swan, H. W. e Foster, D. J. (1998) “Framework for AVO gradient and intercept interpretation”, *Geophysics*, 63(3), p. 948.
- Chadwick, A. et al. (2010) “Quantitative analysis of time-lapse seismic monitoring data at the Sleipner CO2 storage operation”, *The Leading Edge*, 29(2), p. 148–149.
- Chiburis, E. et al. (1993) “Hydrocarbon detection with AVO”, *Oilfield Review*, 5(1), p. 42–50.
- Claerbout, J. F. (1985) *Imaging the Earth’s Interior*. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 414 p.
- Cohen, J. K. e Stockwell, J. J. W. (2013) “CWP/SU: Seismic Un\*x Release No. 43: an open source software package for seismic research and processing”. Golden, Colorado, United States: Center for Wave Phenomena.
- Conceição, J. C. de J., Zalán, P. V. e Wolff, S. (1998) “MECANISMO, EVOLUÇÃO E CRONOLOGIA DO RIFT SUL-ATLÂNTICO”, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(2/4), p. 255–265.
- de Cristo, R. A., Dutra, A. C. e de Argollo, R. M. (2015) “Inversão de Dados Gravimétricos 2D da Bacia Sergipe-Alagoas”, 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015. Brazilian Geophysical Society, p. 706–711.
- Cruz, L. R., Córdoba, V. C. e Sá, E. F. J. de (2010) “Análise estratigráfica e evolução geodinâmica da ‘Sequência Transicional’ na porção sul da Bacia de Sergipe-Alagoas”, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1), p. 31–49.
- dGB Earth Sciences (2018) “OpendTect”. Versão 6.2.
- Dragoset, B. (2005) “A historical reflection on reflections”, *The Leading Edge*, 24(s1), p. s46–s70.
- Feijó, F. J. (1994) “Bacia de Sergipe e Alagoas”, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, p. 149–161.
- Ferreira, J. V. (1990) “Faciologia e características de reservatório das unidades PDO I e PDO IV da Formação Penedo no Campo de Pilar, Bacia de Sergipe–Alagoas”, *Seminário de geologia de desenvolvimento e reservatório*, p. 419–430.

- Florencio, C. P. (1996) Geologia dos evaporitos Paripueira na porção alagoana da Bacia de Sergipe. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado.
- Fomel, S. et al. (2013) “Madagascar: open-source software project for multidimensional data analysis and reproducible computational experiments”, *Journal of Open Research Software*, 1(1), p. e8.
- Foster, D. J., Keys, R. G. e Lane, F. D. (2010) “Interpretation of AVO anomalies”, *Geophysics*, 75(5), p. 75A3-75A13.
- Fowler, P. J. (1997) “A comparative overview of prestack time migration methods”, in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1997*. Society of Exploration Geophysicists, p. 1571–1574.
- Francelino, A. V. M., Melo, A. H. e Antunes, A. F. (2011) “Aplicação de atributos sísmicos na caracterização de falhas e fraturas em dados sísmicos 3D da Bacia de Sergipe-Alagoas ( Nordeste do Brasil )”, 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p. 813–818.
- Greenberg, M. L. e Castagna, J. P. (1992) “Shear-wave Velocity Estimation in Porous Rocks: Theoretical Formulation, Preliminary Verification and Applications”, *Geophysical Prospecting*, 40(2), p. 195–209.
- Hamilton, E. L. (1979) “ $V_p / V_s$  and Poisson’s ratios in marine sediments and rocks”, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 66(4), p. 1093–1101.
- Hampson, D. (1986) “Inverse velocity stacking for multiple elimination”, in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1986*. Society of Exploration Geophysicists, p. 422–424.
- Han, D., Nur, A. e Morgan, D. (1986) “Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones”, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 51(11), p. 2093–2107.
- Henao-Londoño, D. (1959) “Estudos Gravimétricos em Sergipe-Alagoas”, *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 2(2).
- Hornby, B. E. e Murphy, W. F. (1987) “ $V_p/V_s$  in unconsolidated oil sands: Shear from Stoneley”, *Geophysics*, 52(4), p. 502–513.

- Humphrey, F. L. S. e Allard, G. O. (1969) Geologia do Domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geosinclinal de Própria: um elemento tectônico recém reconhecido no escudo brasileiro. Organizado por Petrobras e CENPES. Rio de Janeiro.
- Ivanova, A. et al. (2013) “Seismic Modeling of the AVO/AVA Response to CO<sub>2</sub> Injection at the Ketzin Site, Germany”, *Energy Procedia*. Elsevier B.V., 40, p. 490–498.
- Knott, C. G. (1899) “III. Reflexion and refraction of elastic waves, with seismological applications”, *Philosophical Magazine Series 5*. Taylor & Francis, 48(290), p. 64–97.
- Koefoed, O. (1955) “ON THE EFFECT OF POISSON’S RATIOS OF ROCK STRATA ON THE REFLECTION COEFFICIENTS OF PLANE WAVES\*”, *Geophysical Prospecting*, 3(4), p. 381–387.
- Koutsoukos, E. A. M. (1989) Mid to late Cretaceous microbiostratigraphy, paleo-ecology and Paleogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Polytechnic South West.
- Lucchesi, C. F. (1998) “Petróleo”, *Estudos Avançados*, 12(33), p. 17–40.
- “MATLAB” (2011). Natick, Massachusetts, United States: The MathWorks Inc. Versão 7.13
- Matos, R. M. D. De (2000) “Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic”, *Atlantic Rift and Continental Margins*, 115, p. 331–354.
- Milani, E. J. et al. (2000) “Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas”, *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3), p. 351–396.
- Mohriak, W. U. et al. (1995) “Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: Geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin”, *Journal of Geodynamics*, 20(4), p. 515–539.
- Mohriak, W. U. (1995) “Elusive Salt Tectonics in the Deep-Water Region of the Sergipe-Alagoas Basin: Evidence from Deep Seismic Reflection Profiles”, in 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil, p. 51–54.
- Mohriak, W. U. (2003) “Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira”, in Schobbenhaus, C. e Neves, B. B. de B. (orgs.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, p. 139–142.

- Mohriak, W. U. e Barros, A. Z. N. De (1990) “Novas Evidências De Tectonismo Cenozóico Na Região Sudeste Do Brasil : O Gráben De Barra De , São João Na Plataforma De Cabo Frio , Rj”, *Revista Brasileira de Geociências*, 20, p. 187–196.
- Mohriak, W. U., Bassetto, M. e Vieira, I. S. (1997) “OBSERVAÇÕES SOBRE A CARTA ESTRATIGRÁFICA E A EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DAS BACIAS DE SERGIPE E ALAGOAS”, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11(1/2), p. 84–115.
- Mohriak, W. U., Bassetto, M. e Vieira, I. S. (1998) “Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil”, *Tectonophysics*, 288(Ii), p. 199–220.
- Moraes Rego, L. F. (1933) “Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe”, *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, 24, p. 31–84.
- Murphy, W., Reischer, A. e Hsu, K. (1993) “Modulus decomposition of compressional and shear velocities in sand bodies”, *Geophysics*, 58(2), p. 227–239.
- Neidell, N. S. e Taner, M. T. (1971) “Semblance and Other Coherency Measures for Multichannel Data”, *Geophysics*, 36(3), p. 482–497.
- Nyquist, H. (1928) “Certain Topics in Telegraph Transmission Theory”, *Transactions of the American Institute of Electrical Engineers*, 47(2), p. 617–644.
- Peacock, K. L. e Treitel, S. (1969) “PREDICTIVE DECONVOLUTION: THEORY AND PRACTICE”, *Geophysics*, 34(2), p. 155–169.
- Pickett, G. R. (1963) “Acoustic Character Logs and Their Applications in Formation Evaluation”, *Journal of Petroleum Technology*, 15(06), p. 659–667.
- Pinheiro, J. M. et al. (2018) “Lithospheric structuration onshore-offshore of the Sergipe-Alagoas passive margin, NE Brazil, based on wide-angle seismic data”, *Journal of South American Earth Sciences*, 88(September), p. 649–672.
- Pinho, G. de C. e Costa, M. N. C. (1990) “Fácies Eólica na Formação Barra de Itiúba - Exemplo de Potencial Reservatório Profundo”, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(4), p. 489–507.

- Radon, J. (1917) “Über die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte Längs gewisser Mannigfaltigkeiten”, *Berichte Sächsische Akademie der Wissenschaften, Leipzig, Math.-Phys. Kl.*, 69(262–267). Tese de Doutorado.
- Roden, R. et al. (2014) “The role of AVO in prospect risk assessment”, *Interpretation*, 2(2), p. SC61–SC76.
- Rutherford, S. R. e Williams, R. H. (1989) “Amplitude-versus-offset variations in gas sands”, *Geophysics*, 54(6), p. 680.
- Saunders, M. et al. (2015) “A 2-Stage Approach to Broadband Processing for Improved Stratigraphic Interpretation in the Sergipe Basin , Brazil”, *Fourteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, p. 972–977.
- Shannon, C. E. (1949) “Communication in the Presence of Noise”, *Proceedings of the IRE*, 37(1), p. 10–21.
- Shuey, R. T. (1985) “A simplification of the Zoeppritz equations”, *Geophysics*, 50(4), p. 609–614.
- Silva, E. P. A. da;, Portugal, R. de S. e Vidal, A. C. (2010) “Modelagem avo: estudo de caso em um poço no Campo de Namorado”, *Revista Brasileira de Geofísica*, 28(2), p. 209–221.
- Smith, G. C. e Gidlow, P. M. (1987) “Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas”, *Geophys. Prosp.*, 35(09), p. 993–1014.
- Souza, W. E., Manenti, R. R. e Porsani, M. J. (2016) “Atenuação de múltiplas utilizando as transformadas f-k e Radon utilizando as transformadas f-k e Radon”, *VII Simpósio Brasileiro de Geofísica*, p. 6.
- Taner, M. T. e Koehler, F. (1969) “Velocity Spectra—Digital Computer Derivation Applications of Velocity Functions”, *Geophysics*, 34(6), p. 859–881.
- Tatham, R. H. (1985) “Shear waves and lithology”, in *Seismic Shear Waves: Part B., Applications*. London: Geophysical Press, p. 86–133.
- Tatham, R. H. e McCormack, M. D. (1991) “3. Rock Physics Measurements”, in *Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration*. Society of Exploration Geophysicists, p. 43–92.

- Trad, D. (2001) Implementation and applications of the sparse Radon Transform. The University of British Columbia. Tese de Doutorado.
- Tsuneyama, F., Takahara, K. e Nagatomo, A. (2014) “Lithology and fluid prediction by quantitative seismic data analysis - theory and a case study”, Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology, 79(1), p. 43–53.
- Valença, R., Milani, P. e Setúbal, G. (1999) “Reavaliação de AVO na Bacia Sergipe / Alagoas”, 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Van Der Ven, P. H., Cainelli, C. e Fernandes, G. (1989) “Bacia de Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração”, Boletim de Geociências da Petrobras, p. 307–319.
- Verm, R. e Hilterman, F. (1995) “Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties”, The Leading Edge, (August), p. 847–853.
- Yanqin, L. e Guoshan, Z. (2014) “Blind seismic deconvolution using variational Bayesian method”, Journal of Applied Geophysics. Elsevier B.V., 110, p. 82–89.
- Yilmaz, Ö. (2001) Seismic Data Analysis, Investigations in geophysics. Society of Exploration Geophysicists. 2065 p.
- Zoeppritz, K. (1919) “Erdbebenwellen vii”, Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse. Tese de Doutorado.

## 8 Anexo – Perfilagem de poço

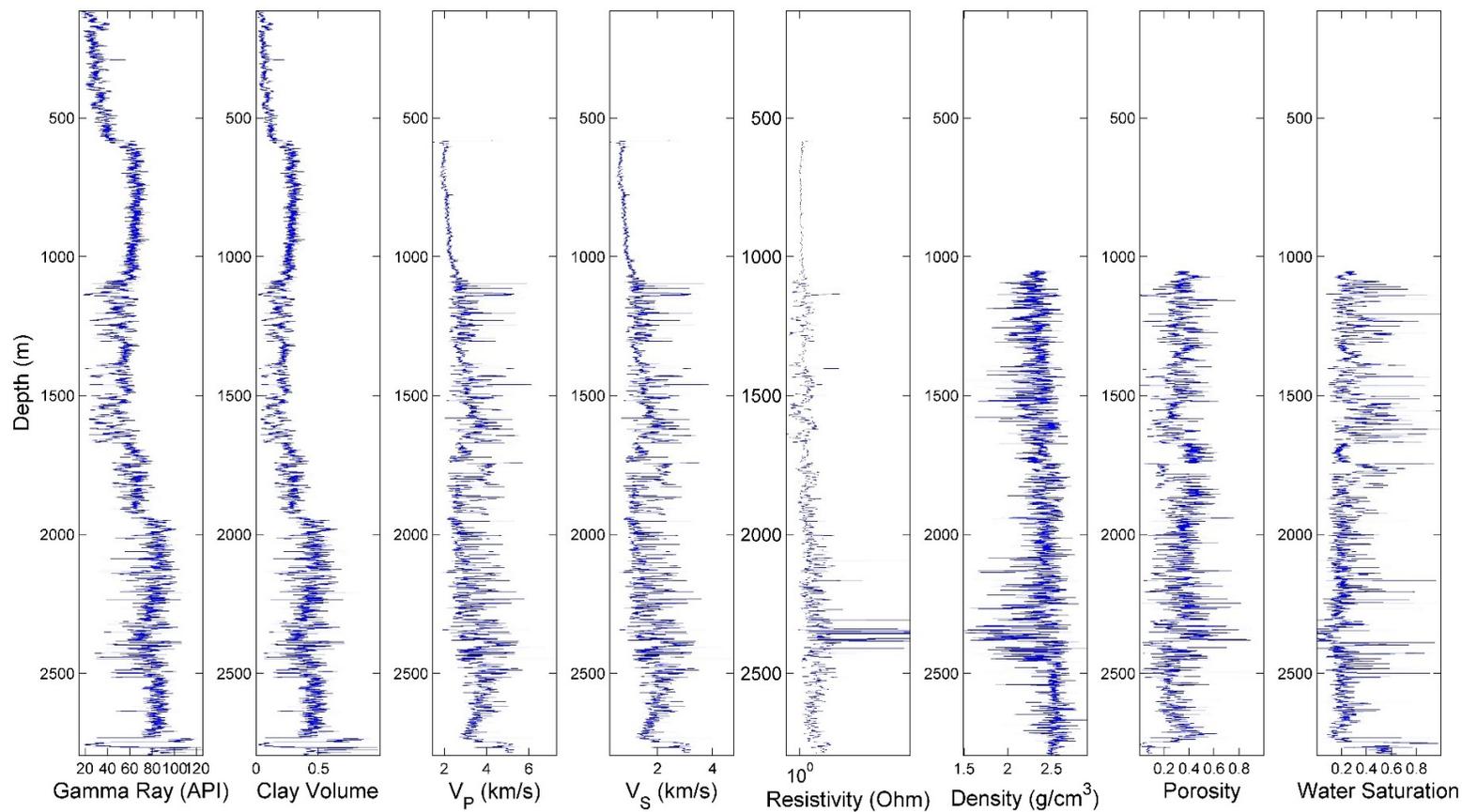


Figura 8.1 - Conjunto de curvas das propriedades medidas na perfilagem do poço utilizado no trabalho.

## 9 Anexo – Litologia e Razão $V_p/V_s$

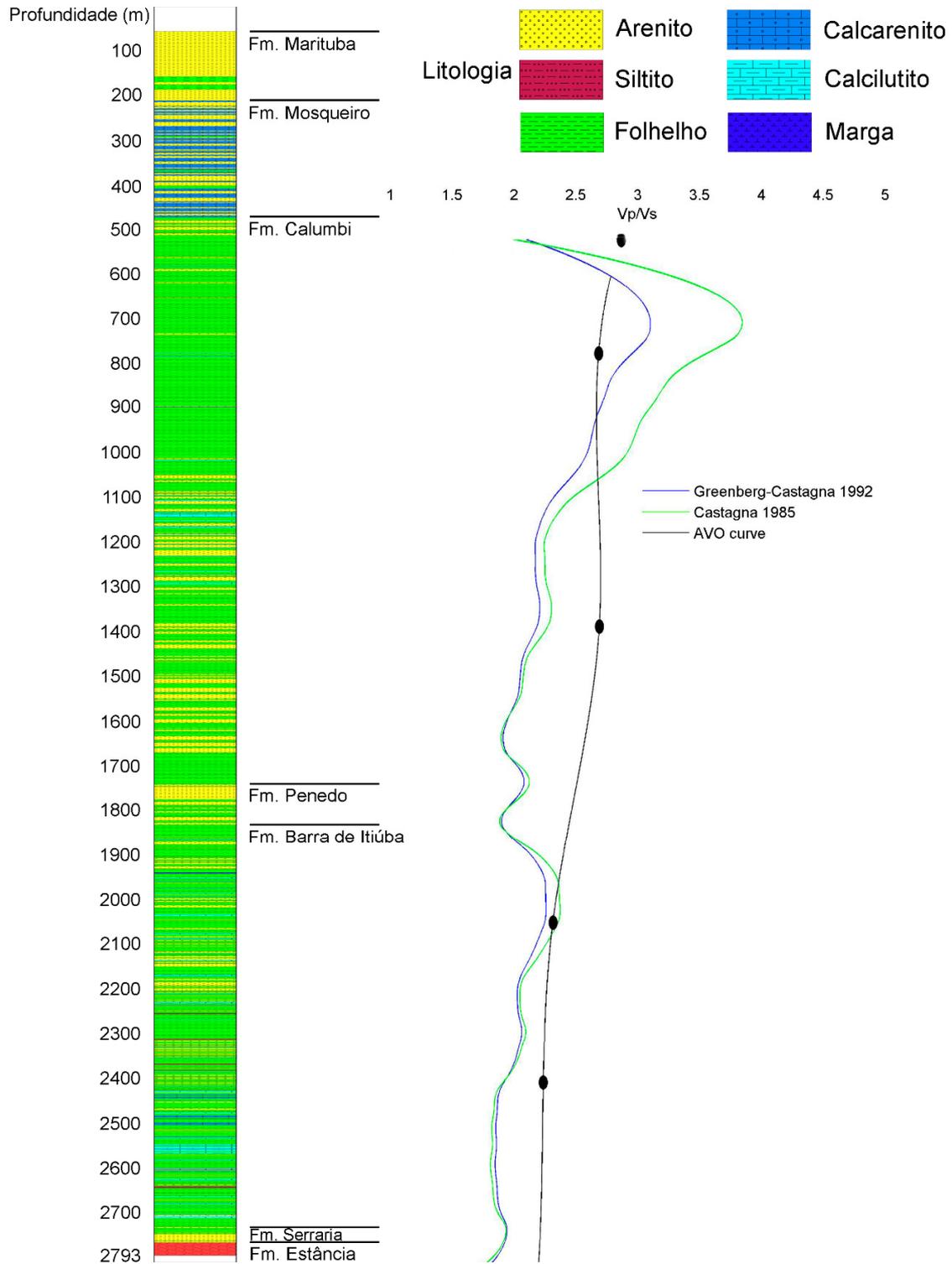


Figura 9.1 - Emparelhamento da coluna estratigráfica e dos valores de razão  $V_p/V_s$ .