

OSCAR ALVES DE LIMA NETO

Estudo de resolução de reflexões sísmicas rasas através de modelagem por diferenças finitas e dados de campo da Bacia de Volta Redonda

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre
Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Aprovada em 19 de dezembro de 2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Marco Antonio Cetale Santos, Dr (Orientador)
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

Felipe Timóteo da Costa, Dr.
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

Danielle Martins Tostes, Dr.
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

Kristoffer Alexander Teixeira Hallam, Dr.
Observatório Nacional

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

D278e De lima neto, Oscar Alves
Estudo de resolução de reflexões sísmicas rasas através
de modelagem por diferenças finitas e dados de campo da Bacia
de Volta Redonda / Oscar Alves De lima neto ; Marco Antonio
Cetale Santos, orientador. Niterói, 2019.
60 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2019.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2019.m.06219531485>

1. Geofísica. 2. Geofísica aplicada. 3. Produção
intelectual. I. Cetale Santos, Marco Antonio, orientador. II.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
III. Título.

CDD -

Oscar Alves de Lima Neto

**Estudo de resolução de reflexões sísmicas rasas
através de modelagem por diferenças finitas e
dados de campo da Bacia de Volta Redonda**

Niterói, RJ

2019

Oscar Alves de Lima Neto

**Estudo de resolução de reflexões sísmicas rasas através
de modelagem por diferenças finitas e dados de campo
da Bacia de Volta Redonda**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense – UFF

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos

Niterói, RJ

2019

Oscar Alves de Lima Neto

Estudo de resolução de reflexões sísmicas rasas através de modelagem por diferenças finitas e dados de campo da Bacia de Volta Redonda/ Oscar Alves de Lima Neto. – Niterói, RJ, 2019-

58p. : il. (algumas color.) ; 30 cm.

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Fluminense – UFF
Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, 2019.

1. Sísmica rasa. 2. Modelagem elástica. 2. Resolução sísmica. I. Marco Antonio Cetale Santos. II. Universidade Federal Fluminense. III. Departamento de Geologia e Geofísica. IV. Mestrado.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer à Universidade Federal Fluminense (UFF), mais especificamente ao Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS), cuja infraestrutura foi utilizada para o desenvolvimento deste projeto e cujos profissionais e alunos, principalmente Marco Cetale, Roberto Miyamoto, Felipe Timóteo, Felipe Cruz, Edmarley Ramos, Adriano Souza, Guilherme Lenz, Bruna Carbonesi, Aurélio Ribeiro, Rodrigo Arantes, entre outros, contribuíram bastante com excelente consultoria técnica, além da aquisição e do processamento dos dados tratados nesse estudo.

Não obstante, gostaria de agradecer a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos e pelo apoio ao programa de pós-graduação do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense.

Por fim, gostaria de agradecer à Petrobras pelo apoio financeiro ao projeto da Bacia de Volta Redonda, sem o qual não seria possível a concepção deste trabalho.

“After climbing a great hill, one only finds that there are many more hills to climb.”

Nelson Mandela

Resumo

A aplicação de aquisições de sísmica de reflexão visando alvos próximos à superfície tem aumentado desde os anos 80. No entanto, o uso deste método para tal fim tem um obstáculo substancial em relação à sua capacidade de criar imagens de interfaces rasas com resolução suficiente. Este estudo apresenta uma investigação da viabilidade da aquisição de sísmica de reflexão no Graben Casa de Pedra, o principal centro depocentro da Bacia de Volta Redonda (Brasil). Uma seção sísmica produzida após levantamento e processamento de dados de campo é usada como exemplo para projetar modelos de velocidades e densidade. Sismogramas sintéticos usando três frequências dominantes (50 Hz, 75 Hz e 100 Hz) de fontes diferentes são gerados através desses modelos por meio de modelagem elástica por diferenças finitas. Os conjuntos de pontos de tiro comuns sintéticos, traços individuais e espectros de amplitudes foram estudados para identificar quais características poderiam ser visualizadas e quais frequências de fonte tinham competência para representá-las. Além disso, um exame dos dados de campo corroborou com a análise sintética dos dados e indicou que era necessária uma frequência mínima de 75 Hz para visualizar as interfaces mais profundas do Graben Casa de Pedra.

Palavras-chave: resolução. diferenças finitas. modelagem. subsuperfície rasa. sísmica.

Abstract

The application of seismic reflection surveys aimed at near-surface targets has been escalating since the 1980s. However, the use of this method for such a purpose has a substantial obstacle regarding its capability to image shallow interfaces with sufficient resolution. This study presents an investigation of seismic reflection survey feasibility on the Casa de Pedra Graben, the major sediment depocenter of the Volta Redonda Basin (Brazil). A seismic section yielded after survey and data processing of field data is used as an example to design velocities and density models. Synthetic seismograms using three different dominant source frequencies (50 Hz, 75 Hz and 100 Hz) are then generated through these models via finite-difference elastic modelling. The synthetic common shot gathers, individual traces and spectral amplitudes were studied in order to identify what features could be imaged and which source frequencies had the competency to image them. Moreover, an examination of the field data corroborated with the synthetic data analysis and indicated that a minimum frequency of 75 Hz was needed to image the deeper interfaces of Casa de Pedra Graben.

Keywords: resolution. finite-difference. modelling. near-surface. seismic.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Geologia local do Graben de Casa de Pedra e localização da área	21
Figura 2 – Configuração atual proposta para o arcabouço estrutural do Graben de Casa de Pedra.	22
Figura 3 – (a) modelo com 4 eventos sem correção NMO. (b) após correção NMO, note o estiramento dos traços. (c) após correção NMO e silenciamento, note a remoção da parte estirada dos traços sísmicos e (d) família CMP pós-empilhamento.	34
Figura 4 – Representação do semi-círculo onde os pontos de reflexão podem estar localizados.	35
Figura 5 – Refletor mergulhante e a sua posição numa seção sísmica não-migrada.	35
Figura 6 – Localização da linha sísmica que adquiriu os dados do campo.	37
Figura 7 – Fonte sísmica PEG40	38
Figura 8 – Geofones de 4,5 Hz	38
Figura 9 – Localização do campo de onda e dos parâmetros do material numa célula 2D de diferenças finitas para uma malha intercalada padrão. σ_{ij} denota as componentes do esforço, r_{ij} são variáveis de memória, v_i são as velocidades da partícula, f_i são as componentes da força de corpo, π é o módulo da onda P, μ é o módulo de rigidez, ρ denota densidade, e τ^s e τ^p são os parâmetros de atenuação das ondas P e S, respectivamente. μ_{xy} , e τ_{xy}^s , e ρ_x , ρ_y são as propriedades médias do material para módulo de rigidez, parâmetro de atenuação τ^s , e densidade, respectivamente.	42
Figura 10 – Modelo de densidade usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.	44
Figura 11 – Modelo de velocidade de onda P usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.	44
Figura 12 – Modelo de velocidade de onda S usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.	45
Figura 13 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 50 Hz.	47
Figura 14 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 75 Hz.	48
Figura 15 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 100 Hz.	49

Figura 16 – Seção sísmica sintética empilhada, gerada após o processamento dos sismogramas sintéticos com fonte de frequência dominante de 100 Hz.	50
Figura 17 – Seção sísmica final migrada no tempo a partir de dados de campo.	51
Figura 18 – Traço 83 (a) da coleta bruta de tiro (b) e respectiva amplitude espectral (c) obtida a partir dos dados de campo.	51

Lista de tabelas

Tabela 1 – Parâmetros da geometria de aquisição.	39
Tabela 2 – Parâmetros da modelagem elástica por diferenças finitas	46

Sumário

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	19
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	21
4	SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA	25
4.1	Aquisição de dados	25
4.1.1	Geometria	25
4.1.2	Fontes sísmicas	27
4.2	Resolução sísmica	27
4.3	Processamento de dados	28
4.3.1	Pré-processamento	29
4.3.2	Edição	30
4.3.3	Correção de divergência esférica	30
4.3.4	Deconvolução	31
4.3.5	Correção estática	31
4.3.6	Análise de velocidades	32
4.3.7	Correção NMO, DMO, silenciamento e empilhamento	33
4.3.8	Migração	34
5	METODOLOGIA	37
5.1	Aquisição sísmica	37
5.2	Modelagem elástica por diferenças finitas	39
5.2.1	Solução da equação da onda por diferenças finitas	40
5.2.2	Malha intercalada padrão	41
5.2.3	Condições de contorno	42
5.2.4	Modelos de velocidades e de densidade	43
5.2.5	Aquisição e parâmetros de modelagem	43
6	RESULTADOS	47
6.1	Sismogramas sintéticos	47
6.2	Dado real	50
7	CONCLUSÕES	53
	REFERÊNCIAS	55

1 Introdução

O método da sísmica de reflexão tem sido amplamente utilizado para extrair informações sobre a subsuperfície desde o início da década de 1920 (STEEPLES; MILLER, 1990). É o método mais pesquisado e o mais utilizado para diversos fins, mas especialmente para a exploração de petróleo e gás. Enquanto a indústria de petróleo e gás utiliza essa tecnologia na busca de reservatórios a milhares de quilômetros abaixo da superfície, a reflexão sísmica também pode ser útil para visualizar a imagem da superfície próxima, com profundidades inferiores a 200 metros. Seu uso para tais alvos vem crescendo há cerca de três décadas, impulsionado pelo crescente interesse de outros campos, como por exemplo, a indústria da mineração, geotecnia, exploração de águas subterrâneas e riscos geográficos. Além disso, com redução de custos e maior poder computacional, as pesquisas de sísmica de reflexão tornaram-se mais acessíveis a grupos menores, como grupos de pesquisa das universidades.

No entanto, apesar de ser mais viável, é preciso ter muito cuidado ao realizar uma pesquisa de sísmica de reflexão para interesses em alvos rasos. Uma abordagem comum e tentadora, mas errônea, é reduzir a escala de uma pesquisa convencional de sísmica de reflexão, tentando imagear um alvo próximo à superfície. O método de sísmica de reflexão rasa tem que lidar com questões que podem não ser consideradas importantes em uma pesquisa de exploração de petróleo e gás (BUTLER, 2005).

A sísmica de reflexão como técnica para investigar a subsuperfície rasa é comumente preferencialmente escolhida em detrimento a outros métodos geofísicos, devido as suas vantagens significantes. Quando comparada a sísmica de refração, que produz estimativas simples de velocidade e profundidade, a sísmica de reflexão é capaz de produzir imagens estruturais com resolução e continuidade melhoradas. Isso é especialmente vantajoso em pesquisas que requerem um entendimento da estrutura geológica, como a sísmica de reflexão provém uma ligação com a geologia melhor que outros métodos de subsuperfície rasa. Outro método como empregado no imageamento da subsuperfície rasa é o Radar de Penetração do Solo (GPR, do inglês Ground Penetrating Radar), apesar de ser comparável a sísmica de reflexão, o emprego do GPR comumente deixa a desejar no aspecto da penetração do sinal, limitando sua profundidade de investigação a subsuperfície ultra rasa.

A sísmica de reflexão na subsuperfície rasa apresenta desafios únicos (BUTLER, 2005). Ruídos, especialmente relacionados à fonte, é significamente mais problemático na subsuperfície rasa. Eventos espúrios podem ser criados por pequenas heterogeneidades no solo e na camada de intemperismo. Além disso, essas variações nas propriedades do solo podem levar a mudanças drásticas nos dados gravados, e também serem problemáticos para

técnicas de processamento convencionais, particularmente correção NMO e empilhamento CMP. Outra questão problemática para a sísmica de reflexão rasa é a sua limitação em imagear com resolução interpretável alvos rasos e muitas vezes de espessuras finas.

Muitos estudos abordando problemas relacionados à reflexão sísmica rasa foram publicados. [Hunter et al. \(1984\)](#) e [Steeple e Miller \(1990\)](#) concentram-se em técnicas de aquisição para melhorar as reflexões sísmicas. [Widess \(1973\)](#) reúne os problemas relacionados à resolução vertical e como depende do conteúdo da frequência do sinal e da largura de banda. Além disso, [Davies e King \(1992\)](#) e [Frei et al. \(2015\)](#) referem-se a algumas das armadilhas do processamento de dados sísmicos aplicados a dados de sísmica rasa. Não obstante, [Steeple et al. \(1997\)](#) destacam que os resultados de uma aquisição de reflexão sísmica rasa são notavelmente baseados nas características geológicas próximas à superfície.

Para obter uma melhor compreensão de uma determinada técnica e quais contra-tempos podem surgir, uma abordagem conveniente e uma ferramenta econômica e atraente é a modelagem numérica. Embora haja muita pesquisa sobre modelagem sísmica publicada na literatura, elas geralmente são direcionadas para cobrir ideias específicas ou áreas distintas. Dessa forma, existem pouquíssimos estudos sobre modelagem sísmica aplicada à subsuperfície rasa. [Strong e Hearn \(2008\)](#), [Hallam \(2010\)](#) e [Hallam, Hearn e Strong \(2012\)](#) são alguns dos poucos trabalhos publicados nos quais é abordada a modelagem por diferenças finitas aplicada à sísmica de reflexão rasa.

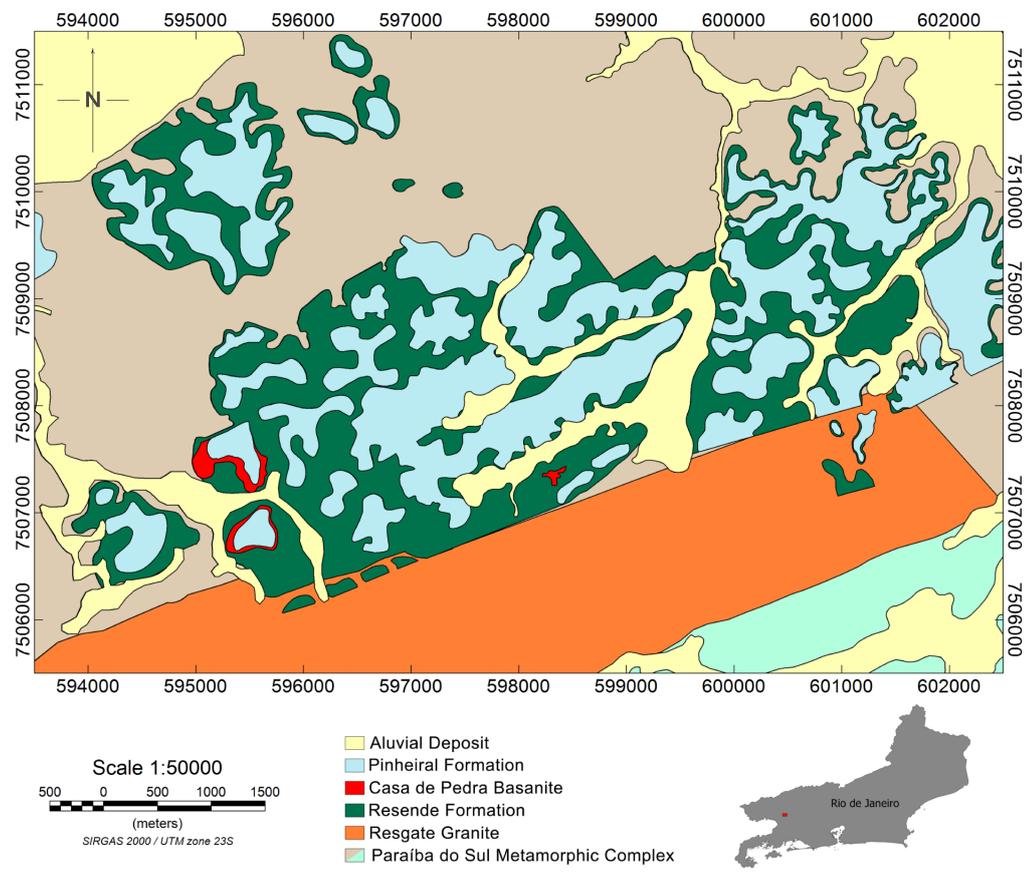
2 Objetivos

Considerando o exposto acima, o objetivo deste trabalho é estudar as limitações de resolução de reflexões sísmicas próximas da superfície, usando modelagem elástica por diferenças finitas combinada com dados de campo de uma bacia sedimentar, a bacia de Volta Redonda. Além disso, esta pesquisa pretende dar suporte a uma compreensão mais detalhada do esboço estrutural e implicações em relação à reativação de características estruturais dessa bacia sedimentar.

3 Contexto Geológico

O objetivo deste estudo é a bacia de Volta Redonda, localizada na região sudoeste do estado do Rio de Janeiro (Brasil) (Figura 1). É uma bacia da era Cenozóica, inserida no contexto da Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989). Seu embasamento é composto por complexos proterozóicos de rochas metassedimentares e suítes intrusivas, todas as unidades do embasamento estão orientadas na direção NE-SW. Estratigraficamente, de acordo com Sanson, Ramos e Mello (2006), essa bacia sedimentar é formada por conglomerados grossos intercalados com arenitos, a Formação Ribeirão dos Quatis, sob uma intercalação de arenitos estratificados e conglomerados finos, a Formação Resende - correlacionada com a principal fase de sedimentação da bacia. E no topo da coluna estratigráfica da Bacia Volta Redonda está a Formação Pinheiral, que consiste em conglomerados e depósitos estratificados de arenito. Entre as formações Resende e Pinheiral, ocorreu um fluxo de rochas vulcânicas ultramáficas – o Basanita Casa de Pedra.

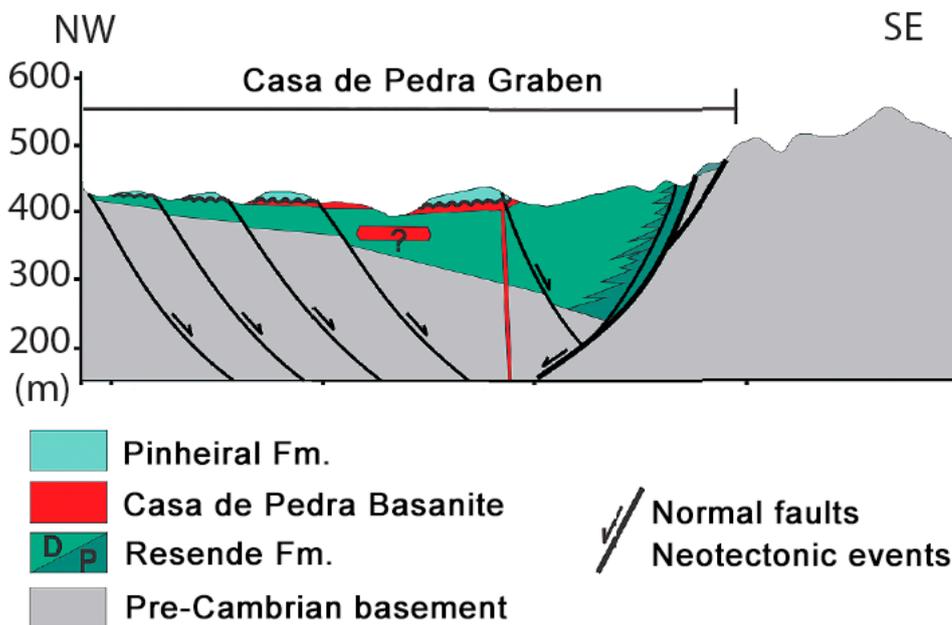
Figura 1 – Geologia local do Graben de Casa de Pedra e localização da área



Modificado de Lenz et al. (2019).

Mais especificamente, este trabalho focará no depósito predominante da Bacia de Volta Redonda – o Graben de Casa de Pedra (SANSON; RAMOS; MELLO, 2006). A região foi alvo de extensas pesquisas geológicas. Quanto ao seu arcabouço estrutural, ainda existem algumas hipóteses em discussão sobre o quadro estrutural geral do Graben de Casa de Pedra. Negrão et al. (2015) resumem que a geologia estrutural geral é apresentada em um sistema de hemigrabens, limitado por falhas normais e elevações estruturais, com a borda sul do graben sendo coberta pela parte mais espessa da cobertura sedimentar (Figura 2).

Figura 2 – Configuração atual proposta para o arcabouço estrutural do Graben de Casa de Pedra.



Modificado de Negrão et al. (2015).

Além disso, a Bacia de Volta Redonda é importante porque está correlacionada com os estágios mais recentes do desenvolvimento estrutural das Bacias de Campos e Santos - principais produtoras de hidrocarbonetos do Brasil. Além disso, as rochas sedimentares pouco consolidadas da Formação Resende são localmente afetadas por estruturas de deformação quebradiças, como falhas menores e zonas de bandas de deformação. De fato, esse sistema de arenitos não consolidados e estruturas de deformação está aflorando e está sendo pesquisado minuciosamente. Todas essas características são conhecidas na literatura por interferirem no fluxo regular de fluidos através de reservatórios de petróleo e gás; portanto, a Bacia de Volta Redonda também é vista como um pequeno análogo geomecânico de alguns dos reservatórios de arenito não consolidados encontrados nas Bacias de Santos e Campos.

Embora a bacia de Volta Redonda tenha sido alvo de muitos mapeamentos e levantamentos geológicos, as investigações da subsuperfície por métodos geofísicos só começaram efetivamente em 2017. Hoje, muitas campanhas geofísicas foram realizadas na região. Modelagem sísmica por [Neto et al. \(2018\)](#), análise por tomografia de refração por [Carbonesi \(2018\)](#), estudo de modelagem por gravidade de [Lenz et al. \(2019\)](#) e processamento de dados sísmicos de [Campos \(2018\)](#) são exemplos de alguns dos trabalhos geofísicos que abordaram aspectos da bacia de Volta Redonda. Tudo para colmatar a lacuna entre dados geológicos e geofísicos para obter uma melhor compreensão da subsuperfície da região e fornecer dados para ajudar a definir um modelo mais adequado para a região, destacando os potenciais máximos estruturais do Graben de Casa de Pedra.

4 Sísmica de Reflexão Rasa

O método da sísmica de reflexão envolve três processos fundamentais:

- o aquisição de dados interpretáveis e específicos para o local;
- o processamento dos dados;
- o interpretação geológica e correlação com outros dados geológicos ou geofísicos;

Nesse trabalho, o termo "rasa" refere-se a alvos de interesse com profundidades até 200 metros abaixo da superfície terrestre. Nessa escala, o método da sísmica de reflexão é único, apesar das similaridades com a sísmica de reflexão convencional, aplicada pela indústria de óleo e gás. Dificuldades não familiares para as metodologias da sísmica de reflexão convencional são comumente encontradas.

4.1 Aquisição de dados

4.1.1 Geometria

Durante a aquisição, são usadas técnicas similares às usadas na sísmica de reflexão convencional, porém numa escala reduzida. A sísmica de reflexão rasa utiliza menos canais ativos, lanços mais curtos, menos geofones e portanto, um perfil mais condensado. Com isso, é possível: melhorar a resolução espacial, observar o ângulo crítico em refletores rasos e reduzir custos para a maioria das investigações geotécnicas e ambientais.

A mais básica geometria de aquisição consiste em apenas uma fonte e um receptor. Esse tipo de arranjo era frequentemente usado antes da execução de uma aquisição do tipo walk away, a qual ajuda a definir os parâmetros da geometria de aquisição (MILLER; STEEPLES, 1994). Em geral, o número de canais em uma aquisição aumentam em múltiplos de 12, devido às entradas disponíveis na maioria dos sismógrafos.

Nas campanhas de sísmica de reflexão rasa, apenas um geofone é conectado a cada canal. Grupos de geofones plantados como arranjos podem causar uma suavização do dado. Essa técnica é conhecida como trace-mixing e pode reduzir a resolução, especialmente na escala da sísmica rasa (MCMONAGLE, 1992). Isso ocorre pois as altas frequências gravadas podem conter comprimentos de onda similares às dimensões do arranjo de receptores, resultando numa atenuação do sinal desejado. O pequeno intervalo entre receptores usados na sísmica rasa também torna um arranjo de geofones impraticável. O intervalo entre canais pode variar entre 0,25 metros, para aplicações de sísmica ultra rasa, até vários metros, dependendo da profundidade do alvo a ser investigado (BRABHAM; THOMAS; MCDONALD, 2005).

Em geral, os canais são conectados através de um cabo analógico e os dados são convertidos usando um conversor analógico para digital. O tempo de gravação é primariamente dependente do tempo de trânsito duplo dos refletores. Comumente na ordem de 1 segundo, com uma taxa de amostragem entre 0.1 ms a 0.5 ms. Por sua vez, a frequência ressonante dos geofones é escolhida com base na largura da faixa de frequência da fonte e de acordo com a geologia do local. Se o sinal refletido possuir uma banda de frequência suficiente, geofones de frequência alta são preferidos, pois os mesmos rejeitam frequências baixas, gerando frequência dominante do sinal maior, e portanto, melhorando a resolução. É importante que os geofones estejam firmemente acoplados ao chão para prevenir a amplificação do groundroll (ALI; HILL, 1991).

A aquisição é realizada gravando-se dados de tiros disparados em pontos sucessivos relativos as localizações dos geofones. Todos os tiros estão contidos dentro do offset máximo, que em geral, não é maior que a profundidade do alvo de interesse. Com offsets maiores, as reflexões tendem a sofrerem mudanças de fase e interferência de eventos de refração. Tiros com pouca energia ou contaminados com muito ruído podem ser melhorados através do empilhamento de múltiplos tiros no mesmo ponto, e assim reduzindo o ruído aleatório e melhorando o sinal. O número de tiros empilhados dessa maneira deve ser minimizado para não prejudicar a resolução devido a diferenças de tempo entre traços.

Uma campanha de sísmica de reflexão rasa bem planejada é desenhada para coletar dados em pontos médio comuns (CMP), que durante o processamento são empilhados depois de correções de estática e afastamento. Esse procedimento produz uma cobertura de empilhamento a qual é dependente do desenho da geometria, quantidade de canais e intervalo de pontos de tiro. Os dados ordenados em CMP e empilhados são então usados para produzir a imagem sísmica do perfil pesquisado.

Não obstante, as boas práticas de uma campanha de sísmica de reflexão não dependem apenas no processamento para recuperar reflexões dos dados. A técnica da janela ótima, descrita por Hunter et al. (1984), posiciona os geofones em relação a fonte de modo que reflexões proveniente do alvo podem ser observadas em uma janela ótima, onde a interferência causada por ruído é mínima. A janela ótima, que normalmente está entre o groundroll e ruído coerente, pode ser determinada local a local usando testes preliminares. O ponto ótimo é determinado quando as reflexões do alvo tornam-se mais facilmente reconhecíveis e livres de interferência, principalmente de ruído coerente. A campanha então é realizada tiro por tiro como o normal, mas centrada no offset ótimo.

Além disso, o comprimento do spread e o offset máximo também devem ser levados em consideração. Cuidado devem ser tomados para refletores alvo a distâncias que se aproximam ou superam distâncias onde começam a ocorrer o ângulo crítico de reflexão (PULLAN; HUNTER, 1985).

4.1.2 Fontes sísmicas

Uma fonte sísmica deve atender a duas necessidades primárias: a frequência dominante do pulso da fonte deve ser alta o suficiente para resolver o refletor alvo e evitar reflexões contaminantes, e; a fonte deve transmitir ao solo energia suficiente para que as reflexões do alvo sejam detectados nos offsets máximos (STEEPLES; MILLER, 1998). Tratando-se da sísmica terrestre, podemos separar as fontes sísmicas em três grupos:

- o explosivos e projéteis (MILLER et al., 1992; MILLER; STEEPLES, 1994);
- o queda de pesos como marretas (BACHRACH; NUR, 1998; BAKER et al., 2003) ou massas acelerada (BRABHAM; THOMAS; MCDONALD, 2005); e
- o vibradores, como mini-vibes (DOLL; MILLER; XIA, 1998), mini-Sosie, SIST (PARK et al., 1996) e vibradores eletrodinâmicos (GHOSE et al., 1998)

A fonte sísmica empregada para adquirir os dados utilizados nesse trabalho foi a queda de uma massa acelerada sobre uma placa de alumínio. Não existe uma fonte ideal para a sísmica de reflexão rasa (MILLER et al., 1992). O desempenho de todos os tipos de fonte é altamente dependente das condições do solo e parâmetros de aquisição, especialmente da profundidade do alvo e offset máximo. Miller et al. (1992) recomenda que várias fontes sejam testadas e qualitativamente comparadas em vários locais antes de se começar uma campanha.

O desempenho da fonte sísmica pode ser aperfeiçoada melhorando-se o acoplamento entre a fonte e o solo. Fontes explosivas podem ser enterradas para certificar que a transmissão de energia seja adequada. Quedas de peso requerem uma placa de metal para minimizar a deformação da superfície através de uma distribuição igual da energia da fonte.

4.2 Resolução sísmica

Uma aquisição de sísmica de reflexão comum terá como objetivo definir a geometria da aquisição a fim de obter a melhor resolução sobre o alvo de interesse. No entanto, isso geralmente não é possível em uma aquisição de reflexão sísmica rasa. A subsuperfície rasa é complexa, com variações substanciais no conteúdo de velocidade e frequência da frente de onda, o que geralmente diminui o poder de resolução da aquisição.

A resolução de uma aquisição é definida pela capacidade do traço gravado de separar, no tempo, as duas interfaces que delimitam a espessura do alvo. De acordo com Widess (1973), se a camada é espessa o suficiente para que as ondas refletidas de cada uma das interfaces sejam perfeitamente separadas no tempo, o traço produzirá a resolução ideal em relação a camada. Se camada alvo for mais fina, os dados serão compostos mais por uma combinação das duas interfaces reflexivas e menos pelas reflexões individuais,

denotando assim uma diminuição na resolução. Para que uma camada seja imageada sem essa contaminação e, portanto, com uma resolução interpretável, ela deve ter uma espessura de cerca de $\frac{1}{8}$ de λ_c , o comprimento de onda dominante da wavelet refletida. Considerando a relação sinal / ruído, esse limite pode ser aumentado para menos de $\frac{1}{4}$ de λ_c (WIDESS, 1973).

A resolução vertical é governada pela frequência central da wavelet refletida, f_c :

$$f_c = \frac{v}{\lambda_c} \quad (4.1)$$

onde v é a velocidade da camada e λ_c o comprimento de onda da onda refletida.

Na prática, isso significa que, para que uma camada com velocidade de 2000 m/s seja adequadamente resolvida por uma wavelet de frequência dominante de 50 Hz, ela deve ter uma espessura mínima de 10 m ou para uma wavelet refletida com frequência dominante de 100 Hz, uma camada deve ter uma espessura mínima de 5 m para ser imageada com precisão.

Essa diferença pode ser irrelevante para aquisições sísmicas convencionais, no entanto, é bastante notável para pesquisas de reflexão sísmica rasa. Especialmente porque aquisições de sísmica rasas devem levar em conta o comportamento intrínseco da Terra de agir como um filtro de frequência corta-alta, assim, os necessários sinais de alta frequência, fundamentais para a imagem de camadas finas, são firmemente atenuados através dos primeiros metros da subsuperfície.

Embora não seja possível alterar a profundidade nem a espessura de uma camada, é possível modificar a frequência central de entrada da fonte. Durante o processamento de dados sísmicos, existem algumas abordagens para lidar com limites de baixa frequência, como a filtragem f-k ou -p, para distinguir entre onda direta e refrações de reflexões rasas verdadeiras. No entanto, o método mais provável de ser consistente e eficaz é registrar frequências mais altas do que aquelas usadas em aquisições sísmicas convencionais que visam áreas mais profundas (STEEPLES et al., 1997).

4.3 Processamento de dados

A criação de uma imagem dos refletores sísmicos é um objetivo fundamental da sísmica de reflexão rasa. Infelizmente, é esperado que outros tipos de onda e ruído sejam encontrados nos dados. Os mesmos incluem ruído coerentes provenientes de ondas diretas, ondas aéreas, groundroll, refrações, múltiplas e ruído ambiental randômico (YILMAZ, 2001). Na sísmica de reflexão rasa, esse ruído vai em geral mascarar ou inundar os eventos refletivos verdadeiros, tornando difícil uma interpretação precisa (SPITZER; NITSCHKE; GREEN, 2001).

As refrações são um tipo de ruído que podem ser difíceis de serem separadas das verdadeiras reflexões. Elas tem, em geral, frequências similares às reflexões (STEEPLES; MILLER, 1998) e podem persistir durante o empilhamento, resultando numa interpretação errônea das refrações como reflexões e vice-versa. Groundroll e ondas aéreas também são problemáticos na superfície rasa, usualmente mais ainda que as refrações, pois os mesmos tem uma probabilidade maior de interferir com as reflexões. Além disso, ondas aéreas e groundroll frequentemente reduzem significativamente o tamanho da janela ótima.

Existe uma grande variedade de técnicas de processamento que podem melhorar dados por remover ruídos. Um processamento típico usado na sísmica de reflexão rasa inclui correção de amplitude, silenciamento cirúrgico, deconvolução, filtragem, correções estáticas, análise de velocidades, correção de afastamento normal (NMO), empilhamento CMP e migração. Gosar (1998) enfatiza a importância da filtragem f-k, correções estáticas, deconvolução e análise de velocidades precisa para a sísmica de reflexão rasa de alta resolução. No caso de estruturas complexas, a migração também é importante. A análise de velocidades pode ser considerada a etapa mais crucial, pois diretamente afeta a correção de NMO e migração.

Todas as técnicas de processamento dependem de várias suposições. Isso resulta em limitações que em aquisições de sísmica de reflexão convencionais podem ser resolvidas ou que podem ser sem consequências. Infelizmente, a sísmica de reflexão rasa é um caso extremo da sísmica de reflexão e todas as suposições precisam ser consideradas quando processando ou interpretando os conjuntos de dados (STEEPLES; MILLER, 1998).

4.3.1 Pré-processamento

Antes de iniciar-se o processamento propriamente dito, é necessário preparar o dado bruto de campo para tal. Durante a aquisição, os dados da linha sísmica são gravados em formatos de arquivos que variam conforme o equipamento utilizado. Hoje, o formato padrão é o SEG-Y, estabelecido pela Society of Exploration Geophysicists em 1975 (BARRY; CAVERS; KNEALE, 1975).

Dessa forma, de posse do arquivo SEG-Y, agora é preciso convertê-lo para o formato compatível com o software que será utilizado para o processamento. Uma vez o arquivo SEG-Y convertido para formato compatível com o ambiente onde será realizado o processamento, dar-se início ao carregamento da geometria, no qual os parâmetros de aquisição e os arquivos de coordenadas permitem georreferenciar o dado sísmico. Nessa etapa, são feitas as amarrações das coordenadas geográficas de fontes e receptores, do espaçamento entre eles, elevações e do número de tiros feitos no levantamento. O carregamento da geometria proporciona a manipulação do dado em diferentes domínios (domínio do tiro, CMP, offset comum, entre outros).

Isso é importante devido a algumas etapas do fluxo requererem a sua execução em um domínio específico. Essa fase do processamento, apesar de bastante inicial, é extremamente importante e demanda plena atenção, pois qualquer erro no carregamento da geometria acarretará numa propagação de erros ao longo das etapas seguintes.

4.3.2 Edição

Feito o carregamento da geometria, agora o dado sísmico contém todas as fontes e receptores corretamente localizados geograficamente. O processo de edição do dado consiste num controle de qualidade realizado visualizando o dado no domínio do tiro. Casos sejam detectados, são eliminados traços inteiros ou trechos do traço que possam comprometer os resultados de processos posteriores, como por exemplo, traços com anomalias de amplitude, baixa razão sinal/ruído ou com amplitude nula, causados por interferência externa ou mal funcionamento dos receptores. Essa avaliação deve ser feita de maneira criteriosa, para que traços contendo amplitudes que representem algum evento sísmico de interesse não sejam removidos.

4.3.3 Correção de divergência esférica

As ondas sísmicas ao se propagarem pelo interior da Terra sofrem alguns fenômenos como absorção, dispersão e divergência esférica. Esses fenômenos causam um decaimento na amplitude das ondas. Devido a isso, é realizado um processo de tratamento de amplitudes. Os efeitos causados pela absorção e dispersão são de natureza extremamente complexa e, portanto, difíceis de serem corrigidos.

Nesse trabalho apenas a atenuação das amplitudes causada pela divergência esférica será tratada. A divergência esférica – ou espalhamento geométrico – acontece devido à expansão da frente de onda em função da distância percorrida e/ou tempo de viagem. A energia da frente de onda é então espalhada por uma distância cada vez maior a medida que a onda se propaga, e, portanto, devido a conservação da energia, a amplitude em cada ponto da frente de onda decai. Para um meio homogêneo, a densidade de energia na frente de onda decai a $\frac{1}{r^2}$, a amplitude da onda por sua vez é proporcional a raiz quadrada da densidade de energia, e, portanto, decai a $\frac{1}{r}$, onde r é o raio da frente de onda (YILMAZ, 2001).

A correção de divergência esférica tem como objetivo recuperar as amplitudes do sinal, especialmente para tempos mais longos, atenuadas devido ao espalhamento geométrico, além de atenuar amplitudes anômalas. Isso permite que eventos mais profundos sejam melhor visualizados.

4.3.4 Deconvolução

A deconvolução preditiva é aplicada aos dados sísmicos para reduzir o período da wavelet da fonte, remover múltiplas, e portanto, amplificar a resolução temporal da imagem (YILMAZ, 2001). O método afirma que a Terra pode ser vista como uma série de impulsos perfeitos, ou spikes, que quando convolvidos com a wavelet da fonte produzem um resultado que é a convolução de várias wavelets com a função refletividade da Terra. A deconvolução padrão opera com base em três suposições (YILMAZ, 2001):

- A Terra apresenta refletividade aleatória;
- As wavelets incidem quase ou totalmente normalmente nos refletores;
- A wavelet da fonte é invariável com o tempo, e possui atraso mínimo.

É muito provável que todas essas suposições não sejam válidas na sísmica de reflexão rasa, devido:

- A subsuperfície rasa nem sempre gera uma refletividade aleatória. Cuidados devem ser dados na aplicação da deconvolução preditiva, pois usualmente existem poucos refletores para formar uma função refletividade aleatória;

- A profundidade de imageamento e offset da fonte e dos receptores são diferentes em no máximo uma ordem de magnitude, especialmente em campanhas de sísmica ultra rasa. Isso contraria a suposição da incidência normal, especialmente para offsets maiores.

- Grandes gradientes ou variações abruptas na subsuperfície rasa podem resultar em variações temporais e espaciais da wavelet da fonte. Steeples e Miller (1998) recomenda que um operador de deconvolução variante no tempo e espaço seja usado, pois na sísmica de reflexão rasa a frequência dominante das reflexões variam rapidamente com a profundidade

A deconvolução spiking é mais efetiva quando a wavelet da fonte possui um longo período e baixa frequência dominante. Na sísmica de reflexão rasa, onde fontes de alta frequência são necessárias, a efetividade da deconvolução spiking é potencialmente limitada pelo pulso da fonte, e sob certas circunstâncias pode simplesmente não funcionar.

Enquanto a deconvolução spiking já foi utilizada com sucesso em dados de sísmica rasa por Miller et al. (2008), Metwaly et al. (2005) e Rashed et al. (2002) mostram que ainda existem preocupações legítimas com a validade da deconvolução em ambientes rasos. Steeples e Miller (1998) demonstraram que a deconvolução pode reduzir a resolução das reflexões na sísmica de reflexão rasa.

4.3.5 Correção estática

Irregularidades causadas por topografia ou intemperismo ao longo do perfil podem levar a erros de estática ou de deslocamento de tempo, que por sua vez podem danificar

a continuidade dos refletores na seção sísmica. Existem dois tipos de erros de estática, de comprimentos de onda longos e de comprimentos de onda curtos. A estática de comprimentos de onda longo afetam os dados em vários lanços, enquanto para comprimentos de onda curtos afeta os dado dentro do mesmo lanço. Ambos os casos podem causar problemas para campanhas de sísmica de reflexão rasa.

Felizmente, erros causados pela camada de intemperismo são incomuns em trabalhos em superfície rasa, já que muitas vezes a própria camada de intemperismo é considerada um alvo e variações ultra rasa não afetam significamente os dados gravados. O mesmo não é verdade para variações topográficas, que podem causar grandes problemas na sísmica de reflexão rasa (STEEPLES; MILLER, 1998).

A ferramenta mais comum usada pra corrigir erros de estática, a estática residual, pode ser inapropriada para dados de sísmica rasa (STEEPLES; MILLER, 1998). Teoricamente, existem dois problemas com a estática residual; muitos refletores são necessários para melhorar as suposições estatísticas, e a suposição sobre o traçado vertical do raio falha por razões similares à deconvolução, onde os offsets são maiores que a profundidade do alvo. A estática residual também pode acabar removendo reflexões, introduzir eventos falsos de reflexão e empilhar ruído em seções coerentes.

Portanto, isso leva a dois métodos alternativos para resolver erros de estática em dados de sísmica rasa (STEEPLES; MILLER, 1998):

- o Quando uma lâmina d'água pode ser imageada com clareza. Esse refletor deve, em teoria, ser horizontal e pode ser pickado para correções estáticas pós-NMO; e
- o As primeiras quebras de um refletor em particular podem ser alinhados (correção estática por refração) usando uma função velocidade interpolada lateralmente, derivada de uma análise de refração padrão (RASHED et al., 2002).

Frustrantemente, é muito mais difícil realizar correções estáticas com um conteúdo de altas frequências, pois as correções estáticas podem ser maiores que o período dominante da wavelet refletida. Isso leva a limitações na extensão das correções topográficas que podem ser geridas numa campanha de sísmica rasa.

4.3.6 Análise de velocidades

Antes de seguir com o processamento, é necessário que seja feita uma análise de velocidades do dado sísmico. Essa etapa é primordial para o prosseguimento do processamento. Além de alguns processos exigirem um campo de velocidades para serem executados, o grau de acurácia da análise de velocidades é determinante para o sucesso e a qualidade da seção sísmica.

Na análise de velocidades são determinadas as velocidades dos eventos sísmicos

que melhor corrijam a diferença de afastamento normal (NMO), ou seja, anulando o afastamento entre fonte e receptor. Assim, é possível corrigir as hipérboles e horizontalizar as reflexões. Além disso, o campo de velocidades ainda é parâmetro para outros processos do processamento, como a migração. Existem algumas técnicas disponíveis para gerar modelos de velocidades:

- o O método que conjuntos de velocidades constantes (CVG, do inglês *constant velocity gathers*) usa um dado no domínio do tiro, ou de preferência no domínio da CMP, e aplica um modelo de velocidade de afastamento constante à seção repetidamente e mostra os resultados. A velocidade de afastamento correta irá horizontalizar as reflexões e essas podem ser identificadas em tempos específicos;

- o Já o uso de seções empilhadas de velocidade constante (CVS, do inglês *constant velocity stacks*) é uma extensão ao CVG, mas requer uma gama de conjuntos de CMP adjacentes, aos quais é aplicada uma velocidade de afastamento constante e então são empilhados. Esse tipo de análise de velocidades produz a melhor indicação de como a seção sísmica final será, dado um modelo de velocidades.

- o O uso de contornos de velocidades constantes também pode ser usado para simplificar o método de CVS.

4.3.7 Correção NMO, DMO, silenciamento e empilhamento

Com um campo de velocidades mais preciso, é então feita a correção de sobretempo normal – correção NMO (*normal moveout*) – no dado sísmico. A correção NMO remove o efeito que o afastamento entre fonte e receptor tem sobre os tempos das reflexões ([Figura 3 a](#)). A mesma desloca os tempos das reflexões no traço sísmico de modo a simular que fonte e receptor estejam no mesmo ponto ([Figura 3 b](#)).

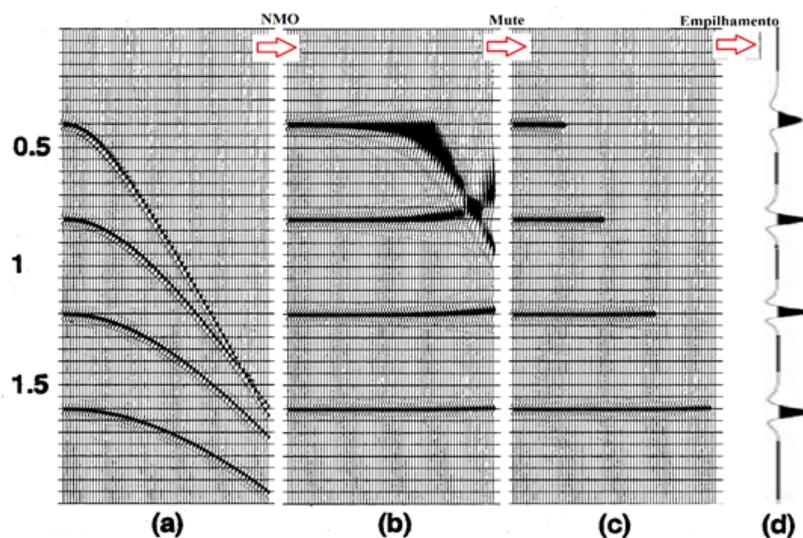
Para que os tempos das reflexões sejam deslocados para afastamento nulo o traço sísmico é alongado, sofrendo um efeito conhecido como estiramento do traço sísmico – quanto menor o tempo e maior for o afastamento entre fonte e receptor, maior será o estiramento. Para corrigir esse efeito colateral da correção NMO é aplicado um silenciamento no trecho do traço sísmico que sofreu estiramento superior ao limite desejado ([Figura 3 c](#)). O silenciamento deve ser feito de maneira cuidadosa, de modo a não acarretar perda considerável de sinal.

A correção NMO corrige o efeito de sobretempo normal, porém considera os refletores como plano-paralelos. Para corrigir o efeito de sobretempo normal de refletores mergulhantes é necessária uma correção adicional – a correção DMO (*dip moveout*). Quando um refletor horizontal cruza com um refletor mergulhante, a correção NMO é apenas capaz de corrigir um dos eventos, não ambos. Dessa forma, uma família CMP corrigida de NMO e em seguida de DMO, quando empilhada, produz uma seção sísmica

que é mais próxima da seção zero-offest do que uma família CMP corrigida apenas de NMO.

Agora de posse do dado sísmico corrigido de NMO, DMO e silenciamento (Figura 3 c), é possível que seja feito o empilhamento do dado – o stacking. Num dado corrigido de NMO, DMO e silenciamento, os eventos sísmicos para diferentes offsets agora estão alinhados no tempo. Assim, com os eventos alinhados, é possível que seja feita a soma horizontal dos traços sísmicos de uma mesma família CMP, produzindo um único traço, representando um traço de afastamento nulo (Figura 3 d). A soma dos traços é feita de tal forma que as amplitudes dos eventos no traço são soma 4.adas construtivamente, enquanto que os ruídos são somados destrutivamente. Essa soma proporciona um aumento da razão sinal/ruído e o empilhamento produz uma seção de afastamento nulo – a seção sísmica empilhada.

Figura 3 – (a) modelo com 4 eventos sem correção NMO. (b) após correção NMO, note o estiramento dos traços. (c) após correção NMO e silenciamento, note a remoção da parte estirada dos traços sísmicos e (d) família CMP pós-empilhamento.

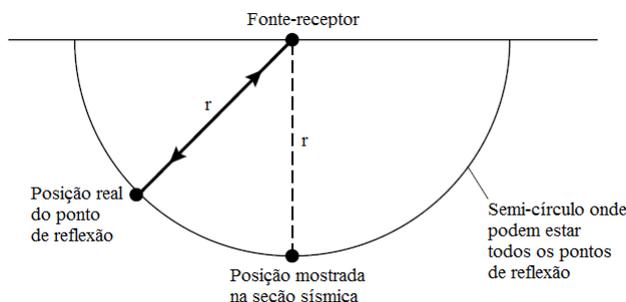


Fonte: modificada de Yilmaz (2001).

4.3.8 Migração

Após o empilhamento é possível agora realizar a migração pós-empilhamento. Numa seção sísmica, cada ponto de reflexão é imageado estando diretamente abaixo da posição fonte-receptor, entretanto, isso somente acontece quando o refletor é plano e horizontal. Dado um tempo de reflexão, um ponto de reflexão pode estar em qualquer lugar de um semi-círculo centrado na posição fonte-receptor. Numa seção não-migrada, esse ponto é mapeado estando imediatamente abaixo da fonte-receptor (Figura 4).

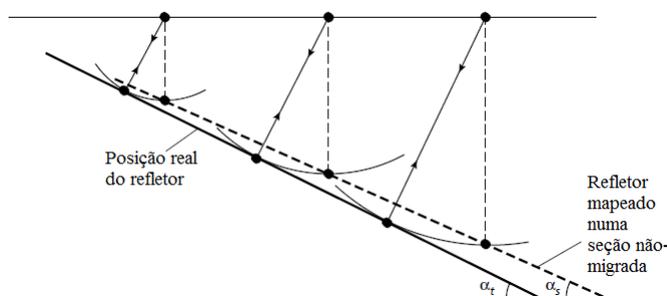
Figura 4 – Representação do semi-círculo onde os pontos de reflexão podem estar localizados.



Fonte: modificada de Kearey, Brooks e Hill (2013).

Agora considerando vários pontos de reflexão ao longo de um mesmo refletor mergulhante, numa seção não-migrada, cada ponto será projetado abaixo da posição fonte-receptor e, portanto, a posição do refletor na seção será errônea (KEAREY; BROOKS; HILL, 2013). Através de segmentos de frente de onda para cada ponto de reflexão é possível mapear a geometria correta do refletor na seção. (Figura 5).

Figura 5 – Refletor mergulhante e a sua posição numa seção sísmica não-migrada.



Fonte: modificada de Kearey, Brooks e Hill (2013).

A migração é o processo de reconstrução de uma seção sísmica, o qual desloca os refletores mergulhantes para suas corretas posições em subsuperfície e corrige os tempos de reflexão vertical. Além disso, a migração melhora a resolução por focar a energia espalhada e por atenuar padrões de difração produzidos por reflexões pontuais.

Idealmente, para uma migração precisa, é necessário determinar todo o campo de velocidades da subsuperfície, porém, uma estimativa do campo de velocidades – como foi feita após a deconvolução – junto com informações de perfis de poço, se houver, é suficiente. E apesar dessa aproximação, a migração invariavelmente quase sempre produz uma significativa melhora na qualidade de imageamento dos refletores na seção sísmica.

Usualmente, a migração é feita usando famílias de CMP empilhadas, isso reduz o número de traços a serem migrados, e, portanto, reduz o tempo de processamento e custos associados. A migração pós-empilhamento assume que os traços empilhados representam traços gravados com afastamento nulo e contendo apenas reflexões de incidência normal. Entretanto, para levantamentos com grandes offsets em áreas de geologia complexa, essa suposição não é válida.

A migração é comumente aplicada em dados de sísmica rasa (BRABHAM; THOMAS; MCDONALD, 2005; BRADFORD et al., 2006). Entretanto, o entendimento da teoria que é base da migração levanta dúvidas sobre seu desempenho em ambientes rasos (BLACK; STEEPLES; MILLER, 1994). Black, Steeples e Miller (1994) demonstram a sensibilidade da migração tanto em profundidade quanto em velocidade na subsuperfície rasa.

Existem diversos algoritmos usados para efetuar a migração de dados sísmicos – Kirchhoff, Diferenças Finitas, Phase-Shift, Stolt, entre outros.

5 Metodologia

5.1 Aquisição sísmica

Os dados de sísmica de reflexão rasa foram adquiridos entre 14 e 16 de dezembro de 2018, pela equipe do Grupo de Imagem e Inversão Sísmica (GISIS) da Universidade Federal Fluminense (UFF). A pesquisa teve como objetivo detectar a profundidade do embasamento cristalino e estruturas superficiais relacionadas ao sistema de reativação da bacia de Volta Redonda. Foi realizada em uma fazenda localizada na porção central do Graben de Casa de Pedra (Figura 6), o principal centro de deposição de sedimentos da bacia (SANSON; RAMOS; MELLO, 2006).

Como mencionado previamente, a falta de investigações de subsuperfície na bacia de Volta Redonda significa que quaisquer suposições relativas à geologia do local da pesquisa foram especificamente elaboradas considerando a geologia e geografia regionais. Portanto, pressupõe-se que o local do levantamento se apoie nas mesmas estruturas e características da bacia, principalmente arenitos fraturados e conglomerados, seccionados por falhas normais que definem o hemigraben estruturado descrito por Negrão et al. (2015).

Figura 6 – Localização da linha sísmica que adquiriu os dados do campo.



Fonte: produzido pelo autor. O trecho azul da linha sísmica indica os pontos onde ocorreram repetição dos pontos de tiro, resultando numa cobertura maior e melhor razão sinal/ruído nessa região.

A fonte utilizada foi uma PEG40 da RTClark (Figura 7), uma fonte impulsiva capaz de injetar no solo frequências entre 10 Hz e 250 Hz através de uma queda acelerada de uma massa de 36 kg em uma placa de ferro. O lanço consistiu em 96 geofones de componente vertical com frequência ressonante de 4,5 Hz (Figura 8), também da RTClark, operados através de quatro sismógrafos de 24 canais da Geometrics.

Figura 7 – Fonte sísmica PEG40



Fonte: equipe GISIS.

Figura 8 – Geofones de 4,5 Hz



Fonte: equipe GISIS.

As medições iniciais mostraram que a linha prevista tinha aproximadamente 730 metros de comprimento e os dados da gravimetria indicaram que a profundidade do alvo foi estimada em cerca de 300 metros na posição mais profunda (LENZ et al., 2019). Levando esses dados em consideração, os parâmetros da geometria de aquisição foram definidos. Geofones e pontos de tiro foram espalhados ao longo da mesma linha com um espaçamento de 5 metros entre os receptores e os pontos de tiros foram locados nos pontos médios entre receptores consecutivos. Os parâmetros completos de aquisição da geometria são exibidos na Tabela 1.

Um aspecto específico da aquisição dessa linha foi que a equipe de campo teve a ideia de utilizar as últimas 48 posições de receptor do primeiro dia de produção como as primeiras 48 estações no segundo (e último) dia de trabalho. Como a equipe era composta por um pequeno grupo de pessoas, essa estratégia otimizou a velocidade de produção, pois não precisou mover 48 geofones no dia 2. Além disso, ao disparar nos pontos médios entre estações receptoras consecutivas, essa abordagem significou que, no trecho central da linha sísmica, destacada em azul na Figura 6, houve uma repetição dos pontos de tiro, melhorando assim a relação sinal / ruído nessa região.

Tabela 1 – Parâmetros da geometria de aquisição.

Parâmetro	Geometria de aquisição
Número de tiros	192
Intervalo entre pontos de tiro	5 m
Número de receptores	146
Intervalo entre receptores	5 m
Comprimento do lanço	690 m
Offset máximo	5 m
Fold máximo	72
Intervalo de amostragem	0.25 ms
Tempo de gravação	1.0 s

Fonte: Produzido pelo autor.

Os dados sísmicos passaram por um fluxo completo de processamento de dados, usando um software comercial, o VISTA Desktop Seismic Data Processing, propriedade da Schlumberger, concedido ao Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica através de licença acadêmica. O fluxo de processamento de dados sísmicos consistia em vários processos padrão bem conhecidos, como correção de divergência esférica, correções estáticas, análise de velocidades, deconvolução, correção de NMO, migração de Kirchhoff pós-empilhamento, aprimorada para dados de sísmica de reflexão rasa.

5.2 Modelagem elástica por diferenças finitas

No interesse de obter informações sobre a estrutura e composição da subsuperfície, é prática comum tentar prever o comportamento das ondas sísmicas que se propagam através de estruturas complexas da subsuperfície. Os métodos analíticos são mais práticos em termos de custo e precisão numérica, no entanto, geralmente são específicos para um único modelo e não existem para a maioria das configurações de subsuperfície. Assim, muitas técnicas de modelagem sísmica tentam descrever os campos de ondas sísmicas usando uma aproximação numérica da equação de onda em uma malha discretizada, como o uso de elementos finitos ou diferenças finitas.

Métodos de diferenças finitas foram amplamente empregados, tanto pela indústria quanto pela academia, para modelar a propagação de ondas sísmicas em meios homogêneos ou heterogêneos. Esses métodos têm a capacidade de produzir modelos precisos de propagação de ondas sísmicas e, portanto, produzir dados sintéticos confiáveis. Além disso, os sismogramas sintéticos podem ser usados para comparação com dados de campo, bem como para testar novas hipóteses e ideias teóricas em condições restritas e conhecidas. De fato, isso pode ser particularmente útil ao se preparar para uma aquisição de sísmica

de reflexão ou para reprocessar dados sísmicos, melhorando a escolha de parâmetros, como intervalo de fonte e receptores, filtro pré-A/D ou filtros de frequência durante o processamento de dados.

Este trabalho utiliza o SOFI2D, um software de modelagem sísmica por diferenças finitas, desenvolvido pelo Instituto Geofísico do Instituto de Tecnologia de Karlsruhe. O software utiliza solução através de diferenças finitas para a equação de onda elástica em uma malha intercalada padrão, com base nos trabalhos de [Virieux \(1986\)](#) e [Levander \(1988\)](#).

5.2.1 Solução da equação da onda por diferenças finitas

A propagação de ondas num meio elástico pode ser descrita por um sistema de equações diferenciais parciais lineares. Elas consistem das equações de movimento

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \quad (5.1)$$

que afirmam que o momento de um meio, o produto da densidade ρ e da velocidade v_i , pode ser alterado por forças de superfície, descritas pelo tensor de stress σ_{ij} ou por forças de corpo f_i . As propriedades específicas do material são introduzidas por equações adicionais que descrevem como o meio reage quando uma certa força é aplicada. No caso isotrópico elástico, isso pode ser descrito por uma relação linear de esforço e deformação

$$\begin{aligned} \sigma_{ij} &= \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \\ \epsilon_{ij} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \end{aligned} \quad (5.2)$$

onde λ e μ são os parâmetros de Lamé, ϵ_{ij} o tensor de deformação e u_i o deslocamento. Usando $v_i = \frac{\partial u_i}{\partial t}$, as equações 4.1 e 4.2 podem ser transformadas em um sistema de equações diferenciais parciais de segunda ordem:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \\ \sigma_{ij} &= \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \\ \epsilon_{ij} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \end{aligned} \quad (5.3)$$

Outra forma comum de deduzir as equações do movimento em meio elástico é derivar no tempo a relação esforço-deformação e o tensor de deformação. Como os parâmetros de

Lamé não variam com o tempo, a equação 4.3 pode ser escrita da seguinte forma:

$$\begin{aligned}\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \\ \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial \theta}{\partial t} \delta_{ij} + 2\mu \frac{\partial \epsilon_{ij}}{\partial t} \\ \frac{\partial \epsilon_{ij}}{\partial t} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)\end{aligned}\quad (5.4)$$

Para casos simples, as equações 4.3 e 4.4 podem ser resolvidas analiticamente, porém, problemas mais complexos requerem uma solução numérica. Para isso, a equação 4.4 deve ser discretizada no tempo e no espaço numa malha. A velocidade da partícula \mathbf{v} , os esforços σ_{ij} , o módulo da onda P $\pi = \rho v_p^2 = \lambda + 2\mu$ e o módulo da onda S $\mu = \rho v_s^2$ são calculados e definidos num sistema de coordenadas Cartesianas $x = i \text{ dh}$, $y = j \text{ dh}$ e no tempo $t = n \text{ dt}$, onde dh denota o espaço entre dois pontos adjacentes da malha e dt a diferença entre dois passos de tempo sucessivos.

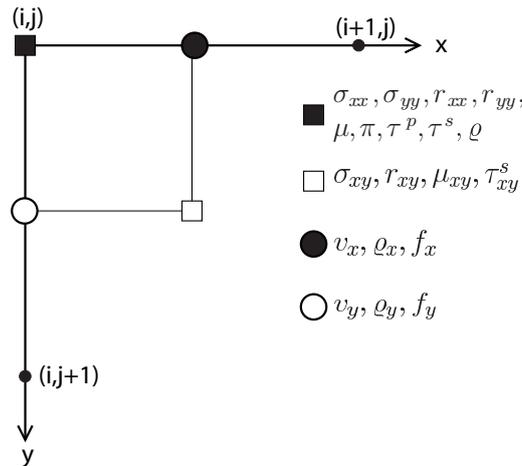
Portanto, cada ponto na malha está localizado no intervalo definido por NX e NY e no tempo por NT, onde NX, NY e NT são, respectivamente, o número de pontos espaciais da malha e o número de passos no tempo. Então, as derivadas parciais são substituídas pelos operadores de diferenças finitas. Dois tipos de operadores são usados, o direto D^+ e o reverso D^- . A derivada de uma função y em relação a variável x pode ser aproximada pelos operadores:

$$\begin{aligned}D_x^+ y &= \frac{y[i+1] - y[i]}{\text{dh}} && \text{operador direto} \\ D_x^- y &= \frac{y[i] - y[i-1]}{\text{dh}} && \text{operador reverso}\end{aligned}\quad (5.5)$$

5.2.2 Malha intercalada padrão

Quando decompondo um domínio para um algoritmo de diferenças finitas, é preferível usar um esquema de malha intercalada de alta ordem, ao invés do uso de esquemas de baixa ordem para modelar a equação da onda (ROBERTSSON; BLANCH; SYMES, 1994). Na malha intercalada, diferentes componentes de uma mesmo parâmetro são definidos em diferentes pontos intercalados fig4. As duas componentes da velocidade da partícula (círculos na fig4) são distribuídas em duas localizações intercaladas. As diferentes componentes do tensor de esforços (quadrados na fig4) são distribuídas em diferentes pontos. O módulo de rigidez μ e o parâmetro de atenuação da onda S τ^s são necessários nos pontos de componentes de esforço cisalhante. A densidade ρ é requerida nos pontos das velocidades da partícula. Portanto, os parâmetros do material precisam ser uma média localmente, ou seja, calculados através dos pontos vizinhos.

Figura 9 – Localização do campo de onda e dos parâmetros do material numa célula 2D de diferenças finitas para uma malha intercalada padrão. σ_{ij} denota as componentes do esforço, r_{ij} são variáveis de memória, v_i são as velocidades da partícula, f_i são as componentes da força de corpo, π é o módulo da onda P, μ é o módulo de rigidez, ρ denota densidade, e τ^s e τ^p são os parâmetros de atenuação das ondas P e S, respectivamente. μ_{xy} , e τ_{xy}^s , e ρ_x , ρ_y são as propriedades médias do material para módulo de rigidez, parâmetro de atenuação τ^s , e densidade, respectivamente.



Fonte: (VIRIEUX, 1986; LEVANDER, 1988; ROBERTSSON; BLANCH; SYMES, 1994).

5.2.3 Condições de contorno

Devido à impraticabilidade de construir um modelo grande o suficiente para que reflexões oriundas das bordas não possam surgir, é necessário implementar condições de contorno no modelo, simulando um meio infinito.

- Superfície livre

A interface entre o meio elástico e o ar na superfície é de extrema importância quando modelando ondas sísmicas. Como todos os esforços na direção normal nessa interface desaparecem

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yy} = 0.0 \quad (5.6)$$

essa condição de contorno é chamada de superfície livre de esforços. Dois tipos de implementação são comuns. Na definição implícita da superfície livre, uma pequena camada de ar é colocada no topo do modelo. Uma das vantagens desse tipo de definição é a fácil implementação de topografia na malha de diferenças finitas. Entretanto, esse tipo de abordagem requer uma amostragem espacial da malha de diferenças finitas mais fina, perto da superfície livre. Uma superfície livre explícita pode ser implementada usando a

técnica de espelhamento de [Levander \(1988\)](#), que leva a soluções estáveis e precisas para superfícies planas.

- Bordas absorptivas

Um método competente para impedir ou pelo menos reduzir a energia refletida nos limites do modelo é o Perfectly Match Layers (PML), descrito por [Martin e Komatitsch \(2009\)](#). Ele usa uma coordenada elástica da equação da onda no domínio da frequência, criando soluções de ondas planas exponencialmente decrescentes nos limites de absorção. As PML não produz reflexões apenas se a exata equação da onda é solucionada. Quando o problema é discretizado, uma equação da onda aproximada está sendo resolvida, e portanto, a perfeição analítica da PML não é mais válida. No software utilizado, um perfil de decaimento d_x ([COLLINO; TSOGKA, 2001](#)) é implementado:

$$d_x(x) = d_0 \left(\frac{x}{L} \right)^n, \quad (5.7)$$

no qual L é a largura da borda absorptiva e d_0 é uma função do coeficiente de reflexão R :

$$d_0 = - (n + 1) V_{PML} \frac{\log(R)}{2L}, \quad (5.8)$$

onde V_{PML} é a velocidade da onda P do meio dentro da borda de absorção. Um coeficiente de reflexão $R = 1 \times 10^{-4}$ é assumido.

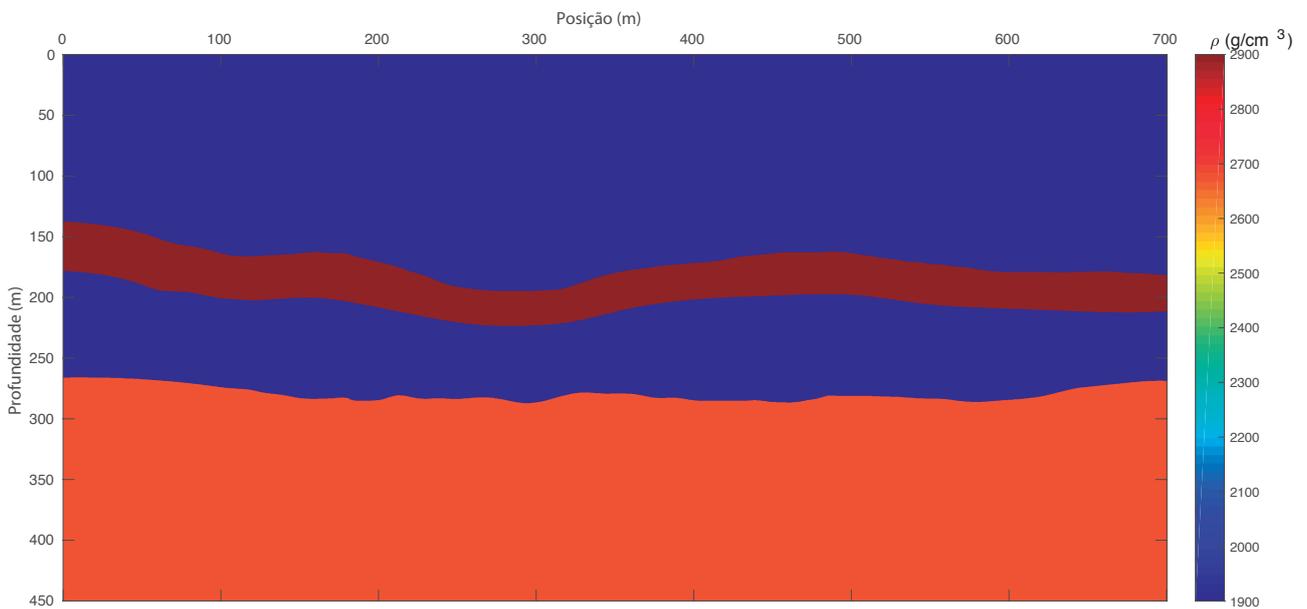
5.2.4 Modelos de velocidades e de densidade

Com base em dados de gravimetria regional ([LENZ et al., 2019](#)) e dados sísmicos de campo, um modelo de densidade ([Figura 10](#)), um modelo de velocidade da onda P ([Figura 11](#)) e um modelo de velocidade da onda S ([Figura 12](#)) foram construídos para servirem de entrada para o software de modelagem elástica por diferenças finitas. A densidade do modelo varia de $1,90 \text{ g/cm}^3$ na superfície a $2,67 \text{ g/cm}^3$ na base, com uma intrusão de rocha vulcânica de densidade $2,90 \text{ g/cm}^3$. As velocidades das camadas são codificadas por cores nas imagens, cores quentes representam velocidades mais altas e cores frias representam velocidades mais baixas.

5.2.5 Aquisição e parâmetros de modelagem

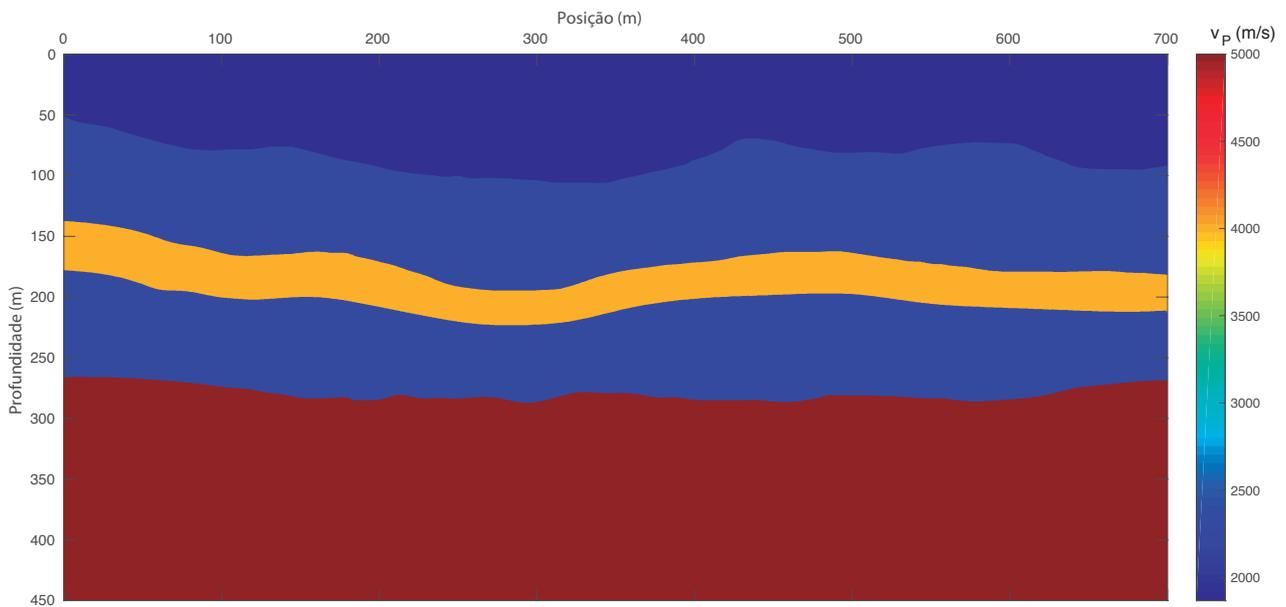
Uma fonte é introduzida no modelo estimulando um ponto de origem definido pelo usuário com esforço específico durante um período de tempo. Para isso, um pulso curto na forma de uma wavelet Ricker - a segunda derivada de uma função gaussiana - é usado.

Figura 10 – Modelo de densidade usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.



Fonte: produzido pelo autor.

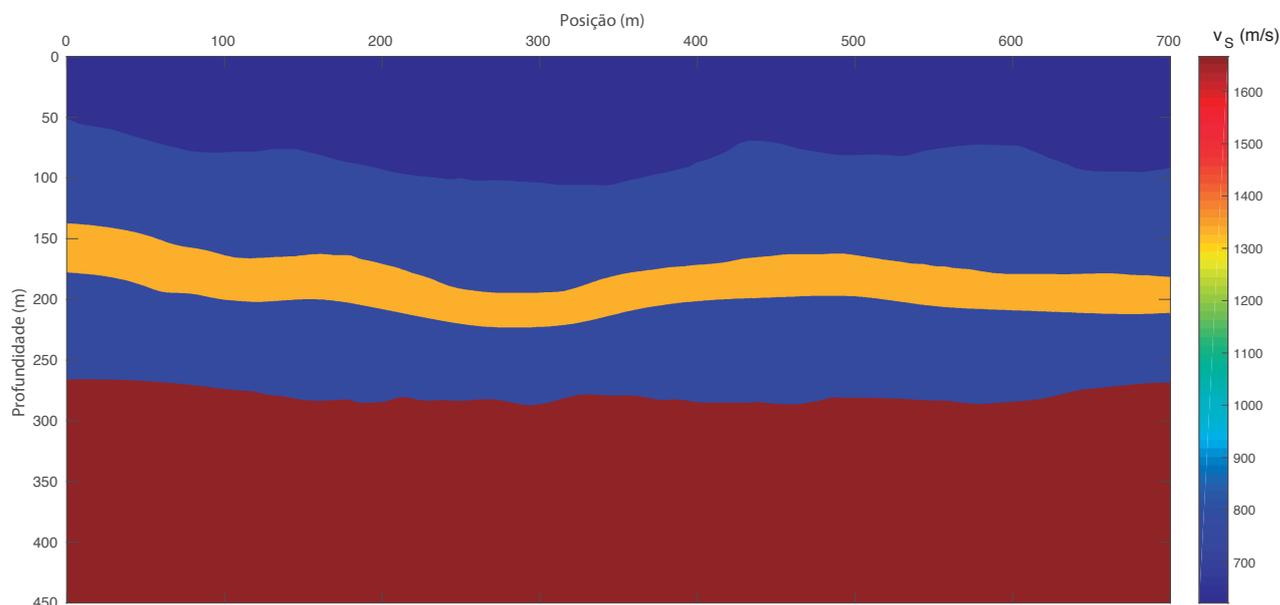
Figura 11 – Modelo de velocidade de onda P usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.



Fonte: produzido pelo autor.

A frequência dominante da wavelet Ricker também é definida pelo usuário, portanto, ao adotar wavelets com diferentes frequências dominantes, é possível obter uma

Figura 12 – Modelo de velocidade de onda S usado para a modelagem elástica por diferenças finitas.



Fonte: produzido pelo autor.

compreensão dos limites de resolução e da viabilidade do método de reflexão sísmica superficial nos recursos de subsuperfície em que o modelo usado no software de modelagem é baseado.

Além disso, um conjunto fixo de parâmetros de aquisição (Tabela 2), semelhante aos usados no levantamento que adquiriu os dados de campo, foi utilizado para produzir sismogramas sintéticos. Os mesmos parâmetros são utilizados para disparar tiros usando três frequências dominantes para a wavelet Ricker, 50 Hz, 75 Hz e 100 Hz.

Após a geração dos sismogramas sintéticos, um fluxo simplista de processamento de dados sísmicos foi aplicado sintéticos para gerar uma seção sísmica sintética, tentando se assemelhar, até certo ponto, à seção sísmica final dos dados de campo. Apenas a ordenação por ponto médio comum (CMP), a correção de afastamento normal (NMO) e o empilhamento por CMP foram aplicados aos conjuntos de tiros sintéticos.

Tabela 2 – Parâmetros da modelagem elástica por diferenças finitas

Parâmetro	Modelagem elástica
Número de tiros	192
Intervalo entre pontos de tiro	5 m
Número de receptores	172
Intervalo entre receptores	5 m
Comprimento do lançaço	680 m
Offset máximo	5 m
Fold máximo	112
Intervalo de amostragem	0.3 ms
Tempo de gravação	0.3 s
Espaçamento entre células	4 m
Frequências dominantes	50 Hz, 75 Hz, 100 Hz

Fonte: Produzido pelo autor.

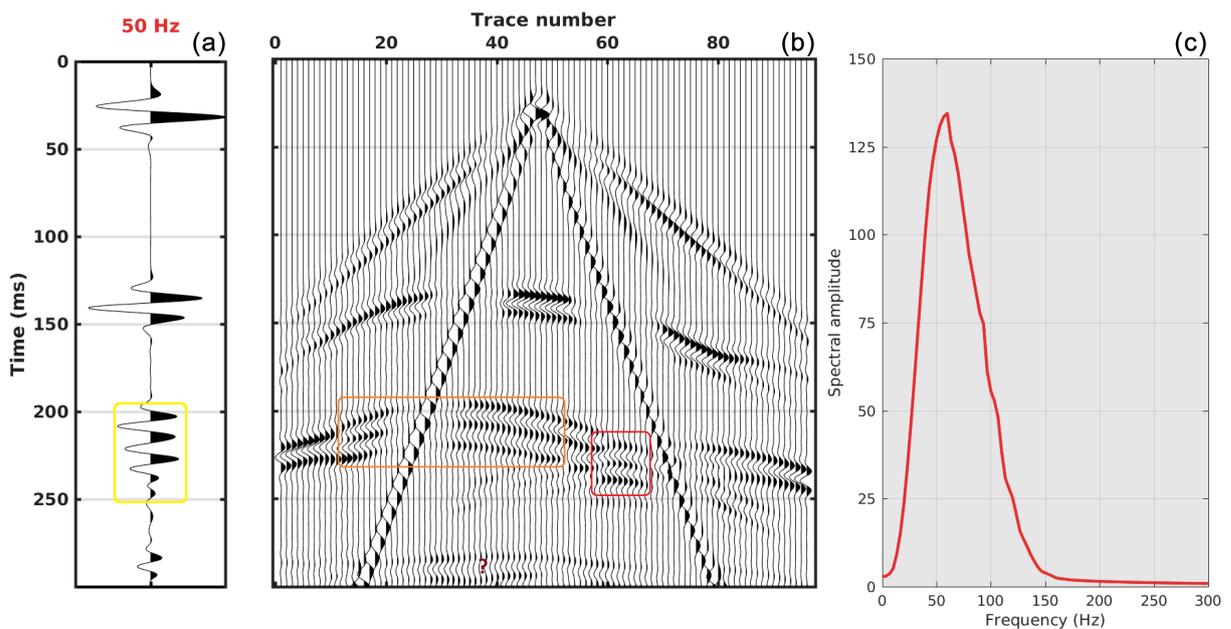
6 Resultados

Um total de 576 tiros foram modelados através de modelagem elástica por diferenças finitas e 192 disparos durante o levantamento de campo. Os sismogramas sintéticos gerados via modelagem passaram por etapas simples de processamento de dados, enquanto os sismogramas de dados de campo passaram por um fluxo completo de processamento de dados sísmicos.

6.1 Sismogramas sintéticos

Ao analisar e comparar esses conjuntos de dados, é possível obter uma compreensão mais completa dos limites de resolução dependentes da frequência ao implantar uma pesquisa de reflexão sísmica voltada para alvos rasos. As coletas sintéticas obtidas de fontes com diferentes frequências dominantes (50 Hz, 75 Hz e 100 Hz) são mostradas na [Figura 13 \(b\)](#), [Figura 14 \(b\)](#) e [Figura 15 \(b\)](#). A interpretação dos conjuntos de tiros ajuda a perceber como a resolução sísmica e os sinais de alta e baixa frequência estão correlacionados.

Figura 13 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 50 Hz.

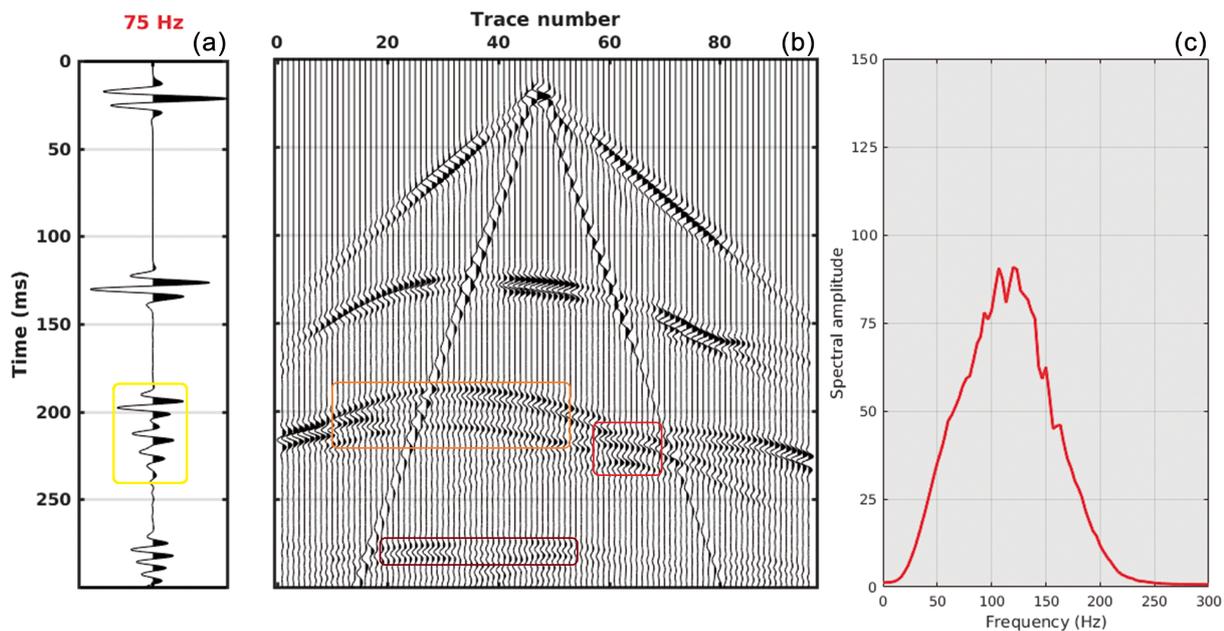


Fonte: produzido pelo autor.

Além disso, essa relação também pode ser entendida através do estudo de traços

individuais, como os exibidos na [Figura 13 \(a\)](#), [Figura 14 \(a\)](#) e [Figura 15 \(a\)](#). A análise dos espectros de amplitude mostrados na [Figura 13 \(c\)](#), [Figura 14 \(c\)](#) e [Figura 15 \(c\)](#) ajuda a entender a ideia de que não se trata de gravar sinais de alta amplitude, mas de gravar sinais de reflexão de alta frequência que produzem dados capazes de imagear camadas finas e rasas.

Figura 14 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 75 Hz.



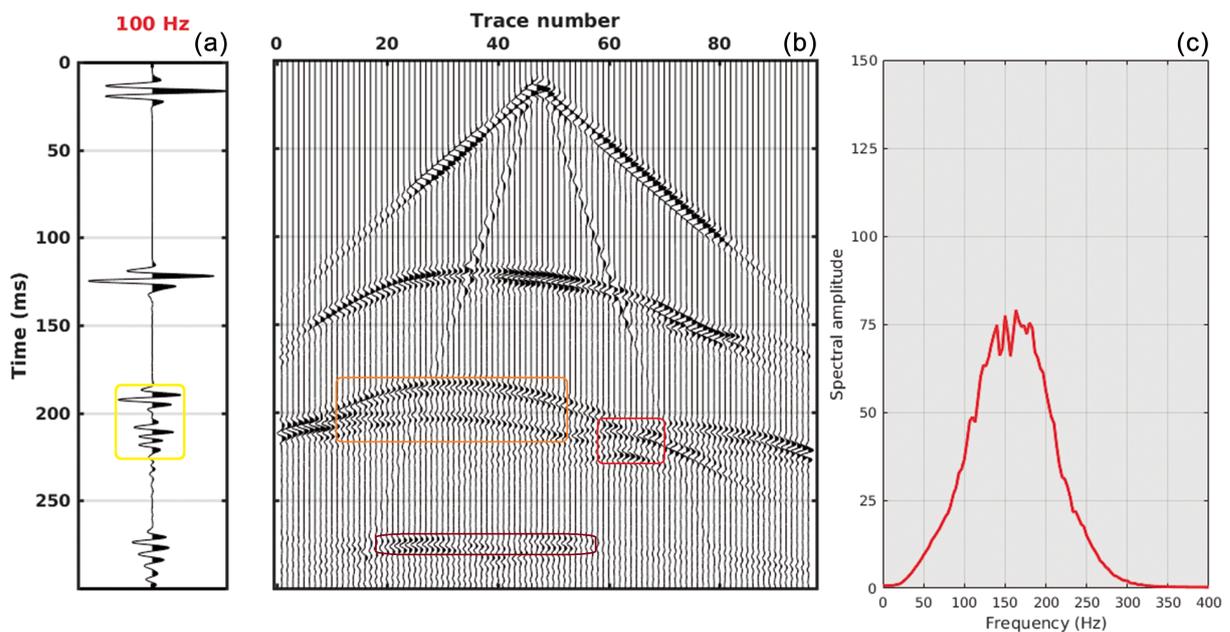
Fonte: produzido pelo autor.

O aprimoramento da resolução com o aumento da frequência da fonte é bastante notável, especialmente entre as wavelets de 50 Hz ([Figura 13](#)) e 75 Hz ([Figura 14](#)). Embora a amplitude máxima observada no espectro de amplitude do conjunto de tiro comum modelado com wavelet de frequência dominante de 50 Hz seja muito maior do que no espectro de amplitude do tiro de frequência dominante de 75 Hz, o espectro de amplitude do tiro de 75 Hz apresenta maiores amplitudes para altas frequências, o que é crucial para o imageamento de camadas finas.

Além disso, comparando as hipérbolas de reflexão (destacadas pelos quadrados vermelho, marrom e vinho) na [Figura 13 \(b\)](#) e na [Figura 14 \(b\)](#) e os traços individuais da [Figura 13 \(a\)](#) e [Figura 14 \(b\)](#), é possível notar que os sinais de reflexão em torno de 200 ms (destacado pelos quadrados amarelos) são muito mais claros tanto no dado de tiro como no traço individual do tiro modelado com wavelet de 75 Hz. Não é possível distinguir uma separação clara entre as reflexões das interfaces que delimitam a camada no dado sintético obtido com frequência dominante de 50 Hz. Além disso, possíveis hipérbolas de reflexão

visíveis a aproximadamente 275 ms (quadrado vinho) no dado de tiro comum de 75 Hz são muito fracas e não detectáveis no dado de tiro de 50 Hz.

Figura 15 – Traço 48 (a) do dado de tiro sintético (b) e respectivo espectro de amplitude (c) obtido da modelagem elástica por diferenças finitas com wavelet de 100 Hz.

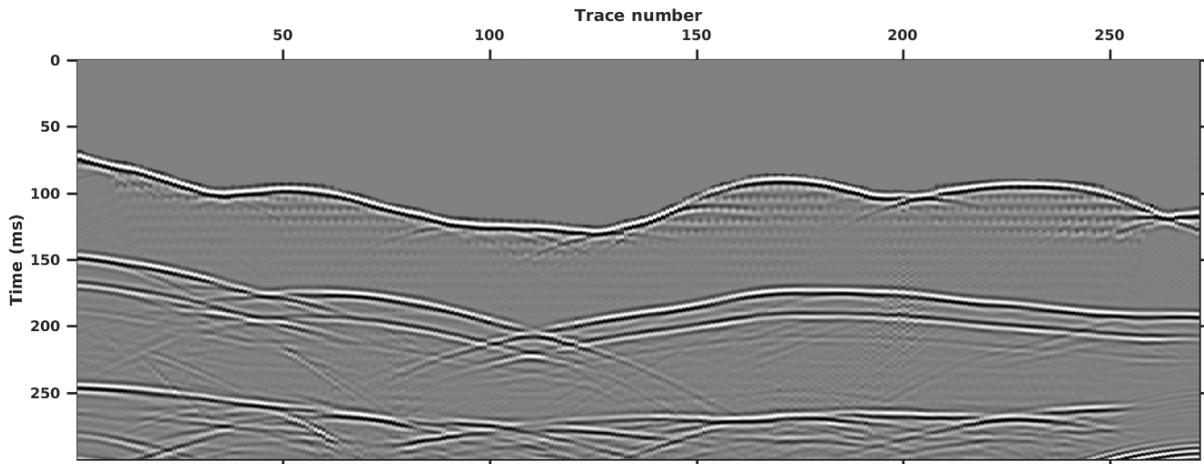


Fonte: produzido pelo autor.

As diferenças entre os dados de tiro de 75 Hz e 100 Hz não são tão consideráveis quanto as diferenças entre os tiros de 50 Hz e 75 Hz. Isso é uma indicação de que o uso de uma fonte de frequência mínima de 75 Hz deve ser suficiente para a imagear adequadamente as estruturas presentes no modelo. No entanto, deve-se dizer que uma wavelet de frequência dominante de 100 Hz ainda terá uma potência de resolução melhor do que uma wavelet de 75 Hz. Isso pode ser observado comparando a nitidez dos sinais de reflexão entre eles, especialmente em torno de 200 ms, entre os traços número 10 e 20 (quadrados marrom) e a aproximadamente 225 ms entre os traços número 55 e 60 (quadrados vermelho) na [Figura 14b](#) e na [Figura 15b](#).

Nesse contexto, os sismogramas sintéticos produzidos pela modelagem de diferenças finitas com a wavelet de frequência dominante 100 Hz foram escolhidos para o processamento dos dados. Sua seção empilhada é exibida na [página 50](#). Apesar de o modelo possui camadas mergulhantes, seus sinais são bastante reconhecíveis na seção. No entanto, é bastante claro que, com um mínimo de etapas de processamento de dados, a seção sísmica sintética gerada pelos sismogramas de 100 Hz foi capaz de distinguir as reflexões das interfaces e representar adequadamente as camadas finas e superficiais presentes no modelo.

Figura 16 – Seção sísmica sintética empilhada, gerada após o processamento dos sismogramas sintéticos com fonte de frequência dominante de 100 Hz.



Fonte: produzido pelo autor.

6.2 Dado real

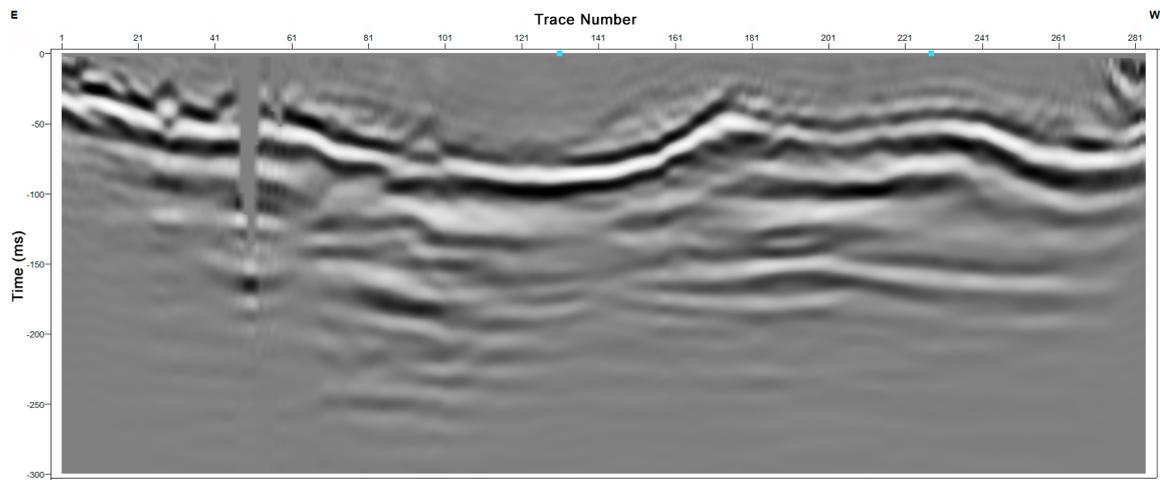
O fluxo de processamento de dados sísmicos dos dados de campo fornece uma seção sísmica extremamente útil [Figura 17](#). A seção sísmica revela uma refração proeminente. Essa interface refrativa também pode ser identificada por meio do traço individual (quadrado amarelo na [Figura 18 a](#)) e no dado de tiro (linha vermelha maior na [Figura 18 b](#)). O traço individual mostra uma wavelet refratada de alta amplitude entre 200 ms e 300 ms, o que é consistente com uma refração localizada no dado de tiro, entre 200 ms e 300 ms.

Além disso, logo após a refração de alta amplitude, é possível destacar uma hipérbole de reflexão, embora com uma amplitude muito menor. Este refletor de baixa amplitude é visto entre os traços 8 e 14, e entre os traços 80 e 85 (linhas vermelhas menores na [Figura 18](#)) no dado de tiro. No traço individual, uma wavelet refletida de baixa amplitude é mostrada a aproximadamente 300 ms (quadrado amarelo na [Figura 18 a](#)). Da mesma forma, com a integração com o conhecimento da geologia local, é possível inferir interfaces mais reflexivas que não são contínuas nos dados, portanto, gerando o modelo usado na modelagem elástica de diferenças finitas.

O gráfico de amplitude espectral ([Figura 18 c](#)) é usado como uma exemplificação para todos os dados. Isso mostra que frequências mais altas, 75 Hz ou mais, têm aproximadamente metade da amplitude do pico de frequência, que é em torno de 60 Hz. Correlacionando isso com a seção sísmica final, é possível perceber que os dados não têm uma largura de banda de frequência grande o suficiente para poder criar imagens de camadas finas mais profundas com um poder de resolução semelhante da interface reflexiva

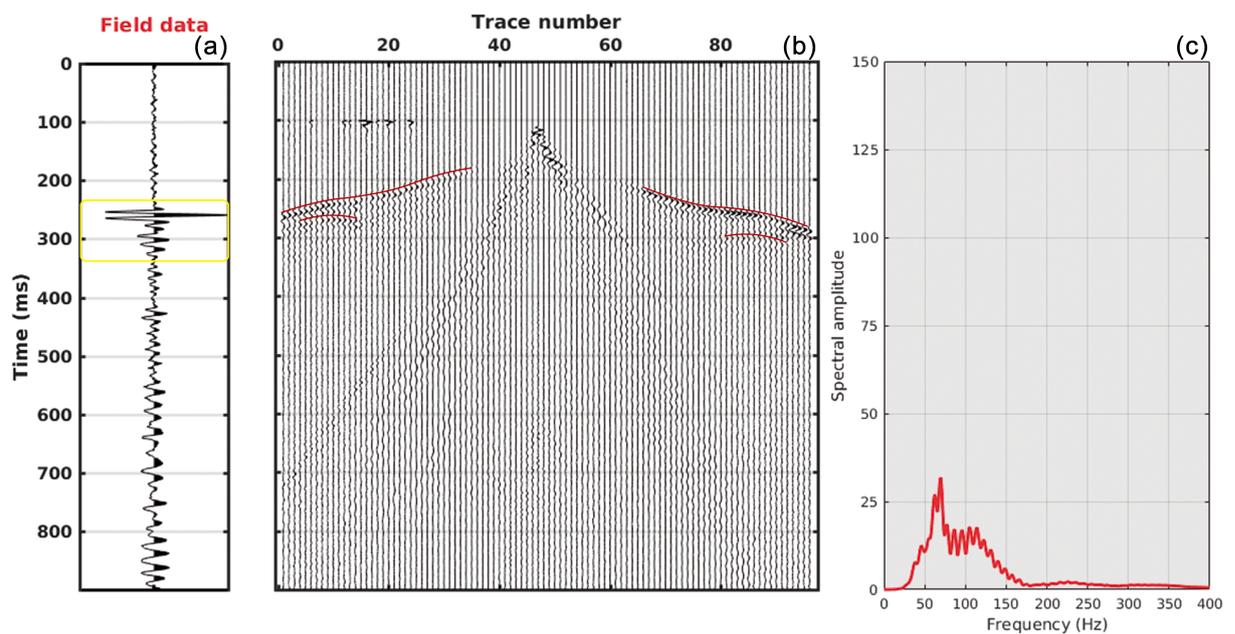
mais rasa, portanto, apenas o refletor mais raso é completamente claro.

Figura 17 – Seção sísmica final migrada no tempo a partir de dados de campo.



Fonte: produzido pelo autor.

Figura 18 – Traço 83 (a) da coleta bruta de tiro (b) e respectiva amplitude espectral (c) obtida a partir dos dados de campo.



Fonte: produzido pelo autor.

7 Conclusões

Considerando o conteúdo da frequência dos dados de campo e comparando os sismogramas sintéticos obtidos com diferentes frequências dominantes de fonte, os sismogramas sintéticos demonstram que é necessário registrar sinais refletidos com amplitudes suficientemente altas a um mínimo de aproximadamente 75 Hz de frequência dominante, a fim de visualizar adequadamente as camadas mais profundas da subsuperfície local da Casa de Pedra Gabren. Tendo em vista que os sinais de 50 Hz são adequados para a imagem das interfaces mais rasas, são informações cruciais para o planejamento de futuras pesquisas de sísmica de reflexão na Bacia de Volta Redonda. Isso ajuda a equipe de levantamento a escolher equipamentos adequados (fontes e geofones), intervalos de pontos fonte e receptor e definir filtros pré-A / D.

A qualidade dos dados de campo apresentados neste trabalho é adequada e apropriada a geologia local, dadas as limitações do próprio método de reflexão sísmica quando aplicado na superfície próxima, como por exemplo, a presença de ruído e atenuação de altas frequências necessárias para imagear estruturas rasas. Embora tenha desvantagens, especialmente em relação à largura de banda de frequência, muitas observações úteis podem ser extraídas dela, como por exemplo, a detecção de pelo menos um refletor proeminente na seção sísmica final. Além disso, é possível inferir outros refletores mais fracos e descontínuos, porém, ainda há dúvidas sobre a validade dessas reflexões. Essas dúvidas apenas podem ser sanadas com mais evidências físicas, como a aquisição de perfis de poço. Esses eventos também podem ter sido originados de ruído (groundroll) ou energia de refração que foram empilhados coerentemente.

O método de reflexão sísmica aplicado à subsuperfície rasa provou ser um empreendimento bastante árduo. Deve levar em consideração muitos detalhes e nuances que não são tão importantes em uma pesquisa de reflexão sísmica convencional, por exemplo. É uma tarefa complexa, da aquisição à interpretação.

Consequentemente, é aconselhável obter o máximo de apoio possível. Um conjunto de dados sintético serve a esse propósito, pois é razoavelmente confiável para comparação e integração com dados de campo. A avaliação de conjuntos de dados reais e sintéticos deste trabalho ajudou a demonstrar quais limitações a pesquisa de campo tinha e o que havia por trás delas, como por exemplo, o alto grau de atenuação de energia na subsuperfície rasa assim como as variações de fase causadas por offsets longos, que pode gerar eventos de baixa frequência na seção empilhada. A conscientização conferida pela análise de conjuntos de dados reais e sintéticos é absolutamente vantajosa para pesquisas futuras, reprocessamento de dados legados e integração com outros métodos geofísicos.

Além disso, no futuro, uma interpretação completa da seção sísmica de dados de campo, combinada com os dados de gravidade já adquiridos e os resultados dos perfis de poço perfurados no mesmo local da pesquisa sísmica (os locais dos furos são indicados pelos quadrados azuis na [Figura 18](#)), determinará a profundidade do embasamento no Casa de Pedra Graben.

Com a aquisição de novos dados, será possível avançar na pesquisa sobre a modelagem por diferenças finitas aplicada a subsuperfície rasa, por exemplo, expandindo de um modelo elástico para um modelo viscoelástico. Testar técnicas avançadas de processamento, como migração RTM ou inversões sísmicas, aplicadas a sísmica rasa terrestre são outras sugestões para trabalhos futuros.

Referências

- ALI, J. W.; HILL, I. A. Reflection seismics for shallow geological investigations: a case study from Central England. *Journal of the Geological Society*, v. 148, n. 2, p. 219–222, 1991. Citado na página 26.
- BACHRACH, R.; NUR, A. High-resolution shallow-seismic experiments in sand, part i: Water table, fluid flow, and saturation. *GEOPHYSICS*, v. 63, n. 4, p. 1225–1233, 1998. Citado na página 27.
- BAKER, G. S. et al. Near-surface seismic reflection profiling of the matanuska glacier, alaska. *GEOPHYSICS*, v. 68, n. 1, p. 147–156, 2003. Citado na página 27.
- BARRY, K. M.; CAVERS, D. A.; KNEALE, C. W. Report on recommended standards for digital tape formats. *GEOPHYSICS*, v. 40, n. 2, p. 344–352, 1975. Citado na página 29.
- BLACK, R. A.; STEEPLES, D. W.; MILLER, R. D. Migration of shallow seismic reflection data. *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 3, p. 402–410, 1994. Citado na página 36.
- BRABHAM, P.; THOMAS, J.; MCDONALD, R. The terrestrial shallow seismic reflection technique applied to the characterization and assessment of shallow sedimentary environments. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 38, n. 1, p. 23–38, 2005. Citado 3 vezes nas páginas 25, 27 e 36.
- BRADFORD, J. H. et al. Imaging complex structure in shallow seismic-reflection data using prestack depth migration. *GEOPHYSICS*, v. 71, n. 6, p. B175–B181, 2006. Citado na página 36.
- BUTLER, D. K. *Near-surface geophysics*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005. Citado na página 17.
- CAMPOS, Y. S. D. : Processamento de dados sísmicos terrestres na bacia de volta redonda. Monografia (Graduação) — Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018. Citado na página 23.
- CARBONESI, B. D. L. : Tomografia de Refração e sua Aplicação na Identificação dos Altos Estruturais do Gráben da Casa de Pedra, RJ. Monografia (Graduação) — Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018. Citado na página 23.
- COLLINO, F.; TSOGKA, C. Application of the perfectly matched absorbing layer model to the linear elastodynamic problem in anisotropic heterogeneous media. *GEOPHYSICS*, v. 66, n. 1, p. 294–307, 2001. Citado na página 43.
- DAVIES, K. J.; KING, R. F. The essentials of shallow reflection data processing. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 25, n. 3, p. 191–206, 1992. Citado na página 18.
- DOLL, W. E.; MILLER, R. D.; XIA, J. A noninvasive shallow seismic source comparison on the oak ridge reservation, tennessee. *GEOPHYSICS*, v. 63, n. 4, p. 1318–1331, 1998. Citado na página 27.

- FREI, W. et al. Pitfalls in processing near-surface reflection-seismic data: Beware of static corrections and migration. *The Leading Edge*, v. 34, n. 11, p. 1382–1385, 2015. Citado na página 18.
- GHOSE, R. et al. Shallow to very shallow, high-resolution reflection seismic using a portable vibrator system. *GEOPHYSICS*, v. 63, n. 6, p. 2154–2154, 1998. Citado na página 27.
- GOSAR, A. Seismic reflection surveys of the krško basin structure: implications for earthquake hazard at the krško nuclear power plant, southeast slovenia. *Journal of Applied Geophysics*, v. 39, n. 3, p. 131 – 153, 1998. Citado na página 29.
- HALLAM, A.; HEARN, S.; STRONG, S. Finite-difference modelling for the optimisation of coherent-noise suppression in very shallow seismic reflection. *ASEG Extended Abstracts*, v. 2012, n. 1, p. 1–4, 2012. Citado na página 18.
- HALLAM, A. R. *Numerical Modelling of Shallow Seismic Reflection*. Dissertação (Mestrado) — University of Queensland, Queensland, November 2010. Citado na página 18.
- HUNTER, J. A. et al. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph—Some simple techniques. *Geophysics*, v. 49, n. 8, p. 1381–1385, 1984. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 26.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2013. Citado na página 35.
- LENZ, G. et al. Two-dimensional gravity modeling of Casa de Pedra graben (Volta Redonda Basin) integrated with high-resolution seismic data - preliminary results. In: *16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and EXPOGEF*. [S.l.]: Brazilian Geophysical Society, 2019. Citado 4 vezes nas páginas 21, 23, 38 e 43.
- LEVANDER, A. R. Fourth-order finite-difference p-sv seismograms. *GEOPHYSICS*, v. 53, n. 11, p. 1425–1436, 1988. Citado 3 vezes nas páginas 40, 42 e 43.
- MARTIN, R.; KOMATITSCH, D. An unsplit convolutional perfectly matched layer technique improved at grazing incidence for the viscoelastic wave equation. *Geophysical Journal International*, v. 179, n. 1, p. 333–344, 2009. Citado na página 43.
- MCMONAGLE, J. *Removal of coherent noise in shallow seismic reflection*. Dissertação (Mestrado) — University of Queensland, Queensland, 1992. Citado na página 25.
- METWALY, M. et al. Combined seismic tomographic and ultrashallow seismic reflection study of an early dynastic mastaba, saqqara, egypt. *Archaeological Prospection*, v. 12, n. 4, p. 245–256, 2005. Citado na página 31.
- MILLER, R. D. et al. Field comparison of shallow seismic sources near chino, california. *GEOPHYSICS*, v. 57, n. 5, p. 693–709, 1992. Citado na página 27.
- MILLER, R. D.; STEEPLES, D. W. Applications of shallow high-resolution seismic reflection to various environmental problems. *Journal of Applied Geophysics*, v. 31, n. 1, p. 65 – 72, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 27.

- MILLER, R. D. et al. High resolution seismic reflection profiling at aberdeen proving grounds, maryland. In: _____. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1996*. [S.l.: s.n.], 2008. p. 189–201. Citado na página 31.
- NEGRÃO, A. P. et al. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonosedimentares. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, p. 273–291, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 22 e 37.
- NETO, O. L. et al. Evaluation of Shallow Seismic Reflection Resolution on an Outcrop Analog to Campos Basin (Brazil) Sandstones Reservoirs. In: *24th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. [S.l.]: European Association of Geoscientists and Engineers, 2018. Citado na página 23.
- PARK, C. B. et al. Swept impact seismic technique (sist). *GEOPHYSICS*, v. 61, n. 6, p. 1789–1803, 1996. Citado na página 27.
- PULLAN, S. E.; HUNTER, J. A. Seismic model studies of the overburden-bedrock reflection. *Geophysics*, v. 50, n. 11, p. 1684–1688, 1985. Citado na página 26.
- RASHED, M. et al. Weighted stack of shallow seismic reflection line acquired in downtown osaka city, japan. *Journal of Applied Geophysics*, v. 50, n. 3, p. 231 – 246, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 31 e 32.
- RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 319 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989. Citado na página 21.
- ROBERTSSON, J. O. A.; BLANCH, J. O.; SYMES, W. W. Viscoelastic finite-difference modeling. *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 9, p. 1444–1456, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 41 e 42.
- SANSON, M.; RAMOS, R.; MELLO, C. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de volta redonda. *Boletim Paleontológico Phoenix*, v. 88, p. 1–6, 04 2006. Citado 3 vezes nas páginas 21, 22 e 37.
- SPITZER, R.; NITSCHKE, F. O.; GREEN, A. G. Reducing source-generated noise in shallow seismic data using linear and hyperbolic τ -p transformations. *GEOPHYSICS*, v. 66, n. 5, p. 1612–1621, 2001. Citado na página 28.
- STEEPLES, D. W. et al. A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. *The Leading Edge*, v. 16, n. 11, p. 1641–1647, 1997. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 28.
- STEEPLES, D. W.; MILLER, R. D. Seismic reflection methods applied to engineering, environmental, and groundwater problems. *Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume I, Review and Tutorial*, v. 1, p. 1–30, 1990. Citado 2 vezes nas páginas 17 e 18.
- STEEPLES, D. W.; MILLER, R. D. Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. *GEOPHYSICS*, v. 63, n. 4, p. 1213–1224, 1998. Citado 4 vezes nas páginas 27, 29, 31 e 32.
- STRONG, S.; HEARN, S. Multi-component seismic-resolution analysis using finite-difference acquisition modelling. *Exploration Geophysics*, v. 39, n. 4, p. 189–197, 2008. Citado na página 18.

VIRIEUX, J. P-sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 4, p. 889–901, 1986. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 42.

WIDESS, M. B. How thin is a thin bed? *GEOPHYSICS*, v. 38, n. 6, p. 1176–1180, 1973. Citado 3 vezes nas páginas 18, 27 e 28.

YILMAZ Ö. *Seismic Data Analysis*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2001. Citado 4 vezes nas páginas 28, 30, 31 e 34.