

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



URSULA BELEM SILVA

**ANÁLISE E ATENUAÇÃO DA ONDA RAYLEIGH NO REGISTRO
SÍSMICO TERRESTRE: IMPACTO DO CRITÉRIO DE AMOSTRAGEM
ESPACIAL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA (DOT)

**Niterói
Maio/2025**

URSULA BELEM SILVA

**ANÁLISE E ATENUAÇÃO DA ONDA RAYLEIGH NO REGISTRO
SÍSMICO TERRESTRE: IMPACTO DO CRITÉRIO DE AMOSTRAGEM
ESPACIAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Orientador

Prof. Dr. Marco Cetale

Coorientador

Dr. Felipe Timóteo da Costa

**Niterói
Maio/2025**

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

D111a Da Silva, Ursula Belem
Análise e Atenuação da Onda Rayleigh no Registro Sísmico
Terrestre: Impacto do Critério de Amostragem Espacial /
Ursula Belem Da Silva. - 2025.
108 f.

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos.
Coorientador: Felipe Timóteo Da Costa.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Instituto de Geociências, Niterói, 2025.

1. Ground roll. 2. Critério de amostragem espacial. 3. Onda
rayleigh. 4. Dado sísmico terrestre 2D. 5. Produção
intelectual. I. Santos, Marco Antonio Cetale, orientador. II.
Da Costa, Felipe Timóteo, coorientador. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

URSULA BELEM SILVA

**ANÁLISE E ATENUAÇÃO DA ONDA RAYLEIGH NO REGISTRO SÍSMICO
TERRESTRE: IMPACTO DO CRITÉRIO DE AMOSTRAGEM ESPACIAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 15/Maio/2025 pela banca examinadora abaixo:

Prof. Dr. Marco Cetale (Orientador)
UFF / DOT / GISIS

Dr. Felipe Timóteo da Costa (Coorientador)
UFF / DOT / GISIS

Dr. Sergio Luiz Eduardo Ferreira da Silva
UFRN / LAPPS & DISAT / ISC

Dr. Jorge Luis Lopez
Shell Brasil

Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa
UFPA / CPGF

Niterói
Maio/2025

Dedico este trabalho à minha família e aos meus colegas do Grupo de Imageamento Sísmico e Inversão Sísmica (GISIS), que acreditaram no meu potencial e me apoiaram ao longo desta trajetória

Agradecimentos

Agradeço à minha família, principalmente à minha mãe, Rosana Belem, ao meu padrasto, Francisco Laurentino, e às minhas irmãs, Núbia Belem e Ana Carolina Fontes, por sempre me incentivarem.

Agradeço ao meu orientador e coordenador, Marco Antonio Cetale Santos, por acreditar no meu potencial.

Agradeço ao meu coorientador, Dr. Felipe Timóteo, e ao Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes por toda a ajuda prestada durante a realização deste trabalho.

Agradeço pela bolsa de mestrado concedida por meio do convênio entre a Universidade Federal Fluminense (UFF) e a Petrobras, no âmbito do projeto de PD&I “Tectônica Cenozoica da Margem Continental do Sudeste do Brasil: Padrões de Deformação e Controle na Sedimentação” (ANP nº 22969-0). Destaco, ainda, a importância estratégica da regulamentação de PD&I da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), cuja contribuição para o Brasil é reconhecida com grande apreço.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT) e ao Departamento de Geologia e Geofísica (GGO) pelo suporte acadêmico e estrutural durante a realização deste trabalho.

Agradeço a Aspentech pelas licenças acadêmicas, que foram essenciais para a realização deste trabalho.

Agradeço aos integrantes do GISIS, especialmente a Roberto Miyamoto e Guilherme Lenz, por me proporcionarem conhecimentos incalculáveis, pela paciência, pela amizade e pelo árduo trabalho em equipe nos levantamentos sísmicos e no processamento de dados sísmicos.

Agradeço aos professores do curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, em especial ao Prof. Alexandre Motta Borges, pelo incentivo constante e pela total disponibilidade em ajudar. Acredito que o professor Alexandre seja a verdadeira alma do GISIS, talvez até um verdadeiro “Xamã” do grupo. Seu entusiasmo e dedicação foram fundamentais para estimular o interesse do GISIS no universo da aquisição sísmica. Ele é, sem dúvida, um professor exemplar, cujas contribuições foram essenciais para a realização deste trabalho.

Agradeço aos meus amigos, Matheus Barreto, Luiza Fonseca e Daniel Ferreira, pela amizade e pelo constante incentivo.

Agradeço ao meu namorado, Heleno Campos, pelo apoio incondicional durante todo o

processo.

Por fim, agradeço a todas as pessoas que, de alguma forma, colaboraram para a realização deste trabalho e que não foram mencionadas.

***“Que a beleza do que você ama seja o
que você faz.”
Rumi***

Resumo

BELEM DA SILVA, Ursula. **Análise e Atenuação da Onda Rayleigh no Registro Sísmico Terrestre: Impacto do Critério de Amostragem Espacial**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 107. 2025.

O *ground roll* é composto por ondas superficiais, principalmente ondas Rayleigh, que representam um ruído indesejado em levantamentos sísmicos terrestres, dificultando o imageamento da subsuperfície. Este trabalho tem como objetivo analisar o comportamento da onda Rayleigh por meio de simulações elásticas, com foco no impacto da violação do critério de amostragem espacial em diferentes geometrias de aquisição (*end-on* e *split-spread*). As simulações mostraram que a velocidade de propagação da onda Rayleigh está diretamente relacionada à velocidade de propagação da onda cisalhante (V_s) na camada próxima à superfície e que o *aliasing* espacial intensifica sua complexidade, dificultando a eficiência dos filtros convencionais. Quando adequadamente amostrada, sua atenuação torna-se mais viável. A partir desses resultados, processaram-se dois conjuntos de dados sísmicos 2D reais, adquiridos pelo GISIS na Bacia de Resende (RJ), com uso do software ECHOS (AspenTech), visando à atenuação do *ground roll* e à análise de seus efeitos nos registros sísmicos, no *semblance* e no empilhamento. Os dados reais confirmaram as previsões das simulações, evidenciando que aquisições mal amostradas aumentam a complexidade do *ground roll* dificultando sua atenuação. Concluiu-se que a atenuação adequada do *ground roll* beneficia significativamente o processamento sísmico, especialmente na definição da função de velocidade no *semblance*, e que o silenciamento prévio, embora agressivo, pode melhorar a eficácia dos filtros e a qualidade do empilhamento em dados sísmicos com alvos rasos com alto *aliasing* espacial. Esses resultados reforçam a importância do planejamento da aquisição e do pré-processamento para o controle eficiente do *ground roll*.

Palavras-chave: ground roll; critério de amostragem espacial; onda rayleigh; modelagem elástica; dados sísmicos sintéticos; dados sísmicos reais.

Abstract

BELEM DA SILVA, Ursula. **Analysis and Attenuation of Rayleigh Waves in Land Seismic Records: Impact of the Spatial Sampling Criterion**. Dissertation (Master of Science), Fluminense Federal University. Niterói, p. 107. 2025.

Ground roll is composed of surface waves, mainly Rayleigh waves, which represent unwanted noise in land seismic surveys, hindering subsurface imaging. This work aims to analyze the behavior of Rayleigh waves through elastic simulations, focusing on the impact of spatial sampling criterion violations in different acquisition geometries (end-on and split-spread). The simulations showed that Rayleigh wave propagation velocity is directly related to the shear wave velocity (V_s) in the near-surface layer, and that spatial aliasing increases its complexity, reducing the effectiveness of conventional filters. When adequately sampled, its attenuation becomes more feasible. Based on these results, two real 2D seismic datasets acquired by GISIS in the Resende Basin (RJ) were processed using the ECHOS software (AspenTech), aiming at ground roll attenuation and the analysis of its effects on seismic records, semblance, and stacking. Real data confirmed simulation predictions, demonstrating that poorly sampled acquisitions increase ground roll complexity, making its attenuation more difficult. It was concluded that proper ground roll attenuation significantly benefits seismic processing, especially in the definition of the velocity function in the semblance, and that previous muting, although aggressive, can improve filter performance and stacking quality in seismic data with shallow targets and high spatial aliasing. These results reinforce the importance of acquisition planning and preprocessing for the efficient control of ground roll.

Keywords: ground roll; spatial sampling criterion; rayleigh wave; elastic modeling; synthetic seismic data; real seismic data.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Tensões atuando em um pequeno paralelepípedo retangular.	22
Figura 2 – Onda compressional e cisalhante.	24
Figura 3 – Representação esquemática das ondas Scholte.	31
Figura 4 – Representação esquemática das ondas Scholte.	32
Figura 5 – Movimento da partícula da onda Scholte.	33
Figura 6 – Curva de dispersão da onda Scholte e da onda Rayleigh.	34
Figura 7 – Exemplo de dado sísmico de reflexão coletado experimentalmente ao longo de uma linha costeira.	34
Figura 8 – Propagação da onda Love.	36
Figura 9 – Exemplo de dados experimentais com ondas Love.	37
Figura 10 – Registro sísmico terrestre, que evidencia o <i>ground roll</i> sobrepondo as reflexões.	38
Figura 11 – Registros sísmicos adquiridos com fontes e localização distintas. . .	39
Figura 12 – Análise de velocidade baseada no <i>semblance</i> de um <i>super-gather</i> de 10 CDPs.	41
Figura 13 – Seções empilhadas de um levantamento sísmico 2D Antes (A) e depois da atenuação (B) do <i>ground roll</i>	42
Figura 14 – Esquema ilustrativo de um levantamento <i>end-on</i> no ambiente terrestre.	44
Figura 15 – Esquema ilustrativo de um levantamento <i>split-spread</i> no ambiente terrestre.	45
Figura 16 – (A) Esquema ilustrativo de um levantamento 2D <i>split-spread</i> , com arranjos de fontes e receptores no ambiente terrestre. (B) Exemplo de um <i>shot gather</i> obtido a partir desse tipo de aquisição sísmica. . .	46
Figura 17 – Conceito de arranjo de receptores 2D. Matriz 2D cancelando ondas de superfície na direção x: metade dos geofones registra movimento ascendente enquanto a outra metade capta movimento descendente.	48
Figura 18 – (A) sinal contínuo analógico , (B) sinal discretizado, (C) sinal reconstruído analógico.	50
Figura 19 – Ilustração do efeito de aliasing.	51
Figura 20 – Um traço sísmico amostrado em <i>1ms</i> , <i>2ms</i> , <i>4ms</i> e <i>8ms</i> e seus espectros de amplitude correspondentes.	52
Figura 21 – Ilustração esquemática de eventos com diferentes mergulhos no tempo-espaco (A) e (B) no domínio f-k.	55
Figura 22 – Ilustração esquemática do <i>display</i> do domínio f-k de eventos com diferentes mergulhos no domínio do tempo.	55

Figura 23 – Ilustração esquemática do <i>display</i> do domínio f-k com levantamento <i>split-spread</i> associado aos eventos no domínio tempo.	56
Figura 24 – Fluxo de trabalho para geração, análise e processamento dos dados sísmicos sintéticos	58
Figura 25 – Densidade padrão para diversos tipos de rochas presentes na crosta terrestre. Intervalo de densidades para diferentes tipos de rocha. . .	59
Figura 26 – Modelo de velocidade composto por camadas elásticas homogêneas lineares.	59
Figura 27 – Fluxo de trabalho dos dados reais.	62
Figura 28 – Fonte sísmica - Peso acelerado que colide com a placa metálica em superfície conetada a uma caminhonete.	63
Figura 29 – Fluxo de processamento da linha 1, levantamento <i>end-on</i>	64
Figura 30 – Fluxo de processamento da linha 2, levantamento <i>roll-along</i> da fonte.	65
Figura 31 – Evolução da propagação do campo de ondas no meio elástico (<i>Snapshots</i>).	68
Figura 32 – Registro sísmico sintético do levantamento <i>split-spread</i>	69
Figura 33 – Registros sísmicos sintéticos (esquerda) e seus respectivos espectros f-k (direita) em um levantamento <i>split-spread</i> para diferentes espaçamentos entre receptores: (A) 1 m, (B) 2 m, (C) 4 m, (D) 6 m, (E) 8 m e (F) 10 m.	71
Figura 34 – Efeito da filtragem f-k em registros sísmicos sintéticos com diferentes espaçamentos entre receptores em um levantamento <i>split-spread</i>	73
Figura 35 – Resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos com três espaçamentos distintos entre receptores (1 m, 4 m e 8 m) em um levantamento <i>split-spread</i>	75
Figura 36 – Registros sísmicos sintéticos e aplicação do filtro TMDDF em um levantamento <i>split-spread</i>	76
Figura 37 – Registros sísmicos sintéticos (esquerda) e seus respectivos espectros f-k (direita) em um levantamento <i>end-on</i> para diferentes espaçamentos entre receptores: (A) 1 m, (B) 2 m, (C) 4 m, (D) 6 m, (E) 8 m e (F) 10 m.	78
Figura 38 – Efeito da filtragem f-k em registros sísmicos sintéticos com diferentes espaçamentos entre receptores em um levantamento <i>end-on</i>	80
Figura 39 – [Resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos com três espaçamentos distintos entre receptores (1 m, 4 m e 8 m) em um levantamento <i>end-on</i>	82
Figura 40 – Registros sísmicos sintéticos e aplicação do filtro TMDDF em um levantamento <i>end-on</i>	83

Figura 41 – Registro sísmico sem tratamento de ruídos (lado esquerdo) de um levantamento <i>end-on</i> , apenas com correção estática, e seu respectivo espectro f-k (lado direito).	85
Figura 42 – Análise do registro sísmico de um levantamento <i>end-on</i> por decomposição espectral do dado em intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 a 90 Hz.	86
Figura 43 – Aplicação do método de filtragem LFAF no dado real associado a um levantamento <i>end-on</i>	87
Figura 44 – Aplicação de um conjunto de filtragem no dado real associado a um levantamento <i>end-on</i>	89
Figura 45 – Comparação dos registros sísmicos no domínio CDP- <i>offset</i> , destacando a influência do <i>ground roll</i> e os efeitos da filtragem . . .	90
Figura 46 – A análise do <i>semblance</i> de super <i>gathers</i> em diferentes etapas do processamento sísmico do levantamento <i>end-on</i>	92
Figura 47 – Comparação dos dados empilhados após diferentes abordagens de filtragem para atenuação do <i>ground roll</i> nos dados sísmicos associado ao levantamento <i>end-on</i>	93
Figura 48 – Registros sísmicos brutos (superior) e seus respectivos espectros f-k (inferior) em um levantamento <i>roll-along</i>	94
Figura 49 – Análise de um registro sísmico associado ao levantamento <i>roll-along</i> por decomposição espectral do dado em intervalos de banda de frequência de 10 Hz ,	95
Figura 50 – Aplicação do método de filtragem LFAF no dado real associado a um levantamento <i>roll-along</i>	96
Figura 51 – [Aplicação de um conjunto de filtragem no dado real associado a um levantamento <i>roll-along</i> da fonte.	98
Figura 52 – Comparação dos registros sísmicos no domínio CDP- <i>offset</i> , destacando a influência do <i>ground roll</i> e os efeitos da filtragem no levantamento <i>roll-along</i>	99
Figura 53 – A análise do <i>semblance</i> de super <i>gathers</i> em diferentes etapas do processamento sísmico do levantamento <i>roll-along</i>	100
Figura 54 – Comparação dos dados empilhados após diferentes abordagens de filtragem para atenuação do <i>ground roll</i> nos dados sísmicos associado ao levantamento <i>roll-along</i>	101

Lista de tabelas

Tabela 1 – Parâmetros utilizados no modelo de velocidade.	58
Tabela 2 – Parâmetros de aquisição de cada levantamento sísmico de reflexão 2D.	63

Sumário

1	INTRODUÇÃO	16
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
2.1	Ondas Elásticas	21
2.1.1	Ondas de Corpo	23
2.1.2	Ondas de Superfície	25
2.1.2.1	Onda Rayleigh	25
2.1.2.2	Onda Scholte	31
2.1.2.3	Onda Love	35
2.2	Ground Roll	37
2.3	Aquisição Sísmica Terrestre	42
2.3.1	Geometrias de Aquisição Sísmica	43
2.3.1.1	Arranjos de Fontes e Receptores para Atenuação de Ondas Superficiais	45
2.3.2	Offset Máximo	48
2.4	Crítério de Amostragem de Sinais Sísmicos	49
2.5	Transformada Fourier 2D	54
3	METODOLOGIA	57
3.1	Simulação Elástica	57
3.1.1	Modelo	57
3.1.2	Atenuação do <i>Ground Roll</i>	60
3.2	Dado Real	61
3.2.1	Levantamento Sísmico	62
3.2.2	Processamento sísmico	64
4	RESULTADOS	67
4.1	Dado Sintético	67
4.2	Dado Real	84
4.2.1	Linha 1	84
4.2.2	Linha 2	92
5	CONCLUSÃO	103
	REFERÊNCIAS	105

1 Introdução

Nos últimos anos, o declínio das reservas convencionais de petróleo e gás *onshore* tem direcionado os esforços de pesquisa para a exploração de recursos em estratos profundos e geologicamente complexos. Nesse contexto, a tecnologia de exploração sísmica tornou-se essencial para a identificação de depósitos a grandes profundidades, especialmente em bacias *onshore* localizadas nas regiões Nordeste e Sul do Brasil. Além disso, a sísmica *onshore* também desempenha um papel relevante em projetos de captura de CO_2 , sendo utilizada como sistema de monitoramento de reservatórios, cujos alvos geralmente são de profundidades mais rasas (Lin *et al.*, 2024). Entretanto, fatores como a heterogeneidade do solo, a irregularidade da topografia e os efeitos de absorção e atenuação nas camadas mais superficiais aumentam significativamente a complexidade do *ground roll*, afetando diretamente a energia das ondas refletidas (Xia; Dai, 2024). Esse cenário impacta negativamente a relação sinal-ruído dos registros sísmicos, comprometendo a precisão das etapas subsequentes de processamento e interpretação de dados.

A atenuação do *ground roll* em registros sísmicos terrestres tem sido amplamente estudada ao longo das últimas décadas, levando ao desenvolvimento de diversos métodos de filtragem. Esses métodos exploram as diferentes características do ruído, como coerência, frequência temporal e velocidade (Yilmaz, 2001). Destacam-se algumas abordagens tradicionais, como o filtro passa-banda, o filtro f-k, o método de Radon e a transformada de Karhunen-Loève. Devido ao baixo conteúdo de frequência característico do *ground roll*, o filtro passa-banda pode ser aplicado aos dados sísmicos como estratégia para sua supressão. Entretanto, essa abordagem apresenta limitações, podendo comprometer a energia das reflexões sísmicas ou resultar em resíduos significativos de *ground roll* (Liu; Chen; Ma, 2018).

Além disso, medidas podem ser tomadas durante a aquisição de dados para suprimir o *ground roll*, como o uso de matrizes de receptores para atenuar ruídos coerentes indesejados em certos números de onda (Holzman, 1963). No entanto, como as condições da superfície próxima podem variar significativamente ao longo de uma linha receptora, a atenuação do *ground roll* em campo pode ser insuficiente (Saatcilar; Canitez, 1988). Portanto, diversos métodos têm sido desenvolvidos e aplicados no

processamento de dados sísmicos para minimizar esse ruído coerente.

É essencial compreender o comportamento do *ground roll* local, pois ele varia de acordo com a geologia da camada mais próxima da superfície. Um exemplo disso é o estudo de [Aniwetalu e Anakwuba \(2015\)](#), que analisou o caráter e os padrões de dispersão do *ground roll* no Delta do Níger Ocidental, Nigéria. Os resultados indicaram que a região apresenta um meio não homogêneo, com velocidades desiguais de fase e grupo, além de variações nas espessuras das camadas. A natureza dispersiva da área, causada pela estratificação de velocidade, levou ao desenvolvimento de estratégias específicas para atenuação do *ground roll*. A configuração de uma matriz de geofones e um padrão de fonte próprios mostrou-se eficaz na supressão das bandas de comprimento de onda do ruído.

A experiência adquirida durante levantamentos sísmicos terrestres de reflexão no GISIS (Grupo de Imageamento Sísmico e Inversão Sísmica) e o processamento dos dados coletados evidenciaram a relevância desse problema. Durante as análises espectrais, observou-se que o *ground roll* estava fortemente presente nos registros, com características morfológicas complexas, tornando-se um obstáculo considerável para o processamento sísmico. No domínio f-k, o *aliasing* espacial era notável, dificultando a identificação clara das componentes de ruído lineares, que, teoricamente, deveriam ser evidentes. Essa dificuldade motivou uma análise detalhada do *ground roll* que é composto por um conjunto de ondas superficiais, sendo predominantemente constituído por ondas Rayleigh. Embora as ondas de superfície Love também possam estar presentes, elas são menos comuns, especialmente em aquisições sísmicas com sensores na vertical.

O presente estudo tem como objetivo analisar o comportamento da onda Rayleigh, a principal componente do *ground roll*, por meio de simulações elásticas. Além disso, busca-se avaliar o critério de amostragem espacial em diferentes configurações de levantamentos sísmicos (*end-on* e *split-spread*), variando o espaçamento entre receptores (1m, 2m, 4m, 6m, 8m e 10m) dentro de um mesmo modelo de propriedades elásticas. Dessa forma, pretende-se entender como a violação desse critério afeta a ocorrência de *aliasing* espacial e, conseqüentemente, a eficácia dos métodos de filtragem. Por fim, o entendimento obtido a partir das simulações será aplicado a dois conjuntos de dados reais terrestres de reflexão 2D, os quais serão submetidos a técnicas de filtragem para atenuação do *ground roll*,

avaliando os benefícios dessa atenuação no processamento sísmico.

Os dados sísmicos sintéticos foram modelados considerando dois tipos de levantamento: *end-on* e *split-spread*. Além disso, foi introduzida uma variação no espaçamento entre os receptores, permitindo a análise do impacto do *aliasing* espacial na onda Rayleigh. Os resultados demonstraram que com o aumento do espaçamento entre receptores, quando não respeitava o critério de amostragem espacial, gerava *aliasing* espacial significativo, assim dificultando a atenuação do *ground roll*. Observou-se também uma relação direta entre a velocidade de propagação da onda Rayleigh (V_r) com a velocidade de propagação da onda cisalhante (V_s) da camada mais próxima da superfície.

Dentre os métodos de filtragem testados, o *Low Frequency Array Filter* apresentou os melhores resultados na atenuação da onda Rayleigh nos dados sintéticos, mesmo na presença de *aliasing* espacial. A configuração do levantamento sísmico não influenciou de forma significativa na atenuação da onda Rayleigh, mas foi constatado que o levantamento *split-spread*, que é uma aquisição simétrica, apresentou maior contaminação da região de reflexão.

Os dados reais processados neste estudo foram adquiridos na Bacia de Resende, no interior do Rio de Janeiro, utilizando duas configurações de aquisição: uma *end-on* (Linha 1) e outra com *roll-along* apenas da fonte (Linha 2). Apesar do menor espaçamento entre receptores, a Linha 2 apresentou um *ground roll* mais complexo em comparação à Linha 1. Esse comportamento era esperado, pois a velocidade da camada mais próxima da superfície era menor na Linha 2 (aquisição em estrada de terra), enquanto na Linha 1 a fonte foi acionada sobre asfalto, resultando em uma maior velocidade do *ground roll* e uma melhor amostragem.

Nos dados reais, o método de atenuação *Low Frequency Array Filter* também apresentou os melhores resultados, mas a complexidade do *ground roll* exigiu um fluxo de processamento composto por múltiplos métodos de filtragem. Foi realizada uma análise dos benefícios da atenuação do *ground roll* por meio do *semblance* de velocidade e do empilhamento, comparando com a abordagem de silenciamento do *ground roll*, que pode oferecer vantagens mesmo sendo uma prática mais agressiva.

Este trabalho está estruturado da seguinte forma: inicialmente, será apresentada uma revisão teórica sobre os principais conceitos relacionados à propagação de ondas

elásticas, o conceito de *ground roll*, a aquisição sísmica terrestre, o critério de amostragem de sinais sísmicos e a transformada Fourier. Em seguida, a metodologia será dividida em duas partes: a primeira dedicada à simulação de dados sintéticos e às técnicas de filtragem aplicadas; e a segunda abordando o processamento de dados reais adquiridos na Bacia de Resende, utilizando o software Echos, da AspenTech. Os resultados serão discutidos de forma comparativa, destacando primeiramente as dificuldades da atenuação da onda Rayleigh em dados sintéticos com *aliasing* espacial e a eficácia dos métodos de filtragem utilizados. Por fim, será analisado o impacto da atenuação do *ground roll* nos dados reais associados ao fluxo de métodos de filtragem realizados no *semblance* de velocidade e no empilhamento, demonstrando que a abordagem depende das características específicas do dado sísmico, principalmente da estratigrafia da subsuperfície rasa.

2 Revisão Bibliográfica

A propagação de ondas sísmicas em meios elásticos é fundamental na geofísica. Sua compreensão se baseia na teoria da elasticidade, cujo desenvolvimento está associado aos estudos da Lei de Hooke e da formulação das equações de tensão e deformação por Cauchy. O comportamento dessas ondas são descritos por parâmetros elásticos, sendo que, em meios isotrópicos, os parâmetros de Lamé (λ e μ) são suficientes para caracterizar a subsuperfície terrestre ([Chapman, 2004](#)).

Matematicamente, a propagação das ondas sísmicas em um meio homogêneo isotrópico e linearmente elástico, a equação do movimento da onda elástico pode ser descrita pela seguinte equação ([Ikelle; Amundsen, 2018](#)):

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}), \quad (2.1)$$

onde ρ representa a densidade do meio, $\mathbf{u}$ é vetor deslocamento de partícula, λ, μ são os parâmetros de Lamé, $\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u})$ é o termo associado às ondas P e $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u})$ é o termo associado às ondas S. Essa equação constitui a base teórica para o entendimento e a modelagem dos fenômenos sísmicos analisados neste trabalho.

A propagação de ondas elásticas apresenta a maioria dos efeitos ondulatórios, tais como refração, reflexão, difração, dispersão geométrica, entre outros. Essa abordagem constitui uma aproximação dos efeitos reais amplamente utilizada na geofísica, sendo capaz de prever a maioria dos fenômenos observados na sismica. Por meio de equações mais complexas, é possível simular e representar outros efeitos, como anisotropia e absorção. Todos esses fenômenos influenciam a velocidade e a amplitude das ondas ([Sheriff; Geldart, 1995](#)), impactando diretamente os processos de aquisição e processamento sísmico. Neste trabalho, será utilizado o equacionamento elástico como base teórica para a compreensão e modelagem desses fenômenos.

2.1 Ondas Elásticas

Uma onda pode ser definida como qualquer perturbação identificável que se propaga de uma região de um meio para outra com uma velocidade bem definida. Essa perturbação pode sofrer distorções, atenuações e variações na velocidade, desde que permaneça reconhecível (Whitham, 2011).

Na maioria dos sólidos, as deformações observadas são proporcionais à carga aplicada, desde que essa carga não ultrapasse o limite elástico do material. Matematicamente, essa relação é expressa pela seguinte lei experimental: “Cada uma das seis componentes de tensão em um ponto é uma função linear das seis componentes de deformação” (Kolsky, 1963).

A Lei de Hooke resume com precisão os resultados experimentais dentro da faixa elástica do material. Em vista disso, foi possível determinar o módulo de cisalhamento ou rigidez (μ), que é a razão entre a tensão e a deformação de cisalhamento.

Para derivar a equação do movimento em um meio elástico, analisa-se a variação de tensão em um pequeno paralelepípedo retangular (Figura 1). As componentes de tensão mudam de uma face para outra, permitindo calcular a força que age em cada face. Isso é feito ao considerar a tensão no centro da face e multiplicá-la pela área correspondente.

Na Figura 1, observa-se que as seis forças atuam em cada uma das faces do paralelepípedo. Assume-se que as tensões internas podem ser descritas pelo tensor de tensões por coordenadas espaciais x , y e z , cujos componentes representam as tensões normais (σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz}) e de cisalhamento (σ_{xy} , σ_{yx} , σ_{yz} , σ_{zy} , σ_{zx}). A força resultante sobre o elemento em cada direção x , y , z é obtida pela soma das forças diferenciais em cada face, considerando a tensão normal e a variação de tensão ao longo das direções (x, y, z) e a tensão de cisalhamento atuando nos planos perpendiculares a cada eixo.

Para descrever o equilíbrio dinâmico, utilizamos o princípio da conservação do momento linear, que afirma que a soma das forças atuantes no elemento infinitesimal é igual ao produto da densidade (ρ) pela aceleração do deslocamento $\left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}\right)$. Assim, para a direção x , a equação de movimento é expressa como:

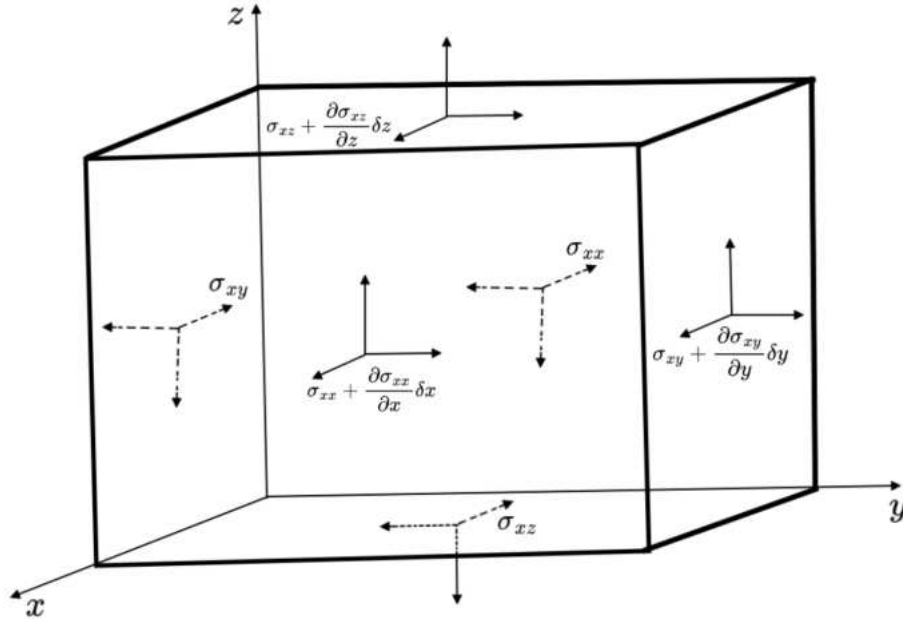


Figura 1 – Tensões atuando em um pequeno paralelepípedo retangular. Modificado de [Kolsky \(1963\)](#).

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \\
 \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z}, \\
 \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z},
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

onde u_x é o deslocamento do elemento infinitesimal (deslocamento de partícula) na direção x , σ_{xx} é a tensão normal e σ_{xy} e σ_{xz} são tensões de cisalhamento. O comportamento tensão-deformação em um meio elástico isotrópico e linear é descrito pela lei de Hooke, que relaciona o tensor de tensões (σ) ao tensor de deformações (ε):

$$\begin{aligned}
 \sigma_{xx} &= \lambda (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) + 2\mu \varepsilon_{xx}, \\
 \sigma_{yy} &= \lambda (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) + 2\mu \varepsilon_{yy}, \\
 \sigma_{zz} &= \lambda (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) + 2\mu \varepsilon_{zz}, \\
 \sigma_{xy} &= 2\mu \varepsilon_{xy}, \\
 \sigma_{xz} &= 2\mu \varepsilon_{xz}, \\
 \sigma_{yz} &= 2\mu \varepsilon_{yz},
 \end{aligned} \tag{2.3}$$

onde λ e μ são os parâmetros de Lamé, que caracterizam as propriedades elásticas

do meio; $\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$ é a deformação volumétrica, também expressa como $\nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z}$.

Substituindo a Equação 2.3 na Equação 2.2 considerando apenas a direção do eixo x , obtêm-se:

$$\rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz})}{\partial x} + \mu \nabla^2 u_x, \quad (2.4)$$

onde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ é o Laplaciano do vetor deslocamento.

Após ser expandida matematicamente para todas as componentes, a Equação 2.4 pode ser escrita na forma vetorial:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u}, \quad (2.5)$$

onde $\mathbf{u}$ é o vetor deslocamento da partícula e $\nabla \cdot \mathbf{u}$ é a divergência do vetor deslocamento. Essa equação, conhecida como Equação de Navier-Cauchy, descreve a propagação de ondas elásticas (ondas P e S) em meios contínuos.

Com isso, nesta seção serão abordadas as ondas de corpo e as ondas de superfície, com o objetivo de compreender suas características e comportamentos. Essas análises foram fundamentadas, principalmente, nos trabalhos de Ikelle e Amundsen (2018), Foti *et al.* (2014) e Kolsky (1963).

2.1.1 Ondas de Corpo

O efeito de uma perturbação localizada e aplicada bruscamente em um meio físico, que se propaga no espaço, é comumente tratado como propagação de ondas. A propagação de ondas em um meio elástico ilimitado, homogêneo e linear, compreende dois tipos diferentes de ondas de corpo: ondas P, (compressionais, primárias ou longitudinais), e ondas S (secundárias ou cisalhantes) (Ikelle; Amundsen, 2018).

As ondas P se propagam com o movimento das partículas $\mathbf{u}$ na mesma direção da propagação de onda, causando mudança de volume sem distorção (Figura 2A). Essas ondas se propagam com uma velocidade maior que as ondas S. As ondas S se

propagam apenas em sólidos, e as partículas afetadas pelas ondas S se movem em uma direção perpendicular à propagação de onda (Figura 2B e 2C). Isso pode ocorrer em duas direções, na vibração transversal vertical (cisalhamento vertical ou onda SV - Figura 2C), ou na vibração transversal horizontal (cisalhamento horizontal ou onda SH - Figura 2B) (Dondurur, 2018) .

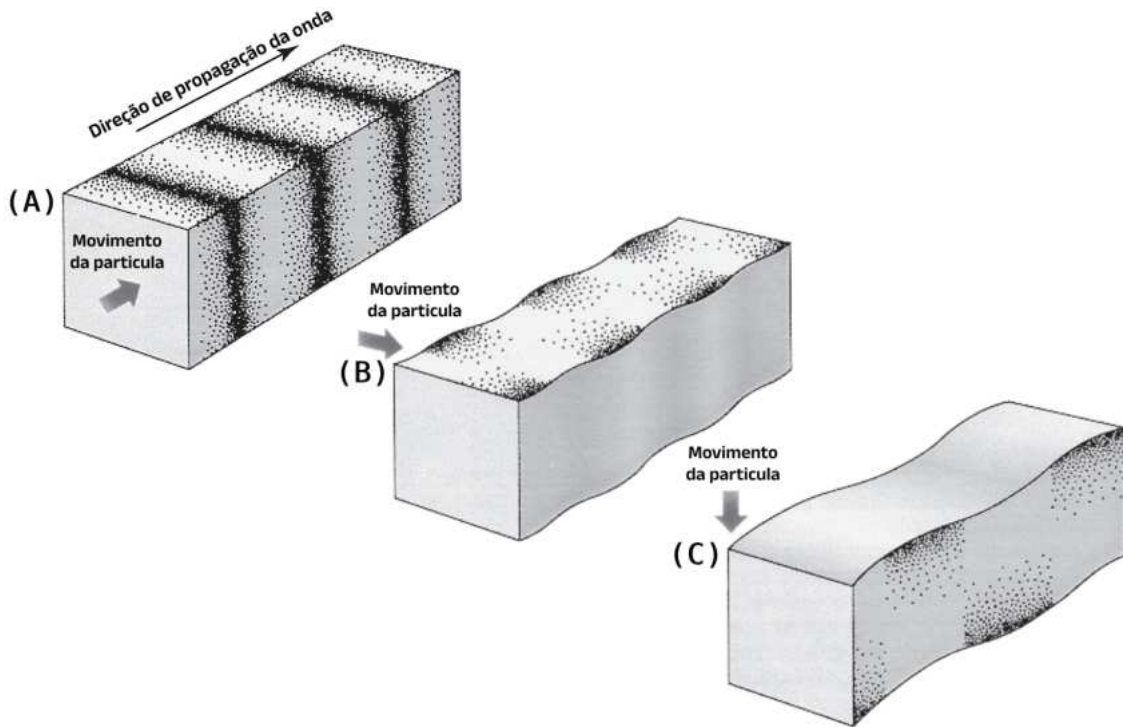


Figura 2 – As ondas compressivas (A) apresentam movimento de partículas na direção x, à direção da propagação da onda. As ondas cisalhantes (B,C), têm movimento de partículas ortogonais à direção da propagação da onda. O movimento das partículas da onda S é polarizado em duas direções, uma horizontal (B) e outra vertical (C). Modificado de Ikelle e Amundsen (2018).

A velocidade de propagação das ondas de corpo está associada à rigidez do meio e não depende da frequência em materiais perfeitamente elásticos, ou seja, meios sem atenuação. Em particular, a velocidade de propagação das ondas P (Equação 2.6) está associada ao módulo longitudinal (de pequena deformação) (Foti *et al.*, 2014):

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (2.6)$$

onde λ é o primeiro parâmetro de Lamé, μ é a rigidez ou módulo de cisalhamento (segundo parâmetro de Lamé) e ρ é a densidade do meio.

Já a velocidade de propagação das ondas S (Equação 2.7) está associada diretamente ao módulo de cisalhamento (de pequena deformação):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.7)$$

2.1.2 Ondas de Superfície

Apesar do foco deste capítulo estar nas ondas Rayleigh, que são o principal objeto de estudo deste trabalho, também serão abordados brevemente os conceitos das ondas Scholte e das ondas Love. Esta abordagem visa um entendimento mais completo sobre a propagação de ondas de superfície.

2.1.2.1 Onda Rayleigh

[Rayleigh \(1885\)](#) foi o primeiro a estudar o comportamento das ondas na superfície de um sólido elástico homogêneo e isotrópico. Ele descobriu que a perturbação das ondas fica restrita a uma região próxima à superfície, com espessura semelhante ao seu comprimento de onda. Além disso, Rayleigh reconheceu a importância dessas ondas e sugeriu que elas poderiam ter um papel relevante em terremotos e na colisão de corpos elásticos. De fato, as ondas de Rayleigh apresentam grande versatilidade, sendo essenciais para compreender fenômenos sísmicos e analisar a integridade estrutural de materiais.

A partir disso, as ondas de superfície do tipo Rayleigh atraíram mais atenção de pesquisadores de diversas áreas, como engenharia, geofísica, sismologia e ciência dos materiais. Essas ondas se propagam ao longo da superfície de um material e são usadas para explorar a subsuperfície próxima ([Foti et al., 2014](#)).

As ondas Rayleigh possuem as seguintes características:

1. Propagam-se na interface ar-sólido;
2. A velocidade é inferior à das ondas P (primárias) e S (secundárias);
3. A propagação da onda é superficial, pois a amplitude diminui exponencialmente à medida que se afasta da superfície, o que limita sua penetração em profundidade;

4. O movimento das partículas é elíptico, ocorrendo em um plano definido pela normal à superfície e pela direção de propagação. Esse movimento de partícula apresenta propagação de onda SV no eixo vertical, e de onda P no eixo horizontal.

As ondas sísmicas de superfície são produzidas predominantemente por forças elásticas (Novotny, 1999). Com isso, ao investigar a existência de ondas Rayleigh, é útil considerar a propagação de ondas planas bidimensionais ao longo da superfície livre (na componente x da Equação 2.5) de um meio semi-infinito, elástico e homogêneo (Foti et al., 2014). Nesse contexto, os deslocamentos de partícula u serão independentes da coordenada y sem perda de generalidade. Além disso, usando o teorema de Helmholtz, é possível decompor o deslocamento de partícula em termos de um potencial escalar ϕ e um potencial vetor ψ , e reescrever as componentes do deslocamento de partícula como:

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad \text{e} \quad u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (2.8)$$

onde $\psi = [0, 0, \psi_3 = \psi]$.

A decomposição do deslocamento de partícula em um potencial escalar e potencial vetor permite reescrever a equação da onda elástica como uma onda compressional:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right) \nabla^2 \phi = V_p^2 \nabla^2 \phi, \quad (2.9)$$

e uma onda cisalhante:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \left(\frac{\mu}{\rho} \right) \nabla^2 \psi = V_s^2 \nabla^2 \psi, \quad (2.10)$$

onde V_p e V_s são definidas conforme as Equações 2.6 e 2.7 respectivamente.

Ao considerar uma onda plana senoidal de frequência $\omega/2\pi$, que se propaga na direção x com velocidade V e comprimento de onda $2\pi/k$, temos que $V = \omega/k$, o que permite propor soluções harmônicas (Equações 2.11 e 2.12). Essas soluções são adotadas por que as ondas de superfície apresentam decaimento exponencial com a profundidade (z).

$$\phi = F(z) \cdot e^{i(kx - \omega t)}, \quad (2.11)$$

$$\psi = G(z) \cdot e^{i(kx - \omega t)}, \quad (2.12)$$

onde F e G são funções que determinam a maneira pela qual a amplitude das ondas varia em z.

Substituindo as Equações 2.11 e 2.12 nas Equações 2.9 e 2.10 respectivamente, obtêm-se:

$$\frac{d^2 F}{dz^2} + \left(\frac{\omega^2}{V_p^2} - k^2 \right) F(z) = 0, \quad (2.13)$$

$$\frac{d^2 G}{dz^2} + \left(\frac{\omega^2}{V_s^2} - k^2 \right) G(z) = 0. \quad (2.14)$$

Ao observar a equação característica das equações diferenciais anteriores, percebeu-se que $p^2 = \frac{\omega^2}{V_p^2} - k^2 < 0$ e $q^2 = \frac{\omega^2}{V_s^2} - k^2 < 0$. Essa condição (p e q para valores reais) garante que as soluções das Equações 2.13 e 2.14 possam ser expressas na forma:

$$F(z) = A_3 \cdot e^{-pz} + A_4 \cdot e^{pz}, \quad (2.15)$$

$$G(z) = B_3 \cdot e^{-qz} + B_4 \cdot e^{qz}, \quad (2.16)$$

que ilustram um comportamento de decaimento de amplitude exponencial típica de uma onda de superfície.

Substituindo as Equações 2.15 e 2.16 nas Equações 2.11 e 2.12 é possível escrever:

$$\phi = F(z) \cdot e^{i(kx - \omega t)} = (A_3 \cdot e^{-pz} + A_4 \cdot e^{pz}) \cdot e^{i(kx - \omega t)}, \quad (2.17)$$

$$\psi = G(z) \cdot e^{i(kx - \omega t)} = (B_3 \cdot e^{-qz} + B_4 \cdot e^{qz}) \cdot e^{i(kx - \omega t)}. \quad (2.18)$$

O campo de deslocamento é finalmente obtido substituindo as Equações 2.17 e 2.18 na Equação 2.8:

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} = [(A_3 \cdot e^{-pz} + A_4 \cdot e^{pz}) \cdot ik + (B_3 \cdot e^{-qz} - B_4 \cdot e^{qz}) \cdot q] \cdot e^{i(kx - \omega t)}, \quad (2.19)$$

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} = [(A_4 \cdot e^{pz} - A_3 \cdot e^{-pz}) \cdot p + (B_3 \cdot e^{-qz} + B_4 \cdot e^{qz}) \cdot ik] \cdot e^{i(kx - \omega t)}. \quad (2.20)$$

As constantes A_3 , A_4 e B_3 , B_4 presentes nas Equações 2.19 e 2.20 são determinadas pelas condições de contorno, que inclui a condição de radiação de Sommerfeld (ausência de fonte) para grande distâncias:

$$\begin{cases} u_x \rightarrow 0 \\ u_z \rightarrow 0 \end{cases} \text{ quando } z \rightarrow \infty, \quad (2.21)$$

As constantes A_3 e B_3 foram eliminadas por representarem ondas que se propagam no sentido oposto ao esperado fisicamente, violando a condição de Sommerfeld. Além disso, para garantir que a onda resultante tenha o comportamento característico de uma onda de superfície, foi aplicada a condição de contorno livre de tensões tanto para ondas de superfície quanto para ondas de copo, a qual é expressa pela seguinte equação:

$$\begin{cases} \sigma_{zx} = 0 \\ \sigma_{zz} = 0 \end{cases} \text{ em } z = 0. \quad (2.22)$$

Utilizando a condição de contorno livre de tensão na lei de Hooke para meios isotrópicos (Equação 2.3), é possível obter:

$$\begin{cases} \sigma_{zz} = \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z}, \\ \sigma_{xz} = \sigma_{zx} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right), \end{cases} \quad (2.23)$$

e substituindo nas Equações 2.19 e 2.20 reescrevemos as seguintes equações:

$$\sigma_{zz} = [\lambda (ikA_4 + sB_4) - ik(\lambda + 2\mu) \cdot (r^2A_4 - iksB_4)] \cdot e^{i(kx - \omega t)} = 0, \quad (2.24)$$

$$\sigma_{xz} = \mu [(-ikrA_4 - s^2B_4) + (ikB_4 - rA_4) \cdot ik] \cdot e^{i(kx - \omega t)} = 0, \quad (2.25)$$

onde $r^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{V_p^2}$ e $s^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{V_s^2}$.

As Equações 2.24 e 2.25 podem ser reorganizadas em um sistema homogêneo de duas equações algébricas lineares com duas variáveis, que pode ser expresso na forma matricial da seguinte maneira:

$$\begin{bmatrix} r^2(\lambda + 2\mu) - \lambda k^2 & -2iks \cdot \mu \\ -2rik & -(k^2 + s^2) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_4 \\ B_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix}. \quad (2.26)$$

Uma solução não trivial para este sistema de equações existe quando o determinante da matriz de coeficientes se anula, resultando na conhecida equação de dispersão da onda Rayleigh:

$$-(k^2 + s^2) \cdot [(r^2(\lambda + 2\mu) - \lambda k^2)] + 4k^2\mu rs = 0, \quad (2.27)$$

substituindo s^2 e r^2 , a Equação 2.27 torna-se:

$$4k^2\mu \left[\left(k^2 - \frac{\omega^2}{V_p^2} \right) \cdot \left(k^2 - \frac{\omega^2}{V_s^2} \right) \right]^{1/2} - \left[2k^2 - \frac{\omega^2}{V_s^2} \right] \cdot \left[\left(k^2 - \frac{\omega^2}{V_p^2} \right) \cdot (\lambda + 2\mu) - \lambda k^2 \right] = 0. \quad (2.28)$$

Após a substituição $k = \omega/V = \omega/V_r$, onde V_r representa a velocidade de propagação da onda de superfície Rayleigh, e considerando as Equações 2.6 e 2.7 a Equação 2.28 pode ser rearranjada da seguinte maneira:

$$\left(\frac{V_r}{V_s} \right)^6 - 8 \left(\frac{V_r}{V_s} \right)^4 + 8 \left(\frac{V_r}{V_s} \right)^2 \cdot \left[1 + 2 \cdot \left(1 - \frac{V_s^2}{V_p^2} \right) \right] - 16 \left(1 - \frac{V_s^2}{V_p^2} \right) = 0. \quad (2.29)$$

Em suma, a Equação 2.29 demonstra que V_r depende exclusivamente de V_p e V_s , propriedades intrínsecas do meio e independentes da frequência, o que torna a onda Rayleigh não dispersiva em um meio linear elástico homogêneo isotrópico, já que neste caso é independente do número de onda (k). Além disso, ao simplificar a Equação 2.29, pode-se obter uma aproximação de $V_r \approx 0,92V_s$ (Foti *et al.*, 2014). Essa simplificação baseia-se na relação entre V_p e V_s , que pode ser expressa em função da razão de Poisson ν , conforme a Equação 2.30:

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} = \frac{2(1 - \nu)}{1 - 2\nu} > 1, \quad (2.30)$$

O que mostra que $V_s < V_p$. Para $\nu = \frac{1}{4}$ (um valor típico para vários materiais), tem-se que $V_p = \sqrt{3}V_s$. Usando essa relação na Equação 2.29, é possível reescrevê-la de forma que a razão V_r/V_s seja expressa apenas como uma função da razão de Poisson ν do meio. Assim, a simplificação leva à estimativa empírica de que $V_r \approx 0,92V_s$, amplamente utilizada para caracterizar ondas Rayleigh em meios homogêneos isotrópicos (Foti *et al.*, 2014).

Telford, Geldart e Sheriff (1990) descrevem o movimento das partículas retrógrado elíptico das ondas Rayleigh, em que o deslocamento é contrário ao sentido de propagação da onda em um meio linear homogêneo. No entanto, Foti *et al.* (2014) demonstraram a existência de uma profundidade crítica na qual a órbita das partículas se torna prógrada, ou seja, passa a acompanhar o sentido de propagação da onda. A Figura 3 ilustra essa mudança orbital: na superfície livre, a órbita da partícula é retrógrada, enquanto a uma profundidade de aproximadamente $0,2 \cdot$ comprimento da onda, o movimento torna-se prógrado. Essa transição de retrógrado para prógrado pode causar efeitos nos registros sísmicos, como alterações de polaridade e mudanças na assinatura sísmica, influenciando a amplitude e a fase à medida que a profundidade varia.

A profundidade crítica (z_c) associada a órbita das partículas que se torna prógrada é descrita pela Equação 2.31. Vale ressaltar que a profundidade crítica é correspondente à uma profundidade quando o deslocamento horizontal é nulo e o movimento da onda Rayleigh torna-se puramente vertical.

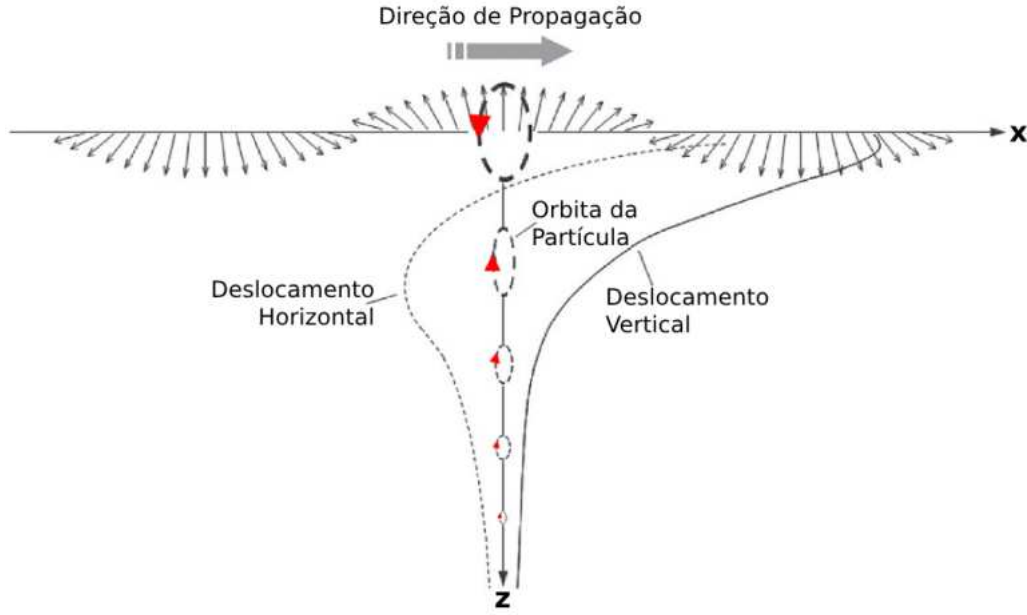


Figura 3 – Polarização elíptica do movimento das partículas em uma onda Rayleigh em um semi-espaco elástico linear homogêneo. No limite livre, a órbita da partícula é retrógrada; a uma profundidade de $\sim 0,2 \cdot$ comprimento de onda, torna-se prógrada. Modificado de Foti *et al.* (2014).

$$z_c = \frac{\ln \left(1 - \frac{V_r^2}{2V_s^2} \right)}{\omega \left(\sqrt{\frac{1}{V_r^2} - \frac{1}{V_s^2}} - \sqrt{\frac{1}{V_r^2} - \frac{1}{V_p^2}} \right)}. \quad (2.31)$$

A Figura 3 representa qualitativamente a variação dos deslocamentos horizontal e vertical com a profundidade, provocada pela passagem de uma onda Rayleigh. Na superfície livre, a razão entre o deslocamento vertical e horizontal é de aproximadamente 1,5.

2.1.2.2 Onda Scholte

Scholte (1947) previu a existência de um tipo de onda elástica de superfície que se propagaria na interface sólido-fluido (Figura 4), que posteriormente levou seu nome. A Figura 4 apresenta uma curva contínua que representa a amplitude do deslocamento das partículas associado à onda de Scholte. Observa-se que a maior intensidade de deslocamento ocorre na interface água-sólido, enquanto a amplitude decai rapidamente à medida que a profundidade aumenta (Foti *et al.*, 2014). Essas ondas normalmente são geradas durante aquisições sísmicas marinhas com streamer, em lâmina d'água de aproximadamente 50m. Dependendo da espessura da lâmina d'água as ondas

Scholte não serão registradas, porque sua energia é insuficiente para a detecção. A sedimentação presente no fundo do mar também influenciará na geração das ondas Scholte, pois meios porosos saturados com fluido são particularmente propícios para sua propagação. Com isso, essas ondas podem ser usadas para estimar a rigidez de cisalhamento de sedimentos do fundo do mar (Ikelle; Amundsen, 2018).

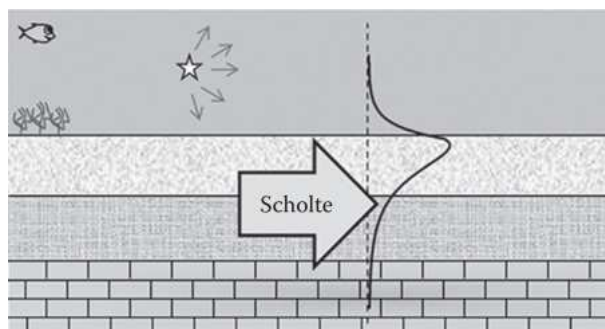


Figura 4 – Representação esquemática das ondas Scholte na interface fluido-sólido no fundo do mar. Modificado de Foti *et al.* (2014).

O movimento das partículas das ondas Scholte é semelhante ao das ondas Rayleigh. A energia está concentrada na interface e decai rapidamente com a distância da interface. Na Figura 5A ilustra o deslocamento normalizado em relação à profundidade normalizada (fração do comprimento de onda), onde o movimento da partícula inicia-se de forma elíptica no sentido retrógrado e muda de direção a uma profundidade em cerca de um décimo do comprimento de onda. Altas amplitudes de onda Scholte podem ser esperadas no fundo do mar, onde tanto o campo de pressão quanto a componente vertical do movimento da partícula têm seus máximos.

Uma das diferenças em relação às ondas Rayleigh é que as ondas Scholte são dispersivas, mesmo em um meio-espaco sólido homogêneo. Além disso, em uma coluna sedimentar, a velocidade da onda Scholte é menor do que a velocidade da onda Rayleigh correspondente (ou seja, no mesmo modelo sem uma camada de água no topo). Na banda de baixa frequência, a influência da camada de água é reduzida devido ao longo comprimento de onda. Assim, a velocidade da onda Scholte tende a se aproximar da velocidade da onda Rayleigh nos sedimentos sólidos do subfundo. A curva de dispersão da onda Scholte para diferentes profundidades de água está representada na Figura 5B. A velocidade de propagação da onda Scholte depende principalmente da velocidade da onda de cisalhamento nos sedimentos, de forma semelhante à onda Rayleigh.

Geralmente, as ondas Scholte são observadas como eventos de baixa frequência

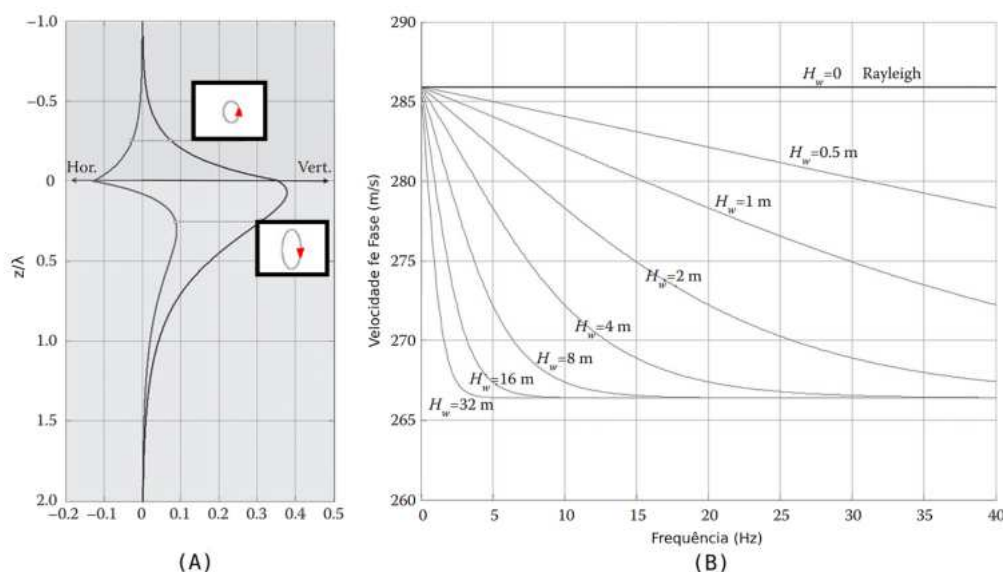


Figura 5 – (A) Movimento da partícula da onda Scholte para o caso de dois semi-espacos homogêneos em contato. (B) Curva de dispersão para um semi-espaco inferior ($V_S = 300$ m/s) com uma camada superior de água de espessura variável. Modificado de Foti *et al.* (2014).

e baixa velocidade. De fato, os sedimentos rasos não consolidados podem ter uma velocidade de onda de cisalhamento muito baixa e, conseqüentemente, ondas Scholte de velocidade muito baixa são observadas. A Figura 6 apresenta dois experimentos associados a um modelo de velocidade simples de três camadas com espessura de 3 m cada com e sem a camada d'água, os quais mostram as curvas de dispersão associadas às ondas Scholte e Rayleigh. Ademais, o efeito da camada d'água apresenta uma diminuição na velocidade de fase, particularmente em alta frequência. O modo fundamental de Scholte não tem uma frequência de corte e, em baixa frequência, sua velocidade de fase tende a se assemelhar à das ondas Rayleigh.

Para demonstrar o comportamento da onda Rayleigh e da onda Scholte em um único *shot gather*, Foti *et al.* (2014) realizaram um experimento de aquisição sísmica que abrange os ambientes terrestre e marinho. A Figura 7 ilustra essa aquisição com um registro sísmico, no qual os primeiros 12 traços do *shot gather* correspondem aos 12 geofones acoplados na parte continental, enquanto os traços seguintes foram obtidos pelos hidrofones no ambiente marinho. A fonte sísmica utilizada foi uma marreta. Apesar de algumas variações na espessura da lâmina d'água terem causado alguns efeitos laterais, foi possível identificar claramente as ondas Rayleigh no ambiente continental e as ondas Scholte no ambiente marinho.

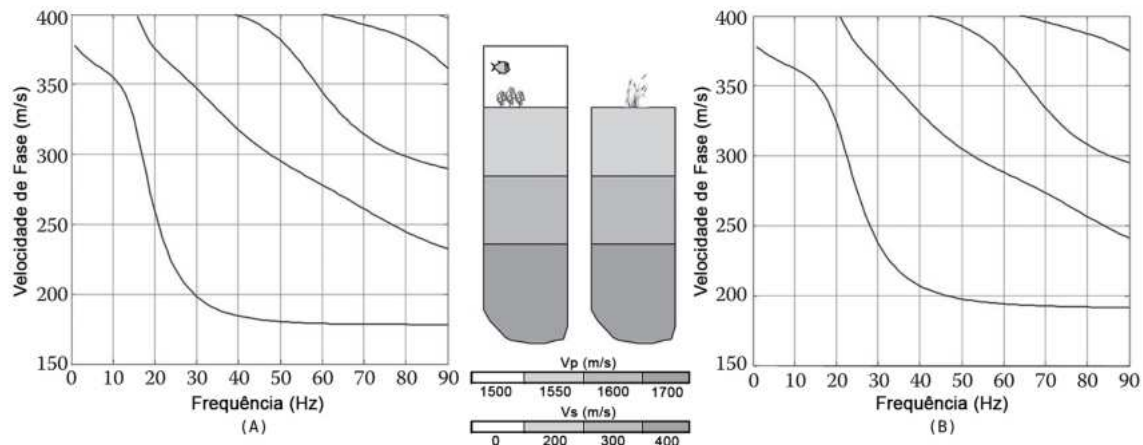


Figura 6 – Curva de dispersão da onda Scholte (A) e da onda Rayleigh (B) geradas por simulação de um meio elástico com e sem a camada d'água. Modificado de Foti *et al.* (2014).

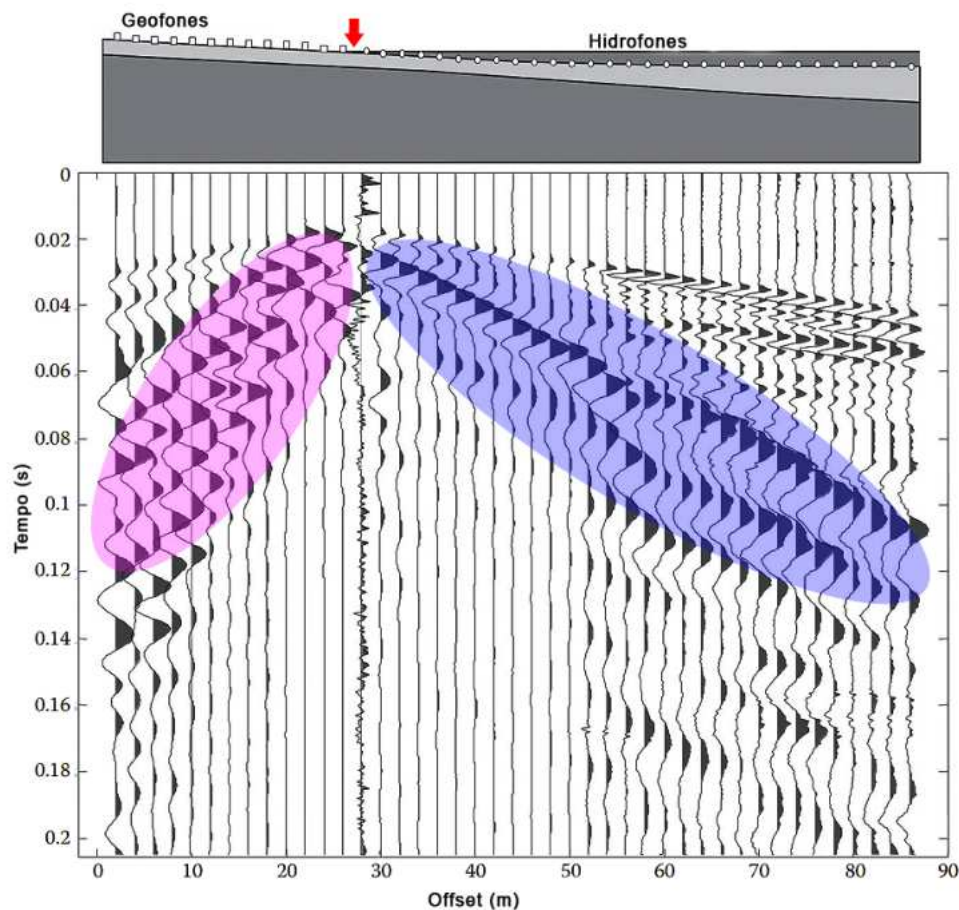


Figura 7 – Exemplo de dado sísmico de reflexão coletado experimentalmente ao longo de uma linha costeira (a seta vermelha representa a posição da fonte sísmica). A elipse rosa indica a localidade das ondas Rayleigh e a elipse azul a localidade das ondas scholte. Modificado de Foti *et al.* (2014).

2.1.2.3 Onda Love

As ondas Love, que são classificadas como ondas elásticas de superfície, foram nomeadas em homenagem ao matemático britânico Augustus Edward Hough Love, que desenvolveu matematicamente esse tipo de onda (Love, 1911). Na sismologia, essas ondas são as maiores causadoras de danos associados aos terremotos, devido à sua alta amplitude e ao seu movimento cisalhante horizontal, que podem mover a superfície gerando rachaduras e deslocamentos em obras estruturais e edificações.

As ondas Love se propagam ao longo de uma interface sólida próxima à superfície livre e são formadas a partir da interferência construtiva ou destrutiva de múltiplas reflexões de ondas SH na subsuperfície rasa (Eslick; Tsoflis; Steeples, 2008). O deslocamento da partícula é horizontal, paralelo à superfície e perpendicular à direção de propagação, conforme mostrado na Figura 8. A velocidade de propagação da onda Love depende das propriedades de cisalhamento da subsuperfície, entretanto normalmente sua velocidade de propagação é maior do que as ondas Rayleigh.

Na prática, no intuito de gerar ondas de Love, é necessário utilizar uma fonte sísmica e receptores organizados horizontalmente, de modo a detectar o movimento induzido das partículas (Figura 8). Mesmo uma fonte sísmica perfeitamente horizontal induz uma componente de pressão (onda P), que gerará múltiplos eventos, como refrações e reflexões, afetando os mesmos registros, especialmente nas direções que ocorre a maior emissão de energia das ondas cisalhamento. Na componente de cisalhamento, as ondas de corpo SH e as ondas Love superficiais estarão sobrepostas a esses outros eventos, e pode ser difícil separá-los (Foti *et al.*, 2014). Esse desafio é bem conhecido na aquisição de ondas de corpo SH, tanto no levantamento de reflexão quanto de refração (Deidda; Balia, 2001), para os quais procedimentos específicos de aquisição foram desenvolvidos.

A Figura 9 apresenta um registro sísmico (*shot gather*) que evidencia a presença de intensas ondas Love, adquirido utilizando a geometria mostrada na Figura 8. Os traços sísmicos exibem sinais de ressonância prolongada, caracterizados por uma amplitude elevada em uma banda de frequência em torno de 20 Hz. Os traços com *offset* de 30 metros, associado espectro de amplitude, estão representados nas Figuras 9B e 9C. Ao analisar o espectro em dB indicado nesse *offset*, a banda utilizável é bastante ampla. Os dados apresentados na Figura 9 são altamente dispersivos, o que

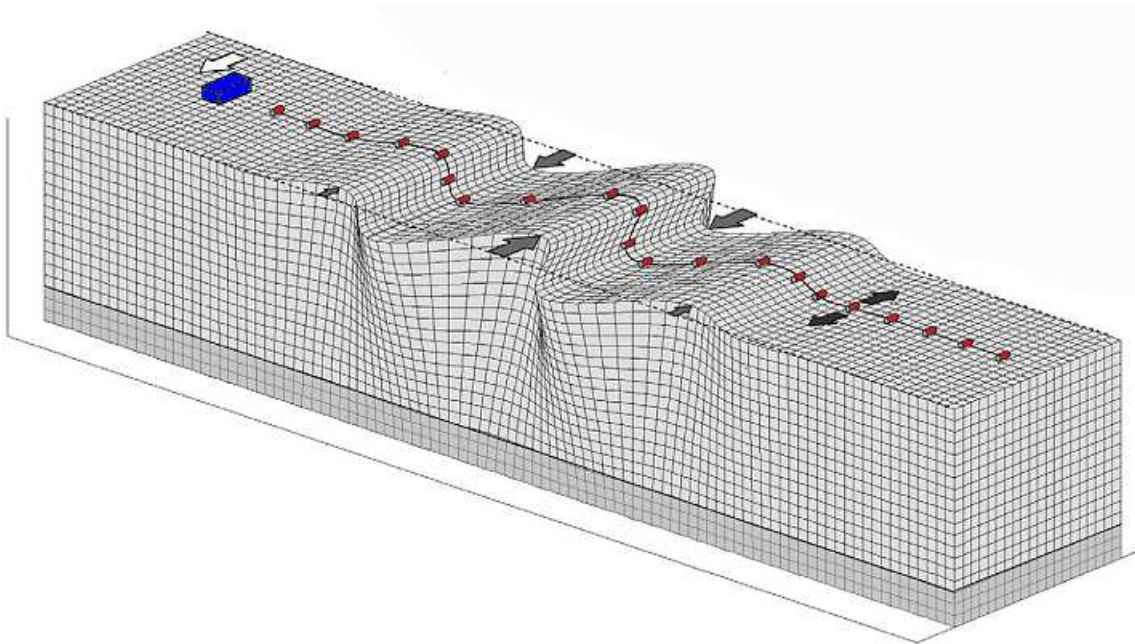


Figura 8 – Representação esquemática da propagação da onda Love e sua aquisição com fonte (Azul) e receptores horizontais na superfície do solo (vermelho). Modificado de [Foti et al. \(2014\)](#).

é demonstrado pelo alargamento significativo da frente de onda, que se estende por quase 2 segundos a 50 metros de deslocamento. A velocidade de fase das ondas Love varia entre 50 e 500m/s. Os picos no espectro de amplitude na Figura 9D (próximos a 19 Hz) correspondem à ressonância de uma camada superficial extremamente rasa, com cerca de 1 metro de espessura e um elevado contraste de velocidade. Outros picos observados no espectro correspondem à ressonância de modos superiores das ondas Love ([Foti et al., 2014](#)).

Para registrar as ondas Love é necessário um arranjo de aquisição sísmica específico, pois a fonte utilizada nas aquisições sísmicas convencionais não geram ondas Love de forma significativa. Portanto, as ondas Love não desempenham um papel importante na exploração sísmica tradicional. Além disso, a maior parte dos sistemas de aquisição terrestre são projetados para registrar apenas o movimento vertical da superfície (geofones de uma componente), o que restringe a detecção das ondas Love, que são caracterizadas por movimento horizontal ([Telford; Geldart; Sheriff, 1990](#)). No entanto, existem geofones de três componentes, que registram o movimento de propagação das ondas no solo tanto na direção vertical quanto nas horizontais, sendo amplamente utilizados em estudos de ondas S.

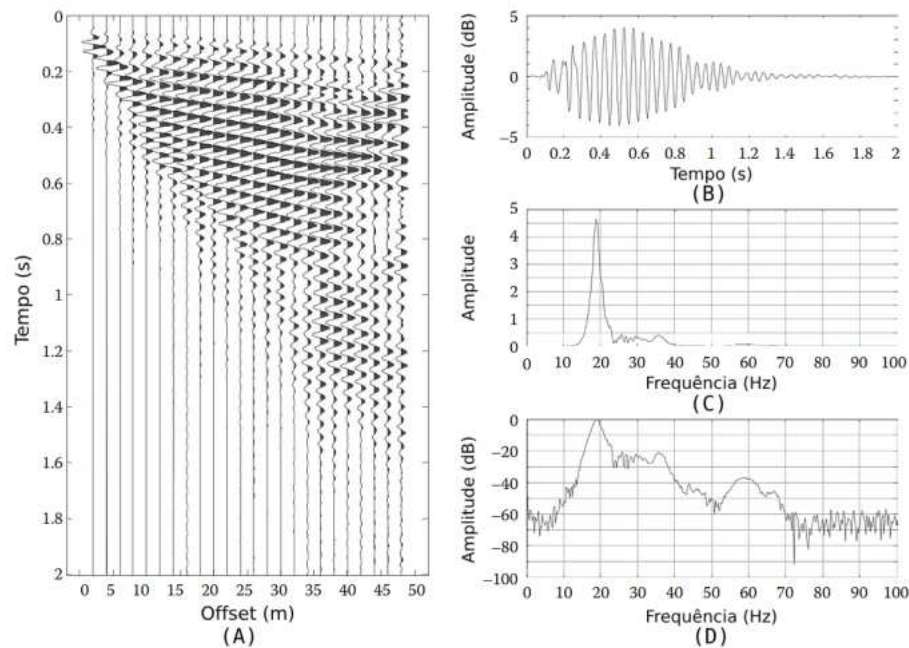


Figura 9 – Exemplo de dados experimentais com ondas Love: (A) *shot gather*; (B) exemplo de um único traço (*offset* de 30 m); (C) espectro de amplitude do mesmo traço em escala linear; (D) espectro de amplitude do mesmo traço na escala logarítmica. Modificado de Foti *et al.* (2014).

2.2 Ground Roll

O *ground roll* é um evento típico registrado em levantamento sísmico terrestre. Quando adequadamente amostrado durante a aquisição sísmica, é caracterizado por baixa frequência, alta amplitude e baixa velocidade. Trata-se de um conjunto de ondas superficiais dispersivas que ficam presas na ZBV (Zona de Baixa Velocidade), com uma componente predominantemente vertical, geralmente associada às ondas Rayleigh. A Figura 10 apresenta um exemplo de registro sísmico, onde é possível identificar o *ground roll*. Observa-se que ele apresenta um comportamento linear e coerente no domínio t-x, assumindo um formato em cone. Esse formato interfere drasticamente no registro sísmico, impactando principalmente as reflexões mais profundas (Yilmaz, 2001).

Por estar principalmente associado às ondas Rayleigh, o *ground roll* apresenta características que dependem diretamente das condições locais de cada levantamento sísmico. Sua propagação está relacionada à rigidez, composição e estratigrafia do solo próximo à superfície. Fatores como irregularidade topográfica e teor de umidade do solo também afetam essa propagação, uma vez que a onda de cisalhamento (S)

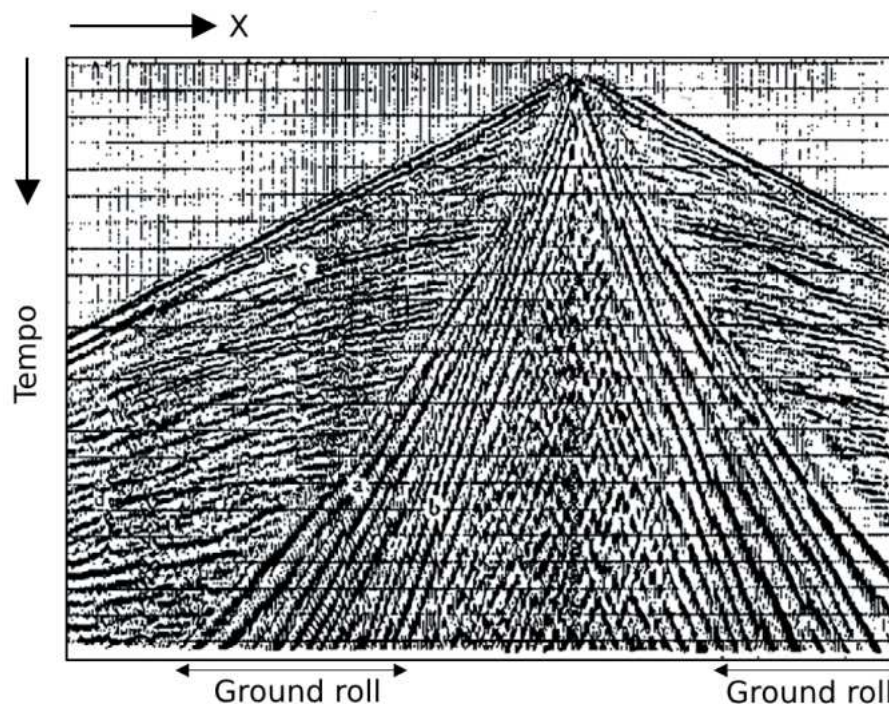


Figura 10 – Registro sísmico terrestre, que evidencia o *ground roll* sobrepondo as reflexões. Modificado de Ikelle e Amundsen (2018).

é influenciada pela presença de água. Além disso, a qualidade da amostragem do *ground roll* está relacionada à escolha do arranjo de aquisição sísmica, principalmente o espaçamento entre fontes e receptores.

As Figuras 11A e 11B ilustram registros sísmicos que refletem as diferenças associadas à localização e ao tipo de fonte utilizada. Ao comparar os dois casos, observa-se que, quando a fonte está posicionada abaixo da ZBV (Figura 11B), a energia do *ground roll* é consideravelmente reduzida em relação ao cenário em que a fonte está localizada na superfície (Figura 11A) ou dentro da ZBV. Essa redução representa uma vantagem do uso de fontes explosivas enterradas (abaixo da ZBV) em relação a fontes superficiais, como o vibroseis ou o peso acelerado. Entretanto, uma desvantagem do uso de explosivos enterrados para minimizar o *ground roll* é a necessidade de perfuração de furos de tiro, um processo que demanda tempo e pode aumentar significativamente os custos operacionais da aquisição sísmica (Ikelle; Amundsen, 2018).

Embora, o *ground-roll* seja considerado um ruído para este trabalho. Sua característica dispersiva pode ser utilizada para inferir as propriedades elásticas das camadas próximas à superfície. A variação da velocidade de fase com a frequência reflete a interação da onda com as propriedades do meio, permitindo, por meio da

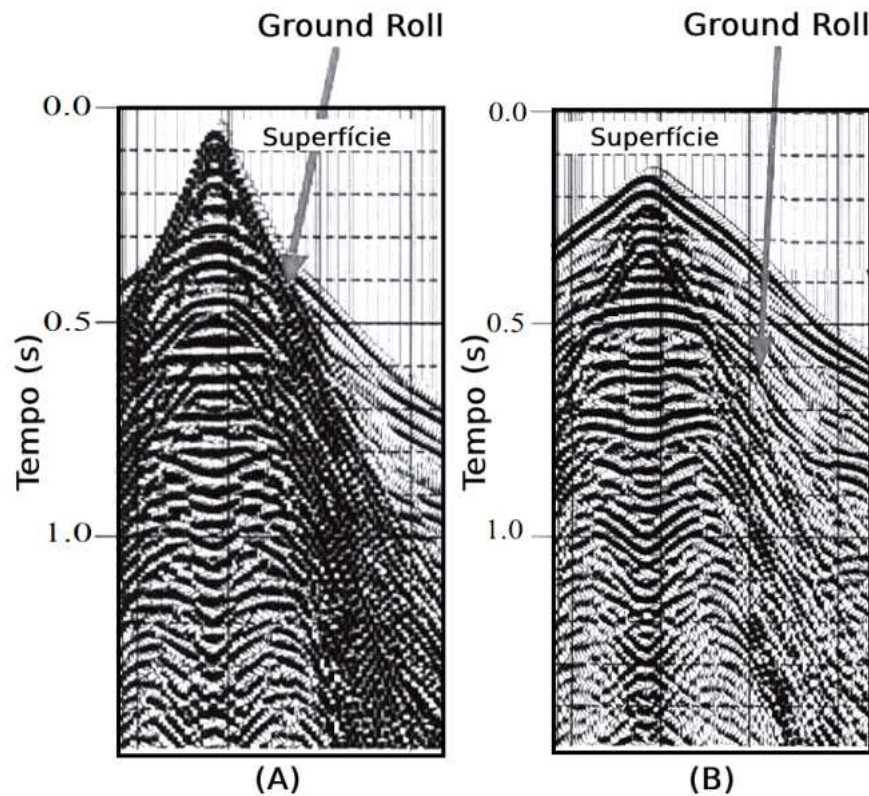


Figura 11 – Registros sísmicos adquiridos com fontes e localização distintas. (A) Fonte localizada na superfície (vibroseis ou queda de peso acelerado), apresentando maior energia de *ground roll*. (B) Fonte posicionada abaixo da Zona de Baixa Velocidade (ZBV) (dinamite), mostrando redução significativa da energia do *ground roll*. Modificado de [Ikelle e Amundsen \(2018\)](#).

inversão da curva de dispersão, estimar parâmetros como a velocidade da onda cisalhante (V_s), a espessura e a rigidez das camadas rasas ([Socco; Strobbia, 2004](#)). [Ansorger et al. \(2018\)](#) mostram um exemplo de resultados de inversão das ondas de superfície e o modelo de velocidade raso obtidos. A inversão da curva de dispersão da onda de superfície permite a extração das características de velocidade de fase do *ground roll* em função da frequência. As velocidades derivadas dessa análise, relacionadas à onda de cisalhamento, devem ser calibradas e convertidas em velocidades da onda P, de modo a serem integradas ao processamento sísmico convencional ([Monk, 2020](#)).

Nos registros sísmicos terrestres, o *ground roll* representa o principal ruído que requer atenção durante o processamento. Trata-se de um evento dispersivo de alta amplitude que contamina significativamente as reflexões sísmicas. Contudo, quando as ondas de superfície são amostradas de maneira adequada, é possível removê-las no processamento sísmico sem prejudicar as reflexões. Essa amostragem está

diretamente associada ao espaçamento entre fontes e receptores, fundamentada na teoria de amostragem espacial abordada neste estudo. Assim, o principal desafio está na amostragem das ondas superficiais, e não no ruído de alta amplitude, que é frequentemente considerado um desafio (Monk, 2020).

Além disso, o *ground roll* é frequentemente identificado em uma região no domínio $f - k$, devido às suas características de baixa frequência e baixa velocidade. Entretanto, o filtro no domínio $f - k$ apresenta limitações significativas, especialmente quando o *ground roll* com *aliasing* espacial está localizado fora da região delimitada associado ao *ground roll*. Diante disso, torna-se fundamental compreender as características do ruído e avaliar os métodos propostos na literatura, a fim de selecionar a abordagem mais adequada para a atenuação eficaz do *ground roll* nos dados sísmicos.

A atenuação adequada do *ground roll* proporciona diversos benefícios, como o aumento da resolução dos dados sísmicos e a melhora direta nos resultados das amplitudes do *semblance* utilizado na análise de velocidade (Melo; Porsani; Silva, 2009). O *semblance* é calculado com base nas amplitudes de reflexão que coincidem com as hipérboles teóricas, sendo amplamente empregado para a análise e determinação de velocidades sísmicas (Dondurur, 2018). A Figura 12 apresenta uma análise de velocidade baseada no *semblance* de um *super-gather* de 10 CDPs, comparando os resultados antes (Figura 12A) e depois (Figura 12B) da atenuação do *ground roll*. Observa-se que, na Figura 12A (lado esquerdo), a presença do *ground roll* nos registros sísmicos mascara significativamente as reflexões, comprometendo a análise das velocidades representadas no *semblance* (lado direito). Por outro lado, após a atenuação do *ground roll* (Figura 12B, lado esquerdo), verifica-se uma maior definição das amplitudes no *semblance* (lado direito), as quais estão associadas às hipérboles do registro sísmico. Essa maior definição contribui para uma análise de velocidade mais coerente, resultando em um imageamento da subsuperfície mais próximo da realidade.

A atenuação do *ground roll* não apenas melhora a análise de velocidades, mas também aumenta a resolução do imageamento final, realçando as estruturas no empilhamento sísmico. O empilhamento consiste em uma seção na qual os traços sísmicos são somados de forma coerente e corrigidos para NMO (*Normal MoveOut*), com o objetivo de gerar uma seção sísmica. A Figura 13 apresenta duas seções empilhadas, antes (A) e depois (B) da atenuação do *ground roll*. Comparando essas seções, observa-se uma melhoria significativa na qualidade sísmica após a atenuação

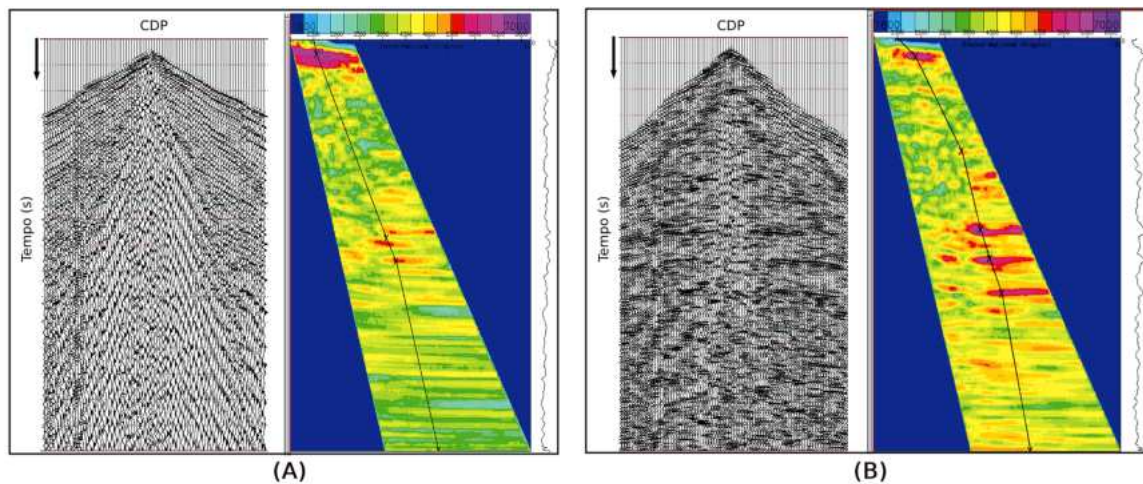


Figura 12 – Análise de velocidade baseada no *semblance* de um *super-gather* de 10 CDPs. (A) Antes da atenuação do *ground roll*. Observa-se que o *ground roll* (lado esquerdo) mascara reflexões e dificulta a determinação de velocidades (lado direito). (B) Após a atenuação do *ground roll*. O *semblance* apresenta maior definição em relação às amplitudes, assim obtendo um análise de velocidade mais adequada (lado direito). Modificado de Melo, Porsani e Silva (2009).

do *ground roll*. A Figura 13A é coberta por eventos lineares íngremes provocados pelo *ground roll*, destacados por setas amarelas. Em contrapartida, esses eventos foram atenuados na seção, onde o *ground roll* foi atenuado (Figura 13B). Adicionalmente, outras diferenças podem ser observadas entre as duas seções empilhadas, destacadas em duas regiões marcadas como “a” e “b”. A comparação dessas regiões revela que a resolução das reflexões na Figura 13B é superior às da Figura 13A (Hosseini *et al.*, 2015). Assim, evidencia-se a relevância de uma atenuação eficaz do *ground roll* para a qualidade final do processamento sísmico.

Para realizar uma deconvolução adequada dos dados sísmicos, é essencial atender às premissas associadas a essa técnica, como a remoção prévia de ruídos aleatórios e coerentes (Dondurur, 2018). Dessa forma, a atenuação apropriada do *ground roll* desempenha um papel essencial para obter resultados satisfatórios também na etapa de deconvolução.

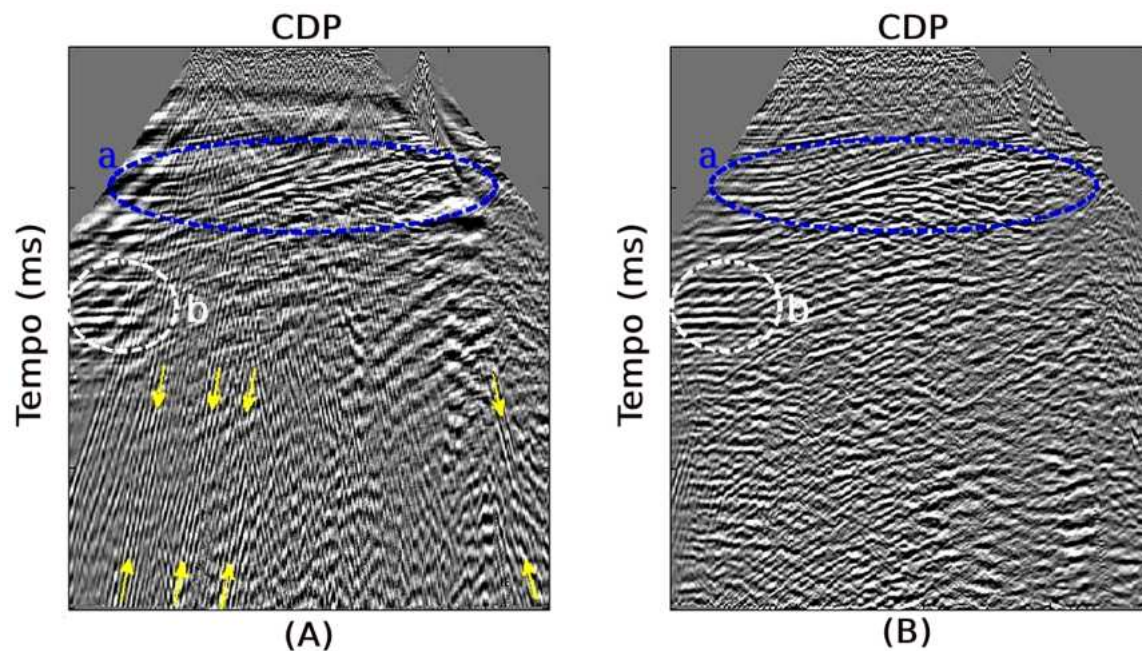


Figura 13 – Seções empilhadas de um levantamento sísmico 2D. (A) Antes da atenuação do *ground roll*. Eventos lineares íngremes, marcados com setas amarelas, representam o *ground roll* não atenuado que persiste na seção empilhada. (B) Após a atenuação do *ground roll*. Reflexões nas regiões “a” e “b” são mais contínuas e claras em comparação à seção (A). Modificado de [Hosseini et al. \(2015\)](#).

2.3 Aquisição Sísmica Terrestre

Os parâmetros de aquisição desempenham um papel crucial na obtenção de dados sísmicos de alta qualidade. Fatores como arranjo fonte-receptor, *offset* máximo e taxa de amostragem influenciam diretamente na qualidade dos dados sísmicos levantados ([Monk, 2020](#)). Este capítulo apresentará e discutirá esses fatores, destacando sua importância no contexto da aquisição sísmica.

Uma escolha inadequada de parâmetros de aquisição pode resultar em dados sísmicos de baixa resolução temporal e/ou espacial, comprometendo, assim, o imageamento final. A partir disso, é fundamental que o planejamento de aquisição seja feito de maneira cuidadosa e detalhada, levando em conta parâmetros adequados que correspondam à área de investigação e ao objetivo específico do levantamento. Esse planejamento deve garantir que o processo de aquisição produza dados de alta qualidade, fornecendo as condições para um processamento adequado e a interpretação confiável dos dados sísmicos.

2.3.1 Geometrias de Aquisição Sísmica

A aquisição sísmica é geralmente realizada pela geração de ondas sísmicas a partir de uma fonte ativa e pelo registro da forma de onda para posterior análise. Os equipamentos utilizados podem variar bastante em ambientes *onshore*: fontes impulsivas, como explosivos ou sistemas de queda de peso acelerado, e fontes vibratórias, como o vibroseis, são amplamente empregadas. Nos métodos passivos, as ondas sísmicas são geradas a partir de processos naturais ou operacionais. Para detectar as vibrações geradas, utilizam-se geofones ou acelerômetros, conforme os objetivos do levantamento. Os dados são registrados em sismógrafos, que capturam e armazenam as ondas sísmicas para processamento e interpretação subsequentes (Strobbia, 2003).

Entre as técnicas mais comuns, destacam-se os arranjos fonte-receptor *end-on* e *split-spread*, amplamente utilizados na aquisição sísmica. A Figura 14A apresenta o arranjo *end-on*, que é um levantamento assimétrico, no qual os receptores estão distribuídos em linha reta e igualmente espaçados, com a fonte posicionada na extremidade da linha. O registro sísmico organizado no domínio do tiro (*shot gather*) correspondente a esse tipo de arranjo é mostrado na Figura 14B. A partir do *shot gather*, foi realizada uma análise espectral no domínio da frequência-número de onda (f - k) (Figura 14C), que revelou características específicas desse levantamento.

Nesse arranjo assimétrico, os dados úteis estão concentrados no quadrante de números de onda positivos ($k > 0$), enquanto o *aliasing* espacial aparece no quadrante de números de onda negativos ($k < 0$), estando claramente separado dos dados úteis. O *aliasing* espacial ocorre quando o espaçamento entre receptores é insuficiente para representar corretamente as variações do sinal, fazendo com que informações de alta frequência sejam registradas de forma inadequada. No entanto, esse arranjo apresenta limitações na cobertura dos afastamentos mais curtos quando comparado ao arranjo *split-spread*.

O domínio frequência-número de onda é obtido por meio da aplicação da transformada de Fourier bidimensional no domínio tempo-espço (t - x), convertendo os dados para o domínio f - k . Essa transformação permite analisar e separar eventos sísmicos com diferentes velocidades aparentes, uma vez que ondas com distintas velocidades ocupam regiões específicas do espectro. Nesse arranjo assimétrico, os

dados úteis estão concentrados no quadrante de números de onda positivos ($k > 0$), enquanto o *aliasing* espacial aparece no quadrante de números de onda negativos ($k < 0$), estando claramente separado dos dados úteis. O *aliasing* espacial ocorre quando o espaçamento entre receptores é insuficiente para representar corretamente as variações do sinal, fazendo com que informações de alta frequência sejam registradas de forma inadequada. No entanto, esse arranjo apresenta limitações na cobertura dos afastamentos mais curtos quando comparado ao arranjo *split-spread*.

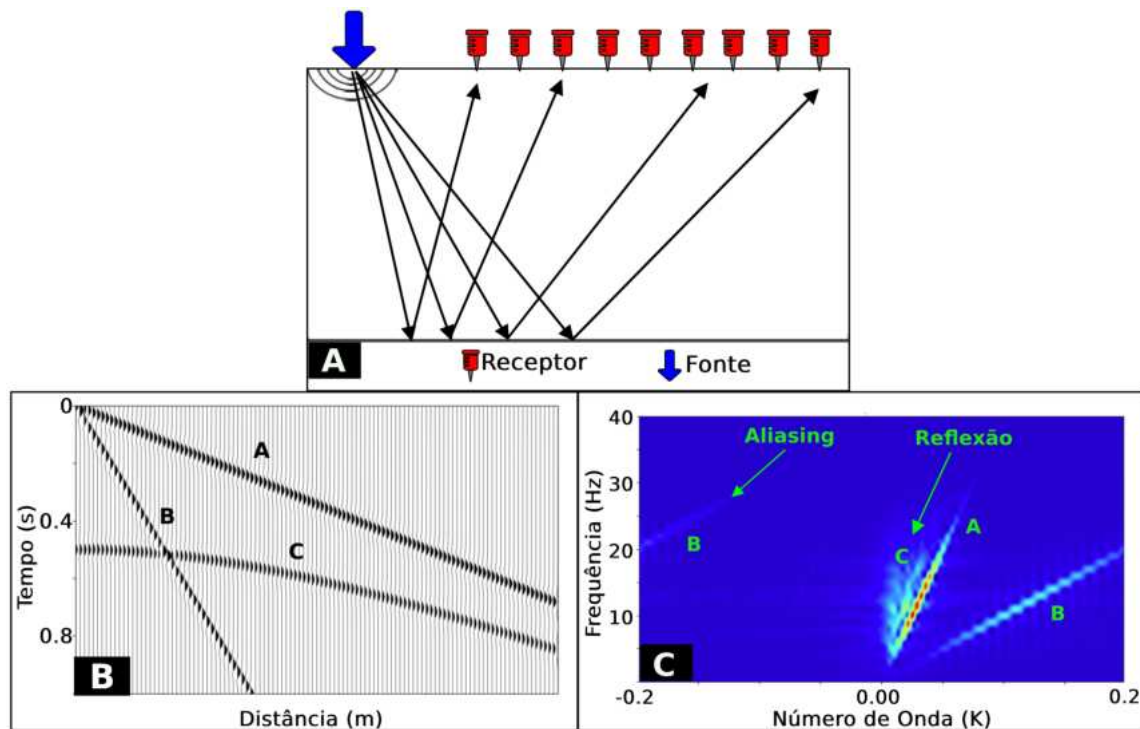


Figura 14 – (A) Esquema ilustrativo de um levantamento *end-on* no ambiente terrestre; (B) *shot gather* com 2 eventos lineares dado por A e B e uma reflexão dado por C. (C) Espectro f-k obtido de (B). O espectro f-k apresenta um evento linear em *aliasing*. Fonte: Autor.

A Figura 15A ilustra o arranjo *split-spread*, em que os receptores estão distribuídos igualmente espaçados e de forma simétrica em torno da fonte. Diferentemente do arranjo *end-on*, o *shot gather* associado ao arranjo *split-spread*, mostrado na Figura 15B, apresenta uma simetria nos dados. O espectro correspondente no domínio f-k (Figura 15C) reflete essa simetria, com os dados úteis concentrados na região central do espectro dos números de onda. Contudo, nesse tipo de arranjo, o *aliasing* espacial pode ser um problema significativo, pois apresenta maior risco de sobreposição dos dados úteis e redundantes.

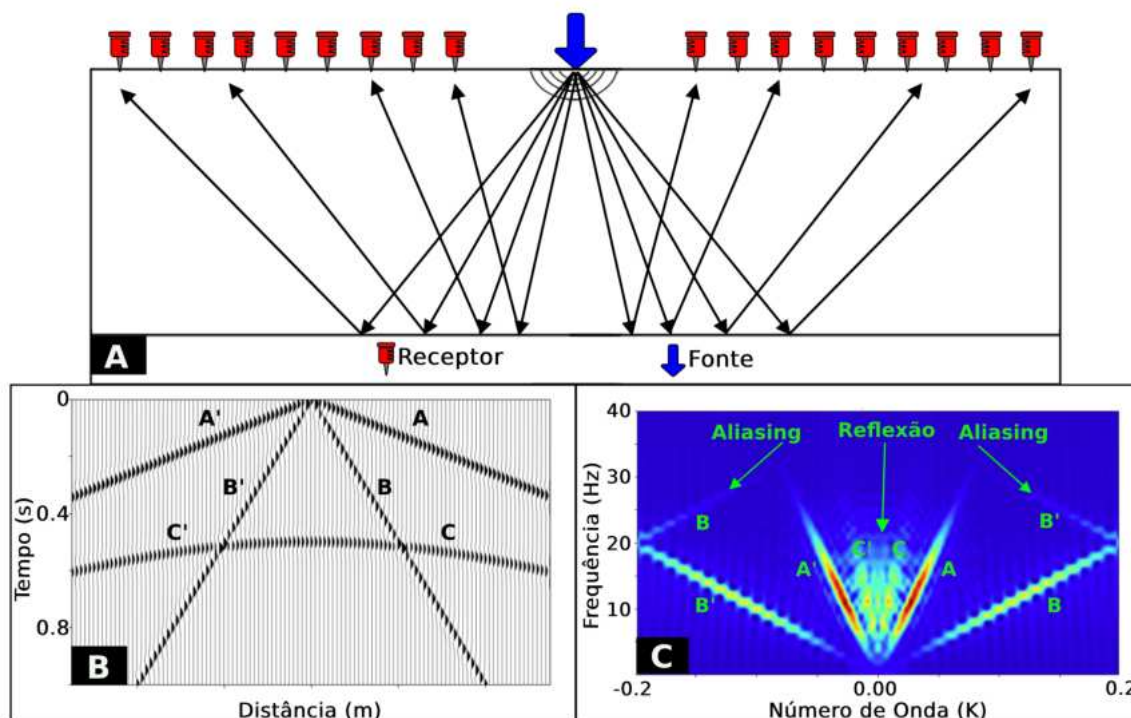


Figura 15 – (A) Esquema ilustrativo de um levantamento *Split-spread* no ambiente terrestre; (B) *shot gather* com 2 eventos lineares dado por A, A', B e B' e uma reflexão dado por C e C'. (C) Espectro f-k obtido de (B). O espectro f-k apresenta um eventos lineares em *aliasing*. Fonte: Autor.

2.3.1.1 Arranjos de Fontes e Receptores para Atenuação de Ondas Superficiais

Na aquisição sísmica terrestre convencional, é comum a utilização de um grupo de pelo menos três ou quatro vibroseis durante o levantamento sísmico. O arranjo dessas fontes, assim como dos receptores, desempenha um papel essencial na obtenção de dados sísmicos de alta qualidade. Os vibroseis utilizam uma técnica de geração de ondas sísmicas chamada *sweep*, que consiste em uma fonte vibratória caracterizada por uma variação contínua de frequência ao longo do tempo. O arranjo das fontes na aquisição sísmica está geralmente associado ao aumento da energia emitida, resultando em sinais mais intensos e maior eficiência na cobertura do levantamento em um período reduzido. Contudo, dependendo da configuração empregada, pode ocorrer uma atenuação significativa das ondas superficiais (Monk, 2020).

A Figura 16A ilustra um levantamento sísmico do tipo *split-spread*, em que cada geofone (representado em vermelho) consiste em um conjunto de 12 receptores configurados para atuar como um único receptor virtual. As quatro fontes de vibroseis (V1, V2, V3 e V4) estão organizadas em uma configuração que permite múltiplos

disparos simultâneos e coordenados, com movimentações sequenciais em três posições distintas, indicado por uma elipse azul. No final do processo, os registros adquiridos por esse arranjo são combinados em um único registro sísmico (representado por uma estrela azul).

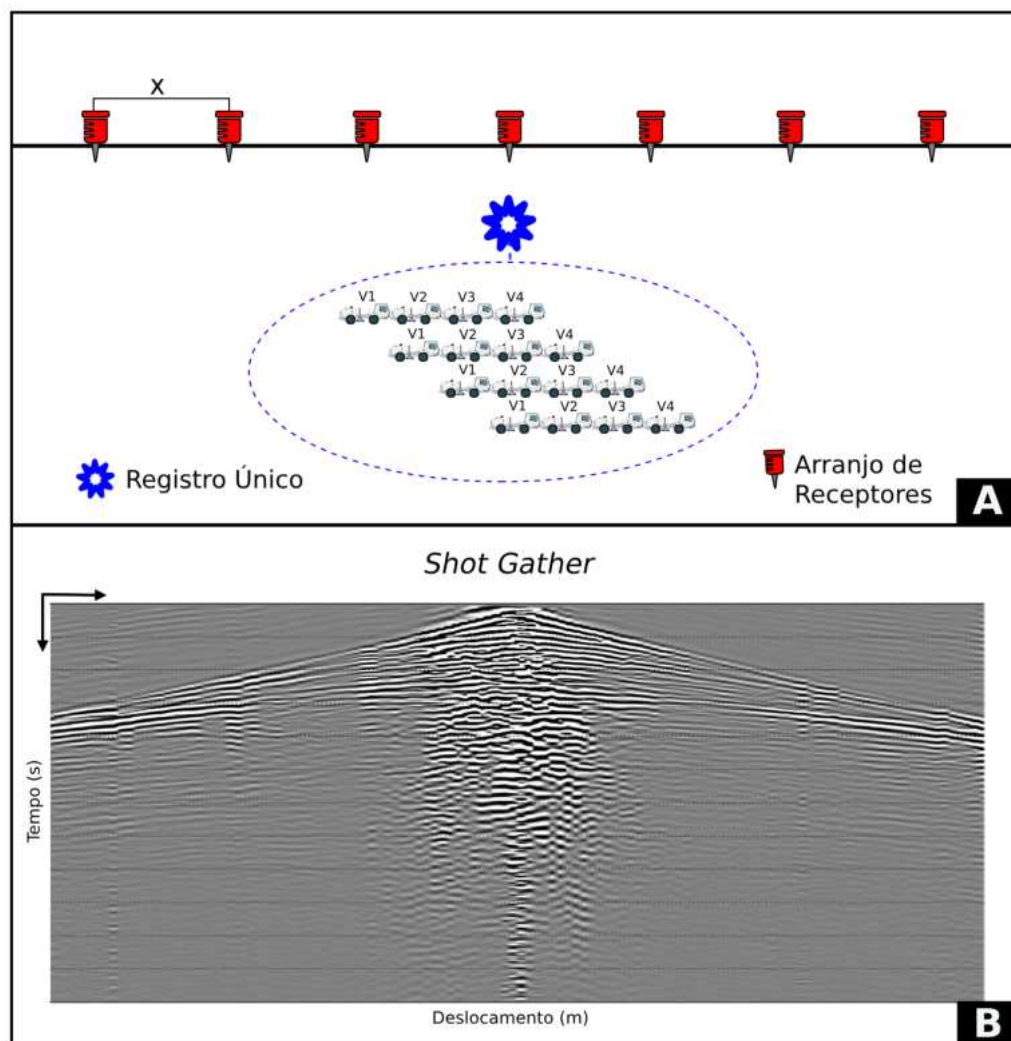


Figura 16 – (A) Esquema ilustrativo de um levantamento sísmico 2D do tipo *split-spread*, realizado em ambiente terrestre. O arranjo de receptores é composto por conjuntos de 12 geofones, configurados como um único receptor virtual. As quatro fontes de vibroseis (V1, V2, V3 e V4) são acionadas simultaneamente e realizam três deslocamentos sequenciais, sendo o primeiro deslocamento (deslocamento zero) indicado pela elipse azul. (B) Exemplo de um *shot gather* obtido a partir desse tipo de aquisição sísmica. Fonte: Autor.

O arranjo formado por 12 receptores tem como finalidade principal reduzir ruídos indesejados e aumentar a resolução do sinal sísmico. A combinação de um arranjo de fontes e um arranjo de receptores oferecem diversos benefícios como a atenuação significativa do *ground roll* e dos outros ruídos incoerentes (Figura 16B). Sabendo que esses ruídos não possuem coerência espacial entre os receptores do arranjo, a

integração dos sinais sísmicos em um único receptor virtual favorece a amplificação dos sinais coerentes, como as reflexões sísmicas.

Adicionalmente, em levantamentos sísmicos 2D, o arranjo dos receptores pode ser explorado de diferentes formas, adotando configurações geométricas variadas que podem ajudar na atenuação do *ground roll*. A Figura 17 apresenta um caso descrito por Liner (2016), no qual um arranjo 2D é projetado para atingir esse objetivo de maneira eficaz. A distribuição geométrica dos receptores desempenha um papel essencial: à medida que o *ground roll* se propaga pelo arranjo de geofones, ele atinge cada receptor em tempos diferentes. Essa diferença de fase — com alguns geofones registrando movimento ascendente enquanto outros captam movimento descendente — gera um cancelamento mútuo das ondas de superfície. Esse efeito é otimizado quando o arranjo de geofones é projetado com um espaçamento adequado entre os grupos de receptores, garantindo uma atenuação eficiente do *ground roll*. Como resultado, os ruídos, conhecidos como “sinal de rede”, são significativamente reduzidos, enquanto os sinais de interesse, como reflexões profundas, são realçados.

Ainda assim, é importante destacar que essa abordagem pode ser complementada por outros arranjos geométricos dos receptores, dependendo da finalidade do levantamento e das condições geológicas. A interação dinâmica entre o arranjo de fontes e receptores continua sendo um fator determinante para a supressão eficiente das ondas superficiais (Liner, 2016).

A Figura 16A ilustra o arranjo das quatro fontes de vibroseis, que tem como objetivo aumentar a energia emitida para melhorar o registro de eventos refletidos em maiores profundidades. A disposição espacial das fontes e receptores não só atenua as ondas superficiais, reduzindo o impacto do *ground roll* nos registros, ilustrado na Figura 16B, como também amplia a cobertura e melhora a amostragem espacial por meio da sobreposição de registros resultante dos múltiplos disparos. Assim, o arranjo dos receptores assegura a alta qualidade dos dados adquiridos, enquanto a operação simultânea das fontes eleva a eficiência do levantamento e a cobertura energética. Em conjunto, essas configurações otimizam o imageamento da subsuperfície, permitindo a captura de reflexões sísmicas com maior nitidez, mesmo em ambientes com elevados níveis de ruído superficial.

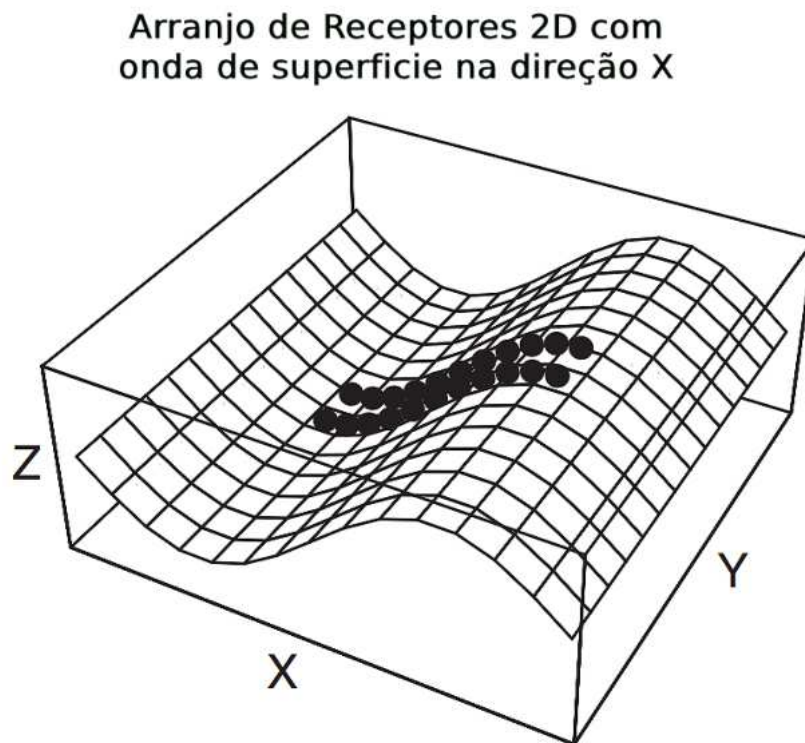


Figura 17 – Conceito de arranjo de receptores 2D. Matriz 2D cancelando ondas de superfície na direção x: metade dos geofones registra movimento ascendente enquanto a outra metade capta movimento descendente. Modificado de [Liner \(2016\)](#).

2.3.2 *Offset* Máximo

Tradicionalmente, o tempo de registro é determinado com base na profundidade de interesse e nas velocidades das camadas da subsuperfície. No entanto, para atingir a profundidade máxima de investigação, é necessário determinar um *offset* máximo adequado para o levantamento sísmico. A seguir, são apresentados alguns critérios clássicos descritos por [Monk \(2020\)](#) para definir o *offset* máximo:

1. Profundidade máxima do alvo

Historicamente, é um critério bem simples, onde o *offset* máximo é igual à profundidade de investigação. Assim, apresentam uma relação direta de 1 : 1, garantindo que o sinal refletido de um alvo a uma dada profundidade possa ser registrado adequadamente.

2. Interferência da onda direta

Para melhorar a resolução do imageamento final, é necessário considerar a separação da onda direta em relação aos eventos refletidos. A onda direta pode sobrepor dados úteis, especialmente em *near offsets*, onde a separação

temporal entre a onda direta e os eventos refletidos é pequena. Para evitar essa sobreposição, pode-se utilizar o critério matemático descrito abaixo:

$$X_{\max} \leq V_H \sqrt{t_0^2 + \frac{X^2}{V^2}}, \quad (2.32)$$

onde $X_{\max}$ é *Offset* máximo, V_H é a velocidade da *head wave*; t_0 é o tempo duplo até o refletor; X é o *Offset*, e V é a velocidade de propagação da onda p no meio.

3. Limite de *Stretch* no NMO (*Normal Moveout*)

A correção NMO ajusta os tempos de chegada dos eventos sísmicos registrados em diferentes *offsets* para compensar a diferença de percurso e alinhar os eventos no tempo duplo t_0 (Dondurur, 2018). No entanto, para grandes afastamentos fonte-receptor (*far offsets*), as diferenças de tempo podem gerar um efeito de *stretch* agressivo, reduzindo significativamente a resolução dos dados sísmicos. No intuito de evitar distorções significativas, é comum usar um limite de *stretch* de 30% . A relação que define o *offset* máximo dentro desse limite pode ser expressa pela seguinte equação:

$$X_{\max} = V t_0 \sqrt{(1 + P)^2 - 1}, \quad (2.33)$$

onde P é a distorção (*stretch*) em percentual. Esse critério garante que os eventos úteis não sejam significativamente distorcidos, preservando a qualidade dos dados para processamento.

2.4 Critério de Amostragem de Sinais Sísmicos

No contexto da sismologia e do processamento de sinais, uma amostragem adequada dos dados sísmicos é crucial para garantir que as informações adquiridas sejam interpretadas e processadas de forma eficiente. Para isso, é fundamental compreender a diferença entre sinais contínuos e discretos, uma vez que a transição entre eles está no tópico principal do processo de amostragem, garantindo a captura do sinal sem perdas ou distorções.

A Figura 18A apresenta um sinal contínuo analógico, onde é possível observar uma linha suave e sem interrupções, conectando todos os valores (pontos) ao longo

de um intervalo contínuo. Já a Figura 18B ilustra as amostras discretas obtidas a partir da transição do sinal contínuo para o discreto, utilizando um processo de amostragem. Essa transição refere-se à conversão do sinal analógico para o digital. Ao reconstruir o sinal contínuo a partir do sinal discreto (Figura 18C), observa-se que o sinal reconstruído perde alguns dos detalhes presentes no sinal analógico original. Esses detalhes correspondem a componentes de alta frequência que foram eliminados durante a amostragem. Se um intervalo de amostragem menor tivesse sido utilizado, o sinal reconstruído representaria o sinal original com maior precisão (Yilmaz, 2001).

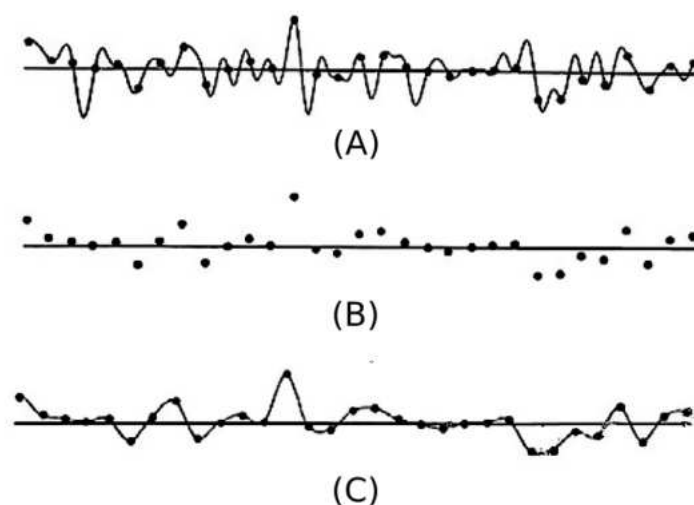


Figura 18 – (A) sinal contínuo analógico, (B) sinal discretizado, (C) sinal reconstruído analógico. Quando discretizado, o sinal contínuo analógico perde frequências acima da frequência de Nyquist. Modificado de Yilmaz (2001).

Em geral, dado o intervalo de amostragem temporal (Δt), a frequência mais alta que pode ser restaurada com precisão é obtida com o Teorema de Nyquist-Shannon. Esse Teorema estabelece para que um sinal contínuo seja completamente recuperado a partir de suas amostras discretas, a frequência de amostragem (f_s) deve ser maior que o dobro da frequência máxima presente no sinal ($f_{\max}$). A frequência de Nyquist (f_N) é diretamente determinada pelo Δt e pode ser expressa matematicamente como (Dondurur, 2018):

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}. \quad (2.34)$$

Esse critério garante que as frequências do sinal possam ser capturadas sem ambiguidade, preservando as características essenciais do sinal original. Não atendendo essa condição, resultará no fenômeno conhecido como *aliasing* temporal.

Para entender melhor o efeito do *aliasing* temporal, é útil estudar o espectro de amplitude do sinal, além do registro no domínio do tempo. Por exemplo, considere o sinal contínuo ilustrado Figura 19A, com seu espectro de amplitude. A amplitude do espectro é zero quando $|f| \geq f_{\max}$, o que permite amostrar corretamente o sinal sem introduzir *aliasing* temporal no dado. No entanto, se o intervalo amostral Δt for selecionado utilizando a Equação 2.34, o espectro de amplitude do sinal discretizado aparecerá conforme mostrado na Figura 19B. Nesse caso, não há *aliasing* temporal sobrepondo a faixa de frequência útil, onde o espectro do sinal de tempo discreto é idêntico ao espectro do sinal analógico dentro da faixa de frequência fundamental $|f| \leq \frac{1}{2\Delta t}$.

Por outro lado, se a taxa de amostragem for menor que a razão dada pela Equação 2.34, a amplitude do espectro do sinal discreto aparecerá como mostrado na Figura 19C. Nesse cenário, o espectro do sinal discreto contém componentes indesejadas (*aliasing* temporal) provenientes do espectro do sinal contínuo. Como resultado, o *aliasing* temporal impede a recuperação exata do sinal original $x_c(t)$ a partir das amostras, comprometendo a integridade dos dados.

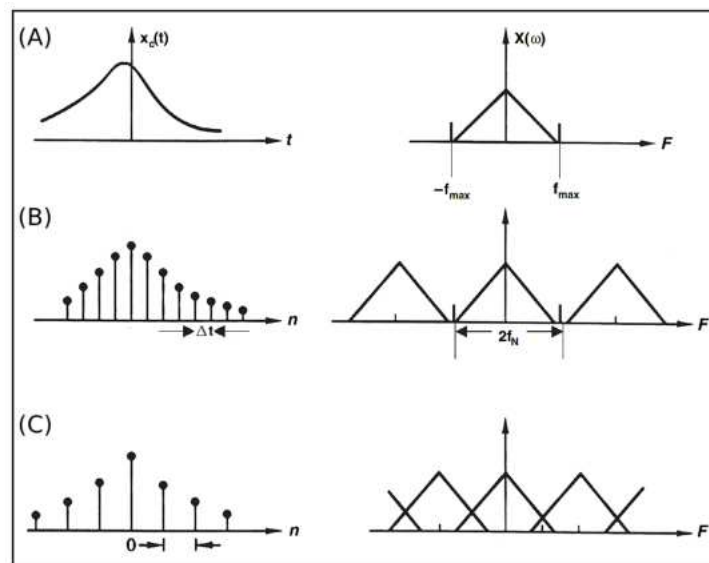


Figura 19 – Ilustração do efeito de aliasing. (A) sinal contínuo com banda limitada e seu espectro de amplitude; ou seja, o espectro de amplitude é zero para $|f| \geq f_{\max}$. (B) O caso em que o sinal contínuo com banda limitada é amostrado com $t < \frac{1}{2f_{\max}}$. (C) O caso em que o sinal contínuo com banda limitada é amostrado com $t > \frac{1}{2f_{\max}}$. Modificado de Ikelle e Amundsen (2018).

Portanto, o *aliasing* temporal ocorre quando o intervalo de amostragem é muito grande, ou seja, quando a taxa de amostragem é insuficiente para capturar corretamente as frequências presentes no sinal. Esse efeito pode ser descrito como

dobramentos múltiplos das frequências do sinal contínuo, fazendo com que as porções deslocadas se sobreponham ao espectro do sinal discretizado dentro da faixa de frequência fundamental.

A Figura 20 apresenta um traço sísmico amostrado em taxas de 1, 2, 4 e 8 ms, juntamente com seus respectivos espectros de amplitude. Observa-se que, à medida que o intervalo de amostragem aumenta, o espectro de amplitude perde componentes de alta frequência e altera as baixas frequências, resultando em perda de detalhes no sinal sísmico. Por exemplo, para um sinal cuja frequência máxima é de 150 Hz, taxas de amostragem de 4 ms resultam na perda de componentes entre 125 e 150 Hz. Essa limitação reforça a importância de uma taxa de amostragem adequada para preservar a fidelidade dos dados adquiridos (Dondurur, 2018).

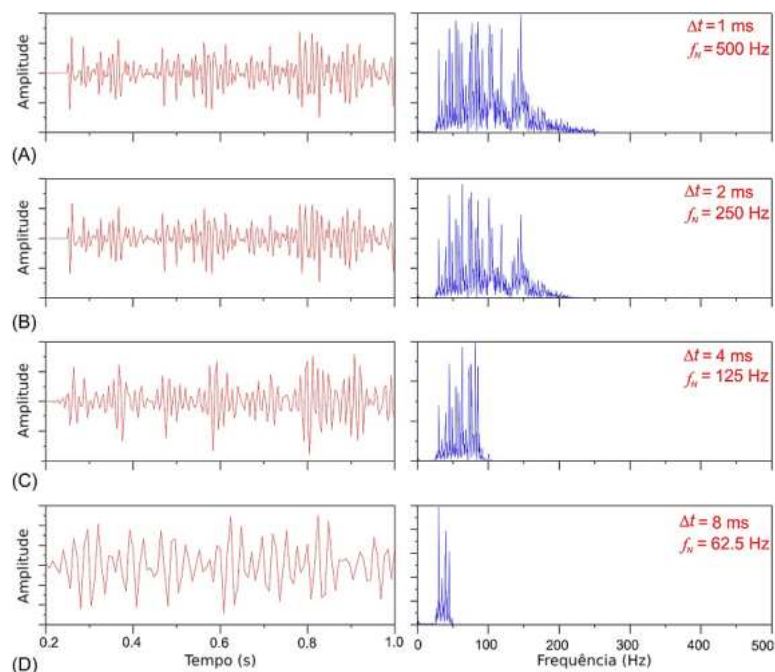


Figura 20 – Um traço sísmico com taxa de amostragem em (A) 1ms, (B) 2ms, (C) 4ms e (D) 8ms (esquerda) e seus espectros de amplitude correspondentes (direita). Δt é o intervalo de amostragem e f_N representa a frequência de Nyquist. Modificado de Dondurur (2018).

A partir disso, a escolha do intervalo de amostragem é uma decisão fundamental para a preservação da integridade do sinal. De forma semelhante, a amostragem espacial segue um critério parecido com o da amostragem temporal. Se $f_{\max}$ é a frequência máxima no campo de onda, então o intervalo de amostragem Δt deve obedecer ao critério estabelecido pelo Teorema da Amostragem (Equação 2.34), que pode ser expresso como:

$$\Delta t \leq \frac{\pi}{\omega_{\max}} = \frac{1}{2f_{\max}}. \quad (2.35)$$

Devido à semelhança entre o critério de amostragem temporal e o critério de amostragem espacial uniforme, podemos aplicar um conceito análogo para determinar o intervalo espacial Δx . Se $k_{\max}$ for o número de onda máximo no campo de onda, obtém-se:

$$\Delta x \leq \frac{\pi}{k_{\max}}. \quad (2.36)$$

Enquanto as informações sobre o conteúdo de frequência do sinal, que levam ao valor de $f_{\max}$, geralmente estão disponíveis, as informações diretas sobre o número de onda máximo $k_{\max}$ são menos comuns. No entanto, é possível estimar $k_{\max}$ utilizando faixas de velocidade aparente do modelo sísmico. A velocidade aparente é definida como a velocidade com que a frente de onda varre a interface, ou seja, a velocidade com que os eventos sísmicos são registrados na superfície pelos receptores. A velocidade aparente mínima $V_{\min}$ está frequentemente disponível. A relação entre o número de onda máximo amostrado corretamente e o intervalo de amostragem espacial Δx é dada por:

$$\Delta x \leq \frac{\pi}{k_{\max}} = \frac{V_{\min}}{2f_{\max}}, \quad (2.37)$$

Essa relação é válida, pois λ e k apresentam conexão por meio da relação fundamental $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, o que permitiu interpretar $\frac{\pi}{k_{\max}}$ como o limite superior para o espaçamento entre receptores.

Esse critério deve ser utilizado para selecionar o espaçamento entre os receptores e entre as fontes em distribuições uniformes. Ele é aplicável a todas as três coordenadas espaciais: x , y e z , e é válido para todas as geometrias de aquisição. No entanto, é importante ressaltar que a velocidade mínima aparente pode variar significativamente entre seções transversais, entre diferentes geometrias de aquisição e entre os eixos espaciais. Em outras palavras, é essencial ajustar a velocidade mínima aparente de acordo com o contexto específico em consideração para garantir a correta amostragem espacial.

2.5 Transformada Fourier 2D

A Transformada de Fourier 2D é um operador linear que, aplicado a dados sísmicos no domínio do tempo e espaço (t-x), fornece um espectro no domínio da frequência e número de onda de frequência (f-k) (Equação 2.38). Essa transformada decompõe o campo de onda original em seus componentes constantes de frequência e número de onda, transformando os dados sísmicos em uma imagem da densidade de energia em função desses parâmetros (Strobbia, 2003).

$$U(f, k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{-i2\pi(ft-kx)} dx dt. \quad (2.38)$$

O espectro f-k é uma ferramenta de análise essencial para observar o efeito do *aliasing* espacial, pois permite representar o sinal no domínio da frequência e do número de ondas. Além disso, o gráfico f-k evidencia eventos lineares presentes no registro sísmico no domínio tempo-espaço (t-x), como *ground roll*, ondas aéreas, ondas diretas e ondas refratadas. Na interpretação sísmica para exploração de petróleo, ou para caracterização de reservatórios, esses eventos são considerados indesejáveis, e os esforços para atenuá-los começam na fase de aquisição, durante a amostragem do campo de ondas. Dessa forma, compreender como os eventos lineares são representados no domínio (f-k) é crucial para análise e interpretação de dados sísmicos.

As características do espectro f-k variam significativamente conforme a geometria empregada no levantamento sísmico, como os arranjos *end-on* e *split-spread*. A geometria *end-on* apresenta uma propagação predominantemente em uma única direção, resultando em um espectro f-k de uma aquisição assimétrica. Esse tipo de registro é comum em dados sísmicos marinhos associados a levantamento com *streamers*. Assim, as amplitudes dos eventos com mergulho positivo aparecem no painel de número de onda positiva, refletindo a direção predominante de propagação. Em contraste, os eventos com mergulho negativo se agrupam no painel f-k de número de onda negativo, associando-se frequentemente ao *aliasing* espacial (Figura 21).

Eventos com diferentes mergulhos no domínio t-x estão localizados em partes distintas do espectro f-k, como ilustrado na Figura 22. Na Figura 22A, diferentes eventos

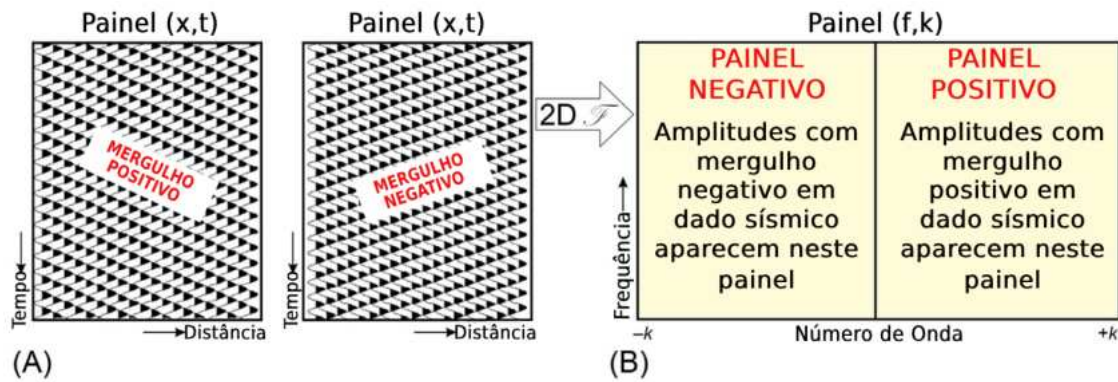


Figura 21 – Ilustração esquemática de eventos com diferentes mergulhos no tempo-espaço (A) e (B) no domínio f-k. Modificado de Dondurur (2018).

são observados no domínio t-x com distintas velocidades de propagação; quanto maior a velocidade, menor o mergulho do evento. Esses eventos no domínio f-k (Figura 22B), ilustram que os eventos com velocidade de propagação muito alta, com mergulho zero, localizam-se em torno do número de onda igual a zero. Eventos com mergulho moderado, típicos de reflexões, têm velocidades intermediárias, enquanto aqueles com mergulho excessivo são geralmente associados a ruídos de baixa velocidade, como o *ground roll*. Eventos de mergulho negativo representam inclinações opostas, conforme ilustrado na Figura 21A.

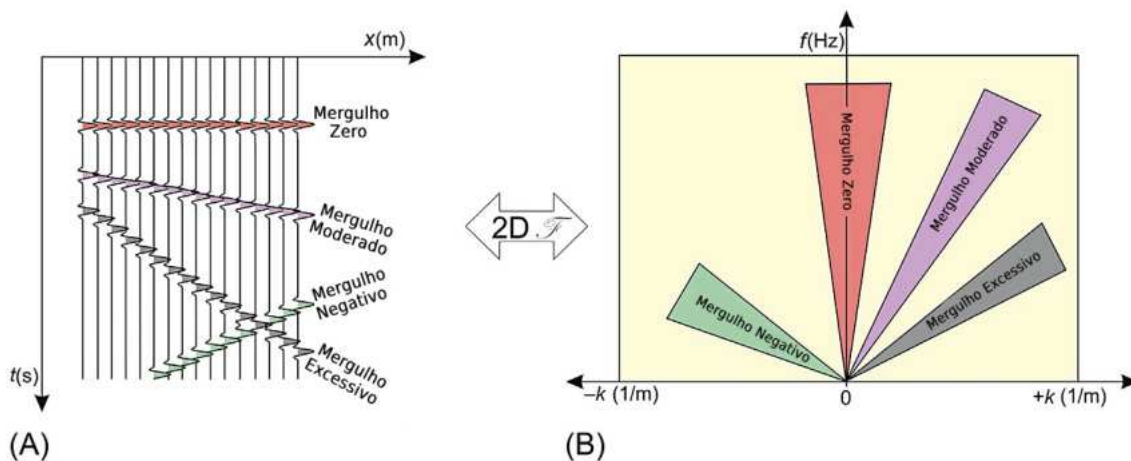


Figura 22 – Ilustração esquemática do *display* do domínio f-k de eventos com diferentes mergulhos no domínio do tempo. (A) Domínio tempo-distância (t-x) e (B) domínio da frequência-número de onda (f-k). Modificado de Dondurur (2018).

Em levantamentos sísmicos terrestres, a geometria *split-spread* é amplamente utilizada, permitindo o registro de ondas sísmicas que se propagam em ambas as direções. Essa configuração resulta em um espectro f-k simétrico em torno do eixo $k = 0$, uma vez que os eventos sísmicos se distribuem em direções opostas no domínio espacial, gerando componentes de número de onda positivos e negativos. Embora

essa simetria traga vantagens para a análise, o fenômeno de *aliasing* espacial ainda pode ocorrer se o espaçamento entre os receptores (Δx) for excessivo. Na geometria *split-spread*, o *aliasing* espacial pode se manifestar simetricamente em ambos os lados do espectro de número de onda k , ao redor de $k = 0$, o que torna mais desafiadora a separação entre eventos sísmicos autênticos e aqueles com *aliasing* espacial.

A Figura 23 apresenta eventos sísmicos como a onda direta, reflexões e *ground roll*, associados a um levantamento com geometria *split-spread*, tanto no domínio t - x quanto no domínio f - k . Na Figura 23B, observa-se o espectro f - k com as reflexões, representadas na cor rosa, distribuídas nos números de onda positivos e negativos próximos ao centro $k = 0$. Nesse espectro, as ondas de superfície (*ground roll*) também se destacam com amplitudes proeminentes, indicadas na cor vermelha, associadas a baixas velocidades, formando pacotes bem definidos e, geralmente, isolados das reflexões. Essas ondas de superfície tendem a se localizar próximas ao eixo dos números de onda em ambos os lados do espectro f - k .

Além disso, Além disso, a onda direta e o *ground roll* seguem o mesmo percurso, direto, entre a fonte e os receptores. No entanto, o *ground roll* apresenta uma velocidade de propagação mais lenta e é bem mais complexo. Já a onda direta é uma onda P que se propaga longitudinalmente. Esses eventos podem ser vistos no espectro f - k (Figura 23B). Em função da simetria do espectro f - k em levantamentos *split-spread*, é comum que ruídos lineares apareçam de forma semelhante nos números de onda positivos e negativos, facilitando a identificação de ruídos simétricos em ambos os lados do espectro.

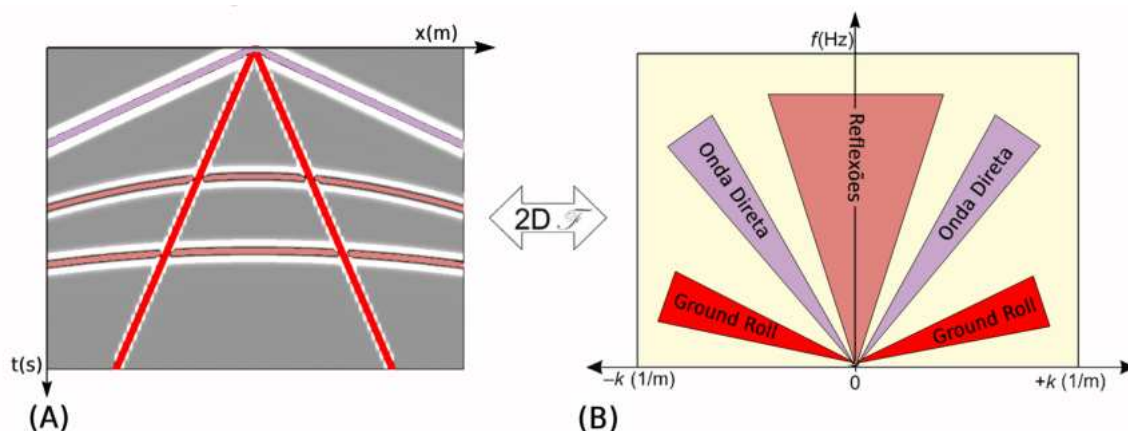


Figura 23 – Ilustração esquemática do *display* do domínio f - k com levantamento *split-spread* associado aos eventos no domínio tempo-espço. (A) Domínio tempo-distância (t - x) e (B) domínio da frequência-número de onda (f - k). Autor.

3 Metodologia

Este capítulo apresentará os conceitos metodológicos para a simulação do *ground roll* em levantamentos *end-on* e *split-spread*, com diferentes espaçamentos de receptores, com o intuito de entender o critério de amostragem espacial mencionado na seção 2.4. Além disso, serão propostos alguns métodos de filtragem para os dados simulados. A partir da análise dos dados sintéticos, será verificado o comportamento do *ground roll* em dois conjuntos de dados reais da Bacia de Resende, com o objetivo de identificar a coerência dos dados simulados, nos quais serão aplicados também métodos de filtragem para atenuação do *ground roll*.

3.1 Simulação Elástica

Nesta seção, será apresentado o fluxo de trabalho desenvolvido para a simulação, processamento e análise de dados sísmicos sintéticos, conforme ilustrado na Figura 24. Vale ressaltar, que a simulação dos dados sísmicos foram realizados no programa Seiswave desenvolvido no GISIS que seve para modelagem, migração e inversão sísmica. Esse processo foi planejado para investigar o comportamento do *ground roll* em diferentes configurações de aquisição sísmica e avaliar a técnica de filtragem mais adequada para sua atenuação.

3.1.1 Modelo

O modelo de velocidade empregado no programa SeisWave apresenta propriedades elásticas (V_p , V_s e ρ) ilustradas na Tabela 1, com dimensões de 850m de profundidade e 1000m de largura. As propriedades elásticas utilizadas foram inicialmente definidas com base em uma análise crítica por *semblance* de velocidade para a obtenção de V_p , calculada a partir de um super *gather* proveniente de dados reais adquiridos na Bacia de Resende. A velocidade da onda cisalhante (V_s) em cada camada foi estimada utilizando a relação $V_p = V_s\sqrt{3}$, válida como aproximação em meios elásticos onde o módulo de Poisson é próximo de 0,25.

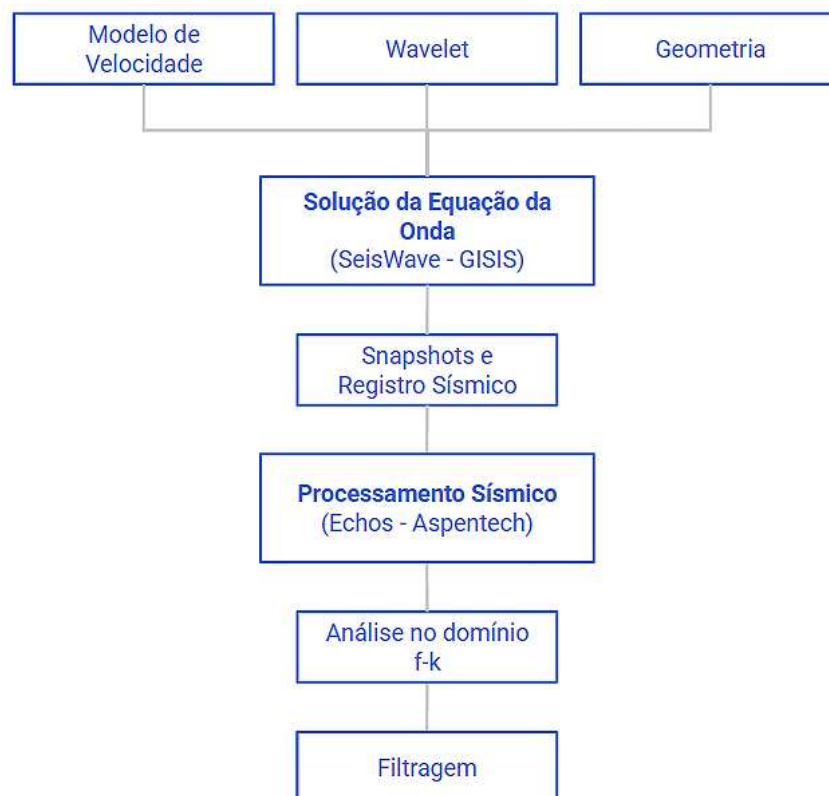


Figura 24 – Fluxo de trabalho para geração, análise e processamento dos dados sísmicos sintéticos. Fonte: Autor.

Tabela 1 – Parâmetros utilizados no modelo de velocidade. Fonte: Autor.

Camadas	Espessura Máxima (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	ρ (Kg/m ³)
1:Ar	50	340	0	1,275
2:Zona de Baixa Velocidade	225	500	290	2000
3	210	2200	1295	2300
4	165	2900	1705	2400
5	200	3350	1970	2600

Além disso, as densidades foram obtidas a partir da Figura 25. Para a camada de baixa velocidade próxima à superfície, adotou-se um valor típico de densidade para solos e aluviões. As densidades das demais camadas foram determinadas com base na predominância de arenitos na Bacia de Resende. No entanto, o foco da investigação do modelo está na interface entre o ar e a camada de baixa velocidade próxima à superfície. As demais camadas foram incluídas para analisar o efeito do *ground roll* sobre as reflexões. Mesmo variando a espessura dessa camada superficial (zona de baixa velocidade - ZBV), as características do *ground roll* permaneceram as mesmas. Com o aumento da velocidade na ZBV, é de se esperar a atenuação do *ground roll*, até que, ao atingir uma velocidade suficientemente alta, esse fenômeno deixa de ser

registrado.

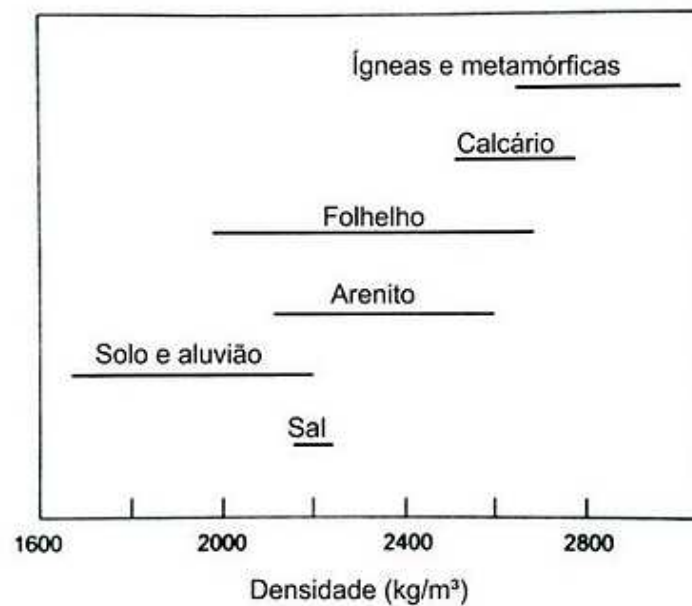


Figura 25 – Densidade padrão para diversos tipos de rochas presentes na crosta terrestre. Intervalo de densidades para diferentes tipos de rocha. Modificado de [LaFehr e Nabighian \(2012\)](#).

Na Figura 26, pode-se observar o modelo utilizado, composto por camadas elásticas homogêneas lineares, que desconsideram variações laterais das propriedades do solo. Esse modelo foi empregado para a geração de diversos registros sísmicos sintéticos, nos quais foram implementados dois *layouts* geométricos: *end-on* e *split-spread*.

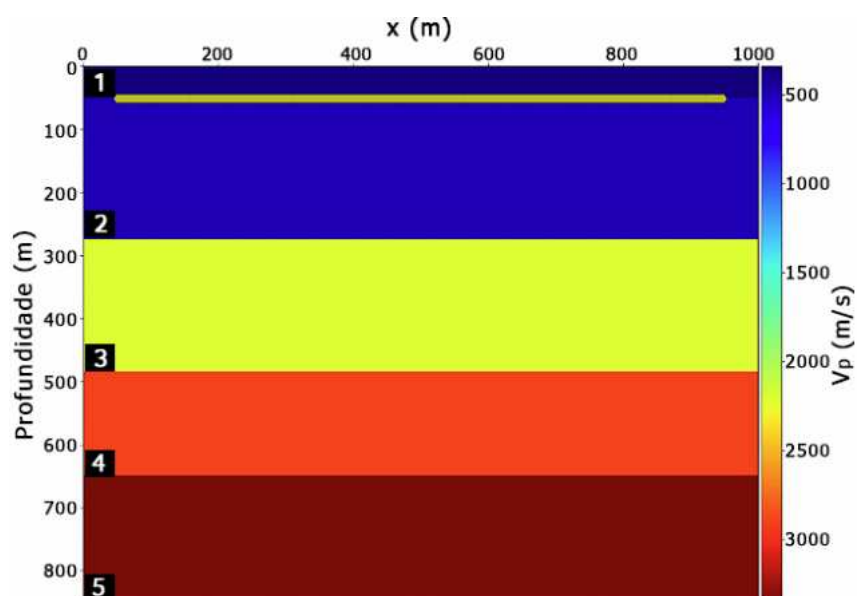


Figura 26 – Modelo de velocidade composto por camadas elásticas homogêneas lineares. Fonte: Autor.

A partir dessas configurações geométricas, foram realizados testes variando o espaçamento entre receptores (1, 2, 4, 6, 8 e 10 metros) mantendo as mesmas dimensões do modelo de velocidade, com o objetivo de analisar o *aliasing* espacial em relação às ondas de superfície, especialmente as ondas de Rayleigh. A wavelet utilizada foi a integral da Ricker com frequência de corte de 60Hz. Essa escolha justifica-se pelo fato de que a assinatura da fonte empregada nos dados reais (fonte de peso acelerado) possui características típicas de fase mínima. Para evitar instabilidades numéricas, foi definida uma malha de discretização espacial com espaçamento de 1 metro.

Diversos métodos numéricos têm sido desenvolvidos com o objetivo de aprimorar a previsão e o desempenho na simulação da propagação de ondas elásticas (Sánchez-Galvis *et al.*, 2021). Neste trabalho, adotou-se o método das diferenças finitas para discretizar a equação da onda elástica (Virieux, 1986), amplamente utilizado devido à sua simplicidade. Esse método tem um custo computacional elevado, mas este custo é mitigado com o uso de GPUs (*Graphical Processing Unit*). Adicionalmente, para atenuar reflexões nas bordas do modelo, foi implementado o método de Cerjan *et al.* (1985), um esquema para absorção das ondas que refletem nas bordas artificiais do modelo computacional.

3.1.2 Atenuação do *Ground Roll*

Os sismogramas gerados a partir da equação da onda elástica, durante os testes com diferentes espaçamentos entre receptores, foram analisados no software Echos, da AspenTech. Para cada registro, foi calculado o espectro F-K com o objetivo de avaliar o comportamento do *ground roll* neste domínio.

Além disso, foram aplicados três módulos de filtragem para a atenuação do *ground roll*. A utilização de diferentes métodos teve como objetivo identificar a abordagem mais adequada para os registros sintéticos, além de analisar as dificuldades decorrentes do *aliasing* espacial do *ground roll*, que tende a comprometer a qualidade dos dados úteis. Os módulos de filtragem empregados foram (AspenTech, 2022):

- (i) **Filtro f-k (frequência-número de onda):** Trata-se de uma técnica de filtragem utilizada para atenuar ruídos indesejados, como o *ground roll*, preservando os sinais das reflexões. O filtro opera no domínio da frequência e do número de

onda, permitindo a separação espacial e temporal dos eventos com base nas suas características espectrais. No modo interativo, o usuário pode visualizar o espectro f-k dos dados e projetar filtros de inclinação (*dip*) ou filtros poligonais para definir áreas de exclusão de ruído.

- (ii) **Trimmed Mean Dynamic Dip Filter (TMDDF)**: O TMDDF processa dados de pré-empilhamento visando melhorar a relação sinal-ruído aleatório. Para cada amostra de cada traço, o filtro calcula uma série de médias ajustadas (*trimmed mean*) ao longo de raios, usando a própria amostragem e os traços vizinhos. A amostra de saída corresponde à média ajustada que apresenta a maior amplitude. Esse método ajusta-se dinamicamente às variações de inclinação (*dip*) dos eventos sísmicos, permitindo uma separação eficiente entre sinais e ruídos. A inclinação está diretamente relacionada à velocidade aparente (v_a) dos eventos. O raio calculado é posteriormente multiplicado por 10^6 , pois o *software* Echos utiliza microssegundos por unidade de distância. Segue a Equação 3.1, quando a onda plana atinge o ângulo crítico (θ_c) de incidência:

$$r = \frac{\sin \theta_c}{V_a}. \quad (3.1)$$

- (iii) **Low Frequency Array Filter (LFAF)**: O LFAF atenua o ruído de ondas de superfície por meio da formação de matrizes de baixa frequência. Dada a velocidade da superfície e uma banda de baixa frequência definida, o algoritmo transforma os dados do domínio tempo-espaco para o domínio frequência-espaco. Em seguida, cada componente de frequência é convolvido com uma função *boxcar*, que corresponde à matriz calculada para cancelar a tendência do ruído com a velocidade especificada.

3.2 Dado Real

Esta seção apresenta os aspectos metodológicos relacionados à aquisição sísmica, análise e atenuação do *ground roll* associado a dois tipos de geometria: *end-on* e *roll-along*, conforme ilustrado na Figura 27. O objetivo desta metodologia é avaliar e definir a técnica de filtragem mais adequada para atenuar o *ground roll* presente nesses conjuntos de dados.



Figura 27 – Fluxo de trabalho dos dados reais. Fonte: Autor.

3.2.1 Levantamento Sísmico

Embora os conceitos de aquisição sísmica não sejam detalhados nesta seção, são apresentados dois tipos de levantamentos sísmicos 2D de reflexão terrestre de alta resolução. A partir desses levantamentos, foram obtidos os dados apresentados na Tabela 2, que serão utilizados para a análise e atenuação do *ground roll*. É importante destacar que nenhuma dessas aquisições teve como objetivo específico a atenuação de ondas de superfície, conforme citado na seção 2.3.1.

Para este trabalho foram utilizados duas linhas sísmicas terrestres dos dados levantados em 2024 em Resende no Rio de Janeiro. Trata-se de uma aquisição de reflexão de alta resolução 2D, que foi realizada pelo Grupo de Inversão Sísmica e Imageamento Sísmico (GISIS) da Universidade Federal Fluminense (UFF). A fonte sísmica é do tipo “martelo”, com um peso acelerado que colide com uma placa metálica em superfície, assim gerando uma frente de onda (Figura 28). A fonte sísmica é conectada a uma caminhonete, na parte traseira, com o objetivo de facilitar a locomoção e aquisição.

Os parâmetros utilizados no levantamento *end-on* (Linha 1) estão apresentados na Tabela 2. As características desse tipo de aquisição são detalhadas na seção 2.3.1.

Tabela 2 – Parâmetros de aquisição de cada levantamento sísmico de reflexão 2D. Fonte: Autor.

Parâmetros	Levantamento End-on	Levantamento roll-along*
Localização	Bacia de Resende	Bacia de Resende
Fonte	PEG-40 kg RTClark	PEG-40 kg RTClark
Intervalo de Shot	10 m	5 m
Receptor	Geofone: 4,5 Hz vertical RTClark - 48 canais	Geofone: 4,5 Hz vertical RTClark - 72 canais
Intervalo de Receptor	10 m	5 m
Offset Mínimo	10 m	5 m
Taxa de Amostragem	0,25 ms	0,25 ms
Comprimento do Registro	1600 ms	1600 ms
Intervalo de CDP**	5 m	2,5 m
Comprimento da Linha	942 m	392 m

* Levantamento roll-along - Receptores fixos ao longo da linha enquanto a fonte é deslocada sequencialmente.

** Common Depth Point



Figura 28 – Fonte sísmica: Peso acelerado que colide com a placa metálica em superfície conetada a uma caminhonete. Fonte: Autor.

Os dados foram registrados por meio de um arranjo de geofones posicionados na superfície e conectados a dois sismógrafos ativos (Geode, Geometrics), totalizando 48 canais ativos. Em cada ponto de disparo, a fonte sísmica foi acionada paralelamente à linha de receptores, com um espaçamento de 10 metros entre pontos sucessivos.

O levantamento sísmico da Linha 2 foi realizado utilizando a técnica de aquisição *roll-along* somente da fonte, na qual os receptores permanecem fixos ao longo da linha enquanto a fonte é deslocada sequencialmente, possibilitando a obtenção de registros com diferentes *layouts* geométricos (Mayne, 1962). Inicialmente, a fonte foi

posicionada a aproximadamente 40 metros antes do primeiro geofone, configurando a geometria *end-on*. Com a progressão dos disparos a cada 5 metros, a configuração no segmento central da linha evoluiu para o modo *split-spread*, caracterizado pela distribuição simétrica dos geofones em torno da fonte (detalhes adicionais na seção 2.3.1). No último registro, a configuração *off-end* foi observada, com a fonte posicionada a cerca de 40 metros além do último receptor. A aquisição contou com um arranjo fixo de 72 canais ativos conectados a três sismógrafos ativos (Geode, Geometrics), cujos parâmetros estão apresentados na Tabela 2.

3.2.2 Processamento sísmico

O processamento das linhas sísmicas foi realizado utilizando o *software* Echos, da AspenTech. Antes da aplicação das técnicas de filtragem do *ground roll*, foram realizadas correções estáticas para compensação da topografia e da camada de baixa velocidade nos dois conjuntos de dados adquiridos.

As análises desses dados iniciaram-se com a avaliação do espectro f-k, com o objetivo de examinar o comportamento do *ground roll* e compará-lo aos dados sintéticos. Além disso, foi realizada uma análise por intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 Hz a 90 Hz, para identificar a faixa de frequência associada ao *ground roll* nos dados sísmicos.

A Figura 29 apresenta o fluxo de processamento do levantamento *end-on*, iniciando com o filtro LFAF, conforme descrito na seção 3.1.2. Para avaliar os efeitos da filtragem, foi realizada a análise da diferença entre os dados antes e depois da aplicação do filtro. Além disso, são apresentados o espectro f-k antes e depois da filtragem, bem como a autocorrelação dos traços, que permite avaliar o grau de similaridade de uma série temporal consigo mesma (Dondurur, 2018). Esse procedimento possibilita a identificação de componentes periódicos embutidos nos dados, contribuindo para a análise da influência da filtragem no sinal sísmico.



Figura 29 – Fluxo de processamento da linha 1, levantamento *end-on*. Fonte: Autor.

Dando continuidade ao processamento dos dados na configuração *end-on*, foi

aplicada uma filtragem passa-banda trapezoidal. Esse tipo de filtro preserva uma faixa específica de frequências, delimitada por valores de corte de baixa e alta frequência, enquanto a transição nas bordas da banda ocorre de forma gradual, seguindo um perfil trapezoidal (Dondurur, 2018).

Além disso, foi utilizado o módulo de filtragem *Time-Frequency Noise Suppression* (TFCLEAN), reconhecido pela atenuação de *noise bursts* em registros sísmicos, sem comprometer a integridade de amostras ou traços adjacentes. Esse método realiza a supressão de ruídos amostra por amostra, atuando sobre diversos componentes de frequência dos dados. Como resultado, obtém-se um conjunto de dados mais limpo e com espectros equilibrados. Vale salientar que o TFCLEAN emprega a mediana local dos traços como critério de filtragem, permitindo a determinação de valores de referência que auxiliam na separação entre sinais úteis e ruído (AspenTech, 2022).

Por fim, aplicou-se o filtro f-k, com o objetivo de remover o *aliasing* espacial presente e separado no espectro. Como parte da análise desse conjunto de filtrações, foram gerados a autocorrelação e o espectro f-k correspondente.

No levantamento *roll-along* somente da fonte, foi utilizado o fluxo de processamento ilustrado na Figura 30, que também foi iniciado com a filtragem LFAF. A análise dos resultados seguiu a mesma abordagem adotada para o levantamento *end-on*.



Figura 30 – Fluxo de processamento da linha 2, levantamento *roll-along* da fonte. Fonte: Autor.

Seguindo o processamento dos dados, utilizou-se o método *Automatic Narrowband Frequency Suppression* (ANFS), cujo principal objetivo é atenuar frequências dominantes indesejáveis dentro de bandas específicas. Esse método permite ao usuário definir uma faixa de frequência a ser preservada, enquanto os componentes fora dessa faixa são suprimidos (AspenTech, 2022). Na sequência, aplicou-se novamente o método LFAF para atenuação de ruídos verticais, utilizando uma velocidade baixa para alcançar a finalidade desejada.

Além disso, foi utilizado o módulo de filtragem Suppress (*Band-limited Noise Suppression*), um método destinado à supressão de ruídos organizados e limitados em frequência, como *ground roll*, *swell noise* e *air blast*. Esse método opera de forma

variante no tempo (*time-variant*), permitindo que sua aplicação varie ao longo do tempo dentro do traço sísmico ([AspenTech, 2022](#)).

Os resultados obtidos da atenuação do *ground roll* nos levantamentos *end-on* e *roll-along* possibilitaram uma comparação entre os *gathers*, os *semblances* de velocidade e os dados empilhados. Foram analisadas diferentes configurações:

1. **Dados com *ground roll*;**
2. **Dados com *ground roll* atenuado;**
3. **Dados com *ground roll* silenciado e submetidos ao mesmo fluxo de filtragem da atenuação do *ground roll*;**
4. **Dados com *ground roll* atenuado e posteriormente silenciado.**

4 Resultados

Este capítulo apresentará dois tópicos. Inicialmente, serão discutidos os resultados dos dados simulados associados aos levantamentos *end-on* e *split-spread*, com diferentes espaçamentos de receptores (1m, 4m e 8m), analisando o critério de amostragem espacial, sua influência nas ondas Rayleigh e a eficácia dos métodos de filtragem para sua atenuação. Por fim, serão apresentados dois conjuntos de dados reais da Bacia de Resende (Linha 1 e Linha 2), com o objetivo de analisar e atenuar o *ground roll* de cada conjunto sísmico por meio de um fluxo de métodos de filtragem, demonstrando os benefícios dessa atenuação nos *gathers* no domínio *shot*-canal, no *semblance* de velocidade e no empilhamento.

4.1 Dado Sintético

Através da modelagem elástica foram gerados *snapshots* (Figura 31) e registros sísmicos sintéticos em duas configurações de levantamento sísmico, *split-spread* e *end-on*. A partir destes dados sintéticos foi feita a análise do comportamento do *ground roll* e da eficiência dos métodos de filtragem testados nesses dois tipos de levantamento.

Com o objetivo de analisar o comportamento do campo de ondas no modelo utilizado para a geração dos dados sintéticos, descrito na seção 3.1.1, foram gerados *snapshots*. Um *snapshot* representa o campo de propagação das ondas sísmicas em um determinado instante de tempo. Assim como uma frente de onda se expande após uma pedra ser lançada em um lago, os *snapshots* permitem visualizar a propagação das frentes de onda no modelo, como ilustrado na Figura 31.

Na Figura 31A, observa-se o instante de tempo inicial da propagação da onda. A fonte sísmica pontual está localizada na interface ar-sedimento e é possível identificar a frente se propagando nas diferentes camadas do meio, como descrito por Liner (2016).

À medida que o tempo avança, como mostrado na Figura 31B, o campo de ondas se torna mais complexo, evidenciando a interação das ondas com as camadas do modelo de propriedades elásticas. Esse aumento na complexidade é ainda mais visível

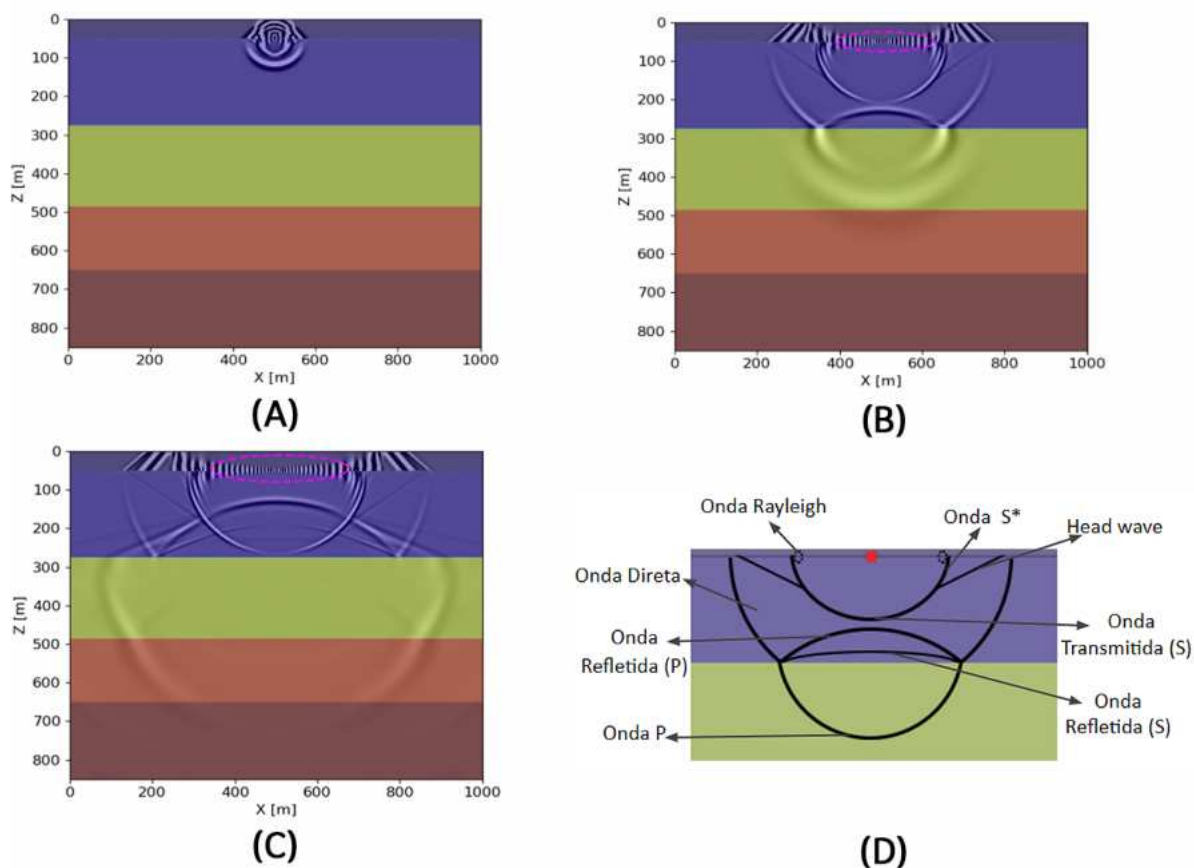


Figura 31 – Evolução da propagação do campo de onda no meio elástico (*Snapshots*). (A) Instante inicial da propagação do campo de onda, com frente de onda circular associada a fonte pontual na superfície; (B) Propagação avançada, com interação das ondas com as camadas do modelo; (C) *snapshot* posterior, evidenciando a complexidade crescente do campo de onda; e (D) Ilustração esquemática da Figura (B), destacando ondas P e S, onda direta, *head wave* e onda *Rayleigh* na interface ar-sólido. Fonte: Autor.

na Figura 31C, com múltiplas frentes de onda e mais interações.

A Figura 31D apresenta uma ilustração esquemática correspondente ao *snapshot* da Figura 31B. Nela, diferentes eventos sísmicos são destacados, incluindo ondas P transmitida e refletida, ondas S e onda direta. Além disso, nota-se a presença de ondas Rayleigh, que são geradas na interface ar-sólido, que são o foco deste trabalho. Além disso, de acordo com Ikelle e Amundsen (2018), a *head wave* está associada à interface ar-sólido, sendo representada na parte superior da camada superficial, onde se propaga ao longo dessa interface. A identificação desses eventos no campo de ondas de um meio elástico permite prever as características dos registros sísmicos, auxiliando na diferenciação entre dados úteis e ruídos. Vale salientar que, nas Figuras 31B e 31C, é possível observar reverberações na interface ar-sólido (elipse rosa), próximas à fonte e à onda Rayleigh. Foram realizados alguns testes preliminares para investigar a origem

desse artefato, no entanto, ele pode estar associado tanto a efeitos numéricos quanto às condições do meio proposto no modelo. Ressalta-se, contudo, que uma análise mais aprofundada sobre essa questão extrapola o escopo deste trabalho. Ainda, a onda interpretada como S^* na Figura 31D, é gerada na superfície livre acima da fonte devido à interação entre a superfície livre e as ondas não homogêneas que compõem as frentes de onda compressionais esféricas irradiadas pela fonte (Le; Krebes, 1993). As condições para a geração da onda S^* , bem como seu comportamento, são tratadas por Hron e Mikhailenko (1981). Com isso, Mittet (2002) propôs que esse evento (onda S^*) conecta a onda Rayleigh e a onda S refletida, e que são fenômenos elásticos e não ocorrem em meios acústicos.

Na Figura 32, é apresentado o registro sísmico associado aos *snapshots* ilustrados anteriormente. Observa-se que as ondas superficiais, especialmente as ondas de *Rayleigh*, têm um impacto significativo na qualidade do registro sísmico, principalmente nas reflexões. No entanto, é possível identificar eventos importantes, como por exemplo a onda direta, que apresenta uma velocidade de propagação de 500 m/s. Essa informação sugere que a onda direta está associada à velocidade da onda V_p da primeira camada sólida próxima à superfície, uma vez que o modelo de velocidade utilizado para gerar este registro sísmico está em conformidade com a velocidade observada no registro.

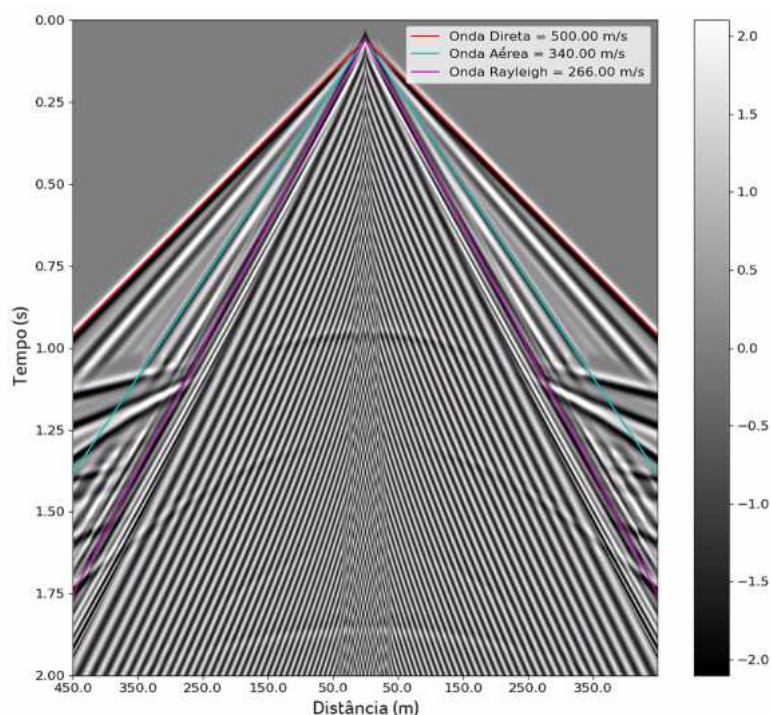


Figura 32 – Registro sísmico sintético do levantamento *split-spread*. Fonte: Autor.

Além disso, a onda aérea também foi identificada, uma vez que a camada de ar, com V_p de 340 m/s, foi considerada no modelo. Para investigar a relação entre a velocidade da onda *Rayleigh* e a velocidade das ondas S (V_s) na superfície, utilizou-se a aproximação $V_r \approx 0,92V_s$ obtida da Equação 2.29. Nessa análise, foi considerada a velocidade de propagação da onda S na camada próxima à superfície, conforme descrita na Tabela 1, resultando em um valor aproximado de $V_r = 266$ m/s, como indicado na Figura 32. A partir dessa análise, conclui-se que o *ground roll* simulado representa de forma satisfatória as características da camada próxima à superfície.

A Figura 33 apresenta o espectro f-k de registros sísmicos sintéticos associados ao levantamento *split-spread* para seis diferentes espaçamentos entre receptores: 1 m, 2 m, 4 m, 6 m, 8 m e 10 m. O modelo de propriedades elásticas utilizado considera uma velocidade mínima local de 290 m/s (V_s) (conforme a Figura 1) e uma frequência máxima da wavelet de 60 Hz. A partir desses valores, o espaçamento crítico entre receptores é determinado como $\Delta x = 2,42$ m, indicando que espaçamentos menores ou iguais a esse valor garantem uma amostragem adequada do sinal.

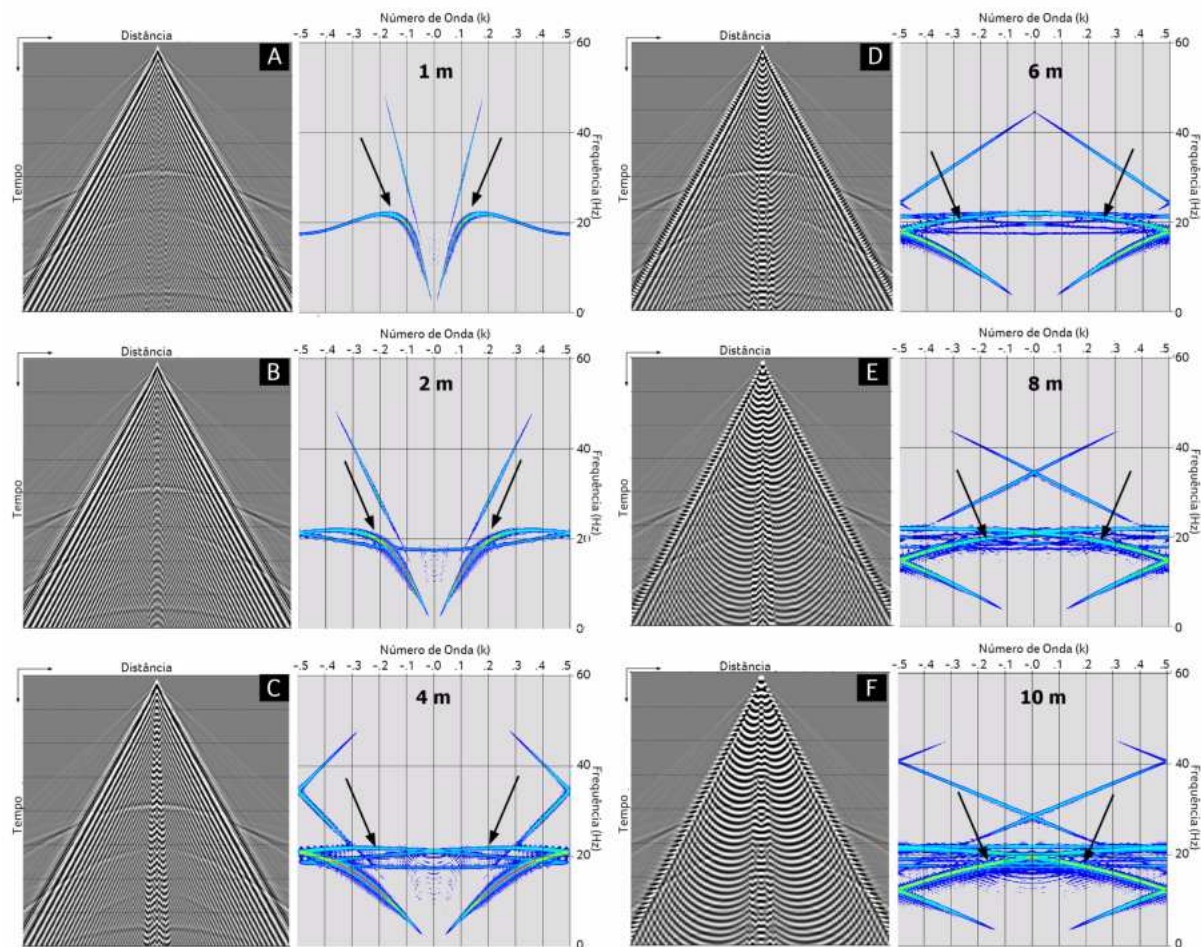


Figura 33 – Registros sísmicos sintéticos (esquerda) e seus respectivos espectros f-k (direita) em um levantamento *split-spread* para diferentes espaçamentos entre receptores: (A) 1 m, (B) 2 m, (C) 4 m, (D) 6 m, (E) 8 m e (F) 10 m. As setas no levantamento de 1 m indicam a localização da onda Rayleigh no espectro f-k. À medida que o espaçamento entre receptores aumenta, ocorre *aliasing* espacial, resultando na superposição da energia da onda Rayleigh com os sinais úteis (reflexões), indicado pelas setas nos espectros seguintes. Fonte: Autor.

Observa-se que, para espaçamentos dentro do critério de amostragem ($\leq 2,41$ m), a onda Rayleigh e demais eventos indesejáveis permanecem bem localizados no espectro f-k. No entanto, à medida que o espaçamento entre receptores aumenta além desse limite, esses eventos começam a sofrer *aliasing*, cruzando o espectro das reflexões e dificultando a distinção entre sinais úteis e indesejáveis.

Outro aspecto relevante evidenciado pela Figura 33 é que o *aliasing* espacial pode ser identificado de forma clara no domínio f-k, onde os eventos sobrepostos devido à amostragem inadequada tornam-se evidentes. Além disso, nota-se que o *ground roll* nos registros sísmicos no domínio do tempo sofre modificações à medida que o espaçamento entre receptores aumenta, passando a exibir padrões distorcidos,

semelhantes a “sorrisos”. Essa alteração na morfologia do *ground roll* pode dificultar sua atenuação em etapas posteriores do processamento sísmico, uma vez que os filtros convencionais podem não ser tão eficazes diante dessas distorções. Esses resultados destacam a importância de uma escolha criteriosa do espaçamento entre receptores na aquisição sísmica, de modo a minimizar os efeitos do *aliasing* espacial e preservar a integridade do sinal sísmico útil.

Os resultados apresentados na Figura 34 foram analisados considerando somente três espaçamentos entre receptores: 1 m, 4 m e 8 m. Essa seleção permite avaliar o impacto dos diferentes espaçamentos no desempenho dos métodos de filtragem aplicados aos registros sísmicos sintéticos. A análise busca compreender como as técnicas de filtragem se comportam diante das variações no *aliasing* espacial associado principalmente ao *ground roll*, para cada configuração de espaçamento.

Na Figura 34, as colunas à esquerda mostram os registros sísmicos antes (A,C,E) e depois (B,D,F) da aplicação do filtro f-k para espaçamentos de 1 m, 4 m e 8 m, respectivamente. As colunas intermediárias (A-B, C-D e E-F) exibem a diferença entre os registros originais e os filtrados, evidenciando a remoção do *ground roll*. As imagens à direita (B', D' e F') apresentam os espectros f-k correspondentes, destacando a atenuação das componentes de baixa velocidade (V_s) associadas ao *ground roll*.

Observa-se que a filtragem foi mais adequada para espaçamentos menores, onde o *ground roll* está bem definido no domínio f-k. No entanto, para espaçamentos maiores, o *aliasing* espacial dificulta a separação entre a onda de superfície e os eventos refletidos, sobrepondo as reflexões e prejudicando a técnica de atenuação. Além disso, percebe-se que, especialmente no caso do espaçamento de 8 metros, a filtragem foi totalmente ineficaz, chegando a gerar ruídos que não estavam presentes anteriormente.

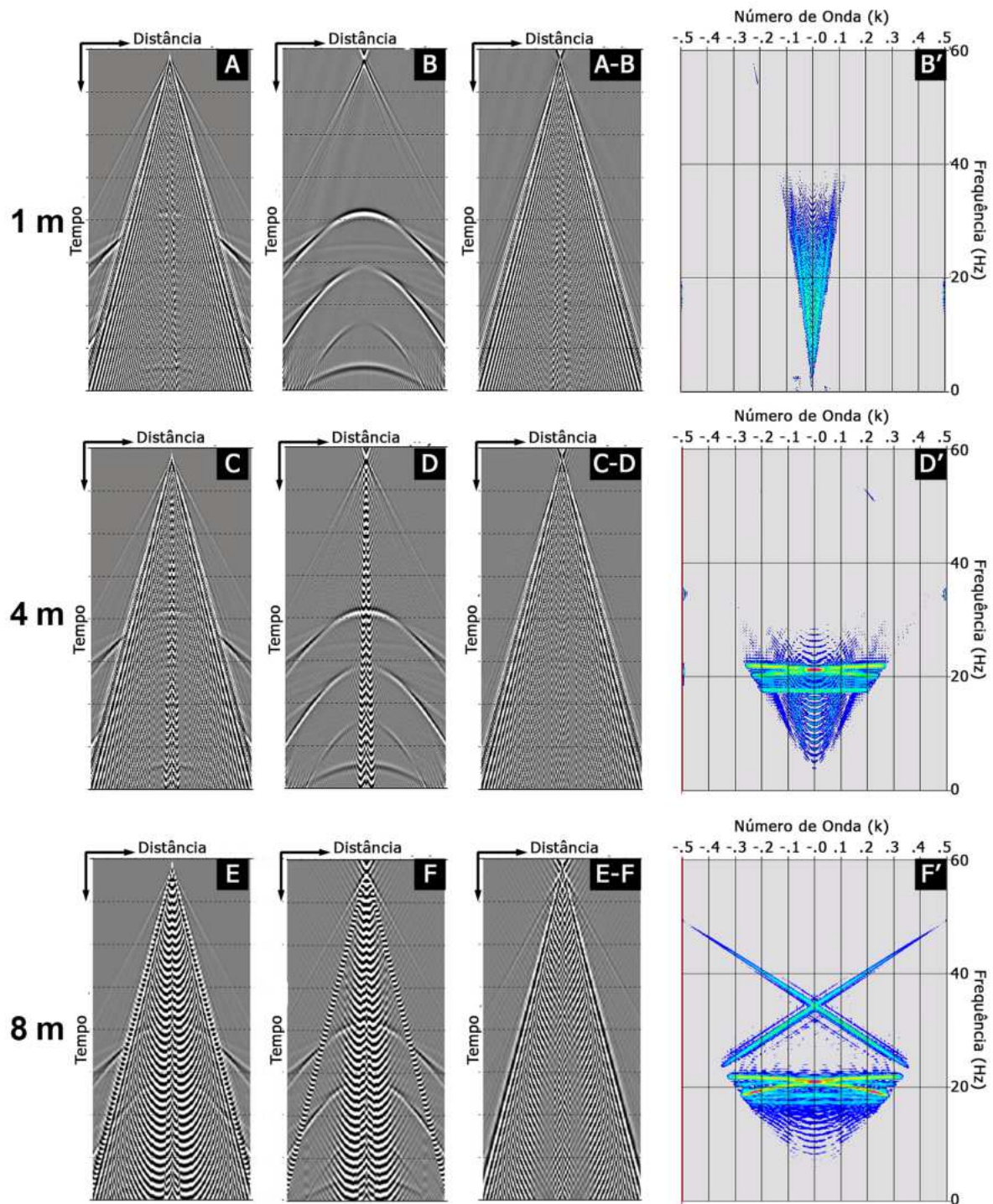


Figura 34 – Aplicação da filtragem F-K para diferentes espaçamentos entre receptores: 1 m (linha superior), 4 m (linha do meio) e 8 m (linha inferior). As colunas representam, da esquerda para a direita: (i) seção original, (ii) seção pós aplicação da filtragem f-k, (iii) diferença entre as seções original e posterior ao filtro, e (iv) espectro f-k correspondente. Fonte: Autor.

A Figura 35 apresenta os resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos, considerando três espaçamentos distintos entre receptores (1 m, 4 m e 8 m), os mesmos usados na filtragem f-k. Cada coluna representa diferentes etapas do

processamento. A primeira coluna (A, E, I) mostra os registros sísmicos sintéticos originais. A segunda coluna (B, F, J) apresenta os resultados com a aplicação do filtro LFAF com velocidade de 266 m/s, visando a atenuação inicial do *ground roll* utilizando a relação $V_r \simeq 0,92 V_s$. A terceira coluna (C, G, K) exibe os resultados com a aplicação de um segundo filtro LFAF, agora com velocidade maior de 290 m/s (V_s), para remover os remanescentes do *ground roll* que não foram atenuados na primeira filtragem, correspondente à velocidade V_s da camada próxima à superfície do modelo sintético. Por fim, a quarta coluna (D, H, L) apresenta os resultados com a aplicação de um terceiro filtro LFAF, pois os remanescentes do *ground roll* identificados no registro apresentavam uma velocidade menor de 180 m/s. Essa velocidade reduzida pode estar associada à dispersão da onda Rayleigh.

A aplicação sequencial de três filtros LFAF com velocidades distintas demonstrou ser uma abordagem eficiente para a atenuação progressiva do *ground roll*, preservando as reflexões primárias e melhorando a qualidade dos dados sísmicos em dados com espaçamento entre receptores menores (1 m e 4 m), os quais respeitaram melhor o critério de amostragem espacial. Contudo, a escolha das velocidades de filtragem deve ser feita com cautela para evitar perdas excessivas de sinal útil. Com o aumento do espaçamento entre receptores, especialmente para 8 m, não obedecendo o critério de amostragem espacial, a atenuação do *ground roll* torna-se menos eficaz. Isso ocorre porque a estrutura do *ground roll* foi deformada devido ao *aliasing* espacial, fazendo com que o filtro passe a atuar de forma ineficiente, resultando em uma atenuação inadequada.

A Figura 36 apresenta os registros sísmicos originais utilizados nas filtrações anteriores (A, D, G), correspondentes aos espaçamentos entre receptores de 1 m, 4 m e 8 m. Para a aplicação do filtro TMDDF, os valores de raio máximo e mínimo associados ao *ground roll* foram calculados com base na Equação 3.1. Como as velocidades do *ground roll* já haviam sido determinadas na aplicação do método de filtragem LFAF, assumiu-se um ângulo crítico de 90° da equação. Dessa forma, adotou-se um intervalo de raio entre $3000 \mu\text{s/traço}$ e $4000 \mu\text{s/traço}$, correspondente às velocidades de 266 m/s e 290 m/s, cujos resultados são apresentados na Figura 36 (B, E e H) para cada espaçamento analisado. Em seguida, foi aplicado um segundo filtro TMDDF, agora considerando uma velocidade de 180 m/s, com um intervalo de raio entre $5000 \mu\text{s/traço}$ e $6000 \mu\text{s/traço}$, resultando nos registros C, F e I.

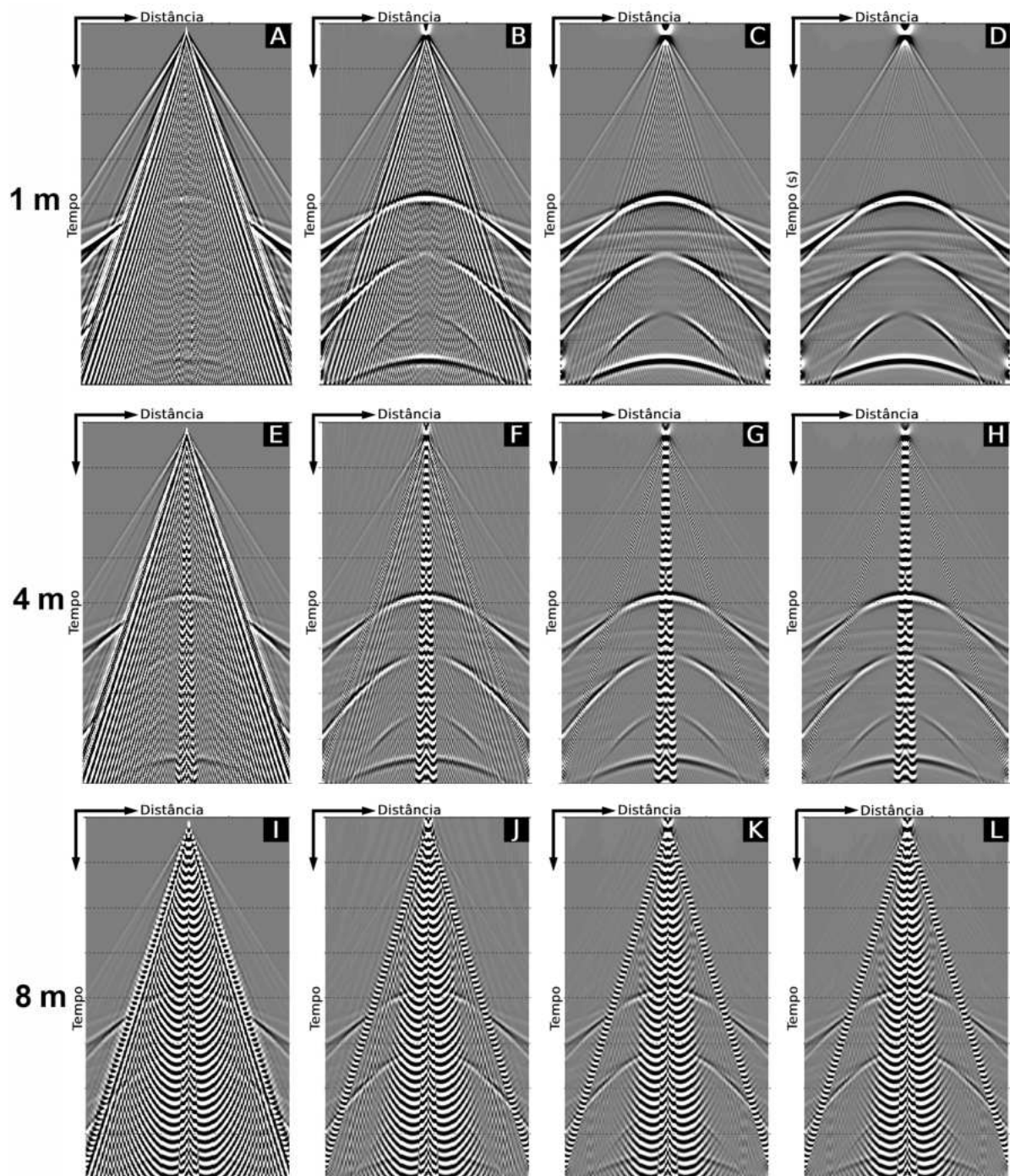


Figura 35 – Resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos com três espaçamentos distintos entre receptores (1 m, 4 m e 8 m). (A, E, I) registros sísmicos sintéticos originais; (B, F, J) aplicação do filtro LFAF com velocidade de 266 m/s; (C, G, K) aplicação de um segundo filtro LFAF, com velocidade de 290 m/s; (D, H, L) aplicação de um terceiro filtro LFAF com velocidade de 180 m/s. Fonte: Autor.

A execução sequencial de dois filtros TMDDF com bandas de raio distintas mostrou-se uma abordagem eficiente para a atenuação progressiva do *ground roll* no espaçamento entre receptores de 1 m, preservando as reflexões primárias e melhorando a qualidade dos dados sísmicos. No entanto, para espaçamentos de 4 m e

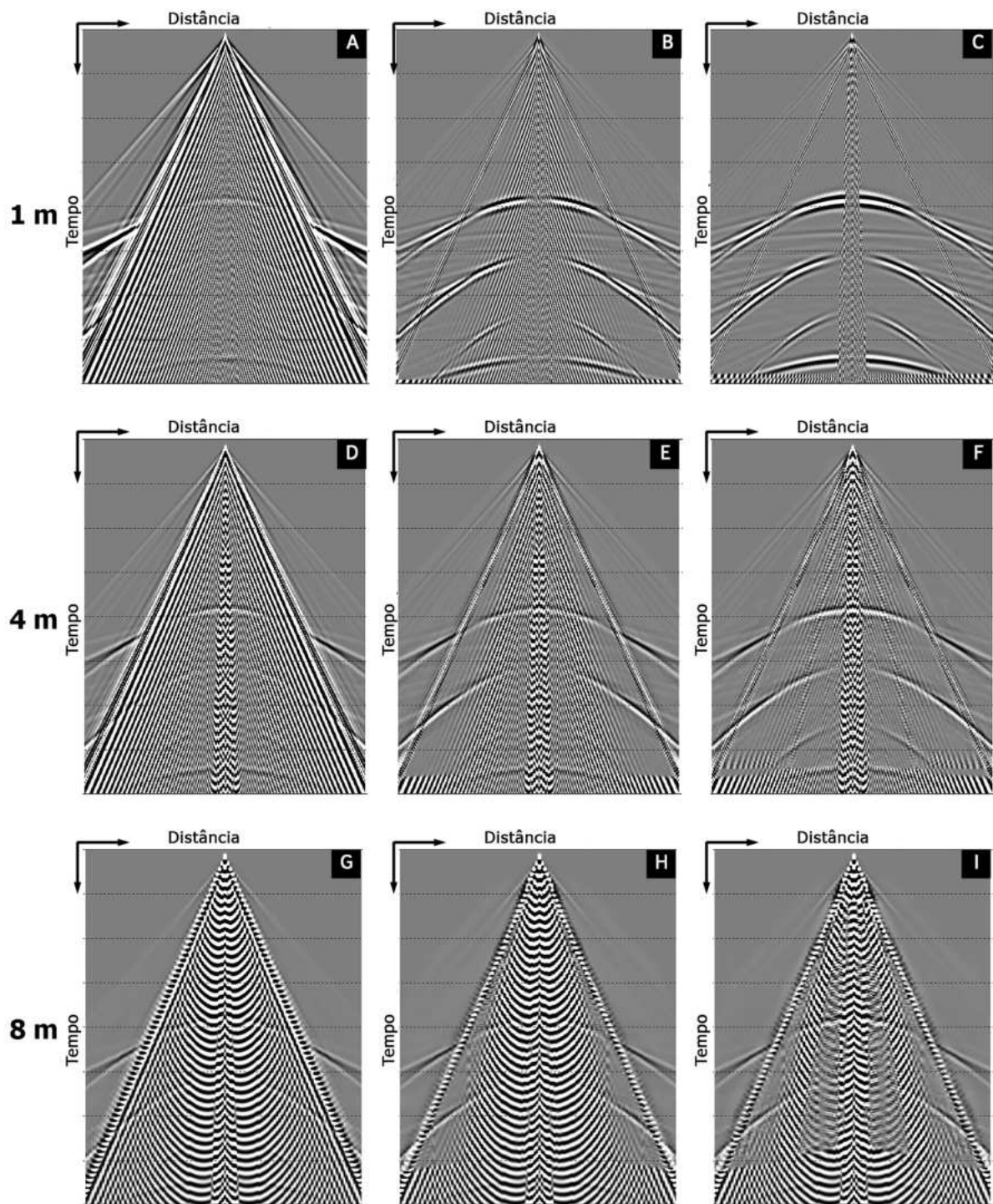


Figura 36 – Registros sísmicos sintéticos e aplicação do filtro TMDDF em um levantamento *split-spread*. A primeira coluna (A, D, G) apresenta os registros sísmicos originais, correspondentes aos espaçamentos entre receptores de 1 m, 4 m e 8 m, respectivamente. Na segunda coluna (B, E, H), foi aplicado um primeiro filtro TMDDF. A terceira coluna (C, F, I) exhibe os resultados após a aplicação de um segundo filtro TMDDF. Fonte: Autor.

8 m, a atenuação do *ground roll* torna-se menos eficaz.

O método TMDDF atua decompondo os eventos sísmicos em *dips* (inclinações)

distintos, como mostrado na seção 3.1.2. Com espaçamentos maiores entre receptores, a discretização espacial do sinal pode resultar em *aliasing* espacial, fazendo com que as baixas frequências do *ground roll* sejam dobradas para a faixa de frequência das reflexões primárias. Esse efeito compromete a separação eficiente dos eventos no domínio f-k ou f-x, reduzindo a eficácia do método nesses casos. Entre os três métodos de filtragem analisados, o TMDDF apresentou maior dificuldade para atenuar o *ground roll* em condições de *aliasing* espacial. Por outro lado, o LFAF, apesar da presença de *aliasing*, demonstrou resultados mais satisfatórios, mesmo em um contexto de amostragem inadequada. Dessa forma, acredita-se que técnicas de filtragem mais sofisticadas possam fornecer melhores resultados, mesmo em cenários afetados por *aliasing* espacial. No entanto, observou-se que essas técnicas apresentam um desempenho significativamente superior quando aplicadas a dados adequadamente amostrados.

A Figura 37 apresenta o comportamento do *ground roll* no domínio tempo-distância (esquerda) e no domínio f-k (direita) para um levantamento *end-on* com diferentes espaçamentos entre receptores: (A) 1 m, (B) 2 m, (C) 4 m, (D) 6 m, (E) 8 m e (F) 10 m. Observa-se que, à medida que o espaçamento entre receptores aumenta, há um impacto na representação do *ground roll* no espectro f-k, uma vez que o critério de amostragem espacial, associado ao modelo de velocidade utilizado na modelagem sintética, estabelece que o espaçamento máximo para evitar *aliasing* é $\Delta x \leq 2,42$ m. Para valores superiores a esse, é esperado o surgimento de *aliasing* espacial no registro sísmico.

Nos espectros f-k, apresentados nos painéis à direita de cada dos respectivos registros sintéticos, observa-se que, para espaçamentos menores (1 m e 2 m), o *ground roll* apresenta uma distribuição bem definida e contínua ao longo dos números de onda, o que já era esperado pois estão obedecendo o critério de amostragem espacial. Entretanto, à medida que o espaçamento entre receptores aumenta, ocorre *aliasing* espacial, evidenciado pelo dobramento das componentes espectrais para regiões de números de onda negativos, conforme indicado pelas setas pretas. Esse efeito se torna mais pronunciado nos painéis (D), (E) e (F), onde a energia do *ground roll* é refletida para o lado oposto do espectro devido à violação do critério de amostragem espacial.

No levantamento *split-spread* (Figura 33), a contaminação por *aliasing* espacial afetou significativamente a região das reflexões, pois há falseamento da energia do

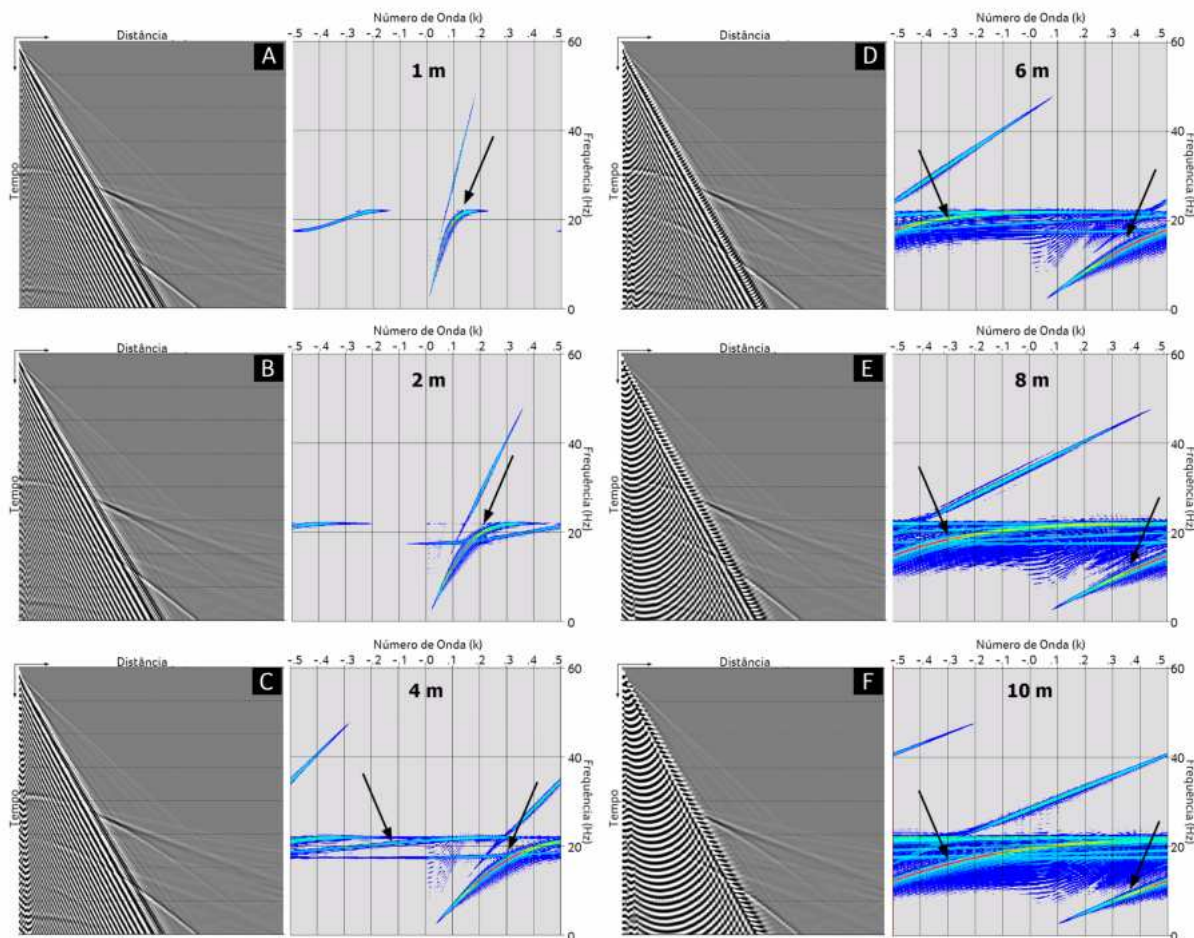


Figura 37 – Registros sísmicos sintéticos (esquerda) e seus respectivos espectros $f-k$ (direita) em um levantamento *end-on* para diferentes espaçamentos entre receptores: (A) 1 m, (B) 2 m, (C) 4 m, (D) 6 m, (E) 8 m e (F) 10 m. As setas pretas indicam o comportamento da onda Rayleigh, cuja distribuição no domínio $f-k$ é bem definida para menores espaçamentos. À medida que o espaçamento entre receptores aumenta, ocorre *aliasing* espacial, resultando na superposição da energia da onda Rayleigh com os sinais úteis (reflexões), indicado pelas setas nos espectros seguintes. Fonte: Autor.

ground roll em ambos os lados do espectro. Já no levantamento *end-on* (Figura 37), a assimetria dos dados influenciou na distribuição do *aliasing* espacial, reduzindo a sobreposição na energia das reflexões.

Para os registros sintéticos *end-on* foram testados igualmente os espaçamentos entre receptores 1 m, 4 m e 8 m. Esta simulação permitiu avaliar o impacto dos diferentes espaçamentos no desempenho dos métodos de filtragem. Foram aplicados os métodos de filtragem $f-k$, LFAF e TMDDF aos registros sísmicos sintéticos, possibilitando uma comparação detalhada da eficiência de cada abordagem.

A Figura 38 ilustra a aplicação do método de filtragem $f-k$ em registros sísmicos

sintéticos para diferentes espaçamentos entre receptores em um levantamento *end-on*. As colunas à esquerda mostram os registros sísmicos antes (A, C, E) e depois (B, D, F) da aplicação do filtro f-k, para espaçamentos de 1 m, 4 m e 8 m, respectivamente. As colunas intermediárias (A-B, C-D e E-F) exibem a diferença entre os registros originais e os filtrados, evidenciando a remoção do *ground roll*. Já as imagens à direita (B', D' e F') apresentam os espectros f-k correspondentes.

A análise da Figura 38 revela que a filtragem f-k apresentou um desempenho satisfatório para o espaçamento de 1 m, atenuando de forma eficiente o *ground roll*, que estava bem separado no espectro f-k. No entanto, para um espaçamento de 4 m, o filtro mostrou menor eficácia, pois a sobreposição de eventos em *aliasing* dificultou a discriminação das componentes do *ground roll*. Esse efeito é perceptível no espectro f-k, onde as componentes em *aliasing* cruzam-se dos números de onda negativos para os positivos, contaminando o dado como um todo. Para um espaçamento de 8 m, o filtro mostrou-se ainda menos efetivo, gerando ruídos adicionais que não estavam presentes no dado original.

Observa-se que o filtro f-k convencional apresentou dificuldades semelhantes às encontradas no levantamento *split-spread*. Além disso, a aplicação do polígono na região de *aliasing* espacial (número de onda negativo) revelou-se ineficiente, pois introduzia ruídos artificiais que não estavam presentes no registro sísmico original. Esse problema levou à desistência da aplicação do filtro no número de onda negativo, nos registros com espaçamentos de 1 m e 4 m.

No caso do espaçamento de 8 m, o *ground roll* apresenta um *aliasing* forte no espectro f-k. Mesmo ao desenhar um polígono apenas na região sem *aliasing*, a filtragem ainda gerava ruídos indesejados e removia apenas a parte linear do *ground roll*. Essa característica, frequentemente observada na forma de um “sorriso” no registro sísmico, é uma evidência da presença de *aliasing* espacial do *ground roll*, o que levou à decisão de aplicar o filtro também na região de número de onda negativo.

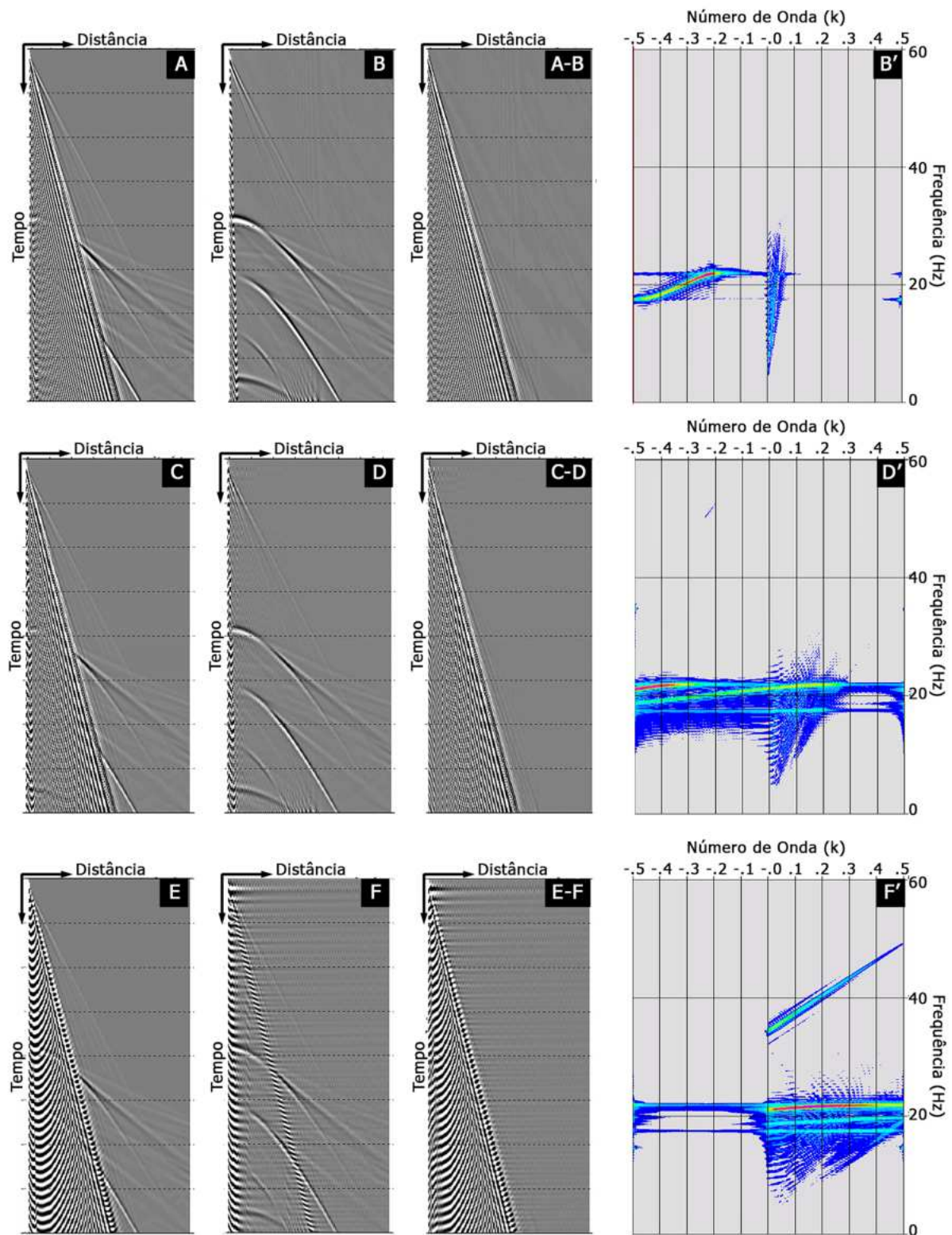


Figura 38 – Aplicação da filtragem f-k para diferentes espaçamentos entre receptores: 1 m (linha superior), 4 m (linha do meio) e 8 m (linha inferior). As colunas representam, da esquerda para a direita: (i) seção original, (ii) seção pós aplicação da filtragem f-k, (iii) diferença entre as seções original e posterior ao filtro, e (iv) espectro f-k correspondente. Fonte: Autor.

A Figura 39 apresenta os resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos adquiridos em um levantamento *end-on*, considerando os três espaçamentos entre receptores (1 m, 4 m, 8 m). Cada coluna representa uma etapa do processamento: a primeira coluna (A, E, I) mostra os registros sísmicos sintéticos originais; a segunda coluna (B, F, J) apresenta os resultados com a aplicação do filtro LFAF com velocidade de 266 m/s; a terceira coluna (C, G, K) exibe os resultados com a aplicação de um segundo filtro LFAF, agora com velocidade maior de 290 m/s; e a quarta coluna (D, H, L) apresenta os resultados com a aplicação de um terceiro filtro LFAF com velocidade de 180 m/s. Foram utilizados os mesmos parâmetros empregados no levantamento *split-spread*.

Os resultados do filtro LFAF no levantamento *end-on* mostraram um desempenho semelhante ao do levantamento *split-spread*, sendo eficaz para menores espaçamentos entre receptores (1 m e 4 m), mesmo quando fora do critério de amostragem ($\Delta x \leq 2,42$ m). No entanto, é importante destacar que o método é eficiente para ruídos lineares. Essa limitação torna-se evidente no espaçamento de 8 m, onde o forte *aliasing* espacial resultou em deformações no *ground roll*, gerando artefatos no formato de “sorrisos” no registro sísmico, o que comprometeu o resultado do filtro.

A Figura 40 apresenta os registros sísmicos originais utilizados nas filtrações TMDDF (A, D, G), correspondentes aos espaçamentos entre receptores de 1 m, 4 m e 8 m, em um levantamento *end-on*.

Para a aplicação do filtro, os valores de raio máximo e mínimo associados ao *ground roll* foram calculados com base nas velocidades estimadas pelo método LFAF. Dessa forma, adotou-se um intervalo de raio entre 3000 μ s/traço e 4000 μ s/traço, cujos resultados são apresentados na Figura 40 (B, E e H). Em seguida, foi aplicado um segundo filtro TMDDF, considerando um intervalo de raio entre 5000 μ s/traço e 6000 μ s/traço, resultando nos registros C, F e I. A definição desses parâmetros foi baseada nos resultados do levantamento *split-spread*.

Os resultados dos levantamentos *split-spread* e *end-on* apresentaram grande similaridade, embora o *split-spread* tenha demonstrado uma leve vantagem. O filtro TMDDF, em ambas as configurações de levantamento, mostrou-se altamente sensível a dados contaminados por *aliasing* espacial, o que afetou diretamente seu desempenho.

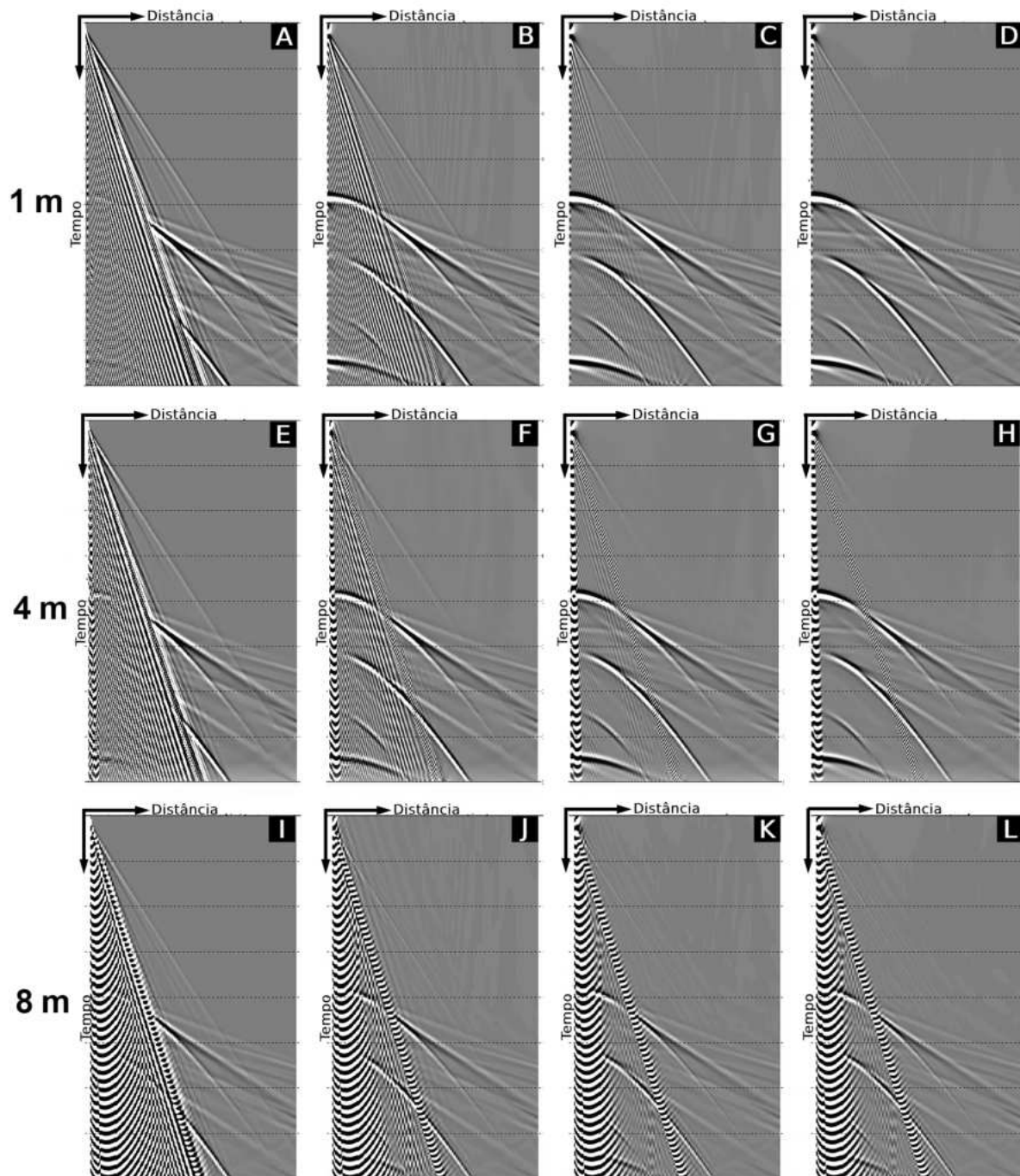


Figura 39 – Resultados da aplicação do filtro LFAF em dados sintéticos com três espaçamentos distintos entre receptores (1 m, 4 m e 8 m) em um levantamento *end-on*. (A, E, I) registros sísmicos sintéticos originais; (B, F, J) aplicação do filtro LFAF com velocidade de 266 m/s; (C, G, K) aplicação de um segundo filtro LFAF, com velocidade de 290 m/s; (D, H, L) aplicação de um terceiro filtro LFAF com velocidade de 180 m/s. Fonte: Autor.

Dessa forma, é essencial ter cautela ao utilizar esse método, mesmo que se trate de uma abordagem para a atenuação do *ground roll*.

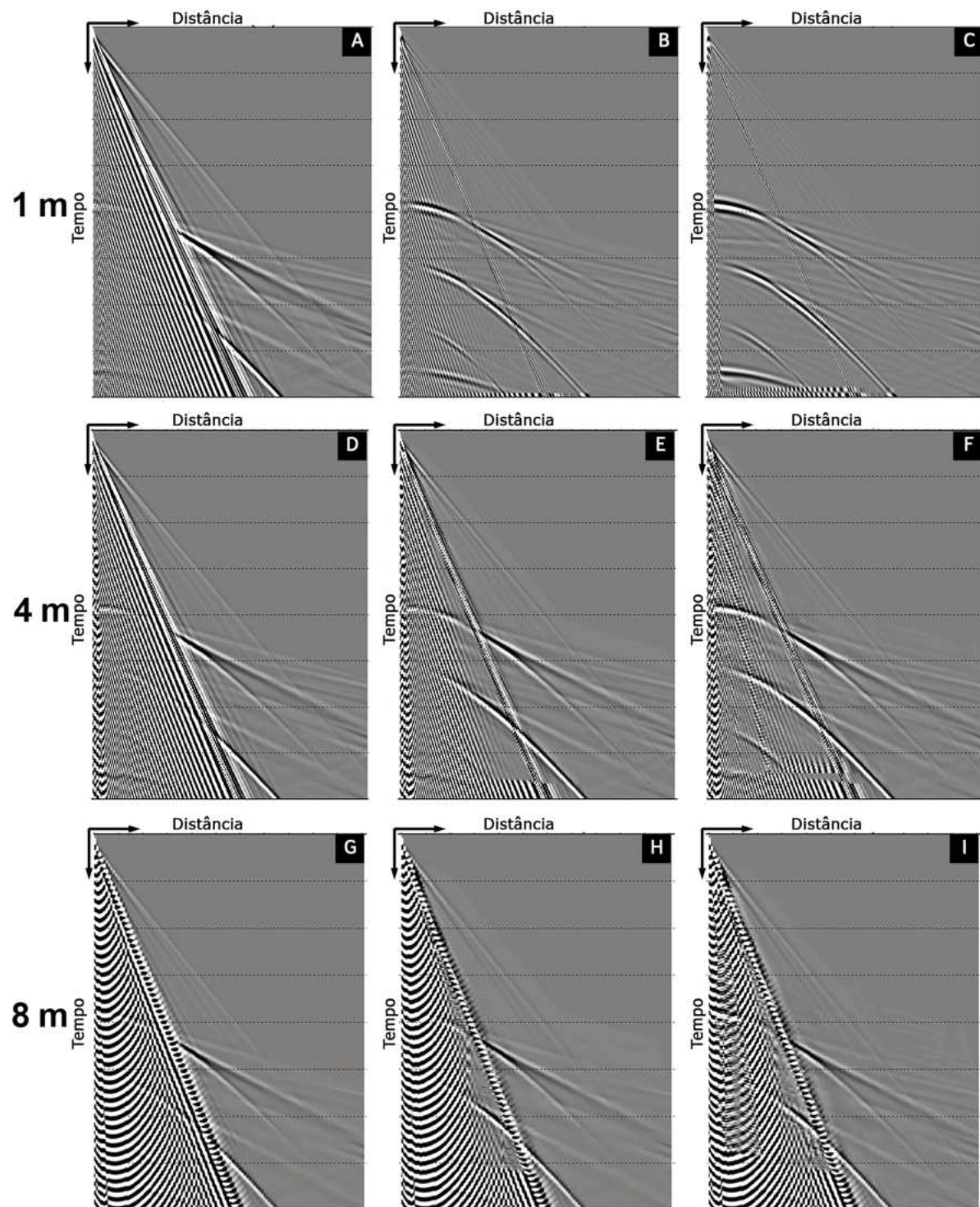


Figura 40 – Registros sísmicos sintéticos e aplicação do filtro TMDDF em um levantamento *end-on*. A primeira coluna (A, D, G) apresenta os registros sísmicos originais, correspondentes aos espaçamentos entre receptores de 1 m, 4 m e 8 m, respectivamente. Na segunda coluna (B, E, H), foi aplicado um primeiro filtro TMDDF. A terceira coluna (C, F, I) exibe os resultados após a aplicação de um segundo filtro TMDDF. Fonte: Autor.

Os resultados apresentados ressaltam a importância do critério de amostragem espacial na eficiência dos métodos de filtragem, evidenciando as limitações associadas

ao *aliasing* espacial na atenuação do *ground roll*. Embora o LFAF tenha se mostrado o método mais adequado entre os tipos de filtragem utilizados, nas configurações de aquisição *split-spread* e *end-on*, a presença de *aliasing* compromete o desempenho das técnicas de filtragem.

Dessa forma, em levantamentos sísmicos terrestres convencionais, torna-se imprescindível a adoção de espaçamentos entre receptores que atendam rigorosamente ao critério de amostragem, devido à presença da camada de baixa velocidade próxima à superfície. Com isso, as etapas de planejamento da aquisição sísmica tornam-se fundamentais para garantir a melhor qualidade possível dos dados processados. Além disso, é essencial o desenvolvimento e a aplicação de estratégias no processamento sísmico para minimizar os efeitos do *aliasing* espacial, como o uso de técnicas mais avançadas e a interpolação dos dados.

4.2 Dado Real

Nesta seção, serão apresentados dois conjuntos de dados sísmicos reais: um referente a um levantamento *end-on* (Linha 1) e outro a um levantamento *roll-along* (Linha 2). Para cada levantamento, serão analisados os resultados do fluxo de filtragem aplicado para a atenuação do *ground roll*, destacando sua influência sobre a qualidade dos dados sísmicos.

4.2.1 Linha 1

O primeiro dado sísmico real corresponde a um levantamento *end-on*, no qual o espaçamento entre receptores foi de 10 m. Os parâmetros de aquisição utilizados estão apresentados na Tabela 2. Para que esse dado obedecesse ao critério de amostragem espacial (Equação 2.37), a camada próxima à superfície, considerando uma frequência máxima de 60 Hz, deveria apresentar uma velocidade mínima de 1200 m/s. No entanto, em levantamentos terrestres convencionais, essa condição não é viável, pois a camada próxima à superfície apresenta alta porosidade, podendo conter raízes de árvores e estar saturada de água, o que resulta em velocidades significativamente mais baixas. Consequentemente, com base nos estudos sintéticos, já era esperado que os dados sísmicos desse levantamento apresentassem forte *aliasing* espacial do *ground roll*.

A Figura 41 apresenta um registro sísmico sem tratamento de ruídos (lado esquerdo) desse levantamento, contendo apenas a correção estática no domínio *shot*-canal, juntamente com seu respectivo espectro f-k (lado direito). O *ground roll* identificado no registro sísmico exibe um comportamento característico de um evento não amostrado adequadamente, evidenciado pelo alto nível de *aliasing* espacial.

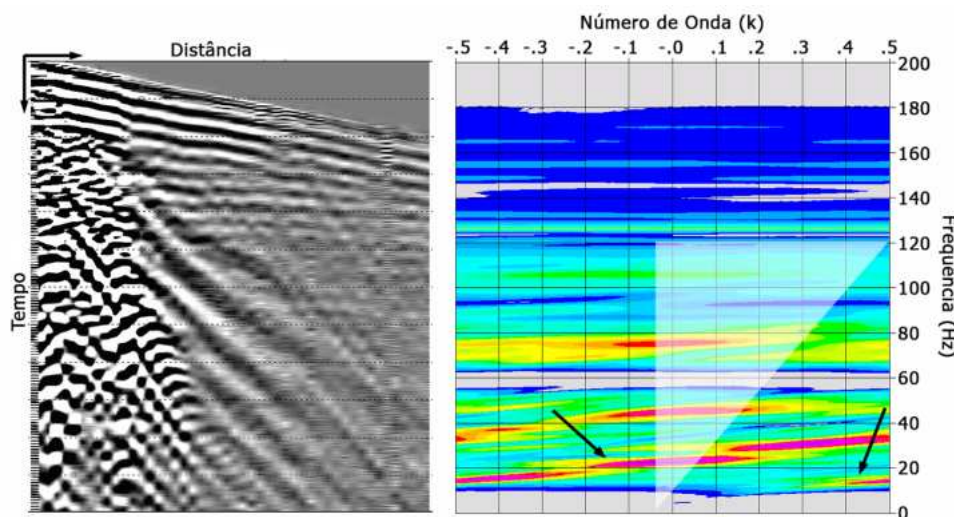


Figura 41 – Registro sísmico sem tratamento de ruídos (lado esquerdo) de um levantamento *end-on*, apenas com correção estática, e seu respectivo espectro f-k (lado direito). No espectro f-k, a região branca sombreada indica a área aproximada das reflexões do dado. As setas pretas indicam o comportamento do *ground roll*. Fonte: Autor.

No espectro f-k (lado direito) da Figura 41, a região branca sombreada indica a área aproximada das reflexões do dado. Observa-se uma forte similaridade entre este espectro e o espectro do dado simulado apresentado na Figura 37F. Em particular, nota-se que o *ground roll* entra na faixa de baixa frequência, como indicado pela seta preta na região de número de onda positivo, e posteriormente sofre *aliasing*, tornando-se visível na região de número de onda negativo. Esse fenômeno faz com que o *ground roll* se sobreponha à área de reflexões, ocorrendo novamente dentro do intervalo de frequência de 30 a 60 Hz. Como consequência, há uma contaminação significativa do dado, um comportamento que já havia sido previsto com base na modelagem sintética.

As análises realizadas anteriormente foram fundamentais para a compreensão do comportamento do *ground roll* e para a escolha adequada dos métodos de filtragem. Antes da aplicação dos filtros, foi realizada uma decomposição espectral do dado em intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 a 90 Hz (Figura 42), com o objetivo de identificar a faixa de frequência predominante do *ground roll* nos registros sísmicos.

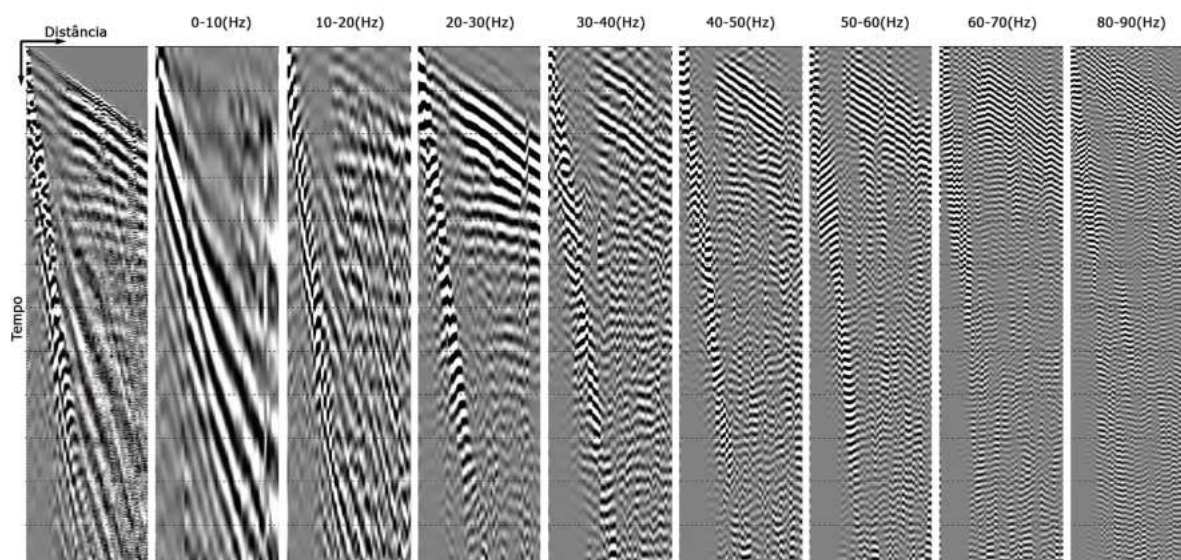


Figura 42 – Análise do registro sísmico de um levantamento *end-on* por decomposição espectral do dado em intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 a 90 Hz. O primeiro painel (à esquerda) apresenta o registro original, contendo todas as bandas de frequência. Nos painéis subsequentes são os resultados das análises. Fonte: Autor.

Na Figura 42, o primeiro painel (à esquerda) exibe o registro original, contendo todas as bandas de frequência. Já nos painéis subsequentes, observa-se a separação do sinal em diferentes faixas de frequência. O *ground roll* está presente em todas as bandas analisadas, mas sua característica morfológica é mais evidente na faixa de 0–10 Hz. Nessa banda de frequência mais baixa, verifica-se a ausência de informações sísmicas úteis para o processamento.

Nos dados sintéticos, o método de filtragem LFAF foi o que apresentou melhor desempenho para atenuar *ground roll* mesmo com *aliasing* espacial. Com base nesses resultados, esse filtro foi aplicado neste registro sísmico real, utilizando uma velocidade de 550 m/s, inferida a partir de dois pontos sobre o ruído linear.

A Figura 43 apresenta, na parte superior, os registros sísmicos: “A” representa o registro original, “B” corresponde ao registro filtrado, acompanhado de seus espectros f-k e da autocorrelação dos traços, respectivamente, e “A-B” exibe a diferença entre A e B. A partir dessa diferença, observa-se a atenuação parcial do *ground roll*, evidenciando que, mesmo em *aliasing* espacial, o método conseguiu reduzir parte desse ruído.

No espectro f-k, assim como nos registros antes e depois da filtragem, confirma-se a atenuação do *ground roll* em *aliasing*. As setas pretas indicam a localização do *ground roll* que foi atenuado, evidenciando a efetividade do filtro. Essa redução parcial

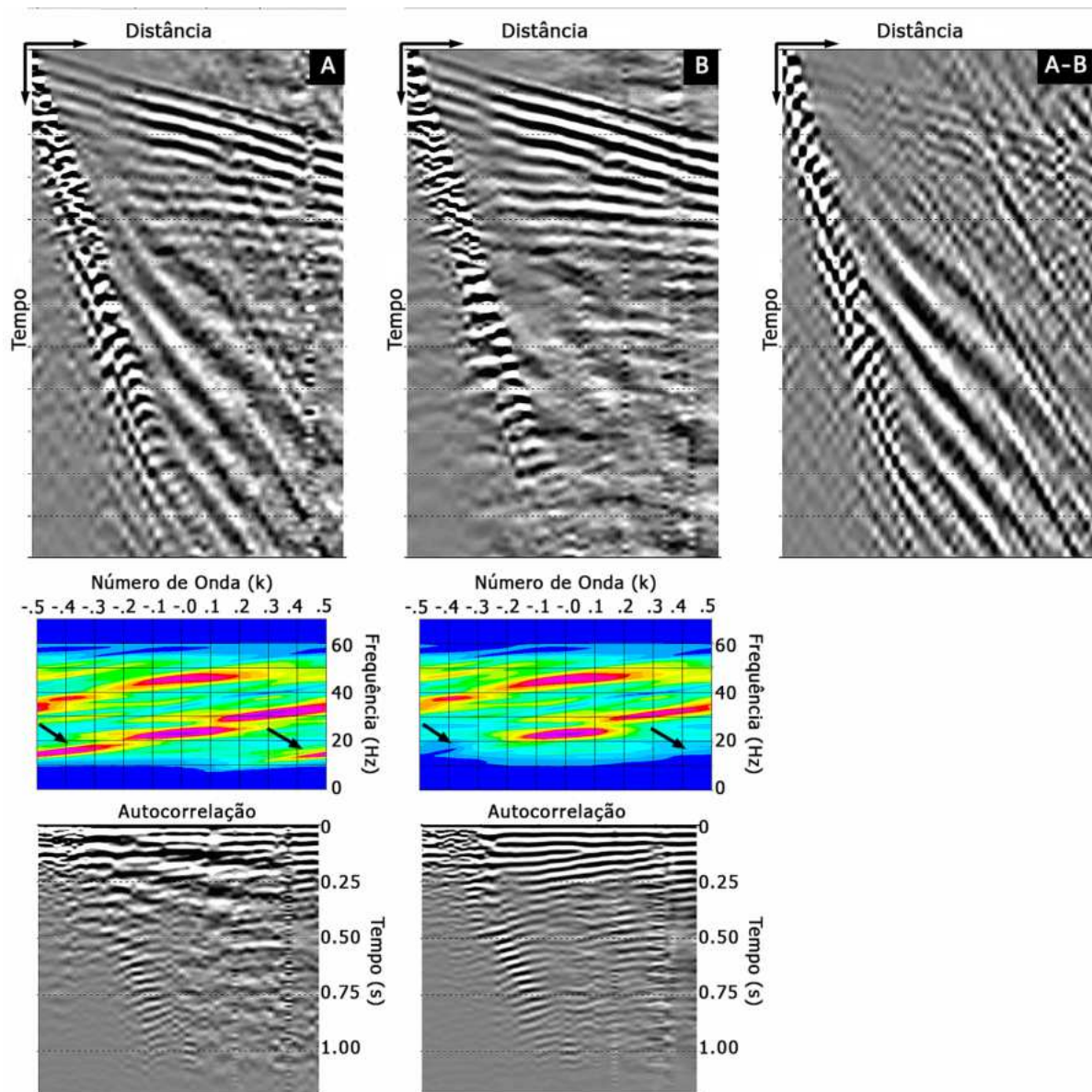


Figura 43 – Aplicação do método de filtragem LFAF no dado real associado a um levantamento *end-on*. Na parte superior, os registros sísmicos: (A) registro original, (B) registro filtrado e (A-B) diferença entre A e B, destacando a atenuação parcial do *ground roll*. No meio, os espectros f-k antes e depois da filtragem, onde as setas pretas indicam a localização do *ground roll* atenuado. Na parte inferior, as funções de autocorrelação dos traços. Fonte: Autor.

do *ground roll* trouxe benefícios significativos, uma vez que, na autocorrelação dos traços, nota-se um aumento na correlação após a aplicação do filtro, indicando maior resolução e continuidade dos eventos sísmicos. Essa melhoria também pode ser visualmente identificada no registro sísmico filtrado.

A atenuação efetiva do *ground roll* é um desafio, sendo pouco comum a obtenção de bons resultados com a aplicação de um único método de filtragem, especialmente

em dados sísmicos com forte *aliasing* espacial. Com isso, foi aplicado um conjunto de filtragens com o objetivo de reduzir o *ground roll* remanescente após a aplicação do método LFAF, sem comprometer os dados úteis no domínio CDP-*offset*. Esse domínio foi escolhido devido à sua relevância para a análise de velocidade e o empilhamento.

Dando continuidade no fluxo de processamento para atenuação do *ground roll*, o conjunto de métodos de filtragem que resultou na Figura 44 incluiu: um filtro passa-banda com corte mais agressivo, adotando uma banda de trabalho entre 18 e 40 Hz; o TFCLEAN, utilizando 15 traços, considerando que o *ground roll* nos dados sísmicos era um ruído moderadamente correlacionado entre vários traços. Esse filtro contribui para o balanceamento do espectro, permitindo a aplicação do último filtro, o f-k, no qual foi definido um polígono cobrindo toda a região correspondente a números de onda negativos (*aliasing* espacial).

A Figura 44 apresenta, na parte superior, os registros sísmicos: “A” representa o registro original, “B” corresponde ao registro filtrado, acompanhado de seus espectros f-k e da autocorrelação dos traços, respectivamente, e “A-B” exibe a diferença entre A e B. A partir dessa diferença, observa-se a atenuação parcial do *ground roll* e outros ruídos.

No espectro f-k, antes da atenuação do *ground roll* remanescente, observa-se um forte *aliasing* espacial no domínio CDP-*offset*, o que tornava inviável a aplicação direta da filtragem f-k. No entanto, após a aplicação do TFCLEAN, tornou-se possível utilizar esse método de filtragem. A região sombreada no espectro f-k indica a localização das amplitudes das reflexões, evidenciando que, inicialmente, o *aliasing* sobrepunha esses dados. Após a aplicação das filtragens, a amplitude das reflexões tornou-se mais visível no espectro.

Esse arranjo de filtragens para atenuação do *ground roll* trouxe benefícios significativos. Na autocorrelação dos traços, observa-se um aumento na correlação após a aplicação dos filtros, indicando maior resolução e continuidade dos eventos sísmicos. Além disso, essa melhoria também pode ser visualmente identificada no registro sísmico filtrado.

A Figura 45 exibe os dados sísmicos no domínio CDP-*offset*, ilustrando a influência do *ground roll*. Na parte superior da figura, são apresentados os registros sísmicos. Em (A), observa-se o dado original contendo forte presença de *ground roll* e *aliasing*

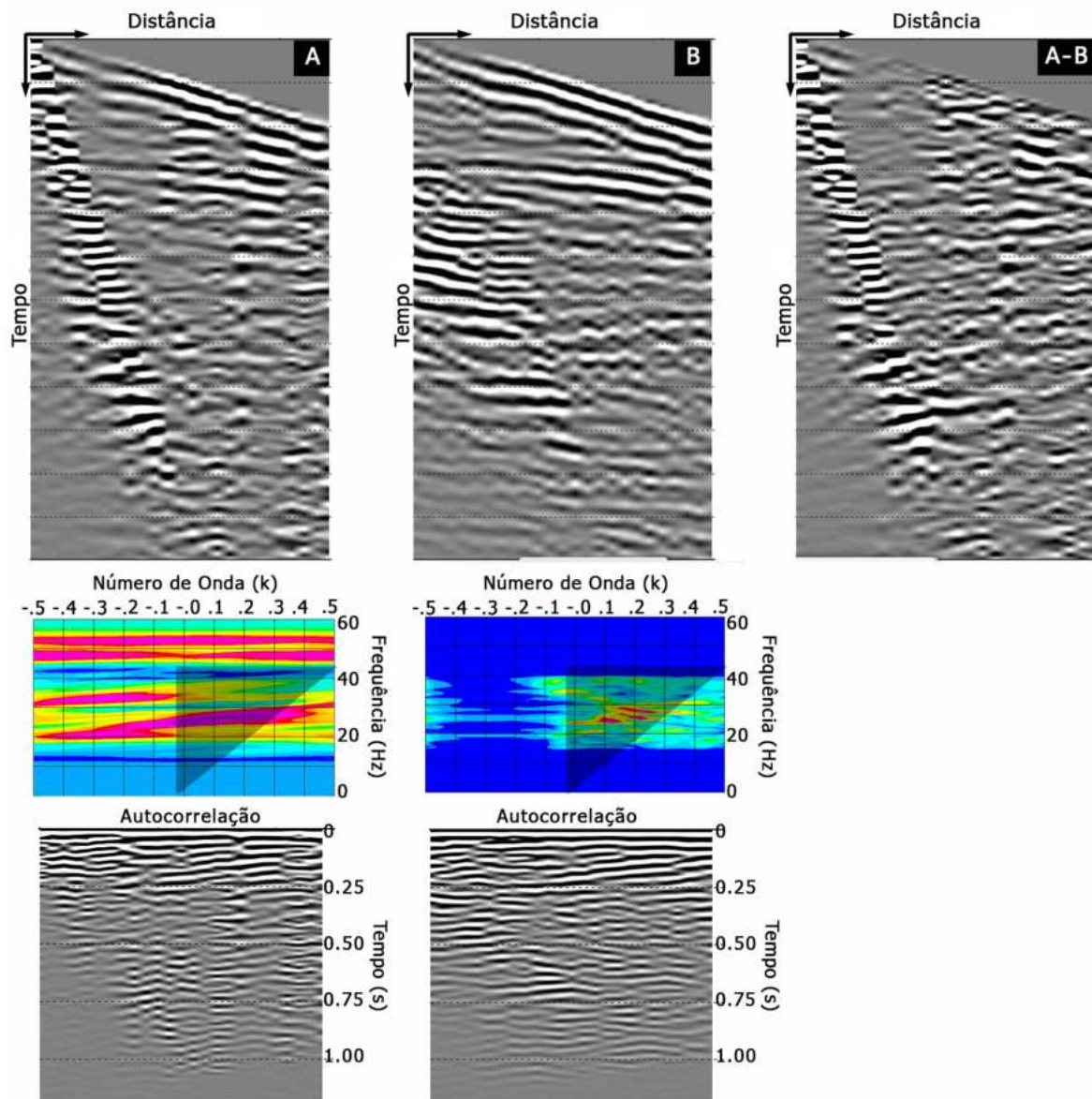


Figura 44 – Aplicação de um conjunto de filtragem no dado real associado a um levantamento *end-on*. Na parte superior, os registros sísmicos: (A) registro original, (B) registro filtrado e (A-B) diferença entre A e B, destacando a atenuação parcial do *ground roll* e de outros ruídos. No meio, os espectros f-k antes e depois da filtragem, onde o polígono sombreado indicam a localização aproximada das reflexões. Na parte inferior, as funções de autocorrelação dos traços. Fonte: Autor.

espacial. Em (B), apresenta-se o dado sísmico após a aplicação do conjunto de filtros descritos anteriormente, evidenciando uma atenuação significativa tanto do *ground roll* quanto do *aliasing* espacial. Em (C), apresenta-se o dado com *ground roll* silenciado previamente antes do fluxo de filtragem utilizado em (B). Esse procedimento permitiu identificar eventos que antes não eram visíveis, proporcionando um ganho na resolução vertical do dado. Já em (D), exibe-se o dado (B) com o silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Comparando (C) e (D), a diferença é sutil, mas os métodos

de filtragem aplicados antes do silenciamento do *ground roll* em (D) resultaram em reflexões mais definidas. Utilizou-se o mesmo silenciamento em (C) e (D); contudo, ao aplicá-lo em (D), observa-se que a continuidade do refletor foi interrompida comparado com (B), refletor que pode estar associado ao embasamento da Bacia de Resende.

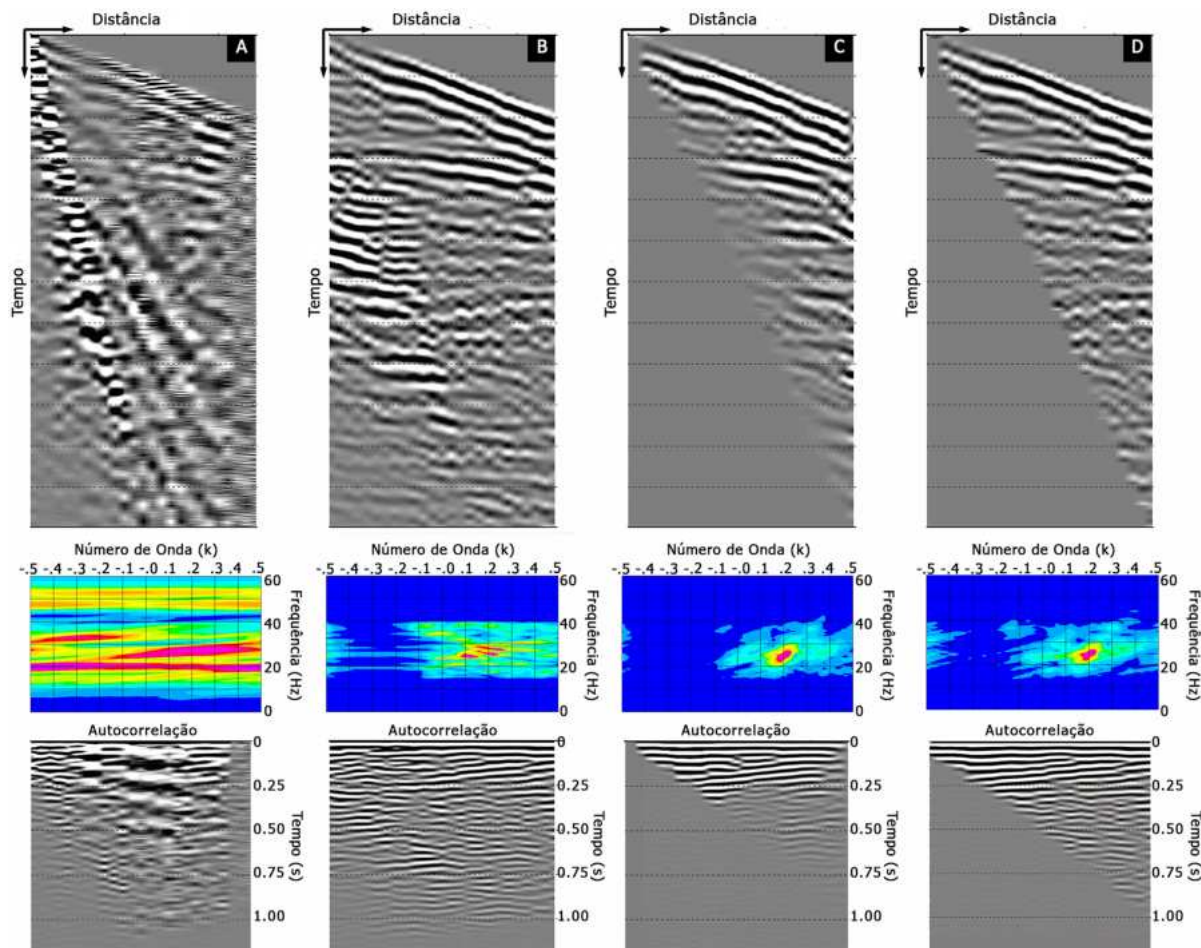


Figura 45 – Comparação dos registros sísmicos no domínio CDP-*offset*, destacando a influência do *ground roll* e os efeitos da filtragem. (A) Dado original com forte presença de *ground roll* e *aliasing* espacial. (B) Dado após aplicação do conjunto de filtros, com atenuação do *ground roll* e *aliasing*. (C) Dado com *ground roll* silenciado antes da filtragem. (D) Dado (B) com silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Abaixo de cada seção, são apresentados os espectros f-k e a autocorrelação dos traços dos respectivos registros sísmicos. Fonte: Autor.

Os espectros f-k correspondentes evidenciam a distribuição da energia em diferentes números de onda e frequências, o que permitiu visualizar a atenuação do *ground roll* e do *aliasing* espacial ao longo do processamento sísmico. Além disso, a autocorrelação dos traços destaca como a estrutura do sinal sísmico se modificou após a filtragem, mostrando um aumento significativo na correlação, o que revelou eventos que antes não eram visíveis.

Um dos principais desafios no processamento sísmico terrestre é a interpretação precisa da função de velocidade a partir dos dados adquiridos. Uma estratégia utilizada é o uso de super *gathers*, que combinam múltiplos *gathers* para melhorar a coerência dos eventos sísmicos e facilitar a análise do *semblance* de velocidade.

A Figura 46 ilustra a evolução do *semblance* de super *gathers* construídos a partir de três *gathers* em diferentes etapas do processamento sísmico, conforme apresentado na Figura 45. Em (A), observa-se o *semblance* do dado original, onde ocorre forte presença de *ground roll* e *aliasing* espacial, o que prejudica a definição da função de velocidade, resultando em baixas amplitudes e falta de continuidade dos eventos sísmicos. Em (B), após a aplicação do fluxo de filtros para atenuação do *ground roll* e do *aliasing*, conforme descrito anteriormente, torna-se possível identificar uma função de velocidade bem definida, com uma amplitude expressiva associada ao super *gather*, sugerindo a presença de um refletor expressivo correspondente ao embasamento na Bacia de Resende. Já em (C), o *semblance* foi gerado a partir do dado em que o *ground roll* foi silenciado antes da filtragem. Apesar de indicar uma possível função de velocidade, as amplitudes não apresentaram um comportamento coerente, dificultando a interpretação dos eventos. Por fim, na última etapa (D), o *semblance* foi obtido a partir do registro sísmico da etapa (B), porém com a aplicação do silenciamento do *ground roll* após a filtragem. Nesse caso, a função de velocidade mostrou-se mais bem comportada em comparação à etapa (C). Os resultados demonstram que a escolha adequada das etapas de filtragem e silenciamento do *ground roll* impacta diretamente a qualidade da extração da função de velocidade, influenciando no imageamento final.

No intuito de verificar o melhor resultado no empilhamento, foram empilhados os *gathers* apresentados na Figura 45 utilizando a mesma função de velocidade obtida a partir do *semblance* da Figura 46B. Os resultados obtidos estão ilustrados na Figura 47. A Figura 47A exibe o *gather* original empilhado, no qual não se identificam estruturas geológicas devido à forte contaminação por *ground roll* e outros ruídos. A Figura 47B apresenta o dado empilhado após a aplicação do fluxo de filtragem para atenuação do *ground roll* descrito anteriormente. Nota-se a presença de eventos geológicos descontínuos, porém ainda há *ground roll* remanescente, que pode ser observado na Figura 44B. Já a Figura 47C mostra o dado empilhado após o *ground roll* ter sido silenciado antes da aplicação do fluxo de filtragem utilizado em (B). Observa-se uma melhor continuidade dos refletores em comparação com (B), já que o dado não apresenta *ground roll* remanescente, pois foi previamente silenciado. Por fim, a

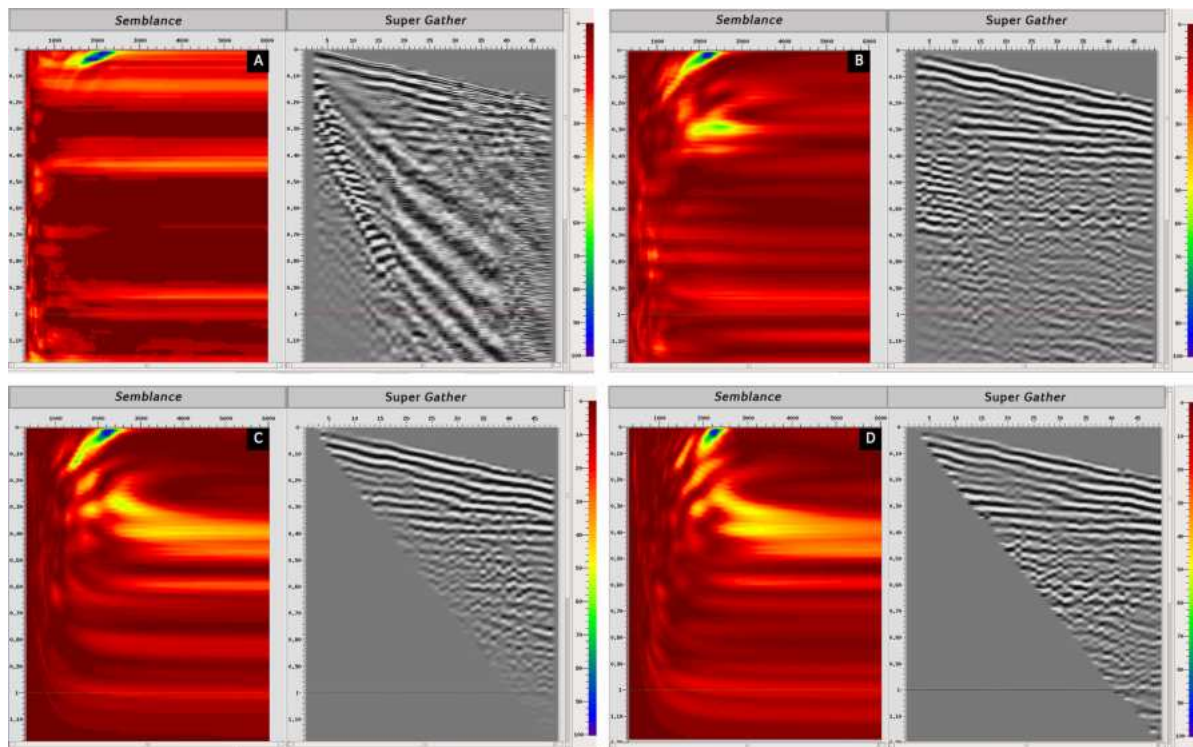


Figura 46 – A análise do *semblance* de *super gathers* em diferentes etapas do processamento sísmico do levantamento *end-on*. (A) Exibe o *semblance* do dado original, com forte presença de *ground roll* e *aliasing*. (B) Mostra o *semblance* após filtragem, revelando uma função de velocidade bem definida. (C) Apresenta o *semblance* do dado com *ground roll* silenciado antes do fluxo de filtragem utilizado em (B). (D) Exibe o *semblance* do dado filtrado, com o fluxo de filtragem de (B), porém com silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Fonte: Autor.

Figura 47 D exibe o empilhamento do dado filtrado com o mesmo fluxo de filtragem aplicado em (B), porém com o silenciamento do *ground roll* realizado posteriormente. Ao comparar (C) com (D), percebe-se que (D) apresenta um resultado superior, ainda que a diferença seja sutil.

4.2.2 Linha 2

O segundo dado sísmico real corresponde a um levantamento *roll-along*, no qual o espaçamento entre receptores foi de 5 m. Os parâmetros de aquisição utilizados estão apresentados na Tabela 2. Para que esse dado obedecesse ao critério de amostragem espacial (Equação 2.37), a camada próxima à superfície, considerando uma frequência máxima de 60 Hz, deveria apresentar uma velocidade mínima de 600 m/s. Conforme já indicado anteriormente, em levantamentos terrestres convencionais realizados em estradas de terra, a velocidade da camada superficial tende a ser menor devido à

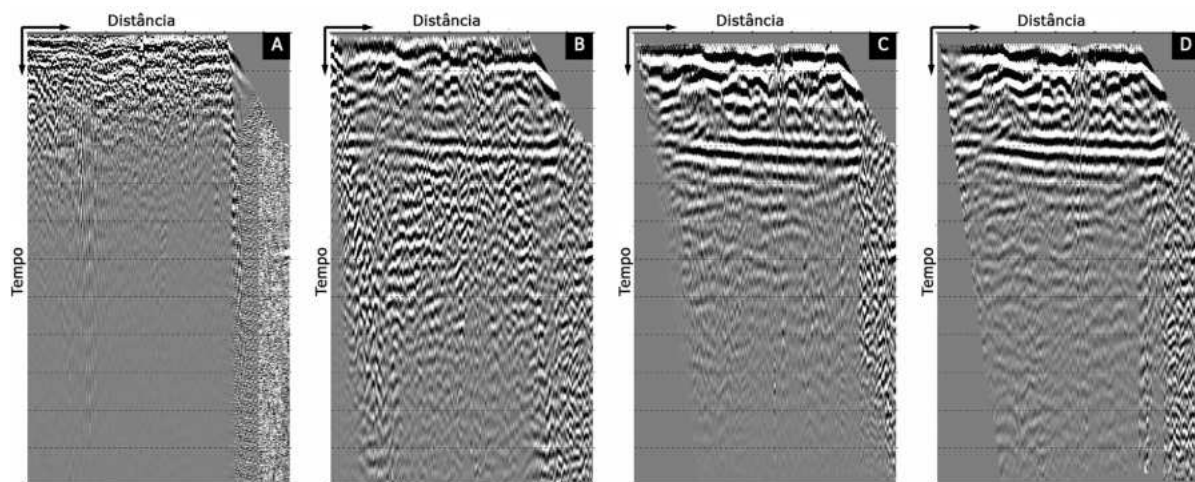


Figura 47 – Comparação dos dados empilhados após diferentes abordagens de filtragem para atenuação do *ground roll* nos dados sísmicos associado ao levantamento *end-on*. (A) *Gather* original empilhado, (B) Dado empilhado após a aplicação do fluxo de filtragem para atenuação do *ground roll*. (C) Dado empilhado após o silenciamento do *ground roll* antes da filtragem, (D) Dado empilhado com o mesmo fluxo de filtragem de (B), porém com o silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Fonte: Autor.

sua alta porosidade, o que resulta em velocidades significativamente mais baixas. Como consequência, e com base nos estudos sintéticos, já era esperado que os dados sísmicos desse levantamento apresentassem *aliasing* espacial do *ground roll*.

Diferentemente da Linha 1, onde as condições superficiais eram distintas, a fonte sísmica da Linha 2 foi acionada sobre uma estrada de terra. Esse fator pode ter diminuído a velocidade da camada próxima à superfície, aumentando o *aliasing* espacial em comparação com os dados sísmicos da Linha 1.

A Figura 48 apresenta três registros sísmicos originais do levantamento *roll-along* na parte superior, nos quais foi aplicada apenas a correção estática no domínio *shot*-canal, sem qualquer tratamento de atenuação de ruído. Esses registros correspondem a diferentes estágios do levantamento sísmico — início, meio e fim — refletindo variações na geometria da aquisição.

Na parte inferior da Figura 48, são exibidos os respectivos espectros *f-k*, evidenciando diferenças no comportamento espectral entre os registros. Observa-se que as disposições *end-on* e *off-end* apresentam características similares às dos dados modelados para levantamentos *end-on* (Figura 37), enquanto o registro central apresenta um comportamento mais próximo ao do levantamento *split-spread* modelado (Figura 33). A região sombreada nos espectros *f-k* representa a faixa

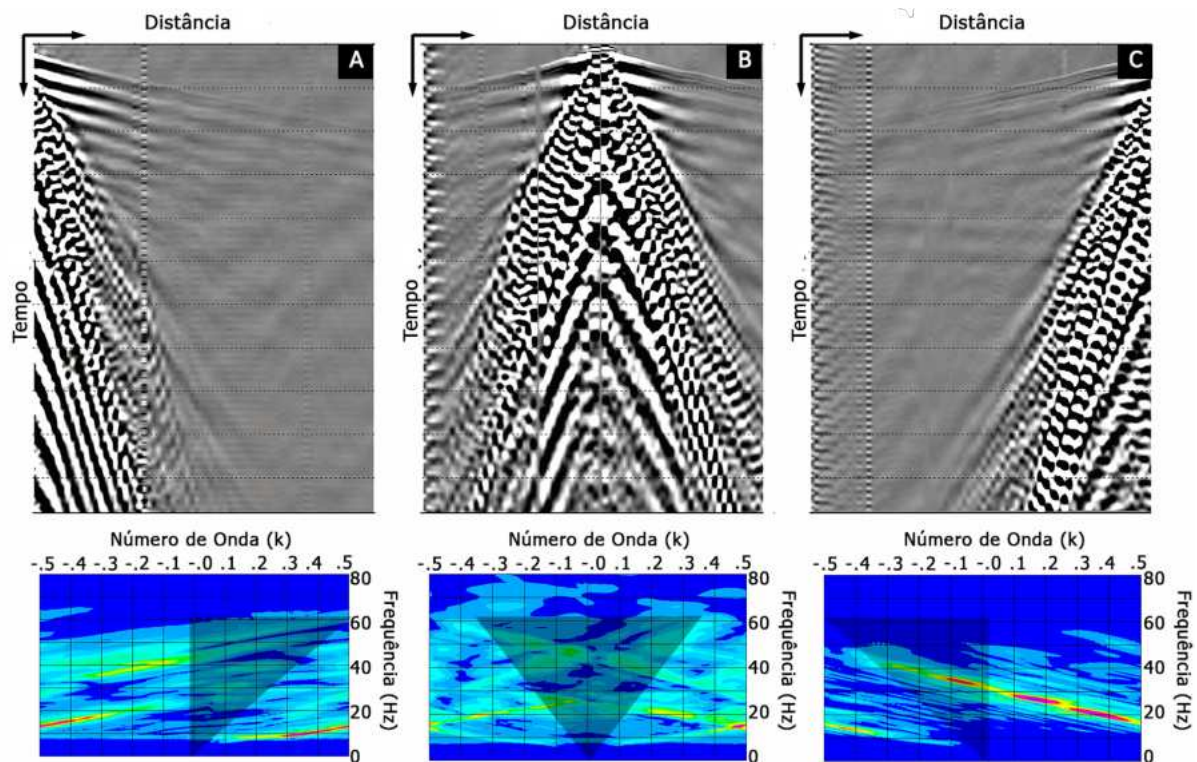


Figura 48 – Registros sísmicos brutos (superior) e seus respectivos espectros f-k (inferior) em um levantamento *roll-along*. Os registros correspondem a diferentes momentos do levantamento (início, meio e fim). A região sombreada nos espectros f-k indica a faixa aproximada das reflexões. Fonte: Autor.

aproximada de ocorrência das reflexões. Destaca-se, sobretudo no registro central, a presença de *aliasing* espacial contaminando a região de reflexão.

Desse modo, as análises realizadas na seção 4.1 foram fundamentais para a compreensão do comportamento do *ground roll* nesse levantamento. Antes da aplicação dos filtros, foi realizada a mesma decomposição espectral aplicada na Linha 1 dos dados, utilizando intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 a 90 Hz (Figura 49). Essa abordagem permitiu identificar as faixas de frequência em que o *ground roll* está presente.

A Figura 49 apresenta a análise de um registro obtido na região central do levantamento *roll-along*, por ser o trecho que apresentou maior contaminação por *aliasing* espacial, em comparação com outros registros analisados na Figura 48. O primeiro painel da Figura 49 (à esquerda) exibe o registro original, contendo todas as faixas de frequência. Já nos painéis subsequentes, observa-se a decomposição do sinal em diferentes faixas de frequência. O *ground roll* está presente em todas as bandas analisadas, porém sua característica morfológica torna-se mais evidente na

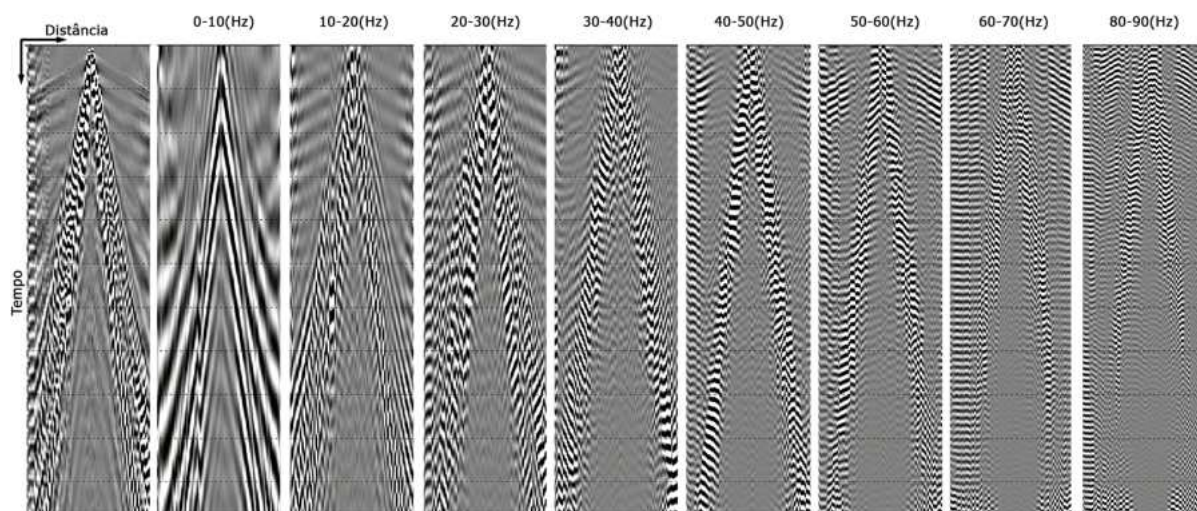


Figura 49 – Análise de um registro sísmico associado ao levantamento *roll-along* por decomposição espectral do dado em intervalos de banda de frequência de 10 Hz, variando de 0 a 90 Hz. O primeiro painel (à esquerda) apresenta o registro original, contendo todas as bandas de frequência. Nos painéis subsequentes são os resultados das análises. Fonte: Autor.

faixa de 0-10 Hz, assim como observado também na Linha 1. Além disso, o dado sísmico apresentou uma forte contaminação por ruídos, impossibilitando a identificação de qualquer reflexão neste registro sísmico e, conseqüentemente, dificultando a escolha da banda de frequência a ser trabalhada.

Nos dados sintéticos apresentados na Seção 4.1, o método de filtragem LFAF apresentou o melhor desempenho na atenuação do *ground roll*, mesmo na presença de *aliasing* espacial. Com base nesses resultados, esse filtro também foi aplicado ao registro sísmico associado ao levantamento *roll-along*, utilizando dois módulos de LFAF, um com velocidade de 320 m/s e outro com velocidade de 400 m/s. Essas velocidades foram obtidas a partir da análise de dois pontos sobre o ruído linear. A velocidade estimada para o *ground roll* foi menor do que a calculada na Linha 1, o que já era esperado, uma vez que a superfície do levantamento *roll-along* foi realizada em uma estrada de terra.

A Figura 50 apresenta, na parte superior, os registros sísmicos: “A” representa o registro original; “B” corresponde ao registro filtrado, acompanhado de seus espectros f-k e da autocorrelação dos traços, respectivamente; e “A-B” exibe a diferença entre A e B. A partir dessa diferença, observa-se a atenuação parcial do *ground roll*, evidenciando que, mesmo na presença de *aliasing* espacial, o método conseguiu reduzir parte desse ruído, assim como na Linha 1.

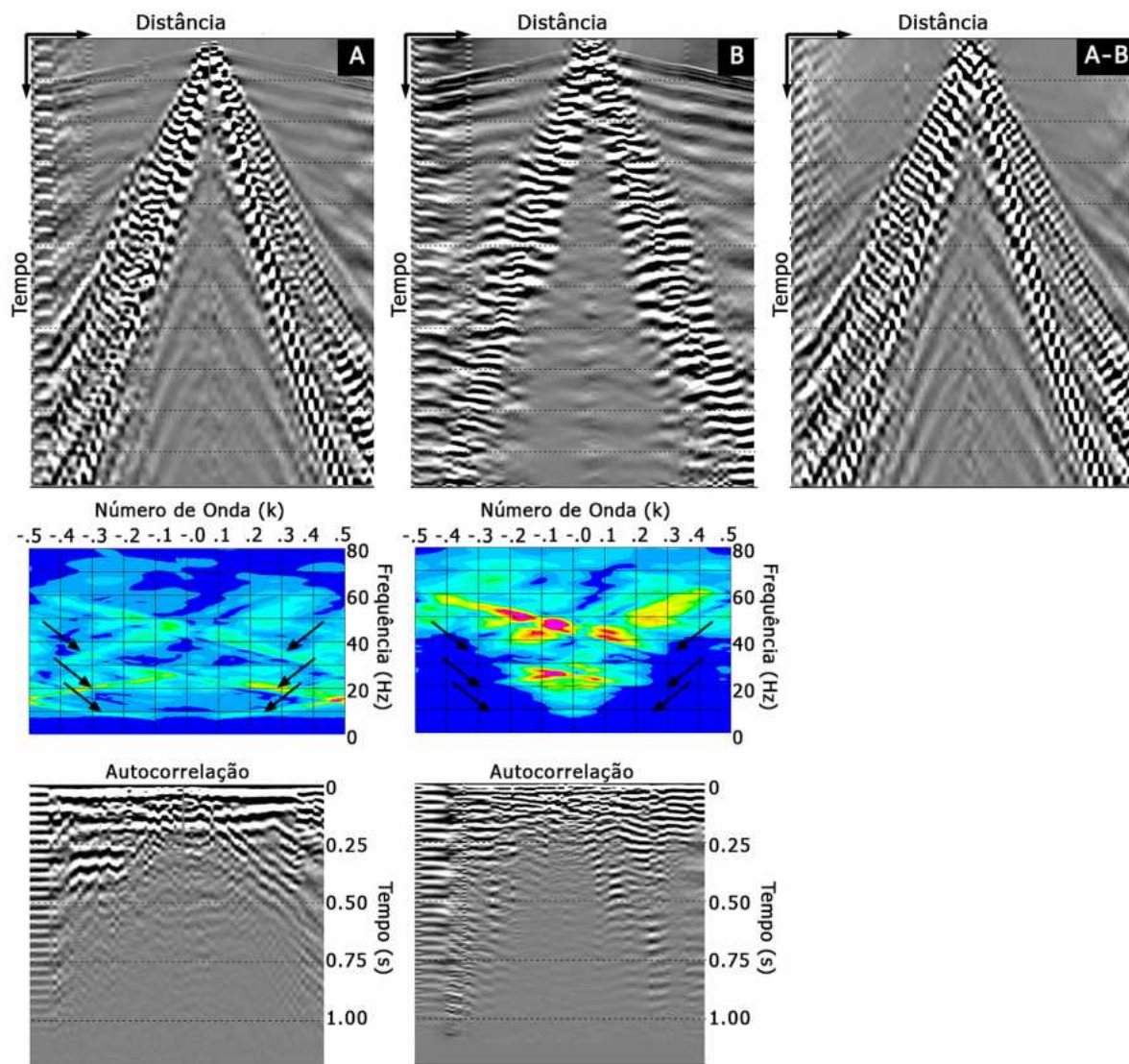


Figura 50 – Aplicação do método de filtragem LFAF no dado real associado a um levantamento *roll-along*. Na parte superior, os registros sísmicos: (A) registro original, (B) registro filtrado e (A-B) diferença entre A e B, destacando a atenuação parcial do *ground roll*. No meio, os espectros f-k antes e depois da filtragem, onde as setas pretas indicam a localização do *ground roll* atenuado. Na parte inferior, as funções de autocorrelação dos traços. Fonte: Autor.

No espectro f-k, assim como nos registros antes e depois da filtragem, confirma-se a atenuação do *ground roll* em *aliasing*, principalmente em áreas que não contêm reflexões. As setas pretas indicam a localização do *ground roll* atenuado, evidenciando a efetividade do filtro nessas regiões. No entanto, observa-se que o *ground roll* em *aliasing* espacial, que contamina a região de reflexão, não foi satisfatoriamente atenuado pelo filtro. Apesar dessa redução parcial do *ground roll* trazer benefícios significativos, como o aumento da correlação dos traços na autocorrelação, indicando maior resolução e continuidade dos eventos sísmicos, a identificação de reflexões no registro sísmico ainda permanece difícil.

Dando continuidade ao processamento sísmico para atenuar o *ground roll* remanescente, observou-se que a variação na disposição do registro sísmico no domínio *shot*-canal dificultava a aplicação de alguns filtros. Como o objetivo principal desse dado era a análise de velocidade e empilhamento, optou-se por convertê-lo para o domínio CDP-*offset*. A partir dessa conversão, foi utilizado um conjunto de filtros para atenuar o *ground roll* remanescente:

- O ANFS, com uma faixa de frequência de 16 a 50 Hz e análise do pico de amplitude entre 40 e 48 Hz, para lidar com a sobreposição do *aliasing* espacial;
- O LFAF, com uma velocidade de 50 m/s, para atenuar ruídos na direção vertical;
- O SUPPRES, aplicado na faixa de frequência de 40 a 50 Hz, com o objetivo de enfatizar a atenuação do *ground roll* em regiões onde o *aliasing* espacial se sobrepunha às reflexões.

A atenuação do *ground roll* nesse conjunto de dados apresentou desafios significativos, exigindo vários testes para validar o fluxo de processamento. A Figura 51 apresenta, na parte superior, os registros sísmicos: “A” representa o registro original; “B” corresponde ao registro filtrado, acompanhado de seus espectros f-k e da autocorrelação dos traços, respectivamente; e “A-B” exibe a diferença entre A e B. A partir dessa diferença, observa-se a atenuação parcial do *ground roll* e de outros ruídos.

No espectro f-k, antes da atenuação do *ground roll* remanescente, observa-se pouco *aliasing* espacial no domínio CDP-*offset* em comparação com a Linha 1. Isso se deve ao menor espaçamento entre receptores, que se aproxima do critério de amostragem espacial adequado. No entanto, mesmo apresentando menor *aliasing* espacial, a Figura 48 revela que o *ground roll* apresentava uma morfologia consideravelmente mais complexa do que a vista na Linha 1. Essa complexidade pode estar associada às características geológicas da superfície (estrada de terra), o que pode ter gerado um *ground roll* mais dispersivo. Em contraste, na Linha 1, a fonte foi acionada sobre o asfalto, onde o solo é mais rígido e homogêneo, o que pode ter reduzido a dispersão das ondas de superfície.

O conjunto de filtragens aplicado para a atenuação do *ground roll* trouxe melhorias significativas, embora os resultados não tenham sido tão satisfatórios quanto os obtidos

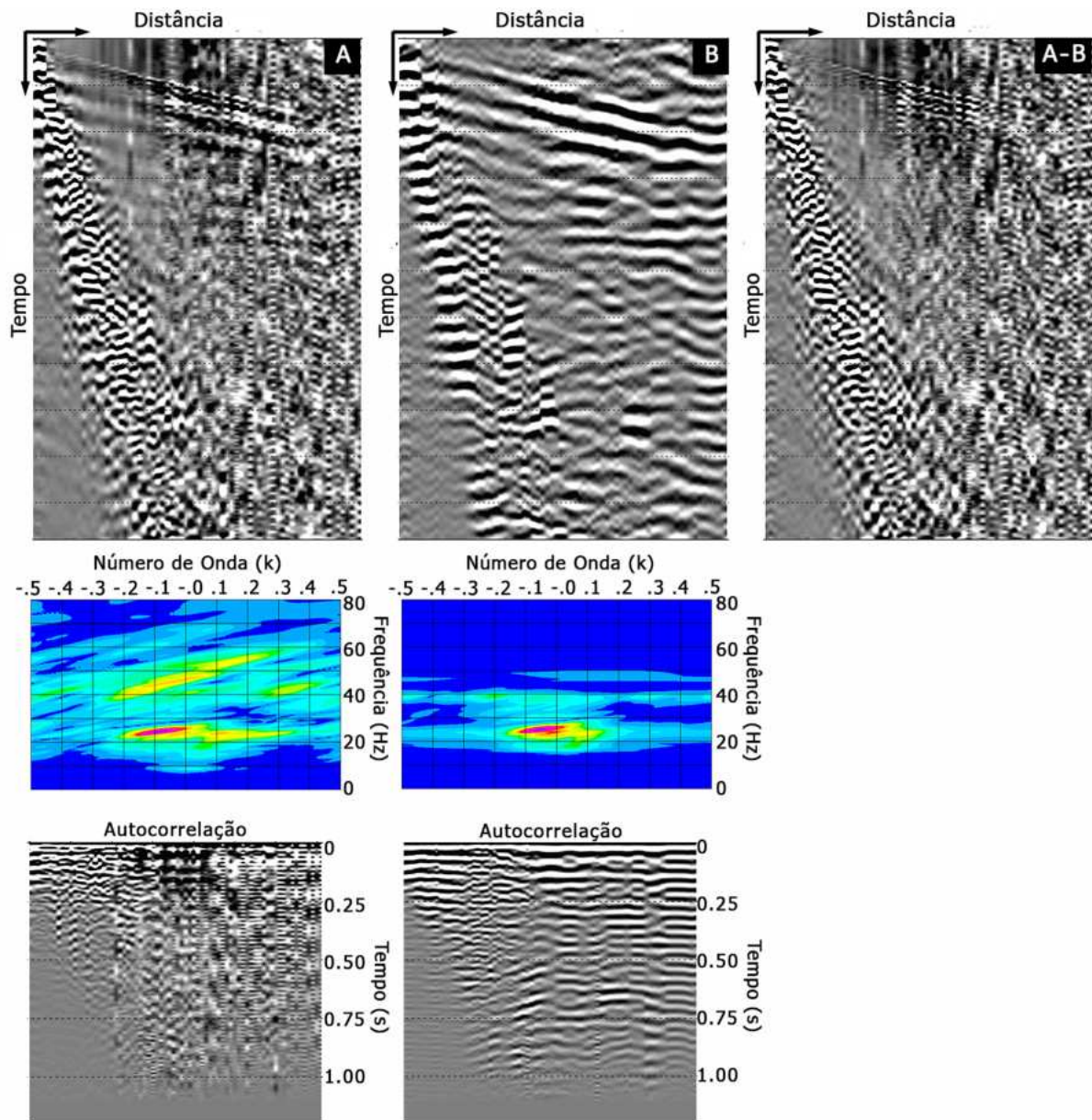


Figura 51 – Aplicação de um conjunto de filtragem no dado real associado a um levantamento *roll-along* da fonte. Na parte superior, os registros sísmicos: (A) registro original, (B) registro filtrado e (A-B) diferença entre A e B, destacando a atenuação parcial do *ground roll* e de outros ruídos. No meio, os espectros f-k antes e depois da filtragem. Na parte inferior, as funções de autocorrelação dos traços. Fonte: Autor.

na Linha 1. Na autocorrelação dos traços, observou-se um aumento na correlação após a aplicação dos filtros, indicando maior resolução e continuidade dos eventos sísmicos. Essa melhoria também é visivelmente perceptível no registro sísmico filtrado.

A Figura 52 exibe os dados sísmicos no domínio CDP-*offset*, ilustrando os efeitos do *ground roll*. Na parte superior da figura, são apresentados os registros sísmicos associados ao levantamento *roll-along* somente da fonte. Em (A), observa-se o dado original com forte presença de *ground roll*, apresentando uma complexidade maior e

menor *ground roll* em *aliasing* espacial em comparação com o dado sísmico da Linha 1. Em (B), apresenta-se o dado sísmico após a aplicação do conjunto de filtros descritos, evidenciando uma atenuação significativa do *ground roll*. Esse procedimento permitiu identificar eventos que anteriormente não eram visíveis, proporcionando um ganho na resolução vertical do dado.

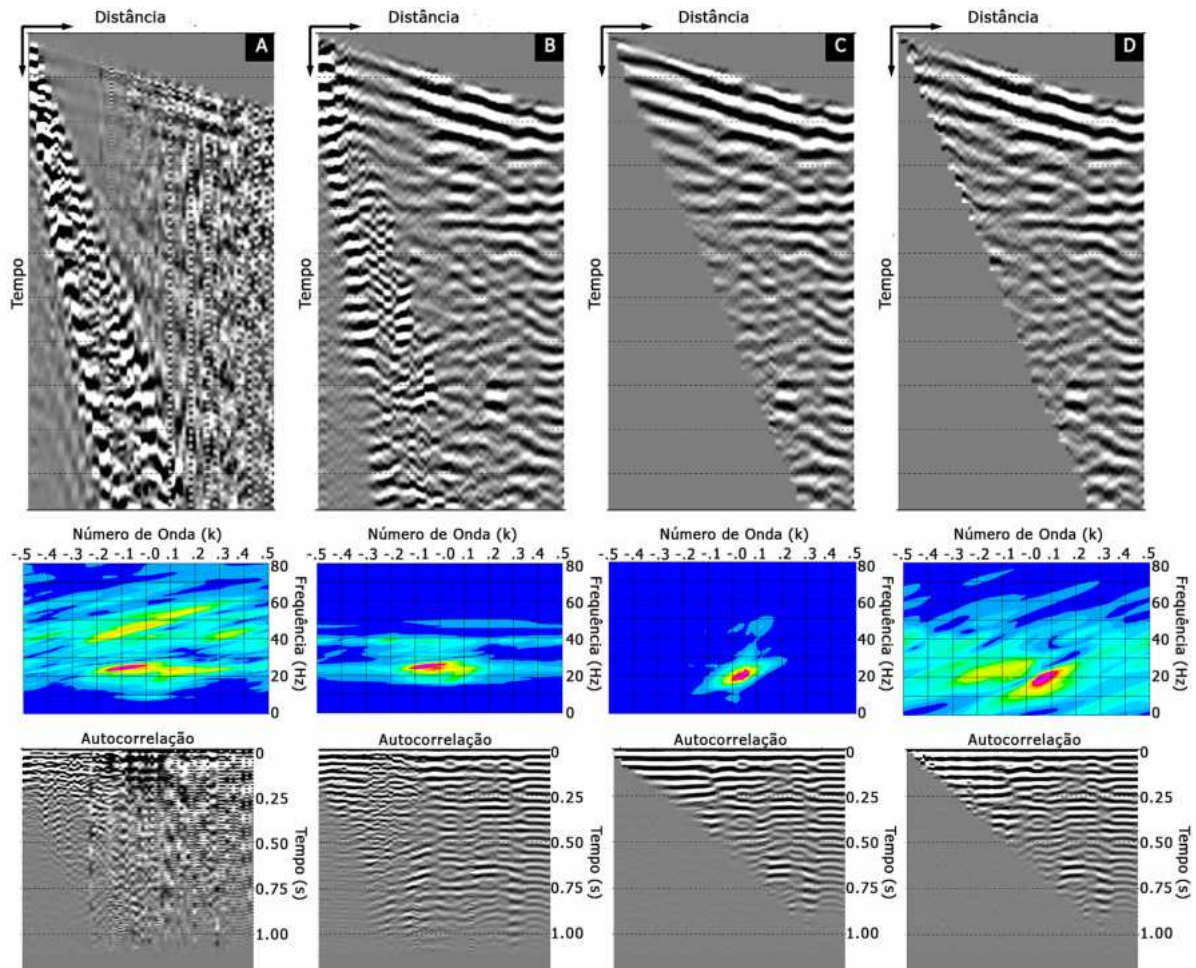


Figura 52 – Comparação dos registros sísmicos no domínio CDP-*offset*, destacando a influência do *ground roll* e os efeitos da filtragem *roll-along*. (A) Dado original com forte presença de *ground roll* e *aliasing* espacial. (B) Dado após aplicação do conjunto de filtros, com atenuação do *ground roll* e *aliasing*. (C) Dado com *ground roll* silenciado antes da filtragem. (D) Dado (B) com silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Abaixo de cada seção, são apresentados os espectros f-k e a autocorrelação dos traços dos respectivos registros sísmicos. Fonte: Autor.

Em (C), exibe-se o dado com *ground roll* previamente silenciado antes da aplicação do fluxo de filtragem utilizado em (B). Em (D), apresenta-se o dado (B) com o silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Comparando (C) e (D), nota-se que os métodos de filtragem parecem funcionar melhor quando o *ground roll* é previamente silenciado (C). O registro sísmico original apresentava alto nível de ruído,

mas com o fluxo de filtragem foi possível realçar um possível refletor associado ao embasamento da Bacia de Resende.

Os espectros f-k correspondentes evidenciam que os métodos de filtragem apresentaram melhor desempenho quando o *ground roll* já havia sido previamente silenciado (registro (C)), enquanto em (D) é possível identificar *aliasing* espacial no espectro. Além disso, a autocorrelação dos traços destaca uma melhor continuidade nos casos em que o *ground roll* foi silenciado (C e D), pois, apesar do ganho em resolução vertical apenas com o fluxo de filtragem (B), o remanescente do *ground roll* ainda se manteve significativo.

A Figura 53 apresenta a evolução do *semblance* de super *gathers* construídos a partir de três *gathers* em diferentes etapas do processamento sísmico, conforme ilustrado na Figura 52. Em (A), observa-se o *semblance* do dado original, onde a presença significativa de *ground roll* e *aliasing* espacial compromete a análise de velocidades. Esse efeito resulta em uma amplitude predominante associada ao *ground roll* no *semblance*, dificultando a identificação de eventos refletidos.

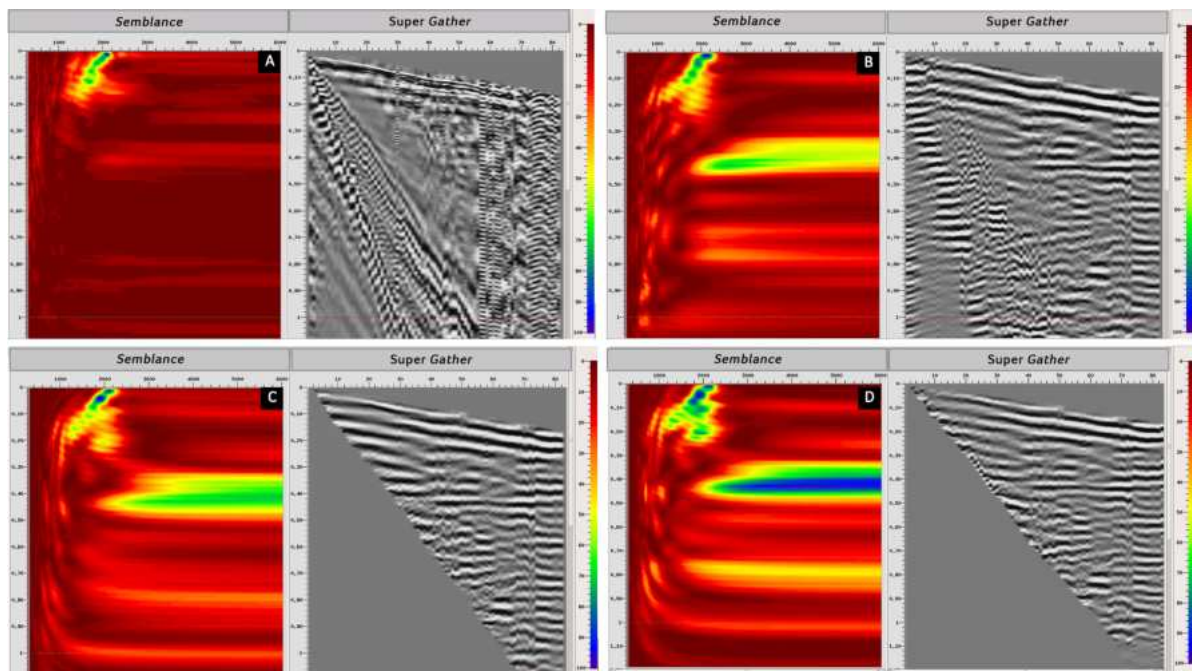


Figura 53 – A análise do *semblance* de super *gathers* em diferentes etapas do processamento sísmico do levantamento *roll-along*. (A) Exibe o *semblance* do dado original, com forte presença de *ground roll* e *aliasing*. (B) Mostra o *semblance* após filtragem, revelando uma função de velocidade bem definida. (C) Apresenta o *semblance* do dado com *ground roll* silenciado antes do fluxo de filtragem utilizado em (B). (D) Exibe o *semblance* do dado filtrado, com o fluxo de filtragem de (B), porém com silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Fonte: Autor.

Em (B), após a aplicação do fluxo de filtragem para atenuação do *ground roll* e outros eventos indesejáveis, torna-se possível identificar uma função de velocidade bem definida no *semblance*. A amplitude expressiva associada ao super *gather* sugere a presença de um embasamento na Bacia de Resende.

Em (C), o *semblance* foi gerado a partir do dado em que o *ground roll* foi silenciado antes da filtragem, resultando em um comportamento similar ao observado em (B). O mesmo ocorre em (D), onde o *semblance* mantém características semelhantes. As diferenças entre (B), (C) e (D) são sutis, indicando que qualquer um desses *semblances* poderia ser utilizado para extrair uma função de velocidade adequada. No entanto, em (A), essa extração não seria viável devido à predominância do *ground roll* e ao *aliasing* espacial.

Os *gathers* apresentados na Figura 52 foram empilhados utilizando a mesma função de velocidade obtida a partir do *semblance* da Figura 53B. Os resultados estão ilustrados na Figura 54.

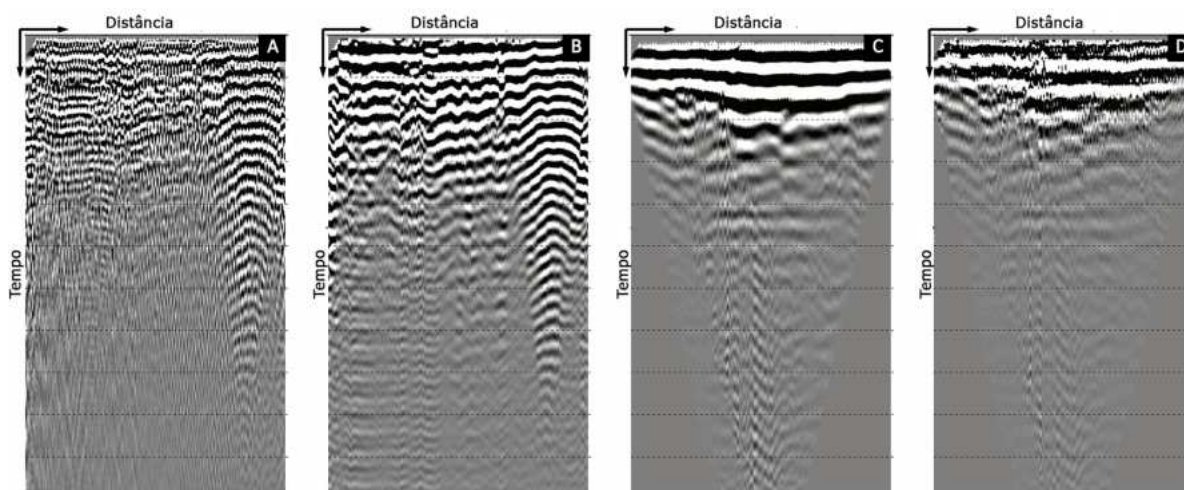


Figura 54 – Comparação dos dados empilhados após diferentes abordagens de filtragem para atenuação do *ground roll* nos dados sísmicos associado ao levantamento *roll-along*. (A) *Gather* original empilhado, (B) Dado empilhado após a aplicação do fluxo de filtragem para atenuação do *ground roll*. (C) Dado empilhado após o silenciamento do *ground roll* antes da filtragem, (D) Dado empilhado com o mesmo fluxo de filtragem de (B), porém com o silenciamento do *ground roll* aplicado posteriormente. Fonte: Autor.

A Figura 54A exibe o *gather* original empilhado, no qual não se identificam estruturas geológicas devido à forte contaminação por *ground roll* e outros ruídos. Já a Figura 54B apresenta o dado empilhado após a aplicação do fluxo de filtragem para atenuação do *ground roll* utilizado no levantamento *roll-along*. Observa-se que, mesmo

após a atenuação do *ground roll*, o resultado empilhado não foi satisfatório, pois o ruído remanescente ainda é evidente, comprometendo a qualidade da imagem sísmica.

Na Figura 54C, exibe-se o dado empilhado após o *ground roll* ter sido silenciado previamente à aplicação do fluxo de filtragem utilizado em (B). Nota-se uma melhor continuidade dos refletores em comparação com (B), uma vez que o dado não apresenta *ground roll*, permitindo a identificação de estruturas geológicas que antes não eram visíveis.

Por fim, a Figura 54D ilustra o empilhamento do dado filtrado com o mesmo fluxo de filtragem aplicado em (B), porém com o silenciamento do *ground roll* realizado posteriormente. Ao comparar (C) com (D), percebe-se que (C) apresenta um resultado superior, com maior continuidade dos eventos sísmicos e um indicativo mais claro de um horizonte associado ao embasamento. Nos *gathers*, já se havia observado que o dado (D) apresenta *aliasing* espacial, o que pode estar afetando a continuidade dos eventos.

Entre os dois conjuntos de dados, a Linha 1 apresentou os melhores resultados. Embora os métodos de filtragem não tenham superado os resultados obtidos com o *ground roll* silenciado, no dado empilhado foi possível visualizar algumas estruturas geológicas, que se tornaram mais evidentes com essa abordagem. No entanto, silenciar o *ground roll* nem sempre é a melhor opção, pois se trata de um método agressivo. Dessa forma, é possível que melhores resultados sejam alcançados sem recorrer a esse procedimento, utilizando técnicas mais avançadas de atenuação ou até mesmo interpolação para reduzir o *aliasing* espacial.

Já na Linha 2, a atenuação do *ground roll* mostrou-se significativamente mais complexa, e mesmo com os esforços aplicados, não foi possível obter uma imagem adequada. Isso evidencia a importância da geologia da superfície próxima, pois, apesar do menor espaçamento entre receptores, que quase atende ao critério de amostragem, o desafio permaneceu maior. O *ground roll* representa um grande desafio para o processamento sísmico, e sua atenuação se tornaria ainda mais difícil nesse dado se fossem adquiridos com espaçamentos maiores entre os receptores.

5 Conclusão

Este trabalho proporcionou um entendimento mais detalhado da onda Rayleigh por meio da análise de dados sintéticos, sendo esta a principal componente das ondas de superfície associadas ao *ground roll*. A modelagem revelou que a velocidade de propagação da onda Rayleigh possui uma relação direta com a velocidade da onda cisalhante na camada mais próxima da superfície. Dessa forma, conclui-se que o *ground roll* pode fornecer informações valiosas sobre essa camada superficial.

Além disso, a modelagem com diferentes espaçamentos entre receptores possibilitou a avaliação do critério de amostragem espacial. Os resultados indicaram que estratégias e testes prévios são fundamentais para garantir uma amostragem adequada durante o levantamento sísmico, facilitando o processamento dos dados. Um espaçamento inadequado entre receptores pode gerar *aliasing* espacial severo, dificultando a atenuação de ruídos, como observado para a onda Rayleigh. Verificou-se que, à medida que o espaçamento entre receptores aumentava, o *aliasing* espacial se intensificava, reduzindo a eficácia dos métodos de filtragem utilizados. Essa observação confirma a conclusão de [Monk \(2020\)](#), de que o problema não é o *ground roll* em si, mas sim a forma como ele é amostrado em aquisição. No entanto, obedecer ao critério de amostragem espacial na prática é um desafio, pois um espaçamento reduzido pode aumentar significativamente os custos da aquisição e, em algumas situações, comprometer a investigação de alvos mais profundos. Portanto, uma estratégia bem planejada é essencial para obter um imageamento da subsuperfície mais próximo da realidade geológica.

Os dados sísmicos reais adquiridos na Bacia de Resende confirmaram as previsões teóricas, reforçadas pela simulação elástica, indicando que uma amostragem inadequada pode aumentar a complexidade do *ground roll*, tornando sua atenuação mais difícil com métodos convencionais. Quando a complexidade do *ground roll* é elevada, normalmente se faz necessário um fluxo de filtragem mais elaborado ou a aplicação de métodos mais sofisticados, como interpolação, para minimizar os efeitos do *aliasing* espacial.

Além disso, os resultados indicaram que o fluxo de filtragem aplicado à Linha 1 foi

mais eficiente do que aquele utilizado na Linha 2. Apesar do maior espaçamento entre receptores na Linha 1, a fonte sísmica foi acionada sobre asfalto, diferentemente da Linha 2, onde a aquisição ocorreu sobre uma estrada de terra. Isso resultou em uma maior velocidade de propagação da onda cisalhante na camada superficial da Linha 1, confirmada pelas características do *ground roll* do registro sísmico. Esse ocorrido reforça que o *ground roll* reflete as condições específicas de cada levantamento sísmico, pois está diretamente associado às características da zona rasa de baixa velocidade.

Por fim, verificou-se que a atenuação do *ground roll* traz benefícios significativos para o processamento sísmico. O *ground roll* prejudica muito a definição do *semblance* de velocidade, dificultando a obtenção de uma função confiável. Somente após sua atenuação foi possível interpretar uma função de velocidade. Observou-se também que os métodos de filtragem atuaram de forma mais eficiente quando o *ground roll* foi previamente silenciado, pois os dados sísmicos apresentavam bastante *aliasing* espacial. Em alguns casos, apesar de ser uma abordagem mais agressiva, o silenciamento do *ground roll* pode ser vantajoso, pois a perda de informações sísmicas pode ser insignificante, principalmente em dados sísmicos com alvo máximo raso. Esse comportamento foi evidente nos dois conjuntos de dados reais analisados: quando o *ground roll* foi silenciado, os métodos de filtragem se tornaram mais eficazes, o empilhamento melhorou e as perdas foram mínimas.

Durante o desenvolvimento deste trabalho, observou-se que a obtenção de uma boa amostragem espacial em levantamentos sísmicos pode ser extremamente custosa e, em alguns casos, inviável. Nesse contexto, a interpolação de traços sísmicos surge como uma alternativa promissora para trabalhos futuros, uma vez que o adensamento dos traços pode reduzir o *aliasing* espacial e, conseqüentemente, melhorar a eficácia dos métodos de filtragem aplicados para atenuar o *ground roll*. Além disso, técnicas mais sofisticadas, como *deep learning*, têm sido recentemente exploradas para a atenuação do *ground roll* (Li; Yang; Yong, 2018; Kaur; Fomel; Pham, 2019), representando outra linha de pesquisa que pode ser investigada. Outro tópico de interesse para estudos futuros é a análise da dispersão das ondas superficiais, que possui aplicações relevantes em projetos de engenharia geofísica (Park; Miller; Xia, 1996, 1998) e geotécnica (Stokoe *et al.*, 1994). Compreender melhor o comportamento dispersivo do *ground roll* pode possibilitar a utilização da velocidade de fase extraída da curva de dispersão em processos de inversão (Xia; Miller; Park, 1999), visando à geração de modelos preliminares de velocidade próximos à superfície.

Referências

- ANIWETALU, E. U.; ANAKWUBA, E. K. Quantitative characterisation of groundroll (rayleigh waves) in the western niger delta, nigeria. Scholars Research Library, 2015.
- ANSORGER, C.; LEUNG, P.; HUGHES, J.; MOUAKI, A.; CHARLES, S. *Using surface waves instead of abusing them for seismic data processing—A Canadian oil sands case history: GeoConvention 2016*. 2018.
- ASPENTECH. *Echos User Guide*. [S.l.], 2022. Disponível no software Echos, via menu de ajuda.
- CERJAN, C.; KOSLOFF, D.; KOSLOFF, R.; RESHEF, M. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 4, p. 705–708, 1985.
- CHAPMAN, C. *Fundamentals of seismic wave propagation*. [S.l.]: Cambridge university press, 2004.
- DEIDDA, G. P.; BALIA, R. An ultrashallow sh-wave seismic reflection experiment on a subsurface ground model. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 66, n. 4, p. 1097–1104, 2001.
- DONDURUR, D. *Acquisition and processing of marine seismic data*. [S.l.]: Elsevier, 2018.
- ESLICK, R.; TSOFILIAS, G.; STEEPLES, D. Field investigation of love waves in near-surface seismology. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 73, n. 3, p. G1–G6, 2008.
- FOTI, S.; LAI, C. G.; RIX, G. J.; STROBBIA, C. *Surface wave methods for near-surface site characterization*. [S.l.]: CRC press, 2014.
- HOLZMAN, M. Chebyshev optimized geophone arrays. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 28, n. 2, p. 145–155, 1963.
- HOSSEINI, S. A.; JAVAHERIAN, A.; HASSANI, H.; TORABI, S.; SADRI, M. Adaptive attenuation of aliased ground roll using the shearlet transform. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, v. 112, p. 190–205, 2015.
- HRON, F.; MIKHAILENKO, B. Numerical modeling of nongeometrical effects by the alekseev-mikhailenko method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, The Seismological Society of America, v. 71, n. 4, p. 1011–1029, 1981.
- IKELLE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2018.
- KAUR, H.; FOMEL, S.; PHAM, N. Ground roll attenuation using generative adversarial network. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. *81st EAGE Conference and Exhibition 2019*. [S.l.], 2019. v. 2019, n. 1, p. 1–5.

- KOLSKY, H. *Stress waves in solids*. [S.l.]: Courier Corporation, 1963. v. 1098.
- LAFEHR, T. R.; NABIGHIAN, M. N. *Fundamentals of gravity exploration*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2012.
- LE, L. T.; KREBES, E. Nongeometrical s^* arrival in a transversely isotropic solid. CREWES Research Report, 1993.
- LI, H.; YANG, W.; YONG, X. Deep learning for ground-roll noise attenuation. In: *SEG Technical program expanded abstracts 2018*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2018. p. 1981–1985.
- LIN, Z.; KUANG, Y.; LI, W.; ZHENG, Y. Research status and prospects of CO_2 geological sequestration technology from onshore to offshore: A review. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, p. 104928, 2024.
- LINER, C. L. *Elements of 3D seismology*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists, 2016.
- LIU, Z.; CHEN, Y.; MA, J. Ground roll attenuation by synchrosqueezed curvelet transform. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, v. 151, p. 246–262, 2018.
- LOVE, A. E. H. *Some Problems of Geodynamics: Being an Essay to which the Adams Prize in the University of Cambridge was Adjudged in 1911*. [S.l.]: University Press, 1911.
- MAYNE, W. H. Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 27, n. 6, p. 927–938, 1962.
- MELO, P. E.; PORSANI, M. J.; SILVA, M. G. Ground-roll attenuation using a 2d time-derivative filter. *Geophysical prospecting*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 57, n. 3, p. 343–353, 2009.
- MITTET, R. Free-surface boundary conditions for elastic staggered-grid modeling schemes. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 67, n. 5, p. 1616–1623, 2002.
- MONK, D. J. *Survey design and seismic acquisition for land, marine, and in-between in light of new technology and techniques*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2020.
- NOVOTNY, O. Seismic surface waves. *Bahia, Salvador: Instituto de Geociencias*, v. 61, 1999.
- PARK, C. B.; MILLER, R. D.; XIA, J. Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis (MASWV). In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1996. p. 68–71.
- PARK, C. B.; MILLER, R. D.; XIA, J. Ground roll as a tool to image near-surface anomaly. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1998*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1998. p. 874–877.

- RAYLEIGH, L. On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proceedings of the London mathematical Society*, Wiley Online Library, v. 1, n. 1, p. 4–11, 1885.
- SAATCILAR, R.; CANITEZ, N. A method of ground-roll elimination. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 53, n. 7, p. 894–902, 1988.
- SÁNCHEZ-GALVIS, I. J.; SERRANO, J.; SIERRA, D. A.; AGUDELO, W. Simulation of scattered seismic surface waves on mountainous onshore areas: Understanding the “ground roll energy cone”. *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 40, n. 8, p. 601–609, 2021.
- SCHOLTE, J. On rayleigh waves in visco-elastic media. *Physica*, Elsevier, v. 13, n. 4-5, p. 245–250, 1947.
- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge university press, 1995.
- SOCCO, L.; STROBBIA, C. Surface-wave method for near-surface characterization: A tutorial. *Near surface geophysics*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 2, n. 4, p. 165–185, 2004.
- STOKOE, K. H.; WRIGHT, S.; BAY, J.; ROESSET, J. Characterization of geotechnical sites by sasw method. In: *Geophysical characterization of sites*. [S.l.: s.n.], 1994. p. 15–25.
- STROBBIA, C. *Surface wave methods: acquisition, processing and inversion*. [S.l.: s.n.], 2003.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied geophysics*. [S.l.]: Cambridge university press, 1990.
- VIRIEUX, J. P-sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 51, n. 4, p. 889–901, 1986.
- WHITHAM, G. B. *Linear and nonlinear waves*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2011.
- XIA, J.; DAI, Y. An unsupervised learning method for suppressing ground roll in deep pre-stack seismic data based on wavelet prior information for deep learning in seismic data. *Applied Sciences*, MDPI, v. 14, n. 7, p. 2971, 2024.
- XIA, J.; MILLER, R. D.; PARK, C. B. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of rayleigh waves. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 64, n. 3, p. 691–700, 1999.
- YILMAZ, Ö. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2001.