



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFISICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Aplicação de interferometria sísmica passiva para extrair ondas p refletidas de alta resolução a partir de dados de fraturamento hidráulico.

Autor:

Joan Manuel Flores Lopez

Orientador:

PROF. DR. Aderson Farias do Nascimento (DGef/PPGG/UFRN)

Dissertação nº 287/PPGG

Novembro de 2023

Natal/RN, Brasil

Joan Manuel Flores Lopez

***Aplicação de interferometria sísmica passiva
para extrair ondas p refletidas de alta
resolução a partir de dados de fraturamento
hidráulico.***

Dissertação apresentada em 10 de novembro de 2023 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, Área de Concentração Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. Aderson Farias do Nascimento
Presidente e orientador (PPGG-UFRN)

PROF. DR. Dr. Walter Eugênio De Medeiros
Membro interno (PPGG-UFRN)

PROF. DR. Susanne Maciel
Membro externo (Universidade de Brasília)

Resumo

Flores L., J. **Aplicação da Interferometria de Ruído Sistemico para extrair ondas P refletidas de alta resolução usando dados de Fraturamento Hidráulico**. 2023. 55p. Dissertação de Mestrado em Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN, 2023.

Resumo

Este estudo utiliza a interferometria sísmica passiva, com foco específico no cálculo da função de autocorrelação, para extrair reflexões de onda P centradas em cada receptor. O empilhamento dessas reflexões permite a construção de seções sísmicas com deslocamento zero. Normalmente, essa técnica usa dados baseados em ruído ambiente ou terremotos. No entanto, este estudo usou medições feitas durante o processo de fraturamento hidráulico nas proximidades da bacia Potiguar, localizada no nordeste do Brasil. Embora essa aquisição não tenha sido projetada para um experimento de interferometria sísmica passiva, seu design e localização em relação ao ponto de fraturamento foram usados para avaliar a capacidade de construir imagens sísmicas a partir do ruído ambiente induzido. Essa geometria é composta de três linhas principais com três ângulos de azimute diferentes, que se cruzam precisamente no ponto de fratura localizado a uma profundidade superior a 400 m. Para extrair o melhor componente de onda do corpo da função de Green, aplicamos uma nova variação ao fluxo de processamento comumente usado. Isso inclui o filtro de suavização Gaussiano, que produz um espectro de amplitude suavizado. Esse espectro ainda pode ser afetado por eventos pontuais de alta energia que precisam ser tratados posteriormente, para os quais o processo de clareamento é considerado usando a divisão entre o espectro natural dos dados e o espectro suavizado. Depois de aplicar a transformada inversa de Fourier a cada traço obtido para cada estação, eles são complementados para formar as seções sísmicas resultantes, que são comparadas com as linhas sísmicas de fonte ativa adquiridas perto da área de estudo e interpretadas com as informações geológicas disponíveis. As imagens sísmicas foram construídas em 2D e projetadas em 3D, aproveitando a geometria peculiar disposta para monitorar o processo de fraturamento hidráulico. Isso nos permitiu analisar a consistência entre cada uma das linhas adquiridas, considerando também o ponto de interseção entre elas. Nesse contexto, podemos definir um resultado de seções sísmicas que apresentam refletores com alta resolução, continuidade e uma reprodução satisfatória dos limites das diferentes formações geológicas típicas da bacia potiguar, como a formação Jandaira, Açu e o embasamento. Nosso trabalho demonstra o potencial da interferometria sísmica passiva para gerar imagens sísmicas de alta resolução com processos eficientes, considerando um nível baixo de investimento, um impacto ambiental muito baixo e resultados de alta qualidade.

Palavras-chave: Interferometria sísmica passiva; Funções de autocorrelação,

Abstract

Flores Lopez, J.M. **Applying Seismic Noise Interferometry to extract high-resolution P-wave reflectivity from hydraulic fracturing data**. 2023. 55p. Master's Dissertation in Geophysics - Federal University of Rio Grande do Norte, Natal-RN, 2023.

Abstract

This study utilizes passive seismic interferometry, focused explicitly on calculating the auto-correlation function, on extracting reflections of P-waves centered on each receiver. Stacking these reflections allows for the construction of seismic sections at zero offsets. Typically, this technique uses data based on environmental noise or earthquakes. However, in this study, measurements taken during the hydraulic fracturing process in the vicinity of the Potiguar basin located in northeastern Brazil were used. Although this acquisition was not intended for a passive seismic interferometry experiment, an advantage was taken of its design and location concerning the fracturing point to evaluate the ability to construct seismic images from induced ambient noise. This geometry is composed of three main lines with three different azimuth angles, which intersect precisely at the point of fracturing located at a depth greater than 400 meters. To extract the best body wave component from Green's function, we apply a novel variation to the commonly used processing flow. This includes the Gaussian smoothing filter, which allows a smoothed amplitude spectrum to be obtained. This spectrum may still be affected by high-energy point events that need to be further treated, for which the whitening process is considered using the division between the natural spectrum of the data versus the smoothed spectrum. After applying the inverse Fourier transform to each trace obtained for each station, they are complemented to form the resulting seismic sections, which are compared to active source seismic lines acquired close to the study area and interpreted with available geological information. Seismic images were built in 2D and projected in 3D, taking advantage of the peculiar geometry arranged for monitoring the hydraulic fracturing process. This allowed analyzing the consistency between each of the acquired lines, also considering the point of intersection between them. Within this context, we can define a result of seismic sections that have well-defined reflectors of high resolution, continuity, and a satisfactory reproduction of the limits of the different geological formations typical of the Potiguar basin, such as the Jandaira, Açú formation, and the basement top. Our work demonstrates the potential of passive seismic interferometry to generate high-resolution seismic images with highly efficient processes, considering the low relative investment level, very low environmental impact, and high-quality results.

Keywords: Passive Seismic Interferometry; Auto-Correlation Functions; Sísmica passiva de alta resolução.

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Lopez, Joan Manuel Flores.

Aplicação de interferometria sísmica passiva para extrair ondas p refletidas de alta resolução a partir de dados de fraturamento hidráulico / Joan Manuel Flores Lopez. - 2023. 55f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, RN, 2023.

Orientação: Dr. Aderson Farias do Nascimento.

1. Geofísica - Dissertação. 2. Interferometria sísmica passiva - Dissertação. 3. Funções de autocorrelação - Dissertação. 4. Cross-correlação - Dissertação. I. Nascimento, Aderson Farias do. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.3(043.3)

Elaborado por Joseneide Ferreira Dantas - CRB-15/324

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus por sua constante ajuda nos momentos mais difíceis. Obrigado.

Aos meus pais, agradeço infinitamente.

A Bianquita, sem você nada disso teria sido possível, você sempre esteve lá me apoiando, obrigado!

Um agradecimento especial ao professor Dr. Aderson Nascimento. Desde o primeiro momento, ele foi um apoio extraordinário, um guia essencial ao discernir qual é o caminho a seguir. Obrigado, professor.

Ao sistema CAPES, por me ter dado a oportunidade de receber financiamento oportuno para a realização deste mestrado.

Aos professores do programa PPGG, pela valiosa contribuição e dedicação.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	7
1.1	Revisión Bibliográfica	8
1.2	Objetivos	9
1.3	Metodologia	10
2	ASPECTOS TEÓRICOS	12
2.1	Interferometria sísmica	12
2.1.1	Correlação cruzada	15
2.1.2	Empilhamento	16
2.1.3	Suavização Gaussiana (Smoothing Gaussian)	17
2.2	Dispersão de ondas superficiais	18
2.2.1	Análise de dispersão	18
2.2.2	Fase Velocidade e Velocidade do Grupo	20
2.2.3	Determinação e inversão de parâmetros	20
3	MANUSCRITO SUBMETIDO:	
	<i>APPLICATION OF SEISMIC NOISE INTERFEROMETRY TO EXTRACT HIGH-RESOLUTION P-WAVE REFLECTI- VITY FROM HYDRAULIC FRACTURING</i>	24
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
	REFERÊNCIAS	52

1 Introdução

Durante as últimas duas décadas a interferometria sísmica se estabeleceu como um método de aplicação em várias áreas da geofísica. Este método prevê que, a partir da correlação cruzada entre a resposta de transmissão de duas estações, um sinal pode ser recuperado em uma das estações como se a outra se comportasse como uma fonte, isto é chamado de função aproximada do Green (*Campillo e Paul (2003)*). Além disso, no caso específico de correlacionar um sinal com ele mesmo, provou ser uma maneira de extrair o campo de ondas refletido de um meio específico (*Claerbout (1968)*). Entretanto, essas ideias podem ser extrapoladas para o uso de um meio difuso, como o ruído sísmico, de certas características e condições, para extrair ondas superficiais y refletidas sem a necessidade de fontes sísmicas físicas. Isto constitui o núcleo da definição de sísmica interferométrica passiva.

O uso de fontes sísmicas ativas, em geral, permite maior resolução e controle de energia em termos de disponibilidade de uso, porém, elas têm uma relação custo-benefício em aspectos econômicos e ambientais, o que em muitos casos é severamente questionável. Foi demonstrado que a sísmica interferométrica passiva pode gerar resultados confiáveis a baixo custo e com baixo impacto ambiental (*Ikeda T. and Tsuji et al. (2022)*, *Heath, Hooft e Toomey (2018)*).

Esta metodologia tem sido amplamente aplicada em sismologia, onde o ruído ambiente tem sido utilizado para extrair informações valiosas no estudo da crosta terrestre em escala global (*Becker e Knapmeyer-Endrun (2018)*, *Bensen et al. (2007)*, *Oren e Nowack (2017)*). Entretanto, nos últimos anos sua aplicação em escalas menores tem aumentado, particularmente em escalas locais onde as propriedades das ondas de superfície podem ser efetivamente utilizadas para obter modelos de velocidade ou mesmo para tomografia de ondas S (*Cheng et al. (2015)*, *Afonin, Kozlovskaya e Canale (2022)*, *Silva, Nascimento e Lemus (2021)*). Da mesma forma, o número de trabalhos que utilizam a autocorrelação para a construção de seções sísmicas de ondas refletidas aumentou recentemente com resultados relevantes e excelentes níveis de resolução.

Neste contexto, o uso de sísmica interferométrica passiva na exploração geofísica e outras áreas, tais como aplicações de engenharia, poderia permitir obter resultados precisos a um custo de implementação relativamente baixo (*Afonin et al. (2021)*, *Ridder e Biondi (2013)*, *Becker e Knapmeyer-Endrun (2018)*). Portanto, O uso dos recursos da interferometria sísmica passiva para a construção de imagens sísmicas interpretáveis e de alta resolução da subsuperfície representa o principal objetivo do presente trabalho.

1.1 Revisión Bibliográfica

Como obter a dispersão das ondas de superfície a partir da correlação cruzada de um círculo de estações foi feito em 1957 por AKI (Aki, 1957). Posteriormente em 1968, Claerbout (*Claerbout (1968)*) estabeleceu o primeiro passo como parte de um longo caminho de desenvolvimentos matemáticos e físicos, que consistia em demonstrar que era possível reconstruir o campo de ondas a partir da autocorrelação das ondas transmitidas em um meio de camadas planas. Esta conjectura foi usada por *Cole (1995)* para dados sísmicos e *Rickett e Claerbout (1999)* para dados helioseísmicos.

Em 2000, com base na teoria da fase estacionária, foi demonstrado que era possível empilhar os resultados de cada uma das correlações, o que permitiu a construção de uma imagem sísmica após a migração (*Schuster e Rickett (2004)*). Em 2004, o termo Interferometria Sísmica (IS) foi cunhado para este processo (*Schuster et al. (2004)*), e mais tarde, entre 2004 e 2006, foi construído um desenvolvimento matemático que suporta esta teoria em termos de representação, convolução e teoremas de correlação cruzada. (*Wapenaar (2004)*, *Wapenaar e Fokkema (2006)*)

Esta teoria e a técnica de correlação cruzada resultante têm sido amplamente aplicadas em sismologia na escala da crosta (*Campillo e Paul (2003)*, *Shapiro e Campillo (2004)*). De acordo com o sucesso alcançado nesta área, ele incentivou a pesquisa na escala da exploração geofísica (*Draganov (2007)*, *Draganov et al. (2009)*, *Ruigrok e Wapenaar (2012)*). Enquanto com relação às ondas de superfície em escala de exploração, em 2006 *Stewart (2006)* conseguiu recuperar as ondas Scholte dos dados OBC (Ocean-Bottom Cable).

Da mesma forma, novos caminhos foram gerados dentro do IS, em seu início a correlação cruzada entre fonte-receptor, ou receptor-receptor, permitiu obter uma estimativa real da função do Green, um processo que é determinado por uma série de condições necessárias para o cumprimento necessário, porém, em 2011 foi proposta a deconvolução multidimensional (MDD), que se baseia no teorema da convolução (*Wapenaar, Neut e Ruigrok (2008)*). Entre vários aspectos, podemos mencionar que a aplicação do MDD permite obter estimativas muito mais precisas da função do Green e com condições menos restritivas em termos de considerações do meio ambiente em estudo. Também mais recentemente, em 2017, ela propõe basear a interferometria na função de correlação, sem a necessidade de estimativa da função Green (*Nakata, Gualtieri e Fichtner (2018)*). Ambos os métodos são computacionalmente mais caros e, em particular, o método Fichtner proposto é mais complexo do ponto de vista matemático.

Com relação ao desenvolvimento do SI por meio da determinação de funções de autocorrelação, as imagens sísmicas em uma ampla gama de escalas de trabalho e as conquistas recentes em termos de seções sísmicas de alta resolução são notáveis. O trabalho para determinar as estruturas da crosta e a refletividade da descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados de terremotos e ruído ambiental (*Oren e Nowack (2017)*, *Castro-Artola et al. (2022)*). Além disso, eles destacam as inúmeras aplicações em escala exploratória em que o uso de ruído ambiental permitiu a exploração das características geológicas de bacias sedimentares, a exploração de sistemas geotérmicos (Heath et al., 2018)

Com relação à recuperação de ondas de superfície em escala local, podemos destacar trabalhos recentes sobre aplicações no mapeamento de áreas exploratórias importantes na mineração (*Afonin et al. (2021)* *Afonin, Kozlovskaya e Canale (2022)*), também com aplicações na indústria de petróleo e gás, geralmente como complemento de sísmica ativa (Chmirl, 2019). Também, em aplicações geotécnicas integrando-se com métodos de superfície como o MASW (*Olafsdottir, Erlingsson e Bessason (2017)*).

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é a geração de imagens sísmicas de onda P refletida de alta resolução, utilizando a metodologia de interferometria sísmica passiva para determinar as funções de autocorrelação em cada um dos receptores disponíveis na geometria de aquisição. A partir desses resultados, construir seções sísmicas interpretáveis que permitam a reprodução das principais características litológicas da Bacia Potiguar. Como objetivo secundário, propõe-se o cálculo de correlações cruzadas, considerando o maior deslocamento possível entre a fonte virtual e o receptor, a fim de determinar a velocidade da onda de corte dos estratos mais rasos da área de estudo na bacia Potiguar. Os objetivos específicos do estudo podem ser definidos da seguinte forma:

- Determine as funções de autocorrelação usando interferometria sísmica passiva em cada um dos receptores na geometria de aquisição.
- Gere seções sísmicas a partir das funções de autocorrelação, segmentadas de acordo com os intervalos de frequência com a melhor resposta de resolução.
- Determinar o algoritmo de empilhamento que representa a melhor resposta em termos de relação sinal/ruído.
- Estimar a função do Green a partir de correlações cruzadas dos registros registrados em cada estação, com um alto grau de confiabilidade e relação sinal/ruído.

1.3 Metodologia

Para atingir os objetivos propostos acima, foi utilizada uma metodologia específica para garantir os melhores resultados possíveis. Essa metodologia é baseada na interferometria sísmica passiva, considerando a execução de correlações cruzadas e autocorrelações entre cada um dos sinais registrados nos respectivos receptores. As etapas específicas são mostradas a seguir:

Para o cálculo de autocorrelações e imagens sísmicas:

1. Avalie o conteúdo de frequência em cada uma das séries temporais registradas em cada um dos receptores. Isso permite determinar a faixa de frequência ideal para definir os filtros passa-banda aplicados durante o processamento.
2. Determine o intervalo de tempo mínimo necessário para a extração de ondas P refletidas ou ondas de superfície.
3. Inicie o pré-processamento da série temporal selecionada aplicando os algoritmos de remoção de detrend e taper, a fim de preparar os dados para a aplicação da transformada de Fourier.
4. Aplicação do algoritmo Gaussian Smoothing à série original; o resultado é subtraído da série original para executar o algoritmo Spectral Whitenning.
5. Antes do cálculo das autocorrelações, é necessário aplicar o filtro passa-banda, usando a faixa de frequência determinada anteriormente.
6. De acordo com as características da fonte usada, é necessário determinar qual combinação de cálculo entre os algoritmos de autocorrelação e empilhamento permite obter a melhor relação sinal-ruído. Essa é uma parte fundamental do controle de qualidade para a aplicação da interferometria sísmica passiva.
7. Cálculo das autocorrelações e empilhamento correspondente, usando os algoritmos clássicos de correlação cruzada e cálculo de Phase Weight Stack respectivamente.
8. Construção das imagens sísmicas correspondentes.

Para o cálculo de correlações cruzadas e modelos de velocidade:

1. Como no item anterior, são necessárias a análise de frequência, a definição do intervalo de tempo útil e o pré-processamento da série temporal em termos da aplicação do algoritmo de detrend e taper.

2. Normalização da série temporal em termos de amplitude por normalização de 1 bit.
3. Aplicação do algoritmo de clareamento aos resultados do item anterior.
4. Determinação das sequências que identificam as fontes virtuais, de acordo com o deslocamento necessário para o aplicativo de destino. Em nosso caso, foram aplicados os deslocamentos máximos possíveis para obter a maior profundidade de investigação..
5. Cálculo de correlações cruzadas e empilhamento correspondente, usando os algoritmos clássicos de correlação cruzada e Phase Weight Stack respectivamente.
6. Construção dos sismogramas correspondentes e cálculo das curvas de dispersão.
7. Inversão de curvas de dispersão e geração de modelos de velocidade.

2 Aspectos Teóricos

2.1 Interferometria sísmica

A interferometria sísmica é uma ferramenta para obter a função do Green entre dois receptores. Isto pode ser alcançado por meio de várias técnicas, incluindo correlação cruzada, coerência, correlação cruzada ou deconvolução multidimensional. Dentre todas as abordagens existentes, serão desenvolvidos os aspectos teóricos correspondentes à correlação cruzada (*Wapenaar et al. (2010)*).

No contexto de sinais de ruído ambiente, estão disponíveis gravações contínuas e simultâneas, a estimativa da função do Green em termos matemáticos é expressa como:

$$\begin{aligned} \langle r(x_b, t) * r(x_a, -t) \rangle &\approx S(t) * \oint_{\partial V} G(x_b, x_s, t) * G(x_a, x_s, -t) \\ &\approx S(t) [G(x_b, x_a, t) + G(x_b, x_a, -t)] \end{aligned} \quad (2.1)$$

Onde x_b e x_a são a localização dos receptores, enquanto x_s é a localização das fontes de ruído que circundam os receptores. $\langle \rangle$ representa a média do conjunto sobre todas as fontes impulsivas circundantes x_s . Os termos $r(x_b, t)$ e $r(x_a, -t)$ representam o registro de ruído no receptor r_b e o registro de ruído de tempo revertido no receptor r_a . As funções do Green respectivo são ilustradas como $G(x_b, x_s, t)$ e $G(x_a, x_s, -t)$, onde o primeiro termo reflete a posição do receptor, enquanto o segundo termo é a posição da fonte invertida; o tempo, que é o terceiro termo, é expresso de acordo com sua direção. Finalmente, ∂V é o volume de integração fechado, contendo os dois receptores e cada uma das fontes de ruído, enquanto $S(t)$ é a autocorrelação da função da fonte.

A equação 2.1 representa a correlação cruzada entre o registro de transmissão no receptor r_b , que representa a expressão de uma fonte virtual localizada no receptor r_a . Sob condições adequadas de distribuição da fonte no tempo e no espaço, pode-se obter uma função de Green que é simétrica no tempo, entre a parte causal e a acausal, como ilustrado na figura 1.

Em geral podemos definir estas condições em dois requisitos, o primeiro deles refere-se à necessidade de ter uma iluminação uniforme pelas fontes de ruído em cada um dos receptores (Lobkis e Weaver, 2001), regularmente esta condição não é satisfeita, no

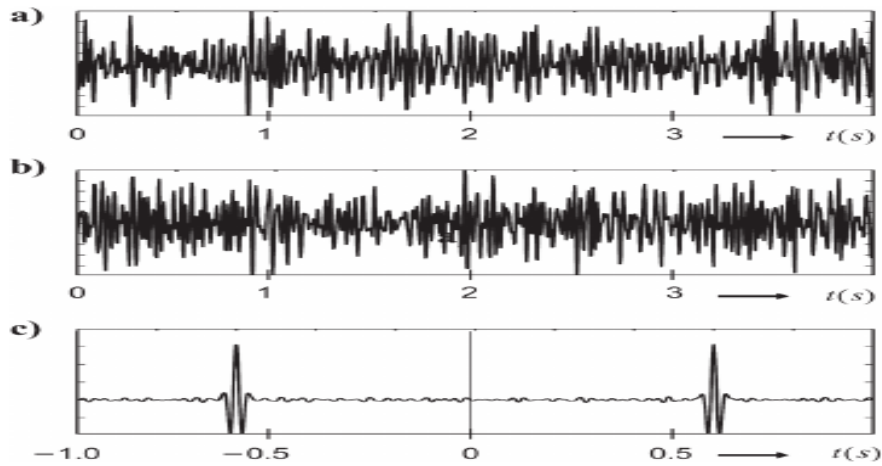


Figura 1 – Ilustração de uma função de Green simétrica ao tempo.

entanto, existem certos métodos que permitem obter resultados aceitáveis para estimar a função do Green. A outra exigência da condição, que geralmente é satisfeita, é que as fontes de ruído não estejam relacionadas no tempo (*Wapenaar e Fokkema (2006)*). Isto permite substituir a média das correlações cruzadas das fontes de ruído individuais por uma única correlação cruzada durante um período de tempo mais longo, onde se tem fontes em todas as direções. Esta condição é muito importante na prática porque permite utilizar as fontes de ruído longas e contínuas e não cada fonte separadamente.

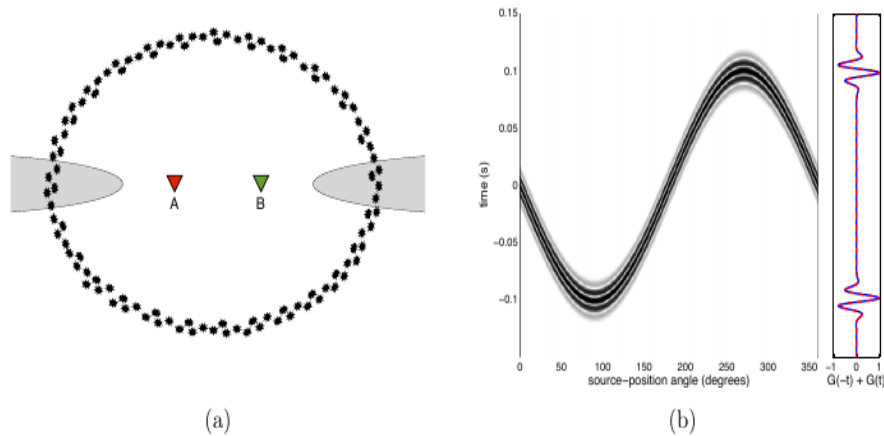


Figura 2 – Distribuição uniforme da fonte, que é equivalente a uma função de Green recuperada simetricamente.

Para ilustrar os conceitos acima, dois receptores que estão localizados dentro de uma distribuição aleatória, regular e uniforme de fontes são mostrados na figura 2. Isto satisfaz a condição de ter uma iluminação uniforme constante no espaço e no tempo, o que permite obter uma EFG (Estimativa da função do Green) simétrica, como mostrado na parte b da figura 2, onde o sinal azul representa a função do Green calculado, enquanto o vermelho é o que se recupera no processo de correlação cruzada. Um aspecto relevante são as fontes localizadas dentro das áreas cinzas da figura, que são chamadas de zonas

de fase estacionária (*Snieder (2004)*) e são responsáveis pela maior contribuição para a configuração final do EFG.

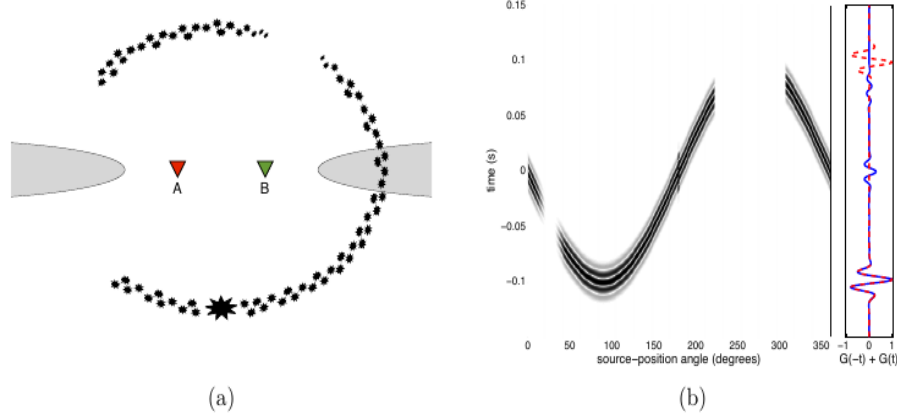


Figura 3 – Distribuição não uniforme de fontes e seu efeito sobre a função de Green recuperada.

Para avaliar os efeitos gerados pela distribuição não uniforme das fontes e a contribuição da zona de fase estacionária, consideremos o caso mostrado na figura 3. Observa-se na parte a) da figura que existem várias lacunas dentro da área das fontes, incluindo uma correspondente à zona de fase estacionária, entretanto, observa-se como uma parte da função do Green ainda é recuperada, neste caso correspondente à parte acausal, artefatos também são observados na parte central do registro, pois a interferência destrutiva não ocorre em uma parte do correlograma como mostrado na seção b da figura. É notável a importância da contribuição das fontes na zona de fase estacionária, para um resultado simétrico e correto da correlação, no entanto, a recuperação de um sinal simétrico não é por si só uma condição para validar o EFG recuperado.

Basicamente, é possível recuperar um sinal simétrico que não corresponde a um resultado correto. Na figura 4, o caso é representado onde você pode ter tempos de viagem que correspondem a um sinal que é recuperado da correlação cruzada, mas que está fora de fase porque não está dentro da zona de fase estacionária.

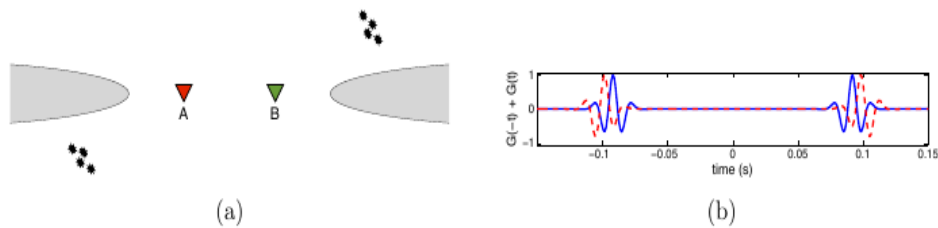


Figura 4 – Ilustração do sinal recuperado fora da fase estacionária. Resultado simétrico, mas não correto.

2.1.1 Correlação cruzada

A recuperação da função do Green pode ter dificuldades inerentes devido à natureza transitória do ruído sísmico, razão pela qual sua recuperação pode não ser simples, razão pela qual o pré e pós-processamento dos dados é importante. Embora não haja um fluxo padrão de processamento aplicado em interferometria sísmica passiva, algumas etapas podem ser consideradas relativamente comuns na comunidade científica (*Ridder e Biondi (2013)*).

Para calcular a correlação cruzada, duas metodologias são consideradas, definidas como correlação clássica e correlação em fase (*Schimmel e Paulssen (1997)*) e o caso particular da correlação do mesmo sinal, definindo-se como autocorrelação. Todas as representações têm sido amplamente utilizadas em diferentes escalas e metodologias, com resultados altamente dependentes da natureza do ruído (*Petkaew (2021)*, *Mordret et al. (2013)*, *Clayton (2020)*). Com relação à correlação entre fases, esta metodologia está centrada no conceito de fase instantânea, permitindo basicamente estabelecer uma resposta em termos de interferência de fase destrutiva ou construtiva entre dois traços sísmicos. Isto é possível porque uma função analítica é construída, que é representada como a soma da série temporal medida e sua transformação Hilbert, expressa como $S(t) = s(t) + iH[s(t)]$, porque a função analítica está no domínio complexo é possível utilizar a fase instantânea para construir uma função que pode ser maximizada em termos de sua interferência construtiva ou destrutiva. Em geral, a correlação cruzada de fases não é sensível a mudanças de amplitude e requer relativamente pouco pré-processamento dos dados (*Schimmel e Gallart (2011)*).

As definições matemáticas de cada uma das metodologias acima são:

1. Correlação cruzada clássica

$$CCGN(t) = \frac{\sum_{\tau_0}^{\tau_0+T} U_1(t + \tau) U_2(\tau)}{\sqrt{\sum_{\tau_0}^{\tau_0+T} U_1(t + \tau) \sum_{\tau_0}^{\tau_0+T} U_2(\tau)^2}} \quad (2.2)$$

Onde U_1 y U_2 representam as duas séries temporais, enquanto t representa o intervalo de tempo e τ a duração da janela de correlação. Por outro lado, o denominador é um meio geométrico da energia dentro da janela de tempo de t . No caso específico de $U_1 = U_2$ obtém-se a expressão para o cálculo da autocorrelação.

2. Correlação cruzada em fase (*Gallart (2007)*)

$$C_{pcc}(t) = \frac{1}{2T} \sum_{\tau_0}^{\tau_0+T} \left\{ \left| e^{i\Phi(t+\tau)} + e^{i\Psi(\tau)} \right| \right\} - \left\{ \left| e^{i\Phi(t+\tau)} - e^{i\Psi(\tau)} \right| \right\} \quad (2.3)$$

Da mesma forma, t representa o intervalo de tempo e τ a duração da janela de correlação, enquanto $\Phi(t + \tau)$ e $\Psi(\tau)$, representam as fases instantâneas da série temporal U_1 e U_2 .

A recuperação de uma estimativa confiável da função do Green com um nível aceitável de relação sinal/ruído é de vital importância nos resultados deste estudo e dependerá do sucesso e da extração positiva das curvas de dispersão e imageamento sísmico, o que é fundamental para atingir modelos altamente precisos.

2.1.2 Empilhamento

Teoricamente falando, a função recuperada da correlação cruzada é simétrica, é parcialmente causal e acausal, isto é uma consequência do cancelamento de ruídos incoerentes com direções opostas, quando uma distribuição uniforme das fontes de ruído ambiente é satisfeita. Entretanto, isto geralmente não é verdade na realidade, onde em vez disso se tem uma direção preferencial, com um azimute particular de onde é feita a maior contribuição sonora (*Schimmel e Gallart (2011)*). Portanto, para melhorar a relação do sinal recuperado, considera-se a aplicação do empilhamento de traços, o que permite melhorar a coerência aparente e a relação sinal/ruído da função do Green recuperada.

O método mais utilizado é o empilhamento linear, que consiste em obter uma média da soma dos traços, a fim de obter uma melhor condição de relação sinal/ruído. A expressão matemática deste método pode ser representada pela seguinte equação 2.4

$$g(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (S_j(t)) \quad (2.4)$$

O empilhamento linear é amplamente utilizado, pois permite uma redução considerável da energia sonora aleatória incoerente e da coerência do sinal, entretanto, seu uso não garante a redução do ruído com fases características e de alta amplitude que podem aparecer em correlações cruzadas (*Schimmel e Paulssen (1997)*). É por isso que existem outros métodos de empilhamento não-linear, como o método PWS. (Phase Weight

Stacking) ou sua variação tf-PWS (Time-frequency Phase Weight Stacking). No caso da PWD, como discutido na seção anterior, o método é projetado para determinar uma coerência de amplitude imparcial baseada na medição de fase instantânea e a utiliza para pesar as amostras individuais. A representação matemática no domínio da frequência de tempo é mostrada pela equação 2.6.

$$C_{ps}(\tau, f) = \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N \frac{S(\tau, f) e^{i2\pi f \tau}}{|S(\tau, f)|} \right|^\nu \quad (2.5)$$

$$S_{pws}(\tau, f) = C_{ps}(\tau, f)^\nu S_{ls}(\tau, f) \quad (2.6)$$

A transformação do domínio do tempo (PWS) para o domínio da frequência do tempo é realizada através da aplicação do S-transform e seu inverso para retornar ao domínio do tempo, respectivamente.

2.1.3 Suavização Gaussiana (Smoothing Gaussian)

O operador de suavização gaussiana é um operador de convolução 2-D usado para remover detalhes indesejados. Ele é semelhante ao filtro de média, mas usa um núcleo diferente que representa uma proeminência gaussiana em forma de sino. Esse núcleo tem propriedades específicas e uma análise dos principais aspectos matemáticos desse operador é apresentada a seguir:

A forma da distribuição gaussiana em 1 dimensão tem a seguinte forma:

$$G(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right) \quad (2.7)$$

Considerando que o sigma (σ) representa o desvio standard e, para simplificar, podemos considerar a média da distribuição igual a zero, a forma da distribuição é mostrada na figura 5.

O conceito de suavização gaussiana envolve o uso de uma distribuição 2D como uma função de "espalhamento" de pontos por meio de convolução. Como as imagens são armazenadas como pixels discretos, precisamos aproximar discretamente a função

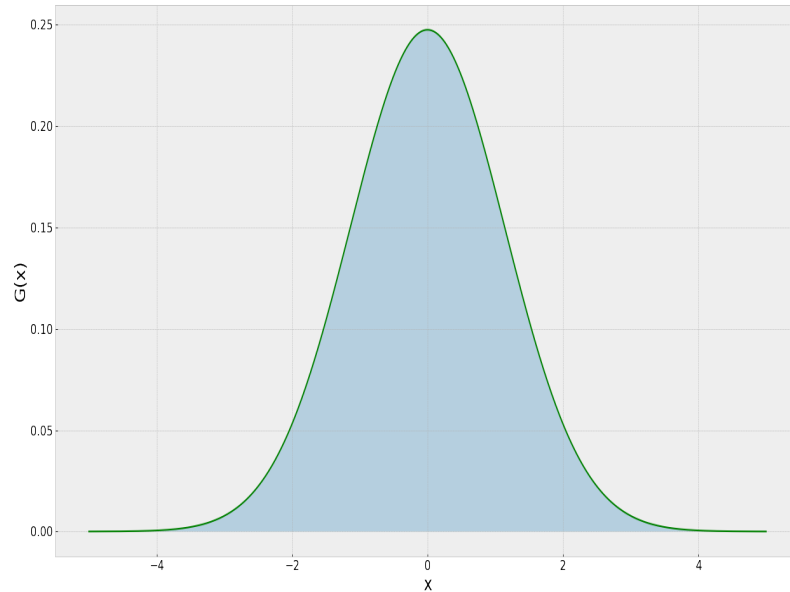


Figura 5 – Representação gráfica da distribuição Gaussiana 1D.

Gaussiana antes da convolução. Em teoria, a distribuição gaussiana tem valores diferentes de zero em todos os lugares, o que exigiria um kernel de convolução infinitamente grande. No entanto, na prática, os valores efetivamente se tornam zero além de cerca de três desvios padrão da média. Portanto, podemos truncar o núcleo nesse ponto.

2.2 Dispersão de ondas superficiais

2.2.1 Análise de dispersão

Uma das principais características das ondas de superfície é a dispersão geométrica observada na propagação entre dois ou mais receptores. Esta dispersão se refere à diferença de velocidade que existe entre os vários modos de propagação de acordo com cada uma das respectivas frequências (*Foti et al. (2015)*). Estas informações são geralmente apresentadas como curvas de dispersão que apresentam a variação da velocidade da fase ou do grupo em relação à frequência ou comprimento de onda. Dentro das ondas de superfície, as ondas Rayleigh são normalmente usadas para a caracterização de subsuperfície em escalas locais ou regionais, e a velocidade de fase é usada principalmente nesta escala de trabalho (*Foti et al. (2015)*).

Existem várias metodologias para estimar curvas de dispersão, como por exemplo, a transformação do número de ondas em frequência ($f - k$), também a transformação de

velocidade-frequência ($p - \omega$) e o método de mudança de fase, que é comumente usado no método MASW (*Park, Miller e Xia (1999)*). Este método particular é baseado na idéia de ter um pequeno número de estações receptoras com distâncias relativamente pequenas entre elas.

Um estudo comparando a eficácia destas metodologias foi realizado em 2005 (*Moro et al. (2005)*), onde foram determinadas as curvas de dispersão para a onda Rayleigh em aplicações rasas com camadas de sedimentos não consolidadas. A conclusão deste trabalho foi que os resultados foram mais robustos ao aplicar o método de deslocamento de fase. Este método foi projetado em primeira instância para gravações de fontes ativas, onde se conhece a distância e azimuth da fonte, em relação aos receptores, mas dado o uso da interferometria sísmica passiva, é possível usar esta metodologia para fontes de ruído ambiente.

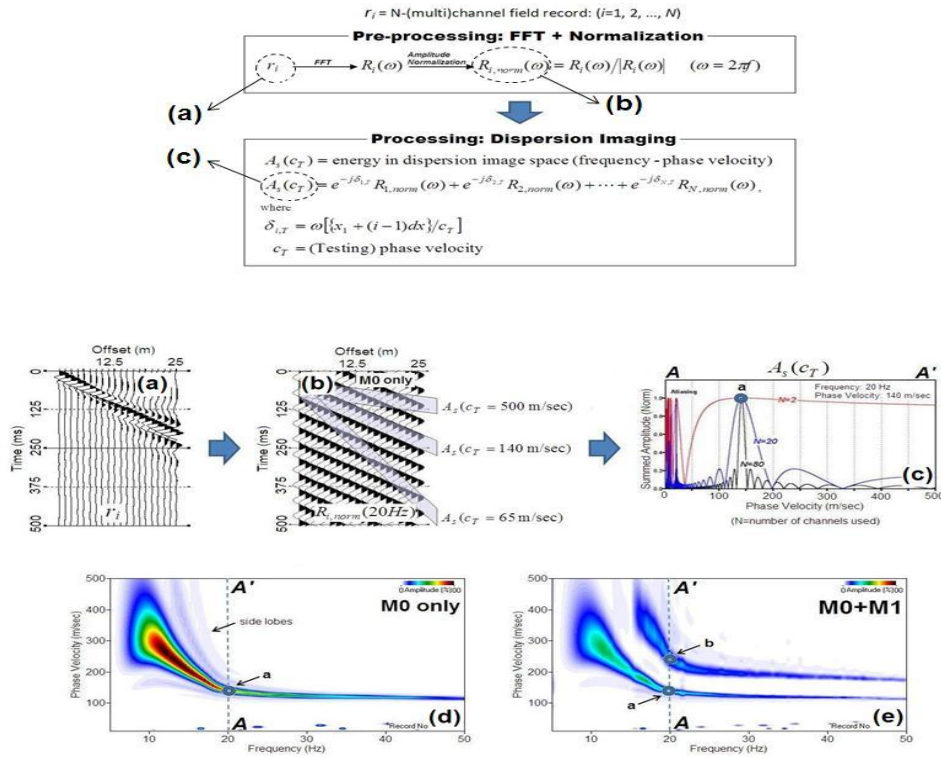


Figura 6

O método de deslocamento de fase é composto essencialmente de duas etapas determinísticas, onde primeiro é aplicada uma rápida transformação de Fourier ao crosscorrelograma, que permitirá a obtenção dos componentes de frequência individuais e, segundo, para uma gama de velocidades de fase de teste, é determinada a energia acumulada dos vários deslocamentos de fase, finalmente esta operação é repetida para cada componente de frequência. Toda a energia somada mostrará um padrão de energia, que é representado pela curva de dispersão. Se o registro do campo de entrada contiver dispersão multimodal, esse

comportamento aparecerá como múltiplas acumulações de energia para uma determinada frequência (*Park, Miller e Xia (1999)*). Este procedimento é visualizado em figura 6.

2.2.2 Fase Velocidade e Velocidade do Grupo

As ondas dispersivas são caracterizadas por dois tipos de velocidades, a velocidade de fase e a velocidade de grupo. A velocidade na qual uma determinada fase se propaga dentro da onda é definida como a velocidade da fase, por outro lado, a velocidade na qual um pacote ou grupo específico de ondas viaja é a velocidade do grupo, na figura 7 ambos os conceitos são ilustrados. As respectivas expressões matemáticas são mostradas em equações 2.8 e 2.9.

$$V_{phase} = \frac{\omega}{k} \quad (2.8)$$

$$V_{grupo} = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (2.9)$$

A relação entre as velocidades de fase e as velocidades de grupo é dada por:

$$V_{grupo} = V_{phase} + k \frac{dV_{phase}}{dk} = V_{phase} \left[1 - k \frac{dV_{phase}}{d\omega} \right]^{-1} \quad (2.10)$$

Está claro a partir da equação 2.10 quando temos um material não dispersivo, a velocidade da fase e da onda de grupo têm o mesmo valor. Também pode ser observado que a velocidade do grupo é inferior à velocidade de fase quando temos um meio normalmente dispersivo, ou seja, a velocidade de fase diminui com o aumento da frequência.

2.2.3 Determinação e inversão de parâmetros

Um modelo de velocidade de onda S 1D é obtido invertendo cada uma das curvas de dispersão. Esta inversão pode ser gerada a partir de algoritmos de busca locais, bem como de algoritmos de otimização global. Em geral, a estratégia mais utilizada para a

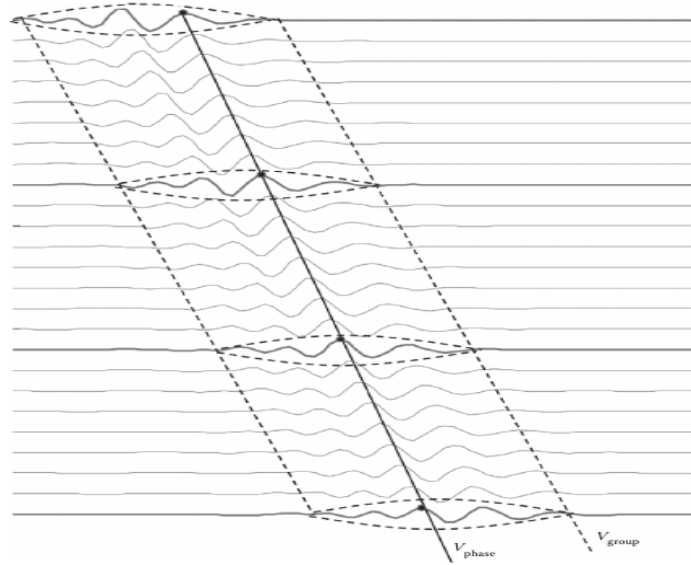


Figura 7 – Ilustração do conceito de velocidade de grupo e velocidade de fase.

inversão de curvas de dispersão é o método dos mínimos quadrados (*Nakata, Gualtieri e Fichtner (2018)*), devido a seu baixo custo computacional e resultados relativamente aceitáveis. Recentemente houve um boom no uso de estratégias de busca de soluções globais inspirado pelo aumento do poder computacional. Algoritmos baseados no método Monte Carlo têm sido utilizados com sucesso (*Moschetti et al. (2010)*), bem como algoritmos genéticos têm sido aplicados para obter a estimativa de parâmetros a partir de curvas de dispersão com a presença de modos de propagação elevados.

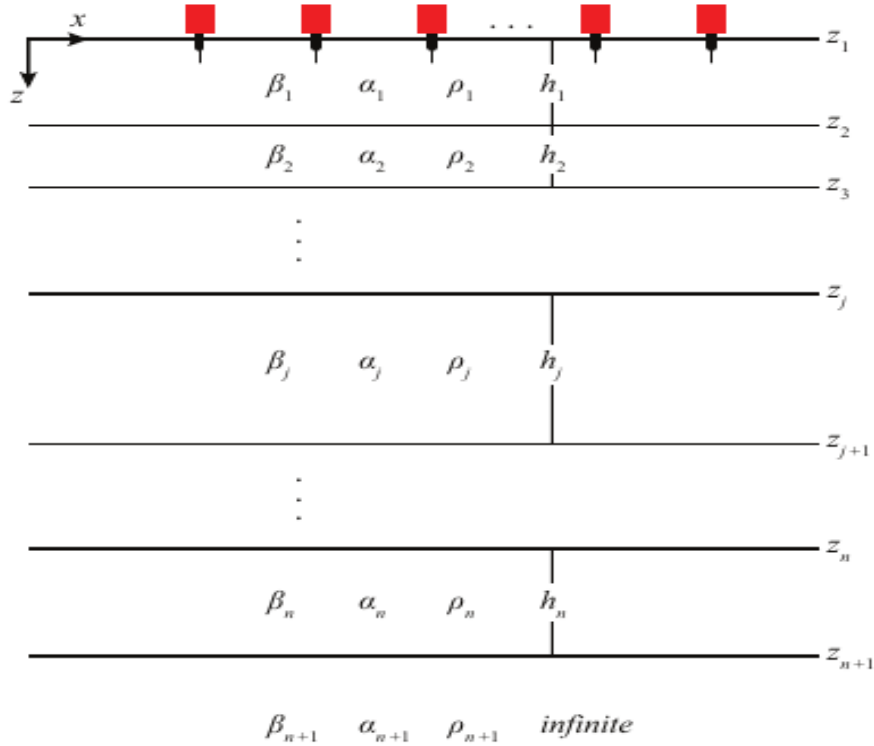


Figura 8 – Modelo de camada plana

Como base para o cálculo dos parâmetros, um modelo estratificado de camada plana é considerado como ilustrado na figura 8. Este modelo é a base para o cálculo das curvas teóricas de dispersão, em geral o problema é aproximado a uma deformação no plano $x - z$, considerando o eixo x paralelo à superfície e positivo na direção da propagação, enquanto o eixo z está na direção positiva representando a profundidade.

Os parâmetros que são necessários para definir as propriedades de cada camada são, *velocidade de onda S* (V_s), *espessura da camada* (h), *coeficiente de Poisson* (ν) y *a densidade* (ρ). O primeiro passo é uma estimativa inicial dos parâmetros do modelo, considerando que em um modelo de camada plana, a velocidade da onda S tem um efeito dominante sobre o modo fundamental de propagação em frequências abaixo de 5 hertz (*Xia (2003)*), assim como a espessura da camada. Em contraste, a mudança no coeficiente e na densidade de Poisson tem menos impacto, de modo que se assume que eles são conhecidos e são atribuídos valores fixos, o que também simplifica o processo de inversão.

A velocidade da onda S V_s pode ser inicialmente estimada para uma profundidade de z , como 1,09 vezes a velocidade da fase (experimental), na frequência em que o comprimento de onda satisfaz a seguinte relação (*Park, Miller e Xia (1999)*):

$$z = a \lambda \quad (2.11)$$

A equação 2.11 também é usada como critério comumente adotado para estimar a profundidade de investigação das ondas Rayleigh, que é usar o comprimento de onda experimental máximo recuperado pela seguinte relação (*Carnevale e Park (2010)*):

$$z_{max} \approx 0.5 \lambda_{max} \quad (2.12)$$

Onde z_{max} é a profundidade máxima de investigação, enquanto λ_{max} é o comprimento de onda mais longo. O fator de 1,09 é obtido a partir da relação entre a velocidade da onda e a velocidade de propagação da onda Rayleigh. Alternativamente, é possível inserir os valores manualmente, o que favorece o uso das informações. *a priori*.

Um aspecto importante do processo de inversão na escala local é a presença do lençol freático, pois introduz um efeito de superestimação nos parâmetros de rigidez e, conseqüentemente, no valor final da velocidade da onda S. Este aspecto é fundamental para a determinação da razão de Poisson e densidade, em zonas saturadas a velocidade da onda P é próxima de 1500m/s, dependendo do nível de salinidade e porosidade do meio, este valor pode gerar estimativas da razão de Poisson próximas a 0,5 (*Foti et al. (2015)*). Isto significa que a rigidez do solo não consolidado pode ser significativamente superestimada.

A curva de dispersão teórica é seu modo fundamental, calculado usando o método de Kausel e Roesset. Ela se baseia no cálculo iterativo de matrizes de rigidez, que, embora não represente a formulação mais geral, é muito eficiente para implementação numérica, com relação a outros métodos de matrizes de transferência.

3 Manuscrito submetido:

Application of Seismic Noise Interferometry to extract high-resolution P-wave reflectivity from hydraulic fracturing

O manuscrito foi submetido à revista "Pure and Applied Geophysics" em 30 de outubro de 2023. O formato do artigo segue as diretrizes apresentadas pela revista.

Application of Seismic Noise Interferometry to extract high-resolution P-wave reflectivity from hydraulic fracturing data.

Joan M. Flores L.^{1*} and Aderson Do Nascimento^{1,2}

^{1*}Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil.

²Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil.

*Corresponding author(s). E-mail(s): joan.manuel.710@ufrn.edu.br;

Contributing authors: aderson.nascimento@ufrn.br;

Abstract

This study uses passive seismic interferometry, specifically focused on calculating the auto-correlation function, to extract reflections of P-waves centered on each receiver. Stacking these reflections allows for the construction of seismic sections at zero offset. Typically, this technique uses data based on ambient noise or earthquakes. We used measurements taken during a hydraulic fracturing operation in the Potiguar basin, NE Brazil. To maximize the extraction of the body wave component in Green's function, we applied a processing sequence that included the Gaussian Smoothing Filter to generate a smoothed amplitude spectrum. This spectrum was then subjected to whitening to remove unwanted effects from the source. The resulting seismic sections were compared to seismic lines acquired near the study area and interpreted with available geological information. From the star-shaped acquisition geometry of the geophones, the seismic images were constructed in 2D and projected in 3D, with each reflector exhibiting high resolution, continuity, and agreement with the limits of the geological formations. The estimated depth in time reached up to 2 seconds. The obtained information can generally be compared with all available geophysical and geological data, except for the shallowest lithologic bodies. For these, the cross-correlation between stations with the longest available offset was used to estimate the maximum possible penetration of investigation with the available acquisition geometry and to obtain 1D velocity model parameters in the area.

Keywords: Passive Seismic Interferometry, Auto-correlation Function, High-Resolution Passive Seismic

1 Introduction

During the last two decades, passive Seismic Interferometry (SI) has established itself as a method of application in various areas of geophysics. In this method, subsurface reflections can be recovered at a station as if the other station behaved as a source from the cross-correlation of ambient seismic noise between two stations ([Campillo and Paul, 2003](#)). Passive SI allows ambient seismic noise of certain characteristics and conditions to extract surface and body waves without needing a physical (controlled) source [Wapenaar et al. \(2010\)](#). Passive SI is a widely used tool in investigations of subsurface structures ([Claerbout, \(1968\)](#) [Wapenaar et al. \(2008\)](#) [Moro](#)

et al. (2005)). Cross-correlation of ambient seismic noise among sensors has also been widely applied to extract valuable information in studying the Earth's crust on a global scale [Ermert et al. \(2015\)](#). The application of passive SI at the exploration scales has increased recently, particularly at local scales, where the properties of surface waves can be used to obtain velocity models and S wave tomography ([Cheng et al. \(2015\)](#) [Afonin et al. \(2021\)](#) [Mordret et al. \(2013\)](#)).

In this context, passive SI can be used for geophysical exploration and other applications, such as engineering applications. Many studies have applied cross-correlations to obtain velocity model parameters for S-waves. Notably, recent work has been done on applications in the mapping of important exploratory areas in mining ([Afonin et al. \(2021\)](#) [Afonin et al. \(2022\)](#)), monitoring of tailings dams [Ouellet et al. \(2022\)](#) REFSAQUI, and in the oil and gas industry ([Yu et al. \(2003\)](#)). Additionally, passive SI has also been used in geotechnical applications, integrated with surface methods such as Multichannel analysis of surface waves (MASW) ([Olafsdottir et al. \(2017\)](#)) and a variation of the seismic interferometry method ([Cheng et al. \(2015\)](#)).

The auto-correlation function (ACF) is a particular case of correlation between individual data from one station. In other words, it is as if the virtual source is placed at the same point as the receiver. As a result, we obtain a zero-offset reflection profile below the seismic station. If the receivers are lined up, mimicking a typical active source acquisition, it provides the imaging of the subsurface [Castro-Artola et al. \(2022\)](#). According to the depth investigation, passive SI based on auto-correlation functions has been the subject of many studies with limited frequencies. Typically, ambient noise is used as input data in the auto-correlation function applied to determine crustal structures and Moho reflections ([Oren and Nowack \(2017\)](#) [Castro-Artola et al. \(2022\)](#)). For deep objectives such as Moho reflectivity and crustal structure, a lower range of frequencies is used ([Gorbatov et al. \(2013\)](#) [Becker and Knapmeyer-Endrun \(2018\)](#) [Oren and Nowack \(2017\)](#) [Clayton \(2020\)](#)). However, investigations at smaller scales, such as geothermal system exploration ([Heath et al. \(2018\)](#)), sedimentary basin exploration ([Diaz et al. \(2023\)](#) [Chimoto \(2019\)](#)), and mining applications ([Imam T.S. and Ikeda et al. \(2022\)](#)), require a relatively higher frequency content.

In our study, we applied a methodology that uses passive SI with a focus on auto-correlation to extract body waves and obtain seismic sections that reflect the lithological characteristics of the subsurface. The data used are based on monitoring information of a hydraulic fracturing operation in the Potiguar Basin, NE Brazil.

We extract reflected P-waves over a wide frequency range, which allows high-resolution passive seismic sections. We compare our results with available geological and geophysical information, which validated the results in the shallow lithologies of the northern zone of the Potiguar Basin. This approach provided high-resolution reflectors associated with the area's three main lithological bodies: the Jandaira Formation, the Açu Formation, and the top of the Basement.

We also used the passive MASW method to invert the area's 1D shear-wave velocity profiling. The passive MASW method is a nondestructive technique that explores the subsurface using ambient passive surface waves without needing an active source REFSAQUI.

The present paper is organized as follows. Firstly we present the survey area and the data available. Secondly, we presented the methodologies we applied. Then, we present our results, and finally, we present our conclusions.

2 Survey Area and Data

The data was acquired in the Potiguar Basin, NE Brazil as shown in Figure 1. During the Cretaceous period, the Potiguar Basin was a passive margin-type basin. As a result, it preserves tectonic-sedimentary records of the rift, transitional, and post-rift periods [Bezerra et al. \(2020\)](#). The stratigraphic column corresponding to the rift phase includes the Açú, Ponta de Mel, and Jandaira formations.

The Açú Formation is composed of two sections. The lower section is thicker and reddish in color, consisting of conglomerates and sandstones with thin intercalations of shales and siltstones. The upper section is thinner and composed of sandstones interbedded with greenish shales. This formation is the primary oil producer in the field and is the target of the hydraulic fracturing process. ([P.T and Feijo \(1994\)](#) [Córdoba \(2001\)](#))

The Ponta de Mel and Jandaira formations are two carbonatic platforms of Albian and Turonian-Campanian ages. However, only the Jandaira formation is described in the geological records of the northern Canto do Amaro field. This formation is composed of carbonates of marine origin, and its base is gradational over the sediments of the Açú formation. ([Tibana P. \(1981\)](#) [Souza \(1982\)](#))

In general, the geological characteristics of the area, from a structural and stratigraphic point of view, are represented by lithological bodies with a dip close to zero and a fairly homogeneous lateral continuity. Therefore, from a geophysical point of view, the zone can have very few lateral changes in velocity and three well-represented lithological layers, without significant structural changes. Noise records were taken near two wells in the northern part of the Potiguar basin, Northeast Brazil. Figure 1 shows the final deployment of four lines from 182 2 Hz, 1C velocity sensors (Sercel L4-A). The experiment lasted 10 hours of continuous recording with data sampled at 5 ms using the RefTek 125-A (Texan) acquisition system. Table 1 shows the acquisition parameters used in our passive experiment.

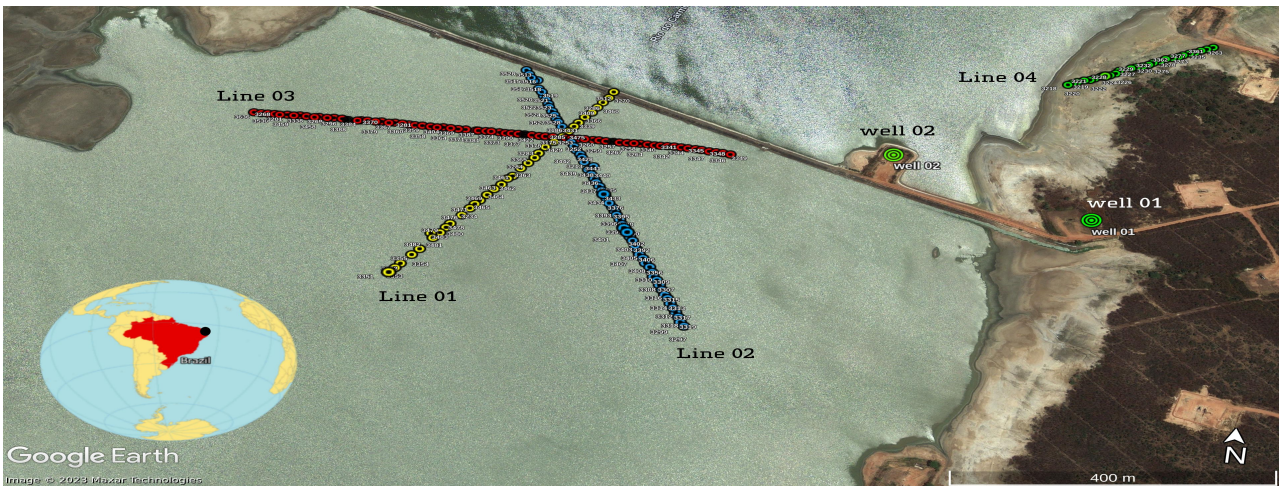


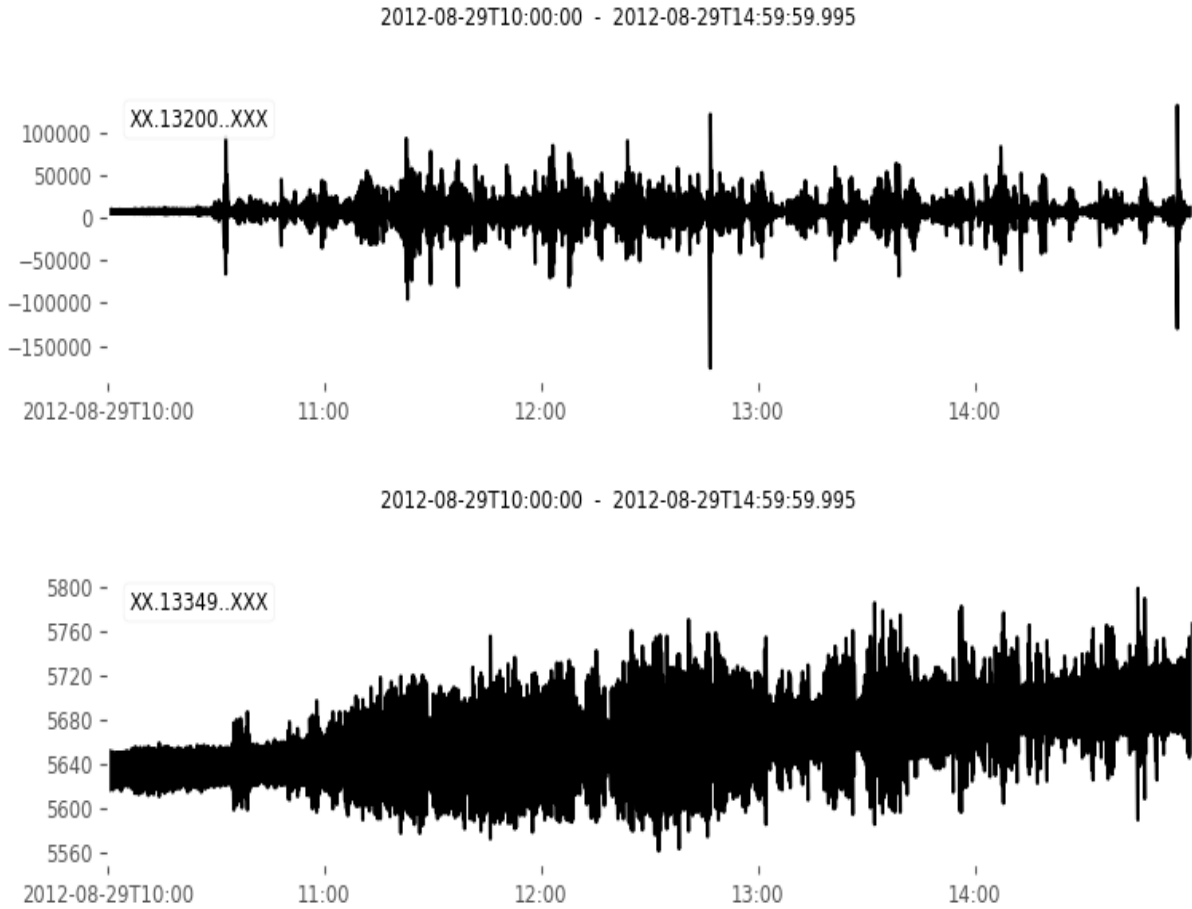
Fig. 1: Survey data location. Potiguar Basin, NE Brazil

Table 1: Acquisition parameters

Number of line	Number of receptor	Spacing (m)
Line 01	35(2) ¹	15
Line 02	60(1) ¹	10
Line 03	70(3) ¹	10
Line 04	26(2) ¹	10

¹Numbers of faulty sensors

The experiment was designed to monitor a hydraulic fracturing experiment. Data was continuously recorded over two days, for five hours each day. The recordings included ambient noise and noise induced by the hydraulic fracturing process. Quality control was performed at the end of each session. However, the ambient noise passive seismic data was used to retrieve body-wave reflections using inter-station cross-correlation [Dantas et al. \(2018\)](#), and site noise characterization [Silva et al. \(2021\)](#). Although the initial objective of this experiment did not focus on applications of passive seismic interferometry, we took advantage of the intersection of lines 1, 2, and 3. This intersection is approximately located above the point where the fracturing was performed and enables evaluation and contrast of the results of each corresponding seismic section. Furthermore, the linear position of all receivers allows for obtaining results with higher lateral resolution.

**Fig. 2:** Example of raw data recorded for 5 continuous hours. Stations 3200 and 3349 of line 03.

3 Methodology

The present study used two methodologies to calculate the auto-correlation function (AF) and retrieval of S-wave velocity from cross-correlations between seismic stations. The area's noise seismic characterization was realized by (Silva et al. (2021)), and the main features were considered for frequency analysis. The amplitude spectrum of the entire record for the first station in Lines 02 and 04 is shown in figure 3. It is possible to see intervals of the mini-fracturing and fracturing process and also is possible to identify several resonant noises present in the power spectrum. Firstly we explain how we calculated the autocorrelation functions using ambient seismic noise to retrieve P-wave reflectivity under the seismic sensors. Secondly, we use the same noise field to invert for S-wave 1D velocity depth profiles inverted from surface-wave dispersion curves obtained from cross-correlations of the seismic noise field between two receivers.

3.1 Autocorrelation Function

During 5 hours of ambient noise monitoring, hydraulic fracturing occurred in the final hour of each acquisition day and was included in the auto-correlation functions computation. Subsequently, the raw data was segmented at 1-hour intervals, and the mean and linear trend was eliminated while being tapered by 10%. We follow the methodology used by Imam T.S. and Ikeda et al. (2022), as depicted in the workflow diagram shown in Figure 4.

The amplitude spectrum is calculated, and a smoothing Gaussian filter is applied. The whitened spectrum is obtained by dividing the normal spectrum by the smoothed one (Bensen et al. (2007); Oren and Nowack (2017); Imam T.S. and Ikeda et al. (2022)). Figure 5 shows both the normal and the whitened spectra. The whitening process is important for reducing the effect of micro-seismic peaks, as it can control the correlation results. After the whitened process, reducing the range of frequencies to only the desired spectrum is necessary, achieved by applying a zero-phase band-pass filter. Several frequency ranges were tested, and it was important to determine the effects of high frequencies on the results.

The study evaluated frequency ranges from 2 Hz to 16, 20, and 30 Hz. One of the objectives was to determine the main lithological changes in the area, which were already known and characterized from a geological point of view. Therefore, evaluating the results with different frequency ranges was important. Higher frequencies were allowed to better discriminate the lithologic layers in the study area.

The objective of applying the Gaussian filter is to achieve a wider filter response and smoother filtering effects. Larger standard deviations achieve this, and the smoothing bandwidth is 15 Hz. We also evaluated the 1-bit filter, which is widely used in processing flow for surface waves retrieval and in processing for the auto-correlation function (Cheng et al. (2015) Afonin et al. (2021) Afonin et al. (2022) Oren and Nowack (2017)). However, the results are not of the same quality and ultimately require the application of an AGC filter to improve relative amplitudes. The best result was obtained with the application of the Gaussian Smoothing Filter.

Another important factor in the processing sequence is the size of the correlation window Bensen et al. (2007). We started with a window of 60 seconds and then reduced it to 30 and 15 seconds, respectively. The

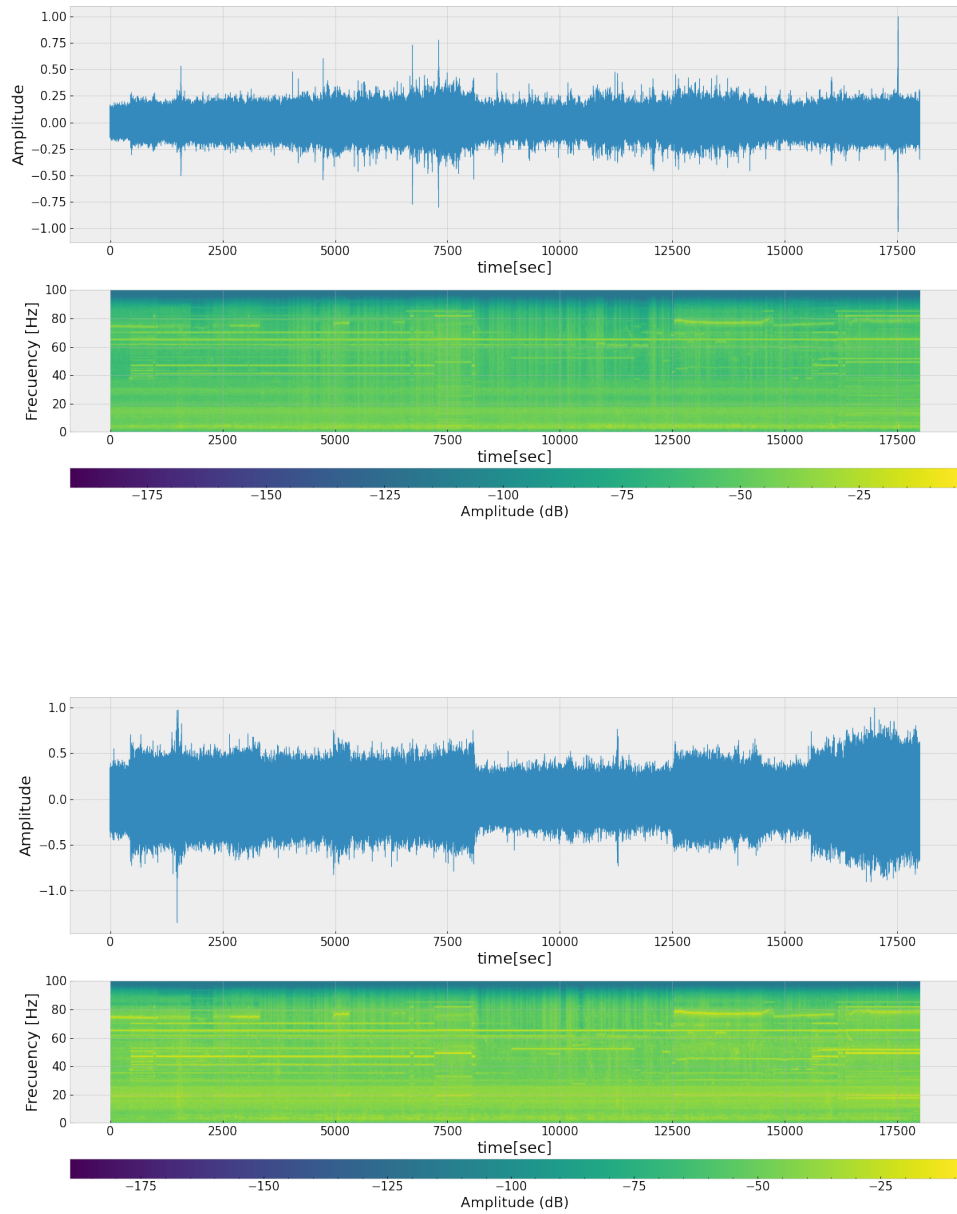


Fig. 3: The amplitude and frequency spectrum of the first station for lines 02 and 04 are shown. a) displays a relative increase in amplitude near 17,000 secs, which is a result of the start of hydraulic fracturing. Additionally, a resonance can be observed at 40 and 80 Hz frequencies during this time range. The same event was not recorded in the same way in line 4, depicted in Figure b).

15-second window provided the best results. These results are displayed in Figure 6, which shows the auto-correlation functions calculated for all stations of Line 02. Figure 6 illustrates the continuity of amplitudes at different depths, the effect of frequency cuts in each section, and the changes in the definition of each reflector after the seismic image is completed (Figure 10).

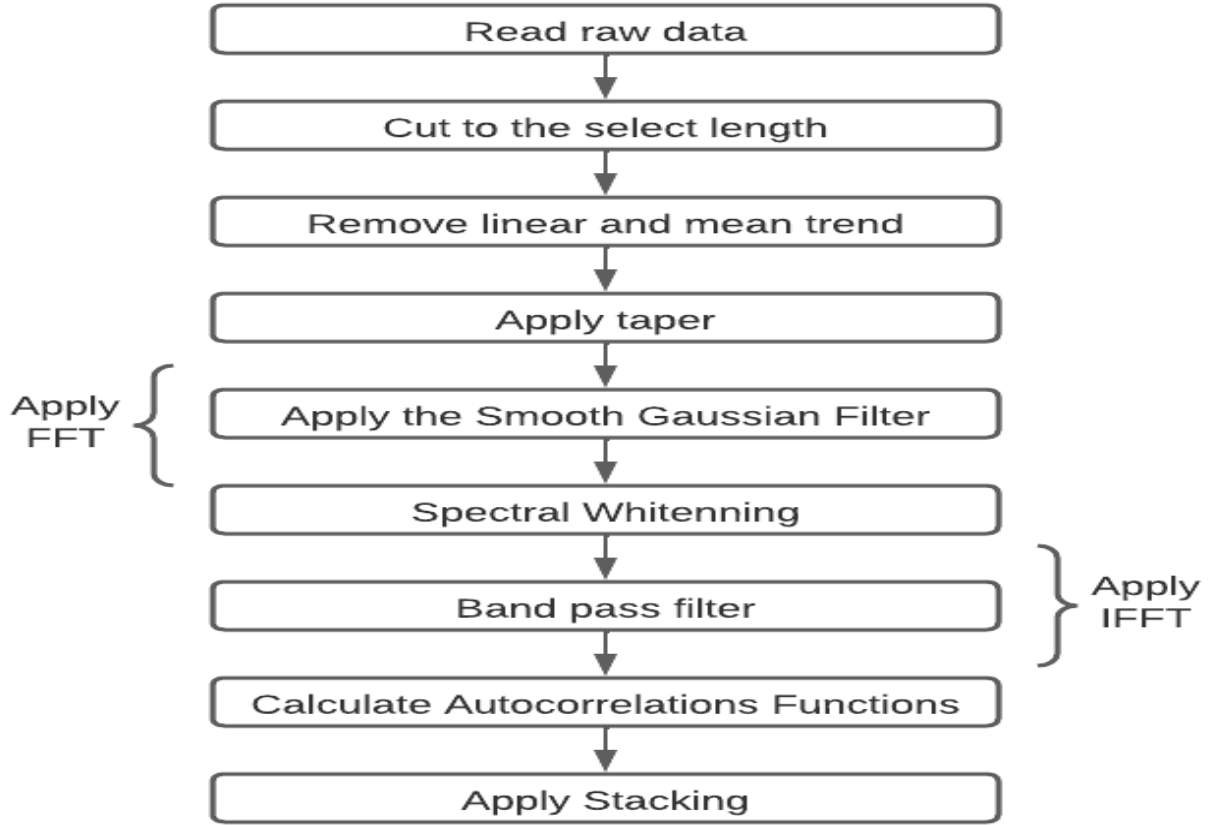
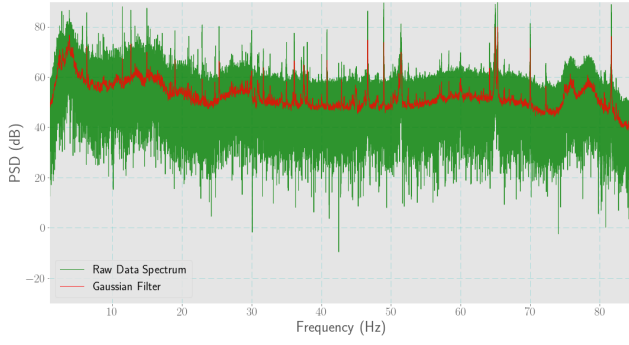


Fig. 4: Work-flow processing for the applications of passive seismic interferometry to auto-correlation functions.

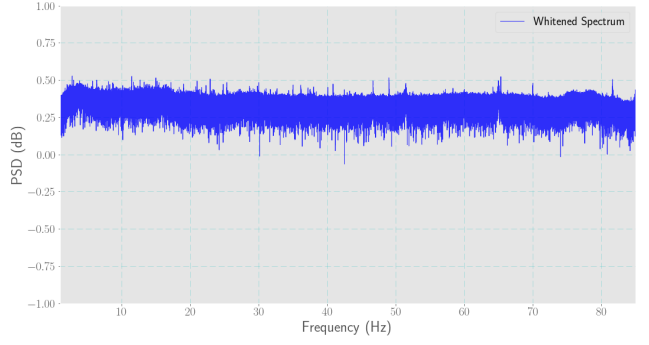
Applying the inverse Fourier transform defines the previous step for calculating the individual auto-correlations for each seismic station record. As a final part of the calculation, all the windows obtained in the auto-correlation process are linearly stacked.

3.2 Multichannel analysis of surface waves–MASW

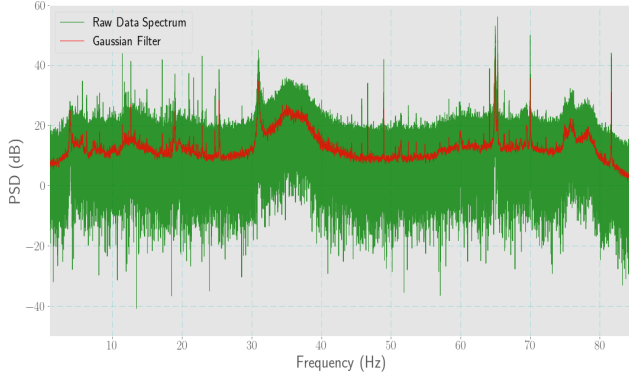
The Multichannel analysis of surface waves (MASW) is a low-cost, straightforward, and non-invasive geophysical technique to investigate subsurface geology. The MASW method can be split into three steps: field measurements, dispersion analysis, and inversion analysis (Park et al. (1999)). The maximum depth of investigation in an MASW survey varies with local geology, the type and dimensions of the array deployed, the type of receivers, and the type of seismic source (artificial or natural) used (Park and Carnevale (2010); Park et al. (2002, 2007)). The investigation depth is controlled by the longest Rayleigh wave wavelength acquired. A commonly adopted empirical criterion (Park and Carnevale (2010)) is that the maximum penetration depth is approximately half of the longest wavelength acquired (Olafsdottir et al. (2018)). Two options were considered for the procedure of estimating the maximum penetration depth. Firstly, all stations on Line 3 were used as receptors, with the easternmost station on Line 4 as the virtual source. This was done to use the largest offset available to extract the longest possible wavelength. Secondly, only Line 03 was used, with the easternmost station near the well as the virtual source and the remaining stations as receivers.



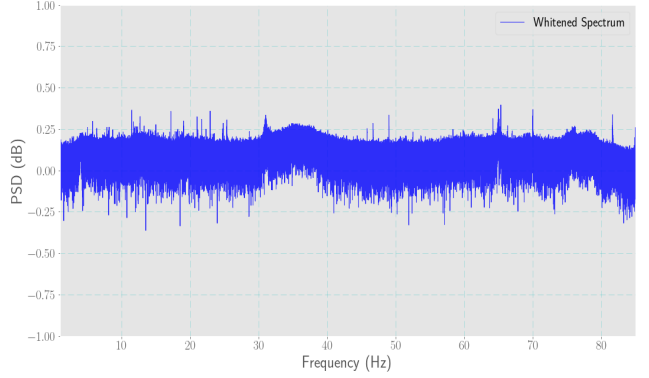
(a) Data Spectrum, first stations Line 01



(b) Whitened Spectrum, First stations Line 01



(c) Data Spectrum, first stations Line 03



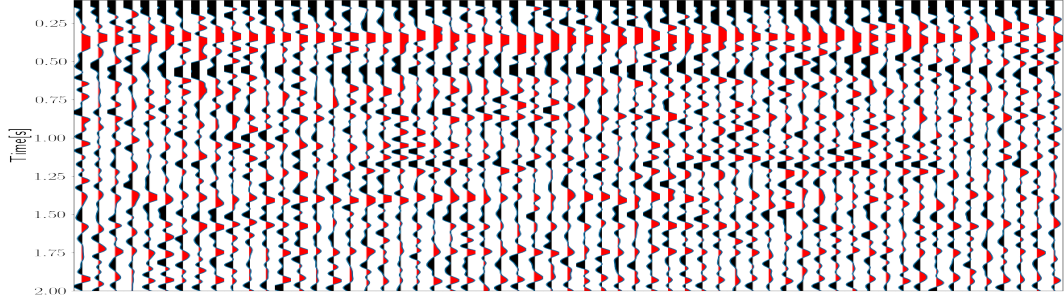
(d) Whitened Spectrum, First stations Line 03

Fig. 5: Figures a) and c) show the Gaussian smoothing filtering process for the first stations of lines 01 and 03, respectively. The corresponding whitened spectrum is represented in figures b) and d).

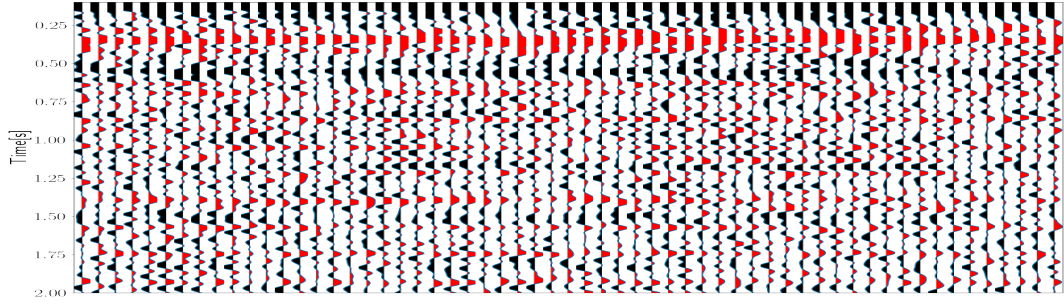
The workflow used is shown in Figure 7 and is based on the work of Bensen et al. (Bensen et al. (2007)). The raw data was evaluated to determine the necessary length for robust retrieval of S-wave. For this purpose, the cross-correlation was evaluated with lengths of 1, 2, 3, and 5 hours. The results are presented in Figure 8; this shows that one hour is sufficient to extract surface waves robustly. Using more time than the recorded data will not improve surface wave extraction results.

The next steps follow standard processing: 1) Conduct frequency analysis to determine the optimal frequency range for retrieval. 2) Apply linear detrend. 3) Use a band-pass filter based on the frequency analysis result. 4) Normalize time and frequency using the 1-bit normalization and whitening process. 5) For the raw data in this area, the optimal combination is the classic correlation and phase weight stack (Schimmel and J. Gallart (2011)), according to results obtained by Silva et al. (2021) and confirmed in the present study, it is shown in the Figure 9. 6) Apply dispersion curve calculation and inversion process to determine the S-wave velocity of the area.

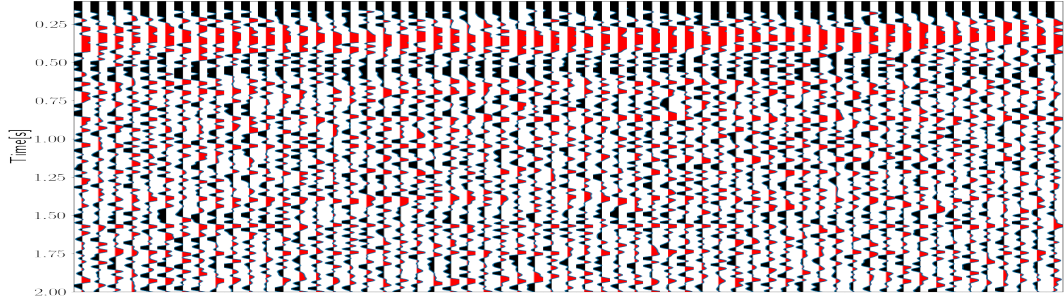
The processing flow for this project was implemented using Obspy (Beyreuther et al. (2010)), a software that allows for the plotting of data and applications of several seismological processing algorithms. The dispersion curve and inversion process were determined using Geopsy (Wathelet et al. (2020)), an open-source software dedicated to providing tools for the execution of geophysical experiments. Among its capabilities are applying



(a)



(b)



(c)

Fig. 6: These sections describe the calculation of auto-corrections for each recording station on Line 02. The corresponding figures are defined according to the frequency range: a) from 2 to 16 Hz, b) from 2 to 20 Hz, and c) from 2 to 30 Hz.

the MASW method ([Park et al. \(1999\)](#)) for the dispersion curve calculation and the Dinver inversion module that uses the neighborhood algorithm for velocity curve inversion.

The frequency ranges for calculating dispersion curves ranged from 2 to 16 Hz. Within this range is constant noise with a relatively constant amplitude, as shown in the frequency spectrum in Figure 3. The smallest frequency range has the greatest penetration, complemented by calculating cross-correlations between a station and the virtual source with the largest possible offset. This aims to extract the surface wave with the longest possible wavelength, allowing for greater penetration depth.

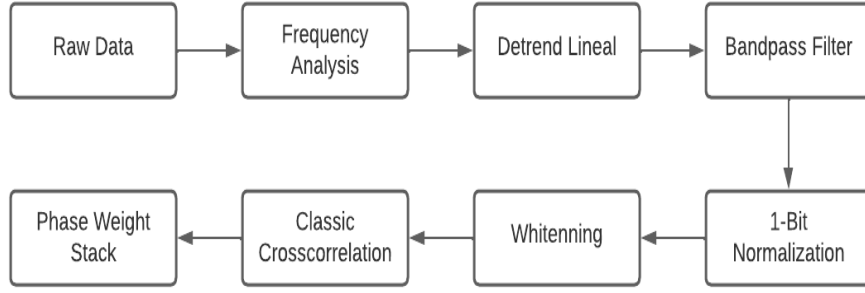


Fig. 7: Work-flow processing for the applications of passive seismic interferometry to calculations of cross-correlations.

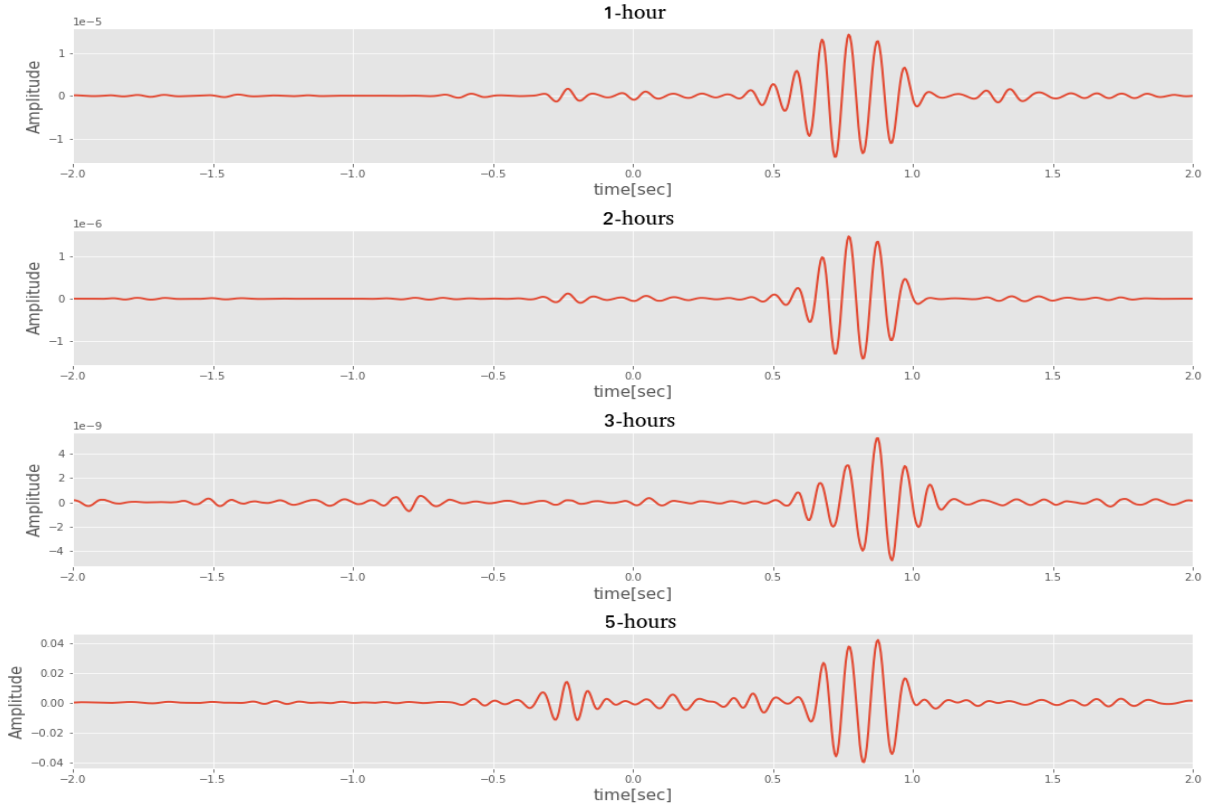


Fig. 8: Comparison of the results obtained by using 1, 2, 3, and 5 hours of data in the calculation of the cross-correlation corresponding to the first receiver of line 03.

The validation of the S-wave velocity model results are based on a comparison with Ground Roll values commonly used in the area, while the P-wave velocity is validated from information published by Carvalho and Amorim (1989). These values come from seismic acquisitions in the same area, validated using already-consolidated geological information.

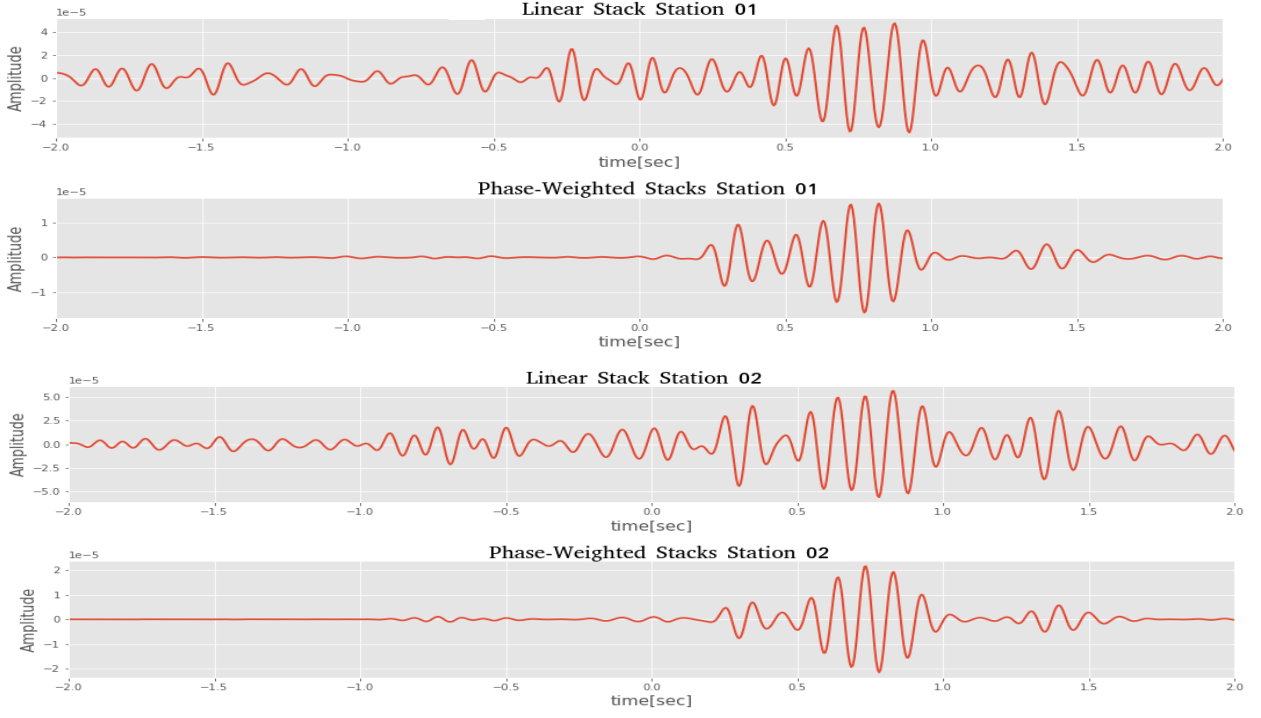


Fig. 9: Comparison between the result of stacking using the Phase Weight Stack and Linear algorithms. A better signal-to-noise ratio can be observed for the stacking obtained using PWS.

4 Results and Interpretations

4.1 Seismic section, Auto-correlation functions

The auto-correlations were calculated for the last hour of acquisition, during which the hydraulic fracturing process occurred. After processing the data according to the scheme shown in Figure 4, each station was plotted to create the corresponding seismic section. The results obtained on Line 03 are shown in Figure 10 for the three frequency ranges of 2-16 Hz, 2-20 Hz, and 2-30 Hz. Each seismic line in the figure identifies several reflectors and their locations. It is important to note that the applied processing prioritizes the extraction of low-frequency body waves. In all the sections we produced, the maximum lag (or the two-way-traveltime in a zero-offset seismic section) in the autocorrelation function was two seconds (400 samples).

Equally consistent and well-defined reflectors were obtained in the remaining lines, with reflectors at similar depths and reflecting very consistent lithology. Figures 11 and 12 show Lines 01 and 02, respectively. It can be observed how resolution improves with applying a wider range of frequencies. Each reflector improves its definition and maintains its continuity, even up to frequencies of 30 Hz.

One of the responsible reasons for the obtained resolution is represented by the acquisition geometry located on the fracturing point. This allows inferring a greater release of energy focused beneath each receiver. To illustrate this reasoning, Figure 13 compares an hour of processed data only when ambient noise prevails and the result of processing during the interval when the fracturing process occurred.

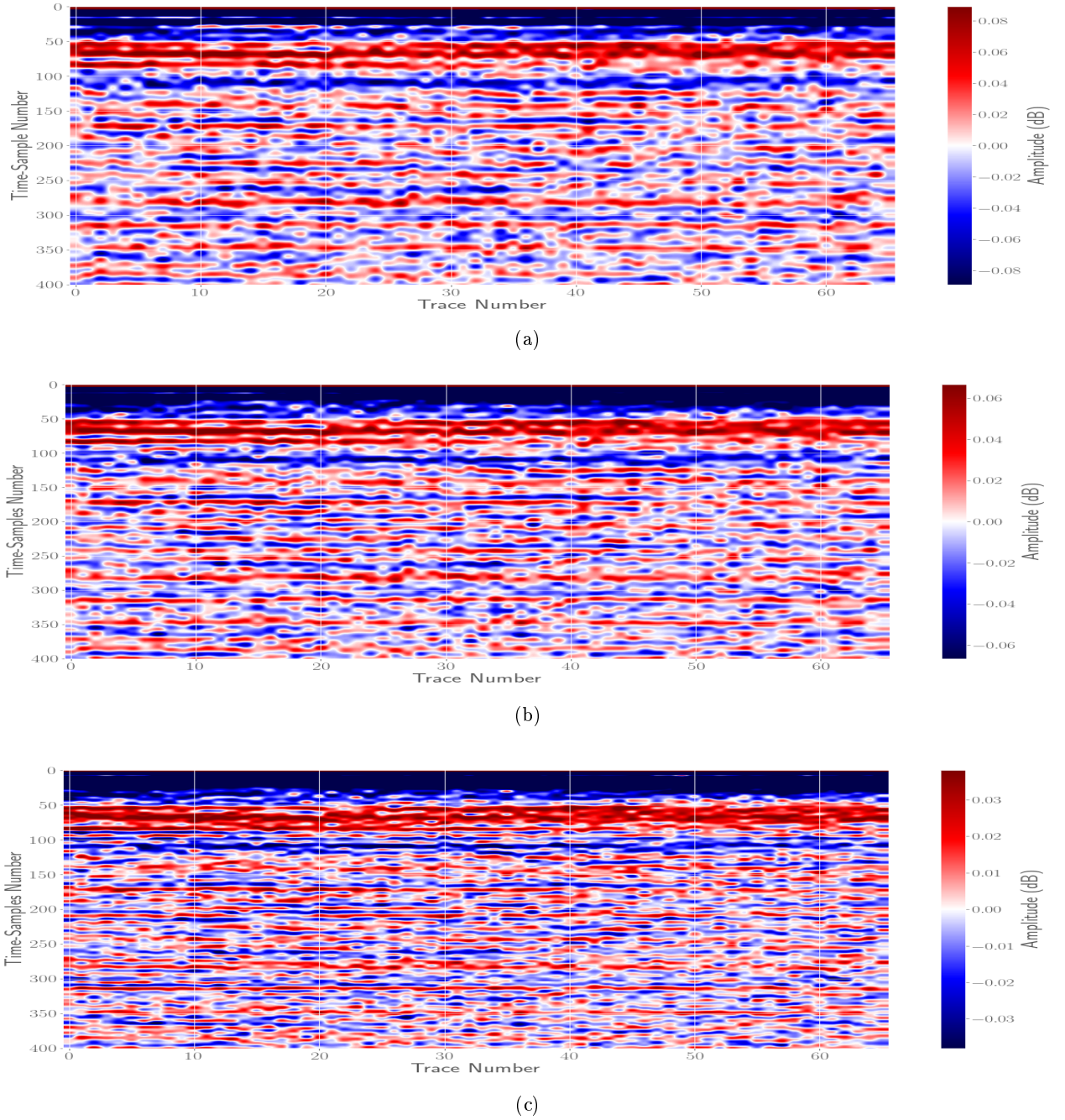


Fig. 10: Seismic imaging section of Line 03. Figure a) displays the results for a frequency range between 2-16 Hz, while figures b) and c) show the seismic sections for frequency ranges between 2-20 Hz and 2-30 Hz, respectively.

Notably, the seismic section obtained during the time interval corresponding to induced fracturing noise is of better quality. Each seismic section obtained from the interval of only ambient noise has positive general characteristics observed in each important reflector (Figure 13). However, lower-intensity reflectors do not have a noticeable or consistent resolution. This effect increases significantly as a wider range of frequencies is applied.

On the other hand, Figure 14c shows an active source seismic line acquired very close to the study area. It is visible that the shallow zone near the surface is not resolved. However, good resolution can be observed at depth, showing parallel and continuous reflectors.

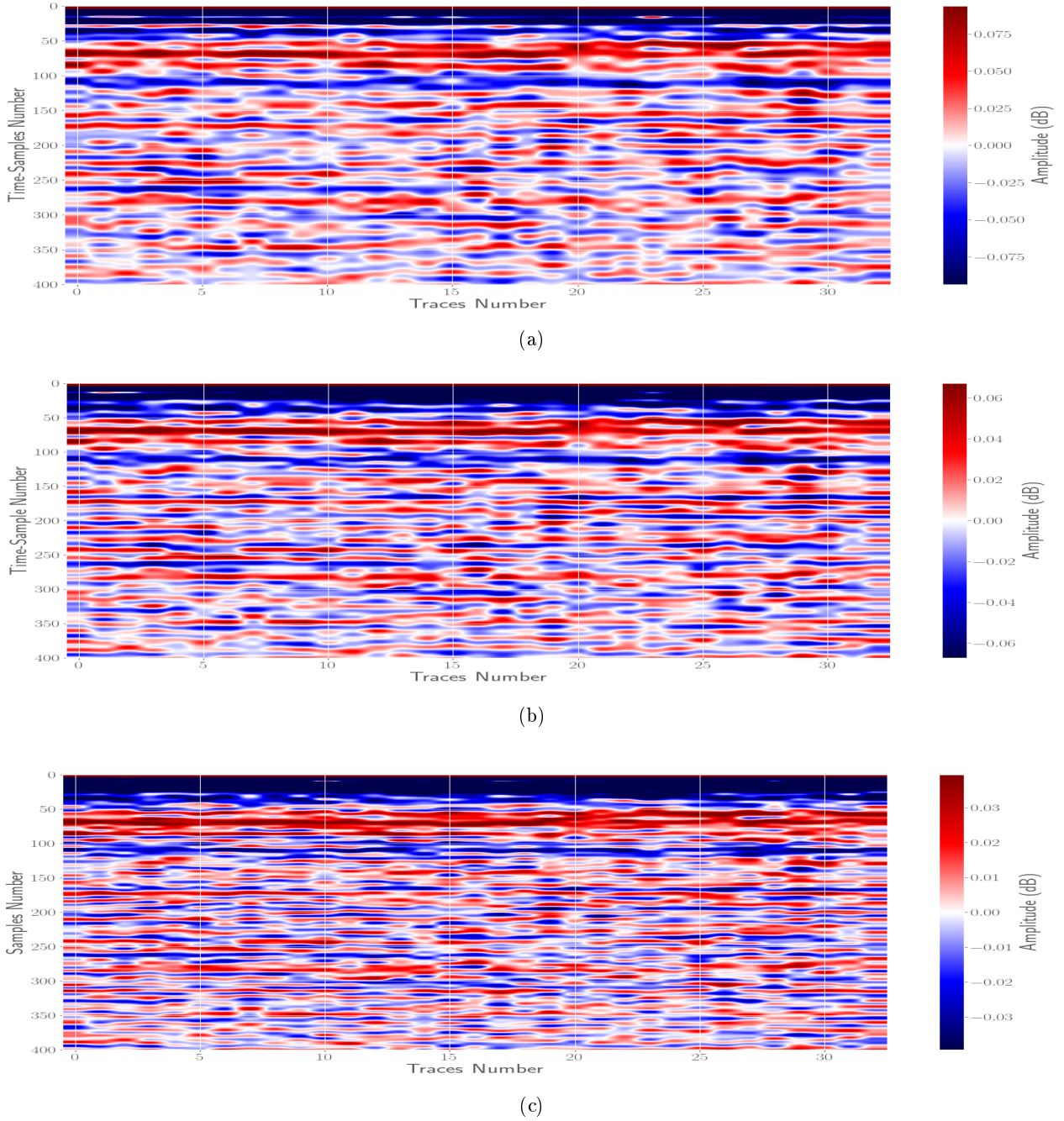


Fig. 11: Seismic imaging section of Line 01. Figure a) displays the results for a frequency range between 2-16 Hz, while figures b) and c) show the seismic sections for frequency ranges between 2-20 Hz and 2-30 Hz, respectively.

Considering the geological context, the main reflectors obtained through auto-correlation data reflect the underlying geometry. As shown in Figure 14b, reflectors AP and CP occur at the same relative depth as those obtained in active seismic data, which are referred to as reflectors AA and BA, see Figure 14d. Therefore, we can interpret these reflectors as representing the top of the Jandaira formations and the top of the basement, respectively. Reflector BP can be associated with the top of the Açu formation based on depth-time information (14b). Additionally, Reflector DP, located at greater depth, lacks information for comparison.

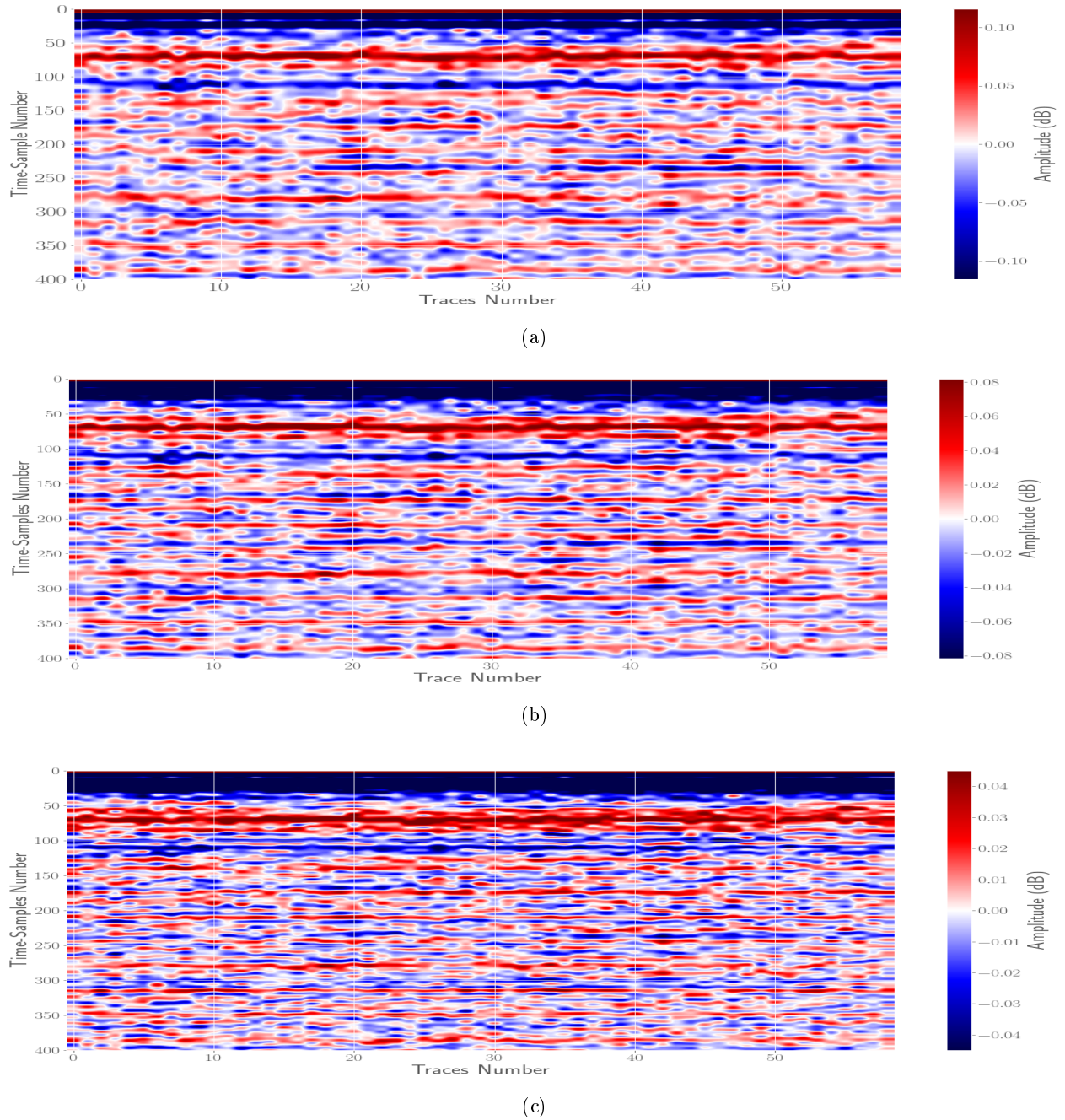


Fig. 12: Seismic section of Line 02. Figure a) displays the results for a frequency range between 2-16 Hz, while figures b) and c) show the seismic sections for frequency ranges between 2-20 Hz and 2-30 Hz, respectively.

To illustrate the consistency of the results and form an interpretable high-resolution seismic model, a 3D representation of the three seismic sections is shown in Figure 15 for each frequency cutoff used in the study: 2-16 Hz, 2-20 Hz, and 2-30 Hz. The consistency and continuity of each reflector can be observed at the intersection point of the three seismic sections, even in the highest frequency range used.

The obtained results were based on a methodology presented by [Imam T.S. and Ikeda et al. \(2022\)](#) to extract high-resolution reflected P-waves. This methodology was used to investigate shallow sections of mining complexes. That work focuses on an exploratory scale, and they considered an artificial mine explosion as a

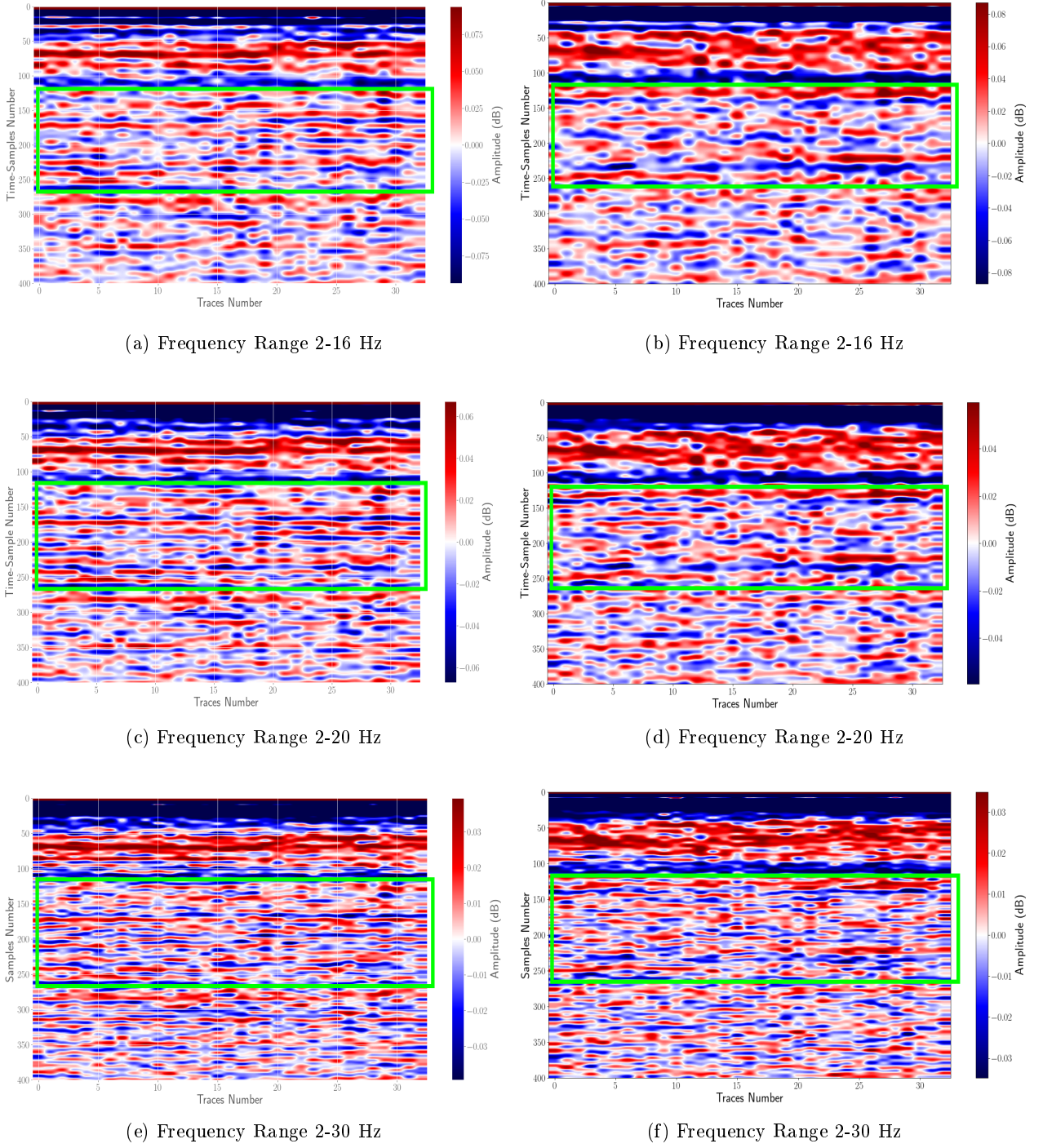


Fig. 13: Comparison of auto-correlation results of Line 01 within a time interval dominated by ambient noise, corresponding to figures 13b, 13d, and 13f; whereas figures 13a, 13c, and 13e correspond to results during the hydraulic fracturing interval. One can observe that the seismic sections calculated during the fracturing process interval exhibit more defined reflectors, improved resolution, and better continuity. However, this is not the case for the seismic sections calculated outside the fracturing process interval.

seismic source for their study. This approach allowed them to construct seismic sections that reflected part of the already known lithological structure of the mining complex.

Our methodology and results highlight two important points regarding the work of [Imam T.S. and Ikeda et al. \(2022\)](#). Firstly, the acquisition geometry employed a high density of receivers arranged linearly, similar to the geometries used in active seismic prospecting. This contrasts with the receiver location used by [Imam](#)

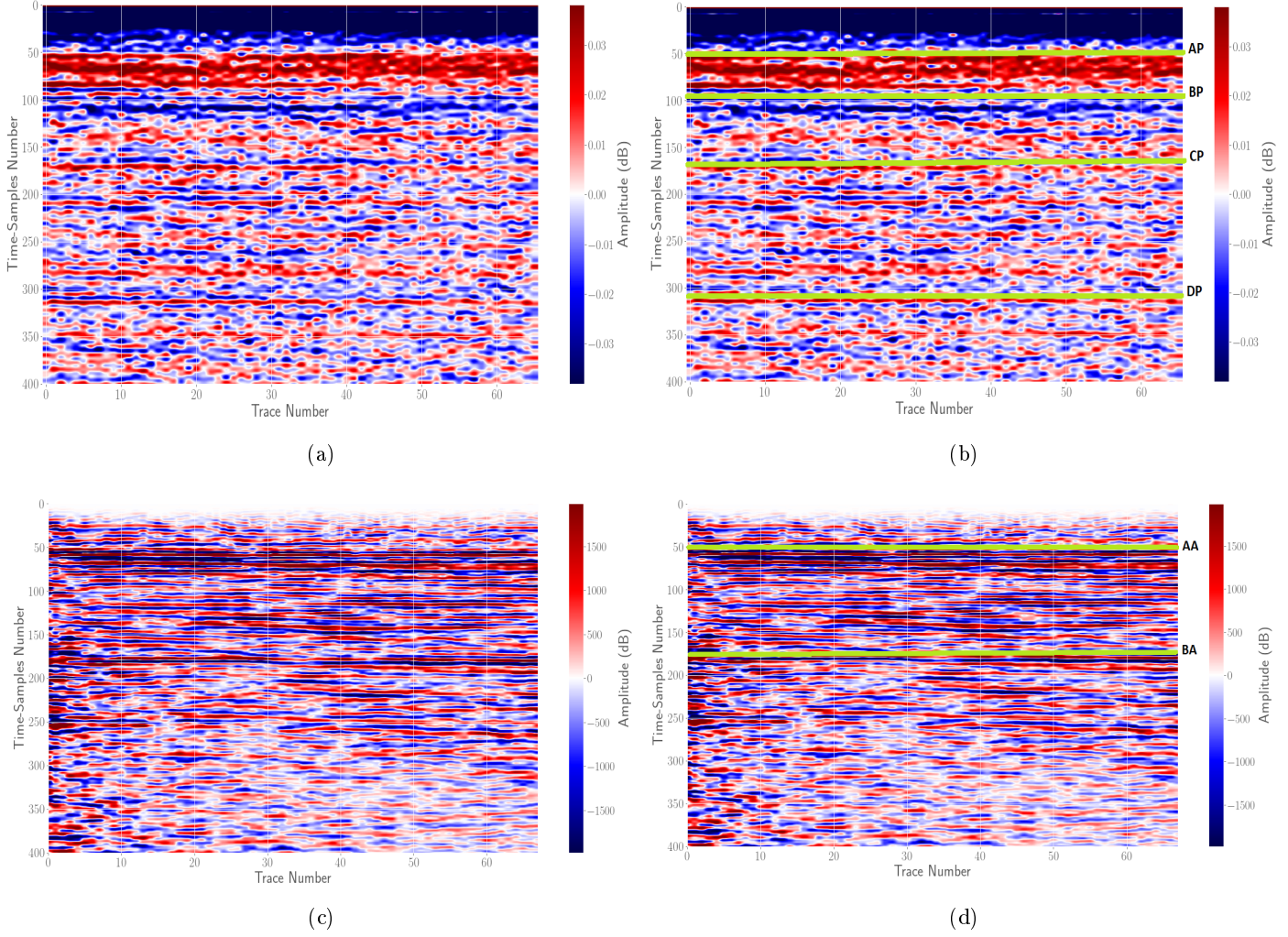
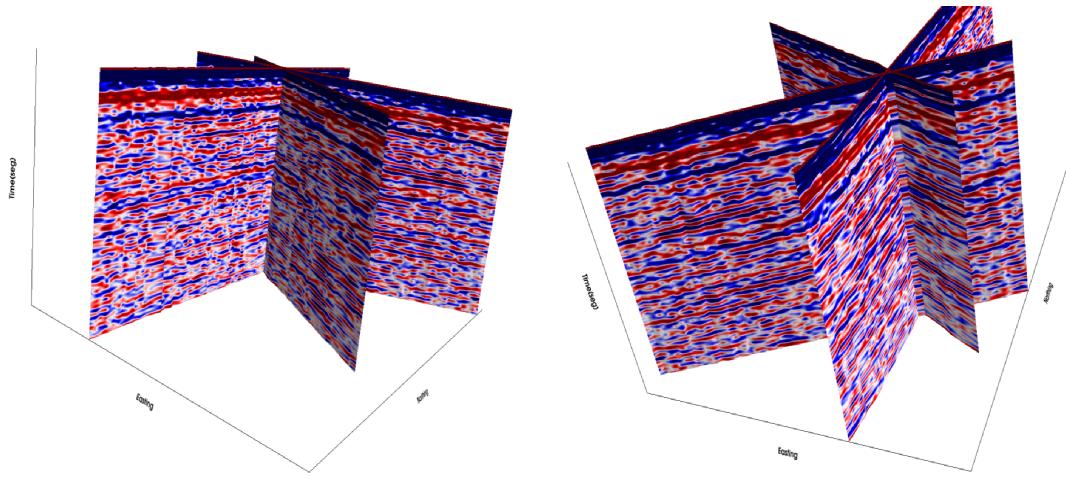


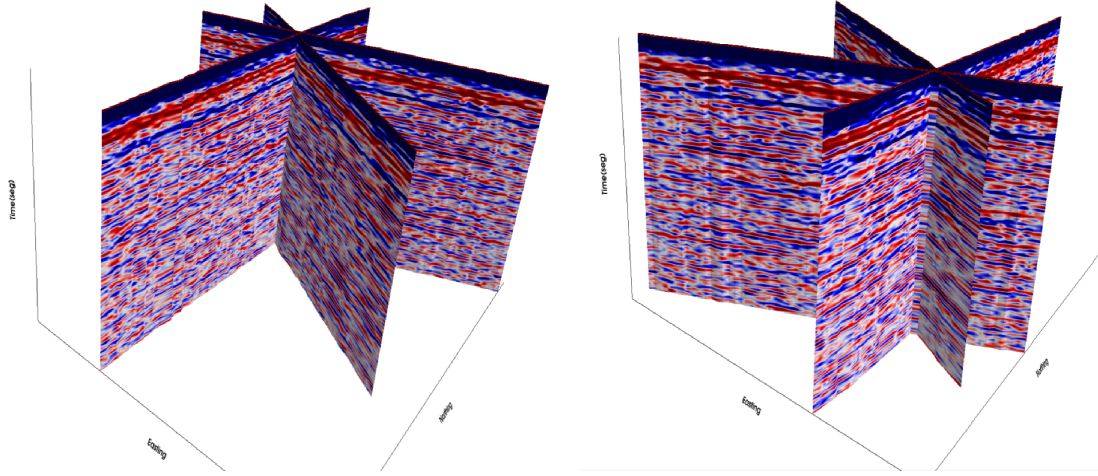
Fig. 14: Comparison between the seismic section obtained from the autocorrelation function and a active seismic line close to the study area. Figure 14a corresponds to Line 02 obtained from passive seismic, while 14b highlights the main reflectors obtained. Figures 14c and 14d refer to active seismic and the identification of their main identified reflectors, respectively. The seismic section obtained from autocorrelations reveals similarities in the number of time samples between the AP and CP reflectors, and the AA and BA reflectors obtained from active seismic data. These reflectors could correspond to the tops of the Jandaira and Basement formations, respectively. Additionally, the autocorrelation seismic section shows the BP reflector, which could represent the top of the Aãgu formation. Below the basement, a well-defined DP reflector is observed, but there is no available geophysical information to verify its characteristics.

T.S.and Ikeda et al. (2022), which is closer to a seismological investigation. Secondly, the hydraulic fracturing process and ambient noise generated during drilling likely produce a noise that is more continuous in both intensity and frequency content compared to an artificial underground explosion used in mining work. As a result, we were able to construct seismic sections with continuous reflectors, directly and positively impacting the final resolution of our results.

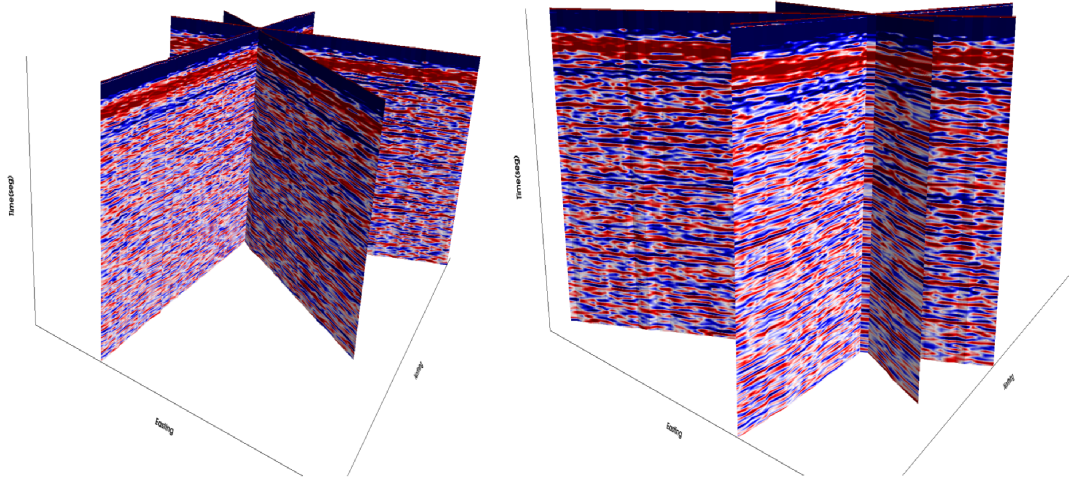
Another important point is preserving amplitudes in seismic sections without the need to apply AGC algorithms for their final reconstruction. This is the case with the methodology applied by Oren and Nowack (2017), where AGC is part of the methodology. It is also important to note that the application of 1-bit normalization is not necessary, as it does not generate any change in the final results.



(a)



(b)



(c)

Fig. 15: 3D view of the results in each seismic section, for frequency cuts of 2-16Hz in Figures 15a, 2-20Hz in figures 15b and , and 3-30Hz in figure 15c. The consistency and continuity of the reflectors can be checked between each line and the frequency intervals used. This result can be verified through the acquisition geometry employed.

4.2 1D S-wave depth profile, Multichannel analysis of surface waves–MASW

The study yielded another important result, It obtained the velocity of surface waves through cross-correlations between stations. Two configurations were considered for calculating cross-correlations. One configuration involved using the largest offset between all the acquisition geometries. In this configuration, the receiver located furthest east on line 04 was used as the virtual source, and all stations on line 03 were used as receivers (see Figure 1). The largest offset is 1,450m, while the shortest we tested is 750m. This cross-correlation configuration will be referred to as "Cross01."

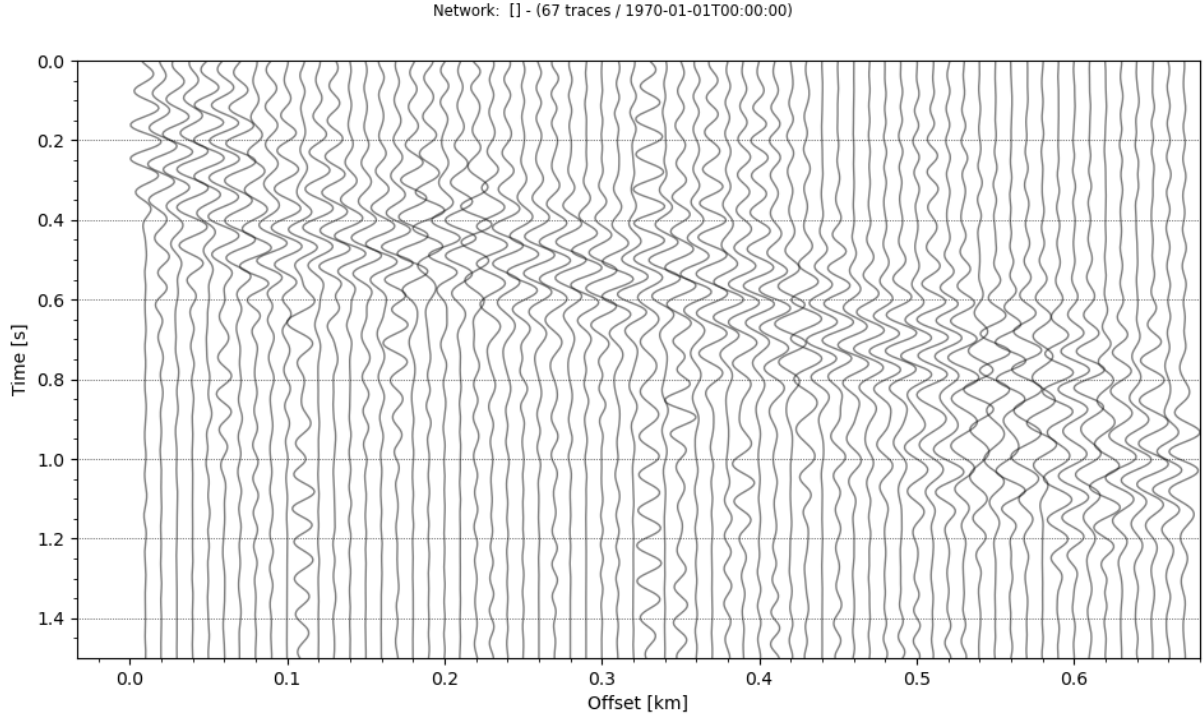


Fig. 16: Extract surface waves between Line 04 and Line 03. The farthest receiver of Line 04 was used as a virtual source, along with all the receivers of Line 03, to obtain the highest offset of the acquisition geometry (See figure 1). A possible localized noise effect can be observed, which directly affects the signal-to-noise ratio.

Figure 16 shows the seismogram of the surface wave retrieval. A frequency range of 2-16 Hz was used for this calculation. We chose the lowest frequency range to maximize penetration, and given the relative geological homogeneity of the study area, higher resolution capacity was not necessary. It can be seen that the result has a lower signal-to-noise ratio, with greater interference mainly towards the end of the line. However, for this offset, the wave-train could be extracted completely.

The other configuration considered only line 3 for calculating cross-correlations. The station furthest to the east, near the well, was used as the virtual source, while the rest of the stations acted as receivers. The offset between the virtual source and the first receiver was 10 meters, and the last receiver was located 660 meters away. This cross-correlation is referred to as Cross02. A frequency cutoff of 2-16 Hz was also used. The resulting seismogram, with extracted surface waves, is shown in Figure 17, which displays a good signal-to-noise ratio.

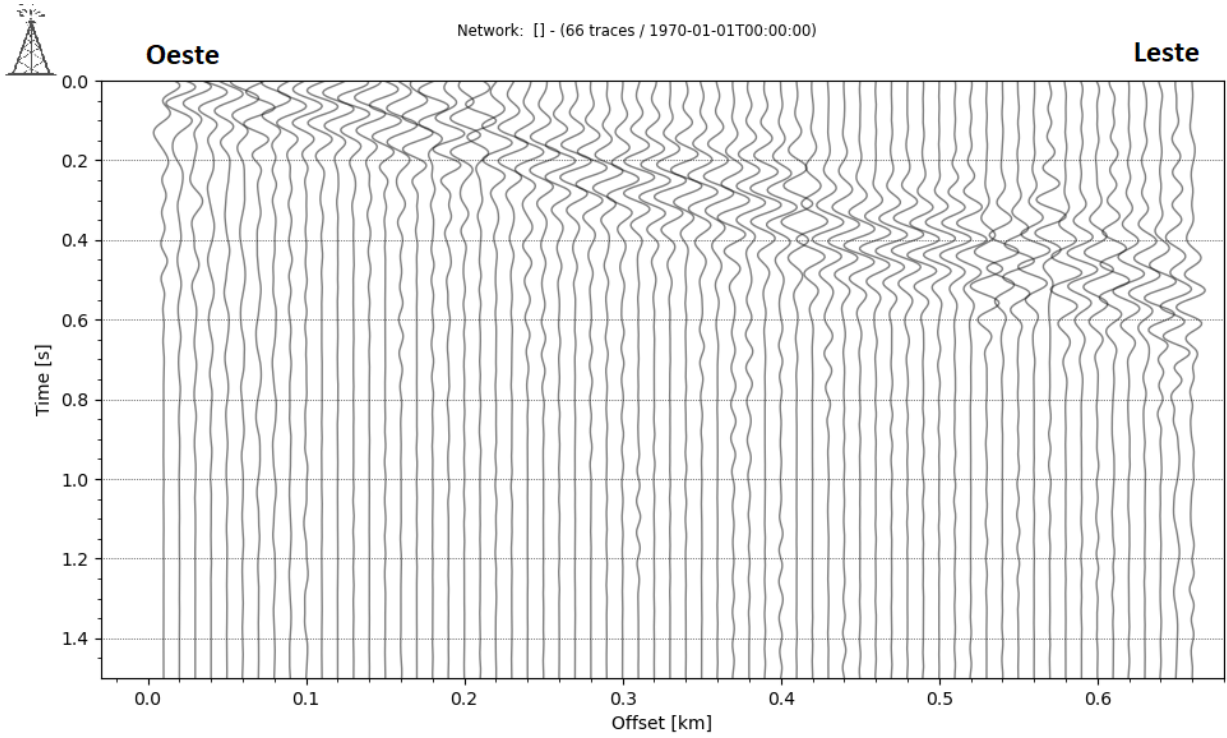


Fig. 17: Extract surface waves Line03. A superficial wave is generated through cross-correlation by treating the first receiver as a virtual source and the remaining receivers in the line as the receivers. However, the offset between the virtual source and the first receivers in the line is not enough to capture the entire wave.

Notably, the surface wave train could not be extracted in the first 200 meters of the line, where the start of each trace is not visible.

Figures 19 and 18 show the results of the dispersion curves and velocity models obtained for the two studied cases, Cross01 and Cross02, respectively. The S-wave velocity value in both cases is very similar to the commonly reported ground roll values in the area, around 1350 m/s, and additionally, the thickness of the weathered layer is approximately 50 meters. A penetration of approximately 180 meters is estimated, with an approximate wavelength of 540 meters.

The short distance of 10 meters between the virtual source and the first receiver in Cross02, relative to the wavelength of 540 meters, explains why it was impossible to obtain complete traces along the first 200 meters of the Cross02 seismogram. In our case, the offset between the virtual source and the first receiver should have been at least one-third of the wavelength, as confirmed by the results of Cross01.

On the other hand, the limited penetration of velocity models concerning auto-correlation results may be due to the reduced offset available. This means that if larger offsets were available, it would be possible to integrate seismic sections produced by auto-correlation and velocity models through cross-correlation calculations. This approach is interesting when considering the necessary conditions for designing an acquisition configuration using passive seismic interferometry to achieve this objective.

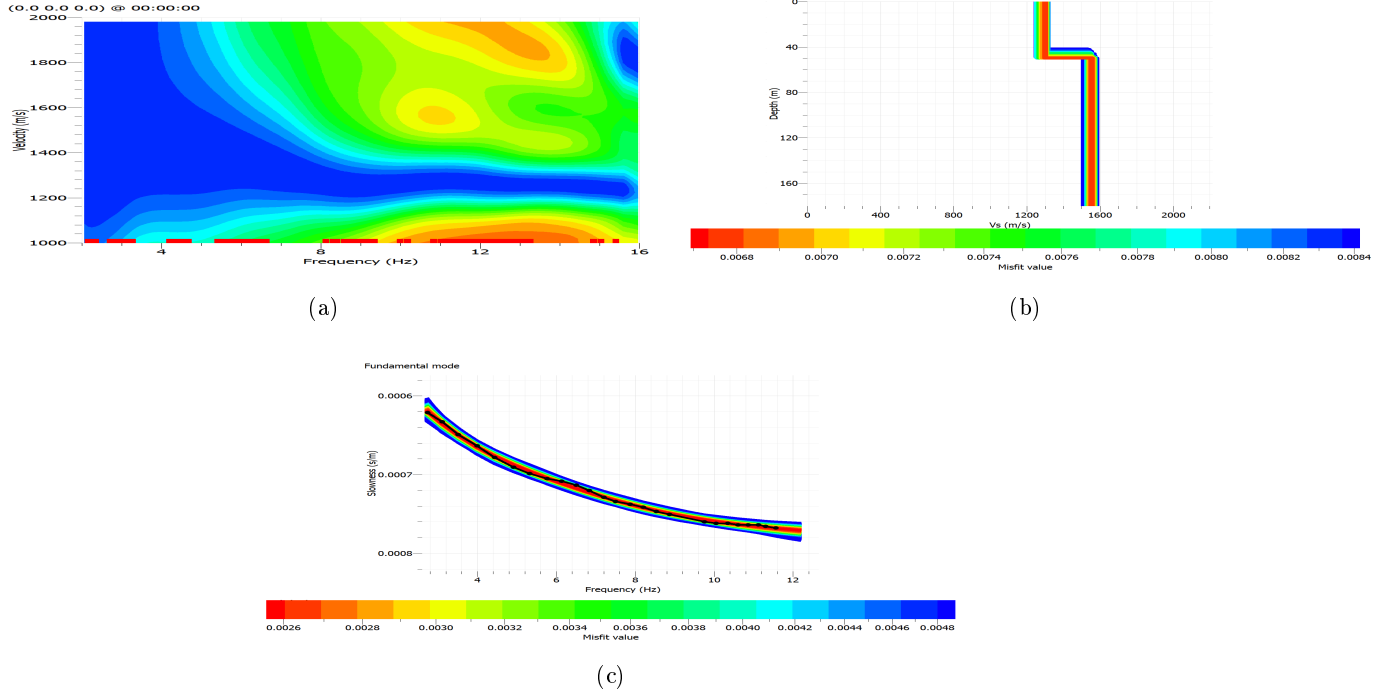


Fig. 18: Dispersion curve and velocity model obtained from cross-correlation calculations on Line 03.

5 Conclusions

The auto-correlations and cross-correlations performed based on ambient noise have proven useful for many applications at various scales. In our case, the objective was to use the effect of hydraulic fracturing and ambient noise on the results of seismic sections and velocity models, defined from autocorrelations and the extraction of surface waves under cross-correlation application. This approach has allowed us to obtain high-resolution P-wave reflected results that largely reproduce the lithological information of the area and enabled us to obtain a realistic value of S-wave velocity for the shallowest strata. The quantity and location of the recording stations used have facilitated obtaining the necessary information density for creating high-resolution seismic sections with depths exceeding 1000 meters.

From a technical standpoint, passive seismic interferometry enables the extraction of P and S waves from ambient or induced noise data. Furthermore, it is noteworthy that this method requires minimal economic investment and has a low environmental impact, emphasizing its efficiency within the limitations of its potential application.

6 Acknowledgements

We would like to express our gratitude to the Coordination of Higher Education Personnel Training Program (CAPES) for their support and funding through a master's scholarship. We also extend our thanks to the National Institute of Science and Technology - Petroleum Geophysics (CNPq) for their support and funding in data acquisition work.

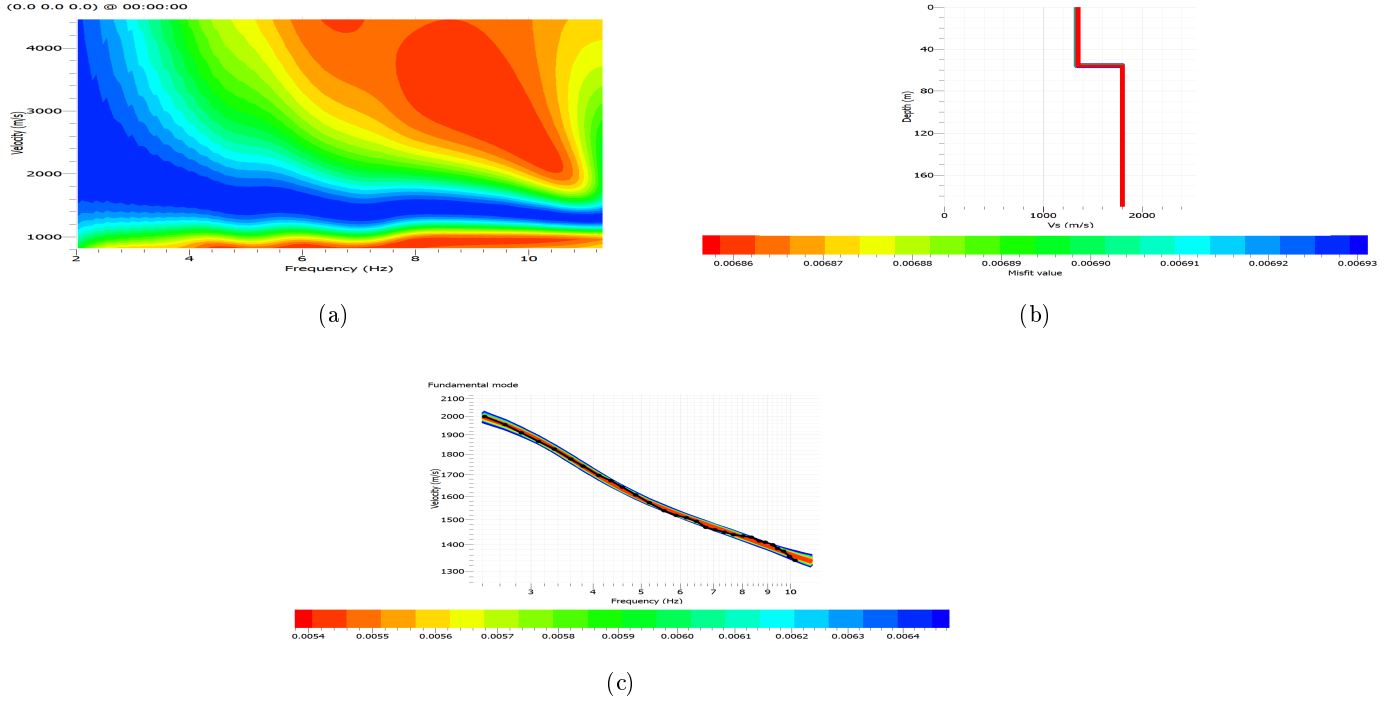


Fig. 19: Dispersion curve and velocity model obtained from cross-correlation calculations between Line 04 and Line 03.

All data processing was conducted using open-source software, primarily utilizing the programming languages Python and Julia. During the data processing stage, we actively utilized Obspy ([Beyreuther et al. \(2010\)](#)) and SeisNoise ([Clements and Denolle \(2020\)](#)). Additionally, 3D representations were generated using the open-source software project PYVista ([Sullivan and Kaszynski \(2019\)](#)).

References

- Campillo, M., Paul, A.: Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *SCIENCE* **299**, 547–549 (2003) <https://doi.org/10.1126/science.1078551>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., Verdel, A.: Tutorial on seismic interferometry. part i: Basic principles and applications. *Geophysics* **75**(5), 62–87 (2010) <https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Claerbout.: Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* **33**(2), 264–269 (1968)
- Wapenaar, K., Neut, J., Ruigrok, E.: Passive seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *Geophysics* **76**(6), 33–46 (2008) <https://doi.org/10.1190/1.2976118>
- Moro, G.D., Pipan, M., Forte, E., Finetti, I.: Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments, pp. 1247–1250 (2005). <https://doi.org/10.1190/1.1817508> . <https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1817508>
- Ermert, L., nor, A.V., Fichtner, A.: Cross-correlation imaging of ambient noise sources. *Geophysical Journal International* **204**, 347–364 (2015) <https://doi.org/10.1093/gji/ggv460>
- Cheng, F., Xia, J., Xu, Y., Xu, Z., Pan, Y.: A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. *Journal of Applied Geophysics* **117**(1), 126–135 (2015) <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.04.005>
- Afonin, N., Kozlovskaya, E., Heinonen, S., Buske, S.: Near-surface structure of the sodankylä area in finland obtained by passive seismic interferometry. *Solid Earth* **1**(10), 1563–1579 (2021) <https://doi.org/10.5194/se-12-1563-2021>
- Mordret, A., Landés, M., Shapiro, N.M., Singh, S.C., Roux, P., Barkved, O.I.: Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International* **193**, 1627–1643 (2013) <https://doi.org/10.1093/gji/ggt061>
- Afonin, N., Kozlovskaya, E., Canale, R.M.: Application of passive seismic interferometry for mapping mining waste storage facilities: A case study of pyhÄŕsalmi mine in finland. *Journal of Applied Geophysics* **1**(202), 104669 (2022) <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104669>
- Ouellet, S.M., Dettmer, J., Olivier, G., DeWit, T., Lato, M.: Advanced monitoring of tailings dam performance using seismic noise and stress models. *Communications Earth and Environment* **301**(3), 12–135 (2022) <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00629-w>
- Yu, J., Katz, L.J., Followill, F., Sun, H., Schuster, G.T.: Autocorrelogram migration: Ivspwd test. *Geophysics*

- Olafsdottir, E.A., Erlingsson, S., Bessason, B.: Tool for analysis of multichannel analysis of surface waves (masw) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. *Canadian Geotechnical Journal* **1**(55), 217–233 (2017) <https://doi.org/10.1139/cgj-2016-0302>
- Castro-Artola, O., Iglesias, A., Schimmel, M., Córdoba-Montiel, F.: Moho reflections within seismic noise autocorrelations. *Journal of South American Earth Sciences* **120**(1), 104080 (2022) <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104080>
- Oren, C., Nowack, R.L.: Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure. *Geophysical Journal International* **208**(1), 321–332 (2017) <https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>
- Gorbatov, A., Saygin, E., Kennett, B.L.N.: Crustal properties from seismic station autocorrelograms. *Geophysical Journal International* **192**(1), 861–870 (2013) <https://doi.org/10.1093/gji/ggs064>
- Becker, G., Knapmeyer-Endrun, B.: Crustal thickness across the trans-european suture zone from ambient noise autocorrelations. *Geophysical Journal International* **212**(1), 1237–1254 (2018) <https://doi.org/10.1093/gji/ggx485>
- Clayton, R.W.: Imaging the subsurface with ambient noise autocorrelations. *Seismological Research Letters* **91**(2A), 930–935 (2020) <https://doi.org/10.1785/0220190272>
- Heath, B.A., Hooft, E.E.E., Toomey, D.R.: Autocorrelation of the seismic wavefield at newberry volcano: Reflections from the magmatic and geothermal systems. *Geophysical Research Letters* **1**(45), 2311–2318 (2018) <https://doi.org/10.1002/2017GL076706>
- Diaz, J., Ventosa, S., Schimmel, M., Ruiz, M., Macau, A., Gabàs, A., Martí, D., Akin, O., Vergés, J.: Mapping the basement of the cerdanya basin (eastern pyrenees) using seismic ambient noise. *Solid Earth* **14**(1), 499–514 (2023) <https://doi.org/10.5194/se-14-499-2023>
- Chimoto, H. K. & Yamanaka: S-wave velocity structure exploration of sedimentary layers using seismic interferometry on strong motion records. *Exploration Geophysics* **50**(6), 625–633 (2019) <https://doi.org/10.1080/08123985.2019.1654835>
- Imam T.S.and Ikeda, T. T.and Tsuji, Uesugi, J., Nakamura, T., Okaue, Y.: Extracting high-resolution p-wave reflectivity of the shallow subsurface by seismic interferometry based on autocorrelation of blast mining signals. *Geophysical Prospecting* **1**(1), 1–14 (2022) <https://doi.org/10.1111/1365-2478.13308>
- Bezerra, F.H., Castro, D.L., Maia, R.P., Sousa, M.O.L., Moura-Lima, E.N., Rossetti, D.F., Bertotti, G.V., Souza, Z.S., Nogueira, F.C.C.: Postrift stress field inversion in the potiguar basin, brazil. implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of south america. *Marine and Petroleum Geology*

- P.T., A., Feijo, F.J.: Bacia potiguar. Boletim de Geociências da PETROBRAS **8**(1), 127–141 (1994)
- Córdoba, C.: A evolução da plataforma carbonática jandaíra durante o neocretáceo na bacia potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica. PhD thesis, Universidade Estadual Paulista (2001)
- Tibana P., T.G.J.: Sequencias carbonáticas do cretáceo da bacia potiguar. Technical Report 3, Petrobras (1981)
- Souza, S.M.: Atualização da litoestratigrafia da bacia potiguar. In: Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia., pp. 2392–2406. Sociedade Brasileira de Geologia., ??? (1982)
- Dantas, O., Nascimento, A.F.D., Schimmel, M.: Retrieval of body-wave reflections using ambient noise interferometry using a small scale experiment. Pure and Applied Geophysics **1**(175), 2009–2022 (2018) <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1794-0>
- Silva, D.W.T.D., Nascimento, A.F.D., Lemus, F.: Characterization of seismic noise in an oil field using passive seismic data from a hydraulic fracturing operation. Pure and Applied Geophysics **5**(178), 3849–3868 (2021) <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02854-4>
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P.S., Yang, Y.: Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurement. Geophysical Journal International **169**(3), 1239–1260 (2007) <https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J.: Multichannel analysis of surface waves. GEOPHYSICS **64**(3), 132–142 (1999) <https://doi.org/10.1190/1.1444590>
- Park, C.B., Carnevale, M.: Optimum masw survey revision after a decade of use. In: GeoFlorida 2010: Advances in Analysis, Modeling & Design, pp. 1303–1312 (2010)
- Park, C.B., Miller, R.D., Miura, H.: Optimum field parameters of an masw survey. Japanese Society of Exploration Geophysics Extended Abstracts **36** (2002)
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Ivanov, J.: Multichannel analysis of surface waves (masw) active and passive methods. The Leading Edge **26**(1), 60–64 (2007)
- Olafsdottir, E.A., Erlingsson, S., Bessason, B.: Tool for analysis of multichannel analysis of surface waves (masw) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. Canadian Geotechnical Journal **55**(2), 217–233 (2018)
- Schimmel, M., Gallart, E.S.: Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. Geophysical Journal International **184**(1), 494–506 (2011) <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x>

- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., Wassermann, J.: Obspy: A python toolbox for seismology. *Electronic Seismologist* **81**(3), 530–533 (2010) <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530>
- Wathelet, M., Chatelain, J., Cornou, C., Giulio, G.D., Guillier, B., Ohrnberger, M., Savvaidis, A.: Geopsy: A userfriendly opensource tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters* **91**(3), 1878–1889 (2020) <https://doi.org/10.1785/0220190360>
- Clements, T., Denolle, M.A.: SeisNoise.jl: Ambient Seismic Noise Cross Correlation on the CPU and GPU in Julia. *Seismological Research Letters* (2020) <https://doi.org/10.1785/0220200192> <https://pubs.geoscienceworld.org/srl/article-pdf/doi/10.1785/0220200192/5156069/srl-2020192.1.pdf>
- Sullivan, C.B., Kaszynski, A.: PyVista: 3d plotting and mesh analysis through a streamlined interface for the visualization toolkit (VTK). *Journal of Open Source Software* **4**(37), 1450 (2019) <https://doi.org/10.21105/joss.01450>

4 Considerações finais

O experimento realizado nos dias 28 e 29 de março de 2017, com o objetivo de monitorar o fraturamento hidráulico, permitiu o registro de um total de 10 horas (5 horas contínuas em cada dia) de ruído ambiente, incluindo os eventos gerados pelo efeito do processo de fraturamento. A metodologia de interferometria sísmica passiva foi utilizada para obter seções sísmicas de onda p refletida de alta resolução e velocidade de onda S, os principais destaques desse trabalho são mostrados a seguir:

- Com as informações disponíveis de 10 horas de gravação contínua, foi possível extrair reflexões de onda P de alta resolução calculando as funções de autocorrelação y modelos de velocidade a partir de as correlação cruzadas.
- Foi possível construir seções sísmicas interpretáveis, que refletiam as principais características litológicas da parte ocidental da Bacia Potiguar. As formações Jandaira e Açu e o topo do embasamento foram claramente interpretados e os resultados comparados com resultados anteriores de seções sísmicas obtidas de fontes sísmicas ativas.
- A profundidade da investigação alcançada e contrastada com as informações consolidadas da bacia Potiguar é de aproximadamente 1.000 metros. Isso ocorre a partir de linhas de 600 metros de comprimento, em média. .
- Cada seção sísmica destaca a mudança de polaridade clara e consistente entre as formações Jandaira e Açu, refletindo a mudança estratigráfica entre calcários e arenitos, respectivamente. .
- A profundidade de investigação obtida foi considerável a partir dos resultados da função de autocorrelação; no entanto, a penetração obtida para o modelo de velocidade foi muito menor, cerca de 180 metros, o que não permitiu correlacionar o modelo de velocidade e as seções sísmicas.
- O modelo de velocidade obtido foi de duas camadas, com a primeira camada obtida em uma profundidade de cerca de 60 metros, coincidindo com a espessura da camada metamorfoseada.
- A metodologia utilizada mostrou que, diferentemente das outras formas de cálculo das funções de autocorrelação, não foram necessários algoritmos de ganho, como o AGC, para a recuperação das amplitudes no resultado final. Portanto, pode-se

concluir que o presente trabalho fornece uma forma mais eficiente de calcular as funções de autocorrelação.

Como em todo trabalho de pesquisa, novos caminhos se abrem com cada resultado, e a seguir estão alguns pontos relevantes que são recomendados para revisão e desenvolvimento:

- As amplitudes obtidas nos resultados das funções de autocorrelação não mostram atenuação em profundidade; no entanto, não há informações ou dados disponíveis na área de estudo que possam ser usados para constatar e validar as amplitudes mencionadas acima. No entanto, a continuidade de cada um dos refletores e a consistência entre as três linhas principais modeladas em 3D refletem uma certa possibilidade de estar diante da possibilidade de investigação geofísica profunda com baixo efeito de atenuação da energia sísmica.
- O comprimento das linhas registradas não permitiu a obtenção de um deslocamento de comprimento suficiente para gerar um modelo de velocidade com a profundidade necessária para ser correlacionado com as seções sísmicas. As linhas com comprimentos de cerca de 3.000 metros com densidade de receptor igual ou inferior poderiam gerar modelos de velocidade contrastáveis com as seções sísmicas obtidas das funções de autocorrelação.
- Essa metodologia poderia ser testada em áreas com maior complexidade estratigráfica, a fim de avaliar os limites da resolução obtida com as funções de autocorrelação.

Referências

AFONIN, N.; KOZLOVSKAYA, E.; CANALE, R. M. Application of passive seismic interferometry for mapping mining waste storage facilities: A case study of pyhäsalmi mine in finland. *Journal of Applied Geophysics*, v. 1, n. 202, p. 104669, 2022. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104669>>.

AFONIN, N. et al. Near-surface structure of the sodankylä area in finland obtained by passive seismic interferometry. *Solid Earth*, v. 1, n. 10, p. 1563–1579, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/se-12-1563-2021>>.

BECKER, G.; KNAPMEYER-ENDRUN, B. Crustal thickness across the trans-european suture zone from ambient noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, v. 212, n. 1, p. 1237–1254, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/gji/ggx485>>.

BENSEN, G. et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurement. *Geophysical Journal International*, v. 169, n. 3, p. 1239–1260, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>>.

CAMPILLO, M.; PAUL, A. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *SCIENCE*, v. 299, p. 547–549, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1078551>>.

CARNEVALE, M.; PARK, C. B. Wave-energy source for masw? European Association of Geoscientists and Engineers, 2010. ISSN 2214-4609. Disponível em: <<https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609-pdb.175.SAGEEP060>>.

CASTRO-ARTOLA, O. et al. Moho reflections within seismic noise autocorrelations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 120, n. 1, p. 104080, 2022. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104080>>.

CHENG, F. et al. A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. *Journal of Applied Geophysics*, v. 117, n. 1, p. 126–135, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.04.005>>.

CLAERBOUT. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, v. 33, p. 264–269, 1968.

CLAYTON, R. W. Imaging the subsurface with ambient noise autocorrelations. *Seismological Research Letters*, v. 91, n. 2A, p. 930–935, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1785/0220190272>>.

COLE, S. *Passive Seismic and Drill-Bit Experiments Using 2-D Arrays*. Tese (Doutorado) — Stanford University, 1995.

DRAGANOV, D. *Seismic and Electromagnetic Interferometry - Retrieval of the Earth's Reflection Response Using Crosscorrelation*. Tese (Doutorado) — Delft University of Technology, 2007.

DRAGANOV, D. et al. Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysical Prospecting*, v. 74, n. 5, p. 150–Z92, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.3193529>>.

FOTI, S. et al. *Surface Waves Methods For Near-Surface Site Characterization*. First edition. Florida: CRC Press, 2015.

GALLART, M. S. and J. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, v. 112, n. 1, p. 1–14, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2006JB004680>>.

HEATH, B. A.; HOOFT, E. E. E.; TOOMEY, D. R. Autocorrelation of the seismic wavefield at newberry volcano: Reflections from the magmatic and geothermal systems. *Geophysical Research Letters*, v. 1, n. 45, p. 2311–2318, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2017GL076706>>.

IKEDA T. AND TSUJI, T. I. T. et al. Extracting high-resolution p-wave reflectivity of the shallow subsurface by seismic interferometry based on autocorrelation of blast mining signals. *Geophysical Prospecting*, v. 1, n. 1, p. 1–14, 2022. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/1365-2478.13308>>.

MORDRET, A. et al. Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, v. 193, p. 1627–1643, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/gji/ggt061>>.

MORO, G. D. et al. Determination of rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments. In: _____. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003*. [s.n.], 2005. cap. 1, p. 1247–1250. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1817508>>.

MOSCHETTI, M. P. et al. Crustal shear wave velocity structure of the western united states inferred from ambient seismic noise and earthquake data. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, v. 115, n. 1, p. B10306(1–20), 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2010JB007448>>.

NAKATA, N.; GUALTIERI, L.; FICHTNER, A. *Seismic Ambient Noise*. First edition. London: Cambridge University Press, 2018.

OLAFSDOTTIR, E. A.; ERLINGSSON, S.; BESSASON, B. Tool for analysis of multichannel analysis of surface waves (masw) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 1, n. 55, p. 217–233, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1139/cgj-2016-0302>>.

OREN, C.; NOWACK, R. L. Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure. *Geophysical Journal International*, v. 208, n. 1, p. 321–332, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>>.

PARK, C. B.; MILLER, R. D.; XIA, J. Multichannel analysis of surface waves. *GEOPHYSICS*, v. 64, n. 3, p. 132–142, 1999.

PETKAEW, P. *Surface wave tomography and assessing the uncertainty of ambient seismic noise data across Thailand*. Tese (Doutorado) — University of Leicester, 2021.

- RICKETT, J.; CLAERBOUT, J. Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The Leading Edge*, v. 1, n. 18, p. 957–960, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.1438420>>.
- RIDDER, S. de; BIONDI, B. L. Daily reservoir-scale subsurface monitoring using ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 12, p. 2969–2974, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/grl.50594>>.
- RUIGROK, E.; WAPENAAR, K. Global-phase seismic interferometry unveils p-wave reflectivity below the himalayas and tibet. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, v. 39, n. 1, p. 1–6, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2012GL051672>>.
- SCHIMMEL, M.; GALLART, E. S. and J. Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, v. 184, n. 1, p. 494–506, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x>>.
- SCHIMMEL, M.; PAULSEN, H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, v. 130, n. 2, p. 497–505, 1997. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x>>.
- SCHUSTER, G.; RICKETT, J. *Daylight imaging in $V(x,y,z)$ media, Utah Tomography and Modeling-Migration*. [S.l.], 2004.
- SCHUSTER, G. et al. Interferometric/daylight seismic imaging. *Geophysical Journal International*, v. 157, n. 2, p. 838–852, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02251.x>>.
- SHAPIRO, N.; CAMPILLO, M. Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient noise. *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. 1–4, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2004GL019491>>.
- SILVA, D. W. T. D.; NASCIMENTO, A. F. D.; LEMUS, F. Characterization of seismic noise in an oil field using passive seismic data from a hydraulic fracturing operation. *Pure and Applied Geophysics*, v. 5, n. 178, p. 3849–3868, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00024-021-02854-4>>.
- SNIEDER, R. Extracting the green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, v. 69, n. 1, p. 046610, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>>.
- Interferometric Imaging of Ocean Bottom Noise*, All Days de *SEG International Exposition and Annual Meeting*, (SEG International Exposition and Annual Meeting, All Days). SEG-2006-1555 p.
- WAPENAAR, K. Retrieving the elastodynamic green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, v. 1, n. 93, p. 254301, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301>>.
- WAPENAAR, K. et al. Tutorial on seismic interferometry. part i: Basic principles and applications. *Geophysics*, v. 75, n. 5, p. SI62–SI87, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.3457445>>.

WAPENAAR, K.; FOKKEMA, J. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, v. 71, n. 4, p. 1JA–Z75, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.2213955>.

WAPENAAR, K.; NEUT, J. van der; RUIGROK, E. Passive seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *Geophysics*, v. 76, n. 6, p. SI33–SI46, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.2976118>.

XIA, J. Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, v. 52, n. 1, p. 45–57, 2003.