

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE MATEMÁTICA, ESTATÍSTICA E COMPUTAÇÃO CIENTÍFICA

PROJETO SUPERVISIONADO

**ANÁLISE DE VELOCIDADES PELO
MÉTODO CMP**

Orientador: Prof. Dr. Lúcio Tunes dos Santos

Aluna: Cristina Teruko Ota

Campinas, 2012

1 Introdução

O estudo da análise de dados sísmicos busca identificar a geometria das estruturas geológicas da subsuperfície. A partir dessa análise pode-se determinar as profundidades a que se encontram as superfícies refletoras, bem como as velocidades sísmicas das rochas que compõem as várias camadas rochosas.

Através do conhecimento das velocidades das estruturas geológicas e do tempo de trânsito, é possível estimar a densidade e a porosidade das rochas, identificar zonas pressurizadas e indicar a presença de hidrocarbonetos. A partir destas informações, pode-se obter uma imagem aproximada do subsolo.

No método sísmico uma onda é provocada na superfície através de fontes artificiais geradas pelo homem, e sua reflexão ao longo das interfaces entre duas camadas do subsolo é detectada por receptores localizados em pontos previamente definidos. Os receptores registram o instante da chegada (tempo de trânsito) e a intensidade do sinal.

O método a ser utilizado é o Método CMP (“Common Midpoint”)

2 Método CMP

Um dos arranjos mais utilizados no processamento de sinal sísmico é o CMP (Figura 1), o qual considera pares fonte-receptor localizados simetricamente ao redor do ponto médio, ou seja,

$$\begin{aligned} S &= \xi - h, \\ G &= \xi + h. \end{aligned} \tag{1}$$

onde $\xi = (S + G)/2$ é a coordenada do ponto médio e h é a metade da distância entre fonte e receptor, com $h = (G - S)/2$.

Pela figura (1a), podemos observar que no caso de um subsolo com um refletor plano horizontal, esse ponto médio representaria o mesmo lugar onde chega o raio normal. Neste método são considerados apenas os traços associados a fonte e receptor dispostos simetricamente em relação a este ponto, sendo que os respectivos raios refletidos alcançariam o mesmo ponto no refletor.

A seção CMP (figura 1b) não é obtida em campo, mas sim gerada na etapa de processamento sísmico, em que é realizado um “ordenamento” de todos os traços sísmicos, de diferentes disposições CS (“Common Shot”, Tiro Comum, como demonstrado na figura 1a) que amostrarem o mesmo ponto médio comum.

Este método permite o mapeamento de refletores em subsuperfície por meio de cobertura múltipla, propiciando, entre outras vantagens, o aumento da razão sinal/ruído.

3 Tempo de Trânsito

O termo tempo de trânsito é o tempo de registro de um evento relativo a uma reflexão primária na interface geológica, de um raio que se propagou desde uma fonte S até um receptor G, refletido em um ponto R do refletor.

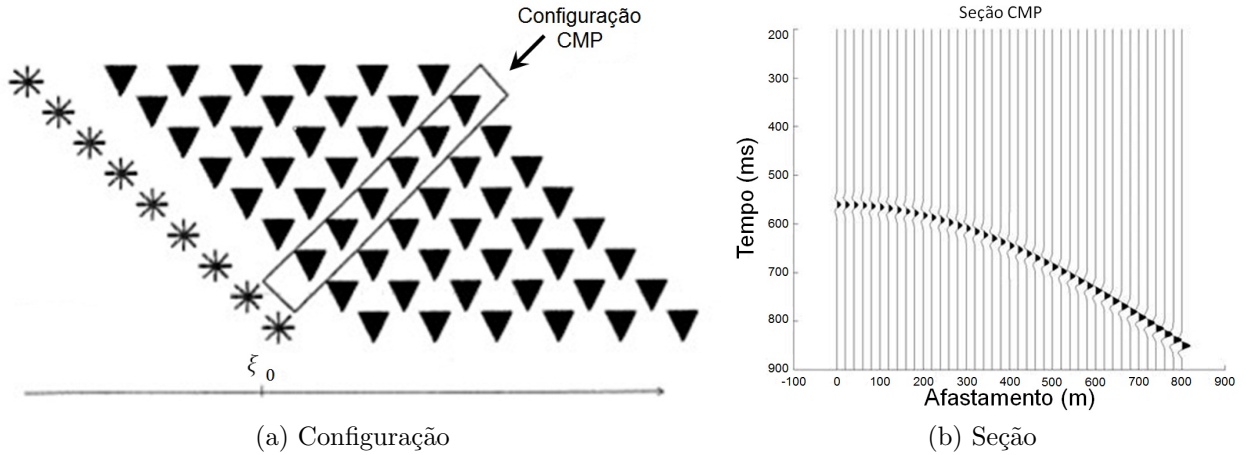


Figura 1: Configuração CMP (1a) e seção CMP (1b)

Nas subsuperfícies podem ser utilizadas distintas combinações geométricas entre fonte e receptor para mapear as reflexões provenientes de uma mesma interface, através de diferentes trajetórias das ondas sísmicas, proporcionando cobertura múltipla com redundância de amostragem do domínio do espaço. Desta forma, traços provenientes de um mesmo “ponto” refletor podem ser corrigidos no domínio do tempo, em função de serem correspondentes a canais registrados de diferentes distâncias, e dessa forma, com distintos tempos de registro.

O modelo mais simples que podemos encontrar é o meio homogêneo com refletor plano horizontal (Figura 2), estando a fonte e o receptor localizados em uma única linha sísmica, com distância de $2h$, sendo $h \geq 0$. Temos então que o Tempo de Trânsito é dado por

$$T^2(\xi, h) \approx T_0^2 + Ch^2 \quad (2)$$

onde $h = (G - S)/2$ é o meio afastamento entre a fonte (S) e o receptor (G), ξ é o ponto médio e o termo C está relacionado à velocidade NMO (“Normal Moveout”),

$$C = \frac{4}{v_{nmo}^2} \quad (3)$$

à qual é estimada no processo conhecido como Análise de Velocidades.

No caso de um refletor plano horizontal em um meio homogêneo e velocidade constante (v_0), podemos considerar dois percursos de raio (Figura 2). Um deles é gerado no ponto S, refletido em uma interface de profundidade H e registrado na superfície no ponto G, distanciada de $2h$ a partir de S; o outro é incidido perpendicularmente à interface e, portanto, retorna para a superfície na mesma posição que partiu, percorrendo uma distância equivalente a duas vezes a profundidade da camada. O tempo de percurso de cada raio pode ser descrito, respectivamente, como,

$$T^2(\xi, h) = T_0^2 + \frac{4h^2}{v_0^2}, \quad (4)$$

onde

$$T_0 = \frac{2H}{v_0}. \quad (5)$$

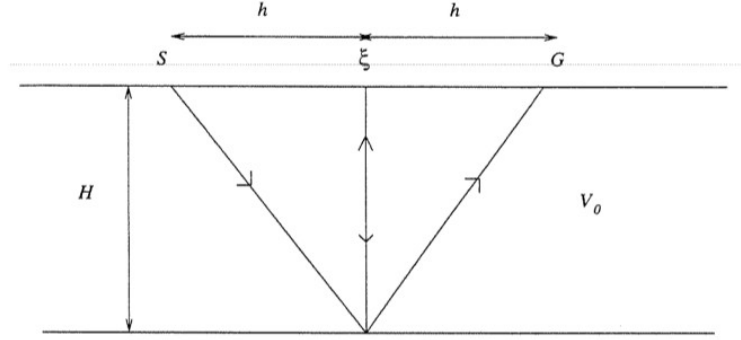


Figura 2: Modelo de camada horizontal homogênea

No caso de modelos com camadas horizontalmente estratificadas e velocidade constante em cada camada (Figura 3), a onda que parte da fonte passará por várias camadas até refletir no geofone. O tempo de trânsito referente à reflexão da n -ésima camada é, aproximadamente dado por

$$T(\xi, h)^2 \approx T_0^2 + \frac{4h^2}{v_{rms;n}^2}, \quad (6)$$

onde $v_{rms;n}$ ¹ é a velocidade quadrática média da n -ésima camada, definida por

$$v_{rms;n} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i}{T_0}}, \quad (7)$$

onde V_i é a velocidade da camada i e Δt_i é o tempo de trânsito vertical em cada camada i , na qual temos que

$$\Delta t_i = \frac{2Z_i}{V_i}. \quad (8)$$

Portanto, a velocidade quadrática média também pode ser definida como

$$v_{rms;n} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i Z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{V_i}}}. \quad (9)$$

Pela fórmula de Dix, podemos encontrar a Velocidade Intervalar (V_k)² e a distância vertical percorrida na k -ésima camada a partir da Velocidade RMS de camadas calculadas anteriormente:

$$V_k = \sqrt{\frac{v_{rms;k}^2 T_{0,k} - v_{rms;k-1}^2 T_{0,k-1}}{T_{0,k} - T_{0,k-1}}}. \quad (10)$$

¹(do inglês “Root Mean Square”): termo utilizado apenas em modelo estratificado construído por camadas com interfaces planas e horizontais. Esta velocidade se refere a uma trajetória que a onda percorreu e representa a velocidade combinada de todas as camadas que a onda atravessou.

²Velocidade de propagação de um pulso sísmico em determinado material ou camada geológica. É o principal dado a ser obtido e que caracterizará o meio analisado, possibilitando, deste modo, o cálculo exato das velocidades média, NMO e RMS.

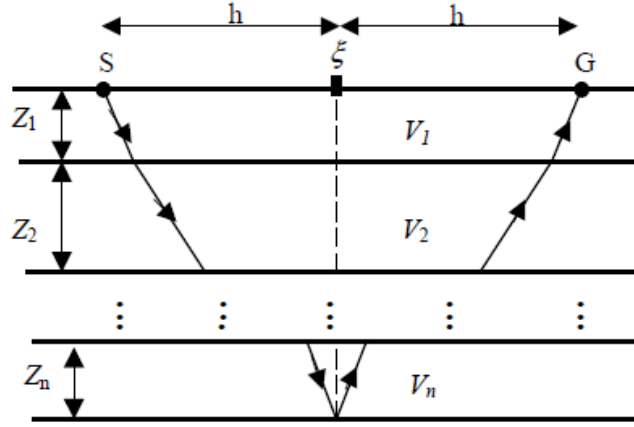


Figura 3: Modelo de camadas planas estratificadas

e

$$Z_k = \frac{1}{2} \sqrt{(v_{rms;k}^2 T_{0;k} - v_{rms;k-1}^2 T_{0;k-1})(T_{0;k} - T_{0;k-1})} \quad (11)$$

com $v_{rms;k}$ a velocidade média da camada k e $T_{0;k}$ o tempo de trânsito de afastamento nulo, para todo $k = 1, 2, \dots, n$.

Como caso geral, ao invés de considerarmos como variáveis as coordenadas das fontes e dos receptores, podemos formular o tempo de trânsito em função do ponto médio $\xi = (G + S)/2$, em relação ao ponto ξ_0 , e do meio afastamento, $h = (G - S)/2$. Desta forma, a posição de uma configuração fonte-receptor está determinada pelas coordenadas (ξ, h) , que pode ser escrita a partir da expansão de Taylor de segunda ordem em torno de um certo raio normal, arbitrariamente fixado em $(\xi, h) = (\xi_0, 0)$ (Figura 4).

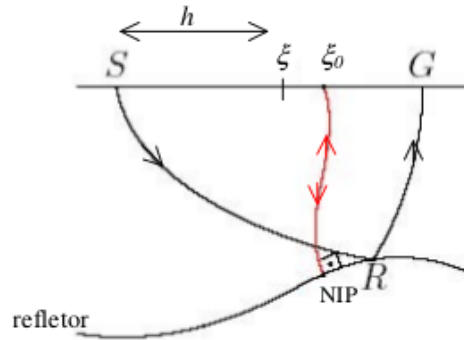


Figura 4: Configuração física de uma reflexão primária

$$T(\xi, h) \approx T(\xi_0, 0) + \frac{\partial T}{\partial \xi}(\xi - \xi_0) + \frac{\partial T}{\partial h}h + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2}(\xi - \xi_0)^2 + \frac{\partial^2 T}{\partial h^2}h^2 + 2 \frac{\partial T}{\partial h \partial \xi}(\xi - \xi_0)h \right] \quad (12)$$

em que as derivadas são calculadas em $(\xi_0, 0)$.

Como a permuta das posições ocupadas pelas fontes e pelos receptores não altera o tempo de registro, podemos considerar o tempo $T(\xi, h)$ como uma função par em h e,

dessa forma:

$$\frac{\partial T}{\partial h} = \frac{\partial^2 T}{\partial h \partial \xi} = 0. \quad (13)$$

Obtemos assim a fórmula parabólica da aproximação do tempo de trânsito:

$$T(\xi, h) \approx T(\xi_0, 0) + \frac{\partial T}{\partial \xi}(\xi - \xi_0) + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2} (\xi - \xi_0)^2 + \frac{\partial^2 T}{\partial h^2} h^2 \right]. \quad (14)$$

Como nos casos descritos anteriormente, como o quadrado do tempo de trânsito é uma forma quadrática, vamos considerar a aproximação de Taylor de ordem 2 em T^2 , o que equivale a elevar ao quadrado a equação (14) e eliminar os termos de ordem superior a 2. Dessa maneira, temos a “fórmula hiperbólica” dada por:

$$T^2(\xi, h) \approx [T_0 + A(\xi - \xi_0)]^2 + B(\xi - \xi_0)^2 + Ch^2, \quad (15)$$

onde

$$T_0 = T(\xi_0, 0), \quad A = \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad B = T_0 \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2} \quad \text{e} \quad C = T_0 \frac{\partial^2 T}{\partial h^2}. \quad (16)$$

Em um refletor plano inclinado em um meio homogêneo, com fonte e receptor nas mesmas condições anteriores e ângulo θ de inclinação do refletor, temos que o tempo de trânsito é dado pela equação (2), com

$$C = \frac{4}{(c/\cos\theta)^2} \quad (17)$$

4 Análise de Velocidades

A determinação de velocidades a partir de dados sísmicos é uma etapa básica para o imageamento sísmico do traço estrutural da subsuperfície. A qualidade do resultado da migração³ é em grande parte dependente da estimativa correta da velocidade utilizada, à qual é fundamental para que os dados sejam imageados adequadamente, pois caso contrário, os eventos, além de mal posicionados, podem ficar sobre ou submigrados, deteriorando severamente a seção final, com a introdução de falsas estruturas e atenuação dos verdadeiros eventos.

A análise de velocidades (VELAN, do inglês “Velocity Analysis”) é uma etapa crítica no processamento sísmico, pois é de vital importância para a etapa do empilhamento, que consiste na soma das amplitudes dos eventos (famílias CMP, cujos traços são corrigidos do efeito NMO⁴), para a geração de uma superfamília, que por sua vez gera uma seção de Afastamento Nulo (“Zero Offset”), que é a simulação de um levantamento ao longo da linha de aquisição onde estariam colocados fonte e receptor coincidentes.

³Tem como objetivo construir imagens que revelem as interfaces do refletor, localizando a posição correta deste

⁴Efeito resultante do afastamento entre fonte e receptor. Quanto mais afastado o receptor da fonte, maior é esse efeito

Na prática a realização deste tipo de levantamento é impossível, mas há um forte interesse em obtê-lo, já que esta simulação é a primeira imagem aproximada da subsuperfície terrestre. Outra vantagem é o aumento da razão sinal ruído, que permite uma melhor visualização da amplitude empilhada.

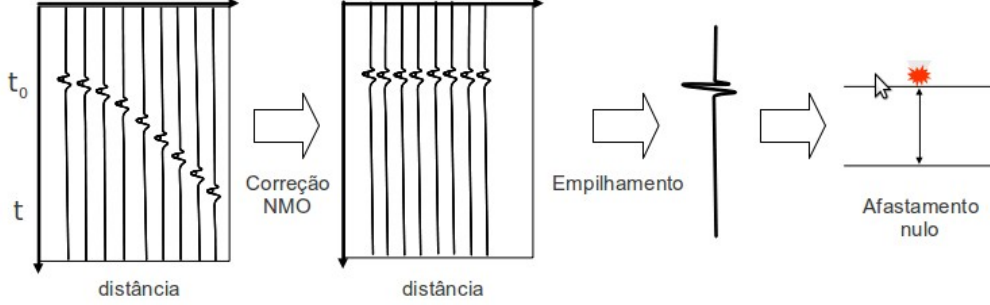


Figura 5: Método de Empilhamento

Todos os métodos de análise de velocidade normalmente realizados tratam-se de procedimentos de modelagem direta, onde os valores de velocidade são sistematicamente testados na seção ou agrupamento de traços.

Como medida de coerência, a função semblance é a mais utilizada para dados de cobertura múltipla ou com ruídos, pois estabelece um critério para identificar os modelos corretos, ou mais próximos do real. Esta função caracteriza-se por ajustar uma hipérbole definida pela Equação (2), na configuração CMP, nos eventos de reflexões. Fisicamente a função semblance mede a relação entre a energia do sinal resultante do empilhamento com respeito à energia total antes do empilhamento.

Para traços vizinhos ao ponto ξ_0 onde queremos simular o traço de afastamento nulo, podemos considerar que a amplitude do evento considerado é praticamente constante. Podemos denotar as amostras sobre a hipérbole que descreve o tempo de trânsito de uma seção sísmica por $u_i = u(h_i, T(h_i))$, em que $i = 1, 2, \dots, N$ e h_i e $T(h_i)$ representam respectivamente os traços e os tempos. Tomando como referência o vetor $e = (1, 1, \dots, 1)$, uma boa medida para saber se a função que aproximamos está próxima da verdadeira é verificando se o ângulo entre esse vetor e o vetor u_i está próximo de zero.

$$\cos\theta = \frac{\sum_{i=1}^N 1 \cdot u_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N 1^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N u_i^2}} = \frac{\sum_{i=1}^N u_i}{\sqrt{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N u_i^2}} \quad (18)$$

em que N é o número de traços da seção CMP.

Matematicamente a função semblance é definida pelo quadrado da Equação (18), considerando-se eventuais erros na seleção do local de interesse.

$$S = \frac{(\sum_{i=1}^N u_i)^2}{N \sum_{i=1}^N u_i^2} \quad (19)$$

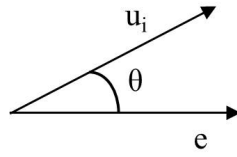


Figura 6: Ângulo entre os vetores \mathbf{u}_i e \mathbf{e}

Considerando-se uma janela temporal (w) para uma melhor seleção do sinal de interesse, temos então:

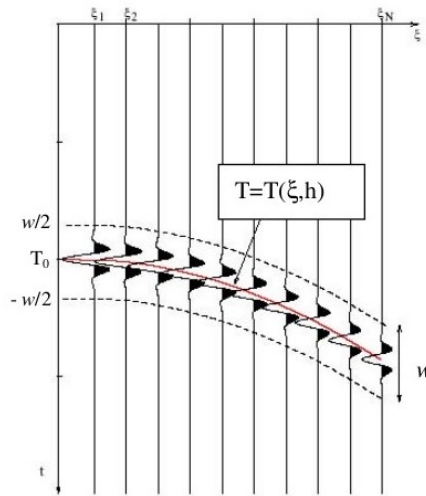


Figura 7: Princípio da função Semblance

Podemos notar que a Semblance está normalizada com respeito ao número de canais N , com $0 \leq S \leq 1$. Logo, pela Equação (18) quanto maior o seu valor, maior é a coerência dos tempos aproximados em relação aos valores reais.

Nos casos em que os tempos calculados coincidem com os tempos de chegada das reflexões das ondas sísmicas, temos que a coerência entre os registros é máxima, pois não há defasagem do sinal sísmico e, portanto, o modelo utilizado é representativo do modelo real.

5 Implementação computacional

Nesta seção foi implementado um programa com a finalidade de verificarmos a equação geral do tempo em camadas estratificadas com refletores horizontais e velocidades constantes, com o auxílio da fórmula de Dix, para encontrarmos as velocidades de cada camada. Para um meio horizontalmente estratificado e velocidade variável com a profundidade, a velocidade NMO é igual à velocidade RMS (do inglês “Root Mean Square”).

Para a implementação computacional, foi utilizado o software *Matlab*.

O programa implementado foi iniciado com a geração de um *input*, fornecido pelo usuário, contendo os seguintes dados: meio afastamento entre fonte e receptor (h), o

tempo (t) da propagação de um raio desde a fonte até o refletor e então até o receptor, localizado a uma distância $2h$ da fonte, e a seção sísmica (s).

Foram adotados 61 valores de velocidade, os quais estão igualmente distribuídos entre 1 e 4 km/s, para que possamos obter os valores das velocidades NMO em cada tempo T_0 . Esses valores de velocidade foram armazenados em um vetor V , a partir do qual são calculados os valores de C , através da equação

$$C = \frac{4}{V^2},$$

que são utilizados para o cálculo do tempo de trânsito

$$T^2(\xi, h) \approx T_0^2 + Ch^2$$

onde $h = (G - S)/2$ é o meio afastamento entre a fonte (S) e o receptor (G), e ξ é o ponto médio.

Para todos os tempos iniciais, de 0 a 4 segundos, foram obtidos os valores de C que proporcionavam um maior valor da função Semblance,

$$S = \frac{(\sum_{i=1}^N u_i)^2}{N \sum_{i=1}^N u_i^2} \quad (20)$$

sendo $u_i = u(h_i, T(h_i))$, em que $i = 1, 2, \dots, N$ e h_i e T_i representam respectivamente os meio afastamentos e os tempos.

Com esses valores, foi feita uma busca do valor do sinal sísmico nos tempos calculados em certo meio afastamento entre fonte e receptor. A partir desses valores foi realizado o cálculo da Semblance, nos quais o valor do tempo calculado mais se aproximava com o tempo verdadeiro em certa distância h . Após o cálculo da Semblance com todos os valores de C , foi verificada a velocidade NMO em determinado tempo inicial

$$V_{nmo} = \frac{2}{\sqrt{C}}. \quad (21)$$

Em um gráfico foram plotados a seção sísmica e os maiores valores da Semblance obtidos em todos os tempos iniciais, mostrando apenas os índices cujos valores da Semblance obteve um valor de no mínimo α % da maior Semblance calculada.

A partir desses índices selecionados, foram feitos dois vetores, um com os tempos iniciais que apresentavam maior valor de coerência em dados intervalos e outro com as velocidades NMO, para o cálculo das velocidades intervalares, a partir da fórmula de Dix,

$$V_n = \sqrt{\frac{V_{nmo;n}^2 T_{0,n} - V_{nmo;n-1}^2 T_{0,n-1}}{T_{0,n} - T_{0,n-1}}}, \quad (22)$$

em que V_n é a velocidade de propagação do raio na camada n , $V_{nmo;n}$ é a velocidade NMO da reflexão no fundo da n -ésima camada, $V_{nmo;n-1}$ é a velocidade NMO da reflexão no fundo da $(n-1)$ -ésima camada, $T_{0,n}$ é o tempo de trânsito de ida e volta da reflexão com deslocamento nulo na n -ésima interface e $T_{0,n-1}$ é o tempo de trânsito de ida e volta da reflexão com deslocamento nulo na $(n-1)$ -ésima interface.

Modelo utilizado

O modelo sintético utilizado continha 5 camadas horizontalmente estratificadas com velocidade constante em cada camada.

As velocidades das camadas são: 1,3, 1,8, 2,3, 3 e 3,5 km/s, o tempo de propagação da onda varia de 0 a 4 segundos, o meio afastamento da fonte ao receptor vai de 5 m a 2,395 km e o número de traços foi de 240, com uma adição de 0,02 em relação à amplitude máxima da reflexão. A seção sísmica deste modelo é apresentado na Figura 8a e a Semblance máxima calculada em cada tempo inicial é apresentada na Figura 8b.

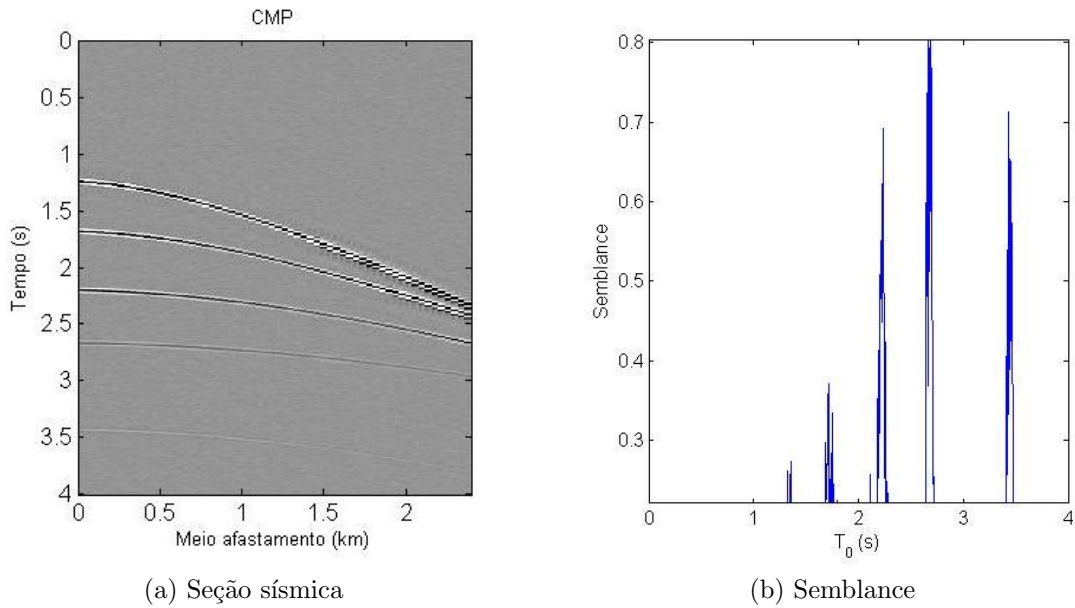


Figura 8: Dado sísmico (a) e valores máximos de coerência (b)

Pelas Figuras 8a e 8b podemos verificar que o valor da Semblance é realmente mais alto nos tempos iniciais em que há a possibilidade de se encontrar uma outra camada na subsuperfície. Em tempos entre 1 s e 1,5 s, 1,5 s e 2 s, 2 s e 2,5 s, 2,5 s e 3 s e bem próximo de 3,5 s a curva é mais evidente e o valor da Semblance é mais alto.

As velocidades V_{nmo} obtidas, considerando-se apenas as que possuíam valor de coerência acima de 30% do valor da maior Semblance calculada, são apresentadas na Figura 9.

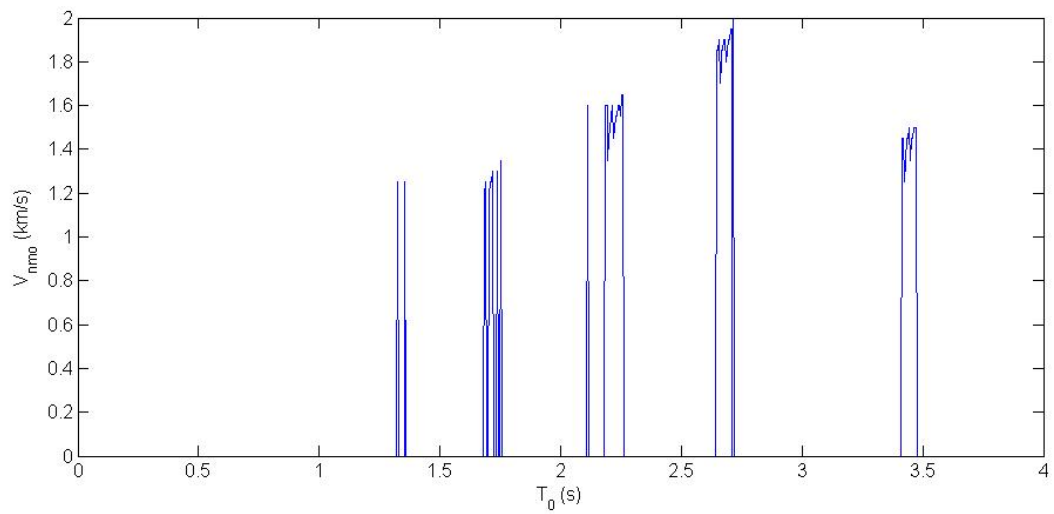


Figura 9: Velocidade NMO

A Figura 10 nos exibe a comparação das velocidades verdadeiras de cada camada com as velocidades obtidas a partir das velocidades NMO.

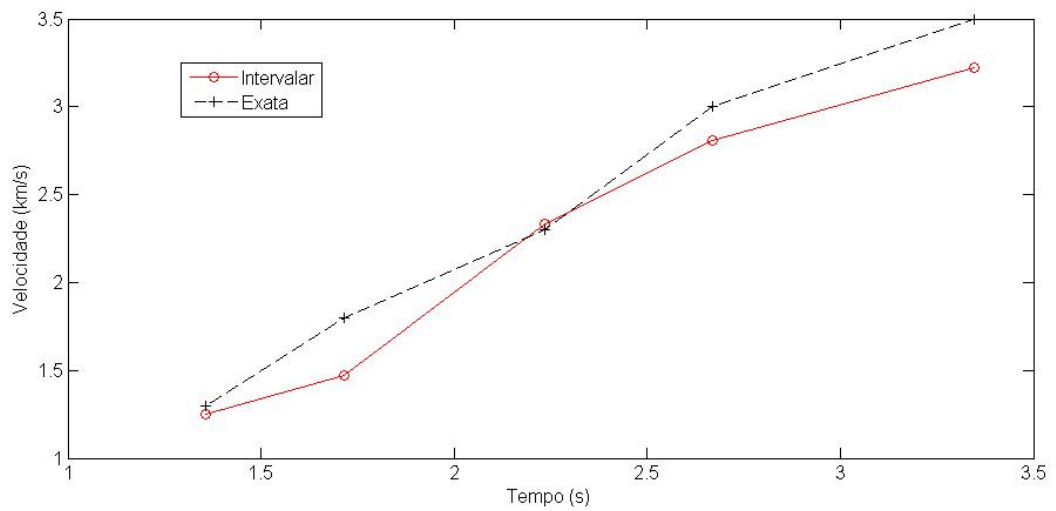


Figura 10: Comparação entre as velocidades verdadeira e calculada

As velocidades encontradas em cada camada são: 1,25, 1,47, 2,33, 2,81 e 3,23 km/s. O erro das velocidades calculadas foi de cerca de 8% do valor das velocidades verdadeiras de cada camada.

6 Considerações Finais

Este estudo teve como foco inicial o modo como o Método CMP é definido a partir dos dados obtidos por fontes e receptores dispostos ao longo de uma linha reta. Com estes dados, podem ser calculados os tempos de registro em diferentes geometrias de interfaces geológicas.

Com os valores do tempo de trânsito podemos estimar a velocidade da subsuperfície. Para que essa estimativa seja a mais correta, utilizamos a Análise de Velocidades (VELAN). Através da VELAN, é realizada a etapa de empilhamento, que por sua vez gera a seção de Afastamento Nulo, na qual pode-se obter uma primeira imagem aproximada da subsuperfície terrestre.

Para uma melhor estimativa, utiliza-se a função semblance, como medida de coerência dos dados utilizados. Esta função caracteriza-se pelo ajuste da hipérbole definida pela equação (2), na qual quanto maior o seu valor, mais aproximada é a coerência dos tempos aproximados em relação aos valores reais.

Observando-se a Figura 8b, podemos observar que o valor da função Semblance é bastante elevada onde há a possibilidade de se encontrar outra camada.

Os valores das velocidades de cada camada estão próximas das velocidades verdadeiras, o que demonstra que a fórmula de Dix é viável para dados gerados sinteticamente.

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Lúcio Santos pela orientação e paciência no meu aprendizado.

Aos integrantes do Laboratório de Geofísica Computacional (LGC) pela ajuda na implementação do programa e pelo dado sintético gerado.

Ao PIBIC/CNPq pelo fomento.