



Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas



Dissertação de Mestrado

***O USO DO MÉTODO DE ANÁLISE DE ONDAS SUPERFICIAIS  
EMPREGANDO FONTES PASSIVAS E ATIVAS***

**DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**Aluno: Julio Cesar Ardito**

**Orientador: Renato Prado**

**São Paulo**

**2013**

JÚLIO CÉSAR ARDITO

***O USO DO MÉTODO DE ANÁLISE DE ONDAS SUPERFICIAIS  
EMPREGANDO FONTES PASSIVAS E ATIVAS***

Dissertação de Mestrado apresentada  
ao Instituto de Astronomia, Geofísica e  
Ciências Atmosféricas da Universidade  
de São Paulo como parte dos requisitos  
para a obtenção do título de mestre em  
Ciências (área: Geofísica).

**São Paulo**

**2013**

Dedico este trabalho aos meus filhos, Renato e Ricardo, à minha esposa Cláudia e aos meus pais César e Alice.

## **Agradecimentos**

Desejo agradecer ao meu orientador Renato Prado, pelo apoio, paciência e ótima orientação.

Aos professores Vagner Roberto Elis, Eder Cassola Molina, Yukio Hiodo e Liliana Alcazar Diogo pelo apoio e ensinamentos.

A Téca, a Virgínia e a todo o pessoal do departamento de geofísica do IAG.

Ao IPT e ao Dr. Otávio Gandolfo por colaborar com o empréstimo da fonte queda de peso e dos geofones para os trabalhos de aquisição de dados.

Aos amigos Bruno Perillo e Alex Fortunato pela ajuda e contribuição nos trabalhos de campo.

E a todos que contribuíram direta e indiretamente para a realização deste trabalho.

## Lista de figuras

Figura 3.1 - Correlação entre os perfis litoestratigráficos dos três poços existentes no sítio controlado. (Porsani et al. 2004).....	7
Figura 4.1: Modelo esquemático de propagação da onda Rayleigh ( <a href="http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html">http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html</a> , acessado em 12/04/2012). .....	9
Figura 4.2: Comprimento de onda da onda Rayleigh nas camadas superficiais. ....	10
Figura 4.3: Modelo de propagação das ondas Rayleigh por interação de ondas P e SV junto à superfície livre: movimento das partículas elíptico retrógrado com diminuição exponencial da amplitude com a profundidade (adaptado de Miranda et al. 2000). ....	11
Figura 5.1: Geometria do arranjo da fonte comum (esquerda) e do ponto médio comum (direita). Modificado de Strobbia (2003).....	21
Figura 5.2: Comparação entre a imagem de dispersão obtida a partir do uso de fonte passiva (esquerda) e ativa (direita). Modificado de <a href="http://www.masw.com">www.masw.com</a> . ....	25
Figura 5.3: Possíveis configurações de geofones para o Passive Remote. Modificado de Park et al. (2004).....	27
Figura 5.4: Desenho esquemático do arranjo de campo do método Passive Roadside. Fonte: <a href="http://www.masw.com">www.masw.com</a> . ....	28
Figura 5.5: Modelo esquemático mostrando os três tipos de propagação de ondas com o emprego do método de ondas superficiais com arranjo linear no modo Roadside (adaptado de Park e Miller, 2008). ....	32
Figura 5.6: Modelo esquemático mostrando os três tipos de propagação de frentes de ondas considerando o arranjo Roadside. (Park e Miller, 2008).....	33
Figura 5.7: Figura esquemática mostrando a distancia entre fonte e receptores para o caso da onda cilíndrica desalinhada (“off-line”) considerando o arranjo MASW Passive Roadside. (Park e Miller, 2008). ....	33
Figura 5.8: Curvas de dispersão resultantes de frentes de ondas de natureza plana e cilíndrica, de acordo com a posição relativa arranjo-fonte. (Park e Miller, 2008). ....	34
Figura 5.9: Exemplo de inversão da curva de dispersão e ajuste iterativo do modelo de velocidades (adaptado de Xia et al.1999).....	38
Figura 6.1: Croqui do sítio controlado do IAG/USP com a localização da linha sísmica executada e a posição dos furos de sondagem de referência (adaptado de Porsani et al., 2004). ....	39
Figura 6.2: Vista da fonte queda de peso empregada em uma das etapas dos ensaios MASW.....	40
Figura 6.3: Montagem dos equipamentos para a aquisição de dados empregando o método MASW. ....	41

Figura 6.4: Arranjo de geofones disposto paralelamente à Rua do Matão na Cidade Universitária. ....	42
Figura 6.5: Fluxograma de processamento dos dados de ondas superficiais empregando o software SurfSeis 2.0. ....	43
Figura 6.6: Imagem da interface do SurfSeis 2.0 na etapa de inserção da geometria e demais parâmetros de aquisição. ....	44
Figura 6.7: Sismograma bruto da aquisição ativa com queda de peso sem a aplicação de filtro de frequência. ....	45
Figura 6.8: Imagens de dispersão da aquisição com marreta. As imagens a, b, c foram obtidas dos sismogramas adquiridos com offset mínimo de 10m, as imagens d, e, f com offset de 15m. ....	47
Figura 6.9: Imagens de dispersão da aquisição com marreta. As imagens a, b foram obtidas dos sismogramas adquiridos com offset mínimo de 20m e as imagens c e d com offset de 25m. ....	48
Figura 6.10: Imagens de dispersão combinadas da aquisição com marreta. As imagens a, b e c foram obtidas a partir da combinação de todas as imagens geradas a partir dos registros adquiridos com offset mínimo 10m, 20m e 30m, respectivamente. O item d representa a combinação da melhor imagem de cada offset. ....	49
Figura 6.11: Imagens de dispersão obtidas dos sismogramas adquiridos com queda de peso. As imagens a, b, c, d, e, f e g são relativas aos offsets mínimos de 10, 15, 20, 25, 30, 35 e 40m, respectivamente e o item h representa a combinação das imagens a, c e d. ....	51
Figura 6.12: Imagens de dispersão geradas a partir da aquisição com fonte passiva. As imagens foram produzidas a partir de sismogramas cuja principal fonte foi o ruído proveniente do tráfego de veículos pelas lombadas L1 e L2. ....	52
Figura 6.13: Imagens de dispersão geradas a partir da combinação de dados adquiridos com fonte passiva. ....	53
Figura 6.14: Imagens de dispersão geradas a partir da combinação de dados de diferentes fontes. ....	54
Figura 6.15: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso da marreta como fonte ativa. A legenda mostra o offset mínimo de aquisição. ....	56
Figura 6.16: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso da queda de peso como fonte ativa. A legenda mostra o offset mínimo de aquisição. ....	57
Figura 6.17: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso de fontes passivas. ....	58
Figura 6.18: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o emprego de marreta, queda de peso e fonte passiva. ....	59
Figura 6.19: Curvas de dispersão geradas a partir da combinação entre as imagens das fontes marreta, queda de peso e passiva. ....	60

Figura 6.20: Modelos de velocidades da onda S obtidos dos dados adquiridos com o uso da marreta. Os gráficos mostram a curva de dispersão experimental (pontos pretos), a curva do modelo inicial (tracejada) e a curva de ajuste final (contínua preta).....	62
Figura 6.21: Modelo de velocidades da onda S obtido a partir dos dados adquiridos com o uso da marreta. Os gráficos mostram a curva de dispersão experimental (pontos pretos), a curva do modelo inicial (tracejada) e a curva de ajuste final (contínua preta).....	63
Figura 6.22: Modelo de velocidades da onda S obtido a partir dos dados adquiridos com o uso da queda de peso. O gráfico mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo.....	65
Figura 6.23: Modelos de velocidades da onda S obtidos a partir dos sismogramas adquiridos com a queda de peso. O gráfico mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo.....	66
Figura 6.24: Modelo de velocidades para dados adquiridos com o uso de fonte passiva. O gráfico mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo. ....	67
Figura 6.25: Modelo de velocidades para dados adquiridos com o uso de fonte passiva. A figura mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo. ....	68
Figura 6.26: Modelo de velocidades para dados adquiridos com o uso de fonte passiva. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo. ....	69
Figura 6.27: Modelo de velocidades para dados de fontes combinadas. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo. ....	70
Figura 6.28: Modelo de velocidades para dados de fontes combinadas. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo. ....	72
Figura 7.1: Modelo litológico 1D no local do poço P3 e a correlação com os registros do ensaio SPT (N valor). ....	76
Figura 7.2: Resultado da perfilagem onde o primeiro track (azul) representa o gama, do segundo ao quinto a perfilagem elétrica ou resistividade e por último o potencial espontâneo (adaptado de IPT, 2002).....	78
Figura 7.3: Correlação entre os perfis litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de dados adquiridos empregando a fonte marreta.....	79
Figura 7.4: Correlação entre os perfis litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de dados adquiridos empregando a fonte queda de peso.....	82
Figura 7.5: Correlação entre os perfis litológicos e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de dados adquiridos empregando fontes passivas.....	83

Figura 7.6: Correlação entre o perfil litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de diferentes fontes combinadas. .... 86

Figura 7.7: Correlação entre  $V_s$  calculada com o uso do parâmetro N60 e os perfis de velocidade invertidos a partir de imagens de dispersão adquiridas com fontes ativas (marreta e queda de peso), passivas e combinados entre fontes. .... 87

## Lista de tabelas

Tabela 4.1: Definição dos módulos elásticos. ....	12
Tabela 5.1:Tabela de parâmetros recomendados para aquisição ativa ( <a href="http://masw.com/ACQParaTables.html">http://masw.com/ACQParaTables.html</a> , acessado em 14/05/2013). ....	26
Tabela 6.1: Parâmetros utilizados na aquisição dos dados. ....	41
Tabela 6.2: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	63
Tabela 6.3: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	64
Tabela 6.4: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	66
Tabela 6.5: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	69
Tabela 6.6: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	73
Tabela 6.7: Parâmetros finais obtidos da inversão.....	73
Tabela 7.1: Parâmetros de sondagem e fatores de correção. Adaptado de Skempton (1986) mas conservando as unidades utilizadas (polegas-in e pés-ft). ....	85

# Sumário

Lista de figuras .....	i
Lista de tabelas .....	v
Sumário .....	vi
Resumo .....	viii
Abstract .....	x
1. Introdução .....	1
2. Objetivos .....	3
3. Informações geológicas da área de estudo.....	4
3.1 Aspectos Geológicos Regionais .....	4
3.1.1 Contexto Geológico Regional.....	4
3.2 Estratigrafia.....	5
3.2.1 Grupo Taubaté .....	5
3.3 Investigações na área de estudos .....	6
3.3.1 Sondagens .....	6
3.3.2 Investigações Geofísicas no Sítio Controlado.....	7
4. Fundamentos do método .....	8
4.1 Ondas Sísmicas.....	8
4.1.1 Onda Rayleigh .....	8
4.2 Propagação das ondas sísmicas.....	11
4.3.1 Propagação da onda SH em um meio de camadas 1D .....	13
4.3.2 Propagação de Ondas Love em um meio de camadas 1D.....	13
4.3.3 Propagação de Ondas P-SV e Rayleigh em um meio de camadas 1D .....	14
4.3.4 Propagação de Ondas Rayleigh para um meio de camadas 1D com semi-espaço homogêneo.....	17
4.3.5 Condição de contorno da onda P-SV entre duas camadas.....	18

4.3.6 Propagação de ondas Rayleigh em um meio de duas camadas .....	19
5. Métodos .....	21
5.1 O método SASW .....	21
5.2 O método MASW .....	22
5.2.1 Aquisição.....	22
5.2.3 Inversão .....	34
6. Aquisição de dados e resultados .....	39
6.1 Área de estudo .....	39
6.2 Processamento dos dados .....	42
6.3 Inversão dos dados .....	60
7. Discussões e Correlações.....	74
7.1 Introdução.....	74
7.1.1 Sondagem mista e SPT .....	75
7.1.2 Perfilagem geofísica.....	75
7.2 Correlação dos resultados .....	77
7.2.1 Correlação dos perfis obtidos com o uso da marreta.....	77
7.2.2 Correlação dos perfis obtidos com o uso da queda de peso.....	80
7.2.3 Correlação dos perfis obtidos com o uso de fontes passivas.....	80
7.2.4 Correlação dos perfis obtidos com o uso de combinações entre fontes .....	81
8. Considerações finais e conclusões .....	88
9. Referências Bibliográficas.....	91

## Resumo

O método da análise multicanal de ondas superficiais foi empregado em um estudo de caso no sítio controlado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo - IAG-USP, localizado no campus Butantã, São Paulo, em terrenos da bacia sedimentar de São Paulo. O estudo visou à investigação geológica rasa, ou seja, ao mapeamento dos estratos sedimentares presentes e do contato sedimentos-embasamento. Além disso, procurou-se, através de testes de diversos parâmetros de aquisição, chegar-se a uma rotina para a aquisição e tratamento dos dados provenientes de fontes ativas (marreta e queda de peso) e passivas (tráfego de veículos) que possa ser indicada para ensaios em outras áreas da cidade de São Paulo que apresentem condições semelhantes às da área estudada. Na aquisição com fontes ativas foram registrados dados com diversos *offsets* mínimos e na passiva foi aplicada a técnica *Passive Roadside* com o arranjo de geofones disposto próximo e paralelamente à via de tráfego. Foram realizadas as etapas de pré-processamento dos dados, geração das imagens de dispersão, extração das curvas de dispersão e inversão dos dados. A combinação de imagens geradas a partir de dados adquiridos com diferentes fontes resultou numa imagem com melhor razão sinal-ruído, e conseqüentemente na produção de melhores curvas que foram invertidas para a geração dos perfis 1D das velocidades da onda S. De modo geral, os perfis de velocidades resultantes dos dados obtidos com o emprego de uma marreta para geração da onda mapearam as interfaces geológicas mais superficiais. Já os perfis resultantes dos dados adquiridos com o uso de uma fonte tipo “queda de peso” alcançaram profundidades maiores, por vezes amostrando o embasamento. No caso das fontes passivas, as principais interfaces de contato foram imageadas, conseguindo-se com sucesso o mapeamento do embasamento, que na área está a mais de 50 metros de profundidade. Correlações com o perfil litológico e de dados de ensaios SPT de um furo de sondagem localizado no centro do arranjo revelaram que as diferenças na determinação da profundidade das interfaces foram menores do que 10%. Desta forma, o método mostrou ser uma ferramenta prática e eficiente nas aplicações geotécnicas, principalmente

em áreas urbanas onde o ruído é elevado, o que muitas vezes inviabiliza o uso da investigação sísmica convencional (refração ou reflexão).

## Abstract

The multichannel analysis of surface waves (MASW) method was employed in a case study on the controlled site in the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences (IAG), University of São Paulo (USP), located on the campus Butantã, São Paulo, in the grounds of the sedimentary basin São Paulo. The study aimed to shallow geological investigation, in other words, mapping of sedimentary strata present and the sediment-basement contact. In addition, It is sought to, by testing with different acquisition parameters, to get a routine for the acquisition and processing of data from active sources (sledgehammer and drop weight) and passive (vehicle traffic) that can be suitable for testing in other areas of the city of São Paulo who have similar conditions of the study area. In the acquisition with active sources were registered data with many different offsets and passive acquisition has been applied to the Passive Roadside MASW technique with the conventional linear receiver array disposed near and parallel to the traffic lane. Were performed, pre-processing of the data, generation of images of dispersion, extraction of dispersion curves and inversion. The combination of images generated based on data acquired from various sources resulted in image with improved signal to noise ratio and consequently in the production of finest curves that have been inverted to generate the 1D shear-wave velocities profiles. In general, the velocity profiles obtained from the data were acquired with the use of a sledgehammer to the wave generation mapped shallowest geological interfaces, but the resulting profiles of the acquired data using a font type "drop weight" reached greater depths, sometimes sampling the basement. In the case of passive sources, the main contact interfaces were imaged, achieving successful mapping of the basement, which in this area is over 50 meters deep. Correlations with the lithological profile and SPT data from a borehole located in the center of the array revealed that the differences in the depth determination of the interfaces was less than 10%. Thus, the method showed to be an efficient and practical tool in geotechnical applications, especially in urban areas where the noise is high, which often prevents the use of conventional seismic survey (reflection or refraction).

## 1. Introdução

Na investigação rasa de subsuperfície (<100m) é de grande interesse o conhecimento das propriedades elásticas das camadas mais superficiais. Estas propriedades são importantes para as áreas de aplicação das engenharias civil, geotécnica, ambiental e de fundações. Uma dessas propriedades, o módulo de rigidez dinâmico, pode ser obtida a partir da velocidade da onda S ou onda cisalhante ( $V_s$ ). Dentre os métodos sísmicos empregados para a obtenção deste parâmetro destaca-se aquele que analisa o espectro das ondas superficiais, por ser não invasivo e utilizar procedimentos de campo usualmente empregados na sísmica de refração e reflexão. O perfil das velocidades da onda S em subsuperfície é obtido por processos de inversão a partir do conhecimento das velocidades de fase das ondas superficiais.

Quando ondas sísmicas são geradas surgem duas classes de ondas, as de corpo (P e S) e as superficiais. Há dois tipos de ondas superficiais, as ondas Rayleigh e as ondas Love. A onda Rayleigh é a mais utilizada nos ensaios com ondas superficiais devido à praticidade e menor custo na aquisição de dados. Devido a sua natureza de propagação (movimento elíptico retrógrado das partículas do meio, já que resulta da interferência entre as ondas P e  $S_v$ ) a componente vertical do seu movimento sensibiliza facilmente os geofones verticais usualmente empregados na sísmica exploratória, cujo valor de mercado é bem inferior ao dos sensores horizontais que se exigem para o registro das ondas Love ou SH. As ondas Rayleigh representam aproximadamente dois terços de toda a energia emitida por uma fonte sísmica superficial, ou seja, sua geração e registro são bem mais fáceis comparativamente a das outras classes de ondas sísmicas (Park et al., 1996). Essas ondas são tradicionalmente interpretadas como "ruído coerente" (*ground roll*) na aquisição multicanal de sísmica de reflexão (Steeple e Miller, 1990) e são caracterizadas como ondas de baixa velocidade e frequência (Sheriff, 1991). Dorman e Ewing, (1962) foram os primeiros a descreverem o uso

## 1.INTRODUÇÃO

dessas ondas de superfície na estimativa da velocidade da onda de cisalhamento,  $V_s$ .

Os avanços no uso de ondas de superfície para investigação rasa ocorreram principalmente em consequência da união das técnicas de análise espectral (SASW), desenvolvida para aplicações na engenharia civil (Nazarian et al., 1983) com a aquisição multicanal originalmente desenvolvida para a sísmica exploratória. Combinando estas duas técnicas Park et al. (1999a) desenvolveram um método de investigação geofísica baseado na análise multicanal de ondas superficiais denominado MASW (*Multi-channel Analyses of Surface Waves*). Na aquisição de dados podem ser utilizadas fontes ativa (como queda de peso ou impacto de marreta) e passiva.

A aplicação do MASW permite mapear as variações horizontais e verticais do campo de velocidades da onda S e, eventualmente, se chegar aos módulos de cisalhamento, se bem conhecidas as densidades dos materiais investigados (Park et al, 1996; Xia et al, 1997; Xia et al, 1998; Park et al, 1999a).

O método tem se mostrado eficiente no mapeamento litológico abaixo de pavimentos de concreto (Ryden et al., 2003; 2004; Park et al., 2001), na caracterização de solos inconsolidados (Ivanov et al., 2000; Park & Miller, 2005a; 2005b; Xia et al.,1998; 1999; 2000), na determinação do topo rochoso e identificação de fraturas (Miller et al.,1999b; 1999c; Miller et al., 2000), e também na investigação subaquática (Ivanov et al., 2000; Park et al., 2000; 2005).

A técnica apresenta grandes vantagens em relação aos métodos tradicionais como, por exemplo, a possibilidade de ser aplicada mesmo em locais onde a velocidade sísmica da camada subjacente é menor do que a velocidade da camada superior, o que é um fator limitante para a sísmica de refração. Outra vantagem é a possibilidade de se utilizar fontes passivas, ou seja, usar o “ruído” ambiental como fonte, o que permite realizar ensaios em áreas urbanas onde o ruído é elevado e inviabiliza a aplicação de outras técnicas sísmicas.

Park e Miller (2006) desenvolveram uma técnica mais funcional para registrar ondas superficiais provenientes de fontes passivas em áreas urbanas ou ao longo de estradas. Esta técnica foi denominada *Passive Road Side* e

## 1. INTRODUÇÃO

consiste em um arranjo de geofones dispostos paralelamente a uma rua movimentada ou a uma estrada de modo a utilizar as ondas de mais baixas frequências emitidas pela passagem de carros e caminhões.

As fontes ativas, comparativamente às fontes passivas, geram energia de mais alta frequência, possibilitando, portanto, menor profundidade de penetração, pois são atenuadas rapidamente na medida em que se afastam da fonte (Xia et al., 2001). Quando se utiliza uma fonte passiva são registradas frequências mais baixas permitindo uma investigação mais profunda (Park et al., 2005).

Embora o método esteja bem consolidado em países como Estados Unidos e Itália, o estudo e aplicação da análise multicanal de ondas superficiais no Brasil ainda é recente, mesmo no âmbito acadêmico, existindo apenas uma dissertação de mestrado (Lima Júnior, 2007) e alguns trabalhos de graduação (Dante, 2009, Cafaro, 2011, Sartini, 2011) sobre o tema.

Neste trabalho discutem-se os resultados da investigação com o método MASW numa área da cidade de São Paulo empregando fontes ativa e passiva. Discutem-se aspectos metodológicos, potencialidades e limitações do método nas condições de ensaio em área urbana. Trata-se de um trabalho pioneiro no país no que tange a utilização de ondas superficiais registradas a partir de fontes passivas.

## 2. Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa foi o de aplicar a análise multicanal de ondas superficiais em um estudo de caso, visando à investigação geológica rasa e avaliar suas limitações e potencialidades. Buscou-se, ao final, estabelecer uma rotina de parâmetros e procedimentos para aquisição e processamento dos dados.

Para alcançar esse objetivo foi escolhida uma área de geologia bem conhecida (sítio controlado, IAG-USP) e localizada em ambiente urbano, além de terem sido testadas diferentes fontes ativas, marreta e queda de peso, e também o tráfego de veículos como fonte passiva.

### **3. Informações geológicas da área de estudo**

O *campus* da Capital da Universidade de São Paulo (USP) vem sendo utilizado como laboratório de pesquisas geofísicas pelo Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) desde 1993 (Mendonça et al., 1999). Essas pesquisas têm gerado muitos subsídios para o estudo e caracterização do subsolo desta área.

A área utilizada para os testes de campo, situada na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, é constituída predominantemente por materiais areno-argilosos de idade terciária (Formações Resende e São Paulo), sobrepostos ao embasamento granito-gnáissico de idade pré-cambriana, com diferentes graus de intemperização (Porsani et al. 2004).

#### **3.1 Aspectos Geológicos Regionais**

Este item sintetiza alguns aspectos acerca do contexto geológico regional da área escolhida para os ensaios envolvendo a análise multicanal de ondas superficiais com fontes ativas e passivas.

##### **3.1.1 Contexto Geológico Regional**

A bacia de São Paulo é uma das unidades integrantes do denominado Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), descrito por Riccomini (1989). Esta feição tectônica (Rift), de idade cenozóica e que engloba várias bacias, dispõe-se como uma estreita faixa, alongada e deprimida segundo ENE, desenvolvida entre as cidades de Curitiba (PR) e Barra de São João (RJ), numa extensão de cerca de 900km, seguindo aproximadamente a linha da costa atual, da qual dista cerca de 70km.

A bacia de São Paulo está localizada no denominado Planalto Paulistano, possui cerca de 1000km<sup>2</sup> de área, sendo drenada principalmente pelo rio Tiête e secundariamente pelos rios Pinheiros, Tamanduateí e seus tributários. A borda norte é retilínea, controlada pela Zona de Cisalhamento Taxaquara-Jaguari, enquanto que, ao sul, os contatos com o embasamento

### 3. INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO

crystalino são irregulares. Seu eixo maior tem cerca de 75km de extensão, entre Arujá e Embu-Guaçu, enquanto que seu eixo menor tem aproximadamente 25km, entre Santana e Santo André (Riccomini e Coimbra, 1992).

A bacia é um hemi-graben, com espessura máxima contínua de sedimentos de 256m, observada em sondagem realizada no bairro da Moóca (Takiya, 1991).

## 3.2 Estratigrafia

O quadro litoestratigráfico para os depósitos sedimentares terciários da bacia de São Paulo compreende uma sequência basal, constituída pelas formações Resende, Tremembé e São Paulo, pertencentes ao grupo Taubaté, recoberta pela formação Itaquaquetuba, de maneira discordante. A seguir será feita uma breve descrição da coluna estratigráfica baseada em Riccomini e Coimbra (1992) e em informações apresentadas em IPT (2002).

### 3.2.1 Grupo Taubaté

#### 3.2.1.1 Formação Resende

Apresenta ampla distribuição, compreendendo mais de 80% do preenchimento sedimentar da bacia. Encerra depósitos fanalíticos (leques aluviais) que gradam para depósitos relacionados à planície aluvial de rios entrelaçados. Os depósitos de leques aluviais incluem diamictitos e conglomerados, com seixos, matacões e blocos subarredondados e angulosos dispersos em matriz lamítica a arenosa e coloração, geralmente esverdeada. Nas porções mais interiores da bacia é comum a presença de lamitos predominantemente arenosos, exibindo estratificações cruzadas, acanaladas de médio porte e níveis conglomeráticos. A espessura máxima desta formação pode ser estimada em 256m. Dados palinológicos, obtidos em sedimentos da formação Resende indicam idade oligocênica.

#### 3.2.1.2 Formação Tremembé

É constituída por camadas tabulares de argilas verdes maciças, intercaladas com argilas cinza-escuro a preta, rica em matéria orgânica, ambas de espessura decimétrica. Sua espessura supera os 60m, com base em

### 3.INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO

sondagens realizadas na estação Barra Funda do Metrô. Postula-se para estes sedimentos lacustres condições de semi-aridez, de idade oligocênica.

#### 3.2.1.3 Formação São Paulo

Apresenta a principal área de exposição ao longo do espigão central da cidade. Esta unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial meandrante e possui duas litofácies principais. A primeira, com espessura métrica composta por arenitos grosseiros, estratificados e conglomeráticos, além de siltitos e argilitos com estrutura predominantemente lenticular, relacionadas à canais meandrantantes. A segunda constituída de arenitos de granulação média a grossa, que gradam para sedimentos mais finos até siltitos e argilitos, relacionados à planície de inundação. A espessura máxima desta formação é de cerca de 70m.

#### 3.2.1.4 Formação Itaquaquecetuba

É formada por sedimentos de um sistema fluvial entrelaçado. Apresenta cinco litofácies principais descritas. É composta por arenitos com estratificação cruzada, conglomerados, arenitos e lamitos maciços e blocos subangulosos de rochas do embasamento. A espessura máxima desta formação é de cerca de 50m.

## 3.3 Investigações na área de estudos

### 3.3.1 Sondagens

Na área foram realizadas três sondagens mistas de 4" (a percussão e rotativa) com amostragem. Nesses furos de sondagens foram realizadas perfilagens gama e resistividade elétrica. A correlação entre as colunas litoestratigraficas é mostrada na figura 3.1.

Porsani et al. (2004) dividem os materiais de subsuperfície em três unidades geológico-geotécnicas: o aterro na porção mais rasa, um pacote de sedimentos, na região intermediária e o embasamento cristalino. A área de aterro é composta por argila cuja composição varia de arenosa a siltosa, intercalada de níveis arenosos e siltosos e a espessura deste pacote varia entre 4,5 e 6m. A porção superior do pacote intermediário é constituída por uma argila siltosa intercalada de níveis arenosos, com espessura entre 11 e

### 3.INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS DA ÁREA DE ESTUDO

14,5m. Na porção inferior há um pacote com espessura variando entre 29 e 31,5m, composto por um horizonte arenoso sobreposto por um argiloso.

O embasamento cristalino de idade pré-cambriana é composto por migmatitos e foram descritos em campo como granito-gnaisse com diversos graus de intemperismo. No poço P3 o embasamento encontra-se a 46m de profundidade.

#### 3.3.2 Investigações Geofísicas no Sítio Controlado

Diversas campanhas geofísicas foram realizadas na região do sítio controlado. Mendonça et al. (1999) apresentaram os resultados de levantamentos elétricos, eletromagnéticos, magnetométricos e sísmicos na região. Le Diagon (2000) realizou levantamentos sísmicos de refração e reflexão produzindo um modelo de camadas e velocidades de onda P. Diversos ensaios de GPR foram realizados produzindo uma grande variedade de trabalhos (Borges e Porsani, 2001; 2003, Porsani et al., 2004; 2005). Além disso, foram realizadas perfilagens gama e resistividade nos três poços em questão IPT (2002).

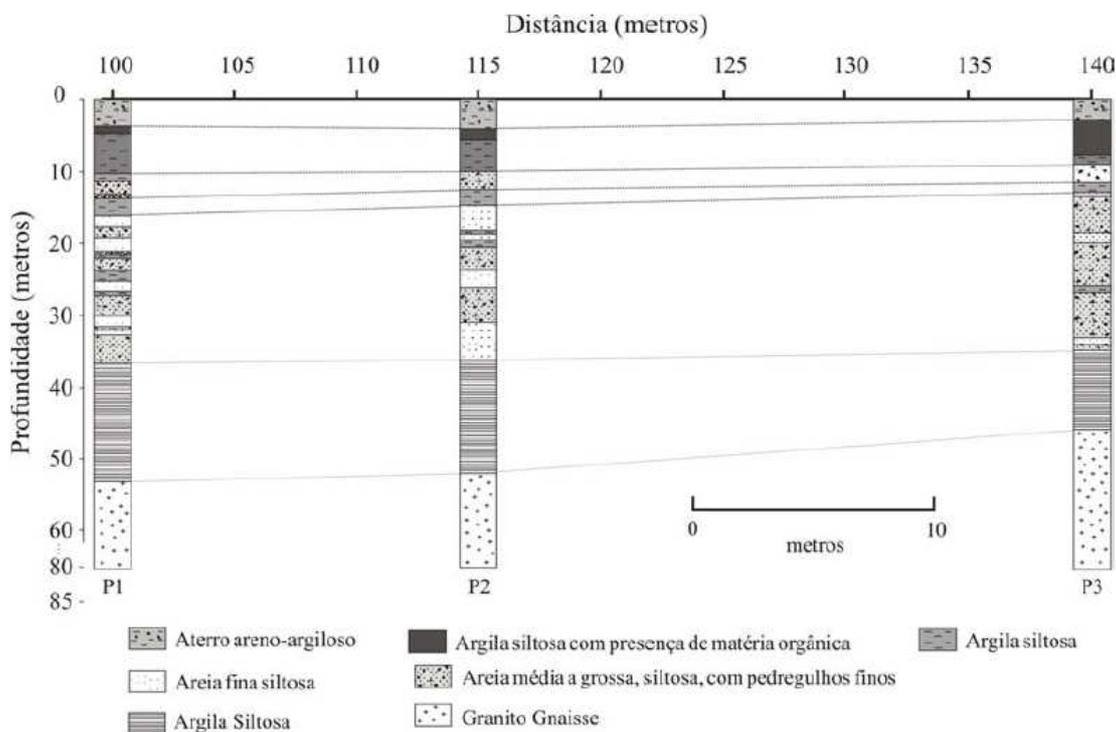


Figura 3.1 - Correlação entre os perfis litoestratigráficos dos três poços existentes no sítio controlado. (Porsani et al. 2004).

## **4. Fundamentos do método**

A utilização de uma fonte sísmica sobre a superfície produz uma deformação no meio que é transmitida na forma de ondas elásticas. O estudo da propagação destas ondas compõe a base de diversos métodos sísmicos, como os métodos sísmicos de refração, reflexão e das ondas superficiais. Este trabalho fundamenta-se na aplicação do método da análise multicanal das ondas superficiais.

### **4.1 Ondas Sísmicas**

Ondas sísmicas são classificadas em dois grupos de acordo com suas características de propagação. O primeiro grupo abrange as ondas de corpo (P e S) e o segundo as ondas superficiais (Love e Rayleigh). A onda P é também denominada primária, pois, além de se propagar em todos os meios, é a onda mais rápida e por isso a primeira a ser registrada nos sismogramas. Este tipo de onda se propaga de maneira longitudinal, ou seja, movimenta partículas no sentido de sua propagação e a natureza de seu movimento é compressional. Já a onda S é transversal ou cisalhante e não consegue se propagar em meio líquido. Ela apresenta movimento de partículas perpendicular à direção de propagação da onda.

No grupo das ondas superficiais, a Love apresenta comportamento transversal, ou seja, suas vibrações ocorrem no plano horizontal e perpendicular à direção de propagação e a onda Rayleigh (Figura 4.1) possui movimento das partículas em um plano vertical à direção de propagação da onda, apresentando um comportamento elíptico retrógrado (Telford, 1990).

#### **4.1.1 Onda Rayleigh**

A onda Rayleigh foi primeiramente descrita por Lord Rayleigh, em 1885, ao considerar a propagação de ondas num semi-espaco homogêneo limitado por uma superfície plana. Na superfície livre o deslocamento das partículas do

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

solo pode ser arbitrário, mas as tensões têm de se anular (Miranda et al., 2000). O movimento das partículas na propagação da onda Rayleigh é polarizado no plano vertical e pode ser visualizado como uma combinação das vibrações das ondas P e SV. Além disso, se caracteriza por possuir baixa velocidade, baixa frequência e grande amplitude. O fato da onda Rayleigh representar quase dois terços da energia total gerada por uma fonte na superfície (Richard et al., 1970) faz com que seja o tipo de onda mais versátil para análise pelos métodos que se utilizam das ondas superficiais, uma vez que é extremamente fácil de ser registrada. Considerando, neste caso, o registro da onda Rayleigh como sinal, podemos dizer que o sismograma usualmente apresenta boa razão sinal-ruído.

Para um semi-espaco sólido e homogêneo, a onda Rayleigh não é dispersiva e se propaga a uma velocidade aproximada de 0,919 da velocidade da onda S ( $V_s$ ), considerando para o meio um valor do coeficiente de Poisson de 0,25. A razão  $s=V_s/V_r$ , onde  $V_r$  representa a velocidade de propagação da onda Rayleigh, é dependente da razão  $n=V_p/V_s$ , onde  $V_p$  representa a velocidade de propagação da onda P.

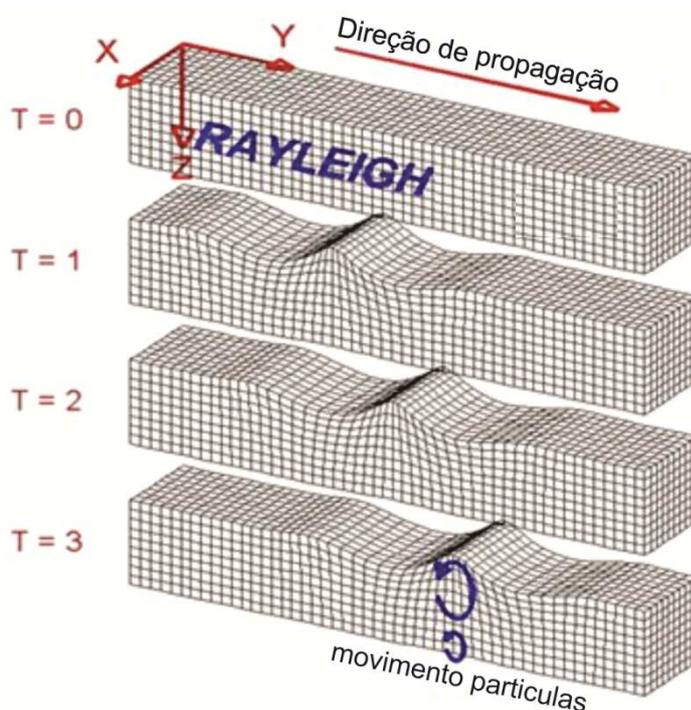


Figura 4.1: Modelo esquemático de propagação da onda Rayleigh (<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>, acessado em 12/04/2012).

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

No entanto, para uma camada sobre um semi-espaço homogêneo, a onda Rayleigh se tornará dispersiva quando o comprimento de onda for de 1 a 30 vezes a espessura da referida camada. Assim, comprimentos de onda maiores penetram até profundidades maiores, e são mais sensíveis às propriedades elásticas das camadas mais profundas, da mesma forma que os menores comprimentos de onda são sensíveis às propriedades físicas das camadas superficiais (Figura 4.2). Desta forma, a onda Rayleigh possui uma única velocidade de fase para cada comprimento de onda. Além disso, a amplitude da onda Rayleigh decresce exponencialmente conforme a profundidade aumenta, como mostra a figura 4.3. Esse seu caráter dispersivo permite exprimir um diagrama da velocidade de fase pela frequência. Processos de inversão permitem a obtenção do perfil das velocidades da onda Rayleigh e conseqüentemente da onda S em subsuperfície a partir da análise da dispersão, ou seja, das diferentes velocidades de fase registradas.

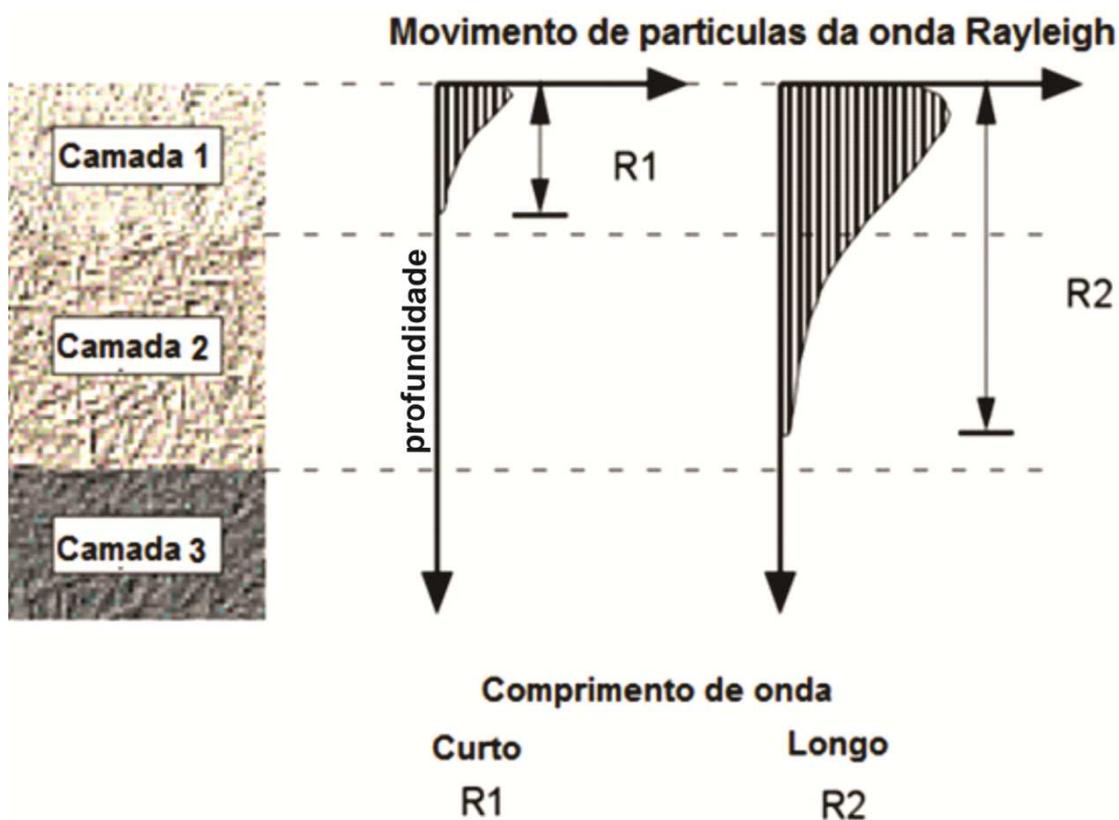


Figura 4.2: Comprimento de onda da onda Rayleigh nas camadas superficiais.

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

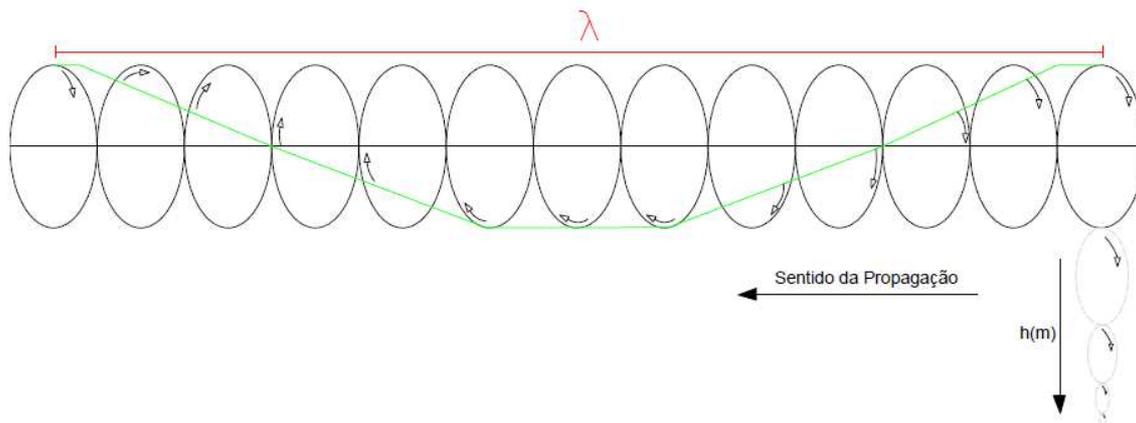


Figura 4.3: Modelo de propagação das ondas Rayleigh por interação de ondas P e SV junto à superfície livre: movimento das partículas elíptico retrógrado com diminuição exponencial da amplitude com a profundidade (adaptado de Miranda et al. 2000).

### 4.2 Propagação das ondas sísmicas

As técnicas exploratórias que se utilizam das ondas de corpo normalmente são baseadas nos fenômenos da refração ou reflexão das ondas nas interfaces entre diferentes camadas geológicas; por outro lado, os métodos que se utilizam das ondas superficiais baseiam-se na sua dispersão em meios heterogêneos.

A deformação de um corpo é uma função das propriedades do material, tais como módulo de cisalhamento ou rigidez ( $\mu$ ), de incompressibilidade ou de volume ( $K$ ), de Young ( $E$ ) e da densidade. Os módulos de elasticidade traduzem as relações entre tensões e deformações dos corpos (Tabela 4.1).

Para as ondas de corpo, a velocidade de propagação em meios elásticos é dada em função das propriedades elásticas e das densidades. Para o caso da onda P:

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.1)$$

onde  $\rho$  é a densidade de massa,  $K$  é o módulo de volume,  $\mu$  é o módulo de cisalhamento e  $\lambda$  é a constante de Lamé.

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

Para a onda S podemos escrever:

$$V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.2)$$

Ondas sísmicas têm suas velocidades influenciadas por estes módulos e governadas pelas equações de movimento.

Tabela 4.1: Definição dos módulos elásticos.

Nome	Simbolo	Definição
Módulo de Young	E	Tensão (Longitudinal) / deformação (Longitudinal)
Módulo de Cisalhamento	$\mu$	Tensão de cisalhamento / deformação de cisalhamento
Razão de Poisson	$\nu$	Deformação (Longitudinal) / deformação (transversal)
Módulo de Volume	K	Pressão hidrostática / deformação volumétrica

Neste capítulo é abordada a propagação de ondas superficiais em um meio homogêneo de uma camada. Além disso, será demonstrada a solução de propagação da onda Rayleigh e P-SV para o caso de um meio composto por duas camadas.

A solução para a equação de ondas superficiais é conhecida na literatura e foi demonstrada por diversos autores, dentre eles Hayashi (2008) que mostrou de maneira simples e resumida o embasamento matemático para os casos da onda Love, Rayleigh, P-SV e SH nos meios uni e bidimensionais. A seguir faz-se uma compilação das passagens mais importantes apresentadas em Hayashi (2008).

### 4.3.1 Propagação da onda SH em um meio de camadas 1D

A equação da onda SH em um meio bidimensional é dada por:

$$\rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = \mu \left( \frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial z^2} \right) \quad (4.3)$$

e pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (4.4)$$

onde,  $u$  é uma componente de deslocamento vertical e  $\beta$  é a velocidade de onda S.

A solução para a equação de onda (4.3) é uma função exponencial de notação complexa do tipo:

$$u = e^{-i\omega (t - px - \eta z)} \quad (4.5)$$

sendo os parâmetros  $p$  e  $\eta$  dados por:

$$p = \frac{\text{Sen } \varphi}{\beta}, \eta = \frac{\text{Cos } \varphi}{\beta} \quad (4.6)$$

onde  $\varphi$  is é o ângulo de propagação da onda.

Substituindo (4.5) em (4.4) temos que:

$$\eta^2 = \frac{1}{\beta^2} - p^2 \quad (4.7)$$

### 4.3.2 Propagação de Ondas Love em um meio de camadas 1D

Em um modelo de duas camadas a solução geral para a equação na camada superior pode ser escrita como:

$$u_1(z) = \cos \omega \eta_1 (z - H) \quad \text{sendo } 0 < z < H \quad (4.8)$$

e

$$\eta_1 = \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2}, \quad p = \frac{1}{c}$$

onde,  $c$  é a velocidade de fase na direção  $x$  e onde  $H$  é a espessura da camada superior.

Na camada inferior a solução geral é dada por:

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

$$u_2(z) = A_2 e^{\omega \hat{\eta}_2 z} + B_2 e^{-\omega \hat{\eta}_2 z} \quad (4.9)$$

Geralmente, a parte imaginária  $\eta_2$  é escolhida como positiva na propagação da onda SH para que a refração e reflexão da onda não sejam divergentes. Assim, usando a condição:

$$\text{Im}(\eta_2) > 0 \text{ para } (\omega > 0) \quad (4.10)$$

o primeiro termo da equação diverge e o segundo tende a zero quando  $z \rightarrow -\infty$ . Portanto, a solução da equação de onda na camada inferior para onda Love pode ser escrita como:

$$u_2(z) = B_2 e^{\omega \hat{\eta}_2 z} = B_2 e^{-\omega \hat{\eta}_2 z} \quad (4.11)$$

$$\hat{\eta}_2 = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta_2^2}} \quad (4.12)$$

sendo  $B_2$  uma constante.

A condição de contorno entre as camadas superior e inferior é:

$$u_1 = u_2, \quad \mu_1 \frac{\partial u_1}{\partial z} = \mu_2 \frac{\partial u_2}{\partial z}, \quad z=0 \quad (4.13)$$

$$\mu_1 = \rho_1 \beta_1^2 \quad \mu_2 = \rho_2 \beta_2^2 \quad (4.14)$$

onde,  $\mu_1$  e  $\mu_2$  são os módulos de cisalhamento de cada camada.

A partir das equações (4.8), (4.13) e (4.14) chegamos em:

$$\cos \omega \eta_1 H = B_2, \quad \omega \mu_1 \eta_1 \text{sen } \omega \eta_1 H = \omega \mu_2 \hat{\eta}_2 B_2 \quad (4.15)$$

Para eliminar  $B_2$ , substituímos a primeira equação na segunda:

$$F_L(c, \omega) = \omega \mu_2 \hat{\eta}_2 \cos \omega \eta_1 H - \omega \mu_1 \eta_1 \text{sen } \omega \eta_1 H = 0 \quad (4.16)$$

ou reescrevendo:

$$\tan \omega \eta_1 H = \frac{\mu_2 \hat{\eta}_2}{\mu_1 \eta_1} \quad (4.17)$$

e tem-se as equações características da onda Love.

#### 4.3.3 Propagação de Ondas P-SV e Rayleigh em um meio de camadas 1D

A partir do sistema clássico de equações de onda:

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

$$\begin{aligned}\rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \mu \left( \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} \right) \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \mu \left( \frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \right)\end{aligned}\quad (4.18)$$

é possível encontrar a solução geral em termos de onda plana.

Assim para a equação de onda P-SV em um meio bidimensional é possível reescrever as equações acima como:

$$\begin{aligned}\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \mu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \mu \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right)\end{aligned}\quad (4.19)$$

onde  $u$  e  $w$  são as componentes de deslocamento  $x$  e  $z$ , respectivamente.

Desta forma, as soluções das equações acima são:

$$\begin{aligned}w &= e^{-i\omega(t-px-\gamma z)} \\ u &= \varepsilon e^{-i\omega(t-px-\gamma z)}\end{aligned}\quad (4.20)$$

Substituindo as soluções acima nas equações de onda, temos:

$$\begin{aligned}\rho \varepsilon &= [(\lambda + 2\mu)p^2 + \mu\gamma^2]\varepsilon + (\lambda + \mu)p\gamma \\ \rho &= (\lambda + \mu)p\gamma\varepsilon + \mu p^2 + (\lambda + 2\mu)\gamma^2\end{aligned}\quad (4.21)$$

Portanto a seguinte relação deve ser imposta como condição de existência:

$$\varepsilon = \frac{(\lambda + \mu)p\gamma}{p - (\lambda + 2\mu)p^2 - \mu\gamma^2} = \frac{p - \mu p^2 - (\lambda + 2\mu)\gamma^2}{(\lambda + \mu)p\gamma}\quad (4.22)$$

ou reescrevendo:

$$[(\lambda + 2\mu)(\gamma^2 + p^2) - \rho] [\mu(\gamma^2 + p^2) - \rho] = 0\quad (4.23)$$

De modo que:

$$\gamma^2 = \frac{1}{\alpha^2} - p^2, \quad \gamma^2 = \frac{1}{\beta^2} - p^2\quad (4.24)$$

onde a primeira raiz representa a onda P e a segunda a SV.

Assim a solução para o primeiro termo será:

$$\gamma = \pm \sqrt{\frac{1}{\alpha^2} - p^2} = \pm \xi \quad \text{com} \quad \varepsilon = \pm \frac{p}{\xi}\quad (4.25)$$

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

que representa a propagação da onda com a velocidade de onda P

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.26)$$

O deslocamento pode ser calculado utilizando a equação (4.20)

$$u = \pm \frac{p}{\xi} e^{-i\omega(t-px \pm \xi z)}$$

$$w = e^{-i\omega(t-px \pm \xi z)} \quad (4.27)$$

A solução geral para estas equações pode ser dada como:

$$u = p(Ae^{i\omega\xi z} - Be^{-i\omega\xi z})e^{-i\omega(t-px)}$$

$$w = \xi(Ae^{i\omega\xi z} + Be^{-i\omega\xi z})e^{-i\omega(t-px)} \quad (4.28)$$

O segundo termo da equação (4.24) e que representa a onda SV tem como solução:

$$\gamma = \pm \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2} = \pm \eta \quad \text{com} \quad \varepsilon = \pm \frac{\eta}{p} \quad (4.29)$$

e representa a propagação da onda com a velocidade de onda S:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.30)$$

A solução geral para estas equações são escritas utilizando as constantes C e D:

$$u = \eta(-Ce^{i\omega\eta z} + De^{-i\omega\eta z})e^{-i\omega(t-px)}$$

$$w = p(Ce^{i\omega\eta z} + De^{-i\omega\eta z})e^{-i\omega(t-px)} \quad (4.31)$$

A propagação das ondas P-SV pode ser expressa como a soma das equações (4.28) e (4.31):

$$u(z) = p(Ae^{i\omega\xi z} - Be^{-i\omega\xi z}) - \eta(Ce^{i\omega\eta z} - De^{-i\omega\eta z})$$

$$w(z) = \xi(Ae^{i\omega\xi z} + Be^{-i\omega\xi z}) + p(Ce^{i\omega\eta z} + De^{-i\omega\eta z}) \quad (4.32)$$

A partir da matriz de tensão obtêm-se as relações entre a velocidade e a tensão:

$$\sigma_{xx} = \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{xx} = \lambda\left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z}\right) + 2\mu\frac{\partial u_x}{\partial x} = (\lambda + 2\mu)\frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda\frac{\partial u_z}{\partial z}$$

$$\sigma_{zz} = \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{zz} = \lambda\left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z}\right) + 2\mu\frac{\partial u_z}{\partial z} = (\lambda + 2\mu)\frac{\partial u_z}{\partial z} + \lambda\frac{\partial u_x}{\partial x} \quad (4.33)$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu\varepsilon_{xz} = \mu\left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x}\right)$$

Substituindo a equação (4.32) na equação (4.33) temos:

$$\begin{aligned} \sigma_{xz}(z) &= 2i\omega\mu p\xi(Ae^{i\omega\xi z} - Be^{-i\omega\xi z}) - i\omega\mu(\eta^2 - p^2)(Ce^{i\omega\xi z} - De^{-i\omega\xi z}) \\ \sigma_{zz}(z) &= i\omega\mu(\eta^2 - p^2)(Ae^{i\omega\xi z} - Be^{-i\omega\xi z}) + 2i\omega\mu p\eta(Ce^{i\omega\eta z} - De^{-i\omega\eta z}) \end{aligned} \quad (4.34)$$

#### 4.3.4 Propagação de Ondas Rayleigh para um meio de camadas 1D com semi-espaço homogêneo

De acordo com a premissa de que a amplitude das ondas Rayleigh decrescem exponencialmente com a profundidade em um espaço homogêneo  $z < 0$  e partindo da equação (4.3) podemos definir:

$$\xi = i\hat{\xi}, \quad \hat{\xi} = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\alpha^2}} > 0 \quad \eta = i\hat{\eta}, \quad \hat{\eta} = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta^2}} > 0 \quad (4.35)$$

Assim, a solução geral para as componentes de deslocamento  $x$  e  $z$  serão:

$$\begin{aligned} u(z) &= ipBe^{\omega\xi z} + i\hat{\eta}De^{\omega\hat{\eta}z} \\ w(z) &= \hat{\xi}Be^{\omega\xi z} + pDe^{\omega\hat{\eta}z} \end{aligned} \quad (4.36)$$

Usando a equação (4.32) é possível calcular a tensão:

$$\begin{aligned} \sigma_{xz}(z) &= 2i\omega p\beta^2 p\hat{\xi}Be^{\omega\xi z} - i\omega p(1 - \gamma)De^{\omega\hat{\eta}z} \\ \sigma_{zz}(z) &= -\omega p(1 - \gamma)Be^{\omega\xi z} + 2\omega p\beta^2 p\hat{\eta}De^{\omega\hat{\eta}z} \\ \gamma &= 2\beta^2 p^2 \end{aligned} \quad (4.37)$$

Na superfície ( $z=0$ ), a tensão compartilhada e a tensão normal deverá ser 0. Desta forma, a equação (4.37) resulta em:

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

$$\begin{aligned} 2\beta^2 p \hat{\xi} B - (1 - \gamma) D &= 0 \\ -(1 - \gamma) B + 2\beta^2 p \hat{\eta} D &= 0 \end{aligned} \quad (4.38)$$

Reescrevendo a equação (4.38) na forma matricial, temos:

$$\begin{bmatrix} 2\beta^2 p \hat{\xi} & -(1 - \gamma) \\ -(1 - \gamma) & 2\beta^2 p \hat{\eta} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B \\ D \end{bmatrix} = 0 \quad (4.39)$$

Fazendo o determinante igual a zero ficamos com:

$$F_R(p) = (1 - \gamma)^2 - 2\beta^2 \gamma \hat{\xi} \hat{\eta} = 0 \quad (4.40)$$

que resulta na equação característica da onda Rayleigh em um semi-espaço homogêneo.

#### 4.3.5 Condição de contorno da onda P-SV entre duas camadas

Partindo da lei de Snell temos:

$$p = \frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \varphi_1}{\beta_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \varphi_2}{\beta_2} \quad (4.41)$$

No limite  $z=0$ , os deslocamentos e tensões devem ser contínuos. Tais condições podem ser derivadas do uso das equações (4.31) e (4.32):

$$\begin{aligned} p(A_1 - B_1) + \eta_1(-C_1 + D_1) &= pA_2 - \eta_2 C_2 \\ \xi(A_1 + B_1) + p(-C_1 + D_1) &= \xi_2 A_2 + pC_2 \\ 2\mu_1 p \xi_1 (A_1 + B_1) - \rho_1(1 - \gamma_1)(C_1 + D_1) &= 2\mu_2 p \xi_2 A_2 - \rho_2(1 - \gamma_2) C_2 \\ \rho_1(1 - \gamma_1)(A_1 - B_1) + 2\mu_1 p \eta_1 (C_1 - D_1) &= \rho_2(1 - \gamma_2) A_2 + 2\mu_2 p \eta_2 C_2 \end{aligned} \quad (4.42)$$

onde

$$\xi_i^2 = \frac{1}{\alpha_i^2}, \quad \eta_i^2 = \frac{1}{\beta_i^2} - p^2, \quad \gamma_i = 2\beta_i^2 p^2 \quad i=1,2 \quad (4.43)$$

A seguinte relação pode ser usada para derivar a equação (4.42):

$$\mu_1(\eta_1^2 - p^2) = \rho_1(1 - \gamma_1) \quad (4.44)$$

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

A equação (4.42) pode ser escrita utilizando  $A_1 \pm B_1$  e  $C_1 \pm D_1$ :

$$\begin{aligned}
 \rho_1(A_1 - B_1) &= aA_2 + 2(\mu_2 - \mu_1)p\eta_2C_2 \\
 p_1\eta_1(C_1 - D_1) &= pdA_2 + b\eta_2C_2 \\
 p_1\xi_1(A_1 + B_1) &= \xi_2bA_2 - pdC_2 \\
 p_1(C_1 + D_1) &= -2(\mu_2 - \mu_1)p\xi_2A_2 - aC_2
 \end{aligned} \tag{4.45}$$

onde

$$\begin{aligned}
 a &= \rho_1\gamma_1 + \rho_2(1 - \gamma_2) = \rho_2 - 2(\mu_2 - \mu_1)p^2 \\
 b &= \rho_2\gamma_2 + \rho_1(1 - \gamma_1) = \rho_2 + 2(\mu_2 - \mu_1)p^2 \\
 d &= \rho_2(1 - \gamma_2) - \rho_1(1 - \gamma_1) = \rho_2 - \rho_1 - 2(\mu_2 - \mu_1)p^2
 \end{aligned} \tag{4.46}$$

#### 4.3.6 Propagação de ondas Rayleigh em um meio de duas camadas

No limite superficial ( $z=0$ ) os termos que representam os deslocamentos de tensões devem ser contínuos. Além disso, numa superfície livre ( $z=-H$ ) a tensão também deve ser zero. A partir da equação (4.32) podemos escrever esta condição da seguinte maneira:

$$\begin{aligned}
 2\mu_1p\xi_1(A_1e^{-i\omega\xi_1H} + B_1e^{i\omega\xi_1H}) - \rho_1(1 - \gamma_1)(C_1e^{-i\omega\eta_1H} + D_1e^{i\omega\eta_1H}) &= 0 \\
 \rho_1(1 - \gamma_1)(A_1e^{-i\omega\xi_1H} - B_1e^{i\omega\xi_1H}) - 2\mu_1p\eta_1(C_1e^{-i\omega\eta_1H} - D_1e^{i\omega\eta_1H}) &= 0
 \end{aligned} \tag{4.47}$$

Fazendo uso das funções e identidades trigonométricas, temos de (4.47):

$$\begin{aligned}
 2\mu_1p\xi_1[(A_1 + B_1)\cos\omega\xi_1H - i(A_1 - B_1)\text{sen}\omega\xi_1H] - \rho_1(1 - \gamma_1)[(C_1 + D_1)\cos\omega\eta_1H - i(C_1 - D_1)\text{sen}\omega\eta_1H] &= 0 \\
 \rho_1(1 - \gamma_1)[(A_1 - B_1)\cos\omega\xi_1H - i(A_1 + B_1)\text{sen}\omega\xi_1H] + 2\mu_1p\eta_1[(C_1 - D_1)\cos\omega\eta_1H - i(C_1 + D_1)\text{sen}\omega\eta_1H] &= 0
 \end{aligned} \tag{4.48}$$

A amplitude da onda Rayleigh deve ser zero quando  $z$  tende ao infinito. Desta forma, impondo esta condição temos que:

#### 4.FUNDAMENTOS DO MÉTODO

$$\xi_2 = i\hat{\xi}_2, \quad \hat{\xi}_2 = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\alpha_2^2}} > 0, \quad \eta_2 = i\hat{\eta}_2, \quad \hat{\eta}_2 = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta_2^2}} > 0 \quad (4.49)$$

Substituindo a equação (4.45) em (4.48) e utilizando a equação (4.49) temos:

$$\begin{aligned} (X_1 + Y_1)pA_2 + (X_2 + Y_2)iC_2 &= 0 \\ (X_3 + Y_3)pA_2 + (X_4 + Y_4)iC_2 &= 0 \end{aligned} \quad (4.50)$$

onde:

$$\begin{aligned} X_1 &= 2\beta_1^2(b\hat{\xi}_2 C_\alpha - a\hat{\xi}_1^2 S_\alpha) & Y_1 &= (1 - \gamma_1)p^2[dS_\beta - 2(\mu_2 - \mu_1)\hat{\xi}_2 C_\beta] \\ X_2 &= \gamma_1[dC_\alpha - 2(\mu_2 - \mu_1)\hat{\xi}_1^2 \hat{\eta}_2 S_\alpha] & Y_2 &= (1 - \gamma_1)(aC_\beta - b\eta_2 S_\beta) \\ X_3 &= (1 - \gamma_1)(aC_\alpha - b\hat{\xi}_2 S_\alpha) & Y_3 &= \gamma_1[dC_\beta - 2(\mu_2 - \mu_1)\hat{\xi}_2 \eta_1^2 S_\beta] \\ X_4 &= (1 - \gamma_1)p^2[dS_\alpha - 2(\mu_2 - \mu_1)\hat{\eta}_2 C_\alpha] & Y_4 &= \gamma_1(d\hat{\eta}_2 C_\beta - a\eta_1^2 S_\beta) \end{aligned} \quad (4.51)$$

e

$$\begin{aligned} C_\alpha &= \cos \omega \hat{\xi}_1 H, S_\alpha = \frac{\text{sen} \omega \hat{\xi}_1 H}{\hat{\xi}_1}, C_\beta = \cos \omega \eta_1 H, S_\beta = \frac{\text{sen} \omega \eta_1 H}{\eta_1} \\ a &= \rho_1 \gamma_1 + \rho_2 (1 - \gamma_2) = \rho_2 - 2(\mu_2 - \mu_1) p^2 \\ b &= \rho_2 \gamma_1 + \rho_1 (1 - \gamma_1) = \rho_1 - 2(\mu_2 - \mu_1) p^2 \\ d &= \rho_2 (1 - \gamma_2) - \rho_1 (1 - \gamma_1) = \rho_2 - \rho_1 - 2(\mu_2 - \mu_1) p^2 \end{aligned} \quad (4.52)$$

De forma que a equação característica da onda Rayleigh na propagação em um modelo de duas camadas pode ser escrita como:

$$F_R(p, \omega) = (X_1 + Y_1)(X_4 + Y_4) - (X_2 + Y_2)(X_3 + Y_3) = 0 \quad (4.53)$$

## 5. Métodos

As ondas superficiais têm sido usadas e estudadas desde a década de 1950 por sismólogos (Ewing et al, 1957; Dorman et al, 1960; Dorman and Ewing, 1962). Van der Pol (1951) e Jones (1955) foram pioneiros no estudo do modo fundamental da onda Rayleigh e desenvolveram um método chamado de SSRM - *Steady State of Rayleigh Method*. Baseado neste método foi desenvolvido na década de 80 o SASW - *Spectral Analysis of Surface Waves* (Heisey et al., 1982; Nazarian and Stokoe 1986; Stokoe and Nazarian, 1985; Stokoe et al., 1988). A partir daí as ondas superficiais passaram a ser mais amplamente aplicadas na caracterização dos estratos mais superficiais.

### 5.1 O método SASW

O SASW foi um método desenvolvido para estimar o perfil de velocidades da onda cisalhante. O método baseia-se na análise do espectro de fase das ondas superficiais geradas por uma fonte impulsiva. O SASW foi inicialmente apresentado por Heisey et al. (1982) e posteriormente aprimorado em diversos outros trabalhos (Nazarian and Stokoe, 1986; Stokoe and Nazarian, 1985; Stokoe et al, 1988, 1994).

No princípio, utilizava-se uma fonte vibratória com frequência conhecida para ser registrada por dois sensores alinhados. Estes receptores migravam de posição até que o sinal obtido estivesse em fase. Desta forma todo o processo era repetido para diferentes frequências. Dois tipos de arranjos de campo eram utilizados; o do ponto médio e o da fonte comum (Figura 3).

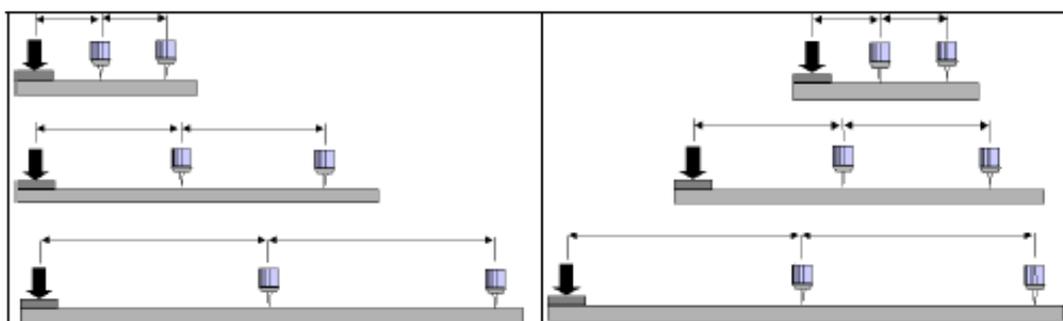


Figura 5.1: Geometria do arranjo da fonte comum (esquerda) e do ponto médio comum (direita). Modificado de Strobbia (2003).

A transformação dos registros adquiridos para o domínio da frequência pela aplicação de uma transformada de Fourier e o posterior cálculo dos espectros de potência permitia construir um diagrama de dispersão da velocidade de fase pela frequência ou pelo número de onda. A inversão da curva de dispersão era usada para estimar o perfil da velocidade da onda cisalhante.

### **5.2 O método MASW**

O primeiro trabalho sobre o método de ondas superficiais com o emprego de vários geofones (multicanal) foi publicado na Holanda por Gabriels et al.(1987). O uso de diversos canais agregou ao método uma aquisição de dados mais rápida, além do aumento na qualidade dos registros em comparação com o método SASW.

No final da década de 90 uma evolução no método de ondas superficiais ocorreu com o trabalho de Park et al. (1999), que o denominou de MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*).

Uma inovação importante do MASW foi a utilização de dois tipos de fonte: ativas e passivas. No primeiro caso a fonte pode ser uma marreta, explosivo ou queda de peso. Já no segundo, a principal fonte utilizada é o ruído ambiental como o tráfego de veículos ou atividades meteorológicas como tempestades com alto índice de trovoadas. Este tipo de fonte viabiliza a aplicação do método em ambientes urbanos onde o ruído é elevado.

Em geral, a investigação geofísica usando a análise multicanal de ondas superficiais segue em três etapas principais: a aquisição, o processamento e a inversão. São descritas a seguir as principais configurações empregadas na aquisição, o processo de produção da curva de dispersão e da inversão das curvas de dispersão, que resulta no perfil das velocidades da onda cisalhante.

#### **5.2.1 Aquisição**

Embora as ondas superficiais sejam dominantes em um registro sísmico, é imperativa a observância de certos parâmetros de aquisição para a obtenção de um registro claro, com boa razão sinal-ruído.

## 5.MÉTODOS

### 5.2.1.1 Efeitos de campo próximo e campo remoto

Embora o *ground roll* seja dominante em um dado sísmico, seu registro ideal requer algumas configurações de campo e de parâmetros de aquisição que favoreçam o registro de ondas planas e do modo fundamental das ondas Rayleigh, e minimizem o registro de outros tipos de ondas acústicas (Park et al. 1999). Quando ondas Rayleigh que se propagam horizontalmente a uma distância muito curta (*offset*  $X_1$ ) entre a fonte e o receptor são tratadas como ondas planas pode ocorrer um efeito denominado de campo próximo. Para evitar que este efeito ocorra as ondas Rayleigh devem ser tratadas como ondas planas somente após se propagarem uma distância mínima,  $x_1$ , a partir da fonte (Richart et al., 1970), ou seja, o parâmetro *offset* mínimo ( $x_1$ ) determina o maior ou menor efeito de campo próximo. Na maior parte dos casos, só ocorre propagação da onda plana quando esta distância  $x_1$  for maior do que metade do comprimento máximo de onda ( $\lambda_{max}$ ) (Stokoe et al., 1994)

$$x_1 \geq 0.5\lambda_{max} \quad (5.1)$$

Existe outro efeito indesejado que pode se manifestar quando se tem *offsets* muito longos, fazendo assim com que as componentes de alta frequência (curtos comprimentos de onda) das ondas superficiais se atenuem mais rapidamente, deixando então de ser dominantes no espectro de energia. Isso possibilita a contaminação do registro com a energia associada às ondas de corpo. Este efeito é denominado de campo remoto e normalmente ocorre quando a velocidade das ondas superficiais são muito altas e próximas às das ondas diretas.

### 5.2.1.2 Parâmetros de Aquisição

Visando estabelecer parâmetros adequados para cada intervalo e desta forma obter-se as condições ideais para o registro da ondas superficiais, Park

## 5.MÉTODOS

et al. (1999) publicaram uma relação de parâmetros e limites (tabela 5.1) com base em estudos realizados de maneira empírica.

O comprimento do arranjo (D), ou seja, a distância entre o primeiro e o último geofones influencia diretamente na profundidade máxima de investigação ( $Z_{max}$ ):

$$D \approx \lambda_{MAX} \approx Z_{MAX} \quad (5.2)$$

e está diretamente relacionada com o maior comprimento de onda ( $\lambda_{max}$ ). Este comprimento do arranjo é dado por:

$$D = m.Z_{max} \quad (1 \leq m \leq 3) \quad (5.3)$$

Da mesma forma o espaçamento entre os geofones (dx) determina a profundidade mínima de investigação ( $Z_{min}$ ).

$$dx \approx \lambda_{min} \approx Z_{min} \quad (5.4)$$

e está relacionado com o comprimento mínimo de onda ( $\lambda_{min}$ ).

A profundidade mínima é dada por:

$$Z_{min}=k.dx \quad (0.3 \leq k \leq 1.0) \quad (5.5)$$

### 5.2.1.1 Fontes ativa e passiva

O uso de fontes ativas data do início dos estudos com ondas superficiais e por isso sua aplicação e metodologia são mais bem consolidadas. Por outro lado, o emprego de fontes passivas ainda é relativamente novo e a aplicação deste tipo de fonte teve como motivação o emprego em áreas urbanas onde o ruído ambiental é elevado. Os fundamentos para o emprego das fontes passivas partiram de estudos e aplicações sismológicas (Asten, 1976, 2003; Aki, 1957, 1965; Okada et al., 1987). Esses métodos utilizam o ruído proveniente do tráfego de veículos, de atividades oceânicas ou urbanas como fontes de energia. Dentre os métodos de ondas superficiais passivas mais

## 5.MÉTODOS

estudados destacam-se o *Microtremor Survey Method*, ou *MSM* (Aki, 1957), o *Refraction Microtremor*, ou *REMI* (Louie, 2001), o *Passive Remote* (Park et al., 2004) e o *Passive Roadside* (Park and Miller, 2006).

Enquanto as ondas geradas por fontes passivas se caracterizam por apresentarem longo comprimento de onda (30 a 100m) e frequências relativamente baixas (5Hz a 15Hz), as ondas geradas por fontes ativas apresentam menores comprimentos (1 a 30m) e mais altas frequências que variam entre 15 e 50Hz (Figura 5.2). Deste modo, enquanto as fontes ativas permitem mapear as primeiras dezenas de metros abaixo da superfície, as passivas permitem uma investigação mais profunda, que pode variar de 30m até cerca de 100m.

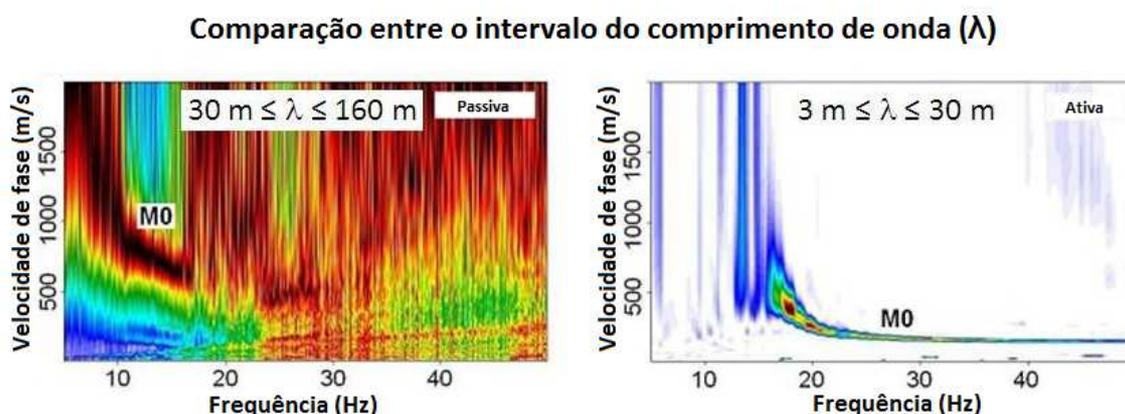


Figura 5.2: Comparação entre a imagem de dispersão obtida a partir do uso de fonte passiva (esquerda) e ativa (direita). Modificado de [www.masw.com](http://www.masw.com).

### 5.2.1.2 Fonte ativa com geometria de aquisição 1D e 2D

As fontes ativas mais comumente empregadas são: marreta, explosivo e queda de peso. As fontes vibratórias também são consideradas muito eficientes, porém seu uso é mais raro, devido ao seu alto custo. Desta forma, a escolha da fonte para cada projeto dependerá de fatores como custo, licença de utilização, transporte e principalmente da profundidade de investigação desejada.

Usualmente emprega-se geofones de componente vertical e frequência de ressonância de 4,5Hz (tanto para as fontes ativas quanto passivas), embora geofones de frequências de ressonância mais altas, como 10Hz por exemplo,

## 5.MÉTODOS

podem também ser empregados com fontes ativas e dependendo da profundidade de investigação desejada.

Com relação à configuração do arranjo, o modelo linear é o único utilizado em uma aquisição 1D ou 2D.

A tabela 5.1 contém os limites e parâmetros sugeridos para a aquisição com fontes ativas. Esta tabela constitui, no âmbito do estudo de ondas superficiais, uma referência na configuração de campo, embora pequenas variações nos valores apresentados possam ocorrer devido às características geológicas de cada local investigado.

Tabela 5.1:Tabela de parâmetros recomendados para aquisição ativa (Park, 2002, <http://masw.com/ACQParaTables.html>, acessado em 14/05/2013).

Valores Recomendados											
Prof. Zmax (m)	Fonte (S) (kg)	Recep. (R) (Hz)	Comprimento do Arranjo (m)				Parâmetros de Registro				
			Comprim. (D)	Offset da fonte (X <sub>1</sub> )	Espaçamento Receptores (dx)		dt (ms)	T (s)	Empilham. vertical		
					24 canais	48 canais			Calmo	Ruid.	Mto Ruid.
< 1	< 0,5	4,5-100	1-3	0,2-0,3	0,05-0,1	0,02-0,05	0,5-1,0	0,5-1,0	1-3	3-5	5-10
1-5	0,5-2,2	4,5-40	1-15	0,2-15	0,05-0,6	0,02-0,3	0,5-1,0	0,5-1,0	1-3	3-5	5-10
5-10	2,2-4,5	<10	5-30	1-30	0,2-1,2	0,1-0,6	0,5-1,0	0,5-1,0	1-3	3-5	5-10
10-20	>4,5	<10	10-60	2-50	0,4-2,5	0,2-1,2	0,5-1,0	1,0-2,0	1-3	3-5	5-10
20-30	>4,5	<4,5	20-90	4-90	0,8-3,8	0,4-1,9	0,5-1,0	1,0-2,0	1-3	3-5	5-10
30-50	>4,5 ou passiva	<4,5	30-150	6-150	1,2-6	0,6-3,0	0,5-1,0	1,0-3,0	1-3	3-5	5-10
> 50	>4,5 ou passiva	<4,5	>50	>10	> 2	>1	0,5-1,0	>1,0	1-3	3-5	5-10

### 5.2.1.3 Fonte passiva com geometria de aquisição 2D - *Passive Remote*

A técnica de aquisição passiva remota é usada para os casos em que não se conhece *a priori* a direção preferencial de origem da fonte e por isso requer arranjos de receptores dispostos em 2D, ou seja, preenchendo uma

## 5. MÉTODOS

determinada área. A figura 5.3 ilustra as possíveis formas e configurações de geofones para o *Passive Remote*.

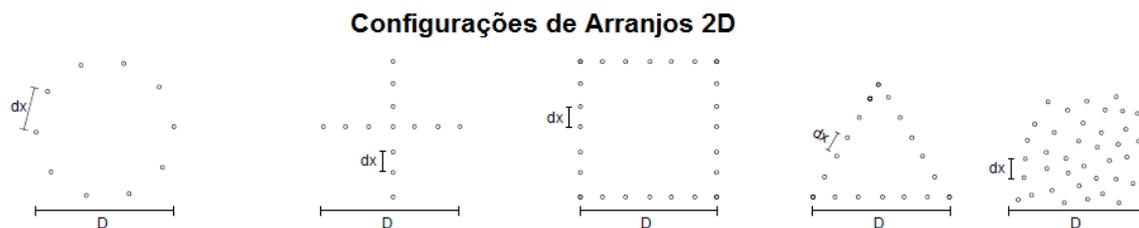


Figura 5.3: Possíveis configurações de geofones para o *Passive Remote*. Modificado de Park et al. (2004).

Experimentos envolvendo configurações circulares mostraram que esse tipo de configuração resulta em imagens de dispersão com resolução e definição ligeiramente mais altas em comparação com outros formatos de arranjo (Park et al., 2004; <http://www.masw.com/PassiveRemote.html>).

Neste caso o espaçamento entre os geofones pode ser calculado do seguinte modo:

$$dx = D \cdot \pi / N \quad (5.6)$$

onde N é o número de geofones e D o diâmetro do arranjo.

Para esses ensaios, Park et al. (2002) registram que intervalo de amostragem de 4ms, e tempo de registro de 10s são usualmente os parâmetros de aquisição mais recomendados para regiões urbanas ou locais próximos de grandes fontes emissoras, como por exemplo, rodovias movimentadas. Mas como regra geral, o tempo de registro deve ser dimensionado de acordo com a duração e repetibilidade do ruído captado, ou seja, o tempo deve prever que haverá ao menos uma ocorrência de ondas passivas no registro, podendo ser aumentado ou diminuído conforme necessário.

### 5.2.1.4 Fonte passiva com geometria de aquisição 1D - *Passive Roadside*

Baseados em sugestões anteriores sobre o emprego de fontes providas pelo tráfego local (Asten, 1978; Louie, 2001; Okada, 2003; Suzuki and Hayashi,

## 5.MÉTODOS

2003; Yoon and Rix, 2004;) Park et. al. (2006) propuseram o MASW *Passive Roadside*, posteriormente aprimorado por Park & Miller (2008). O método tem sido uma alternativa ao *Passive Remote* para os casos onde só é possível utilizar um arranjo de campo linear.

O arranjo é disposto paralelamente a uma rua, avenida ou estrada (Figura 5.4) de modo que a principal fonte tenha origem no tráfego de veículos. Considera-se que o ponto de origem da onda é fixo, normalmente uma irregularidade na via de tráfego (como buraco, lombada, por exemplo).

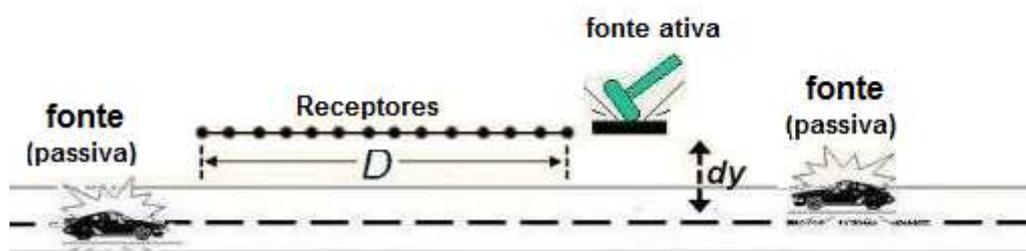


Figura 5.4: Desenho esquemático do arranjo de campo do método Passive Roadside. Fonte: [www.masw.com](http://www.masw.com).

Os parâmetros podem ser calculados do mesmo modo que para o *Passive Remote*, salvo o espaçamento entre os sensores que é dado por:

$$dx = D / N \quad (5.7)$$

onde N é o número de receptores

### 5.2.2 Processamento dos dados

O processamento dos dados de ondas superficiais consiste no tratamento do dado bruto e a posterior produção da imagem de dispersão para a extração das curvas de dispersão. Para a produção da imagem e consequentemente obtenção das velocidades de fase, há três métodos usualmente utilizados. O primeiro emprega as transformadas Tau-P e Fourier (McMechan and Yedlin, 1981) para transformar o dado do domínio do tempo para o domínio da frequência. O segundo utiliza a transformada F-K para a

## 5.MÉTODOS

mudança de domínios (Foti, 2000; Strobbia, 2003). Um terceiro método foi proposto por Park et al. (1999b), denominado de deslocamento de fase (*phase-shift*) e é similar ao sugerido por McMechan & Yedlin (1981), que calculam primeiramente a velocidade aparente (P) e depois transformam o dado para o domínio da frequência. O método “Phase shift” transforma o conjunto de tiros para o domínio da frequência e posteriormente calcula as velocidades de fase através de um processo de deslocamento de fase.

Dal Moro et. al., (2003) relataram, após testes com os três algoritmos, que o método *Phase Shift* apresentou os melhores resultados em termos de precisão e eficiência computacional. Além disso, o método *Phase Shift* mostrou resultados extremamente estáveis quando um número pequeno de traços é considerado, enquanto na mesma situação os outros algoritmos produziram imagens de dispersão ligeiramente distorcidas devido ao falseamento espacial.

### 5.2.2.1 Processamento de dados de fonte ativa 1D

A formalização matemática do algoritmo que emprega o deslocamento de fase é dada a seguir.

Considerando *offset*-tempo ( $x-t$ ) cujo domínio é representado por  $u(x, t)$ , a transformada de Fourier pode ser aplicada no eixo temporal  $u(x, t)$  para obter  $U(x, \omega)$ :

$$U(x, \omega) = \int u(x, t).e^{i\omega t} dt \quad (5.8)$$

$U(x, \omega)$  pode ser representada como sendo o produto de dois termos:

$$U(x, \omega) = P(x, \omega).A(x, \omega) \quad (5.9)$$

onde  $P(x, \omega)$  e  $A(x, \omega)$  são o espectro de fase e amplitude, respectivamente.

Em  $U(x, \omega)$ , as componentes de frequência são completamente separadas e a informação dos tempos de chegada é preservada no espectro de fase  $P(x, \omega)$ . Este espectro contém todas as informações sobre as propriedades dispersivas, enquanto  $A(x, \omega)$  contém as informações sobre todas as outras propriedades como atenuação e divergência esférica.

## 5.MÉTODOS

Assim,  $U(x,\omega)$  pode ser expresso como:

$$U(x, \omega) = e^{-i\phi x} A(x, \omega) \quad (5.10)$$

onde  $\Phi = \omega / c_\omega$ ,  $\omega$  = frequência em radianos, e  $c_\omega$  = velocidade de fase.

Nova transformação integral de  $U(x,\omega)$  leva à obtenção de  $V(\omega, \phi)$ :

$$\begin{aligned} V(\omega, \phi) &= \int e^{i\phi x} [U(x, \omega) / |U(x, \omega)|] dt = \\ V(\omega, \phi) &= \int e^{-i(\Phi-\phi)x} [A(x, \omega) / |A(x, \omega)|] dt \end{aligned} \quad (5.11)$$

sendo  $A(x, \omega)$  real e positivo.

Para um valor de  $\phi$  onde um pico de  $V(\omega, \phi)$  ocorre, a velocidade de fase  $c_\omega$  pode ser determinada. Caso os altos modos contêm uma grande quantidade de energia mais picos podem ocorrer.

Curvas de dispersão resultam da transformação de  $V(\omega, \phi)$  em  $I(\omega, c_\omega)$  pela mudança de variáveis.

### 5.2.2.2 Processamento de dados de fonte passiva *Roadside* (1D) e 2D

A figura 5.5 apresenta três modelos representativos da natureza de propagação de ondas considerando um arranjo linear de geofones: no item (a) as ondas planas *in-line*, ou em linha, em (b) as ondas planas *off-line*, ou fora da linha e as cilíndricas (c). Para que os receptores registrem a onda plana *inline* eles devem estar dispostos de forma colinear com a fonte.

Na aquisição *Roadside*, a fonte de ondas pode estar muito próxima ao arranjo de geofones, violando, neste caso, a presunção de chegada de uma frente de ondas planas, ou seja teremos o caso de uma frente de ondas considerada cilíndrica (Fig. 5.5c). Por outro lado, a fonte pode estar bem afastada da via. Neste caso, se a distância for grande em relação ao comprimento do arranjo (por exemplo, 10 vezes o comprimento do arranjo) ainda pode-se considerar a frente de ondas como sendo plana, podendo estar alinhada (Fig. 5.5a) ou não (Fig. 5.5b) com o arranjo de receptores.

## 5.MÉTODOS

Assim, para um registro considerando uma fonte *off-line* ou “desalinhada” os receptores estarão dispostos de forma não colinear em relação à fonte, ou seja, formando um ângulo  $\theta$  (Fig. 5.5b e 5.5c) e exigindo, eventualmente, procedimentos distintos no processamento dos dados (Park e Miller, 2006).

Embora, muitas vezes, uma aquisição MASW do tipo *Passive Roadside* seja presumida como *in-line*, isso de fato não ocorre, uma vez que os sensores normalmente ficam posicionados fora da rua ou estrada, e muitas vezes a distância mínima fonte-arranjo (aproximadamente superior a 10 comprimentos de arranjo) não é aplicável (Park e Miller, 2008). Desta forma, a onda registrada pode ser originada de uma frente cilíndrica.

Caso a natureza *off-line* não seja considerada na análise de dispersão, as velocidades de fase podem ser superestimadas em até 30%, na proporção inversa do cosseno do azimute ( $\theta$ ),  $1/\cos \theta$  (Figura 5.6).

Park e Miller (2008) asseguram que essa “superestimativa” pode ser reduzida para 10% com o uso do esquema por eles proposto, cujo algoritmo se baseia no convencional método 2D “wavenumber” (Lacoss et al, 1969; Capon, 1969) com a adição de alguns elementos. Desta forma, é feita uma “varredura” azimutal mais completa, de modo que, para cada frequência( $\omega$ ) é calculada a energia associada ( $\omega$ ,  $c$ ,  $\theta$ ) que servirá para determinar a velocidade de fase correspondente. Esta energia é calculada da seguinte maneira:

$$E_{OP} = (\omega, c, \theta) = \left| \sum_{i=1}^N e^{j\phi_{\theta,i}} R_i(\omega) \right| \quad (5.12)$$

para  $0^\circ < \theta < 180^\circ$

onde:  $c$  é a velocidade de fase,  $\omega$  é a frequência e  $\theta$  o azimute.

Este esquema de processamento pode ser feito para ondas de natureza plana ou cilíndrica geradas por fontes desalinhadas ou *off-line*. Porém, uma consideração adicional deve ser feita no caso das ondas cilíndricas. A distância ( $l_{\theta,i}$ ) entre a fonte ( $x_\theta$ ,  $y_\theta$ ) e o receptor ( $x_i$ ) deve ser considerada finita, conforme mostra a figura 5.7. Desta forma, a distância pode ser calculada por meio da expressão a seguir:

$$l_{\theta,i} = \sqrt{(x_\theta - x_i)^2 + y_\theta^2} \text{ com } x_\theta = y_\theta / \tan \theta \text{ e } y_\theta = dy \quad (5.13)$$

## 5.MÉTODOS

A figura 5.8 mostra o resultado do processamento de registros de ondas com diversas naturezas de propagação.

Os dados de ondas planas *off-line* tendem a apresentar maiores velocidades de fase quando considerados e processados como ondas planas *in-line*.

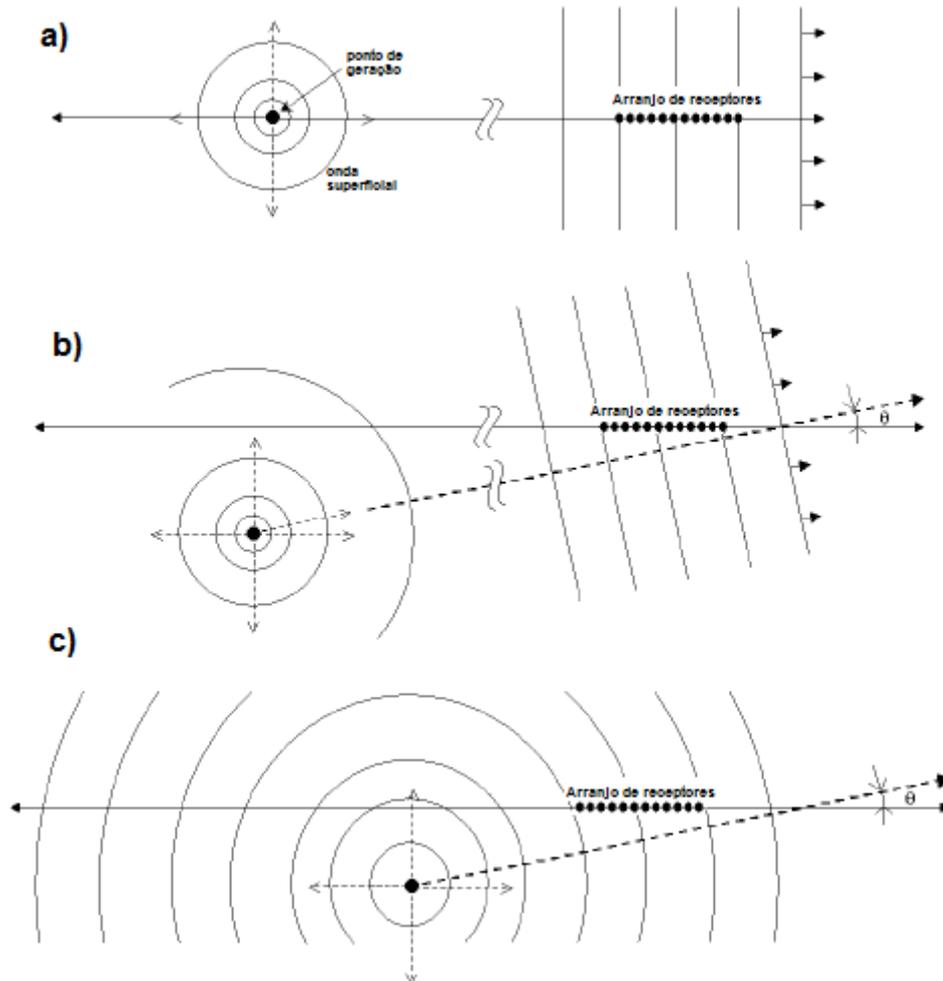


Figura 5.5: Modelo esquemático mostrando os três tipos de propagação de ondas com o emprego do método de ondas superficiais com arranjo linear no modo Roadside. No item (a) a propagação "plana na linha", em (b) "plana fora da linha" e (c) cilíndrica. (adaptado de Park e Miller, 2008).

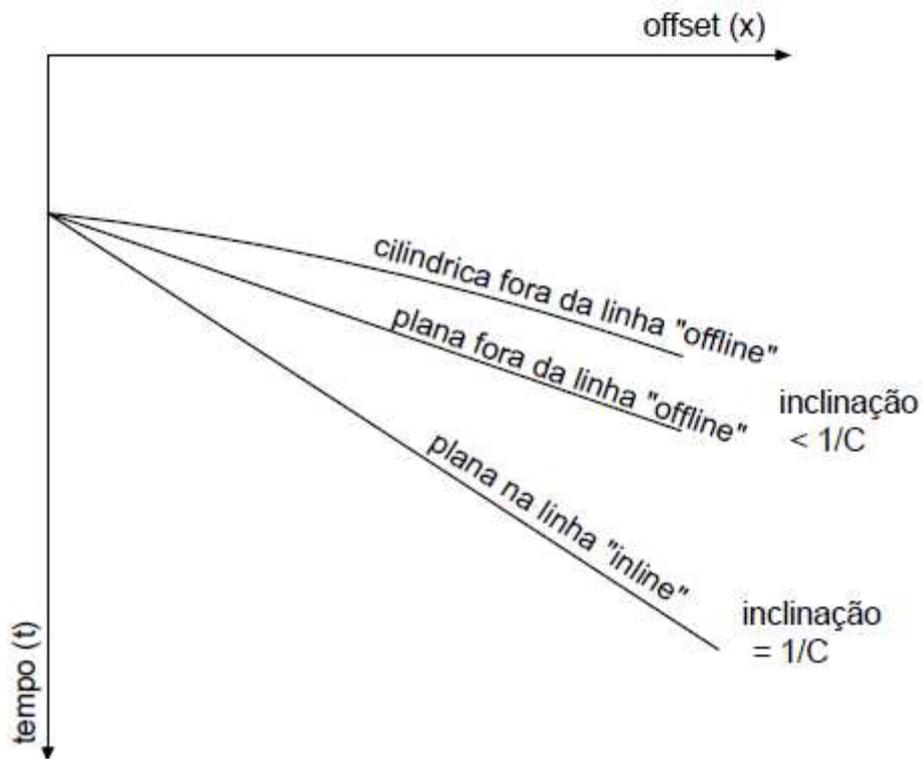


Figura 5.6: Modelo esquemático mostrando os três tipos de propagação de frentes de ondas considerando o arranjo Roadside. (Park e Miller, 2008).

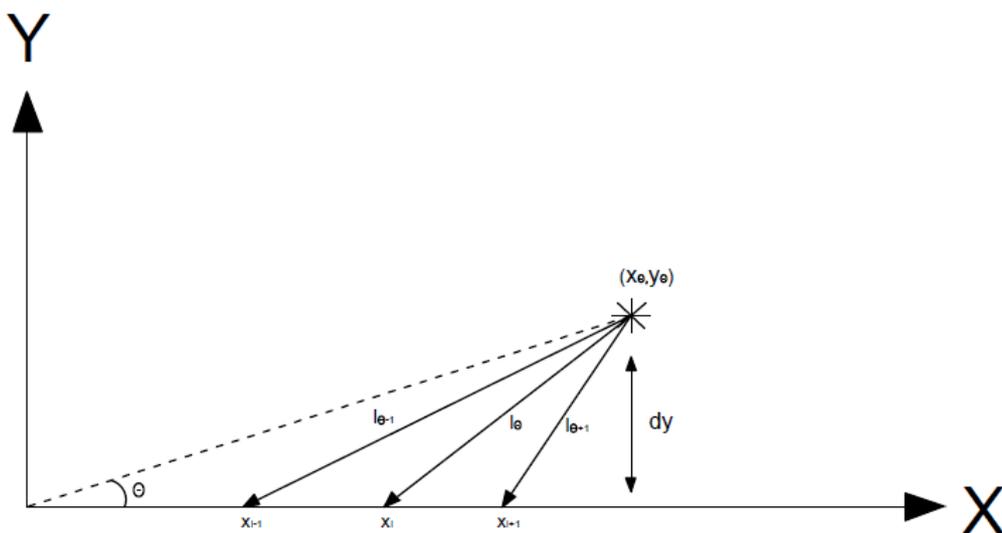


Figura 5.7: Figura esquemática mostrando a distância entre fonte e receptores para o caso da onda cilíndrica desalinhada ("off-line") considerando o arranjo MASW Passive Roadside. (Park e Miller, 2008).

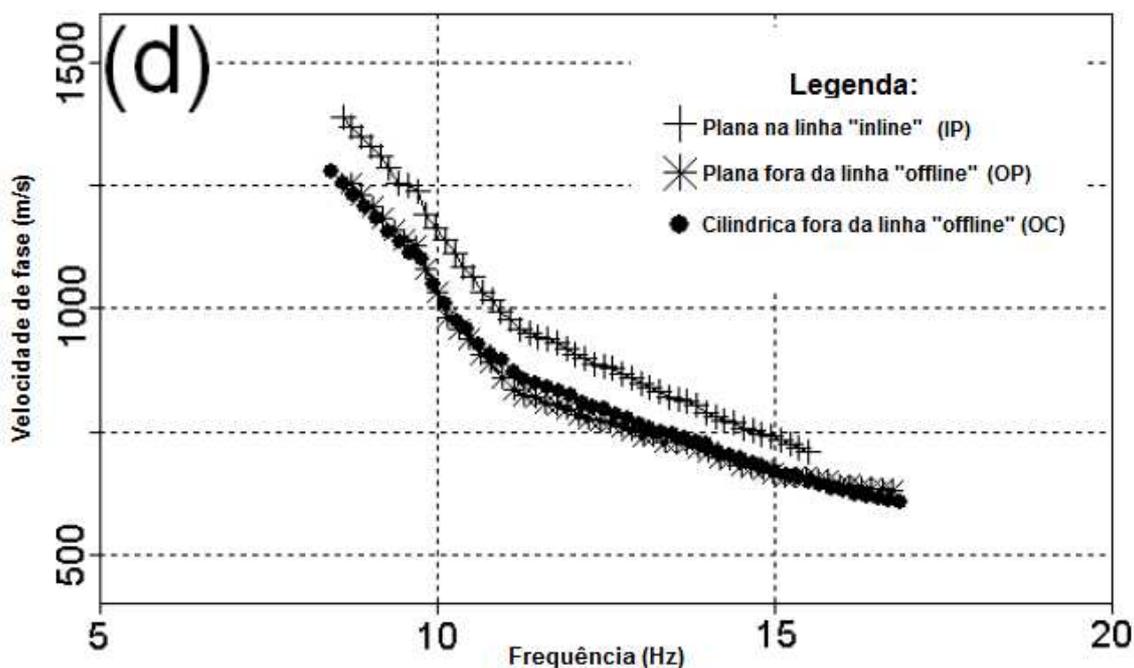


Figura 5.8: Curvas de dispersão resultantes de frentes de ondas de natureza plana e cilíndrica, de acordo com a posição relativa arranjo-fonte. (Park e Miller, 2008).

### 5.2.3 Inversão

A inversão da curva de dispersão das ondas superficiais é um problema não linear e tem como objetivo inferir um modelo de camadas com suas respectivas espessuras e velocidades de propagação das ondas cisalhantes ( $V_s$ ). O modelo inicial é baseado nas velocidades de fase e suas respectivas frequências da curva experimental.

A solução do problema inverso ainda representa um dos pontos mais críticos das técnicas que utilizam ondas superficiais, pois a incerteza dos dados inevitavelmente se propaga para o modelo de velocidades. No caso dos dados coletados com fontes sísmicas ativas, essas incertezas são maiores na faixa das baixas frequências, afetando mais acentuadamente os níveis mais profundos do perfil (Lai e Wilmanski 2005).

O problema da falta de singularidade e a instabilidade são particularmente delicados na fase de inversão das curvas de dispersão de

## 5.MÉTODOS

ondas superficiais também por causa do problema da não linearidade (Cercato 2009). Uma estratégia muito útil para sobrepujar este problema é adotar uma parametrização simplificada, como por exemplo, um modelo simples, com poucas camadas paralelas, horizontais, isotrópicas e homogêneas (Huang et al, 2003).

Neste projeto o software escolhido para a inversão foi o SurfSeis 2.0, que utiliza o algoritmo desenvolvido por Xia et al. (1999). O algoritmo utiliza um modelo inicial constituído dos parâmetros velocidades da onda P, velocidades da onda S, densidade, razão de Poisson e espessuras de camadas (onde a profundidade máxima é estimada como equivalente à metade do máximo comprimento de onda registrado). São empregadas técnicas iterativas que levam ao melhor ajuste entre a curva do modelo e a do dado experimental. O algoritmo segue em busca da solução final. No caso do Surfseis o critério de parada é definido em termos do número máximo de iterações permitido ou do erro mínimo (RMSE) de ajuste entre a curva teórica e a experimental.

Xia et al.(1999) estabeleceram uma rotina para realizar a inversão da curva de dispersão e determinar o modelo (perfil) de velocidades de onda S. Para essa finalidade o autor utilizou o método L-M (Levenberg – Marquardt) e técnica SVD (*Singular Value Decomposition*) como solução para a minimização da função objetivo. Esta rotina será apresentada de forma sucinta a seguir.

O processo de inversão propriamente dito se inicia com a linearização da equação (5.14) e a definição da função objetivo e da matriz de peso. A velocidade de fase da onda Rayleigh (dados da dispersão) é uma função de quatro parâmetros da terra: a velocidade da onda S, a velocidade da onda P, densidade, e espessura da camada, além da frequência para o caso de um meio com multi-camadas, ou seja:

$$F(f_j, v_s, v_{Rj}, v_p, \rho, h) = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, m), \quad (5.14)$$

onde  $f_j$  é a frequência, em Hertz,  $v_{Rj}$  é a velocidade de fase da onda Rayleigh na frequência  $f_j$ ,  $\mathbf{v}_s = (v_{s1}, v_{s2}, \dots, v_{sn})^T$  é o vetor velocidade da onda S, com  $v_{si}$  a velocidade da onda S na camada  $i$ ,  $n$  é o número de camadas,  $\mathbf{v}_p = (vp1, vp2, \dots, v_{pn})^T$  é o vetor velocidade da onda P, com  $v_{pi}$  a velocidade na

## 5.MÉTODOS

camada  $i$ ,  $\boldsymbol{\rho}=(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n)^T$  é o vetor densidade e  $\mathbf{h}=(h_1, h_2, \dots, h_{n-1})^T$  é o vetor espessura (Press et al., 1992).

Considerando a função (5.14), a matriz Jacobiana do modelo  $\mathbf{J}_s$  para diferentes frequências, pode ser expressa como:

$$J_s = \left[ \begin{array}{c} \left| -\frac{\partial F/\partial v_{sf}}{\partial F/\partial c_R} \right|_{f=f_i} \end{array} \right] \quad (5.15)$$

No processo de inversão parte-se da premissa de que são as velocidades da onda S que fundamentalmente controlam as mudanças nas velocidades de fase da onda Rayleigh para modelos multi-camadas (demonstrado por Xia et al., 1999), portanto elas podem ser obtidas adequadamente a partir dos dados das velocidades de fase das ondas Rayleigh. As velocidades de onda S podem ser representadas por um vetor  $X$  de comprimento  $n$ , onde  $x=[V_{s1}, V_{s2}, V_{s3}, \dots, V_{sn}]^T$ . Da mesma forma, os dados medidos das velocidades de onda Rayleigh em  $m$  diferentes frequências podem ser representados por um vetor  $b$  de comprimento  $m$ , onde  $b=[b_1, b_2, b_3, \dots, b_m]^T$ . Desta forma, o modelo representado pela equação (5.14) é uma função não linear que pode ser linearizado pela serie de Taylor expandida. Desta forma pode ser empregada a matriz teórica:

$$J\Delta X = \Delta b \quad (5.16)$$

onde  $\Delta b = b - C_R(X_0)$  é a diferença entre o dado medido e o perfil de velocidades de onda S, no qual  $C_R(X_0)$  é o modelo inicial para a estimativa de velocidades de onda S.  $\Delta X$  é a modificação da estimativa inicial e  $J$  é a matriz Jacobiano com  $m$  linhas e  $n$  colunas.

Desta forma, a função objetivo é definida como:

$$\phi = \|J\Delta x - \Delta b\|_2 W \|J\Delta x - \Delta b\|_2 + \alpha \|\Delta x\|_2^2 \quad (5.17)$$

onde  $\| \cdot \|_2$  é a norma do vetor,  $\alpha$  um fator de suavização e  $W$  a matriz peso.

## 5.MÉTODOS

Assim, é realizada uma busca iterativa de modo que os parâmetros do modelo sejam modificados o mínimo possível até que ocorra a convergência para o modelo final. Após, diversas iterações a somatória das modificações deve ser adicionada ao modelo inicial como mostrado nas imagens **a** e **b** do modelo sintético da figura 5.9.

Baseado em diversas observações experimentais e teóricas Xia et al.(1999) estabeleceram um modo de determinação das velocidades de onda S para o modelo (perfil) inicial:

$$v_{s1} = c_R(\text{alto})/\beta \quad (\text{para a primeira camada})$$

$$v_{sn} = c_R(\text{baixo})/\beta \quad (\text{para semi-espaço}) \quad (5.18)$$

$$v_{si} = c_R(f_i)/\beta \quad (i=2, 3, \dots, n-1)$$

onde  $\beta$  é uma constante entre o intervalo de 0,874 e 0,955 para uma razão de Poisson entre 0 e 0,5.

## 5. MÉTODOS

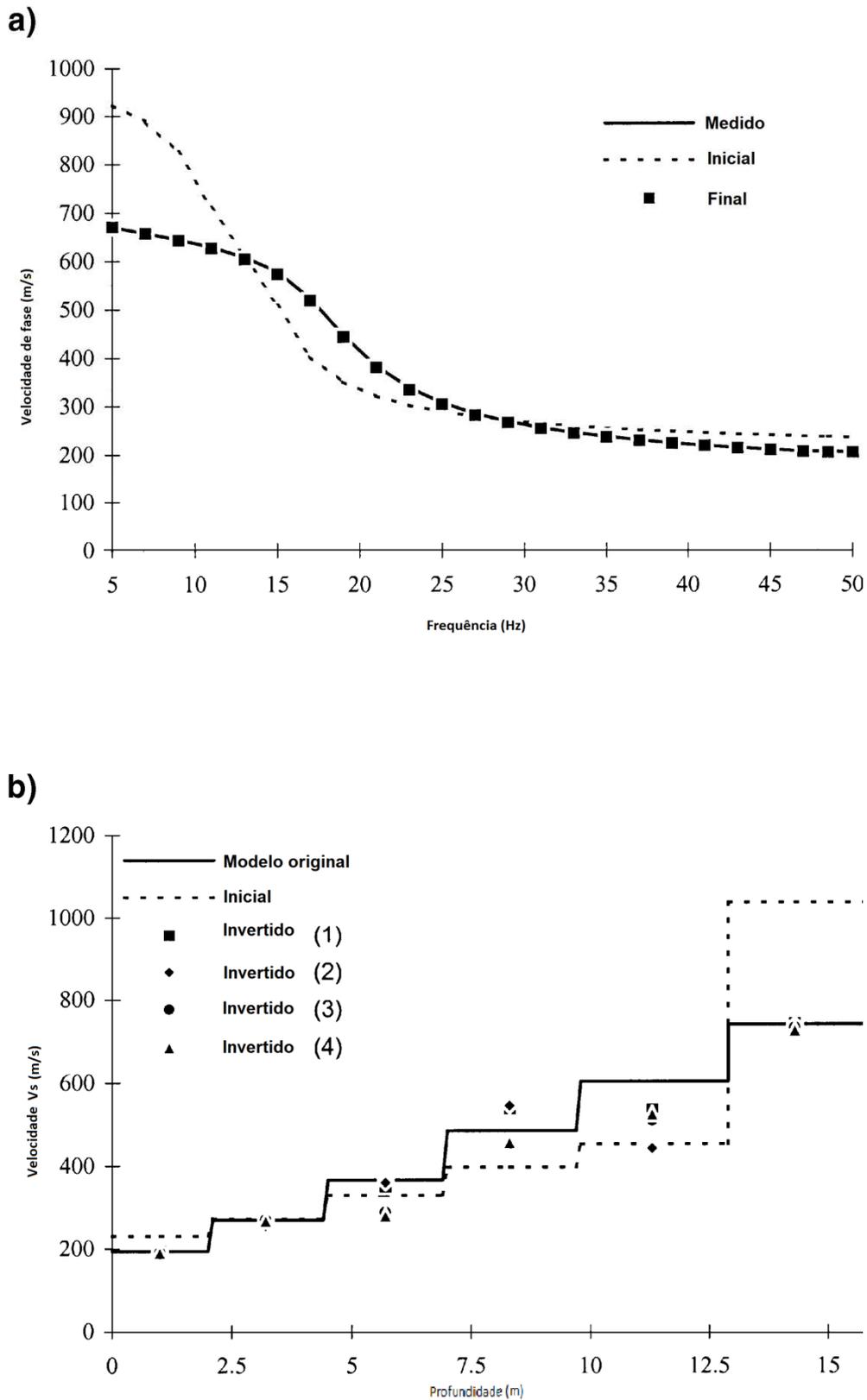


Figura 5.9: Exemplo de inversão da curva de dispersão e ajuste iterativo do modelo de velocidades (adaptado de Xia et al.1999).

## 6. Aquisição de dados e resultados

### 6.1 Área de estudo

A aquisição dos dados foi realizada no sítio controlado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, *campus* da Universidade de São Paulo, localizado na rua do Matão, 1226, São Paulo-SP (figura 6.1).

Este local foi escolhido em razão do conhecimento detalhado de sua litologia, obtido por investigação direta por meio de sondagens mistas (percussão e rotativa) com amostragem. Além disso, houve na área uma série de investigações indiretas por meio da aplicação de diversos métodos geofísicos (Porsani et. al, 2004; Diogo et al, 2004). Desta forma, a diversidade de dados de subsuperfície permitiu um bom controle para a análise dos resultados obtidos com o método MASW.

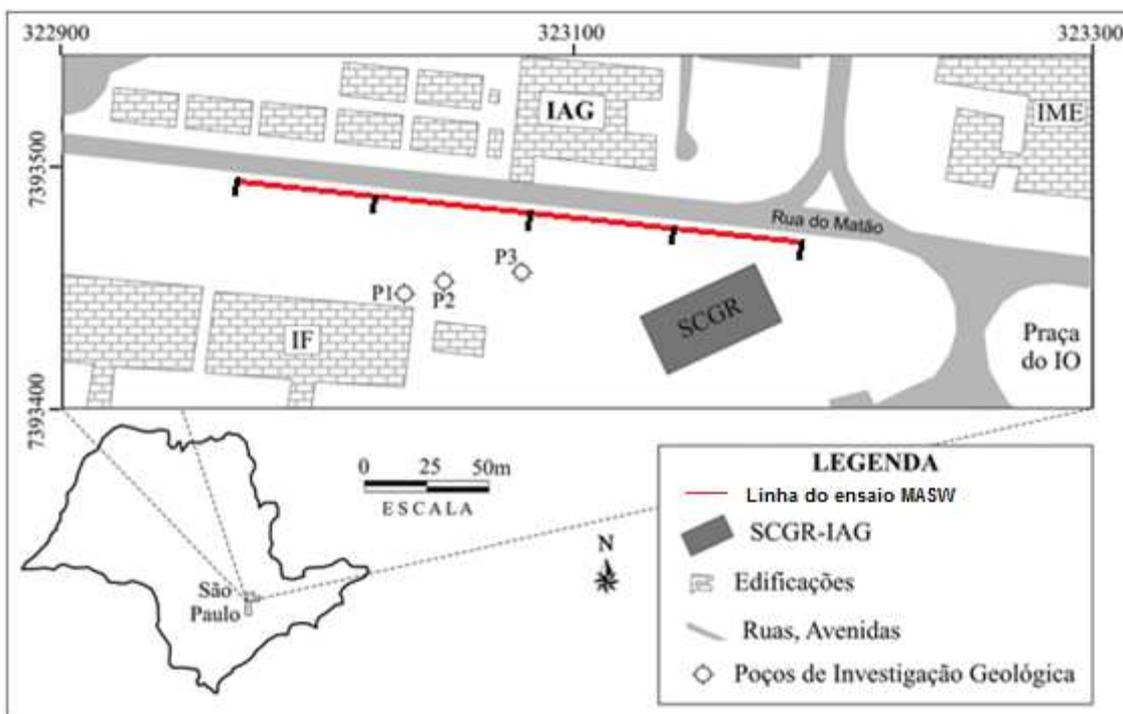


Figura 6.1: Croqui do sítio controlado do IAG/USP com a localização da linha sísmica executada e a posição dos furos de sondagem de referência (adaptado de Porsani et al., 2004).

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

A aquisição foi dividida em três etapas, uma para cada tipo de fonte. A primeira foi realizada utilizando-se de fonte passiva, ou seja, do ruído proveniente do tráfego de veículos pela Rua do Matão. A etapa seguinte consistiu na utilização de fonte ativa, com o emprego de uma marreta de 8 Kg e na etapa final foi empregada uma fonte ativa de maior massa, ou seja, uma fonte tipo “queda de peso” de 30 Kg (Figura 6.2).



Figura 6.2: Vista da fonte queda de peso empregada em uma das etapas dos ensaios MASW.

Por se tratar de um método de ondas superficiais que visa ao registro da onda Rayleigh, foram empregados geofones verticais de baixa frequência de ressonância (4,5Hz). Um arranjo linear destes sensores foi configurado paralelamente à Rua do Matão (figuras 6.1, 6.3 e 6.4). Foram utilizados 4

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

sismógrafos modelo Geode, da marca Geometrics, com 24 canais de registro cada um, compondo um sistema de aquisição de 96 canais. Alguns parâmetros de aquisição variaram de acordo com o tipo de fonte utilizado. Os parâmetros de configuração são apresentados na tabela 1:

Tabela 6.1: Parâmetros utilizados na aquisição dos dados.

Parâmetros de Aquisição			
Aquisição			
Modo de aquisição	<i>Ativa</i>	<i>Ativa</i>	<i>Passiva</i>
Fonte	<i>Marreta</i>	<i>Queda de Peso</i>	<i>Ruído do trafego de veículos</i>
Offset mínimo(m)	10, 15, 20, 25, 30 e 40	10, 15, 20, 25, 30 e 40	L1 (25) e L2 (130)
Espaçamento entre geofones Dx (m)	1,5	1,5	1,5
Nº geofones	96	96	96
Frequência (Hz)	4,5	4,5	4,5
Tempo de registro (s)	1	1	10
Intervalo de amostragem (ms)	0,5	0,5	4
Comprimento arranjo (m)	142,5	142,5	142,5



Figura 6.3: Montagem dos equipamentos para a aquisição de dados empregando o método MASW.

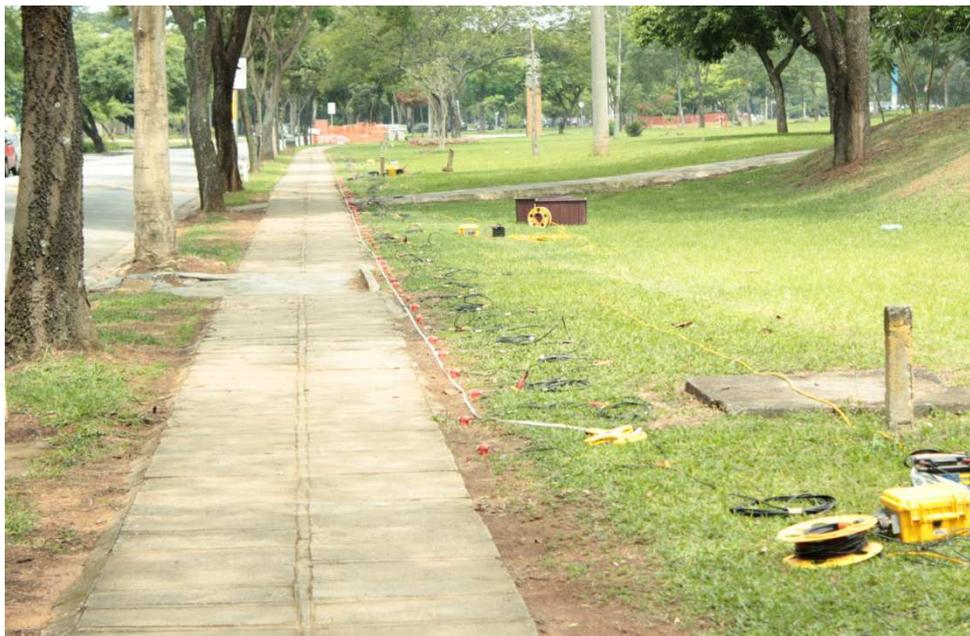


Figura 6.4: Arranjo de geofones disposto paralelamente à Rua do Matão na Cidade Universitária.

Os sismogramas adquiridos foram divididos em três conjuntos, de acordo com o tipo de fonte utilizado: ativa empregando marreta, ativa empregando queda de peso e passiva utilizando o tráfego de veículos (*roadside*).

### 6.2 Processamento dos dados

O processamento dos dados foi dividido em três etapas, a primeira consistiu em gerar a imagem de dispersão, a segunda em identificar e extrair as curvas de dispersão, e a terceira na inversão das curvas de dispersão. Ao longo de todo este processo foi utilizado o *software* SurfSeis 2.0 produzido pelo Serviço Geológico do Kansas (KGS), Estados Unidos.

A figura 6.5 mostra o fluxograma de processamento dos dados empregado neste estudo, iniciando com a etapa de conversão de formato de dado e finalizando com a obtenção do perfil de velocidades da onda S com a profundidade.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

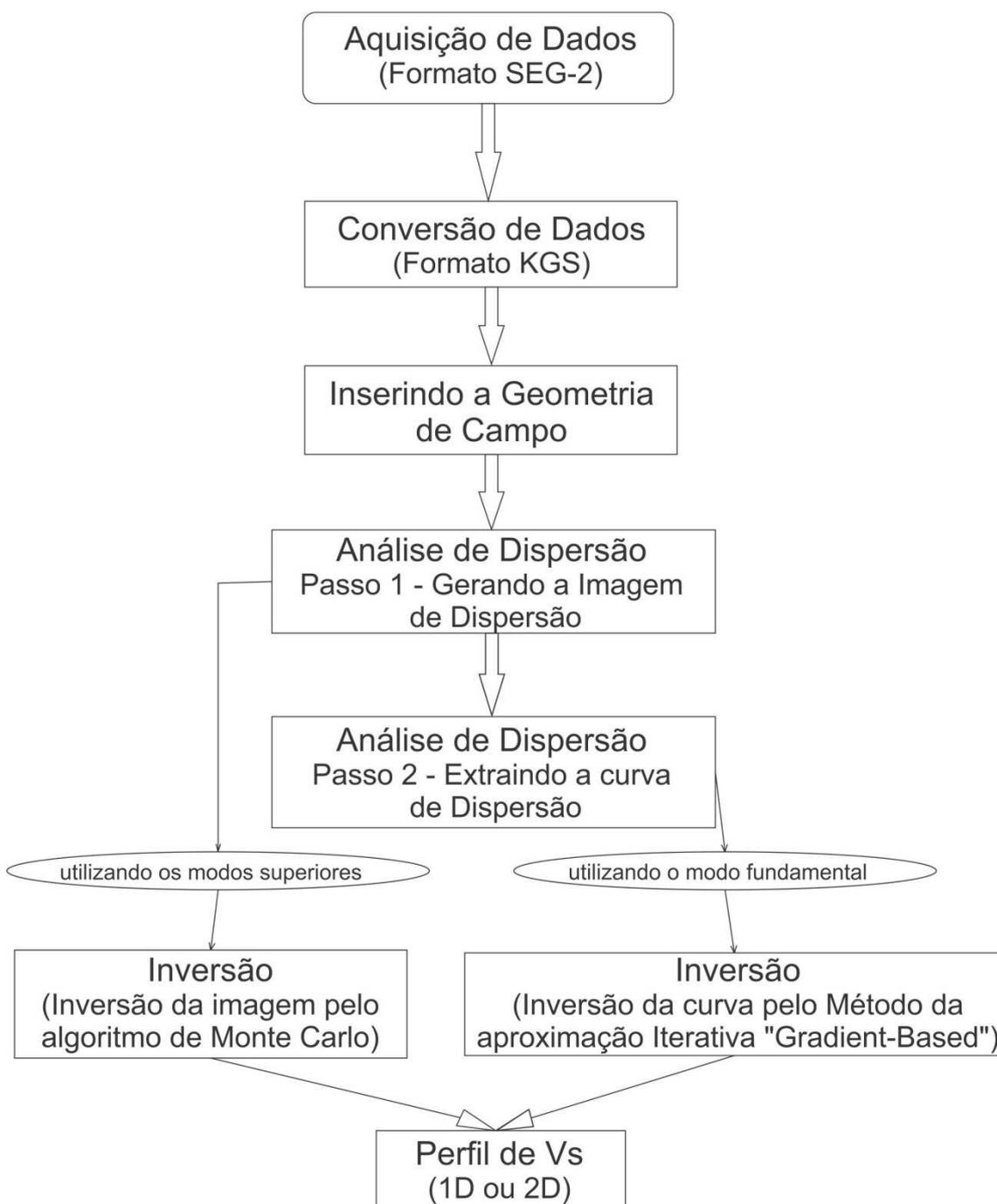


Figura 6.5: Fluxograma de processamento dos dados de ondas superficiais empregando o software SurfSeis 2.0.

Como ilustra o fluxograma da figura 6.5, a etapa inicial consiste na conversão de formato do dado, do formato padrão SEG2 para o formato específico do Surfseis. Após a conversão, toda a geometria de aquisição é inserida no cabeçalho do dado.

## 6. AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

Para os dados adquiridos com fontes ativas os parâmetros exigidos são a distância entre receptores (Dx), o número das estações e de canais. Para os dados adquiridos com fonte passiva deve ser inserida também a distância entre a linha de arranjo dos receptores e a via de tráfego (estrada, rua, etc.) conforme mostra a Figura 6.6.

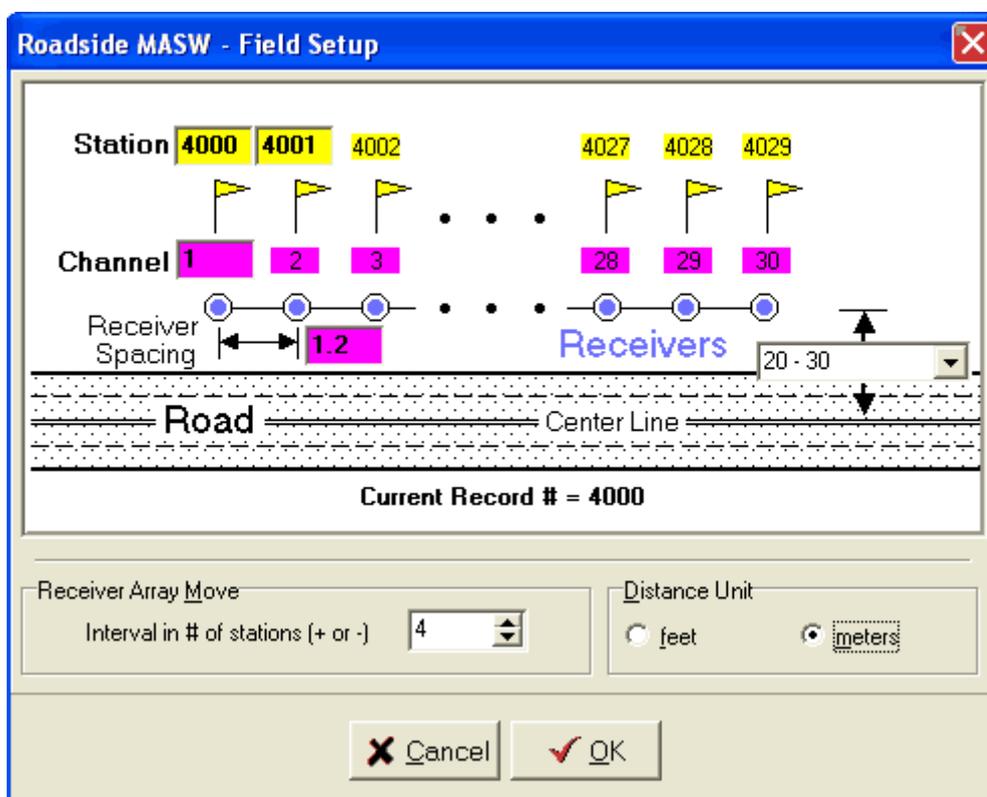


Figura 6.6: Imagem da interface do SurfSeis 2.0 na etapa de inserção da geometria e demais parâmetros de aquisição.

Após a etapa de inserção da geometria de aquisição é obtido o sismograma do dado bruto (Figura 6.7). Nesta etapa podem ser aplicados filtros e ganhos normalmente empregados no tratamento de dados sísmicos, como filtros de frequência, filtro FK, filtro de silenciamento (*mute*), ganho AGC, etc. Nesta etapa o objetivo é o de aumentar a razão sinal-ruído, sendo o sinal, neste caso, o registro da onda Rayleigh (*groundroll*) e os ruídos, os aleatórios e os registros das ondas de corpo e aérea. Com este objetivo foram realizados diversos testes, com a aplicação do filtro *mute*, porém em todas as tentativas houve perda na qualidade da imagem de dispersão produzida.

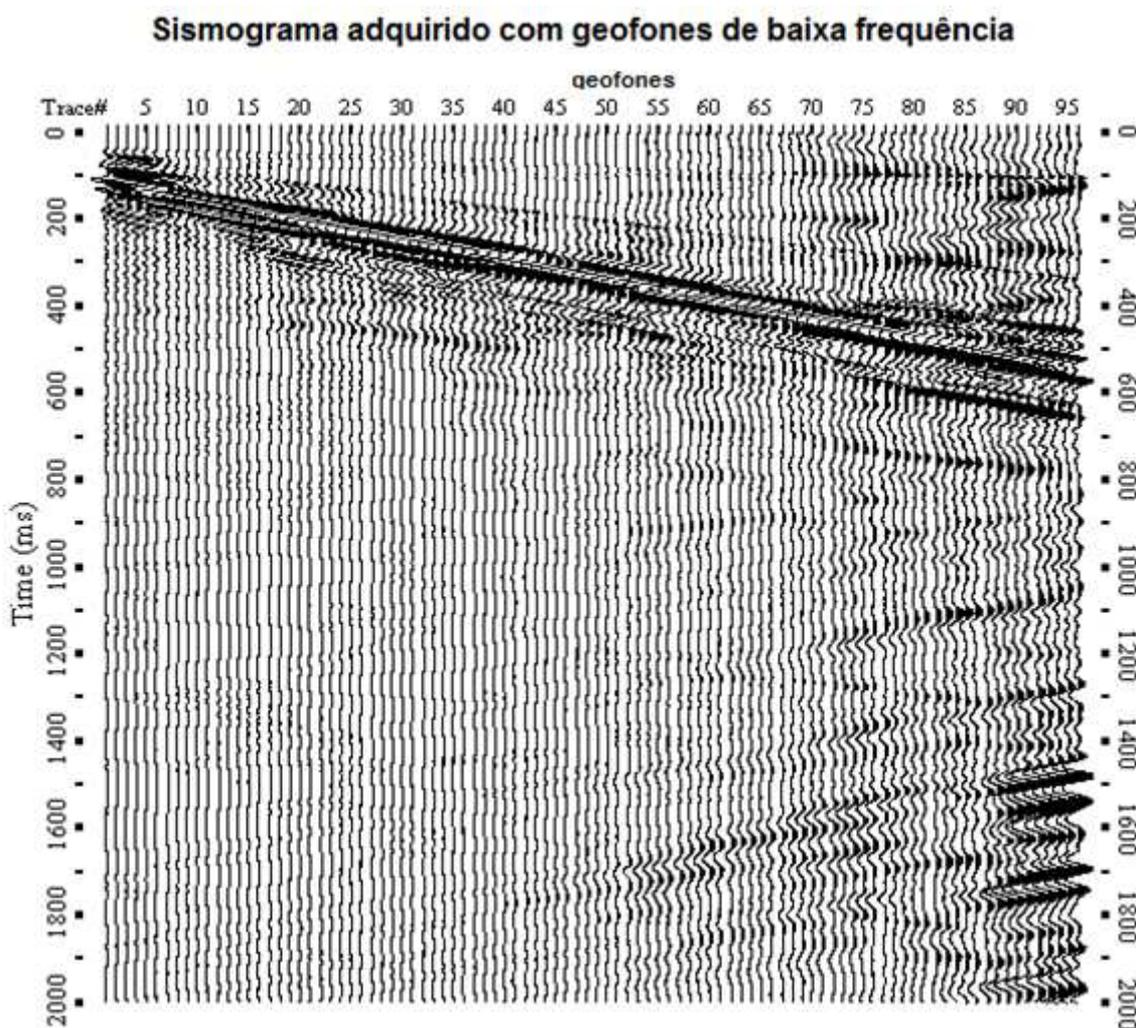


Figura 6.7: Sismograma bruto da aquisição ativa com queda de peso sem a aplicação de filtro de frequência.

A análise de dispersão inicia-se com a geração da imagem e é feita através da conversão ou transformação dos sismogramas do domínio *tempo-offset* para o domínio *frequência - velocidade de fase*. Esta etapa é um dos passos mais críticos e que mais influencia a precisão do perfil da velocidade cisalhante ( $V_s$ ) que será obtido (Park et al., 1999). O SurfSeis apresenta duas opções de algoritmo para realizar a transformação, o “*normal*” e o “*aproximado*” ambos apresentados por Park et al.(1996).

Em todos os dados deste projeto foi aplicado o algoritmo “*normal*” para realizar a transformação de campo. Este algoritmo é normalmente indicado para dados com altas razões sinal-ruído e/ou quando se conhece os parâmetros chave, como por exemplo, o intervalo de velocidades de fase e a faixa de frequência.

A seguir serão apresentadas as imagens de dispersão obtidas, bem como os critérios utilizados para a extração da curva de dispersão.

### **6.2.1 Imagens de dispersão produzidas a partir de sismogramas gerados com o uso da marreta**

Durante a aquisição de dados com o uso da marreta como fonte foram feitos três tipos de registros para cada *offset*. O primeiro e o segundo foram gerados por um único impacto de marreta sobre uma placa metálica e o terceiro pelo empilhamento do sinal gerado por três batidas da marreta. As três imagens de dispersão produzidas a partir dos sismogramas adquiridos nos *offsets* de 10m e 15m são apresentadas na figura 6.8. Na figura 6.9 são apresentadas somente as imagens geradas a partir do registro obtido com um único impacto e do registro resultante de 3 empilhamentos para os *offsets* mínimos de 20m e de 25m.

#### **6.2.1.1 Imagens de dispersão produzidas a partir da combinação de imagens geradas com o uso da marreta**

A combinação de imagens é um recurso do SurfSeis 2.0 na etapa de processamento dos dados e consiste na construção de uma imagem de dispersão a partir da combinação de duas ou mais imagens. Desta forma, é possível realçar e ampliar a cobertura dos máximos energéticos produzindo assim uma imagem de dispersão de qualidade superior em comparação com as imagens convencionais, ou seja, aquelas não combinadas. Este processo resulta em uma imagem de dispersão bem mais completa, onde as tendências modais são mais fáceis de ser identificadas (Park et al, 2005), pois, tanto as baixas (4 a 12Hz) quanto as altas frequências (10 a 45Hz) são melhor amostradas quando, por exemplo, se combinam imagens geradas de fontes mais leves (marreta) com fontes mais pesadas (queda de peso). Outra vantagem desta opção de processamento é aumentar o intervalo de frequência analisável.



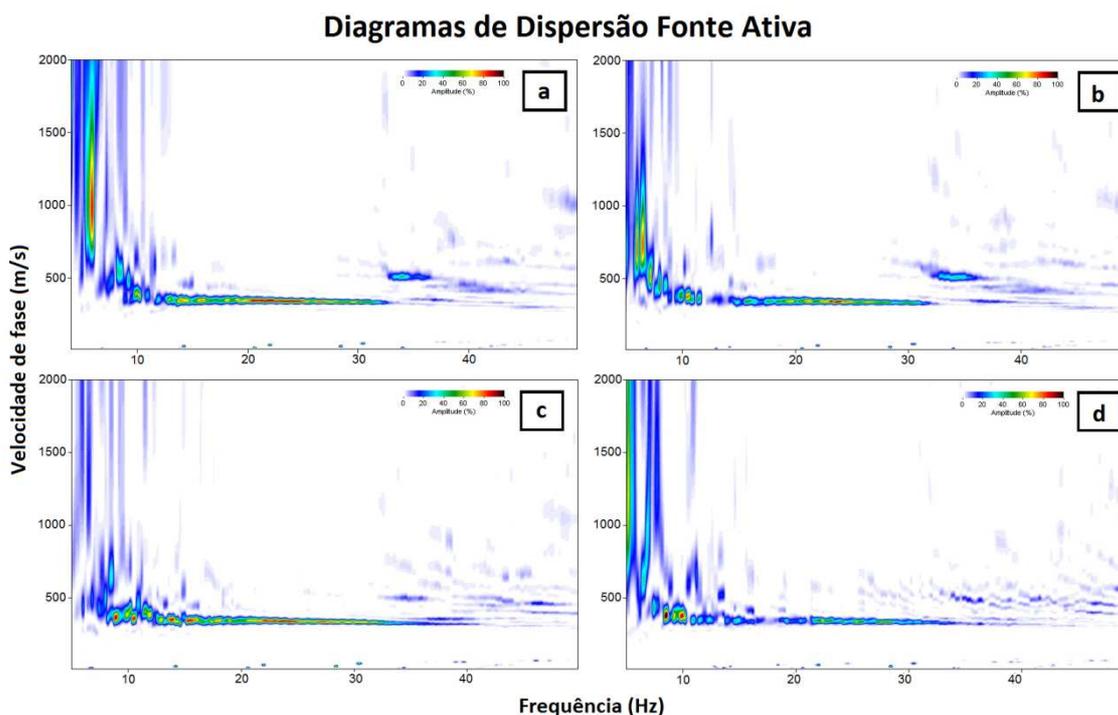


Figura 6.9: Imagens de dispersão da aquisição com marreta. As imagens a, b foram obtidas dos sismogramas adquiridos com offset mínimo de 20m e as imagens c e d com offset de 25m. Os itens a, c representam dados não estaqueados e os itens b, d foram estaqueados três vezes.

O item **a** mostra uma imagem de dispersão criada a partir da combinação das imagens de cada tipo de registro feito com *offset* mínimo de 10m, ou seja, é a imagem combinada dos três dados adquiridos com este *offset*. Nessa imagem é possível perceber que somente a zona de baixas frequências (região A - em vermelho) apresenta maior dispersão. As regiões B e C mostram máximos de energia contínuos ao longo da imagem e bem definidos. No item **b**, que é a imagem combinada dos registros adquiridos com *offset* mínimo de 20m, nota-se que os máximos energéticos encontram-se bem definidos e expressam boa continuidade tanto nas altas (12 – 40Hz) como nas baixas frequências (7 – 12Hz). O item **c** mostrou uma imagem produzida pela combinação das imagens geradas dos registros adquiridos com *offset* mínimo de 30m e não se apresentou bem definida nas regiões A e C. Por último, o item **d** apresenta a imagem de dispersão combinada a partir das melhores imagens obtidas a partir dos registros adquiridos com os diferentes *offsets* mínimos. Essa imagem permitiu identificar a curva de maior continuidade em termos de

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

máximos energéticos desde as baixas (6 – 12Hz) até as altas frequências (12 – 40Hz).

### Diagramas de Dispersão Fonte Ativa

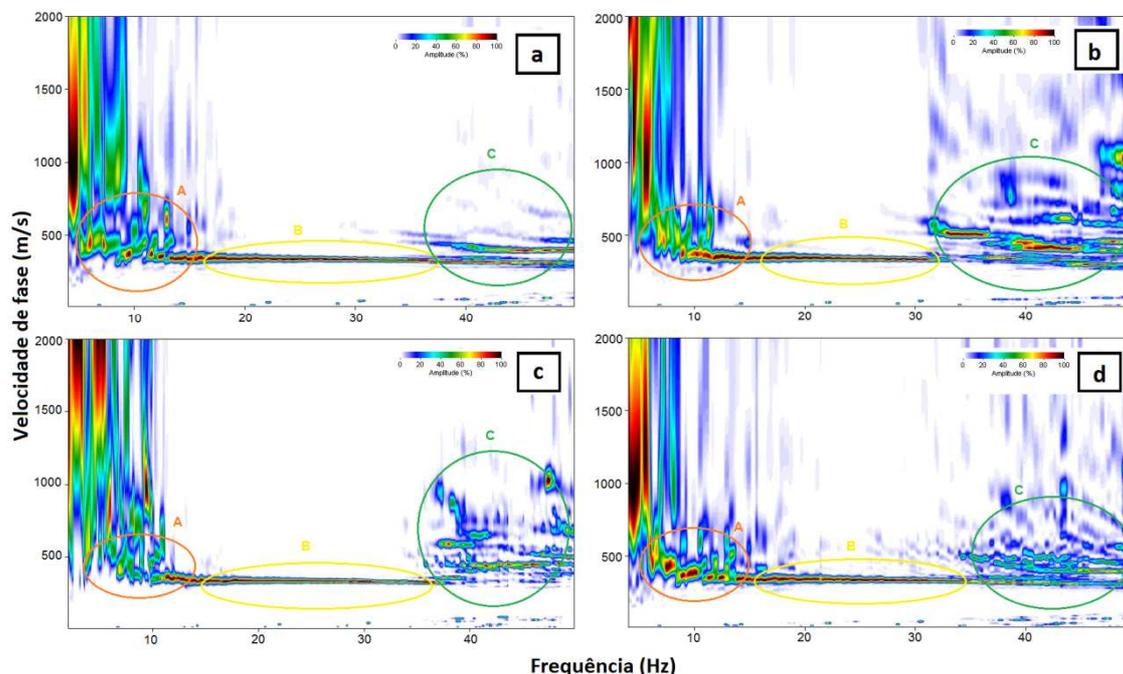


Figura 6.10: Imagens de dispersão combinadas da aquisição com marreta. As imagens a, b e c foram obtidas a partir da combinação de todas as imagens geradas a partir dos registros adquiridos com offset mínimo 10m, 20m e 30m, respectivamente. O item d representa a combinação da melhor imagem de cada offset.

### 6.2.2 Imagens de dispersão produzidas com o uso da queda de peso

A figura 6.11 mostra as imagens de dispersão dos dados adquiridos com o uso da queda de peso como fonte, e com diferentes *offsets* mínimos. Em todos os casos o modo fundamental foi identificado e utilizado na extração da curva de dispersão.

Todos os diagramas apresentaram velocidades de fase dominante da ordem de 400m/s e frequências do modo fundamental variando entre 10 e 36 Hz. Algumas imagens se destacaram por apresentar os máximos energéticos bem nítidos e ainda por estenderem-se continuamente ao longo de uma ampla faixa de frequências. É o caso das imagens **c**, **d**, **g** correspondentes aos *offsets*

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

mínimos de 20, 25m, 40m e da imagem ***h*** que é o produto de uma combinação das imagens ***a***, ***c*** e ***d***. Além disso, as energias associadas às baixas frequências foram mais bem amostradas nestas imagens.

Em quase todas imagens da figura 6.11 foi possível observar evidências de modos superiores, sendo estas mais realçadas nas imagens ***c***, ***d***, ***f*** e ***h***.

Embora as imagens ***c*** e ***d*** referentes aos *offsets* mínimos de 20 e 25m tenham produzido curvas mais nítidas com faixas de frequência mais abrangentes, não se pode afirmar que estes são os melhores *offsets* mínimos para serem empregados neste tipo de ensaio. Para este tipo de conclusão são necessários mais testes, com uma maior quantidade de dados e emprego de uma faixa maior de *offsets* mínimos. Entretanto, percebeu-se que as imagens em que o modo fundamental esteve mais bem definido e com maior abrangência de frequências são formadas a partir de imagens combinadas, como no caso da apresentada no item ***h***.

### 6.2.3 Imagens de dispersão produzidas com o uso de fontes passivas

O processamento dos dados adquiridos com o uso de fontes passivas possui pequenas diferenças em relação ao de fontes ativas. A principal delas é a consideração do azimute da fonte em relação ao arranjo no processo de produção da imagem de dispersão. Desta forma, o aplicativo SurfSeis requer a escolha do quadrante ou dos quadrantes em que a maior parte do sinal é gerada, ou seja, no caso do modo *Passive Roadside*, o quadrante no qual o tráfego de veículos é mais intenso.

A figura 6.12 apresenta algumas das imagens de dispersão obtidas dos dados adquiridos com o emprego de fonte passiva. Embora algumas imagens (***a*** e ***d***) tenham mostrado maior nitidez do modo fundamental no intervalo de frequências entre 3 e 15Hz, a maior parte das imagens apresentou regiões onde os máximos energéticos concentraram-se em pequenos intervalos numa faixa de baixas frequências (entre 3 e 5Hz). Desta forma, a solução encontrada para produzir uma imagem com uma faixa de frequências mais ampla, e ainda

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

gerar curvas mais confiáveis extraídas de imagens com maior razão sinal/ruído, foi realizar a combinação de diversas imagens.

### Diagramas de Dispersão Fonte Ativa

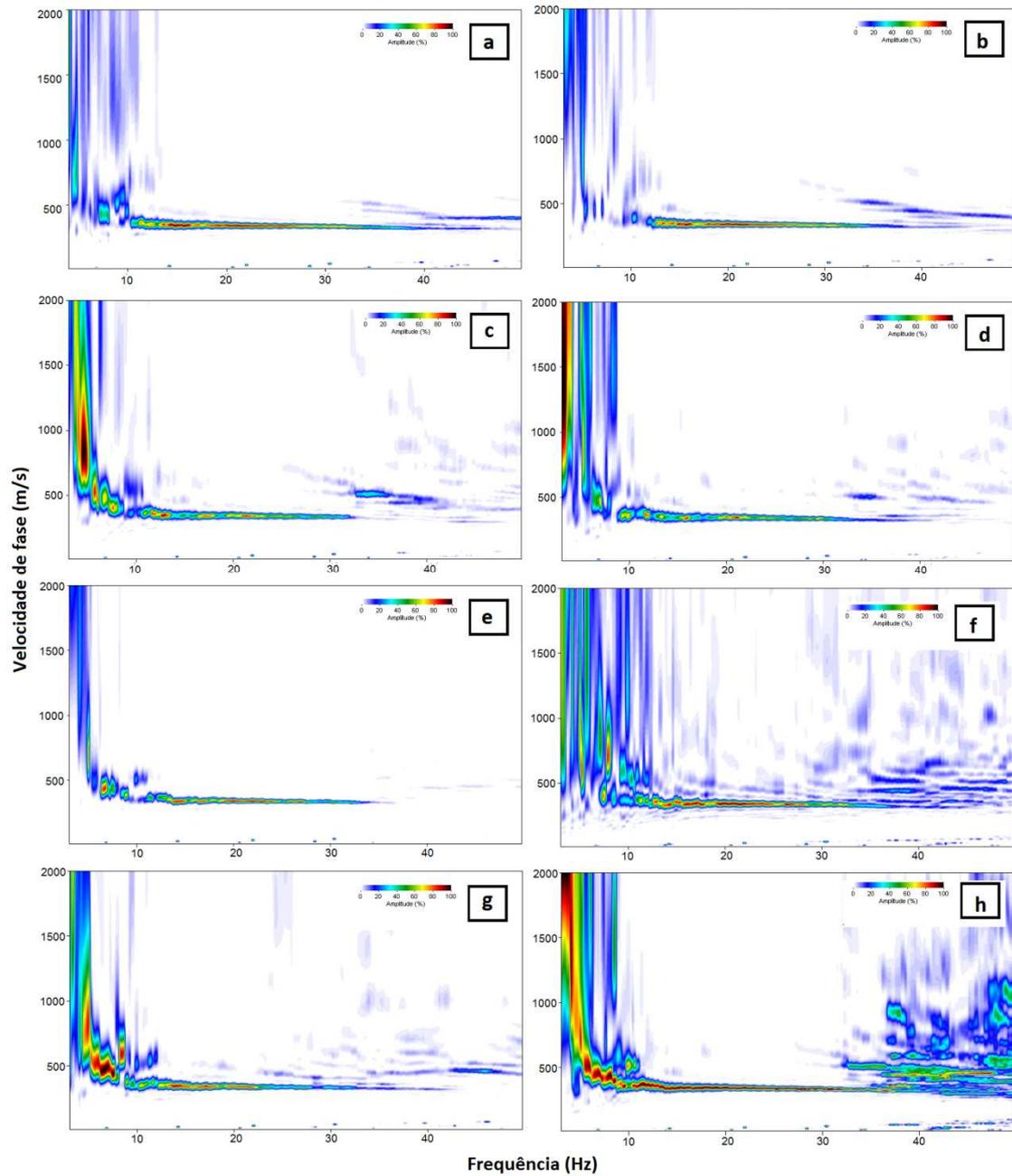


Figura 6.11: Imagens de dispersão obtidas dos sismogramas adquiridos com queda de peso. As imagens a, b, c, d, e, f e g são relativas aos offsets mínimos de 10, 15, 20, 25, 30, 35 e 40m, respectivamente e o item h representa a combinação das imagens a, c e d.

### 6.2.4 Combinações de Imagens de dispersão geradas com o uso de fontes passivas

Foram realizadas diversas combinações de imagens envolvendo fontes passivas e algumas delas serão apresentadas nesta seção.

A figura 6.13 apresenta quatro destas imagens construídas a partir da combinação de diversas outras imagens de dispersão.

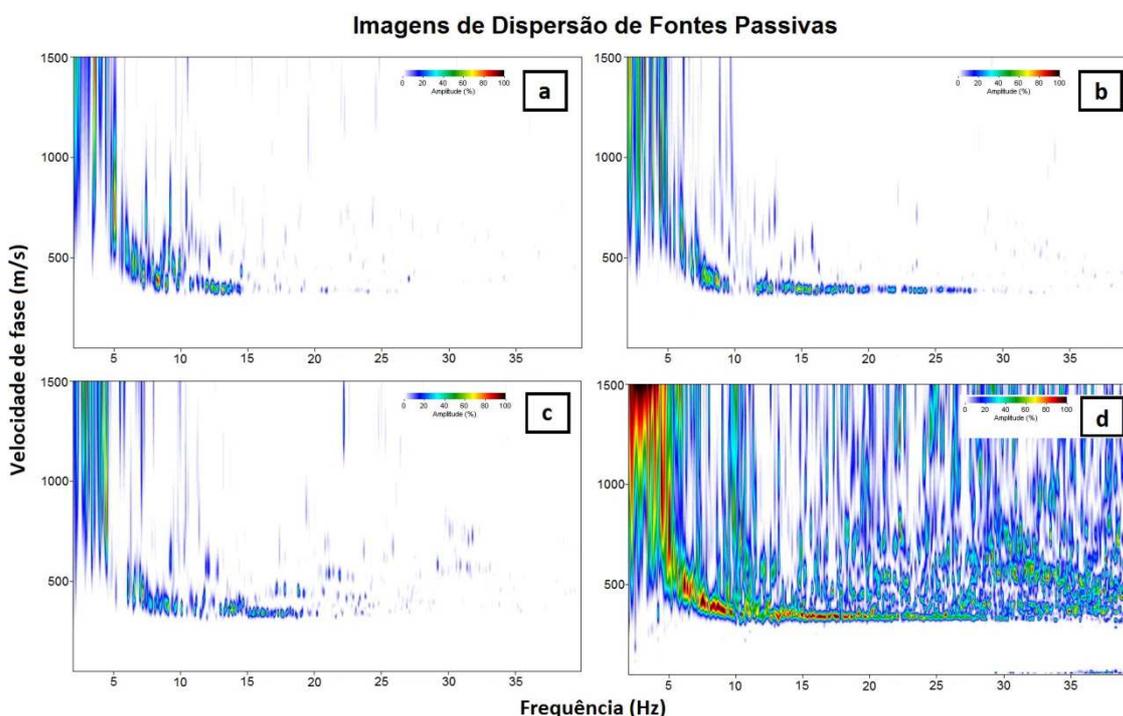


Figura 6.12: Imagens de dispersão geradas a partir da aquisição com fonte passiva. As imagens foram produzidas a partir de sismogramas cuja principal fonte foi o ruído proveniente do tráfego de veículos pelas lombadas L1 e L2, sendo que o item (a) corresponde ao dado adquirido com a fonte na lombada L1 e os itens (b), (c) e (d) corresponde a lombada L2.

Assim como para as imagens geradas a partir dos registros adquiridos com fonte ativa, também no caso da fonte passiva atribuiu-se como relacionadas ao modo fundamental as curvas derivadas da imagem onde se observaram os máximos de energia. Todavia, os máximos de energia podem estar associados a modos superiores dependendo do meio, ou dos parâmetros

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

de aquisição adotados, como por exemplo, o emprego de *offsets* muito grandes.

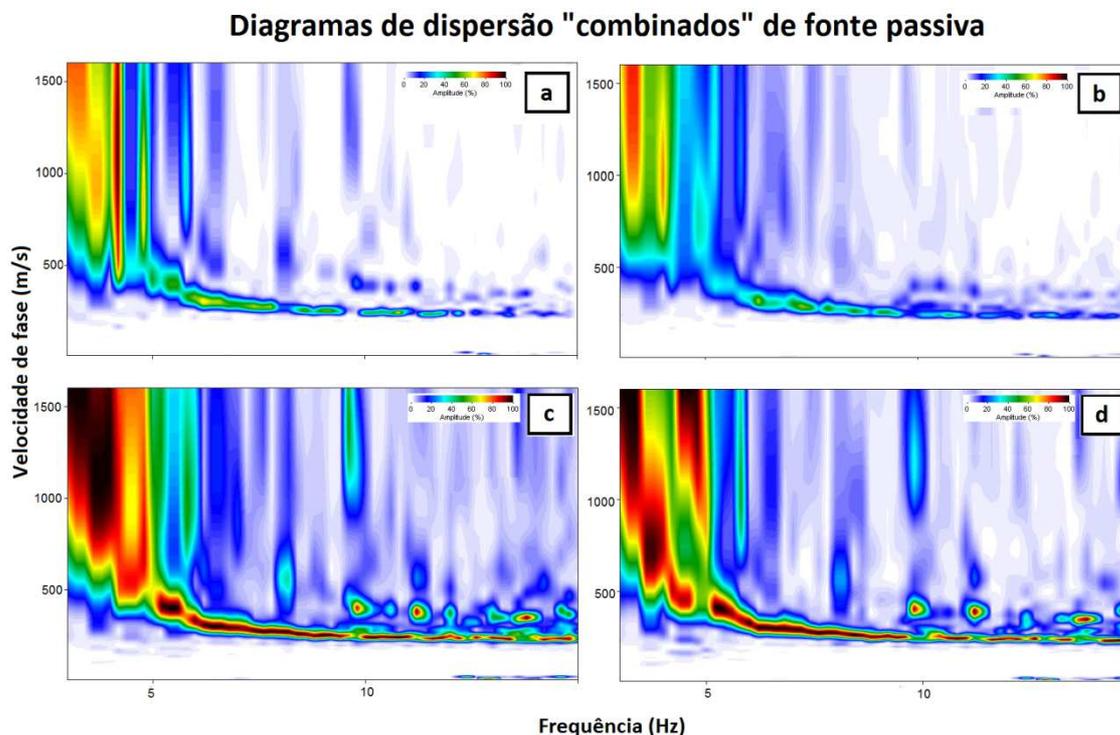


Figura 6.13: Imagens de dispersão geradas a partir da combinação de dados adquiridos com fonte passiva. As figuras *a*, *b*, *c* são formadas pela combinação de duas imagens de dispersão e a figura *d* é composta pela combinação das imagens *a*, *b* e *c*.

As quatro imagens apresentadas mostram máximos de energia em frequências relativamente baixas, entre 4 e 12 Hz, e velocidade de fase mínima de cerca de 320m/s. Cada item (*a*, *b* e *c*) representa a combinação de dois dados de fonte passiva. Os resultados apresentaram imagens visivelmente melhores, mais bem definidas e com máximos de energia nos modos fundamentais. Além disso, é possível observar nestas imagens os modos superiores. A imagem *d* é a combinação das três imagens anteriores, o resultado mostra uma imagem final com maior amplitude, limites de frequência e de velocidade de fase realçados.

### 6.2.5 Combinações de Imagens de dispersão produzidas a partir de fontes combinadas

Foram realizadas diversas combinações de imagens envolvendo fontes passivas, marreta e queda de peso e serão apresentadas as quatro combinações possíveis. A figura 6.14 apresenta quatro destas imagens construídas a partir da combinação de imagens de dispersão. No item (a) a imagem combinada entre marreta e a queda de peso, no (b) entre queda de peso e fontes passivas, no (c) entre marreta e passivas e finalmente no (d) as três fontes combinadas. É importante ressaltar que as imagens individuais escolhidas para esta série de combinações, já haviam sido combinadas anteriormente dentro de cada conjunto de dados (fonte), ou seja, a imagem da fonte marreta usada para produzir os itens **a** e **c**, por exemplo, foi produto da combinação de diversas imagens individuais de dados adquiridos com o uso da marreta (item **b** da figura 6.10).

#### Diagramas de Dispersão Fonte Ativa

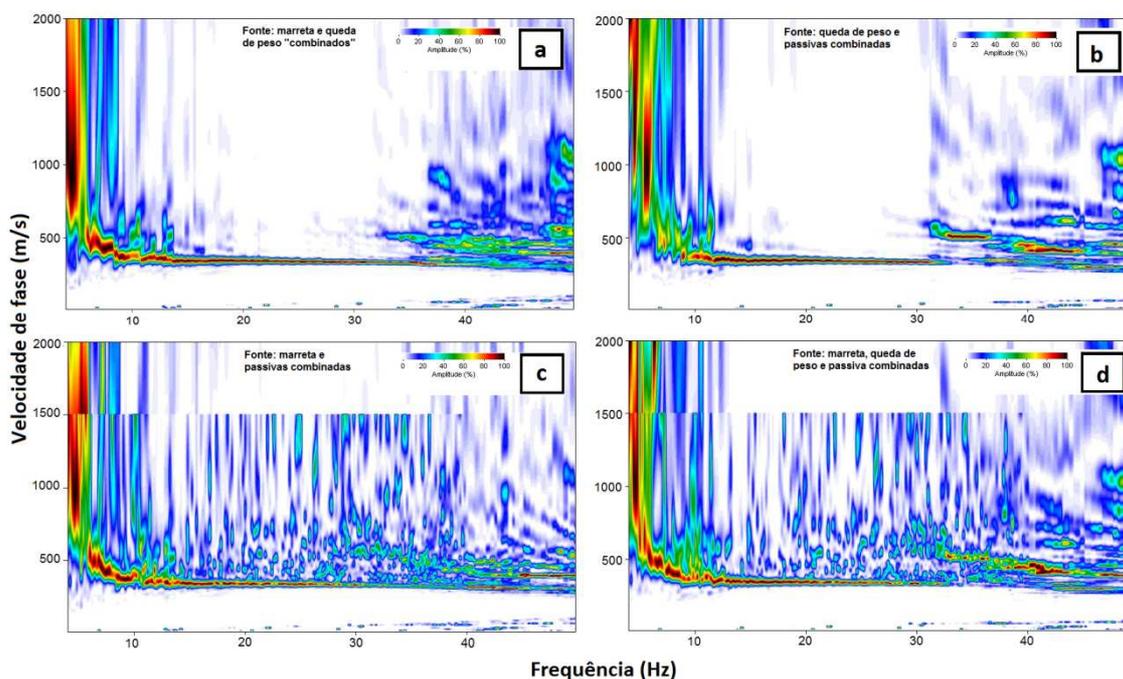


Figura 6.14: Imagens de dispersão geradas a partir da combinação de dados de diferentes fontes. A figura *a* é a combinação entre as imagens mais nítidas produzidas com o uso da marreta e da queda de peso. A figura *b* é a combinação entre as imagens produzidas a partir de passivas e queda de peso. O item *c* é a combinação entre marreta e passiva e o item *d* entre todas as fontes.

Todas as imagens mostraram máximos energéticos abrangendo uma ampla gama de frequências, desde as baixas frequências em torno de 4,5Hz até as mais altas em cerca de 40Hz. De fato, são as imagens que produziram as curvas mais refinadas produzidas deste projeto.

### 6.3 Análise das curvas de dispersão

Após o processamento das imagens de dispersão foram extraídas as curvas de dispersão. A marcação dos pontos ou “picagem” das curvas a partir das imagens de dispersão foi realizada manualmente de acordo com os seguintes critérios:

- foram escolhidos os pontos onde havia máximos energéticos, e estes se apresentavam nítidos e claros.
- os máximos energéticos escolhidos expressaram boa amplitude (> 80%).
- mostravam continuidade lateral, ou seja, abrangiam uma ampla faixa de frequências.

A seguir são feitas as análises das curvas de dispersão extraídas a partir das imagens apresentadas anteriormente.

#### 6.3.1 Análise das curvas de dispersão geradas a partir do uso da marreta como fonte

A figura 6.15 apresenta as curvas de dispersão de todos os dados adquiridos com o uso da marreta como fonte ativa. Nota-se que existe sobreposição entre as curvas amostradas na região *B* (em vermelho), ou seja, na faixa das frequências mais altas (entre 15 e 35 Hz), e onde a velocidade de fase média é de cerca de 330 m/s. Já na região *A*, de baixas frequências, há um “espalhamento” entre as curvas. Atribui-se essa discordância nas baixas frequências à fonte empregada. A marreta não gera baixas frequências, e portanto, a razão sinal/ruído é baixa nessa faixa, gerando maiores erros na extração das curvas de dispersão. Em geral, a área *A*, mostra que na faixa das frequências mais baixas (< 12Hz), prevalecem as curvas derivadas dos dados

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

adquiridos com emprego de *offset* maiores. No entanto, a imagem de dispersão apresenta baixa razão sinal/ruído o que induz a maiores erros na extração das curvas, neste caso.

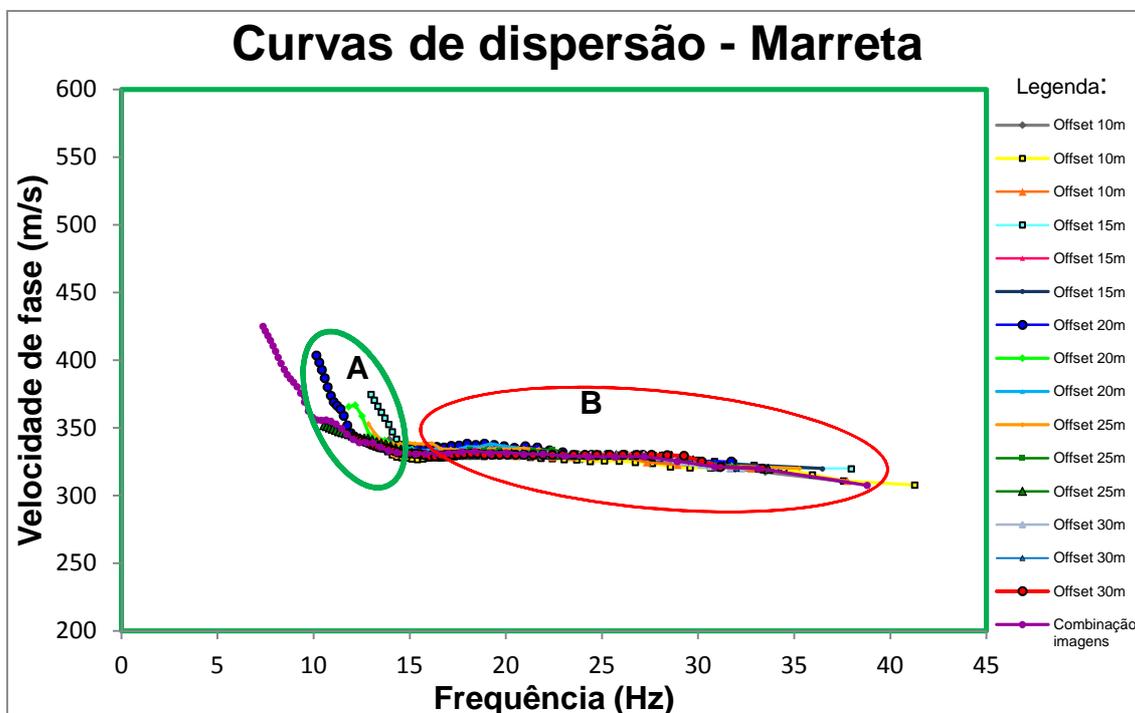


Figura 6.15: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso da marreta como fonte ativa. A legenda mostra o offset mínimo de aquisição.

### 6.3.2 Análise das curvas de dispersão geradas a partir do uso da queda de peso como fonte

A figura 6.16 apresenta as curvas de dispersão de todos os dados registrados com o uso da queda de peso como fonte ativa. É possível perceber que existe uma sobreposição de praticamente todas as curvas amostradas, ou seja, das curvas extraídas dos dados adquiridos com todos os *offsets* mínimos testados, mostrando assim boa coerência tanto na faixa **A** das frequências mais altas (entre 15 e 35 Hz) onde a velocidade de fase média é de cerca de 330 m/s, quanto na região **B** (entre 6 e 12 Hz).

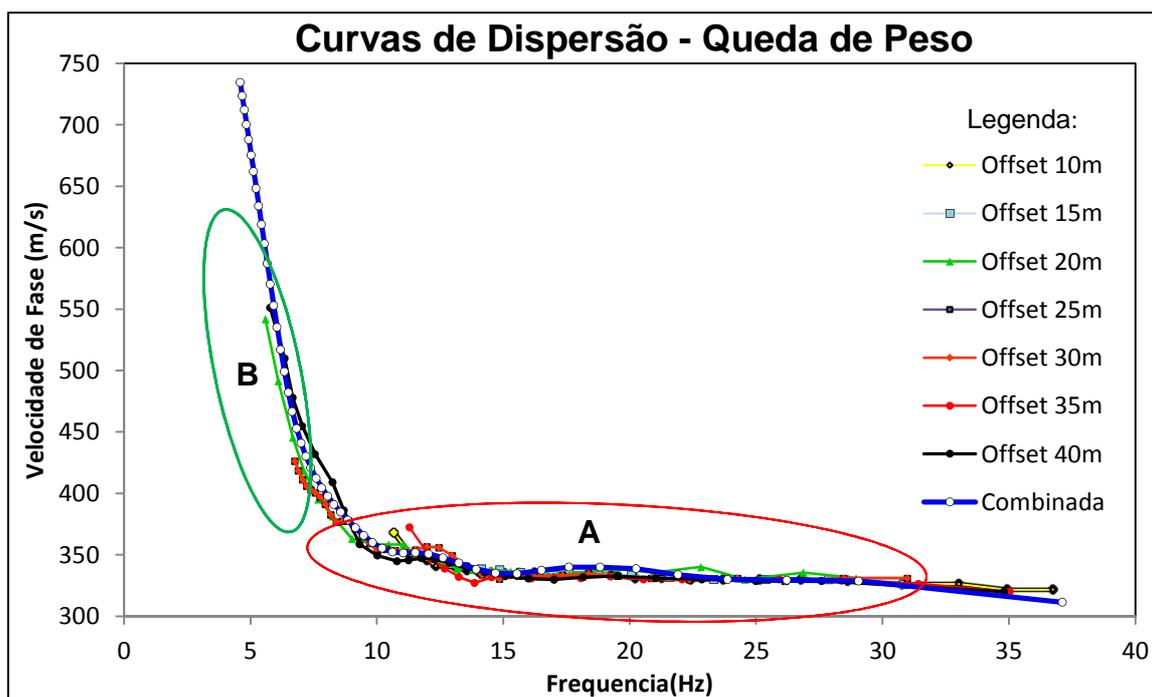


Figura 6.16: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso da queda de peso como fonte ativa. A legenda mostra o offset mínimo de aquisição.

### 6.3.3 Análise das curvas de dispersão geradas a partir dos dados adquiridos com uso de fontes passivas

Após a geração das imagens de dispersão foram também extraídas as curvas de dispersão obtidas a partir dos dados adquiridos com fonte passiva. A figura 6.17 mostra algumas destas curvas, as duas primeiras foram extraídas de imagens geradas a partir de apenas um registro e as demais foram produzidas a partir de imagens de dispersão combinadas. As curvas de dispersão de fonte passiva amostraram uma faixa de baixas frequências, entre 4 e 14Hz, para um intervalo de velocidades de fase que variou entre 320 e 750 m/s. Na região **A** (elipse verde), no intervalo entre 4 e 9Hz, as curvas se sobrepõem de maneira significativa. Na região **B**, onde as velocidades de fase mantiveram-se entre 330 e 350m/s observou-se um maior espalhamento entre os pontos das curvas. As curvas de dispersão que abrangeram a maior área de frequência foram aquelas produzidas a partir de imagens combinadas.

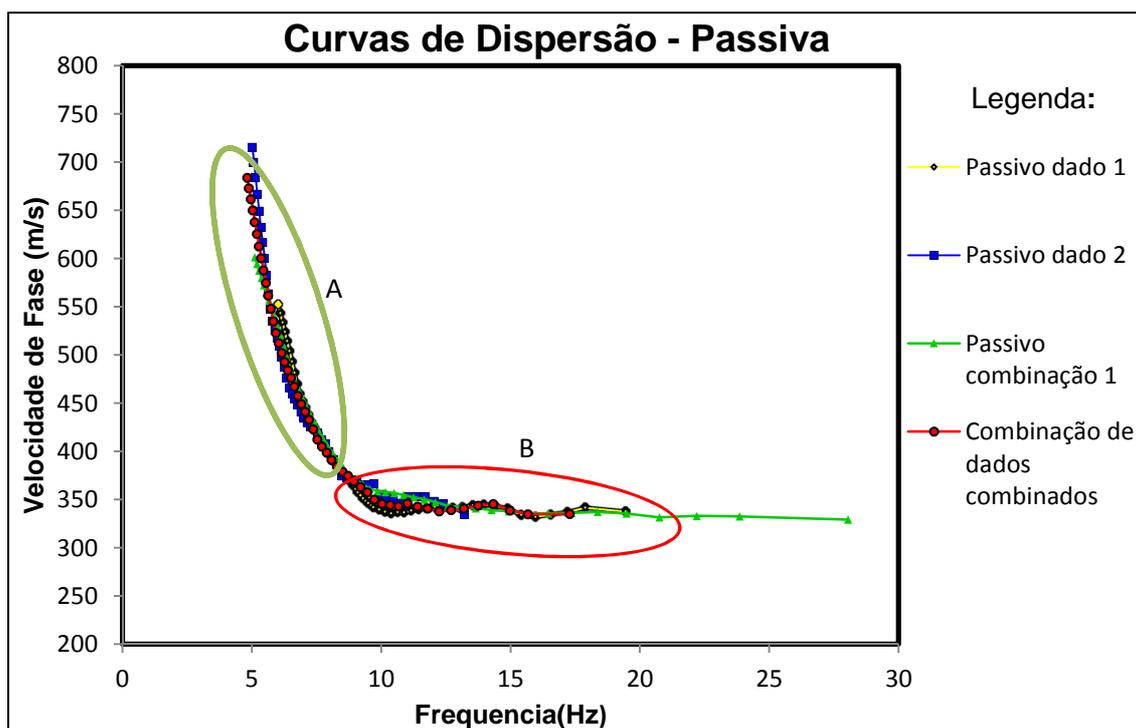


Figura 6.17: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o uso de fontes passivas.

#### 6.3.4 Análise de todas as curvas de dispersão obtidas (fontes ativas e passivas)

A figura 6.18 apresenta o gráfico que integra todas as curvas de dispersão extraídas dos dados adquiridos com as diversas fontes testadas (ativas e passiva).

As regiões A (verde) e C (vermelha), localizadas nas faixas com frequências variando entre 4 e 9Hz, 15 e 35Hz, apresentaram excelente sobreposição das curvas. No entanto na primeira região são dominantes as curvas geradas dos dados adquiridos com fonte passiva e na última as geradas a partir dos dados adquiridos com fontes ativas. No caso da região B, observou-se uma maior dispersão entre os dados.

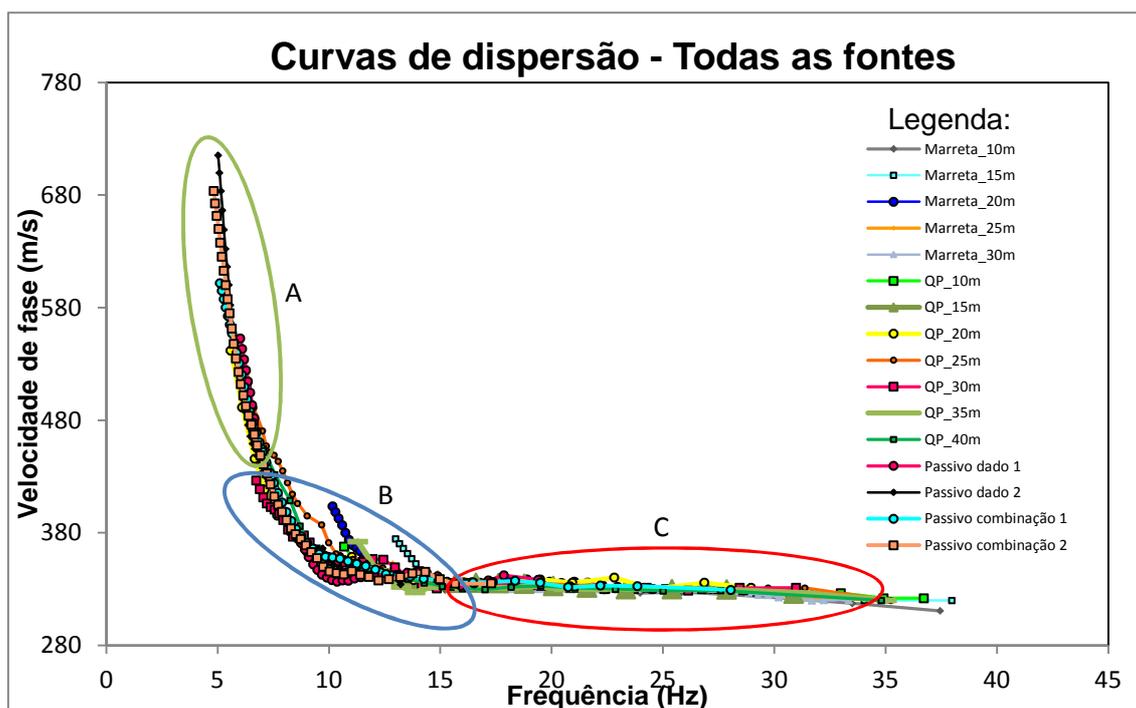


Figura 6.18: Curvas de dispersão geradas a partir de dados adquiridos com o emprego de marreta, queda de peso e fonte passiva.

A figura 6.19 apresenta as curvas de dispersão de todas as imagens combinadas, seja pela combinação de uma fonte com outra, ou pela combinação de dados de uma mesma fonte. Desta forma, a figura mostra a curva gerada pela combinação de todos os dados adquiridos com a marreta, todos adquiridos com a queda de peso e todos adquiridos com fontes passivas, além das curvas geradas pela combinação entre fontes. Nota-se que todas as curvas se sobrepõem ao longo de todo o range de frequências (4,5 até 35Hz). Nas frequências mais altas (entre 14 e 35 Hz), a velocidade de fase de todas as curvas ficou limitada a uma pequena faixa entre 310 e 330m/s. Desta forma, todas as curvas apresentadas mostraram compatibilidade entre si e, portanto são curvas bem mais refinadas em comparação com as demais apresentadas.

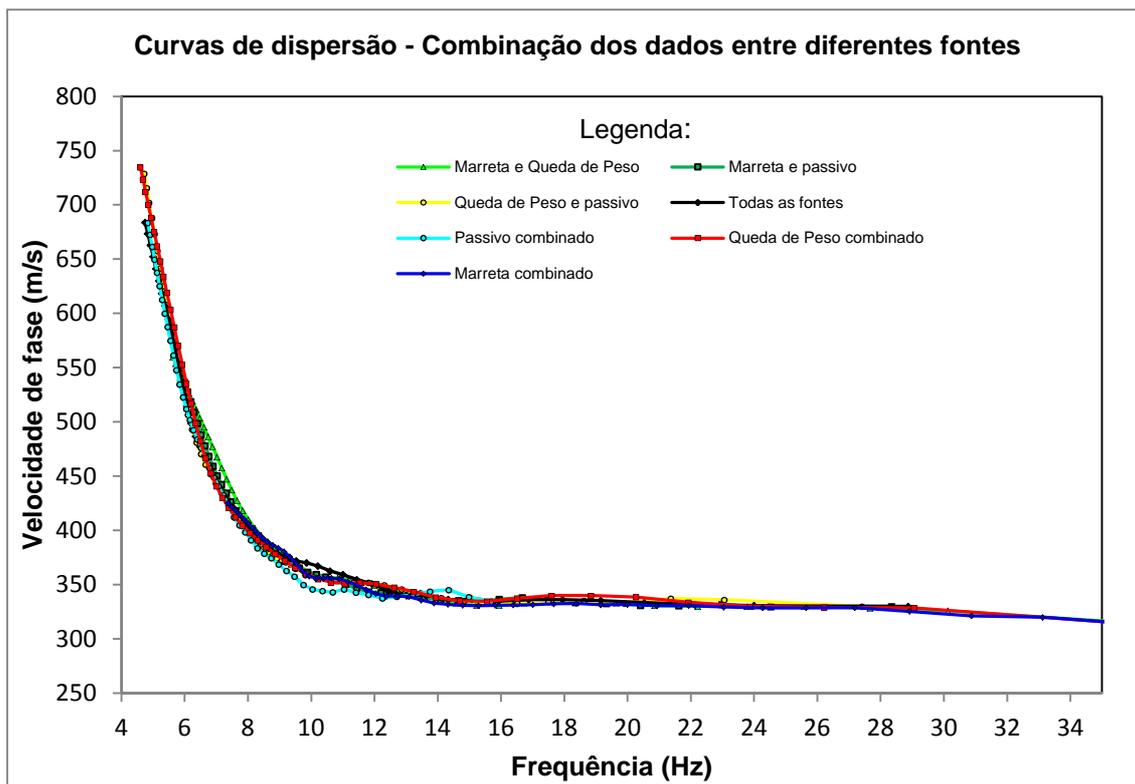


Figura 6.19: Curvas de dispersão geradas a partir da combinação entre as imagens das fontes marreta, queda de peso e passiva.

### 6.3 Inversão dos dados

A etapa de inversão da curva de dispersão experimental visou a estimativa das velocidades da onda S ( $V_s$ ) dos materiais geológicos. O perfil obtido é atribuído ao ponto central do arranjo de geofones.

Dois técnicas de inversão são disponibilizadas pelo SurfSeis. A primeira consiste em aproveitar a curva de dispersão extraída e invertê-la de acordo com o algoritmo iterativo desenvolvido por Xia et al (1999). A outra técnica utiliza o algoritmo de Monte Carlo para buscar de maneira randômica um modelo de camadas cuja curva de dispersão melhor se ajuste à imagem de dispersão (OT-*overtone*).

Nesta etapa, ambos os algoritmos foram testados e a aplicação da primeira técnica de inversão produziu os melhores resultados. Desta forma, todos os modelos da velocidade da onda cisalhante ( $V_s$ ) pela profundidade

apresentados nesta seção foram gerados com a utilização do algoritmo de inversão iterativo de Xia et al (1999).

Nesta seção são apresentados os modelos de velocidades resultantes da inversão das curvas de dispersão obtidas com o emprego das diversas fontes. Foram realizadas inversões das curvas individualmente, ou seja, as resultantes dos dados adquiridos com a marreta (faixa de mais alta frequência), queda de peso (frequências mais baixas relativamente às da marreta), fonte passiva (frequências mais baixas em geral) e das curvas combinadas (fontes ativa + passiva). Além disso, empregou-se como critério de seleção para as curvas geradas de uma fonte específica a faixa de limites de velocidades de fase, ou seja, foram escolhidas as curvas que abrangiam faixas de maior e de menor velocidade de fase, além da curva “combinada” (produzida a partir de combinação de diferentes imagens de dispersão).

### 6.3.1 Modelos de velocidades de onda S para aquisição com marreta

As figuras 6.20 e 6.21 apresentam três modelos de velocidades produzidos a partir de dados adquiridos com a marreta segundo o critério acima descrito. Os parâmetros finais dos modelos obtidos após a inversão são apresentados nas tabelas 6.2 e 6.3.

Foram escolhidos três modelos; **a**, **b** e **c** relativos aos dados adquiridos com *offset* mínimo de 10m, 20m e “imagens combinadas” das curvas de dispersão apresentadas na figura 6.15; amarela, verde e roxa respectivamente. Essas curvas de dispersão apresentam diferentes limites de velocidade de fase, ou seja, o modelo **a** é o resultado da inversão da curva que apresentou as menores velocidades de fase dentre as curvas geradas com a fonte ativa marreta. O modelo **b** foi obtido a partir da inversão da curva que apresentou as maiores velocidades de fase e o **c** da curva “média”, pois foi gerado a partir da combinação de diversas imagens de dispersão.

Todos os modelos apresentaram valores de RMS de velocidades baixos (< 5 m/s) e velocidades de fase similares, variando entre 330 e 350m/s nos primeiros 10m de profundidade. O modelo **a** apresentou o perfil de velocidades até os primeiros 10m de profundidade. O modelo **b** até os 17m e o modelo **c** até os 25m de profundidade.

### Modelo de Velocidade

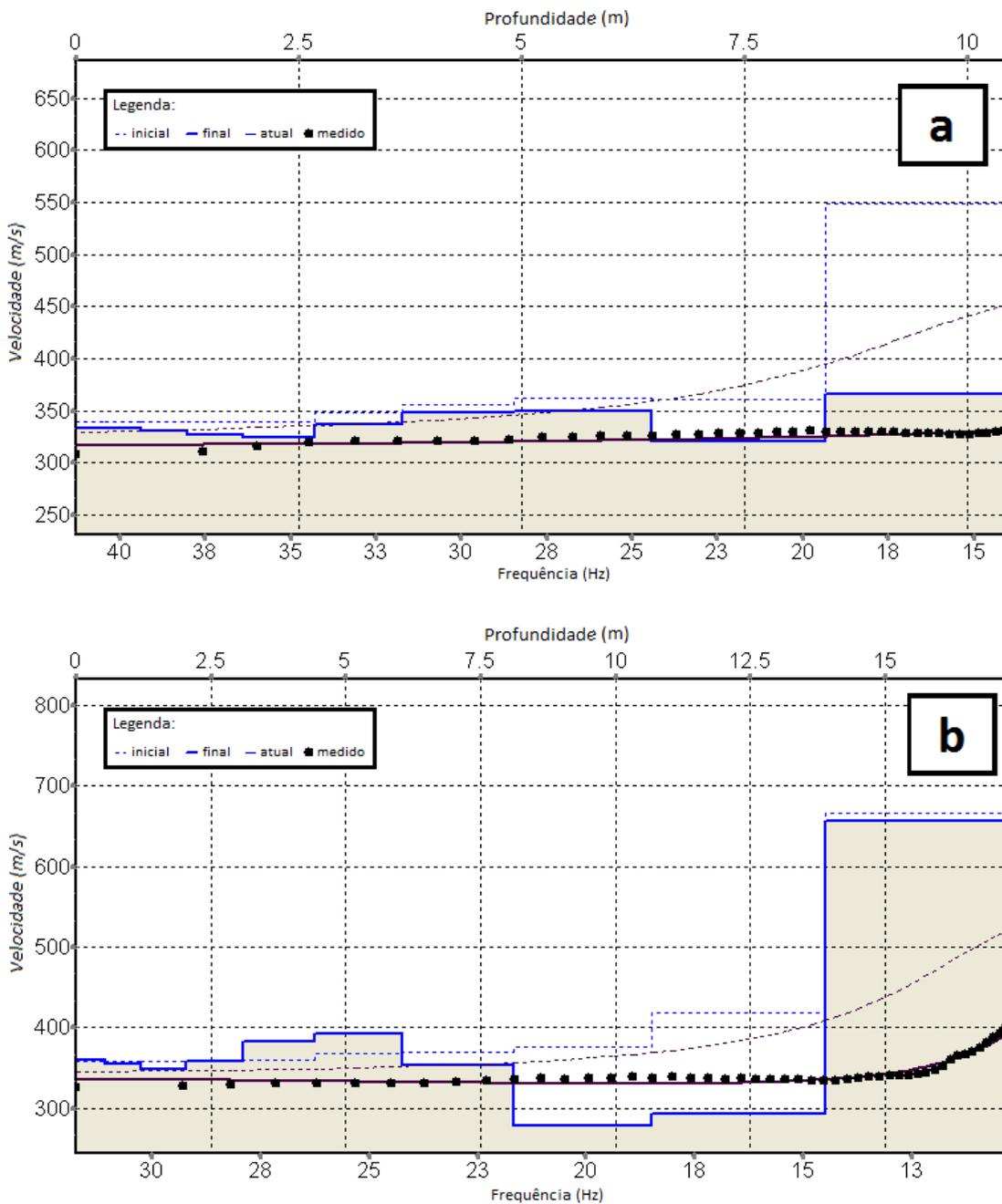


Figura 6.20: Modelos de velocidades da onda S obtidos dos dados adquiridos com o uso da marreta. Os gráficos mostram a curva de dispersão experimental (pontos pretos), a curva do modelo inicial (tracejada) e a curva de ajuste final (contínua preta). Os itens a e b correspondem aos dados adquiridos com offset de 10 e 20m respectivamente.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

### Modelo de Velocidade

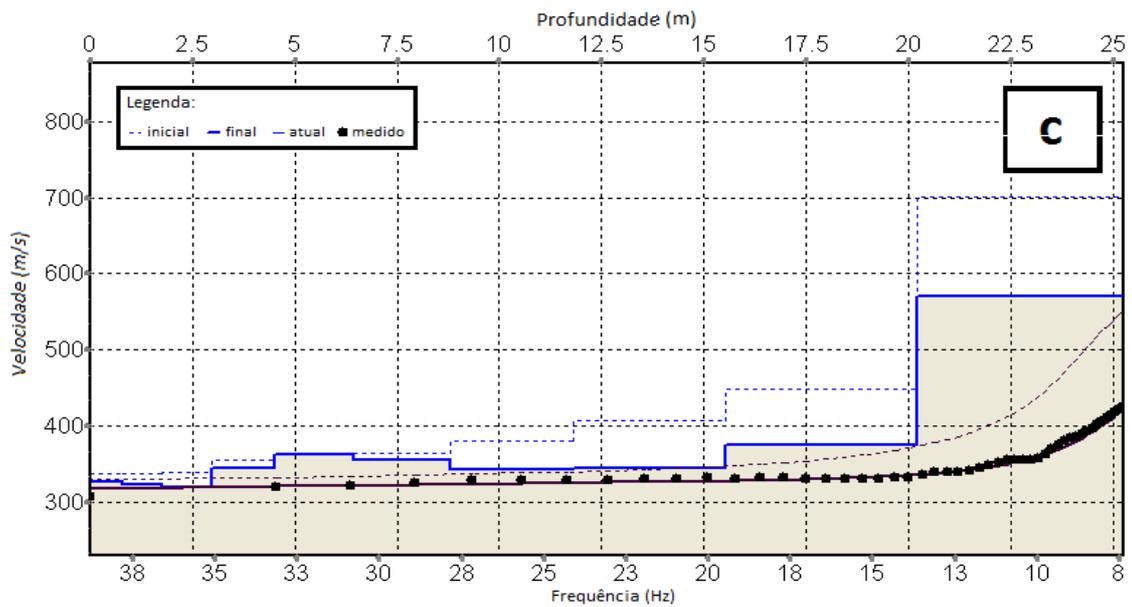


Figura 6.21: Modelo de velocidades da onda S obtido a partir da combinação dos melhores dados adquiridos com o uso da marreta. Os gráficos mostram a curva de dispersão experimental (pontos pretos), a curva do modelo inicial (tracejada) e a curva de ajuste final (contínua preta).

Tabela 6.2: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo a			Dados do modelo b		
Fonte: Marreta Offset mín 10m			Fonte: Marreta Offset mín 20m		
Prof, (m)	Vs (m/s)	RMS	Prof, (m)	Vs (m/s)	RMS
0,33	332,84	3,44	0,538	320,6	5,92
0,73	333,61	3,45	1,211	287,58	5,9
1,24	330,73	3,44	2,052	297,59	5,6
1,88	326,49	3,41	3,104	387,61	5,47
2,67	324,72	3,31	4,418	416,79	5,42
3,67	336,93	3,21	6,061	320,38	4,82
4,91	348,8	3,14	8,115	309,38	4,34
6,46	349,23	3,09	10,682	442,29	4,93
8,4	320,16	3,01	13,891	566,15	5,4
8,4	366,16	2,2	17,364	828,13	5,56

Tabela 6.3: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo c		
Fonte: Marreta Combinados		
Prof, (m)	Vs (m/s)	RMS
0,78	327,25	3,55
1,76	322,94	3,54
2,99	320,1	3,39
4,52	345,42	3,26
6,43	363,49	3,21
8,82	355,07	3,15
11,81	343,91	3,08
15,54	344,5	2,96
20,21	376,16	3,02
20,21	571,24	2,8

### 6.3.2 Modelos de velocidades para aquisição com a fonte queda de peso

As figuras 6.22 e 6.23 apresentam os modelos de velocidades produzidos a partir dos dados adquiridos com a queda de peso. Os modelos **a**, **b** foram obtidos a partir dos dados adquiridos com *offsets* mínimos de 20, 35 e o modelo **c** a partir da combinação de imagens. Estes modelos se referem as curvas de dispersão invertidas verde, vermelha e azul respectivamente (figura 6.16). Os parâmetros de inversão destes modelos são apresentados na tabela 4.

Os modelos **a**, **b**, **c** apresentaram um aumento significativo de velocidade na profundidade aproximada de 34m, porém a interface relacionada ao contato sedimento/embasamento só foi observada no modelo **c** à profundidade aproximada de 55m. Embora os modelos difiram entre si no que tange às interfaces e às velocidades das camadas mais rasas, todos eles mostraram faixas de velocidades variando entre 300 e 400m/s nos primeiros 20m de profundidade.

## Modelo de Velocidade

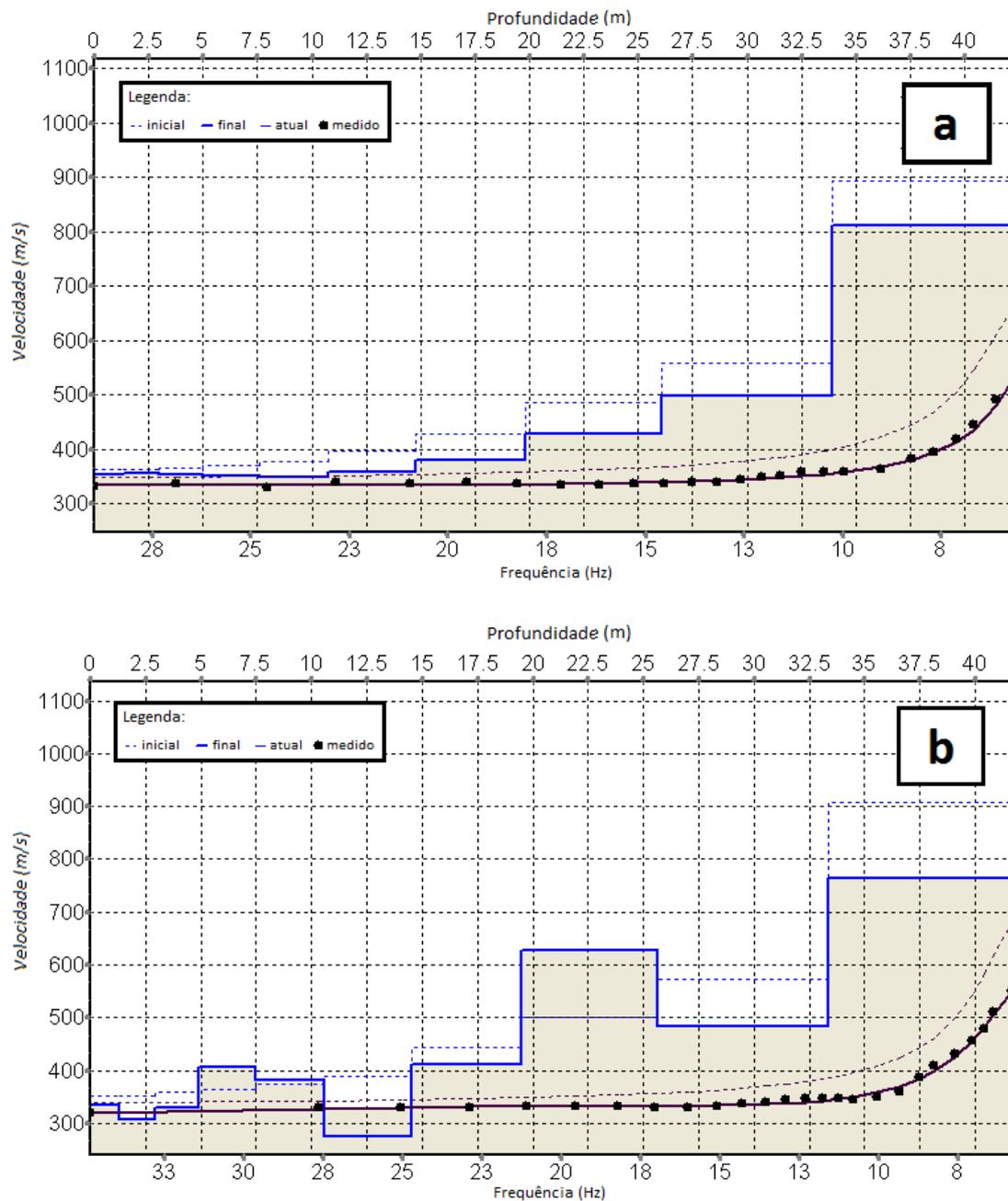


Figura 6.22: Modelo de velocidades da onda S obtido a partir dos dados adquiridos com o uso da queda de peso. O gráfico mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo. O item *a* representa um modelo cujo dado foi adquirido com offset mínimo de 20m e o *b* com 40m.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

### Modelo de Velocidade

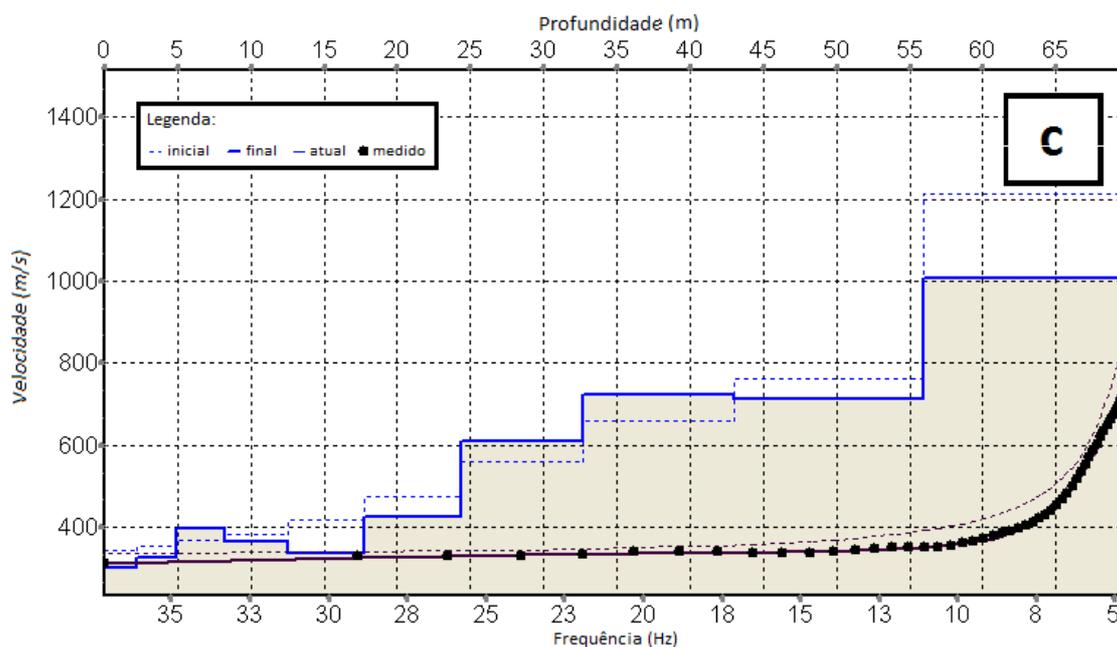


Figura 6.23: Modelos de velocidades da onda S obtidos a partir da combinação das melhores imagens adquiridas com o uso da fonte queda de peso. O gráfico mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo.

Tabela 6.4: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo a			Dados do modelo b			Dados do modelo c		
Fonte: QP Offset min 20m			Fonte: QP Offset min 40m			Fonte: QP Offset:Combinados		
Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS
1,31	354,5	4,29	1,292	334,251	5,06	2,17	300,38	4,14
2,96	357,05	4,23	2,907	307,433	5,06	4,88	326	3,55
5,01	354,31	3,97	4,926	330,601	5,04	8,26	397,93	3,74
7,57	351,12	3,83	7,449	406,167	4,96	12,49	365,31	3,51
10,78	347,74	3,8	10,603	381,856	4,91	17,78	336,37	3,06
14,79	357,28	3,77	14,546	275,626	4,89	24,39	426,22	3,5
19,8	380,18	3,69	19,474	412,099	4,83	32,66	609,9	3,79
26,06	427,54	3,7	25,634	626,523	4,67	42,99	721,73	3,76
33,89	498,61	3,92	33,334	482,359	3,44	55,9	711,64	3,7
33,89	811,92	4,03	41,667	763,826	4,95	55,9	1005,99	3,54



## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

intermediárias compatíveis com os modelos **a** e **c** e seus valores RMS foram baixos, revelando o bom ajuste da curva de dispersão teórica com a experimental.

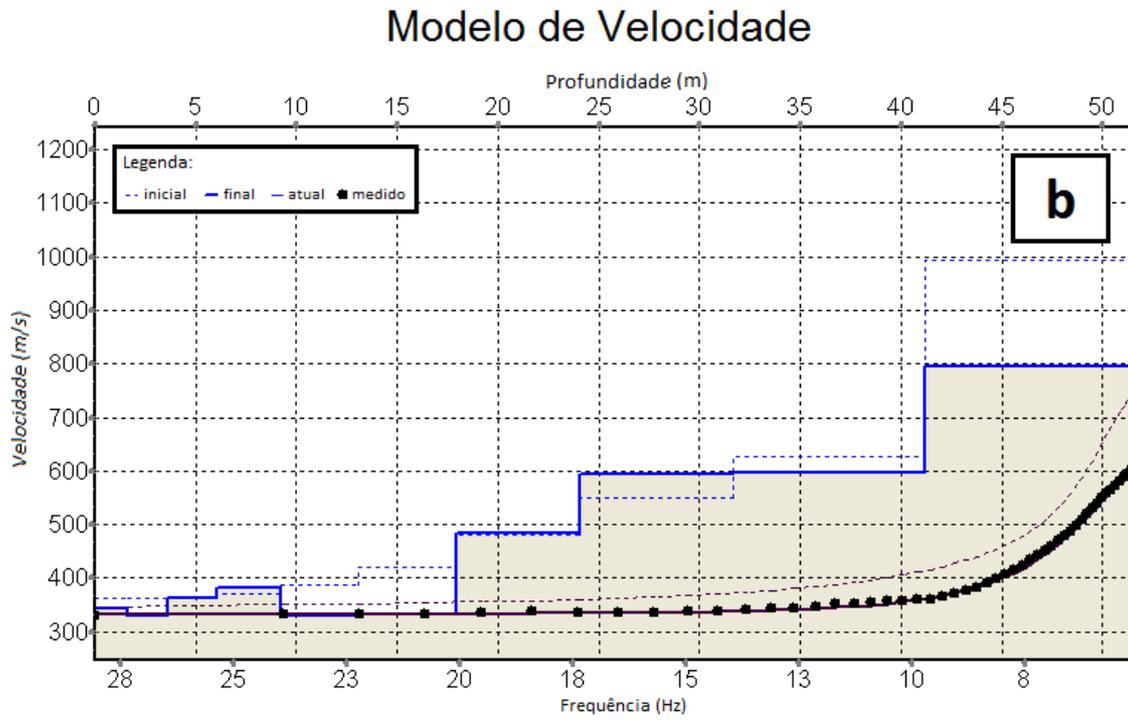


Figura 6.25: Modelo de velocidades para dados adquiridos com o uso de fonte passiva. A figura mostra também a curva de dispersão experimental e a melhor curva de ajuste do modelo.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

### Modelo de Velocidade

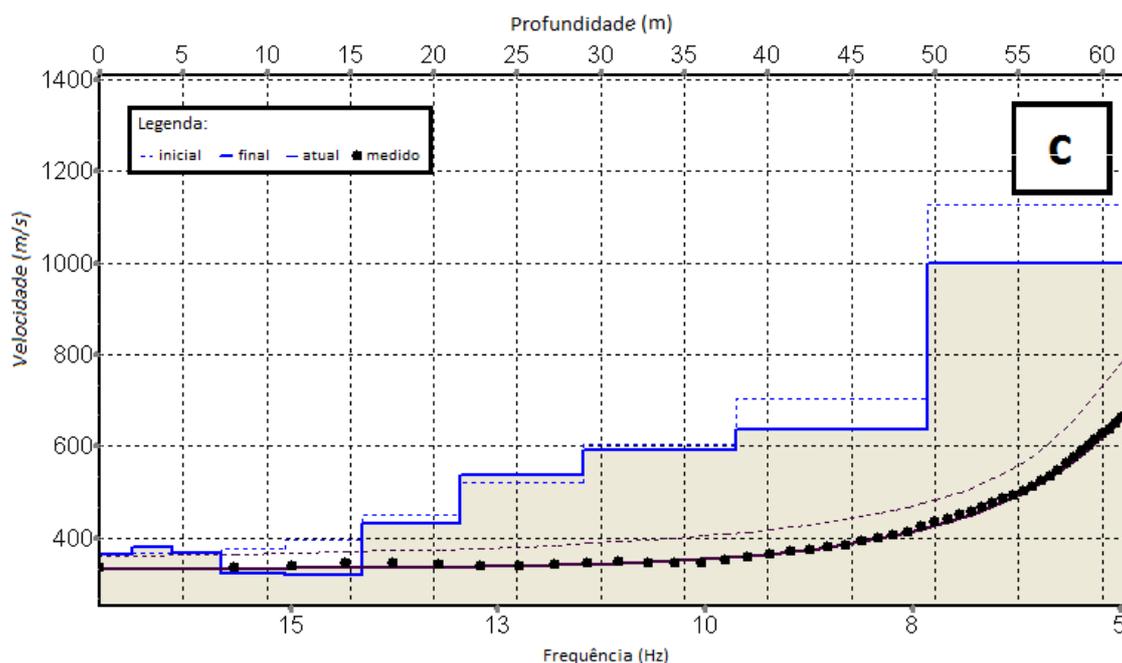


Figura 6.26: Modelo de velocidades para dados adquiridos com o uso de fonte passiva. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo.

Tabela 6.5: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo a			Dados do modelo b			Dados do modelo c		
Fonte: Passiva		Dado simples	Fonte: Passiva		Dado simples	Fonte: Passiva		Combinado
Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS
1,93	360,63	7,71	1,6	344,21	3,83	1,92	361,81	4,46
4,35	363,65	7,73	3,59	328,42	3,73	4,32	378,16	4,42
7,37	355,73	7,37	6,08	361,72	3,48	7,32	367,46	4,09
11,14	347,45	6,63	9,2	380,72	3,34	11,07	322,55	3,69
15,86	357,69	6,17	13,09	329,22	3,1	15,75	319,7	3,49
21,76	409,92	6,26	17,96	332,57	3,06	21,61	429,38	3,7
29,13	478,98	6,17	24,04	484	3,34	28,93	537,66	3,77
38,35	576,1	6,34	31,65	593,28	3,38	38,09	591,75	3,73
49,87	701,31	7,01	41,15	595,74	3,36	49,53	636,66	3,86
49,87	1159,38	7,55	41,15	793,74	3,1	49,53	999,47	4,03

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

No entanto, em relação às velocidades de onda S, é possível observar diferenças entre os perfis (tabela 6.5). Estas diferenças são em média da ordem de 10%, porém, localmente ocorre variações de cerca de 20%, com exceção do semi-espaço.

### Modelo de Velocidade

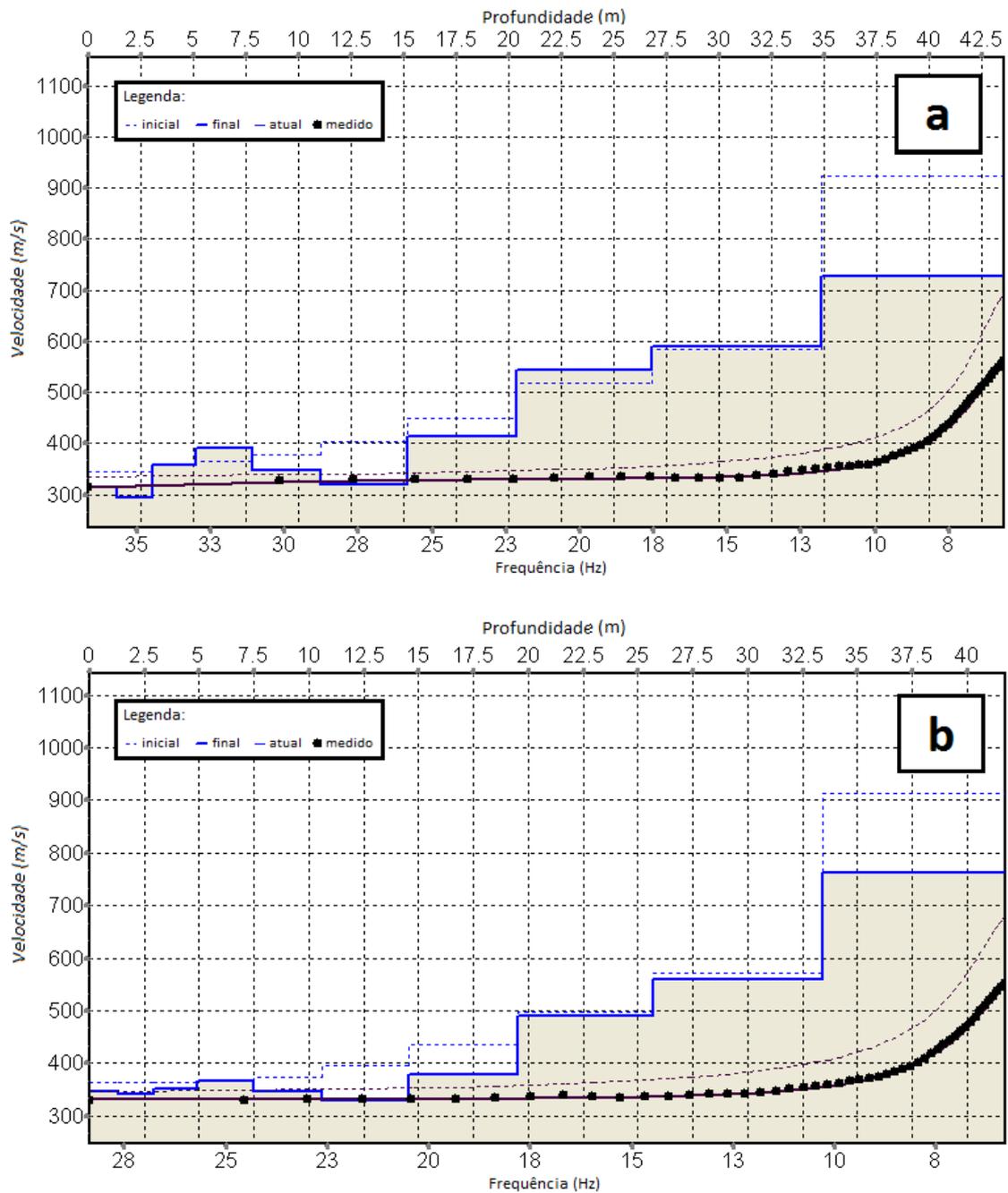


Figura 6.27: Modelo de velocidades para dados de fontes combinadas. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo. O item a corresponde aos modelos gerados a partir da combinação de dados adquiridos com o uso da marreta e da queda de peso

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

como fonte. O item *b* foi o modelo gerado pela combinação dos dados de marreta com os dados adquiridos com fontes passivas.

As figuras 6.27 *a* e *b* e 6.28 *c* e *d* mostram os modelos de velocidades de onda S dos dados combinados da marreta com queda de peso, marreta com fonte passiva, queda de peso com fonte passiva e as três juntas combinadas respectivamente. Todos os perfis apresentados mostraram uma excelente qualidade na inversão, como mostraram os baixos valores RMS apresentados nas tabelas 6.6 e 6.7 e ainda pela qualidade do ajuste da curva “teórica” aos dados.

Embora os dois primeiros perfis só tenham amostrado até cerca de 40m de profundidade, todos os quatro perfis apresentados delimitaram as três interfaces mais profundas (entre 26 e 29m, 34m e 38m, 48m e 50m) muito próximas umas das outras, com uma variação máxima de 10% de um perfil para o outro. Além disso, este conjunto de perfis foi o que apresentou as velocidades de onda S mais semelhantes entre si, ou seja, não houve discrepâncias de  $V_s$  entre os perfis, com exceção do semi-espaço.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

### Modelo de Velocidade

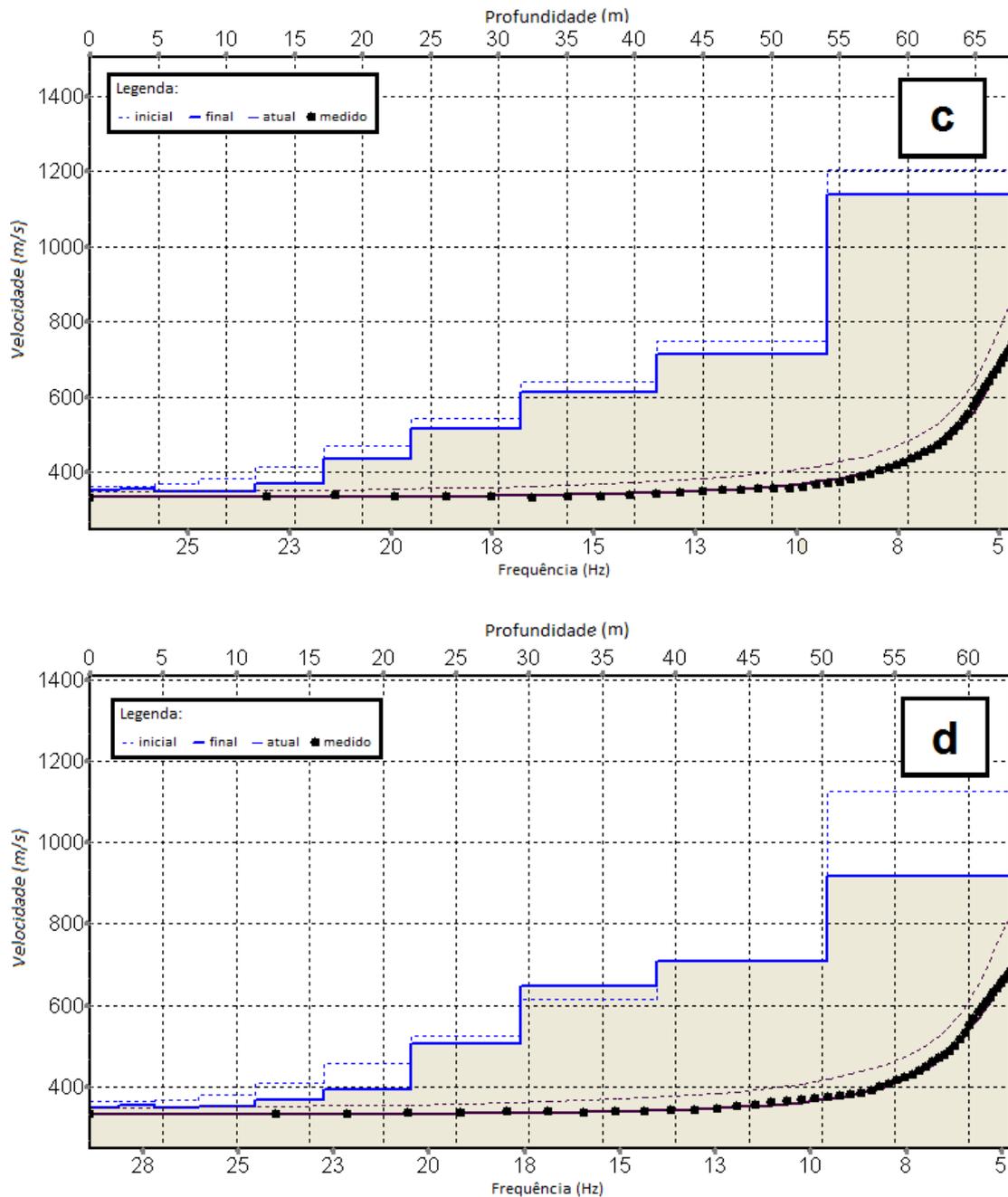


Figura 6.28: Modelo de velocidades para dados de fontes combinadas. A figura mostra também a curva de dispersão e a melhor curva de ajuste do modelo. O item c corresponde aos modelos gerados a partir da combinação de dados adquiridos com o uso da queda de peso e de fontes passivas. O item d é o modelo gerado pela combinação de dados de todas as fontes, marreta, queda de peso e fontes passivas.

## 6.AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

Tabela 6.6: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo a			Dados do modelo b		
Fonte: Marreta e Queda de Peso			Fonte: Marreta e Passiva		
Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS
1,35	314,64	3,82	1,29	346,79	2,8
3,04	293,77	3,65	2,91	342,12	2,77
5,15	358,13	3,44	4,93	350,83	2,61
7,79	391,41	3,39	7,46	366,14	2,49
11,09	346,24	3,23	10,62	347,32	2,4
15,21	319,85	3,06	14,57	328,46	2,32
20,37	412,69	3,25	19,51	378,57	2,31
26,81	543,1	3,37	25,68	490,32	2,37
34,86	588,55	3,39	33,4	560,43	2,46
34,86	726,46	3,09	33,4	763,22	2,49

Tabela 6.7: Parâmetros finais obtidos da inversão.

Dados do modelo c			Dados do modelo d		
Fonte: Queda de Peso e Passiva			Fonte: Três fontes combinadas		
Prof(m)	Vs (m/s)	RMS	Prof(m)	Vs (m/s)	RMS
2,1	352,51	8,22	1,95	348,04	4,24
4,72	355,37	7,69	4,39	352,65	4
7,99	349,97	7,02	7,44	345,98	3,7
12,08	348,89	6,84	11,25	349,37	3,56
17,2	370,86	6,6	16,01	368	3,38
23,6	435,47	6,77	21,96	393,65	3,46
31,59	516,55	6,83	29,4	506,37	3,66
41,58	613,61	6,94	38,71	648,14	3,72
54,08	715,29	7,35	50,33	709,04	3,74
54,08	1138,08	7,72	50,33	917,46	3,6

## 7. Discussões e Correlações

### 7.1 Introdução

Na seção anterior foram apresentados três perfis de velocidades obtidos dos dados adquiridos para cada uma das diferentes fontes utilizadas. A escolha destes perfis foi feita a partir da análise das curvas de dispersão, de modo que foram apresentadas as duas curvas que amostraram os extremos da escala de frequências, ou seja, as máximas e mínimas e também aquelas produzidas por meio da combinação de diferentes imagens de dispersão.

Neste item são apresentados e discutidos os resultados da sondagem mista (a percussão, no trecho em solo, e rotativa no trecho em rocha) SM-140, denominada P3 e da perfilagem geofísica realizada no mesmo poço (IPT, 2002), além das correlações feitas entre esses dados e os resultados geofísicos obtidos com o método MASW.

Durante a sondagem foi amostrado todo o intervalo, sendo coletadas amostras de calha nos trechos constituídos por sedimentos e testemunhos na porção rochosa. Além disso, foram realizados testes como EDP (ensaio de perda de água) e SPT (*Standard Penetration Test*); este último é um importante parâmetro de correlação para este trabalho pois representa uma medida de resistência do material geológico, medida esta que tem relação direta com os módulos elásticos dos materiais em subsuperfície e com a velocidade da onda cisalhante (relacionada ao módulo de cisalhamento). Após a perfuração foram realizadas perfilagens gama, elétrica e SP (potencial espontâneo). Todos os resultados dos ensaios citados foram utilizados para estabelecer uma correlação com os perfis de velocidade cisalhante ( $V_s$ ) obtidos nesta pesquisa.

### 7.1.1 Sondagem mista e SPT

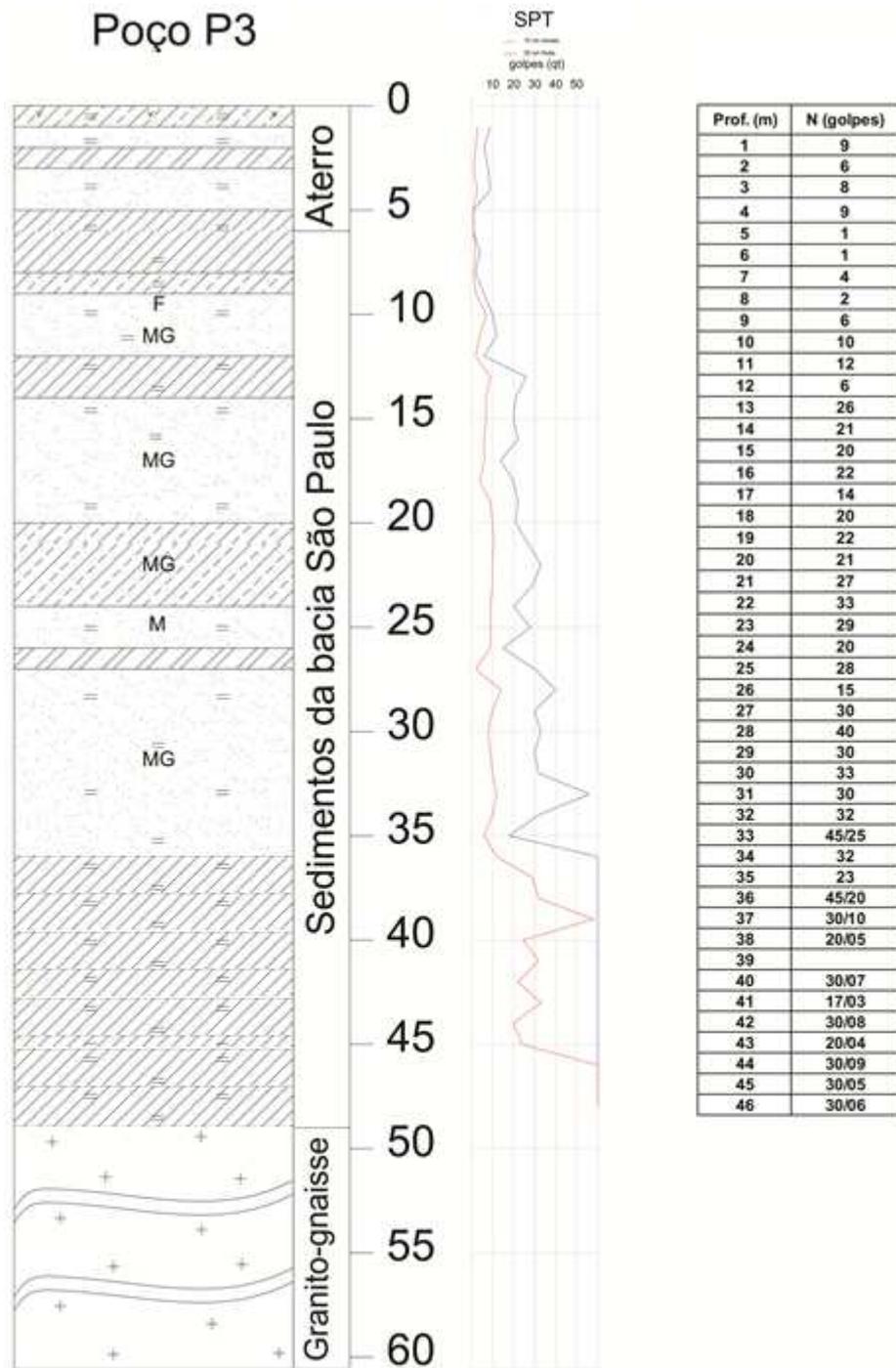
Em novembro de 2000 foram executadas três sondagens mistas (a percussão, no trecho em solo, e rotativa no trecho em rocha) no sítio controlado localizado na rua do Matão, 1226 na Cidade Universitária/USP. Uma destas sondagens (SM-140) deu origem ao poço P3 apresentado na figura 7.1. Inicialmente foi realizada a perfuração no trecho de solo pelo método percussivo com diâmetro de 4" até encontrar o nível d' água (N.A.). Após esta etapa inicial foi cravado o revestimento e retomada a perfuração até o trecho impenetrável. O trecho final foi perfurado com a sonda rotativa até a profundidade de 80,4m com testemunhagem contínua. Nesta fase foi realizado o teste de perda de pressão d'água (EPA) para determinação da permeabilidade do maciço rochoso.

Ao longo de toda a perfuração em material sedimentar foram executados os ensaios SPT (*Standard Penetration Test*) em intervalos regulares de 1m. O ensaio consistiu em cravar um barrilete-amostrador por meio do impacto de um martelo de 65kg caindo livremente de uma altura de 75cm sobre a composição das hastes. Os resultados destas medidas apresentados na figura 7.1 são expressos em números de golpes necessários à penetração dos 45 cm finais do amostrador, em três etapas de 15cm cada. A resistência à penetração consiste no número de golpes necessários à cravação dos 30 cm finais do amostrador, sendo este o valor do ensaio SPT.

### 7.1.2 Perfilagem geofísica

Após o término da perfuração de cada trecho, foram realizadas as perfilagens geofísicas e em seguida descido o revestimento definitivo de PVC com o diâmetro de 4". Como já mencionado, foram executadas perfilagens elétrica, potencial espontâneo (SP) e gama.

7.DISSCUSSÕES E CORRELAÇÕES



Legenda

-  Silte argiloso marrom avermelhado claro
-  Silte argiloso cinza claro
-  Silte pouco arenoso marrom amarelado claro
-  Areia média a grossa argilosa castanho amarelada
-  Argila pouco arenosa vermelha, roxa e cinza
-  Granito-Gnaisse
-  F Grãos finos de areia
-  M Grãos médios de areia
-  Argila siltosa marrom e cinza
-  MG Grãos médios a grossos de areia

Figura 7.1: Modelo litológico 1D no local do poço P3 e a correlação com os registros do ensaio SPT (N valor) (adaptado de IPT, 2002).

## 7.DISSCUSSÕES E CORRELAÇÕES

A perfilagem elétrica é semelhante aos métodos eletroresistivos de superfície e visa determinar a resistividade aparente em função da geometria de eletrodos. As técnicas mais difundidas e que foram aplicadas na perfilagem deste poço são; arranjo monoelétrico, bieletrodico e trieletrodico (lateralog). A perfilagem SP, ou potencial espontâneo, utiliza basicamente o mesmo princípio aplicado em superfície onde se mede a diferença de voltagem entre o eletrodo potencial no furo e o eletrodo de referência na superfície. Por último, a perfilagem gama (GR), ou *gamma ray*, consiste na medida da radioatividade natural das formações atravessadas pela perfuração. Os três elementos que contribuem para a radioatividade da formação são tório, urânio e potássio. As radiações gama são rapidamente absorvidas, contudo podem atravessar o revestimento e o fluido de perfuração.

Na figura 7.2 são apresentados os resultados da perfilagem realizada no trecho de solo/rocha sedimentar do poço P3. O perfil gama é seguido de quatro perfis de resistividade e do potencial espontâneo. Os resultados mostram basicamente três discontinuidades aproximadamente em 13m, 27m e 36m de profundidade, concordantes com os limites dos pacotes lito-estratigráficos descritos na figura 7.1.

### 7.2 Correlação dos resultados

#### 7.2.1 Correlação dos perfis obtidos com o uso da marreta

A figura 7.3 apresenta três perfis de velocidades de onda S ao lado do modelo lito-estratigráfico do poço P3. Embora os perfis apresentem diferenças na profundidade da última interface, todos eles mostram velocidades variando entre 340 e 370m/s para os primeiros 14m de profundidade. As variações de  $V_s$  dos perfis nos horizontes mais rasos (<14m) não correspondem às mudanças de pacotes litológicos, pois elas se encontram abaixo da resolução mínima de alcance do método de ondas superficiais com a configuração utilizada neste projeto. Além disso, estes pacotes mais rasos não apresentam variação significativa em termos de compactação e consolidação como pode mostrar o registro de SPT na figura 7.1.

## 7.DISSCUSSÕES E CORRELAÇÕES

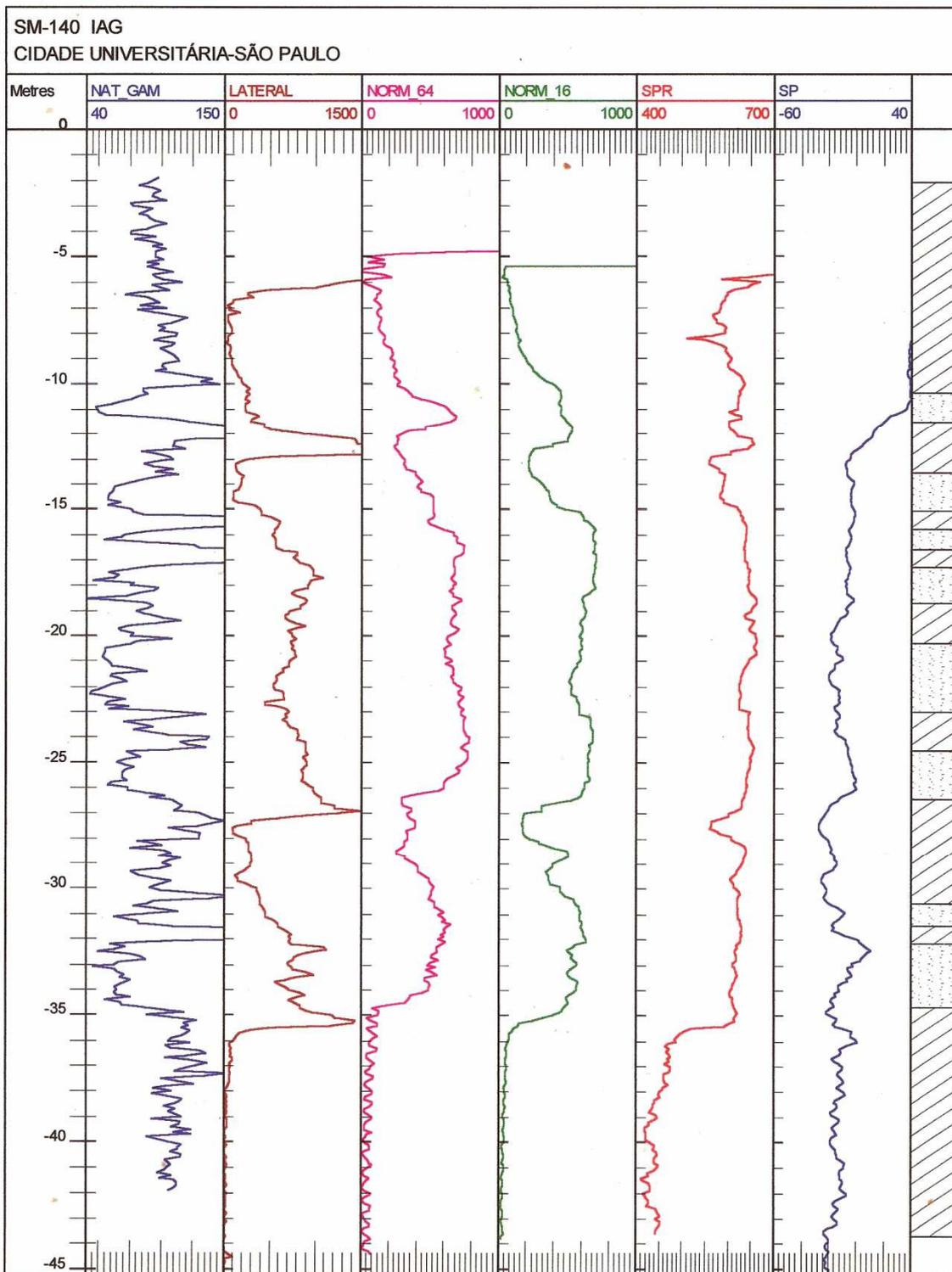


Figura 7.2: Resultado da perfilagem onde o primeiro track (azul) representa o gama, do segundo ao quinto a perfilagem elétrica ou resistividade e por último o potencial espontâneo (adaptado de IPT, 2002).

## Perfil de Velocidades 1D

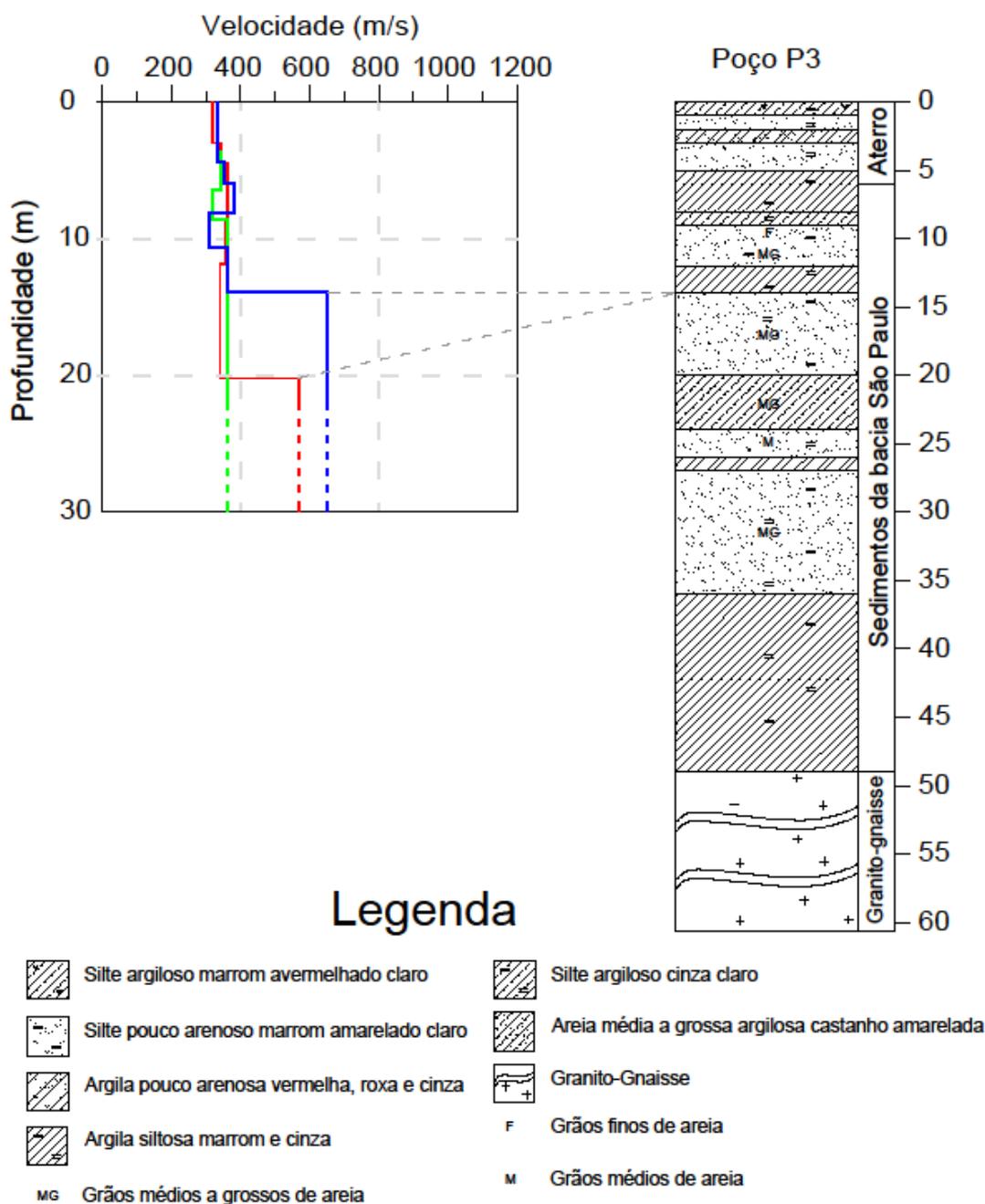


Figura 7.3: Correlação entre os perfis litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de dados adquiridos empregando a fonte marreta.

O perfil em vermelho delimitou uma interface de contato entre uma camada de silte argiloso e uma camada de areia com granulometria média a

## 7.DISSCUSSÕES E CORRELAÇÕES

grossa. Este contato também pode ser visualizado pelos resultados da perfilagem geofísica, além dos resultados do ensaio SPT, como mostra a figura 7.2. Nesta figura são mostrados os valores dos ensaios gama, resistividade e potencial espontâneo, nas unidades API, Ohm.m e mV, respectivamente.

### 7.2.2 Correlação dos perfis obtidos com o uso da queda de peso

De modo geral os perfis de velocidades da onda S obtidos com a fonte queda de peso mostraram similaridades na determinação das principais interfaces. A figura 7.4 mostra três interfaces de contato em 24, 36 e 46m entre pacotes litológicos compostos por argila, silte areia e o embasamento (granito-gnaiss). Os dois primeiros contatos (24 e 36m) foram delimitados pelos perfis com cerca de 2m de diferença, porém o contato entre os siltes e o embasamento foi mapeado somente pelo perfil “combinado” (em vermelho). Este perfil apresentou uma diferença de cerca de 9m em relação ao perfil litológico e aos registros do valor N de SPT do poço P3 (figura 7.1).

### 7.2.3 Correlação dos perfis obtidos com o uso de fontes passivas

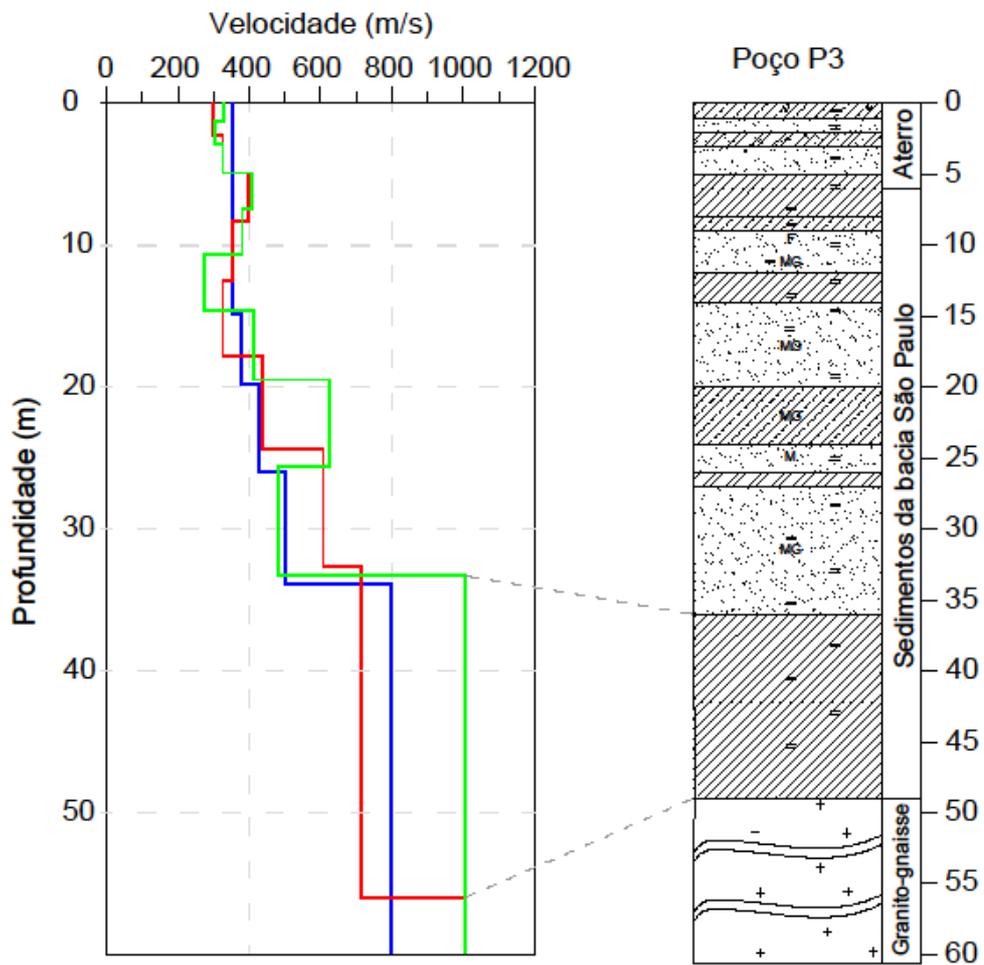
A figura 7.5 apresenta a correlação entre os perfis obtidos a partir de dados de fontes passivas com o perfil estratigráfico do poço P3. Embora os perfis mostrem diferenças em relação aos valores de Vs, as principais interfaces de contato foram mapeadas satisfatoriamente com cerca de 3m de incerteza em relação aos horizontes lito-estratigráficos do modelo e ao registro de N valores do ensaio SPT.

### 7.2.4 Correlação dos perfis obtidos com o uso de combinações entre fontes

A partir da inversão das curvas obtidas das imagens combinadas, ou seja, aquelas produzidas a partir da combinação de imagens de dispersão de diferentes fontes foram gerados quatro perfis de velocidades ( $V_s$ ). Um deles referente à combinação de uma imagem de dispersão passiva com uma imagem adquirida com marreta, outra entre passiva e queda de peso, uma terceira entre marreta e queda de peso e por último a combinação da melhor imagem dos três tipos de fontes. Cada um dos perfis obtidos é apresentado na figura 7.6 para uma correlação com os dados de litologia e SPT. Ambos os perfis apresentaram similaridades na determinação das interfaces de contato ao longo de todo o perfil, porém no âmbito das velocidades de onda S estas similaridades ocorrem somente nos primeiros 30m de profundidade.

Na figura 7.6, o perfil de velocidades da combinação queda de peso-passiva (em azul) mostrou bastante coerência e boa precisão na correlação com o perfil litológico e os dados de SPT, mapeando as três interfaces de contato mais profundas com precisão significativa (<10%). No caso do perfil combinado marreta-passivo (vermelho) a profundidade máxima de alcance foi de 34m. Os perfis provenientes de fontes passivas que foram gerados anteriormente (figuras 6.22, 6.23 e 6.24) amostraram o embasamento, porém isso não ocorreu nesta nova combinação entre a imagem de dispersão passiva e a da marreta. Uma das hipóteses para explicar esse fato é que eventualmente a combinação entre imagens pode ser prejudicial, contaminando a imagem final com ruído e obliterando a informação energética, neste caso, nas baixas frequências. Contudo, o perfil, do mesmo modo que o perfil marreta-queda de peso (verde), mostrou correlação significativa com os valores de SPT e o perfil litológico, apresentando diferenças menores do que 10% na determinação da profundidade das quatro primeiras interfaces de contato (14m,19m,26m e 34m). Por fim, o perfil combinado das três fontes (roxo) foi o que mostrou maior semelhança e coerência com os dados de SPT e litologia, demarcando as interfaces de contato em 16m, 21m, 29m, 38m e 50m, com diferenças da ordem de 10% em relação a litologia nas camadas mais rasas e 5% nas camadas mais profundas.

## Perfil de Velocidades 1D



### Legenda

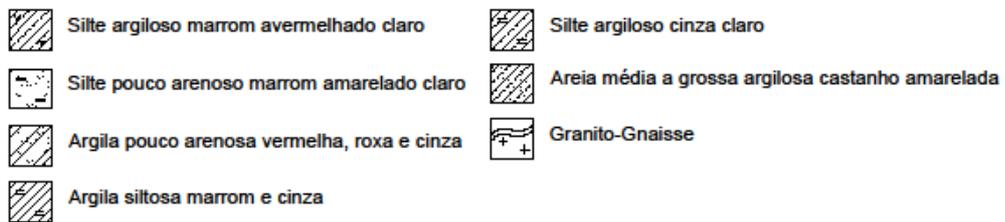


Figura 7.4: Correlação entre os perfis litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de dados adquiridos empregando a fonte queda de peso.



### 7.2.5 Correlação entre Vs e N60

Usualmente o ensaio SPT (*Standard Penetration Test*) demanda um longo tempo de execução e muitas vezes pode produzir dados descontínuos de valor N. O valor N é um parâmetro que expressa o número de golpes necessários para se cravar os últimos 45cm do amostrador na formação. Muitos autores costumam utilizar como referência o parâmetro N60 que é o valor N corrigido. O N60 pode ser calculado da seguinte maneira:

$$N_{60} = N \cdot E_m \cdot C_b \cdot C_s \cdot C_r / 0,60 \quad (7.1)$$

onde  $E_m$  é a eficiência da marreta,  $C_b$  é o diâmetro do furo,  $C_s$  é fator correspondente ao método de amostragem,  $C_r$  é comprimento da haste e  $C_e$  é o fator de correção energética.

O  $C_e$  depende principalmente da forma como o martelo é levantado e liberado. Os valores típicos destes parâmetros foram apresentados por Skempton (1986) e são mostrados na tabela 7.1 como referência.

O parâmetro N60 foi calculado para as profundidades do poço P3 de acordo com a equação (7.1) de correção do valor N. Para este cálculo foram assumidos os seguintes parâmetros;  $C_s=1$ ,  $C_b=1$ ,  $C_r=0,8$  e  $E_m=0,8$ .

Existem diversas relações empíricas para a correlação entre N60 e Vs. Bellana (2009) apresentou relações para cada tipo de solo. No entanto, para este trabalho foi adotada a relação genérica apresentada em Anbazhagan e Sitharam (2006):

$$V_s = 50 \cdot N_{60}^{0,41} \quad (7.2)$$

Desta forma foram calculados os valores de Vs em função da profundidade. A figura 7.7 correlaciona o perfil gerado a partir das velocidades calculadas com os perfis da velocidade (Vs) experimental obtidos nesta pesquisa. Os perfis experimentais apresentados foram apenas aqueles produzidos pela combinação de imagens de dispersão. O perfil da Vs calculada (em vermelho) apresentou velocidades sistematicamente inferiores às dos perfis obtidos com a onda superficial, muito provavelmente devido à

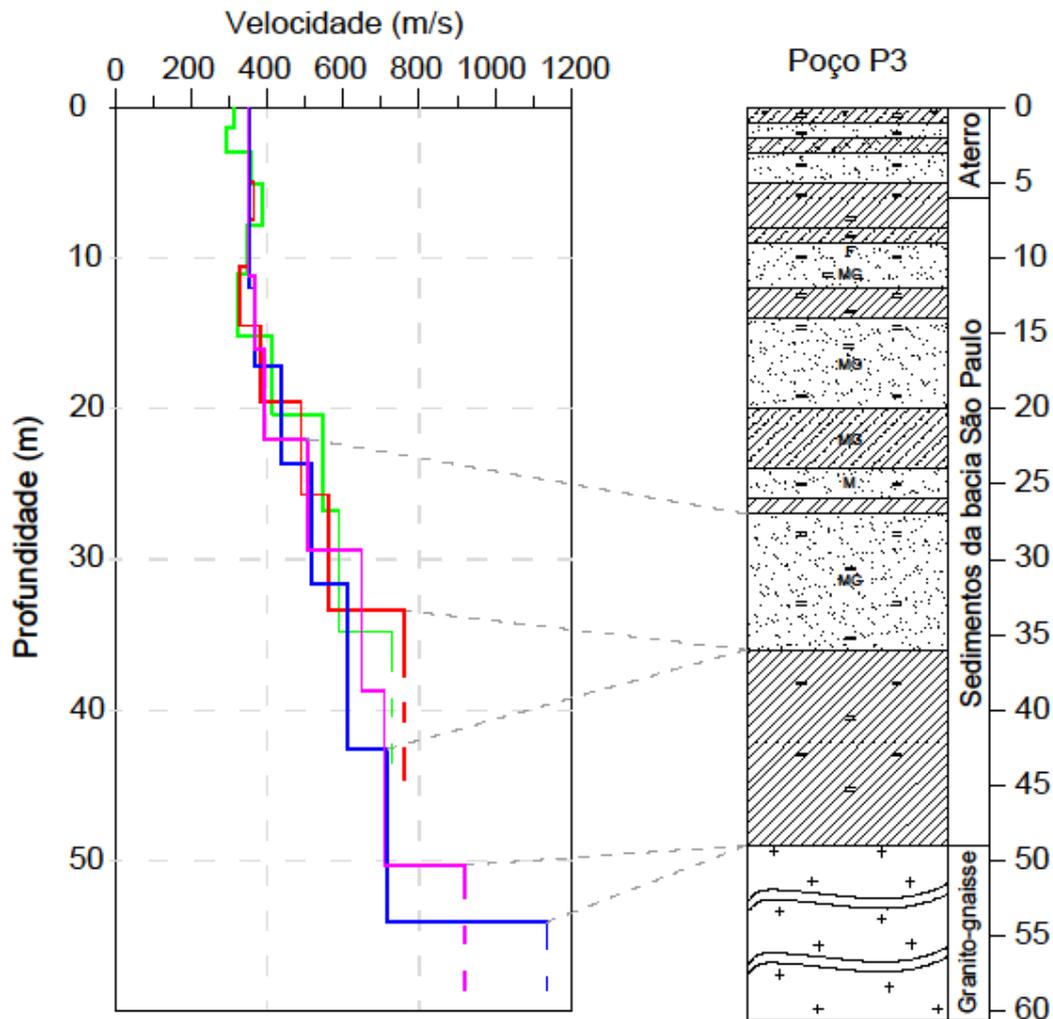
## 7.DISSCUSSÕES E CORRELAÇÕES

necessidade de se adaptar a equação empírica de correlação para as condições geológicas locais e ainda considerar todos os fatores de sobrecarga (Bellana, 2009). No entanto é possível notar variações abruptas de velocidade nas profundidades 36m e 48m, indicativas de prováveis interfaces entre materiais com características elásticas distintas. Estes níveis de variação de  $V_s$  são correlacionáveis às zonas de interfaces interpretadas nos perfis experimentais.

Tabela 7.1: Parâmetros de sondagem e fatores de correção. Adaptado de Skempton (1986) mas conservando as unidades utilizadas (polegas-in e pés-ft).

$C_b$	Diâmetro do furo	2,5-4,5 in	1
		6 in	1,05
		8 in	1,15
$C_s$	Tipo do amostrador	Amostrador padrão	1
		Amostrador não linear	0,8
$C_r$	Comprimento da haste	10-13 ft	0,75
		13-20 ft	0,85
		20-30 ft	0,95
		> 30 ft	1

## Perfil de Velocidades 1D



### Legenda

	Silte argiloso marrom avermelhado claro		Silte argiloso cinza claro
	Silte pouco arenoso marrom amarelado claro		Areia média a grossa argilosa castanho amarelada
	Argila pouco arenosa vermelha, roxa e cinza		Granito-Gnaise
	Argila siltosa marrom e cinza		

F Grãos finos de areia

MG Grãos médios a grossos de areia

M Grãos médios de areia

Figura 7.6: Correlação entre o perfil litológico e de velocidades da onda S para o poço P3. Os três perfis de velocidade apresentados foram obtidos a partir da inversão das curvas de dispersão de diferentes fontes combinadas.

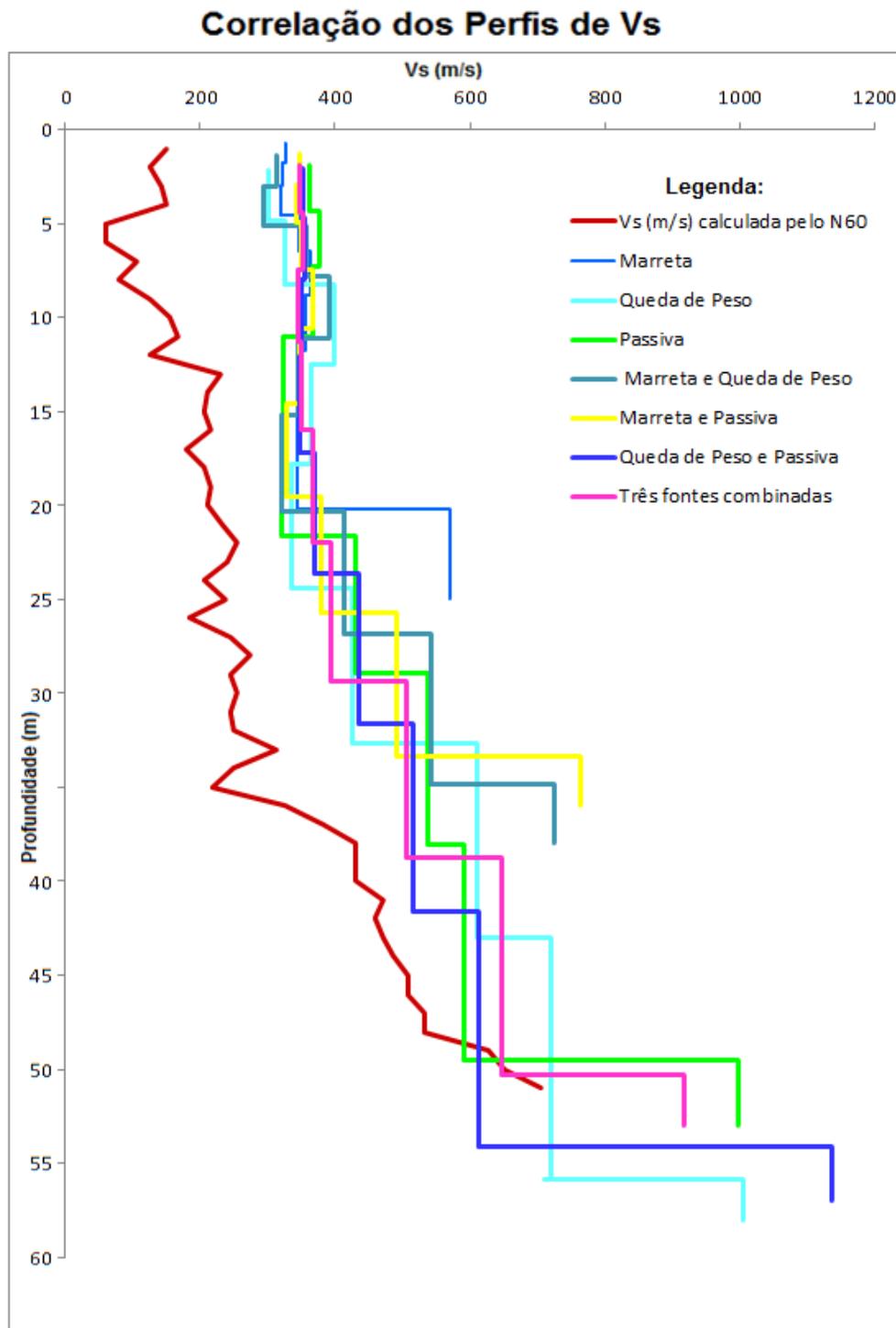


Figura 7.7: Correlação entre Vs calculada com o uso do parâmetro N60 e os perfis de velocidade invertidos a partir de imagens de dispersão adquiridas com fontes ativas (marreta e queda de peso), passivas e combinados entre fontes.

## 8. Considerações finais e conclusões

O emprego do método de análise das ondas superficiais no sítio controlado do IAG-USP, localizado na cidade de São Paulo, nos domínios da bacia sedimentar de São Paulo, permitiu avaliar sob diversos aspectos a capacidade do método para mapear as interfaces geológicas desde os sedimentos mais superficiais até o embasamento e a identificação do perfil de velocidades da onda cisalhante. Estes estudos apontaram os parâmetros e limites ideais para o emprego eficiente do método. O estudo também permitiu avaliar a eficácia do emprego de fontes passivas (ruído do tráfego urbano), com a realização de experimentos pioneiros no Brasil no que diz respeito à investigação rasa.

Por meio da análise das imagens de dispersão produzidas a partir dos registros da aquisição ativa verificou-se que não houve uma correlação direta entre a escolha do *offset* mínimo e a qualidade da imagem de dispersão, ou seja, não foi possível avaliar que os *offsets* menores (10m e 15m), nem os intermediários (20m) e tão pouco os maiores (25m e 30m) produziram melhores imagens. Desta forma, deste experimento concluiu-se que para a aquisição com fontes ativas (marreta e queda de peso) devem-se fazer tomadas de dados com diversos *offsets* mínimos (à semelhança do ensaio de análise de ruídos na sísmica de reflexão), de acordo com os critérios apresentados na seção 5.2.1 que relacionam o comprimento de ondas com o *offset* mínimo e máximo para que sejam registradas ondas predominantemente planas.

Com o intuito de uniformizar a fase de interpretação dos dados, foram extraídas, a partir das imagens, as curvas de dispersão. Isto foi realizado segundo o critério de continuidade dos máximos energéticos, isto é, foram selecionadas somente as regiões da imagem cujos máximos energéticos se apresentavam intensos e contínuos. Desta forma, foi feita uma análise das curvas de dispersão de todos os dados. Como era esperado as curvas de fontes passivas se concentraram nas frequências mais baixas (4 a 12Hz) e as das ativas, nas mais altas frequências (12 a 40Hz). A análise mostrou algumas

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

diferenças entre as curvas, o que resultou em perfis de velocidade levemente distintos. Com o intuito de produzir imagens melhores, mais completas e nítidas, foi necessário utilizar o recurso da combinação de imagens de dispersão. Este procedimento permite combinar duas ou mais imagens, somando e/ou “empilhando” os máximos de energia. Isso proporcionou uma melhora na identificação e extração das curvas de dispersão, com intervalos de frequência mais amplos. Este procedimento resultou em perfis de velocidade mais uniformes e semelhantes para cada tipo de fonte.

Os perfis gerados a partir de dados adquiridos com a marreta apresentaram um limite de investigação de cerca de 22m de profundidade, mapeando satisfatoriamente as duas interfaces mais rasas presentes na área, em 15m e 22m, com uma diferença de 10% em comparação com a litologia e com os dados de SPT obtidos dos *logs* dos furos de sondagem. Para os perfis resultantes do uso da queda de peso, os resultados mostraram todos os contatos, inclusive os mais profundos com diferenças semelhantes às da marreta em relação à litologia. Por vezes, foi possível imagear o contato sedimentos-migmatito.

De acordo com os resultados e correlações, é possível concluir que a técnica *Passive Roadside* é uma alternativa simples e viável para a aquisição sísmica em áreas urbanas onde o ruído é elevado e onde raramente se dispõem de grandes áreas para a montagem do arranjo. A técnica mostrou significativa correlação com os dados das sondagens, apresentando diferenças menores do que 10% na comparação com o perfil litológico e com os dados de SPT, conseguiu mapear as principais interfaces de contato (em 14, 22, 28 e 38m de profundidade) incluindo o contato com o embasamento mapeado em 50m de profundidade (< 5% de diferença). Concluímos que a técnica é eficiente e pode ser empregada de maneira geral na cidade de São Paulo para o mapeamento da interface solo-rocha pelo menos até profundidades da ordem de 50m, que os métodos convencionais de sísmica rasa (refração ou MASW ativo) dificilmente atingem em ambientes ruidosos e com limitações para execução dos ensaios (extensão, restrição de uso de fontes mais potentes, etc.).

O expediente de produzir imagens de dispersão combinadas a partir das diversas imagens obtidas dos dados adquiridos com diferentes fontes foi de

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

grande eficácia. As imagens combinadas apresentaram-se bastante claras e nítidas. Isso contribuiu para a geração de boas curvas de dispersão e conseqüentemente de perfis de velocidade bastante realistas, que se correlacionaram bem com as informações diretas da litologia do poço, dados de SPT e dados da perfilagem geofísica. Portanto, a combinação de imagens de dispersão, seja entre diferentes fontes ou entre imagens de uma mesma fonte, é um recurso altamente recomendável.

O perfil dos valores de N do ensaio SPT foram comparados aos perfis de velocidades obtidos com o método MASW. Para tanto, foi feita uma correção do valor N para N60 e calculadas as velocidades cisalhantes  $V_s$  a partir da correlação empírica apresentada por Anbazhagan e Sitharam (2006), as quais foram comparadas com as velocidades dos perfis experimentais. Embora o perfil de  $V_s$  calculado apresente velocidades menores, muito provavelmente devido à necessidade de se adaptar a equação de correlação de  $V_s$ -N60 para as condições geológicas locais, os níveis onde se verificaram variações abruptas nas velocidades calculadas, de modo geral, concordaram com os observados nos perfis de velocidades obtidos com o método MASW.

Em futuros estudos pretende-se comparar a eficiência dos algoritmos para determinação da velocidade de fase. Por exemplo, os algoritmos baseados nas transformadas TauP, F-K com o algoritmo *Phase-Shift* usado neste trabalho.

Seria muito interessante também analisar o comportamento de curvas de dispersão geradas por ondas Love em comparação com as curvas produzidas neste trabalho. No entanto, para registro de onda Love faz-se necessário o uso de geofones horizontais e sendo assim, é altamente recomendado um estudo do comportamento da razão espectral entre os registros horizontais e verticais em função da frequência (HVSR). Estes resultados podem também ser usados para a geração de um perfil de velocidades de onda S.

## 9. Referências Bibliográficas

Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors: *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415–456.

Aki, K., 1965, A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust: *Geophysics*, 30, 665–666.

Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology. Theory and methods. Freeman, San Francisco.

Anbazhagan, P. and Sitharam, T.G., 2006. Evaluations of Dynamic Properties and Ground Profiling Using MASW: Correlation between Vs and N60.13th Symposium on Earthquake Engineering, Roorkee, India, pp 390-400.

Arai, H. & Tokimatsu, K., 2005. S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95 (5), 1766-1778.

Asten, M.W., 1976. The use of microseisms in geophysical exploration, PhD Thesis, Macquarie University, Sydney.

Asten, M.W., 1978, Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms: *Bull., Seism. Soc. Am.*, v. 68, p. 1623-1636.

Asten, M.W., 2003, Lessons from alternative array design used for high-frequency microtremor array studies: in *Earthquake Risk Mitigation*, (Eds) in Wilson, J.L., Lam, N.K., Gibson, G.M., and Butler, B., Proceedings of a Conference of the Australian Earthquake Engineering Society, Melbourne, Paper No. 14.

Asten, M.W., 2004, Passive seismic methods using the microtremor wave field: 17th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts.

Bellana, N., 2009. Shear Wave Velocity as Function of SPT Penetration Resistance and Vertical Effective Stress at California Bridge Sites. Master's degree thesis, University of California (Los Angeles).

Boaga J., Vignoli G., Cassiani G., 2011, Shear wave profiles from surface wave inversion: the impact of uncertainty on seismic site response analysis, *J. Geophys. Eng.* 8 162.

Borges, W.R., & Porsani, J.L., 2001. Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo. Anais do VII International Congress of the Brazilian Geophysical Society. SBGf – Salvador. CD-ROM.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Borges, W.R., & Porsani, 2003. Caracterização geofísica rasa do sítio controlado do IAG-USP: resultados preliminares. Anais do VIII International Congress of the Brazilian Geophysical Society. SBGf – Rio de Janeiro. CD-ROM.

Cafaro M. A. S., 2010. Mapeamento de depósitos sedimentares quaternários na planície costeira de Bertioga/SP com o método MASW (multichannel analysis of surface waves). Trabalho de graduação, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo.

Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis: Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers, 57, 1408–1418.

Cercato, M., 2009. Addressing non-uniqueness in linearized multichannel surface wave inversion Geophys. Prospect. 57 27–47.

Dal Moro, G., Pipan, M., Forte, E., Finetti, I., 2003. Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments. In: Proceedings SEG (Society of Exploration Geophysicists) 2003, 73rd Annual Meeting, Dallas, Texas, October 26–31, 2003, pp. 1247–1250.

Dal Moro G., 2008. VS and VP Vertical Profiling via Joint Inversion of Rayleigh Waves and Refraction Travel Times by means of Bi-Objective Evolutionary Algorithm, *J. Appl. Geophysics*, 66, 15-24.

Dal Moro G., 2011a. Some Aspect about Surface Wave and HVSR Analyses: a Short Overview and a Case Study, *BGTA*, Vol. 52.

Diogo L.A., Le Diagon F.M.M., Prado, R.L., 2004. Bedrock imaging using post-critical shallow seismic reflection data. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 1–9.

Dorman, J., M. Ewing, and J. Oliver, 1960. "Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh Waves," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 50, 87-115.

Dorman, J., and Ewing, M., 1962. Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York–Pennsylvania area: *J. Geophys. Res.*, 67, 5227–5241.

Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., Press, F., 1957. Elastic waves in layered media, (Mc Graw Hill).

Foti, S., 2000. Multi station Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. PHD thesis. Politecnico di Torino, 229.

Foti, S., Comina, C., Boiero, D. and Socco, L.V., 2008. Non-uniqueness in surface-wave inversion and consequences on seismic site response analyses *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 29 982–93.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Gabriels, P., Snieder, R., and Nolet, G., 1987. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves: *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.

Hayashi, K., 2008. Development of surface-wave methods and its application to site investigations: PhD thesis, Kyoto University.

Heisey, J.S., Stokoe, II K.H., Hudson, W.R., and Meyer, and A.H., 1982. Determination of in situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves. Research Report No. 256-2, Center for Transportation Research, The University of Texas.

Huang, Z. X., Su, W., Peng, Y. J., Zheng, Y. J. and Li, H. Y., 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions *J. Geophys. Res.* 108 (B2) 2073.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 2002. Investigação Geológico-geotécnica na área do campo de provas do IAG-USP. IPT. Relatório IPT.

Ivanov, J., Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 2000. Mapping Poisson's ratio of unconsolidated materials from a joint analysis of surface wave and refraction events. In: *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2000)*, Arlington, Va., February 20–24, pp. 11–19

Jones, R., 1955. A vibration method for measuring the thickness of concrete road slabs in situ, *Magazine of Concrete Research*, v. 7, n. 20, p. 97-102.

Lacoss, R.T., Kelly, E.J., and Toksöz, M.N., 1969, Estimation of seismic noise structure using arrays: *Geophysics*, 34, 21–38.

Lai, C. G., and Wilmanski, K., 2005. *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks* (Berlin:Springer).

Le Diagon, F.M.M., Diogo, LA. 1999. Comparação entre diferentes técnicas de reflexão sísmica rasa para mapeamento do topo rochoso. Anais do VI International Congress of the Brazilian Geophysical Society. SBGf, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Le Diagon, F.M.M., 2000. Investigações sobre metodologias de aquisição e interpretação de dados sísmicos de reflexão rasa para imageamento do topo rochoso. Dissertação de Mestrado – Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, IAG/USP. São Paulo, 82 p.

Lima Junior, S. B., 2008. Emprego das ondas Rayleigh visando à caracterização geotécnica de solos superficiais de encosta numa área teste em Ubatuba/SP. *Rev. Bras. Geof.*, 26 (2), 239-239.

Lima Junior, S. B., 2007. Emprego das ondas Rayleigh visando à caracterização geotécnica de solos superficiais de encosta numa área teste em Ubatuba/SP. Dissertação de Mestrado – Departamento de Geofísica, Instituto

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, IAG/USP. São Paulo.

Lopes, I., Strobbia, C., Santos, J., Almeida, I., 2006. O estudo das ondas sísmicas superficiais como método de caracterização dinâmica de solos. Politecnico di Torino.

Louie, J.N., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2001, 91, (2), 347-364.

Louie, J. N., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91 347–64.

McMechan, G.A., and Yedlin, M.J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation: *Geophysics*, v. 46, p. 869–874.

Mendonça, Diogo La, Porsani J.L., Hiedo F.Y., 1999. Ensino de geofísica aplicada: o campus universitário como laboratório de exploração. Anais do VI International Congress of the Brazilian Geophysical Society. SBGf, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Miller, R. D., and Xia, J., 1999a. Feasibility of seismic techniques to delineate dissolution features in the upper 600ft at Alabama Electric Cooperative's proposed Damascus site: Kansas Geological Survey Open-File Report 99-3.

Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., and Ivanov, J.M., 1999b. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock, Kansas Geological Survey, *The Leading Edge*, December, p. 1392-1396.

Miller, R.D., J. Xia, C.B. Park, and J. Ivanov, 2000. Shear wave velocity field from surface waves to detect anomalies in the subsurface: Proceedings of the First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure, St. Louis, December 11-15, 2000.

Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., and Ivanov, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock: *Leading Edge*, v. 18, n. 12.

Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., and Ivanov, J., 1999. Using MASW to map bedrock in Olathe, Kansas [Exp.Abs.]: Soc. Explor. Geophys., p. 433-436. (MIL-99-02).

Miranda, J M., Costa, P.T., Luis, J. F., Matias, L., Santos, F.M., 2000. Fundamento de Geofísica. Disponível em: <[http://www.iag.usp.br/~marcelo/agg305info/Apostilas%20do%20monitor/Fund\\_Geofisica4.pdf](http://www.iag.usp.br/~marcelo/agg305info/Apostilas%20do%20monitor/Fund_Geofisica4.pdf)>. Acesso em 03 maio 2013.

Nazarian, S., Stokoe II, K.H., and Hudson, W.R., 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, *Transp. Res. Rec.* v. 930, Washington DC, p. 38-45.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Nazarian, S., 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by spectral-analysis-of-surface-waves method: Ph.D. dissertation, Univ. of Texas, Austin.

Nazarian, S. and Stokoe, K.H.II., 1986. "In situ determination of elastic moduli of pavement systems by SpectralAnalysis-of-Surface-Wave method (theoretical aspects)". Research Report 437-2. Center of Transportation Research. Bureau of Engineering Research. The University of Texas at Austin.

Nazarian, S., Desai, M. R, 1993. Automated Surface Wave method: field Testing, *Journal Geotechnical Engineering*, ASCE, 119(7). Pp. 1094-1111.

Okada, H., Matsushima, T., and Hidaka, E., 1987. Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phase velocity of Rayleigh waves in long-period microtremors: *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 49, 53–62.

Okada, H., Matsuoka, T., Shiraishi, H., and Hachinohe, S., 2003. Spatial autocorrelation algorithm for the microtremor survey method using semicircular arrays: *Proceedings of the 109th SEGJ Conference*, 183–186.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1996. Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis (MASWV): [Expanded Abstract]: *Soc. Explor. Geophys.*, 68-71.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999a. Multi-channel analysis of surface waves (MASW): *Geophysics*, v. 64, no. 3, p. 800-808.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Hunter, J.A., and Harris, J.B., 1999b. Higher mode observation by the MASW method [Exp. Abs.]: *Soc. Explor. Geophys.*, p. 524-527.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999c. Multimodal analysis of high frequency surface waves (SAGEEP 99), Oakland, Calif., March 14-18, p. 115-121.

Park, C.B., R.D. Miller, J. Xia, J. Ivanov, J.A. Hunter, R.L. Good, and R.A. Burns, 2000. Multichannel analysis of underwater surface waves near Vancouver, B.C., Canada [Exp. Abs.]: *Soc. Expl. Geophys.*, p. 1303-1306.

Park, C.B., Ivanov, J., Miller, R.D., Xia, J., and Ryden, N., 2001. Multichannel analysis of surface waves (MASW) for pavement-feasibility test: *Proceedings of the 5th SEGJ International Symposium, Tokyo*, p. 25-30.

Park, C., R. Miller, D. Lafren, N. Cabrillo, J. Ivanov, B. Bennett, and R. Huggins, 2004. Imaging dispersion curves of passive surface waves [Exp. Abs.]: *Soc. Expl. Geophys.*, p. 1357-1360.

Park, C.B., Miller, R.D., 2005a. Seismic characterization of wind turbine sites near Lawton, Oklahoma, by the MASW method: *Kansas Geological Survey Open-file Report 2005-22*.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Park, C.B., Miller, R.D., 2005b. Seismic characterization of wind turbine sites in Kansas by the MASW method: Kansas Geological Survey Open-file Report 2005-23.

Park, C.B., Miller, R.D., Ryden N., Xia, J., Ivanov, J., 2005. Combined use of active and passive surface waves. *Journal of Engineering and Environmental Geophysics*, v.10 (3), pg. 323-334.

Park, C.B.; Miller, R.D., 2006. Roadside passive MASW. Proceedings of the 19th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problemas – SAGEEP. Society of Engineering and Environmental Geophysics. Seattle, Washington. 12 p.

Park, C.B., Miller, R.D. & Ryden, N., 2006. Roadside seismic survey utilizing traffic noise: Proceedings of the NDE Conference on Civil Engineering, St.Louis, MO, August 14-18, p.317-324.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., and Ivanov, J., 2007. Multichannel analysis of surface waves (MASW)—active and passive methods: *The Leading Edge (TLE)*, v. 26, no. 1, p. 60-64.

Park, C.B. & Miller, R.D, 2008. Roadside Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* v13 (1), pg 1-11.

Press, W.H., Teukosky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. Numerical recipes in C, 2nd ed. Press Syndicate of the University of Cambridge, New York.

Porsani, J.L.; Borges, W.R.; Elis, V.R.; Diogo, L.A.; Hiodo, F.Y.; Marrano, A., Birelli, C.A., 2004. Investigações geofísicas de superfície e de poço no sítio controlado de geofísica rasa do IAG-USP. *Revista Brasileira de Geofísica*.

Porsani, J.L., Elis, V.R., Hiodo, F.Y., 2005. Geophysical investigations for the characterization of fractured rock aquifers in Itu, SE Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 57 (2), 119–128.

Riccomini, C., 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. São Paulo. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IGc/USP. São Paulo, 256 p.

Riccomini C. & Coimbra A.M. 1992. Geologia da bacia sedimentar. In: Ferreira, A.A.; Alonso, U.R.; Luz, P.L ed. Solos da cidade de São Paulo. São Paulo, ABMS/ABEF. p.37-94.

Richart, F. E., Hall, J. R., and Woods, R. D., 1970. Vibrations of soils and foundations: Prentice-Hall, Inc.

Ryden, N., Park, C.B., Ulriksen, P., and Miller R.D., 2003. “Lamb wave analysis for nondestructive testing of concrete plate structures ”, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2003), San Antonio, TX April 6-10,inf03.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ryden, N., Park, C.B., Ulriksen, P., Miller, R.D, 2004. Multimodal approach to seismic pavement testing. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 130(6), 636-645.

Sartini, A., P., 2011. Estudo do método sísmico Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) visando à investigação geológico-geotécnica rasa. Trabalho de graduação, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo.

Sheriff R.E., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, 3rd edition, Society of Exploration Geophysicists, ISBN 1-56080-018-6. Sheu J.C.,

Skempton, A.W., 1986. Standard Penetration Test Procedures and the Effects in Sands of Overburden Pressure, Relative Density, Particle Size, Aging and Overconsolidation: *Geotechnique*, v. 36:3, p. 425-447.

Souza, D., P., 2007. Emprego do método MASW (multichannel analysis of surface waves) visando ao mapeamento de horizontes geológicos superficiais. Trabalho de graduação, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo.

Steeple, D.W., and R.D. Miller, 1990. Seismic reflection methods applied to engineering, environmental, and groundwater problems: Soc. Explor. Geophys. Investigations in Geophysics no. 5, Stan H. Ward, ed., *Volume 1: Review and Tutorial*, p. 1-30.

Stokoe, K.H.II. and Nazarian, S., 1985. "Use of Rayleigh waves in Liquefaction studies". Measurement and Use of Shear wave velocity for evaluating dynamic soil properties, ASCE, New York, NY, 1-17.

Stokoe K.H., and Roesset J.M., 1988. Effect of Reflected Waves in SASW Testing of Pavements, Transportation research record 1196, pp 51-61.

Stokoe II, K.H., Nazarian, S., Rix, G.J., Sanchez-Salinero, I., Sheu, J.C., and Mok, Y.J., 1988. "In-situ seismic testing of hard-to-sample soils by surface wave method." In Earthquake engineering and soil dynamics. II: Recent advances in ground-motion evaluation. Edited by J.L. Von Thun. American Society of Civil Engineers, Geotechnical Special Publication 20. pp. 264–279.

Stokoe, K.H.; Wright, S.G.; Bay, J.A.; Roesset, J.M., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method. Technical Review: Geophysical Characterization of Sites, ISSMFE Technical Committee 10, Oxford Publishers, New Delhi, 15-25.

Strobbia, C., 2003. Surface Wave Method. Acquisition, processing and inversion. PhD Thesis, Politecnico di Torino, 317p.

Suzuki, H, and Hayashi, K., 2003. Shallow s-wave velocity sounding using the Microtremors array measurements and the surface wave method; Proceedings of the SAGEEP 2003, San Antonio, Texas, SUR08, Proceedings on CD ROM.

## 9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Takiya, H., 1991. Aplicação de métodos quantitativos espaciais a dados geológicos da Bacia de São Paulo. São Paulo, 1991. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 770 pp., 1990.

Van der Pol, C., 1951. Dynamic testing of road constructions, J. appl. Chem., v. 1, July, p. 281-290.

Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 1997. Estimation of shear wave velocity in a compressible Gibson half-space by inverting Rayleigh wave phase velocity: Technical Program with Biographies, SEG, 67th Annual Meeting, Dallas, TX, 1917-1920.

Xia, J., Miller R.D., Park, C.B., 1998. Construction of vertical section of near-surface shear-wave velocity from ground roll: Technical Program, The Society of Exploration Geophysicists and The Chinese Petroleum Society Beijing 98' International Conference, 29-33.

Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 1999. "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave," *Geophysics*, 64(3), 691-700.

Xia, J., R.D. Miller, C.B. Park, and J. Ivanov, 2000. Construction of 2-D vertical shear-wave velocity field by the multichannel analysis of surface wave technique: Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2000), Arlington, Va., February 20-24, p. 1197-1206.

Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 2001. Feasibility of determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves: SEG 2001, p. 1381-1384.

Yoon, S., Rix, G., 2004. Combined active-passive surface wave measurements for near-surface site characterization; Proceedings of the SAGEEP 2004, Colorado Springs, CO, SUR03, Proceedings on CD ROM.