UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

OLEG BOKHONOK

Sísmica de reflexão rasa multicomponente: Aquisição e inversão de tempos de
trânsito e amplitudes.

O ORIGINAL ENCONTRA-SE DISPONÍVEL NA UNIDADE
VERSÃO CORRIGIDA

São Paulo
2010

OLEG BOKHONOK

Sísmica de reflexão rasa multicomponente: Aquisição e inversão de tempos de trânsito e amplitudes.

Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas para obtenção do título de
Doutor em Geofísica

Área em Concentração: Geofísica Aplicada

Orientadora: Prof. Dra. Liliana Alcazar
Diogo

Co-Orientador: Prof. Dr. Renato Luiz
Prado

São Paulo

2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Nome: Bokhonok, Oleg

Título: Sísmica de reflexão rasa multicomponente: Aquisição e inversão de tempos de trânsito e amplitudes.

Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de Doutor
em Geofísica.

Aprovado em:

Banca Examinadora:

Prof. Dr(a). _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr(a). _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr(a). _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr(a). _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr(a). _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

À minha família, pelo amor, carinho, e
compreensão ao longo dos anos de
desenvolvimento deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Prof. Dra. Liliana Diogo Alcazar pela dedicação, incentivo, colaboração, paciência e dinamismo na orientação deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Renato Luiz Prado pela co-orientação, incentivo, respeito, paciência e acima de tudo pela valiosa amizade demonstrada principalmente no acolhimento na USP, em São Paulo e no Brasil.

Ao Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção pelas avaliações e inestimáveis observações feitas em meus relatórios durante todo meu doutorado.

Aos professores Carlos Alberto Mendonça, Francisco Yukio Hiodo, Jorge Luis Porsani e Wladimir Shukowsky pelo incentivo e discussões sobre temas relevantes da vida e para este trabalho.

Ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas pela oportunidade de realizar este trabalho de pesquisa.

A CNPQ, CAPES e PAE pelo apoio financeiro.

Aos amigos da pós-graduação e graduação: Ahmad Meguid, Allana Dutra, Alexandre Lago, Alexandre Lopes, Daniel Franco, Danilo Oliveira, Deborah Souza, Eduardo Rocha, Elizete Silva, Emerson, Emilson Leite, Eric Font, Érika Reyes, Everton Bonfim, Fábio Lucas, Francisca Souza, Gelvam Hartman, George França, Henrique Dal Pozzo, Ivan Zevallos, Juliana Alencar, Luciano Konzen, Manuelle Paixão, Marcelo Bendelak, Marcelo Bianchi, Marcelo Peres, Mário Rosalez, Marcelo Teles, Miguel Carminatti, Renato Frazão, Rodrigo Ortega, Selma Rodrigues, Sérgio Bezerra, Sérgio Fachin, Shimeles Woldemichael, Soraya Tuma, pelo companheirismo principalmente nos momentos de parada para uma distração com piada, assuntos aleatórios, regados a um bom café.

Aos amigos Edivaldo, Feodor, Gilmar (Hindu), Jorge(Quarta), Nilton (Vulgo Jabiraca) e Welitom (Tom) pela franqueza, incentivo e acolhimento em vários momentos e etapas de minha história no Brasil.

Às secretárias do Departamento de Geofísica do IAG/USP pela amabilidade com que sempre nos recebem.

À secretária dos cursos de pós-graduação do IAG/USP pela presteza e atenção no atendimento dos alunos de pós-graduação.

Aos técnicos do IAG/USP pela eficiência e presteza no suporte e montagem de infraestrutura necessária para realização de trabalhos no campo.

À empresa Geopesquisa pela colaboração ao ceder seus funcionários para juntos levantarmos dados sísmicos para realização de minha pesquisa.

Aos amigos do CCE pela amizade sempre demonstrada a minha família. Especialmente agradeço a Alberto Camilli, Rosa Perez e Rose Nowak. Aos meus pais pelo carinho, atenção, incentivo e amor com que me criaram e me oferecem todos os dias de minha vida.

A minha irmã pelas alegrias e brigas na infância que ajudaram a formar minha base com lembranças inesquecíveis.

A minha filhotinha e esposa pelos sorrisos e amor incondicional que demonstram com pequenos e grandes gestos, motivando-me a cada dia.

RESUMO

Neste trabalho avaliou-se a potencialidade do uso da ssmica rasa de reflexo multicomponente para investigao geolgica-geotcnica. Foram abordados vrios aspectos relacionados aquisio dos dados ssmicos de reflexo multicomponente, com o objetivo de entender as vantagens e limitaes do mtodo para aplicao em investigaes de sub-superfcie rasa. Os ensaios de campo foram realizados em duas reas, ambas em terrenos da Bacia Sedimentar de So Paulo, em rea urbana da cidade de So Paulo.

Para a interpretao dos dados ssmicos multicomponente foram investigados procedimentos para a inverso no-linear dos tempos de trnsito e das amplitudes.

O testes realizados orientaram a escolha da aproximao no-hiperblica mais apropriada para calculo dos tempos de trnsito visando anlise de velocidades do pacote acima do refletor.

O estudo numrico desenvolvido para a inverso das amplitudes mostrou a viabilidade da estimativa das velocidades e densidades, acima e abaixo do refletor, empregando-se as equaes de Zoeppritz para as ondas refletidas PP, PSv, SvP e SvSv, antes e depois do ngulo crtico. Dada a complexidade da inverso no-linear das amplitudes, se fez necessrio elaborar uma estratgia estocstica de otimizao e desenvolver uma nova abordagem para anlise da funo objetivo multi-dimensional, garantindo confiabilidade ao resultado da inverso no-linear.

Os resultados deste trabalho mostraram o potencial da ssmica de reflexo rasa multicomponente para caracterizao geolgica-geotcnica, possibilitando um melhor entendimento das camadas superficiais.

ABSTRACT

This thesis aims to evaluate the usefulness of the multicomponent seismic methods for shallow investigations, mainly its potential for the geotechnical and geological characterization of the nearsurface. Several aspects regarding the acquisition and processing data of multicomponent seismic data are discussed. They were based on data set acquired in the urban area of Sao Paulo city, Brazil. Two different areas were investigated. Both located in sedimentary terrains belonging to the Sao Paulo Sedimentary Basin.

We present a non-linear travel time and seismic amplitude inversion scheme to quantitative interpretation of multicomponent seismic data.

Several tests were performed to guide the choice of non-hyperbolic equation more suitable for travel time inversion aiming the velocity analysis above the reflector.

A numerical experiment developed to solve the nonlinear inversion of seismic amplitudes showed the feasibility to estimate seismic interval velocities and layer densities above and below the reflector using the exact Zoeppritz equations for PP, PSv, SvP e SvSv reflected waves, before and after critical angle. Due to the apparent complexity of the non-linear seismic amplitude inversion, it was necessary elaborate the strategy for stochastic optimization and develop a new approach to analyze the multi-dimensional objective function, with different implications for the accuracy and efficiency of the non-linear inversion.

The study shows the benefits of using the multicomponent seismic method for shallow geological-geotechnical characterization, improving the nearsurface understanding, once allows an integrated analysis of a more complete record of the wave field.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Diagramas representando os tipos de ondas geradas e registradas: (a) onda P polarizada verticalmente e conversão de onda P-Sv; (b) onda Sv polarizada verticalmente e conversão de onda Sv-P; e (c) onda Sh polarizada horizontalmente (Adaptada de Guevara, 2000) _____ 26

Figura 2.2 – Representação das componentes registradas num sistema de coordenadas cartesianas (XYZ): (a) assumindo meio isotrópico; (b) assumindo meio anisotrópico; (c) esquema de aquisição sísmica terrestre 2D 9C _____ 28

Figura 2.3 – Representação das componentes registradas num sistema de coordenadas cartesianas (XYZ) assumindo meio isotrópico: (a) ondas PP, PSv, SvP e SvSv decompostos em planos vertical (z) e horizontal radial (x); (b) onda Sh; (c) ilustração de decomposição das ondas P e Sv em planos vertical (z) e horizontal radial (x) _____ 29

Figura 2.4 – Procedimento de diferença para registros de onda S: (a) ondícula negativa do sinal da onda Sh; (b) ondícula positiva do sinal da onda Sh; (c) ondícula do sinal da onda Sh após realizar a diferença entre os sinais em (a) e (b); e (d) eliminação da ondícula do sinal da onda Sh após a soma entre os sinais em (a) e (b) _____ 29

Figura 2.5 – Fontes sísmicas para gerar a energia sísmica direcionada em plano vertical: (a) marreta; (b) Mini-Soise; (c) rifle sísmico; (d) queda de peso; (e) explosivo; (f) mini-vibroseis; (g) queda de peso acelerada; (h) Mudgun; (i) Geoton 06; (j) vibrador piezoelétrico _____ 31

Figura 2.6 – Fontes sísmicas para gerar a energia sísmica direcionada em plano horizontal: (a) marreta aplicada tangencialmente numa placa de madeira; (b) marreta aplicada tangencialmente numa placa de aço; (c) marreta aplicada tangencialmente numa placa de alumínio; (d) rifle sísmico usado num poço inclinado; (e) marreta aplicada tangencialmente numa tora de madeira acoplada com carro; (f) microvib; (g) marreta aplicada na placa de aço acoplada numa rampa de solo _____ 32

Figura 2.7 – Comparação de desempenho da mareta com o rifle sísmico em condições de nível da água na profundidade superior de 30 m (adaptado de Miller et al., 1994)	33
Figura 2.8 – Padrão de radiação para ondas P e SV	34
Figura 2.9 – Ilustração do geofone vertical (esquerda) horizontal (direita)	35
Figura 2.10 – Função de transferência de geofone que mostra a largura da banda de frequência registrada e de ruído espúrio (adaptado de Faber & Maxwell, 1996)	36
Figura 2.11 – As curvas da resposta procedentes do catálogo do fabricante Geo Space LP para os geofones de 28 Hz e de 40 Hz, normalmente usados em sísmica rasa	37
Figura 2.12 – Formas de onda observadas decorrentes do modo de acoplamento e das propriedades elásticas do solo onde o geofone está acoplado (adaptado de Maxwell et al., 1994)	38
Figura 2.13 - Registro de pseudo-análise de ruído e espectro f_k com eventos mais significativos indicados antes do processamento	41
Figura 2.14 – (a) Efeito do cone de ruído nos eventos de onda P e onda S (adaptado de Garotta, 1985). (b) Um exemplo do efeito da presença do cone de ruído nos evento de onda P, S e convertida P-Sv em dados reais (adquiridos neste trabalho). As janelas temporais separadas pelas linhas em vermelho não pertencem à mesma aquisição, os eventos PP, P-Sv e Sh-Sh foram representados numa mesma seção para facilitar a comparação	42
Figura 2.15 – Ilustração esquemática de geometria dos testes (a) Análise de ruído com fonte fixa; (b) Análise de ruído com receptores fixos	45
Figura 2.16 – Seção geológica elaborada através da correlação dos 3 poços existentes na frente ao IAG-USP (adaptado de Borges, 2002)	47
Figura 2.17 – Módulo de 24 canais Geode (amarelo) devidamente conectado para a aquisição dos dados	48

Figura 2.18 - Arranjo de geofones: *um* - componente vertical (vermelho) e *dois* de componente horizontal (azul), comparado com um geofone 3C (V - componente vertical, H1 - componente transversal e H2 - componente radial) _____ 48

Figura 2.19 – Placa acoplada numa rampa cavada no solo, usada para gerar energia cisalhante _____ 49

Figura 2.20 - Registro sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirida na primeira área de estudo _____ 51

Figura 2.21 - Registro sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirida na segunda área de estudo _____ 53

Figura 2.22 – Processo de subtração entre cada traço correspondente dos registros de onda Sh: registro Xdx (esquerda); registro Xex (centro); diferença entre os registros Xdx e Xex _____ 54

Figura 2.23 – Processamento de onda P adquirida no local de estudo 1: Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda P está marcado com cor vermelha _____ 55

Figura 2.24 - Processamento de onda S cisalhante adquirida no local de estudo 1 : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda S está marcado com cor vermelha _____ 56

Figura 2.25 Processamento de onda PS adquirida no local de estudo 1: Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda PS e/ou SP está marcado com cor vermelha _____ 57

Figura 2.26 – Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda P nos dados. Os eventos de onda P estão indicados com setas vermelhas _____ 58

Figura 2.27 – Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda S nos dados. Os eventos de onda S estão indicados com setas vermelhas _____ 59

Figura 2.28 - Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda PS e/ou SP nos dados. Os eventos de onda PS e/ou SP estão indicados com setas vermelhas _____ 60

Figura 2.29 - Processamento de onda P adquirida no local de estudo 2: Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda P está marcado com cor vermelha _____ 61

Figura 2.30 – Processamento de onda S cisalhante adquirida no local de estudo 2 : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda S está marcado com cor vermelha _____ 62

Figura 2.31 – Processamento de onda PS e/ou SP cisalhante adquirida no local de estudo 2 : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (cenro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda PS e/ou SP está marcado com cor vermelha _____ 63

Figura 2.32 - Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda P nos dados. Os eventos de onda P estão indicados com setas vermelhas _____ 64

Figura 2.33 - Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda S nos dados. Os eventos de onda S estão indicados com setas vermelhas _____ 65

Figura 2.34 - Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda PS e/ou SP nos dados. Os eventos de onda PS e/ou SP estão indicados com setas vermelhas _____ 66

Figura 3.1 - Fluxograma genérico de um procedimento de otimização _____ 69

Figura 3.2 – Mínimos e máximos locais e globais de uma função em duas dimensões. A solução do problema inverso corresponde ao ponto de mínimo, ou de máximo, global dependendo do critério representado pelo função objetivo _____70

Figura 3.3 – Substituição do pior dos vértices do *simplex* refletindo o ponto através do centróide da face oposta (exemplo de *simplex* em duas dimensões) _____ 71

Figura 3.4 – Exemplos de politopos de $(n+1)$ vértices em n dimensões _____ 72

Figura 3.5 – Politopos representados usando projeção ortogonal: (1) linha $\mathbb{R}^1$; (2) triângulo $\mathbb{R}^2$; (3) tetraedro $\mathbb{R}^3$; (4) pentaedro $\mathbb{R}^4$; (5) hexaedro $\mathbb{R}^5$; (6) heptaedro $\mathbb{R}^6$ _____72

Figura 3.6 – Possíveis passos do algoritmo de Nelder-Mead aplicado para espaço $\mathbb{R}^2$ ____76

Figura 3.7 – Gráfico da Função Densidade de Probabilidade Gaussiana (eq. 3.12) _____ 81

Figura 3.8 - Construção de um histograma com 1000 dados distribuídos aleatoriamente no intervalo $[-3,3]$ subdivididos em bins(h) de 0.2 _____82

Figura 3.9 - Mapas de dispersão (coluna da esquerda) e a aplicação de agrupamento por núcleo de densidade para redução do espaço para função objetivo (coluna da direita), exemplificado para a inversão do coeficiente de reflexão (Capítulo 5) da onda convertida PS, para três pares de parâmetros: (a) e (b) V_{p1} - V_{p2} ; (c) e (d) V_{s1} - V_{s2} ; (e) e (f) ρ_1 - ρ_2 ; A escala de cores dos mapas à esquerda é diferente da representação à direita _____ 87

Figura 3.10 - Distribuição de soluções em torno do mínimo global obtido usando algoritmo de otimização híbrido (CRS-NM): (a) V_{p1} - V_{p2} ; (b) V_{s1} - V_{s2} ; (c) ρ_1 - ρ_2 _____ 88

Figura 3.11 – Gráfico da função densidade de probabilidade para uma distribuição reamostrada múltiplas vezes usando bootstrap, onde os **p**arâmetros são estimados usando mediana. Valores exatos: $VP1=1500$ m/s; $VP2=3750$ m/s; $VS1=452$ m/s; $VS2=2165$ m/s; $RHO1=1530$ kg/m³; $RHO2=2165$ kg/m³ _____ 89

Figura 4.1 - Os dados sintéticos com eventos de reflexão de ondas P, S e PS gerados com programa Seis88, e os gráficos com tempos de trânsito observados _____ 95

Figura 4.2 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.2) para a onda PP, Teste1 _____ 98

Figura 4.3 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, **Teste 1** (Tabela 4.2): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo) _____ 99

Figura 4.4 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.3) para a onda PP, Teste2 ____ 100

Figura 4.5 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, **Teste 2** (Tabela 4.3): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo) _____ 101

Figura 4.6 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.3) para a onda PP, Teste3 ____ 102

Figura 4.7 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, **Teste 3**, para segunda interface (Tabela 4.4). Abaixo em escala ampliada _____ 103

Figura 4.8 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.5) para a onda SS, Teste1 ____ 105

Figura 4.9 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela

inversão dos tempos da onda SS, Teste1 (Tabela 4.5): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo) _____ 106

Figura 4.10 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.6) para a onda SS, **Teste2** __ 107

Figura 4.11 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda SS, Teste2 (Tabela 4.6): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)_____108

Figura 4.12 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.7) para a onda PS, Teste1____110

Figura 4.13 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, **Teste 1** (Tabela 4.7): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)_____111

Figura 4.14 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.8) para a onda PS, Teste2____112

Figura 4.15 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, **Teste 2** (Tabela 4.8): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)_____113

Figura 4.16– Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.9) para a onda PS, Teste3 ____114

Figura 4.17 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, Teste 3 (Tabela 4.9): para segunda interface_____115

Figura 4.18 - Os dados reais com eventos de reflexão de ondas PP, SS e PS interpretados, e os gráficos com tempos de trânsito observados_____117

Figura 4.19 – Estudo de caso 1: Tempos de trânsito observados para ondas PP, SS e PS (linha azul), e os tempos de transito obtidos pela inversão (pontos vermelhos)_____118

Figura 4.20 – Estudo de caso 2: Os dados reais com eventos de reflexão de ondas PP, SS e PS interpretados, e os gráficos com tempos de trânsito observados_____119

Figura 4.21 – Estudo de caso 2: Tempos de trânsito observados para ondas PP, SS e PS (linha azul), e os tempos de transito obtidos pela inversão (pontos vermelhos)_____120

Figura 5.1 - Desenho de ondas refletidas P-P, P-S, S-P, S-S incidindo numa interface entre dois meios sólidos, indicando as direções do movimento de partículas (adaptada de Ikelle e Amundsen, 2005)_____124

Figura 5.2 - Sismogramas sintéticos das reflexões e as respectivas curvas dos coeficientes de reflexão, ilustrando as ondas sísmicas P-P, P-Sv, Sv-P, Sv-Sv decompostas em planos vertical (z) e radial (x) _____134

Figura 5.3 - Análise de sensibilidade: módulo da diferença entre os valores dos coeficientes de reflexão: calculados para todos parâmetros corretos e com erro de 10% no parâmetro indicado _____136

Figura 5.4 – (a) Mapa de dispersão sobreposto á mapa de contorno de função objetivo; (b) ambigüidade global (linha vermelha) não coincide com ambigüidade que aparece no mapa de contorno; (c) as duas curvas são do coeficiente de reflexão PP, são idênticas e calculadas usando valores que correspondem aos pontos amarelo (modelo) e verde claro (marcados sobre ambigüidade global); (d) curvas do coeficiente de reflexão PP calculadas a partir dos valores que correspondem ao ponto verde claro, tomado: do mapa de dispersão (curva azul) e do mapa de contorno da função objetivo (curva vermelha) _____141

Figura 5.5 - Mapas de dispersão para as densidades otimizadas usando coeficiente de reflexão de onda SvSv: (a) de 0 a 30 graus; (b) de 30 a 60 graus _____142

Figura 5.6 – Exemplos de análise das dispersões para avaliar: (a) e (c) a influência do tamanho do espaço inicial de busca; (b) e (d) a performance de diferentes procedimentos de busca; (e), (g) e (i) a comparação entre diferentes funções objetivo; (f), (h) e (j) o efeito do ruído nos dados_____144

Figura 5.7 – Gráficos gerados empregando o método de agrupamento pelo núcleo de densidade aplicado para os mapas de dispersão apresentadas na Figura 5.6-f, -h e -j : (a) e (b) P-P; (c) e (d) P-S; (e) e (f) P-P com P-S (conjunta) _____145

Figura 5.8 – Mapas de dispersão de três pares de parâmetros (Vp1-Vp2, Vs1-Vs2, rho1-rho2) para função objetivo individual f_{Rpp} (esquerda) comparando com função objetivo conjunto $f_{Rpp,Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$ _____148

Figura 5.9 – Mapas de dispersão de três pares de parâmetros (Vp1-Vp2, Vs1-Vs2, rho1-rho2) para função objetivo f_{Rpp} (esquerda) comparando com função objetivo conjunta $f_{Rpp,Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$ (direita)_____149

Figura 5.10 – Curva de coeficiente de reflexão de onda P ideal e com ruído gaussiano branco aditivo _____ 150

Figura 5.11 – Erro relativo para cada parâmetro quando efetuando inversões individuais e as conjuntas de dado com ruído _____152

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Parâmetros de aquisição no local 1: análise de ruído 9C com receptores fixos_50

Tabela 2.2 – Parâmetros de aquisição no local 2: análise de ruído 9C com fonte fixa_____52

Tabela 3.1 – Variáveis aleatórias discretas e a probabilidade de ocorrência para o exemplo de lançamento de um dado_____80

Tabela 4.1 – Modelo intervalar utilizado para gerar os dados sintéticos_____96

Tabela 4.2 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m_____98

Tabela 4.3 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor_____100

Tabela 4.4 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 3: para segunda interface, usando os tempos observados na janela de afastamentos de 2 até 4.2 vezes a profundidade do refletor_____102

Tabela 4.5 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda SS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m_____105

Tabela 4.6 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda SS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor_____107

Tabela 4.7 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda convertida PS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m_____110

Tabela 4.8 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda PS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor_____112

Tabela 4.9 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PS calculados por 7 equações diferentes para o Teste 3: para segunda interface, usando os tempos observados na janela de afastamentos de 2 até 4.2 vezes a profundidade do refletor_____114

Tabela 4.10 – Estudo de caso 1: valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda P, S e PS_____118

Tabela 4.11 – Estudo de caso 2: valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda P, S e PS_____120

Tabela 5.1 – Parâmetros de modelo numérico_____134

Tabela 5.2 – Resultados de inversões individuais e as conjuntas de dado sem ruído_____147

Tabela 5.3 – Resultados de inversões individuais e as conjuntas de dado com ruído_____151

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	22
1 INTRODUÇÃO	22
 CAPÍTULO 2	25
2 AQUISIÇÃO SÍSMICA MULTICOMPONENTE	25
2.1 INTRODUÇÃO	25
2.2 AQUISIÇÃO 9C	26
2.3 FONTES DE ENERGIA SÍSMICA	30
2.4 RECEPTORES	35
2.5 PARAMÊTROS DE AQUISIÇÃO	40
2.6 ANÁLISE DE RUÍDO	45
2.7 AQUISIÇÃO REALIZADA	46
2.7.1 Áreas de estudo e contexto geológico	46
2.7.2 Equipamento utilizado	47
2.7.3 Dados adquiridos	50
2.8 PROCESSAMENTO DOS DADOS ADQUIRIDOS	54
2.9 RESULTADOS E DISCUSSÕES	67
 CAPÍTULO 3	68
3 OTIMIZAÇÃO	68
3.1 MÉTODOS DE BUSCA DIRETA	71
3.1.1 Método de Nelder-Mead	71
3.1.2 Método CRS (<i>Controlled Random Search</i>)	77
3.2 PROCEDIMENTO <i>MULTI-START</i>	78
3.3 ASPECTOS ESTATÍSTICOS	79
3.3.1 Funções de variável aleatória	79
3.3.2 Estimativa da densidade da variável aleatória	81
3.3.3 Técnica <i>Bootstrap</i>	84
3.4 MAPAS DE DISPERSÃO	85
3.5 METODOLOGIA DE OTIMIZAÇÃO ESTOCÁSTICA PROPOSTA	86

CAPÍTULO 4	90
4 INVERSÃO DE TEMPOS DE TRÂNSITO MULTICOMPONENTES	90
4.1 INTRODUÇÃO	90
4.2 EQUAÇÕES DE TEMPO DE TRÂNSITO	92
4.3 ESTRATÉGIA DE INVERSÃO	94
4.4 RESULTADO DA INVERSÃO	95
4.4.1 Dados Sintéticos	95
4.4.1.1 Estimativa dos parâmetros a partir do tempo de trânsito da onda PP	98
4.4.1.2 Estimativa dos parâmetros a partir de tempo de trânsito de onda SS	105
4.4.1.3 Estimativa dos parâmetros a partir de tempo de trânsito de onda PS	110
4.4.2 Dados Reais	116
4.5 DISCUSSÃO	121
 CAPÍTULO 5	 122
5 INVERSÃO DE AMPLITUDES SÍSMICAS MULTICOMPONENTE	122
5.1 INTRODUÇÃO.....	122
5.2 COEFICIENTES DE REFLEXÃO: EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ.....	124
5.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS	135
5.4 ESTRATÉGIA DE INVERSÃO	137
5.4.1 Análise da função objetivo	140
5.4.2 Análise dos mapas de dispersão	141
5.5 RESULTADOS DA INVERSÃO SOBRE DADOS SINTÉTICOS.....	146
5.6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	153
 CAPÍTULO 6	 154
6 CONCLUSÕES	154
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 156

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

A sísmica multicomponente registra um campo de onda mais completo do que a sísmica convencional, que utiliza apenas a onda compressional, e desta maneira pode oferecer uma caracterização de sub-superfície mais detalhada. Há alguns anos, o potencial de uso de dados sísmicos multicomponente é reconhecido pela comunidade científica e pela indústria petrolífera. Entretanto apenas recentemente, principalmente nos últimos 5 anos, que avanços vem de fato sendo desenvolvidos nessa área (Davis, 2001; Maxwell & Criss, 2006; Kendall, 2006; entre outros). A tendência para o futuro é que todos os levantamentos, em terra ou no mar, sejam conduzidos com aquisição multicomponente (Davis, 2001; Maxwell & Criss, 2006).

A aquisição sísmica multicomponente em terra pode ser subdividida em vários tipos, tais como: 3C, 4C, 6C e 9C. Onde "C" representa "componente". A aquisição de dados sísmicos de reflexão de nove componentes (9C) requer a configuração de fonte e receptores, ambos com três componentes orientadas de forma ortogonal, envolvendo a geração e registro da onda P polarizada verticalmente, da onda S polarizada verticalmente (Sv) e horizontalmente (Sh). A aquisição 3C normalmente é atribuída à fonte vertical usando três componentes de registro.

Existem poucos trabalhos que tratam da sísmica de reflexão multicomponente na escala de investigação rasa, como exemplos podem ser citados Dasios et al. (1999), Guy (2006), Pugin (2008) e Pugin et. al. (2009). Esses autores comentam que a pesquisa nessa área está em sua etapa inicial e é necessário melhorar o entendimento do uso do método. A respeito da aquisição de dados multicomponente, entre os tópicos de maior prioridade, está a avaliação de fontes adequadas para a geração de energia de cisalhamento. A definição dos parâmetros de aquisição também é crítica, pois é necessário buscar um compromisso para várias componentes de onda registradas simultaneamente.

O método de reflexão sísmica permite tanto a caracterização estrutural em sub-superfície, como a estimativa de propriedades elásticas dos meios.

O tempo de trânsito é o atributo mais importante na sísmica de reflexão, quando o objetivo é a determinação das estruturas geológicas em subsuperfície. Os métodos de análise de velocidades das ondas sísmicas fundamentam-se no ajuste da equação de tempo de percurso aos tempos das reflexões identificadas nos registros sísmicos. Na forma convencional é utilizada a aproximação hiperbólica para as curvas de tempo, a qual não é válida para afastamentos longos (maiores que a profundidade do refletor), para meios heterogêneos, anisotrópicos e também para reflexões de ondas convertidas PS e SP. Várias equações têm sido propostas para se obter uma melhor aproximação para os tempos dos eventos de reflexão não hiperbólicos. Na maioria das novas equações, além da velocidade e do tempo normal, é introduzido mais um parâmetro, que representa o quanto a curva de tempo do evento analisado difere da hipérbole. Nesse caso o problema da análise de velocidades possui três incógnitas. Sendo assim, uma forma conveniente para a sua solução, é tratá-lo como um problema de inversão segundo um critério de otimização.

A maioria das aproximações propostas para as curvas de tempos de trânsito foi avaliada numericamente e em dados reais na escala profunda (exploração de hidrocarbonetos). Esse assunto, porém, não recebeu devida atenção na área de sísmica de reflexão rasa (engenharia, hidrogeologia, etc.). Embora seja de grande importância, pois, devido à forte interferência de ruídos coerentes, é comum encontrar situações quando as reflexões rasas são mascaradas por ruídos coerentes e não podem ser observadas nos afastamentos curtos. Outro desafio é a habitual heterogeneidade das camadas superficiais.

As amplitudes dos sinais refletidos se relacionam às propriedades elásticas dos meios. Os coeficientes de reflexão das ondas sísmicas que incidem numa interface que separa dois meios distintos são fornecidos pelas equações de Zoeppritz, descritas em função de seis parâmetros elásticos (velocidades intervalares da onda P (α_1 , α_2) e da onda S (β_1 , β_2) e a densidade (ρ_1 , ρ_2), todos acima e abaixo da interface refletora). O conhecimento destes parâmetros elásticos em sub-superfície permite o acesso direto a informações sobre o comportamento mecânico e hidráulico dos maciços rochosos e terrosos (compressibilidade, resistência ao cisalhamento, porosidade, permeabilidade, razão de Poisson, etc.). Entre as possíveis aplicações destas informações na escala de investigação rasa destacam-se: a

detecção quantitativa de mudanças nas propriedades dos meios em sub-superfície durante a construção de túneis (Kneib, *et al.*, 2000); a caracterização de aquíferos (Giustiniani *et al.*, 2008); a identificação de mudanças litológicas e de porosidade (Domenico, 1984); o entendimento dos efeitos produzidos pela camada de baixa velocidade no imageamento sísmico para exploração de hidrocarbonetos (Guevara, 2001).

O presente trabalho dedica-se a analisar alguns aspectos do emprego da sísmica de reflexão rasa multicomponente para estabelecer a validação deste método para a solução de problemas na investigação geológico-geotécnica rasa em áreas urbanas. Foi dada ênfase na avaliação de aspectos relacionados à aquisição e à estimativa de parâmetros elásticos dos meios, considerando-se a inversão dos tempos de trânsito e das amplitudes das reflexões. Especial atenção foi dedicada à estratégia de inversão das amplitudes, que por tratar-se de um problema mal-posto e altamente não linear, necessitou a elaboração de uma estratégia estocástica de otimização e o desenvolvimento de uma nova abordagem para análise da função objetivo multi-dimensional e multi-modal.

Para a realização da aquisição de ensaios sísmicos multicomponentes (9C) foram escolhidas duas áreas dentro da cidade de São Paulo, especificamente no campus da USP-São Paulo, que reúnem todas as características normalmente associadas às áreas urbanas, que são: intenso tráfego de veículos e pessoas, terrenos pavimentados e não pavimentados e presença de rede elétrica. Além disso, essas áreas já foram objeto de investigação geológico-geotécnica com a perfuração de algumas sondagens mecânicas.

O texto está organizado da seguinte forma: no capítulo 2 são tratados os aspectos da aquisição de dados multicomponente e apresentados os dados adquiridos nos ensaios de campo; o capítulo 3 trata dos métodos de otimização utilizados para a busca da solução dos problemas inverso investigados; no capítulo 4 é apresentada a estratégia para a inversão dos tempos de trânsito e os resultados obtidos dos estudos numéricos e os avaliados sobre os dados reais; e no capítulo 5 são discutidos diversos aspectos da estratégia de inversão das amplitudes e os resultados dos estudos numéricos realizados. Uma introdução mais detalhada sobre cada um dos tópicos investigados é apresentada no início de cada respectivo capítulo. E por fim, no capítulo 6 seguem as conclusões do trabalho realizado.

CAPÍTULO 2

2 AQUISIÇÃO SÍSMICA MULTICOMPONENTE

2.1 INTRODUÇÃO

O potencial de uso de dados sísmicos multicomponente é reconhecido pela comunidade científica e pela indústria petrolífera desde os anos 60 do século passado. Pickett (1963) mostrou que o uso da razão V_p/V_s possibilita a discriminação litológica, Gardner e Harris (1968) mostraram que a resposta de V_p/V_s ajuda a detectar os depósitos de gás e, finalmente Cherry e Waters (1968) e Erickson *et al.*, (1968) mostraram a viabilidade de gerar a onda cisalhante com uma fonte mecânica. Entretanto apenas recentemente, principalmente nos últimos 5 anos, que avanços vem de fato sendo desenvolvidos nessa área (Davis, 2001; Maxwell & Criss, 2006; Kendall, 2006; entre outros). Principalmente graças a avanços tecnológicos em equipamentos e capacidade de registro, o que barateou o custo da aquisição dos dados, seguido por avanços nas técnicas de processamento e interpretação.

O que motiva o avanço em pesquisas no uso de dados sísmicos multicomponente é o desejo em se adquirir mais informações dos dados, para garantir melhores resultados. A tendência para o futuro é que todos os levantamentos, em terra ou no mar, sejam conduzidos com aquisição multicomponente (Davis, 2001; Maxwell & Criss, 2006).

A partir de 1984 é observado um grande interesse na aquisição conjunta das ondas P e S para objetivos de engenharia civil e hidrogeologia (Hasbrouck, W. P., 1983, 1991; Goforth and Hayward, 1992; Garrota, R., 1985).

Na escala de investigação rasa, que é o foco deste trabalho, os cuidados na escolha adequada dos parâmetros de aquisição são críticos para o uso eficaz do método sísmico de reflexão, tanto no emprego convencional da onda compressional, e tornando-se mais importante na utilização de dados multicomponente. A fonte adequada para a geração de energia de cisalhamento é um dos aspectos na aquisição sísmica multicomponente que ainda precisa ser investigado e desenvolvido. Os trabalhos recentes de Dasios *et al.* (1999), Guy (2006), Pugin *et al.* (2008) e Pugin *et al.* (2009) sugerem a viabilidade de obtenção de registros sísmicos multicomponente na escala rasa, porem concluem que a complexidade de aplicação deste método em sub-superfície rasa precisa ser melhor investigada.

2.2 AQUISIÇÃO 9C

A aquisição de dados sísmicos de reflexão multicomponente (9C) requer a configuração de fonte e receptores, ambos com três componentes orientadas de forma ortogonal, envolvendo a geração e registro de: onda P polarizada verticalmente (Figura 2.1a), onda S polarizada verticalmente (Sv) (Figura 2.1b) e polarizada horizontalmente (Sh) (Figura 2.1c), através de arranjos conhecidos como vertical, radial e transversal, respectivamente. Nas interfaces ocorrem conversões da onda P para onda Sv (P-Sv) e também de onda Sv para onda P (Sv-P) (Figura 2.1a e b).

Figura 2.1 – Diagramas representando os tipos de ondas geradas e registradas: (a) onda P polarizada verticalmente e conversão de onda P-Sv; (b) onda Sv polarizada verticalmente e conversão de onda Sv-P; e (c) onda Sh polarizada horizontalmente (Adaptada de Guevara, 2000)

As principais componentes registradas, considerando-se meios isotrópicos, dos tipos de ondas usadas na exploração estão apresentadas num sistema de coordenadas cartesianas (XYZ) (Figura 2.2a), sendo as fontes representadas pela letra maiúscula e os receptores pela letra minúscula, da seguinte forma:

- Zz corresponde ao modo compressional;
- Zx e Xz corresponde ao modo das ondas convertidas PSv e SvP;
- Xx corresponde ao modo da onda Sv;
- Yy corresponde ao modo da onda Sh.

Na representação da Figura 2.2a há quatro vazios que envolvem a componente Y correspondendo à direção transversal, associada ao modo Sh. Isso porque o modo Sh é produzido no plano horizontal e, em meios isotrópicos, não ocorrem conversões para outros planos (Garrota, 1985).

Para estudos de casos com anisotropia são aproveitadas ainda as coordenadas Xy, Yx, Zy e Yz (Figura 2.2b) (Simmons and Backus, 1999). Um exemplo é o efeito produzido na propagação das ondas cisalhantes num modelo de camadas paralelas cortadas por um sistema de fraturas alinhadas (Crampin, 1985; Crampin and Lynn, 1989). Se a incidência da onda sísmica é perpendicular ao eixo de simetria (paralela aos planos das fraturas), a velocidade da onda P não se altera, mas o campo de onda S vai sofrer o fenômeno de bi-refringência, e é decomposto em duas ondas S mutuamente perpendiculares S1 e S2. Uma é paralela (mais rápida) e outra é perpendicular às fraturas respectivamente (mais lenta, por atravessar meios de rigidez diferente). As características do meio anisotrópico e o percurso total efetuado no meio afetam o grau de anisotropia observado. A diferença de amplitude entre as duas componentes de onda cisalhante (S1 e S2) (Mueller, 1991) e a diferença de tempo de propagação entre componentes S1 e S2 (Tatham *et al.*, 1992), relacionam-se com a densidade de fraturas.

Figura 2.2 – Representação das componentes registradas num sistema de coordenadas cartesianas (XYZ): (a) assumindo meio isotrópico; (b) assumindo meio anisotrópico; (c) esquema de aquisição sísmica terrestre 2D 9C

A Figura 2.2 é uma representação habitual de campo de onda multicomponente, que não leva em conta a decomposição das ondas P e Sv no plano x-z, nas direções vertical (z) e horizontal radial (x) (Figura 2.3c). A representação que considera a decomposição do campo de onda multicomponente está nas Figuras 2.3a e 2.3b. Portanto num meio isotrópico são registrados nove eventos refletidos para a mesma interface (Figuras 2.3a e 2.3b) e não cinco (Figura 2.2a).

Figura 2.3 – Representação das componentes registradas num sistema de coordenadas cartesianas (XYZ) assumindo o meio isotrópico: (a) ondas PP, PSv, SvP e SvSv decompostas nas direções vertical (z) e horizontal radial (x); (b) onda Sh; (c) ilustração de decomposição das ondas P e Sv nas direções vertical (z) e horizontal radial (x)

Durante uma aquisição 9C, para cada posição do ponto de tiro, são realizadas seqüências de golpes nos lados opostos na direção radial e transversal (Figura 2.2.c). Deste modo é possível obter dois registros com as ondículas das ondas Sh e Sv de polaridades opostas e sem mudança na polaridade da ondícula da onda P, que será sempre a mesma. Isto permite realizar a diferença entre cada traço correspondente dos registros, aumentando deste modo a amplitude da ondícula das ondas Sh e Sv e eliminando parcialmente a ondícula da onda P. Do mesmo modo, a soma entre cada traço correspondente dos registros, suprime a energia da onda S (Figura 2.4). Este procedimento é útil para aumentar a relação S/R nos registros de onda cisalhante.

Figura 2.4 – Procedimento de diferença para registros de onda S: (a) ondícula com polaridade negativa da onda Sh; (b) ondícula com polaridade positiva da onda Sh; (c) ondícula do sinal da onda Sh após realizar a diferença entre os sinais em (b) e (a); e (d) eliminação da ondícula da onda Sh após a soma dos sinais em (a) e (b)

2.3 FONTES DE ENERGIA SÍSMICA

A seleção da fonte apropriada é vital para o sucesso da aquisição de dados de sísmica rasa usando ondas P, S ou as duas simultaneamente. A escolha da fonte é baseada principalmente em dois critérios: (1) gerar energia suficiente que resulte numa boa relação sinal/ruído (S/R) a fim de adquirir a informação adequada em diferentes profundidades de investigação; e (2) gerar energia dentro de uma banda de frequência larga de modo a conseguir a resolução suficiente (Knapp & Steeples, 1986b; McCann et al., 1985; Miller et al., 1986; Pullan and MacAulay, 1987; Miller et al., 1992, 1994). Outros critérios são baseados na conveniência do uso, na segurança e na repetibilidade da fonte. A fonte selecionada não somente tem que cumprir as exigências acima, mas também não deve comprometer o orçamento do ensaio sísmico.

A pesquisa sobre fontes sísmicas aplicadas em sísmica rasa não tem sido conduzida para encontrar a melhor fonte para todas as situações, pois a prática tem revelado que a eficiência de uma fonte depende também das condições encontradas na área do teste (Pullan e MacAulay, 1987). Ela está orientada para estudar as respostas de várias fontes em um local com determinadas características. Além disso, e na medida do possível, o resultado das comparações deve ser quantificado a fim de mostrar de maneira clara as características gerais das fontes. Na bibliografia disponível verifica-se que as características de uma fonte, incluindo suas propriedades e a atenuação espectral, variam de acordo com o local do ensaio, de um modo quase imprevisível (Pullan & MacAulay 1987, Miller et al., 1986, 1992, 1994).

De acordo com a classificação disponível, as fontes sísmicas podem ser divididas em dois grupos principais: (1) fontes superficiais impulsivas (marreta, queda de peso, queda de peso acelerada, geoton 06, mudgun) e de vibração (MiniSoise, Mini-Vibroiseis); (2) fontes subsuperficiais impulsivas (explosivos, rifle sísmico, centelha). Na Figura 2.5 estão apresentados alguns exemplos destas fontes.

Figura 2.5 – Fontes sísmicas para gerar a energia sísmica direcionada em plano vertical: (a) marreta; (b) Mini-Soise; (c) rifle sísmico; (d) queda de peso; (e) explosivo; (f) mini-vibroseis; (g) queda de peso acelerada; (h) Mudgun; (i) Geoton 06; (j) vibrador piezoelétrico

Na sísmica multicomponente é importante entender ainda a capacidade das fontes de gerar a energia sísmica direcionada para o plano horizontal (radial e transversal). Nos anos 80 de século passado, várias fontes para gerar onda S em sísmica rasa foram propostas (Edelman, 1985). Na Figura 2.6 estão apresentados alguns exemplos das fontes com capacidade de gerar a energia de cisalhamento: bloco de madeira, placa metálica e de alumínio (Hasbrouck, 1983; Haines, 2007), rifle sísmico modificado para gerar ondas S (Pullan and MacAulay, 1987). A marreta impactada nas rampas cavadas no solo (Figura 2.6g) foi o expediente adotado para os dados adquiridos neste trabalho.

Figura 2.6 – Fontes sísmicas para gerar a energia sísmica direcionada em plano horizontal: (a) marreta aplicada tangencialmente numa placa de madeira; (b) marreta aplicada tangencialmente numa placa de aço; (c) marreta aplicada tangencialmente numa placa de alumínio; (d) rifle sísmico usado num poço inclinado; (e) marreta aplicada tangencialmente numa tora de madeira acoplada com carro; (f) microvib; (g) marreta aplicada na placa de aço acoplada numa rampa de solo

A energia requerida para a execução de um ensaio de sísmica rasa depende de vários fatores, tais como: profundidade do nível d'água, litologia, espessura e tipo de cobertura, sensibilidade dos geofones, qualidade do acoplamento do geofone, ruído no local de ensaio, profundidade do alvo investigado e a frequência necessária para se obter a resolução desejada.

A repetibilidade é outra característica importante da fonte sísmica no caso em que é realizada a soma dos sinais de um mesmo ponto de tiro, o que significa a aplicação da fonte de energia tantas vezes quanto for necessário para aumentar a amplitude, sem saturar o sinal e melhorar a relação S/R. Para que essa técnica da soma dos sinais seja efetiva, os impactos ou disparos da fonte devem, idealmente, ter a mesma fase e características espectrais. Na maioria dos casos não é possível ter uma boa repetibilidade utilizando as fontes de impacto, incluindo também a marreta, porque após alguns golpes mudam-se as condições de terreno, e em consequência varia-se a resposta da fonte. Além disso é difícil manter a repetibilidade da sequência de golpes da marreta. Os rifles sísmicos, de acordo com as pesquisas efetuadas por Miller et al. (1986) possuem uma repetibilidade melhor, mudando sua resposta predominantemente devido à geologia do local e não à variação da energia da fonte.

Ziolkowski *et al.* (1980) estudaram as relações entre a carga explosiva e o tipo de ondícula gerada, supondo que a parte da energia convertida na energia de propagação sísmica é constante para um determinado meio e proporcional à raiz cúbica da massa do explosivo. Estas leis implicam que para se obter a largura de banda maior é necessário diminuir a carga até um mínimo, procurando um equilíbrio entre aumentar a banda e preservar uma boa relação S/R. Por outro lado, um volume grande da energia causa um deslocamento do espectro de frequência para as baixas frequências (Telford *et al.*, 1990). Deste ponto de vista conclui-se que a melhor fonte para aplicação em sísmica rasa de alta resolução é aquela que gera altas frequências e baixa energia, tenha boa repetibilidade no procedimento da soma dos sinais digitais. Portanto a fonte mais efetiva nesse sentido seria o rifle sísmico de pequeno calibre.

Miller *et al.* (1994) compararam várias fontes em áreas com características geológicas distintas, e concluíram que o rifle sísmico é mais efetivo em meios onde predominam granulometria fina, boa distribuição do material, e um nível de água raso. Já nas condições geológicas fora deste padrão, o que é muito fácil de ocorrer, a marreta pode ter um desempenho igual, ou melhor, que um rifle sísmico (Figura 2.7). Analisando as experiências anteriores de diversos pesquisadores pode-se dizer que a marreta é a fonte de energia mais usada para ensaios de sísmica rasa de reflexão (Goforth & Hayward, 1992; Jeng, 1995, Nitsche *et al.*, 2002).

Figura 2.7 – Comparação de desempenho da marreta com o rifle sísmico em condições de nível da água na profundidade superior de 30 m (adaptado de Miller *et al.*, 1994)

Os resultados obtidos nos testes com fontes de onda P revelam que as condições de geologia no local de ensaio são de grande importância para a escolha da fonte apropriada, pode-se esperar a mesma conclusão para a seleção de uma fonte para a geração de onda S.

Para as fontes típicas usadas para gerar onda P (citadas acima), a componente de padrão de radiação de energia é considerada esférica e simétrica nas condições do meio homogêneo. As fontes de cisalhamento ao contrário das ondas P não geram padrão de radiação esférico e simétrico (Aki and Richards, 1983); também a forma de radiação muda com a variação da razão de Poisson (Figura 2.8).

Figura 2.8 – Padrão de radiação para ondas P e SV (adaptado Aki & Richards, 1980)

2.4 RECEPTORES

O geofone é um transdutor de velocidade eletromecânico que converte a componente vertical ou horizontal das vibrações mecânicas do solo em sinal elétrico, ou com outras palavras, é um sensor com a função de gerar um sinal elétrico das componentes vertical e horizontal ou das três componentes de vibrações mecânicas do solo, introduzindo também a filtragem inicial do sistema. Em geral, tal sensor é dotado de uma bobina móvel suspensa em um forte campo magnético. Quando uma onda mecânica atinge o sensor, a bobina móvel desloca-se dentro de campo magnético gerando uma tensão elétrica proporcional à derivada do deslocamento. A maior parte dos geofones usados na aquisição terrestre é do tipo eletromagnético. Na figura 2.9 estão apresentados dois tipos de geofone: vertical e horizontal.

Figura 2.9 – Ilustração do geofone vertical (direita) horizontal (esquerda)

Os principais aspectos que devem ser considerados na seleção do tipo de geofone são:

- Frequência natural (frequência de ressonância);
- Sensibilidade;
- Resistência da bobina;
- Resistor de amortecimento;
- Distorção harmônica;
- Ruídos espúrios;

Na prática também estão entre os fatores importantes: a durabilidade, o tamanho e forma do geofone.

A frequência natural pode ser entendida como a frequência ressonante do sistema massa-mola-estrutura. O geofone é projetado para responder a deslocamentos extremamente pequenos do solo. O deslocamento é ainda menor elevando-se as frequências. Conseqüentemente é compreensível que qualquer micro-movimento mecânico adicional dentro do geofone facilmente pode resultar em sinais de tensão comparáveis àsquelas produzidas por deslocamentos das partículas extremamente pequenos.

Tradicionalmente os geofones são projetados com a bobina movendo-se linearmente na linha central, mas o movimento perpendicular também é possível. Este movimento lateral em relação ao eixo principal, tanto para o geofone vertical, como também horizontal é mantido tão pequeno quanto possível, mas é essencial permitir o movimento livre da bobina do geofone no eixo central principal. A ressonância da massa da mola do geofone neste eixo é chamada de frequência natural. Por outro lado ruídos espúrios são resultantes do movimento perpendicular ao eixo de movimento do geofone ou de uma combinação das modalidades múltiplas do movimento. Para tentar evitar a entrada destes ruídos numa frequência igual da energia refletida, a mola é projetada para ter rigidez elevada na perpendicular. Daí vem a natureza da alta frequência dos ruídos espúrios que entram no momento do registro. Estes efeitos aplicam-se a todos os tipos de geofones, ou seja, verticais, horizontais ou outros. O ruído espúrio é um aspecto importante a ser considerado, porque ajusta eficazmente o limite superior da largura da faixa usual da resposta de um tipo específico de geofone (Figura 2.10).

Figura 2.10 – Função de transferência de geofone que mostra a largura da banda de frequência registrada e de ruído espúrio (adaptado de Faber & Maxwell, 1996)

Um resistor de amortecimento é colocado nos terminais da bobina para tornar mais plana a resposta do geofone numa faixa próxima à sua frequência natural, reduzindo as distorções da fase e diminuindo a sensibilidade do geofone nessa faixa. Os geofones normalmente usados em sísmica rasa possuem frequências naturais de 28, 40 e 100 Hz com uma largura de banda que chega em torno de 10 vezes o valor da frequência natural (Figura 2.11). Geralmente é recomendada a utilização dos geofones de 28 ou 40 Hz quando os dados apresentam as frequências dominantes em torno de 30-120 Hz (caso geral), mas se as frequências dominantes são superiores a 200 Hz, os geofones de 100 Hz funcionam melhor (Knapp et al., 1986a e 1986b; Knapp, 1990). As maiores frequências observadas nos trabalhos de sísmica rasa normalmente não ultrapassam 300-400 Hz. Frequências dominantes superiores a 500 Hz são muito difíceis de serem obtidas (Steeple et al., 1997).

A forma do geofone, o peso, e o comprimento da ponteira, devem ser escolhidos tendo em vista as condições do solo para efetuar o melhor acoplamento possível.

Figura 2.11 – As curvas da resposta procedentes do catálogo do fabricante Geo Space LP para os geofones de 28 Hz e de 40 Hz, normalmente usados em sísmica rasa

A fixação (acoplamento) do geofone no terreno é extremamente importante para uma eficiente aquisição de dados sísmicos terrestres já que está ligado diretamente com a qualidade da medição de vibração do solo pelos geofones. Se os geofones estiverem inclinados, ficam mais sensíveis aos ruídos espúrios (Faber & Maxwell 1997). Para manter o elemento dos geofones horizontais no eixo central principal é usado um nível de bolha montado na caixa do geofone. O uso correto dos geofones modernos permite deslocar o efeito indesejável dos ruídos espúrios para uma faixa de frequência acima de 900 Hz (Maxwell et al., 1994).

Geralmente, na sísmica convencional (na escala de investigação de petróleo) a questão de acoplamento não é um problema, mas em relação à sísmica rasa que utiliza os geofones de frequência mais altas, pode tornar-se um fator decisivo. Muitas vezes um geofone acoplado de uma forma incorreta, afeta a qualidade dos dados de uma forma irreversível.

A definição do efeito de acoplamento do geofone, usada em modelos teóricos, era a seguinte: “O acoplamento de geofone é a diferença entre a velocidade medida pelo transdutor e a velocidade do solo sem o mesmo”, que era correto somente nas condições ideais. Posteriormente, para as situações práticas, foi modificada para: “o acoplamento insatisfatório do geofone é a diferença entre a velocidade medida pelo transdutor mal fixado e a velocidade medida quando bem-fixado”. Diversos investigadores (Lamar, 1970; Hoover e O'Brien, 1980; Krohn, 1984,1985; Krohn et al., 1991, Vos et al. 1995 etc.) mostraram no modo experimental e teórico que a vibração de um geofone não acompanha fielmente o deslocamento do solo em altas frequências. De fato, o acoplamento do geofone com o solo pode ser representado como um oscilador harmônico amortecido. As características do sistema ressonante de acoplamento dependem do peso do geofone, da área eficaz de contato, da amplitude do movimento do solo, e dos módulos elásticos dos meios em subsuperfície. Outros fatores importantes são a vegetação, a umidade e a profundidade. As diferenças do acoplamento entre geofones causam distorções na forma do sinal sísmico registrado (Figura 2.12).

Figura 2.12 – Formas de onda observadas decorrentes do modo de acoplamento e das propriedades elásticas do solo onde o geofone está acoplado (adaptado de Maxwell et al., 1994)

As variações na forma do sinal também podem ser provocadas pelas mudanças nas propriedades elásticas do solo onde o geofone está fixado. A combinação que mostra ser eficaz é a de um geofone de pouca massa com uma área grande de contato (Hoover e O'Brien, 1980). Para aumentar esta área de contato podem ser adotadas ponteiros de fixação de maior comprimento.

Por outro lado, Krohn (1984) relatou resultados experimentais que, em alguns aspectos, divergem dos estudos teóricos anteriores. Ele demonstrou que a resposta do acoplamento era insensível à massa e ao diâmetro do geofone e muito sensível à consistência do solo. As conclusões de seu trabalho, que até agora é considerado o mais importante no estudo sobre acoplamento geofone-solo são as seguintes:

- (1) o acoplamento pode ser modelado adequadamente por um sistema ressonante simples em função de uma única frequência ressonante e valor de amortecimento. Entretanto, a ressonância é ligeiramente não-linear, isto é, o acoplamento depende, sobretudo da amplitude da vibração;
- (2) a amplitude e a fase sísmica não são distorcidas pelo acoplamento para frequências muito menores que as frequências ressonantes de acoplamento; em frequências mais elevadas, as distorções da amplitude e da fase podem ocorrer;
- (3) a frequência ressonante de acoplamento vertical e amortecimento depende, sobretudo da consistência do solo onde estão fixados os geofones. Soterrar os geofones ou usar ponteiros mais longos em alguns terrenos pode aumentar a frequência ressonante do acoplamento;
- (4) para os geofones horizontais, a qualidade do acoplamento com o solo é menos afetada pela característica do solo ou pelo comprimento da ponteira de fixação. O melhor acoplamento é obtido enterrando os geofones.

2.5 PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO

Definir os parâmetros para a aquisição no tempo e no espaço é basicamente a etapa onde se busca otimizar ao máximo possível, as informações que podem ser obtidas sobre os eventos sísmicos de interesse.

Os parâmetros que devem ser estabelecidos para geometria de aquisição de levantamentos sísmicos de reflexão são:

- Tipo de lanço (**spread geometry**)
- Afastamento mínimo
- Afastamento máximo
- Intervalo entre receptores
- Intervalo entre pontos de tiro
- Cobertura (multiplicidade)

e, para a amostragem no tempo:

- Intervalo de amostragem
- Comprimento do registro
- Filtros de frequência

No caso da sísmica rasa de reflexão, a escolha do arranjo experimental depende da presença do *ground-roll* (GR) e da onda aérea. Em parte porque normalmente os dados são adquiridos com único geofone por estação receptora, diferentemente da sísmica aplicada para exploração hidrocarbonetos (com *exceção de aquisição sísmica de alta densidade - 2-3D HD*), onde se utilizam conjuntos (arranjos) de geofones que atuam como filtros espaciais para esses eventos, aumentando conseqüentemente a relação S/R (Sheriff et al., 1995). Esta escolha considera principalmente a onda aérea e o GR que podem ocupar a maior parte da janela espaço-temporal do registro em sísmica rasa (Figura 2.13).

Figura 2.13 – Registro de análise de ruído e espectro fk com eventos mais significativos indicados antes do processamento

Geralmente são utilizados dois tipos de arranjos fonte-receptor: o denominado lançamento lateral (*end-on spread*), tipo de lançamento no qual o ponto de tiro é posicionado em uma das extremidades em relação à disposição dos geofones; e o denominado lançamento bi-partido (*split spread*), no qual o ponto de tiro ocupa uma posição aproximadamente central em relação aos geofones.

O lançamento bi-partido simétrico possibilita obter um controle maior sobre as hipérboles de reflexão, o que pode ser útil no caso dos refletores serem inclinados. Entretanto, na maioria das vezes o lançamento bi-partido não é adequado para utilização em sísmica rasa, porque a onda aérea e o GR podem ocupar a maior parte da janela do registro.

A posição do ponto de tiro em relação ao primeiro geofone (afastamento mínimo) e ao último geofone (afastamento máximo) são parâmetros importantes na definição da geometria de aquisição. O intervalo entre os afastamentos mínimo e máximo é definido como a janela ideal (*optimum window*) (Pullan & Hunter, 1990). A janela de afastamentos ideal normalmente depende da profundidade de investigação requerida, das velocidades e das densidades dos meios.

O **afastamento mínimo** normalmente é estabelecido a fim de evitar a região em que ocorre a sobreposição do GR e da onda aérea nos registros sísmicos. Esse critério é válido para qualquer componente de onda sísmica. Pode acontecer que eventos de reflexão de diferentes componentes de onda sísmica necessitem de afastamentos mínimos diferentes. Se não for possível escolher uma janela de afastamentos única para todas as componentes, é

necessário realizar mais do que um levantamento com parâmetros de arranjo individuais para cada componente. Um exemplo dessa situação é quando um evento de reflexão de onda P e S relacionado à mesma interface têm velocidades distintas. Neste caso no afastamento mínimo para a onda S vai ser mais afetada pelo ruído coerente (Figura 2.14-a). No exemplo de dado real na Figura 2.14b o evento da onda S está completamente dentro do cone de ruído.

Figura 2.14 – (a) Efeito do cone de ruído nos eventos de onda P e onda S (adaptado de Garotta, 1985). (b) Um exemplo do efeito da presença do cone de ruído nos eventos de onda P, S e convertida P-Sv em dados reais (adquiridos neste trabalho). As janelas temporais separadas pelas linhas em vermelho não pertencem à mesma aquisição, os eventos PP, P-Sv e Sh-Sh foram representados numa mesma seção para facilitar a comparação

Na prática, o **afastamento máximo** é limitado, muitas vezes, pela quantidade de canais oferecida pelo equipamento (sismógrafo) disponível. Uma regra prática consiste em que o afastamento máximo cubra uma distância de até 1,5 a 2 vezes a profundidade máxima do refletor alvo, devido às possíveis alterações de fase e de amplitude que ocorrem na onda sísmica além dos ângulos críticos de incidência, as chamadas reflexões de grande ângulo (Pullan & Hunter, 1985). Esta relação, raras vezes, pode ser utilizada para aplicações em sísmica rasa, já que o alvo investigado frequentemente encontra-se numa profundidade inferior daquela recomendada pela regra.

O **espaçamento entre os geofones** é escolhido em função do afastamento mínimo, do afastamento máximo e do número de canais, a fim de estabelecer a amostragem espacial e a resolução lateral necessária. Esse critério é baseado na teoria da amostragem espacial para refletores inclinados e, na concepção de primeira zona de Fresnel. De acordo com Knapp &

Steeple (1986b), dentro do valor obtido para a zona de Fresnel é recomendada a cobertura de no mínimo quatro diferentes famílias CMP. Para evitar falseamento, o intervalo entre os geofones deve ser menor que a metade da projeção do menor comprimento da onda na superfície.

Multiplicidade é quantas vezes um mesmo ponto foi amostrado em sub-superfície. Esse é um dos parâmetros que define a qualidade do dado sísmico. No caso das áreas com uma baixa relação S/R procura-se a multiplicidade mais alta possível para aumentar a qualidade da seção final.

Após determinar os afastamentos mínimo e máximo e o intervalo entre os geofones, é estabelecido o **intervalo entre os pontos de tiros** para se ter a multiplicidade desejada, levando em conta número de canais disponíveis para registro. Em geral, a quantidade de pontos de tiro é um dos fatores que define o custo da aquisição e do processamento do dado sísmico.

Considerando a amostragem em tempo, o **comprimento do registro** é um parâmetro que tem que ser escolhido em função da profundidade dos alvos a serem investigados. Dispondo de informações litológicas *a priori* do modelo em sub-superfície que permitam uma estimativa das velocidades de propagação das ondas sísmicas no local do ensaio, é possível fazer um cálculo do comprimento em tempo necessário para o registro. No caso da sísmica rasa de reflexão convencional com onda P o comprimento do registro dificilmente passa de 400 ms. Já para o registro multicomponente é necessário levar em conta a presença de eventos de ondas convertidas e das ondas S que aparecem em tempos maiores, devido às velocidades de propagação inferiores às da onda P.

O sinal sísmico é uma função contínua no tempo ($x(t)$), e o registro (traço sísmico) é realizado com um **intervalo de amostragem** (dt) constante. Em sísmica rasa, dt costuma ser de 0,125 ms, 0,25 ms ou 0,5 ms, de modo que sua reconstrução está limitada por uma frequência máxima f_N igual a $1/2dt$ (frequência de Nyquist ou de *aliasing*). Para se evitar o falseamento de frequência nos dados, os sismógrafos possuem filtros analógicos corta-alta, para rejeitar acima da frequência de Nyquist.

Os sismógrafos modernos permitem que sejam aplicados **filtros corta-baixa** durante a aquisição dos dados. Durante a década de 80 o uso desse tipo de filtro na aquisição foi defendido em alguns trabalhos, mas atualmente não são recomendados; o melhor é que o filtro seja criteriosamente escolhido durante o processamento dos dados. Alguns sismógrafos dedicados à sísmica rasa vêm com recomendação do fabricante para que seja utilizado um filtro para frequências abaixo de 3 Hz na aquisição.

Antes de executar um levantamento de sísmica de reflexão rasa convencional ou multicomponente, é fortemente recomendável efetuar um procedimento chamado de Análise de Ruído (*walkaway noise test*). É um procedimento indispensável na sísmica rasa, porque ajuda na definição e confirmação de praticamente todos os parâmetros a serem adotados na aquisição dos dados sísmicos. Analisando o registro obtido pode-se determinar, por exemplo, a definição das janelas de tempo e de espaço mais razoáveis de serem adotadas para a aquisição dos dados na área em estudo.

O teste deve ser executado num local representativo, em termos das condições do terreno e do ruído da área total a ser investigada e deve ser conduzido de modo a sobre-amostrar o registro de ondas, ou seja, utilizando-se alta frequência de amostragem e curto espaçamento entre geofones. A regra geral para esse procedimento a adoção de espaçamento entre geofones (Δg) igual a um centésimo do valor da profundidade de investigação.

2.6 ANÁLISE DE RUÍDO

Para se conhecer o campo de onda sísmica num determinado local de estudo normalmente é realizado um experimento chamado de Análise de Ruído (*walkaway noise test*). Existem duas formas de se proceder durante o experimento (Vincent, *et al.*, 2006): (a) deixando as fontes fixas e movendo-se os receptores (Figura 2.15-a); (b) deslocando a fonte sísmica e deixando-se os receptores fixos (2.15-b);

(a)

(b)

Figura 2.15 – Ilustração esquemática de geometria dos testes (a) Análise de ruído com fonte fixa; (b) Análise de ruído com receptores fixos;

2.7 AQUISIÇÃO REALIZADA

Foram realizados dois experimentos de análise de ruído 9C (um com receptores fixos e outro com fonte fixa) em duas áreas de estudo.

2.7.1 Áreas de estudo e contexto geológico

Foram escolhidas duas áreas de estudo, ambas dentro do campus da Universidade de São Paulo, situada na zona oeste do Município de São Paulo. Estes locais foram escolhidos por serem representativos de área tipicamente urbana, com intenso tráfego de veículos e de pessoas; e por existirem sondagens mecânicas nas proximidades dos ensaios. Área de estudo **1** posiciona-se na margem esquerda do Rio Pinheiros na área de borda de raia olímpica, e área de estudo **2** posiciona-se em frente do IAG/USP.

Geologia de área de estudo 1

A geologia da área consiste de sedimentos terciários da Formação Itaquaquetuba da Bacia Sedimentar de São Paulo que situa-se sobre o embasamento pré-cambriano. A descrição do poço produtor PP2 (Iritani, 1993) localizado próximo ao local dos ensaios, traz as seguintes informações sobre as principais litofácies do local: (1) pacote de argilas, arenitos grossos e médios até 50 m; (2) nível argilo-arenoso até 65 m de profundidade e (3) granito-gnaiss do embasamento.

Geologia de área de estudo 2

A geologia do local 2 também é representada por sedimentos terciários da Formação Itaquaquetuba da Bacia Sedimentar de São Paulo que situa-se sobre o embasamento pré-cambriano, mas um pacote sedimentar com propriedades petrofísicas diferentes e com espessura menor. Na figura 2.16 está apresentada uma secção geológica elaborada através da correlação dos 3 poços existentes na área.

Figura 2.16 – Seção geológica elaborada através da correlação dos 3 poços existentes na área de estudo 2 (adaptado de Borges, 2002)

2.7.2 Equipamento utilizado

O sistema de aquisição sísmica utilizado foi adquirido através do Projeto multi-usuário/FAPESP “Laboratório Móvel de Geofísica”. Em todos os ensaios de aquisição multicomponente foram utilizados 4 sismógrafos Geode da Geometrics de 24 canais cada (Figura 2.17). Os 96 canais foram divididos em 3 grupos de 32 canais, cada grupo correspondendo a 3 componentes. Para o registro simultâneo das três componentes, por não se dispor de geofones 3C, empregou-se um arranjo de três geofones: um de componente vertical (de 40Hz) e dois de componente horizontal (de 28Hz), simulando um geofone 3C (Figura 2.18).

O cabo sísmico foi preparado no laboratório antes do trabalho de campo de forma a ser utilizado conectando-se o canal 1 ao geofone vertical, o canal 2 ao horizontal radial, o canal 3 ao horizontal transversal, e nos seguintes (canais 4, 5 e 6), seguiu respectivamente a ordem vertical, radial e transversal, e assim por diante. Para tal, os *takeouts* do cabo sísmico foram

marcados com fita isolante colorida, adotando-se a convenção: cor preta para componente vertical, branca para radial e vermelha para transversal, de modo a evitar-se erros durante a montagem no campo. Como o intervalo entre geofones nos ensaios executados foi de um ou de dois metros, o excesso de cabo entre cada *takeout* foi enrolado e preso com fita adesiva. Desta forma, tornou-se fácil estender e movimentar os cabos no campo e garantiu-se que nenhum erro de conexão dos geofones aos cabos foi cometido.

Figura 2.17 – Módulo de 24 canais Geode (amarelo) devidamente conectado para a aquisição dos dados

Figura 2.18 – Arranjo de geofones : *um* - componente vertical (vermelho) e *dois* de componente horizontal (azul)

Como fonte de energia para ondas P e P-Sv (convertida) utilizaram-se impactos (golpes) verticais de uma marreta de 6kg sobre uma placa de metal acoplada no solo. Para gerar principalmente ondas Sv-Sv, Sh-Sh e Sv-P foi usada a mesma marreta golpeando tangencialmente uma placa de metal posicionada numa rampa escavada no solo (Figura 2.19).

Figura 2.19 – Placa acoplada numa rampa cavada no solo, usada para gerar energia cisalhante

2.7.3 Dados adquiridos

Área de estudo 1: Análise de Ruído 9C com receptores fixos

Na tabela 2.1 estão apresentados os parâmetros de aquisição utilizados no local 1, escolhidos com base no conhecimento prévio da geologia.

Tabela 2.1 – Parâmetros de aquisição no local 1: análise de ruído 9C com receptores fixos

Número de grupos de receptores (com 3 canais cada)	32 (fixos)
Afastamento mínimo	2 m
Afastamento máximo	128 m
Espaçamento entre os grupos de receptores	2 m
Número de pontos de tiro	2
Geofones	Horizontal de 28 Hz e Vertical de 40 Hz
Fontes	Marreta de 6kg impactada sobre: placa de metal acoplada no solo com inclinação superior a 45 graus, e placa de metal acoplada no solo de forma convencional.
Acoplamento dos geofones	Ponteira de 0,1
Intervalo de amostragem	0,25 ms
Comprimento do registro	700 ms
Filtro corta-baixa analógico	3 Hz

Na Figura 2.20 está apresentado dado sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirido na primeira área de estudo.

Figura 2.20 – Registro sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirida na primeira área de estudo

Área de estudo 2: Análise de Ruído 9C com fonte fixa

Na tabela 2.1 estão apresentados os parâmetros de aquisição utilizados no local 2. Estes parâmetros foram escolhidos com base no conhecimento prévio da geologia de local.

Tabela 2.2 – Parâmetros de aquisição no local 2: análise de ruído 9C com fonte fixa

Número de grupos de receptores (com 3 canais cada)	32 (movidos)
Afastamento mínimo	1 m
Afastamento máximo	128 m
Espaçamento entre os grupos de receptores	2 m
Número de deslocamentos de geofones realizados	3
Geofones	Horizontal de 28 Hz e Vertical de 40 Hz
Fontes	Marreta de 6kg impactada sobre: placa de metal acoplada no solo com inclinação superior a 45 graus, e placa de metal acoplada no solo de forma convencional.
Acoplamento dos geofones	Ponteira de 0,1
Intervalo de amostragem	0,25 ms
Comprimento do registro	700 ms
Filtro corta-baixa analógico	3 Hz

Na Figura 2.21 está apresentado dado sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirida na segunda área de estudo.

Figura 2.21 – Registro sísmico bruto 9C em forma de uma matriz 3x3 adquirida na segunda área de estudo

2.8 PROCESSAMENTO DOS DADOS ADQUIRIDOS

As ondas P, S e PS e/ou SP foram processados de forma individual, pois apresentam diferentes conteúdos de frequência e velocidades, como também o caráter de contaminação por ruídos aleatórios e coerentes varia nos registros correspondentes às distintas componentes. Para o processamento dos dados foi usado pacote gratuito Seismic Unix (CWP/SU) (Stockwell & Cohen, 1998).

No caso da onda S foi usado o procedimento de diferença entre cada traço correspondente dos pares de registros adquiridos em sentidos opostos (Figura 2.2c): $XD_x - XE_x$ (para onda S_vS_v ou $S1S1$) e $YD_y - YE_y$ (para onda $ShSh$ ou $S2S2$), aumentando deste modo a amplitude da ondícula das ondas Sv e Sh e eliminando parcialmente a ondícula da onda P. Nas Figuras 2.22 está exemplificada a subtração efetuada.

Figura 2.22 – Processo de subtração entre cada traço correspondente dos registros de onda Sv: registro XD_x (esquerda); registro XE_x (centro); diferença entre os registros $XD_x - XE_x$

Processamento: Área de estudo 1

Nas Figuras 2.23, 2.24 e 2.25 estão apresentados os sismogramas bruto e processado dos dados adquiridos na primeira área de estudo, respectivamente para as componentes: Zz, Xx e Zx.; e os respectivos espectros f-k. O filtro de frequência passa-banda e filtro f-k escolhido para cada sismograma pode ser identificado através da imagem dos espectros f-k.

Figura 2.23 – Processamento de onda P adquirida no local de estudo 1 (componente Zz): Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (centro); sismograma filtrado (direita); Evento de reflexão de onda P está marcado com cor vermelha

Figura 2.24 – Processamento de onda S cisalhante adquirida no local de estudo 1 (Componente Xx) : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (centro); sismograma filtrado (direita); Evento de reflexão de onda S está marcado com cor vermelha

Figura 2.25 – Processamento de onda PS adquirida no local de estudo 1 (Componente Zx): Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (centro); sismograma filtrado (direita); Evento de reflexão de onda PS e/ou SP está marcado com cor vermelha

Nas Figuras 2.26, 2.27, 2.28, todos os dados multicomponente-9C adquiridos estão apresentados em forma de uma matriz 3x3. Na Figura 2.26, os registros foram processados com intuito de visualizar a presença da energia da onda P. Na Figura 2.27, foram processados com intuito de visualizar a presença da onda S. E na Figura 2.28 com intuito de visualizar a presença de energia das ondas coinvertidas, PS e/ou SP nos dados.

Figura 2.26 – Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado com o intuito de visualizar a presença de energia da onda P. Os eventos da onda P estão indicados com setas vermelhas

Figura 2.27 – Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado com o intuito de visualizar a presença de energia da onda S. Os eventos da onda S estão indicados com setas vermelhas

Figura 2.28 – Dado sísmico 9C adquirido na primeira área e processado com o intuito de visualizar a presença de energia das ondas PS e/ou SP nos dados. Os eventos de onda PS e/ou SP estão indicados com setas vermelhas

Processamento: Área de estudo 2

Os sismogramas bruto e processado dos dados adquiridos na segunda área de estudo estão apresentados para a componente Zz (Figura.2.29) e Xx (Figuras 2.30 e 2.31), acompanhados dos respectivos espectros f-k. O filtro de frequência passa-banda e filtro f-k escolhido para cada sismograma pode ser identificado através da imagem dos espectros f-k.

Figura 2.29 – Processamento de onda P adquirida no local de estudo 2: Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído separado de sinal (centro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda P está marcado com cor vermelha

Figura 2.30 – Processamento de onda S cisalhante adquirida no local de estudo 2 : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (centro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda S está marcado com cor vermelha

Figura 2.31 – Processamento de onda PS e/ou SP cisalhante adquirida no local de estudo 2 : Registros sísmicos acima e espectros f-k abaixo; dado bruto (esquerda), ruído (centro); sinal (direita); Evento de reflexão de onda PS e/ou SP está marcado com cor vermelha

Nas Figuras 2.32, 2.33, 2.34, todos os dados multicomponente-9C adquiridos estão apresentados em forma de uma matriz 3x3. Na Figura 2.32, os registros foram processados com intuito de visualizar a presença da energia da onda P. Na Figura 2.33, foram processados com intuito de visualizar a presença da onda S. E na Figura 2.34 com intuito de visualizar a presença de energia das ondas coinvertidas, PS e/ou SP nos dados.

Figura 2.32 – Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda P. Os eventos de onda P estão indicados com setas vermelhas

Figura 2.33 – Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia de onda S. Os eventos de onda S estão indicados com setas vermelhas

Figura 2.34 – Dado sísmico 9C adquirido na segunda área e processado intuito de visualizar a presença de energia das ondas PS e/ou SP. Os eventos de onda PS e/ou SP estão indicados com setas vermelhas

2.9 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os dados sísmicos multicomponentes adquiridos em ambas as áreas mostraram a viabilidade de registrar as ondas refletidas P, S e onda convertida PS e/ou SP dentro de área urbana em sub-superfície rasa. A qualidade de dados na área 2 mostrou-se superior do que na área 1; isto provavelmente é devido ao pacote sedimentar mais espesso com propriedades litológicas diferentes. A qualidade superior dos dados sísmicos adquiridos na segunda área já pode ser verificada nos dados sem processamento (Figura 2.21).

Nos dados sísmicos processados da primeira área pode ser observado que a energia de onda P refletida está presente principalmente nas componentes Xz, Yz e Zz (Figura 2.26); a energia de onda S refletida aparece nas componentes Xx, Xy, Yx, Yy, Zx e Zy (Figura 2.27); e a energia de onda convertida aparece nas componentes Xx e Zx. Com melhor razão sinal/ruído a onda P refletida foi registrada na componente Zz; a onda S nas componentes Xx e Yy (Figura 2.28) e a onda convertida na Xx.

Observando os dados sísmicos processados da segunda área verificou-se que a energia da onda P e da onda convertida PS e/ou SP está presente em todas componentes (Figura 2.32 e 2.33); a energia de onda S somente não aparece de forma evidente nas componentes Zy e Zz (Figura 2.34); Com melhor razão sinal/ruído a onda P refletida foi registrada na componente Zz ; a onda S nas componentes Xx e Yy e no caso da onda convertida nas componentes Xx, Yx, Zx e Xz, Yz, Zz.

Na segunda área a presença de onda P e onda convertida PS e/ou SP nos componentes Xy, Yy e Zy tem que ser avaliada. Este fato pode tanto indicar a presença de anisotropia no meio investigado, como também pode ser explicado pela imperfeição dos geofones horizontais utilizados, que mesmo posicionados transversalmente em relação à linha sísmica registraram uma parcela de energia de onda P e onda convertida.

CAPÍTULO 3

3 OTIMIZAÇÃO

A busca de estados ótimos é tão antiga como a existência. Os átomos formam ligações a fim de minimizar a energia de seus elétrons, as moléculas que formam corpos sólidos durante o processo de esfriamento, tendem a assumir as estruturas de cristal de energia ótima. A humanidade ao longo da sua evolução buscou tomar melhores decisões associadas aos problemas que surgiam, por exemplo: buscar um caminho mais curto entre dois locais; construir uma nave com determinada forma e volume para ser mais veloz, ou carregar mais peso ou então encontrar melhor forma para que a nave seja veloz e carregue bastante peso também; construir a casa com tal geometria que permite gastar menos combustível para aquecimento e que ao mesmo tempo permita ter este conforto. Portanto, otimização é uma das ciências mais antigas que usamos no dia a dia, e também é o ramo da matemática aplicada e análise numérica. Existe uma série de problemas em diversas áreas da ciência moderna, onde a otimização é fundamental, e em particular para solução de problemas inversos em geofísica aplicada.

Inversão é uma maneira de estimar o desconhecido a partir do que é observado ou então como define Alifanov (1995) “A solução de um problema inverso consiste em determinar causas baseando-se na observação dos seus efeitos”.

As incógnitas são os parâmetros de um modelo que descreve o objeto investigado e o objetivo da inversão é obter a melhor estimativa possível destes parâmetros de forma ajustar a resposta desse modelo aos dados observados, de acordo com critérios definidos por funções matemáticas chamadas de função objetivo. Em problemas inversos, a função objetivo é uma medida de semelhança entre os dados observados e os dados calculados a partir dos parâmetros do modelo. Dependendo da relação entre os parâmetros do modelo e os dados, os problemas inversos são divididos em duas categorias: linear e não-linear.

Processos de otimização em grande maioria são iterativos. As iterações podem começar com um modelo inicial obtido a partir de uma distribuição aleatória ou a partir de um ponto inicial baseado no conhecimento *a priori* ou "*smart guess*". A cada iteração o modelo

vigente é atualizado e as iterações continuam, até encontrar um ponto de mínimo da função objetivo. Na Figura 3.1 está representado um fluxograma genérico de otimização.

Figura 3.1 – Fluxograma genérico de um procedimento de otimização

Diferentes algoritmos de otimização podem variar na forma como escolhem o modelo inicial e como este modelo é atualizado a cada iteração. Os critérios de convergência para terminar a busca podem ser personalizados dependendo do caso. Geralmente os algoritmos de otimização são divididos em duas classes básicas: algoritmos determinísticos e probabilísticos.

A cada etapa da execução de um algoritmo determinístico, existe apenas um caminho a seguir. Se não existe maneira de avançar a otimização é finalizada. Os métodos de otimização determinísticos convergem para uma solução ótima que não é necessariamente a solução do extremo global, sendo assim a solução encontrada é extremamente dependente do modelo inicial. Como consequência, esses métodos tem pouca eficiência para otimizar funções multimodais, ou seja, as funções que possuem vários ótimos (mínimos ou máximos) locais (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Mínimos e máximos locais e globais de uma função em duas dimensões. A solução do problema inverso corresponde ao ponto de mínimo, ou de máximo, global dependendo do critério representado pela função objetivo

Uma função unimodal é um caso raro quando se trata de um problema real a ser resolvido. Normalmente problemas em geofísica são não lineares e são extremamente complexos, esse é o motivo porque os algoritmos probabilísticos de otimização são ferramentas frequentemente utilizadas na atualidade. Um dos primeiros métodos probabilísticos é baseado na abordagem Monte-Carlo, que tipicamente envolve a geração de observações de alguma distribuição de probabilidade e o uso da amostra obtida para aproximar a função de interesse. No entanto, existem vários algoritmos de caráter aleatório de busca que são mais adequados para encontrar o ótimo global de uma função objetivo multimodal.

Nas próximas seções são descritos os métodos de otimização que foram testados neste trabalho e a proposta de uma nova estratégia de busca, que foi baseada na combinação de ferramentas de otimização e estatística já conhecidas, mas com uma abordagem diferente.

3.1 MÉTODOS DE BUSCA DIRETA

Métodos de busca direta não precisam dos cálculos das derivadas e não fazem uso do valor explícito da função, apenas é necessário realizar a ordenação entre os pontos testados e a atualização dos pontos segundo algum critério. A seguir são apresentados dois métodos de busca direta que foram testados neste trabalho.

3.1.1 Método de Nelder-Mead

O método de otimização de Nelder-Mead é baseado no trabalho de Spendley *et al.* (1962), onde os autores implementaram um algoritmo que utiliza um *simplex* regular (arestas do mesmo tamanho) para determinar a direção próxima ao gradiente decrescente ou crescente, respectivamente, para minimizar ou maximizar a função objetivo investigada. O procedimento que permite isso consiste em substituir o pior dos vértices do *simplex* refletindo o ponto através do centróide da face oposta (Figura 3.3).

Figura 3.3 – Substituição do pior dos vértices do *simplex* refletindo o ponto através do centróide da face oposta (exemplo de *simplex* em duas dimensões)

Simplex é um polítopo de $(n+1)$ vértices em n dimensões, ou seja, um segmento de linha (dois pontos) sobre uma linha ($\mathbb{R}^1$), um triângulo sobre um plano ($\mathbb{R}^2$), um tetraedro

em um espaço de três dimensões ($\mathbb{R}^3$) e assim por diante (Figura 3.4). O número mínimo de pontos para estimar a direção do gradiente na superfície em $\mathbb{R}^n$ é $(n+1)$.

Figura 3.4 – Exemplos de politopos de $(n+1)$ vértices em n dimensões

Simplex de quatro ou mais dimensões (politopos de maiores dimensões) devem ter cinco ou mais vértices. Em um universo tridimensional, é impossível construir um modelo físico de um objeto com mais dimensões. Uma das formas de lidar com isso é representar graficamente as formas de mais dimensões em duas ou três dimensões através de projeções (projeção ortográfica ou ortogonal). Os planos de Coxeter (Coxeter, 1948) é uma das formas de representação gráfica de politopos de maiores dimensões. Na Figura 3.5 estão apresentados vários politopos por meio de projeção ortogonal, ou seja, representando politopos num hiperplano de k dimensões de um objeto de n dimensões, considerando $k < n$. A projeção é obtida a partir da intersecção de planos perpendiculares (ortogonais) a cada ponto de objeto.

Figura 3.5 – Politopos representados usando projeção ortogonal: (1) linha $\mathbb{R}^1$; (2) triângulo $\mathbb{R}^2$; (3) tetraedro $\mathbb{R}^3$; (4) pentaedro $\mathbb{R}^4$; (5) hexaedro $\mathbb{R}^5$; (6) heptaedro $\mathbb{R}^6$

Em qualquer número de dimensões, cada vértice é usado para representar um determinado conjunto de condições experimentais no espaço topológico. Do ponto de vista experimental os vértices são a parte mais importante do simplex.

Em 1965 Nelder e Mead incluíram a possibilidade de contração e expansão a cada passo de atualização do simplex para acelerar a convergência, e a retração (*shrink*) para permitir a convergência quando o simplex se posiciona sobre a área de mínimo. O algoritmo de Nelder-Mead (NM) foi proposto como método para minimizar funções reais $f(x)$ para $x \in \mathfrak{R}^n$. A partir do simplex inicial, novos pontos são calculados para gerar um próximo simplex. Para calcular esses pontos, são necessários quatro parâmetros escalares: os coeficientes de reflexão (ρ), expansão (χ), contração (γ) e retração (σ).

$$\rho > 0, \chi > 1, \chi > \rho, 0 < \gamma < 1 \text{ e } 0 < \sigma < 1.$$

Nas implementações recentes do algoritmo NM, esses parâmetros são definidos da seguinte maneira:

$$\rho = 1, \chi = 2, \gamma = \frac{1}{2} \text{ e } \sigma = \frac{1}{2}.$$

Na iteração κ do algoritmo NM, o simplex não-degenerado Δ_κ é dado por $n+1$ vértices, representando pontos em $\mathfrak{R}^n$. É sempre assumido que a iteração κ é iniciada por ordenamento dos vértices $x_1^{(\kappa)}, \dots, x_{n+1}^{(\kappa)}$, do seguinte modo:

$$f(x_1^{(\kappa)}) \leq f(x_2^{(\kappa)}) \leq \dots \leq f(x_{n+1}^{(\kappa)}), \quad (3.1)$$

A cada iteração κ é gerado um conjunto de $n+1$ vértices que determina um simplex diferente para a próxima iteração, ou seja, $\Delta_{\kappa+1} \neq \Delta_\kappa$. Buscando minimizar $f(x)$, o melhor ponto (vértice) é $x_1^{(\kappa)}$, o pior ponto é $x_{n+1}^{(\kappa)}$. Generalizando, a iteração do algoritmo NM (omitindo sobrescrito k), para uma função $f(x): \mathfrak{R}^n \rightarrow \mathfrak{R}$ e um simplex no $\mathfrak{R}^n$, é dada por:

Passo um: Ordenamento

O algoritmo começa com ordenamento de $n+1$ pontos do simplex em ordem crescente de valor da função objetivo:

$$f(x_1) \leq f(x_2) \leq \dots \leq f(x_{n+1}), \quad (3.2)$$

Passo dois: Reflexão

Calcular o ponto de reflexão x_r a partir de

$$x_r = \bar{x} + \rho(\bar{x} - x_{n+1}) = (1 + \rho)\bar{x} - \rho x_{n+1}, \quad (3.3)$$

sendo, $\bar{x} = \sum \frac{x_i}{n}$ o centróide dos n melhores pontos.

Se $f(x_1) \leq f(x_r) < f(x_n)$, é aceito o ponto refletido x_r e com isso termina a iteração.

Passo três: Expansão

Se $f(x_r) < f(x_1)$, é calculado o ponto de expansão x_e :

$$x_e = \bar{x} + \chi(x_r - \bar{x}) = \bar{x} + \rho\chi(\bar{x} - x_{n+1}) = (1 + \rho\chi)\bar{x} - \rho\chi x_{n+1}, \quad (3.4)$$

Se $f(x_e) < f(x_r)$, x_e é aceito, termina a iteração e retorna para o passo dois, no caso de $f(x_e) \geq f(x_r)$, é aceito x_r e termina iteração.

Passo quatro: Contração

Se $f(x_r) \geq f(x_n)$ é feita a contração entre $\bar{x}$ e o melhor de x_{n+1} e x_r .

a) Contração Externa (x_{ce})

Se $f(x_n) \leq f(x_r) < f(x_{n+1})$, ou seja x_r é melhor que x_{n+1} , é feita contração externa:

$$x_{ce} = \bar{x} + \gamma(x_r - \bar{x}) = \bar{x} + \rho\gamma(\bar{x} - x_{n+1}) = (1 + \rho\gamma)\bar{x} - \rho\gamma x_{n+1}, \quad (3.5)$$

Se $f(x_{ce}) \leq f(x_r)$ aceitar x_{ce} e terminar iteração, no caso contrário efetuar passo cinco (retração).

b) *Contração Interna* (x_{ci})

$$x_{ci} = \bar{x} - \gamma(\bar{x} - x_{n+1}) = (1 - \gamma)\bar{x} + \gamma\bar{x}_{n+1} \quad (3.6)$$

Se $f(x_{ci}) \leq f(x_r)$ aceitar x_{ci} e terminar iteração, caso contrário efetuar passo cinco (retração).

Passo cinco: Retração

Calcular novos vértices $\tilde{x}_i = x_i + \sigma(x_i - x_l)$, $0 < \sigma < 1$, $i = 2, \dots, n+1$.

Os vértices (ainda fora de ordem) de simplex para próxima iteração consistem de $x_1, \tilde{x}_2, \dots, \tilde{x}_{n+1}$.

Passo seis: Finalização

Critério de convergência original sugerido por Nelder e Mead está baseado na comparação de valores da função:

$$|f(x_{n+1}) - f(x_1)| < \varepsilon \quad (3.7)$$

onde ε é de ordem de 10^{-7}

A Figura 3.6 mostra o efeito de reflexão, expansão, contração e retração para um simplex 2D (triângulo) usando coeficientes $\rho = 1$, $\chi = 2$, $\gamma = \frac{1}{2}$ e $\sigma = \frac{1}{2}$. No trabalho original de Nelder-Mead não é mencionado como proceder na situação de empate entre os valores da função durante o processo de ordenamento dos vértices. Para implementação computacional do algoritmo NM, Lagarias *et. al.* (1998) sugerem regras de desempate com relação a:

$$f(x_1^{(k+1)}) \leq f(x_2^{(k+1)}) \leq \dots \leq f(x_{n+1}^{(k+1)}). \quad (3.8)$$

Regra para iteração sem retração do simplex:

Quando não há retração de simplex, o pior vértice $x_{n+1}^{(k)}$ é descartado e substituído pelo ponto criado durante a iteração κ chamado de $\tilde{x}^{(k)}$, tornando-se um novo vértice e tomando posição $(j+1)$ nos vértices de Δ_{k+1} (iteração seguinte), onde

$$j = \max\{l \mid f(\tilde{x}^{(k)}) < f(x_{l+1}^{(k)})\} \quad 0 \leq l \leq n \quad (3.9)$$

Todos outros vértices continuam na ordem que foi estabelecida antes de iniciar a iteração.

Figura 3.6 – Possíveis passos do algoritmo de Nelder-Mead aplicado para espaço $\mathbb{R}^2$

Regra para Iteração com redução do simplex:

No caso quando ocorre retração, na iteração seguinte de Δ_k á Δ_{k+1} apenas o vértice $x_1^{(k)}$ é aproveitado. A única regra de desempate adotada é para o caso quando $x_1^{(k)}$ e um ou mais pontos empatam como melhor valor da função no novo simplex. Para este caso se $\min\{f(\tilde{x}_2^{(k)}), \dots, f(\tilde{x}_{n+1}^{(k)})\} = f(x_1^{(k)})$, faremos $x_1^{(k+1)} = x_1^{(k)}$.

Em outra situação, é feito uso de qualquer outra regra para desempate depois de uma redução.

3.1.2 Método CRS (*Controlled Random Search*)

O CRS é um método de busca direta para encontrar o ótimo global x da função objetivo f definida por um espaço $S \in \mathbb{R}^n$. O idealizador deste método foi Price (1979), que aprimorou o método baseado no simplex, introduzindo conceitos de busca aleatória no qual o menor ponto da função objetivo é preservado a cada iteração. O algoritmo usa uma população inicial P de N pontos distribuídos de forma randômica sobre o espaço S , mantendo sempre o tamanho de população.

Segundo Hu *et al.* (1999) o algoritmo pode ser descrito pelos seguintes passos:

Passo um: Gerar de forma randômica uma população inicial P de N pontos aleatórios em um espaço S . Calcular o valor da função objetivo nesses pontos de forma indexada. Determinar o menor e o maior valor da função, ou seja, o melhor (x_l) e pior (x_h) ponto, respectivamente.

Passo dois: Gerar um novo ponto $x_{novo} \in S$ baseado na informação dada pela distribuição atual de N pontos.

A geração do ponto x_{novo} é definida selecionando um simplex de $(n+1)$ pontos, $\{x_1, x_2, \dots, x_{n+1}\}$, de forma randômica usando a distribuição de N pontos e refletindo x_{n+1} através de centróide $\bar{x}$. Portanto, o novo ponto é dado por $x_{novo} = 2\bar{x} - x_{n+1}$.

Passo três: se $f(x_{novo}) \leq f(x_h)$, x_h é substituído pelo x_{novo} na população P . E é atualizada a informação sobre o pior x_h e o melhor x_l ponto.

Passo quatro: Se o critério de finalização não for atendido, volta-se ao passo dois.

Normalmente os critérios de parada são: um determinado número de iterações, tempo de processamento ou então um número de iterações sem melhora.

3.2 PROCEDIMENTO *MULTI-START*

Não há garantia de uma única solução dos procedimentos de busca descritos na seção anterior, principalmente no caso de problemas inversos não lineares, multimodais e mal-postos. Além disso, mesmo que a busca seja eficaz em convergir para o ponto de extremo global, os procedimentos estocásticos de otimização global raramente convergem exatamente para o mesmo ponto.

Uma maneira mais confiável de lidar com problemas de otimização global multimodais, é utilizando o procedimento chamado de “*Multi-start*”. Esse procedimento é baseado na utilização de algum algoritmo de busca repetidamente a partir de pontos iniciais, distribuídos aleatoriamente ou em forma de grade regular sobre um determinado espaço de busca. A melhor das soluções, ou seja, a que atribui o menor valor para a função objetivo, é assumida como sendo a solução do problema.

Uma vez que a realização do procedimento *Multi-start* produz um conjunto de soluções que formam uma distribuição, ao invés de assumir a melhor das soluções encontradas, propõem-se neste trabalho efetuar uma análise estatística sobre esse conjunto de soluções, para a estimativa da solução final.

3.3 ASPECTOS ESTATÍSTICOS

Estatística é a área de ciência que estuda os fenômenos causados por múltiplos fatores e procura inferir as leis que os mesmos obedecem. Estatística é usada com frequência na área de otimização para auxiliar na tomada de decisões diante de incertezas, justificando-as. Um método estatístico é um processo para se obter, apresentar e analisar características ou valores numéricos para uma melhor tomada de decisão em situações de incerteza. São muitas ferramentas estatísticas que podem ser utilizadas no processo de busca pelo mínimo global, aqui estão apresentados alguns dos conceitos e das técnicas utilizadas neste trabalho.

3.3.1 Funções de variável aleatória

Comumente ocorrem experimentos aleatórios que mesmo repetidos diversas vezes, sobre condições semelhantes, apresentam resultados diferentes. Uma forma de descrever estes experimentos é associar valores numéricos que variam em função dos resultados obtidos.

Uma variável aleatória é toda função que associa um valor numérico a cada resultado elementar de um experimento aleatório. Por exemplo, ao lançamento de um dado associamos as possibilidades de ocorrência que podem definir variáveis aleatórias, tais como, do lançamento obter como resultado um número ímpar, ou valores maiores que 3, ou sair o número 4.

Função de Probabilidade

Voltando ao exemplo do lançamento de dado, observe que para cada valor da variável aleatória pode ser associada uma probabilidade de ocorrência, para esse exemplo o valor é de $1/6$. Agrupando os possíveis eventos (Tabela 3.1), onde X é a variável aleatória e $p(X)$ a probabilidade de ocorrência de cada evento, determina-se a distribuição de probabilidade ou função de probabilidade para a variável aleatória X , de acordo com a seguinte definição: seja X uma variável aleatória discreta definida em um espaço amostral S , a função de probabilidade $F(x)$ é o conjunto de valores $P(X = x_i) = p(x_i)$ associado a cada valor de X , que satisfaz as seguintes condições:

$$F(x) = P(X = x_i) \geq 0 \text{ para todo } i; \text{ e}$$

$$\sum_{i=1}^{\infty} P(X = x_i) = 1. \quad (3.10)$$

Tabela 3.1 – Variáveis aleatórias discretas e a probabilidade de ocorrência para o exemplo de lançamento de um dado

X	p(X)
1	1/6
2	1/6
3	1/6
4	1/6
5	1/6
6	1/6

Função Densidade de Probabilidade

Definir a probabilidade de ocorrência de um determinado evento, adquirido por medições de um experimento não é tão significativo quando não se considera os erros relativos às medições. Sendo assim, considerar a variável aleatória contínua, e atribuir a probabilidade por meio de uma função em um intervalo da variável aleatória, leva a resultados mais coerentes, pois pode considerar os erros relativos às medições.

Definição: Seja X uma variável aleatória contínua, a Função Densidade de Probabilidade $f(x)$ é uma função que satisfaz as seguintes condições:

- $f(x) > 0$ para todo $x \in R_x$;
- $\int f(x) = 1$;
- Para qualquer $a < b$ em R_x ,

$$P(a < X < b) = \int_a^b f(x) dx \quad (3.11)$$

Para avaliar estatisticamente um conjunto de dados representado por variáveis aleatórias contínuas, freqüentemente utiliza-se a Função Densidade de Probabilidade Gaussiana, conhecida também por Função de Densidade Normal (Figura 3.7), dada por:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right], \quad (3.12)$$

Onde, μ é a média e σ^2 é a variância.

Figura 3.7 – Gráfico da Função Densidade de Probabilidade Gaussiana (eq. 3.12)

3.3.2 – Estimativa da densidade da variável aleatória

São abordados dois métodos de inferência estatística não paramétrica para estimativa da densidade de uma variável. O primeiro e mais conhecido é o método de histograma que por suas características não foi aplicado nos dados obtidos neste trabalho. O segundo método, adequado para uso neste trabalho, e que minimiza problemas encontrados no Histograma é o método de núcleo de densidade (*Kernel Density Method*).

Histograma

O método mais simples e mais antigo de estimativa de densidade de probabilidade é o histograma. Sua construção é feita pela distribuição dos dados em intervalos de tamanho h , também chamados de bins ou classes, que contenham as amostras, então se contam quantos dados possuem cada classe obtendo a frequência absoluta de observações, como exemplificado na Figura 3.8.

Valores das observações

Figura 3.8 – Construção de um histograma com 1000 dados distribuídos aleatoriamente no intervalo $[-3,3]$ subdivididos em bins(h) de 0.2. No eixo vertical é apresentada a contagem do número de observações em cada faixa de valores

O estimador de densidade usando o histograma é dado por:

$$\hat{f}(x) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n I(\Psi_i) \quad (3.13)$$

Onde x é o ponto onde se quer estimar $\hat{f}$, n é o tamanho da amostra (número de observações), $I(\Psi_i)$ é a proporção de observações de x_i no intervalo e h é o comprimento do intervalo, também chamado de parâmetro de suavização (*smoothing*).

Colocado os aspectos formais para obtenção deste estimador, é importante observar como as escolhas dos parâmetros podem alterar os valores estimados: o ponto inicial de cada intervalo, o tamanho (h) e o número de intervalos. O conceito de parâmetro de suavização (h) tem vital importância no cálculo da densidade de probabilidade de variáveis contínuas, cuja escolha pode alterar a forma da função estimada. Se h é escolhido muito grande, acarretará uma função sobresuavizada, fenômeno conhecido na literatura por *oversmoothing*, do contrário, se h é muito pequeno teremos uma função subsuavizada, conhecida como *undersmoothing*.

Método de núcleo de densidade

Os problemas do método de Histograma são minimizados com uso de estimadores de núcleo de densidade onde não se faz necessário definir número de intervalos.

O estimador de núcleo de densidade é definido por:

$$\hat{f}(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{h} w\left(\frac{x - X_i}{h}\right) \quad (3.14)$$

Onde, $\hat{f}$ é o estimador da densidade de probabilidade, h é largura da janela (dimensão do intervalo), também chamado de parâmetro de suavização (*smoothing*); n é o tamanho da amostra; w é a função núcleo e x é a variável aleatória.

A função núcleo é sempre positiva e satisfaz a seguinte condição:

$$\int_{-\infty}^{\infty} w(x) dx = 1 \quad (3.15)$$

A escolha da função núcleo depende do comportamento dos dados ao qual a amostra pertence, em geral escolhe-se uma função simétrica como a distribuição Normal.

3.3.3 Técnica *Bootstrap*

Nem sempre é possível obter os dados de toda população para um dado experimento, assim a necessidade de coletar uma amostra representativa é um ponto crucial em estatística. Há várias maneiras e técnicas adotadas para coletar uma amostra que melhor represente uma população. A técnica de *Bootstrap* trata a amostra como se esta de fato representasse a população fazendo o melhor com o que dispõe. Na prática tenta repetir o experimento por reamostragem dos dados, escolhendo de forma aleatória e com reposição, e re-calculando as estimativas, ou seja, a utilização da técnica de *Bootstrap* é feita reamostrando uma amostra de tamanho n que será chamada “amostra mestre”, essa deve ser feita de forma planejada, pois se não representar bem a população, os resultados da aplicação de *Bootstrap* não serão confiáveis.

Em termos matemáticos a obtenção de uma amostra *Bootstrap* e suas estimativas de erro padrão são dadas da seguinte forma:

Seja $x = \{x_1, x_2, x_3, \dots, x_{n-1}, x_n\}$ a amostra original, e $\bar{x}$ a estatística de interesse, nesse exemplo, corresponde a média da amostra.

As amostras *Bootstrap* consistem de subconjuntos de x : $x_j = \{x_1, x_2, \dots, x_{m-1}, x_m\}$, com m amostras, reamostradas A vezes. Pode-se calcular o erro padrão de *Bootstrap* $F_{\text{boot}}(\bar{x})$ sobre uma quantidade A de reamostragens da seguinte forma:

$$F_{\text{boot}}(\bar{x}) = \sqrt{\frac{1}{A-1} \sum_j \left(\bar{x}_j - \frac{1}{A} \sum_j \bar{x}_j \right)^2}, \quad (3.16)$$

Onde $\bar{x}_j$ é o valor da média de cada reamostragem (j) e A é quantidade de reamostragens.

3.4 MAPAS DE DISPERSÃO

Propõe-se neste trabalho, utilizar o procedimento *Multi-start* (Seção 3.2) como uma nova ferramenta para avaliar as características de funções objetivo multidimensionais.

Denominou-se por “mapas de dispersão” a representação gráfica de todas as soluções encontradas pela realização do procedimento *Multi-start*. Na seção seguinte é apresentado e ilustrado como o conceito de mapa de dispersão foi incorporado na metodologia de busca proposta neste trabalho. E no Capítulo 5 são ilustradas e comentadas diversas utilidades da análise dos mapas de dispersão.

Para funções multidimensionais, os mapas serão representados em fatias de pares de parâmetros, mas lembrando que cada ponto representado no espaço bi-dimensional, associado a um determinado valor da função objetivo, tem os outros parâmetros da função em valores distintos. Portanto, uma fatia do mapa de dispersão não é a mesma representação de uma fatia da função objetivo, ou seja, quando os demais parâmetros são mantidos em seus valores corretos. Essa diferença é ilustrada com clareza no Capítulo 5.

3.5 METODOLOGIA DE OTIMIZAÇÃO ESTOCÁSTICA PROPOSTA

Neste trabalho foi necessário lidar com problemas de otimização não lineares, multidimensionais, multimodais com vários níveis de mínimos locais, o que exigiu adotar uma metodologia de otimização estocástica de alta confiança. A estratégia de otimização proposta é realizada em 3 etapas principais.

Etapa 1: Análise inicial e redução do espaço de busca

Um conjunto de pontos para iniciar a busca é gerado aleatoriamente e uniformemente dentro de um amplo espaço de busca, assumindo que não existe uma boa informação *a priori* sobre o meio investigado. Para cada um destes pontos, é efetuada a busca utilizando o algoritmo NM (Seção 3.1.1) segundo a implementação computacional feita por Lagarias, *et al.* (1998). O conjunto de soluções obtidas compõe o mapa de dispersão (Seção 3.4) inicial. Na Figura 3.9 são apresentados exemplos de mapas de dispersão gerados para revelar as propriedades topográficas de uma função objetivo multidimensional. Nota-se que é possível diferenciar a ambigüidade global (cor vermelha) e os mínimos locais marcados com cores diferentes. Cada cor corresponde a uma faixa diferente de valores da função objetivo, permitindo assim visualizar sua topografia.

A identificação de ambigüidade global orienta a redução do espaço onde são gerados os modelos iniciais de busca para a realização do procedimento *Multi-Start*. A determinação do espaço reduzido é efetuada com o auxílio do método de agrupamento pelo núcleo de densidade (*kernel density estimation*) (Seção 3.3.2) usando a implementação computacional de Botev, *et al.* (2010), (Figuras 3.9b, 3.9d e 3.9f).

Etapa 2: obtenção do conjunto final de soluções com procedimento de busca híbrido

Com o espaço de busca inicial reduzido, resultado da etapa anterior, é utilizado um método de otimização híbrido combinando o método de otimização global CRS com o método de otimização local NM (CRS-NM) para gerar então a distribuição final de soluções em torno do mínimo global (Figura 3.10).

O seguinte procedimento foi adotado: o algoritmo CRS é realizado um número determinado de vezes (N); e para cada solução obtida é iniciado o algoritmo NM, que promove uma melhora na convergência do conjunto de soluções.

Desta forma, ao todo, são realizadas 2N buscas na Etapa 2. Os testes realizados para o estudo numérico descrito no Capítulo 5 mostraram que para se alcançar um conjunto de soluções finais apenas com o algoritmo CRS, com a mesma qualidade do procedimento híbrido proposto, seriam necessários em torno de 10N realizações do algoritmo CRS.

Figura 3.9 – Mapas de dispersão (coluna da esquerda) e a aplicação de agrupamento por núcleo de densidade para redução do espaço para função objetivo (coluna da direita), exemplificado para a inversão do coeficiente de reflexão (Capítulo 5) da onda convertida PS, para três pares de parâmetros: (a) e (b) $Vp1$ - $Vp2$; (c) e (d) $Vs1$ - $Vs2$; (e) e (f) $\rho1$ - $\rho2$; A escala de cores dos mapas à esquerda é diferente da representação à direita

Figura 3.10 – Distribuição de soluções em torno do mínimo global obtido usando algoritmo de otimização híbrido (CRS-NM): (a) V_{p1} - V_{p2} ; (b) V_{s1} - V_{s2} ; (c) ρ_{o1} - ρ_{o2}

Etapa 3: Análise estatística das soluções

Quando a distribuição de soluções em torno do mínimo global for uma distribuição normal (o valor da média aritmética é igual à máxima verossimilhança da distribuição) é aceitável utilizar a média ou a mediana para a estimativa final dos parâmetros. Normalmente, a mediana é considerada mais robusta (Isaaks, 1989).

Para melhorar a confiança na estimativa de mediana foi usado *Bootstrap*: a distribuição é reamostrada várias vezes e a mediana da distribuição é obtida para estimar os valores dos parâmetros do modelo (Figura 3.11). O número de reamostragens depende do caráter da distribuição, quanto maior a dispersão (ou seja, menos concentrado em torno do mínimo) é necessário mais reamostragens. Nos testes realizados reamostrou-se no máximo 1000 vezes; um número maior não promoveu melhora nos resultados.

O procedimento da Etapa 1 pode ser repetido tantas vezes quanto necessário até se obter um espaço onde o algoritmo de busca converge com facilidade (Figura 3.10, resultado da Etapa 2). O objetivo é conseguir uma boa distribuição de pontos em torno do mínimo global que permita a determinação dos valores dos parâmetros usando a mediana (Etapa 3, Figura 3.11).

Todas as etapas foram implementadas no aplicativo MatLab. Os modelos iniciais aleatórios foram gerados usando função *rand* do aplicativo. A reamostragem por *Bootstrap* também está disponível no MatLab.

Figura 3.11 – Gráfico de função densidade de probabilidade para uma distribuição reamostrada várias vezes usando *Bootstrap*, onde os parâmetros são estimados usando a mediana. Valores exatos: VP1=1500 m/s; VP2=3750 m/s; VS1=452 m/s; VS2=2165 m/s; RHO1=1530 kg/m³; RHO2=2165 kg/m³

CAPÍTULO 4

4 INVERSÃO DE TEMPOS DE TRÂNSITO MULTICOMPONENTE

4.1 INTRODUÇÃO

O tempo que a onda sísmica refletida numa interface gasta no percurso entre a fonte e o receptor é definido como tempo de trânsito duplo e está em função do afastamento fonte-receptor.

O tempo de trânsito é um dos atributos mais importantes na sísmica de reflexão. É utilizado na análise de velocidades para correção de sobre-tempo normal (“*Normal Moveout*”, NMO) e para migração em tempo. Uma análise errada pode gerar modelos incorretos de velocidade, resultando em interpretação estrutural da subsuperfície inadequada. No capítulo cinco deste trabalho também é discutida a necessidade de uma boa informação sobre as velocidades médias das ondas P e S para converter o dado de afastamento fonte-receptor em ângulo de incidência, visando à obtenção de curvas AVA (amplitude vs ângulo de incidência).

Os métodos de análise de velocidades fundamentam-se no ajuste da curva gerada pela equação de tempo de percurso às reflexões identificadas nos registros sísmicos. Na forma convencional, é utilizada a aproximação hiperbólica para as curvas de tempo de percurso das reflexões (equação 4.1), a qual não é válida para afastamentos longos (maiores que a profundidade do refletor), para meios heterogêneos e anisotrópicos e também para reflexões de ondas convertidas PS e SP. Isto porque nestas situações o evento de reflexão não é mais hiperbólico.

Na escala de investigação rasa, devido à forte interferência de ruídos coerentes, é comum encontrar situações quando as reflexões são mascaradas por ruídos coerentes e não podem ser observadas nos afastamentos curtos. Outro desafio é a habitual heterogeneidade das camadas superficiais. Isso leva a necessidade de buscar formas alternativas de análise de velocidade.

A maioria das aproximações desenvolvidas para as equações de tempo de percurso foram avaliadas numericamente e em dados reais na escala profunda (exploração de hidrocarbonetos). Este assunto não recebeu devida atenção na área de sísmica de reflexão rasa (engenharia, hidrogeologia, etc.) nos últimos anos.

Várias aproximações foram desenvolvidas para incorporar adequadamente o efeito do afastamento nos tempos dos eventos de reflexão, na presença de heterogeneidade e anisotropia. Observa-se que um pacote de duas ou mais camadas, mesmo que homogêneas e isotrópicas, é considerado como sendo heterogeneidade vertical. Na maioria das novas equações, além da velocidade e do tempo normal foi introduzido mais um parâmetro, que representa o quanto a curva de tempo do evento analisado difere da hipérbole. Neste trabalho seis aproximações, criadas entre o final da década de 70 e até agora, são comparadas com a aproximação hiperbólica tradicional.

Como o problema da análise de velocidades possui três incógnitas, tratá-lo como um problema de inversão segundo um critério de otimização é uma forma conveniente para a sua solução.

4.2 EQUAÇÕES DE TEMPO DE TRÂNSITO

Para efeito de comparação com as novas equações que objetivam ser uma melhor aproximação, a estimativa dos parâmetros também foi realizada com a equação da hipérbole,

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2}}, \quad (4.1)$$

onde t é tempo de trânsito duplo, V é a velocidade de rms da onda refletida, t_0 é tempo zero e x é o afastamento fonte-receptor.

Para melhorar a análise de velocidades em afastamentos longos para meios verticalmente heterogêneos, Malovichko (1978) criou a aproximação denominada de hipérbole deslocada (equação 4.2), investigada também por Castle (1988 e 1994), e de Bazalaire (1988). Nesta expressão foi introduzido um parâmetro adicional (equação 4.3) chamado de coeficiente de heterogeneidade.

$$t = t_0 \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \frac{1}{S} \sqrt{t_0^2 + S \frac{x^2}{V_{rms}^2}}, \quad (4.2)$$

onde,

$$S = \frac{\mu_4}{\mu_2^2}, \text{ e } \mu_j = \frac{\sum_{k=1}^n t_k V_k^j}{\sum_{k=1}^n t_k}. \quad (4.3)$$

No caso das ondas convertidas (PS e/ou SP), os eventos de reflexão são intrinsecamente não hiperbólicos, uma vez que cada metade do caminho é percorrida com velocidades diferentes. Slotboom *et al.* (1990) desenvolveram uma equação de fácil implementação (são duas variáveis incógnitas) para análise de velocidades das ondas convertidas (equação 4.4).

$$t = \frac{t_0}{2} + \sqrt{\frac{t_0^2}{4} + \frac{x^2}{2V^2}}. \quad (4.4)$$

Alkhalifah e Tsvankin (1995) elaboraram uma aproximação para análise de velocidade para meios com simetria transversalmente isotrópica com eixo vertical (VTI - *vertical transversal isotropy*). Nesta expressão a medida de quanto o evento de reflexão não é hiperbólico é feita através do parâmetro η (equação 4.6).

$$t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2(0)} - \frac{2\eta x^4}{V_{NMO}^2(0)[t_0^2 V_{NMO}^2(0) + (1 + 2\eta)X^2]}} \quad (4.5)$$

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (4.6)$$

onde, ε e δ são parâmetros anisotrópicos de Thomsen (Thomsen, 1986).

Ursin e Stovas (2006) desenvolveram a aproximação fracional:

$$T(X) = \left[T(0)^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} - \frac{(S-1)x^4}{4V_{NMO}^4 \left[T(0)^2 + \frac{S-1}{2} \frac{x^2}{V_{NMO}^2} \right]} \right]^{1/2} \quad (4.7)$$

Foram analisadas mais duas expressões, a proposta por Taner (2005, 2007):

$$t^2(x) \approx t_0^2 + \frac{x^2}{(V_{RMS}^2 + ax)^2} \quad (4.8)$$

$$a = \frac{S-1}{8t_0^2 v_{RMS}} \quad (4.9)$$

e, a por Blais (2009):

$$t(x) = \frac{1}{2} \sqrt{t_0^2 + \frac{1 - \sqrt{S-1}}{V^2} x^2} + \frac{1}{2} \sqrt{t_0^2 + \frac{1 + \sqrt{S-1}}{V^2} x^2} \quad (4.10)$$

Sendo o parâmetro S das duas últimas equações, o mesmo da equação da hipérbole deslocada (equação 4.3).

4.3 ESTRATÉGIA DE INVERSÃO

O método utilizado para a estimativa dos parâmetros das equações de tempo de percurso consistiu na aplicação de um algoritmo de otimização a partir dos eventos de reflexão das ondas PP, SS e PS. Com essa finalidade, para o problema direto foram utilizadas as equações: 4.1, 4.2, 4.4, 4.5, 4.7, 4.8 e 4.10.

A função objetivo utilizada no procedimento de inversão foi a função de mínimos quadrados que quantifica a semelhança entre os tempos de trânsito calculados e observados. Portanto, o melhor ajuste dos dados calculados aos observados está associado ao valor mínimo da função objetivo de tempos de trânsito da onda P refletida ($f_{t_{pp}}$), onda S refletida ($f_{t_{ss}}$) e onda P convertida em S ($f_{t_{ps}}$), dada pela expressão:

$$f_{t_{rr}} = \left[\sum_j (t_j^{obs} - t_j^{calc})^2 \right]^{1/2} \quad (4.11)$$

Onde o índice rr refere-se aos eventos PP, SS ou SP, dependendo dos dados; o índice j refere-se ao número do traço registrado; t^{obs} são os tempos de trânsito observados e t^{calc} são os tempos de trânsito calculados (problema direto).

O problema inverso considerado é não linear e pode ser mal-posto, ou seja, distintos modelos podem representar igualmente bem os dados e não existir solução única. No presente trabalho foram testados os algoritmos de Nelder-Mead (NM) e o CRS, utilizados dentro de procedimento estocástico Multi-Start (Capítulo 3). Neste caso, os dois procedimentos de busca forneceram resultados equivalentes. Como o método NM é computacionalmente mais rápido que o CRS, os resultados apresentados a seguir referem-se ao uso do NM.

4.4 RESULTADO DE INVERSÃO

4.4.1 Dados Sintéticos

Os dados sintéticos (Figura 4.1) foram gerados com programa Seis88 (Cerveny & Psencik, 1988) utilizando modelo apresentado na Tabela 4.1.

Figura 4.1 – Os dados sintéticos com eventos de reflexão de ondas P, S e PS gerados com programa Seis88, e os gráficos com tempos de trânsito observados

Tabela 4.1 – Modelo intervalar utilizado para gerar os dados sintéticos

Camada 1	h(m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	rho (g/cm ³)
1	5	370	112	1,53
2	25	1650	312	1,91
3	-	4200	1680	2,54

Vários testes foram executados com objetivo de verificar a validade de distintas expressões para a estimativa da velocidade e do tempo normal através da inversão dos tempos de trânsito observados para as ondas refletidas PP e SS, e convertida PS. O primeiro teste (Teste 1) consistiu em inverter os tempos de trânsito multicomponente usando todos os afastamentos, maior do que 4 vezes a profundidade do refletor, para ambas as camadas. O segundo teste (Teste 2), usando somente os afastamentos próximos, ou seja, em termos de razão profundidade até 1,5, também para ambas as camadas. O terceiro teste (Teste 3) foi inspirado na observação das janelas de afastamentos dos dados reais, onde foram identificados os eventos de reflexão da onda PP e convertida PS: para a razão afastamento-profundidade a partir de 2. O evento de reflexão da onda S pôde ser interpretado em todos os afastamentos.

Para facilitar a leitura das tabelas e gráficos dos resultados apresentados a seguir foi usada a seguinte nomenclatura para as equações dos tempos de trânsito:

- Equação 1 corresponde à equação 4.1;
- Equação 2 corresponde à equação 4.2;
- Equação 3 corresponde à equação 4.4;
- Equação 4 corresponde à equação 4.5;
- Equação 5 corresponde à equação 4.7;
- Equação 6 corresponde à equação 4.8;
- Equação 7 corresponde à equação 4.10;

Os resultados das estimativas dos parâmetros a partir dos tempos de trânsito da onda PP estão apresentados nas Tabelas (4.2), (4.3) e (4.4), respectivamente para os Testes 1, 2 e 3; da onda SS, nas Tabelas (4.5) e (4.6), respectivamente para os Testes 1 e 2; e da onda PS nas Tabelas (4.7), (4.8) e (4.9), respectivamente para os Testes 1, 2 e 3. A cada tabela de resultados acompanham os gráficos dos erros relativos nas estimativas dos parâmetros, e uma comparação das curvas de erro dos tempos de trânsito em função do afastamento, geradas usando os valores dos parâmetros estimados pela inversão dos tempos (Figuras 4.2 a 4.15).

4.4.1.1 Estimativa dos parâmetros a partir do tempo de trânsito da onda PP

Tabela 4.2 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t_0 (s)	Vrms (m/s)	t_0	Vrms
1 Valores exatos: $t_0=0.02703$ s Vrms=370 m/s	1 (eq. 4.1)	0.0270	370	0	0
	2 (eq. 4.2)	0.0270	370	0	0
	3 (eq. 4.4)	0.0174	269.7	35.738	27.108
	4 (eq. 4.5)	0.0270	370	0	0
	5 (eq. 4.7)	0.0270	370	0	0
	6 (eq. 4.8)	0.0270	370	0	0
	7 (eq.4.10)	0.0270	370	0	0
2 Valores exatos: $t_0=0.0573$ s Vrms=1226 m/s	1 (eq. 4.1)	0.0583	1354	1.728	10.440
	2 (eq. 4.2)	0.0573	1223	0.035	0.244
	3 (eq. 4.4)	0.0571	1195	0.314	2.528
	4 (eq. 4.5)	0.0572	1161	0.227	5.302
	5 (eq. 4.7)	0.0575	1263	0.297	3.018
	6 (eq. 4.8)	0.0575	1273	0.384	3.833
	7 (eq.4.10)	0.0573	1215	0.000	0.897

Figura 4.2 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.2) para a onda PP, Teste1

Figura 4.3 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, Teste 1 (Tabela 4.2): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Tabela 4.3 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
1 Valores exatos t0= 0.02703 s Vrms=370 m/s	1 (eq. 4.1)	0.02703	370.0	0.000	0.000
	2 (eq. 4.2)	0.02703	370.0	0.000	0.000
	3 (eq. 4.4)	0.02696	354.7	0.259	4.135
	4 (eq. 4.5)	0.02703	370.0	0.000	0.000
	5 (eq. 4.7)	0.02703	370.0	0.000	0.000
	6 (eq. 4.8)	0.02703	370.0	0.000	0.000
	7 (eq.4.10)	0.02703	370.0	0.000	0.000
2 Valores exatos t0= 0.0573 s Vrms=1226 m/s	1 (eq. 4.1)	0.0574	1252	0.175	2.121
	2 (eq. 4.2)	0.0573	1225	0.000	0.082
	3 (eq. 4.4)	0.0573	1218	0.000	0.652
	4 (eq. 4.5)	0.0573	1224	0.000	0.163
	5 (eq. 4.7)	0.0573	1227	0.000	0.082
	6 (eq. 4.8)	0.0573	1228	0.000	0.163
	7 (eq.4.10)	0.0573	1225	0.000	0.082

Figura 4.4 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.3) para a onda PP, Teste2

Figura 4.5 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, Teste 2 (Tabela 4.3): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Tabela 4.4 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PP calculados por 7 equações diferentes para o Teste 3: para segunda interface, usando os tempos observados na janela de afastamentos de 2 até 4.2 vezes a profundidade do refletor

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t_0 (s)	Vrms (m/s)	t_0 (s)	Vrms (m/s)
2 Valores exatos $t_0 = 0.0573$ s $V_{rms} = 1226$ m/s	1 (eq. 4.1)	0.0607	1393	5.934	13.622
	2 (eq. 4.2)	0.0573	1219	0.000	0.571
	3 (eq. 4.4)	0.0566	1186	1.221	3.263
	4 (eq. 4.5)	0.0572	1126	0.175	8.157
	5 (eq. 4.7)	0.0541	1023	5.585	16.558
	6 (eq. 4.8)	0.0587	1313	2.443	7.096
	7 (eq.4.10)	0.0571	1204	0.349	1.794

Figura 4.6 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.4) para a onda PP, Teste3

Figura 4.7 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PP, Teste 3, para segunda interface (Tabela 4.4). Abaixo em escala ampliada

Os testes feitos por meio da inversão para estimativa da velocidade e tempo normal usando os tempos de trânsito da onda P mostraram que:

1. A velocidade na maioria dos casos é estimada com um erro maior do que o tempo normal.
2. Quando o evento refletido é hiperbólico, por exemplo, gerado a partir da primeira interface, apesar de não ser necessário o uso de expressões de tempo com mais de dois parâmetros, todas as expressões de 3 parâmetros (equações 2 e 4 à 7) se reduzem à equação da hipérbole, e permitem estimar os parâmetros sem erro (Figuras 4.2 e 4.4).
3. Para a segunda interface, o evento de reflexão da onda P não é mais hiperbólico, e por isso é necessário o uso de equações mais precisas.
4. Nas tabelas e gráficos apresentados verifica-se que entre os três testes efetuados a complexidade para determinar os parâmetros foi distinta. Os menores erros foram apresentados no Teste 2, a inversão usando apenas afastamentos próximos (Figura 4.4 e 4.5; Tabela 4.3), e o maior erro foi registrado no Teste 3, em que foram usados apenas afastamentos longos (Figura 4.6 e 4.7; Tabela 4.4).
5. Em todos os testes da inversão dos tempos de trânsito do evento de reflexão PP não hiperbólico, os melhores resultados foram para a equação 2 (hipérbole deslocada, equação 4.2), principalmente para o Teste 3.
6. A equação 3 mostrou os resultados melhores do que a hiperbólica, quando usada para inversão dos tempos de um evento de reflexão não hiperbólico. Mas o desempenho dessa, de um modo geral, é inferior ao das outras equações não hiperbólicas. E foi confirmado que só é possível usar essa expressão para eventos não hiperbólicos.
7. O segundo melhor resultado, em geral, foi o da equação 7 (equação 4.10).

4.4.1.2 Estimativa dos parâmetros a partir de tempo de trânsito de onda SS

Tabela 4.5 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda SS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
1 Valor exato (t(0)= 0.0893 Vrms=112)	1 (eq. 4.1)	0.0893	112	0	0
	2 (eq. 4.2)	0.0893	112	0	0
	3 (eq. 4.4)	0.0574	81.6	35.722	27.116
	4 (eq. 4.5)	0.0893	112	0	0
	5 (eq. 4.7)	0.0893	112	0	0
	6 (eq. 4.8)	0.0893	112	0	0
	7 (eq.4.10)	0.0893	112	0	0
2 Valor exato (t(0)= 0.2495 Vrms=259)	1 (eq. 4.1)	0.2527	275.3	1.282	6.293
	2 (eq. 4.2)	0.2495	257.9	0	0.425
	3 (eq. 4.4)	0.2462	239.4	1.322	7.567
	4 (eq. 4.5)	0.2489	248.4	0.240	4.093
	5 (eq. 4.7)	0.2501	264.1	0.240	1.969
	6 (eq. 4.8)	0.2502	264.9	0.280	2.278
	7 (eq.4.10)	0.2492	254.1	0.120	1.891

Figura 4.8 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.5) para a onda SS, Teste1

Figura 4.9 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda SS, Teste 1 (Tabela 4.5): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Tabela 4.6 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda SS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
1 Valor exato (t(0)= 0.08930 Vrms=112)	1 (eq. 4.1)	0.08930	112.0	0.000	0.000
	2 (eq. 4.2)	0.08930	112.0	0.000	0.000
	3 (eq. 4.4)	0.08910	107.4	0.224	4.107
	4 (eq. 4.5)	0.08930	112.0	0.000	0.000
	5 (eq. 4.7)	0.08930	112.0	0.000	0.000
	6 (eq. 4.8)	0.08930	112.0	0.000	0.000
	7 (eq.4.10)	0.08930	112.0	0.000	0.000
2 Valor exato (t(0)= 0.2495 Vrms=259)	1 (eq. 4.1)	0.2496	262.1	0.040	1.197
	2 (eq. 4.2)	0.2495	258.9	0.000	0.058
	3 (eq. 4.4)	0.2494	253.9	0.040	1.969
	4 (eq. 4.5)	0.2495	258.6	0.000	0.154
	5 (eq. 4.7)	0.2495	259.1	0.000	0.039
	6 (eq. 4.8)	0.2495	259.1	0.000	0.039
	7 (eq.4.10)	0.2495	258.7	0.000	0.116

Figura 4.10 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.6) para a onda SS, Teste2

Figura 4.11 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda SS, Teste 2 (Tabela 4.6): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Os testes feitos por meio da inversão para estimativa da velocidade e tempo normal usando os tempos de trânsito da onda SS mostraram que:

1. Todas as conclusões anteriores para inversão dos tempos de trânsito da onda PP são válidas para a onda SS.
2. O erro apresentado na inversão para estimar os parâmetros é muito inferior comparando com a onda P. Isto é devido ao evento de reflexão da onda SS ser mais hiperbólico. Uma vez que para o modelo avaliado o meio apresenta-se menos heterogêneo devido ao menor contraste de velocidade entre as camadas 1 e 2.
3. Na estimativa da velocidade e tempo normal da onda SS para segunda interface o melhor resultado foi apresentado novamente pela equação 2, seguida pela equação 7 (Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11; e Tabelas 4.5 e 4.6).

4.4.1.3 Estimativa dos parâmetros a partir de tempo de trânsito de onda PS

Tabela 4.7 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda convertida PS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 1: todos os afastamentos disponíveis, até 128 m

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
1 Valor exato (t(0)=0.0582 Vrms=203.57)	1 (eq. 4.1)	0.0758	327.5	30.240	60.878
	2 (eq. 4.2)	0.0578	192.3	0.687	5.550
	3 (eq. 4.4)	0.0655	253.4	12.543	24.478
	4 (eq. 4.5)	0.0720	245.4	23.711	20.548
	5 (eq. 4.7)	0.0600	243.7	3.093	19.713
	6 (eq. 4.8)	0.0680	301.2	16.838	47.982
	7 (eq.4.10)	0.0628	245.1	7.904	20.405
2 Valor exato (t(0)= 0.0573 Vrms=1226)	1 (eq. 4.1)	0.0583	1354	1.728	10.440
	2 (eq. 4.2)	0.0573	1223	0.035	0.244
	3 (eq. 4.4)	0.0571	1195	0.314	2.528
	4 (eq. 4.5)	0.0572	1161	0.227	5.302
	5 (eq. 4.7)	0.0575	1263	0.297	3.018
	6 (eq. 4.8)	0.0575	1273	0.384	3.833
	7 (eq.4.10)	0.0573	1215	0.000	0.897

Figura 4.12 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.7) para a onda PS, Teste1 **Figura 4.13** – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, Teste 1 (Tabela 4.7): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Tabela 4.8 – Comparação dos valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão dos tempos da onda PS calculados por 7 equações diferentes, para o Teste 2: usando os tempos para afastamentos próximos até 1,5 vezes a profundidade do refletor

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
1 Valor exato (t(0)= 0.0582 Vrms=203.57)	1 (eq. 4.1)	0.0583	214.10	0.172	5.173
	2 (eq. 4.2)	0.0582	203.40	0.000	0.084
	3 (eq. 4.4)	0.0582	207.90	0.000	2.127
	4 (eq. 4.5)	0.0582	203.10	0.000	0.231
	5 (eq. 4.7)	0.0582	204.00	0.000	0.211
	6 (eq. 4.8)	0.0582	204.50	0.000	0.457
	7 (eq.4.10)	0.0582	203.80	0.000	0.113
2 Valor exato (t(0)= 0.153 Vrms=579.2)	1 (eq. 4.1)	0.154	633.7	0.654	9.410
	2 (eq. 4.2)	0.153	576.6	0.000	0.449
	3 (eq. 4.4)	0.154	623.6	0.654	7.659
	4 (eq. 4.5)	0.153	579.1	0.000	0.017
	5 (eq. 4.7)	0.153	576.6	0.000	0.449
	6 (eq. 4.8)	0.153	583.9	0.000	0.811
	7 (eq.4.10)	0.153	585.4	0.000	1.070

Figura 4.14 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.8) para a onda PS, Teste2

Figura 4.15 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, Teste 2 (Tabela 4.8): para a primeira interface (acima) e para segunda interface (abaixo)

Tabela 4.9 – Comparação de valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda PS calculados por 7 equações diferentes para o Teste 3: para segunda interface, usando os tempos observados na janela de afastamentos de 2 até 4.2 vezes a profundidade do refletor

Interface	Equações	Parâmetros			
		Estimados		Erro(%)	
		t(0)	Vrms	t(0)	Vrms
2 Valor exato (t(0)= 0.153 Vrms=579.2)	1 (eq. 4.1)	0.165	633.7	7.843	9.410
	2 (eq. 4.2)	0.153	576.6	0.000	0.449
	3 (eq. 4.4)	0.163	623.6	6.536	7.659
	4 (eq. 4.5)	0.158	579.1	3.268	0.017
	5 (eq. 4.7)	0.160	576.6	4.575	0.449
	6 (eq. 4.8)	0.159	583.9	3.922	0.811
	7 (eq.4.10)	0.159	585.4	3.922	1.070

Figura 4.16 – Erros na estimativa dos parâmetros (Tabela 4.9) para a onda PS, Teste3

Figura 4.17 – Comparação das curvas de erro nos tempos de trânsito, em função do afastamento, geradas usando os valores de velocidade e tempo normal estimados pela inversão dos tempos da onda PS, Teste 3 (Tabela 4.9): para segunda interface

Os testes feitos por meio da inversão para estimativa da velocidade e tempo normal usando os tempos de trânsito da onda PS e/ou SP mostraram que:

1. A inversão dos tempos de trânsito da onda convertida apresenta maior desafio, comparado com a onda PP e SS. Isto porque o evento de reflexão da onda convertida é intrinsecamente não hiperbólico, uma vez que cada metade do caminho é percorrida com velocidade diferente.
2. Devido ao citado no tópico acima, a expressão hiperbólica não é mais válida para a situação da primeira interface, como no caso das ondas PP e SS (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14; e Tabelas 4.7 e 4.8).
3. A expressão 3 criada especificamente para análise de velocidades da onda convertida (Slotboom *et al.*, 1990), mostrou desempenho inferior do que as equações multiparamétricas.
4. Novamente expressão 2 (hipérbole deslocada) apresentou os melhores resultados.
5. Observando a Figura 4.16 podemos concluir que ausência de afastamentos curtos faz falta para determinação de $t(0)$.

Revisando os resultados de todos os testes, pode ser concluído que a expressão da hipérbole deslocada é a melhor alternativa para inversão dos parâmetros visando um modelo de sub- superfície rasa.

4.4.2 Dados Reais

Nesta seção a metodologia testada nos dados sintéticos é aplicada nos dados reais adquiridos neste trabalho. Embora os sismogramas sejam de análise de ruído (ponto de tiro comum), informações de trabalhos anteriores em ambas as áreas indicam que as interfaces são planas, e sendo assim, ilustrou-se o resultado da inversão dos tempos sobre esses dados.

Após a leitura dos tempos observados dos eventos de onda P, S e PS e /ou SP (Figuras 4.18 e 4.20) foi efetuada a inversão dos tempos usando a equação de hipérbole deslocada (Equação 4.2). Os resultados para o estudo de caso 1 estão apresentados na Figura 4.19 e Tabela 4.10. E os resultados para estudo de caso 2 estão apresentados na Figura 4.21 e Tabela 4.11.

Estudo de caso 1 (Raia Olímpica)

Figura 4.18 – Estudo de caso 1: Os dados reais com eventos de reflexão de ondas PP, SS e PS interpretados, e os gráficos com tempos de trânsito observados

Figura 4.19 – Estudo de caso 1: Tempos de trânsito observados para ondas PP, SS e PS (linha azul), e os tempos de transito obtidos pela inversão (pontos vermelhos)

Tabela 4.10 – Estudo de caso 1: valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda P, S e PS

Tipo de Onda	Parâmetros	
	$t(0)$	V_{rms}
P	0.096 s	1120 m/s
S	0.310 s	356 m/s
PS	0.181 s	620 m/s

Estudo de caso 2 – Estudo de caso 2 (IFUSP)

Figura 4.20 – Estudo de caso 2: Os dados reais com eventos de reflexão de ondas PP, SS e PS interpretados, e os gráficos com tempos de trânsito observados

Figura 4.21 – Estudo de caso 2: Tempos de trânsito observados para ondas PP, SS e PS (linha azul), e os tempos de transito obtidos pela inversão (pontos vermelhos)

Tabela 4.11 – Estudo de caso 2: valores de velocidade e tempo normal, estimados pela inversão de tempos da onda P, S e PS

Tipo de Onda	Parâmetros	
	$t(0)$	V_{rms}
P	0.0567 s	1238 m/s
S	0.2403 s	290 m/s
PS	0.1520 s	571.2 m/s

4.5 DISCUSSÃO

De acordo com os resultados obtidos pela inversão dos tempos de trânsito dos eventos refletidos de onda PP, SS, e PS e/ou SP usando dados sintéticos e reais pode-se concluir:

1. A expressão hiperbólica pode ser usada apenas no caso de eventos de onda P e onda S refletidos da primeira interface. Aplicada para análise de velocidade de onda convertida ou de onda P e S refletida de segunda (ou mais interfaces) irá gerar modelos incorretos de velocidade, resultando em interpretação estrutural da subsuperfície inadequada. Sendo assim tem que ser usada uma expressão que consegue lidar com eventos não hiperbólicos.
2. Entre as equações avaliadas, a melhor alternativa é a expressão da hipérbole deslocada, pois apresentou o menor erro em todos os testes efetuados. Principalmente é visível a diferença de qualidade de inversão usando a equação de hipérbole deslocada comparando com as outras equações, quando se trata de um problema de maior complexidade.
3. Aplicando a metodologia de inversão nos dados reais usando a hipérbole deslocada, foi possível obter valores que correspondem ao modelo típico de sub-superfície rasa.

CAPÍTULO 5

5 INVERSÃO DE AMPLITUDES SÍSMICAS MULTICOMPONENTE

5.1 INTRODUÇÃO

A dependência da refletividade com o ângulo de incidência permite a estimativa de parâmetros elásticos dos meios através da inversão AVO ou AVA (variação de amplitude do sinal refletido, respectivamente, com afastamento, ou com o ângulo de incidência). As quais vêm sendo utilizadas com frequência na indústria do petróleo (Rutherford e Williams, 1989, Ikelle e Amundsen, 2005).

Os coeficientes de reflexão das ondas sísmicas que incidem na interface que separa dois meios distintos são fornecidos pelas equações de Zoeppritz, descritas em função de seis parâmetros elásticos (velocidades da onda P (α_1 , α_2) e da onda S (β_1 , β_2) e a densidade (ρ_1 , ρ_2), todos acima e abaixo da interface refletora). Dada à complexidade matemática e o caráter não linear destas expressões é habitual o uso de linearizações para as amplitudes sísmicas, que são aproximações válidas apenas para ângulos de incidência inferiores ao ângulo crítico (Aki, K. & Richards, P. G., 1980, Castagna, 1993), e em geral, abaixo de 30 graus. Estas aproximações são aceitáveis na maioria dos casos na escala de exploração de hidrocarbonetos. No entanto, na escala de investigação rasa, onde os meios possuem altos contrastes de velocidade e, devido a interferências dos ruídos coerentes que dificultam a observação das reflexões em afastamentos curtos, é comum o registro de reflexões com ângulos de incidência superiores ao ângulo crítico, inviabilizando, portanto, o uso de aproximações para os coeficientes de reflexão.

Vários autores alegam dificuldades no uso das equações de Zoeppritz para a estimativa dos parâmetros dos meios com base na inversão das amplitudes (Castagna, 1993, Rabben et al., 2008). No entanto alguns concordam que existem várias maneiras de estabilizar o problema inverso. Uma possibilidade é incluir as refletividades das ondas convertidas P-S, S-P e da onda S além da refletividade usual da onda P (de Haas & Berkhout, 1990; Demirbag

and Çoruh, 1988). Outra forma é usar uma ampla faixa de afastamentos, antes e depois de ângulo crítico (Ostrander, 1984; de Haas & Berkhout, 1990).

Um dos aspectos de maior controvérsia, tratando-se da inversão elástica de amplitudes, é a escolha adequada do vetor dos parâmetros do modelo. Debski e Tarantola (1995) defendem que as melhores escolhas são: {densidade, impedância da onda P e razão de Poisson} ou {densidade, impedância da onda P e impedância da onda S}. Ursin e Tjaland (1996) afirmam que com as equações de Zoeppritz é possível estimar apenas as razões: $\{\alpha_1/\alpha_2; \alpha_1/\beta_1; \alpha_1/\beta_2; \rho_1/\rho_2\}$. No entanto, Larsen (1999) num estudo numérico mostrou que usando as amplitudes da onda P refletida e convertida (P-S) é possível estimar as velocidades sísmicas e a razão das densidades: $\{\alpha_1; \alpha_2; \beta_1; \beta_2; \rho_1/\rho_2\}$.

No presente trabalho foram investigadas estratégias para inversão não linear dos coeficientes de reflexão das ondas sísmicas refletidas P-P, P-Sv, Sv-P e Sv-Sv, calculados a partir das equações exatas de Zoeppritz, para obtenção das velocidades sísmicas e das densidades: $\{\alpha_1; \alpha_2; \beta_1; \beta_2; \rho_1; \rho_2\}$. Escolheu-se avaliar a viabilidade dessa parametrização por serem os parâmetros mais convenientes para a caracterização de maciços rochosos e terrosos.

Como o problema de inversão dos coeficientes de reflexão é conhecido por ser extremamente mal-posto, uma análise criteriosa das características dos problemas direto e inverso é indispensável para a elaboração de uma estratégia adequada para alcançar a estimativa dos parâmetros com sucesso.

5.2 COEFICIENTES DE REFLEXÃO: EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ

A partição da energia refletida e transmitida numa interface entre dois meios sólidos isotrópicos e homogêneos é ilustrada na Figura 5.1. Um aspecto importante na reflexão e transmissão é a sua dependência com o ângulo de incidência do campo de onda na interface, que junto com as propriedades físicas dos dois meios determinam a quantidade de energia que é refletida e transmitida. O objetivo deste tópico é mostrar como as expressões em função do ângulo de incidência relacionam a energia refletida e transmitida com as propriedades físicas dos dois meios.

Figura 5.1 – Desenho de ondas refletidas P-P, P-S, S-P, S-S incidindo numa interface entre dois meios sólidos, indicando as direções do movimento de partículas

Para simplificar as derivações, é assumido que as ondas que chegam à interface são planas. Quando uma onda plana incide sobre uma interface que separa dois meios elásticos, se espera a geração de ondas planas refletidas e transmitidas. Ambas, onda P e onda S, são refletidas e transmitidas numa interface. A partição de energia é dada pelas condições de contorno na interface. Em meios sólidos, os deslocamentos e tensões, normais e de

cisalhamento, devem ser contínuos. Se as condições de continuidade não são cumpridas, as leis da cinemática e a terceira lei de Newton são violadas.

Dois métodos clássicos para obter os coeficientes de reflexão e transmissão da onda plana são citados com frequência na bibliografia. Knott (1899) foi primeiro a obter coeficientes de reflexão e transmissão pela introdução de potenciais de amplitudes desconhecidos nas condições de continuidade, e são conhecidos como ‘Equações de Knott’. Zoeppritz em 1919 obteve um conjunto muito semelhante de coeficientes de reflexão e transmissão deixando desconhecida a amplitude.

Na Figura 5.1 as frentes de onda plana estão representadas pelos raios traçados. Quando o ângulo entre a frente de onda incidente e a interface plana é θ_i , então θ_i será também o ângulo de incidência do raio, medido em relação à interface normal. No texto a seguir, são denotados por θ_r e θ_t os ângulos de raios refletidos e transmitidos da onda P. Os ângulos de raios refletidos e transmitidos da onda S são denotados por ϕ_r e ϕ_s , respectivamente. É assumido que as frentes de onda incidentes avançam na direção positiva de $\mathbf{x}$. O plano (x,y) é associado com a superfície da Terra e o eixo z positivo com a profundidade.

Considerando-se a propagação no plano (x,z), a onda P incidente, de amplitude A_p , ou uma onda Sv incidente, de amplitude A_s , podem ser caracterizadas pelos potenciais de deslocamento: χ_I e ψ_I , respectivamente:

$$\chi_I = V_P A_P \exp \left[i \frac{\omega}{V_P} (\mathbf{n} \cdot \mathbf{x} - V_P t) \right], \quad (5.1)$$

$$\psi_I = V_S A_S \exp \left[i \frac{\omega}{V_S} (\mathbf{n} \cdot \mathbf{x} - V_S t) \right], \quad (5.2)$$

onde $\mathbf{n}$ indica a direção de propagação no plano, e V_P e V_S são as velocidades de propagação das ondas planas e harmônicas.

Se a amplitude da onda P incidente plana para baixo for $A_p \equiv 1$, as amplitudes de deslocamento da onda P refletida e transmitida são definidas então pelos “coeficientes de reflexão e transmissão”, simbolizadas por R_{PP} e T_{PP} respectivamente. A reflexão e transmissão P-SV são por definição o coeficiente de reflexão, R_{PS} , e o coeficiente de transmissão, T_{PS} . Também, para ondas SV incidentes planas descendo com amplitude $A_s \equiv 1$, os coeficientes de reflexão e transmissão são denotados por R_{SS} , R_{SP} , T_{SS} e T_{SP} .

A seguir é apresentado como obter os coeficientes de reflexão e transmissão de uma onda P e S incidente em superfície que separa dois meios sólidos.

Coeficientes de reflexão e transmissão de onda P

O R e T sobrescritos são usados para descrever potenciais de ondas refletidas e transmitidas, respectivamente.

Os potenciais da onda P incidente, da onda P e Sv refletida e da onda P e Sv transmitida são, respectivamente:

$$\chi_I = V_{P1} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{P1}} (x \sin \theta_i + z \cos \theta_i) \right\}, \quad (5.3)$$

$$\chi_R = V_{P1} R_{PP} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{P1}} (x \sin \theta_r - z \cos \theta_r) \right\}, \quad (5.4)$$

$$\psi_R = V_{S1} R_{PS} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{S1}} (x \sin \phi_r - z \cos \phi_r) \right\}, \quad (5.5)$$

$$\chi_T = V_{P2} T_{PP} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{P2}} (x \sin \theta_t + z \cos \theta_t) \right\}, \quad (5.6)$$

$$\psi_T = V_{S2} T_{PS} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{S2}} (x \sin \phi_i + z \cos \phi_i) \right\}. \quad (5.7)$$

O sinal negativo na fase do potencial refletido indica que a propagação de onda é negativa na direção do eixo z . Observa-se que o fator $\exp(-i\omega t)$ está omitido porque ele será cancelado quando os potenciais são substituídos nas condições de contorno.

Para a onda P incidente (Figura 5.1-a) a direção tomada para reflexão e transmissão é dada pela lei de Snell:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_r}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_t}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_r}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_t}{V_{S2}} = p. \quad (5.8)$$

Os processos de reflexão e transmissão seguem a lei de Snell. As únicas variáveis restantes que satisfazem as condições de contorno são as amplitudes das ondas de reflexão e transmissão. Para examinar os coeficientes de reflexão e transmissão dados, são descritas as componentes de deslocamento u_i e tensão τ_{ij} em função do potencial de onda, da seguinte forma:

$$u_x = \frac{\partial \chi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (5.9)$$

$$u_z = \frac{\partial \chi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (5.10)$$

e

$$\tau_{xz} = \frac{1}{2} \mu \left(2 \frac{\partial^2 \chi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right), \quad (5.11)$$

$$\tau_{zz} = \lambda \nabla^2 \chi + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \chi}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right), \quad (5.12)$$

As condições de contorno requerem continuidade de ambas componentes de deslocamento e ambas componentes de tensão na interface. Para simplificar as expressões, a interface é posicionada na profundidade $z=0$; e são definidas as seguintes quantidades:

$$Z_1 = \rho_1 V_{P1} , \quad - \text{ Impedância de onda P do meio superior}$$

$$Z_2 = \rho_2 V_{P2} , \quad - \text{ Impedância de onda P do meio inferior}$$

$$W_1 = \rho_1 V_{S1} , \quad - \text{ Impedância de onda S do meio superior}$$

$$W_2 = \rho_2 V_{S2} , \quad - \text{ Impedância de onda S do meio inferior}$$

$$a_1 = \frac{V_{P1}}{V_{S1}} ,$$

$$b_1 = \frac{V_{S2}}{V_{P2}} \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \frac{W_2}{W_1} ,$$

$$c_1 = \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \frac{W_2}{W_1} ,$$

$$a_2 = \frac{V_{S1}}{V_{P1}} ,$$

$$b_2 = \frac{Z_2}{Z_1} ,$$

$$c_2 = \frac{W_2}{Z_1} ,$$

$$b_3 = \frac{W_2}{W_1} ,$$

$$c_3 = \frac{V_{s2}}{V_{p2}} \frac{W_2}{W_1},$$

$$c_4 = \frac{Z_2}{W_1}.$$

A condição de continuidade da componente de deslocamento horizontal, $u_x(0^-) = u_x(0^+)$, produz:

$$\left(\frac{\partial \chi_I}{\partial x} + \frac{\partial \chi_R}{\partial x} - \frac{\partial \psi_R}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = \left(\frac{\partial \chi_T}{\partial x} - \frac{\partial \psi_T}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}.$$

Em $z=0$, todos os fatores exponenciais são simplificados para $\exp(i\omega p x)$, onde p é o parâmetro de raio definido na equação (5.8).

Se as definições de potenciais e a lei de Snell acima são consideradas, a condição de contorno acima resulta em:

$$(1 + R_{PP}) \sin \theta_i + R_{PS} \cos \phi_r = T_{PP} \sin \theta_t - T_{PS} \cos \phi_t. \quad (5.13)$$

A condição de continuidade da componente vertical de deslocamento, $u_z(0^-) = u_z(0^+)$, produz:

$$\left(\frac{\partial \chi_I}{\partial z} + \frac{\partial \chi_R}{\partial z} + \frac{\partial \psi_R}{\partial x} \right) \Big|_{z=0} = \left(\frac{\partial \chi_T}{\partial z} + \frac{\partial \psi_T}{\partial x} \right) \Big|_{z=0},$$

o que leva a,

$$(1 - R_{PP}) \cos \theta_i + R_{PS} \sin \phi_r = T_{PP} \cos \theta_t + T_{PS} \sin \phi_t. \quad (5.14)$$

A continuidade da componente horizontal de contração vertical, $\tau_{xz}(0^-) = \tau_{xz}(0^+)$, produz:

$$\mu_1 \left(2 \frac{\partial^2 (\chi_I + \chi_R)}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \psi_R}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi_R}{\partial z^2} \right) \Big|_{z=0} = \mu_2 \left(2 \frac{\partial^2 \chi_T}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \psi_T}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi_T}{\partial z^2} \right) \Big|_{z=0},$$

o que leva a,

$$(1 - R_{PP}) \frac{V_{S1}}{V_{P1}} W_1 \sin 2\theta_i - R_{PS} W_1 \cos 2\phi_r = T_{PP} \frac{V_{S2}}{V_{P2}} W_2 \sin 2\theta_t - T_{PS} W_2 \cos 2\phi_t. \quad (5.15)$$

A continuidade da componente vertical de contração vertical, $\tau_{zz}(0^-) = \tau_{zz}(0^+)$, produz

$$\lambda_1 \nabla^2 (\chi_I + \chi_R) + 2\mu_1 \left(\frac{\partial^2 (\chi_I + \chi_R)}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \psi_R}{\partial x \partial z} \right) \Big|_{z=0} = \lambda_2 \nabla^2 \chi_T + 2\mu_2 \left(\frac{\partial^2 \chi_T}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \psi_T}{\partial x \partial z} \right) \Big|_{z=0},$$

e consequentemente

$$(1 + R_{PP}) Z_1 \cos 2\phi_r - R_{PS} W_1 \sin 2\phi_r = T_{PP} Z_2 \cos 2\phi_t + T_{PS} W_2 \sin 2\phi_t. \quad (5.16)$$

As quatro equações (5.13), (5.14), (5.15) e (5.16) constituem as equações de Zoeppritz como um sistema de equações para os coeficientes de reflexão e transmissão R_{PP} , R_{PS} , T_{PP} e T_{PS} .

Em notação matricial, o sistema pode ser escrito como:

$$\begin{bmatrix} \sin \theta_i & \cos \phi_r & -\sin \theta_t & \cos \phi_t \\ \cos \theta_i & -\sin \phi_r & \cos \theta_t & \sin \phi_t \\ \sin 2\theta_i & a_1 \cos 2\phi_r & b_1 \sin 2\theta_t & -c_1 \cos 2\phi_t \\ \cos 2\phi_r & -a_2 \sin 2\phi_r & -b_2 \cos 2\phi_t & -c_2 \sin 2\phi_t \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_i \\ \cos \theta_i \\ \sin 2\theta_i \\ -\cos 2\phi_r \end{bmatrix}. \quad (5.17)$$

O sistema de equações em (5.17) pode ser resolvido numericamente com uso de recursos computacionais, para cada conjunto de parâmetros.

Da lei de Snell (5.8), conclui-se que se $V_{P1} > V_{P2}$, não há ângulo crítico e todos os fatores relacionados em (5.17) são reais. Se as velocidades seguirem a ordem $V_{S1} < V_{S2} < V_{P1} < V_{P2}$, existe um ângulo crítico, $\theta_{icp} = \text{sen}^{-1}(V_{P1}/V_{P2})$. Neste caso o fator $\cos \theta_i$ torna-se imaginário para certos valores de θ_i . Finalmente, se as velocidades são tais que $V_{S1} < V_{P1} < V_{S2} < V_{P2}$, existe dois ângulos críticos, θ_{icp} e $\theta_{ics} = \text{sen}^{-1}(V_{P1}/V_{S2})$. Neste caso, os fatores $\cos \theta_i$ e $\cos \phi_i$ ambos tornam-se imaginários. Coeficientes complexos implicam em mudanças na fase do pulso sísmico.

Coeficientes de reflexão e transmissão de onda Sv

O diagrama de traçado de raios na Figura 5.1b descreve a partição de energia causada por onda incidente plana Sv de amplitude $A_s \equiv 1$ que incide sobre a interface com ângulo ϕ_i . Neste caso a onda Sv incidente e os potenciais de ondas Sv e P refletidas e transmitidas são:

$$\psi_I = V_{S1} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{S1}} (x \text{sen} \phi_i + z \cos \phi_i) \right\},$$

$$\psi_R = V_{S1} R_{SS} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{S1}} (x \text{sen} \phi_r - z \cos \phi_r) \right\},$$

$$\chi_R = V_{P1} R_{SP} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{P1}} (x \text{sen} \theta_r - z \cos \theta_r) \right\},$$

$$\psi_T = V_{S2} T_{SS} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{S2}} (x \text{sen} \phi_i + z \cos \phi_i) \right\},$$

$$\chi_T = V_{P2} T_{SP} \exp \left\{ i \frac{\omega}{V_{P2}} (x \text{sen} \theta_i + z \cos \theta_i) \right\}.$$

Novamente, as condições de contorno requerem a continuidade dos deslocamentos e tensões na interface. Seguindo o mesmo procedimento descrito acima, é obtido o sistema matricial:

$$\begin{bmatrix} \sin\theta_r & \cos\phi_i & -\sin\theta_t & \cos\phi_t \\ \cos\theta_r & -\sin\phi_i & \cos\theta_t & \sin\phi_t \\ a_2\sin 2\theta_r & \cos 2\phi_i & c_3\sin 2\theta_t & -b_3\cos 2\phi_t \\ a_1\cos 2\phi_r & -\sin 2\phi_i & -c_4\cos 2\phi_t & -b_3\sin 2\phi_t \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} R_{SP} \\ R_{SS} \\ T_{SP} \\ T_{SS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\phi_i \\ \sin\phi_i \\ -\cos 2\phi_i \\ -\sin 2\phi_i \end{bmatrix}. \quad (5.18)$$

Ikelle e Amundsen (2005) também apresentaram as soluções para reflexão e transmissão em termos de vagarosidade, que resultam em expressões mais compactas. Essas expressões foram usadas para a formulação matemática do problema direto resolvido dentro de processo de inversão neste trabalho que correspondeu ao cálculo exato dos coeficientes de reflexão: R_{PP} , R_{PSv} , R_{SvP} e R_{SvSv} .

Coeficientes de reflexão em termos de vagarosidade

$$R_{PP} = \frac{c_1 d_2 - c_3 d_4}{d_1 d_2 + d_4 d_3} \quad (5.19)$$

$$R_{PSv} = -\left(\frac{\alpha_1}{\beta_1}\right) \frac{c_3 d_1 + c_1 d_3}{d_1 d_2 + d_4 d_3} \quad (5.20)$$

$$R_{SvP} = -\left(\frac{\beta_1}{\alpha_1}\right) \frac{c_4 d_2 - c_2 d_4}{d_1 d_2 + d_4 d_3} \quad (5.21)$$

$$R_{SvSv} = -\frac{c_2 d_1 + c_4 d_3}{d_1 d_2 + d_4 d_3} \quad (5.22)$$

sendo,

$$d_1 = 2p^2 \Delta\mu(q_{\alpha_1} - q_{\alpha_2}) + (\rho_1 q_{\alpha_2} + \rho_2 q_{\alpha_1})$$

$$d_2 = 2p^2 \Delta\mu(q_{\beta_1} - q_{\beta_2}) + (\rho_1 q_{\beta_2} + \rho_2 q_{\beta_1})$$

$$d_3 = p[2\Delta\mu(q_{\alpha_1} q_{\beta_2} + p^2) - \Delta\rho]$$

$$d_4 = p[2\Delta\mu(q_{\alpha_2} q_{\beta_1} + p^2) - \Delta\rho]$$

$$c_1 = 2p^2 \Delta\mu(q_{\alpha_1} + q_{\alpha_2}) - (\rho_1 q_{\alpha_2} - \rho_2 q_{\alpha_1})$$

$$c_2 = -[2p^2 \Delta\mu(q_{\beta_1} + q_{\beta_2}) - (\rho_1 q_{\beta_2} - \rho_2 q_{\beta_1})]$$

$$c_3 = -p[2\Delta\mu(q_{\alpha_1} q_{\beta_2} - p^2) + \Delta\rho]$$

$$c_4 = -p[2\Delta\mu(q_{\alpha_2} q_{\beta_1} - p^2) + \Delta\rho]$$

$$q_{\alpha_1} = \sqrt{(p/\alpha_1^2) - p^2} \quad q_{\alpha_2} = \sqrt{(p/\alpha_2^2) - p^2}$$

$$q_{\beta_1} = \sqrt{(p/\beta_1^2) - p^2} \quad q_{\beta_2} = \sqrt{(p/\beta_2^2) - p^2}$$

onde q_α é a vagarosidade vertical para ondas P, q_β é a vagarosidade vertical para ondas S,

$p = \sin\theta/\alpha_1$ é vagarosidade horizontal para ondas P, $p = \sin\theta/\beta_1$ é vagarosidade horizontal para ondas S, $\mu_1 = \beta_1^2 \rho_1$ e $\mu_2 = \beta_2^2 \rho_2$ são os módulos de cisalhamento.

Na Figura 5.2 estão apresentadas as curvas dos coeficientes de reflexão (equações 5.19 a 5.22), para um modelo de teste (Tabela 5.1), e os respectivos sismogramas sintéticos ilustrando as ondas sísmicas P-P, P-Sv, Sv-P e Sv-Sv decompostas na componente vertical (z) e radial (x). Analisou-se uma ampla janela de afastamentos fonte-receptor: de 1 m a 192 m, com o intervalo de 1 m. Para gerar os sismogramas sintéticos, os tempos das reflexões foram calculados pelo método do raio implementado no pacote Seis88 (Cerveny & Psencik, 1988).

Tabela 5.1 – Parâmetros de modelo numérico

Número de camada	α (m/s)	β (m/s)	ρ (kg/m ³)	h (m)
1	1500	452	1530	50
2	3750	2165	2430	-

Figura 5.2 – Sismogramas sintéticos das reflexões e as respectivas curvas dos coeficientes de reflexão, ilustrando as ondas sísmicas P-P, P-Sv, Sv-P, Sv-Sv decompostas na direção vertical (z) e radial (x)

5.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS

A denominação “análise de sensibilidade” foi atribuída ao estudo realizado sobre a modelagem das amplitudes. Procurou-se verificar a sensibilidade dos coeficientes de reflexão com a variação dos parâmetros. Quanto maior a alteração nos valores dos coeficientes de reflexão quando um dos parâmetros do meio é modificado, tanto melhor será a determinação do parâmetro em questão, ou seja, menor será a ambigüidade na estimativa desse parâmetro. Todos os coeficientes de reflexão (R_{PP} , R_{PS} , R_{SP} , R_{SS}) foram calculados introduzindo-se um erro de 10% em cada um dos parâmetros deixando outros cinco parâmetros corretos. Na Figura 5.3, no formato de uma matriz 4x6, para cada combinação dos coeficientes de reflexão (colunas) e parâmetros (linhas), está apresentado o módulo da diferença entre os valores dos coeficientes de reflexão: calculados para todos os parâmetros corretos e calculados com erro em um dos parâmetros.

As principais conclusões do estudo de sensibilidade são: (1) as densidades são os parâmetros que apresentam menor sensibilidade em todos os coeficientes e, portanto, são os mais difíceis (não impossíveis) de serem estimados; (2) os coeficientes de reflexão das ondas P-P e P-S apresentam sensibilidade em uma faixa ampla de afastamentos. (3) uma boa opção para estimar as 4 velocidades é usar as amplitudes das ondas S-S e S-P, desde que as reflexões possam ser identificadas nos registros sísmicos em afastamentos curtos, para ângulos de incidência pequenos (<30 graus);

Esta análise é uma ferramenta que pode ser usada para auxiliar a escolha dos parâmetros de aquisição (afastamento mínimo e máximo) de dados sísmicos de reflexão multicomponente visando a inversão de amplitudes. Por exemplo, analisando Figura 5.3 facilmente concluímos que para a onda SvSv é essencial aquisição de dados em afastamentos curtos.

Figura 5.3 – Análise de sensibilidade: módulo da diferença entre os valores dos coeficientes de reflexão: calculados para todos parâmetros corretos e com erro de 10% no parâmetro indicado.

5.4 ESTRATÉGIA DE INVERSÃO

Funções objetivo

O critério de mínimos quadrados foi empregado para quantificar a semelhança entre as amplitudes observadas e calculadas: equações 5.23 a 5.26, respectivamente, para as ondas refletidas: PP, PSv, SvP e SvSv. Desta forma, foram definidas quatro funções objetivo:

$$f_{R_{pp}} = \left[\sum_j \left(A_{ppj}^{obs} - A_{ppj}^{calc} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.23)$$

$$f_{R_{psv}} = \left[\sum_j \left(A_{psvj}^{obs} - A_{psvj}^{calc} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.24)$$

$$f_{R_{svp}} = \left[\sum_j \left(A_{svpj}^{obs} - A_{svpj}^{calc} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.25)$$

$$f_{R_{svsv}} = \left[\sum_j \left(A_{svsvj}^{obs} - A_{svsvj}^{calc} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.26)$$

Onde Onde o índice j refere-se ao número do traço registrado; A^{obs} são as amplitudes observadas e A^{calc} são as amplitudes calculadas (problema direto).

Com intuito de avaliar as vantagens em explorar possíveis redundâncias ou informações complementares também foram analisadas as funções objetivo conjuntas, todas as possíveis combinações das equações 5.23 a 5.26, conforme abaixo:

$$f_{Rpp,Rps} = f_{Rpp} + f_{Rps} \quad (5.27)$$

$$f_{Rpp,Rsp} = f_{Rpp} + f_{Rsp} \quad (5.28)$$

$$f_{Rpp,Rss} = f_{Rpp} + f_{Rss} \quad (5.29)$$

$$f_{Rps,Rsp} = f_{Rps} + f_{Rsp} \quad (5.30)$$

$$f_{Rps,Rss} = f_{Rps} + f_{Rss} \quad (5.31)$$

$$f_{Rsp,Rss} = f_{Rsp} + f_{Rss} \quad (5.32)$$

$$f_{Rpp,Rps,Rsp} = f_{Rpp} + f_{Rps} + f_{Rsp} \quad (5.33)$$

$$f_{Rpp,Rps,Rss} = f_{Rpp} + f_{Rps} + f_{Rss} \quad (5.34)$$

$$f_{Rps,Rsp,Rss} = f_{Rps} + f_{Rsp} + f_{Rss} \quad (5.35)$$

$$f_{Rpp,Rsp,Rss} = f_{Rpp} + f_{Rsp} + f_{Rss} \quad (5.36)$$

$$f_{Rpp,Rps,Rsp,Rss} = f_{Rpp} + f_{Rps} + f_{Rsp} + f_{ss} \quad (5.37)$$

Otimização

A busca do mínimo global da função objetivo foi realizada com a metodologia de otimização estocástica proposta neste trabalho, descrita na Seção 3.5. Esta metodologia foi baseada na combinação de ferramentas de otimização e estatística já conhecidas, mas com abordagem diferente. Resumidamente, realizando o procedimento de busca diversas vezes é produzido um conjunto de soluções que formam uma distribuição em torno do mínimo global. Como essa distribuição é normal, a mediana pode ser utilizada para a estimativa final dos parâmetros.

5.4.1 Análise da função objetivo

A análise das características da função objetivo é indispensável para validar a escolha do método de otimização adequado para a solução do problema inverso. A topografia observada nos mapas de contorno da função objetivo (Larsen, 1999, Kurt, 2007) é a forma tradicional de avaliar as características do problema de otimização, tais como: linearidade; mínimos locais; ambigüidades; e a convergência. O que permite definir qual é o grau de complexidade do problema e desta maneira orientar a escolha do algoritmo de busca. Este tipo de procedimento funciona bem se o problema inverso possuir duas incógnitas. No entanto para problemas multidimensionais, como o investigado com seis incógnitas, esta análise provavelmente fornecerá informações errôneas sobre a topografia da função, por não permitir observar seu comportamento global, uma vez que são observadas fatias (seções transversais) da função, ou seja, observa-se apenas a variação de dois parâmetros enquanto os outros parâmetros são fixados em seus valores corretos.

Neste trabalho foi adotada uma nova metodologia para avaliar a topografia da função objetivo multidimensional, que consistiu na análise da dispersão do conjunto de pontos obtidos pelas múltiplas execuções de algum algoritmo de otimização estocástico. Na Figura 5.4 é apresentado um exemplo do mapa de dispersão, obtido com o algoritmo de busca de Nelder-Mead (Nelder e Mead, 1965) usando a implementação computacional deste algoritmo feita por Lagarias *et. al.* em 1998, sobreposto ao mapa de contorno da fatia da função f_{Rpp} (equação 5.23) para o par de parâmetros α_1 e α_2 . Observa-se que a ambigüidade revelada pelo mapa de contorno de uma fatia de f_{Rpp} não é a mesma que a revelada pelo mapa de dispersão. Analisando a dispersão das soluções da otimização é fácil diferenciar a ambigüidade global da dos mínimos locais; e a diferenciação em cores das diferentes faixas de valores da função objetivo permite visualizar a topografia da função.

Figura 5.4 – (a) Mapa de dispersão sobreposto ao mapa de contorno de função objetivo para Rpp. (b) Os pontos em torno da ambigüidade global (linha vermelha) não coincidem com a ambigüidade que aparece no mapa de contorno. (c) Curvas do coeficiente de reflexão PP, calculadas usando valores que correspondem aos pontos amarelo (modelo correto) e verde claro (marcado sobre a faixa de ambigüidade global), são idênticas confirmando a ambigüidade revelada no mapa de dispersão. (d) Curvas do coeficiente de reflexão PP calculadas a partir dos valores do ponto verde claro, tomado do mapa de dispersão (curva azul) e do mapa de contorno da função objetivo (curva vermelha)

5.4.2 Análise dos mapas de dispersão

O critério inicial para avaliar os conjuntos de dispersão é o caráter da distribuição normal bivariada apresentado nos mapas, ou seja, quanto melhor está otimizado um par de parâmetros maior é a correlação entre suas distribuições. Já no caso de um fiasco, a distribuição é representada por duas distribuições normais independentes. Como exemplo, na Figura 5.5a é apresentado o mapa de dispersão dos resultados da otimização para a obtenção dos parâmetros de densidade usando-se o coeficiente de reflexão da onda SvSv para ângulos de incidência de 0 a 30 graus; e na Figura 5.5b, os resultados obtidos para ângulos de incidência de 30 a 60 graus. As soluções obtidas pela otimização estão separadas em faixas de valores dos mínimos encontrados, marcadas por cores diferentes. A faixa que corresponde aos

menores valores do mínimo (vermelho) é escolhida para determinar o valor do parâmetro estimado. Nota-se que os resultados apresentados na Figura 5.5-a indicam que a faixa vermelha é a melhor correlacionada. Já na Figura 5.5-b, a distribuição bivariada é representada por duas distribuições normais independentes, indicando que não há confiabilidade no resultado final para a estimativa dos parâmetros. Esses resultados concordam com a análise de sensibilidade avaliada na Seção 5.3.

Figura 5.5 – Mapas de dispersão para as densidades otimizadas usando coeficiente de reflexão de onda SvSv: (a) de 0 a 30 graus; (b) de 30 a 60 graus

Na Figura 3.9 (Capítulo 3) foram apresentados exemplos de mapas de dispersão gerados para revelar as propriedades topográficas de uma função objetivo multidimensional. Nota-se que é possível diferenciar a ambigüidade global (cor vermelha) e os mínimos locais marcados com cores diferentes. Cada cor corresponde a uma faixa diferente de valores da função objetivo, permitindo assim visualizar sua topografia. Nesse exemplo, a função objetivo possui 6 parâmetros. Observando os mapas para algumas combinações de pares de parâmetros é possível estimar a dificuldade para otimizar todos os parâmetros, lembrando que os valores dos outros 4 parâmetros variam em cada ponto representado nos mapas.

Os mapas de dispersão propostos para a análise multidimensional da função objetivo também se mostraram de grande utilidade para avaliar comparativamente vários aspectos do procedimento de otimização, permitindo validar e/ou aperfeiçoar a estratégia de busca definida.

Foram selecionados alguns mapas de dispersão para ilustrar as utilidades deste tipo de análise (Figura 5.6), como por exemplo, para avaliar:

- a performance de diferentes procedimentos de busca:* são apresentados os resultados obtidos com a função *fminsearch* do aplicativo MatLab (Figura 5.6a), e com a implementação adaptada para o procedimento CRS (Figura 5.6c), observa-se claramente que *fminsearch* converge mais rapidamente (menor valor da função), e um número maior de vezes, ao mínimo local;
- a influência do tamanho do espaço inicial de busca:* utilizando-se o algoritmo CRS com um espaço inicial maior (Figura 5.6b) e menor (Figura 5.6d), nota-se que um maior espaço de busca inicial gera maior dispersão das soluções em torno da ambigüidade global, e consequentemente, um número maior de otimizações é necessário para se conseguir uma distribuição adequada para a análise estatística da solução final;
- a comparação entre diferentes funções objetivo:* exemplificado para a estimativa das velocidades da onda P (α_1 e α_2), utilizando-se os coeficientes de reflexão PP (Figura 5.6e), PSv (Figura 5.6g) e PP + PSv (Figura 5.6i), nota-se que a função objetivo conjunta (Figura 5.6i) apresenta a melhor convergência para o mínimo global;
- o efeito do ruído nos dados:* adicionando-se de ruído randômico gaussiano nas curvas dos coeficientes de reflexão PP e PSv, e comparando-se os resultados para os dados sem e com ruído, observa-se uma maior dispersão das soluções em torno da faixa de ambigüidade global para os dados com ruído, como exemplificado para os coeficientes de reflexão: PP (Figuras 5.6e sem ruído e 5.6f com ruído), PSv (Figuras 5.6g sem ruído e 5.6h com ruído) e PP + PSv (Figuras 5.6i sem ruído e 5.6j com ruído) - neste contexto cresce a importância do uso da função objetivo conjunta.

Os mapas de dispersão também podem ser analisados pelo método de agrupamento por núcleo de densidade (*kernel density estimation*) implementado por Botev, *et al.* (2010). Como exemplo, nota-se na Figura 5.7 que a comparação entre as funções objetivo: PP, PSv e PP + PSv para dados com ruído é mais evidente quando analisada pelo método de agrupamento por núcleo de densidade do que no último exemplo citado acima (Figuras 5.7f, 5.7h e 5.7j). É observado um aumento da densidade em torno da ambigüidade global para função objetivo conjunta (PP + PSv).

Destaca-se também, que o uso dos mapas de dispersão permitiu aperfeiçoar a estratégia de otimização, principalmente na elaboração da Etapa 1 (descrita na Seção 3.5), o que ofereceu a grande vantagem de ser independente de informações *a priori* a respeito dos parâmetros dos meios.

Figura 5.6 – Exemplos de análise das dispersões para avaliar: (a) e (c) a performance de diferentes procedimentos de busca; (b) e (d) a influência do tamanho do espaço inicial de busca; (e), (g) e (i) a comparação entre diferentes funções objetivo; (f), (h) e (j) o efeito do ruído nos dados

Figura 5.7 – Gráficos gerados empregando o método de agrupamento pelo núcleo de densidade aplicado para os mapas de dispersão apresentadas na Figura 5.6-f, -h e -j : (a) e (b) P-P; (c) e (d) P-S; (e) e (f) P-P com P-S (conjunta)

5.5 RESULTADOS DA INVERSÃO SOBRE DADOS SINTÉTICOS

Usando os coeficientes de reflexão de ondas PP, PSv, SvP e SvSv individualmente foi possível estimar todos os parâmetros propostos. As densidades, em geral, foram pior determinadas, o que está de acordo com as conclusões obtidas a partir da análise de sensibilidade. O erro na estimativa foi inferior a 0,3% para todos os parâmetros usando qualquer uma das funções objetivo (individual ou conjuntas).

Os resultados da inversão para os dados sem ruído estão apresentados na Tabela 5.2 e na Figura 5.8, mostrando erro relativo de cada parâmetro obtido das inversões utilizando as funções objetivo, individuais e conjuntas. As funções que apresentaram melhor comportamento foram as conjuntas: $f_{Rpp,Rpsv,Rsvp}$, $f_{Rpp,Rpsv,Rsvsv}$ e $f_{Rpp,Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$. Para dados sem ruído usando essas funções foi possível determinar os parâmetros sem erro. Na Figura 5.9 estão apresentados os mapas de dispersão para três pares de parâmetros (Vp1-Vp2, Vs1-Vs2, rho1-rho2) para as funções objetivo individual f_{Rpp} e conjunta $f_{Rpp,Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$. Comparando-se os mapas dessas duas funções, é facilmente notado que a função objetivo conjunta é mais bem comportada que a individual.

Tabela 5.2 – Resultados de inversões individuais e as conjuntas de dado sem ruído

Função Objetivo	Parâmetros						Parâmetros					
	Valor Estimado						Erro Relativo %					
	α_1	α_2	β_1	β_2	ρ_1	ρ_2	α_1	α_2	β_1	β_2	ρ_1	ρ_2
$f_{Rpp} (1)$	1499	3747	451.6	2163	1533	2434	0.067	0.080	0.088	0.092	0.196	0.165
$f_{Rp,sv} (2)$	1502	3754	452.9	2167	1527	2425	0.133	0.107	0.199	0.092	0.196	0.206
$f_{Rsvp} (3)$	1502	3753	452.5	2167	1526	2425	0.133	0.080	0.111	0.092	0.261	0.206
$f_{Rsvsv} (4)$	1500	3749	451.9	2164	1531	2431	0.000	0.027	0.022	0.046	0.065	0.041
$f_{Rpp,Rp,sv} (5)$	1499	3747	451.6	2163	1532	2434	0.067	0.080	0.088	0.092	0.130	0.165
$f_{Rpp,Rsvp} (6)$	1500	3751	452.2	2166	1529	2428	0.000	0.027	0.044	0.046	0.065	0.082
$f_{Rpp,Rsvsv} (7)$	1499	3746	451.6	2163	1533	2435	0.067	0.107	0.088	0.092	0.196	0.206
$f_{Rp,sv,Rsvp} (8)$	1501	3752	452.2	2166	1529	2428	0.067	0.053	0.044	0.046	0.065	0.082
$f_{Rp,sv,Rsvsv} (9)$	1498	3746	451.5	2163	1533	2435	0.133	0.107	0.111	0.092	0.196	0.206
$f_{Rsvp,Rsvsv} (10)$	1498	3745	451.4	2162	1534	2436	0.133	0.133	0.133	0.139	0.261	0.247
$f_{Rpp,Rp,sv,Rsvp} (11)$	1500	3750	452	2165	1530	2430	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
$f_{Rpp,Rp,sv,Rsvsv} (12)$	1500	3750	452	2165	1530	2430	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
$f_{Rp,sv,Rsvp,Rsvsv} (13)$	1501	3752	452.3	2166	1528	2427	0.067	0.053	0.066	0.046	0.130	0.123
$f_{Rpp,Rsvp,Rsvsv} (14)$	1501	3752	452.4	2166	1528	2427	0.067	0.053	0.088	0.046	0.130	0.123
$f_{Rpp,Rp,sv,Rsvp,Rsvsv} (15)$	1500	3750	452	2165	1530	2430	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Figura 5.8 – Erro relativo para cada parâmetro quando efetuando inversões individuais e as conjuntas de dados sem ruído

Figura 5.9 – Mapas de dispersão de três pares de parâmetros (Vp1-Vp2, Vs1-Vs2, rho1-rho2) para função objetivo f_{Rpp} (esquerda) comparando com função objetivo conjunta $f_{Rpp, Rpsv, Rsvp, Rsvsv}$ (direita).

Avaliou-se também o efeito da presença de ruído nos resultados de inversão. Na Figura 5.10 pode ser observado o efeito de ruído aditivo gaussiano branco, usando como exemplo a curva do coeficiente de reflexão da onda P.

Figura 5.10 – Curva de coeficiente de reflexão de onda P ideal e com ruído gaussiano branco aditivo

Na Tabela 5.3 está apresentado os resultados da inversão para os dados com ruído. Como consequência da presença de ruído, o erro aumenta. Neste caso cresce a necessidade de usar as funções objetivo conjuntas. A função que proporcionou menor erro foi a conjunta $f_{Rpp, Rpsv, Rsvp, Rsvsv}$: todos os parâmetros ficaram com erro inferior a 0.5% e entre as funções individuais a melhor função é f_{Rpp} (Figura 5.11).

Tabela 5.3 – Resultados de inversões individuais e as conjuntas de dado com ruído

Função Objetivo	Parâmetros						Parâmetros					
	Valor Estimado						Erro Relativo %					
	α_1	α_2	β_1	β_2	ρ_1	ρ_2	α_1	α_2	β_1	β_2	ρ_1	ρ_2
f_{Rpp} (1)	1506	3764	460.2	2171	1542	2431	0.400	0.373	1.814	0.277	0.784	0.041
f_{Rpsv} (2)	1496	3737	458.4	2155	1578	2472	0.267	0.347	1.416	0.462	3.137	1.728
f_{Rsvp} (3)	1485	3760	448.7	2142	1571	2470	1.000	0.267	0.730	1.062	2.679	1.646
f_{Rsvsv} (4)	1518	3903	457.4	2171	1609	2452	1.200	4.080	1.194	0.277	5.163	0.905
$f_{Rpp,Rpsv}$ (5)	1506	3762	462.8	2169	1550	2431	0.400	0.320	2.389	0.185	1.307	0.041
$f_{Rpp,Rsvp}$ (6)	1506	3775	454	2168	1563	2439	0.400	0.667	0.442	0.138	2.157	0.370
$f_{Rpp,Rsvsv}$ (7)	1505	3769	454.3	2168	1567	2436	0.333	0.507	0.509	0.138	2.418	0.247
$f_{Rpsv,Rsvp}$ (8)	1506	3764	455.7	2165	1550	2425	0.400	0.373	0.818	0.000	1.307	0.206
$f_{Rpsv,Rsvsv}$ (9)	1510	3695	465	2167	1570	2445	0.667	1.467	2.876	0.092	2.614	0.617
$f_{Rsvp,Rsvsv}$ (10)	1512	3740	453	2164	1545	2435	0.800	0.267	0.221	0.046	0.980	0.206
$f_{Rpp,Rpsv,Rsvp}$ (11)	1500	3751	451.8	2162	1556	2446	0.000	0.026	0.044	0.138	1.699	0.658
$f_{Rpp,Rpsv,Rsvsv}$ (12)	1501	3753	453.3	2161	1568	2451	0.067	0.080	0.288	0.185	2.484	0.864
$f_{Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$ (13)	1506	3768	453.8	2167	1562	2429	0.400	0.480	0.398	0.092	2.091	0.041
$f_{Rpp,Rsvp,Rsvsv}$ (14)	1507	3777	453.9	2170	1563	2441	0.467	0.720	0.420	0.230	2.157	0.453
$f_{Rpp,Rpsv,Rsvp,Rsvsv}$ (15)	1504	3756	453.3	2166	1559	2443	0.267	0.160	0.288	0.046	0.78	0.28

Figura 5.11 – Erro relativo para cada parâmetro quando efetuando inversões individuais e as conjuntas de dado com ruído

5.6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para o modelo testado indicam que é possível usar as equações exatas de Zoeppritz para determinar individualmente os seis parâmetros do modelo. Isto foi possível graças à implementação de um procedimento *Multi-Start* para um algoritmo estocástico de otimização global seguida por uma análise estatística das distribuições em torno do mínimo global. A estratégia de otimização idealizada não requer informação a priori sobre os parâmetros do modelo.

Outra importante vantagem do procedimento *Multi-Start* é a possibilidade e facilidade em se usar computação em paralelo. As otimizações podem ser realizadas usando-se núcleos diferentes de cluster em seqüência, montando-se uma matriz com todas as soluções das estimativas dos parâmetros.

O uso dos mapas de dispersão foi de grande utilidade para analisar a topografia das funções objetivo multidimensionais e os resultados de otimização. Esse procedimento pode ter as mais variadas aplicações, mas, sobretudo é uma excelente ferramenta para análise de problemas de inversão não linear em mais de duas dimensões e que trata de funções objetivo multimodais, permitindo que a estratégia de otimização global seja planejada de forma mais segura.

Considerando uma situação ideal sem ruído, o uso de qualquer um dos coeficientes de reflexão é suficiente para estimar os parâmetros. Já na presença de ruído, é desejável o uso conjunto das funções objetivo. A melhor combinação foi a soma de f_{Rpp} , f_{Rpsv} , f_{Rsvp} e f_{Rsvsv} .

CAPÍTULO 6

6 CONCLUSÕES

Os dados sísmicos multicomponentes adquiridos em duas áreas dentro da cidade de São Paulo, especificamente no campus da USP-São Paulo mostraram a viabilidade de registrar as ondas refletidas P, S e onda convertida PS e/ou SP dentro de área urbana em sub-superfície rasa. A qualidade dos dados em uma das áreas (área 2) mostrou-se superior do que na outra área (área 1). Isto da área 1 provavelmente é devido ao pacote sedimentar mais espesso e com propriedades litológicas diferentes. Foi verificado que numa área onde é possível obter uma boa qualidade dos dados, usando apenas três componentes (3C) é possível registrar as ondas refletidas P, Sv e convertida PSv.

Os resultados obtidos pela inversão dos tempos de trânsito dos eventos refletidos de onda PP, SS, e PS e/ou SP usando dados sintéticos mostraram que a expressão hiperbólica pode ser usada apenas no caso de eventos de onda P e onda S refletidos da primeira interface. Aplicada para análise de velocidade da onda convertida ou da onda P e S refletida de segunda (ou interfaces posteriores) irá gerar modelos incorretos de velocidade, resultando em interpretação estrutural da subsuperfície inadequada. Sendo assim tem que ser usada uma expressão que consiga lidar com eventos não hiperbólicos. Entre as equações avaliadas, a melhor opção foi a expressão da hipérbole deslocada, pois apresentou o menor erro em todos os testes efetuados. Principalmente para situações de maior heterogeneidade, onde a diferença na qualidade da inversão usando a equação da hipérbole deslocada comparando com as outras equações foi mais visível. Aplicando a metodologia de inversão nos dados reais usando a hipérbole deslocada, foi possível obter valores que correspondem ao modelo típico de sub-superfície rasa.

Do ponto de vista teórico, a inversão das amplitudes utilizando as equações exatas de Zoeppritz permitiu determinar as velocidades intervalares e as densidades. A implementação de uma nova estratégia estocástica de otimização contribuiu para o sucesso da solução do problema inverso proposto. Uma grande vantagem dessa estratégia é a possibilidade de estimar os parâmetros sem nenhuma informação a priori, graças ao desenvolvimento de uma

nova abordagem para análise da função objetivo multidimensional, por meio de uma representação gráfica que foi nomeada de “mapas de dispersão”.

Os resultados da inversão das amplitudes sísmicas considerando uma situação ideal sem ruído mostraram que o uso de qualquer um dos coeficientes de reflexão é suficiente para estimar as velocidades intervalares e densidades com erro menor que 0,3%. Já na presença de ruído, é desejável o uso conjunto das funções objetivo. O melhor resultado apresentou a inversão conjunta das amplitudes das ondas refletidas PP, PSv, SvP e SvSv.

Os resultados obtidos neste trabalho apontam as seguintes perspectivas de continuidade dos estudos:

- Intensificação de pesquisas nos aspectos instrumentais e na parametrização da aquisição dos dados de sísmica de reflexão multicomponente rasa.
- Testar em dados reais a estratégia de inversão das amplitudes desenvolvida e avaliada no dado sintético.

REFERÊNCIAS¹

- AKI, K.; RICHARDS, P. G. **Quantitative Seismology: Theory and Methods**. New York: W. H. Freeman and Company, 1980
- ALIFANOV, O. M. **Inverse Heat Transfer Problems**. Berlin: Springer, 1995. 348 p.
- ALKHALIFAH, T.; TSVANKIN, I. Velocity analysis for transversely isotropic Media. **Geophysics**, v. 60, p. 1550-1566, 1995.
- BORGES W. R. 2002. **Investigações geofísicas na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e Eletrorresistividade**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG), São Paulo.
- BLACK, R. A.; STEEPLES, D. W.; MILLER, R. D. Migration of shallow seismic reflection data. **Geophysics**, v. 59, p. 402-410, 1994.
- BLIAS, E. Long-offset NMO approximations for a layered VTI model: Model study. In: 79 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 2009. **Expanded Abstract...**, 2009.
- BOTEV, Z. I.; GROTOWSKI J. F.; KROESE, D. P. Kernel density estimation via diffusion. **Ann. Statist.**, v. 56, p. 2916-2957, 2010.
- CASTAGNA, J. P. AVO analysis - Tutorial and review. In: CASTAGNA, J. P.; BACKUS, M. M. (Eds.). **Offset-dependent reflectivity-Theory and practice in AVO analysis**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1993, p. 3-35.
- CASTLE, R.J. Shifted hyperbolas and normal moveout. In: 58 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 1988. **Expanded Abstracts...**, 1988. p. 894-896.
- CASTLE, R. A theory of normal moveout. **Geophysics**, v. 59, p. 983-999, 1994.
- CERVENY, V. & PSENCIK, I. **SEIS88, Ray tracing program package**. 1988.
- CHERRY, J. T.; WATERS, K. H. Shear wave recording using continuous signal methods, Part I-Early development. **Geophysics**, pt. I, v. 33, p. 229, 1968.
- CRAMPIN, S. Evaluation of anisotropy by shear wave splitting. **Geophysics**, v. 50, p. 142-152, 1985.
- _____.; LYNN, H. B. Shear wave VSPs: A powerful new tool for fracture and reservoir description. **Journal of Petroleum technology**, v. 41, p. 283-288, 1989.
- COXETER, H. S. M. **Regular Polytopes**. London: Methuen, 1948. 321p.

- DASIOS, A.; McCANN, C.; FENNING, P. Seismic imaging of the shallow subsurface: shear-wave case histories. **Geophysical prospecting**, v. 47, n. 4, p. 565, 1999.
- DAVIS, T. L. Multicomponent Seismology – The next wave. **Geophysics**, v. 66, p. 49, 2001.
- de BAZELAIRE, E. Normal moveout revisited - Inhomogeneous media and curved interfaces. **Geophysics**, v. 53, p. 143-157, 1988.
- de HAAS, J. C.; BERKHOUT, A. J. Local inversion of PP, PS, SP and SS reflections. In: 60th Annual Internat. Mtg: Society of Exploration Geophysicists, 60., 1990. **Expanded Abstracts...** p. 1189–1192.
- DEBSKI, W.; TARANTOLA, A. Information on elastic parameters obtained from the amplitudes of reflected waves. **Geophysics**, v. 60, p. 1426-1436, 1995.
- DEMIBAG, E.; CORUH, C. Inversion of Zoeppritz equations and their approximations. In: 58th Annual International Meeting: Society of Geophysics Exploration, 1988. **Expanded Abstracts**, 1988.
- DIOGO, L. A. Reflexão sísmica rasa acima do ângulo crítico de incidência: aquisição, processamento e interpretação. In: Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1., 2004, São Paulo. **Anais...** 1 CD-ROM.
- DOMENICO, S. N. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocities. **Geophysics**, v. 49, p. 1188-1195, 1984.
- EDELMANN, H. A. K. Shear-wave energy sources. In: Dohr, G. (Ed.). **Seismic Shear Waves, Part B: Applications**. London: Geophysical Press, 1985. p. 134-177.
- ERICKSON, E. L.; MILLER, D. E.; WATERS, K. H. Shear wave recording using continuous signal methods, Part II-Later experimentation. **Geophysics**, pt. II, v. 33, p. 240-254, 1968.
- FABER, K.; MAXWELL, P. W. Geophone spurious frequency, what is it and how does it affect seismic data quality?. 66th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 66, 1996. **Expanded Abstracts...** 1996. p. 79-80.
- FABER, K.; MAXWELL, P. W. Geophone spurious frequency: what is it and how does it affect seismic data quality?. **Canadian Journal of Exploration Geophysics**, v. 33, p. 46-54, 1997.
- GARDNER, H. F.; HARRIS, M. H. Velocity and attenuation of elastic waves in sands. In: **Annual Logging Symposium**, 9., 1968, New Orleans. **Expanded Abstract...** New Orleans: SPWLA, 1968. p. 1-19.
- GARROTA, R. Observation of shear waves and correlation with P events. In: Dohr, G. (Ed.). **Seismic Shear Waves, Part B: Applications**. London: Geophysical Press, 1985. p. 1-86.
- GIUSTINIANI, M. et al. Characterization of the shallow aquifers by high-resolution seismic data. **Geophysical Prospecting**, v. 56, p. 655-666, 2008.

GOFORTH, T.; HAYWARD, C. Seismic reflection investigations of a bedrock surface buried under alluvium. **Geophysics**, v. 57, n. 9, p.1217-1227, 1992.

GUEVARA, S. **Analysis and filtering of near-surface effects in land multicomponent seismic data**. 2001. (Masters thesis) - University of Calgary, Calgary, 2001.

GUY, E. D. High-Resolution P- and S-wave Seismic Reflection Investigation of a Shallow Stratigraphic Sequence. **Electronic Journal of Geotechnical Engineering**, v.11, 2006.

HAINES, S. S. A Hammer-Impact, Aluminum, Shear-Wave Seismic Source. **Report**. Virginia, 2007. (U.S. Geological Survey Open-File Report, 1406, 9 p).

HASBROUCK, W. P. Sketches of a hammer-impact, spiked-base, shear-wave source. **Report**. Denver, 1983. (U.S. Geological Survey Open-File Report, 83-917, 7 p).

_____. Four shallow-depth, shear-wave feasibility studies. **Geophysics**, v. 56, p. 1875-1885, 1991.

HONS, M. et al. Accelerometer vs. Geophone Response, A field case history. In: CSPG CSEG CWLS Convention - Back to Exploration, 2008. **Expanded Abstract...**, 2008. p. 271-275.

HOOVER, G. M.; O'BRIEN, J. T. The influence of the planted geophone on seismic land data. **Geophysics**, v. 45, p. 1239-1253, 1980.

HU, B.; MANN, G. K. I.; GOSINE, R. G. New methodology for analytical and optimal design of fuzzy PID controllers. **IEEE Transactions on Fuzzy Systems**, v. 7, n. 5, p. 521-539, 1999.

HUNTER, J. A. et al. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph - some simple techniques. **Geophysics**, v. 49, p. 1381-1385, 1984.

IKELE, L.; AMUNDSEN, L. **Introduction to petroleum seismology**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2005. 622p.

IRITANI, M.A. **Potencial Hidrogeológico da Cidade Universitária de São Paulo**. 1993. 97 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **An Introduction to Applied Geostatistics**. Oxford: Oxford University Press, 1989.

JENG, Y. Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality. **Geophysics**, v. 60, p. 1725-1726, 1995.

KENDALL, R. Advances in Land Multicomponent Seismic Acquisition, Processing and Interpretation. **CSEG RECORDER** - Special Edition, p. 65-75, 2006.

KNAPP, R.W.; STEEPLES, D.W. High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Instrumentation. **Geophysics**, v. 51, p. 276-282, 1986a.

_____. STEEPLES, D.W. High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Field acquisition and parameter design. **Geophysics**, v. 51, p. 283-294, 1986b.

_____. Vertical resolution of thick beds, thin beds, and thin-bed cyclothems. **Geophysics**, v. 55, p. 1183-1190, 1990.

KNEIB, G.; KASSEL, A.; LORENZ, K. Automatic seismic prediction ahead of the tunnel bore machine. **First Break**, v. 18, p. 295-302, 2000.

KNOTT, C. G. Reflection and refraction of elastic waves, with seismological applications. **Phil. Mag.**, London, v. 48, p. 567-569, 1899.

KROHN, C.E. Geophone ground coupling. **Geophysics**, v. 49, n. 6, p. 722-731, 1984.

_____. Geophone ground coupling. **The Leading Edge**, v. 4, n. 4, p. 56-60, 1985.

_____. RICE, J.A.; HOUSTON, L.M. Shallow near effect on seismic waves. In: 61th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 1991. **Expanded Abstracts...** 1991. p. 747-749.

KURT, H. Joint inversion of AVA data for elastic parameters by bootstrapping. **Computers & Geosciences**, v. 33, n. 3, p. 367-382, 2007.

LAGARIAS, J. C. et al. Convergence properties of the Nelder- Mead simplex method in low dimensions. **Journal on Optimization**, v. 9, p. 112-147, 1998.

LAMAR, A. Geophone-ground coupling. **Geophys. Prosp.**, v. 18, p. 300-319, 1970.

LARSEN, J. A. **AVO Inversion by Simultaneous P-P and P-S Inversion**. 1999. (Masters thesis) - University of Calgary Department of Geology and Geophysics, Calgary, 1999.

LÊ DIAGON, F. M. M. **Investigações sobre metodologias de aquisição e interpretação de dados sísmicos de reflexão rasa**. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

MALOVICHKO, A. A. A new representation of the travelttime curve of reflected waves in horizontally layered media. **Applied Geophysics** (in Russian), v. 91, n. 1, p. 47-53, 1978.

MAXWELL, P. W.; FABER, K.; EDELMAN, H. A. K. Modern geophones: Do they meet the demands of shallow seismic measurements?. In: 64 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 64, 1994. **Expanded Abstracts...** 1994. p. 595-597.

_____. CRISS, J. Winds of Change in Recording Seismic Data. **CSEG RECORDER – Special Edition**, v. 31, p. 5-9, 2006.

MAYNE, W. H. Common reflection point horizontal data stacking techniques. **Geophysics**, v. 27, n. 6, p. 927-938, 1962.

McCANN, D. M.; ANDREW, E. M.; McCANN, C. Seismic sources for shallow reflection surveying. **Geophys. Prosp.**, v. 33, p. 943-955, 1985.

MILLER, R. D. et al. Field comparison of shallow seismic sources. **Geophysics**, v. 51, n. 11, p. 2067-2092, 1986.

_____. STEEPLES, D. W.; BRANNAN, M. Mapping a bedrock surface under dry alluvium with shallow seismics. **Geophysics**, v. 54, n. 12, p. 1528-1534, 1988.

_____. STEEPLES, D. W. A shallow seismic reflection survey in basalts of the Snake River Plain, Idaho. **Geophysics**, v. 55, n. 6, p. 761-768, 1990.

_____. Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data. **Geophysics**, v. 57, n. 11, p. 1502-1507, 1992.

_____. et al. Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. **Geophysics**, v. 59, n. 11, p. 1713-1728, 1994.

MOUGENOT, D.; THOURBURN, N. MEMS-based 3C accelerometers for land seismic acquisition: Is it time?. **The Leading Edge**, p. 246-250, 2004.

MUELLER, M. C. Prediction of lateral variability in fracture intensity using multicomponent shear-wave seismic as a precursor to horizontal drilling. **Geophysical Journal International**, v. 107, p. 409-415, 1991.

NELDER, J. A.; MEAD, R. A simplex method for function minimization. **The Computer Journal**, v. 7, p. 308-313, 1965.

NITSCHKE, F.O. et al. Late Quaternary depositional history of the Reuss delta, Switzerland: Constrains from high-resolution seismic reflection and georadar surveys. **J. Quaternary Sci.**, v. 17, p. 131-143, 2002.

OSTRANDER, W. J. Plane-wave reflection coefficients for gas sand at non normal angles of incidence. **Geophysics**, v. 49, p. 1637-1648, 1984.

PAKISER, L. C.; MABEY, D. R.; WARRICK, R. E. Mapping Shallow Horitzons With Reflection Seismograph. **AAPG Bulletin**, v. 38, n. 11, p. 2382-2394, 1954.

PICKETT, G. R. Acoustic character logs and their application in formation evaluation. **Journal of Petroleum technology**, v. 15, p. 659-667, 1963.

PRICE, W. L., A controlled random search procedure for global optimization. **Computer Journal**, v. 20, p. 367-370, 1979.

PUGIN, A. J. –M.; PULLAN, S. E.; HUNTER, J. A. SV-wave and P-wave high resolution seismic reflection using vertical impacting and vibrating sources. In: SAGEEP, 2008, Philadelphia. **Proceedings...** Philadelphia: EEGS, 2008.

_____. PULLAN, S. E.; HUNTER, J. A. Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling. **The Leading Edge**, v. 28, n. 10, p.1248-1261, 2009.

PULLAN, S. E.; HUNTER, J. A. Seismic model studies of the overburden-bedrock problem. **Geophysics**, v. 50, p. 1684-1688, 1985.

_____. MacAULAY, H. A. An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. **Geophysics**, v. 50, n. 12, p. 1684-1688, 1987.

_____. HUNTER, J. A. Delineation of buried bedrock valleys using the optimum-offset shallow seismic reflection technique. In: Ward, S. (Ed.) **Geotechnical and Environmental Geophysics**. 3rd Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p. 89-97.

RABBEN, T. E.; TJELMELAND, H.; URSIN, B. Non-linear Bayesian joint inversion of seismic reflection coefficients. **Geophysical Journal International**, v. 173, n. 1, p. 265-280, 2008.

RUTHERFORD, S. R.; WILLIAMS, R. H. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. **Geophysics**, v. 54, p. 680-688, 1989.

SCHEPERS, R. A seismic reflection method for solving engineering problems. **J. Geophys.**, v. 41, p. 367-384, 1975.

SHERIFF, R.E.; L.P. GELDART. **Exploration Seismology**. London: Cambridge University Press, 1995. 592 p.

SIMMONS, J.; BACKUS, M. Shear-wave Splitting: Tutorial, Issues and Implications for 9-C 3-D Seismic Reflection Data. In: 69 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 38., 1999. **Expanded Abstract...**, 1999. v. 1, p. 788-791.

SLOTBOOM, R.T. Converted wave moveout estimation. In: 60 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 1990. **Expanded Abstracts...**, 1990. p. 1104-1106.

SPENDLEY, W.; HEXT, G. R.; HIMSWORTH, F. R. Sequential Application of Simplex Designs in Optimisation and Evolutionary Operation. **Technometrics**, v. 4, n. 4, p. 441-461, 1962.

STEEPLES, D.W. et al. A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. **The Leading Edge**, v. 16, n. 11, p. 1641-1646, 1997.

STOCKWELL, J. W.; COHER, J. K. **The New SU User's Manual**. CWP Colorado School Mines, USA, version 2.2, 1998.

SWORD, C. H. A Soviet look at datum shift. **Stanford Exploration Project**, v. 51, 1987.

TANER, M. T.; TREITEL, S.; AL-CHALABI, M. A new travel time estimation method for horizontal strata. In: 75 th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 2005. **Expanded Abstracts...**, 2005. p. 2273-2276.

_____. et al. An offset dependent NMO velocity model. In: EAGE Conference and Exhibition, 69, 2007, London. **Expanded Abstract...** London: EAGE, 2007. p. 36.

TATHAM, R. H. et al. A physical model study of shear-wave splitting and fracture intensity. **Geophysics**, v. 57, p. 647–652, 1992.

THOMSEN, L. Weak elastic anisotropy. **Geophysics**, v. 51, n. 10, p. 1954-1966, 1986.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF R. E. **Applied Geophysics**. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770 p.

URSIN, B.; TJALAND, E. The information content of the elastic reflection matrix. **Geophysical Journal International**, v. 125, p. 214–228, 1996.

_____. STOVAS, A. Traveltime approximations for a layered transversely isotropic medium. **Geophysics**, v. 71, p. 23-33, 2006.

VICENT, P. D. et al. Fixed-Source and Fixed-Receiver Walkaway Seismic Noise Tests: A field Comparison, **Geophysics**, v. 71, n. 6, p. 41-44, 2006.

VOS, J. et al. A theoretical and experimental approach to the geophone-ground coupling problem based on acoustic reciprocity. 65th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, 1995, **Expanded Abstracts...**, 1995, p. 1003-1006.

WARRICK, R. E.; WINSLOW, J. D. Application of the seismic methods to a groundwater problem in northeastern Ohio. **Geophysics**, v. 25, p. 505-519, 1960.

ZIOLKOWSKI, A. M. et al. Wavelet deconvolution using a source scaling law. **Geophysical Prospecting**, v. 28, p. 872-901, 1980.