

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA
PROJETO FINAL II

FELIPE VIEIRA CAPUCCI

INFLUÊNCIA DOS ERROS NA ANÁLISE DE VELOCIDADES
NO POSICIONAMENTO DOS REFLETORES SÍSMICOS

NITERÓI
2010

FELIPE VIEIRA CAPUCCI

INFLUÊNCIA DOS ERROS NA ANÁLISE DE VELOCIDADES NO
POSICIONAMENTO DOS REFLETORES SÍSMICOS

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

Orientador:
Marco Antonio Cetale Santos

Co-Orientador:
Luiz Alberto Santos

NITERÓI
2010

Ficha Catalográfica elaborada pela Biblioteca Central do Gragoatá

C255 Capucci, Felipe Vieira.
Influência dos erros na análise de velocidades no
posicionamento dos refletores sísmicos / Felipe Vieira Capucci. –
2010.
54 f. ; il.
Orientador: Marco Antonio Cetale Santos.
Co-orientador: Luis Alberto Santos.
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) –
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2010.
Bibliografia: f. 53-54.

1. Modelagem geológica. 2. Reflexão sísmica. 3. Migração.
4. Velocidade. I. Santos, Marco Antonio Cetale. II. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD 553.28

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FELIPE VIEIRA CAPUCCI

Banca Examinadora:

Marco Antonio Cetale Santos, D.Sc.

Luiz Alberto Santos, M.Sc.

Rogério de Araújo Santos, M.Sc.

André Bulcão, D.Sc.

NITERÓI
2010

INFLUÊNCIA DOS ERROS NA ANÁLISE DE VELOCIDADES NO POSICIONAMENTO DOS REFLETORES SÍSMICOS

FELIPE VIEIRA CAPUCCI

RESUMO

Esse trabalho de conclusão de curso tem como foco o processamento sísmico, especialmente a análise de velocidades e a migração em profundidade. Algumas premissas de processamentos sísmicos convencionais não prevêm fortes variações laterais de velocidade, o mesmo acontecendo quando os refletores definem mergulhos fortes de camadas ou quando os contrastes laterais de velocidades entre elas é muito forte. Quando tais premissas não são honradas, podem existir grandes erros no campo de velocidades estimado para migração das amplitudes dos dados, que prejudicarão o posicionamento e a focalização espaciais de tais amplitudes.

INFLUENCE OF ERRORS IN VELOCITY ANALYSIS IN THE POSITIONING OF SEISMIC REFLECTORS

FELIPE VIEIRA CAPUCCI

ABSTRACT

This under graduating final project has its focus in seismic processing, particularly in velocity analysis and depth migration. Some assumptions of conventional seismic processing do not provide strong lateral velocity variation, the same happening when the reflectors of layers or dips have a strong lateral velocity contrasts between. When these assumptions are not honored, there may be large errors in the velocity field estimated for the migration amplitude data, which harm the spatial positioning and targeting of such amplitudes.

AGRADECIMENTOS	6
1. INTRODUÇÃO	7
2. PROCESSAMENTO SÍSMICO	9
2.1 Processamento Sísmico em Tempo (Convencional).....	9
2.2 Processamento Sísmico em Profundidade.....	14
3. CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROBLEMA	15
3.1 Geometria Complexa.....	15
3.2 Alto Contraste de Impedância Acústica.....	16
4. MODELAGEM SÍSMICA	18
4.1 Modelagem Acústica	18
4.2 Fonte Sísmica.....	20
4.3 Condições de Estabilidade e Dispersão Numérica.....	21
4.4 Efeitos de Borda.....	23
5. APLICAÇÕES	24
5.1 Metodologia.....	24
5.2 Modelo I: Camadas Plano-Paralelas	26
5.3 Modelo II – Cunha e Falha	33
5.4 Modelo III – Corpo Salino	40
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	46
6.1 Modelo I.....	46
6.2 Modelo II.....	46
6.3 Modelo III.....	48
7. CONCLUSÕES.....	49
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51

Figura 1: Fluxograma do processamento sísmico em tempo	9
Figura 2: Figura ilustrativa da trajetória das ondas sísmicas em um CMP.	10
Figura 3: Ilustração esquemática da condição de imagem. Propagação e depropagação dos campos de onda demonstram quando um ponto será imageado.....	14
Figura 4: Figura ilustrativa de um ponto difrator, quando o raio reflete em um terminação, por exemplo, esta agirá como uma nova frente de onda.	16
Figura 5: Instantâneo de uma propagação de campo de ondas em um modelo de velocidades homogêneo. A fonte se encontra no centro da imagem.	20
Figura 6: Pulso de Ricker.	21
Figura 7: Campo de onda com dispersão numérica indicadas pelas setas.	22
Figura 8: Fluxograma representativo da metodologia empregada nesse trabalho.	24
Figura 9: Fluxograma do processamento sísmico em profundidade	25
Figura 10: Modelo de velocidades I.....	26
Figura 11: Sismograma de família CMP – Modelo I.	27
Figura 12: <i>Seibance</i> – Modelo I.....	28
Figura 13: Seção empilhada – Modelo I.	28
Figura 14: Campo de Velocidades de Empilhamento – Modelo I.	29
Figura 15: Campo de velocidades de intervalares em profundidade calculado através das velocidades de empilhamento – Modelo I.	30
Figura 16: Campo suavizado para obter os tempos de trânsito – Modelo I.....	31
Figura 17: Seção migrada em profundidade utilizando os valores originais do modelo de velocidades – Modelo I.	32
Figura 18: Seção migrada em profundidade após utilizar a migração reversa no tempo com o campo de velocidades obtidos através da análise de velocidades – Modelo I.....	32
Figura 19: Campo de velocidades – Modelo II.	33
Figura 20: Sismograma de tiro comum referente a posição 2000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.	34

Figura 21: Sismograma referente a família de tiro comum na posição 4000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.....	35
Figura 22: Sismograma referente à família de tiro na posição 5000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.	35
Figura 23: <i>Semblance</i> da posição 2000.	36
Figura 24: <i>Semblance</i> da posição 4000.	36
Figura 25: Seção empilhada – Modelo II.	37
Figura 26: Seção migrada com phase-shift – Modelo II.....	37
Figura 27: Campo de velocidades intervalares – Modelo II.	38
Figura 28: Campo de velocidade suavizado – Modelo II.	38
Figura 29: Migração sísmica em profundidade – Modelo II.	39
Figura 30: Migração em profundidade utilizando os valores originais do modelo – Modelo II.....	39
Figura 31: Campo de velocidades – Modelo III	40
Figura 32: Sismograma de afastamento comum zero – Modelo III	41
Figura 33: Dado empilhado – Modelo III.....	42
Figura 34: Sessão migrada em tempo – Modelo III.	43
Figura 35: Sessão convertida de tempo para profundidade através da sessão migrada em tempo – Modelo III.	43
Figura 36: Campo de velocidades recuperado suavizado – Modelo III.	44
Figura 37: Sessão migrada em profundidade utilizando os valores encontrados na análise de velocidades – Modelo III.....	44
Figura 38: Sessão migrada em profundidade utilizando os valores originais do modelo – Modelo III	45

AGRADECIMENTOS

A lista de pessoas que contribuíram de alguma forma para que fosse possível a realização desse trabalho é imensa. Acredito que essa seja a sessão mais difícil de escrever em todo o trabalho devido à possibilidade de se esquecer nomes, isso não indica que pessoas não escritas nessa sessão não tenham contribuído, mas peço desculpas antecipadas para aqueles que por ventura não sejam citados aqui.

Agradeço a todo o corpo docente da UFF e do Lagemar, principalmente aqueles que foram meus professores. Um agradecimento especial para os professores Adalberto da Silva e Alexandre Borges que me ajudaram muito durante a faculdade e para o professor Marco Antonio Cetale Santos, que aceitou me orientar e contribuiu significativamente para meu crescimento pessoal. Um agradecimento especial também para o Luiz Alberto Santos, com tive a oportunidade de muito aprender o tendo como supervisor de estágio, que embora não seja um professor do Lagemar, eu o trato como tal.

Aos geofísicos do CENPES que muito ensinaram durante meio estágio. Especialmente para Ricardo Bragança, Gustavo Alves, Emanuel Capechi e muitos outros, mas a lista é enorme.

Aos alunos do curso de Geofísica que como colegas contribuíram para um bom ambiente universitário. Principalmente para a Mariana Magalhães e para o Victor Hugo por toda a amizade dentro e fora da universidade.

Agradeço também minha família que me criou desde pequeno, me apoiou nas horas de maior dificuldade tanto na vida particular, quanto na vida acadêmica e profissional. Aqui entra os agradecimentos de meus amigos de infância, adolescência e vida adulta, que por ser uma lista grande não irei citá-los.

1. INTRODUÇÃO

A geofísica é a ciência que estuda o interior terrestre através das propriedades físicas das rochas. Dos diversos métodos geofísicos, a sísmica, que estuda o interior da Terra através das propriedades elásticas das rochas, é o mais empregado na indústria do petróleo. Seja pela capacidade de resolução, penetração ou de um “imageamento” melhor do que o fornecido por outros métodos.

O método sísmico é constituído de três etapas: a aquisição sísmica, responsável pela obtenção de dados em campo; o processamento sísmico, que consiste em um conjunto de técnicas para a correção dos dados brutos, visando uma melhor qualidade na informação obtida durante a aquisição e finalmente a interpretação sísmica, que tem como objetivo dar uma interpretação geológica para a informação obtida em campo e depois processada. Essa monografia contempla apenas a etapa do processamento sísmico.

Já que as jazidas de petróleo e gás se encontram em regiões de cada vez mais difícil acesso, o método sísmico, por sua vez, recebe um forte investimento da indústria petrolífera, para que assim haja o desenvolvimento de novas técnicas capazes de encontrar tais acumulações de hidrocarbonetos. O processamento sísmico convencional em tempo, que é baseado no conceito de camadas planas, paralelas e com velocidades constantes, muitas vezes não é suficiente para fornecer um bom campo de velocidades em uma região que possua complexidades geológicas.

A construção de um bom campo de velocidades é importante, pois a velocidade influencia diretamente em etapas do processamento sísmico, tais como correção NMO e a migração sísmica. Torna-se ainda mais importante a qualidade do campo de velocidades quando a migração sísmica é realizada em profundidade ao invés de em tempo. Uma vez que o campo de velocidades é a informação de entrada para os algoritmos de migração em profundidade, um campo de velocidades errôneo poderá posicionar incorretamente os refletores sísmicos.

O objetivo desse trabalho consiste em adquirir as velocidades das camadas através de técnicas de processamento sísmico convencional. Com a obtenção das velocidades, realiza-se o processamento sísmico com os valores adquiridos e originais dos modelos, e logo após, os resultados são comparados. Também faz parte do objetivo dessa monografia apontar as possíveis fontes de erros na estimativa das velocidades e testar a sensibilidade das técnicas de processamento sísmico convencional em modelos que não respeitam a premissa de camadas planas e paralelas.

O Capítulo 2 é dedicado a um maior detalhamento do processamento sísmico em tempo e em profundidade. No Capítulo 3 é, então, discutida a caracterização dos problemas que deram origem ao estudo realizado nesse trabalho.

Uma vez que os dados utilizados nessa monografia são de origem sintética, torna-se importante dissertar sobre a modelagem sísmica. O Capítulo 4 consiste em uma explanação dos conceitos básicos da modelagem sísmica, considerações adotadas para solucionar a equação da onda e soluções para problemas comuns encontrados durante a modelagem.

No Capítulo 5 se encontra a metodologia empregada, os modelos utilizados e os resultados. O Capítulo 6 é dedicado à discussão dos resultados obtidos e também a discussão sobre as prováveis fontes de erros gerados durante a análise de velocidades. E finalmente, no Capítulo 7, serão encontradas as conclusões finais desse trabalho.

2. PROCESSAMENTO SÍSMICO

Para se adquirir os dados em campo durante a aquisição sísmica utiliza-se uma fonte sísmica (por exemplo: dinamites ou *airguns*), a energia, então, se propagará em forma de ondas sísmicas através das camadas geológicas. Ao ocorrer uma mudança de impedância acústica (produto da velocidade de propagação da onda no meio pela densidade do meio), parte da energia será refletida e, assim, poderá ser registrada pelos receptores sísmicos.

Esses dados obtidos na aquisição não estão prontos para a interpretação sísmica, sendo necessário um processamento, isto é, aplicação de um conjunto de técnicas que visa melhorar a qualidade da informação e corrigir o posicionamento dos refletores.

Este capítulo dedica-se a explicação de algumas das principais etapas do processamento sísmico. Está dividido em duas partes, o processamento sísmico em tempo, que descreve procedimentos básicos do processamento sísmico em tempo e o processamento sísmico em profundidade, na qual será explanado o procedimento para tratar o dado em profundidade.

2.1 Processamento Sísmico em Tempo (Convencional)

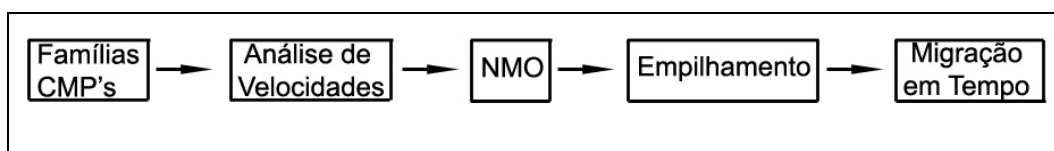


Figura 1: Fluxograma do processamento sísmico em tempo

A Figura 1 ilustra o procedimento adotado nessa monografia para o processamento convencional. Existem diversas técnicas ou etapas que podem ser aplicadas nos dados e não foram contempladas por não fazer parte do escopo deste trabalho. O objetivo do processamento sísmico convencional é obter uma seção sísmica em tempo, com uma boa relação sinal/ruído. Para isso, os mesmos pontos são amostrados diversas vezes e depois somados. O ruído aleatório, que tem soma média igual a zero, tenderá a desaparecer

durante a soma, enquanto que a informação desejada, ao ser somada, terá soma diferente de zero e irá se somar de maneira construtiva.

- **Silenciamento:** Algumas vezes existe informação no dado sísmico que não é desejada, ou traço ou conjunto de traços com excesso de ruído que descaracteriza a informação que seria obtida. Para solucionar esse tipo de problema recorreremos ao silenciamento total ou parcial desses traços. Tal técnica significa transformar os valores desses traços em zeros. Entretanto existem outros procedimentos, como a utilização de filtros, que resolvem boa parte dos problemas que o silenciamento resolveria.

- **Organização em Famílias CMP:** Assumindo que as camadas estão dispostas com geometria plana e paralela, uma maneira de estimar o ponto de reflexão da onda sísmica é assumir que tal reflexão ocorreu no ponto médio entre a fonte e o receptor. Como o mesmo ponto é amostrado diversas vezes (Figura 2), pode-se organizar os dados sísmicos do mesmo ponto em um único sismograma. Tal organização de traços sísmicos é chamada de famílias de ponto médio comum (CMP, *common-mid-point*).

Em uma aquisição sísmica, na qual as posições das fontes se encontram em $S(x)$ e os receptores em $R(x)$, as famílias CMP se encontrarão nas posições:

$$CMP(x) = \frac{S(x) + R(x)}{2}$$

Equação 1

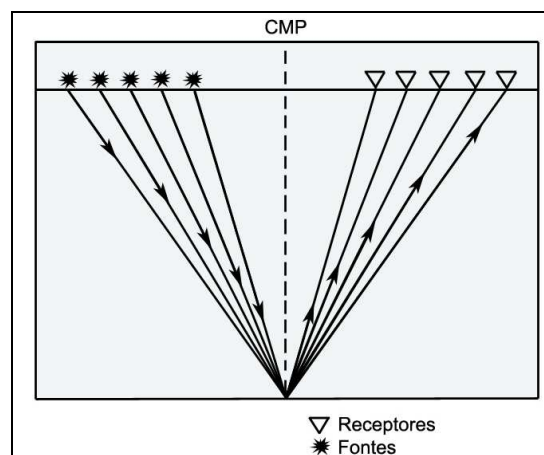


Figura 2: Figura ilustrativa da trajetória das ondas sísmicas em um CMP.

É possível deduzir que, a relação entre o tempo de chegada da onda sísmica e o afastamento entre fonte e receptor em um sismograma de família CMP é uma hipérbole, cuja abertura depende da velocidade da camada. Essa relação é dada por:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad \text{Equação 2}$$

Onde t é o tempo de chegada da onda sísmica, t_0 é o tempo de chegada da onda sísmica para afastamento igual a zero, x é o afastamento entre fonte e receptor e v é a velocidade de propagação da onda sísmica na camada.

O princípio de CMP deixa de ser válido quando há presença de uma camada inclinada, pois dessa forma, o ponto de reflexão e o ponto médio comum não irão estar no mesmo lugar. Mesmo assim, utilizar a organização de famílias CMPs resulta numa melhora na relação sinal/ruído do dado sísmico. (Yilmaz, 1987).

- **Análise de Velocidades:** A análise de velocidades consiste em encontrar a velocidade v das camadas refletidas, mas quando existe mais de uma camada, o tempo de chegada dos refletores mais profundos é influenciado pelo tempo de propagação das litologias superiores e assim, a velocidade encontrada será uma média quadrática (root-mean-square ou RMS) que leva em conta a camada refletida e todas as outras anteriores.

Ao testar-se diversos valores de v para todos os tempos e efetuar um somatório na energia ao longo das hipérboles e logo após, ao colocar-se o resultado em um gráfico, estará gerada o *semblance*. Na ferramenta *semblance* as regiões de maior energia são aqueles pares tempo, velocidade (RMS) que será utilizado na etapa posterior do processamento sísmico convencional.

- **Correção de Normal-Move-Out (NMO) e Empilhamento:** Uma vez foram encontradas as velocidades que tornam possível horizontalizar os refletores em

todos os traços da família CMP para um mesmo tempo t_0 . Essa etapa é essencial para melhorar a relação sinal/ruído, pois uma vez que todos os traços estão com o mesmo tempo, é possível empilhá-los (somá-los) em um único traço cuja relação sinal/ruído é muito maior, pois o ruído aleatório (branco) irá ter se somado destrutivamente.

- **Migração Sísmica em Tempo:** O ruído que provém de pontos difratores é coerente, de forma que as hipérbolas originadas das difrações ainda poderão ser visualizadas. Para corrigir o efeito de difrações e melhorar, assim, o “imageamento” deve ser realizada a migração sísmica. Entretanto a migração sísmica em tempo apenas colapsa as hipérbolas em um único ponto. Há diversas técnicas de migração, tais como: Phase-Shift, Diferenças-Finitas e etc, cada uma com suas vantagens, desvantagens, uso ideal e limitações. Yilmaz (1987) explana com maiores detalhes tais técnicas de migração em tempo.

2.2 Processamento Sísmico em Profundidade

- **Camadas Intervalares:** Uma vez que se tem posse das velocidades de empilhamento, é possível calcular as velocidades intervalares. Dix (1955) desenvolveu a seguinte relação entre as velocidades RMS e as velocidades intervalares:

$$v_{rms,n} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}} \quad \text{Equação 3}$$

- **Suavização do Campo de Vagoriedades:** O campo de velocidades é essencial para um bom “imageamento” em profundidade. Uma das etapas necessárias é a suavização do modelo, pois mudanças de propriedades nas rochas geram reflexões e isso pode prejudicar aquisição dos tempos de

trânsitos, amplitudes ou até mesmo na própria migração em profundidade. A suavização é feita utilizando uma média móvel que percorrerá toda a malha do campo de velocidades. Entretanto a suavização deve ser feita na vagarosidade, que é o inverso da velocidade. Faria (1986) demonstra que essa suavização no campo de vagarosidades não afeta o tempo de trânsito da onda, o que já ocorre quando a suavização é feita diretamente no campo de velocidades.

- **Matriz Tempo de Trânsito:** A migração em profundidade utilizada nessa monografia é a migração Reversa no Tempo (RTM ou Reverse Time Migration) e a condição de imagem utilizada é o de máxima amplitude. Para tal é necessário a obtenção dos tempos de trânsitos a partir da fonte. Essa etapa, então, exige uma nova modelagem, pois é necessário propagar o campo de ondas novamente. Para se registrar o tempo, utiliza-se o critério de máxima amplitude, que consiste em testar a condição de que a amplitude do campo de onda presente é maior que o registrado para toda iteração que avança Δt no tempo. Caso esse teste seja verdadeiro, registra-se o tempo e a amplitude do ponto. Assim, no final da modelagem, para cada ponto da malha haverá um tempo de propagação e uma amplitude registrada. É importante ressaltar a necessidade da suavização do modelo, pois podem existir regiões onde o campo de onda pode interagir construtivamente e produzir um valor de amplitude maior que o da onda direta, e assim, registrando tempo e valores de amplitudes errados.

- **Condição de Imagem:** A condição de imagem é a condição que deve ser satisfeita para que ocorra o “imageamento”. A condição utilizada nesse trabalho é coincidência entre o campo de onda propagado a partir da fonte e o campo de onda depropagado a partir dos receptores (Figura 3) em um determinado ponto. Em outras palavras, dado um ponto P que deseja ser “imageado”, o campo de onda propagado a partir da fonte F e o campo de onda depropagado a partir dos receptores R, a condição de imagem será verdadeira quando P, F e R coincidirem. A Matriz Tempo de Trânsito possui os tempos de propagação a partir da fonte enquanto que o sismograma possui a soma do tempo de propagação a partir da fonte e do ponto a ser imageado até os receptores.

Então, tem-se que: $t = t_f + t_r$, onde t é o tempo registrado no sismograma, t_f é o tempo do campo propagado a partir da fonte e t_r é o tempo propagado a partir dos receptores.

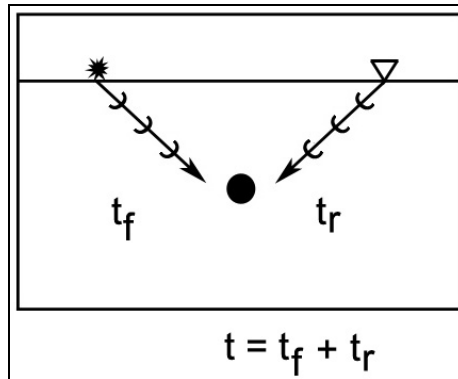


Figura 3: Ilustração esquemática da condição de imagem. Propagação e depropagação dos campos de onda demonstram quando um ponto será imageado.

Migração em Profundidade: No presente trabalho foi utilizada a técnica de migração reversa no tempo pela equação completa da onda acústica. Dessa forma, a física e matemática utilizadas durante o processo de migração são as mesmas da modelagem acústica utilizada para gerar os dados sintéticos, que serão explanadas no Capítulo 4. Quando a condição de imagem é satisfeita em um determinado ponto, registra-se o valor de amplitude daquele ponto, e dessa forma, ao final da depropagação do sismograma, quando todos os pontos terão satisfeito a condição de imagem, e colocar todos os pontos registrados numa mesma imagem, se obterá a sessão migrada em profundidade.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROBLEMA

O processamento sísmico convencional em tempo é baseado no princípio de camadas planas e paralelas com velocidades constantes. As camadas geológicas raramente estão dispostas dessa forma.

A presença de camadas inclinadas irá prejudicar a análise de velocidades convencional, pois como o ponto de reflexão e o ponto médio comum não coincidirão, o formato do refletor no sismograma deixará de ter forma de hipérbole.

3.1 Geometria Complexa

Como as geometrias que deseja-se “imagear” com a sísmica raramente estão dispostas de maneira ideal para algumas etapas do processamento sísmico, como foi melhor apresentado no Capítulo 2.

Embora não seja a geometria ideal para o processamento sísmico, as camadas sedimentares localizadas na plataforma continental e no talude têm baixo gradiente, permitindo, dessa forma, um processamento sísmico com bons resultados. Porém existem estruturas geológicas que possuem uma geometria mais complexa, tais como dobramentos, corpos de sal, intrusões magmáticas e falhas geológicas.

Esses tipos de geometria violam os princípios básicos de processamento sísmico, de camadas planas e paralelas entre si, além de causar fenômenos de difração (Figura 4) que prejudicam o “imageamento” sísmico. Sheriff & Geldart (1999) definem que a difração ocorre quando uma interface é curva, deve-se então, selecionar uma porção suficientemente pequena que poderá ser considerada um plano. Entretanto, tal simplificação é nem sempre possível, quando, por exemplo, o raio de curvatura de uma interface é menor que alguns comprimentos de onda ou o refletor termina em uma falha, inconformidades e etc. Como os comprimentos de onda utilizados na sísmica são normalmente de 100 m ou mais, muitas feições geológicas geram difrações.

Ressalta-se também que a presença de pontos difratores e camadas inclinadas atrapalham a análise de velocidades como um todo, pois é mais

difícil encontrar uma velocidade que os sismogramas originados da organização em CMP empilhem de maneira correta.

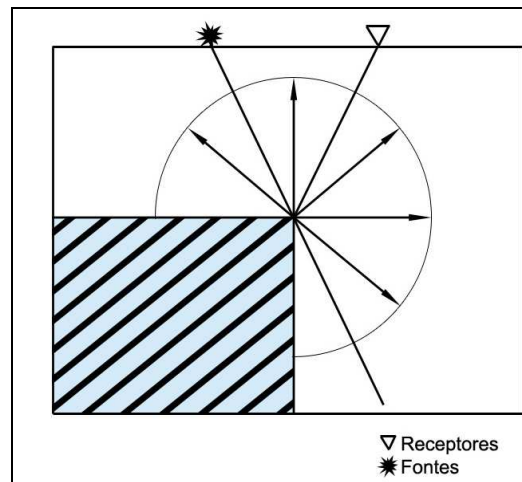


Figura 4: Figura ilustrativa de um ponto difrator, quando o raio reflete em um terminação, por exemplo, esta agirá como uma nova frente de onda.

3.2 Alto Contraste de Impedância Acústica

A onda sísmica se propaga elasticamente através das camadas litológicas, e quando ocorre contraste de impedância acústica parte da energia é refletida e pode ser registrada pelos receptores durante a aquisição. A impedância acústica é o produto da densidade e velocidade de propagação da onda compressional no meio. A quantidade de energia refletida de volta para a superfície é função dos valores de impedância e do ângulo de incidência entre as camadas que a frente de onda está atravessando. Quanto maior o contraste de impedância, maior a quantidade de energia refletida, e menos energia é transmitida para o novo meio.

Algumas litologias como evaporitos, carbonatos e rochas ígneas possuem velocidades de propagação muito alta, e quando a densidade não é baixa em relação às rochas encaixantes, gera-se fortes contrastes de impedância acústica. O problema associado é que pouca energia é transmitida para as camadas mais profundas, e dessa forma, a aquisição perde poder de penetração e fica mais difícil “imagear” camadas abaixo de tais tipos de feições.

Exemplos para tal tipo de problema ocorre na Bacia do Paraná onde soleiras de basalto isolam acusticamente as camadas mais profundas, sendo

muito difícil “imagear” as estruturas abaixo das soleiras e na Bacia de Santos onde espessas camadas de sal, que também possuem geologia complexa, dificultam o “imageamento” de estruturas abaixo do sal.

Em alguns casos os problemas citados nessa seção e na seção anterior estão conjugados. É o caso de corpos originados de evaporitos, cuja velocidade podem chegar a 6000 m/s e possuir estruturas difratoras e complexas. Por esse motivo, “imagear” camadas abaixo do sal representa um forte desafio para a sísmica.

4. MODELAGEM SÍSMICA

Para se estudar um fenômeno físico de maneira detalhada, muitas vezes se recorre ao recurso da modelagem. A modelagem consiste, então, na simulação dos efeitos de um determinado fenômeno físico. Desta forma, nesse capítulo será apresentada a modelagem do fenômeno físico de propagação de ondas.

Utiliza-se a modelagem sísmica, pois simular os efeitos da sísmica é muito mais barato que realizar um levantamento sísmico. Além de ser possível escolher as condições e parâmetros do modelo, tais como velocidades, geometria, densidade, assinatura da fonte e outros. A modelagem sísmica não se faz importante apenas na criação dos dados sintéticos, mas também para efetuar-se a migração em profundidade.

A Física utiliza diferentes formulações matemáticas para descrever o mesmo fenômeno físico. Modelos matemáticos mais simples normalmente perdem informações ou representam grosseiramente o fenômeno, enquanto que modelos mais complexos muitas vezes arcam com a falta de dados experimentais para a definição de seus parâmetros e mesmo quando se consegue tais parâmetros podem levar a diferenças não expressivas no resultado. No caso da propagação de ondas há diversas formulações que descrevem o fenômeno, tais como modelo acústico, elástico, visco-elástico, visco-acústico, poro-elástico e outros.

Dessa forma, existem diversos modelos matemáticos de propagação de ondas que podem ser utilizados para simular a sísmica. Nesse trabalho será utilizada a modelagem sísmica acústica.

4.1 Modelagem Acústica

Tal modelo leva em consideração apenas a propagação de ondas primárias, e o meio é considerado com densidade constante e fluido.

A Equação da Onda Acústica (Equação 4), também conhecida como Equação Escalar da Onda em três dimensões é:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = c^2 \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right)$$

Onde U é o campo de pressão, c é a velocidade de ondas primárias no meio e x, y, z, t são as dimensões espaciais e temporais.

Ao resolver a Equação 4 pode-se calcular a propagação de onda sísmica e simular o efeito de uma aquisição sísmica. A solução analítica da Equação 4 é condicionada as condições de contorno e muitas vezes ela não existe ou, quando existe, é muito restrita.

Desse modo, deve-se recorrer à solução das equações diferenciais através de métodos numéricos. Existem diversos métodos numéricos para a solução aproximada de equações diferenciais parciais, como diferenças finitas, elementos finitos, elementos contorno e outros. Neste trabalho para resolver essas equações será utilizado o método numérico de diferenças finitas. Para isso assume-se um domínio limitado e discreto, uma vez que as máquinas utilizadas para efetuar os cálculos são incapazes de trabalhar com uma quantidade infinita de dados.

Para a obtenção dos operadores de derivadas utilizados no método de diferenças finitas foi feita expansões em séries de Taylor para truncar o operador na ordem de erro desejada. Não é intuito deste trabalho demonstrar matematicamente a obtenção de tais operadores. Todo o fundamento matemático para os operadores de derivadas em diferenças finitas pode ser encontrado em Palermo (2002).

O método consiste em resolver a equação diferencial em cada ponto da malha discreta para todo passo de tempo Δt . A Figura 5 é um instantâneo da solução numérica de um campo de onda propagado em um modelo homogêneo através do método de diferenças finitas.



Figura 5: Instantâneo de uma propagação de campo de ondas em um modelo de velocidades homogêneo. A fonte se encontra no centro da imagem.

4.2 Fonte Sísmica

A fonte sísmica é a perturbação que é imposta ao meio para que o campo de ondas se propague. Na aquisição sísmica há diversos mecanismos que funcionam como fontes sísmicas, tais como dinamites e canhões de ar. Entretanto na modelagem sísmica, é utilizada uma função matemática que perturbará o meio e dessa forma agirá como uma fonte.

A função escolhida é derivada segunda da gaussiana (CUNHA, 1997) e é conhecida também como pulso de Ricker, sua formula é:

$$f(t) = \left(1 - 2\pi(\pi f_c t_d)^2\right) e^{-\pi(\pi f_c t_d)^2} \quad \text{Equação 5}$$

Onde t é o tempo, t_d é um parâmetro de tempo defasado e f_c é um parâmetro associado à frequência de corte. As definições de tais parâmetros são:

$$t_d = t - \frac{2\sqrt{\pi}}{f_c};$$

$$f_{corte} = 3\sqrt{\pi} f_c.$$

A Figura 6 ilustra a forma do Pulso de Ricker.

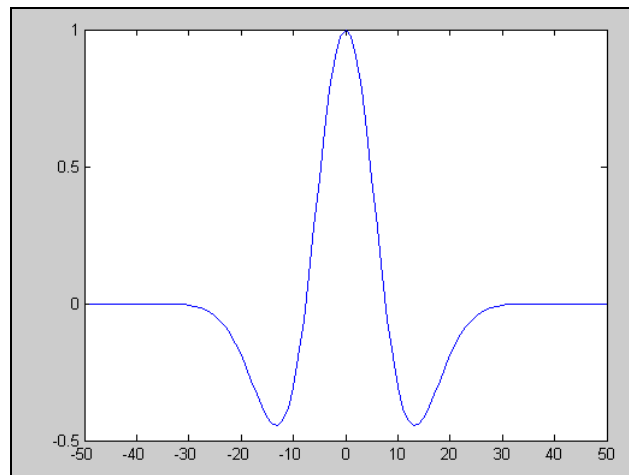


Figura 6: Pulso de Ricker.

O importante é que essa função matemática é limitada no tempo e na frequência. A fonte necessita ser limitada no tempo para simular uma fonte sísmica real e o seu conteúdo de frequências tem que ser limitado para que se tenha controle sobre a frequência de corte, esse valor é crucial para determinar valores de Δh da malha, como será explicado mais detalhadamente mais adiante. É importante ressaltar que a função apresentada na Equação 5 não é limitada no tempo, pois é definida em todo o domínio. Porém a maior parte dos valores são de números muito próximos a zero e a exclusão de seus valores não alteram o resultado da modelagem.

4.3 Condições de Estabilidade e Dispersão Numérica

Quando se envolvem contas realizadas por uma máquina é importante ressaltar a existência de erros de truncamentos, principalmente porque o computador tem um limite de dígitos que pode representar. O estudo da estabilidade consiste em não permitir que os erros gerados não fujam do controle e que conseqüentemente a solução da equação divirja.

Outro fator importante está ilustrado na Figura 7, que o efeito de dispersão numérica. Tal efeito é um artefato que ocorre quando o espaçamento da malha não é suficiente para suportar todos os comprimentos de onda. Isso acontece quando a velocidade de fase é diferente da velocidade da de grupo. Em meios isotrópicos e não-dispersivos, como os apresentados nesse trabalho,

ambas as velocidades são iguais e independentes da frequência do sinal, porém com o emprego do método de diferenças finitas, as velocidades de grupo e de fase passam a ser função da malha. Em Palermo (2002) são demonstrados claramente esses conceitos.

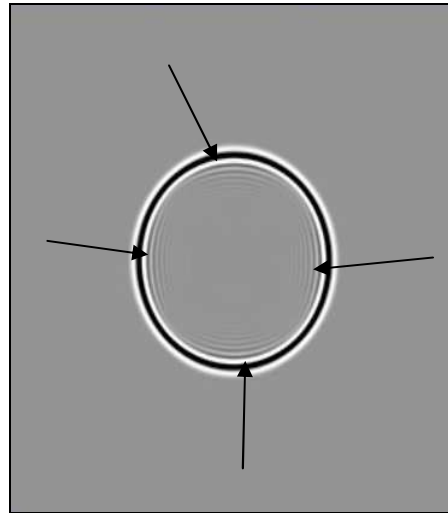


Figura 7: Campo de onda com dispersão numérica indicadas pelas setas.

Os critérios de estabilidade e dispersão numérica estão diretamente ligados às velocidades do modelo, seguindo as condições:

$$\text{Dispersão numérica: } h \leq \frac{V_{\min}}{\alpha f};$$

$$\text{Estabilidade: } \Delta t \leq \frac{h}{\beta V_{\max}}.$$

Sendo que: h é o espaçamento entre pontos da malha, Δt é o passo de intervalo de tempo para cada iteração, f é a frequência de corte e α e β são parâmetros empíricos que determinam quantos pontos da malha são necessários pra amostrar um comprimento de onda e quantos intervalos de tempo serão necessários para que a frente de onda percorra uma distância equivalente aos pontos da malha.

Ressalta-se que a menor velocidade que a malha suporta define o espaçamento entre os pontos, parâmetro que influencia diretamente junto com

a velocidade máxima o passo temporal dado pelo algoritmo de diferenças finitas. Os valores de velocidade do modelo estão diretamente ligados ao tempo de processamento e a memória necessária para a execução dos algoritmos.

Nesse trabalho valores de α igual a cinco para o operador de derivadas de quarta ordem foi suficientes para suprimir o problema de dispersão numérica. Enquanto que valores de β próximos a 1,6 foram suficientes para evitar a divergência da solução numérica e manter o método estável.

4.4 Efeitos de Borda

Uma vez que o domínio utilizado para a propagação de ondas não é infinito e dependendo do tempo de simulação, haverá um momento em que o campo de ondas chegará às bordas do modelo. A borda agirá como um refletor e haverá reflexão total do campo de onda de volta para o modelo.

Cerjan et al (1985) sugeriu a implementação de bordas de amortecimentos em volta do modelo. Tal solução, embora aumente o tempo de processamento devido a acréscimo de malha para as bordas não-reflexivas, atenua satisfatoriamente o problema. Ressalta-se que a eficácia de tal método depende da quantidade de pontos utilizados para essa camada de absorção, e quantos mais pontos são utilizados, maior o custo de memória e processamento na execução do algoritmo de modelagem ou migração.

O método consiste em multiplicar a amplitude do campo de pressão U na região de borda por um valor que é função da distância em relação ao modelo. Conforme o campo de onda se propaga para dentro das bordas a atenuação irá fazer o valor da amplitude diminuir.

5. APLICAÇÕES

5.1 Metodologia

Nesse capítulo será descrita a metodologia empregada, que consiste na modelagem de dados sintéticos, processamento sísmico e migração sísmica.

Seguindo o fluxograma na Figura 8, a primeira fase do trabalho consiste em escolher os modelos que serão utilizados no estudo.

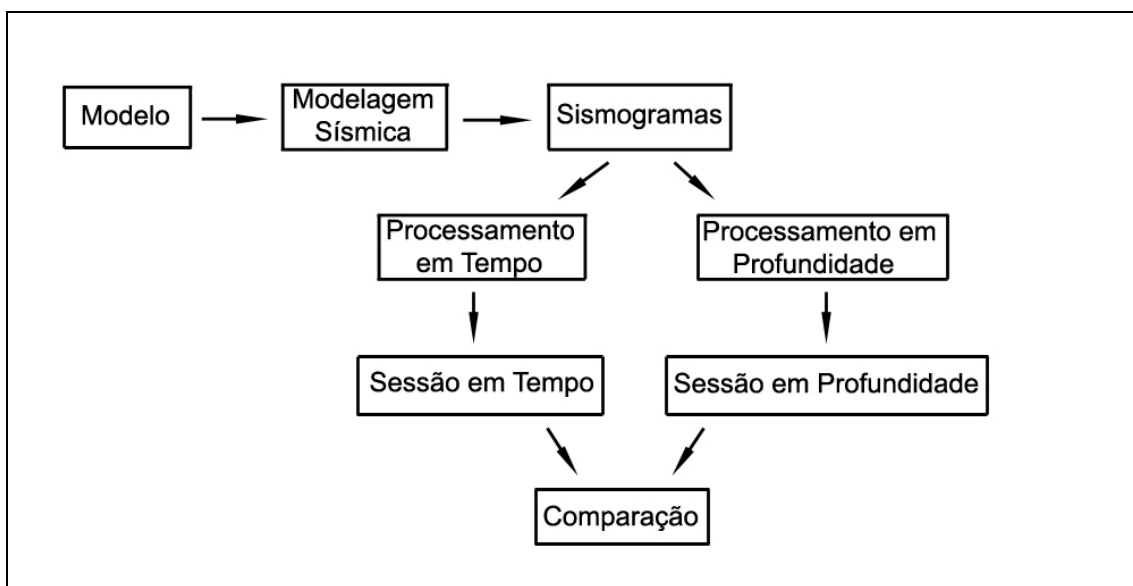


Figura 8: Fluxograma representativo da metodologia empregada nesse trabalho.

É feita a modelagem sísmica para se obter os sismogramas de cada modelo de velocidades. O algoritmo de modelagem sísmica é baseado na técnica de diferenças finitas descrita no Capítulo 2. Para tal, foram utilizadas aproximações de derivada de quarta ordem para as dimensões espaciais e de segunda ordem no tempo. A fonte utilizada é uma Ricker com frequência de corte de 60Hz, sendo a frequência dominante de aproximadamente 20Hz.

Com os sismogramas sintéticos gerados pode-se efetuar o processamento sísmico tanto em tempo (Figura 1) quanto em profundidade (Figura 9) que são descritos no Capítulo 2. Para se fazer a análise de velocidades, correção de NMO e empilhamento do dado, foram utilizados os programas do pacote de processamento sísmico Seismic Unix (SU).

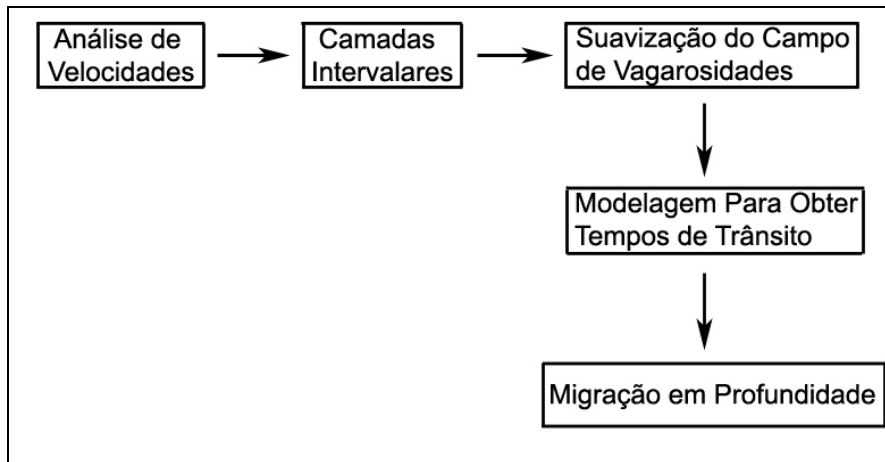


Figura 9: Fluxograma do processamento sísmico em profundidade

Na migração sísmica em tempo foi utilizada a migração Phase-Shift, também presente no pacote SU. Para o processamento em profundidade, os parâmetros de suavização, foi estabelecida utilizando o critério de $\frac{1}{4}$ de comprimento de onda dominante.

Como a migração RTM é feita no domínio do tiro, torna-se muito dispendioso computacionalmente efetuar a migração em profundidade cada tiro individualmente. Para tal empregou-se o somatório de todos os tiros de forma a compor um único registro simulando uma onda plana horizontal gerada na superfície.

Esse somatório de sismogramas, que é empregado de forma mais ampla em Boechat (2007), é dado de entrada para a migração reversa no tempo, deixando a migração RTM com um custo computacional muito menor, pois migra-se todos os tiros em uma única vez.

5.2 Modelo I: Camadas Plano-Paralelas

O Modelo I (Figura 10) representa o modelo de velocidades ideal para o processamento sísmico convencional. Todo o processamento sísmico em tempo tem como premissa que a geologia em sub-superfície se encontra organizada dessa forma. A escolha desse modelo consiste em testar o quão eficientes as técnicas de processamento são utilizando tal modelo de velocidades.

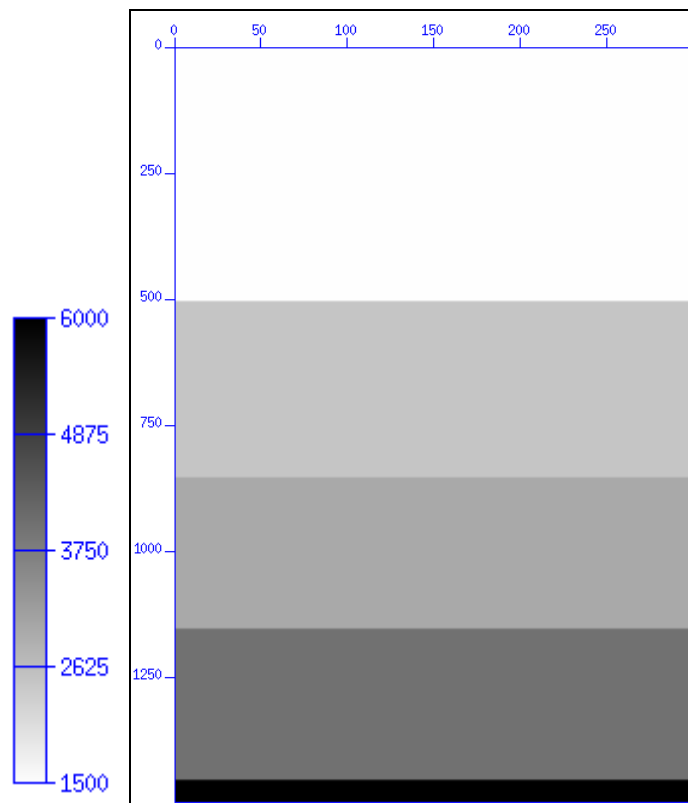


Figura 10: Modelo de velocidades I.

Esse tipo de modelo tem como propriedade uma família de tiro comum ser igual a uma família CMP. Pois não importa onde é dado o tiro eles serão sempre iguais. O tiro foi feito em arranjo *split-spread* com trezentos receptores localizados na borda superior do modelo, com espaçamento de cinco metros entre si, o resultado é o sismograma ilustrado na Figura 11.

Dessa forma foram feitas dez análises de velocidades usando a mesma família CMP e colocadas lado a lado para simular a aquisição. É possível ver

no *semblance* (Figura 12) que as regiões para marcar o *picking* da velocidade de empilhamento são razoavelmente bem definidas. O resultado do empilhamento do dado pode ser visto na Figura 13.

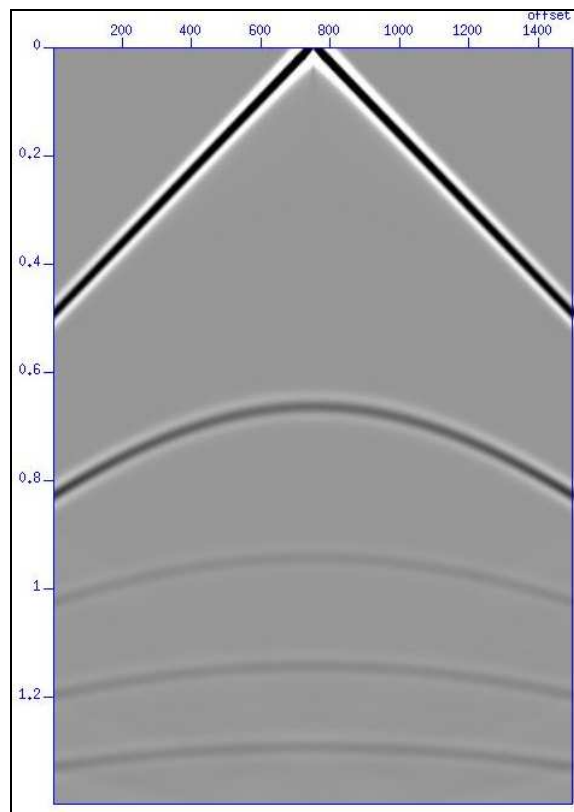


Figura 11: Sismograma de família CMP – Modelo I.

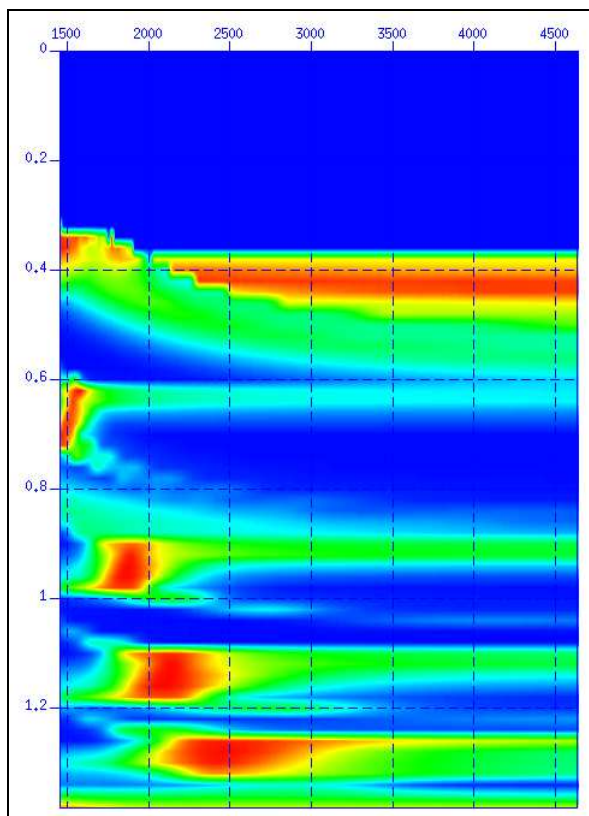


Figura 12: *Semblance* – Modelo I.

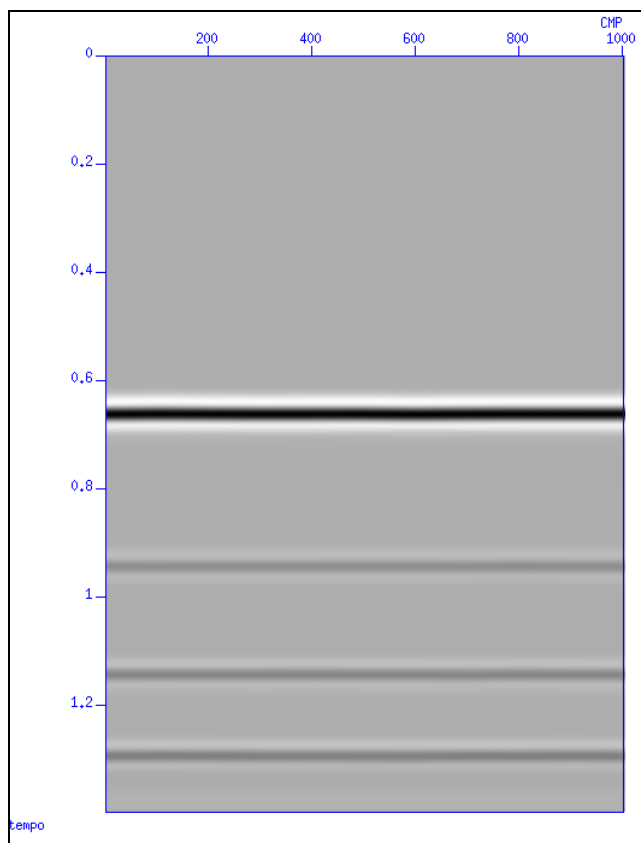


Figura 13: Seção empilhada – Modelo I.

Com os valores encontrados para velocidades de empilhamento, constrói-se um modelo para velocidades V_{rms} (Figura 14) e através da fórmula de Dix (Equação 4) encontra-se um campo de velocidades intervalares (Figura 15).

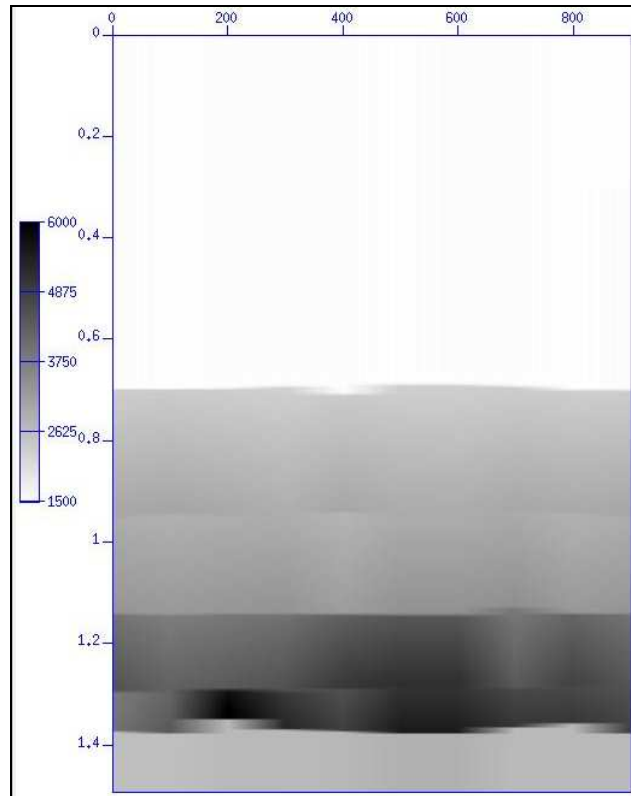


Figura 14: Campo de Velocidades de Empilhamento – Modelo I.

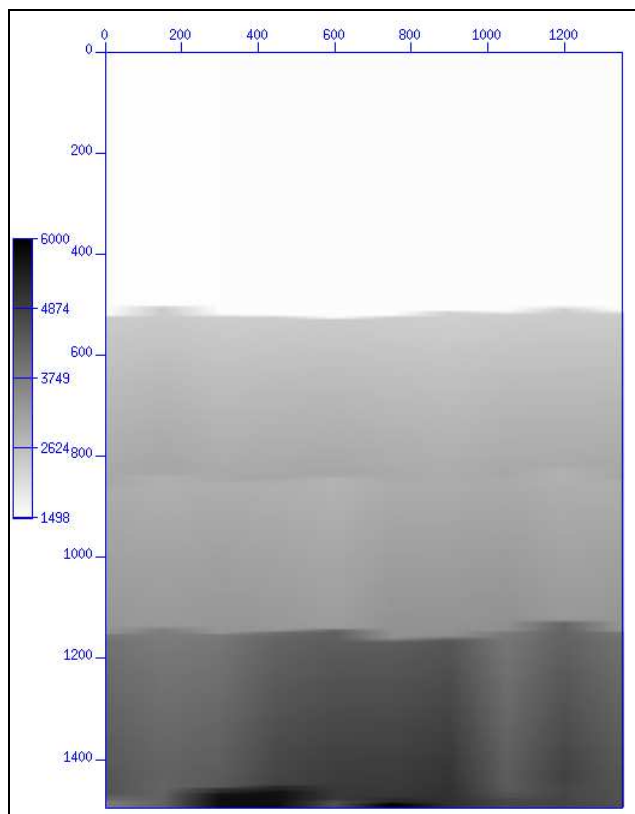


Figura 15: Campo de velocidades de intervalares em profundidade calculado através das velocidades de empilhamento – Modelo I.

O campo que contém as velocidades intervalares é dado de entrada para a migração em profundidade. Como explicado no Capítulo 3, o campo de vagarosidades primeiro deve ser suavizado (Figura 16) e depois modelado para calcular os tempos de trânsitos da primeira chegada da onda a partir da fonte. Outra vantagem da suavização é a distribuição dos erros inerentes que são gerados pelo *picking* de velocidade durante a etapa de análise de velocidades.

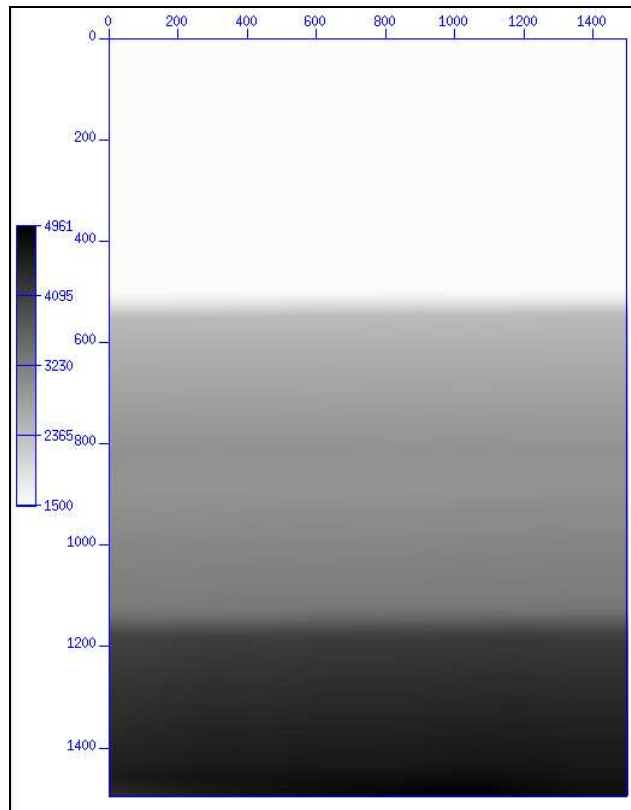


Figura 16: Campo suavizado para obter os tempos de trânsito – Modelo I.

O mesmo procedimento é realizado também utilizando o campo de velocidades originais do modelo (Figura 10) para que após a migração em profundidade utilizando o campo de velocidades obtidos através da análise de velocidades convencional (Figura 18). Quando são utilizados os valores originais do modelo (Figura 17) estes dois campos possam ser comparados.

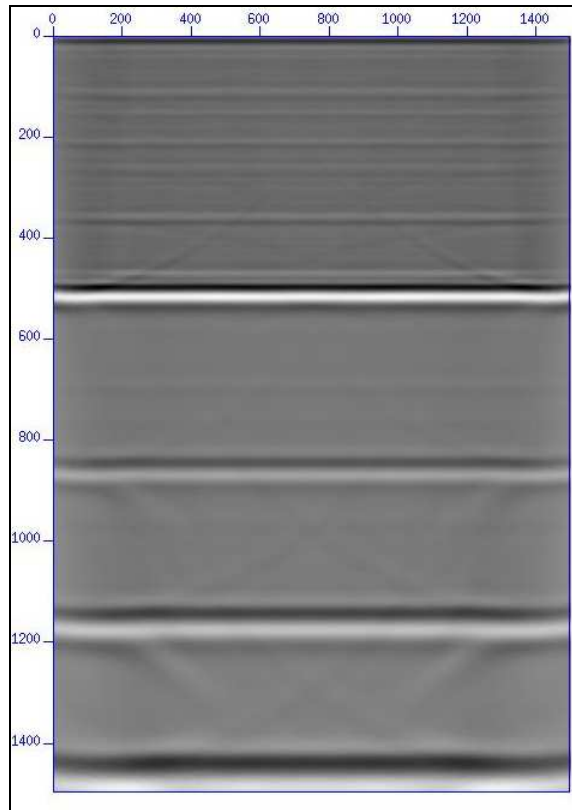


Figura 17: Seção migrada em profundidade utilizando os valores originais do modelo de velocidades – Modelo I.

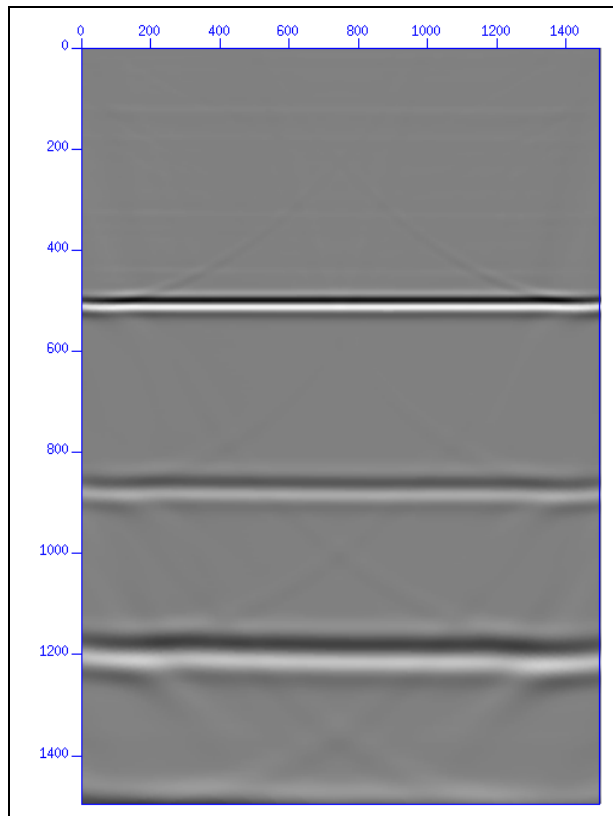


Figura 18: Seção migrada em profundidade após utilizar a migração reversa no tempo com o campo de velocidades obtidos através da análise de velocidades – Modelo I.

5.3 Modelo II – Cunha e Falha

A proposta do Modelo II (Figura 19) é testar a eficiência das técnicas de análises de velocidade e processamento sísmico em tempo convencional em duas situações comuns na sísmica. O modelo consiste de uma falha quase vertical e uma terminação de refletor em formato de cunha, com alta velocidade, podendo representar uma soleira de basalto ou um corpo carbonático.

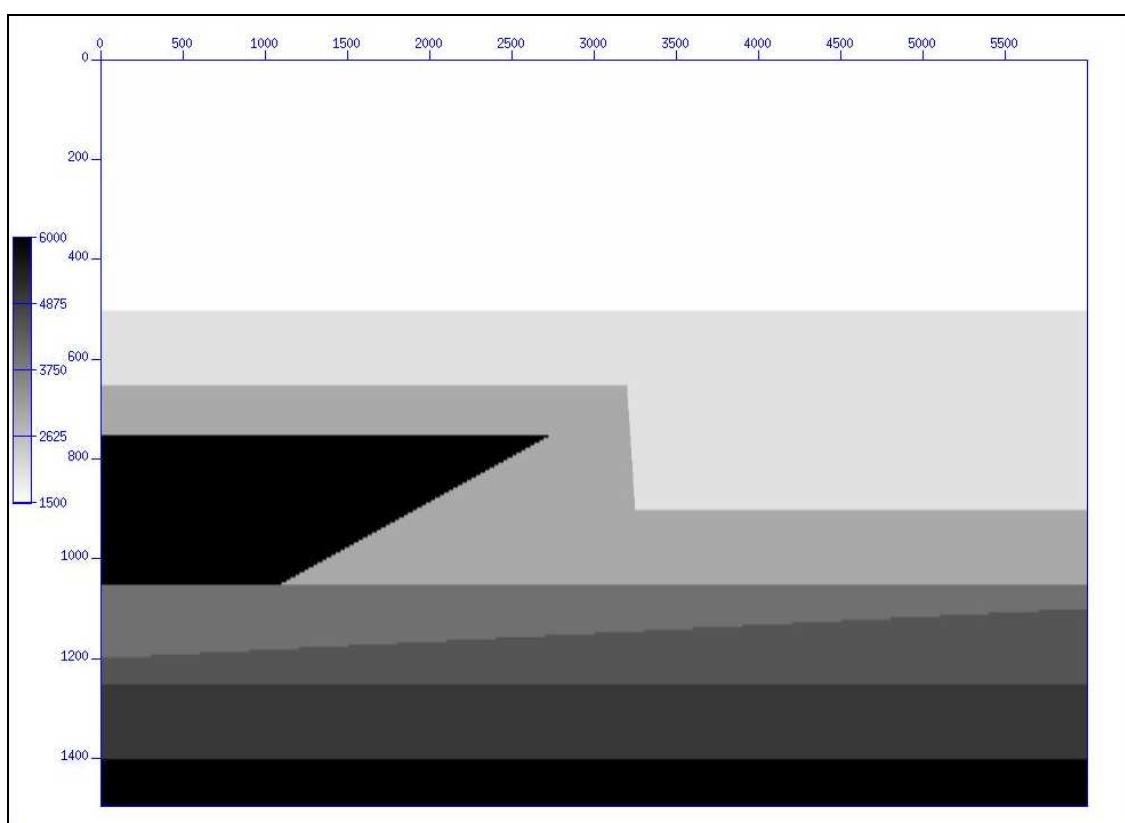


Figura 19: Campo de velocidades – Modelo II.

Foi realizada a modelagem para simular uma aquisição sísmica com cem tiros, sendo o primeiro tiro encontrado na posição 1000 do modelo e com espaçamento entre os tiros separados de 40 metros. O arranjo de receptores é *split-spread* com 400 receptores espaçados de cinco metros entre si. O espaçamento da malha entre cada ponto foi de 5 metros

A cunha com alta velocidade deforma o campo de onda e torna muito difícil a análise de velocidades, como demonstra o sismograma de família de tiro comum nas posições 2000 e 4000 (Figura 20 e Figura 23) e seus devidos

gráficos *semblance*. Já na posição com 4000 o modelo é quase plano-paralelo e o sismograma é menos complexo (Figura 21 e Figura 24). Na posição 5000 (Figura 22) já não existe influência da falha e da cunha, apenas da camada inclinada. Devido à baixa cobertura de traços CMP, optou-se por não fazer análise de velocidades em posições maiores que a 4000.

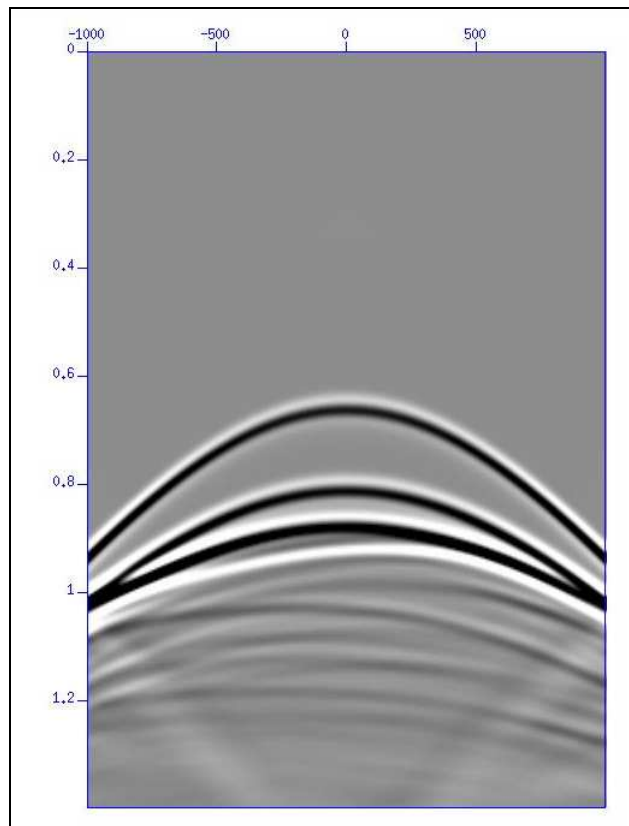


Figura 20: Sismograma de tiro comum referente a posição 2000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.

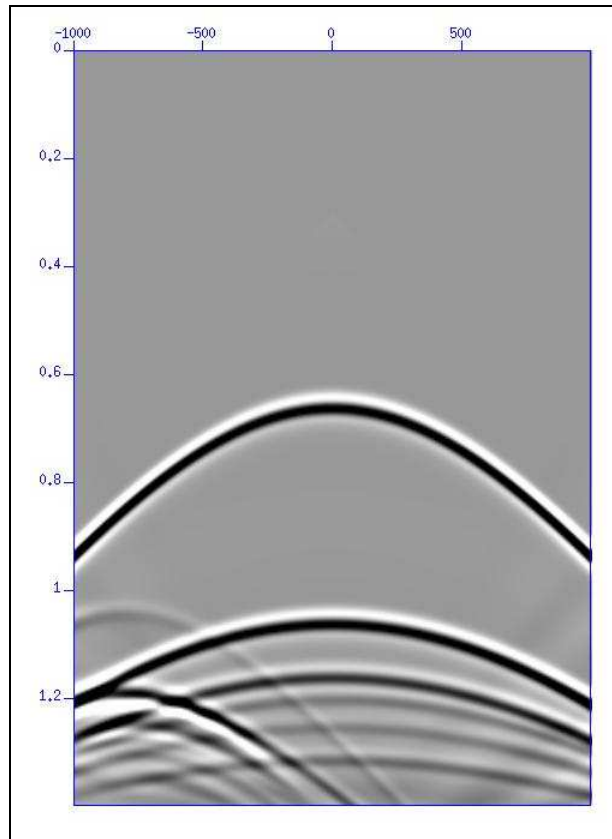


Figura 21: Sismograma referente a família de tiro comum na posição 4000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.

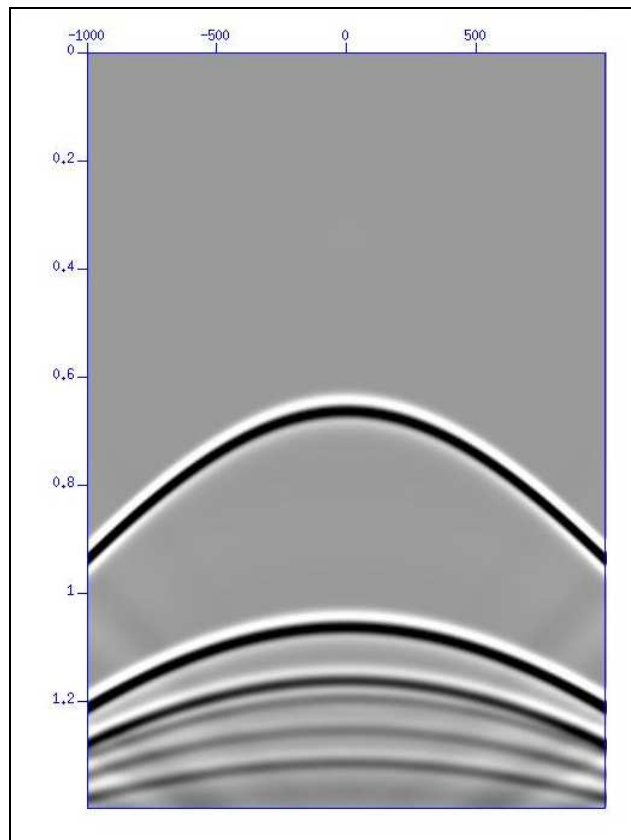


Figura 22: Sismograma referente à família de tiro na posição 5000. A onda direta já foi silenciada – Modelo II.

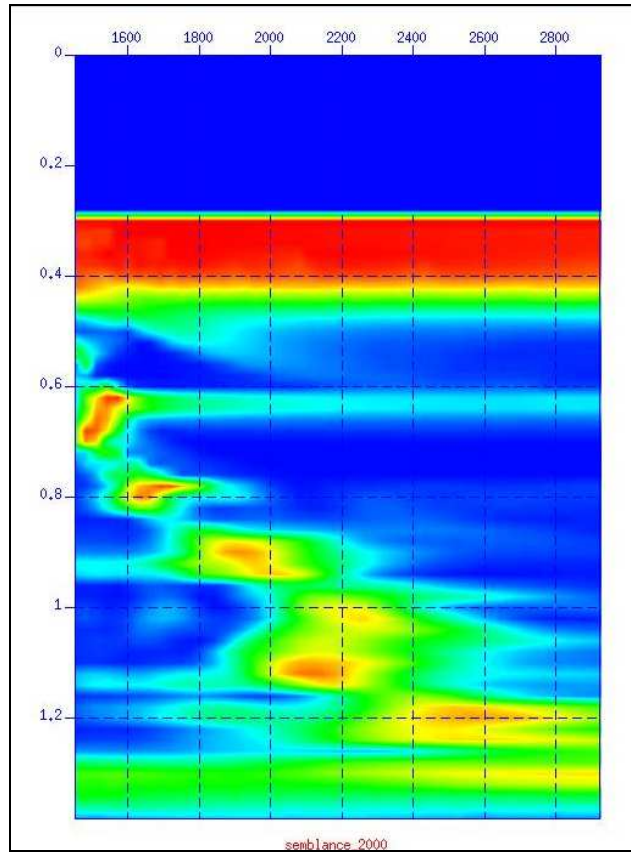


Figura 23: Semblance da posição 2000.

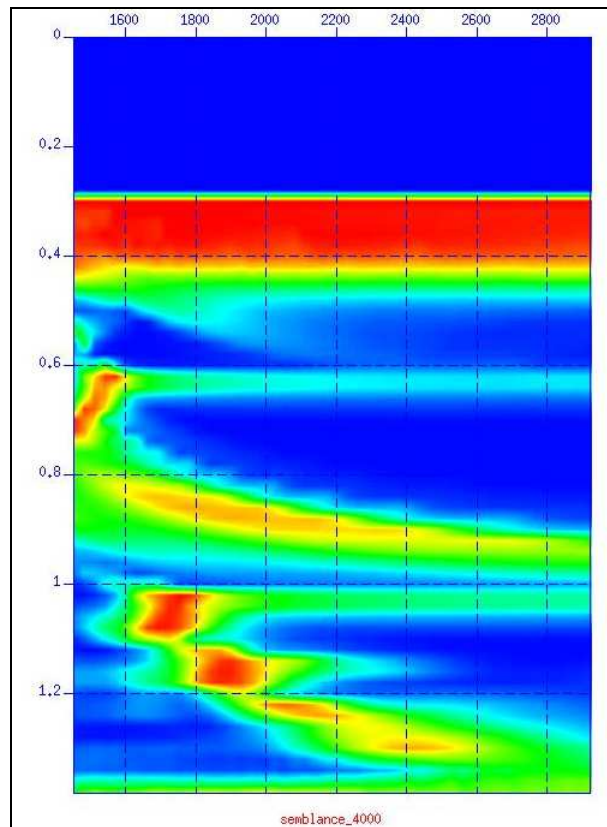


Figura 24: Semblance da posição 4000.

Foram feitas 40 análises de velocidades com espaçamento de 50m entre cada uma. Após o empilhamento (Figura 25) efetuou-se a migração em tempo (Figura 26).

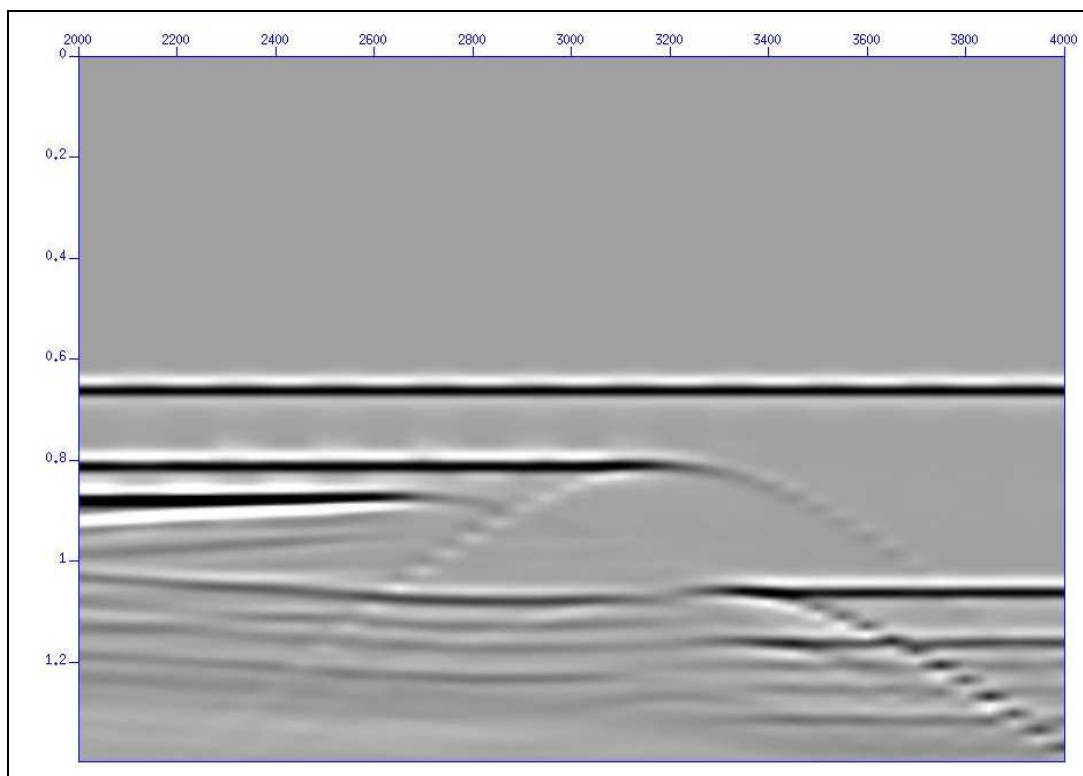


Figura 25: Seção empilhada – Modelo II.

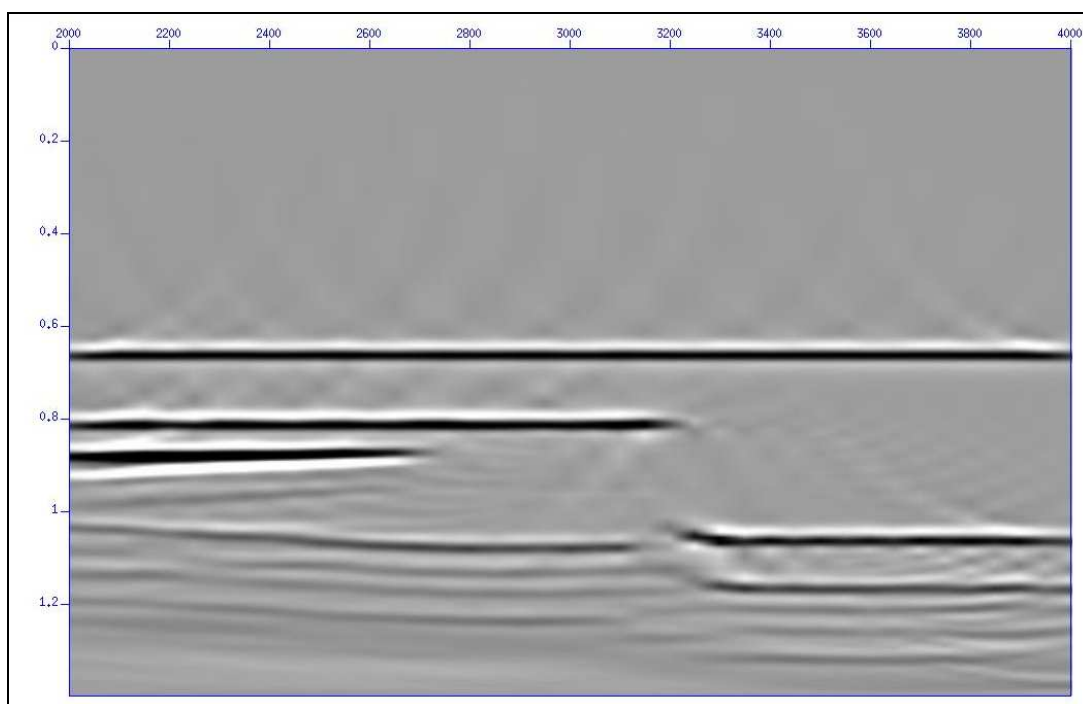


Figura 26: Seção migrada com phase-shift – Modelo II.

Com análise de velocidades feita e as velocidades de empilhamento escolhidas pôde-se calcular a velocidade intervalar (Figura 27) que será suavizada (Figura 28) no campo de vagarosidades para se calcular o tempo de trânsito das ondas propagadas a partir das fontes. Finalmente, então, obtém-se a migração em profundidade (Figura 29) para que se possa comparar com o mesmo procedimento utilizando os valores originais do modelo de velocidades (Figura 30).

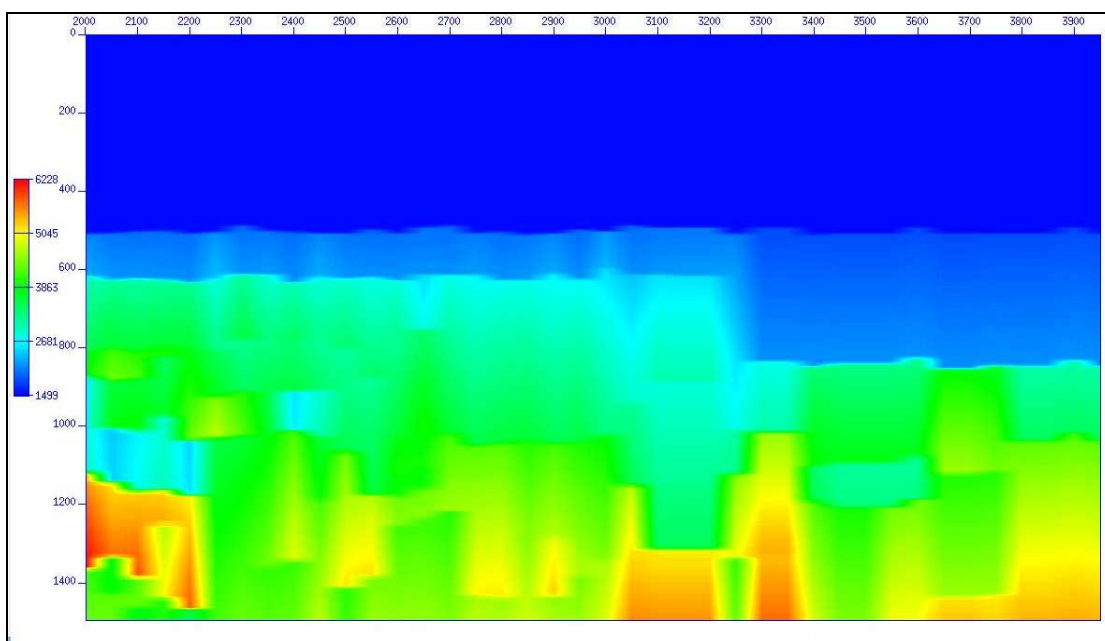


Figura 27: Campo de velocidades intervalares – Modelo II.

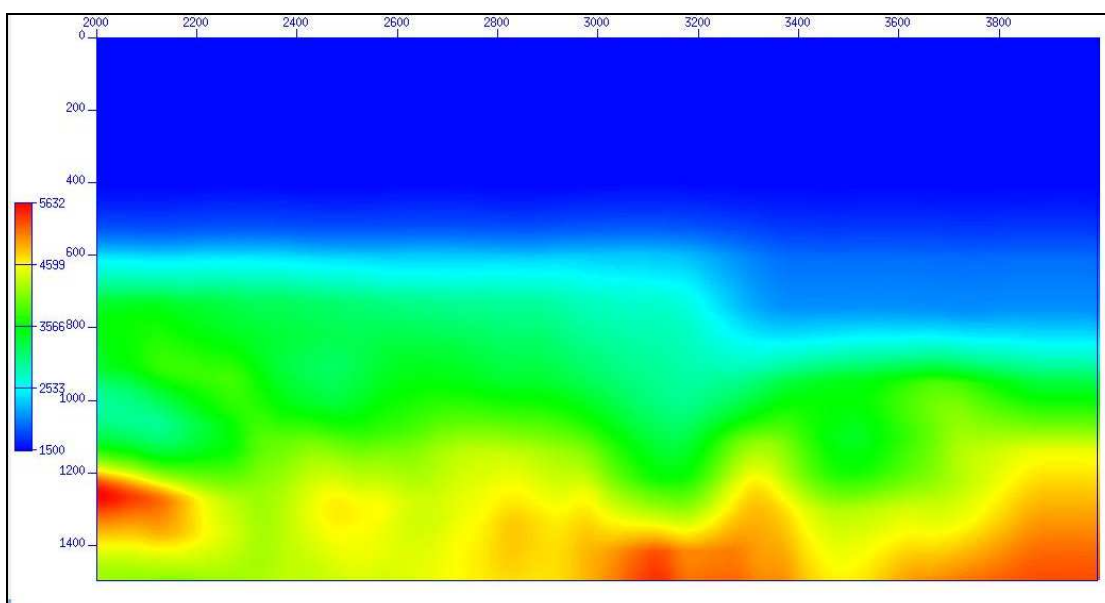


Figura 28: Campo de velocidade suavizado – Modelo II.

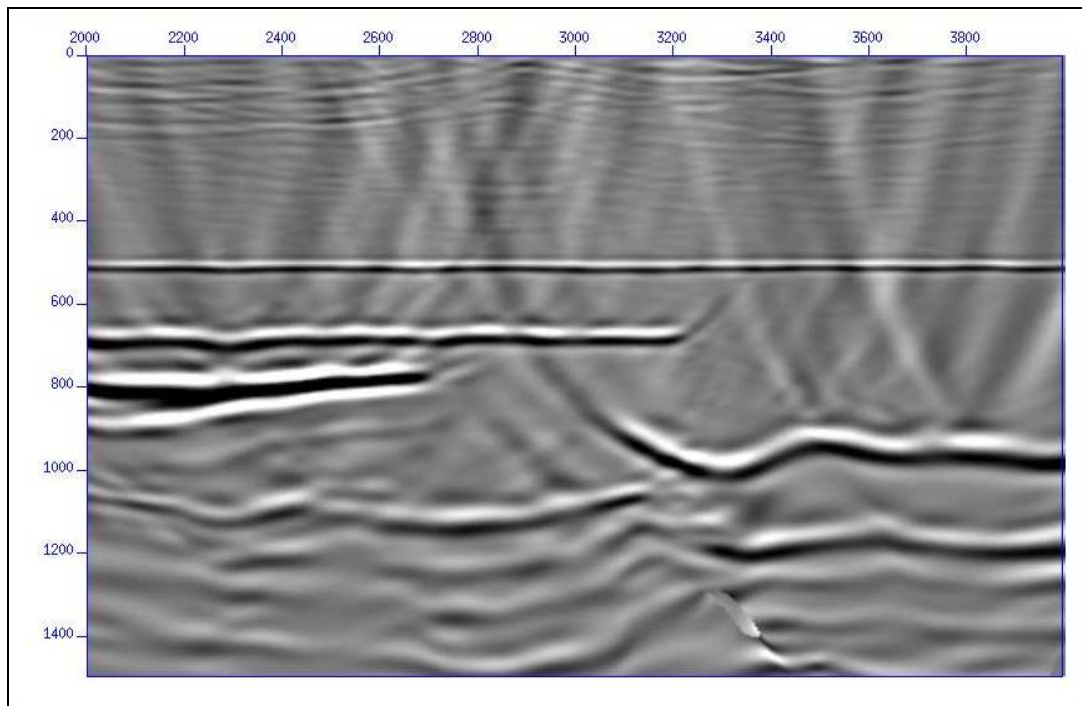


Figura 29: Migração sísmica em profundidade – Modelo II.

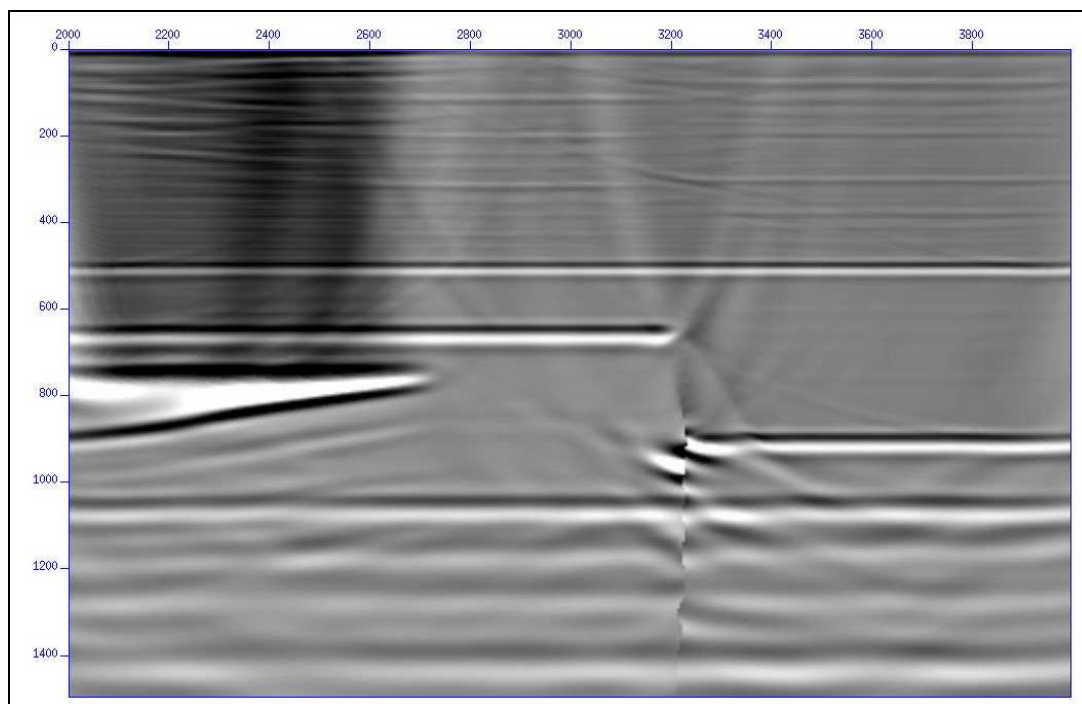


Figura 30: Migração em profundidade utilizando os valores originais do modelo – Modelo II.

É evidente a diferença entre as Figuras 29 e 30. Utilizando o mesmo algoritmo de migração, apenas trocando o campo de velocidades de entrada e pode-se reparar a influencia que a análise de velocidades teve no posicionamento dos refletores sísmicos.

5.4 Modelo III – Corpo Salino

Dentre os modelos apresentados nesse trabalho, o Modelo III (Figura 31), é o que mais se aproxima de uma sísmica real. Esse modelo foi construído baseado numa região da Bacia de Santos que é caracterizada pela presença de um corpo salino. Representa uma situação que na sísmica é comum nesta bacia e na Bacia de Campos. Esse modelo tem como objetivo testar a eficiência das técnicas de análise de velocidades e processamento sísmico no mapeamento do refletor que representa o topo do sal. Outro objetivo em paralelo seria testar também como os refletores dentro do corpo salino ou abaixo de seu topo serão “imageados”.

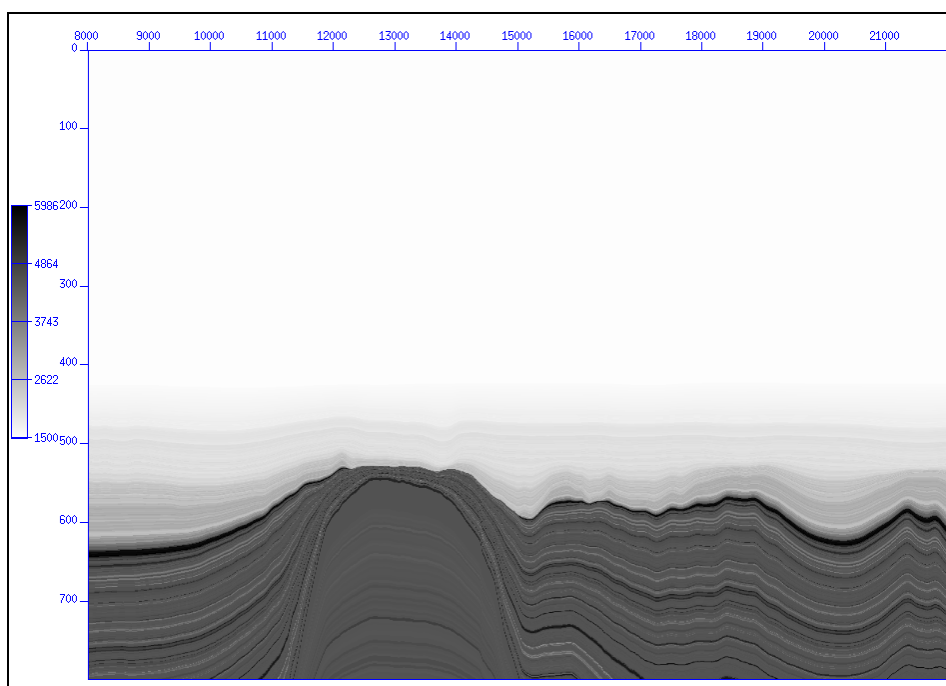


Figura 31: Campo de velocidades – Modelo III

Foi feita a modelagem sísmica com 300 tiros para simular a aquisição. Sendo o espaçamento de 50m entre cada tiro. O arranjo de receptores utilizado é *endon* com 600 canais e espaçamento de 10m. A seção de afastamento comum zero pode ser visto na Figura 32.

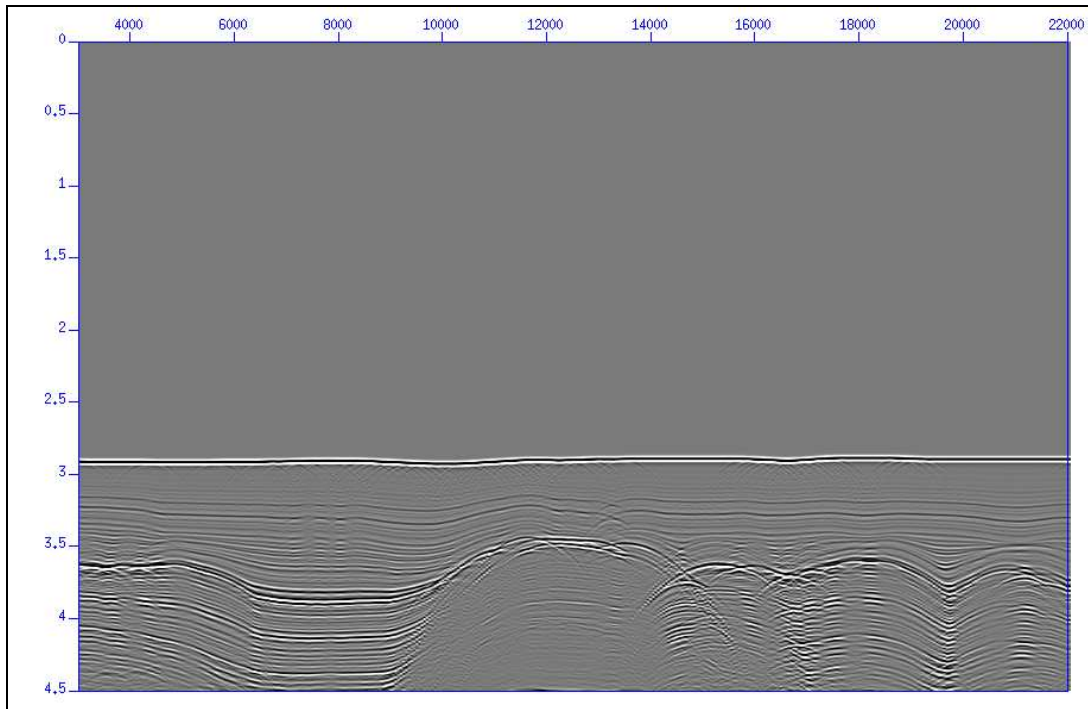


Figura 32: Sismograma de afastamento comum zero – Modelo III

Depois de organizar os dados em famílias CMP, foram realizadas 170 análises de velocidades com espaçamento de 100 m entre cada uma. Após a obtenção das velocidades de empilhamento através do *semblance* o dado foi empilhado (Figura 33).

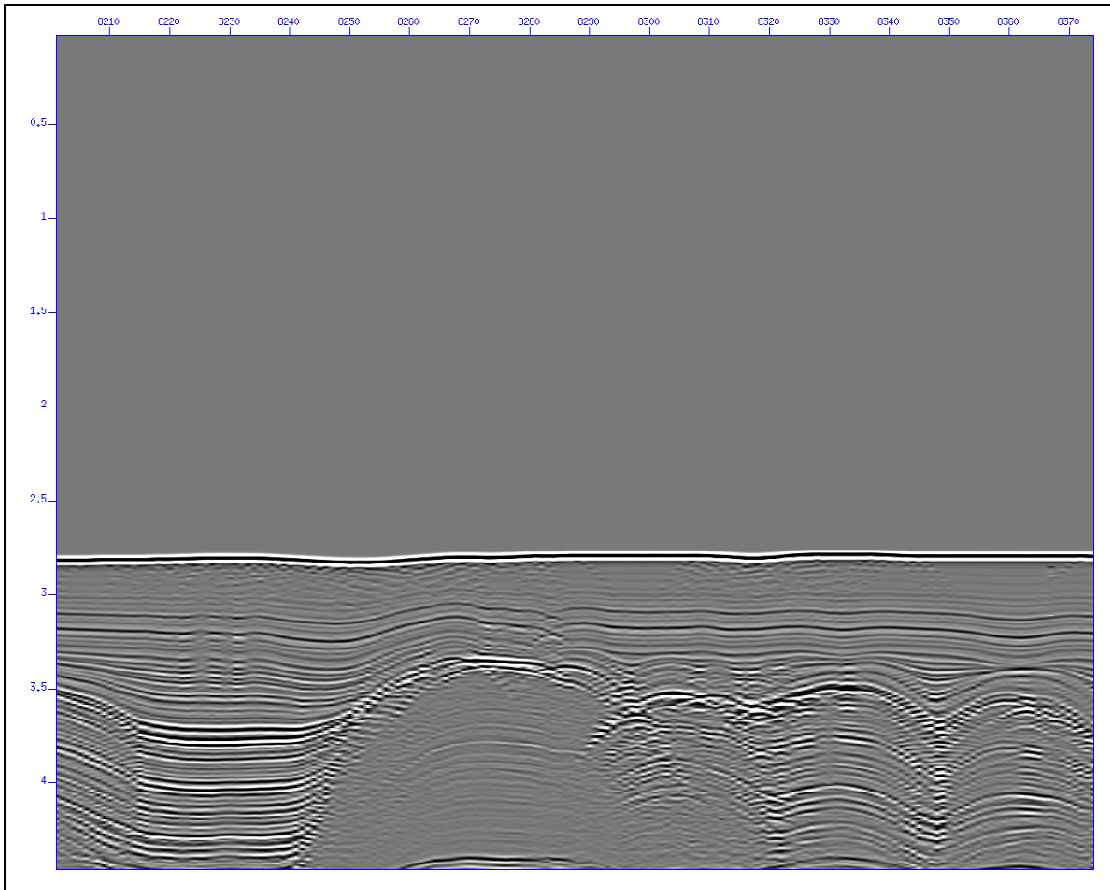


Figura 33: Dado empilhado – Modelo III

No dado empilhado é possível ver a presença de diversos efeitos de difração. Para colapsar as hipérboles foi feita a migração em tempo Phase-Shift, a Figura 34 é o resultado da migração. É possível estimar a profundidade dos refletores convertendo a seção em tempo para profundidade sem realizar uma migração em profundidade. Tal conversão foi aplicada utilizando os valores de velocidades intervalares e resultou na seção vista na Figura 35.

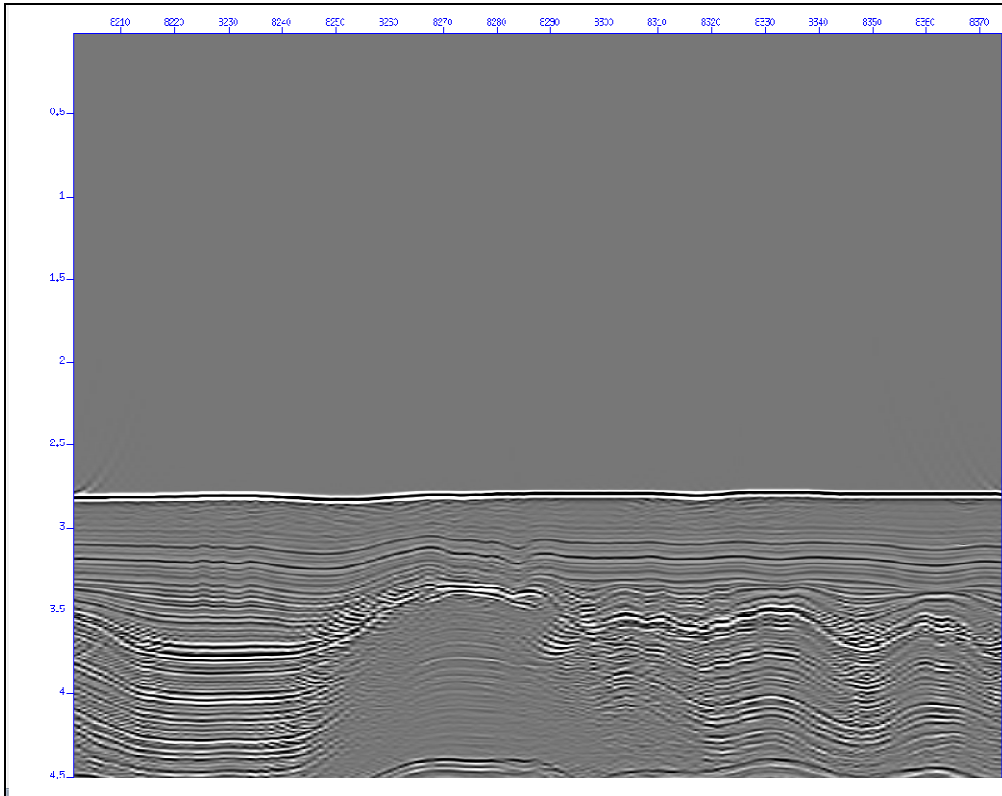


Figura 34: Sessão migrada em tempo – Modelo III.

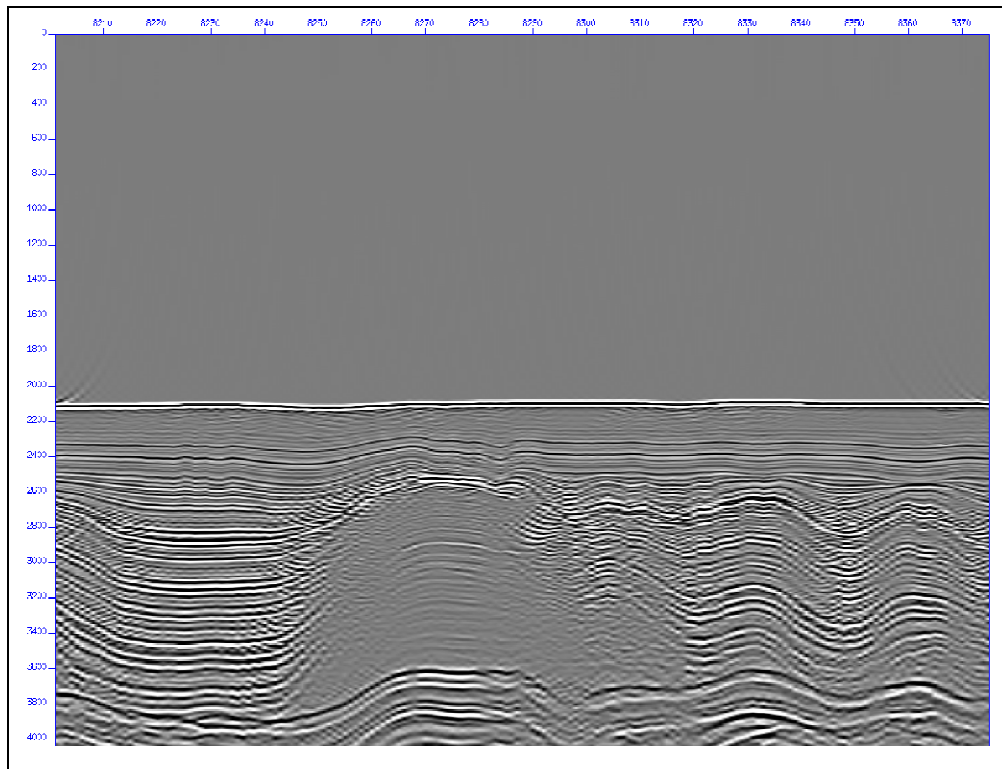


Figura 35: Sessão convertida de tempo para profundidade através da sessão migrada em tempo – Modelo III.

Para processar em profundidade pegou-se a velocidade V_{rms} e utilizando a Equação 3 as velocidades V_{rms} foram convertidas em velocidades

intervalares. Suavizou-se o campo obtido (Figura 36) e foi realizada uma nova modelagem para obter os tempos de trânsitos necessários para a migração em profundidade (Figura 37).

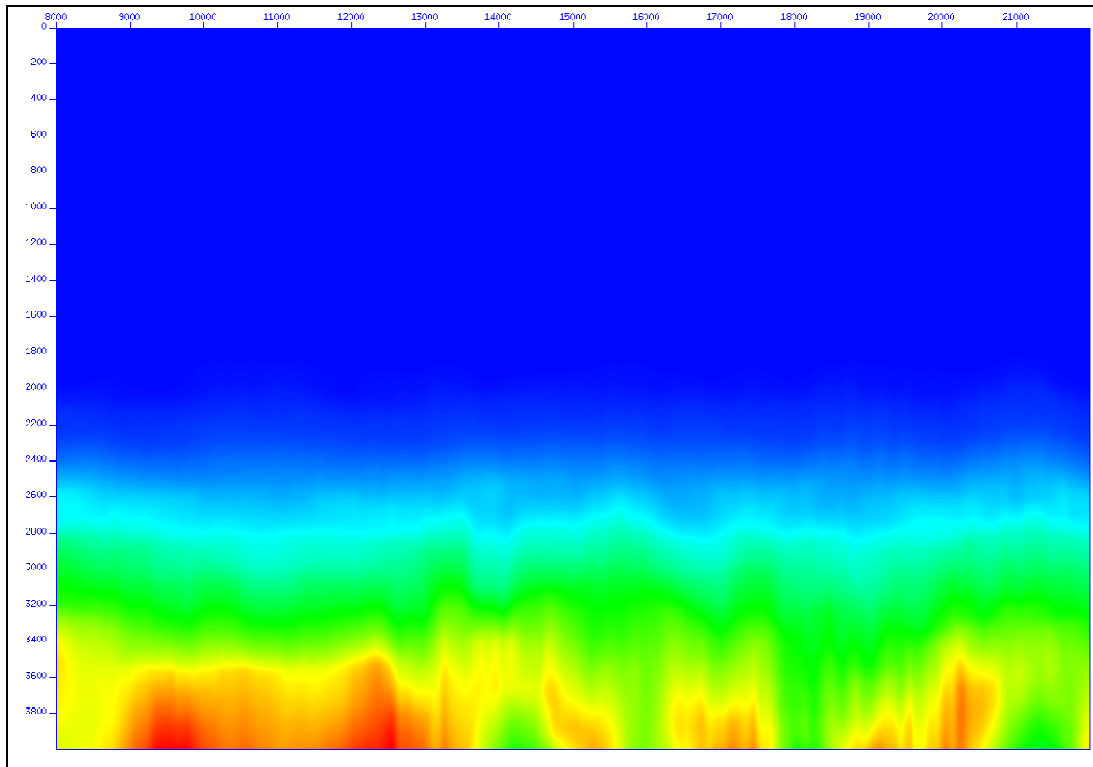


Figura 36: Campo de velocidades recuperado suavizado – Modelo III.

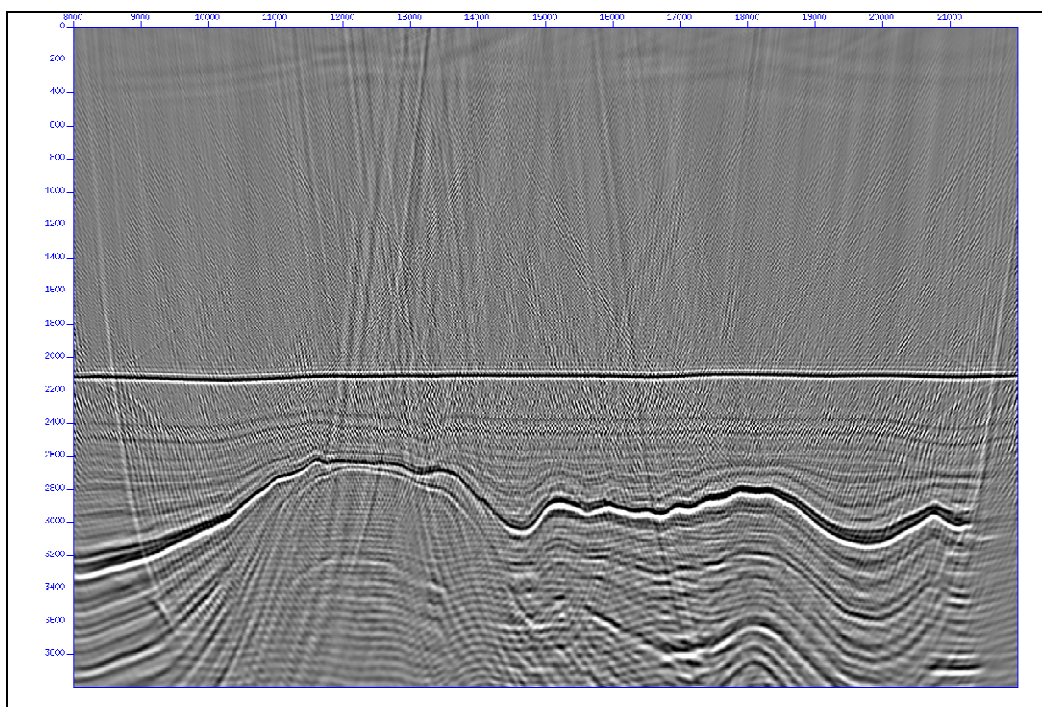


Figura 37: Sessão migrada em profundidade utilizando os valores encontrados na análise de velocidades – Modelo III.

O mesmo processo foi efetuado utilizando os valores originais do modelo de velocidades e o resultado da migração em profundidade está seção ilustrada na Figura 38

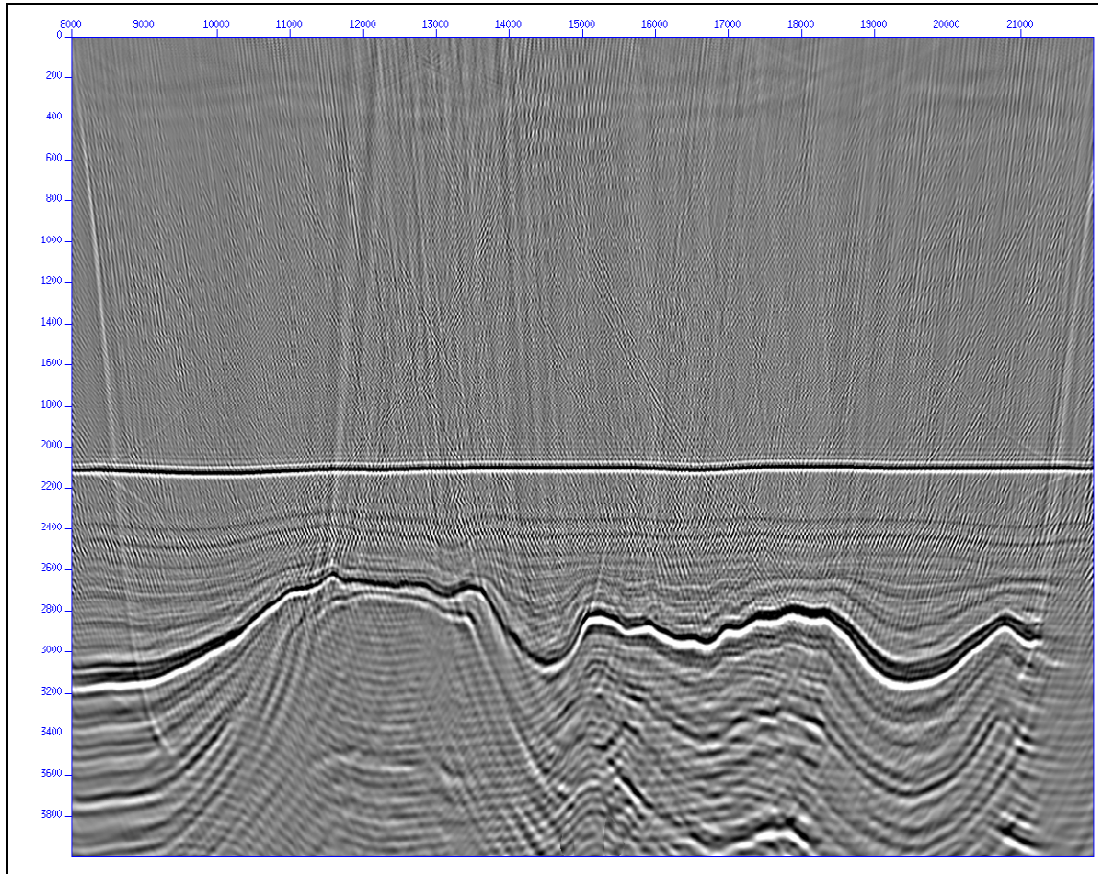


Figura 38: Sessão migrada em profundidade utilizando os valores originais do modelo – Modelo III

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Modelo I

Por representar plenamente as premissas adotadas no processamento sísmico convencional baseado em CMP, o Modelo I, obteve bons resultados como esperado. O modelo utilizado continha variações grandes de velocidades, o que prejudica a escolha de uma velocidade de empilhamento próxima da ideal.

A suavização do campo de vagarosidades atenuou os erros gerados entre os diferentes valores de velocidades escolhidos para os mesmos refletores lateralmente, em função da dispersão gerada na escolha de um par velocidade-tempo durante o *picking*. Mesmo sendo os valores do campo de velocidade recuperado através do processamento sísmico não serem idênticos aos do campo de velocidade original do modelo, os primeiros refletores foram migrados para a posição correta. O refletor mais profundo, que obteve a maior diferença de posição devido à má estimativa das velocidades, causada pelo forte constraste de velocidades entre as camadas, estava posicionado cerca de 100 m de onde deveria estar. Era esperado que esse refletor se encontrasse fora de sua posição verdadeira, uma vez que tal interface no modelo original se encontrava muito próxima à borda, onde é comum se perder informações.

O primeiro e o segundo refletor se encontram na posição correta, enquanto que o terceiro refletor está 25 m abaixo de onde era esperado. Indicando que houve uma superestimativa da velocidade no modelo.

Vale ressaltar que, caso a mudança de velocidade entre as camadas fossem menores, o erro seria menor. Dessa forma, posicionando, os refletores mais próximos da posição correta.

6.2 Modelo II

O Modelo II - que contém a presença de uma cunha de alta velocidade e de um falhamento geológico - tinha como objetivo ilustrar a dificuldade da análise de velocidades convencional em estimar as velocidades das camadas.

O processamento em tempo convencional foi capaz de identificar a falha geológica, a presença de um corpo em forma de cunha e de colapsar as difrações causadas por essas estruturas. Porém os refletores que se encontram abaixo e a esquerda da sessão estão muito deformados devido à forma e velocidade do corpo de cunha.

Já o processamento sísmico em profundidade além de colapsar as hipérbolas originadas das difrações, foi capaz de “imagear” melhor o formato da cunha, embora na posição errada. O erro na posição do refletor que representa do topo da cunha é de aproximadamente 40 m, causada pela má estimativa do campo de velocidades das camadas superiores. O *picking* desses refletores era muito difícil devido ao forte contraste de velocidade entre as três camadas. Os refletores localizados logo abaixo desse corpo se encontram deformados devido à má estimativa do campo de velocidades, o qual a migração em profundidade depende. A falha geológica, que é quase vertical, prejudicou muito a análise de velocidades, pois provocou forte variação lateral de velocidades, que aliado ao contraste forte de velocidade entre as litologias resultou em um campo de velocidades mal estimado. O processo de suavização do campo de velocidades prejudicou a construção de um bom modelo de velocidades. Por ser uma média móvel dentro de uma área, na interface da falha há uma região de má estimativa das velocidades, deformando todos os refletores que passam por aquela região durante a migração.

A porção a direita da seção migrada, observa-se os refletores muito deformados. Isso ocorreu devido a suavização do modelo, prejudicando a estimativa de velocidade em uma região próxima, e devido ao forte contraste de velocidades entre as camadas, prejudicando encontrar uma boa velocidade de empilhamento.

O primeiro e o segundo refletor que representariam o fundo do mar e um contraste de velocidade qualquer logo abaixo, se encontram com as posições bem estimadas, pois são camadas planas e paralelas

O “imageamento” de pouca qualidade e a posição dos refletores sísmicos no lugar incorreto era esperado devido a grande variação de velocidades e a geometria das camadas que compõe o modelo. Camadas

inclinadas violam os princípios do processamento sísmico convencional e as difrações muitas vezes confundem velocidades e tempos para o *picking*.

É importante ressaltar que mesmo utilizando o campo de velocidades original, os refletores mais profundos não são bem visualizados. Isso ocorreu devido ao forte contraste de velocidades nas camadas, principalmente abaixo do corpo em forma de cunha. É possível reparar que algumas regiões dos refletores mais profundos se encontram apagadas, indicando um problema de iluminação.

6.3 Modelo III

O Modelo III pode ser dividido em duas partes distintas e bem delimitadas. A parte superior que são todos os refletores que se localizam acima do topo do sal e a parte inferior que é o conjunto de refletores que se encontram mais profundos que o topo do sal.

A porção superior embora não tenha camadas planas e paralelas tem uma variação de velocidade nos refletores muito baixa, o que permite uma boa estimativa realizada na análise de velocidades convencional. As migrações feitas em tempo e em profundidade apresentaram bons resultados para mapear os refletores nesta região. O refletor que representa o topo da camada de sal está em sua posição correta tanto na migração em profundidade quanto na estimativa feita da conversão de tempo para profundidade na seção migrada em tempo.

Na porção inferior do modelo, devido ao forte contraste de velocidade e a natureza irregular do topo do sal as camadas mais profundas possuem uma estimativa na velocidade muito ruim. E tanto quanto a migração em profundidade quanto à em tempo não foram suficientes para posicionar corretamente os refletores em suas devidas profundidades.

Esse modelo tem mais pontos difratores que os outros dois anteriores. Desta forma, foi possível testar melhor a eficiência do processamento em tempo e em profundidade de colapsar as hipérbolas em pontos.

7. CONCLUSÕES

Como era esperado foi comprovada a existência de erros gerados durante a análise de velocidades convencional nos modelos que não respeitam as premissas do processamento sísmico convencional baseado no conceito de CMP e de camadas planas-paralelas. Nos modelos apresentados foram constados dois fatores principais que causariam tais erros no posicionamento. A causa principal é que alguns modelos não honram completamente as premissas do processamento sísmico convencional. O outro fator importante é a existência de fortes variações de velocidades, principalmente nos modelos I e II, que prejudicam a análise de velocidade.

Com a ocorrência de refletores inclinados, o algoritmo da formação da ferramenta gráfica de *semblance* não consegue indicar muito bem a velocidade de empilhamento ideal. A não-escolha da velocidade correta causa erros no posicionamento dos refletores após a migração, visto que este processo é muito sensível ao campo de velocidades.

Quando há uma forte variação de velocidades, o *picking* da velocidade ideal fica mais difícil, pois existirá vários pares tempo-velocidade que irão empilhar aquele refletor. Quanto maior a variação de velocidade, maior será a quantidade de pontos que satisfazem a correção de NMO devido a um maior comprimento de onda do refletor e uma hipérbole mais aberta em relação as de originadas de velocidades mais baixas. Devido a grande quantidade de valores que empilhem determinado refletor, diferentes pontos irão gerar diferentes valores para as velocidades intervalares, influenciando, assim, diretamente, no campo de velocidade que será obtido.

Em menor escala, ruídos coerentes, difrações e reflexões múltiplas interferem no *semblance* e podem gerar falsas análises de velocidade.

Assim, a análise de velocidades através de *picking* não deve ser a única maneira para se avaliar o campo de velocidades desejado, já que possui muitos erros embutidos. Ressalta-se que para camadas pouco inclinadas e com pouca variação de velocidade, o *picking* apresenta resultados satisfatórios.

Para modelos complexos são necessários, então, outras técnicas para estimar as velocidades, tais como tomografia, MVA, informações de poços, conhecimentos da geologia local e outros.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASMUS E. H., DERZE R. G, CAMPOS D., SCHOBENHAUS C., Geologia do Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, 1984.

BOECHAT. J, Migração Reversa no Tempo 3-D orientada ao alvo por síntese de frentes de onda. Tese de Doutorado – COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2007.

BULCAO A., Modelagem e Migração Reversa no Tempo empregando operadores elásticos e acústicos, Tese de Doutorado – COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2004

BUTKOV E., Física Matemática, St John University, New York, 1968

CERJAN C., KOSLOFF D., KOSLOFF R. E RESHEF M., A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, 4, 705-708, 1985.

DIX, C., Seismic velocities from surface measurements, Geophysics, Vol. 20 No. 1, 62-86, 1955.

FARIA. E. Migração Antes do Empilhamento Utilizando Propagação Reversa no Tempo, Dissertação de Mestrado – UFBA, Salvador, 1986.

MOHRIAK W, SZATMARI P., ANJOS S. M. C., Sal Geologia e Tectônica, São Paulo, 2008.

PALERMO L., Migração Reversa no Tempo: Uma abordagem multifocal, Dissertação de Mestrado – COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.

RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI E., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. SEREC. CEN-SUD, 1990.

SILVA J., MARTINS E., MENDES B., COSTA J., L. L., D. M. S. F, Fonte Multifocal e Migração RTM aplicado a geológicas complexas, Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás, 2005.

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