



UnB

**O uso de ondas de superfície
do ruído sísmico cultural e
ambiental para a detecção de
alvos rasos**

Bruno Nascimento Ferreira

PROGRAMA DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de mestre

Mestre em Geociências Aplicadas na área de Geofísica

BRASÍLIA

2018



Universidade de Brasília

Bruno Nascimento Ferreira

O uso de ondas de superfície do ruído sísmico cultural e ambiental para a detecção de alvos rasos

Dissertação submetida ao Programa de Geociências Aplicadas e Geodinâmica ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas na área de Geofísica, sob a orientação do Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha.

BRASÍLIA

2018

Substitua essa folha pela FOLHA DE APROVAÇÃO ou ATA DA DEFESA. Não se esqueça de incluir no verso da CAPA a Ficha Bibliográfica da sua Tese e no verso da FOLHA DE ROSTO o Termo de ciência e autorização de disponibilização da sua obra.

Dedico ao conhecimento.

Agradecimentos

Foram muitas as pessoas me ajudaram ao longo deste trabalho, das mais diversas formas. Esta seção traz alguns nomes, mas passa longe de ser uma lista completa.

Gostaria de agradecer à toda minha família de um modo geral, mas especialmente à minha mãe, pois sem ela esse trabalho não existiria.

Ao professor Dr. Marcelo Peres Rocha, pelo incentivo dado logo após a graduação, para que eu fizesse o mestrado. Por me ajudar a manter o foco quando a minha ânsia pelo conhecimento se interpôs a praticidade da pesquisa. Pela ajuda e prontidão em garantir que eu conseguisse me estabelecer em Brasília, com moradia e bolsa, pela orientação e amizade.

Às pessoas que se voluntariaram e me ajudaram nos trabalhos de campo: Daniel Marco da Silva Pereira, Maria Clara Lopes Paula, Moara Maria Oliveira, Matheus Garcia, Suzana Bergmann e Vicente de Paula.

Às pessoas que se dispuseram a revisar a dissertação, ajudando a tornar o texto mais fluído e agradável: Ian Nascimento Ferreira, Cíntia Antunes Correia e Priscila Martins Oliveira.

À Beatriz da Costa Bueno e Maria Clara Lopes Paula pela hospedagem em Brasília, nos tempos em que eu já não mais lá morava.

Ao Stefano Castro Tognini, pelo empréstimo de um computador quando o meu estragou. E também por ter me tirado dúvidas quanto à sintaxe \LaTeX .

Aos amigos da sala de pós: André Vinícius, Cristobal Condori, Diogo Farrapo, Magda Estrela, Matheus Rodrigues, Márcio Maciel, Paulo Araujo e Umberto Travaglia.

Agradeço à Fazenda Experimental Água Limpa, da Universidade de Brasília, pela concessão da área onde foi implantado o Sítio Controlado de Geofísica Forense, e onde foram feitos a maioria dos trabalhos de campo desta dissertação.

Agradeço ao Márcio Maciel Cavalcanti por tirar minhas dúvidas relacionadas à área do Sítio Controlado de Geofísica Forense, implementado por ele e tema de seu doutorado.

Ao Observatório Sismológico da UnB, pelo espaço físico cedido e o apoio técnico durante os trabalhos de campo, e às pessoas que lá trabalham, mantendo um ambiente agradável. Aos professores Dr. George Sand Leão Araújo de França, Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta, e Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen, às moças da limpeza, secretaria e portaria.

À CAPES pelo apoio financeiro com a concessão da bolsa.

“The known is finite, the unknown infinite; intellectually we stand on an islet in the midst of an illimitable ocean of inexplicability. Our business in every generation is to reclaim a little more land.”

Thomas Henry Huxley

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados obtidos com o uso de métodos sísmicos passivos de ondas de superfície para a detecção de estruturas rasas. Os experimentos foram realizados em sua maioria na fazenda experimental Água Limpa, da Universidade de Brasília, onde havia sido previamente implantado um ambiente controlado para estudos de geofísica forense. Neste local foram enterrados, à aproximadamente 20 cm da superfície, blocos de concreto medindo 180 x 100 x 85 cm (comprimento, largura, espessura). Sobre esses blocos foram coletados dados sísmicos, em arranjos lineares, que foram posteriormente processados segundo a metodologia SPAC modificada. Foram gerados perfis unidimensionais de velocidade de fase por profundidade, que posteriormente foram interpolados para a confecção de perfis bidimensionais. Foram testados diversos parâmetros de aquisição e processamento dos dados, como o tempo de registro, o intervalo de amostragem, o espaçamento entre geofones, o tamanho do arranjo, dentre outros. Os resultados mostraram que foi possível mapear a localização dos blocos de concreto utilizando-se exclusivamente métodos sísmicos passivos. As profundidades dos blocos de concreto são mais próximas do esperado quando são invertidas curvas de dispersão com bandas de frequência entre 15 e 70 Hz. O contraste de velocidade entre os blocos e o solo é melhor representado para as mais altas frequências, acima de 80 Hz.

Abstract

This work presents the results obtained with the use of passive seismic methods of surface waves for the detection of shallow structures. The experiments were mostly carried out at the experimental farm, Água Limpa, of the University of Brasília, where a controlled environment for forensic geophysics studies had been previously established. At this site, about 20 cm from the surface, were buried concrete blocks measuring 180 x 100 x 85 cm (length, width, thickness). Over these blocks, seismic data were collected in linear arrays, which were later processed according to the modified SPAC methodology. One-dimensional profiles of phase velocity vs depth were generated, and later interpolated to make two-dimensional profiles. It was tested several acquisition and processing parameters, such as recording time, sampling interval, geophones spacing, array size, among others. The results showed that it was possible to map the location of concrete blocks using exclusively passive seismic methods. The depths of the concrete blocks were more accurate when it was used, on the inversion process, dispersion curves with frequency bands between 15 and 70 Hz. The speed contrast between the blocks and the ground is best represented at the higher frequencies, above 80 Hz.

Conteúdo

Agradecimentos	ix
Resumo	xiii
Abstract	xv
1 Introdução	1
1.1 Organização da dissertação	1
1.2 Introdução ao tema	1
2 Fundamentação Teórica	4
2.1 Ondas Sísmicas	4
2.1.1 Ondas de Corpo	4
2.1.2 Ondas de Superfície	6
2.2 Análise de Fourier	9
2.2.1 Série de Fourier	9
2.2.2 Transformada de Fourier	10
Transformada Rápida de Fourier	12
2.3 Caracterização do ruído sísmico	13
2.3.1 O que é o ruído sísmico?	13
2.3.2 Fontes do ruído sísmico	15
2.3.3 Composição do ruído	17
2.4 Dispersão e Modos Vibracionais	18
2.4.1 Dispersão	18
2.4.2 Modos vibracionais	20
2.5 Método SPAC	21
2.5.1 Generalização do método SPAC	25
3 Métodos	26
3.1 Métodos de Aquisição	26

3.1.1	Áreas de Estudo	26
	Fundos do OBSIS-UnB	26
	SCGF-UnB	27
3.1.2	Instrumentação de Campo	31
3.1.3	Montagem das linhas sísmicas	34
	Montagem da linha atrás do OBSIS	36
	Montagem das linhas no SCGF-UnB	36
3.2	Métodos de Processamento	40
3.2.1	Seleção de registros e análise da aleatoriedade da amplitude	40
3.2.2	Obtenção de perfis de profundidade por velocidade	44
	Geração dos perfis bidimensionais	49
	Separação de grupos de geofones de uma mesma linha sísmica	50
	Parâmetros da inversão	53
3.2.3	Espectro de Frequência Normalizado Médio (EFNM)	54
4	Resultados e Discussão	57
4.1	Análise dos espectros de frequência	57
4.2	Resultados estatísticos	64
4.3	Testes da variabilidade da curva de dispersão	65
4.4	Teste de interpolação dos perfis 1D	71
4.5	Teste do espaçamento entre os geofones	73
4.6	Teste do número de geofones por subarranjo	74
4.7	Bandas de frequência das curvas de dispersão	74
4.8	Teste da relevância da “qualidade” dos registros	78
4.9	Testes da profundidade de inversão	78
4.10	Perfis com corte de frequência da curva de dispersão	82
4.11	Resumo dos resultados dos experimentos	84
5	Conclusões	85
A	Algoritmo para a geração do espectro de frequências normalizado médio (EFNM)	94
B	Algoritmo para a separação de subgrupos de geofones	98
C	Algoritmo para a criação dos arquivos XYZ	100
D	Algoritmo para a interpolação dos perfis unidimensionais	102

Lista de Figuras

2.1	Exemplo de sismograma com ondas P, S e Superficiais.	5
2.2	Movimento das partículas segundo a passagem das ondas de corpo, P e S. . . .	6
2.3	Movimento das partículas segundo a passagem das ondas de superfície, Love e Rayleigh.	8
2.4	Movimento das partículas segundo a passagem da uma onda Rayleigh.	8
2.5	Séries de Fourier parciais para diferentes valores de n máximo.	10
2.6	Representação 3D dos termos de uma série de Fourier.	10
2.7	Representação no espaço complexo da magnitude e fase da k-ésima componente de uma transformada de Fourier.	11
2.8	Gráfico comparativo da complexidade da DFT e FFT.	13
2.9	Chuva na superfície da água - idealização do campo de ondas do ruído sísmico.	14
2.10	Efeito da variação semanal do ruído cultural.	16
2.11	Variação diurna das médias dos espectros de frequência.	17
2.12	Análise da constância do ruído com relação ao tempo.	18
2.13	Fenômeno da Dispersão e modelo de uma curva de dispersão típica.	19
2.14	Exemplo de curvas com modos fundamental e superiores.	20
2.15	Curva de dispersão com modos fundamental (M0) e primeiro modo excitado (M1).	21
2.16	Curva de dispersão aparente.	22
2.17	Exemplo de um gráfico do espectro de velocidades.	25
3.1	Vista aérea de Brasília com sucessivas ampliações até o OBSIS-UnB e o local de medidas.	27
3.2	Localização do SCGF-UnB - Vista aérea da FAL-UnB, com sucessivas ampliações até o SCGF-UnB.	28
3.3	Legenda das situações de sepultamento do SCGF-UnB.	29
3.4	Fotos da implantação do SCGF-UnB.	30
3.5	Equipamentos de campo: geofones e cabos.	32
3.6	Equipamentos de campo: Sismógrafo.	33

3.7	Montagem de 48 canais com sismógrafos Geode.	35
3.8	Localização das linhas sísmicas realizadas no SCGF-UnB.	37
3.9	Fotos da linha sísmica 1.	38
3.10	Fotos das linhas sísmicas 4 e 6.	39
3.11	Infograma de registros escolhidos e descartados.	41
3.12	Exemplo de traços e histogramas de amplitude de registros considerados bons.	42
3.13	Exemplo de traços e histogramas de amplitude de registros considerados ruins.	43
3.14	Exemplos de registros ruins e bons e seus espectros de frequência.	45
3.15	Janela do programa SeisImagerSW [®] mostrando um perfil unidimensional de velocidades sísmicas.	46
3.16	Tipos de arranjos bidimensionais de geofones.	46
3.17	Profundidade de investigação dos perfis unidimensionais.	48
3.18	Fluxograma de processamento do programa SeisImagerSW [®]	48
3.19	Exemplo de curvas de dispersão geradas pelo programa SeisImagerSW [®] antes e depois da edição	49
3.20	Interpolação linear de furos de sondagem.	49
3.21	Exemplo da divisão de uma linha sísmica em subgrupos de geofones.	50
3.22	Posições dos perfis unidimensionais dos subgrupos de geofones de uma linha sísmica com 48 geofones.	52
3.23	Esquema para a criação do modelo inicial a partir da curva de dispersão.	53
3.24	Fluxograma das etapas da inversão feita pelo programa SeisImagerSW [®] pelo método dos mínimo quadrados.	54
3.25	Janelas do programa SeisImagerSW [®]	55
3.26	Fluxograma das etapas para o cálculo do EFMN.	56
4.1	Espectros de frequência normalizados médios das linhas 1 e 2 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB.	59
4.2	Comparativo entre os perfis de EFMN com avariação do número de registros.	60
4.3	Anomalias de frequência da linha 1.	61
4.4	Ampliação na escala de frequência do perfil de EFMN da linha 1.	61
4.5	Espectros de frequência normalizados médios das linhas 4, 5 e 6 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB.	62
4.6	Espectros de frequência normalizados médios das linhas 7 e 8 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB.	63
4.7	Comparação entre histogramas de amplitude na área urbana e rural.	64
4.8	Estatísticas da amplitude das linhas 1 e 2.	65
4.9	Curvas de dispersão obtidas segundo a variação do tempo de registro e número de amostras de amplitude traço.	67

4.10	Convergência da CD de acordo com o número de registros utilizados no processamento.	68
4.11	Testes dos perfis gerados com curvas de dispersão sintéticas.	69
4.12	Comparativo entre a forma das curvas de dispersão.	70
4.13	Previsão dos perfis 2D gerados pela interpolação dos perfis 1D segundo o tamanho do subarranjo de geofones.	72
4.14	Teste da variação do espaçamento entre os geofones.	73
4.15	Teste da variação do número de geofones.	75
4.16	Teste da variação do número de geofones - linha 7.	76
4.17	Teste da variação do número de geofones - linha 7.	77
4.18	Intervalos decrescentes de frequência da curva de dispersão e sua influência nos perfis 2D.	79
4.19	Intervalos crescentes de frequência da curva de dispersão e sua influência nos perfis 2D.	80
4.20	Teste da aleatoriedade da escolha dos registros.	81
4.21	Teste da profundidade de inversão.	82
4.22	Teste da profundidade de inversão para perfis gerados através de curvas de dispersão editadas, mantendo-se apenas frequências entre 15 e 75 Hz.	83

Lista de Tabelas

2.1	Relação entre fonte de ruído sísmico e suas frequências segundo diferentes autores	16
3.1	Lista de equipamentos de campo.	31
3.2	Número de registros obtidos com o levantamento realizado atrás do OBSIS- UnB, de acordo com o tempo e a frequência de amostragem.	36
3.3	Parâmetros de aquisição das linhas sísmicas realizadas no SCGF-UnB	38
4.1	Tamanho dos subarranjos utilizados na Figura 4.21.	81
4.2	Tamanho da anomalia gerada com relação ao tamanho original do bloco de concreto (1,8 m).	84
4.3	Capacidade de mapeamento horizontal de acordo com o número de geofones e o espaçamento entre eles.	84

Capítulo 1

Introdução

1.1 Organização da dissertação

Este trabalho está dividido em 3 grandes partes. A primeira trata da fundamentação teórica (Capítulo 2), onde são abordados os conceitos das ondas sísmicas, dispersão, a caracterização do ruído sísmico, análise de Fourier e o método SPAC. A segunda descreve os métodos utilizados no trabalho (Capítulo 3), onde é apresentado como foram adquiridos e processados os dados sísmicos. A terceira parte trata dos resultados (Capítulo 4), onde são apresentados os produtos dos processamentos e discute-se os resultados obtidos. No final da dissertação são apresentados Apêndices, com alguns dos algoritmos criados para o processamento dos dados.

1.2 Introdução ao tema

Há pouco mais de meio século, por volta dos anos 50, começaram a surgir os primeiros estudos dedicados ao uso de ondas de superfície para inferir propriedades elásticas do meio ([23], [27], [63] e [66]). Desde então, a comunidade científica desenvolveu e aperfeiçoou vários métodos de aquisição e processamento de dados, onde destacam-se os trabalhos de Aki (1957), Capon (1969), Asten (1976), Heisey (1982), Park (1999), Louie (2001), Cheng (2015), dentre outros. Atualmente, estes métodos são utilizados tanto para pesquisas puras quanto aplicadas.

Basicamente todos os métodos de ondas de superfície buscam gerar, como produtos finais do processamento dos dados, perfis da velocidade de propagação das ondas S (V_s) em função da profundidade. As informações extraídas destes perfis podem ter diversas aplicações, a depender de quem as interpreta, e da profundidade investigada. Perfis muito profundos, como da ordem de algumas dezenas de quilômetros, podem ajudar na descrição histórica da dinâmica continental, e no mapeamento da espessura litosférica em diferentes regiões do globo ([31], [33]). Já em escalas mais rasas, como de algumas dezenas de metros, os métodos de ondas de superfície são amplamente utilizados na resolução de problemas geológicos e geotécnicos. Eles podem auxiliar no dimensionamento das fundações de grandes obras de engenharia civil, principalmente

em regiões tectonicamente ativas, onde fenômenos como a ressonância e amplificação podem abalar as estruturas e gerar grandes desastres [58]. Podem ainda ajudar na criação de políticas de segurança pública, com a caracterização de áreas suscetíveis à deslizamentos de terra, como em terrenos escarpados de regiões serranas [60].

Para se estimar as propriedades elásticas do meio, são utilizadas tradicionalmente técnicas mecânicas invasivas, como furos de sondagem ou SPT (*Standard Penetration Test*). No entanto, o uso de técnicas envolvendo ondas de superfície vêm ganhando cada vez mais espaço. Elas são não invasivas, normalmente mais baratas e rápidas, além de possibilitarem uma análise bidimensional dos parâmetros em subsuperfície. As técnicas mecânicas usuais, ao contrário, são pontuais, e necessitam de várias medidas em diferentes lugares da área em estudo para que os parâmetros medidos sejam representativos dos parâmetros reais [64].

Os levantamentos geofísicos de ondas de superfície podem ser divididos de acordo com o tipo de fonte sísmica utilizada. Quando são fontes controladas, como a queda de pesos, marretas, explosivos ou máquinas acústicas, são chamadas de levantamentos ativos. Já quando são utilizados eventos aleatórios, como terremotos ou o ruído sísmico ambiental e cultural, são chamados de levantamentos passivos.

Para aplicações geotécnicas, levantamentos passivos são muitas vezes tidos como secundários, como um complemento aos levantamentos ativos, e feitos apenas quando a profundidade de investigação atingida por estes se mostra insuficiente para alcançar os objetivos propostos. Isto se deve ao fato de que as ondas registradas em levantamentos ativos têm um conteúdo de frequências diferente dos passivos. As frequências presentes nos registros passivos são geralmente baixas, entre 10^{-4} e 20 Hz, [21] o que significa que estão associadas a grandes comprimentos de onda e conseqüentemente maiores profundidades de investigação, porém com mais baixa resolução. Já as frequências típicas excitadas por levantamentos ativos ficam entre 20 e 50 Hz, e alcançam profundidades entre 1 e 30 m [50].

Apesar da crescente aplicabilidade dos métodos geofísicos de ondas de superfície nos mais diversos cenários, há ainda uma área pouco explorada, que é a que trata da detecção de anomalias, como tubulações, cavidades e corpos rígidos. Até o momento foram publicados poucos trabalhos tratando deste tema, nos moldes de como ocorre com outros métodos geofísicos, como o radar de penetração de solo (GPR). Praticamente as únicas anomalias detectadas com os métodos de ondas de superfície são cavidades ([41], [51], [54]), e são sempre utilizadas fontes ativas, nunca passivas. Surge então um questionamento: Por que da escassez de trabalhos envolvendo métodos de ondas de superfície para a detecção de anomalias de velocidade? E sobretudo, por que não são utilizadas fontes passivas para tal?

Em levantamentos prévios a este trabalho, feitos nos arredores da Universidade de Brasília, foi verificado que os espectros de frequência de sinais passivos apresentam altas frequências com energia claramente não desprezíveis até 100 Hz, e podendo chegar a 200 Hz em alguns casos específicos. Apesar da mais baixa amplitude dessas ondas, elas estão completamente dentro do intervalo de frequências utilizado em levantamentos ativos. Por que então não se

utilizar de levantamentos passivos para este tipo de análise? Esta questão se mostra pouco documentada, seja por ineficiência do método ou por simples ausência de experimentos. Portanto, na tentativa de responder a estas perguntas, este trabalho dedicou-se ao estudo de técnicas de aquisição e processamento dos dados de ondas de superfície, para o mapeamento de anomalias de velocidade em ambientes rasos, utilizando-se exclusivamente de registros sísmicos passivos.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

2.1 Ondas Sísmicas

A língua portuguesa adotou a palavra “sísimo” do grego “seismos”, que significa terremoto[†]. Portanto, é esperado que ela e suas derivações gráficas sejam utilizadas em contextos relacionados às vibrações da Terra, e por este motivo, o termo “ondas sísmicas”, engloba todas as ondas mecânicas que se propagam pela Terra.

As ondas sísmicas podem ser divididas em dois tipos principais, as ondas de corpo e as ondas de superfície. As ondas de corpo se propagam pelo interior dos corpos, como a própria Terra, enquanto as ondas de superfície se propagam essencialmente pela superfície, não chegando aos níveis mais profundos, pois são fortemente atenuadas com o aumento da profundidade. Esta seção se dedica à apresentar e caracterizar os principais tipos de ondas sísmicas.

2.1.1 Ondas de Corpo

As ondas de corpo são divididas segundo o modo como vibram as partículas do meio. Quando o fazem paralelamente à direção de propagação da onda (como em ondas longitudinais), são chamadas de ondas P. Já quando movimentam as partículas perpendicularmente à direção de propagação (ondas transversais) são chamadas de ondas S. Ambas são formadas após um terremoto, e podem ser identificadas num registro de um sismômetro.

Pelo fato de se propagarem com velocidades diferentes, é normalmente clara a localização dessas duas ondas num sismograma (registro sísmico). As ondas do tipo P (primárias) chegam primeiro que as do tipo S (secundárias). Surge daí a motivação para a nomenclatura P e S, que está relacionada com a ordem de chegada dessas ondas num sensor.^{††}

A Figura 2.1 ilustra um sismograma real de um terremoto ocorrido na Califórnia em 1989, e registrado por um sismômetro instalado na Finlândia [56]. É possível ver os diferentes tempos

[†]Já a palavra “terremoto” deriva da expressão em latim, *terrae motus*, ou “movimento da Terra”. Fonte: <https://origemdapalavra.com.br/site/palavras/terremoto/>

^{††}Outra interpretação da nomenclatura (S e P) é a de que P representa *Pressure waves*, ou ondas de pressão, e S representa *Shear waves*, ou ondas de cisalhamento, mas tal nomenclatura só faz sentido na língua inglesa.

de chegada das ondas P, S e de superfície.

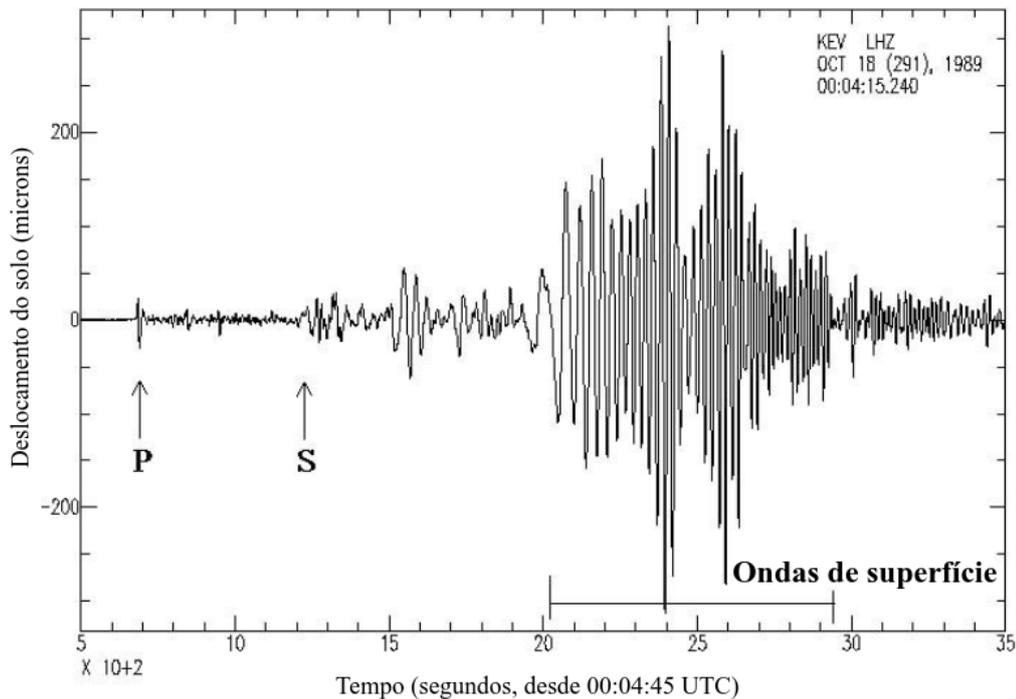


Figura 2.1 | Exemplo de sismograma com ondas P, S e Superficiais. O registro foi feito em Kevo, na Finlândia, e se refere ao terremoto ocorrido em Loma Prieta, na Califórnia, em 1989. Fonte: Adaptada de [56]

As ondas P podem se propagar por meios sólidos, líquidos e gasosos, enquanto as ondas S se propagam exclusivamente por meios sólidos. Este fato, por exemplo, foi o que permitiu ao cientista britânico Richard Oldham descobrir que a Terra possui um núcleo (externo) líquido [48].[†]

A Figura 2.2 ilustra o movimento das partículas segundo a passagem de ondas do tipo P e S. É possível observar que as ondas do tipo P são formadas por compressões e dilatações do meio, ou seja, há mudança de volume, com variação temporária de densidade, como ocorre com uma mola ou com ondas sonoras. Como o movimento das partículas é sempre na mesma direção de propagação da onda, não há rotação das mesmas. Já as ondas do tipo S perturbam o meio em movimentos rotacionais e cisalhantes em torno da posição de equilíbrio. Mas, ao contrário das ondas P, não há mudança no volume do meio por onde elas se propagam [44]. Essas ondas são análogas às vibrações de uma corda de violão.

As velocidades de propagação das ondas de corpo podem ser definidas por quantidades físicas, como mostrado pelas Equações 2.1 e 2.2. [17]

[†]Oldham analisou os dados provenientes de várias estações sísmicas espalhadas ao redor do planeta, e percebeu que o registro de um mesmo terremoto, feito por diferentes estações, podia ou não apresentar a chegada de ondas S. Analisando o ângulo entre estas estações e o epicentro do terremoto, ele conseguiu traçar as trajetórias das frentes de onda e também uma região de “sombra”, centrada no interior do planeta, por onde as ondas S nunca se propagavam. Ele concluiu, portanto, que nessa região as ondas não se propagavam pelo fato de o meio estar no estado líquido.

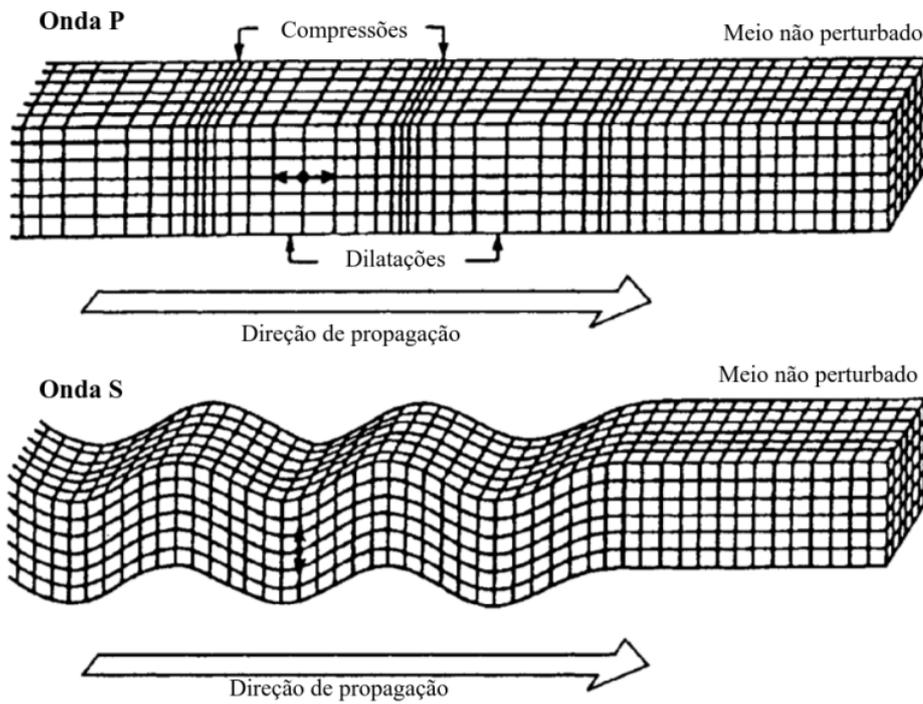


Figura 2.2 | Movimento das partículas segundo a passagem de ondas de corpo, P e S. Fonte: Adaptada de [53]

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(\frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)} \right)} \quad (2.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(\frac{1}{2(1+\nu)} \right)} \quad (2.2)$$

Onde E é o módulo de Young, G é o módulo de cisalhamento, ρ a densidade do meio e ν a razão de Poisson. Quando esses parâmetros são computados para um determinado meio, observa-se que as ondas P são pelo menos 30% mais rápidas que as ondas S. Para meios líquidos e gasosos, o módulo de cisalhamento, G , é igual a zero, o que explica a não propagação de ondas S nesses meios, como mostra a Equação 2.2.

2.1.2 Ondas de Superfície

Todas as ondas que viajam pela interface entre dois meios podem ser classificadas como ondas de superfície. Existe vários tipos de ondas de superfície, tanto para ondas mecânicas quanto eletromagnéticas ([19] e [4]), mas provavelmente o exemplo mais conhecido são as próprias ondas do mar, que se propagam na interface entre a água e ar.

Já no contexto da sismologia, as ondas de superfície são ondas mecânicas que se propagam na interface entre o ar e a superfície da Terra, sendo as duas principais chamadas de Rayleigh e Love. O físico Lord Rayleigh (John William Strutt) previu a existência das ondas que levam

seu nome em 1885 [52] e ao matemático Augustus Edward Hough Love previu a existência das ondas Love em 1911 [35].

Uma característica comum às ondas de superfície é a rápida diminuição das amplitudes com o aumento da profundidade. No caso das ondas Rayleigh e Love, observa-se que esta diminuição de amplitude se dá de maneira exponencial com a profundidade. [44].

Apesar da rápida diminuição da amplitude com a profundidade, o mesmo não ocorre com a distância, ou seja, estas ondas conseguem percorrer longas distâncias com pouca perda de energia, quando comparadas às ondas de corpo, P e S. Isto pode ser verificado na Figura 2.1, onde as ondas de superfície aparecem com amplitudes quase 10 vezes maiores que as de corpo. É por este motivo que as ondas de superfície são consideradas as verdadeiras carreadoras do poder destrutivo dos terremotos. Felizmente, como elas se propagam com velocidades inferiores as ondas de corpo, é possível emitir alertas de terremotos logo que estas últimas são detectadas. Ainda com relação à lenta atenuação da energia com relação à distância, pode-se citar o exemplo interessante dos elefantes asiáticos, que conseguem se comunicar por meio da geração de ondas Rayleigh de baixa frequência por distâncias de até 32 km [45]. Distância muitas vezes maior que a obtida usando-se exclusivamente ondas sonoras.

As ondas Love são formadas por interferências construtivas de ondas S na superfície, ou seja, são ondas S horizontalmente polarizadas. Elas exibem movimentos paralelos à superfície e perpendiculares à direção de propagação, como mostrado pela Figura 2.3. Essas ondas só existem numa condição estratigráfica muito particular, quando a velocidade da onda S da camada superior é menor que a das camadas inferiores [43], [44].

As ondas Rayleigh são formadas pela combinação das ondas P e SV (onda S polarizada verticalmente) e movimentam as partículas do meio segundo uma trajetória descrita como elíptica retrógrada[†], contida no plano perpendicular à superfície e paralelo à direção de propagação, onde o eixo maior da elipse é normal à superfície, vide Figura 2.3. A 2.4 ilustra as trajetórias elípticas das partículas durante a passagem de uma onda Rayleigh e também a atenuação da amplitude com o aumento da profundidade.

A velocidade das ondas P, S, Rayleigh e Love podem ser ordenadas da maior para menor como: $P > S > Love > Rayleigh$. As ondas S possuem cerca de 70% da velocidade das P, e as Rayleigh possuem cerca de 70% da velocidade das S.

Em levantamentos sísmicos ativos que se utilizam de impulsos verticais no solo, como os provocadas por golpes de marreta, tanto ondas de corpo quanto superficiais são geradas. Dentre estas últimas, cerca de dois terços da energia é transmitida em forma de ondas Rayleigh ([38] e [67]). Isto ajuda a explicar porque grande parte dos programas comerciais para o processamento de dados de sísmica rasa lidam apenas com as ondas Rayleigh, ignorando as Love.

[†] Apesar de o movimento das partículas sob a passagem de ondas Rayleigh ser frequentemente descrito como elíptico retrógrado, esta não é uma propriedade intrínseca das ondas Rayleigh. O movimento das partículas pode também ser prógrado (ou horário) caso satisfaça certas condições do meio, e/ou com o aumento da profundidade [61].

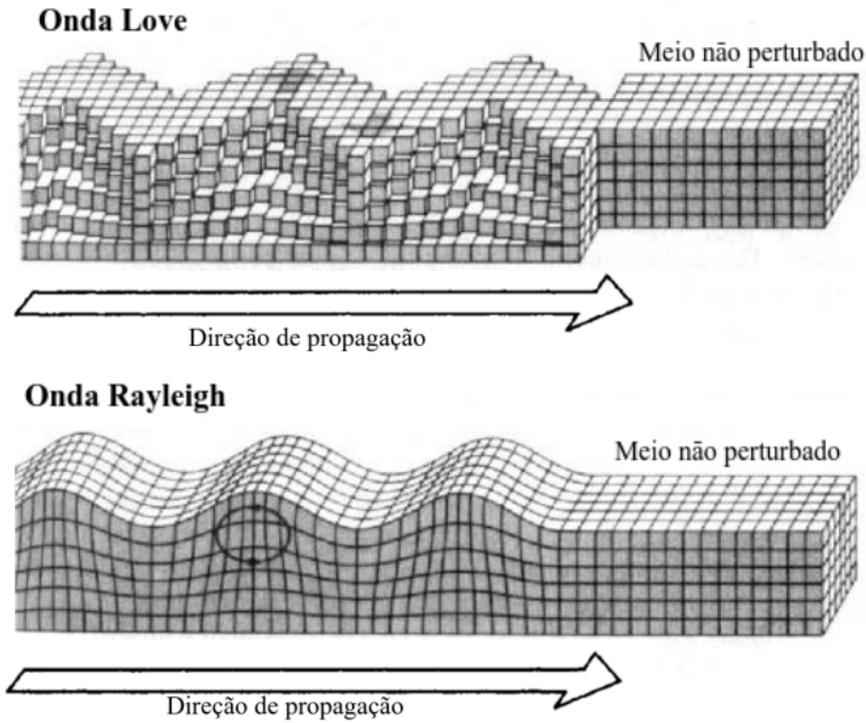


Figura 2.3 | Movimento das partículas segundo a passagem de ondas de superfície, Love e Rayleigh. Fonte: Adaptada de [53]

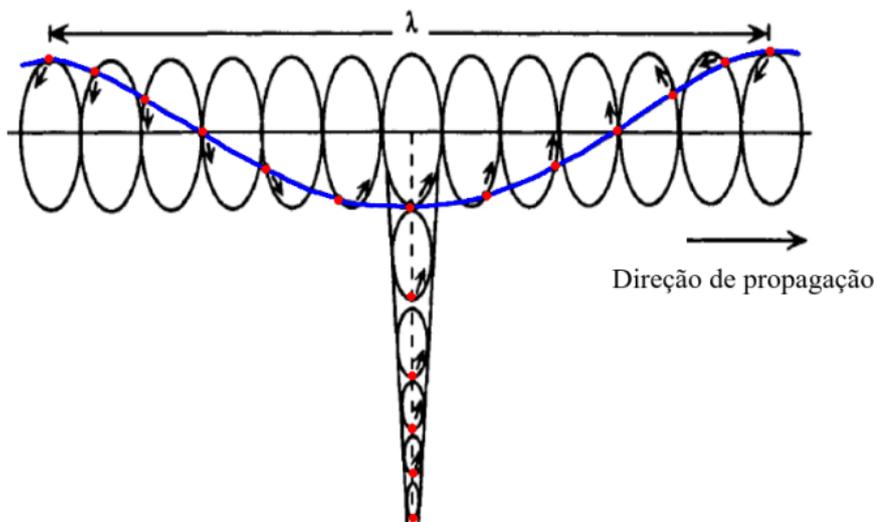


Figura 2.4 | Movimento das partículas segundo a passagem de uma onda Rayleigh. O traço azul representa a ondulação da superfície e os pontos vermelhos as partículas individuais, que realizam o movimento elíptico retrógrado. A parte central de Figura ilustra o decaimento exponencial da amplitude com a profundidade Adaptado de [32]

2.2 Análise de Fourier

Ao longo deste trabalho serão analisados diversos espectros de frequência de sinais sísmicos. Convém portanto uma breve abordagem dos principais conceitos envolvidos, como a transformada de Fourier e como ela pode ser obtida a partir de um sinal no domínio do tempo.

2.2.1 Série de Fourier

É possível escrever praticamente qualquer função periódica através de uma soma infinita, composta por funções trigonométricas, como seno e cosseno, multiplicadas por alguns coeficientes. Dá-se à essa soma o nome de *série de Fourier*, e aos coeficientes, de *coeficientes de Fourier*. A Equação 2.3 ilustra uma série genérica de Fourier de uma função periódica $f(t)$, com período igual a $2T^\dagger$.

$$f(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} \left[a_n \cdot \cos\left(\frac{n\pi t}{T}\right) + b_n \cdot \text{sen}\left(\frac{n\pi t}{T}\right) \right] \quad (2.3)$$

Onde t é o tempo e n é um número inteiro. Portanto, para representar a função $f(t)$, basta encontrar os valores dos coeficientes a_0 , a_n e b_n , que podem ser obtidos através das Equações 2.4, 2.5 e 2.6:

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_c^{c+T} f(t) dt \quad (2.4)$$

$$a_n = \frac{1}{T} \int_c^{c+T} f(t) \cos\left(\frac{n\pi t}{T}\right) dt \quad (2.5)$$

$$b_n = \frac{1}{T} \int_c^{c+T} f(t) \text{sen}\left(\frac{n\pi t}{T}\right) dt \quad (2.6)$$

Onde $n \in \mathbb{Z}$, $n \geq 1$ e c é uma constante, que está presente apenas pelo rigor matemático, mas na prática pode ser igualada a zero. A representação da função $f(t)$ é exata quando os infinitos termos da série são somados, entretanto aproximações podem ser obtidas somando-se apenas os primeiros coeficientes da série.

A Figura 2.5 mostra uma aproximação de uma função “Dente de Serra”, $f(x) = x/\pi$, para séries parciais, ou seja, para a soma de apenas alguns termos da série, com coeficientes variando de 0 até n . É fácil ver que quanto maior o valor de n , mais próxima a série parcial fica do valor da função original, e que será exatamente igual a ela quando o valor de n tender ao infinito. Já a Figura 2.6 ilustra de forma tridimensional, o somatório dos 20 primeiros termos de uma série de Fourier parcial, de uma função Dente de Serra.

A série de Fourier, como representada pela Equação 2.3, pode ser escrita de forma mais

[†]A escolha de período = $2T$ (ao invés de simplesmente T) se justifica apenas por questões estéticas, para que o argumento das funções trigonométricas e os intervalos de integração fiquem mais simples. É um padrão usado em muitos livros texto.

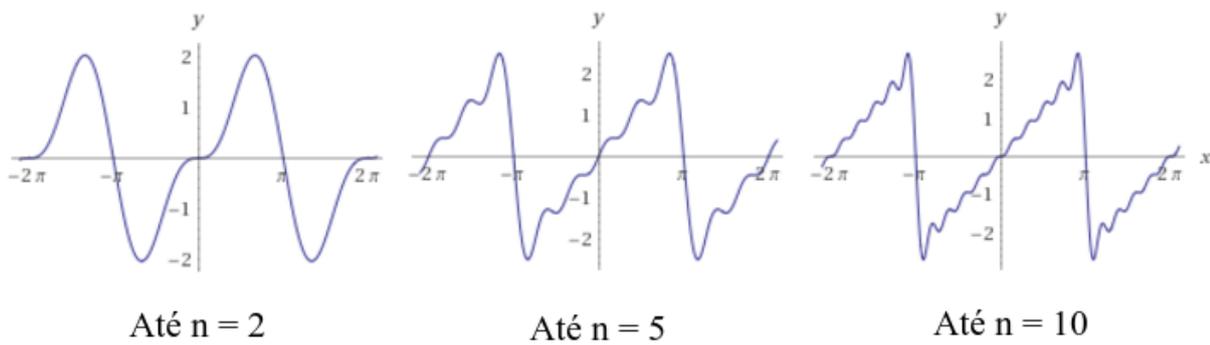


Figura 2.5 | Séries de Fourier parciais para diferentes valores de n máximo. Percebe-se a convergência da série de Fourier parcial para a função Dente de Serra com o aumento sucessivo do valor de n máximo. Com $n = 2$ a série parcial possui apenas 3 termos ($n = 0, 1$ e 2), e se assemelha mais à um senoide que à função Dente de Serra, o que já não acontece com $n = 10$.

compacta em termos de exponenciais complexas utilizando-se da identidade de Euler, como mostrado pelas Equações 2.7 e 2.8.

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n \cdot e^{in\omega_0 t} \quad (2.7)$$

$$c_n = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \cdot e^{-in\omega_0 t} dt \quad \text{Onde } \omega_0 = \frac{2\pi}{T} \quad (2.8)$$

Demonstrações rigorosas para essas e as demais equações desta seção podem ser facilmente encontradas em livros de física matemática, como em [3] e [8].

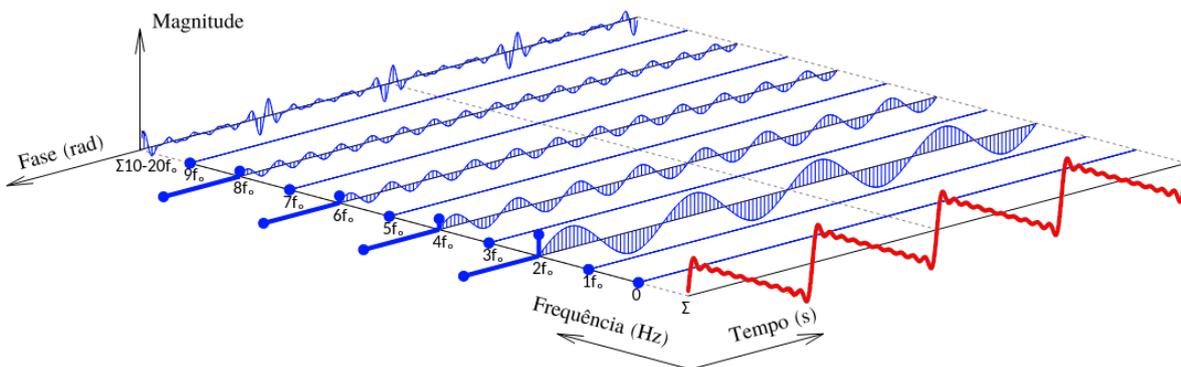


Figura 2.6 | Representação 3D dos termos de uma série de Fourier. Somatórios (em vermelho) dos 20 primeiros termos (em azul) de uma função Dente de Serra. Fonte: Adaptada do aplicativo encontrado no endereço eletrônico <http://www.tomasboril.cz/fourierseries3d/en/>.

2.2.2 Transformada de Fourier

Em análise de sinais, quando se deseja conhecer o conteúdo de frequências de um sinal no domínio do tempo, como um sismograma, é extremamente comum o uso da operação matemática chamada *transformada de Fourier* (comumente abreviada para FT, do inglês). Ela

pode ser entendida como o limite da série de Fourier quando o período da função $f(t)$ tende ao infinito. Quando isto ocorre, a função $f(t)$ não precisa ser periódica, como é exigido da série de Fourier, o que faz a representação pela transformada de Fourier uma ferramenta matemática útil, já que frequentemente sinais físicos são não periódicos.

A operação da transformada de Fourier de uma função $f(t)$ é normalmente representada pelo símbolo \mathcal{F} , e a função resultante desta operação, por $F(\omega)$. A *transformada inversa*, ou seja, a operação que recupera a função $f(t)$ por meio da $F(\omega)$, é dada pelo símbolo \mathcal{F}^{-1} . As definições da transformada de Fourier e sua transformada inversa, são dadas pelas Equações 2.9 e 2.10:

$$\mathcal{F}(f(t)) = F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (2.9)$$

$$\mathcal{F}^{-1}(F(\omega)) = f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{i\omega t} dt \quad (2.10)$$

A transformada de Fourier, por ser uma função complexa, tem parte real e imaginária, portanto, para se recriar a função $f(t)$ através da transformada inversa, $\mathcal{F}^{-1}(F(\omega))$, deve-se conhecer ambas as partes.[†]

No espaço complexo, o módulo do vetor representa a amplitude da onda senoidal correspondente ao número de onda k . E o quanto essa onda está transladada no domínio do tempo, ou seja, a fase da onda, é dada pelo ângulo θ , formado entre o eixo real e o vetor no plano complexo. A Figura 2.7 mostra estas relações.

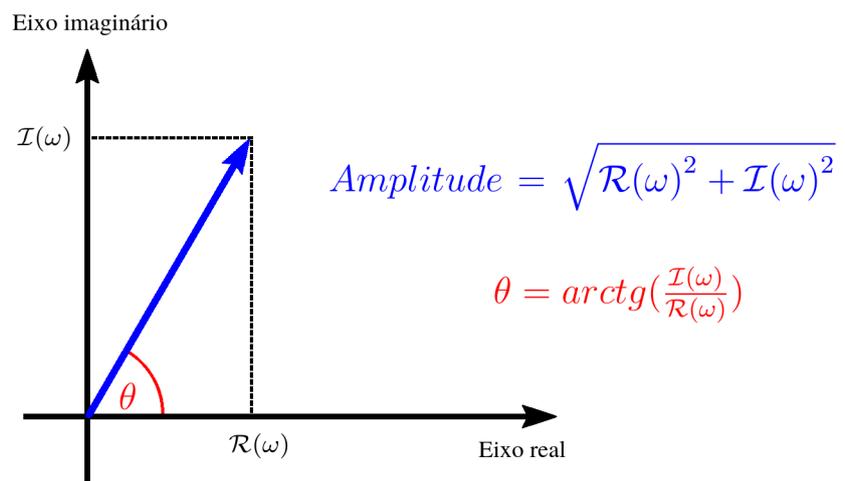


Figura 2.7 | Representação no espaço complexo da magnitude e fase da k -ésima componente de uma transformada de Fourier.

[†]Nem sempre a função $F(\omega)$ é real e imaginária. Segue das propriedades da transformada de Fourier que: Se $f(t)$ é uma função ímpar, $F(\omega)$ é puramente imaginária, e se $f(t)$ é uma função par, $F(\omega)$ é puramente real. Mas na prática, dificilmente funções amostradas no mundo real serão pares ou ímpares, o que faz com que $F(\omega)$ tenha geralmente as duas partes, real e imaginária.

As Equações 2.9 e 2.10 são usadas para funções contínuas, e recebem comumente as siglas de CFT (*Continuous Fourier Transform*) e CIFT (*Continuous Inverse Fourier Transform*). Entretanto, sinais digitais, gerados por amostragem de variáveis físicas, são sempre funções discretas. Por este motivo as Equações 2.9 e 2.10 devem ser redefinidas de forma a englobar um número finito de amostras, e isso pode ser feito por meio das Equações 2.11 e 2.12:

$$F(\omega_k) = \sum_{n=0}^{N-1} f(t_n) e^{-i2\pi kn/N} \quad (2.11)$$

$$f(t_n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} F(k) e^{i2\pi kn/N}, \quad (2.12)$$

onde assume-se que N é o número total de amostras, $t_n = n\Delta t$ e $\omega_k = k\Delta\omega$, o que implica que $\omega_k t_n = \frac{2\pi kn}{N}$. As Equações 2.11 e 2.12 recebem, respectivamente, os nomes de DFT (*Discrete Fourier Transform*) e IDFT (*Discrete Inverse Fourier Transform*).

Transformada Rápida de Fourier

A DFT, como mostrada pela Equação 2.11, é muito útil para se obter o conteúdo de frequências de um sinal real, com número finito de amostras, N . Entretanto, se N for muito grande, o esforço computacional para executar a DFT também será.

No início do século XX alguns trabalhos foram publicados visando a simplificação das operações matemáticas envolvidas no cálculo da DFT e a consequente na diminuição do tempo de processamento. Dentre esses trabalhos o mais relevante foi o de Cooley e Tukey [16]. O algoritmo por eles desenvolvido ficou conhecido como FFT (do inglês *Fast Fourier Transform*). Ele reduz a complexidade da DFT de $O(N^2)$ para $O(N \log N)$, na FFT[†]. A Figura 2.8 compara a complexidade da DFT com a da FFT. Percebe-se o quão mais eficiente é o algoritmo da FFT para grandes valores de N .

É relevante salientar que o algoritmo da FFT foi e ainda é muito importante em praticamente tudo que envolve computação. Ele está presente em áreas aparentemente não relacionadas à análise de sinais, como a compactação de arquivos (jpeg, mp3 e mp4), a edição de imagens, como as feitas por programas como Adobe[®] Photoshop[®], e até na medicina, como em exames de ressonância magnética e tomografia por emissão de pósitrons. O trabalho original de Cooley e Tukey, até a presente data, tem mais de 14 mil citações em publicações científicas, segundo o indexador do Google Scholar. O professor do MIT, Gilbert Strang, o descreveu como "...the most important numerical algorithm of our lifetime." [18].

[†]Nas ciências da computação utiliza-se uma notação chamada *big O* para classificar a complexidade de algoritmos de acordo com o aumento do tempo de execução ou da quantidade de espaço (memória) requisitado, quando se aumenta a número de parâmetros de entrada.[39]

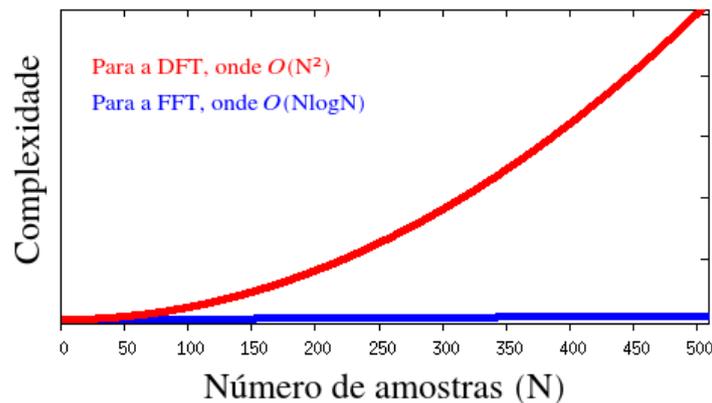


Figura 2.8 | Gráfico comparativo da complexidade da DFT e FFT. A complexidade computacional tem uma definição mais abrangente, mas em última análise pode ser traduzida em tempo computacional de execução. Percebe-se por este gráfico o quão mais rápida é a FFT comparada à DFT.

2.3 Caracterização do ruído sísmico

2.3.1 O que é o ruído sísmico?

A superfície terrestre está em constante movimento vibracional. Quanto mais sensíveis são os sensores e menor a escala de estudo, mais fácil é a percepção dessa incessante vibração da superfície. Na Itália, já no final do século XIX, Bertolli (1872) descreveu o movimento ininterrupto de um pêndulo por dias, e conseguiu correlacionar longos períodos de vibração do pêndulo às variações na pressão do ar, devido à efeitos atmosféricos locais. Hoje em dia é possível detectar eventos muito menos energéticos. Os sismômetros atuais são capazes de medir deslocamentos ínfimos da superfície, da ordem de alguns nanômetros [24], revelando eventos antes indetectáveis, ou detectáveis porém ignorados devido à falta de técnicas adequadas para tratá-los. A média da amplitude desses micro eventos é da ordem de 0,1 a 10 μm [46], ou seja, são completamente imperceptíveis ao sistema sensorial humano.

Há pouco tempo esses eventos eram considerados contaminantes de um registro sísmico. Eles eram chamados genericamente de *ruído*, e pouca ou nenhuma informação útil se extraía deles. Posteriormente, com o avanço metodológico das últimas décadas, alavancado principalmente pelo avanço computacional, tornou-se possível a extração de informações da subsuperfície por meio do ruído sísmico.

Dar uma definição exata e simples do que é o ruído sísmico não é algo trivial. Possivelmente por este motivo, livros texto frequentemente não trazem introduções extensa ao tema, e partem logo para descrições mais matemáticas que conceituais, como em [46] e [7]. Apesar de estar longe de ser perfeita, pode-se utilizar uma analogia para a transmissão da ideia central do que é o campo de ondas do ruído sísmico.

O movimento da superfície da água de um lago num dia chuvoso, como da Figura 2.9, é aparentemente caótico e indescritível. É o resultado da soma das perturbações provocadas pelas

diversas gotas individuais que atingem a superfície da água. De modo análogo, a superfície da Terra também vibra devido aos incessantes micro e macro eventos sísmicos, assim como as gotas de chuva o fazem no lago.



Figura 2.9 | Chuva na superfície da água - idealização do campo de ondas do ruído sísmico.
Fonte: <https://www.rd.com/culture/rain-facts/>.

O ruído sísmico pode então ser entendido como vibrações da superfície terrestre, onde sua principal característica é a imprevisibilidade, ou o desconhecimento de informações quanto às suas origens, temporal e espacial. Um observador da chuva no lago não sabe quando nem onde cairão as próximas gotas, tal qual um sismógrafo não sabe quando nem onde serão os próximos eventos sísmicos.

O ruído sísmico é intermitente, ao contrário dos eventos de alta energia, como terremotos. Sua intensidade, direção preferencial e conteúdo de frequências pode variar, às vezes dentro de um período de poucas horas, porém nunca cessa [46].

Okada (2003) menciona que o termo *ruído sísmico* ganhou sinônimos a partir da metade do século XX, como *microsismos* e *microtremores*, sendo este último utilizado principalmente pela área da engenharia voltada à terremotos. Comenta ainda que, devido à má fama do termo *ruído*, por historicamente denotar algo degenerativo de um sinal, desprovido de informação relevante, existem autores que preferem chamá-lo de “sinal não controlável”. Em trabalhos recentes, o termo *microtremores* passou a ser mais utilizado que *microsismos*, e, apesar de serem sinônimos, houve uma pequena diferenciação. *Microsismos* passou a ser mais utilizado para designar eventos naturais, enquanto *microtremores* para evento de origem antrópica.

2.3.2 Fontes do ruído sísmico

A princípio, qualquer coisa que gere ondas mecânicas num meio físico pode ser considerada uma fonte sísmica. Essas fontes são classificadas como fontes de ruído sísmico quando se desconhece o local e o instante no tempo em que as ondas são geradas. Por exemplo, as perturbações provocadas pelas explosões de uma pedreira podem ser consideradas fontes de ruído por um observador que desconheça o horário e o local das explosões, mas não pelo funcionário da pedreira, que sabe exatamente onde e quando elas ocorrerão.

O termo *ruído sísmico* pode ser usado para denotar vibrações da superfície causadas por diversas fontes, como as marés oceânicas, a arrebentação de ondas do mar na costa, tempestades, ciclones, ventos turbulentos, efeito do vento em árvores e construções (que por estarem conectadas à superfície, pelas raízes e fundações, transferem as vibrações diretamente à ela), maquinário industrial, tráfego de veículos, pessoas e animais.[6]

Quando o ruído tem origem natural, costuma-se chamá-lo de *ruído ambiental*, e quando tem origem antrópica, de *ruído cultural*. A Figura 2.10 mostra um exemplo do ruído cultural numa região urbana de Grenoble, na França [6], onde foram feitos espectros de frequência diários, por vários dias consecutivos. É clara a diminuição da amplitude do sinal do ruído cultural nos fins de semana, refletindo justamente os dias de menor movimento urbano. Corroborando com este fato, Kanai (1961) mostrou que na cidade de Tóquio dos anos 60, o máximo de amplitude do ruído durante o dia girava em torno de 0,4 a 0,5 microns mas caía para 0,1 a 0,2 durante a noite [28].

A Figura 2.11 mostra a média do espectro de frequência de duas estações sismográficas japonesas (HKD e MIS) durante 15 dias consecutivos. As médias foram calculadas para o período diurno, entre 09 e 18 horas, e para o período noturno, entre 21 e 06 horas. Verifica-se que as médias diurnas nas duas estações são sempre maiores que as noturnas para frequências acima de 1 Hz, sugerindo novamente uma correlação antrópica para frequências acima do limiar de 1 Hz.

Vários autores tentaram definir intervalos para as frequências características de cada tipo de fonte de ruído, tanto de origem natural quanto antrópica, entretanto, esta não é uma tarefa fácil dado o enorme número de possíveis fontes. Bonnefoy (2006), em seu artigo-resumo, apresentou uma tabela dos trabalhos de dois autores, que sumarizam a relação entre algumas fontes de ruído e suas frequências. A tabela 2.1 mostra a tabela apresentada por Bonnefoy, acrescida de mais informações.

É importante notar que, apesar de gráficos como os da Figura 2.11 indicarem que o ruído de origem antrópica começa a partir de 1 Hz, isto não significa que os ruídos ambientais, ou seja, de origem natural, não tenham componentes com frequências maiores que 1 Hz. Por exemplo, Mucciarelli e colaboradores (2005) mostraram que ventos fortes e constantes podem aumentar a amplitude de ondas de ruído sísmico num intervalo de frequência entre 0,1 e 10 Hz.

Okada (2003) relata que o ruído sísmico tende a compor um campo de ondas estacionário,

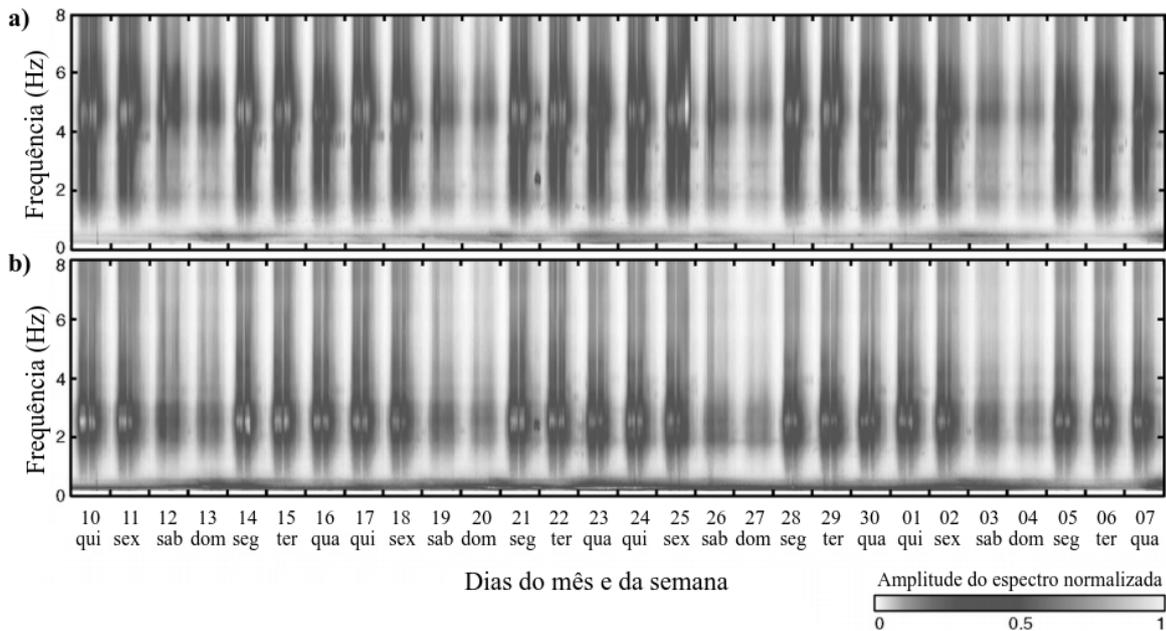


Figura 2.10 | Efeito da variação semanal do ruído cultural. A Figura mostra espectros de frequência de registros diários do ruído sísmico na área urbana de Grenoble, França, por 4 semanas consecutivas. Em a) tem-se o registro da componente vertical e em b) da horizontal. Percebe-se claramente a diminuição da amplitude do espectros nos fins de semana. Fonte: Adaptado de [6]. Observação: O figura original, retirada do artigo, está em tons de cinza, como mostrada aqui, porém, provavelmente era colorida, pois caso contrário, as cores da escala de amplitude não fazem sentido físico.

Tabela 2.1 | Relação entre fonte de ruído sísmico e suas frequências segundo diferentes autores. Autores: **1** - Gutenberg (1958), **2** - Asten (1978, 1984), **3** - Kimman (2012). Adaptado de [6]

Fontes	Autores		
	1	2	3
	Frequência (Hz)		
Arrebentação de ondas do mar	0,05 - 0,1	0,05 - 1,2	0,05 - 0,14
Monções/Perturbações meteorológicas de larga escala	0,1 - 0,25	0,16 - 0,5	-
Ciclones sobre oceanos	0,3 - 1	0,5 - 3	-
Fenômenos meteorológicos em escala local	1,4 - 5	-	-
Tremores vulcânicos	2 - 10	-	-
Fenômenos urbanos	1 - 100	1,4 - 30	-

no tempo e espaço, quando levado em conta medidas de curta duração, de até 3h. Isto significa que, apesar do ruído variar tanto no conteúdo de frequências quanto nas amplitudes, medidas feitas em curtos intervalos de tempo tendem a ter estes parâmetros equiparáveis. Este fenômeno pode ser observado na Figura 2.12, adaptada de Okada (2003), onde vê-se que medidas realizadas nos subúrbios de Sapporo, no Japão, em dias diferentes (11 e 12 de agosto de 1984), porém no mesmo horário (6 horas da manhã), apresentam amplitudes bem diferentes. O mesmo argumento é válido para medidas espaçadas por um longo intervalo de tempo, como mostrado para

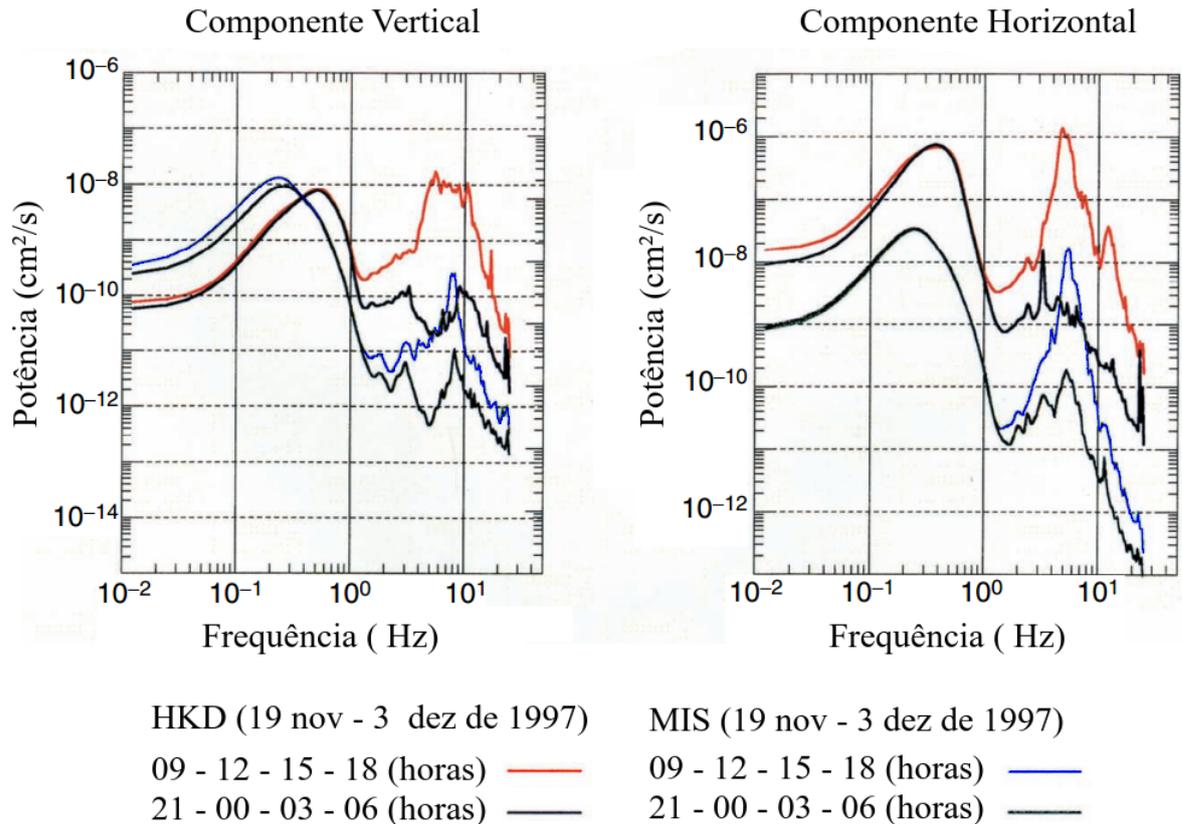


Figura 2.11 | Variação diurna das médias dos espectros de frequência. Médias dos espectros de frequência das estações sismográficas HKD e MIS, localizadas respectivamente em ambientes urbanos ruidosos e calmos. É perceptível uma invariância de amplitude para baixas frequências, abaixo de 1 Hz, tanto para o período do dia quanto da noite. Fonte: Editada de [46].

as medidas do dia 12 de agosto, realizadas às 6 e às 9 horas da manhã.

2.3.3 Composição do ruído

Em seu artigo-resumo sobre o estado da arte do ruído sísmico, Bonnefoy (2006) comenta que ainda não há uma divisão muito bem estabelecida da partição energética do campo de ondas do ruído sísmico, no sentido de saber quanto da energia é devido às ondas de corpo e quanto às ondas de superfície, e para estas últimas, qual a proporção de Rayleigh e Love. Ele cita alguns trabalhos com resultados divergentes, e termina concluindo que pouco se pode afirmar com certeza, especialmente porque a heterogeneidade do meio e as características específicas das fontes são fundamentais para a partição da energia. Bonnefoy (2006) também cita que a falta de consenso entre os trabalhos se deve a erros na interpretação de dados, e/ou técnicas erradas ou enviesadas.

Quanto à partição energética entre os diferentes modos vibracionais, ele conclui que, de maneira geral, o modo fundamental das ondas Rayleigh domina a composição do ruído sísmico para frequências abaixo de 1 Hz. Para frequência maiores, há uma mistura entre os modos fundamental e superiores, principalmente para regiões onde a estratificação apresenta inversão

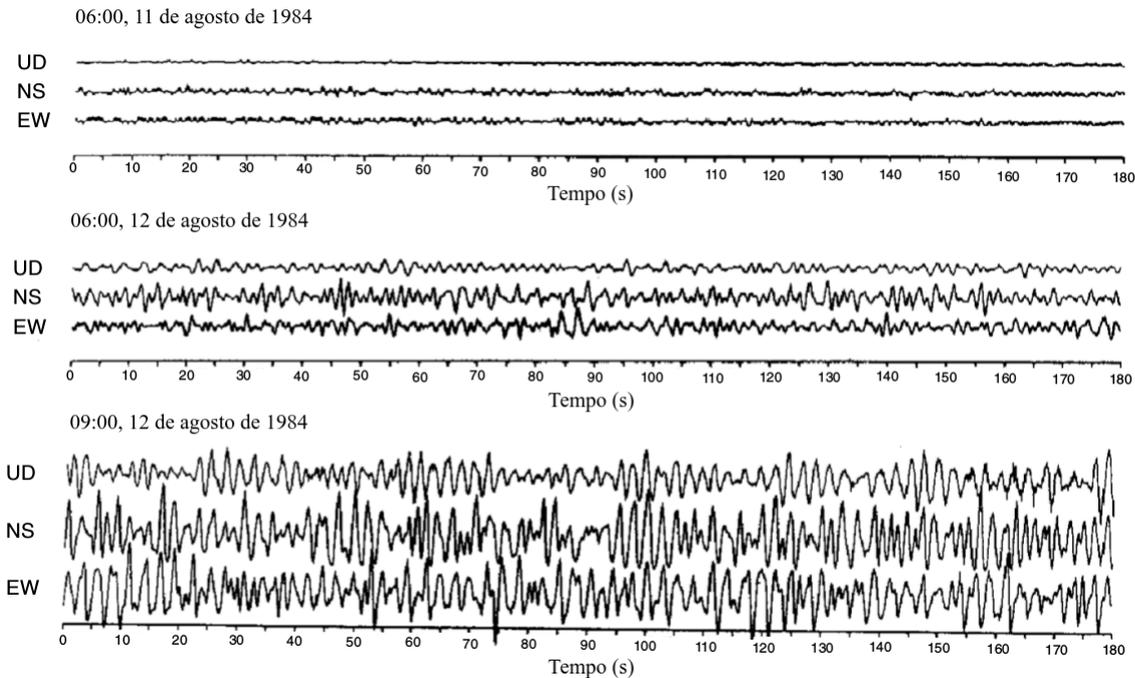


Figura 2.12 | Análise da constância do ruído com relação ao tempo. Medidas com 3 minutos de duração, realizadas em diferentes dias e diferentes horas, revelando a variabilidade da amplitude do ruído sísmico. A legenda das componentes do sismógrafo são: UD = cima baixo, NS = norte sul e EW = leste oeste. Figura adaptada de Okada (2003).

de velocidades sísmica, com as camadas de maior velocidades por cima das de menor.

2.4 Dispersão e Modos Vibracionais

2.4.1 Dispersão

Dispersão é o termo usado para expressar a relação de dependência da velocidade com a frequência em ondas de qualquer natureza, como mecânicas ou eletromagnéticas. Para as ondas mecânicas, um pulso que se propague num meio estratificado se dispersará, ou se “abrirá”, a medida que viaja, devido a diferença entre as velocidades das frequências que compõem o pulso (Figura 2.13a), como numa composição espectral de Fourier. De modo geral, a velocidade das ondas de superfície diminui com o aumento da frequência, como mostrado na Figura 2.13b, porém, em modelos estratigráficos onde ocorre inversão de velocidades, as curvas de dispersão têm tendência crescente.

É comum chamar as ondas de superfície de “ondas dispersivas”, porém, esta não é a terminologia mais correta, já que a dispersão não é uma característica intrínseca às ondas, e sim ao meio em que elas se propagam. O mais apropriado seria dividir os meios em *dispersivos* e *não dispersivos*, ao invés das ondas.

O modelo mais simples para que haja propagação de ondas Rayleigh é composto pela inter-

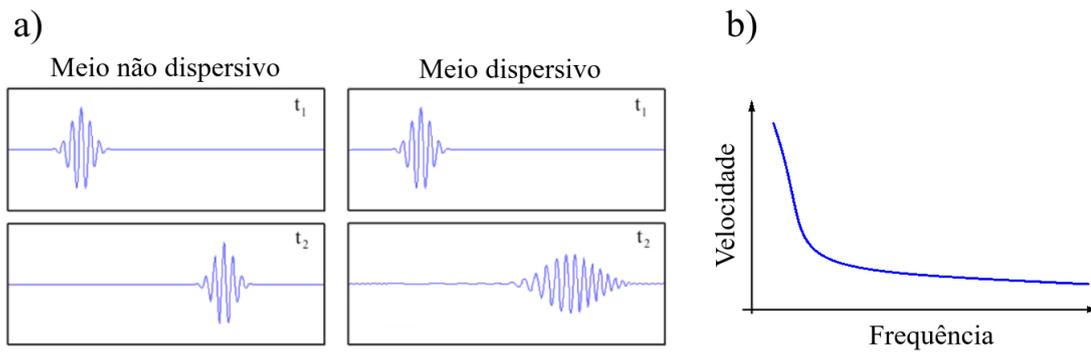


Figura 2.13 | Fenômeno da Dispersão e modelo de uma curva de dispersão típica. a - Comparativo da forma de um mesmo pacote de ondas se propagando por meios dispersivos e não dispersivos para dois tempos distintos, $t_1 < t_2$. **b** - Modelo típico de uma curva de dispersão para meios estratificados, com uma diminuição da velocidade com o aumento da frequência.

face entre o vácuo e um semi-espaço[†] homogêneo e isotrópico. Nesse tipo de modelo todas as frequências viajam com a mesma velocidade, ou seja, não há dispersão [44]. Já quando o meio é heterogêneo, como num modelo estratificado, ocorre a dispersão das ondas Rayleigh. Como não existem meios completamente homogêneos e isotrópicos, pode-se dizer que, na prática, as ondas Rayleigh serão sempre dispersadas.

Já o modelo mais simples para a propagação de ondas Love é o formado pela interface entre um semi-espaço isotrópico e homogêneo sobreposto por um meio isotrópico e homogêneo, mas não infinito. Nesse modelo estratigráfico sempre haverá dispersão, logo, as ondas Love sempre serão dispersadas, não só na prática, mas por definição.

A dispersão é um fenômeno fundamental para os métodos geofísicos de ondas de superfície. Sem ela, ondas com diferentes frequências viajariam pelo meio com a mesma velocidade, e perfis de velocidade sísmica não revelariam nenhum contraste entre as propriedades mecânicas dos materiais em subsuperfície. Devido à importância do fenômeno da dispersão, praticamente todos os métodos que fazem uso das ondas de superfície acabam invariavelmente gerando curvas de dispersão, pois elas são as fontes primárias de informação destes métodos. Estas curvas mostram a identidade dispersiva do meio, que varia de acordo com a litologia.

A principal diferença entre os métodos de onda de superfície é justamente o modo como as curvas de dispersão são obtidas, se por meio de fontes ativas ou passivas, com arranjos lineares ou bidimensionais, com registros no domínio do tempo ou da frequência, etc. Apesar da importância da curva de dispersão para os métodos de ondas de superfície, ela por si só não é um produto de fácil interpretação, já que não mostra uma relação direta com a profundidade das estruturas. A profundidade é um parâmetro muito mais intuitivo que a frequência, e é por isto que os produtos finais do processamento de dados são normalmente perfis de velocidade por profundidade. Como então relacionar a frequência das curvas de dispersão com a profundidade? Este procedimento é feito na etapa da inversão dos dados, onde uma curva teórica é ajustada à

[†]Semi-espaço é o termo usado para se referir à um meio que, num sistema cartesiano tridimensional, é infinito ao longo de dois eixos, e infinito apenas em um sentido (positivo ou negativo) ao longo do terceiro eixo.

uma experimental por meio de um processo iterativo, normalmente utilizando-se a técnica dos mínimos múltiplos quadrados.

A curva de dispersão teórica de um modelo estratificado sintético pode ser calculada quando são conhecidas as densidades, as velocidades P e S e as espessuras das camadas do modelo [68]. Ao longo das iterações do processo de inversão, as profundidades que melhor se ajustam as curvas experimentais são descobertas. Neste processo os parâmetros variados são basicamente V_s e a espessura das camadas, já que as curvas de dispersão mudam muito pouco com as variações de V_p e da densidade. Nazarian (1984), por exemplo, mostrou numericamente que variações da densidade e da razão de Poisson alteram as velocidades finais dos modelos em menos de 5%. Xia e colaboradores (1999) mostraram que um aumento de 25% na velocidade da onda P resulta em menos de 3% de alteração na velocidade da onda S. Obviamente que sempre existirá a ambiguidade da solução, com múltiplos modelos gerando a mesma resposta geofísica, como é comum à todos os métodos geofísicos. Cabe ao interpretador acrescentar parâmetros já conhecidos para restringir as soluções e descartar os modelos improváveis.

2.4.2 Modos vibracionais

A dispersão em meios heterogêneos é na verdade um fenômeno multi-modal [59]. Isso significa que, para uma dada frequência, existe mais de uma combinação possível dos valores de velocidade e comprimento de onda que satisfazem a equação $V = \lambda f$, onde V é a velocidade, λ o comprimento de onda e f a frequência. Cada modo de vibração, excluindo-se o modo fundamental (que também é chamado de M0, ou 1º modo), possui uma frequência de corte, a qual abaixo dela o modo deixa de existir, como ilustrado pela figura 2.14.

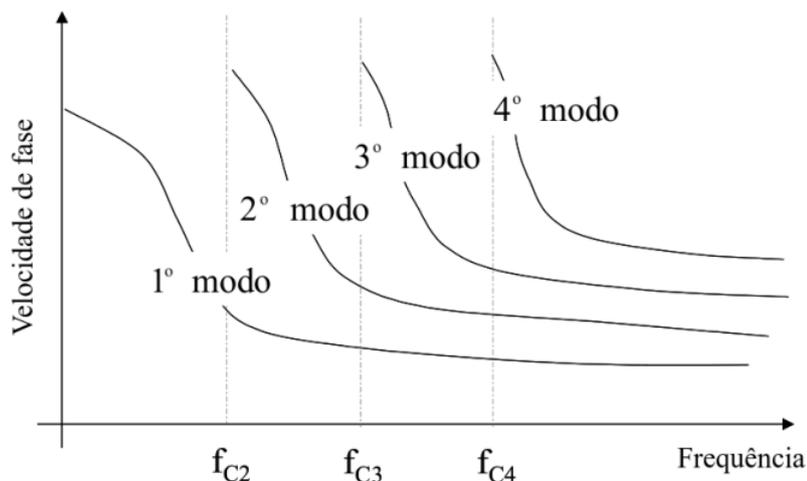


Figura 2.14 | Exemplo de curvas com modos fundamental e superiores. Exemplo de curvas de dispersão para diferentes modos de vibração com suas respectivas frequências de corte (f_{C2} , f_{C3} e f_{C4}), onde abaixo desses valores, os modos deixam de existir. Figura adaptada de [59]

A energia propagada num meio estratificado é distribuída pelos modos vibracionais de forma assimétrica. Geralmente a maior parte fica no modo fundamental, principalmente para baixas

frequências [6]. Em meios pavimentados, ou com uma camada muito densa sobreposta a outra menos densa, a dispersão é um fenômeno multimodal difícil de ser modelado, e nem sempre o modo fundamental é o mais energético. A Figura 2.15 mostra um exemplo de um espectro de velocidades, onde são vistos dois modos da curva de dispersão experimental. O modo fundamental de vibração foi dominante apenas nas frequências entre 15 e 33 Hz, e o primeiro modo excitado nas demais.

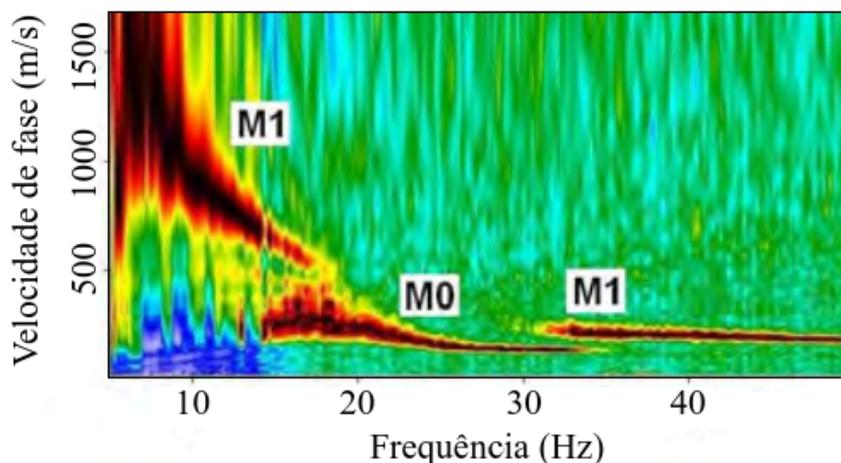


Figura 2.15 | Curva de dispersão com modos fundamental (M0) e primeiro modo excitado (M1). A figura foi gerada pela combinação de métodos ativos com passivos. Os ativos mapearam melhor o modo M0 e os passivos o M1. A Figura foi adaptada de [50]

Em situações como esta, programas capazes de inverter apenas a curva de dispersão do modo fundamental podem fazer escolhas erradas. Eles podem ignorar todos os outros modos e inverter uma *curva de dispersão aparente* como sendo representativa apenas do modo fundamental. A Figura 2.16 mostra um exemplo de como uma curva de dispersão aparente poderia ser construída. Estes problemas são mais pronunciados em meios onde a separação entre os modos é grande, pois quando a separação é muito pequena, pode-se inverter tanto a curva do modo fundamental, como a de modos superiores, ou ainda um combinação entre elas, sem que haja prejuízo significativo nos resultados.

2.5 Método SPAC

O método SPAC (*Spatial Autocorrelation*), também referenciado por alguns autores como SAC, foi inteiramente desenvolvido por Keiiti Aki em 1957 [1]. Seu trabalho é uma das principais referências para estudos que se utilizam do ruído sísmico para exploração rasa, que atingem de poucas dezenas até algumas centenas de metros de profundidade. Aki propôs um método totalmente diferente do que se tinha até então para estimar a velocidade de fase de ondas de superfície. Em seu método, toda a informação sobre o campo de ondas em questão está contida em uma única quantidade, chamada por ele de média azimutal da “função de autocorrelação espacial” [14]. Esta quantidade contém apenas informações a respeito da velocidade de fase

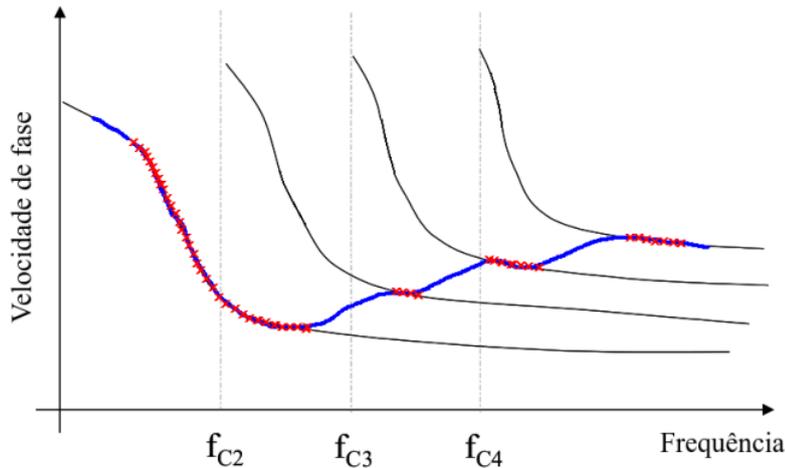


Figura 2.16 | Curva de dispersão aparente. Devido a desigualdade da partição da energia, múltiplos modos podem ser excitados simultaneamente. A curva de dispersão aparente (azul) é na verdade a combinação de vários modos de vibração amostrados (vermelho) em diferentes curvas.

das ondas, todo o resto, como tempo de chegada e as direções de propagação, são canceladas ao longo do desenvolvimento da teoria. A seguir têm-se um desenvolvimento resumido da teoria do método SPAC.

Aki (1957) definiu a função de autocorrelação espacial como:

$$\phi(r, \theta, t) = \overline{u(0, 0, t)u(r, \theta, t)} \quad (2.13)$$

onde $u(0, 0, t)$ é o sinal sísmico de um sensor localizado na origem de um sistema de coordenadas polares, e $u(r, \theta, t)$ o sinal sísmico de um sensor localizado nas coordenadas (r, θ) . A barra dupla representa média temporal.

Mantendo-se fixo o sensor localizado na origem do sistema de coordenadas e variando-se a posição do segundo sensor ao longo de uma circunferência de raio r (ou seja, variando-se o ângulo θ), pode-se calcular a função de autocorrelação espacial em todos os pontos ao longo da circunferência. A média azimutal destes valores pode ser dada por:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta) d\theta \quad (2.14)$$

O grande feito de Aki foi conseguir mostrar que se todos os sensores do arranjo fossem excitados por um campo de ondas estocástico e estacionário no tempo e no espaço, a média azimutal também poderia ser expressa por:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \Phi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) d\omega \quad (2.15)$$

onde $\Phi(\omega)$ é a densidade espectral de potência do campo de onda u e J_0 é a função de Bessel

de primeira espécie e ordem zero.[†] Se o sinal sísmico for filtrado com filtros passa-banda muito estreitos, é possível substituir $\Phi(\omega)$ por:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0)\delta(\omega - \omega_0) \quad (2.16)$$

onde δ é uma função delta de Dirac.

Pela propriedade da filtragem da função delta[†], pode-se substituir 2.16 na Equação 2.15 e obter:

$$\bar{\phi}(r) \equiv \bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0)J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) \quad (2.17)$$

Aki também definiu o que chamou de *coeficiente de autocorrelação*, como:

$$\rho(r, \theta, \omega_0) = \left(\frac{1}{\phi(0, \theta, \omega_0)}\right) \phi(r, \theta, \omega_0) \quad (2.18)$$

Se tirarmos a média azimutal da Equação 2.18 teremos:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \rho(r, \theta, \omega_0) d\theta &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \left[\left(\frac{1}{\phi(0, \theta, \omega_0)}\right) \phi(r, \theta, \omega_0) \right] d\theta \\ \bar{\rho}(r, \omega_0) &= \left(\frac{1}{\phi(0, \theta, \omega_0)}\right) \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega_0) d\theta = \left(\frac{1}{\phi(0, \theta, \omega_0)}\right) \bar{\phi}(r) \end{aligned} \quad (2.19)$$

Onde o termo entre parênteses saiu da integral em θ por estar centrado na origem e independer da direção. Substituindo a Equação 2.17 na 2.19, tem-se:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = \frac{P(\omega_0)J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)}{\phi(0, \theta, \omega_0)} \quad (2.20)$$

Como mostrado por Okada (2006) (equação número 10 de seu artigo), a função de autocorrelação espacial na origem é igual à densidade espectral, logo:

$$\phi(0, \theta, \omega_0) = P(\omega_0) \quad (2.21)$$

O que faz a Equação 2.20 ser reduzida a:

$$\boxed{\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)} \quad (2.22)$$

A Equação 2.22 é a principal equação do método SPAC, desenvolvido por Aki (1957). Ela

[†]A equação de Bessel de primeira espécie e ordem p é dada por: $J_p(x) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n!\Gamma(n+p+1)} \left(\frac{x}{2}\right)^{2n+p}$ onde Γ é a função Gamma, definida como: $\Gamma(n) = (n-1)!$.

[†]Propriedade da filtragem da delta de Dirac: $\int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\delta(t-a)dt = f(a)$

relaciona a média azimutal do coeficiente de correlação espacial com a função de Bessel de primeira espécie e ordem zero.

Se abirmos a função de Bessel na Equação 2.22, teremos:

$$\bar{\rho}(r, \omega) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(n!)^2} \left(\frac{\omega}{2c(\omega)} r \right)^{2n} \quad (2.23)$$

Pelo fato do lado direito da equação ser um somatório infinito, não é possível isolar o valor da velocidade, $c(\omega)$, para se obter a relação de dispersão de forma analítica. Entretanto, é possível obtê-la de forma numérica com as etapas do seguinte procedimento:

1. Fixa-se o valor da frequência ω .
2. Calcula-se o lado esquerdo da Equação 2.22, através do registro dos sismogramas que foram previamente filtrados com um filtro passa-banda estreito, com a frequência central igual a frequência escolhida no item anterior.
3. Escolhe-se aleatoriamente vários valores de $c(\omega)$ e calcula-se o lado direito da Equação 2.22 para cada um deles.
4. Compara-se o quão próximo estes valores estão do valor calculado no item 2. Pode-se utilizar uma função ajuste, F , para tal, como $F(c) = \left(\left| \bar{\rho}(r, \omega) - J_0 \left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \right) \right| \right)^{-1}$.
5. Assume-se que os valores corretos de $c(\omega)$ são os que maximizam a função ajuste F .

O procedimento descrito acima, é na prática todo automatizado. Alguns exemplos de como automatizá-lo podem ser encontrados em [62] e com mais detalhe em [37]. O resultado deste procedimento pode ser sintetizado num gráfico tridimensional, onde o eixo X representa a velocidade de fase, o Y a frequência e o eixo Z a função ajuste F . Para representar essa superfície tridimensional no plano, faz-se a projeção da mesma no eixo XY e utiliza-se uma escala de cores para representar as alturas do eixo Z. O resultado obtido é o que a literatura costuma chamar de espectro de velocidades, e os máximos da superfície tridimensional representam a curva de dispersão. A figura 2.17 ilustra um exemplo de um espectro de velocidades.

Finalmente, o método de Aki termina com a inversão das curvas de dispersão, obtidas do espectro de velocidades, gerando-se assim um perfil de velocidade por profundidade. O trabalho original de Aki foi mais focado na teoria do método do que nos resultados propriamente ditos. Em parte isto se deu porque há 60 anos os equipamentos disponíveis não eram muito precisos, além de serem todos analógicos. Apesar do trabalho de Aki ser muito completo, é difícil de ser lido, por usar uma notação matemática antiga. Parte da teoria do método SPAC mostrada acima pode ser encontrada com notação moderna em trabalhos mais recentes, como [15] e [10].

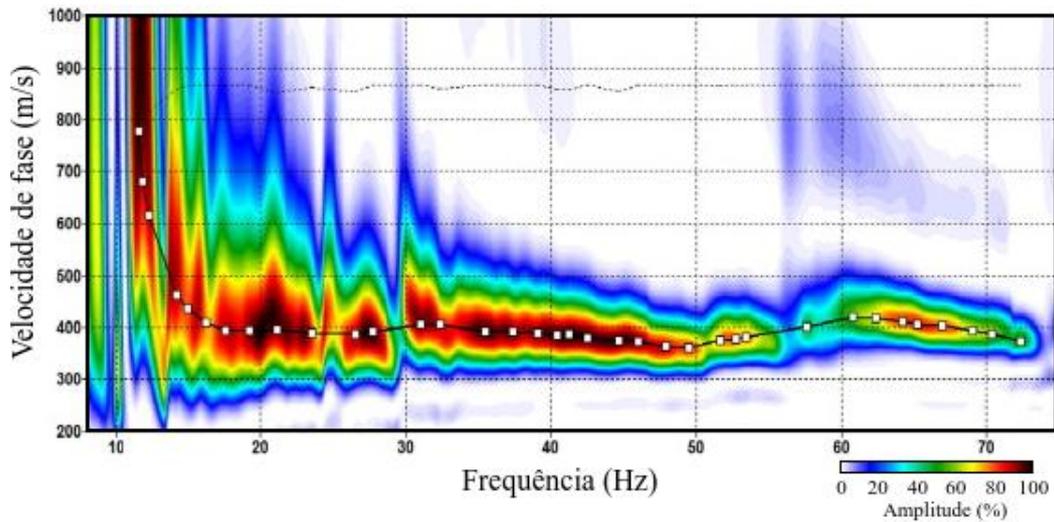


Figura 2.17 | Exemplo de um gráfico do espectro de velocidades. Os pontos representam o melhor ajuste para a curva de dispersão, escolhidos pelo usuário. A linha contínua preta representa onde serão gerados pontos de interpolação. A linha tracejada, na parte superior da figura, representa a razão sinal ruído. Fonte: Adaptado de [2].

2.5.1 Generalização do método SPAC

Aki (1957) desenvolveu o método SPAC para ser utilizado com arranjos circulares de sensores, porém esses arranjos são de difícil montagem, já que envolvem a medida dos ângulos entre os sensores, além da grande área do círculo impedir a montagem em certos locais. Tentando resolver esse problema, Chávez-García e colaboradores (2005) [10] fizeram uma generalização do método SPAC, adaptando-o para que fosse possível utilizar arranjos completamente irregulares. No ano seguinte eles demonstraram o uso bem sucedido com arranjos lineares [11], facilitando enormemente os procedimentos de campo.

A ideia por trás desse método SPAC generalizado era que, caso os registros do ruído sísmico local fossem gravados por um longo período de tempo, a média azimutal da função de autocorrelação espacial poderia ser substituída pela função de autocorrelação espacial entre dois sensores quaisquer do arranjo, independentemente da direção e distância entre eles, desde que a estacionariedade do campo de ondas fosse garantida. O próprio Aki (1957) chegou a sugerir que isto seria possível, quando viu que as correlações cruzadas entre os sinais dos sensores num círculo eram muito próximas umas das outras, para diferentes direções.

Essencialmente, essa generalização diz que a função $\bar{\phi}(r)$, como mostrada na Equação 2.15, pode ser substituída pela $\phi(r)$ entre duas estações, quando as medidas são realizadas num meio excitado por um campo de ondas isotrópico, isto é, um campo de ondas onde a função de densidade espectral depende somente do número de ondas, e não da direção [10]. Esta relação pode ser dada por:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \Phi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c}r\right) d\omega = \phi(r) \quad (2.24)$$

Capítulo 3

Métodos

Este capítulo está dividido em duas seções principais: Métodos de Aquisição e Métodos de Processamento. Na primeira seção são apresentadas as áreas de estudo e os parâmetros que envolveram as aquisições dos dados sísmicos, tais como o tipo de arranjo dos geofones, espaçamento entre eles, intervalo de amostragem, tempo de amostragem, dentre outros. A segunda parte trata das etapas realizadas no processamento dos dados, como seleção dos melhores registros, geração de espectros de frequência e transformação dos perfis unidimensionais de profundidade por velocidade em perfis bidimensionais.

3.1 Métodos de Aquisição

3.1.1 Áreas de Estudo

Foram realizadas aquisições de dados em dois locais, nos fundos do prédio do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OBSIS-UnB) e no Sítio Controlado de Geofísica Forense da UnB (SCGF-UnB).

Fundos do OBSIS-UnB

Testes que independiam do local de estudo foram feitos nos fundos do prédio do Observatório Sismológico, que é um lugar de fácil acesso, plano, gramado e próximo ao depósito dos equipamentos, o que dispensa o traslado com veículos. Foi um local escolhido principalmente pela sua praticidade. A Figura 3.1 mostra uma fotografia aérea da cidade de Brasília e os limites da UnB, do OBSIS-UnB e do local onde foram feitos os testes.

A poucos metros do local onde foi montada uma das linhas sísmicas, existe um furo de sondagem que chega a 12 metros de profundidade. As informações do furo revelam 2 camadas litológicas, uma constituída de latossolo vermelho, que vai desde a superfície até aproximadamente 6 metros de profundidade, e outra, a partir dos 7 metros, constituída de saprolito siltítico. No intervalo entre 6 e 7 metros existe uma zona de transição entre as duas camadas.



Figura 3.1 | Vista aérea de Brasília com sucessivas ampliações até o OBSIS-UnB e o local de medidas. **a** - Vista de Brasília (Plano Piloto) com a delimitação dos limites da UnB, em vermelho. **b** - Vista ampliada dos limites da UnB, com a delimitação da área do Observatório Sismológico em amarelo. **c** - Vista do Observatório Sismológico e a marcação do local de medidas, em azul. As imagens são de 5 de abril de 2017 e foram obtidas através do Google Earth®.

SCGF-UnB

A maior parte dos dados sísmicos utilizados no trabalho foi coletada no Sítio Controlado de Geofísica Forense da UnB (SCGF-UnB), situado dentro da Fazenda Experimental Água Limpa da UnB (FAL-UnB). A fazenda concentra vários laboratórios, em sua maioria pertencentes aos cursos de agronomia, veterinária, biologia e engenharia florestal. Há também o uso por pesquisadores de outras áreas, como é o caso do Observatório Astronômico, mantido pelo Instituto de Física, e o próprio Sítio Controlado de Geofísica Forense, mantido pelo Instituto de Geociências. A fazenda está situada à sudoeste do Distrito Federal, a 30 km da Universidade de Brasília. A Figura 3.2 mostra uma fotografia aérea de Brasília e arredores, com as demarcações e ampliações das áreas da FAL-UnB, do SCGF-UnB e de um círculo de 1 km de raio, onde há essencialmente cerrado nativo, áreas agricultáveis ou pasto. A área de estudo está afastada de grandes centros urbanos, o que favorece o não registro de atividade antrópica indesejada, como o ruído sísmico coerente de alta amplitude proveniente de motores elétricos.

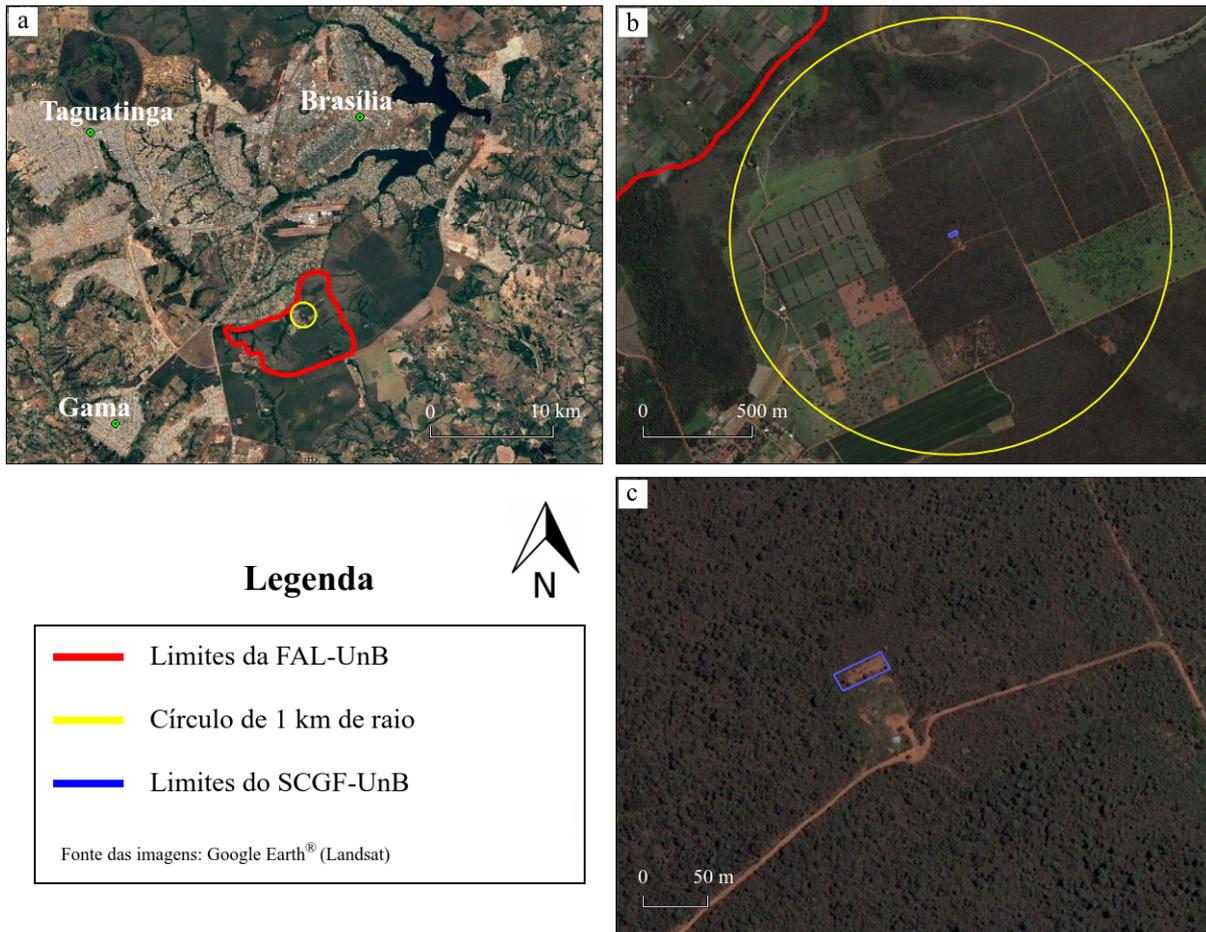


Figura 3.2 | Localização do SCGF-UnB - Vista aérea da FAL-UnB, com sucessivas ampliações até o SCGF-UnB. a - Vista aérea dos limites da FAL-UnB. b - Círculo com 1 km de raio e centro no SCGF-UnB, onde percebe-se em seu interior a predominância de cerrado nativo e áreas agricultáveis, com pouca atividade antrópica. c - Ampliação do foto aérea b, onde é possível ver, na diagonal, a estrada de terra que dá acesso ao SCGF-UnB, que está demarcado em azul. As imagens são de 5 de abril de 2017 e foram obtidas através do Google Earth®.

Na área do SCGF-UnB, delimitada em azul na Figura 3.2, foi desenvolvido um trabalho de doutorado pelo ex-aluno do IG-UnB, Márcio Maciel Cavalcanti [36]. Este trabalho se propunha a investigar a resposta geofísica de corpos soterrados por desastres naturais ou enterrados clandestinamente. Foram criadas simulações de várias condições de sepultamento, como cadáveres enterrados embrulhados em sacos plásticos, enterrados sob restos de materiais de construção, dentro de caixões de madeira, dentro de blocos de concreto, além de outros. Para tal, foram abertas covas de 1 m de largura por 1,8 m de comprimento e 1 m de profundidade, onde foram enterrados corpos de suínos sob as condições anteriormente citadas.[†] Foram utilizados corpos de suínos devido à semelhança fisiológica com os corpos humanos [20]. Para todas as situações de sepultamento foram também criadas covas de referência, ou covas de comparação, as quais são idênticas às anteriores, porém sem os suínos. A Figura 3.3 ilustra o posicionamento das covas com suínos e das covas de referência na área do SCGF-UnB, e a Figura 3.4 mostra algumas

[†]As covas com concreto, com e sem porco tinham respectivamente 83 e 93 cm de profundidade.

etapas do procedimento de abertura das covas, com ênfase nas covas com concreto.

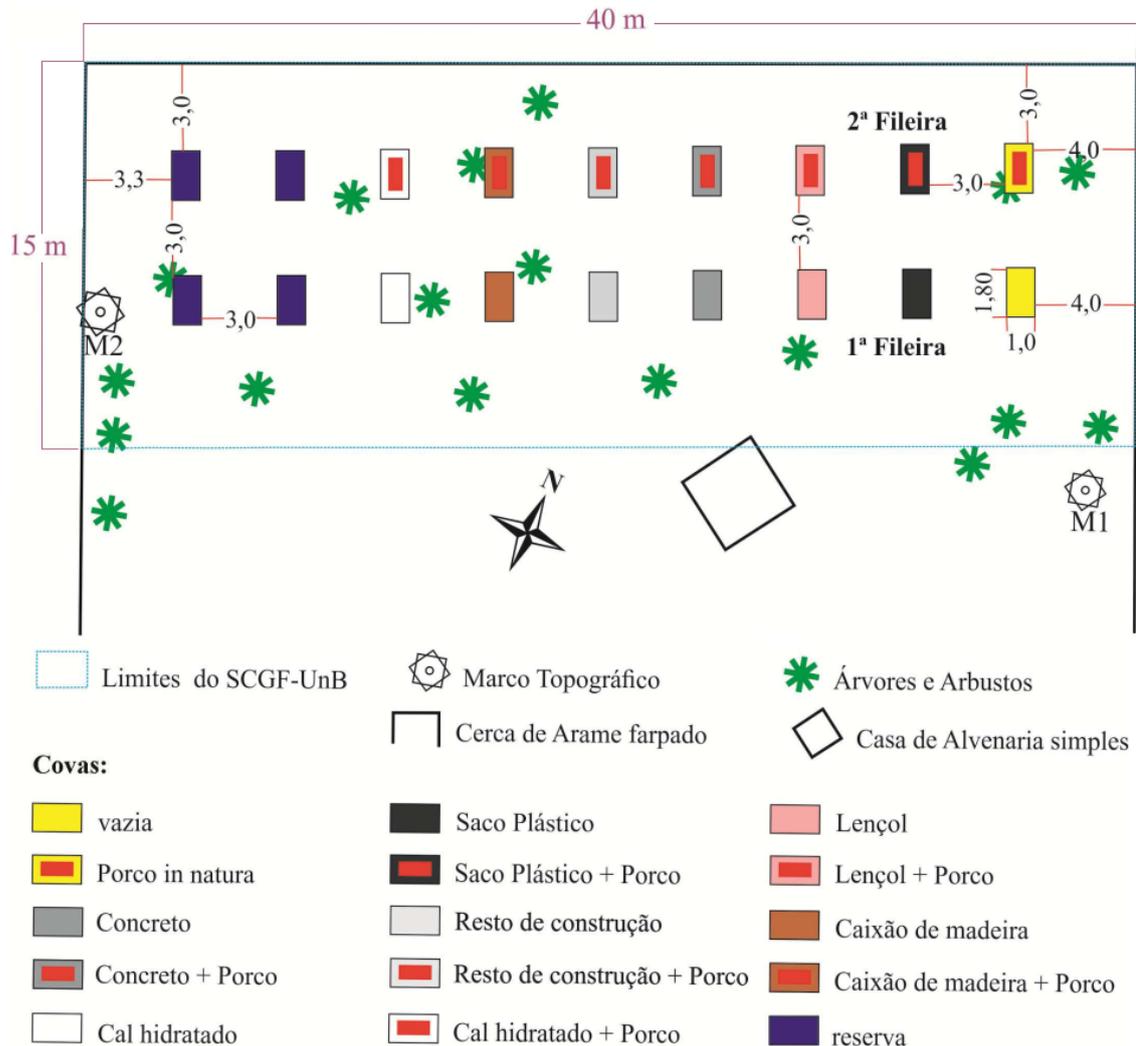


Figura 3.3 | Legenda das situações de sepultamento do SCGF-UnB. Fonte: Tese de doutorado de Márcio Cavalcanti, autor da implantação do SCGF-UnB [36].

O SCGF-UnB é um ambiente construído com o intuito de auxiliar a pesquisa científica, e por estar localizado dentro da fazenda experimental da UnB, herda diversas medidas de parâmetros físicos que a fazenda provê através de seu centro meteorológico, como índices pluviométricos, velocidade do vento, insolação, umidade e temperatura do ar. Além disso, durante a confecção do SCGF-UnB foram feitas algumas medidas extras, como tipificação do solo, topografia local, e a medição precisa das dimensões e localizações das covas. Toda esta documentação torna o SCGF-UnB um local favorável aos testes proposto por este trabalho, especialmente devido às covas contendo concreto, que têm um alto contraste de impedância acústica, com relação ao latossolo vermelho da região, tornando-as passíveis de serem mapeadas através da sísmica.



Figura 3.4 | Fotos da implantação do SCGF-UnB. a - Delimitação das covas com estacas e fios de nylon. **b** - Abertura inicial das covas com retroescavadeira, que foram finalizadas manualmente, para maior precisão. **c** - Covas abertas. **d** - Exemplo de suíno na cova. **e** - Medição da profundidade do topo do suíno na cova com concreto, ainda com preenchimento parcial. **f** - Cova com concreto, preenchimento total. É possível ver nas bordas os vergalhões de aço, que foram usado para o mapeamento via GPR (*Ground Penetrating Radar*). Fonte: Fotos adaptadas da tese de doutorado de Márcio Cavalcanti, autor da implantação do SCGF-UnB [36].

3.1.2 Instrumentação de Campo

Todos os dados foram adquiridos com equipamentos do Instituto de Geociências da UnB. Os geofones utilizados eram monocomponente (vertical), tinham frequência de ressonância em 14 Hz[†] e foram fabricados pela empresa Geospace[®]. Foram utilizados sismógrafos Geode, da marca Geometrics[®], de 24 canais^{††}. A aquisição dos dados foi gerenciada pelo programa Seismodule Controller (SCS), da empresa Geometrics[®].

A tabela 3.1 mostra a lista dos equipamentos utilizados em uma aquisição com 48 canais. As Figuras 3.5 e 3.6 mostram fotos destes equipamentos.

Tabela 3.1 | Lista de equipamentos de campo.

Quantidade	Equipamentos
2	Sismógrafo Geode, da marca Geometrics [®] , de 24 canais
48	Geofone vertical Geospace [®] com frequência de ressonância de 14 Hz
1	Computador para o controle da aquisição
4	Cabo conector dos geofones, com 120 m de extensão e 12 conectores
2	Cabo conector dos sismógrafos ao computador de controle
1	Cabo conector entre computador e sismógrafos
2	Cabo de energia dos sismógrafos
1	Conector Ethernet
1	Trena de 100 m
2	Bateria de 12 V

[†]Isto significa que frequências iguais ou menores que 14 Hz são pobremente representadas por esses geofones, isto é, são atenuadas.

^{††}O termo “canais” na linguagem técnica se refere à quantidade de sensores sísmicos (geofones) que o equipamento é capaz de controlar simultaneamente.

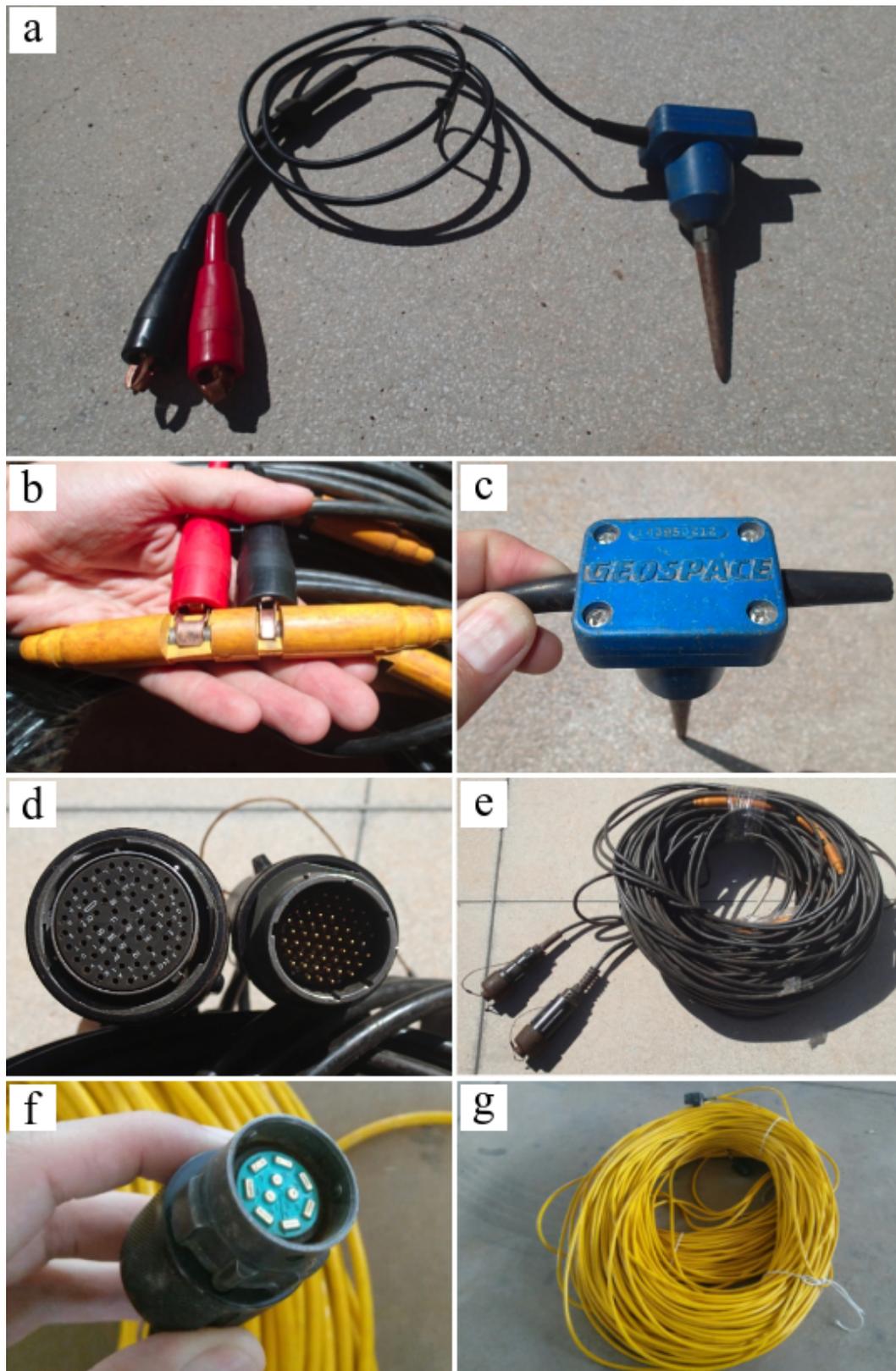


Figura 3.5 | Equipamentos de campo: geofones e cabos. **a** - Geofone Geospace[®] de 14 Hz e seus conectores. **b** - Conector dos polos do geofones no cabo. É impossível inverter a polaridade, pois têm tamanhos diferentes. **c** - Posição de funcionamento do geofone, na vertical. **d** - Exemplo dos conectores dos cabos de geofones, macho e fêmea. **e** - Exemplo de uma bobina de 120 metros de cabo dos geofones. **f** - Exemplo de um conector do cabo que liga os sismógrafos. **g** - Bobina de 200 m do cabo que liga os sismógrafos.

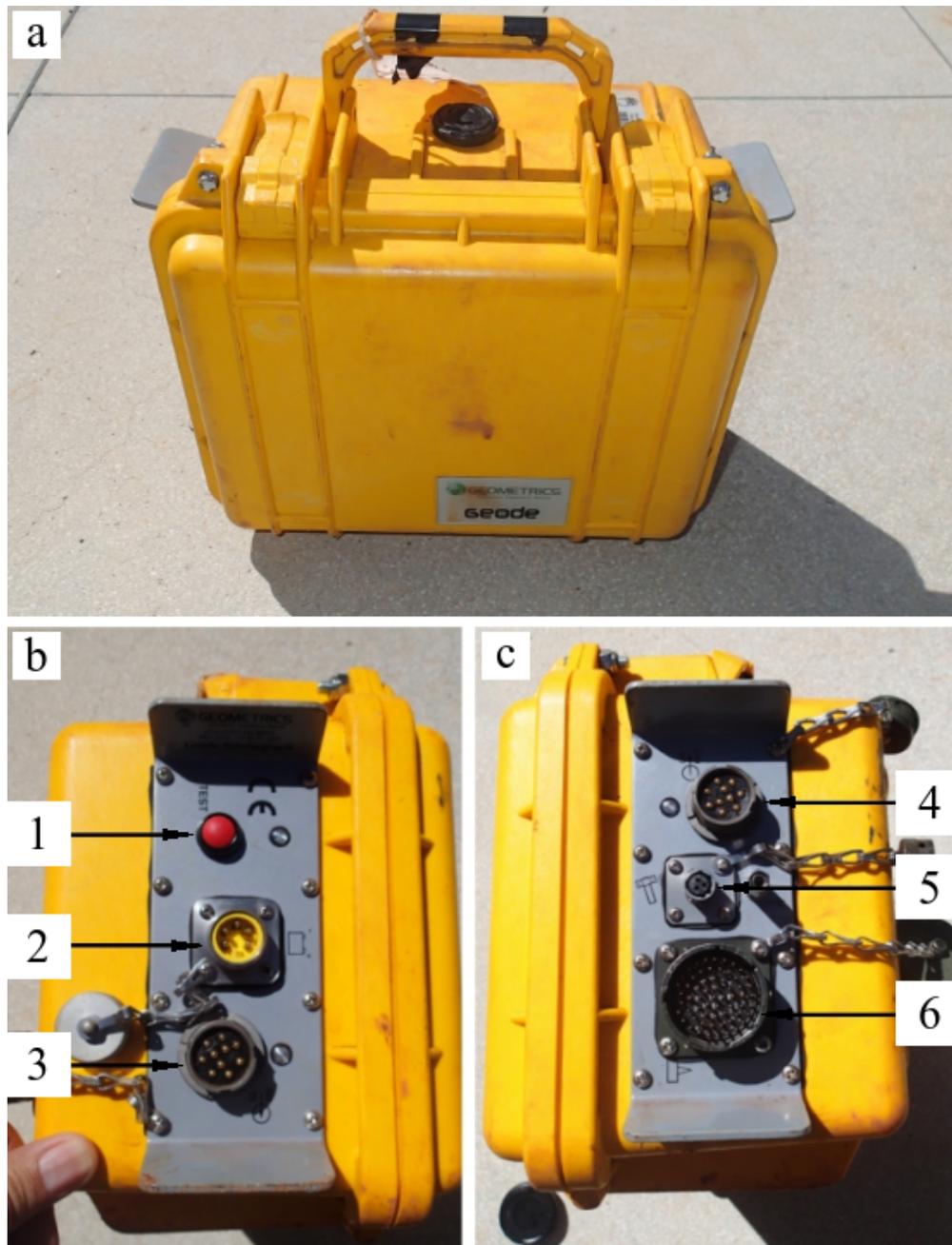


Figura 3.6 | Equipamentos de campo: Sismógrafo. **a** - Sismógrafo Geode da marca Geometrics®, com suporte para 24 canais (geofones). **b** e **c** são, respectivamente, as laterais esquerda e direita do sismógrafo. Legenda: **1** - Botão liga e desliga, **2** - Conector do cabo de alimentação da bateria, **3** - Conector do cabo para o recebimento de dados de outro sismógrafo, quando usa-se mais de um, **4** - Conector do cabo para o envio de dados para o computador ou para outro sismógrafo, **5** - Conector do “trigger”, normalmente acoplado a uma marreta de 8 kg, **6** - Conector dos cabos dos geofones.

3.1.3 Montagem das linhas sísmicas

Todos os levantamentos deste trabalho foram realizados com arranjos lineares dos sensores. Apesar de ser comum em levantamentos passivos a utilização de arranjos bidimensionais, como em forma de círculo, semicírculo, triângulo, em L ou cruz, optou-se pelo arranjo linear pela simplicidade da montagem das linhas, porque havia a necessidade de que a linha passasse por sobre as covas e pela possibilidade de se gerar múltiplos perfis de profundidade com uma mesma aquisição, procedimento este que será explicado detalhadamente na Seção 3.2.2.

A Figura 3.7 ilustra a lista de equipamentos presentes na tabela 3.1 e mostra como são feitas as conexões físicas entre eles. A configuração dos sismógrafos é feita pelo programa *Seismodule Controller* (SCS), que controla toda a aquisição em si. Este programa funciona em plataformas Windows[®], não possuindo versões para sistemas Linux ou iOS. O uso do programa SCS pode ser facilmente consultado no manual do programa *SeisImagerSW*[®], que por sua vez pode ser obtido no *site* da empresa Geometrics[®] na aba *Seismic Software*.

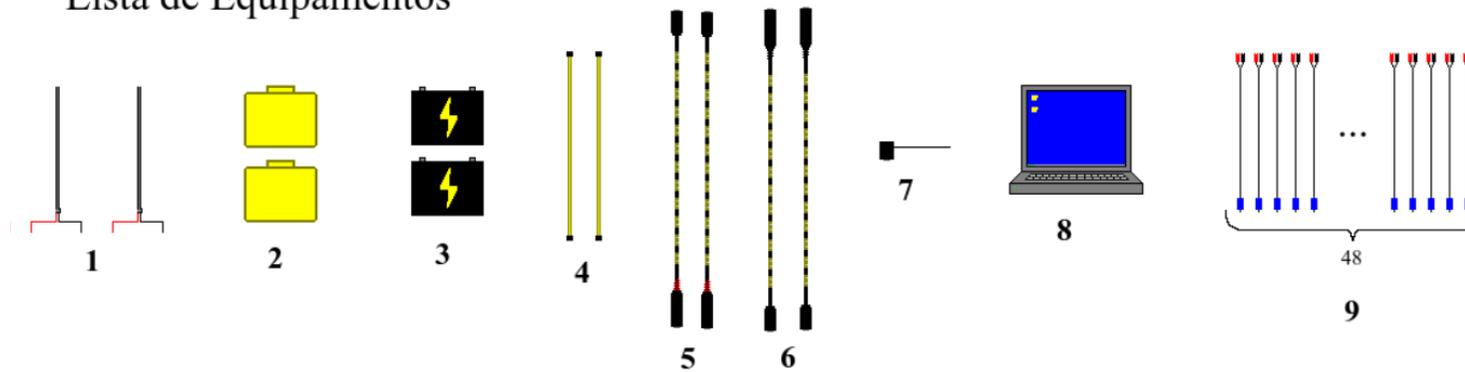
De agora em diante, para que a terminologia utilizada neste trabalho fique clara, convém definir e diferenciar dois termos normalmente utilizados como sinônimos:

- (i) *Traço*: É um conjunto de amostras de amplitude, adquirido por um sensor sísmico durante um intervalo de tempo finito. Graficamente pode ser representado pela curva de amplitude por tempo.
- (ii) *Registro*: Ou registro sísmico, é o conjunto dos traços de “*n*” sensores, adquiridos simultaneamente.

Portanto, um registro pode conter apenas um ou múltiplos traços, a depender do número de sensores (geofones) utilizados no levantamento.

Em levantamentos de sísmica ativa, é comum o uso de gatilhos ou *triggers*, para a inicialização do tempo de registro, e a marcação do tempo zero, que é comum à todos os geofones da linha sísmica. Sem um controle do tempo zero para todos os sensores o cálculo de velocidades é inviabilizado. Já em levantamentos passivos o momento exato do início dos registros não é relevante, pois a posição das fontes sísmicas são desconhecidas. Portanto, o uso de *triggers* é dispensado e os registros devem ser inicializados manualmente, o que na prática significa apertar um botão no programa controlador da aquisição, *Seismodule Controller*, para todo novo registro.

Lista de Equipamentos



Montagem

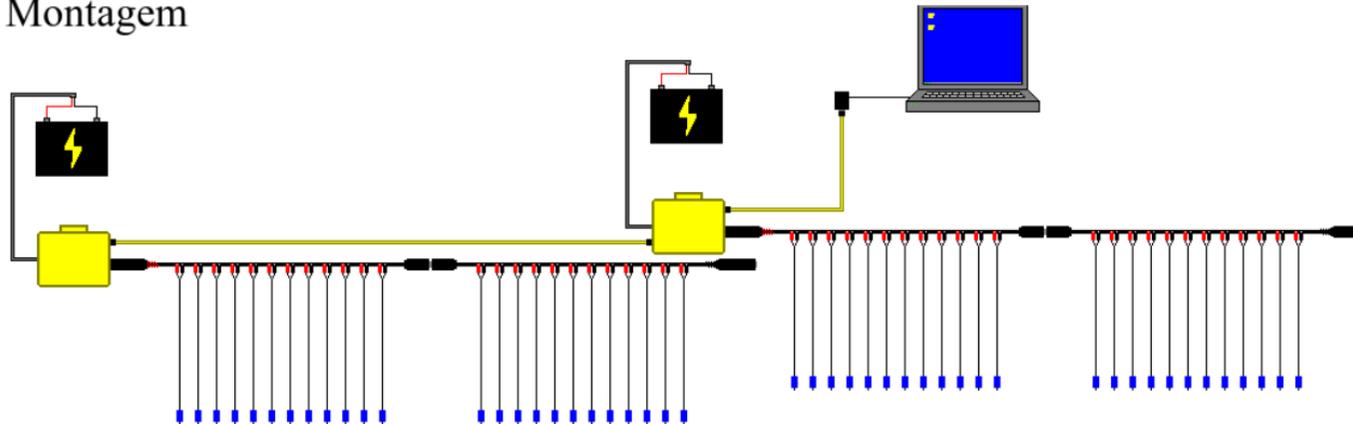


Figura 3.7 | Montagem de 48 canais com sismógrafos Geode. 1 - Cabos de energia dos sismógrafos. 2 - Sismógrafos. 3 - Baterias de 12 V. 4 - Cabos transmissores de dados. 5 - Cabos conectores de geofones com conectores fêmeas. 6 - Cabos conectores de geofones com conectores macho e fêmea. 7 - Conectores ethernet. 8 - Computador. 9 - Geofones.

Montagem da linha atrás do OBSIS

Montou-se, no dia 4 de novembro de 2016, uma linha sísmica atrás do prédio do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, constituída de 24 geofones, espaçados de 1,5 metros.

Essa linha sísmica foi usada para testar o comportamento da curva de dispersão com relação às variações no tempo de aquisição, intervalo de amostragem e número de registros utilizados no processamento. Em todas as aquisições foi utilizado a mesma montagem da linha sísmica, isto é, os geofones não foram movidos. Mudou-se apenas as configurações de aquisição no módulo de controle. A tabela 3.2 mostra o número de registros coletados em cada um dos levantamentos, suas respectivas frequências e tempos de amostragem.

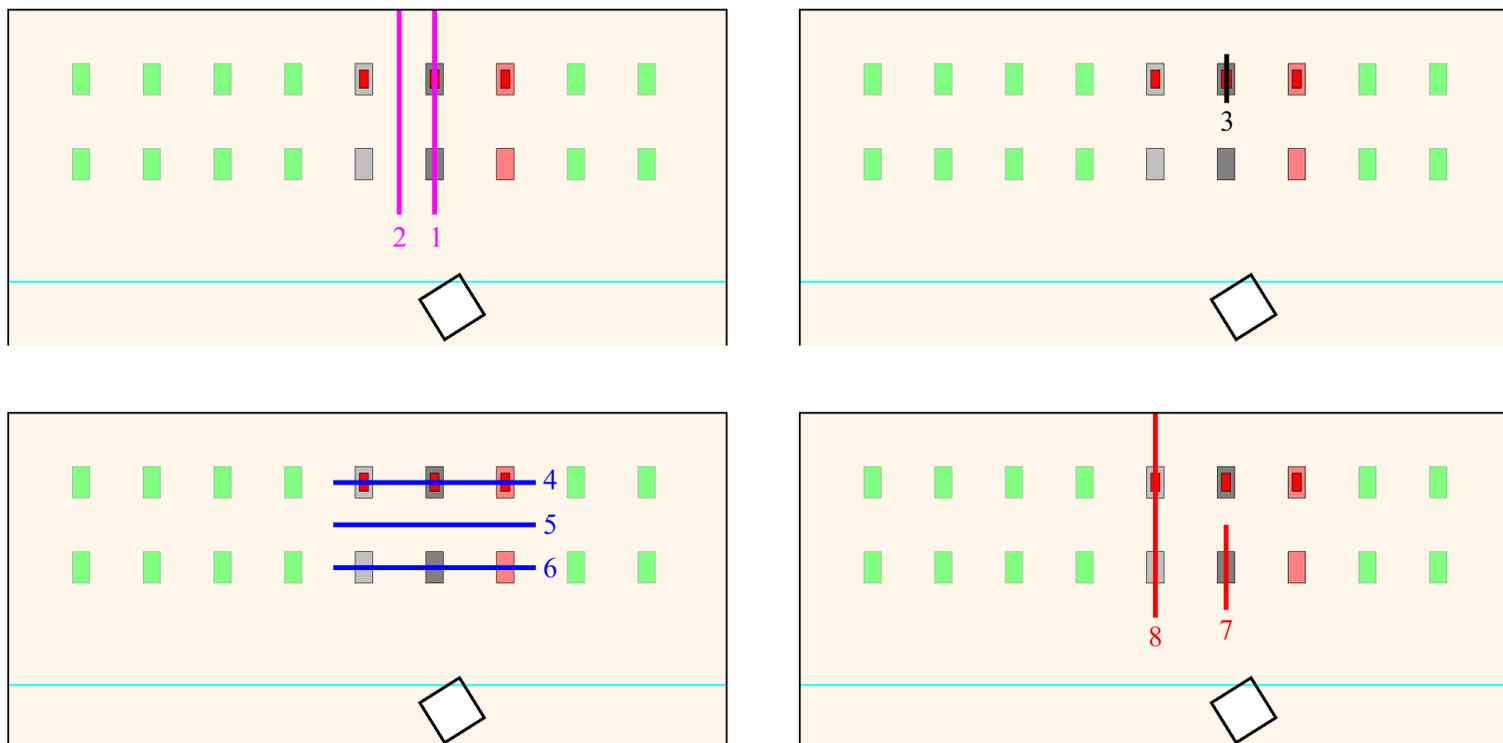
A aquisição feita com 2 segundos de tempo de registro e frequência de amostragem de 8000 Hz foi usada para o teste da influência do número de registros na definição da curva de dispersão. Este é o motivo pelo qual há um maior número de registros coletados com estes parâmetros.

Tabela 3.2 | Número de registros obtidos com o levantamento realizado atrás do OBSIS-UnB, de acordo com o tempo e a frequência de amostragem.

Tempo de amostragem (s)	Frequências de amostragem (Hz)								
	32000	16000	8000	4000	2000	1000	500	250	125
0,5	101	101	101	101	101	101	-	-	-
1,0	-	101	101	101	101	101	101	-	-
2,0	-	-	216	101	101	101	101	101	-
4,0	-	-	-	102	101	102	102	102	-
8,0	-	-	-	-	102	-	-	-	102

Montagem das linhas no SCGF-UnB

Na área do SCGF-UnB foram feitas 8 linhas sísmicas. A posição das linhas com relação ao SCGF-UnB pode ser vista na Figura 3.8, que está em escala. Foi adotada a numeração de 1 a 8 como índice identificador das linhas. Nesta mesma figura é possível ver as datas em que foram feitas as aquisições. As linhas 1 e 2, por exemplo, foram feitas em março, no final do período chuvoso, enquanto as linhas 4, 5 e 6 em julho, período seco. As informações mais importantes referentes às linhas podem ser consultadas na Tabela 3.3. A Figura 3.9 mostra fotos da linha sísmica 1, paralela às covas e a Figura 3.10 das linhas 4 e 6, perpendiculares às covas.



Legenda

- Cova com restos de construção
- Cova com concreto
- Cova com lençol
- Indicação da presença de porco

- Demais covas
- Limite do SCGF-UnB
- Cerca de arame farpado



- Dias de aquisição
- 29/03/2016
 - 10/10/2016
 - 22/06/2017
 - 23/06/2017

Figura 3.8 | Localização das linhas sísmicas realizadas no SCGF-UnB. As covas não relevantes para este trabalho foram marcadas de verde. A numeração ao lado das linhas serve como índice para referências futuras.

Tabela 3.3 | Parâmetros de aquisição das linhas sísmicas realizadas no SCGF-UnB

Num. Linhas = Número identificador da linha.

Int. Amos. = Intervalo de amostragem.

Freq. Amos. = Frequência de amostragem.

Temp. Amos. = Tempo de amostragem.

Num. Regis. = Número de registros adquiridos.

Num. Geof. = Número de geofones utilizados.

Espaç. Geof. = Espaçamento entre os geofones.

Ext. Linha = Extensão da linha.

Ori. Início = Orientação do início da linha.

Dur. Aqui = Intervalo de duração da aquisição, ou seja, intervalo de tempo entre o primeiro e o último registro da linha (formato hh:mm).

Parâmetros	Valores							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Num. Linhas	1	2	3	4	5	6	7	8
Int. Amos.	0,125 ms	0,125 ms	Variável	0,5 ms				
Freq. Amos.	8000 Hz	8000 Hz	Variável	2000 Hz				
Temp. Amos.	2 s	2 s	Variável	2	2	2	2	2
Num. Regis.	451	401	Variável	300	300	299	150	180
Num. Geof.	48	48	12	48	48	48	48	48
Espaç. Geof.	0,25 m	0,1 m	0,25 m					
Ext. Linha	11,75 m	11,75 m	2,75 m	11,75 m	11,75 m	11,75 m	4,7 m	11,75 m
Ori. Início	Noroeste	Noroeste	Noroeste	Nordeste	Nordeste	Nordeste	Noroeste	Noroeste
Dur. Aqui.	01:18	01:04	Variável	00:40	00:39	00:37	00:38	00:40

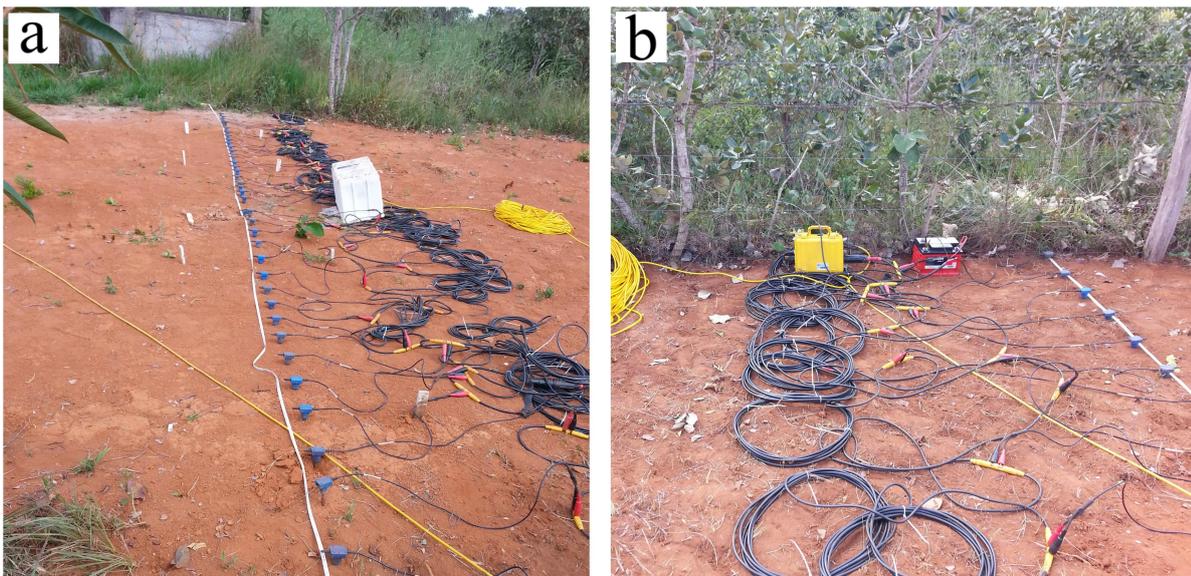


Figura 3.9 | Fotos da linha sísmica 1. **a** - Vista noroeste/sudeste, onde se vê os tocos brancos delimitando os vértices das covas. **b** - Início da linha, repare que a linha começa com o primeiro geofone rente à cerca de arame, as consequências disto serão discutidas no capítulo dos resultados. A linha possuía espaçamento de 25 cm entre os geofones e tinha 11,75 m de comprimento. A aquisição foi realizada no dia 29 de março de 2016.

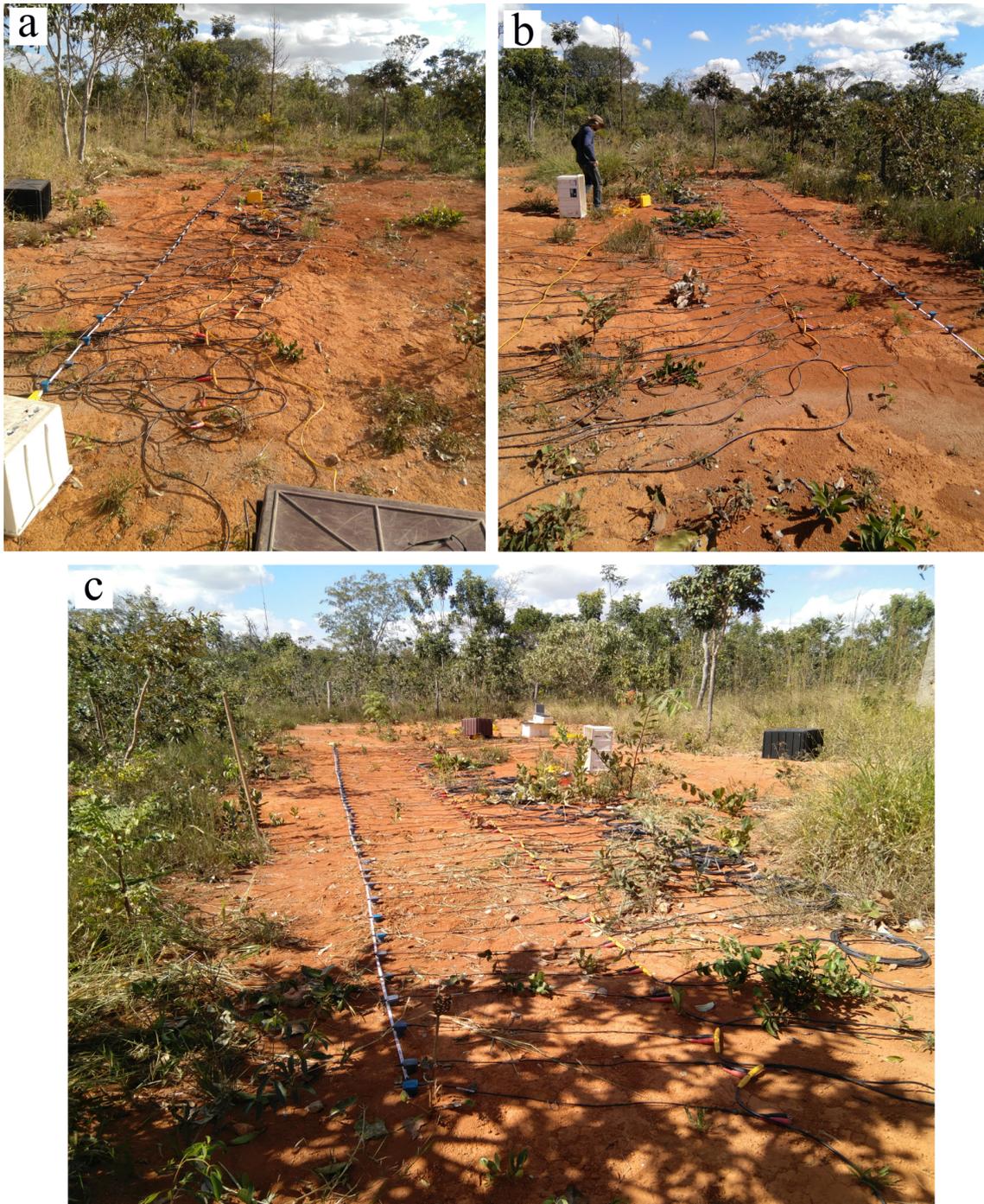


Figura 3.10 | Fotos das linhas sísmicas 4 e 6. a - Linha 6, montada sobre as covas sem suínos. b e c - Linha 4, montada sobre as covas com suínos. Ambas as linhas possuíam espaçamento de 25 cm entre os geofones e tinham 11,75 m de comprimento. A aquisição foi realizada no dia 22 de julho de 2017.

3.2 Métodos de Processamento

A seção a seguir mostra os passos essenciais para a obtenção de perfis unidimensionais de velocidade por profundidade, e a posterior conversão dos perfis unidimensionais em perfis bidimensionais. Descreve também os métodos utilizados para a confecção de alguns produtos apresentados nos capítulos finais, como os perfis de espectros de frequência e algumas análises estatísticas da amplitude.

Para a manipulação e processamento dos dados foi utilizado programa SeisImager[®], que, para dados passivos, se utiliza do método SPAC generalizado, como descrito no Capítulo 2. Para uma maior robustez estatística dos resultados, o algoritmo do programa calcula os coeficientes SPAC para vários registros sísmicos e faz o empilhamento das curvas de dispersão resultantes. Este é o motivo pelo qual são adquiridos múltiplos registros num mesmo levantamento.

O processamento dos dados dos levantamentos realizados no SCGF-UnB e no OBSIS-UnB têm muito em comum, e a maioria das etapas descritas nas subseções seguintes são válidas para ambos os sítios.

3.2.1 Seleção de registros e análise da aleatoriedade da amplitude

Esta etapa consistiu na inspeção visual dos sinais sísmicos adquiridos. Os registros considerados ruins não foram utilizados nas etapas seguintes do processamento[†]. Para um registro ser considerado ruim ele devia satisfazer pelo menos uma das seguintes condições:

- (i) Possuir sinais claros de fontes coerentes, como os provocados por passos.
- (ii) Possuir traços com picos pontuais de amplitude.
- (iii) Possuir um ruído não homogêneo ao longo do tempo de registro.

Foi definido que seriam utilizados 150 registros em todas as análises, de modo a equalizar um bom volume de dados com a capacidade computacional disponível. Os registros foram então divididos em dois grupos, um com os 150 melhores e outro com os demais. A Figura 3.11 mostra um infograma dos registros escolhidos dentre todos os adquiridos nas linhas 2 e 4. Os escolhidos estão marcados em verde e os descartados em vermelho. Na linha 4, percebe-se que os melhores registros se concentraram no início e no fim do levantamento, já na linha 2, há uma maior homogeneidade entre os registros bons e ruins, e percebe-se apenas uma leve concentração de registros ruins entre os registros de número 300 e 400. Este tipo de análise permite ver que dificilmente a aquisição ocorrerá num intervalo de tempo em que todos os registros sejam considerados bons (ou ruins). Posteriormente será mostrado que não há necessidade de rigidez nesse controle de qualidade dos dados, e que somente os casos críticos precisam ser excluídos.

[†]Salvo quando explicitamente mencionado.

O ideal para este tipo de análise seria encontrar uma distribuição uniforme entre registros bons e ruins, pois indicaria uma maior aleatoriedade temporal do ruído. O que satisfaria uma das premissas do método SPAC, que é a de o ruído ser estacionário temporalmente.



Figura 3.11 | Infograma de registros escolhidos e descartados. O eixo horizontal mostra os 300 registros adquiridos na linha 4 e os 401 adquiridos na linha 2. À esquerda tem-se o início da aquisição e à direita o fim. Pelo fato dos registros não serem uniformemente espaçados no tempo (devido à aquisição ser manual), optou-se por chamar o eixo horizontal de pseudo linha do tempo. É possível perceber uma certa homogeneidade temporal entre os registros considerados bons e os ruins na linha 2, enquanto há uma contração maior de registros considerados bons no início e no fim da aquisição da linha 4.

A segunda parte do processamento consiste na análise da aleatoriedade das amplitudes do sinal sísmico, pois ser aleatório também é uma das premissas do método SPAC.

Em sinais sísmicos aleatórios, a média da amplitude tende a zero[†] e o histograma de amplitude do sinal pode ser descrito por uma curva de distribuição de probabilidades, que geralmente é a distribuição normal. Logo, o grau de aleatoriedade pode ser aferido calculando-se os histogramas de amplitude dos traços dos sinais adquiridos.

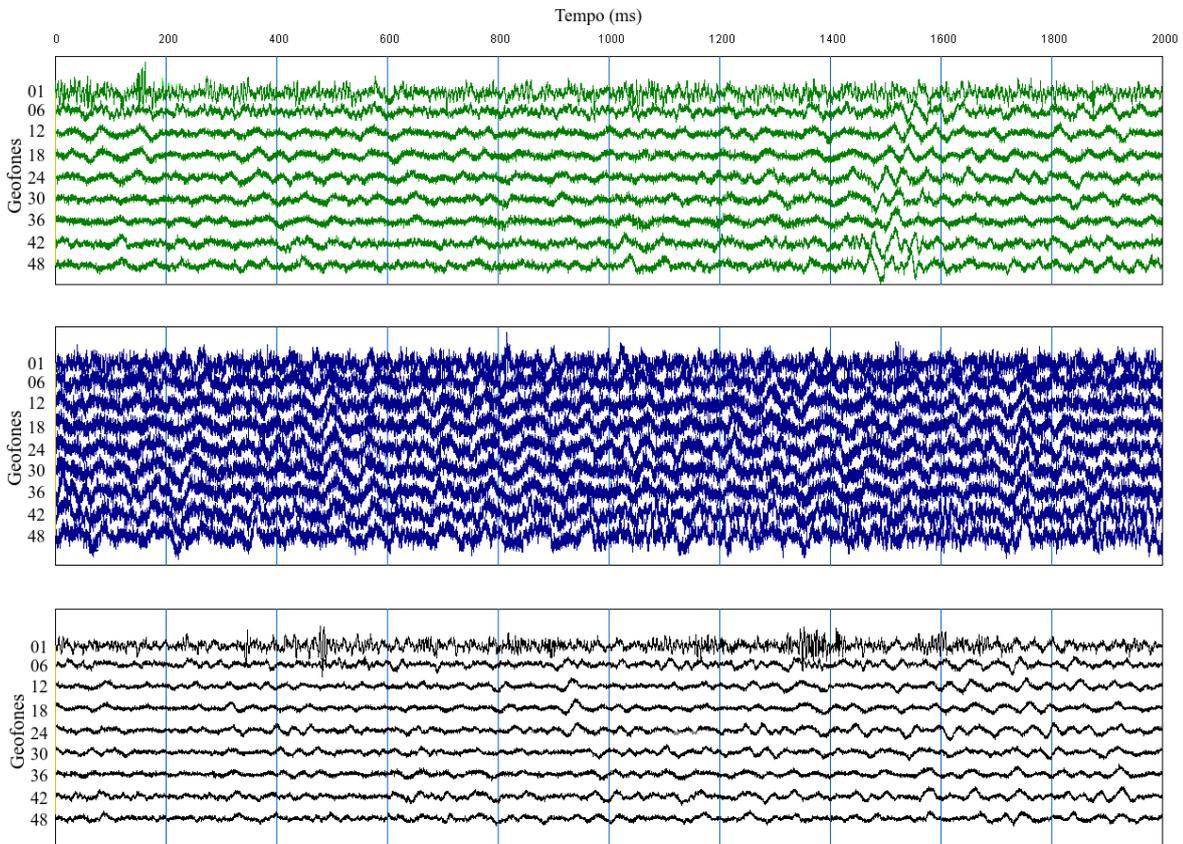
Aquisições com muitos registros têm também muitos traços. Uma aquisição com 48 geofones e 400 registros terá 19200 traços, o que impossibilita uma análise individual do histograma de cada traço. O único modo viável de fazer tal análise seria implementando um rotina computacional que aplicasse algum teste estatístico nos dados de amplitude, e, a partir de algum critério pré definido, julgasse o grau de aleatoriedade, e conseqüentemente a “qualidade” do traço, isto é, se devem ser mantidos ou rejeitados. Esta etapa não foi realizada neste trabalho. Porém, fez-se uma análise amostral, com traços representativos de alguns padrões de ruído recorrentemente encontrados. Os resultados obtidos para esses registros foram usados para julgar a qualidade dos demais, quando estes apresentavam características similares. A Figura 3.12 mostra um exemplo de registros que foram considerados bons e a Figura 3.13 de registros considerados ruins.

O teste estatístico da aleatoriedade serviu como guia para a seleção visual da etapa anterior. De certa forma pode-se dizer que estas duas etapas formam um ciclo, um ajudando o outro.

Traços “anormais”, que fugiam do padrão de ruído local, eram selecionados e testava-se o ajuste da curva de distribuição normal ao histograma de amplitudes, caso ficassem próximos,

[†]Esta é justamente a razão pela qual o empilhamento, ou *stacking*, é utilizado em levantamentos ativos, pois ele suprime ruídos aleatórios por meio de médias ou somas de sinais coerentes.

Traços



Histogramas das amplitudes dos traços

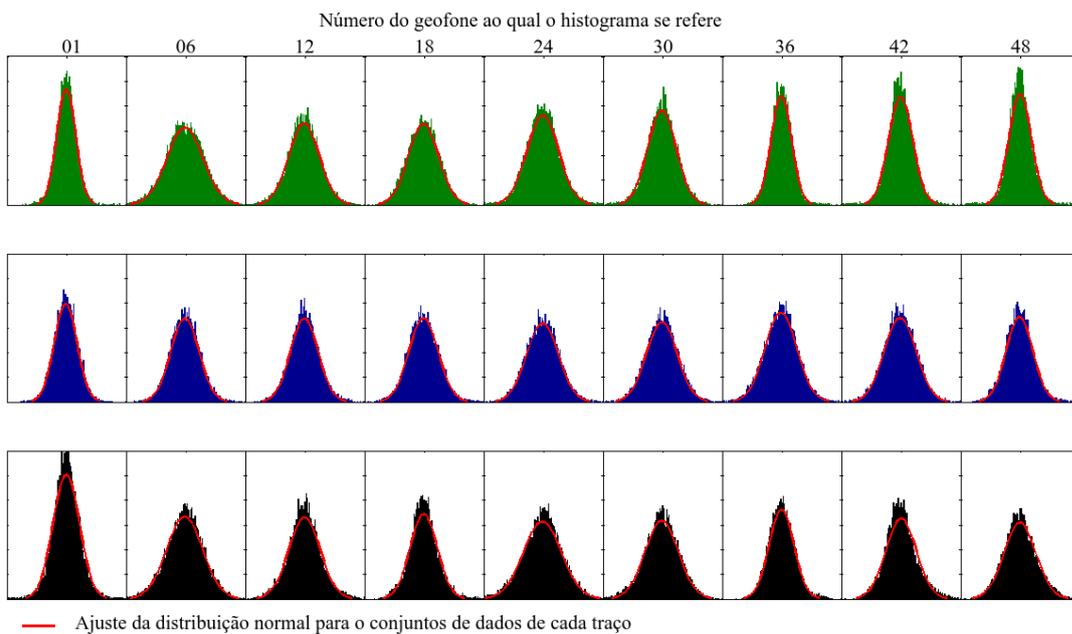


Figura 3.12 | Exemplo de traços e histogramas de amplitude de registros considerados bons. Os registros desta figura foram retirados do grupo de registros considerados bons da aquisição da linha 1. Os traços em verde são referentes ao registro 1, em azul ao registro 12 e em cinza ao registro 36. Percebe-se um bom ajuste dos histogramas às curvas de distribuição normal, em vermelho.

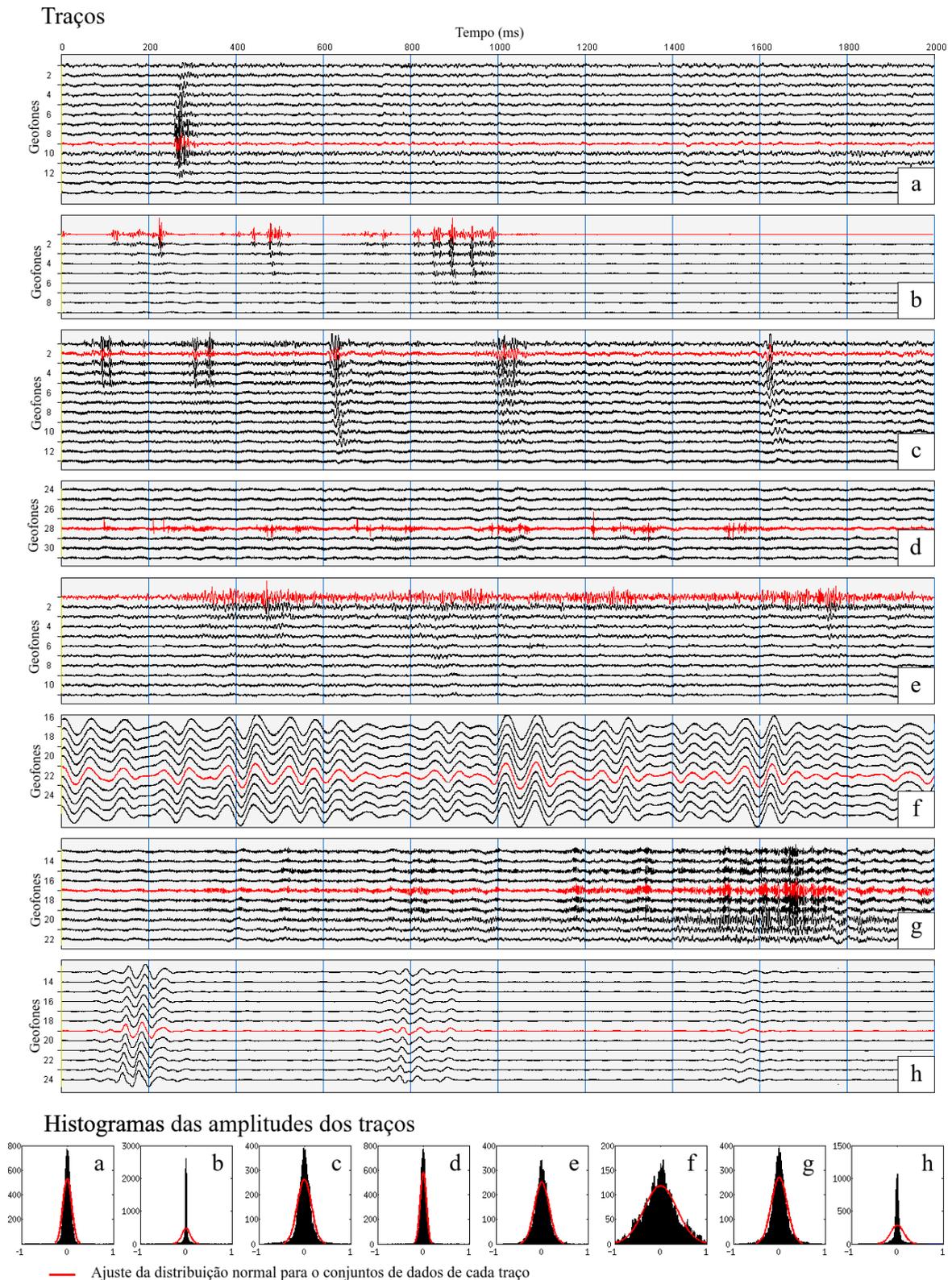


Figura 3.13 | Exemplo de traços e histogramas de amplitude de registros considerados ruins. Os registros desta figura foram retirados do grupo dos registros considerados ruins. Na primeira parte, estão marcados em vermelho os traços que foram utilizados no cálculo dos histogramas de amplitudes. Os demais traços foram mantidos para que o leitor veja o contexto do ruído em cada registro. Percebe-se a disparidade entre a curva da distribuição normal, em vermelho, e os histogramas das amplitudes, principalmente os de índice *a* e *h*. Os traços estão normalizados, e as escalas são independentes para cada registro.

os registros que contivessem tais traços eram considerados bons, e caso contrário ruins.[†]

A inspeção visual dos traços até agora mencionada se refere aos traços no domínio do tempo, mas igualmente importante é a inspeção dos traços no domínio da frequência. Algumas vezes os traços de um registro no domínio do tempo aparentam uniformidade de amplitudes e os demais quesitos que o classificariam como bons registros, mas ao se aplicar a transformada de Fourier, vê-se que a energia do sinal está muito dispersa ao longo de um intervalo de frequências grande e irregular, ou concentradas em uma única frequência, que é o caso típico do ruído provocado por aeronaves. Um bom registro, visto no domínio da frequência, terá traços confinados num intervalo de frequências bem definido. A Figura 3.14 dá um exemplo do espectro de frequências de um registro ruim e de um bom.

3.2.2 Obtenção de perfis de profundidade por velocidade

Como mencionado no início da seção 3.2, para o processamento dos dados foi utilizado o programa SeisImagerSW[®], da empresa Geometrics[®]. Este programa gera, como produto final do processamento, um perfil unidimensional da velocidade da onda cisalhante (V_s) em função da profundidade. A Figura 3.15 ilustra uma janela do programa, onde se vê um exemplo de tal produto, no caso um perfil unidimensional de 30 metros de profundidade.

O programa é bastante automatizado e exige pouca interação com o usuário, já que em todas as etapas existem valores pré configurados, baseados nos dados sísmicos da própria aquisição em questão. A automatização é vantajosa por agilizar o processamento dos dados e a geração de resultados sem o conhecimento profundo de todos os pormenores envolvidos no fluxo de processamento, como a geração das curvas de dispersão e a inversão. A desvantagem é a falta de controle pelo usuário das etapas realizadas. Como o programa é proprietário, sem código aberto, não é possível alterá-lo, adequando-o às necessidades do usuário.

O programa dispõe de rotinas de processamento para dados passivos adquiridos com arranjos bidimensionais dos geofones. As formas pré configuradas são L, V, círculo, triângulo e linha. A Figura 3.16 ilustra uma visão em planta destes tipos de arranjo, e mostra também a posição mais adequada, segundo o manual do programa SeisImagerSW[®], para a localização do perfil unidimensional gerado, marcada em vermelho. Vale enfatizar que, para arranjos lineares, como os utilizados neste trabalho, a localização do perfil unidimensional se dá no centro do arranjo.

A relação entre o tamanho do arranjo (L)[‡] e a profundidade máxima de investigação alcançada (P) é um assunto controverso na literatura. Apesar de todos concordarem que quanto maior o tamanho do arranjo, maior será a profundidade de investigação, a relação entre estes dois

[†]Esta análise é levemente enviesada, pois podem existir dados aleatórios que não seguem a distribuição normal, e que portanto seriam classificados como ruins, porém como os que a seguem são necessariamente aleatórios, decidiu-se por classificá-los como bons registros.

[‡]O termo “tamanho do arranjo” se refere ao comprimento da linha para arranjos lineares, ao diâmetro do círculo, para arranjos circulares, e ao comprimento do lado do triângulo, do L ou do V, para os respectivos demais arranjos.

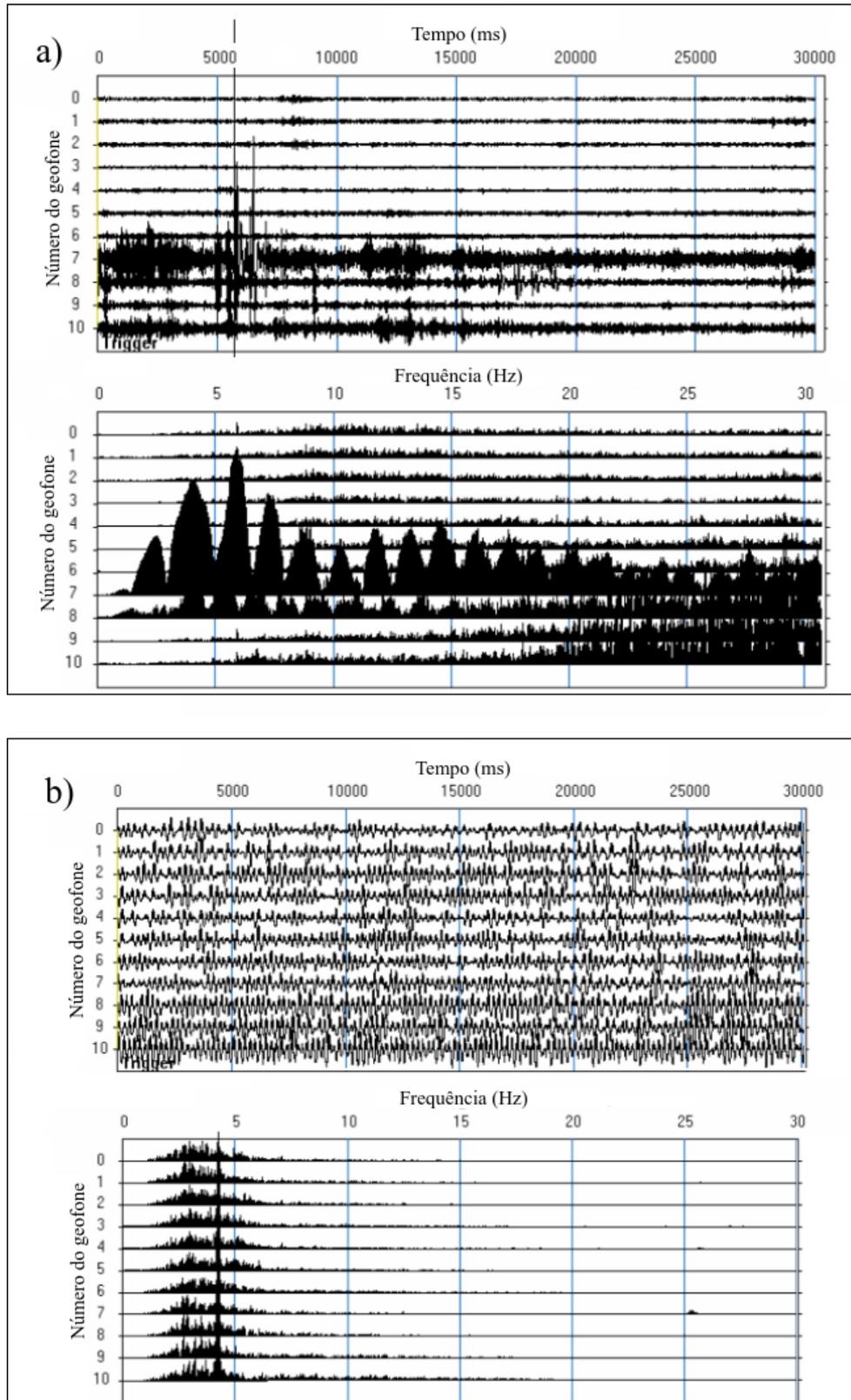


Figura 3.14 | Exemplos de registros ruins e bons e seus respectivos espectros de frequência. Têm-se, no domínio do tempo e da frequência, o traços de geofones de registros ruins (a) e bons (b). Nos registros bons as frequências ficam contidas numa banda bem definida, o que não acontece nos registros ruins. A figura foi adaptada do manual do programa SeisimagerSW[®], versão de 2006.

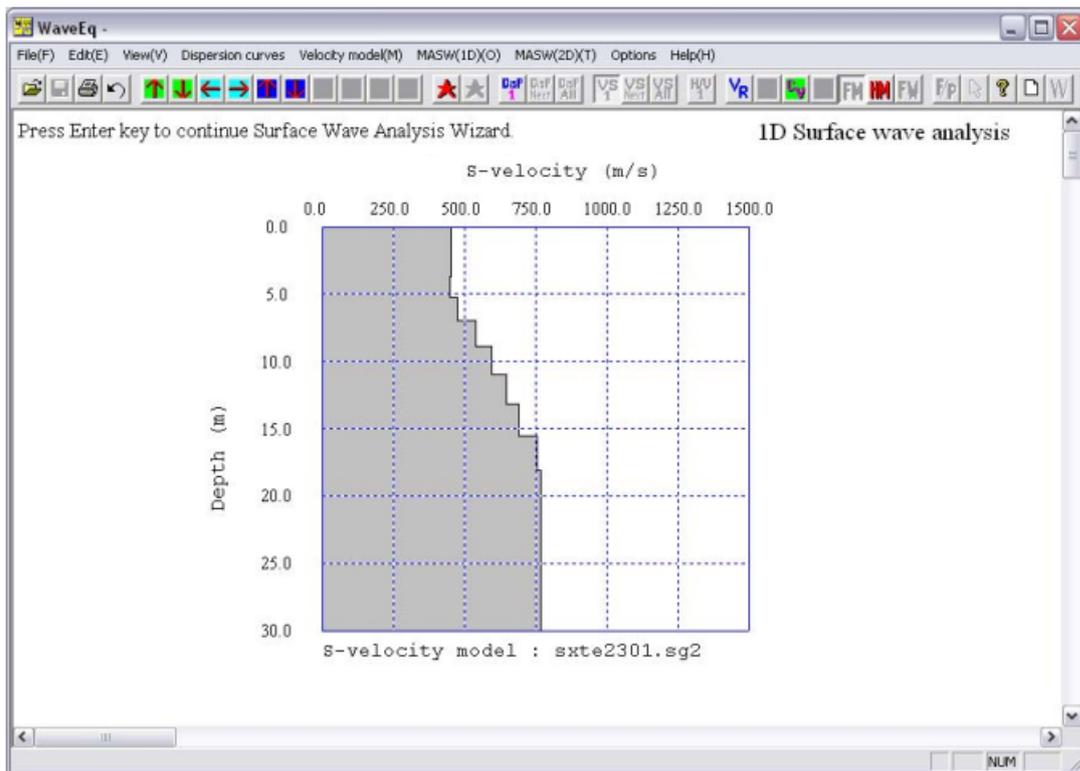


Figura 3.15 | Janela do programa SeisImagerSW[®] mostrando um perfil unidimensional de velocidades sísmicas. Os dados mostrados nesta figura não têm relação com este trabalho, são apenas exemplos do produto final do processamento gerados pelo programa SeisImagerSW[®]. Fonte: Manual do programa SeisImagerSW[®], versão de outubro de 2009.

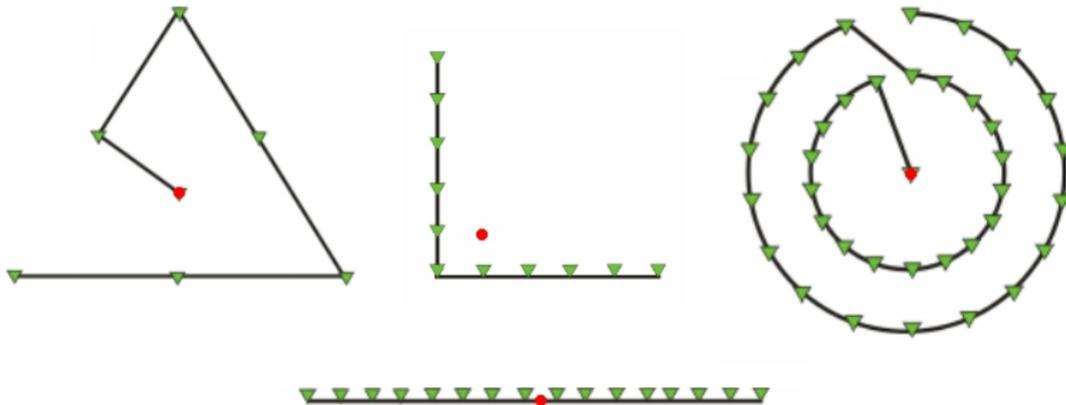


Figura 3.16 | Tipos de arranjos bidimensionais de geofones. A figura mostra uma visão em planta de alguns dos tipos arranjos de geofones (triângulos verdes) disponíveis para o processamento automatizado do programa SeisImagerSW[®]. Os pontos vermelhos representam, segundo o manual do programa, os locais aonde os perfis devem ser localizados. Fonte: Adaptado do manual do programa SeisImagerSW[®], versão de outubro de 2009.

parâmetros não é bem definida. Para levantamentos ativos, estima-se que essa relação possa ser expressa por $P = L/2$, e podendo aumentar um pouco de acordo com a energia da fonte ativa utilizada. Já para levantamentos passivos é comum o uso da relação $P = L$. O sítio

www.masw.com[†], mantido por Choon Park, criador do método MASW, sugere que a profundidade de investigação máxima está entre 1 a 3 vezes o tamanho do arranjo, enquanto a profundidade mínima entre 0,3 a 1 vez a distância entre os geofones.

O manual do programa SeisImagerSW[®] sugere que a profundidade máxima alcançada obedece a relação de um para um, ou seja, $P = L$. Os planejamentos de campo foram feitos com base nesta sugestão.

A Figura 3.17 ilustra esta relação entre o tamanho do arranjo e a profundidade investigada. Nela são mostradas duas linhas sísmicas, formadas por arranjos de 4 e 6 geofones. Percebe-se que a camada mais profunda (camada 2) não pôde ser alcançada com o arranjo menor.

Para gerar os perfis unidimensionais, o algoritmo do programa SeisImagerSW[®] assume que as camadas em subsuperfície são plano paralelas e infinitas em todas as direções. Assume também que o perfil gerado não representa o valor exato das velocidades no centro do arranjo, mas sim uma média da distribuição de velocidades abaixo dele.

A Figura 3.18 mostra o fluxo de processamento para a geração do perfil unidimensional pelo SeisImagerSW[®], que pode ser resumido pelas seguintes etapas:

- (i) Carregamento dos dados no programa.
- (ii) Definição do tipo e tamanho de arranjo e espaçamento entre os sensores.
- (iii) Cálculo dos coeficientes SPAC.
- (iv) Geração do espectro de velocidade e pré ajuste dos pontos sobre a curva de dispersão do modo fundamental.
- (v) Edição da curva de dispersão.
- (vi) Inversão e geração do perfil unidimensional.

A etapa (iv) do fluxo de processamento discriminada acima, que trata do ajuste da curva de dispersão, é determinante para a geração de bons perfis unidimensionais. A inversão dos dados sísmicos, que culmina na geração do perfil de velocidades, depende exclusivamente da curva de dispersão, não importando se ela foi adquirida por meio de métodos sísmicos passivos ou ativos, se foram dados reais ou sintéticos, etc. Deve-se portanto ter um cuidado especial nesta etapa.

O algoritmo implementado no programa SeisImagerSW[®] assume que a curva de dispersão obtida representa o modo fundamental de vibração da subsuperfície (M0). Apesar do programa SeisImagerSW[®] possuir uma rotina que evita a marcação de pontos fora da tendência da curva do modo fundamental, nem todos os pontos obedecem tal critério. Quando isto não ocorre, os pontos erroneamente marcados devem ser excluídos manualmente, e novos pontos devem ser criados, de modo a interpolar as duas extremidades restantes da curva do modo fundamental. A Figura 3.19 mostra um exemplo de uma curva de dispersão processada pelo programa

[†]Mais especificamente em www.masw.com/DataAcquisition.html

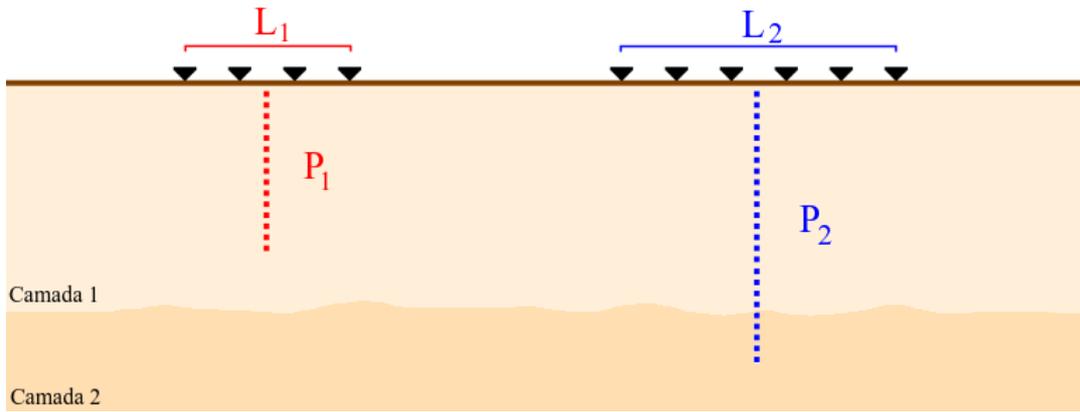


Figura 3.17 | Profundidade de investigação dos perfis unidimensionais. A figura mostra o perfil de dois levantamentos feitos com 4 e 6 geofones (triângulos pretos). No primeiro, o tamanho do arranjo é pequeno, e por isso atinge uma profundidade de investigação também pequena, representada pela linha tracejada. A camada 2 só pode ser investigada com o uso de um arranjo maior, como é o caso do arranjo de 6 geofones, em azul. “L” e “P” representam o tamanho do arranjo e a profundidade alcançada, respectivamente.

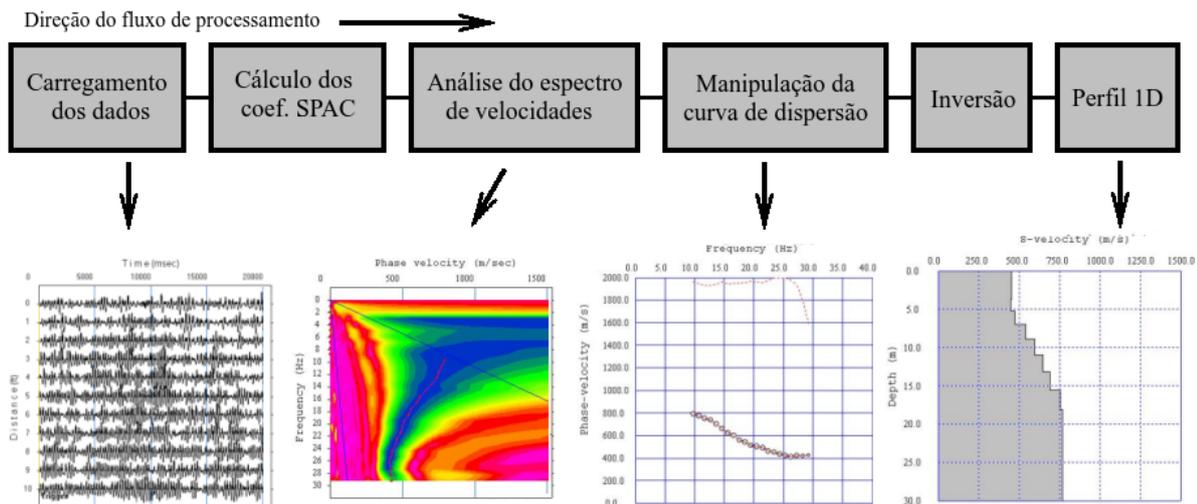


Figura 3.18 | Fluxograma de processamento do programa SeisImagerSW®.

SeisImagerSW®, sem e com edição pelo usuário. Como as curvas de dispersão não são retas, a interpolação do tipo linear não é a mais adequada para se criar novos pontos, entretanto, ela é a mais usada por sua simplicidade.

De modo geral, a curva de dispersão é uma curva suave, sem mudanças abruptas. Esta característica facilita a identificação de pontos pertencentes a outros modos de excitação, que não sejam o fundamental. Quando a separação entre os modos é grande, em termos de velocidade, a diferença entre eles é de fácil distinção, pois formam-se picos irreais na curva de dispersão, como mostrado na Figura 3.19. Já quando a separação entre os modos é pequena, o que ocorre principalmente para altas frequências, pode ser praticamente impossível distinguir um modo do outro. Neste caso, até por não haver grande mudança no resultado final do processamento, não se faz a distinção entre os diferentes modos.

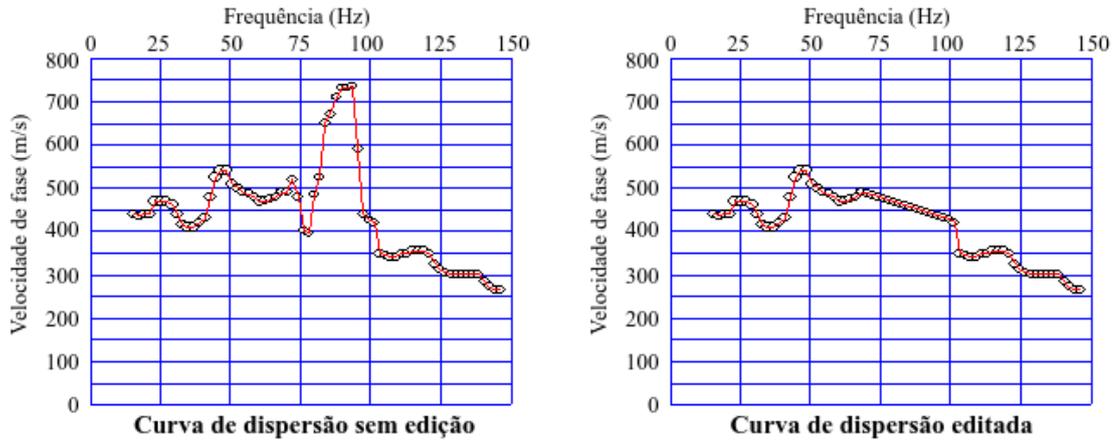


Figura 3.19 | Exemplo de curvas de dispersão geradas pelo programa SeisImagerSW[®] antes e depois da edição pelo usuário.

Geração dos perfis bidimensionais

A não ser que a subsuperfície do local em estudo tenha camadas horizontais, plano paralelas, a informação fornecida por um perfil unidimensional é insuficiente para um entendimento amplo da área. Perfis bidimensionais, por outro lado, são bem mais úteis, pois permitem avaliar variações laterais do meio.

A interpolação linear de perfis unidimensionais é um dos modos de se obter perfis bidimensionais do meio. Este é o procedimento adotado, por exemplo, para se gerar perfis litológicos por meio de testemunhos de furos de sondagem. Quanto menor for o espaçamento entre os furos, melhor será a reconstrução do modelo original gerado pela interpolação. A Figura 3.20 ilustra esse efeito.

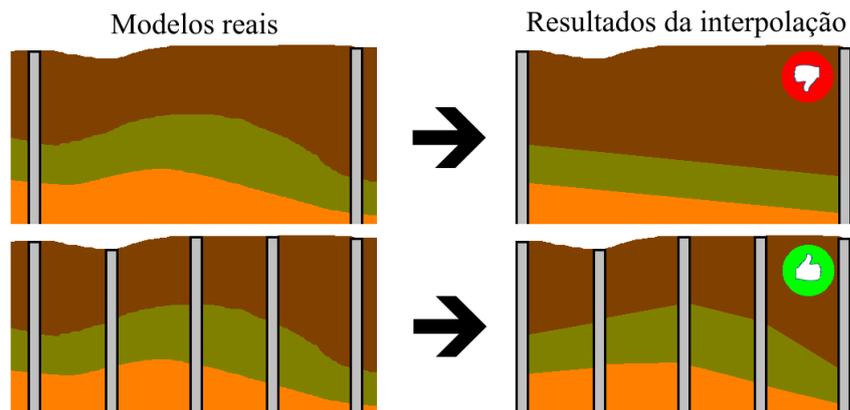


Figura 3.20 | Interpolação linear de furos de sondagem. As listras verticais, em cinza, representam as posições dos furos de sondagem e as cores ao fundo representam diferentes camadas litológicas. O lado esquerdo mostra o modelo real da subsuperfície, com 2 e 5 furos de sondagem e o lado direito as respectivas interpolações. Percebe-se que com furos mais afastados o modelo interpolado (camadas ao fundo) fica ruim, e diverge muito do modelo real.

De modo análogo aos furos de sondagem, pode-se fazer a interpolação de perfis unidimensionais (1D) de velocidade sísmica para se obter perfis bidimensionais (2D). Este foi exatamente

o procedimento adotado neste trabalho, com a diferença de que não foram interpolados perfis provenientes de várias linhas sísmicas distintas, mas sim perfis obtidos em uma única linha. Este procedimento será detalhado a seguir.

Separação de grupos de geofones de uma mesma linha sísmica

Vários perfis unidimensionais podem ser obtidos a partir de uma única linha sísmica. Para isto, basta separar os geofones da linha em subgrupos, e processá-los separadamente, como se fossem linhas sísmicas distintas.

A escolha dos geofones de cada subgrupo não precisa ser única. Pode haver sobreposição, com um mesmo geofone pertencendo à vários subgrupos. A Figura 3.21 ilustra essa separação em grupos com um exemplo hipotético de uma linha sísmica com 12 geofones.

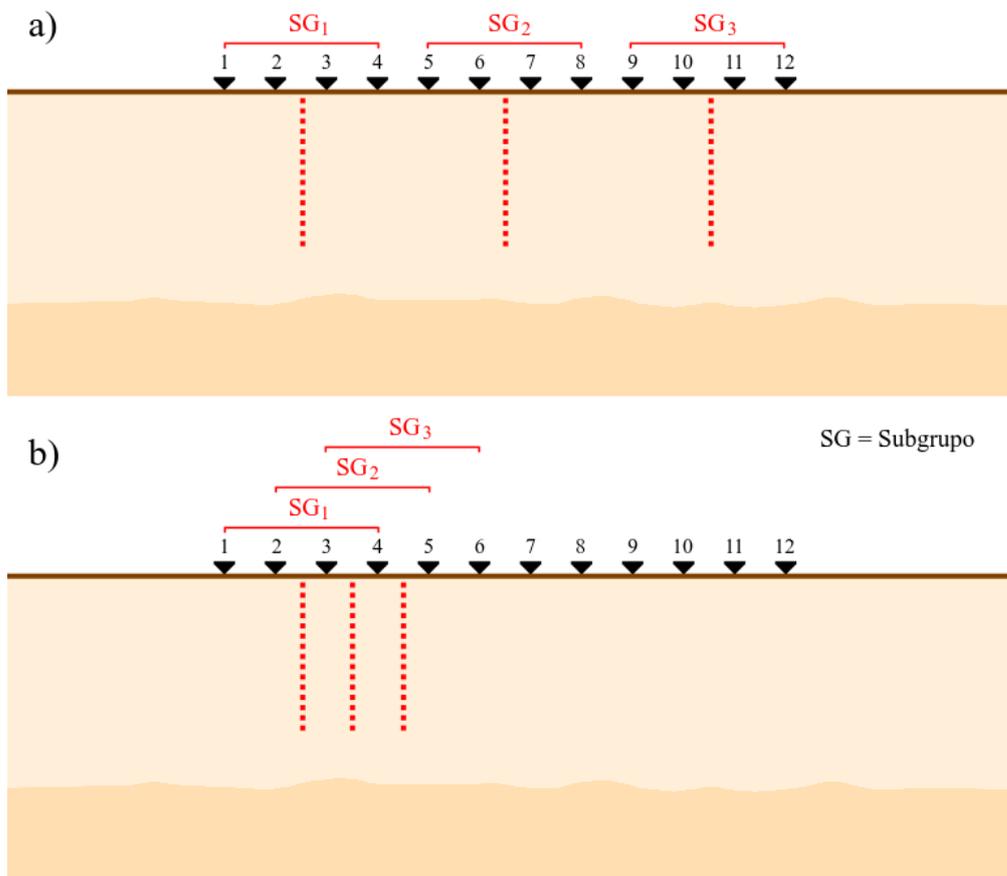


Figura 3.21 | Exemplo da divisão de uma linha sísmica em subgrupos de geofones. Linha sísmica com 12 geofones (triângulos pretos) dividida em subgrupos de 4 geofones, com sobreposição de geofones (a) e sem sobreposição (b). O tracejado em vermelho representa a posição onde os perfis unidimensionais devem ser interpretados e as respectivas profundidades alcançadas. Observação: A figura b mostra apenas 3 subgrupos como ilustração, mas, para esta configuração com 12 geofones, são possíveis 9 subgrupos.

O número máximo de perfis unidimensionais (N_{mpu}) possíveis de serem obtidos de uma linha com n geofones, divididos em subgrupos com k geofones cada, é igual a:

$$N_{mpu} = n - k + 1 \quad (3.1)$$

A escolha do valor de k , ou seja, do número de geofones por subgrupo, é importante. Como visto pela Equação 3.1, se k for muito pequeno, o número de perfis 1D interpolados será grande, o que resultará num perfil 2D longo, porém com pouca profundidade de investigação, já que a profundidade é dependente do tamanho do arranjo de cada subgrupo. Por outro lado, se k for muito grande, a profundidade de investigação também será grande, mas o perfil 2D será muito estreito, e a informação extraída desse perfil se aproximará da de um perfil 1D. Logo, o valor ideal é algo entre estes dois extremos. Um dos objetivos deste trabalho foi justamente a busca pelo valor de k que melhor representasse os alvos em estudo.

A Figura 3.22 ilustra a localização e as respectivas profundidades de todos os perfis 1D possíveis de serem obtidos para subgrupos de 3, 6, 9 e 12 geofones, numa linha sísmica com 48 geofones. Percebe-se que para subgrupos com 3 geofones os primeiros perfis são gerados logo no início da linha sísmica, já a partir do segundo geofone, enquanto que para subgrupos com 12 geofones, o primeiro perfil só aparece a partir do sexto geofone.

O programa SeisImagerSW[®] não dispõe de uma rotina para a separação de subgrupos de geofones, como descrito acima, portanto esta etapa foi realizada com o auxílio do programa `seg2_edit`, disponibilizado pelo USGS (*United States Geological Survey*). Fez-se um algoritmo em *shell script* (bash) para a manipulação dos dados e escolha dos parâmetros a serem utilizados pelo programa `seg2_edit`. Tal algoritmo pode ser encontrado no Apêndice B.

Após a separação dos subgrupos, estes novos arquivos seguem o fluxo normal de processamento do programa SeisImagerSW[®], até a geração dos perfis 1D de cada subgrupo. Em seguida, todos os perfis 1D são interpolados para a geração do perfil 2D. Esta etapa é feita por um algoritmo escrito em Matlab[®], que se encontra no Apêndice D. O algoritmo tem como parâmetros de entrada arquivos em formato texto, com três colunas: profundidade, velocidade sísmica e a posição dos perfis 1D ao longo da linha sísmica.

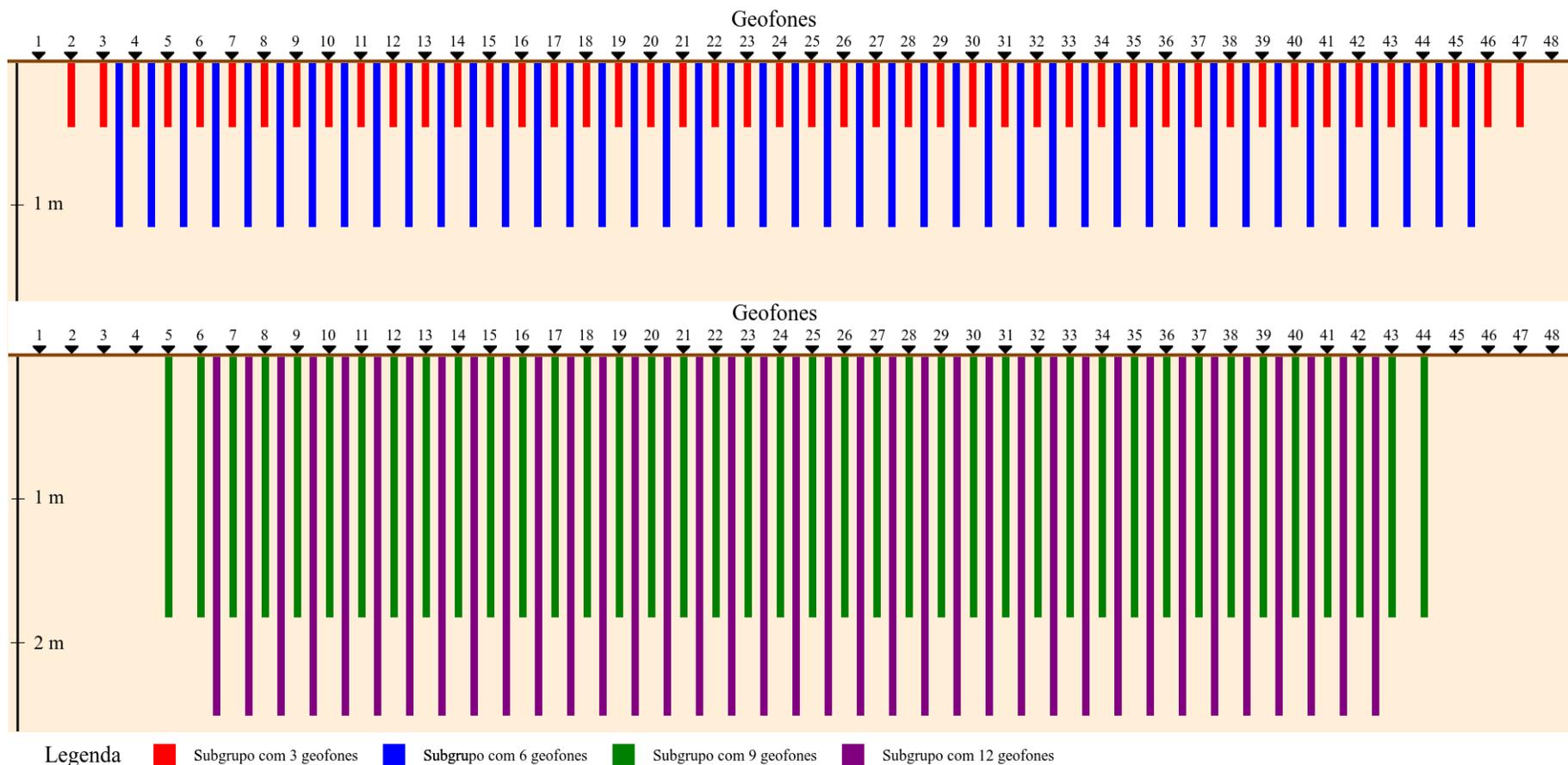


Figura 3.22 | Posições dos perfis unidimensionais dos subgrupos de geofones de uma linha sísmica com 48 geofones. Percebe-se que quanto maior o número de geofones por subgrupo, maior é a profundidade de investigação alcançada e mais estreito será o perfil bidimensional gerado pela interpolação dos perfis unidimensionais. A figura foi feita com base na proporção $P = L$, ou seja a profundidade de investigação é igual ao tamanho do arranjo. A figura foi feita em duas partes para evitar que as posições dos perfis se sobrepusessem.

Parâmetros da inversão

Para se começar o processo iterativo da inversão dos dados, que culmina na geração de um perfil 1D, é necessário um modelo inicial. O manual do programa SeisImagerSW[®] cita que o modelo inicial utilizado por ele é calculado a partir da curva de dispersão obtida na etapa anterior, pelo método SPAC. A curva de dispersão é composta por pares ordenados (Velocidade, Comprimento de onda) e o modelo inicial é composto por pares ordenados (Velocidade, Profundidade). Para estimar a velocidade V_s do modelo inicial o programa utiliza 110% da velocidade de fase da curva de dispersão, e para estimar a profundidade das camadas, utiliza um terço do comprimento de onda, que também é obtido da curva de dispersão. A Figura 3.23 ilustra esse procedimento. As velocidades máximas e mínimas das camadas são automaticamente escolhidas para corresponder às velocidades máximas e mínimas da curva de dispersão. Assume-se que a velocidade máxima encontrada representa a camada mais profunda do modelo e a mais baixa a camada mais rasa.

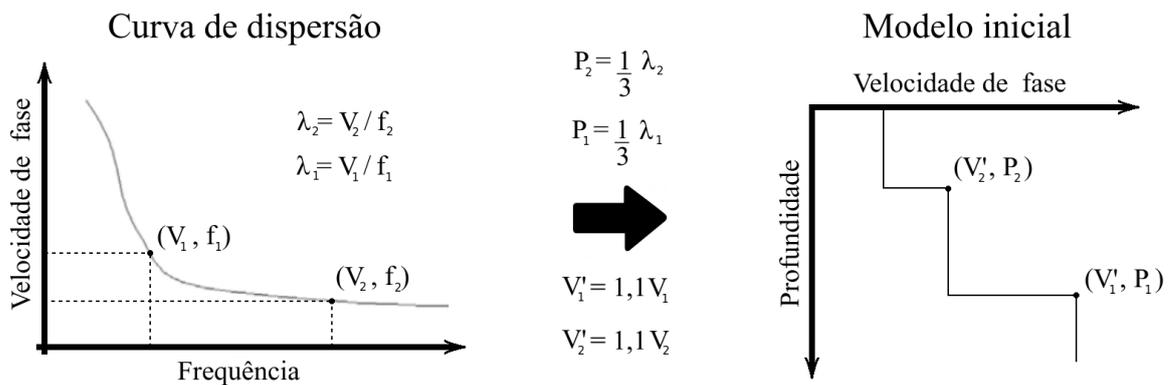


Figura 3.23 | Esquema para a criação do modelo inicial a partir da curva de dispersão. Rotina utilizada pelo programa SeisImagerSW[®] para gerar o modelo inicial utilizado na inversão dos dados. As velocidades são multiplicadas por 1,1 e as profundidades são iguais a 1 terço do comprimento de onda.

O programa inverte os dados pelo método dos mínimos quadrados, explicado em detalhe em [25]. A Figura 3.24, adaptada do manual do programa, mostra um fluxograma das etapas realizadas durante a inversão. A cada nova iteração é testado se o modelo gerado pela inversão se aproxima dos dados medidos. Caso ainda esteja longe, ou seja, se o resíduo ainda for grande, uma nova iteração é feita.

A Figura 3.25 ilustra as duas únicas janelas do programa onde o usuário pode editar os parâmetros da inversão, já que todo o resto é automatizado. A primeira mostra os parâmetros para a criação do modelo inicial e a segunda para a inversão por mínimos quadrados.

Neste trabalho, os únicos valores editados no processamento dos dados foram a profundidade (*Depth*), o número de camadas (*# of layer*) e a espessura das camadas (*Layer thickness*), que foi mantida constante para todas as camadas de um mesmo modelo (*Identical*). Na janela da inversão por mínimos quadrados, a única variável testada foi o número de iterações.

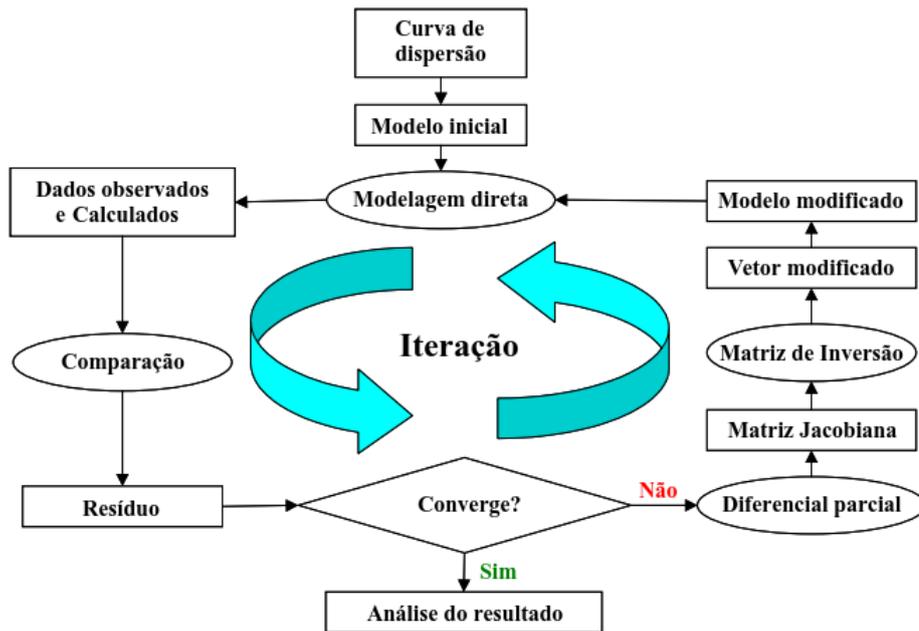


Figura 3.24 | Fluxograma das etapas da inversão feita pelo programa SeisImagerSW[®] pelo método dos mínimos quadrados. Figura adaptada do manual do programa, da versão de outubro de 2009.

Como o aumento do número de iterações não produziram resultados visivelmente melhores, porém aumentaram enormemente o tempo computacional, escolheu-se por manter o padrão do programa, que são 5 iterações, para todos os processamentos do trabalho. Quando o valor do erro quadrático médio (RMS) aumenta de uma iteração para a outra, a inversão é interrompida. Apesar de 5 iterações parecer pouco, não foi raro a inversão ser interrompida antes de completar as 5 iterações. Os valores de RMS variaram entre 1-10%.

3.2.3 Espectro de Frequência Normalizado Médio (EFNM)

O espectro de frequências, como descrito na Seção 2.2 do Capítulo 2, mostra o conteúdo de frequências de um sinal no domínio do tempo. Como o ruído sísmico é intrinsecamente variável e aleatório, o espectro de frequências de uma medida do ruído nunca será igual ao de outra, porém, quando estas medidas são feitas em um curto intervalo de tempo, ambas terão um comportamento médio similar. Para se analisar este comportamento médio foram feitas as médias dos espectros de frequência dos registros obtidos na FAL-UnB. Cada espectro que compõe esta média deve ser normalizado, pois os traços que originam os espectros possuem amplitudes bem variáveis, e sem a normalização não podem ser comparáveis entre si. Uma comparação entre os espectros de frequência de dois geofones não normalizados seria enviesada, já que os geofones mais próximos às fontes de ruído apresentariam amplitudes maiores que os geofones mais distantes, devido aos efeitos de atenuação. Essa média foi chamada de *Espectro de Frequência Normalizado Médio* (EFNM).

Para uma dada linha sísmica este procedimento pode ser realizado em 3 etapas, como des-

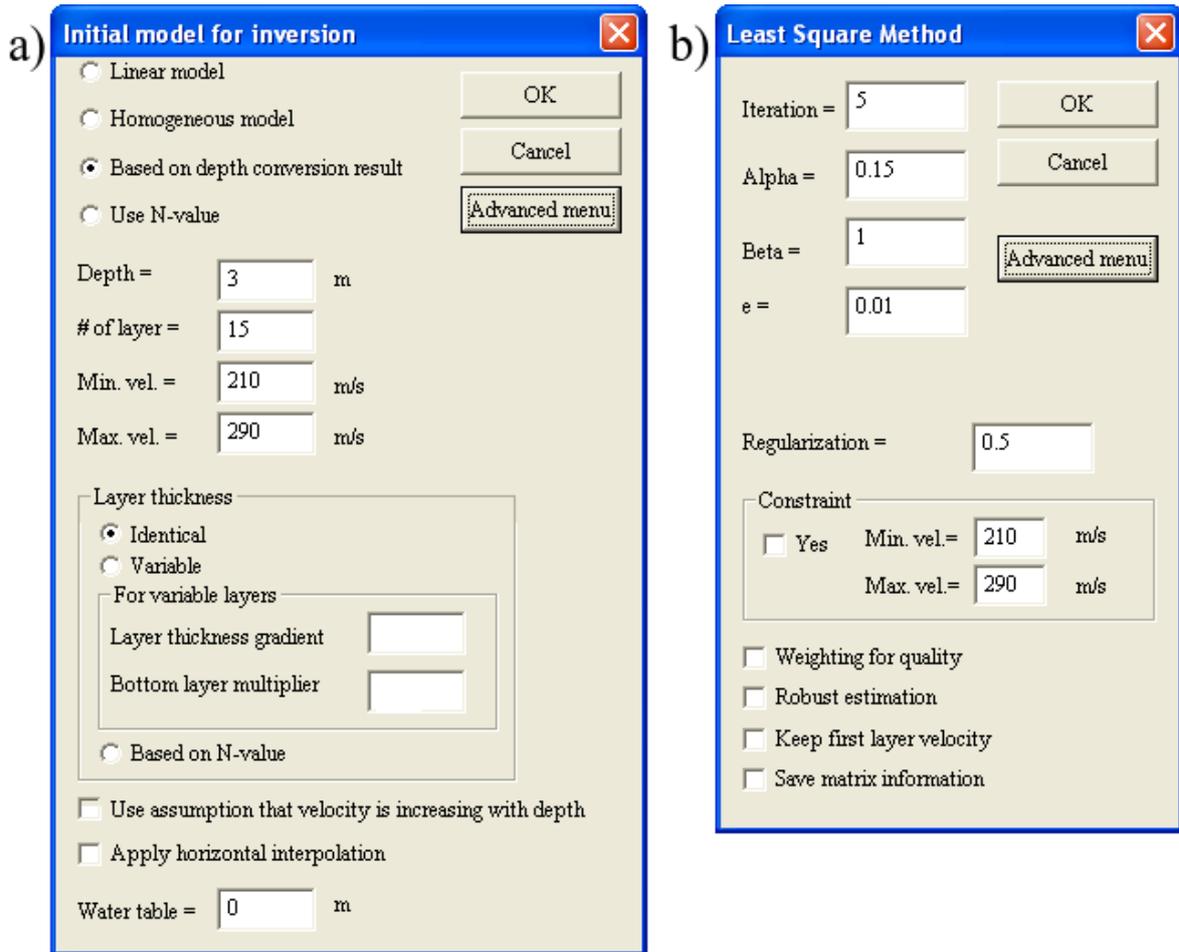


Figura 3.25 | Janelas do programa SeisImagerSW®. **a** - Janela da etapa de criação do modelo inicial. **b** - Janela da etapa da inversão por mínimos quadrados. As informações que aparecem nas janelas já correspondem às obtidas ao clicar no botão “Advanced menu”.

critério a seguir:

- (i) Geração dos espectros de frequência (FFT) de todos os traços, de todos os geofones e de todos os registros.
- (ii) Normalização individual de todos os espectros de frequência.
- (iii) Média aritmética por geofones dos espectros de frequência.

A Figura 3.26 mostra um fluxograma dessas etapas. A execução do procedimento foi realizada com o auxílio de um algoritmo desenvolvido na linguagem Matlab® e *shell script* (bash), que se encontra no Apêndice A.

Após a obtenção dos EFNM de todos os geofones de uma mesma linha sísmica, estes podem ser plotados num gráfico unidimensional de cores, lado a lado, formando uma espécie de perfil bidimensional de frequências, onde as cores representam a amplitude do espectro de frequências. Estes produtos foram chamados de perfis de EFNM.

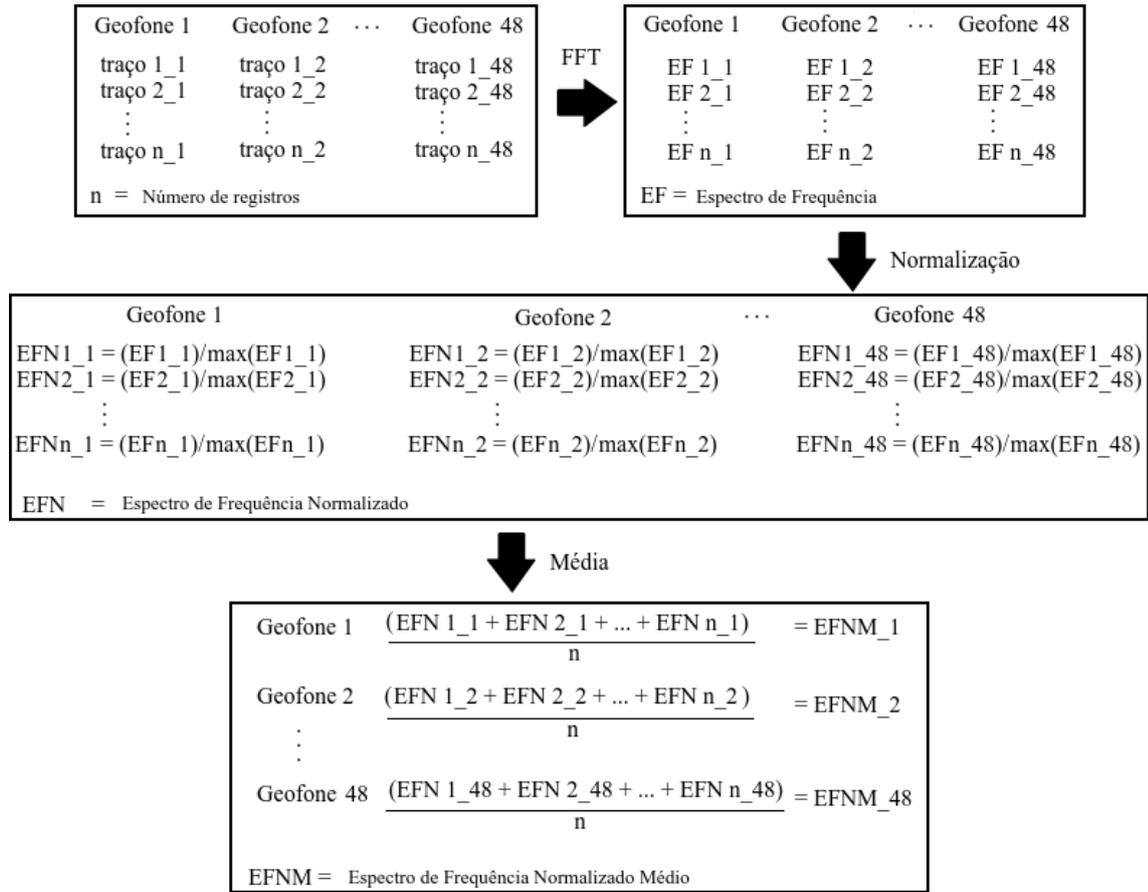


Figura 3.26 | Fluxograma das etapas para o cálculo do EFNM. O primeiro índice representa o número do registro e o segundo o número do geofone e “max” representa o valor máximo da FFT do respectivo traço.

Capítulo 4

Resultados e Discussão

Este capítulo apresenta e discute os resultados obtidos ao longo do trabalho. Não são apresentados todos os testes feitos, mas sim uma compilação dos mais significativos. O capítulo começa com os testes que envolveram os dados sísmicos em si, e os parâmetros metodológicos, e termina com os perfis bidimensionais, gerados com o objetivo de se imagear alvos rasos, como os blocos de concreto enterrados no SCGF-UnB.

4.1 Análise dos espectros de frequência

Foram gerados espectros de frequência normalizados médios (EFNM), como os descritos no Capítulo 3, Seção 3.2.3, para todos os geofones das linhas 1, 2, 4, 5, 6, 7 e 8.

A Figura 4.1 mostra os perfis de EFNM para as linhas 1 e 2. Estas linhas são paralelas, e estão espaçadas uma da outra por uma distância de aproximadamente 2 metros. A linha 2, que foi feita entre as covas com concreto e as covas com restos de construção, foi idealizada para servir como resposta do *background* para a linha 1, ou seja, a resposta que seria obtida caso não existissem covas com concreto naquele local. O caso ideal seria obtido com aquisições de dados feitas previamente à implantação do SCGF-UnB na posição da linha 1, mas como tais medidas não foram realizadas, a linha 2 serviu como uma aproximação da resposta do *background*.

No perfil de EFNM da linha 1 (Figura 4.1) é clara a influência das covas no conteúdo de frequências do campo de ondas que se propaga no local. Percebe-se uma forte atenuação das ondas com frequências entre 50 e 200 Hz, fazendo com que os blocos de concreto funcionem como filtros passa-baixa. Este fenômeno da atenuação é conhecido e esperado, como mencionado por Park e colaboradores (1998) [49]. É também visível uma excitação de ondas com frequências entre 250 e 500 Hz, somente na região dos blocos de concreto. Supõe-se que sejam devido à partição da energia em modos superiores de vibração.

Para efeitos de comparação, a Figura 4.2 mostra os perfis de EFNM da linha 1, gerados com a variação do número de registros com que a média dos espectros normalizados foi feita. Percebe-se que quanto maior o número de registros, mais clara é a definição dos limites das covas de concreto, o que reforça o uso da metodologia aplicada, isto é, normalização seguida

da média de várias medidas.

A Figura 4.3 mostra um perfil de anomalias de EFNМ resultante da subtração dos perfis de EFNМ da linha 2 pela linha 1. Percebe-se que exatamente na região das covas existem anomalias positivas[†], indicando atenuação das frequências. Estas anomalias ocorrem em intervalos de frequência compreendidos entre 15 e 200 Hz, mas principalmente entre 20 e 50 Hz.

A Figura 4.4 mostra uma ampliação do EFNМ da linha 1, no intervalo de 0 à 60 Hz. Percebe-se que a maior parte da energia (indicada pelas cores quentes) do campo de ondas está concentrada nas frequências mais baixas, entre 10 e 15 Hz. Provavelmente essa tendência de aumento da energia com a diminuição da frequência continua, mesmo para frequências abaixo de 10 Hz. A figura mostra atenuações abaixo de 10 Hz, pelo fato de os geofones utilizados na amostragem terem frequência natural de 14 Hz, atenuando frequências abaixo deste limite.

A Figura 4.5 mostra os perfis de EFNМ das linhas 4, 5 e 6, que são transversais às covas. Apesar das linhas 4 e 6 passarem por cima de 3 situações distintas de sepultamento, covas com restos de construção, com lençol e com concreto, apenas as covas com concreto mostram atenuações claras nas frequências. O perfil de EFNМ da linha 5 (*background* das linhas horizontais) não mostrou nenhuma atenuação clara. Por ser uma linha entre as covas, esse comportamento era esperado.

A Figura 4.6 mostra o resultado dos perfis de EFNМ para as linhas 7 e 8, que estão sobre as covas com restos de construção e concreto, respectivamente. Como esperado, com base nos resultados das linhas 4 e 6, que também passam sobre as covas com restos de construção, não foi observada nenhuma atenuação clara para o perfil de EFNМ da linha 8, como ocorre para as linhas que passam sobre as covas com concreto.

Para a linha 7, que tem espaçamento de 10 cm entre os geofones e passa sobre o bloco de concreto maciço, houve atenuação dos sinais com baixas frequências, e também a excitação de altas, entre 200 e 250 Hz, como ocorre com o perfil de EFNМ da linha 1 (Figura 4.1).

Ainda com relação à linha 7, da Figura 4.6, é interessante notar que nos espectros referentes ao lado direito da cova (geofone 34 até o 48), as frequências até 200 Hz sempre saturam a escala de cores, mas o mesmo não ocorre com o geofones do lado esquerdo da cova (geofone 1 ao 15), onde uma saturação clara só ocorre para frequências menores que 100 Hz. Este fenômeno está ligado ao poder de filtragem dos blocos de concreto. A linha 7, estando no mesmo alinhamento dos dois blocos, recebe frentes de ondas parcialmente filtradas, quando estas vêm da direção noroeste, pois passaram primeiro pelo bloco de concreto com o porco. Já as frentes de onda que vêm da direção sudeste, chegam inalteradas à cova sem o porco.

[†]Neste contexto, anomalias positivas representam altos valores da amplitude do espectro de frequência normalizado, quando comparadas ao valor do *background*. Caso o resultados fossem negativos, seriam consideradas anomalias negativas, e se fossem próximos de zero, não haveriam anomalia, como acontece na região azul, indicando que os valores de ambos os perfis são similares.

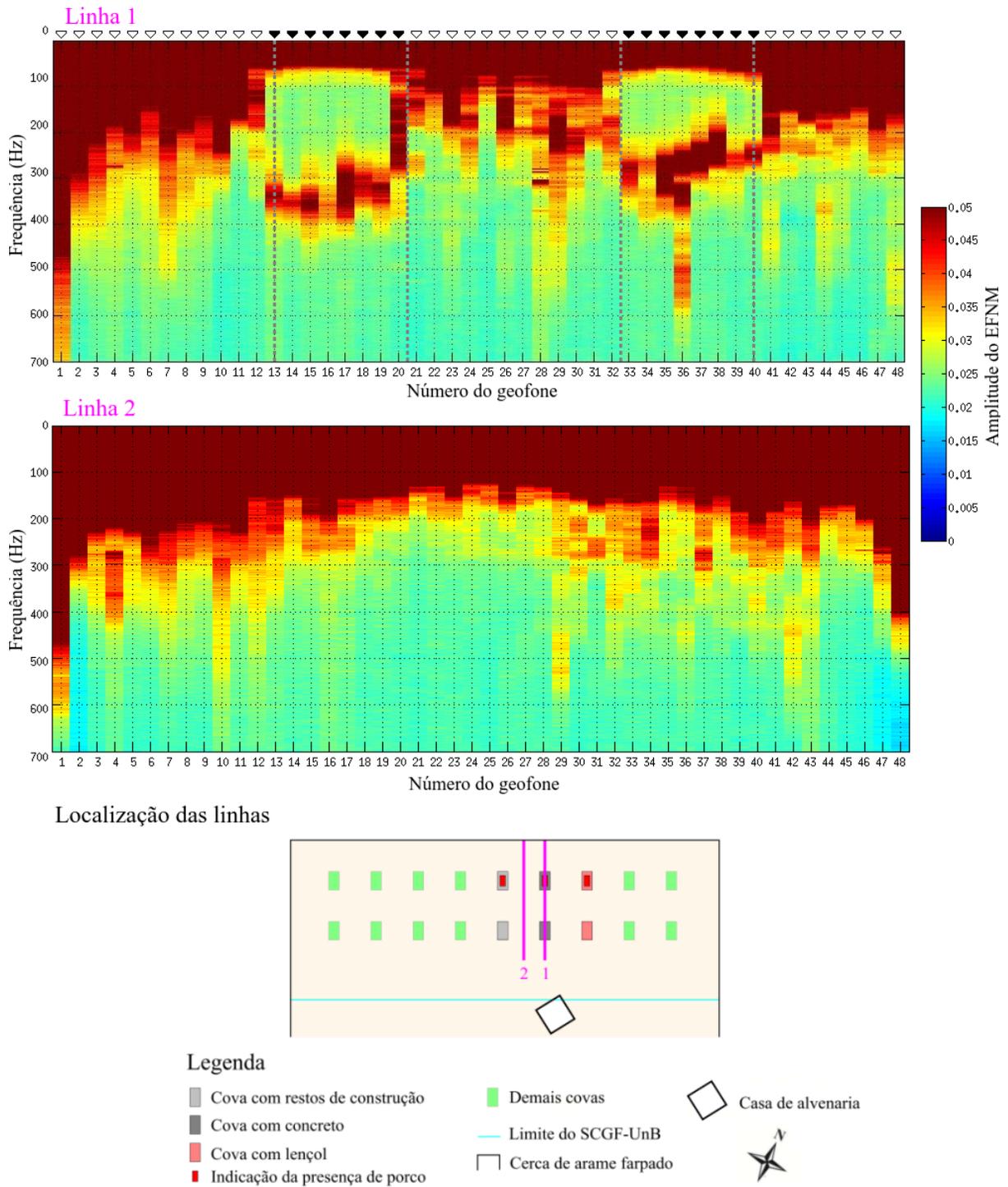


Figura 4.1 | Espectros de frequência normalizados médios das linhas 1 e 2 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB. Sobre a linha 1, os triângulos pretos marcam as posições dos geofones sobre as covas.

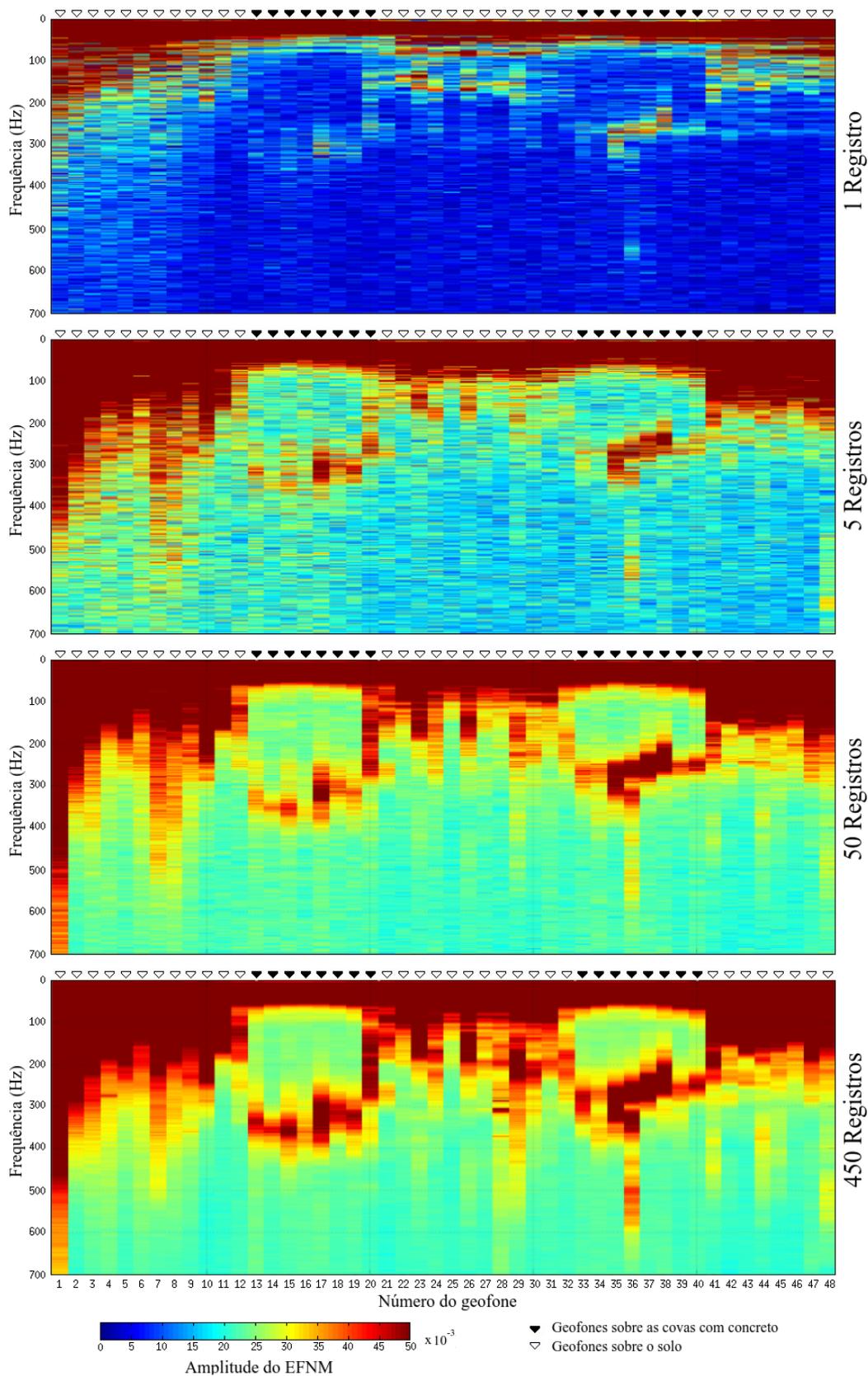


Figura 4.2 | Comparativo entre os perfis de EFN com variação do número de registros. Perfis de EFN feitos com poucos registros mostram um resultado de difícil interpretação, e muito longe do obtido com o uso de vários registros, como mostrado pela Figura 4.1. Os triângulos pretos marcam as posições dos geofones sobre as covas.

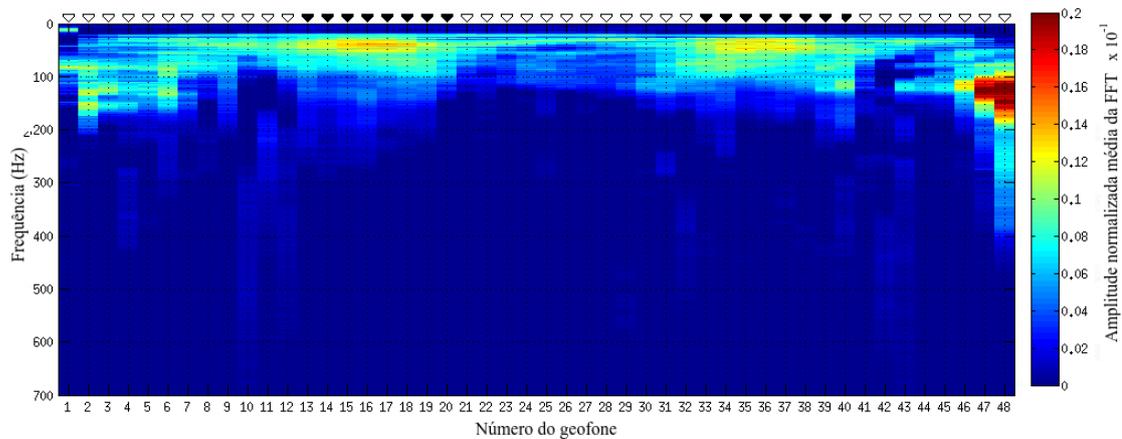


Figura 4.3 | Anomalias de frequência da linha 1. A figura mostra a subtração dos perfis de EFNM da linha 2 pela 1. O resultado é um perfil de anomalia de frequência. Os altos vistos desde 15 até 200 Hz, e com maior intensidade entre 20 e 50 Hz, refletem as atenuações das frequências nestes intervalos, encontradas no perfil de EFNM da linha 1. Os triângulos pretos marcam as posições dos geofones sobre as covas. Para as altas frequências, percebe-se que a maior parte do perfil está marcada em azul escuro, significando amplitudes próximas a zero. Isto indica que os valores de frequência do perfil de EFNM do *background* (linha 2) são praticamente iguais, ou muito próximos aos do perfil de EFNM sobre a covas (linha 1). Na extremidade direita do perfil há uma anomalia intensa, entre 100 e 200 Hz, que devido à sua alta frequência, descreve alguma estrutura bem rasa. Provavelmente esta anomalia reflete a região usada para a mistura da massa do concreto utilizada nas covas.

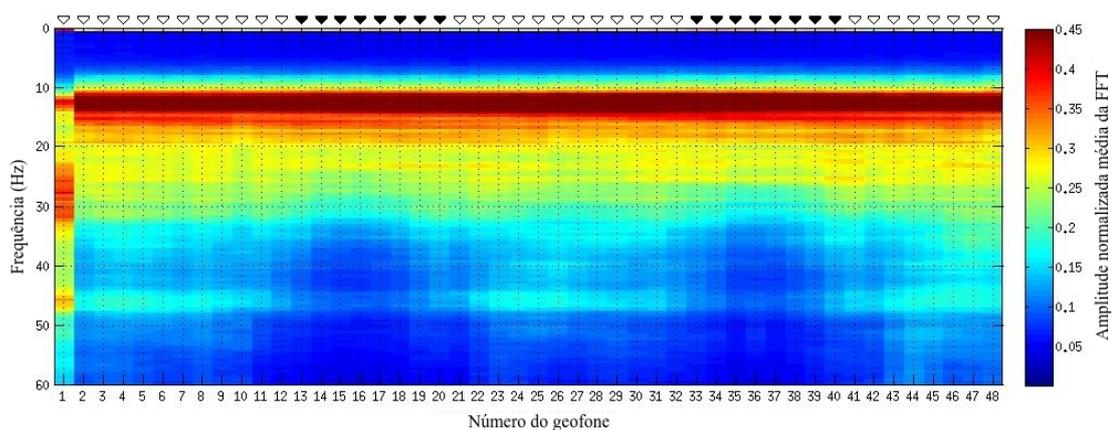
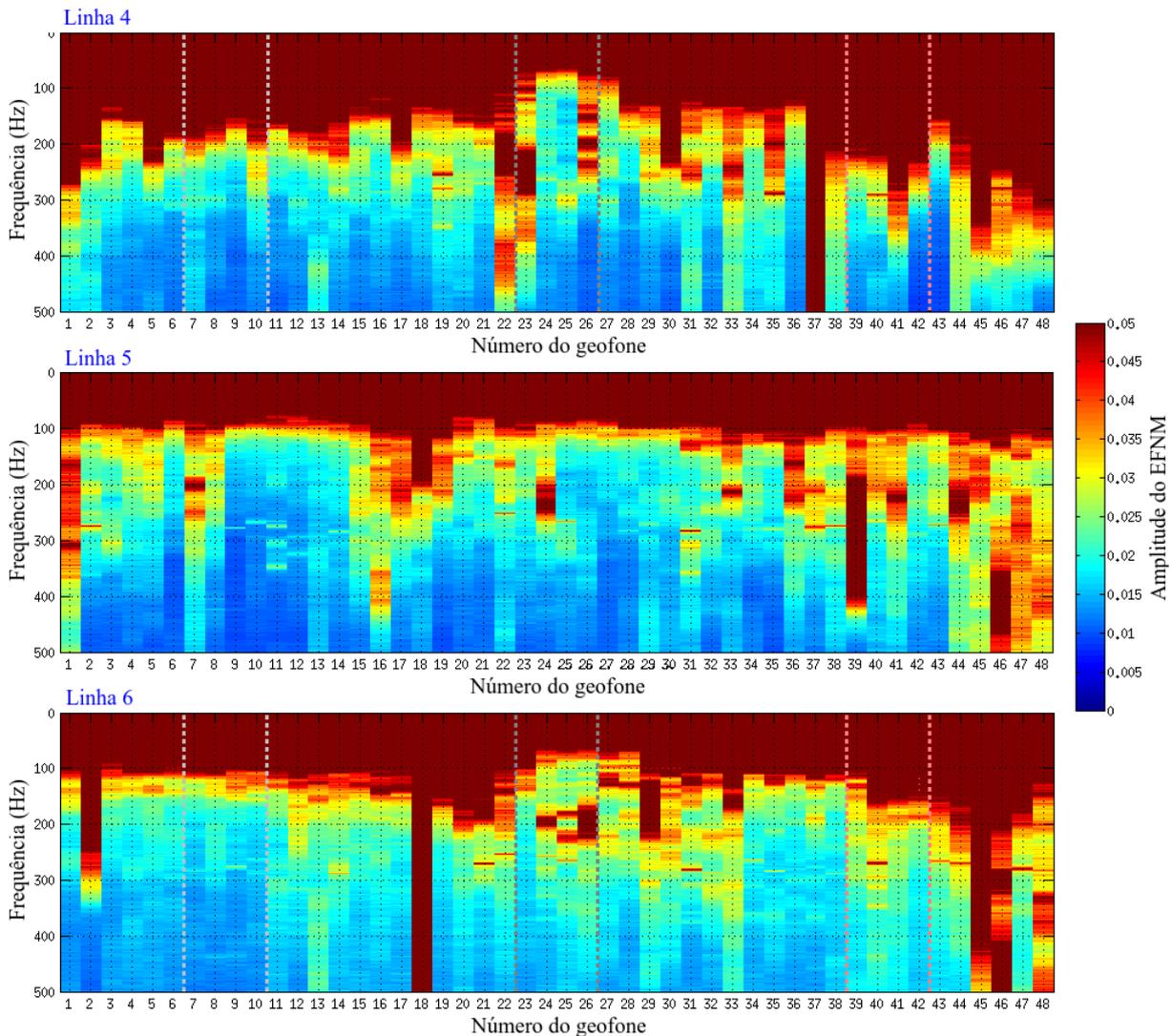
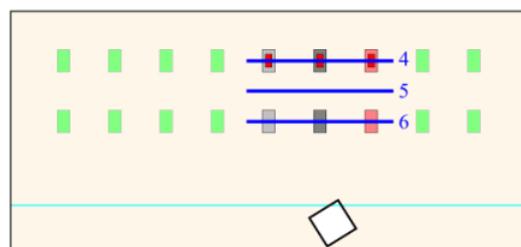


Figura 4.4 | Ampliação na escala de frequência do perfil de EFMN da linha 1. A figura mostra que a maior parte da energia das ondas propagadas ao longo da linha está contida numa zona de baixas frequências, entre 10 e 15 Hz. Os triângulos pretos marcam as posições dos geofones sobre as covas. Mesmo no intervalo de frequências mostrado na figura, de 0 a 60 Hz, percebe-se a influência das covas, como uma leve atenuação (mais azuladas) nas frequências acima de 30 Hz.



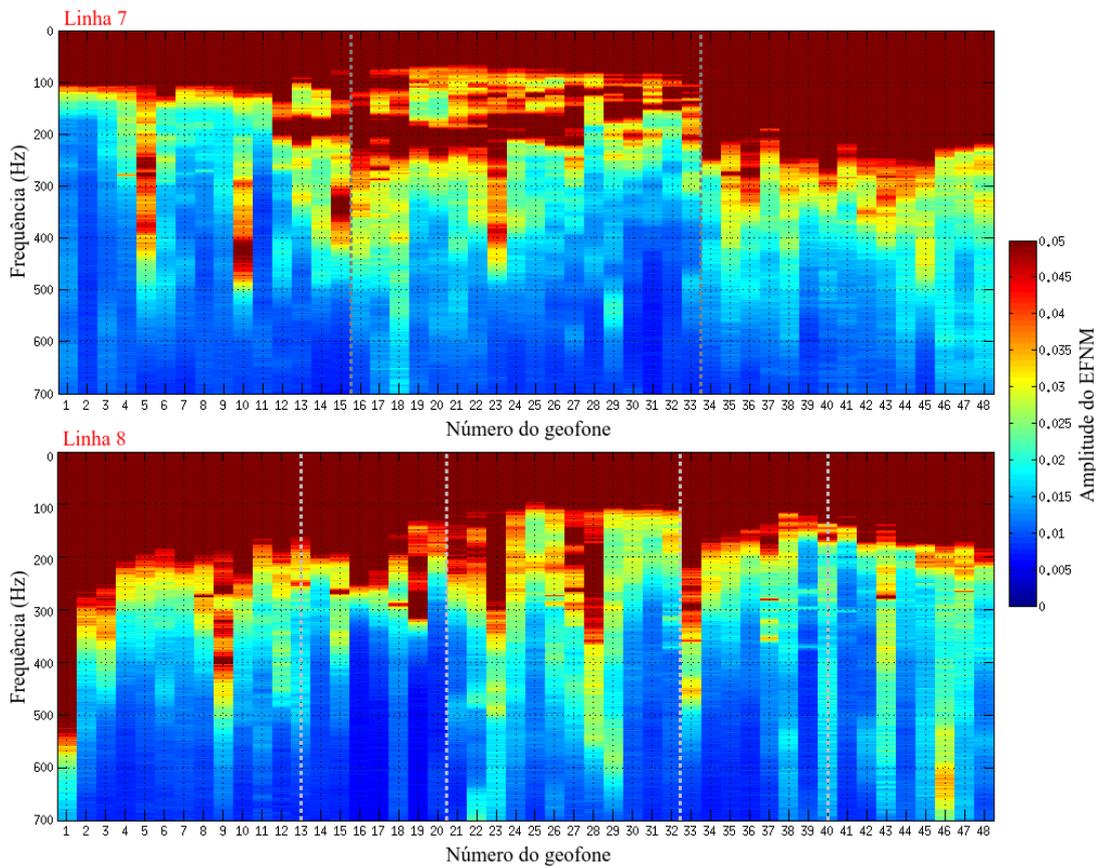
Localização das linhas



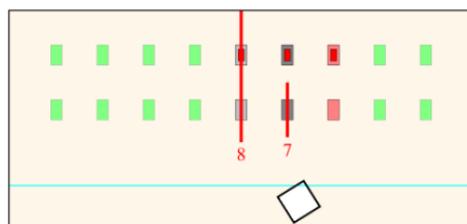
Legenda

- Cova com restos de construção
- Cova com concreto
- Cova com lençol
- Indicação da presença de porco
- Demais covas
- Limite do SCGF-UnB
- Cerca de arame farpado
- Casa de alvenaria

Figura 4.5 | Espectros de frequência normalizados médios das linhas 4, 5 e 6 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB. Nas linhas 4 e 6 as posições das covas estão delimitadas por retas pontilhadas. Os geofones 37 e 18, das linhas 4 e 6, respectivamente, não estavam conectados ao cabo, motivo pelo qual seus espectros saturaram a escala de cores, ao longo de todas as frequências.



Localização das linhas



Legenda

- Cova com restos de construção
- Demais covas
- Cova com concreto
- Limite do SCGF-UnB
- Cova com lençol
- Cerca de arame farpado
- Indicação da presença de porco
- Casa de alvenaria

Figura 4.6 | Espectros de frequência normalizados médios das linhas 7 e 8 e suas respectivas localizações no SCGF-UnB. As linhas pontilhadas representam os limites laterais das covas. Vale ressaltar que os perfis não estão na mesma escala, já que o da linha 7 é bem menor que o da linha 8.

4.2 Resultados estatísticos

Seguindo a metodologia discutida na Seção 3.2 do Capítulo 3, sobre a criação de histogramas de amplitude, foi possível mostrar que o desvio padrão das amplitudes do ruído registrado na FAL-UnB é menor que no OBSIS-UnB. O que indica que as fontes do ruído sísmico da área urbana têm uma variabilidade de amplitudes maior que as da área rural. A Figura 4.7 ilustra os histogramas típicos destas duas áreas.

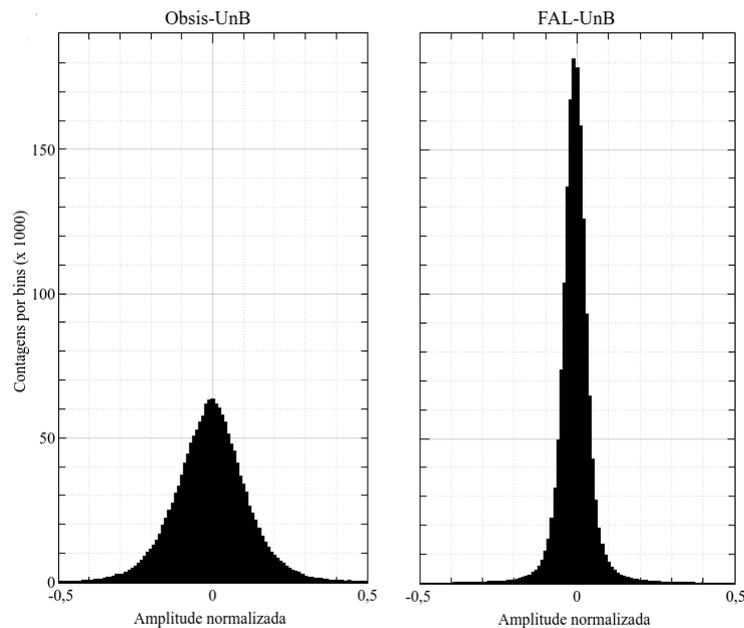


Figura 4.7 | Comparação entre histogramas de amplitude na área urbana e rural. Os histogramas foram confeccionados a partir dos valores de amplitude dos 150 melhores traços do primeiro geofone de cada linha sísmica. Para os dados da FAL-UnB utilizou-se os dados da linha 1, e para os do OBSIS-UnB os dados da única linha coletada.

Os perfis de EFMN apresentados na seção anterior mostraram que as frequências dos sinais sísmicos são drasticamente variáveis dentro e fora da região das covas com concreto. Com o intuito de verificar uma possível influência também nas amplitudes dos sinais sísmicos nessas regiões, foi calculada a média e o desvio padrão das amplitudes de cada um dos 48 geofones da linha sísmica número 1. Quanto maior a amplitude registrada, maior a energia das ondas correspondentes. Logo, uma média da amplitude está diretamente relacionada com a média da energia propagada sob cada geofone. Porém, a média das amplitudes quando computada considerando tanto valores positivos quanto negativos, tenderá a zero, justamente por se tratar de um sinal de ruído. Este problema pode ser contornado calculando-se o valor absoluto das amplitudes. Os resultados dessa análise podem ser vistos na Figura 4.8. Em todos os gráficos é visível um formato de gnérico em U, que muito provavelmente está ligado ao fato das bordas das linhas sísmicas estarem próximas à vegetação local e não ao chão batido do centro das linhas. Percebe-se que nos gráficos referentes à linha 1, em vermelho, existem baixos justamente nas regiões das covas com concreto. Estes baixos podem estar relacionados com a capacidade

de filtragem de altas frequências pelos blocos de concreto, como previamente mencionado na Seção 4.1. Se uma banda de alta frequência é atenuada, as componentes espectrais restantes, de menor frequência, tendem a ter amplitudes similares, fazendo com que o desvio padrão diminua.

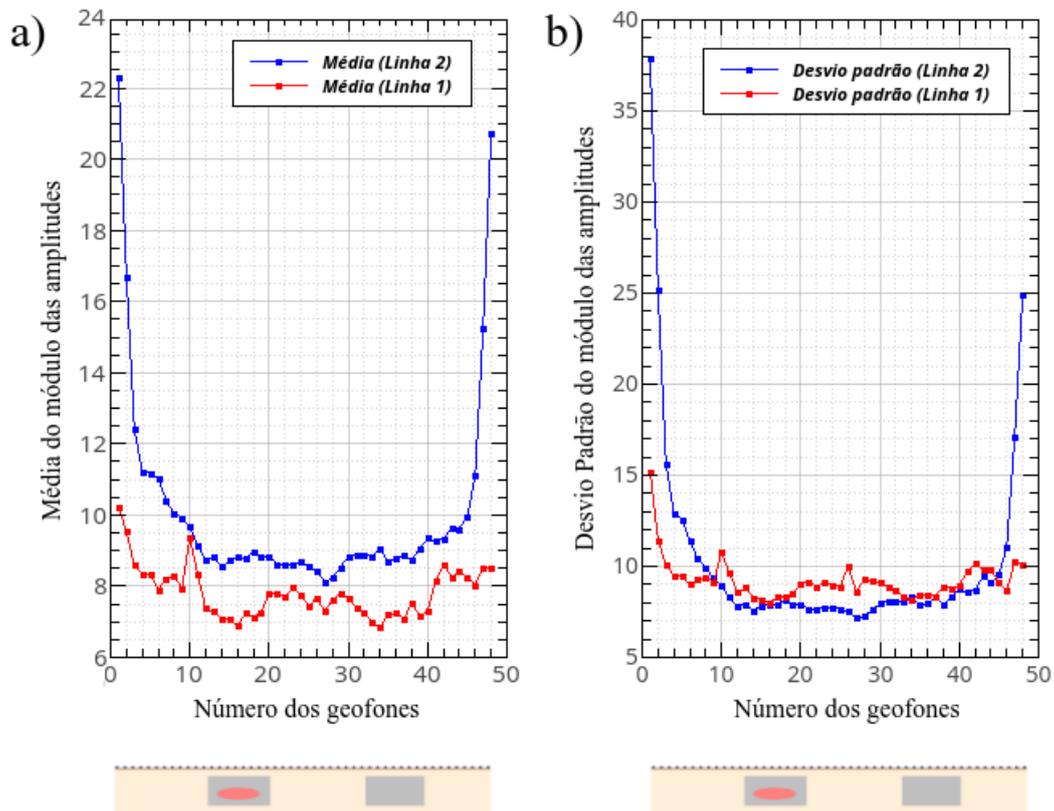


Figura 4.8 | Estatísticas da amplitude das linhas 1 e 2. Foram calculadas a média (a) e o desvio padrão (b) do módulo das amplitudes de todos os registros adquiridos com as linhas sísmica 1 e 2. Nota-se uma diminuição do desvio padrão e da média justamente na posição dos blocos de concreto. Os pontos dos gráficos representam as estatísticas do respectivo geofone, o primeiro representa o início da linha sísmica, e o último o fim da linha. Logo abaixo dos gráficos há um perfil ilustrativo com a indicação da posição das covas, para a comparação dos dados referentes à linha sísmica 1. A elipse rosa indica a presença do porco.

4.3 Testes da variabilidade da curva de dispersão

Esta seção mostra os testes feitos atrás do Observatório Sismológico, com o intuito de avaliar a variabilidade da curva de dispersão gerada pelo programa SeisImagerSW[®] com a mudança de parâmetros de aquisição, mostra também os testes feitos com a utilização de curvas de dispersão sintéticas e o aspecto de curvas de dispersão da linha sísmica 1, dentro e fora das regiões das covas com concreto.

Para os testes feitos atrás do Obsis-UnB, os parâmetros avaliados se encontram na tabela 3.2, sendo eles: tempo de registro, frequência de amostragem e número de registros utilizados

no processamento. Esperava-se que quanto maior o tempo e o número de registro, mais bem definidas seriam as curvas de dispersão. Já para a frequência de amostragem, não esperava-se observar variações nas curvas de dispersão com a variação deste parâmetro, pois, uma vez escolhida a frequência máxima desejada, basta ajustar frequência de amostragem de acordo com a frequência de Nyquist correspondente. Entretanto, como será mostrado na figura 4.9, foram observadas variações das curvas segundo a frequência de amostragem.

A Figura 4.9 mostra os resultados obtidos para a variação do tempo de registro e frequência de amostragem. Neste teste não houve a separação em subgrupos de geofones, sendo utilizados no processamento todos os geofones da linha. Considerando que os espectros de velocidade mostrados na Figura 4.9 formam uma matriz, as linhas representam curvas de dispersão obtidas com o mesmo tempo de amostragem, e as colunas, curvas obtidas com a mesma frequência de amostragem. A análise foi feita de modo qualitativo, baseando-se apenas na forma das curvas. Foram consideradas boas as curvas suaves e contínuas, pois isto é um indicativo da ausência de modos superiores de vibração.

Analisando-se as curvas da Figura 4.9, percebe-se que, de maneira geral, todas são similares, entretanto, a medida que o tempo dos registros aumenta, começam a aparecer pontos referentes aos modos superiores, próximos à região dos 30 Hz, principalmente para as maiores frequências de amostragem. Para baixos tempos de amostragem, o comportamento das curvas é basicamente idêntico, independentemente da frequência de amostragem. Aparentemente, baixas frequências de amostragem e longos tempos de registro fornecem curvas de dispersão menos problemáticas, isto é, com menos pontos representativos de outros modos, que não o fundamental.

Continuando com a análise das formas das curvas de dispersão (CD), a Figura 4.10 mostra o teste realizado com o intuito de se observar o comportamento das curvas com relação ao número de registros utilizados no processamento. Para este teste foram utilizados os dados coletados atrás do OBSIS-UnB, com frequência de amostragem de 8000 Hz e tempo de aquisição de 2 segundos. Foram geradas curvas de dispersão utilizando-se 10, 20, 50 100 e 210 registros. Os resultados mostram que a forma da curva de dispersão tende a se estabilizar com o aumento do número de registros, ficando com uma superfície suavizada, além de eliminar alguns pontos claramente fora do padrão, pertencentes à outros modos de vibração.

Este tipo de análise é útil, pois mostra que números muito pequenos de registros geram curvas de dispersão ruins, mas também que o excesso de registros não traz benefícios à curva de dispersão. Depois que ela atingiu a estabilidade, aumentar o número de registros só aumenta o tempo de aquisição e processamento. A partir de 100 registros, a curva obtida neste teste é bastante similar à gerada com 210 registros.[†]

Fez-se um teste com curvas de dispersão sintéticas (Figura 4.11), que teve como objetivo compreender o comportamento da forma das curvas para as situações de inversão de veloci-

[†] Apesar disto, devido ao caráter metodológico deste trabalho, adotou-se como padrão para todos os processamentos um número de registros um pouco mais alto, de 150 registros para cada curva de dispersão gerada, como mencionado no Capítulo 3.

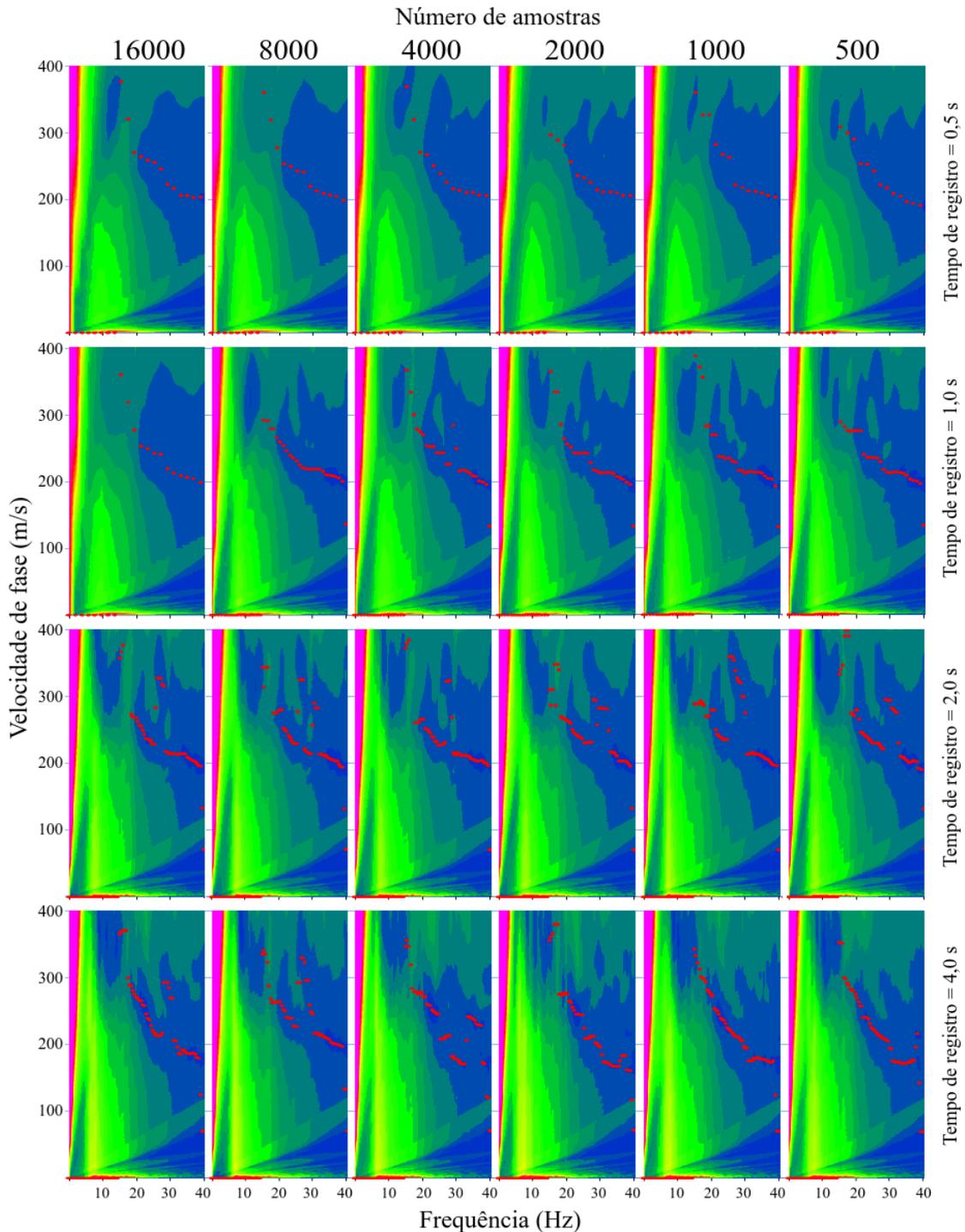


Figura 4.9 | Curvas de dispersão obtidas segundo a variação do tempo de registro e número de amostras de amplitude por traço. Os testes desta figura foram feitos com dados provenientes da linha sísmica realizada atrás do OBSIS-UnB, que era composta por 24 geofones, espaçados de 1,5 m cada, totalizando um arranjo de 34,5 metros. As colunas da figura representam curvas de dispersão com o mesmo número de amostras de amplitude por traço, já as linhas, representam curvas geradas com o mesmo tempo de registro. Os pontos vermelhos representam os valores pré-selecionados pelo programa SeisImagerSW[®].

dade sísmica. Esta situação é esperada para os perfis gerados sobre os blocos de concreto, que têm alta impedância acústica. Desse modo, foram geradas curvas de dispersão no intervalo de

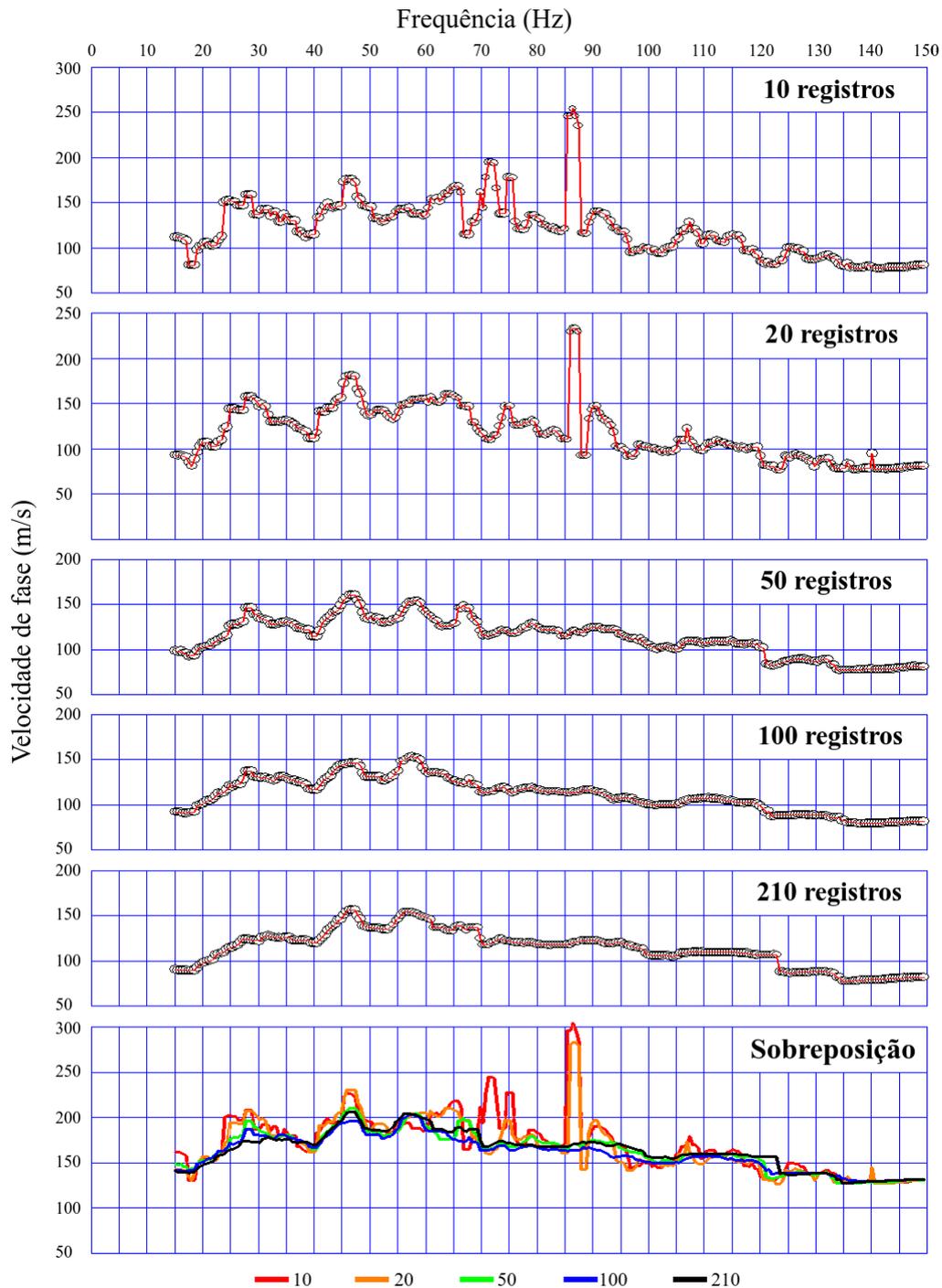


Figura 4.10 | Convergência da CD de acordo com o número de registros utilizados no processamento. As curvas de dispersão mostradas na figura foram processadas com o programa SeisImagerSW[®] e os dados utilizados são provenientes do levantamento feito através do OBSIS-UnB. Para esta análise foram utilizados o subgrupo constituído dos primeiros 6 geofones da linha.

frequência de 15 à 110 Hz, com um aumento gradual da velocidade sísmica com o aumento da frequência. Foi possível mostrar que pequenos incrementos na velocidade da curva de dispersão influenciam bastante os perfis gerados. E que frequências entre 60 e 110 Hz são responsáveis pelas variações de velocidade no primeiro metro, que é a profundidade aproximada das covas. Os perfis apresentados na Figura 4.11 são simplesmente perfis 1D, de velocidade por profun-

didade, representados por uma escala de cores. Optou-se por este formato, já que em todo o trabalho esta mesma escala é utilizada.

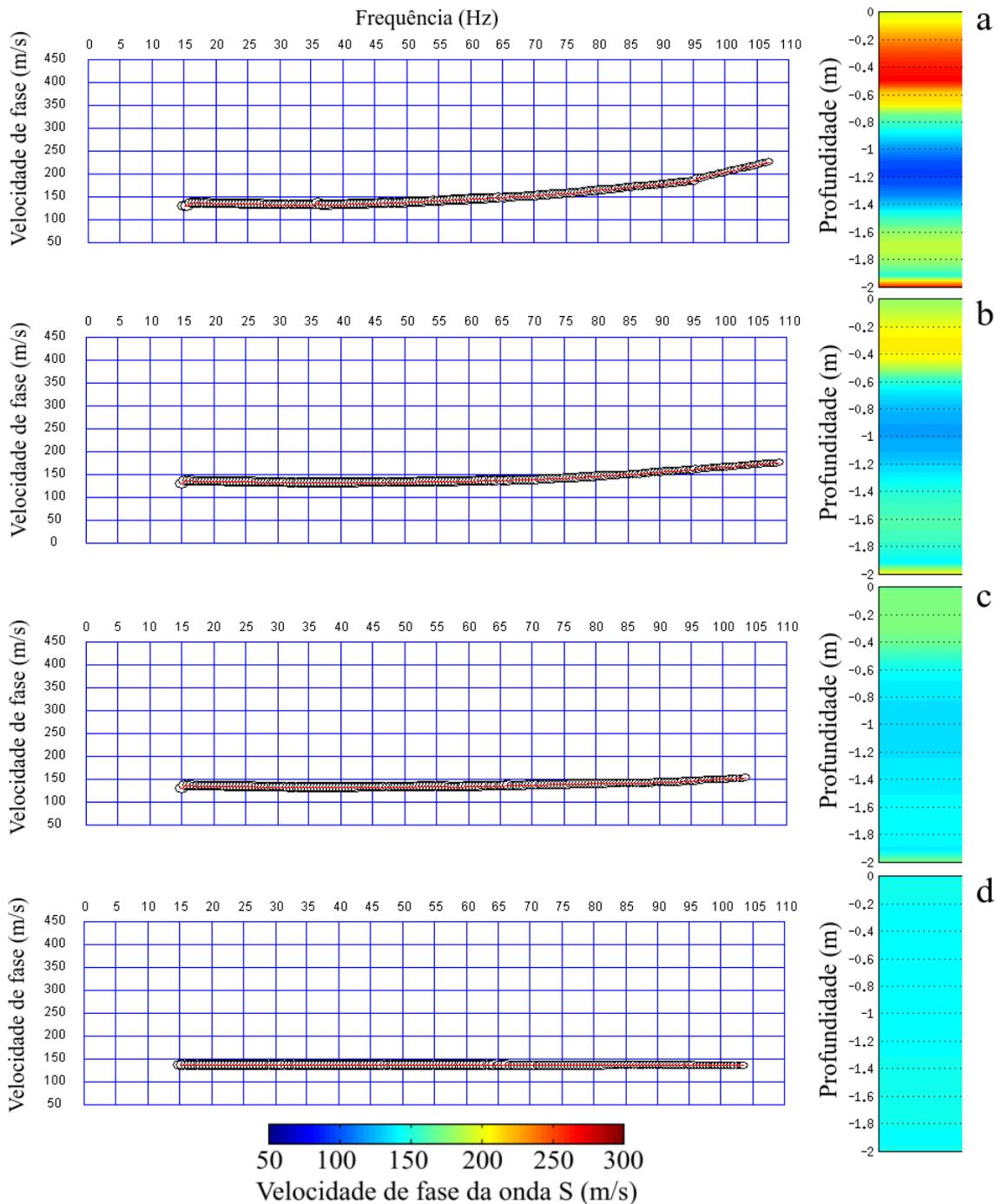


Figura 4.11 | Testes dos perfis gerados com curvas de dispersão sintéticas. São mostradas curvas de dispersão (a, b, c e d) e os respectivos perfis gerados pela inversão das curvas. Os perfis 2D mostrados ao lado das curvas são na verdade perfis unidimensionais, mas que foram repetidos lateralmente e representados com a mesma escala de cores usada em todos os perfis ao longo do trabalho.

A Figura 4.12 mostra um comparativo entre as curvas de dispersão obtidas com dados da linha sísmica 1. Abaixo de cada curva de dispersão é mostrado (em vermelho) o conjunto de

geofones utilizados na confecção da curva e a respectiva localização do perfil unidimensional que pode ser gerado através desta curva. Percebe-se um aumento da velocidade para as curvas localizadas sob os blocos de concreto.

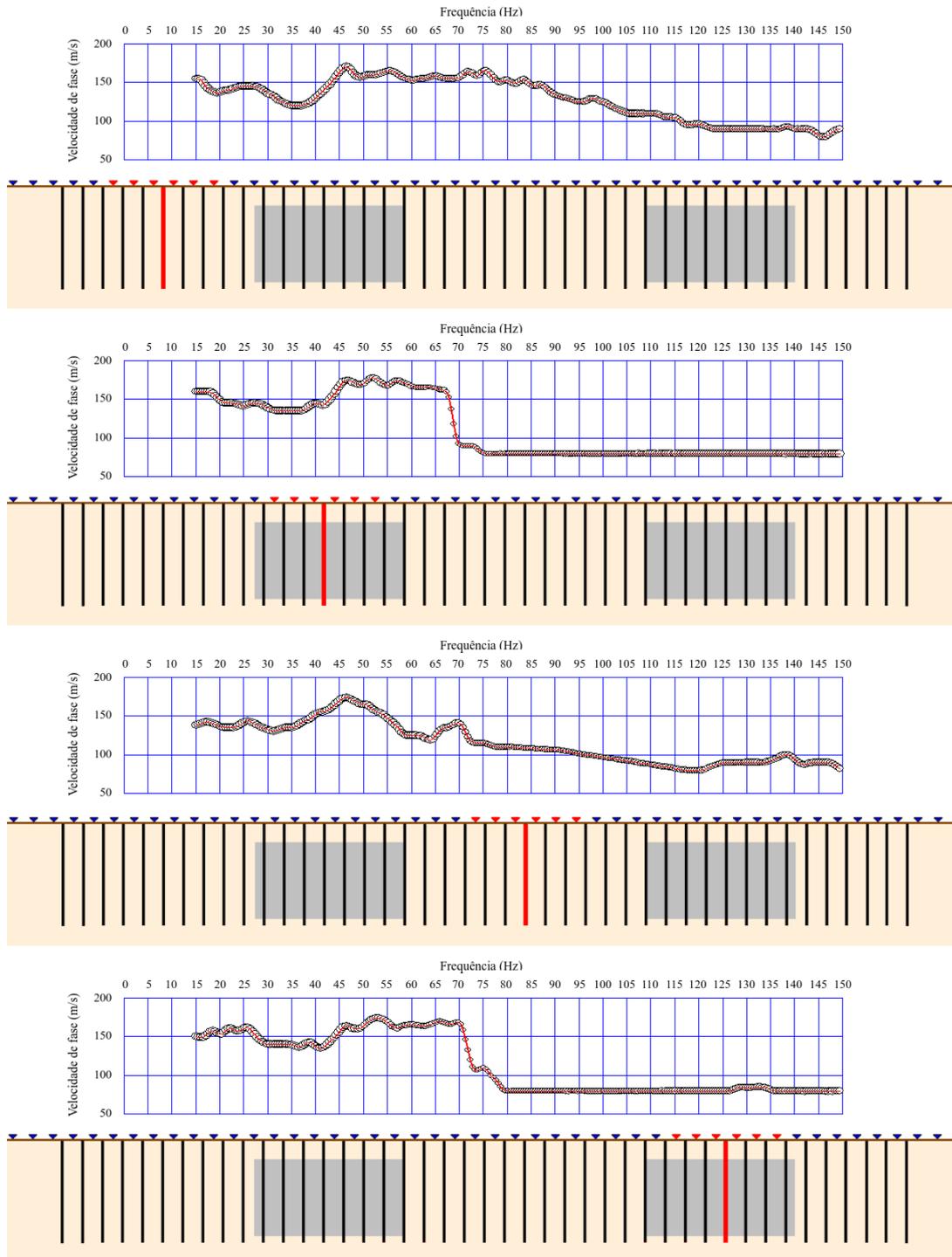


Figura 4.12 | Comparativo entre a forma das curvas de dispersão. São mostradas curvas de dispersão referentes à linha sísmica 1, feitas com subarranjos de 6 geofones, em duas regiões distintas: sob o solo, e sob os blocos de concreto. Abaixo de cada curva é mostrado um perfil bidimensional onde se pode ver a posição de todos os perfis unidimensionais, mascarados como traços verticais pretos. Em vermelho estão marcadas as posições dos perfis referentes às curvas de dispersão em questão.

4.4 Teste de interpolação dos perfis 1D

Esta seção tem como objetivo mostrar os resultados esperados para os perfis 2D, que são obtidos pela interpolação dos perfis 1D gerados com o programa SeisImagerSW[®]. Como mencionado na Seção 3.2.2, os perfis 1D representam a média das velocidades sísmicas em subsuperfície logo abaixo do arranjo de geofones, e não o valor exato das velocidades nas posições dos perfis. Desse modo, quanto maior o tamanho do subarranjo de geofones utilizados no processamento, maior será a região onde a média é calculada, e conseqüentemente, mais difícil será mapear pequenas anomalias. Pelo mesmo motivo, é esperado que os perfis 2D representem as anomalias de velocidade dos blocos de concreto também de forma aproximada. Ao invés de retângulos bem definidos, são esperadas anomalias elípticas, com a maior velocidade no centro e as menores nas bordas, sem nenhum contorno abrupto.

Com base neste conceito, foram criados modelos aproximados dos perfis 2D, referentes a linha sísmica feita sobre as covas com concreto. Primeiramente criou-se um modelo de velocidades, onde atribuiu-se ao solo a velocidade de 1 (unidades arbitrárias) e o concreto das covas a velocidade de 10. O modelo consistiu de 48 pixels horizontais por 6 pixels verticais. O tamanho do pixel do modelo foi definido como sendo igual ao tamanho do espaçamento entre os geofones, como mostrado na 4.13. A presença do porco em uma das covas foi ignorada.

Os modelos 2D deveriam reproduzir o modelo inicial através das médias das velocidades em subsuperfície abaixo dos arranjos dos subgrupos de geofones, como descrito na metodologia. Foram calculadas as médias para subgrupos de 6, 9, 12 e 18 geofones. Tais médias foram calculadas pelas razões entre as somas dos valores de cada pixel logo abaixo dos subarranjos, divididas pelo número de pixels abaixo dos subarranjos. O valor obtido foi atribuído ao pixel central. O procedimento foi repetido ao longo de todos os geofones da linha, do primeiro ao último e para todas as profundidades, ou seja, para todos os 6 pixels do modelo.

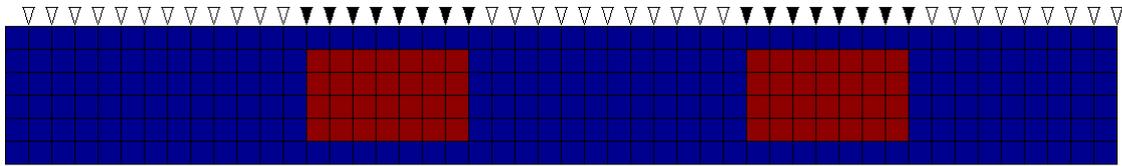
Pela Figura 4.13, é fácil ver que quanto maior o tamanho do subarranjo, mais suavizada devem ficar as anomalias das covas, isto é, mais distante do valor original do modelo de velocidades. Outro fenômeno que ocorre é o “estiramento” horizontal das anomalias, sendo esse efeito mais evidente nos perfis com maior número de geofones por subarranjo, como no caso de 18 geofones, onde as anomalias das covas se fundiram, formando o que aparenta ser uma única camada de baixa velocidade, ao invés de duas anomalias individuais.

A variação do tamanho do subarranjo de geofones é o único fator que produz os efeitos citados, que pode ser obtida de duas formas: Variando-se o número de geofones por subgrupo (3, 6, 9, etc), ou o espaçamento entre os geofones (25, 50, 75 cm, etc). Estes dois parâmetros são inversamente proporcionais ao poder de resolução dos perfis, ou seja, quanto maiores, mais difícil é mapear pequenas feições em subsuperfície.

O modelo da Figura 4.13 não prevê a presença do porco em uma das covas, porém, este fato deve influenciar no resultado final dos perfis, já que uma das covas tem uma quantidade menor de concreto, quando comparada à cova de referência, que é maciça. Esperava-se observar um

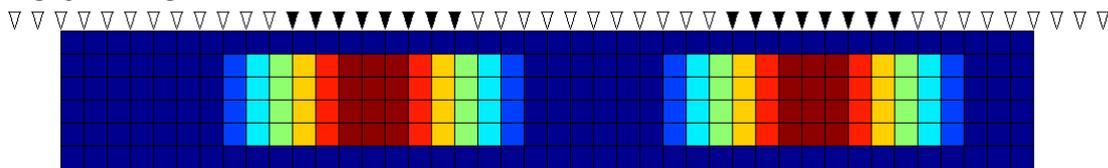
aumento do valor da velocidade sísmica sobre a região da cova maciça, mesmo que pequeno.

Modelo real do perfil de velocidades

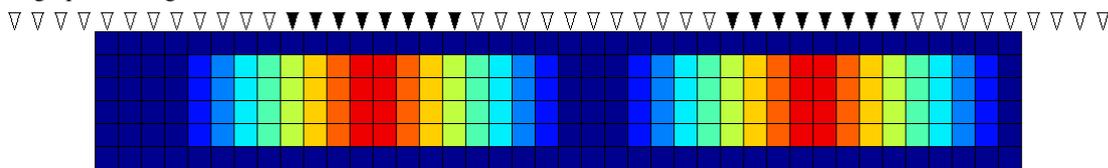


Perfis 2D esperados para a interpolação de perfis 1D processados com:

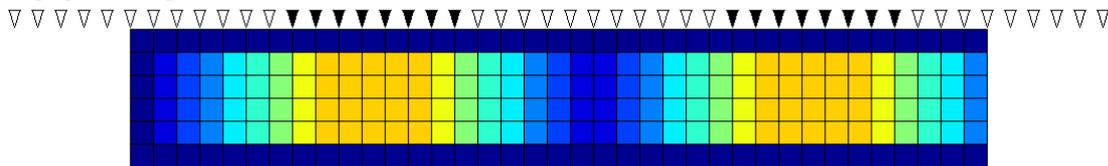
subgrupos de 06 geofones



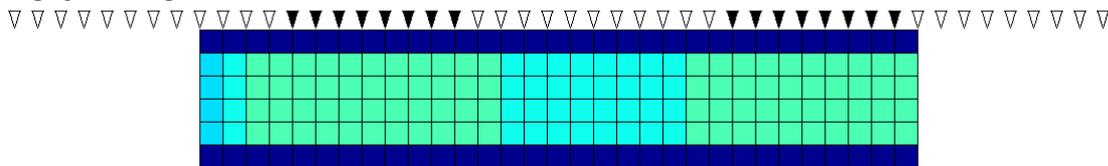
subgrupos de 09 geofones



subgrupos de 12 geofones



subgrupos de 18 geofones



▼ Geofones sobre os blocos de concreto

▽ Geofones sobre o solo

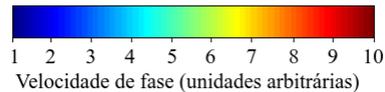


Figura 4.13 | Previsão dos perfis 2D gerados pela interpolação dos perfis 1D segundo o tamanho do subarranjo de geofones. Foram testados subgrupos com 6, 9, 12 e 18 geofones. Os valores dos pixels de cada perfil foram calculados segundo a média dos valores dos pixels logo abaixo do arranjo de geofones do modelo inicial. Os triângulos pretos marcados sobre os perfis indicam a posição dos geofones sobre os blocos de concreto, não tendo relação com o tamanho do subarranjo utilizado.

4.5 Teste do espaçamento entre os geofones

Com o objetivo de se conhecer o quanto o espaçamento entre os geofones alteravam a forma das anomalias de velocidade provocadas pelos blocos de concreto, foram feitos perfis bidimensionais variando-se esse parâmetro. Os perfis foram feitos com dados referentes a linha sísmica 1, com subgrupos de 6 geofones. Foram testados espaçamentos de 25, 50 e 75 cm. Para a inversão utilizou-se uma profundidade igual ao tamanho do subarranjo e camadas com espessuras constantes, iguais a metade do espaçamento entre os geofones. A Figura 4.14, mostra o resultado obtido.

Como previsto na seção anterior, as anomalias para os maiores espaçamentos entre os geofones tendem a ter um estiramento horizontal mais acentuado. Foi também possível observar um aumento do contraste entre as covas, com mais alta velocidade para a cova sem porco (a da direita), que é a mais densa. Percebe-se que as profundidades das anomalias das covas estão erradas por aproximadamente meio metro. Uma possível explicação para o erro é a de que foram invertidas curvas de dispersão com modos superiores de vibração. Convém também mencionar a forte estratificação por volta dos 2 metros de profundidade, que também será observada em vários outros perfis ao longo do trabalho, e possivelmente reflete um horizonte pedológico.

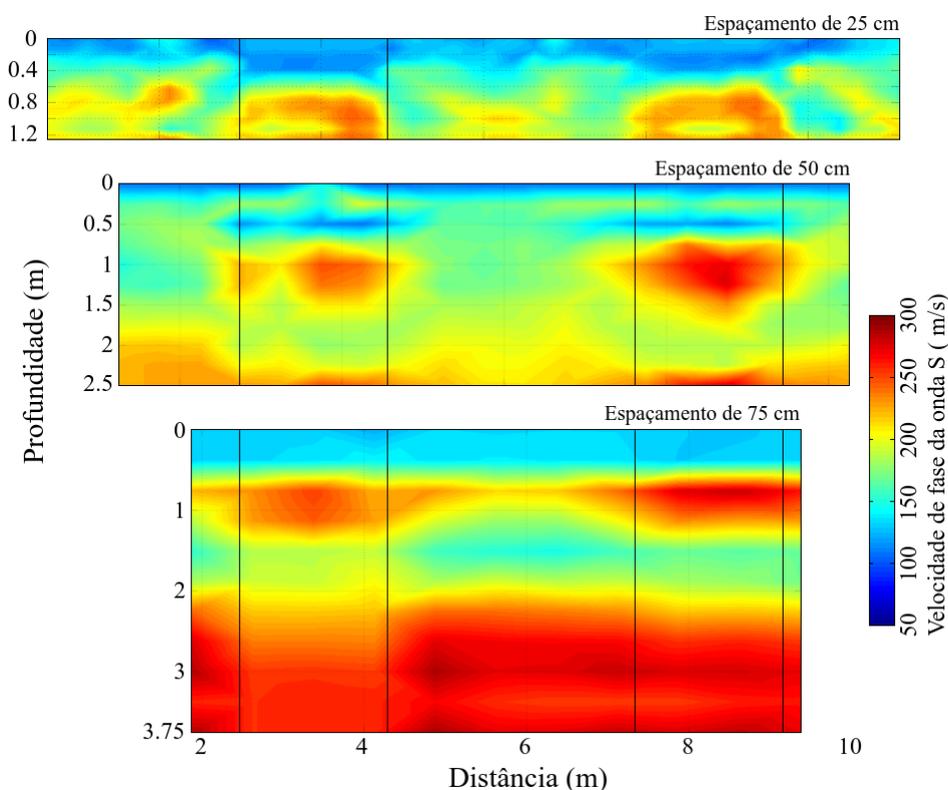


Figura 4.14 | Teste da variação do espaçamento entre os geofones. Todos os perfis são referentes à linha número 1, e foram processados com subgrupos de 6 geofones. Os perfis foram invertidos com uma profundidade igual ao tamanho do subarranjo e camadas com espessuras iguais a metade do espaçamento entre os geofones. Os espaçamentos de 50 e 75 cm foram criados apagando-se alguns canais da linha 1 original. As linhas verticais pretas delimitam as covas espacialmente.

4.6 Teste do número de geofones por subarranjo

Seguindo a metodologia descrita na Seção 3.2.2, que trata da separação dos registros em subgrupos ou subarranjos de geofones, foram gerados perfis bidimensionais com o objetivo de se conhecer como as anomalias de velocidade provocadas pelos blocos de concreto variavam com relação ao número de geofones por subarranjo. Os dados utilizados nos perfis são referentes à linha 1, com espaçamento de 25 cm, e à linha 7, com 10 cm de espaçamento. Foram testados subarranjos com 3, 6, 9 e 12 geofones para a linha 1 e 6, 9, 12, 18, 24, 30 e 36 para a linha 7. Os resultados podem ser visto nas Figuras 4.15, 4.16 e 4.17.

A Figura 4.15, mostra que subarranjos de geofones muito pequenos, como os com apenas 3 geofones, não conseguem mapear as anomalias. Houve uma diminuição das velocidades sísmicas nas regiões das covas, onde esperava-se um aumento. A partir de 6 geofones por subarranjo as anomalias se mostram presentes, porém, como também mostrado pela Figura 4.14, estão em profundidades erradas. A justificativa para tal erro é a mesma previamente mencionada, que possivelmente foram invertidos modos superiores de vibração e não apenas o modo fundamental.

Quanto à diferença de densidade entre as covas, para o perfil gerado com subgrupos de 9 geofones, esta diferença é bem visível. Para o perfil gerado com subgrupos de 12 geofones a diferença também é visível, mas menos evidente. Já para os subgrupos com 6 geofones não é clara a diferenciação de densidade das covas.

Percebe-se nas Figuras 4.16 e 4.17, que são referentes à linha 7, com espaçamento de 10 cm, que a região central do bloco de concreto tende a ter uma maior velocidade sísmica, e a medida que se aumenta o número de geofones por subarranjo o valor da velocidade vai diminuindo, como previsto na Seção 4.4. Os limites laterais foram pobremente amostrados para a maioria dos perfis, entretanto, as profundidades atingidas estão corretas.

4.7 Bandas de frequência das curvas de dispersão

Os resultados apresentados nas seções 4.5 e 4.6 mostraram erros recorrentes nas profundidades das covas, variando entre 50 cm à 1 metro. Todos estes perfis previamente apresentados foram gerados através da inversão de curvas de dispersão com frequências no intervalo de 15 à 150 Hz. Os erros foram previamente considerados como efeitos da inclusão de modos superiores de vibração.

Sabe-se que quanto maior a frequência da curva de dispersão, maior também é a probabilidade dos modos superiores se misturarem com o fundamental no espectro de velocidades experimental. Alguns erros podem então ser mitigados caso forem usadas curvas de dispersão com bandas de frequência mais estreitas.

A busca pelo intervalo de frequências ideal fez com que fossem criados vários perfis bidimensionais, gerados com curvas de dispersão para diferentes bandas de frequência. As curvas

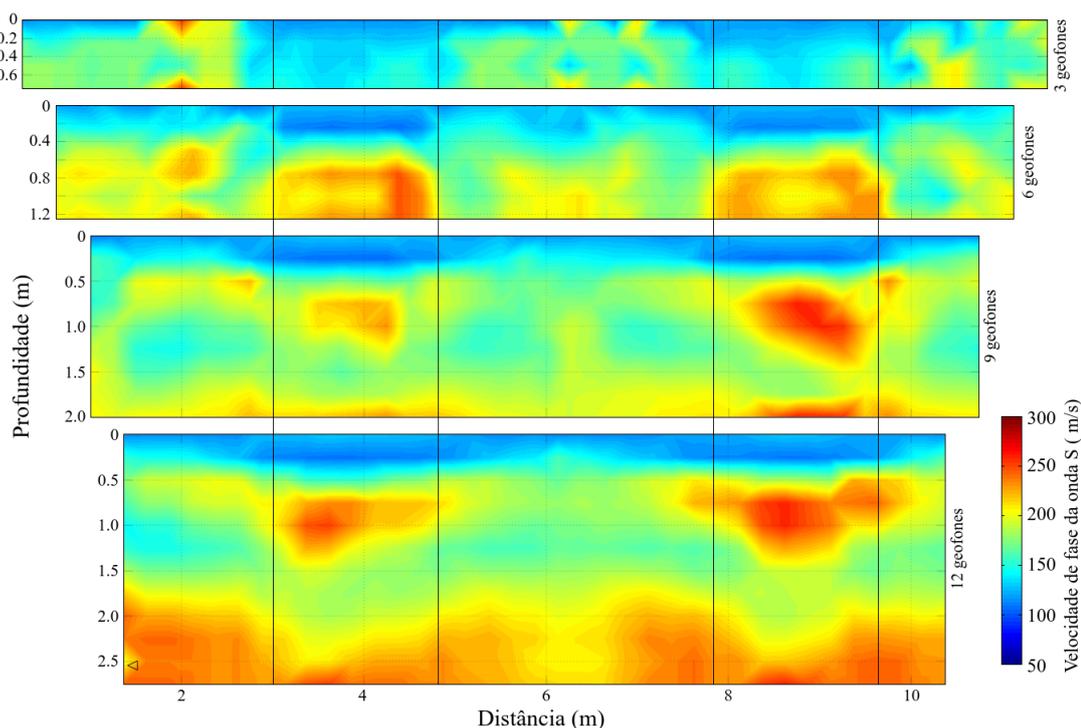


Figura 4.15 | Teste da variação do número de geofones. Os perfis foram gerados com dados provenientes da linha sísmica número 1, com espaçamento de 25 cm. As profundidades usadas para a inversão foram iguais ao tamanho dos subarranjos. As linhas verticais pretas representam os limites das covas.

foram editadas, suprimindo as frequências indesejadas, que posteriormente seguiram o fluxo normal de processamento, até a geração dos perfis 2D. Para estes testes foram utilizados dados provenientes da linha sísmica 1, com registros divididos em subgrupos de 6 geofones.

As Figuras 4.18 e 4.19 mostram os intervalos de frequência utilizados nas curvas de dispersão (canto superior direito de cada perfil) e os respectivos perfis gerados. Os limites de frequência mínimo e máximo foram definidos em 15 e 150 Hz, respectivamente. Para intervalos de frequência muito pequenos, como de 15 a 30 e 15 a 40 Hz, os blocos de concretos não são detectados (Figura 4.18). As anomalias de velocidade devido as covas começam a aparecer na região esperada na banda de frequência de 15 à 60 Hz. É curioso notar que ao se aumentar a largura da banda, indo dos 15 até os 150 Hz, apesar de as anomalias de velocidade ficarem mais intensas, há uma inconsistência na profundidade dos blocos de concreto, além de uma faixa de baixa velocidade logo acima deles. Este fenômeno não é esperado, e atribui-se a uma possível inversão das curvas de dispersão com “contaminação” por modos superiores, quando são acrescentadas frequências acima de 75 Hz.

A Figura 4.19 mostra que curvas de dispersão que contenham apenas altas frequências, como de 85 à 150 ou 120 à 150 Hz, também não geram perfis que mapeiam bem as covas. Para um intervalo estreito de baixa frequência, como entre 85 e 150 Hz, toda a região abaixo das covas é marcada por uma camada uniforme, de baixa velocidade.

Apesar das profundidades das covas não estarem corretas para bandas que incluam altas

frequências, percebe-se que os limites laterais dessas anomalias estão dentro do esperado, considerando as distorções de estiramento previstas e ilustradas pela Figura 4.13. Além disso, é também visível que o contraste da anomalia de velocidade referente à cova sem o porco é um pouco mais tênue que a cova com o porco, como também era previsto.

Dentre todas as bandas de frequência analisadas, a que contém o intervalo de 15 à 60 Hz foi

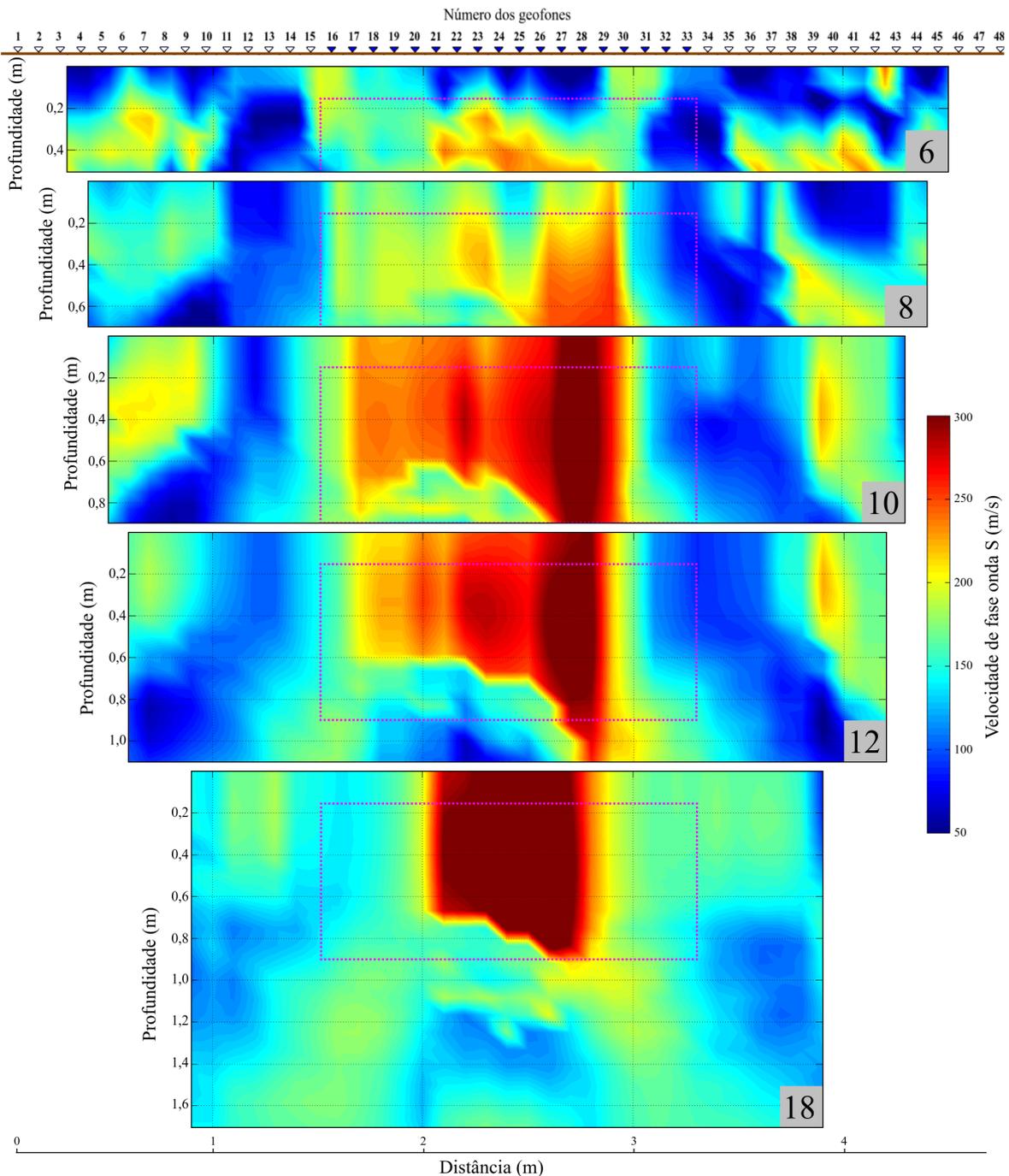


Figura 4.16 | Teste da variação do número de geofones - linha 7. Os perfis foram gerados com dados provenientes da linha sísmica número 7, com espaçamento de 10 cm entre os geofones. O pontilhado rosa delimita a posição da cova de concreto. Os números nos cantos dos perfis indicam o número de geofones utilizados nos subarranjos dos respectivos perfis.

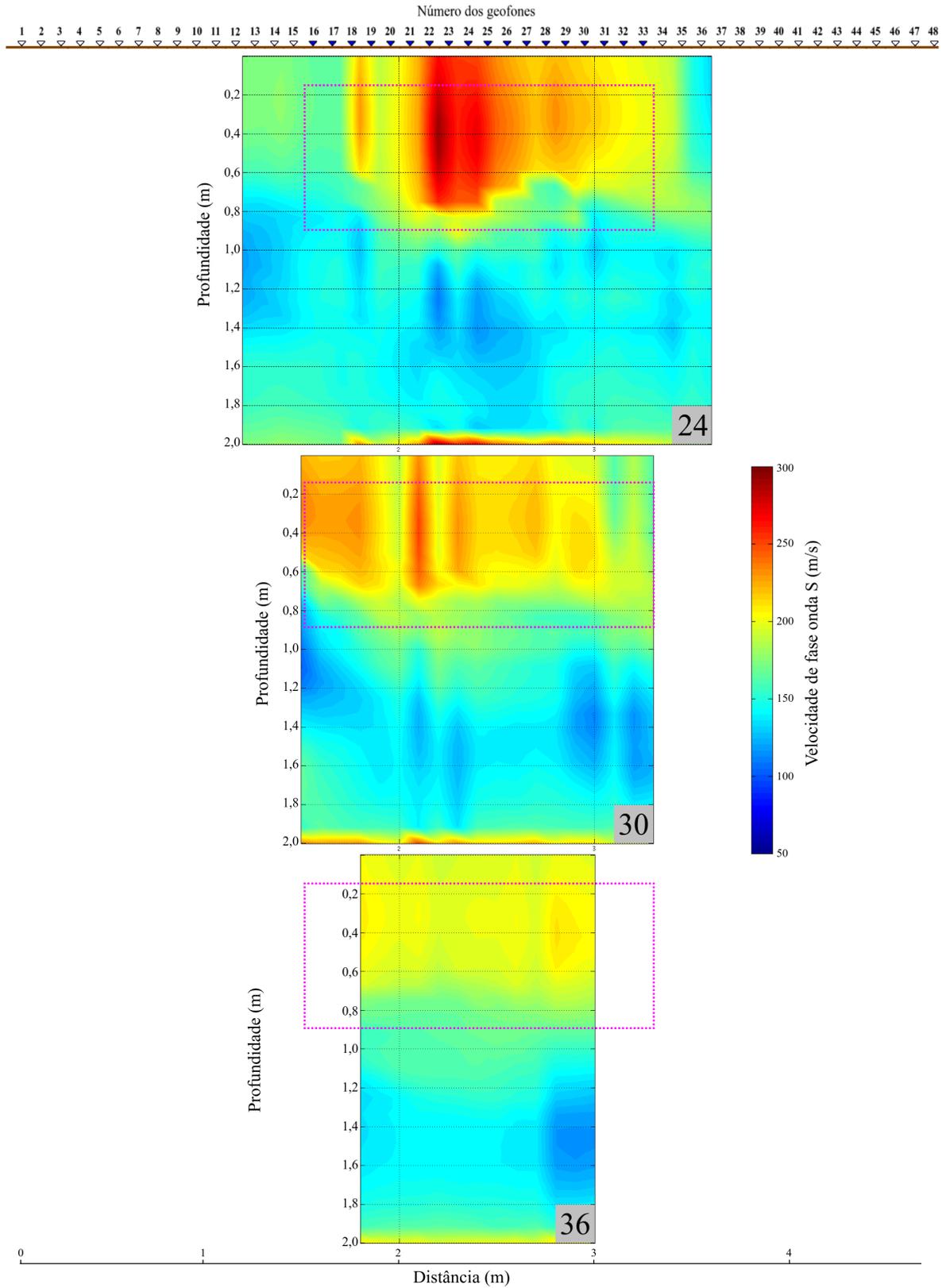


Figura 4.17 | Teste da variação do número de geofones - linha 7. Os perfis foram gerados com dados provenientes da linha sísmica número 7, com espaçamento de 10 cm entre os geofones. O pontilhado rosa delimita a posição da cova de concreto. Os números nos cantos dos perfis indicam o número de geofones utilizados nos subarranjos dos respectivos perfis.

a que melhor representou o modelo de velocidades esperado. As anomalias, mesmo que suaves, estão nas devidas posições, e em profundidades corretas. Esta descoberta de um intervalo de frequências que geram perfis mais corretos (com relação à profundidade das anomalias) fez com que vários dados obtidos fossem reprocessados, e serão mostrados na Seção 4.10.

4.8 Teste da relevância da “qualidade” dos registros

Para avaliar o quanto os perfis bidimensionais gerados são influenciados pela qualidade dos registros utilizados no processamento, como mencionado na Seção 3.2.1, foram processados os dados da linha 1, mas ao invés de se utilizar os 150 melhores registros, foram escolhidos 150 registros aleatoriamente dentre os 451 disponíveis (adquiridos).

A aleatoriedade da escolha foi garantida através de um gerador de números aleatórios que gerava 150 números entre 1 e 451. Com este gerador foram criados 4 conjuntos de 150 registros aleatórios, separados em subgrupos de 6 geofones. Os dados de cada conjunto foram processados segundo o fluxo de processamento descrito no Capítulo 3 até a geração dos perfis bidimensionais. O resultado deste processamento pode ser visto na Figura 4.20, onde percebe-se que os 4 perfis são praticamente idênticos, pouco importando quais foram os registros utilizados no processamento. Este resultado mostrou que um controle de qualidade muito severo dos registros é desnecessário, e que ruídos coerentes ao longo da linha, provocados por passos, por exemplo, são pouco expressivos.

4.9 Testes da profundidade de inversão

A maioria dos perfis apresentados até o momento foram gerados com a profundidade de inversão igual ao tamanho do subarranjo, obedecendo portanto a relação de proporcionalidade (1 para 1) sugerida pelo manual do programa SeisImagerSW[®]. Para se avaliar até qual profundidade de inversão seriam gerados perfis consistentes, fez-se um teste onde foram variadas a profundidade e a espessura das camadas na etapa da inversão. Para este teste foram utilizados subarranjos com 6 e 9 geofones. As profundidades escolhidas foram iguais a 1, 2 e 3 vezes o tamanho dos subarranjos. Utilizou-se o espaçamento entre os geofones como parâmetro para a escolha da espessura das camadas. Foram testados perfis com espessuras iguais a 1/2 e 1 vez o valor do espaçamento. Os resultados desse teste podem ser vistos na Figura 4.21.

A tabela 4.1 mostra um resumo dos tamanhos dos subarranjos presentes na Figura 4.21. Percebe-se que para subarranjos pequenos, como 1,25 m, não é possível detectar a camada de alta velocidade próxima aos 2 metros de profundidade, presente em todos os demais perfis.

Para os maiores arranjos, como os com 4 e 6 m, percebe-se que não existem grandes variações de velocidade a partir dos 2 metros, sendo praticamente uma camada uniforme até aproximadamente os 4 metros. Depois dessa profundidade, alguns perfis apresentados na Figura 4.21 mostram uma queda na velocidade sísmica, principalmente no centro do perfil. Pelo

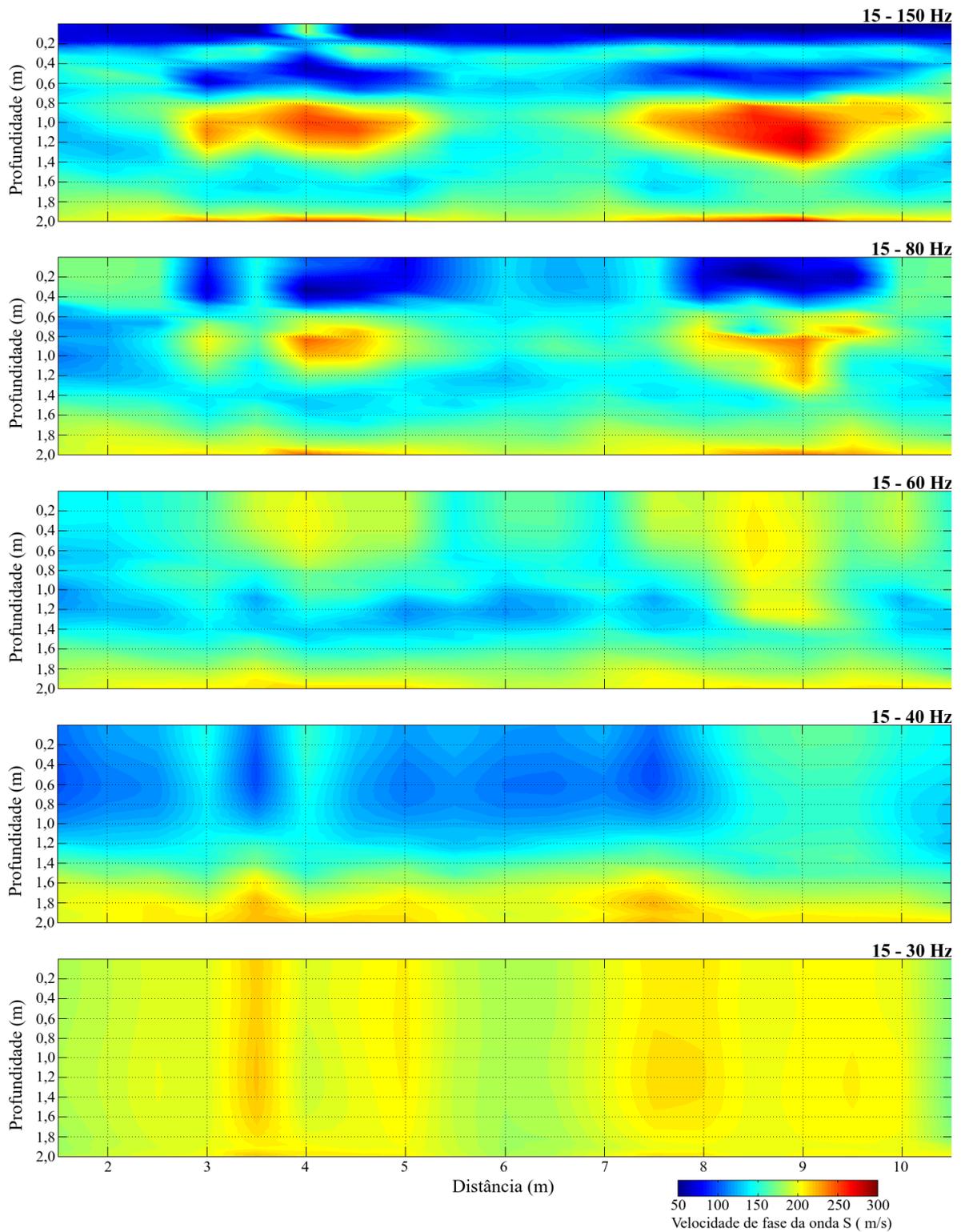


Figura 4.18 | Intervalos decrescentes de frequência da curva de dispersão e sua influência nos perfis 2D. Os perfis foram gerados com dados provenientes da linha sísmica 1, mas com espaçamento entre os geofones de 50 cm. As curvas de dispersão foram invertidas com 2 metros de profundidade e 25 camadas.

fato dessa região de baixa velocidade ser pouco pronunciada nos perfis com subarranjos maiores, acredita-se que ela seja irreal, e represente artefatos gerados pelos perfis invertidos com

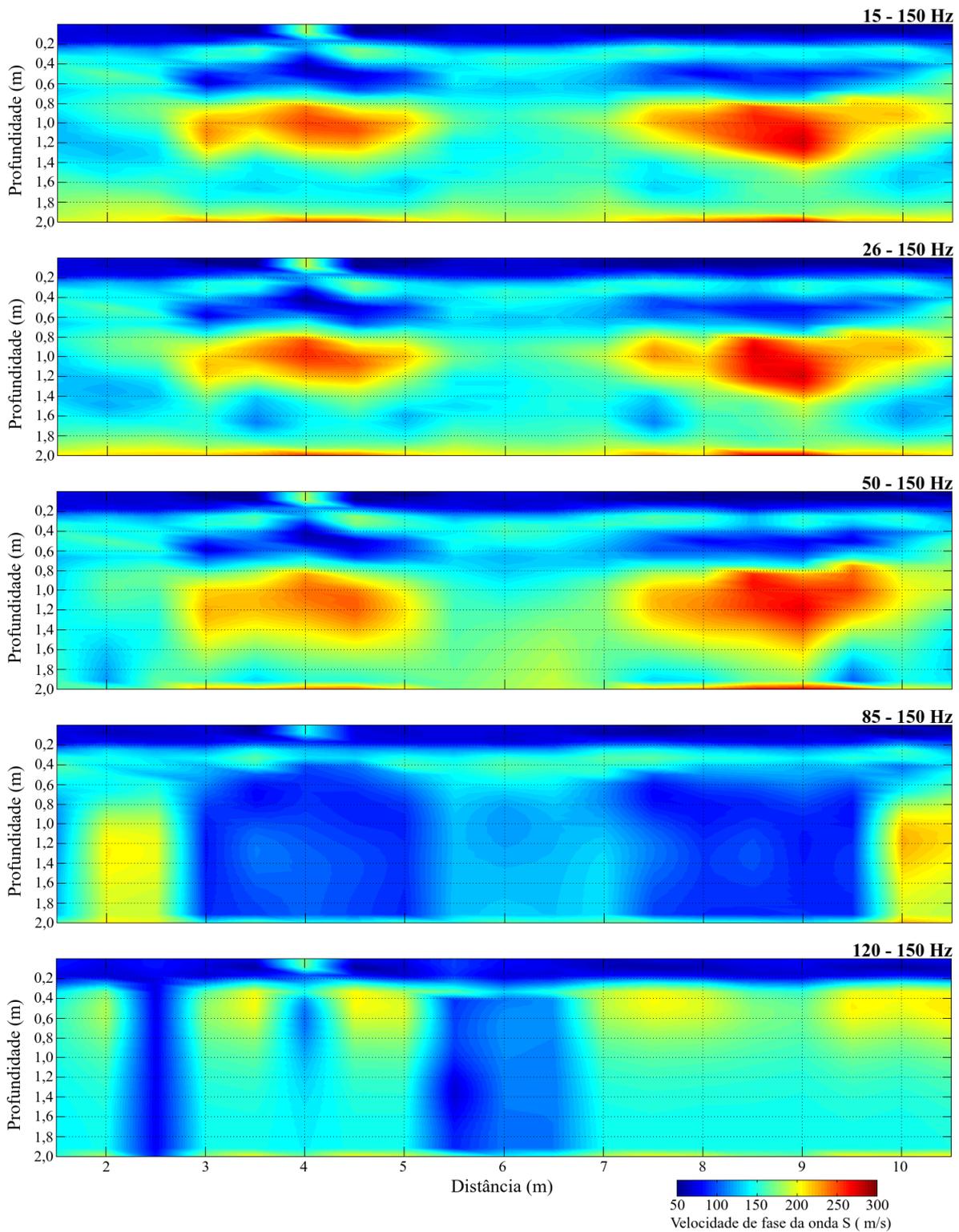


Figura 4.19 | Intervalos crescentes de frequência da curva de dispersão e sua influência nos perfis 2D. Os perfis foram gerados com dados provenientes da linha sísmica 1, mas com espaçamento entre os geofones de 50 cm. As curvas de dispersão foram invertidas com 2 metros de profundidade e 25 camadas.

profundidades maiores que os dados podem suprir.

A Figura 4.21 mostra que inverter os dados com profundidades de inversão maiores que os

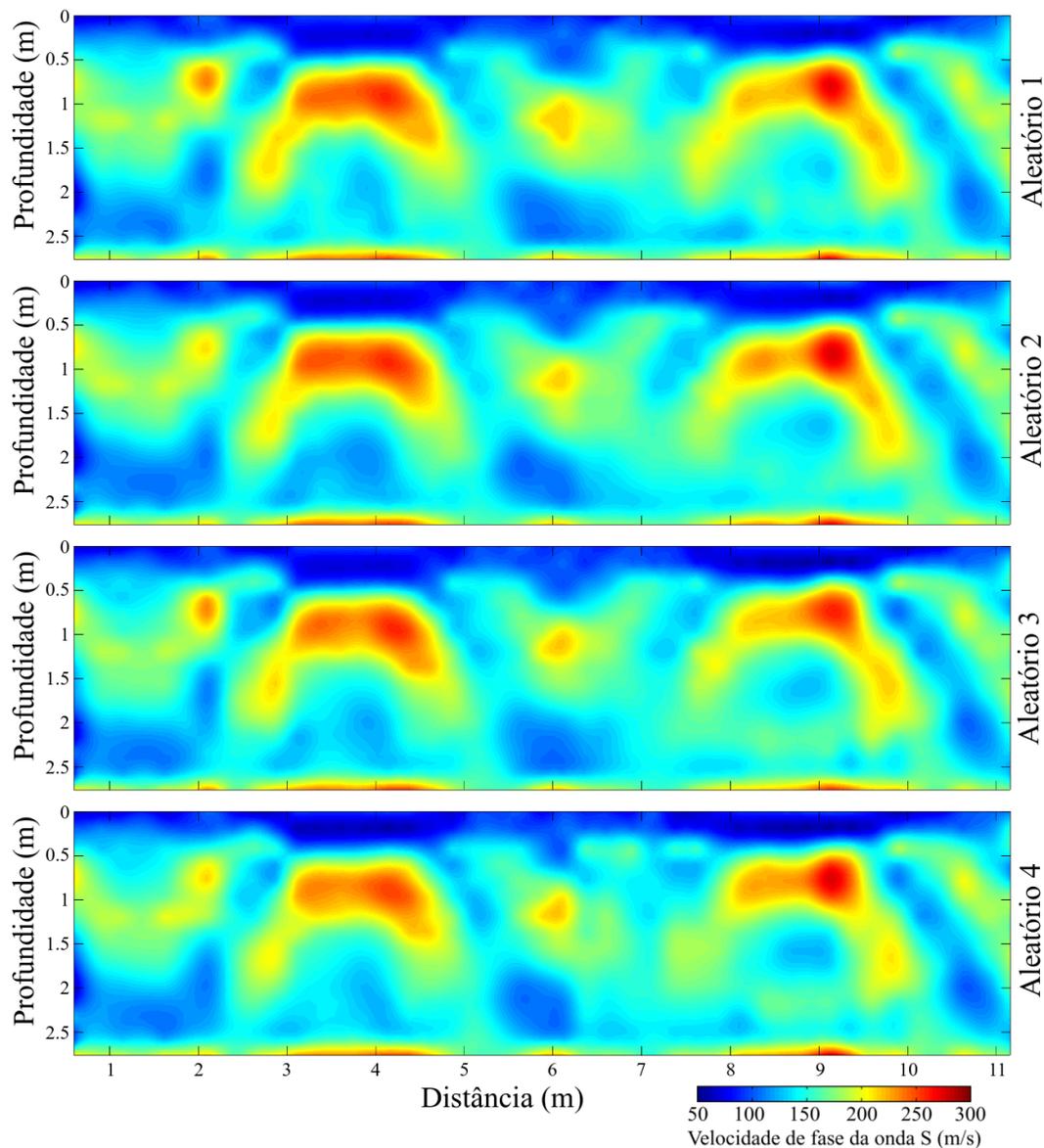


Figura 4.20 | Teste da aleatoriedade da escolha dos registros. Foram criados 4 grupos com 150 registros cada, escolhidos aleatoriamente dentro dos 451 registros adquiridos para a linha sísmica 1. Perfis gerados com os respectivos dados mostram que não existem mudanças significativas entre eles. Os perfis foram gerados com subgrupos de 6 geofones e 25 cm de espaçamento.

Tabela 4.1 | Tamanho dos subarranjos utilizados na Figura 4.21.

Geofone Spacing	Número de geofones por subgrupo									
	3	6	8	9	10	12	18	24	30	36
0,10 m	-	0,50 m	0,70 m	-	0,90 m	1,10 m	1,70 m	2,30 m	2,90 m	3,50 m
0,25 m	0,50 m	1,25 m	-	2,00 m	-	2,75 m	-	-	-	-
0,50 m	1,00 m	2,50 m	-	4,00 m	-	5,50 m	-	-	-	-
0,75 m	1,50 m	3,75 m	-	6,00 m	-	8,25 m	-	-	-	-

tamanhos dos subarranjos de geofones não é problemático, desde que a interpretação do perfil se atenha a profundidades próximas o tamanho do subarranjo. Até esta profundidade, os perfis

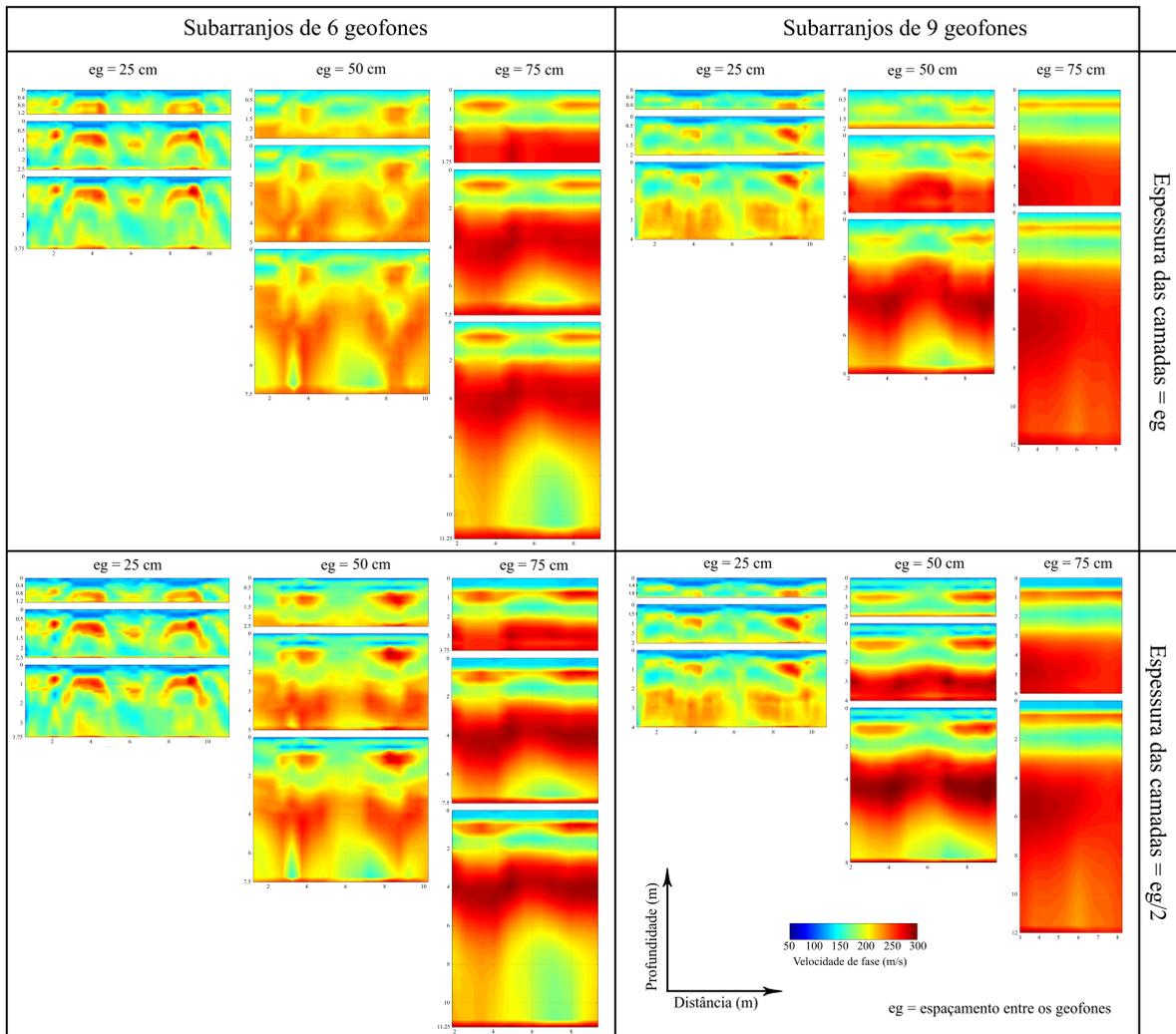


Figura 4.21 | Teste da profundidade de inversão. A figura pode ser dividida em duas linhas e duas colunas. A primeira coluna representa perfis bidimensionais gerados com subarranjos com 6 geofones, e a segunda coluna com subarranjos com 9 geofones. A primeira linha representa perfis invertidos com camadas iguais ao tamanho do espaçamento entre os geofones (eg) e a segunda linha com camadas iguais à metade do espaçamento entre os geofones.

são semelhantes, independentemente da profundidade máxima de inversão.

Das duas espessuras de camadas testadas ($1/2$ e 1 vez a distância entre os geofones), os perfis com camadas iguais à metade do espaçamento entre os geofones apresentaram melhores contrastes de velocidade entre o meio e os blocos de concreto, quando comparadas aos perfis com espessuras iguais ao espaçamento dos geofones.

4.10 Perfis com corte de frequência da curva de dispersão

A Figura 4.18 da Seção 4.7 mostrou que os erros na profundidade das anomalias das covas podem ser mitigados com o uso de curvas de dispersão com bandas de frequência mais estreitas, entre 15 e 60 Hz. Com base nesse resultado foram gerados vários perfis 2D com os dados da linha 1, e utilizando-se curvas de dispersão contidas na banda de frequência entre 15 e 70 Hz,

ao invés do intervalo previamente utilizado em todos os outros processamentos, de 15 à 150 Hz. Os resultados podem ser vistos na Figura 4.22. Assim como na Figura 4.18, apesar de as anomalias das covas aparecerem nas posições esperadas, elas são muito tênues e têm um formato irregular. Os melhores perfis foram os com grupos de 9 e 12 para espaçamentos entre os geofones de 50 cm, e os com 6 geofones para os espaçamentos de 75 cm. Que são perfis com um tamanho de arranjo de aproximadamente 4 m, ou de aproximadamente 2 vezes o tamanho dos alvos.

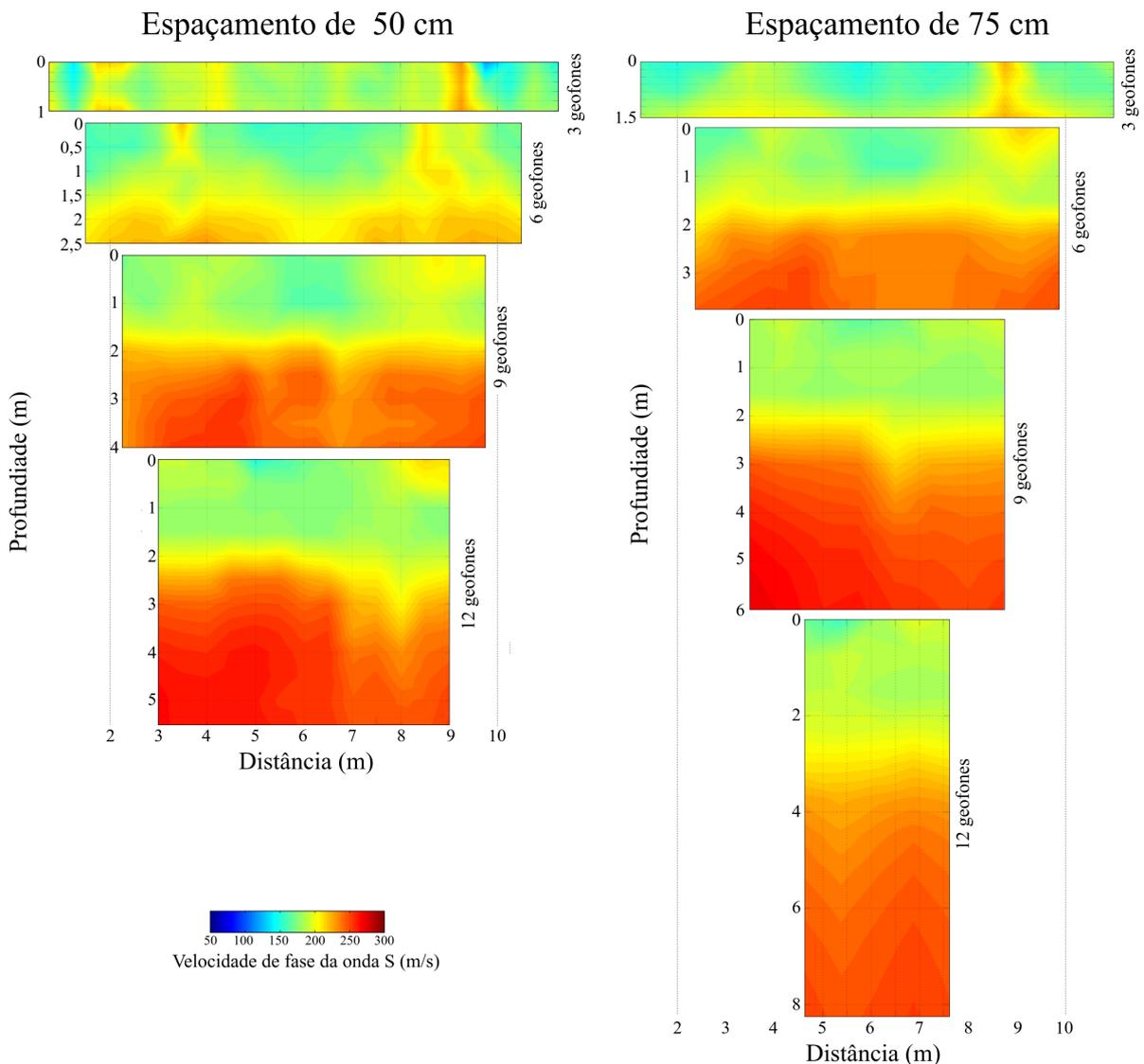


Figura 4.22 | Teste da profundidade de inversão para perfis gerados através de curvas de dispersão editadas, mantendo-se apenas frequências entre 15 e 75 Hz.

4.11 Resumo dos resultados dos experimentos

Espectro de Frequência Médio Normalizado

Quanto maior o número de registros utilizados na confecção dos perfis de EFN, mais bem definidos estes ficam. As frequências típicas de atenuação dos blocos de concreto estão entre 100 e 200 Hz. Quando comparados com os valores de *background*, percebe-se que os blocos de concreto são praticamente transparentes às frequências abaixo de 20 Hz.

Resultados estatísticos

Existe uma correlação entre os mínimos do desvio padrão das amplitudes e as posições dos blocos de concreto. Quanto às médias das amplitudes, percebe-se uma leve tendência decrescente ao longo das linhas com orientação NW-SE. Porém, como a atenuação é pequena, não se pode afirmar com certeza que há uma direção preferencial de ruído com base nestes resultados. A escolha dos melhores registros para o processamento, através da comparação dos histogramas de amplitude, comparados às curvas de distribuições normais, aparentemente não traz benefícios visíveis aos produtos gerados.

Estiramento horizontal das anomalias

Quanto maior o tamanho do arranjo utilizado, maior é o efeito do estiramento. A tabela 4.2 mostra a porcentagem do tamanho da anomalia medida com relação ao tamanho real. As medidas representam médias, e foram feitas de forma aproximada, pois como as bordas das anomalias se esvanecem lentamente, até que se igualam ao *background*, não existem limites abruptos que definam onde elas começam e terminam. Estiramento de 100% significa que não há distorção, e 200% que o a anomalia apresenta o dobro do tamanho original.

Tabela 4.2 | Tamanho da anomalia gerada com relação ao tamanho original do bloco de concreto (1,8 m).

Número de geofones	Espaçamento entre geofones		
	25 cm	50 cm	75 cm
6	110%	162%	210%

Capacidade de mapeamento

A tabela 4.3 resume a qualidade de mapeamento das anomalias com relação ao número de geofones por arranjo e o espaçamento entre eles.

Tabela 4.3 | Capacidade de mapeamento horizontal de acordo com o número de geofones e o espaçamento entre eles.

Número de geofones	Espaçamento entre geofones		
	25 cm	50 cm	75 cm
3	ruim	ruim	ruim
6	boa	média	boa
9	média	média	ruim
12	ruim	ruim	ruim

Capítulo 5

Conclusões

A partir dos resultados obtidos, conclui-se que:

- A média dos espectros de frequência normalizados é uma ferramenta útil para a localização de corpos rígidos rasos. Quanto mais registros são utilizados na confecção da média, melhor definidos ficam os limites laterais dos corpos. A diferenciação entre eles e o meio (solo) se dá pela atenuação de certas bandas de frequência. Neste tipo de produto, o foco são os limites laterais das anomalias, e não suas profundidades, apesar de ser possível fazer uma estimativa somente com base nas frequências atenuadas. Não foi encontrado na literatura o uso de técnicas similares.
- A escolha criteriosa dos registros que são utilizados na etapa do processamento não é tão relevante quanto se esperava. Os perfis realizados com 150 registros escolhidos aleatoriamente de um total de 450 foram muito semelhantes entre si. Somente os registros de qualidade criticamente baixa precisam ser excluídos.
- A forma da curva de dispersão tende a se estabilizar com o aumento do número de registros utilizados na sua confecção. Modos superiores também tendem a ser suprimidos com o aumento do número de registros, pois a resolução do espectro de velocidades é aumentada. A partir de 100 registros não se observou mudanças consideráveis nas curvas de dispersão.
- A espessura das camadas utilizadas no processo de inversão influenciam no contraste de densidade entre os corpos. Camadas com espessuras maiores que o espaçamento entre os geofones tendem a não realçar muito bem o contraste de densidade entre os corpos. Porém, espessuras muito finas tendem a alongar horizontalmente as anomalias. Recomenda-se a inversão com camadas com espessuras dentro do intervalo entre 1/2 e 1 vez o espaçamento entre os geofones.
- O fenômeno do estiramento horizontal das anomalias é pequeno para arranjos com tamanhos menores ou próximos ao tamanho dos objetos anômalos os quais se deseja mapear.

O estiramento cresce com o tamanho do arranjo de forma não linear, se tornando não desprezível para grandes tamanhos de arranjos.

- A profundidade máxima de investigação atingida está de acordo com a mencionada no manual do programa SeisimagerSW[®], sendo por volta de uma vez o tamanho dos subarranjos utilizados para a geração dos perfis 2D.
- Maiores profundidades de investigação podem ser alcançadas com o aumento do número e geofones por subarranjo, porém, os perfis bidimensionais gerados com este procedimento são menores, ou seja, a área interpretativa é menor. Além de que o aumento do número de geofones faz com que as anomalias de velocidade sofram do estiramento horizontal previamente mencionado.
- Espaçamento entre os geofones muito pequeno, como 10 cm, da linha sísmica 7, ao contrário do que se esperava, não geram perfis com uma resolução muito melhor do que os obtidos com espaçamentos maiores, entretanto, a profundidade mapeada se assemelha mais à esperada.
- Visto a alta variabilidade nos valores das velocidades de fase apresentadas para as mesmas posições em diferentes perfis, conclui-se que as velocidades não devem ser interpretadas literalmente, mas apenas de modo comparativo entre regiões com maior e menor velocidade.
- A localização horizontal dos blocos de concreto pode ser muito bem definida com a metodologia utilizada, mesmo para os perfis gerados com os maiores espaçamentos entre os geofones (75 cm).
- Curvas de dispersão com frequências abaixo de 75 Hz tendem a ser dominadas pelo modo fundamental de vibração. Camadas muito rasas e com inversão de velocidade tendem a ter boa parte da energia dividida em modos superiores de vibração, o que dificulta a inversão com programas que não consigam inverter múltiplos modos. Porém, como estes modos acontecem para as mais altas frequências, a separação entre os modos, em termos de velocidade, é baixa. Isto faz com que os modos superiores possam ser invertidos como se fossem o modo fundamental. Esse procedimento gera um erro na profundidade dos corpos, mas aumenta drasticamente o contraste entre os corpos imageados e o solo, justificando seu uso.
- Os perfis bidimensionais são unicamente dependentes das curvas de dispersão que os geram. Como todas as curvas são editadas pelo usuário, os resultados finais podem variar entre diferentes usuários. Quanto mais informações extras são conhecidas, mais fácil é a convergência dos resultados.

Como perspectivas futuras:

Já que o programa utilizado para a inversão dos dados, SeisimagerSW[®], é capaz de inverter apenas o modo fundamental, o uso de um programa que seja capaz de inverter múltiplos modos vibracionais poderia aumentar a resolução dos perfis, como mencionado por Xia e colaboradores (2003) [69].

Testes em outros alvos, com diferentes dimensões e profundidades, poderiam reforçar os resultados obtidos.

Bibliografia

- [1] Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors.
- [2] Araffa, S. A. S., Atya, M. A., Mohamed, A. M., Gabala, M., Zaher, M. A., Soliman, M. M., ... & Shaaban, H. M. (2014). Subsurface investigation on Quarter 27 of May 15th city, Cairo, Egypt using electrical resistivity tomography and shallow seismic refraction techniques. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 3(2), 170-183.
- [3] Arfken, G. B., & Weber, H. J. (1999). *Mathematical methods for physicists*.
- [4] Barlow, H. M., & Brown, J. (1962). *Radio surface waves*. Clarendon Press.
- [5] Bertelli, T. (1872). Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologici del pd Timoteo Bertelli barnabita. *Tip. delle scienze matematiche e fisiche (em italiano)*.
- [6] Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3), 205-227.
- [7] Bormann, P., & Wielandt, E. (2002). *Seismic signals and noise. New manual of seismological observatory practice*, 2, 1-62.
- [8] BUTKOV, Eugene. *Física matemática*. Editora LTC, 1988.
- [9] Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408-1418.
- [10] Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2005). An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1), 277-293.

-
- [11] Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006). Subsoil structure using SPAC measurements along a line. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 729-736.
- [12] Chen, X., Sun, J. Z., & Yuan, J. B. (2006). An Improved Equivalent Homogenous Half-Space Method and Reverse Fitting Analysis of Rayleigh Wave Dispersion Curves. *Chinese Journal of Geophysics*, 49(2), 489-498.
- [13] Cheng, F., Xia, J., Xu, Y., Xu, Z., & Pan, Y. (2015). A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. *Journal of Applied Geophysics*, 117, 126-135.
- [14] Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array. *Geophysical Journal International*, 165(1), 236-258.
- [15] Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., & Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653-666.
- [16] Cooley, J. W., & Tukey, J. W. (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90), 297-301.
- [17] Datta, T. K. (2010). *Seismic analysis of structures*. John Wiley & Sons.
- [18] Dongarra, J., & Sullivan, F. (2000). Guest editors' introduction: The top 10 algorithms. *Computing in Science & Engineering*, 2(1), 22-23.
- [19] D'yakonov, M. I. (1988). New type of electromagnetic wave propagating at an interface. *Sov. Phys. JETP*, 67(4), 714-716.
- [20] France, D. L., Griffin, T. J., Swanburg, J. G., Lindemann, J. W., Davenport, G. C., Trammell, V., ... & Hopkins, D. (1992). A multidisciplinary approach to the detection of clandestine graves. *Journal of Forensic Science*, 37(6), 1445-1458.
- [21] Mei Feng. (2004). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo/IAG. Tomografia de Ondas de Superfície na América do Sul: Inversão Conjunta de Velocidade de Grupo e Forma de Onda.
- [22] Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics*, 5, 53-92.
- [23] Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the seismological Society of America*, 43(1), 17-34.

- [24] Havskov, J., & Alguacil, G. (2004). *Instrumentation in earthquake seismology* (Vol. 358). Dordrecht: Springer.
- [25] Hayashi, K. (2003). *Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Waves*. In *Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems Short Course Notes* (Vol. 106).
- [26] Heisey, J. S., Stokoe, K. H., & Meyer, A. H. (1982). Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves. *Transportation research record*, 852(22-31), 147.
- [27] Jones, R. (1955). A vibration method for measuring the thickness of concrete road slabs in situ. *Magazine of Concrete Research*, 7(20), 97-102.
- [28] Kanai, K., Tanaka, T., (1961). On microtremors VIII. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 39, 97–114
- [29] Karray, M., & Lefebvre, G. (2008). Significance and evaluation of Poisson's ratio in Rayleigh wave testing. *Canadian Geotechnical Journal*, 45(5), 624-635.
- [30] Kimman, W. P., Campman, X., & Trampert, J. (2012). Characteristics of seismic noise: fundamental and higher mode energy observed in the northeast of the Netherlands. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1388-1399.
- [31] Knopoff, L. (1983). The thickness of the lithosphere from the dispersion of surface waves. *Geophysical Journal International*, 74(1), 55-81.
- [32] Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology* (Vol. 58). Academic press.
- [33] Lebedev, S., Adam, J. M. C., & Meier, T. (2013). Mapping the Moho with seismic surface waves: a review, resolution analysis, and recommended inversion strategies. *Tectonophysics*, 609, 377-394.
- [34] Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 347-364.
- [35] Love, A. E. H. (1911). *Some Problems of Geodynamics: Being an Essay to which the Adams Prize in the University of Cambridge was Adjudged in 1911*. CUP Archive.
- [36] Márcio Maciel Cavalcanti (2017). *Tese de Doutorado*. Universidade de Brasília/Instituto de Geociência. Estudo da resposta geofísica em diferentes cenários de sepultamento.
- [37] Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory: MATLAB edition* (Vol. 45). Academic press.

-
- [38] Miller, G. F., & Pursey, H. (1955, December). On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. In *Proc. R. Soc. Lond. A* (Vol. 233, No. 1192, pp. 55-69). The Royal Society.
- [39] Mohr, A. (2014). *Quantum computing in complexity theory and theory of computation*. Carbondale, IL.
- [40] Mucciarelli, M., Gallipoli, M. R., Di Giacomo, D., Di Nota, F., & Nino, E. (2005). The influence of wind on measurements of seismic noise. *Geophysical Journal International*, 161(2), 303-308.
- [41] Ali Nasser-Moghaddam (2006). *Tese de Doutorado*. University of Waterloo, Canada. Study of the effect of lateral inhomogeneities on the propagation of Rayleigh waves in an elastic medium.
- [42] Nazarian, S. (1984). *In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by spectral-analysis-of-surface-waves method* (Tese de doutorado, Universidade do Texas, Austin).
- [43] Nesvijski, E. G. (2006). *Love Surface Waves for Materials Evaluation*. Disponível em <http://www.ndt.net/article/v11n05/nesvi/nesvi.htm>. Acessado dia 14 de fevereiro de 2018.
- [44] Novotny, O. (1999). *Seismic surface waves*. Bahia, Salvador: Instituto de Geociencias.
- [45] O'Connell-Rodwell, C. E., Arnason, B. T., & Hart, L. A. (2000). Seismic properties of Asian elephant (*Elephas maximus*) vocalizations and locomotion. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 108(6), 3066-3072.
- [46] Okada, H., & Suto, K. (2003). *The microtremor survey method*. Society of Exploration Geophysicists.
- [47] Okada, H. (2006). Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, 37(1), 73-85.
- [48] Oldham, R. D. (1906). The constitution of the interior of the Earth, as revealed by earthquakes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 62(1-4), 456-475.
- [49] Park, C. B., Miller, R., & Xia, J. (1998). Ground roll as a tool to image near-surface anomaly. In *1998 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- [50] Park, C. B., & Ryden, N. (2007). Historical overview of the surface wave method. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2007)*, Denver, CO (pp. 897-909).

- [51] Phillips, C., Cascante, G., & Hutchinson, D. J. (2004). Evaluation of horizontal homogeneity of geomaterials with the distance analysis of surface waves. *Canadian Geotechnical Journal*, 41(2), 212-226.
- [52] Rayleigh, L. (1885). On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proceedings of the London Mathematical Society*, 1(1), 4-11.
- [53] Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- [54] Schwenk, J. T., Sloan, S. D., Ivanov, J., & Miller, R. D. (2016). Surface-wave methods for anomaly detection. *Geophysics*, 81(4), EN29-EN42.
- [55] Setiawan, B., Jaksa, M., Griffith, M., & Love, D. (2016). Analysis of microtremor array measurement using the spatial autocorrelation (SPAC) method across the Adelaide City (Tese de doutorado, Universidade de Adelaide).
- [56] Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- [57] Shen, H. Y., & Yan, Y. Y. (2016). *Rayleigh Wave Depth-Frequency Analysis*. DEStech Transactions on Environment, Energy and Earth Sciences, (seeie).
- [58] Stokoe, K. H., & Santamarina, J. C. (2000, November). Seismic-wave-based testing in geotechnical engineering. In *ISRM International Symposium*. International Society for Rock Mechanics.
- [59] Strobbia, C. (2002). Tese de doutorado. Politecnico di Torino. *Surface Wave Methods*.
- [60] Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G., & Vilaplana, J. M. (2005). Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5(6), 791-798.
- [61] Tanimoto, T., & Rivera, L. (2005). Prograde Rayleigh wave particle motion. *Geophysical Journal International*, 162(2), 399-405.
- [62] Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 219-232.
- [63] Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of applied Physics*, 21(2), 89-93.
- [64] Tokeshi, K., Harutoonian, P., Leo, C. J., & Liyanapathirana, S. (2013). Use of surface waves for geotechnical engineering applications in Western Sydney. *Advances in Geosciences*, 35, 37.

- [65] Toksöz, M. Nafi. Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics*, v. 29, n. 2, p. 154-177, 1964.
- [66] Poel, V. Der, C. (1951). Dynamic testing of road constructions. *Journal of Chemical Technology and Biotechnology*, 1(7), 281-290.
- [67] Woods, R. D. (1968). Screening of surface waves in soils. *Am Soc Civil Engr J Soil Mech.*
- [68] Xia, J., Miller, R. D., & Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64(3), 691-700.
- [69] Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., & Tian, G. (2003). Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 52(1), 45-57.

Apêndice A

Algoritmo para a geração do espectro de frequências normalizado médio (EFNM)

O algoritmo abaixo foi escrito na linguagem do BASH (*Born Again Shell Script*).

```
1 #!/bin/bash
2 # versao 2018/09/12 (AAAA/MM/DD)
3 # This script has .seg2 (.dat) files as input parameters
4 # It converts the .seg2 files to .sac format, creates a folder called SAC, with
5 # subfolders for all geophones. From the .sac files it converts to alphanumeric
6 # (.txt) files and edit them, deleting the header, for processing convenience.
7 # Each new .txt file will contain the amplitudes in a single column.
8 # After that the frequency spectrum is calculated for each trace, and saved in a
9 # 2 columns file, frequency and normalized amplitude, respectively.
10
11 ##### PRE REQUIREMENTS #####
12 # Octave (or Matlab)
13 # SAC (Seismic Analysis Code)
14 # And the package obspy.
15 ##### PRE REQUIREMENTS #####
16
17 adress='pwd'
18 numgeo=48 # number of geophones on the .seg2 files.
19 freqamo=8000 # Sampling frequency used in the aquisition (in HZ)
20
21 #####
22 #1 – Transforming SEG2 to SAC
23 #####
24 for f in *.dat
25 do
26     nomedoarquivo=${f%.dat}
27     echo "#!/usr/bin/python" >> arquivoauxiliar.py
28     echo "from obspy.core import read" >> arquivoauxiliar.py
29     echo "st=read('$f')" >> arquivoauxiliar.py
30     echo "st.write('$nomedoarquivo-.sac',format='SAC')>> arquivoauxiliar.py
31     chmod +x arquivoauxiliar.py
32     ./arquivoauxiliar.py
33     rm arquivoauxiliar.py
34     echo Convertendo o arquivo $f para sac.
35 done
36 #####
37 # 2 – ORganizing the files in their folders
```

```

#####
39 mkdir SAC
mv *.sac SAC
41 cd SAC
for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
43 do
    mkdir SAC-$j
45 mv *$j.sac SAC-$j
done
47 #####
# 3 - Creating the .txt files and excluding the .sac files
#####
49 for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
51 do
    cd SAC-$j
53 echo "macro" > macroCriadoraDeAscii
    for f in *.sac
55 do
        nomedoarquivo=${f%.sac}
57 echo "r \"$nomedoarquivo\".sac" >> macroCriadoraDeAscii
        echo "w alpha \"alpha$nomedoarquivo\".txt" >> macroCriadoraDeAscii
59 done
    echo "q" >> macroCriadoraDeAscii
61 echo " " >> macroCriadoraDeAscii
    sac <macroCriadoraDeAscii
63 rm macroCriadoraDeAscii
    rm *.sac
65 cd ..
done
67 #####
# 4 - Excluding the headers (first 30 lines)
#####
69 for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
71 do
    cd SAC-$j
73 for f in *.txt
    do
75 nomedoarquivo=${f%.txt}
        tail -n +31 $f >>$nomedoarquivo"xsemheader".txt
77 done
    rm *$j.txt # It will remain only the txt
79 cd ..
done
81 #####
# 5 - Changing the "-" on the name of the files for "x", for Matlab and Octave compatibility
#####
83 for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
85 do
    cd SAC-$j
87 for nomeatual in *.txt
    do
89 nomesubstituto='echo $nomeatual | tr - x'
        mv $nomeatual $nomesubstituto
91 done
    cd ..
93 done
#####
95 # 6.1 - Creating the single columns txt files.
# Inefficient method, but works without Matlab or Octave.

```

```

97 #####
#for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
99 # do
# cd SAC-$j
101 # for f in *.txt
# do
103 # nomedoarquivo=${f%.txt}
# x='wc $f | awk '{print $1}''
105 # for i in $(seq 1 1 $x)
# do
107 # for n in $(seq 1 1 5)
# do
109 # cat $f | awk -v i=$i -v j=$n 'FNR == i {print $j}' >> $nomedoarquivo"-unica-coluna".
txt
# done
111 # done
# done
113 # rm *semheader.txt
# cd ..
115 #done
#####
117 # 6.2 – Creating the single columns txt files .
# Efficient method. Works with Octave or Matlab. Octave is the default.
119 # To use matlab it is necessary to edit the code, where it is written "octave".
#####
121 for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
do
123 cd SAC-$j
echo "Gerando os arquivos referentes ao geofone $j"
125 for f in *.txt
do
127 nomedoarquivo=${f%.txt}
echo "clc" >> arquivoauxiliar
129 echo "clear" >> arquivoauxiliar
echo "outfilename = sprintf ('saidaoutx$nomedoarquivo.txt');" >> arquivoauxiliar
131 echo "load $nomedoarquivo.txt;" >> arquivoauxiliar
echo "sinais = $nomedoarquivo;" >> arquivoauxiliar
133 echo "" >> arquivoauxiliar
echo "sinal1 = sinais(:,1);" >> arquivoauxiliar
135 echo "sinal2 = sinais(:,2);" >> arquivoauxiliar
echo "sinal3 = sinais(:,3);" >> arquivoauxiliar
137 echo "sinal4 = sinais(:,4);" >> arquivoauxiliar
echo "sinal5 = sinais(:,5);" >> arquivoauxiliar
139 echo "" >> arquivoauxiliar
echo "k=1;" >> arquivoauxiliar
141 echo "for j=1:length(sinal1)" >> arquivoauxiliar
echo "sinal(k) = sinal1(j);" >> arquivoauxiliar
143 echo "k=k+1;" >> arquivoauxiliar
echo "sinal(k) = sinal2(j);" >> arquivoauxiliar
145 echo "k=k+1;" >> arquivoauxiliar
echo "sinal(k) = sinal3(j);" >> arquivoauxiliar
147 echo "k=k+1;" >> arquivoauxiliar
echo "sinal(k) = sinal4(j);" >> arquivoauxiliar
149 echo "k=k+1;" >> arquivoauxiliar
echo "sinal(k) = sinal5(j);" >> arquivoauxiliar
151 echo "k=k+1;" >> arquivoauxiliar
echo "end" >> arquivoauxiliar
153 echo "" >> arquivoauxiliar
echo "" >> arquivoauxiliar

```

```

155 echo "file_id = fopen(outfilename, 'a');" >> arquivoauxiliar
156 echo "for i = 1:length(sinal)" >> arquivoauxiliar
157 echo "    fprintf(file_id, '%f \n', sinal(i));" >> arquivoauxiliar
158 echo "end" >> arquivoauxiliar
159 echo "fclose(file_id);" >> arquivoauxiliar
160 echo "" >> arquivoauxiliar
161 octave arquivoauxiliar
162 rm arquivoauxiliar
163 done
164 cd ..
165 done
#####
167 # 7 – Generating the FFT for each trace and writing the .txt file with 2 columns,
# frequency x amplitude (normalized).
#####
169 for j in $(seq -w 01 1 $numgeo)
171 do
172     cd SAC-$j
173     echo "Gerando os arquivos da FFT referentes ao geofone $j"
174     for f in said*.txt
175     do
176         nomedoarquivo=${f%.txt}
177         echo "clc" >> arquivoauxiliar
178         echo "clear" >> arquivoauxiliar
179         echo "outfilename = sprintf('FFTx$nomedoarquivo.txt');" >> arquivoauxiliar
180         echo "load $nomedoarquivo.txt;" >> arquivoauxiliar
181         echo "sinal = $nomedoarquivo;" >> arquivoauxiliar
182         echo "" >> arquivoauxiliar
183         echo "fs = $freqamo;" >> arquivoauxiliar
184         echo "Ts = 1/fs;" >> arquivoauxiliar
185         echo "f = -fs/2:fs/(length(sinal)-1):fs/2;" >> arquivoauxiliar
186         echo "Y = fftshift(fft(sinal));" >> arquivoauxiliar
187         echo "parte_real = abs(Y);" >> arquivoauxiliar
188         echo "parte_real_normalizada = parte_real/max(parte_real);" >> arquivoauxiliar
189         echo "file_id = fopen(outfilename, 'a');" >> arquivoauxiliar
190         echo "for i = (length(Y)/2+1):(length(Y)-3000)" >> arquivoauxiliar
191         echo "    fprintf(file_id, '%f %f \n', f(i), parte_real_normalizada(i));" >> arquivoauxiliar
192         echo "end" >> arquivoauxiliar
193         echo "fclose(file_id);" >> arquivoauxiliar
194         echo "" >> arquivoauxiliar
195
196         octave arquivoauxiliar
197         rm arquivoauxiliar
198
199     done
200     rm alpha*
201     cd ..
202 done

```

Apêndice **B**

Algoritmo para a separação de subgrupos de geofones

```
#!/bin/bash
2 # Last modification: 2018/09/12 (AAAA/MM/DD)
# This script uses the program seg2-edit (that can be found on https://pubs.usgs.gov/of/2003/
  ofr-03-141/)
4 # to divide a seg-2 file , containing the traces of multiple geophones , in subfiles with less
  geophones .
# This is the subarray separation step , used to process surface waves seismic data , using
  linear arrays .
6
# Program Wine is required if you are not installing the seg2_edit on your linux system .
8 # Since for linux installations you will need to compile from scratch , the default on this
  script
# assumes you will use the Windows version (seg2_edit.exe) , trough wine . If you did installed
  the
10 # linux version , uncomment lines 30 , 36 , 46 and 52 and comment lines 29 , 35 , 45 amd 51 .

12 # All files you wish to separate (and also the seg2_edit.exe , if you are using wine) need to
  be located
# in the same folder you will run this script .
14
numgeo=48      # number of geophones on the seismic line
16 subarranjo=12 # number of geophones per subarray : put zero at the left , like 03 , 06 etc .

18 #####
numdeperfis1D='echo $numgeo-$subarranjo+1|bc '
20 numdeperfis1Dmenos2='echo $numdeperfis1D-2|bc '
numdeperfis1Dmenos1='echo $numdeperfis1D-1|bc '
22 primeiro='echo $subarranjo+1|bc '
counter=0
24 for f in *.dat
do
26   nomedoarquivo=${f%.dat}
#####
28 # First subarray
   wine seg2_edit.exe -delete_traces $primeiro $numgeo -infile $f -outfile "$nomedoarquivo"
     _01-"$subarranjo".dat
30 # seg2_edit -delete_traces $primeiro $numgeo -infile $f -outfile "$nomedoarquivo"_01-"
     $subarranjo".dat
   mkdir -p 01-"$subarranjo"
```

```

32 mv *01-"$subarranjo".dat 01-"$subarranjo"
#####
34 # Last subarray
wine seg2_edit.exe -delete_traces 1 $numdeperfis1Dmenos1 -infile $f -outfile "
  $nomedoarquivo_"$numdeperfis1D"$numgeo".dat
36 # seg2_edit -delete_traces 1 $numdeperfis1Dmenos1 -infile $f -outfile "$nomedoarquivo_"
  $numdeperfis1D"$numgeo".dat
  mkdir -p "$numdeperfis1D"$numgeo"
38 mv *"$numdeperfis1D"$numgeo".dat "$numdeperfis1D"$numgeo"
#####
40 # Subgrupos intermediarios

42 for j in $(seq -w 1 1 $numdeperfis1Dmenos2)
do
44 incremento='echo $primeiro+$j|bc'
wine seg2_edit.exe -delete_traces $incremento $numgeo -infile $f -outfile presaida.dat
46 # seg2_edit -delete_traces $incremento $numgeo -infile $f -outfile presaida.dat

48 menosincremento='echo $incremento-1|bc'
jotamais1='echo $j+1|bc'
50 mkdir -p $(printf %02d $jotamais1)-$(printf %02d $menosincremento)
wine seg2_edit.exe -delete_traces 1 $j -infile presaida.dat -outfile "$nomedoarquivo"_$
  $(printf %02d $jotamais1)-$(printf %02d $menosincremento).dat
52 # seg2_edit -delete_traces 1 $j -infile presaida.dat -outfile "$nomedoarquivo"_$
  $(printf %02d $jotamais1)-$(printf %02d $menosincremento).dat
  rm presaida.dat
54 mv *$(printf %02d $jotamais1)-$(printf %02d $menosincremento).dat $(printf %02d
  $jotamais1)-$(printf %02d $menosincremento)
  done
56 #####
counter='echo $counter+1|bc'
58 echo "Acabou de separar $counter registro(s)."
```

```

done
60 #####
# Back the name for the original structure
62 for j in $(seq -w 1 1 $numdeperfis1D)
do
64 cd $j-*
for f in *.dat
66 do
  nomedoarquivo=${f%_*}
68 mv $f $nomedoarquivo.dat
  done
70 cd ..
done

```

Apêndice **C**

Algoritmo para a criação dos arquivos

XYZ

```
1 #!/bin/bash
2 # Last modification 2018/04/06 (AAAA/MM/DD)
3 # This script uses as input the files given by the SeisImagerWD software after inversion
4 # (!D profiles) and give as output files in the format XYZ.txt, to be plotted 2D profiles
5 # with Matlab or Octave.
6 # The ID .txt files must be located in a folder with no other .txt files.
7 # It is necessary that the ID profiles were inverted with "identical" layer thickness box
8 # marked
9 # Files names must not contain spaces, and should be in alphabetic/numeric order, folling the
10 # notation xx-yy. Where xx represents the first geophone and yy the last. Exemple: 01-06
11 # represents the first profile, in a line with subarrays made with 6 geophones each,
12 # 02-07, 03-08 and so on.
13 # The zero position of the first geophone is the zero of the 2D profile.
14 # The 4 parameters below should be changed accordingly.
15
16 numgeo=48      # Number of geophones of the seismic line
17 subarranjo=6  # Number of geophones per subarray
18 espacdegeof=0.25 # Geophone spacing (in meters)
19 ofset=0       # Distance between the first ID profile and the zero of the coordinate system
20
21 # If the 2D profile were made without the exclusion of geophones, this value should be zero.
22 # If even geofones were excluded, for simulating a bigger geophone spacing, this number
23 # should
24 # equal the previus geophone spacing.
25
26 #####
27 # Finding the number of layers of the .txt file.
28 #####
29 numdecamadas='wc 01-* | awk '{print $1-1}''
30 #####
31 # Excluding the first line of the ID profile files from SeisimagerSW
32 #####
33 for f in *.txt
34 do
35   nomedoarquivo=${f%.txt}
36   tail -n +2 $f >$nomedoarquivo"xsem1linha"
37 done
```

```
37 cat $(ls *xsemllinha) >tudojunto.txt
cat tudojunto.txt | awk '{print -1*$1,$2}' >yz.txt
39 rm *semllinha
#####
41 # Creating the file with the x coordinates of the profiles
#####
43 aux1='echo "scale=3; $subarranjo-1"|bc'
x_inicial='echo "scale=3; $aux1*$espacdegeof*0.5 + '$ofset'"|bc' #position of the first ID
  profile
45 numdeperfis1D='echo "scale=3; $numgeo+1-$subarranjo"|bc'
posicao=$x_inicial
47
49 for j in $(seq -w 1 1 $numdeperfis1D)
do
  51   for k in $(seq -w 1 1 $numdecamadas)
  do
    echo $posicao >> x.txt
  53   done
  posicao='echo "scale=3; $posicao + $espacdegeof" | bc'
55 done
#####
57 # Creating the XYZ.txt file and removing the auxiliary files
#####
59 paste x.txt yz.txt > XYZ.txt
rm x.txt
61 rm yz.txt
rm tudojunto.txt
```

Apêndice **D**

Algoritmo para a interpolação dos perfis unidimensionais

O algoritmo abaixo foi escrito na linguagem do Matlab[®]. Testou-se também o uso do mesmo algoritmo no programa Octave[®], que é de código aberto, e análogo ao Matlab[®]. O algoritmo funciona em ambos.

```
% last modification 2018/09/12 (AAAA/MM/DD)
2
3 clc          % clear the command window
4 clear        % Clear the variables history
5 close all    % Close all Matlab windows previously opened
6 load XYZ.txt % Input files name, in the .XYZ format (without dummies)
7 arquivo_grid = XYZ; % Values attribution to variavel "grid" (matriz nx3)
8 %=====
9 % Values attribution of the .XYZ file to the grid variables
10 %=====
11 xparcial = arquivo_grid(:,1);          % coordenates X
12 yparcial = arquivo_grid(:,2);          % coordenates Y
13 z = arquivo_grid(:,3);                 % coordenates Z
14 %=====
15 % Interlines grid spacement calculation
16 %=====
17 if (arquivo_grid(2,1)-arquivo_grid(1,1)==0) % This "if" is necessary, because XYZ file could
18     begin varing column x and while keep y fixed or vise-versa
19 spacY=abs(arquivo_grid(1,2)-arquivo_grid(2,2)); % spacX = line spacement on x axis
20 y=min(yparcial):spacY:max(yparcial);          % Creating vector x
21 spacX=abs(arquivo_grid((length(y)+2),1)-arquivo_grid(1,1)); % spacY = line spacement on y axis
22 x=min(xparcial):spacX:max(xparcial);          % Creating vector y
23 else
24 spacX=abs(arquivo_grid(2,1)-arquivo_grid(1,1)); % spacX = line spacement on x axis
25 x=min(xparcial):spacX:max(xparcial);          % Creating vector x
26 spacY=abs(arquivo_grid((length(x)+2),2)-arquivo_grid(1,2)); % spacY = line spacement on y axis
27 y=min(yparcial):spacY:max(yparcial);          % Creating vector y
28 end
29 % OPTIONAL- Increases the density of points on the original grid by 10 times, uncomment the 2
30 lines below if you want to use it. This will increase the quality of the image, but will
31 also increase the processing time.
32 %x=min(xparcial):spacX./100:max(xparcial);
33 %y=min(yparcial):spacY./100:max(yparcial);
34 %=====
```

```
32 % Creating the grid , with x, y and z vectors
%=====
34 [XI YI]=meshgrid(x,y); % Necessary for the grid creation
vel = griddata(xparcial , yparcial , z , XI , YI , 'linear'); % Generates the grid , with a linear
    interpolation
36 %=====
% Creation of the 2D profile
38 %=====
figure('units ','pixels ','Position',[300 300 1200 500]); % Opens a new window for the new
    figure
40 imagesc(x,y,vel) % Generates a bidimensional image of the grid.
hold on % Keep the figure steady to plot more things over it
42 %title ('titulo ') % profile title .
axis equal tight xy % Avoid window redimensionalization
44 colorbar % color legend .
%ylim ([0 700])
46 caxis([0 300]) % Sets the minimum and maximum for the color legend .
%set(gca, 'xtick',[0:1:48])
48 grid on
hold off
```