



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

Lelis Araújo de Oliveira

**DETERMINAÇÃO DE MODELO DE VELOCIDADES PARA A
MIGRAÇÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS SÍSMICOS 2-D
DA BACIA DO JEQUITINHONHA**

BELEM

2013

Lelis Araújo de Oliveira

**DETERMINAÇÃO DE MODELO DE VELOCIDADES PARA A
MIGRAÇÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS SÍSMICOS 2-D
DA BACIA DO JEQUITINHONHA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do título de mestre em ciências na área de Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Sísmicos

Orientadora: Prof^a. Dra. Ellen de Nazaré Souza Gomes

BELÉM

2013

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA)

Oliveira, Lelis Araújo de, 1981-

Determinação de modelo de velocidades para a migração em profundidade de dados sísmicos 2-D da Bacia do Jequitinhonha / Lelis Araújo de Oliveira. – 2013.

52 f.: il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Ellen de Nazaré Souza Gomes

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2013.

1. Prospecção sísmica. 2. Método de reflexão sísmica - Processamento de dados. 3. Prospecção sísmica - Jequitinhonha Rio, Bacia. 4. Conversão tempo-profundidade. I. Título.

CDD 22. ed. 622.1592

Lelis Araújo de Oliveira

**DETERMINAÇÃO DE MODELO DE VELOCIDADES PARA A MIGRAÇÃO
EM PROFUNDIDADE DE DADOS SÍSMICOS 2-D DA BACIA DO
JEQUITINHONHA**

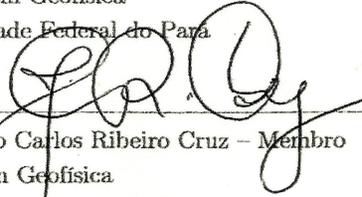
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do título de mestre em ciências na área de Geofísica.

Data de aprovação: 13/12/2013

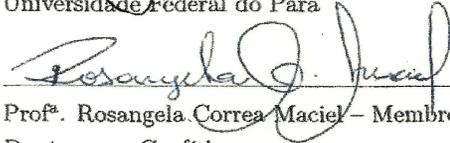
Banca examinadora:



Prof^a. Ellen de Nazaré Souza Gomes - Orientadora
Doutora em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. João Carlos Ribeiro Cruz - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof^a. Rosângela Correa Maciel - Membro
Doutora em Geofísica
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

*Dedico este trabalho à minha mãe, Léa, que me ensinou que mesmo a maior tarefa pode ser realizada se for feito um passo de cada vez.
E também a meu pai, Manuel, que me ensinou que a melhor maneira de obter conhecimento é aquela que se aprende por si mesmo.*

AGRADECIMENTOS

São muitos os responsáveis por este trabalho, mas os que estão por trás dele nem sempre recebem mérito justo. Sei da tua importância em minha vida e em meu trabalho, por isso te agradeço meu Deus.

A um homem nada se pode ensinar. Tudo que se pode fazer é ajudá-lo a se encontrar. Neste momento, no qual termino uma etapa de minha vida, aproveito para prestar um justo e sincero agradecimento a todos vocês, que pela amizade ou pelo simples convívio, me apontaram o caminho certo.

À Professora Ellen Gomes, pela confiança reiterada em meu trabalho. Pessoa e profissional a quem dedico profunda admiração, mais que orientadora, minha mentora intelectual, cuja orientação foi feita com grande sensibilidade, muita competência e sabedoria.

Aos membros da banca examinadora, Professores Dr. João Carlos R. Cruz e Dra. Rosângela C. Maciel, pela paciência na leitura e correção deste trabalho.

À CAPES, cujo apoio financeiro foi fundamental para a realização deste trabalho.

À querida secretária do programa de pós-graduação em Geofísica, Benildes, assim como a Bela, profissionais competentes, sempre prontas a resolver qualquer problema, com um atendimento paciente, educado, e com um sorriso especial.

Aos irmãos companheiros Andrei, Jerry, Márcio, Patrícia, Raiza e Thiago F., pelo apoio, que faz toda a diferença, também nessa minha jornada acadêmica.

Aos meus amigos, Carlos, Renata, Rizimar, Isis, Tiago, Alexandre, Chicão, Chiquinho, Giselle, Laise e Laise que colaboraram e torceram positivamente para que este trabalho se concretizasse, além do professor José Jadsom sempre prestativo tirando minhas dúvidas.

Aos meus irmãos, Leidiel e Leidiana que são parte de mim, da minha história, e que fazem esse momento não ser singular, mas plural, por ser nosso.

À minha namorada Marilene e ao meu filho Lucas pelos anos prazerosos da minha vida. Também ao meu sobrinho Clayver por nossas brincadeiras.

À minha mãe, Léa, que me deu incentivo constante, além de todo apoio necessário, sem a qual nenhuma realização de minha parte teria sido possível, bem como ao meu querido pai, Manuel, sempre antenado e disposto a ajudar.

Finalmente, meus sinceros agradecimentos àqueles que contribuíram para realização deste trabalho, independente da magnitude da ajuda.

LISTA DE ABREVIATURAS

ABREVIATURA DESCRIÇÃO

RMS	Do inglês “Root Mean Square”, Valor quadrático médio
CDP	Do inglês “Common Depth Point”, Ponto-médio-comum
2-D	Duas dimensões
3-D	Três dimensões
SRME	Do inglês “Surface-Related Multiple Elimination”, Eliminação de múltiplas relacionadas à superfície livre
MKPre	Migração Kirchhoff pré-empilhamento

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO
v	velocidade do meio
v_m	velocidade de migração em tempo
F	fonte
R	receptor
E	ponto espalhador
x	afastamento
x_0	afastamento inicial ou local de escape do raio-imagem
z	profundidade
z_0	profundidade inicial
t_0	tempo duplo de trânsito ao longo do raio-imagem
θ	fator de obliquidade
r	distância entre um ponto inicial na superfície e um ponto final na subsuperfície
$\rho(t)$	filtro
Δx	variação do afastamento
V_{rms}	velocidade RMS
P_i	dado inicial não migrado
P_f	dado migrado
K	representa as segundas derivadas do tempo de trânsito
\mathcal{R}	raio de curvatura da frente de onda
x_F	posição da fonte
x_R	posição do receptor
h	meio afastamento
x_m	coordenada de ponto médio
v_{int}	velocidade intervalar
h_i	profundidade das camadas
t_i	tempo de trânsito das camadas
$v(x, z)$	velocidade em profundidade
\mathbf{x}_0	vetor afastamento inicial
Q	espalhamento geométrico
P	matriz de transformação de coordenadas do raio para a covariante da variosidade centrada no raio
v_0	velocidade ao longo do raio central
v_{qq}	segunda derivada de v na direção normal ao raio

x_{min}	afastamento mínimo na superfície da Terra
x_{max}	afastamento máximo na superfície da Terra
t_{max}	tempo máximo de amostragem
km	quilômetros
km ²	quilômetros quadrados
m	metros
$\tau - p$	tempo de intercepção por vagarosidade
s	segundos
ms	milissegundos
m/s	metros por segundo
*	denota convolução
\int	símbolo de integração
∂	símbolo de derivação parcial
Σ	símbolo de somatório

APRESENTAÇÃO

Na prospecção de petróleo o método geofísico mais utilizado são os métodos sísmicos de reflexão, que utiliza reflexões de ondas, as quais são geradas artificialmente e se propagam na subsuperfície. A partir dessas reflexões é possível gerar uma imagem das interfaces com o propósito de serem interpretadas na procura de estruturas que abrigam hidrocarbonetos. Em um primeiro momento, a migração em tempo, que consiste num processo de imageamento é bastante empregado na indústria do petróleo pelo grau de eficiência e robustez para gerar essas imagens das interfaces. Entretanto, reservatórios de hidrocarbonetos, em geral, são encontrados em estruturas geológicas complexas (domos de sal, falhas, dobras, etc.), onde verifica-se grande variação lateral de velocidade no meio. A migração no domínio do tempo é pouco eficiente quando o meio apresenta variações laterais de velocidade, neste caso é necessária a migração em profundidade, uma vez que podem definir a posição real e a geometria correta dos refletores em subsuperfície. Para gerar uma seção migrada em profundidade é necessário um modelo de velocidade em profundidade. Geralmente, este modelo é obtido através de conversões do modelo de velocidade em tempo para profundidade.

Vários trabalhos relacionados à conversão tempo-profundidade foram propostos nas últimas décadas: Dix, 1955; Armstrong, 2001; Armstrong et al., 2001; Bartel et al., 2006; Cameron et al., 2007; Iversen and Tygel, 2008. Nessas abordagens, os modelos de velocidades em tempo são convenientemente convertidos por meio de relações que manipulam coordenadas no domínio do tempo para o domínio da profundidade. Os modelos de velocidades resultantes desses métodos de conversão dependem fortemente do modelo inicial e das condições aplicadas na conversão. Uma metodologia para a geração de um modelo de velocidade em profundidade a partir de velocidades de migração em tempo é abordado em Cameron et al. (2007), os quais utilizam o caminho de raios-imagem para estabelecer esta relação.

O objetivo deste trabalho é aplicar as abordagens de conversão tempo-profundidade Dix (1955) e Cameron et al. (2007) em uma área da Bacia do Jequitinhonha para obter modelos de velocidades e utilizá-los na migração em profundidade. As seções obtidas ao final são analisadas. O presente trabalho é apresentado na forma de artigo, segundo as regras do Programa de Pós-graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará. Portanto, a dissertação compõe-se de um texto de apresentação e um capítulo apenas, que fazem parte de uma proposta de submissão para a Revista Brasileira de Geofísica (RBGf).

DETERMINATION OF MODELS OF VELOCITYES FOR DEPTH MIGRATION OF SEISMIC DATA 2-D BASIN JEQUITINHONHA

ABSTRACT. The migration time domain is quite employed by the oil industry for its low computational requirements, however in areas where the velocity field has great lateral variation as result of the environment is complex subsurface structures, such as faults, salt domes, etc., this technique becomes inefficient in the characterization of geological features. Although the computational cost is high, migration in the field of depth, proves more effective than time migration to deal with these structures. However for a section in depth there is a need for a velocity model in depth with some degree of precision. In this paper, two methodologies for time to depth conversion for obtaining the velocity model in depth to two real 2-D marine lines Jequitinhonha Basin are applied. The accuracy of the models generated were analyzed from migrated seismic sections obtained by means of these velocityes.

Keywords: Seismic Prospecting. Time to Depth Conversion. Time migration velocities. Depth Velocity Model. Depth migration.

DETERMINAÇÃO DE MODELOS DE VELOCIDADES PARA A MIGRAÇÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS SÍSMICOS 2-D DA BACIA DO JEQUITINHONHA

RESUMO. A migração no domínio do tempo é bastante empregado pela indústria de hidrocarbonetos por sua baixa demanda computacional, entretanto em áreas onde o campo de velocidade tem grande variação lateral, em decorrência do meio em subsuperfície apresentar estruturas complexas, como falhas, domos de sal, etc., esta técnica torna-se ineficiente na caracterização das feições geológicas. Embora o custo computacional seja alto, a migração no domínio da profundidade, mostra-se mais efetiva que a migração em tempo ao lidar com essas estruturas. Todavia para obter uma seção em profundidade há a necessidade de um modelo de velocidade em profundidade com certo grau de precisão. Neste trabalho, são aplicadas duas metodologias de conversão tempo-profundidade para a obtenção do modelo de velocidades em profundidade para duas linhas marinhas reais 2-D da Bacia do Jequitinhonha. A precisão dos modelos gerados foram analisados a

partir das seções sísmicas migradas obtidas por meios dessas velocidades.

Palavras Chaves: Prospecção sísmica. Conversão tempo-profundidade. Velocidades de migração em tempo. Modelo de velocidade em profundidade. Migração em profundidade.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	13
MIGRAÇÃO EM PROFUNDIDADE	14
METODOLOGIA	18
Abordagem Dix	18
Abordagem Cameron	19
OS DADOS REAIS	23
RESULTADOS OBTIDOS	31
Análise de resultados	43
CONCLUSÃO	47
AGRADECIMENTOS	48
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	48
LISTA DE TABELAS	49
REFERÊNCIAS	50

INTRODUÇÃO

A migração em tempo é o método mais utilizado para gerar uma imagem da subsuperfície, isto se deve a vários fatores, entre eles: o tempo de processamento e a robustez do método ao modelo de velocidade em tempo. Entretanto, em áreas com complexidade geológica, cuja velocidade varia lateralmente, com os casos de meios com falhas, domos salinos, etc., a migração no domínio do tempo não produz resultados satisfatórios para este tipo de ambiente, induzindo a interpretações erradas (Yilmaz, 2001), sendo a migração em profundidade a melhor alternativa.

A migração em profundidade se mostra como uma alternativa para gerar a seção em profundidade, uma vez que define de forma qualitativa o posicionamento e a geometria de estruturas em subsuperfície, entretanto é necessário um modelo de velocidade em profundidade para realizar a migração, sendo esta bastante dependente do modelo de velocidades.

O modelo de velocidade é em geral obtido através de conversões das tabelas de velocidades em tempo para velocidades em profundidade, processo conhecido como conversão tempo-profundidade. Desde a década 50, vários métodos de conversão tempo-profundidade foram propostos: Dix (1955); Armstrong (2001); Armstrong et al. (2001); Bartel et al. (2006); Cameron et al. (2007); Iversen & Tygel (2008). Nessas abordagens, os campos de velocidades são convenientemente convertidos através de relações que manipulam coordenadas no domínio do tempo para o domínio da profundidade. Os modelos de velocidades resultantes desses métodos de conversão dependem fortemente do modelo inicial e das condições aplicadas na conversão. Por estas razões, muitas tentativas têm sido realizadas para melhorar a conversão dos modelos de velocidade. Em Cameron et al. (2007), é descrito um método para a obtenção de modelos de velocidade em profundidade a partir de modelos de velocidade de migração em tempo usando o caminho de raios imagem.

Neste trabalho as metodologias de conversão tempo-profundidade apresentadas em Dix (1955) e Cameron et al. (2007) são aplicadas em uma região da Bacia do Jequitinhonha. Os modelos de velocidades obtidos são utilizados na migração em profundidade e os resultados são analisados.

MIGRAÇÃO EM PROFUNDIDADE

Na migração sísmica, os eventos inclinados são movidos para suas posições corretas, difrações são colapsadas e há um aumento na resolução espacial dos dados sísmicos. É provavelmente a mais importante das etapas do processamento sísmico, sendo necessária principalmente em regiões com complexidade geológica, como as que apresentam: domos de sal, falhas, grandes inclinações, etc.

A migração pode ser em tempo ou em profundidade, a diferença mais aparente quanto a esses dois tipos de migração, referem-se ao dado resultante do processo: na migração em tempo o resultado final é uma seção sísmica em tempo, que pode ser comparada facilmente com os dados registrados, que também estão em tempo. Enquanto que, na migração em profundidade o resultado final é uma seção em profundidade, que pode ser mais facilmente comparada com a estrutura geológica. A seção migrada em profundidade pode ser obtida a partir da seção migrada em tempo bastando para isso informações de velocidade, desde que a variação lateral de velocidade do meio seja inexistente ou bastante suave. A grande diferença entre a migração em tempo e a migração em profundidade reside no tipo de velocidade utilizada.

No processo de migração em tempo é utilizado o modelo de velocidade que melhor focaliza a imagem migrada para cada ponto imagem final (Gray (2001)). Para se realizar este tipo de migração é utilizada uma velocidade constante (uma velocidade efetiva). Ainda que aparentemente inconsistente, a migração em tempo é um processo de imageamento válido mesmo apresentando incorreções quanto à localização do refletor ou ao modelo de velocidade obtido.

Na migração em profundidade é utilizado um modelo de velocidade intervalar de acordo com o modelo da Terra em subsuperfície. A velocidade intervalar é calculada da média das velocidades em subsuperfície. Isso permite que a migração em profundidade modele o comportamento da onda sísmica dentro da subsuperfície de maneira mais efetiva que a migração em tempo. Além disso, é uma ferramenta do processamento sísmico mais eficaz que a migração em tempo e seus resultados quanto à estrutura geológica e ao campo de velocidade são também mais confiáveis. Este tipo de metodologia é bastante utilizado devido aos bons resultados apresentados quando comparado ao tempo de execução. No algoritmo de migração Kirchhoff 2-D, dado um modelo de velocidade e um determinado ponto, ambos em pro-

fundidade, consiste basicamente em: calcular a curva de tempo de difração correspondente a esse ponto (ponto de difração) considerado; aplicar uma soma ponderada de todas as amostras da seção empilhada que correspondam aos tempos da curva de difração e por fim posicionar o resultado da soma na seção migrada nas coordenadas do ponto em difração.

Dentro da técnica da migração Kirchhoff, o dado migrado pode ser expresso através de duas configurações distintas tendo por base a equação de Kirchhoff. A equação de Kirchhoff na forma discretizada é expressa por (Yilmaz, 2001):

$$P_f(x_0, z = \frac{vt_0}{2}, t_D = 0) = \frac{\Delta x}{2\pi} \sum_x \left[\frac{\cos \theta}{\sqrt{v_m r}} \rho(t) * P_i(x, z = 0, t_D) \right], \quad (1)$$

onde P_f o dado migrado localizado na subsuperfície (x_0, z) , P_i o dado inicial não migrado organizado em afastamento nulo medido na superfície $(x_0, z = 0)$, t_D é o tempo de trânsito para um evento de difração em um meio homogêneo de $v_m(x_0, t_0)$, t_0 o tempo de trânsito para afastamento nulo, v_m é a velocidade de migração, $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + z^2}$ é a distância entre o ponto inicial (na superfície) e o ponto final (na subsuperfície), $\rho(t_D)$ o filtro, que corresponde a derivada temporal do dado medido e $\cos \theta$ o fator de obliquidade. O asterisco representa a convolução de $\rho(t_D)$ com o dado inicial P_i .

A Eq. (1) é normalmente utilizada para a migração Kirchhoff pós-empilhamento. Para este caso, parte-se do pressuposto que a seção empilhada se assemelha aproximadamente a seção de afastamento nulo, a curva de difração associada a um ponto em subsuperfície é dada pelo dobro dos tempos de trânsito ao longo dos segmentos de reta que unem o ponto em questão e a pontos na superfície de registro que correspondem a pares de fonte-receptor com afastamento nulo, vale lembrar que isso não é válido para meios com forte variação lateral de velocidade. Para suaves variações laterais de velocidade, a curva de tempo de difração pode ser aproximada por uma hipérbole nas vizinhanças do ápice da curva. Assim, a curva hiperbólica de tempo de trânsito ao longo da qual os dados sísmicos na seção não-migrada são empilhados é dado por (Yilmaz, 2001):

$$t_D(x) = \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x - x_0)^2}{v_m^2(x_0, t_0)}}, \quad (2)$$

sendo x a coordenada de afastamento, t_D o tempo de trânsito duplo, (x_0, t_0) um ponto na seção migrada a ser construída e $v_m(x_0, t_0)$ a velocidade de migração em tempo.

A migração Kirchhoff pré-empilhamento em tempo é uma extensão da migração pós-empilhamento, sendo que na abordagem de pré-empilhamento vários afastamentos devem ser tratados ao invés de apenas um único como no caso de pós-empilhamento. Desta forma, admitindo um meio homogêneo com velocidade v , (ver Figura 1), a aproximação da curva de tempo

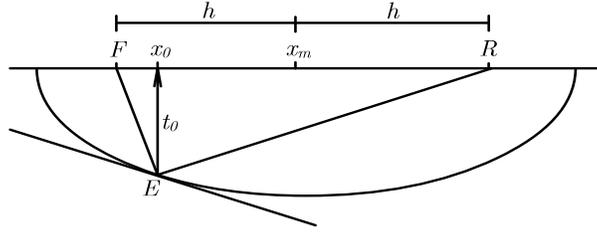


Figura 1 - Esquema em profundidade da abertura de migração exemplificando a aproximação do tempo de trânsito (Modificado de Cameron et al. 2007).

de difração total, considerando F , uma fonte da qual o campo de ondas seja emitido e atinja um ponto espalhador E em subsuperfície referente na seção migrada a um ponto (x_0, t_0) e do ponto espalhador até o receptor R é expressa por

$$t_D(x_0, t_0, x_F, x_R) = \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x_0 - x_F)^2}{v_m^2(x_0, t_0)}} + \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x_0 - x_R)^2}{v_m^2(x_0, t_0)}}, \quad (3)$$

sendo x_F a posição da fonte e x_R a posição do receptor. Rescrevendo a Eq. (3) em termos da coordenada de ponto-médio $x_m = (x_F + x_R)/2$ e do meio-afastamento $h = (x_R - x_F)/2$, obtém-se a equação, por Biondi (2006) expressa por

$$t_D(x_0, x_m, h; v_m) = \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x_0 - x_m + h)^2}{v_m^2(x_0, t_0)}} + \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{(x_0 - x_m - h)^2}{v_m^2(x_0, t_0)}}, \quad (4)$$

sendo x_0 a posição de escape do *raio-imagem* definido por Hubral (1977) e t_0 é o tempo de trânsito duplo ao longo deste raio.

Observa-se então que, a Eq. (1) tem a mesma forma para a migração pré-empilhamento, mudando apenas a entrada da equação de tempo de trânsito,

dada agora pela Eq. (4).

A Eq. (1) representa a imagem migrada em tempo de uma seção sísmica que pode ser tanto pós quanto pré-empilhada dependendo da equação de tempo de trânsito utilizada. O que determina a Eq. (1), se em tempo ou em profundidade, agora é o tipo de distribuição de velocidades utilizada para delinear a curva de tempo de difração, um vez que esta é governada pelo campo de velocidades. Para a imagem migrada em profundidade, as velocidades utilizadas para estimar os tempos de trânsito são as velocidades intervalares, substituindo as velocidades médias que são utilizadas para calcular os tempos de trânsito na migração em tempo.

A aproximação, Eq. (3) pode ser entendida como o truncamento da série de Taylor para o quadrado do tempo de trânsito em torno do ponto x_0 na superfície, onde o raio que liga E e x_0 é o raio imagem, Figura 1. Desta forma, dependendo da velocidade em subsuperfície e para o caso bidimensional, a velocidade de migração v_m e o tempo de trânsito podem ocorrer nas seguintes formas: no caso de velocidade constante, a aproximação hiperbólica, Eq. (3) é exata, o raio imagem é vertical e as v_m coincidem com as velocidades sísmicas; no caso de velocidade dependendo apenas da profundidade, a aproximação do tempo de trânsito, Eq. (3) é o resultado do truncamento da série de Taylor de um ponto avaliado em x_0 . Assim, as v_m dependem somente do tempo e correspondem às velocidades quadráticas médias:

$$v_m(t_0) = \sqrt{\frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} v^2(z(t)) dt}. \quad (5)$$

Neste caso a fórmula Dix (1955) é exata; quando a velocidade em subsuperfície é arbitrária, a equação do tempo de trânsito é o resultado do truncamento da série de Taylor, onde o campo de velocidade $v_m(x_0, t_0)$ é a velocidade de migração.

No presente trabalho, aos dados será aplicada a migração Kirchhoff pré-empilhamento 2-D (MKPre) tanto no tempo quanto em profundidade. Qualquer que seja o tipo de migração, esta se baseia em um modelo de velocidade da subsuperfície. Na migração em tempo, o modelo de velocidade em tempo é estimado a partir dos dados sísmicos registrados. A migração em profundidade utiliza um modelo de velocidade intervalar, que é obtido a partir da conversão tempo-profundidade.

METODOLOGIA

Abordagem Dix

O método clássico de conversão tempo-profundidade mais comum utilizado para determinar velocidades intervalares v_{int} a partir das velocidades RMS V_{rms} é apresentado em Dix (1955). Essa metodologia parte dos pressupostos de que o meio em subsuperfície é formado por camadas planas, horizontais e homogêneas. Desta forma, as velocidades RMS foram definidas como uma soma quadrática média das velocidades intervalares das camadas, que na forma integral é dada por (Dix, 1955):

$$V_{rms}^2(t_0) = \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} v_{int}^2(t_0) dt_0. \quad (6)$$

Ou ainda, discretizando

$$V_{rms,i}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n v_{int,i}^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}. \quad (7)$$

A Figura 2 representa um modelo geológico de camadas planas paralelas e horizontais de isovelocidades para a qual a equação Dix foi deduzida. Então, dado um modelo como o da Figura 2 conhecem-se as velocidades $V_{rms,i}$ e os tempos t_i , com $i = 1, 2, \dots, n$, sendo $V_{rms,i}$ a velocidade RMS dos primeiros i intervalos em relação ao tempo e t_i é o tempo de trânsito duplo vertical desde a superfície até a base do i -ésimo intervalo, as velocidades intervalares são determinadas sucessivamente a partir de $i = 2$ até n , por

$$v_{int,i} = \sqrt{\frac{V_{rms,i}^2 t_i - V_{rms,i-1}^2 t_{i-1}}{t_i - t_{i-1}}}. \quad (8)$$

A função tempo-profundidade que determina a profundidade das camadas é expressa em

$$h_i = h_{i-1} + v_{int,i} \left(\frac{t_i - t_{i-1}}{2} \right). \quad (9)$$

As equações Eq. (8) e Eq. (9) determinam a inversão Dix, a qual, para a conversão tempo-profundidade, aproxima as velocidades intervalares

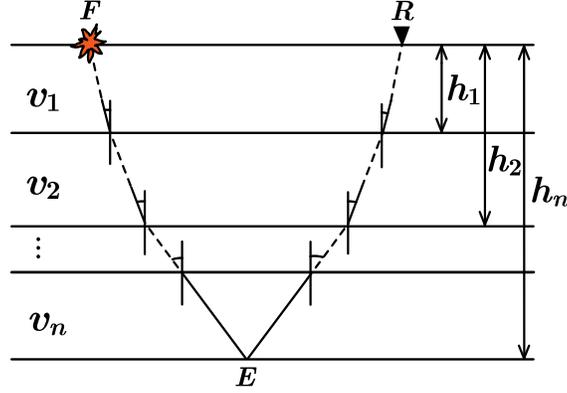


Figura 2 - Modelo formado por n camadas planas horizontais. O afastamento entre fonte e receptor é pequeno comparado com a profundidade dos refletores.

em profundidade pelas velocidades intervalares em tempo ponderadas pelas profundidades das camadas.

A aplicação dessa metodologia em meios que apresentam refletores curvos ou grandes mergulhos pode levar a erros na determinação das velocidades sísmicas. Observa-se então, que esta metodologia tende a imprecisão quando o meio apresenta variação lateral abrupta de velocidade, assim, na prática, costuma-se aplicá-la para determinar velocidades intervalares em tempo aproximando as velocidades RMS pelas velocidades de migração em tempo, isto é possível para pequenos afastamentos ($h \ll Vt_0$), nesse sentido, partindo da Eq. (6), a equação Dix em 2-D resulta em

$$v_{int}(x_0, t_0) = \sqrt{\frac{\partial}{\partial t_0} (t_0 v_m^2(x_0, t_0))}, \quad (10)$$

onde v_{int} são as velocidades intervalares em tempo e v_m são as velocidades de migração em tempo.

Abordagem Cameron

A abordagem feita por Cameron et al. (2007) constrói o modelo de velocidade em profundidade $v(x, z)$ a partir das velocidades de migração $v_m(x_0, t_0)$ em tempo. Isto é obtido a partir de um esquema que conecta esses campos, através de relações baseadas na teoria do raio imagem e na teoria do raio paraxial. Neste trabalho trataremos apenas do caso bidimensional, sendo os resultados totalmente extensíveis para o caso tridimensional.

Considere a quantidade $K = v\mathcal{R}$ (veja Hubral e Krey (1980)) ao longo

do raio imagem, onde v é a velocidade ao longo do raio imagem, e \mathcal{R} é o raio de curvatura da frente de onda para um tubo de raios de fonte puntual, Figura 3. Suponha que o raio imagem atinja um ponto na superfície x_0 no

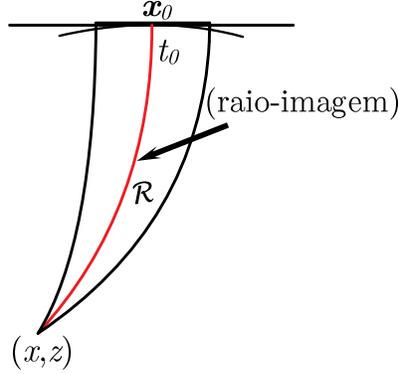


Figura 3 - Frente de onda de emergência (Modificado de Cameron et al. (2008)).

t_1 vindo de um ponto em subsuperfície (x, z) no tempo t_0 . Usando a Eq. (3), pode-se mostrar que

$$K(x_0, t_1 - t_0) = (t_1 - t_0) v_m^2(x_0, t_1 - t_0), \quad (11)$$

sendo v_m a velocidade de migração como função do ponto na superfície e tempo de trânsito simples. Assim, é possível determinar os valores de K para todos os x_0 e $t_1 - t_0$ a partir das velocidades de migração. Popov (2002) mostrou que para um tubo de raios de fonte puntual

$$\frac{dK}{dt} = v^2 + \frac{v_{qq}}{v} K^2, \quad K(t_0) = 0 \quad (12)$$

e que K pode ser relacionado a Q e P por $K = Q/P$.

A relação teórica entre as velocidades de migração em tempo e as velocidades em profundidade foi estabelecida através da quantidade Q , o espalhamento geométrico dos raios imagem. Essa quantidade é escalar em 2-D e uma forma de introduzir o seu significado é como segue:

Considere um raio-imagem $\mathbf{x}(\mathbf{x}_0, t_0)$ que se encontra na superfície \mathbf{x}_0 no tempo t_0 . Este raio é o raio *central*. Considere um pequeno tubo de raios próximos a ele. Todos esses raios partem em torno de uma região pequena $d\mathbf{x}_0$ do ponto \mathbf{x}_0 perpendicular à superfície da Terra. Portanto eles representam um fragmento de onda plana se propagando em direção a

subsuperfície. Considere o fragmento de frente de onda definido por este tubo de raios no tempo t_0 . Seja $d\mathbf{q}$ o fragmento tangente da frente de onda no ponto $\mathbf{x}(\mathbf{x}_0, t_0)$ atingido pelo raio central no tempo t_0 , delimitado pelo tubo de raios, Figura 4. Então em 2-D, Q é expresso por

$$Q(x_0, t_0) = \frac{dq}{dx_0}. \quad (13)$$

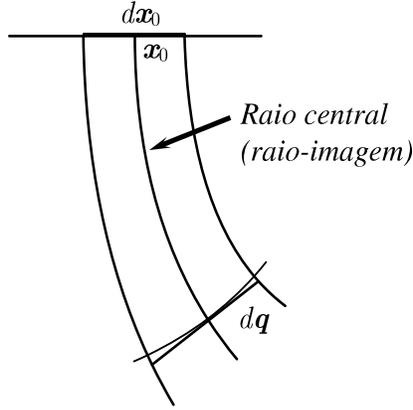


Figura 4 - Espalhamento geométrico (Modificado de Cameron et al. (2008)).

A construção do traçado dos raios imagem para esta metodologia é indispensável, uma vez que esta é a ferramenta fundamental para a conversão tempo-profundidade. Além disso, baseia-se na solução das equações do traçamento dinâmico de raios, onde se admite que haja uma família de raios muito próxima a um raio central (raio imagem) e que as equações destes raios, mostrando a evolução temporal das quantidades Q e P são dadas por (Popov (2002) e Červený (2001))

$$\frac{d}{dt} \begin{pmatrix} Q \\ P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & v_0^2 \\ -\frac{v_{qq}}{v_0} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q \\ P \end{pmatrix}. \quad (14)$$

Sendo v_0 a velocidade intervalar em tempo ao longo do raio central v_{qq} a segunda derivada da velocidade na direção perpendicular ao raio central.

A partir das equações dos raios Eq. (14), forma-se um sistema de equações diferenciais, das quais é possível estimar o tempo de trânsito ao longo do raio. Essas equações de movimento no formalismo Hamiltoniano para o tubo de raios são expressas por

$$\frac{dQ}{dt} = v_0^2 P, \quad (15)$$

$$\frac{dP}{dt} = -\frac{v_{qq}}{v_0} Q. \quad (16)$$

Esses sistemas de equações e a Eq. (12), levando em conta que $K = v\mathcal{R}$, formam a relação entre a quantidade K e o espalhamento geométrico Q (para mais detalhes Cameron et al. 2007),

$$\frac{\partial}{\partial t_0} K(x_0, t_0) = \frac{v^2(x(x_0, t_0), z(x_0, t_0))}{Q^2(x_0, t_0)}. \quad (17)$$

Partindo da Eq. (17) e das relações Eq. (10) e Eq. (11) considere um raio imagem que atinja um ponto x_0 na superfície e raios imagem ao seu redor. Suponha que este raio seja traçado de volta no tempo t_0 e as quantidades Q e P sejam calculadas ao longo deste para um tubo de raios e atinja um ponto (x, z) em subsuperfície. Em (Cameron et al. 2007) foi estabelecido a seguinte conexão entre as velocidades de migração $v_m(x_0, t_0)$ e as velocidades no ponto (x, z) em subsuperfície atingido pelo raio imagem:

$$v_{int}(x_0, t_0) \equiv \sqrt{\frac{\partial}{\partial t_0}(t_0 v_m^2(x_0, t_0))} = \frac{v(x(x_0, t_0), z(x_0, t_0))}{|Q(x_0, t_0)|}. \quad (18)$$

Onde $v_m(x_0, t_0)$ é a velocidade de migração, $v(x, z)$ e Q são a velocidade e o espalhamento geométrico do tubo de raios, respectivamente, no ponto atingido por um raio que partiu de um ponto x_0 perpendicular à superfície e tendo gasto o tempo de trânsito t_0 no percurso.

Em vista da Eq. (18), o problema inverso 2-D é apresentado da seguinte forma:

Considera-se um raio-imagem que tenha chegado à superfície na posição \mathbf{x}_0 , onde $(x_{min} \leq \mathbf{x}_0 \leq x_{max})$, no tempo t_0 , tal que $(0 \leq t_0 \leq t_{max})$. Tracemos o raio imagem de volta no tempo t_0 juntamente com uma família de raios (as quantidades Q e P) referente a uma onda plana tangente a uma superfície de registro até que o tempo t_0 seja consumido e o raio alcance um ponto (x, z) em subsuperfície. Deste modo, fica estabelecido o problema inverso para encontrarmos a velocidade em profundidade no domínio coberto pelos raios imagem que chegam à superfície

$$v_{int}(x_0, t_0) = \frac{v(x(x_0, t_0), z(x_0, t_0))}{|Q(x_0, t_0)|}. \quad (19)$$

O cálculo do espalhamento geométrico dos raios imagem nas coordenadas do domínio do tempo é obtido a partir das velocidades intervalares Dix através da seguinte relação: eliminando a velocidade v dos sistemas Eq. (15) e Eq. (16) usando a Eq. (19) e também eliminando a diferenciação da velocidade em q a partir da definição de Q , reescrevendo Q em termos das coordenadas (x_0, t_0) , isto é, $Q = \frac{dq}{dx_0}$, sendo que, $\frac{d}{dq} = \frac{d}{dx_0} \frac{dx_0}{dq} = \frac{1}{Q} \frac{d}{dx_0}$, os sistemas Eq. (15) e Eq. (16) tornam-se

$$\frac{dQ}{dt_0} = (v_{int} Q)^2 P, \quad \frac{dP}{dt_0} = -\frac{1}{(v_{int} Q)} \left\{ \frac{d}{dx_0} \left[\frac{\frac{d}{dx_0}(v_{int} Q)}{Q} \right] \right\} \quad (20)$$

Eliminando P do sistema Eq. (20), tem-se

$$\frac{d}{dt_0} \left[\frac{\frac{dQ}{dt_0}}{v_{int}^2 Q^2} \right] = -\frac{1}{(v_{int} Q)} \left\{ \frac{d}{dx_0} \left[\frac{\frac{d}{dx_0}(v_{int} Q)}{Q} \right] \right\}. \quad (21)$$

Sendo as condições iniciais $Q(x_0, 0) = 1$ e $\frac{d}{dt_0} Q(x_0, 0) = 0$.

Cameron et al. (2007) provou que o problema inverso em 2-D para encontrar as velocidades em profundidade são matematicamente instáveis. Percebeu que pequenas variações nas velocidades intervalares Dix podem resultar em velocidades em profundidade absurdas.

A construção das velocidades no domínio da profundidade a partir das velocidades intervalares de coordenadas (x_0, t_0) é realizado em duas etapas: na primeira etapa, por meio da Eq. (21) o espalhamento geométrico dos raios imagem em (x_0, t_0) é calculado, de posse de Q encontra-se $v(\mathbf{x}_0, t_0)$ através da Eq. (19); na segunda etapa, a velocidade $v(\mathbf{x}_0, t_0)$ no domínio do tempo é convertida para o domínio da profundidade \mathbf{x} pelo algoritmo de conversão *fast marching* (Sethian (1999a), (1999b)).

OS DADOS REAIS

A bacia do Jequitinhonha está localizada em uma zona de talude na margem leste brasileira, no litoral sul do estado da Bahia, em frente à foz do Rio Jequitinhonha. Cobre uma área aproximada de 10.000km², dos quais somente 500km² estão emersos, Castilho (2005). Neste trabalho, são utilizadas as

linhas 0214-0266 e 0214-0297 (destacadas em vermelho, Figura 5). Por uma questão de simplicidade, no decorrer do texto iremos nos referir às linhas 0214-0266 e 0214-0297 como linha 66 e linha 97, respectivamente.

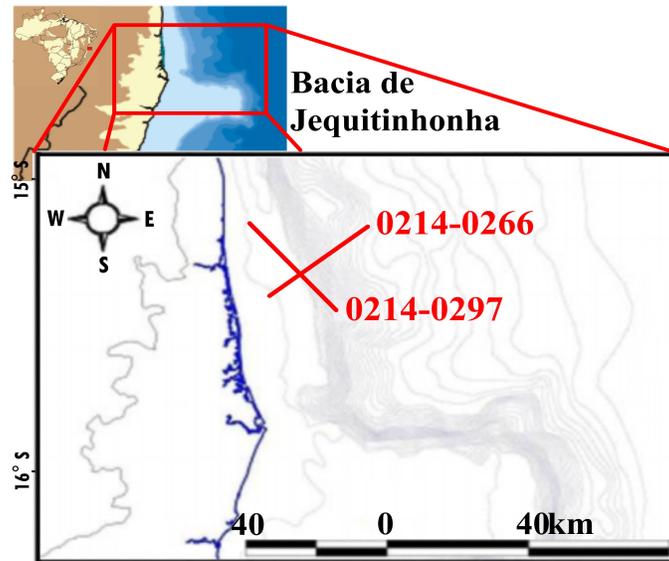


Figura 5 - Localização das linhas 66 e 97, onde as linhas vermelhas indicam o local do levantamento (Modificado ANP (2011)).

O tipo de levantamento sísmico realizado para a obtenção das linhas 66 e 97 é conhecido como arrasto de cabo marinho (*Mariner Tower Streamer*), Figura 6.

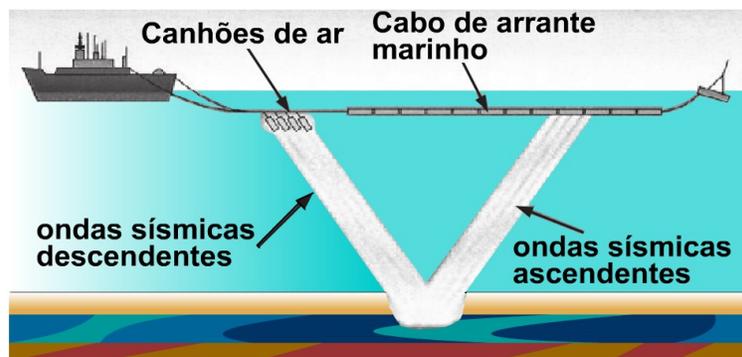


Figura 6 - Esquema que mostra como é realizado o processo de aquisição 2-D de arrasto de cabo marinho (Modificado de Ikelle (2005)).

A aquisição das linhas foi feita na parte marinha da bacia, a qual se localiza na zona de quebra da plataforma continental e início de quebra de talude. Essas linhas marinhas 2-D são tipo *dip* com extensão de levanta-

mento de aproximadamente 40km para a linha 66 e 55km para a linha 97. Os dados completos sobre a geometria de levantamento estão na Tabela 1.

Linhas Sísmicas	66	97
Número de tiros	1577	2169
Números de receptores	120	120
Intervalos entre receptores	25m	25m
Afastamento mínimo	150m	150m
Afastamento máximo	3125m	3125m
Profundidade do cabo	~ 10m	~ 10m
Intervalos entre tiros	25m	25m
Profundidade da fonte	~ 9m	~ 9m
Extensão do levantamento	39.425m	54.225m
Tempo de registro	7s	7s
Intervalo de amostragem	4ms	4ms

Tabela 1 - Geometria de levantamento das linhas 66 e 97.

As linhas 66 e 97 são apresentadas nas Figuras 7 e Figura 8, respectivamente, em painel de afastamento mínimo de 150m. A linha 66 apresenta 3272 CDP's e a linha 97 4338 CDP's, ambas com tempo total de registro 7s. As linhas foram processadas por completo, entretanto para este trabalho, apenas uma parte dos dados foram utilizados, compreendendo o intervalo entre os CDP's 250 a 3200 para a linha 66 e o intervalo entre os CDP's 150 a 3900 para a linha 97 com tempo até de 6s para ambas.

Nesses dados são verificados múltiplas de superfície, evento comum em dado marinho, em que parte do sinal que retorna a superfície depois de sofrer reflexões na subsuperfície atinge a interface água-ar sofrendo outras reflexões decorrentes do contraste de impedância acústica entre o ar e a água. As reflexões múltiplas podem levar a erros na interpretação das seções sísmicas, além disso, representam um grande problema na hora do processamento sísmico, uma vez que podem ser confundidas com eventos de interesse do processador ou “mascarar” verdadeiras reflexões. As múltiplas comprometem a relação sinal/ruído, contaminando e diminuindo a qualidade do dado sísmico. Uma alternativa para atenuar este efeito é aplicação de técnicas de atenuação de múltiplas. Vários trabalhos anteriores foram propostos para atenuação de múltiplas, dos quais podemos destacar: Mayne (1962); Tathan et al. (1983); Riley & Claerbout (1976); Berkhout & Verschuur (1977); Verschuur et al. (1989).

Um fluxograma de processamento ótimo para a atenuação de múltiplas de superfície é apresentado em Oliveira (2011), onde as metodologias com-

binadas: SRME, deconvolução no domínio $\tau - p$ e Radon (Yilmaz, 2001) são aplicadas. O método SRME foi aplicado com o objetivo de modelar as múltiplas de superfície livre e subtraí-las do dado. Esse método tem como fundamentação a periodicidade das múltiplas Veshuur (2006).

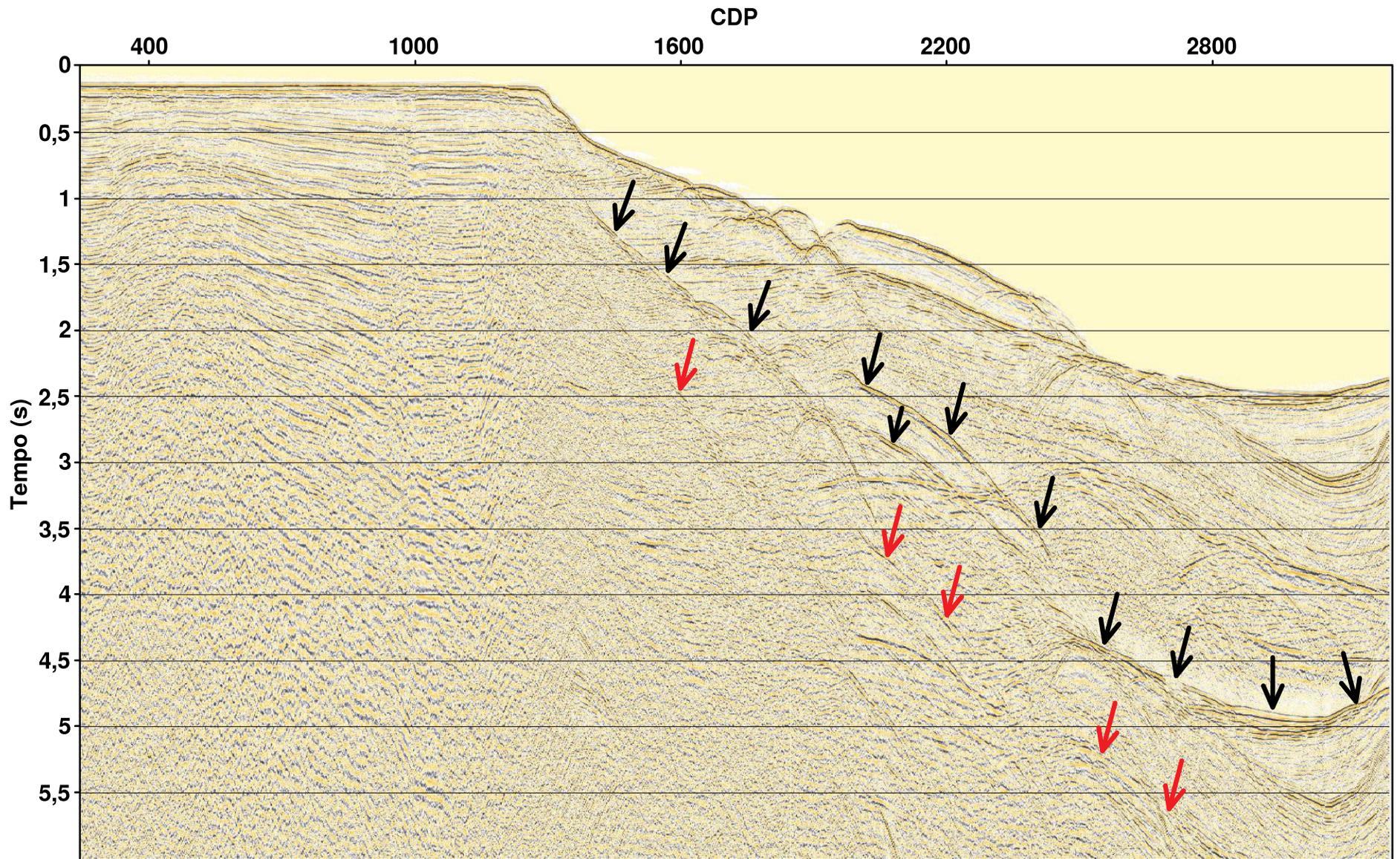


Figura 7 - Seção em estado bruto da linha 66, com afastamento mínimo entre fonte e receptor de 150m. Observe na porção mais profunda (entre os CDP's 1450 a 3150) as múltiplas de superfície livre de primeira ordem (setas em preto) bastante acentuada e múltipla de segunda ordem mais fracas (setas em vermelho).

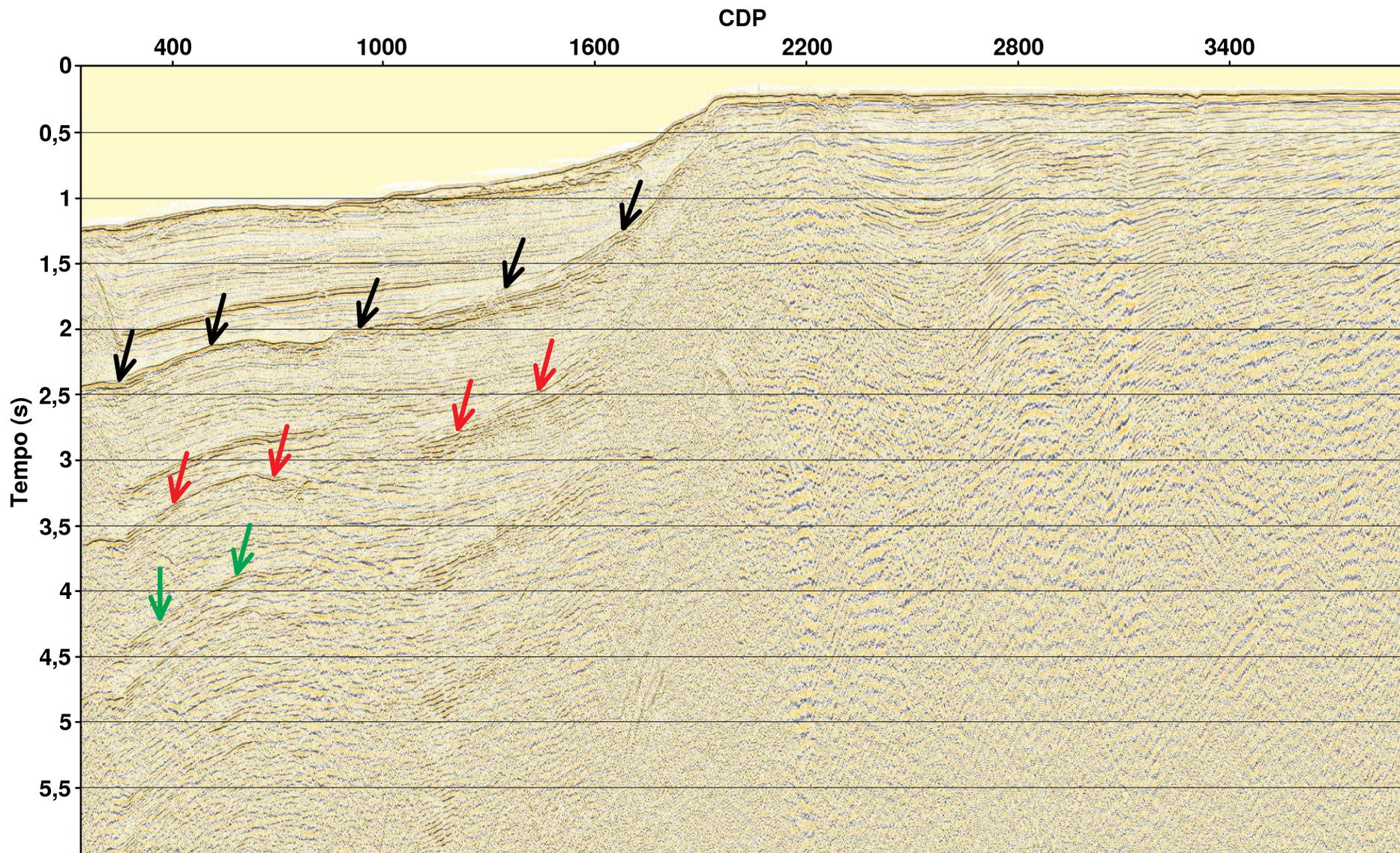


Figura 8 - Seção em estado bruto da linha 97, com afastamento mínimo entre fonte e receptor de 150m. Observe na porção mais profunda da seção (entre os CDP's 250 a 1900) múltiplas de superfície de primeira ordem (setas em preto) bastante acentuada, múltipla de segunda ordem mais fracas (setas em vermelho) e múltipla de terceira ordem bem reduzidas (setas em verde).

A técnica de deconvolução preditiva no domínio $\tau - p$, da mesma forma que o SRME, se baseia na periodicidade da múltipla comparando a repetição de eventos através do intervalo de predição, comprimento da janela do filtro, início e fim da autocorrelação Yilmaz (2001). Já a filtragem Radon, é a técnica baseada na diferença de sobretempo entre reflexões múltiplas e primárias, a qual exige o conhecimento da velocidade em subsuperfície (Yilmaz, 2001). Por fim, é aplicada uma correção de amplitude no dado, para compensar as perdas por espalhamento geométrico (para mais detalhes veja Oliveira (2011)). A Figura 9 mostra as etapas simplificadas do fluxo de processamento ótimo.

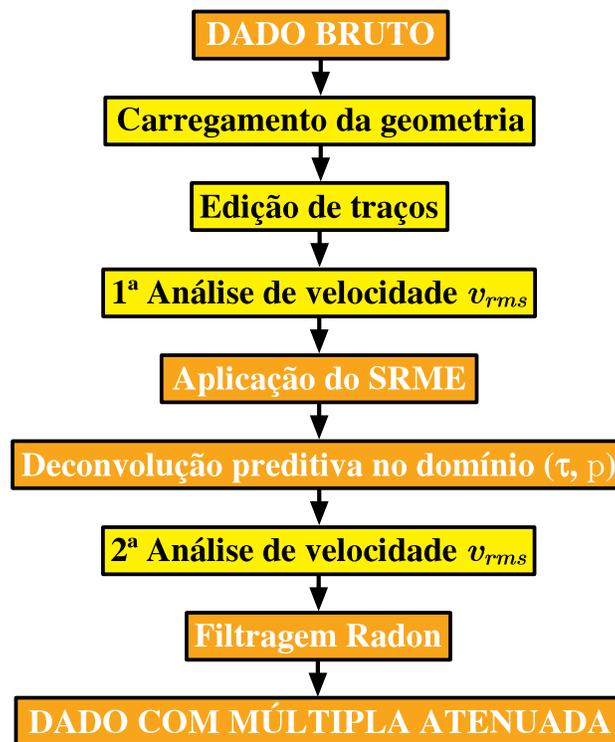


Figura 9 - Adaptado de Oliveira (2011).

As etapas básicas e secundárias do processamento sísmico, além da migração foram realizadas no software de processamento sísmico ProMax, versão 2003.19.1 da *Landmark Graphics Corporation*. Os dados processados foram submetidos à análise de velocidade convencional, no qual se gerou um modelo de velocidade RMS.

Em relação aos modelos de velocidades em profundidade especificamente, foram obtidos por meio da abordagem Dix (1955) (metodologia intrínseca ao software de processamento), e a abordagem teorizado por Cameron et al.

(2007) e implementado por Valente (2013). O esquema completo do fluxo de trabalho é exposto na Figura 10.

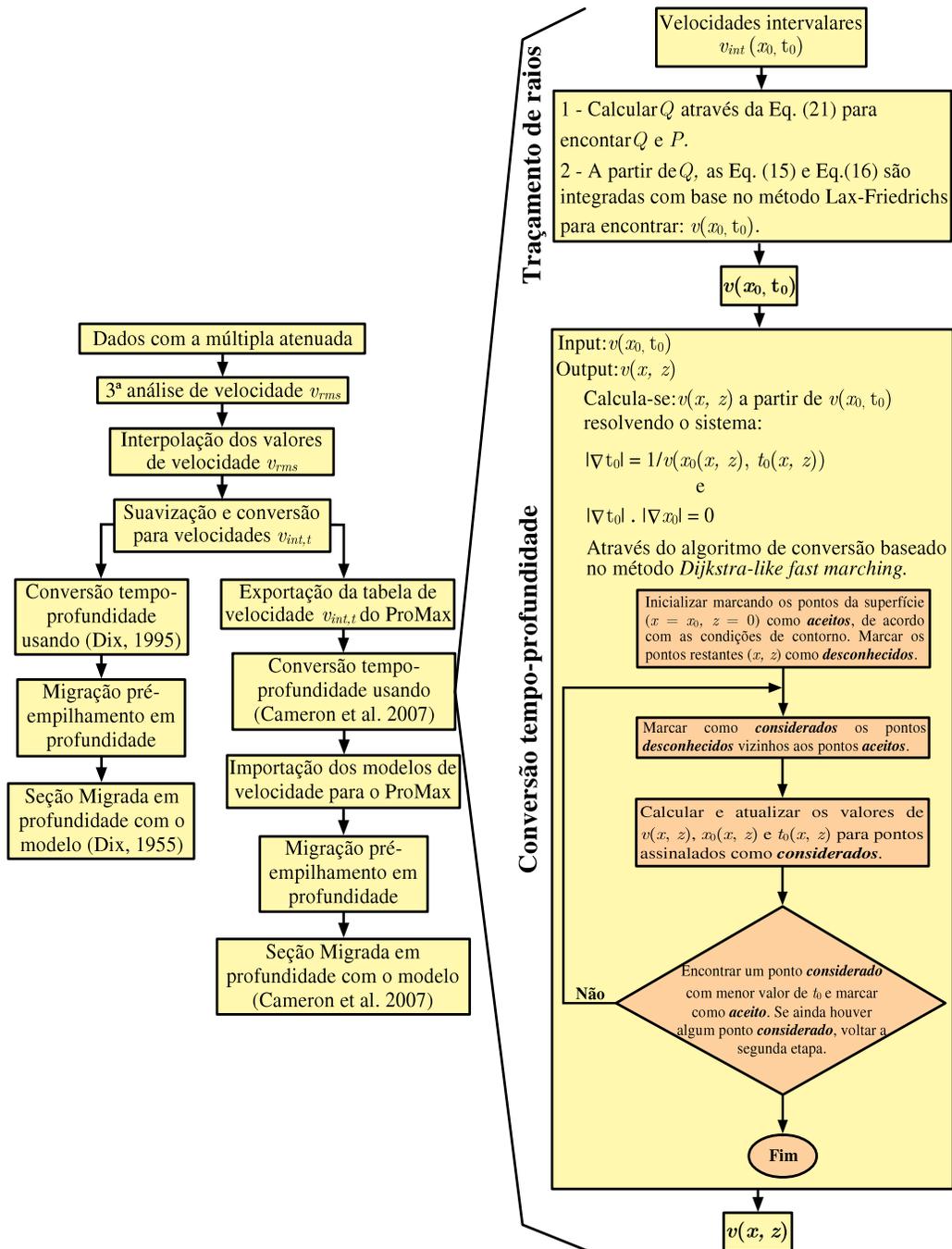


Figura 10 - Fluxograma de processamento realizado nas linhas 66 e 97 para a geração dos modelos de velocidade em profundidade.

Os dados sísmicos reais abordados neste trabalho apresentam algumas regiões de grande a moderada variação lateral de velocidade, principalmente

nas regiões de quebra de talude, região de mudança das plataformas continental e oceânica, portanto é de se esperar que incorreções na distribuição de velocidades em algumas dessas áreas possam ocorrer.

RESULTADOS OBTIDOS

A Figura 11 e Figura 12 representam o campo de velocidade RMS e a seção MKPre em tempo, respectivamente para a linha 66. Percebe-se que a suavização do modelo (Figura 11), preserva algumas características locais nas distribuições de velocidade, e em algumas regiões como entre os CDP's 2400 e 2900, e 5s elimina boa parte dos atributos local com variação espacial da velocidade. Na seção migrada, (Figura 12) verifica-se que alguns eventos apresentam uma ligeira mudança em sua forma, acredita-se que isso é decorrente do processo de suavização. Desta maneira, a partir desta seção, utilizamos o modelo de velocidades para a conversão tempo-profundidade.

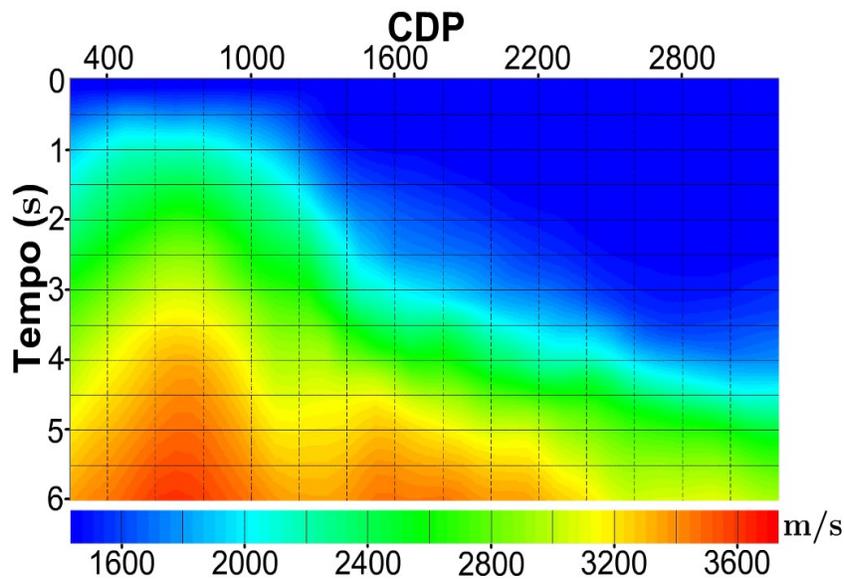


Figura 11 - Modelo de velocidade RMS da linha 66.

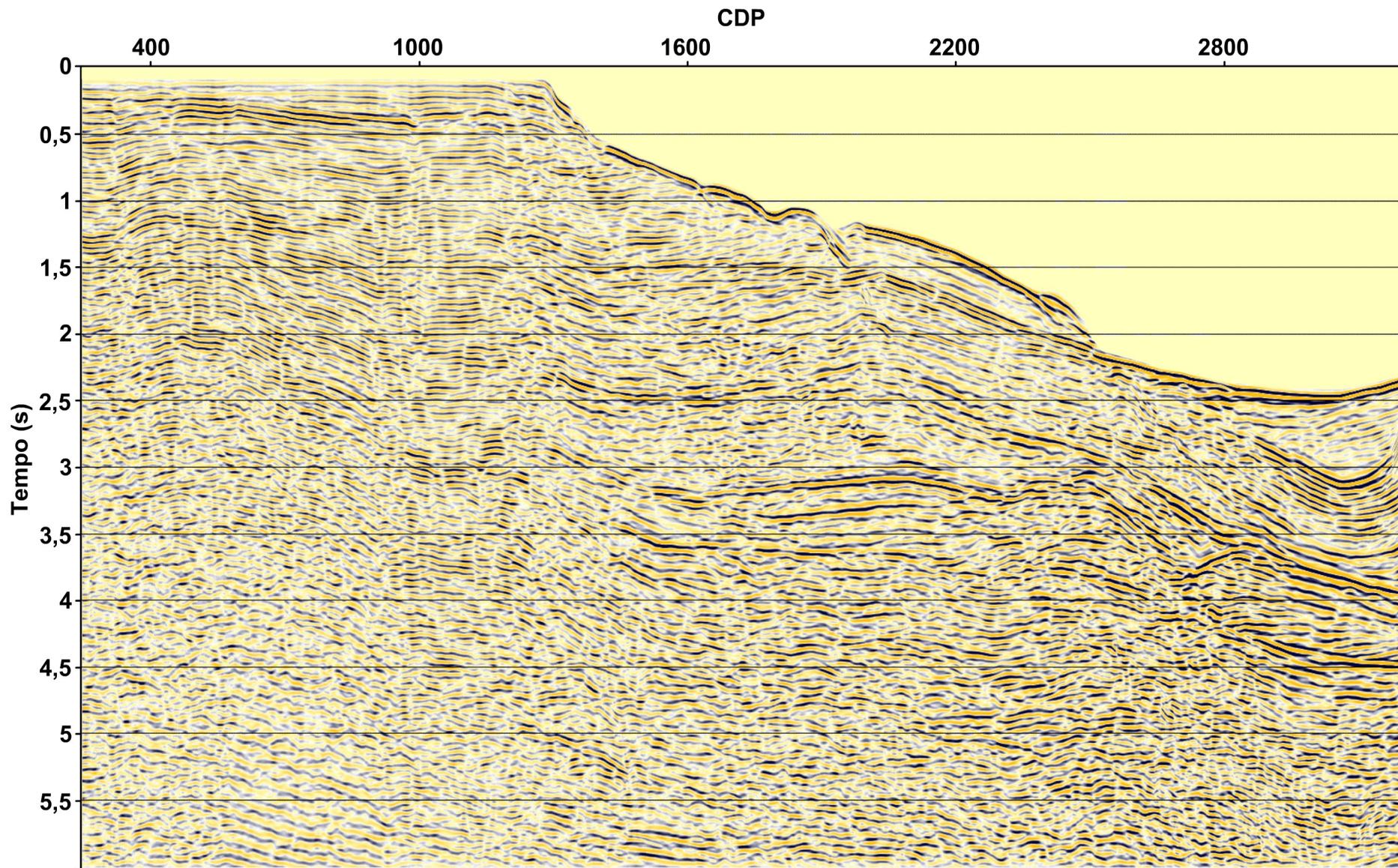


Figura 12 - Seção migrada em tempo da linha 66 com o seu respectivo modelo de velocidade RMS.

As Figuras 13 e 14 representam o campo de velocidades em profundidade obtida pela abordagem Dix (1955) e a seção MKPre em profundidade, respectivamente para a linha 66. Observa-se que modelo (Figura 13) apresentou considerável inconsistência em sua distribuição de velocidade. Essas inconsistências são observadas em várias regiões, como por exemplo, nas regiões de mudança de plataformas, onde a variação lateral de velocidade é considerável. Além disso, não preserva os detalhes das distribuições de velocidades do modelo utilizado na conversão. Acredita-se que esta distribuição disforme seja decorrente da própria limitação da metodologia quando aplicada a regiões de maior complexidade geológica, como as tratadas no trabalho. Na seção migrada, (Figura 14) observam-se áreas plano-estratificadas que apresentaram uma boa focalização. Na parte mais profunda da Bacia os refletores entre os CDP's 1300 e 2500, e entre 1,5 e 2,5km estão pouco focalizados, ao contrário dos refletores abaixo desta profundidade até aproximadamente 4,0km que estão um pouco melhor focalizados.

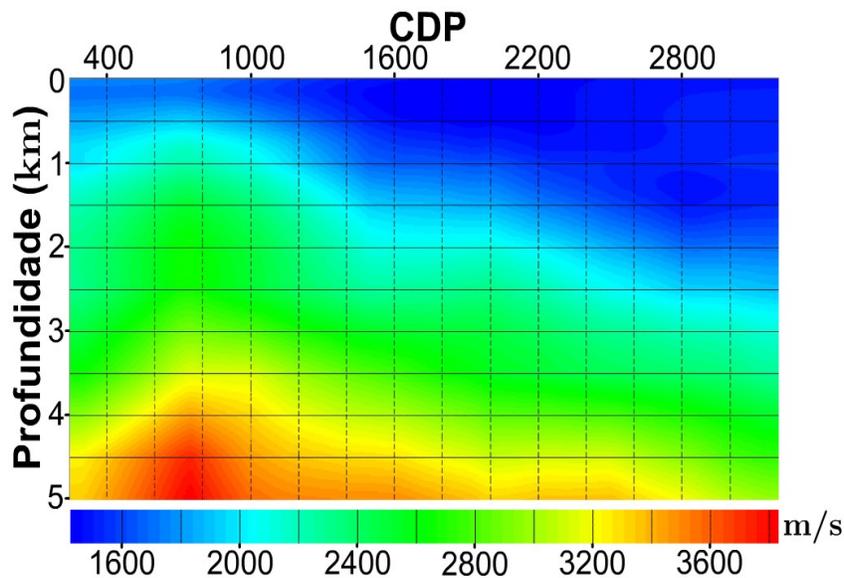


Figura 13 - Modelo de velocidade em profundidade da linha 66, obtido através da aplicação da abordagem Dix (1955).

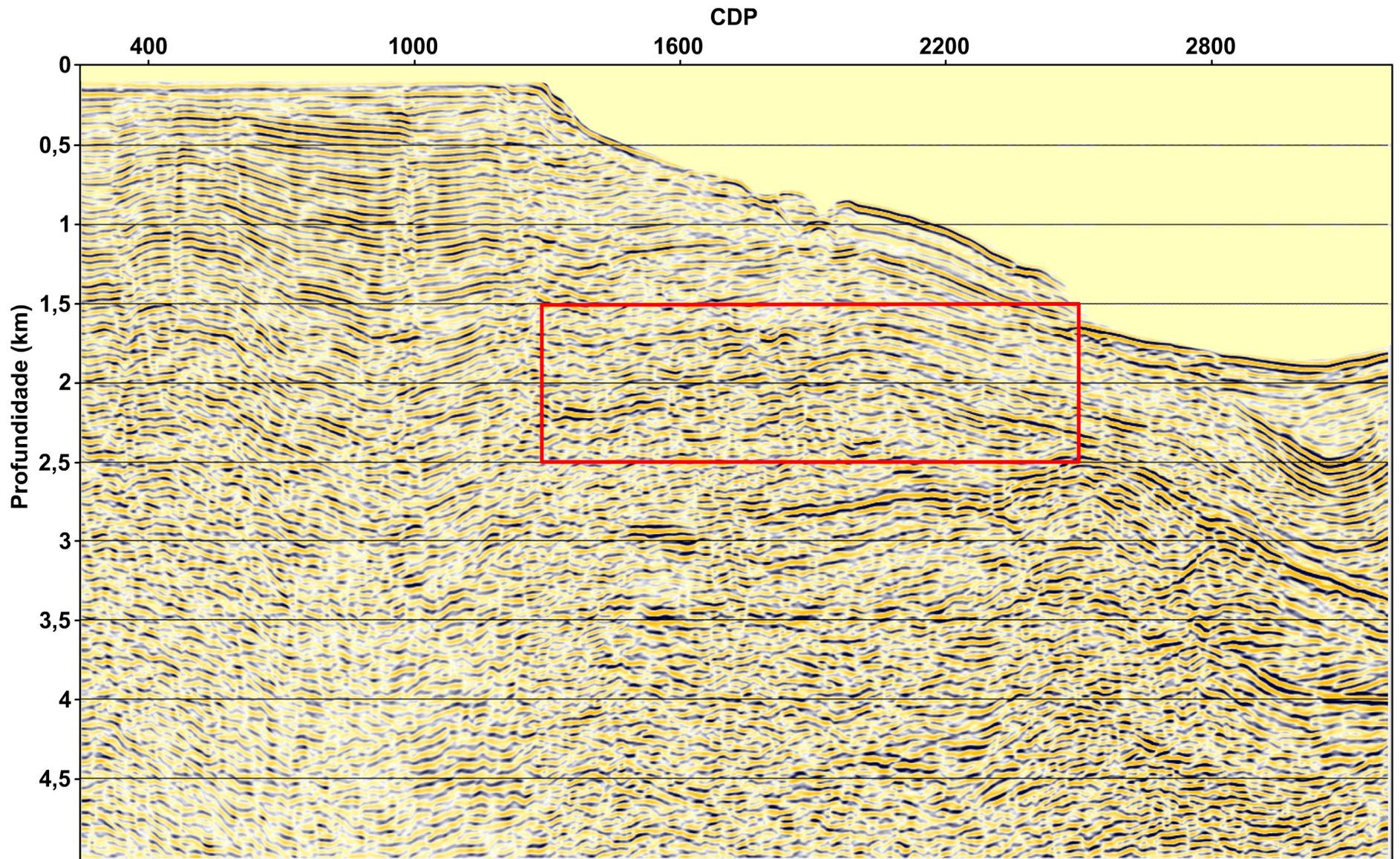


Figura 14 - Seção migrada em profundidade da linha 66 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Dix (1955). O retângulo representa a região em que os refletores estão pouco focalizados.

As Figuras 15 e 16 representam o modelo de velocidade em profundidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007) e a seção MKPre em profundidade, respectivamente para a linha 66. Observam-se diferenças visíveis entre os modelos (Figura 15) e (Figura 13), principalmente em relação à suavização, sendo aquela, mais suavizada em relação ao modelo de entrada depois da conversão. Além da distribuição bem mais razoável do adensamento dos pontos nos horizontes que caracterizam a quebra da bacia. Na região mais estratificada verifica-se um considerável grau de focalização, bem melhor representado. A seção migrada (Figura 16) reproduz as características mais relevantes da região. Observa-se nas áreas plano-estratificadas uma boa focalização e contorno dos eventos, assim como na seção (Figura 14). Além disso, na parte central da Bacia (Figura 16 - retângulo vermelho), os refletores entre os CDP's 1300 e 2500, e entre 1,5 e 2,5km estão mais focalizados em relação aos da (Figura 14). Os refletores abaixo desta profundidade até aproximadamente 4,0km estão melhores focalizados. Entretanto, o refletor entre os CDP's 1750 e 2300, e entre 2,5 e 3,0km (Figura 16 - retângulo azul), tem um comportamento aparentemente linear na seção (Figura 14), agora apresenta um comportamento parcialmente curvo. A esta mudança, acredita-se que seja em decorrência da imprecisão do modelo de velocidade.

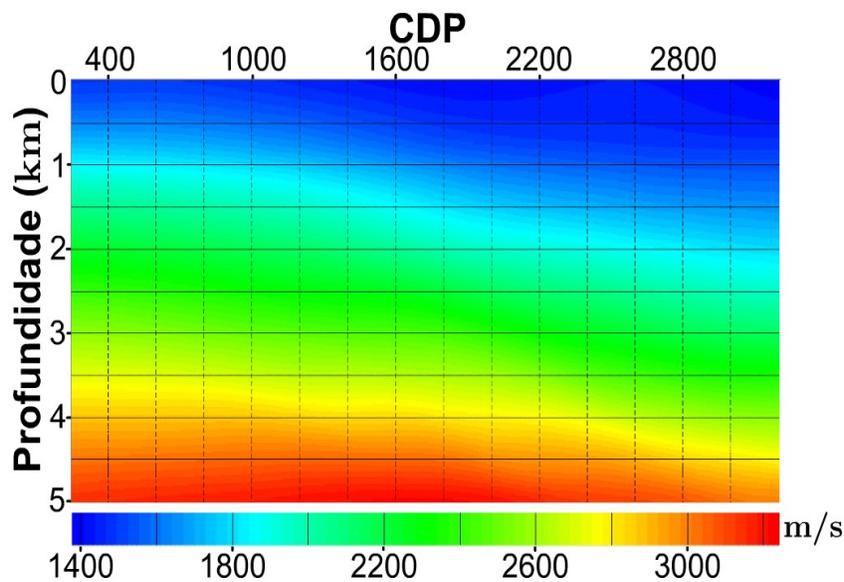


Figura 15 - Modelo de velocidade em profundidade da linha 66, obtido através da aplicação da abordagem Cameron et al. (2007).

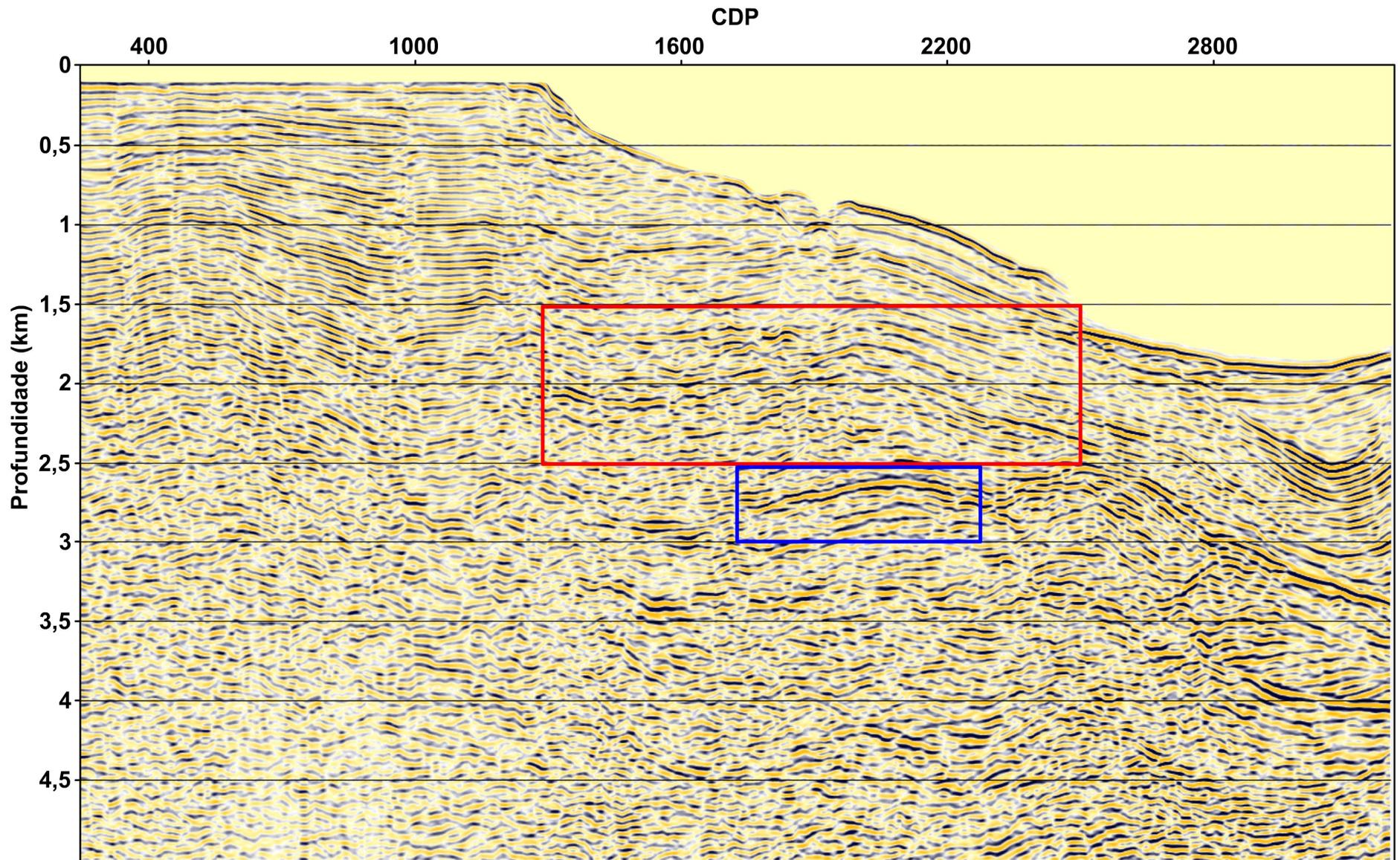


Figura 16 - Seção migrada em profundidade da linha 66 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007). O retângulo vermelho refere-se a focalização dos refletores e o retângulo azul ao comportamento aparente de um refletor.

O modelo de velocidade em tempo e a seção MKPre em tempo para a linha 97 estão representadas nas Figuras 17 e 18, respectivamente. Verifica-se no modelo (Figura 17), que há uma acentuada distribuição de velocidades preservando em geral sua tendência e localmente eliminando quase todos os detalhes, principalmente na região de quebra de talude. Na seção migrada boa parte dos refletores podem ser visualizados apenas até 4.0s. Assim como para a linha 66, este modelo serviu de entrada para a conversão tempo-profundidade.

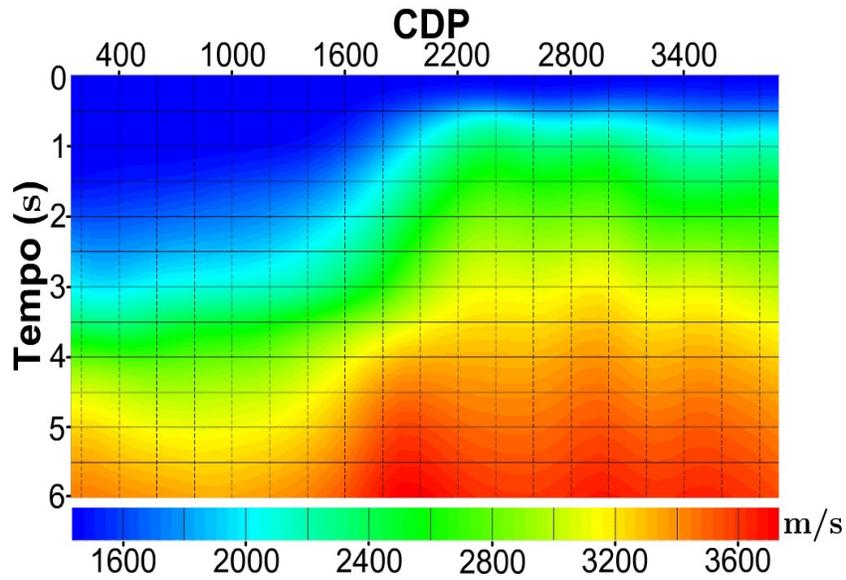


Figura 17 - Modelo de velocidade RMS da linha 97.

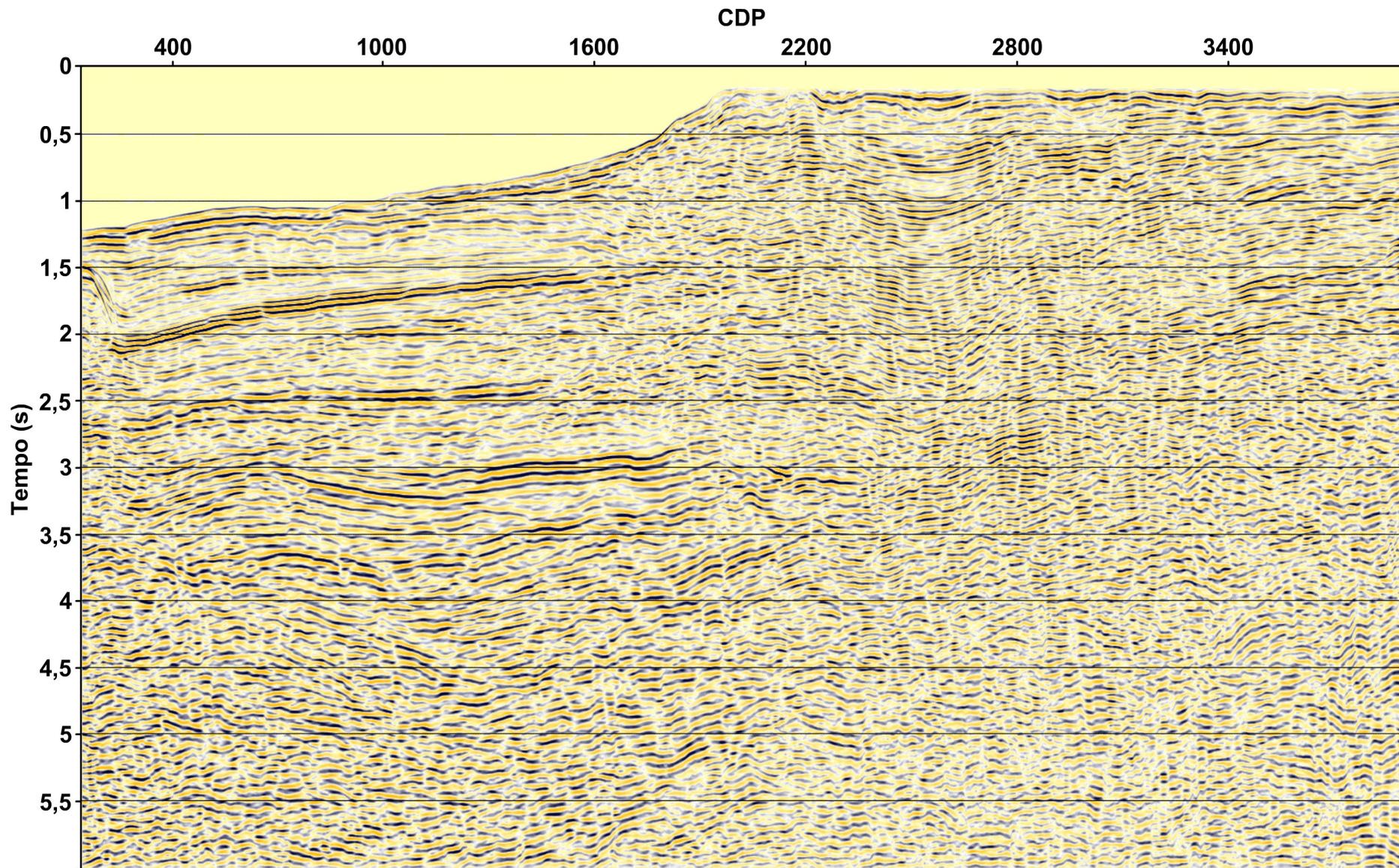


Figura 18 - Seção migrada em tempo da linha 97 com o seu respectivo modelo de velocidade RMS.

As Figuras 19 e 20 representam o campo de velocidade em profundidade obtido pela abordagem Dix (1955) e a seção MKPre em profundidade, respectivamente para a linha 97. O modelo, (Figura 19) mostra-se consideravelmente inconsistente, assim como foi apresentado no modelo (Figura 13) para a linha 66. É possível verificar a presença de pontos de falhas nas distribuições de velocidades em várias regiões, como por exemplo, nas regiões de mudança de plataformas e em torno do CDP 3800 e profundidade de 2km aproximadamente, onde a variação lateral de velocidade é disforme. Mais uma vez, acredita-se que esta distribuição incorreta seja decorrente da própria limitação da metodologia quando aplicada a essas linhas. Na seção migrada (Figura 20), observam-se os refletores parcialmente evidentes ou pouco focalizados, onde é possível verificar aproximadamente entre os CDP's 300 e 1500, e entre 1,5 e 2km. Verifica-se vários refletores começando aproximadamente na profundidade de 1,8km, e desenhado um certo traçado, mas são pouco focalizados. A partir da profundidade 2km até 5km, os refletores são bastante irregulares, indicando que o modelo em profundidade estimado pela abordagem Dix (1955) foi regular, pois os eventos na seção não foram bem recuperados, salve algumas situações de refletores planos na parte superior do solo oceânico.

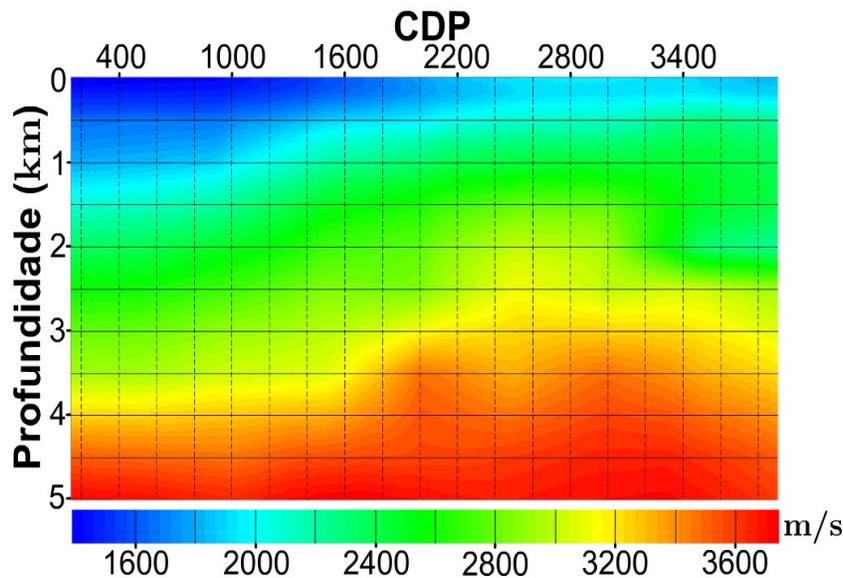


Figura 19 - Modelo de velocidade em profundidade da linha 97, obtido através da aplicação da abordagem Dix (1955).

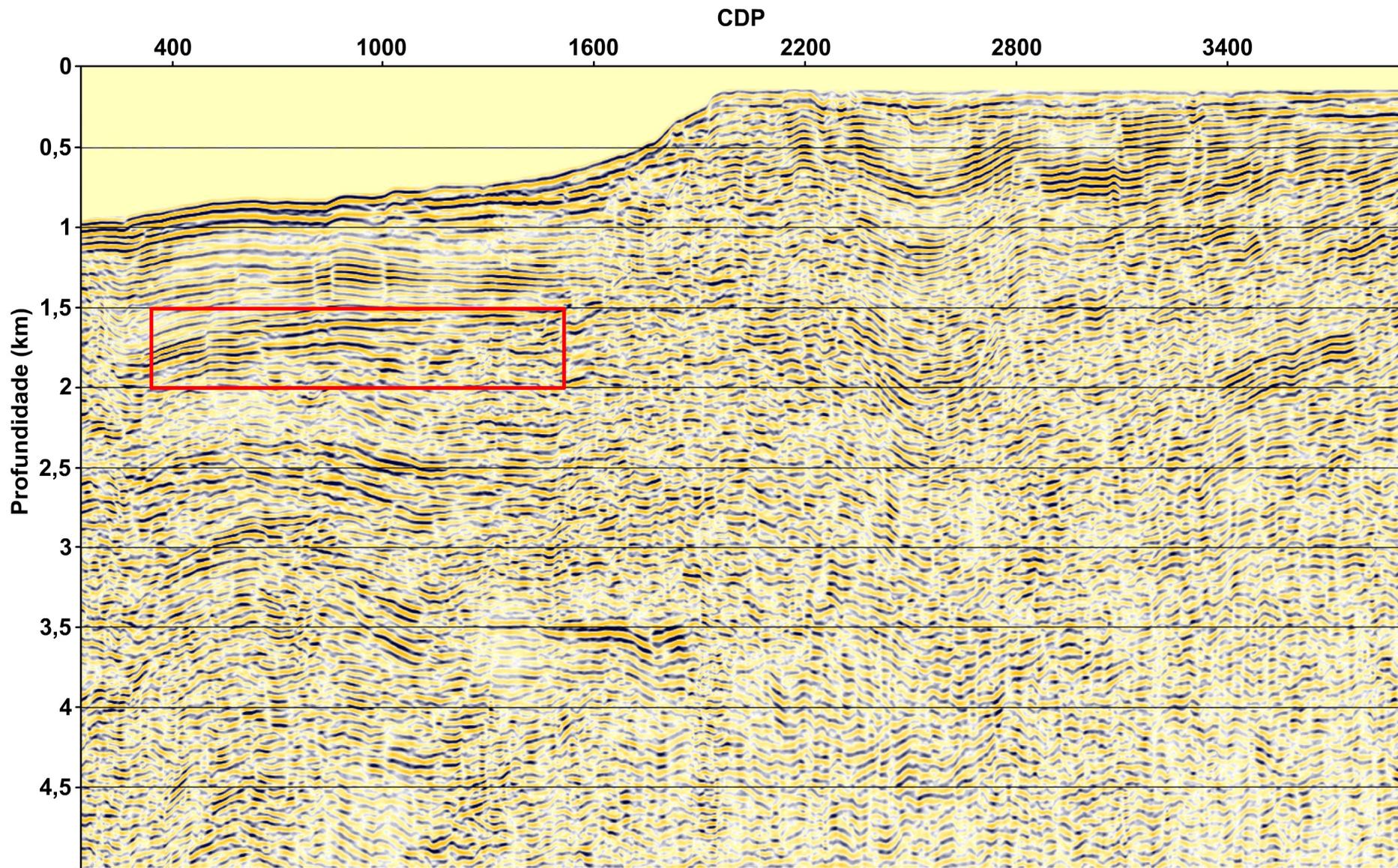


Figura 20 - Seção migrada em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Dix (1955). O retângulo refere-se a focalização de alguns refletores.

O modelo de velocidade em profundidade obtido por meio da abordagem Cameron et al. (2007) e a seção MKPre em profundidade, respectivamente para a linha 97 são apresentadas nas Figura 21 e 22. No modelo (Figura 21), assim como para a linha 66 (Figura 15), a distribuição dos pontos nos horizontes de quebra da bacia estão bem suaves. Na área plano-estratificada verifica-se que o grau de resolução não é muito bom, porém aceitável, comparada ao modelo (Figura 19) em termos do gradiente de velocidade. Na seção migrada (Figura 22 - retângulo vermelho) é possível observar que entre os CDP's 150 e 1900, e entre 1,5 e 1,8km os refletores estão bem focalizados, sendo possível observar um evento que começa na profundidade de 1,8km e vai até 1,5km. Este mesmo evento apresenta-se bem descontínuo e pouco focalizado na seção (Figura 20). Na seção, (Figura 22 - retângulo azul) é possível observar uma melhora na focalização do evento que se localiza entre os CDP's 900 e 1900, e entre 3,3 e 3,6km. Na seção (Figura 20), este evento encontra-se bastante reduzido e pouco evidente. Estes resultados mostram que o modelo de velocidade obtido pela abordagem Dix (1955) (Figura 19) é pouco preciso em relação ao modelo (Figura 21), pois posiciona os refletores em pontos “errados”, e isto pode ser verificado quando comparamos a seção obtida pela abordagem Dix (1955) com a abordagem Cameron et al. (2007).

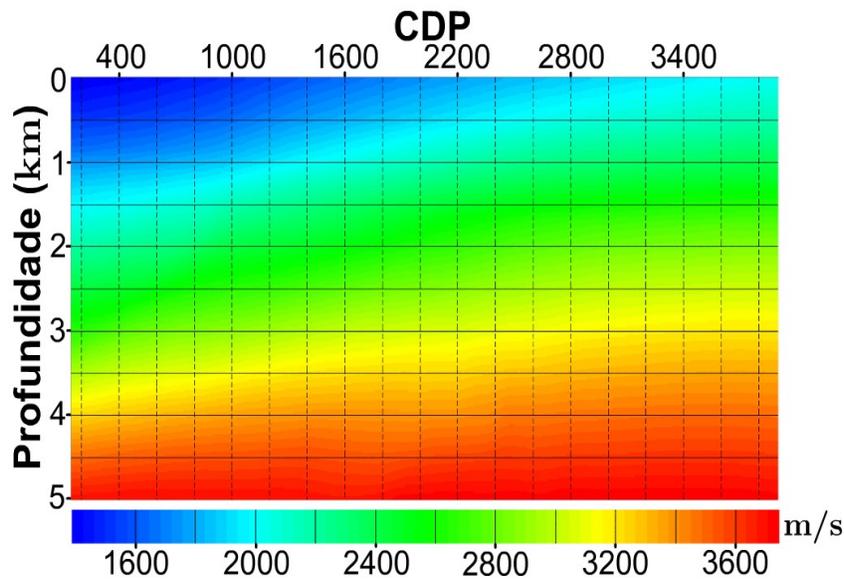


Figura 21 - Modelo de velocidade em profundidade da linha 97, obtido pela abordagem Cameron et al. (2007).

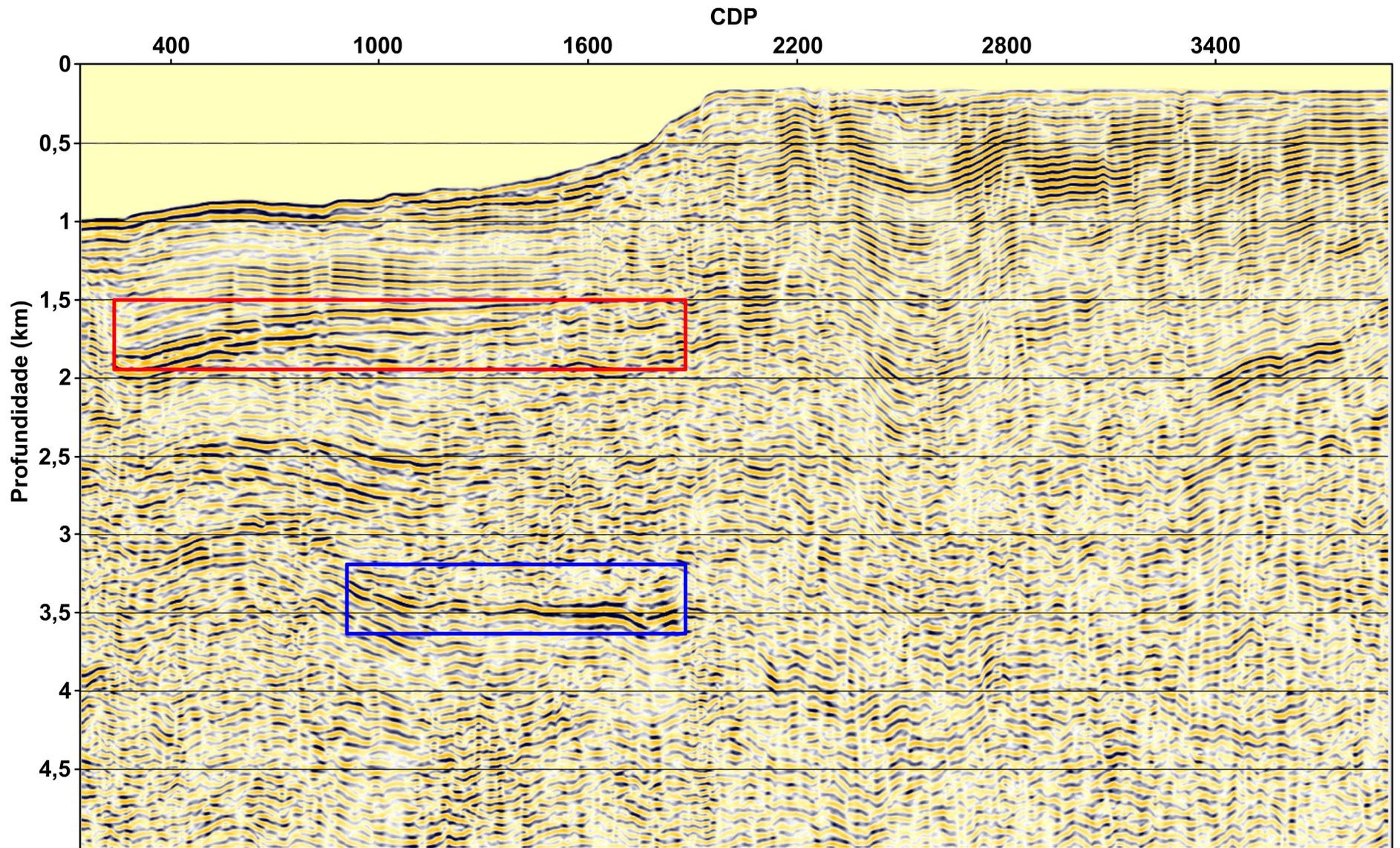


Figura 22 - Seção migrada em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007). Ambos os retângulos representam regiões em que os refletores estão bem focalizados comparados a outra seção em profundidade para a mesma linha.

Análise de resultados

Na seção anterior foi verificado, em termos de focalização e recuperação de refletores, que as seções migradas em profundidade pela abordagem Cameron et al. (2007) foram superiores às Dix (1955). Deste modo, realizamos a partir das duas seções sísmicas obtidas pela aplicação da abordagem Cameron et al. (2007) a interpretação qualitativa das linhas.

As análises das seções sísmicas neste estudo se ativeram ao estágio de análise das terminações das superfícies de reflexões e definição de sismofácies, com a finalidade de avaliar a qualidade do produto derivado do processamento sísmico empregado aos dados para uma interpretação sismoestratigráfica. Os padrões de terminação de reflexões não representam somente os limites de uma sequência sísmica, mas também permitiram a identificação de superfícies que auxiliaram na delimitação das sismofácies. A não disponibilização de dados de poços da referida bacia, impossibilitou a amarração da sísmica com a denominação formal das unidades litológicas presentes na região. A interpretação das seções foi puramente sismoestratigráfica.

A linha 66, Figura 23, orientada na direção SW (porção plataformal) - NE (porção de quebra de talude); A linha 97, Figura 24, com orientação geral NW (porção plataformal) - SE (porção de quebra de talude), representam as linhas interpretadas qualitativamente com foco na sismoestratigráfica, (para mais detalhes veja Santos (2013)).

Na seção, (Figura 23) foram interpretadas as sismofácies SA1, SA2, SA3, SA4, SA5 e SA6. A sequência sísmica basal corresponde a sismofácies SA1 é caracterizada por apresentar nas porções inferiores, padrões de terminação de refletores concordantes, com truncamento, raras downlapantes e toplapantes.

A sequência SA2 é caracterizada pelos conjuntos de refletores sísmicos de superfícies onlapantes, relacionado a um ambiente de baixa energia e downlapantes, e configuração interna divergente, estando relacionada a um possível canal erosivo.

As reflexões paralelas (subparalelas) e segmentadas caracterizam a sequência SA3, associadas a superfícies predominantemente concordantes, com ocorrências restritas de superfícies onlapantes e toplapantes.

A sequência SA4 é também representada por configurações internas

paralelas, que sugerem taxa de sedimentação uniforme e baixa subsidência ao longo da deposição dos sedimentos, e subordinadas progradantes tipo *shingled*. Na porção SW há o predomínio de subparalelas e onduladas, com subordinados segmentados, enquanto que na porção NE ocorrem configurações paralelas regulares.

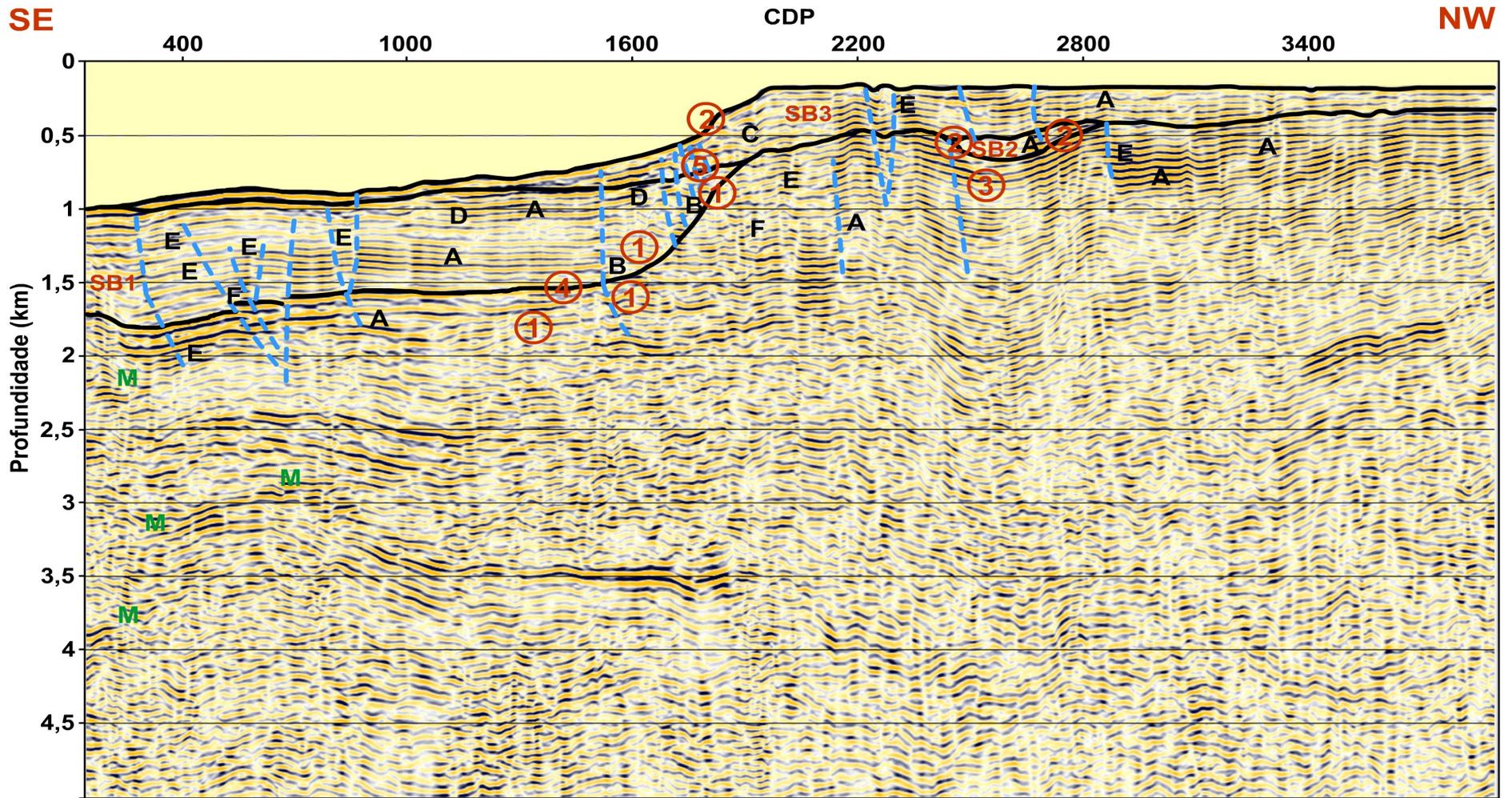
A sequência SA5 apresenta internamente alguns refletores paralelos a progradantes, com subordinadas porções com padrão segmentado e lenticular. O padrão progradante é sugestivo de condição de suprimento sedimentar elevado, com baixa ou nenhuma taxa de subsidência, associada a um nível do mar estacionário e com águas rasas.

A sequência de topo corresponde a SA6, que compreende fortes refletores concordantes, ocorrendo padrões de configuração paralelos regular e subparalelos, com ocorrência pontual de padrão segmentado, que corresponde a sedimentação plataformal atual da bacia, que apresenta nesta seção caráter agradacional, ou seja, o espaço a variação do espaço de acomodação é equivalente ao aporte sedimentar, em bacias marinhas, as variações de espaço de acomodação equivalem à variações do nível relativo do mar (Santos, 2013).

Na seção (Figura 24), foram interpretadas três sismofácies que definem, da base para o topo, as sequências SB1, SB2 e SB3. Um evento de transgressão marinha é representado pela sequência SB1, onde há o afogamento da plataforma continental, que pode ser causado por eventos tectônicos, como epirogêneses, alterações climáticas, as eras glaciais ou ajustes isostáticos após a remoção do gelo ou a carga de sedimentos.

Um refletor forte separa esta sequência da sequência SB3 e indica uma descontinuidade. Esta sequência apresenta configurações internas predominantemente paralelas, que indicam uma taxa de deposição dos sedimentos uniforme, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente. No extremo superior da sismofície SB1 ocorre um truncamento erosivo, que pode abranger uma ampla área, normalmente o basculamento estrutural de um pacote sedimentar favorece este tipo de truncamento face à exposição subaérea ou submarina.

A sequência SB2 consiste em um canal erosivo, compreendendo sismofácies com configuração interna paralela (subparalela) e reflexões constituindo superfícies onlapantes e downlapantes, sobrepostas por uma discordância erosiva, que indica que a deposição não foi contínua.



LEGENDA: Sismofácies: Falhas: Padrão de terminação dos refletores: Padrão interno das sismofácies: Reflexões múltiplas:

SB1		① Onlap	④ Toplap	A Paralela	E Segmentado	M
SB2		② Donwlap	⑤ Trucamento erosivo	B Divergente	F Contorcido	
SB3		③ Concordante		C Progradante		
				D Lenticular		

Figura 24 - Seção sísmica interpretada, resultado da MKPre em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007).

A sequência SB3 é a de topo da sucessão sedimentar, caracterizada por refletores que apresentam terminações downlapantes e sismofácies com padrão paralelo (regular a subparalela) e progradante, estes ocorrem em superfícies onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituído em superfícies inclinadas. Nesta sequência há ocorrência subordinada de padrões de configuração segmentado nas proximidades de falhamentos (Santos, 2013).

CONCLUSÃO

Neste trabalho, aplicamos algumas técnicas de processamento a dados reais, compreendendo: um fluxograma de processamento ótimo para a atenuação de múltiplas de superfície; dois métodos de conversão tempo-profundidade e migração Kirchhoff pré-empilhamento em tempo e profundidade, a fim de comparar os resultados das seções migradas, e realizar uma análise das seções.

A etapa de eliminação das múltiplas de superfície, seguiram os procedimentos aplicados por Oliveira (2011), e as seções migradas em profundidade foram obtidas segundo as abordagens de conversão tempo-profundidade apresentada por Dix (1955) (intrínseca ao software ProMax) e Cameron et al. (2007), implementada por Valente (2013).

O processamento sísmico realizado nas linhas foi bastante satisfatório, o que possibilitou a visualização e a marcação de refletores para a interpretação, entretanto, principalmente na linha 97, verifica-se a presença residual de múltiplas de superfície, o que de certa forma pode comprometer a interpretação. Assim, existe a necessidade de um aprimoramento no processamento para eliminar tais eventos.

Tendo em vista que o dado é real, os modelos de velocidades estimados pela abordagem Cameron et al. (2007) foram aceitáveis, onde verificou-se uma distribuição de velocidades integralmente desigual, fator decisivo na distribuição pontual de velocidade, sobre tudo em profundidade, onde observou-se uma influência fundamental nos resultados das seções migradas. Para as seções migradas, percebe-se que há uma similaridade em algumas áreas, porém é importante frisar que as seções obtidas através dos modelos de velocidades aplicados pela abordagem Cameron et al. (2007) recuperaram satisfatoriamente os refletores a partir da região de quebra de talude seguindo para plataforma oceânica em comparação com a metodologia Dix (1955).

Sem informação a priori dos dados de poços, como: perfis sônicos, densidade, litologia, dados de fluidos, geoquímica e dados de interpretações pré-existentes (horizontes, falhas, mapas, etc.), da referida bacia, ficou difícil vincular a sísmica com a denominação formal das unidades litológicas presentes na região e uma interpretação mais detalhada e com um grau maior de confiança.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a CAPES, cujo apoio financeiro foi fundamental para a produção e conclusão deste trabalho. Agradecemos a Halliburton e a Landmark *Software & Serviços*, por ter disponibilizado as licenças acadêmicas do ProMax/SeisSpace. Agradecemos também ao CPGf (Programa de pós-graduação em Geofísica) da UFPA pela estrutura e disponibilidade em todos os momentos.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- 1 Esquema em profundidade da abertura de migração exemplificando a aproximação do tempo de trânsito (Modificado de Cameron et al. 2007). 16
- 2 Modelo formado por n camadas planas horizontais. O afastamento entre fonte e receptor é pequeno comparado com a profundidade dos refletores. 19
- 3 Frente de onda de emergência (Modificado de Cameron et al. (2008)). 20
- 4 Espalhamento geométrico (Modificado de Cameron et al. (2008)). . 21
- 5 Localização das linhas 66 e 97, onde as linhas vermelhas indicam o local do levantamento (Modificado ANP (2011)). 24
- 6 Esquema que mostra como é realizado o processo de aquisição 2-D de arraste de cabo marinho (Modificado de Ikelle (2005)). 24
- 7 Seção em estado bruto da linha 66, com afastamento mínimo entre fonte e receptor de 150m. Observe na porção mais profunda (entre os CDP's 1450 a 3150) as múltiplas de superfície livre de primeira ordem (setas em preto) bastante acentuada e múltipla de segunda ordem mais fracas (setas em vermelho). 27
- 8 Seção em estado bruto da linha 97, com afastamento mínimo entre fonte e receptor de 150m. Observe na porção mais profunda da seção (entre os CDP's 250 a 1900) múltiplas de superfície de primeira

	ordem (setas em preto) bastante acentuada, múltipla de segunda ordem mais fracas (setas em vermelho) e múltipla de terceira ordem bem reduzidas (setas em verde).....	28
9	Adaptado de Oliveira (2011).....	29
10	Fluxograma de processamento realizado nas linhas 66 e 97 para a geração dos modelos de velocidade em profundidade.....	30
11	Modelo de velocidade RMS da linha 66.....	31
12	Seção migrada em tempo da linha 66 com o seu respectivo modelo de velocidade RMS.....	32
13	Modelo de velocidade em profundidade da linha 66, obtido através da aplicação da abordagem Dix (1955).	33
14	Seção migrada em profundidade da linha 66 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Dix (1955). O retângulo representa a região em que os refletores estão pouco focalizados.....	34
15	Modelo de velocidade em profundidade da linha 66, obtido através da aplicação da abordagem Cameron et al. (2007).....	35
16	Seção migrada em profundidade da linha 66 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007). O retângulo vermelho refere-se a focalização dos refletores e o retângulo azul ao comportamento aparente de um refletor.	36
17	Modelo de velocidade RMS da linha 97.....	37
18	Seção migrada em tempo da linha 97 com o seu respectivo modelo de velocidade RMS.....	38
19	Modelo de velocidade em profundidade da linha 97, obtido através da aplicação da abordagem Dix (1955).	39
20	Seção migrada em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Dix (1955). O retângulo refere-se a focalização de alguns refletores.	40
21	Modelo de velocidade em profundidade da linha 97, obtido pela abordagem Cameron et al. (2007).	41
22	Seção migrada em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007). Ambos os retângulos representam regiões em que os refletores estão bem focalizados comparados a outra seção em profundidade para a mesma linha.	42
23	Seção sísmica interpretada, resultado da MKPre em profundidade da linha 66 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007).....	44
24	Seção sísmica interpretada, resultado da MKPre em profundidade da linha 97 com o modelo de velocidade obtido pela abordagem Cameron et al. (2007).....	46

LISTA DE TABELAS

1	Geometria de levantamento das linhas 66 e 97.....	25
---	---	----

REFERÊNCIAS

ARMSTRONG, T. 2001. Velocity anomalies and depth conversion - drilling success on Nelson Field, Central Norte Sea. 63rd EAGE Conference & Exhibition, Expanded Abstracts, IV-2.

ARMSTRONG, T., MCATEER J. & CONNOLLY, P. 2001. Removal of overburden velocity anomaly effects for depth conversion. Geophysical Prospecting, v. 49, p. 79–99.

BARTEL, D. C., BUSBY, M., NEALON J. & ZASKE, J. 2006. Time to depth conversion and uncertainty assessment using average velocity modeling. 76th SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, p. 2166–2169.

BERKHOUT A. J. & VERSCHUUR, D. J. 1977. Estimation of multiple scattering by iterative inversion. Part I: Theoretical considerations. Society of Exploration Geophysicists, v. 62, n. 5, p. 1586–1595.

BIONDI, B. L. 2006. 3D Seismic Imaging. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists. Series: Investigations in Geophysics.

CAMERON, M. K., FOMEL S. B. & SETHIAN, J. A. 2007. Seismic velocity estimation from time migration. Inversion Problems, v. 23, n. 4, p. 1329–1369.

CAMERON, M. K., FOMEL S. B. & SETHIAN, J. A. 2008. Time-to-depth conversion and seismic velocity estimation using time-migration velocity. Geophysics, v. 73, n. 5, p. VE205–VE210.

CASTILHO, J. G. 2005. Integração de dados de métodos potenciais e de sensoriamento remoto como subsídio à exploração petrolífera *offshore* nas bacias de cumuruxatiba e jequitinhonha. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 177 p.

ČERVENÝ, V. 2001. Seismic Ray Theory. [S.l.]: Cambridge University Press.

DIX, C. H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, v. 20, p. 1662–1672.

GRAY, S. H., ETGEN, J., DELLINGER J. & WHITMORE, D. 2001. Seismic migration problems and solutions. Geophysics, v. 66, n. 5, p. 1622–1644.

- HUBRAL, P. 1977. Some ray theoretical aspects. *Geophysical Prospecting*, v. 25, n. 4, p. 738–745.
- HUBRAL P. & KREY, T. 1980. Interval velocities from seismic reflection time measurements. Houston, Texas: Society of Exploration Geophysicists.
- IKELLE L. T. & AMUNDSEN, L. 2005. Introduction to petroleum seismology. [S.l.]: Society of Exploration Geophysics. 250-256 p.
- IVERSEN E. & TYGEL, M. 2008. Image-ray tracing for joint 3D seismic velocity estimation and time-to-depth conversion. *Geophysics*, v. 73, n. 3, p. S99–S114.
- MAYNE, W. H. 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Society of Exploration Geophysicists*, v. 27, n. 6, p. 927–938.
- OLIVEIRA, A. G. 2011. Uma análise de métodos de supressão de múltiplas de superfície livre aplicados a um dado real. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geofísica/Instituto de Geociências: Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. 129 p.
- POPOV, M. M. 2002. Ray theory and gaussian beam method for geophysicists. Salvador: EDUFBA.
- RILEY D. C. & CLAERBOUT, J. F. 1976. 2-D multiple reflections. *Society of Exploration Geophysicists*, v. 41, n. 4, p. 592–620.
- SANTOS, R. V. 2013. Avaliação Geofísica Geológica de uma porção de quebra de talude da bacia do Jequitinhonha. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geofísica/Instituto de Geociências: Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. 61 p.
- SETHIAN, J. A. 1999a. Fast marching methods. *SIAM Review*, v. 41, n. 2, p. 199–235.
- SETHIAN, J. A. 1999b. Level set methods and fast marching methods: evolving interfaces in computational geometry, fluid mechanics, computer vision, and material science. Cambridge University Press, Cambridge, p. 33.
- TATHAM, R. H., KEENEY J. W. & NOPONEN, I. 1983. Application of the $\tau-p$ transform (slant-stack) in processing seismic reflection data. *Australian Society of Exploration Geophysicists*, v. 14, n. 4, p. 162–172.
- VALENTE, L. S. S. 2013. Avaliação de algoritmos para conversão de modelos de velocidade de tempo para profundidade. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geofísica/Instituto de Geociências: Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. 46 p.
- VERSCHUUR, D. J. 2006. Seismic multiple removal techniques. European Association of Geoscientists and Engineers: The Netherlands. 191 p.

VERSCHUUR, D. J., BERKHOUT A. J. & WAPENAAR, C. P. A. 1989. Wavelet estimation by prestack multiple elimination. Society of Exploration Geophysicists - Expanded Abstracts, n. 8, p. 1129–1132.

YILMAZ, O. 2001. Seismic Data Analysis. Processing, Inversion, and interpretation of seismic data. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.