



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

Inversão de dados geofísicos do Brasil Central

Autora*

Patrícia Fernandes do Nascimento

Orientador:

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Co-orientadora:

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, para a obtenção do Título de Mestre em Geociências, na área de Geofísica.

**Brasília DF
2011**

* Este trabalho contou com apoio financeiro do CNPQ.

Patrícia Fernandes do Nascimento

Inversão de dados geofísicos
do Brasil Central

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília,
para a obtenção do Título de Mestre em
Geociências, na Área de Geofísica.

Autora: Patrícia Fernandes do Nascimento

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão
Araújo de França

Co-orientadora: Profa. Dra. Mônica Gi-
annoccaro Von Huelsen

Brasília
2011

Nascimento, Patrícia Fernandes do.

Inversão de dados geofísicos do Brasil Central

107 páginas

Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da
Universidade de Brasília. Observatório Sismológico.

1. Inversão de dados
2. Função do Receptor
3. Província Tocantins
4. Gravimetria

I. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Ob-
servatório Sismológico

Comissão Julgadora:

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Dr. Marcelo de Lawrence Bassay Blum

Dedico este trabalho a todos aqueles que acreditaram em mim.

*"A vida é assim: esquenta e esfria, aperta
e daí afrouxa, sossega e depois desinquieta.
O que ela quer da gente é coragem!"*

Guimarães Rosa

Agradecimentos

Primeiramente a Deus, por não ter me dado fardos leves, e sim ombros fortes para carregá-los.

À minha amada família, especialmente aos meus pais que sempre me apoiaram e me incentivaram independente das minhas escolhas.

Ao meu divertido amigo e orientador George Sand, pela confiança, compreensão e orientação. Sei que peguei muito no seu pé, mas agora vou te dar uma folga.

À Professora Mônica Von Huelsen pela co-orientação.

À Famat, minha querida família matemática: Jeffrey, Manu, Igor, Ju, Sérgio, Gigio, Dani, ... Sinto falta das risadas que são inevitáveis quando estamos juntos. Mas, mesmo distantes, sabemos que sempre podemos contar uns com os outros.

Aos meus amigos do curso de Geologia - UnB, parceiros de rocha!

Aos colegas do Observatório Sismológico, especialmente ao Lucas Moreira, pela preciosa ajuda com o PEST, e ao César, meu companheiro de trabalho “fraude”, valeu por toda a ajuda com a dissertação.

Aos colegas do curso de pós-graduação, Humberto, Saulo e minhas “manas” manauaras, Noelia, Rafa, Renata e Lorena.

Às minhas amigas do coração Lília, Dharley e Patrícia(s). Há coisas que não mudam, nossa amizade é uma delas.

Ao Guilherme, meu revisor, meu conselheiro, meu companheiro, meu porto seguro... Obrigada pela força que me deu em todos os momentos, sua ajuda e seu carinho foram inestimáveis.

Aos professores do IG-UnB, por comentários, apoio e sugestões. Dentre estes, agradeço especialmente ao Prof. José Eduardo Soares.

Ao IAG/USP por ter cedido os dados das estações CORB, PAZB, GNSB e SLMB.

À Capes e ao CNPq, pelo apoio financeiro nesta pesquisa.

Resumo

Estudos geofísicos de Função do Receptor e gravimetria contribuem para a compreensão da estrutura e evolução crustal por meio da caracterização das propriedades físicas do interior da Terra, como velocidade da onda sísmica e densidade. A técnica de inversão de dados possibilita a modelagem da estrutura crustal, buscando um modelo geologicamente consistente e que forneça uma análise quantitativa desse processo. Aplicou-se o método de inversão linearizada Gauss-Marquardt-Levenberg a dados gravimétricos e de Função do Receptor sintéticos e reais, obtidos em levantamentos realizados no Brasil Central, utilizando o programa Parameter Estimation (PEST). A inversão da Função do Receptor foi realizada com variação apenas no parâmetro de velocidade da onda S, enquanto na inversão gravimétrica o parâmetro ajustável foi a densidade. A inversão de dados sintéticos apresentou convergência, além de ótimo ajuste dos dados quando utilizou-se modelos de velocidades iniciais próximos do modelo de referência. Os modelos obtidos após a inversão dos dados gravimétricos reais não apresentaram convergência nem correlação de dados, devido ao fato de o modelador direto adotado no processo de inversão não se adequar à modelagem da crosta. Entretanto, os resultados das inversões dos dados de Função do Receptor, obtidos a partir de nove estações sismográficas, utilizando modelos de estrutura crustal e distribuição de velocidades baseados em estudos de Função do Receptor e sísmica de refração, mostraram-se razoáveis. As velocidades médias crustais são compatíveis com as estimativas de velocidade obtidas por estudos geofísicos anteriores. O método de inversão adotado mostrou-se promissor para estudos da estrutura crustal, e o programa PEST revelou-se bastante eficiente, possibilitando a configuração dos parâmetros de controle da inversão e o acompanhamento do processo por meio dos resultados estatísticos.

Abstract

Receiver Function and gravity studies contribute to the understanding of the structure and crustal evolution by means of characterization of physical properties of Earth's interior, such as seismic wave velocity and density. The data inversion technique enables crustal structure modeling, seeking a consistent geological model and providing a quantitative analysis of the related process. The linearized inversion Gauss-Marquardt-Levenberg method, was applied to the synthetic and real data of gravity and Receiver Function, obtained by geophysical surveys in Central Brazil, using the Parameter Estimation program (PEST). The Receiver Function inversion was performed using only S wave velocity variation, while density was the adjustable parameter of gravity inversion. Synthetic data inversion displayed convergence, and optimal data adjustment when used initial velocities models close to the reference model. Models obtained after gravity real data inversion presented neither correlation or data convergence, due to the forward modeler adopted in the inversion process displaying no adequacy with the crustal model. However, inversions results of Receiver Function data, obtained from nine stations, using models of crustal structure and velocity distribution based on studies of seismic refraction and Receiver Function, were deemed reasonable. Crustal mean velocities are compatible with velocity estimates obtained by previous geophysical studies. The inversion method used here is promising for crustal structure investigations, while the PEST proved to be very efficient, enabling the control parameters configuration of the inversion and monitoring of the process by statistical results.

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Apresentação	1
1.2	Objetivo	2
1.3	Área de estudo	2
1.3.1	Contexto geológico	2
1.3.2	Estudos geofísicos	8
2	Teoria da inversão	11
2.1	Introdução	11
2.2	Solução do problema inverso linear	12
2.3	Método de regularização Gauss-Marquardt-Levenberg	14
2.4	Parâmetros estatísticos	18
3	Processamento	23
3.1	Função do Receptor	23
3.1.1	Dados	25
3.1.2	Seleção e processamento dos dados sísmicos	27
3.1.3	Estimativa de razão V_p/V_s e espessura crustal	30
3.2	Gravimetria	30
3.2.1	Dados	31

3.3	Inversão de dados	35
3.3.1	Inversão aplicada a Função do Receptor	37
3.3.2	Inversão aplicada a Gravimetria	39
4	Resultados	41
4.1	Função do Receptor	41
4.2	Inversão da Função do Receptor	51
4.2.1	Inversão de dados sintéticos	51
4.2.2	Inversão de dados reais	57
4.3	Inversão Gravimétrica	79
4.4	Discussão	82
5	Conclusão	85
5.1	Considerações finais	87
	Referências bibliográficas	88
A	Eventos usados no cálculo da Função do Receptor em cada estação	96
B	Modelos de velocidade utilizados e obtidos na inversão da FR sintética	101
C	Modelos de velocidade utilizados e obtidos na inversão da FR	103

Lista de Figuras

1.1	Mapa das províncias tectônicas com a delimitação da área de estudo	3
1.2	Mapa de localização da área de estudo	4
1.3	Mapa geológico da Província Tocantins	5
2.1	Esquema de uma operação inversa	14
2.2	Exemplos de gráfico de correlação	21
3.1	Esquema da Função do Receptor	24
3.2	Distribuição espacial das estações sismográficas no Brasil Central	26
3.3	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para FR crustal	28
3.4	Fluxograma de processamento de dados sísmicos	29
3.5	Mapa de anomalia Bouguer no Brasil Central	32
3.6	Mapa da derivada vertical de primeira ordem dos dados gravimétricos . .	33
3.7	Mapa de profundidade obtido pela deconvolução de Euler	34
3.8	Fluxograma do processo de inversão	36
3.9	Modelo regional de velocidades crustais da onda P	37
4.1	Função do Receptor radial obtida para as estações CV1B e BDFB	41
4.2	Função do Receptor radial obtida para as estações PORB, PAZB, CORB e GNSB	42
4.3	Função do Receptor radial obtida para as estações ARAB, SLMB e PP1B	43

4.4	Diagrama <i>HK-Stacking</i> para as estações CV1B e BDFB	44
4.5	Diagrama <i>HK-Stacking</i> para as estações PORB e PAZB	45
4.6	Diagrama <i>HK-Stacking</i> para as estações CORB e GNSB	45
4.7	Diagrama <i>HK-Stacking</i> para as estações ARAB e SLMB	46
4.8	Diagrama <i>HK-Stacking</i> para a estação PP1B	46
4.9	Mapa de localização das estações sismográficas e seus valores V_p/V_s	49
4.10	Mapa de localização das estações sismográficas e seus valores de espessura	50
4.11	Ajuste da FR e modelo de velocidades para traço sintético após inversão do modelo 1	53
4.12	Ajuste da FR e modelo de velocidades para traço sintético após inversão do modelo 2	53
4.13	Ajuste da FR e modelo de velocidades para traço sintético após inversão do modelo 3	54
4.14	Ajuste da FR e modelo de velocidades para traço sintético após inversão do modelo 4	54
4.15	Curva de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos usando os modelos iniciais 1 e 2	55
4.16	Curva de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos usando os modelos iniciais 3 e 4	55
4.17	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	56
4.18	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 3 e 4	56
4.19	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação ARAB após inversão utilizando modelo inicial 1	58
4.20	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação ARAB após inversão utilizando modelo inicial 2	58

4.21	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de ARAB usando os modelos iniciais 1 e 2	59
4.22	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de ARAB em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	59
4.23	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação BDFB após inversão utilizando modelo inicial 1	60
4.24	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação BDFB após inversão utilizando modelo inicial 2	61
4.25	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de BDFB usando os modelos iniciais 1 e 2	61
4.26	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de BDFB em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	62
4.27	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação CV1B após inversão utilizando modelo inicial 1	63
4.28	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação CV1B após inversão utilizando modelo inicial 2	64
4.29	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação CV1B após inversão utilizando modelo inicial 3	64
4.30	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de CV1B usando os modelos iniciais 1 e 2	65
4.31	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de CV1B usando o modelo inicial 3	65
4.32	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de CV1B em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1, 2 e 3	66
4.33	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação GNSB após inversão utilizando modelo inicial 1	67

4.34	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação GNSB após inversão utilizando modelo inicial 2	67
4.35	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de GNSB usando os modelos iniciais 1 e 2	68
4.36	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de GNSB em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	68
4.37	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PAZB após inversão utilizando modelo inicial 1	69
4.38	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PAZB após inversão utilizando modelo inicial 2	70
4.39	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PAZB usando os modelos iniciais 1 e 2	70
4.40	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PAZB em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	71
4.41	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PORB após inversão utilizando modelo inicial 1	72
4.42	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PORB após inversão utilizando modelo inicial 3	72
4.43	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PORB usando os modelos iniciais 1 e 3	73
4.44	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PORB em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 3	73
4.45	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PP1B após inversão utilizando modelo inicial 1	74
4.46	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação PP1B após inversão utilizando modelo inicial 2	75

4.47	Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PP1B usando os modelos iniciais 1 e 2	75
4.48	Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PP1B em relação aos parâmetros adotados usando os modelos iniciais 1 e 2	76
4.49	Ajuste da FR e modelo de velocidades para a estação SLMB após inversão utilizando modelo inicial 1	77
4.50	Gráfico de sensibilidade da inversão de SLMB em relação aos dados e aos parâmetros usando o modelo inicial 1	77
4.51	Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos utilizando $\Delta\rho$ inicial = $-0,001 \text{ g/cm}^3$ e $\Delta\rho$ inicial = $-0,01 \text{ g/cm}^3$	79
4.52	Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos utilizando $\Delta\rho$ inicial = $-0,7 \text{ g/cm}^3$ e $\Delta\rho$ inicial = $-1,5 \text{ g/cm}^3$	80
4.53	Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos utilizando $\Delta\rho$ inicial = -7 g/cm^3 e $\Delta\rho$ inicial = -14 g/cm^3	80

Lista de Tabelas

1.1	Tabela com características sísmicas da crosta em ambientes geotectônicos	9
3.1	Tabela com localização e elevação das estações sismográficas	25
3.2	Tabela com eventos usados na inversão da Função do Receptor	38
4.1	Tabela com espessura e razão V_p/V_s obtidas com <i>HK-Stacking</i>	47
4.2	Tabela com estimativas de razão V_p/V_s no Brasil Central	47
4.3	Tabela com estimativas de espessura crustal no Brasil Central	48
4.4	Tabela com resultados da inversão da FR sintética	52
A.1	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação ARAB	96
A.2	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação BDFB	97
A.3	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação CORB	97
A.4	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação CV1B	98
A.5	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação GNSB	98
A.6	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação PAZB	99
A.7	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação PORB	99
A.8	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação PP1B	100
A.9	Tabela com eventos usados no cálculo da FR na estação SLMB	100
B.1	Tabela com modelo de velocidade utilizado para gerar dado sintético	101

B.2	Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para dado sintético	101
B.3	Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para dado sintético	102
B.4	Tabela com modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para dado sintético	102
B.5	Tabela com modelo de velocidade 4 inicial e final de inversão da FR para dado sintético	102
C.1	Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação ARAB	103
C.2	Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação ARAB	103
C.3	Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação BDFB	104
C.4	Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação BDFB	104
C.5	Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B	104
C.6	Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B	104
C.7	Tabela com modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B	105
C.8	Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação GNSB	105
C.9	Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação GNSB	105

C.10 Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PAZB	105
C.11 Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação PAZB	106
C.12 Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PORB	106
C.13 Tabela com modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para estação PORB	106
C.14 Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PP1B	106
C.15 Tabela com modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação PP1B	107
C.16 Tabela com modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação SLMB	107

Capítulo 1

Introdução

1.1 Apresentação

A partir da determinação das propriedades físicas da crosta continental é possível aumentar a compreensão sobre sua estrutura e evolução. Neste sentido, as investigações geofísicas têm colaborado para o conhecimento acerca das porções crustais profundas. Tanto a gravimetria quanto a sismologia contribuem para o entendimento litosférico, caracterizando propriedades como velocidade de onda e densidade.

O Brasil Central é uma região bastante estudada. Há diversos resultados de Função do Receptor e modelagem gravimétrica realizados nesta região (Assumpção *et al.* 2004, Berrocal *et al.*, 2004, França, 2003), entretanto, em sua grande maioria a análise é somente qualitativa. Aplicando a técnica de inversão a dados gravimétricos e sísmicos é possível modelar a estrutura crustal do Brasil Central e buscar um modelo geologicamente consistente e que forneça uma análise quantitativa do processo.

1.2 Objetivo

Este estudo consiste em aplicar o método de inversão linearizada Gauss-Marquardt-Levenberg a dados gravimétricos e de Função do Receptor sintéticos e reais utilizando o programa Parameter Estimation (PEST) e analisar o processo de inversão.

O estudo busca aprimorar a compreensão da estrutura crustal e comprovar inferências realizadas a partir da extrapolação dos dados geofísicos e geológicos existentes, por meio da modelagem direta e inversa de dados gravimétricos e de Função do Receptor, obtidos em levantamentos realizados na porção central da Província Tocantins.

1.3 Área de estudo

Localizada no Brasil Central, a área de estudo (figura 1.1) abrange aproximadamente 540.000 km² e está inserida no contexto geológico da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981). A figura 1.2 mostra a delimitação da área de estudo e as direções das feições estruturais presentes – os triângulos indicam a localização das estações sismográficas utilizadas no estudo. As estações ARAB, PAZB, PORB e SLMB localizam-se no Arco Magmático de Goiás, GNSB está situada na borda leste do Maciço de Goiás, BDFB, CORB e CV1B encontram-se na zona externa da Faixa Brasília e PP1B situa-se no limite entre a Província Tocantins e a Bacia do Paraná.

1.3.1 Contexto geológico

Província Tocantins

A província Tocantins é limitada a leste pelo Cráton São Francisco, a sudoeste pela Bacia do Paraná, a noroeste pelo Cráton Amazônico e a norte pela Bacia do Parnaíba. Representa extenso orógeno neoproterozoico relacionado à orogenia Brasileira/Pan-Africana (Pimentel *et al.*, 2000a). Sua formação resultou da convergência entre os crátons Amazônico

e São Francisco-Congo e o Bloco Paranapanema, que está atualmente recoberto pela Bacia do Paraná (Pimentel *et al.*, 2000a, 2004).

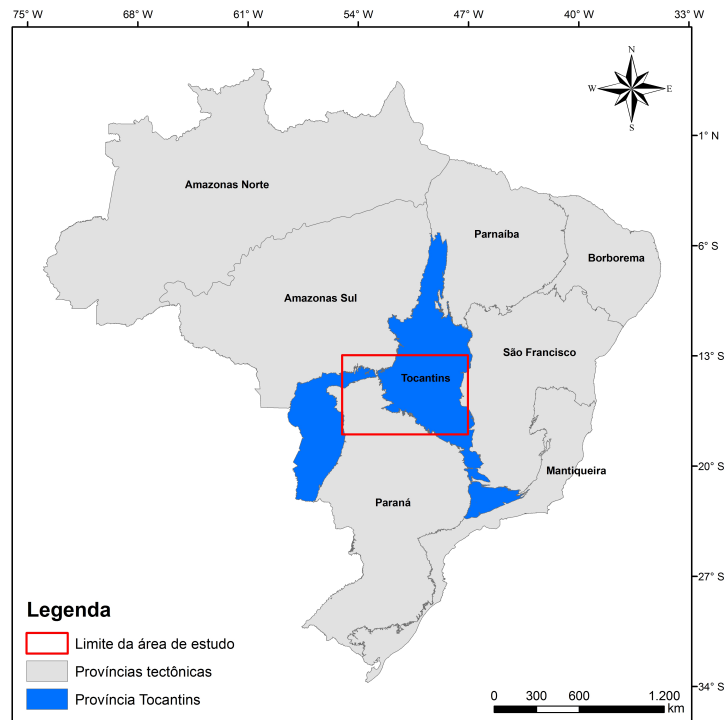


Figura 1.1: Mapa das províncias tectônicas. A área de estudo está delimitado pelo retângulo.

A província compreende as faixas móveis Araguaia, Paraguai e Brasília. As faixas Araguaia e Paraguai ocupam a porção oeste da Província Tocantins e margeiam o Cráton Amazônico; a Faixa Brasília está posicionada na parte leste desta província e bordejia a margem oeste do Cráton São Francisco. Depósitos sedimentares da Bacia do Paraná e Parnaíba recobrem, respectivamente, os limites sul e norte da província (Fuck *et al.*, 2007), e uma importante estrutura constituída por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes (Schobbenhaus, 1975), denominada Lineamento Transbrasiliano, atravessa toda a província (Cordani *et al.*, 2000). O mapa geológico da Província Tocantins está representado na figura 1.3.

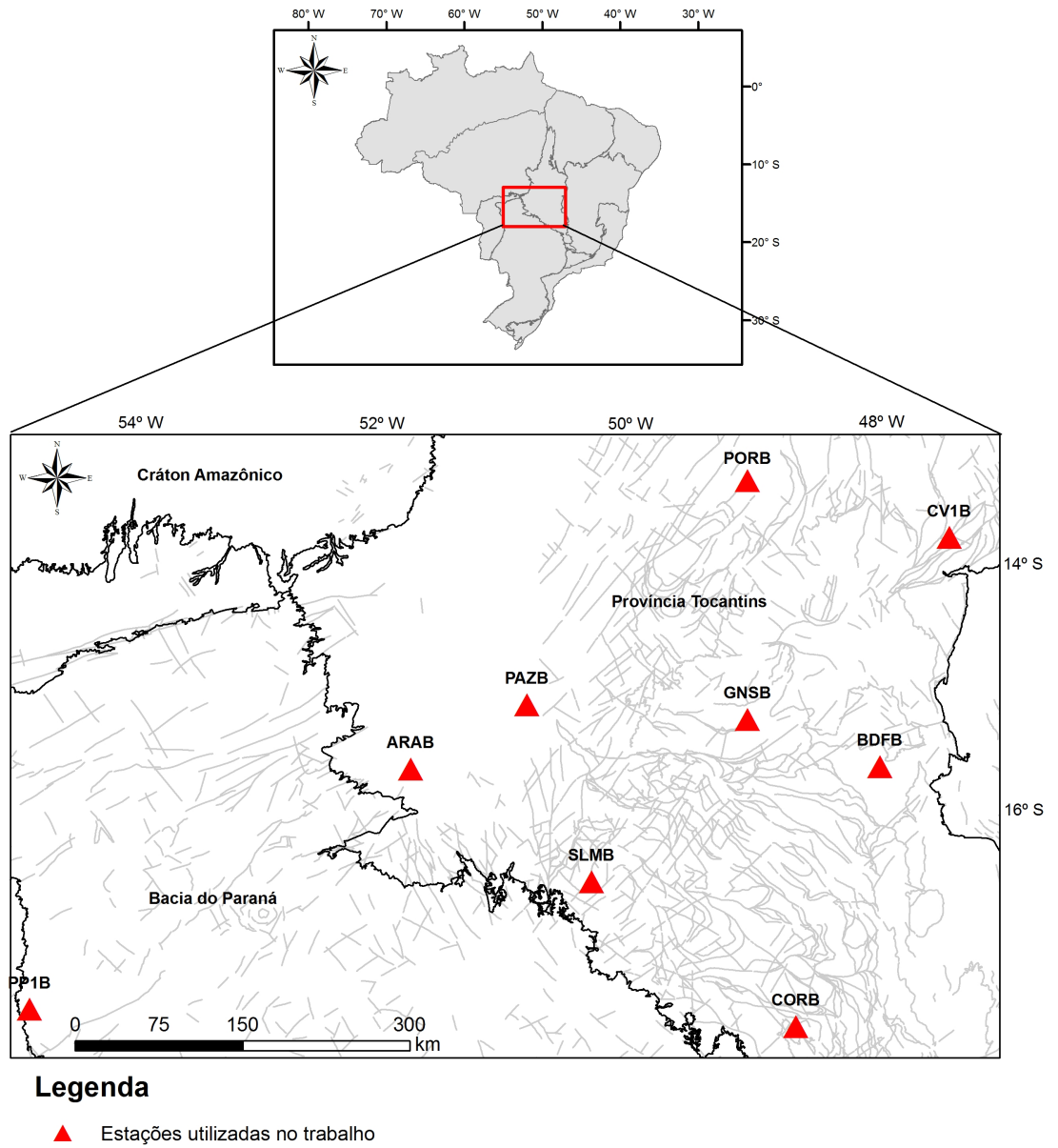


Figura 1.2: Mapa de localização da área de estudo.

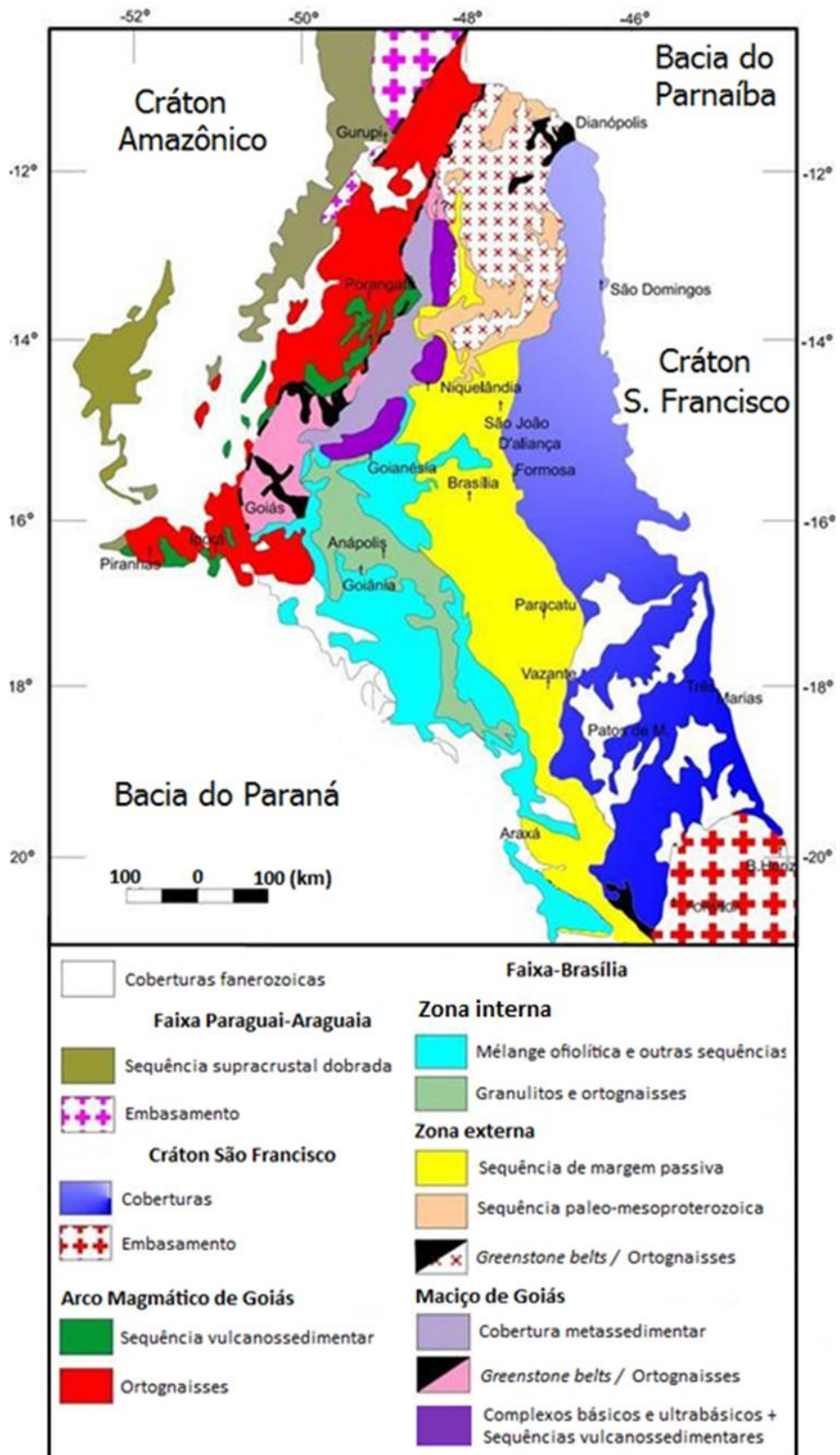


Figura 1.3: Mapa Geológico da Província Tocantins (adaptado de Pimentel *et al.*, 2000).

Faixa Brasília

A Faixa Brasília é um cinturão transpressivo com componente compressional dominante (Fonseca *et al.*, 1995, Fonseca, 1996) e apresenta transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco (Fuck, 1994, Dardenne, 2000). Fuck *et al.* (2005) sugere a subdivisão dessa faixa nos seguintes compartimentos: Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e zonas interna e externa da Faixa Brasília.

O Arco Magmático, situado a leste da Faixa Paraguai, constitui um segmento relativamente estreito com direção NE/SW, delimitado a leste e sul pelo Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 2007). Formou-se entre 900 Ma e 520 Ma por acreção crustal de sistemas de arcos de ilha intraoceânicos à margem oeste do Cráton São Francisco-Congo (Fuck *et al.*, 2009). É constituído por assembleias calci-alcalinas dos arcos de Mara Rosa e Arenópolis, que consistem em sequências vulcanossedimentares e ortognaisses proterozoicos (Fuck, 1994), ambos com intrusões graníticas e gabro-dioríticas, e gnaisses oriundos do metamorfismo de tonalitos e dioritos, expostos entre as faixas de sequências vulcanossedimentares (Pimentel *et al.*, 2000b).

Estudos geofísicos na região (Fuck *et al.*, 2005, Soares *et al.*, 2006) concluíram que o Arco Magmático de Goiás apresenta a crosta mais delgada da Província Tocantins. Esta característica decorre do fechamento da bacia marginal entre o Arco Magmático de Goiás e o Cráton Amazônico (Soares *et al.*, 2006), associado a adelgaçamento crustal e acentuada anomalia Bouguer regional, que resultaram de delaminação da litosfera e ascensão do manto (Fuck *et al.*, 2005).

Situado na porção leste do estado de Goiás, o maciço é formado por rochas arqueanas, constituídas por complexos graníticos-gnáissicos e *greenstone belts*, e por rochas paleoproterozoicas. A leste o maciço é limitado pelos complexos máficos-ultramáficos acamadados Cana Brava, Barro Alto e Niquelândia e sequências vulcanossedimentares associadas (Fuck *et al.*, 2005), denominadas, respectivamente, Palmeirópolis, Juscelândia e Indaianópolis. O maciço vem sendo interpretado como um complexo fragmento

crustal afetado de forma diferenciada pela orogenia Brasileira, possivelmente separado do Cráton Amazônico e incorporado à Faixa Brasília (Fuck, 1994).

A zona externa, situada na porção leste da Faixa Brasília, foi formada durante o ciclo Brasileiro. A porção norte é constituída por ortognaisses do embasamento, *greenstone belts*, rochas metavulcanossedimentares, granitos e unidades psamo-pelíticas e carbonatadas. A porção sul é integrada por rochas metassedimentares típicas de margem passiva (Fuck, 1994), associadas a rochas metavulcânicas. A zona interna localiza-se entre o Maciço de Goiás e a zona externa da Faixa Brasília. Constituída por ortognaisses, granulitos e *mélanges ofiolíticas*. Esta região da província foi a mais afetada pelo Ciclo Brasileiro, o qual foi responsável pela deformação e metamorfismo dos sedimentos.

Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai, localizada a sudeste do Cráton Amazônico, é constituída por uma sequência de metassedimentos metamorfizados e dobrados durante o ciclo Brasileiro (Alvarenga *et al.*, 2000). A litoestratigrafia da bacia é dividida em três unidades diferentes: glaciogênica, detrítica e detrítica-carbonatada.

Faixa Araguaia

Localiza-se na região NW da Província Tocantins e apresenta orientação preferencial na direção N-S. Segundo Alvarenga *et al.* (2000) essa faixa é constituída por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, intrusões graníticas, e rochas máficas e ultramáficas. Grande parte de seus terrenos está recoberto por rochas paleozoicas e mesozoicas das bacias Parnaíba, Parecis e Paraná e por coberturas cenozoicas. Estudos geofísicos (Ussami & Molina, 1999) mostram que as anomalias gravimétricas negativas na Faixa Araguaia estão relacionadas com regiões de espessamento crustal, caracterizado por empurrão do Maciço de Goiás e da cunha oeste do Cráton São Francisco sobre a Placa Amazônica.

Bacia do Paraná

Localizada na porção centro-oriental da América do Sul (Milani *et al.*, 1998), inclui porções territoriais do Brasil, do Paraguai, da Argentina e do Uruguai. É uma bacia cratônica que evoluiu sobre a plataforma Sul-americana acumulando sedimentos fanerozoicos. Seu embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas com idades entre o proterozoico superior e o paleozoico inferior (Cordani *et al.*, 1994). Apresenta derrame basáltico com cerca de 1,3 km de espessura (Zalán, 1991). A evolução geológica da Bacia do Paraná foi marcadamente influenciada pela geodinâmica do domínio sul-ocidental do Gondwana. Esta foi uma região continuamente submetida, durante praticamente todo o fanerozoico, a esforços de natureza compressiva. A Bacia do Paraná, embora suportada por um embasamento cratônico desde sua implantação, teve em sua vizinhança ativos cinturões colisionais e bacias de antepaís a eles relacionadas (Milani *et al.*, 1998).

1.3.2 Estudos geofísicos

Características sísmicas da crosta estão diretamente relacionadas ao ambiente tectônico. Análises de resultados globais de dados de refração sísmica possibilitou estabelecer tendências de comportamento para a estrutura da crosta continental em termos de espessura e V_p médias para cada ambiente geotectônico (Holbrook *et al.*, 1992, Christensen & Mooney, 1995). A tabela 1.1 apresenta uma compilação (Bassin *et al.*, 2000, Holbrook *et al.*, 1992) dos ambientes geotectônicos escudo, plataforma, orógeno, bacia, província ígnea de grande extensão e crosta estirada.

Interpretação dos dados de refração sísmica no Brasil Central permitiu construir um modelo de estrutura crustal definido por três camadas com suave gradiente de velocidade. Este estudo mostrou que a profundidade da Moho varia de 32 a 43 km, e a V_p média na crosta varia de 6,3 km/s, abaixo do Arco Magmático de Goiás, até 6,4 km/s sob o Maciço de Goiás e a porção leste da faixa Brasília (Berrocal, *et al.* 2004). Detectaram uma crosta fina, com aproximadamente 38 km de espessura, abaixo da Faixa Brasília,

e uma crosta mais espessa, em torno de 42 km de espessura sob a Bacia do Paraná e o Cráton São Francisco. Medidas gravimétricas na porção central da Província Tocantins delinearam uma região de alta anomalia e outra de baixa anomalia, separadas por um acentuado gradiente com direção NE (Berrocal, *et al.* 2004).

Tabela 1.1: Características sísmicas da crosta em ambientes geotectônicos (adaptado de Ventura, 2010).

Ambiente geotectônico	H média* (km)	H modal* (km)	V_p média* (km/s)	$(V_p/V_s)^{**}$	$(V_p/V_s \text{ modal})^{**}$
Escudo	41,85	40-42	6,2-6,8	1,84	1,81
Plataforma	41,44	42-44	6,4-6,6	1,78	—
Orógeno	42,62	36-50	6,4-6,6	1,78	1,81
Bacia	43,68	40	—	—	—
Província ígnea	35,46	44	—	—	—
Crosta estirada	30,15	30	6,0-6,6	—	—

* Compilado de Bassin *et al.* (2000).

** Compilado de Holbrook *et al.* (1992).

A crosta sob o Cráton São Francisco e o Maciço de Goiás foram caracterizadas, respectivamente, por uma espessura de aproximadamente 42 km e 38 km. A maior espessura crustal (aproximadamente 43 km) foi encontrada abaixo da faixa móvel e a menor espessura (aproximadamente 34 km) sob o Arco Magmático de Goiás. No manto a V_p observada varia de 8,3 km/s, na porção leste, até 8,0 km/s no lado oeste da província.

Estudos de Função do Receptor e dispersão de ondas de superfície (Assumpção *et al.*, 2004) mostraram uma crosta fina (33-37 km) e razão V_p/V_s entre 1,74 e 1,76 sob o Arco Margmático de Goiás, indicando composição predominantemente máfica. Enquanto a zona externa da Faixa Brasília foi caracterizada por uma crosta espessa (42-23 km) e por baixa razão V_p/V_s (1,70-1,72), o que sugere uma predominância de rochas félsicas na crosta inferior. Estudos de tomografia de telessismos mostraram que a velocidade da onda P no manto superior é menor sob o Arco Magmático e o Maciço de Goiás em comparação com a zona externa da faixa móvel e o Cráton São Francisco.

Capítulo 2

Teoria da inversão

2.1 Introdução

A inversão de dados consiste em um conjunto de técnicas matemáticas que visam obter informações sobre as grandezas não observáveis inferidas a partir dos dados observados (Menke, 1984). Dessa forma, o problema inverso na interpretação geofísica busca encontrar um modelo das propriedades do meio a partir dos dados de campo.

A solução do problema inverso requer uma modelagem matemática para minimizar o erro entre os dados observados e os calculados e, assim, obter uma estimativa da correção a ser aplicada aos parâmetros do modelo. Estes processos envolvem formulações matemáticas que classificarão o problema como mal condicionado ou bem condicionado e implicarão quanto à sua linearidade (Von Huelsen, 2007).

Seja um problema definido pelo operador

$$Ap = d \tag{2.1}$$

com $p \in P$ e $d \in D$, onde P e D são espaços métricos.

O problema é bem condicionado quando:

i) a equação (2.1) possui solução e esta é única;

ii) a solução é estável com relação a perturbações em seus parâmetros (Goncharsky, 1987 *apud* Von Huelsen, 2007).

Em geral, os problemas geofísicos inversos são mal condicionados. Nestes casos, deve-se observar a existência, a unicidade e a estabilidade da solução.

Garante-se a existência da solução aplicando o método dos mínimos quadrados. Todavia, a solução não é única. É possível obter a mesma resposta para diferentes modelos de entrada, assim como pode-se construir mais de um modelo consistente com os dados observados. Por isso, independentemente do método utilizado, a técnica de inversão não deve buscar um modelo ideal, e sim um modelo que atenda a critérios pré-estabelecidos.

A existência e a unicidade não garantem a estabilidade. Portanto, é necessário utilizar alguma estratégia para estabilização do problema inverso. Neste trabalho utilizou-se o método Gauss-Marquardt-Levenberg, baseado em gradiente. Este método estabiliza a solução, e a convergência é mais rápida que em um método de busca direta, por usar derivadas de primeira e segunda ordem para minimização dos resíduos embora consista na linearização do problema e conseqüentemente não resolva a questão do mínimo local. É um método bastante dependente do modelo inicial, de informações a priori e restrições no cálculo dos parâmetros.

2.2 Solução do problema inverso linear

Um problema linear sempre pode ser escrito na forma

$$\mathbf{A} \mathbf{p} = \mathbf{d} \tag{2.2}$$

onde \mathbf{d} é um vetor de ordem m contendo os dados das observações experimentais, e \mathbf{A} é uma matriz de dimensão $m \times n$, cujos elementos são constantes e independentes do vetor \mathbf{p} , de ordem n , que contém os parâmetros do sistema. Os valores contidos no vetor \mathbf{d} descrevem a resposta do sistema a um conjunto de excitações inseridas na matriz

A. Neste trabalho, os vetores serão representados por letra minúscula em negrito, as matrizes por letra maiúscula em negrito e os escalares por letra minúscula em itálico.

A inversão consiste então em encontrar um conjunto de parâmetros que minimize a diferença entre as observações geradas por um modelo e aquelas obtidas experimentalmente. Ou seja, seu objetivo é minimizar o erro entre o dado observado e o dado calculado, que pode ser expresso por

$$\min \|\mathbf{e}\|^2 = \sum_{i,j=1}^{m,n} (\mathbf{d}_i - \mathbf{A}_{ij}\mathbf{p}_j)^2 \quad (2.3)$$

Como a matriz \mathbf{A} geralmente não é uma matriz quadrada, o número de parâmetros pode ser distinto do número de observações, $m \neq n$. Nestes casos, \mathbf{A} não é uma matriz inversível. Para solucionar tal problema multiplica-se a equação (2.2) por \mathbf{A}^T , tornando $\mathbf{A} \mathbf{A}^T$ inversível.

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{p} = \mathbf{A}^T \mathbf{d} \quad (2.4)$$

Portanto, o erro na predição do modelo calculado também pode ser representado pela equação

$$\phi = (\mathbf{d} - \mathbf{A} \mathbf{p})^T (\mathbf{d} - \mathbf{A} \mathbf{p}) \quad (2.5)$$

A solução de mínimos quadrados que minimiza a equação (2.6) é definida como

$$\mathbf{p} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{d} \quad (2.6)$$

Por meio desse procedimento é possível obter os parâmetros que posteriormente sofrerão correções; estas serão incorporadas no cálculo do novo modelo produzindo novos resultados e novos resíduos, e assim inicia-se novo ciclo (Lines *et. al.*, 1984). Este processo

continua até a estimativa do erro, entre os dados observados e calculados pelo modelo em ajuste, atingir os valores pré-estabelecidos. A figura abaixo ilustra o esquema do procedimento de inversão.

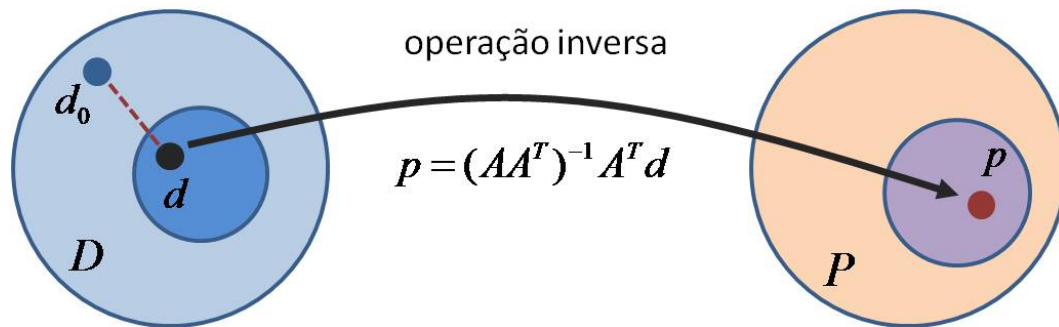


Figura 2.1: Ilustração do esquema de uma operação inversa, onde D e P são o espaço amostral das observações e dos parâmetros respectivamente, e \mathbf{d} é o vetor de dados calculado a partir do vetor d_0 de dados observados.

No entanto, a relação entre os parâmetros e observações geralmente não é linear, como no caso da gravimetria e da Função do Receptor, e por isso não possui uma expressão explícita para o parâmetro. O método de Gauss-Marquardt-Levenberg é uma estratégia para contornar isso e estabilizar a solução do problema.

2.3 Método de regularização Gauss-Marquardt-Levenberg

O método iterativo Gauss-Marquardt-Levenberg (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963), descrito a seguir, soluciona problemas de mínimos quadrados não-lineares e consiste em um aperfeiçoamento do método de Gauss-Newton, que por sua vez é uma variante do método de Newton.

A relação não-linear entre os parâmetros e observações, expressa na equação (2.2), pode ser linearizada por uma função $F(\mathbf{p})$, desde que esta seja continuamente diferenciável com relação a todos os parâmetros \mathbf{p} do modelo. A existência da solução será garantida

pela minimização da seguinte função

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{p}) \quad (2.7)$$

onde \mathbf{d} representa o vetor de dados observados.

A equação (2.5) pode então ser reescrita da seguinte forma

$$\phi = (\mathbf{d} - F(\mathbf{p}))^T (\mathbf{d} - F(\mathbf{p})) \quad (2.8)$$

Dado um parâmetro inicial \mathbf{p}_0 , é produzido uma série de vetores $\mathbf{p}_1, \mathbf{p}_2, \dots, \mathbf{p}_n$, os quais se espera que vão convergir para \mathbf{p}_c , um mínimo local para a função de entrada $F(\mathbf{p})$ a ser ajustada. \mathbf{p}_c representa o conjunto de parâmetros que minimiza o erro na predição do modelo

$$\min \|\mathbf{e}\|^2 = \sum_{i,j=1}^{m,n} [\mathbf{d}_i - F_i(\mathbf{p}_j)]^2 \quad (2.9)$$

Problemas que tentam estimar parâmetros não lineares podem ser simplificados e tratados como lineares se expandidos em séries de Taylor. Considere o conjunto de observações iniciais \mathbf{d}_0 , gerado a partir do conjunto de parâmetros \mathbf{p}_0 , e o conjunto de observações \mathbf{d} gerado pelo vetor de parâmetros \mathbf{p} , que difere do vetor \mathbf{p}_0 . Expandindo-se $F(\mathbf{p})$ em uma série de Taylor obtém-se que

$$F(\mathbf{p}) = F(\mathbf{p}_0) + F'(\mathbf{p}_0)(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0) + \frac{F''(\mathbf{p}_0)}{2!}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)^2 + \dots + \frac{F^n(\mathbf{p}_0)}{n!}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)^n \quad (2.10)$$

Quando a diferença $(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)$ é muito pequena, pode-se desprezar os termos de ordem maior que 2, e a equação acima é simplificada para

$$F(\mathbf{p}) = F(\mathbf{p}_0) + F'(\mathbf{p}_0)(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0) \quad (2.11)$$

a qual pode ser reescrita na forma

$$\mathbf{d} = \mathbf{d}_0 + \mathbf{J}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0) \quad (2.12)$$

em que

$$\mathbf{J}(\mathbf{p}) = F'(\mathbf{p}) = \begin{bmatrix} \frac{\partial F_1}{\partial \mathbf{p}_1} & \frac{\partial F_1}{\partial \mathbf{p}_2} & \cdots & \frac{\partial F_1}{\partial \mathbf{p}_n} \\ \frac{\partial F_2}{\partial \mathbf{p}_1} & \frac{\partial F_2}{\partial \mathbf{p}_2} & \cdots & \frac{\partial F_2}{\partial \mathbf{p}_n} \\ \frac{\partial F_m}{\partial \mathbf{p}_1} & \frac{\partial F_m}{\partial \mathbf{p}_2} & \cdots & \frac{\partial F_m}{\partial \mathbf{p}_n} \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

\mathbf{J} é uma matriz contendo m linhas onde os n elementos de cada linha são as derivadas parciais de uma observação particular com relação aos n parâmetros. \mathbf{J} é denominado Jacobiano de $F(\mathbf{p})$.

Utilizando (2.13) e (2.14) pode-se reescrever a equação (2.8) conforme abaixo

$$\phi = (\mathbf{d} - \mathbf{d}_0 - \mathbf{J}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0))^T (\mathbf{d} - \mathbf{d}_0 - \mathbf{J}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)) \quad (2.14)$$

A minimização da equação acima é realizada iterativamente, onde os parâmetros do modelo são atualizados por meio do vetor $(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)$ com base no vetor $(\mathbf{d} - \mathbf{d}_0)$, que define a discrepância entre os valores gerados pelo modelo teórico e as observações experimentais. Definindo \mathbf{u} como o vetor de atualização dos parâmetros do modelo, a equação (2.6) é reescrita na forma:

$$\mathbf{u} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T (\mathbf{d} - \mathbf{d}_0) \quad (2.15)$$

O vetor de atualização \mathbf{u} deve apontar sempre para o gradiente negativo da função objetiva, a fim de alcançar o mínimo da função (Doherty, 2005).

Para estabilizar a solução, Marquadt (1963) sugere a adição de um fator α , chamado de coeficiente de Marquadt, aos elementos da diagonal da matriz, aproximada pelo

método Gauss-Newton. Este fator pode ser modificado durante o processo iterativo. Inicialmente ele assume um valor alto, pois o parâmetro inicial pode estar longe do mínimo, e tem seu valor diminuído iterativamente, estabilizando a inversão. A equação do vetor de atualização é reescrita na forma

$$\mathbf{u} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \alpha \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T (\mathbf{d} - \mathbf{d}_0) \quad (2.16)$$

onde \mathbf{I} é uma matriz identidade. O coeficiente de Marquardt α influencia tanto na direção quanto no tamanho do passo a ser dado em cada iteração. Quando $\alpha > 0$, a matriz de coeficientes $(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \alpha \mathbf{I})$ é positiva, e \mathbf{u} assume uma direção negativa.

A regularização de Tikonov (Tikonov & Arsenin, 1977) também pode ser implementada. Esta é uma estratégia para tentar estabilizar a solução adicionando vínculos matemáticos ao problema inverso. Em geofísica, estes atributos devem refletir a estrutura da litosfera em subsuperfície, de forma a direcionar a solução do problema a um modelo consistente geologicamente. Aplicando a regularização de Tikonov à equação (2.17) obtém-se

$$\mathbf{u} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \alpha \mathbf{I} + \mu \psi(\mathbf{p}))^{-1} \mathbf{J}^T (\mathbf{d} - \mathbf{d}_0) \quad (2.17)$$

onde a função ψ fornece as informações a priori sobre a estrutura da litosfera, e μ é o multiplicador de Lagrange.

O método Gauss-Marquardt-Levenberg de inversão descrito acima fornece além da convergência do modelo para um mínimo local várias informações estatísticas que auxiliam na determinação dos parâmetros da inversão e na análise dos resultados obtidos. Esse método foi aplicado a dados de Função do Receptor e gravimetria obtidos em levantamentos no Brasil Central, cujos resultados se encontram no capítulo 4.

2.4 Parâmetros estatísticos

Vários critérios podem ser utilizados para determinar a convergência da inversão para um mínimo local. Dentre eles podemos citar o número de iterações sucessivas com o resíduo médio quadrático abaixo de um certo limiar. Após a interrupção do processo iterativo de determinação dos parâmetros do modelo (vetor \mathbf{p}), o método de Gauss-Marquardt-Levenberg oferece uma série de informações estatísticas, descritas em Doherty (2005), que auxiliam na interpretação dos resultados obtidos, sendo possível quantificar a eficiência do processo.

Variância e covariância dos dados

Considerando que as observações contidas no vetor \mathbf{d} são independentes umas das outras, a variância σ^2 de cada observação pode ser representada por

$$\sigma^2 = \frac{\phi}{m-n} \quad (2.18)$$

onde a diferença entre o número de observações e de parâmetros ($m - n$) representa os graus de liberdade do problema. A variância é diretamente proporcional à função objetivo e varia inversamente à medida que o modelo calculado se ajusta melhor aos dados observados.

A matriz de covariância pode ser definida como

$$C(\mathbf{p}) = \sigma(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \quad (2.19)$$

onde $C(\mathbf{p})$ é uma matriz quadrada $n \times n$. Se os elementos do vetor \mathbf{d} são independentes entre eles, a matriz da equação acima é uma matriz diagonal, cujos elementos de sua diagonal são iguais a σ^2 . Os elementos de $C(\mathbf{p})$ fora da matriz diagonal representam indiretamente a correlação entre os parâmetros do modelo.

Peso das observações

Alguns modelos são mais influenciados por um conjunto de dados que outros e por isso suas observações devem ter peso maior no processo de inversão. Isso pode ser feito inserindo uma matriz de pesos na equação (2.9)

$$\phi = (\mathbf{d} - F(\mathbf{p}))^T \mathbf{Q} (\mathbf{d} - F(\mathbf{p})) \quad (2.20)$$

\mathbf{Q} é uma matriz diagonal, cujo elemento da diagonal principal é o quadrado do peso \mathbf{w}_i somado à i -ésima observação.

A equação (2.20) também pode ser expressa por

$$\phi = \sum_{i=1}^m (\mathbf{w}_i \mathbf{r}_i)^2 \quad (2.21)$$

onde \mathbf{r}_i (i -ésimo resíduo) é a diferença entre o dado gerado pelo modelo teórico e o dado observado.

Conforme Doherty (2010), o peso \mathbf{w} de cada observação é determinado a partir da relação $\mathbf{w} = 1/\sigma^2$, onde \mathbf{w} é o valor do peso, e σ^2 é a variância do valor do dado observado, ou seja, a variância do ruído. A utilização do desvio-padrão para cálculo dos pesos é orientada por questão de simplificação, pois cada peso é elevado ao quadrado na construção da matriz de pesos.

Como o peso é inversamente proporcional ao erro de medição das observações e discrimina o grau de incerteza associado a cada dado, um peso maior deve ser conferido às medidas de maior confiabilidade.

Coefficiente de Correlação

A matriz de correlação também pode ser obtida a partir da matriz de covariância. Seus elementos são definidos por

$$\rho_{ij} = \frac{\sigma_{ij}}{\sqrt{\sigma_{ii}\sigma_{jj}}} \quad (2.22)$$

onde σ_{ij} representa o elemento da i -ésima linha e j -ésima coluna da matriz $C(\mathbf{p})$, e os coeficientes ρ_{ij} representam a correlação entre o i -ésimo e o j -ésimo parâmetro.

Um bom parâmetro de avaliação do modelo inverso é o Coeficiente de Correlação, dado pela equação

$$R = \frac{\sum(\mathbf{w}_i \mathbf{d}_i - m)(\mathbf{w}_i \mathbf{d}_{oi} - m_o)}{[\sum(\mathbf{w}_i \mathbf{d}_i - m)^2 \sum(\mathbf{w}_i \mathbf{d}_{oi} - m_o)^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.23)$$

onde \mathbf{d} é i -ésima observação experimental;

\mathbf{d}_{oi} é a i -ésima observação gerada sinteticamente;

m é o valor médio das observações experimentais;

m_o é o valor médios das observações geradas sinteticamente;

\mathbf{w}_i é o peso associado a i -ésima observação.

Este coeficiente, definido por Cooley e Naff (1990), fornece uma medida da qualidade do ajuste do modelo e, ao contrário da função objetivo, independe do número de observações envolvidas no processo de estimação de parâmetros e dos níveis absolutos de incertezas associados a essas observações.

O valor de R está sempre entre -1 e 1. Quanto maior o valor de R (positivo ou negativo), mais forte a associação linear entre as variáveis. No extremo, se $R = 1$ ou $R = -1$ então todos os pontos no gráfico de dispersão caem exatamente numa linha reta (figura 2.2). No outro extremo, se $R = 0$ não existe nenhuma correlação linear entre as variáveis quantitativas. Quando $R > 0$, a correlação é positiva; nesse caso à medida que uma variável cresce a outra cresce também. Quando $R < 0$, a correlação é dita negativa; nesse caso à medida que uma das variáveis aumenta a outra diminui. As correlações não dependem da escala de valores das variáveis. Usualmente para modelos considerados

aceitáveis esse coeficiente deve ter valor acima de 0,9 (Hill, 1998).

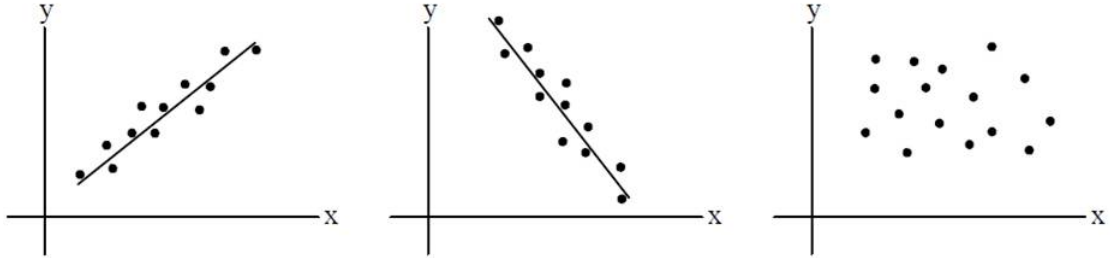


Figura 2.2: Exemplos de gráficos de correlação. À esquerda, um gráfico de correlação positiva, ao meio, de correlação negativa, e à direita, correlação nula.

Sensibilidade dos parâmetros

Dentre os resultados estatísticos disponíveis após o processo de inversão está a sensibilidade dos parâmetros com relação às observações. A sensibilidade de um parâmetro i é definida como

$$S_i = \frac{\sqrt{(\mathbf{J}^T \mathbf{Q} \mathbf{J})_{ii}}}{m} \quad (2.24)$$

em que \mathbf{J} é a matriz Jacobiana, formada pelas derivadas parciais de primeira ordem de uma função vetorial, \mathbf{Q} é a matriz de pesos e m é o número de observações com peso diferente de zero. O valor da variável S_i fornece a informação do quão sensível é o processo de inversão com relação ao parâmetro i . Essa informação é também de extrema importância para a determinação dos pesos a serem atribuídos para cada parâmetro do modelo.

Sensibilidade das observações

A sensibilidade de uma observação j é definida como

$$S_j = \frac{\sqrt{(\mathbf{J}^T \mathbf{Q} \mathbf{J})_{jj}}}{n} \quad (2.25)$$

\mathbf{J} é a matriz Jacobiana, \mathbf{Q} é a matriz de pesos e n é o número de parâmetros ajustáveis. S_j fornece uma medida da sensibilidade da observação j em relação a todos os parâmetros envolvidos no processo de inversão.

Capítulo 3

Processamento

3.1 Função do Receptor

Uma onda elástica que se propaga a partir de uma fonte no interior da Terra atravessa rochas e estruturas que modificam suas características, de forma que seu registro sísmico em uma estação sismográfica carrega informações do meio pelo qual se propagou.

A Função do Receptor (FR) é uma técnica geofísica de análise de registros sísmicos desenvolvida por Langston (1977, 1979), que busca inferir informações da estrutura crustal sob a estação sismográfica, utilizando a onda P de um telessismo que atinge uma descontinuidade com ângulo de incidência menor que 40° .

Quando uma frente de onda P atinge uma interface sub-horizontal que separa meios de velocidades diferentes como, a descontinuidade Mohorovicic, parte da energia é refratada em onda S (P_s) e outra parte sofre reflexões múltiplas, como mostra a figura 3.1. A onda P_s possui forma de onda igual a da onda P embora polarizada transversalmente à direção de propagação.

Para o cálculo da Função do Receptor os eixos de registro Norte-Sul e Leste-Oeste do sismograma devem ser rotacionados para as direções tangencial e radial, de forma a posicionar a componente radial perpendicularmente à tangencial e aponte a direção do

evento, englobando assim a energia resultante da onda.

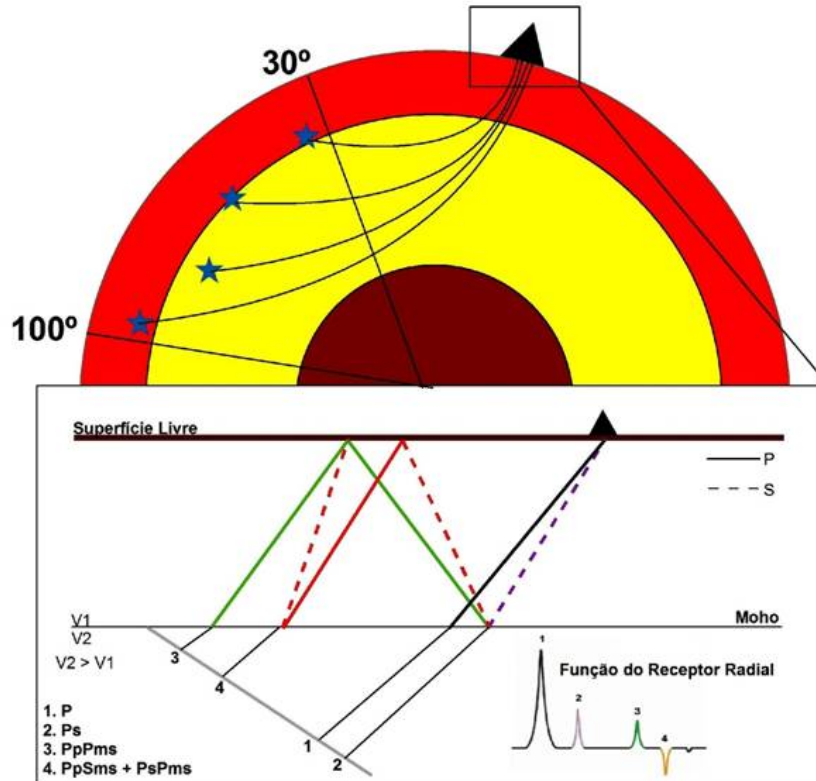


Figura 3.1: Esquema de trajetória dos raios que atingem uma estação sísmográfica a partir de uma frente de onda P (adaptado de Pavão, 2010). As letras minúsculas representam percurso de onda para cima; as letras maiúsculas indicam percurso de onda para baixo, com exceção da primeira letra *P* maiúscula; e a letra *m* indica interface de reflexão.

A função do Receptor é definida como a deconvolução da componente radial com a vertical (Langston, 1979; Owens et al., 1987), cujo desenvolvimento matemático pode ser conferido em Owens et al. (1984), e foi discutido em diversos trabalhos (França, 2003, Novo Barbosa, 2008, Pavão, 2010).

Utiliza-se preferencialmente telessismos com distância entre 30° e 90°. Neste caso, a onda P é registrada com maior amplitude na componente vertical do sismômetro, e as ondas P convertidas em S terão maiores amplitudes na componente radial. Este fato

faz com que o processo de deconvolução realce as ondas P convertidas em S. Outro fator importante na escolha dos telessismos para o cálculo da função do receptor é a sua magnitude, pois quanto maior a razão sinal-ruído, menor será o erro na determinação das fases P_s e múltiplas.

3.1.1 Dados

Os dados sísmicos utilizados neste estudo foram coletados por nove estações sismográficas localizadas na Província Tocantins, as quais se encontram dispostas espacialmente conforme a figura 3.2 e a tabela 3.1.

Tabela 3.1: Localização e elevação das estações sismográficas utilizadas neste trabalho.

Estação	Rede	Município	Estado	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevação (m)
ARAB	UnB	Araguaiana	MT	15,66	51,80	290
BDFB	USGS	Brasília	DF	15,64	48,01	1190
CORB	USP	Caldas Novas	GO	17,74	48,69	950
CV1B	UnB	Cavalcante	GO	13,79	47,45	823
GNSB	USP	Goianésia	GO	15,26	49,08	1100
PAZB	USP	Aruana	GO	15,14	50,86	410
PORB	USP	Porangatu	GO	13,33	49,08	360
PP1B	USP	Sonora	MS	17,60	54,88	368
SLMB	USP	Montes Belos	GO	16,57	50,34	700

Apesar de estes dados terem sido processados e analisados por França (2003), Assumpção et al. (2004), Bianchi (2008) e Lloyd et al. (2010), foram novamente processados utilizando filtro gaussiano com fator $a = 3$, com exceção dos dados das estações GNSB, CORB e PAZB, que devido a problemas de disponibilidade, usou-se os dados pré-processados de França (2003) com filtro gaussiano $a = 2,5$.

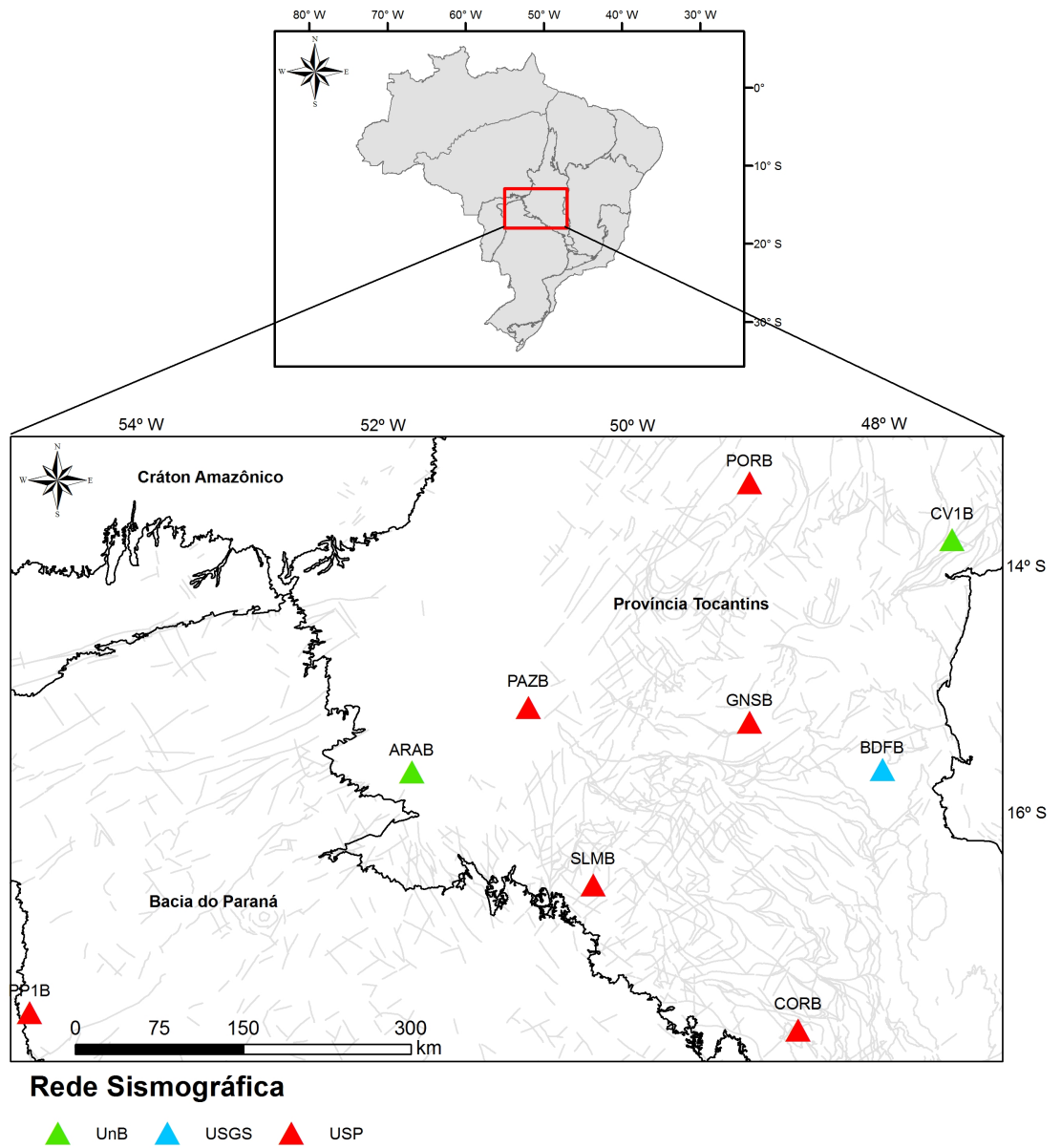


Figura 3.2: Distribuição espacial das estações sismográficas no Brasil Central.

3.1.2 Seleção e processamento dos dados sísmicos

Para gerar a Função do Receptor são necessários eventos com baixo ângulo de incidência na Moho e com uma conversão identificável da onda P na componente S. Neste trabalho foram selecionados eventos com distâncias epicentrais limitadas entre 20° e 100° e magnitude mínima de 4,0 m_b para obter maior número de eventos. A identificação e seleção dos eventos foi realizada com os algoritmos GetList V2.0 e GetEvts V2.5 de Meijian An (2004).

O mapa com distribuição dos eventos utilizados para FR, diagrama de rosetas e gráficos de magnitude, distância epicentral e profundidade, podem ser visualizados na figura 3.3. No total foram analisados 49 eventos com magnitude entre 5.0 e 6.75 m_b e distância epicentral entre 20° e 80°, dos quais 80 % são eventos rasos, com profundidade menor que 50km. Observa-se que a maioria dos telessismos chegam da direção NW e foram gerados na zona de convergência entre as placas de Nazca e Sul-Americana.

Os dados foram filtrados utilizando filtro gaussiano passa-baixa com fator $a = 3$, eliminando as frequências superiores a 1,5Hz, com exceção das estações CORB, GNSB e PAZB, pré-processadas com filtro gaussiano $a = 2,5$. Este filtro atenua ruídos de alta frequência que afetam diretamente a resolução da função do Receptor. Adotou-se nível de água com fator $c = 0,001$ ou $c = 0,01$ para eliminação dos ruídos brancos e janela temporal de 30 a 110 segundos após a P direta. Para esta escolha levou-se em consideração o baixo nível de ruído pré-sinal e a cobertura das fases P convertidas em S na Moho.

O processamento dos dados para aquisição das Funções do Receptor baseou-se no algoritmo *Pwaveqn* de Ammon *et al.* (1997), que executa a rotação dos eixos em cada telessismo selecionado e realiza a deconvolução no domínio da frequência. Os parâmetros são solicitados de forma interativa durante a execução do programa. A figura 3.4 mostra o fluxograma com os passos realizados desde a seleção até o processamento dos dados para obtenção da FR, espessura e razão V_p/V_s para cada estação.

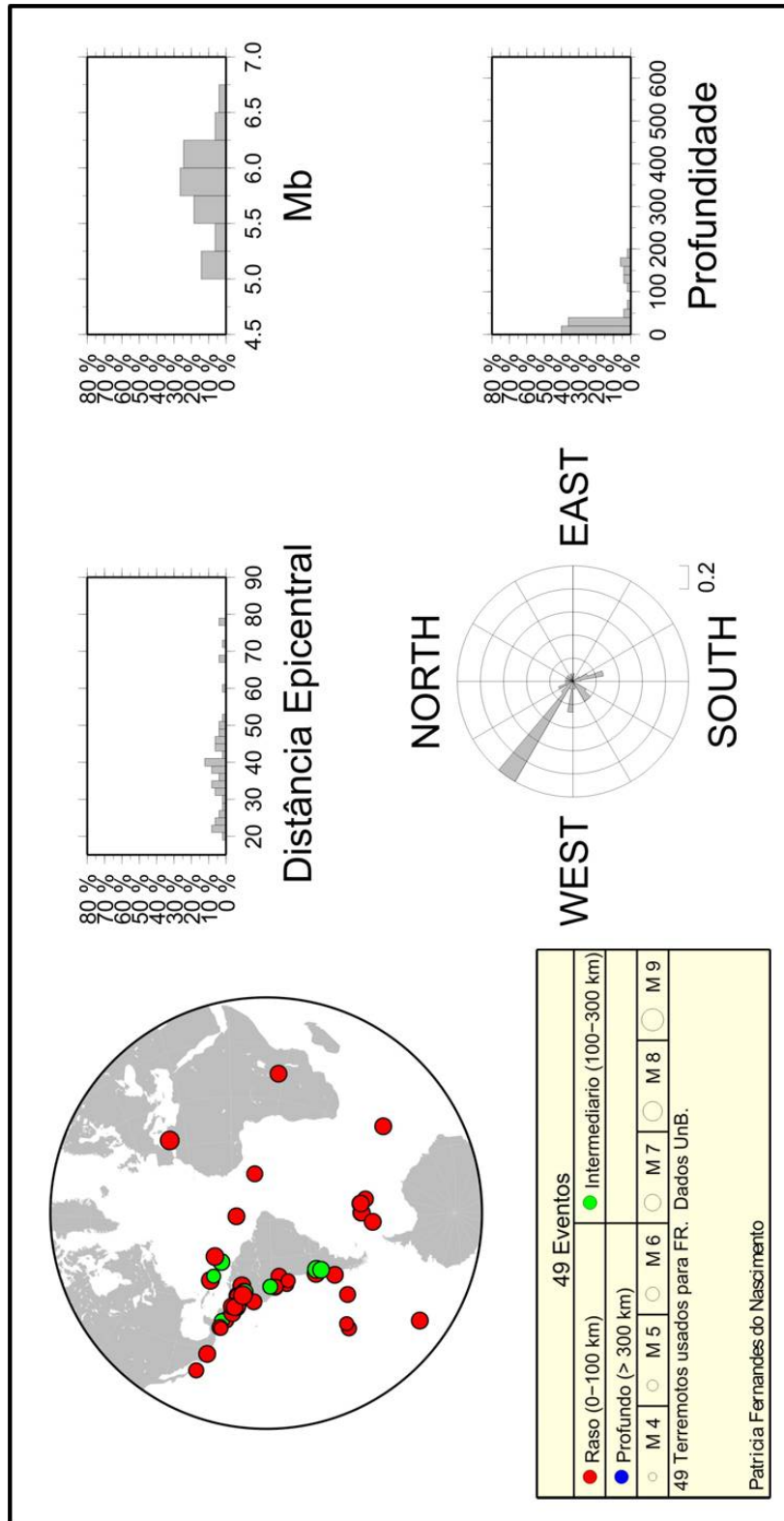


Figura 3.3: À esquerda, mapa com a distribuição espacial dos terremotos utilizados na Função do Receptor para as 9 estações. À direita, gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude m_b , rosetas e profundidade (km).

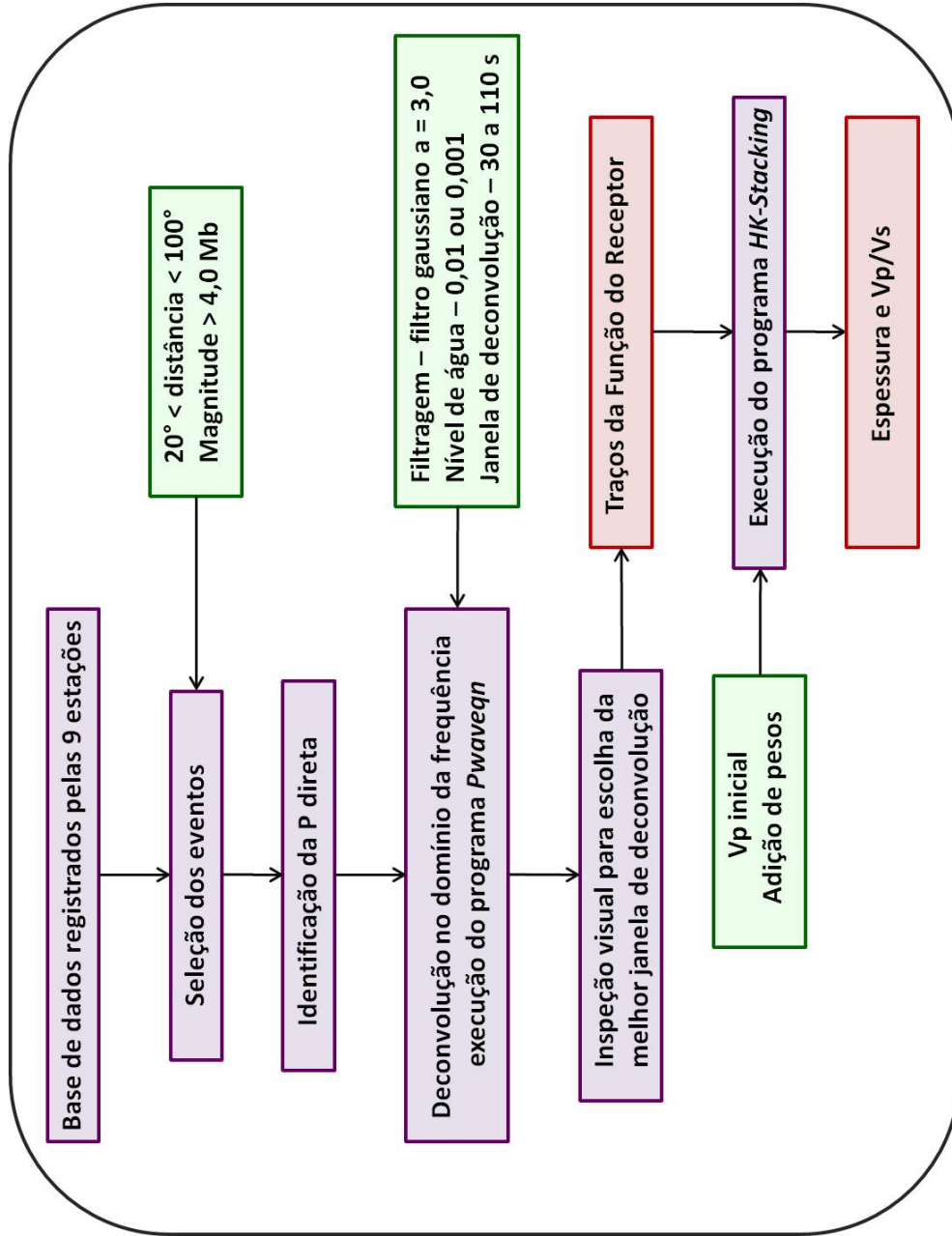


Figura 3.4: Fluxograma de processamento de dados, desde a seleção dos eventos até obtenção do conjunto de traços da Função do Receptor, espessura e V_p/V_s .

3.1.3 Estimativa de razão V_p/V_s e espessura crustal

Os valores de espessura crustal e razão V_p/V_s foram estimados com o método HK-Stacking (Zhu & Kanamori, 2000). Este procedimento, discutido nos trabalhos de França (2003), Novo Barbosa (2008) e Pavão (2010), maximiza a soma das amplitudes das três maiores fases.

A única informação a priori utilizada na implementação deste método é a velocidade média da onda P na região. No entanto, é necessário a adição de peso para as fases P_s , $P_p P_{ds}$ e $P_p S_{ds} + P_s P_{ds}$ no traço da Função do Receptor. Neste estudo, os pesos foram definidos de acordo com os valores sugeridos por Zhu e Kanamori (2000): $P_s = 0,7$, $P_p P_{ds} = 0,2$ e $P_p S_{ds} + P_s P_{ds} = 0,1$, de forma que a fase Ps, que é a mais clara, seja mais representativa nos cálculos. Os valores iniciais de V_p foram baseados nas médias de V_p na crosta do Brasil Central, divulgados em trabalhos correlatos (Assumpção *et al.*, 2004 e Bianchi, 2008).

3.2 Gravimetria

Os valores de gravidade medidos na superfície terrestre variam de acordo com a localização do ponto de medida devido ao movimento de rotação da Terra, à sua topografia, ao seu formato elipsoidal e à sua distribuição interna de massa (Kearey *et al.*, 2002). O formato elipsoidal da Terra provoca variações em função da latitude.

A gravimetria estuda as variações locais do campo gravitacional terrestre geradas pela distribuição de densidades das rochas em subsuperfície (Luiz & Silva 1995). Em geral, as medidas gravimétricas são obtidas a partir da atração gravitacional de uma massa de prova por materiais em profundidade. A aceleração da gravidade g resultante para corpos localizados na superfície terrestre é dada por (Luiz & Silva, 1995)

$$g = G \int \frac{dM}{r^2} - w^2 l \cos \phi \quad (3.1)$$

onde G é a constante de gravitação; dM é um elemento do corpo de massa; r , a distância do corpo de massa ao ponto de medição do campo gravitacional; w , a velocidade angular de rotação; e ϕ , a latitude na qual o corpo se encontra. Os valores de gravidade medidos correspondem ao somatório dos efeitos produzidos por diversas fontes em subsuperfície.

As leituras de gravidade, além de variarem com a latitude e a topografia, são também influenciadas pela variação instrumental e pela atração exercida pelos corpos celestes. A aplicação das correções de maré, de deriva instrumental, de elevação (ar-livre), Bouguer e topográfica removem estes efeitos. As anomalias gravimétricas remanescentes após a aplicação destas correções são atribuídas à distribuição irregular de massa em subsuperfície.

A comparação entre os valores de gravidade corrigidos e o campo gravitacional normal, calculado para uma superfície equipotencial aproximada ao geóide, permite identificar anomalias gravimétricas que refletem os contrastes de densidade na litosfera (Blakely, 1995). A interpretação de anomalias gravimétricas é inerentemente ambígua, pois distribuições distintas de densidade podem gerar anomalias gravimétricas idênticas (Kearey *et al.*, 2002). No entanto, a ambiguidade pode ser minimizada com informações geológicas e geofísicas adicionais nas análises gravimétricas.

Todos os materiais presentes em subsuperfície influenciam o valor da gravidade. Anomalias de densidade locais, pequenas e superficiais produzem efeitos de alta frequência na gravidade medida, enquanto anomalias de densidade mais profundas e de maiores dimensões associam-se a frequências mais baixas e são denominadas regionais.

3.2.1 Dados

Os dados gravimétricos utilizados neste estudo provém de 8.800 estações gravimétricas amostradas por diferentes projetos de pesquisa, envolvendo IAG/USP, IG/UnB e IBGE, executados em diferentes épocas. As medidas gravimétricas foram realizadas ao longo

das principais estradas regionais.

O pré-processamento dos dados gravimétricos com as correções de maré, deriva instrumental, Ar-livre e Bouguer foi realizado pelas instituições que os coletaram. Nesta pesquisa, o tratamento dos dados consistiu em gerar mapa de anomalia Bouguer para, a partir deste, definir perfil gravimétrico a ser modelado de modo a fornecer proposta de distribuição de densidades na área de estudo. O mapa de anomalia Bouguer foi gerado com o interpolador curvatura mínima e célula de tamanho 8 km (figura 3.5).

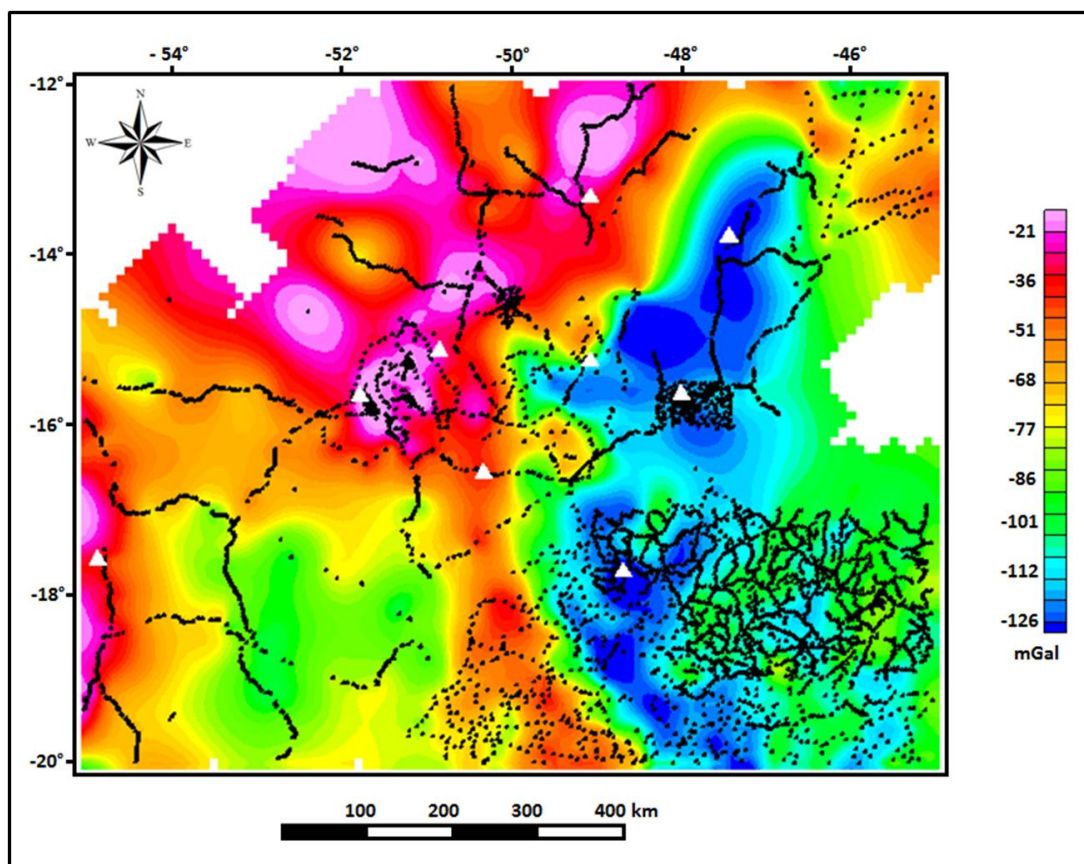


Figura 3.5: Mapa de anomalia Bouguer da região central da Província Tocantins em escala regional. Os círculos negros indicam a localização das estações gravimétricas de registro e os triângulos brancos indicam a localização das estações sismográficas.

Com o objetivo de realçar as estruturas da crosta superior, foi aplicada a derivada vertical de primeira ordem aos dados gravimétricos (figura 3.6). A derivada vertical diminui os efeitos regionais de grande comprimento de onda, amplificando as altas frequências.

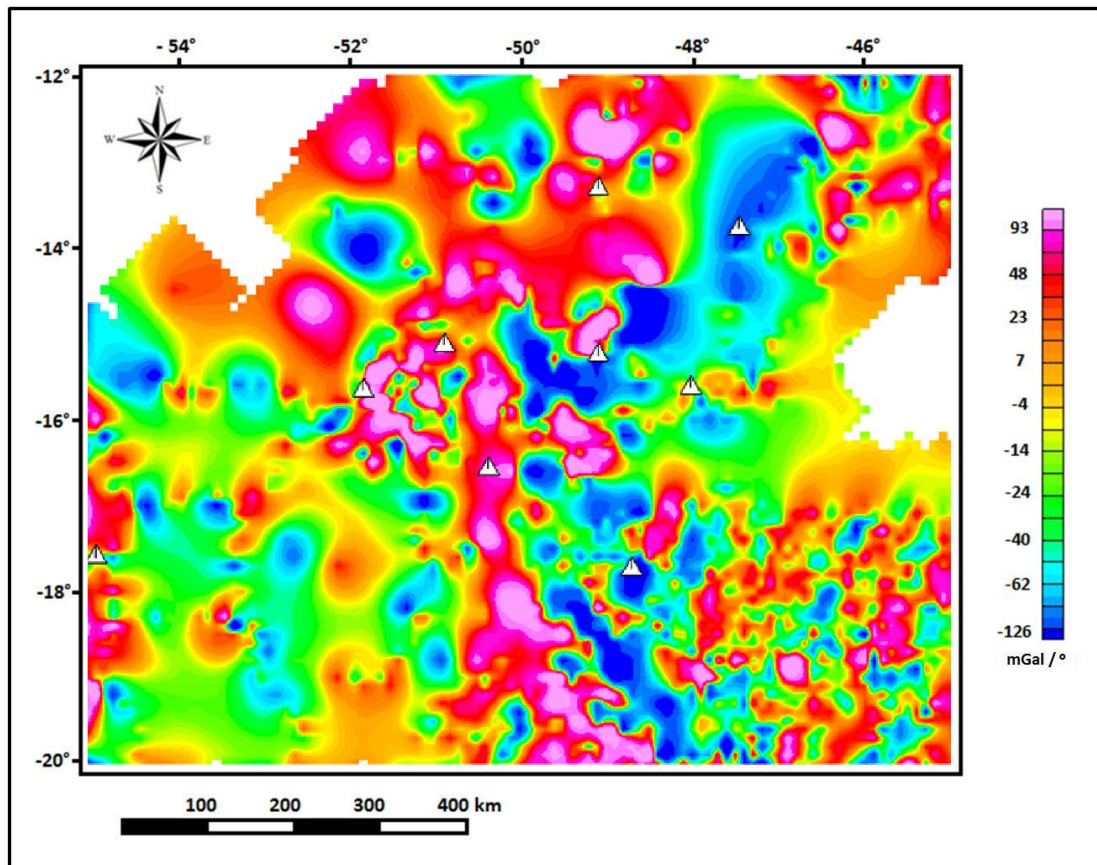


Figura 3.6: Mapa da derivada vertical de primeira ordem dos dados gravimétricos, visando realçar as feições geológicas rasas. Os triângulos indicam a localização das estações sismográficas utilizadas neste estudo.

Estimou-se também as profundidades das anomalias pelo método da deconvolução de Euler usando índice estrutural igual a 1, janela móvel de 10 x 10 e tolerância de 7% (figura 3.7). A profundidade média estimada para as fontes gravimétricas é de aproximadamente 81 km.

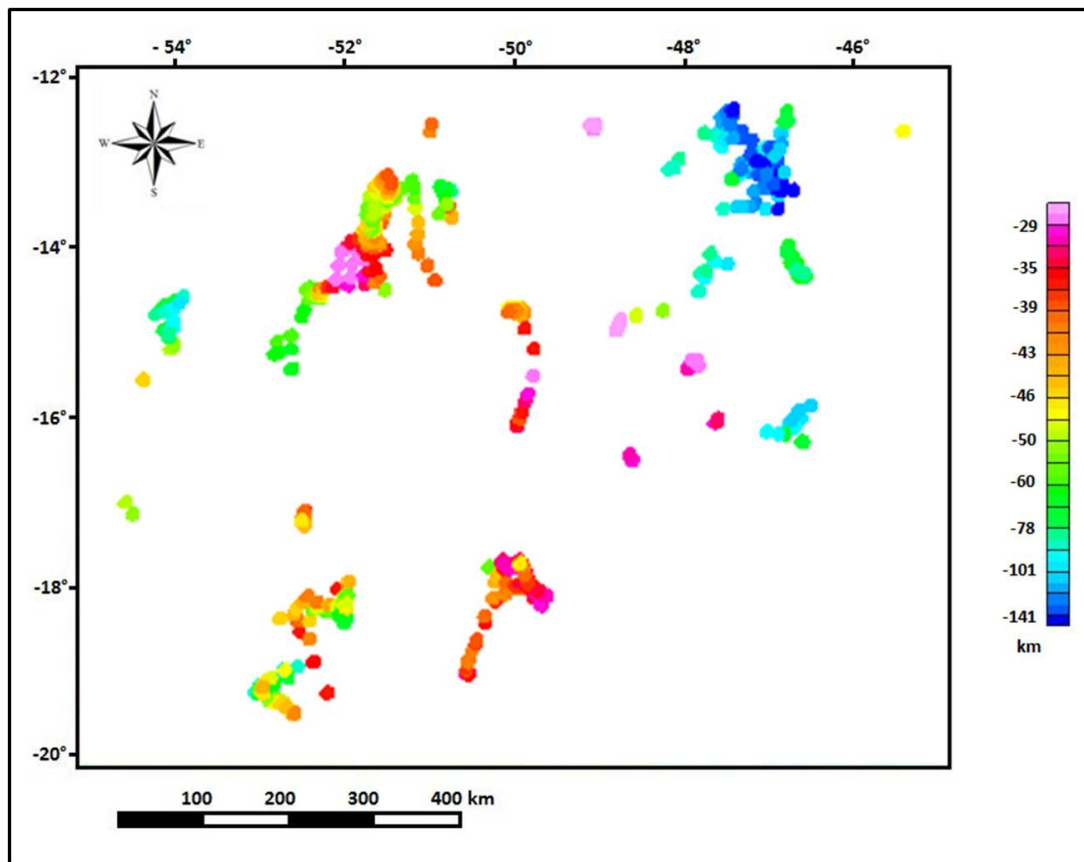


Figura 3.7: Mapa de profundidade obtido pela deconvolução de Euler.

Os mapas de derivada vertical de primeira ordem e de deconvolução de Euler trazem informações qualitativas sobre a distribuição de densidades na litosfera. As estações ARAB, PAZB, SLMB e GNSB encontram-se sobre regiões com anomalias gravimétricas mais rasas, evidenciando uma crosta mais densa nestas regiões, como é o caso da região sob a estação GNSB, constituída por um dos complexos máficos-ultramáficos acamados que formam o Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 2005).

3.3 Inversão de dados

A inversão dos dados foi realizada usando uma metodologia de regressão não-linear, baseada em gradiente, descrita na seção 2.3, e foi aplicada aos dados sintéticos e reais de Função do Receptor e gravimetria.

Para execução da inversão é necessário um modelo inicial de entrada, um modelador direto, cuja função é gerar novo modelo a cada inversão, e dados, observados em campo ou gerados sinteticamente. A figura 3.8 mostra o fluxograma com as etapas do processo de inversão de dados.

O programa utilizado para realizar o processo de inversão, descrito anteriormente, foi o Parameter Estimation (PEST), desenvolvido por Doherty (2005). A proposta deste programa é a inversão de qualquer modelo geofísico por meio da metodologia de Gauss-Marquardt-Levenberg.

Este programa é configurável e permite definir o critério de convergência, a quantidade máxima de iterações permitidas e os valores limites de variação dos parâmetros.

Os resultados da inversão são disponibilizados em vários arquivos de resposta gerados pelo programa, facilitando a análise. Nesses arquivos encontra-se o resultado geral do processo, contendo o resíduo médio quadrático, a matriz de covariâncias, a matriz de correlação, os auto-vetores, auto-valores e a evolução da inversão a cada iteração. Além disso, é fornecido também um arquivo com o grau de sensibilidade em relação aos parâmetros do modelo e em relação a cada observação.

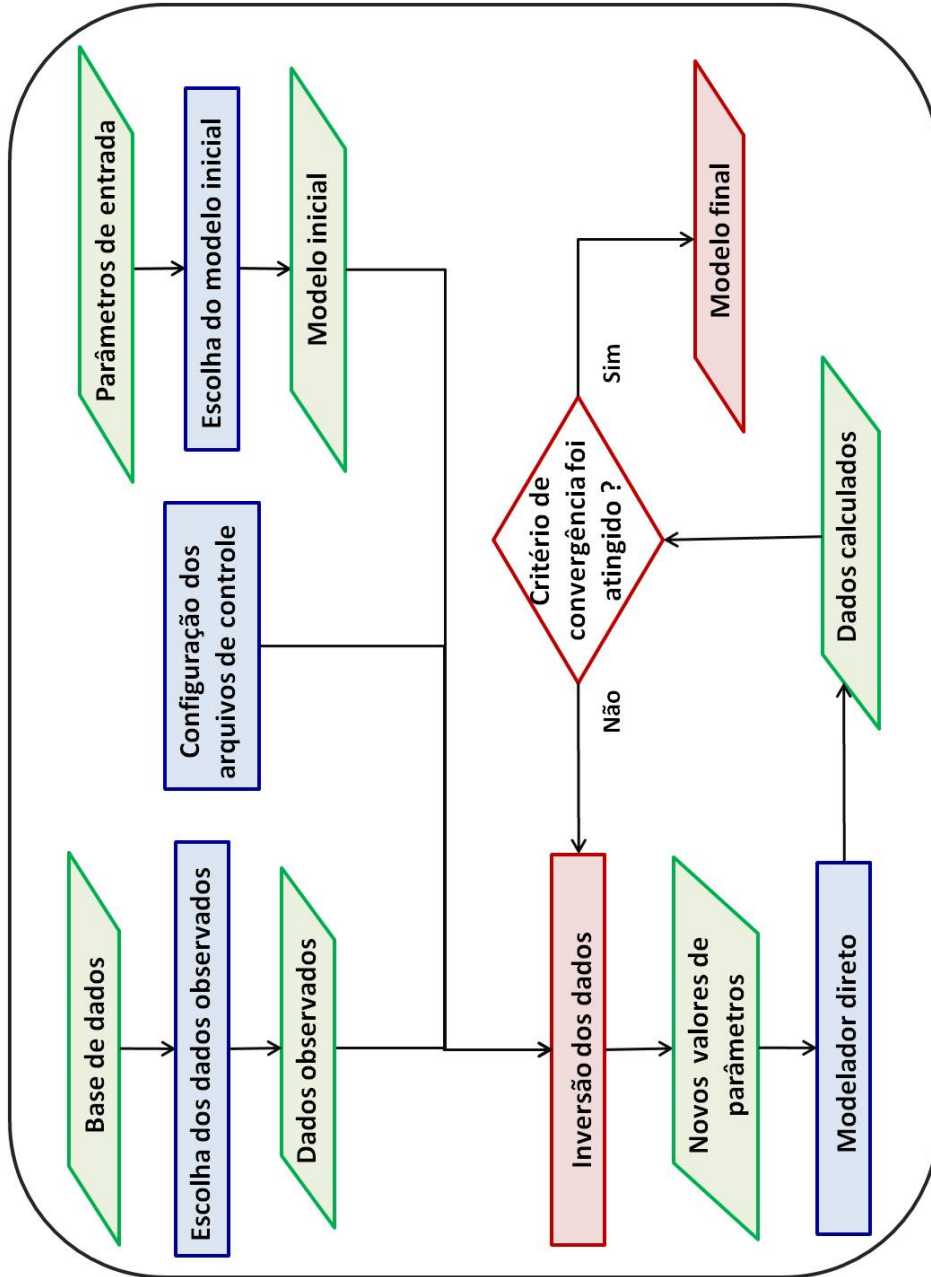


Figura 3.8: Fluxograma com as etapas do processo de inversão de dados.

3.3.1 Inversão aplicada a Função do Receptor

A inversão da Função Receptor é uma soma de contrastes de velocidade em relação à profundidade (Ammon *et al.*, 1990). Os principais parâmetros que afetam a FR são a velocidade da onda S e a espessura da camada. Portanto, a inversão foi realizada para uma estrutura de velocidade com três camadas fixas e horizontais, com variação apenas no parâmetro de velocidade da onda S.

O modelo de velocidades inicial adotado deve refletir o mais próximo possível a estrutura de velocidade da crosta abaixo de cada estação. Foram realizadas inversões usando diferentes modelos iniciais, baseados em modelos de velocidades obtidos por levantamentos sísmicos realizados no Brasil Central (Ventura, 2010), em resultados obtidos pelo programa HK-Stacking e no modelo regional de velocidade para o Brasil BR90 (Assumpção *et al.*, 2010), ilustrado na figura 3.9.

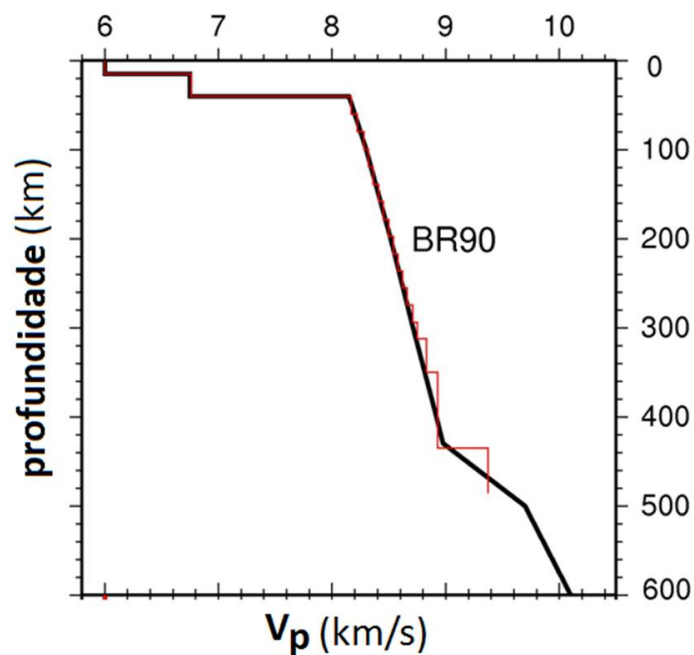


Figura 3.9: Modelo regional BR90 de velocidades crustais da onda P.

A densidade de cada camada foi aproximada por $\rho = 0,32 \cdot V_p + 0,77$ (Berteussen, 1977), onde ρ é a densidade. E a espessura de cada camada do modelo variou conforme o valor de espessura crustal obtido pela análise da FR pelo programa *HK-Stacking*.

A implementação da metodologia de inversão para a Função do Receptor foi aplicada em traços que apresentaram alta razão sinal/ruído e clara identificação visual das fases P convertidas em S na Moho. Os eventos utilizados no processo de inversão estão indicados na tabela 3.2.

Tabela 3.2: Eventos usados na inversão da Função do Receptor.

Estação	Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist. (°)	Az (°)
ARAB	1998	050	04	21	45	-10.67	-74.54	5.7	22.68	279
BDFB	1995	019	15	05	03	5.11	-72.91	6.4	32.14	308
CORB	2001	218	03	52	59	-55.57	-123.32	6.1	66.87	216
CV1B	2003	265	04	45	36	19.84	-70.66	6.2	40.55	325
GNSB*	2002	219	23	59	14	7.80	-82.66	5.6	40.40	302
GNSB*	2002	212	00	16	45	7.98	-82.78	5.9	40.60	302
GNSB*	2002	167	02	46	13	8.74	-84.02	5.4	42.04	302
PAZB*	2001	237	02	02	02	7.58	-82.63	5.9	38.75	303
PAZB*	2002	219	23	59	14	7.80	-82.66	5.6	38.89	304
PAZB*	2002	212	00	16	45	7.98	-82.78	5.9	39.10	304
PAZB*	2001	106	21	54	01	13.24	-91.19	5.1	48.87	303
PAZB*	2001	332	14	32	33	15.57	-93.10	5.7	51.70	304
PORB	2001	237	02	02	02	7.58	-82.63	5.9	39.27	300
PP1B	2002	319	13	05	40	-55.64	-35.66	5.9	40.70	163
SLMB	2001	313	00	47	58	9.64	-82.24	5.9	40.92	307

* Eventos empilhados.

Cada amostra do traço da FR é interpretada pelo programa como uma observação diferente, e conforme explicado na seção 2.4, é necessário atribuir um peso a cada uma dessas observações. Os pesos são utilizados no processo de estimação de parâmetros e atribuídos aos residuais no cálculo da função objetivo. Eles discriminam o grau de incerteza associado a cada dado. Dessa forma, um peso maior deve ser conferido às medidas de maior confiabilidade, que neste caso se referem às fases P convertidas em S na Moho, que trazem informação sobre a estrutura crustal.

Os valores dos pesos atribuídos às amostras relativas à fase P_s e às reflexões múltiplas foram escolhidos após testes, cujos critérios foram o alto índice de correlação dos dados e o melhor ajuste da fase P_s e das reflexões múltiplas da forma de onda calculada em relação à observada.

A cada iteração do processo de inversão novos valores são obtidos para os parâmetros (V_s) e serão incorporados no cálculo de um novo modelo de velocidade, a partir do qual serão produzidos novos dados (FR sintética) e resíduos. Este processo continua até a estimativa do erro, entre os dados observados (FR observada) e calculados (FR sintética), não diminuir mais.

O programa *Icmol* (Ammon *et al.*, 1997) foi utilizado para criar os modelos de velocidade, contendo a velocidade das ondas P e S, a densidade do meio e a espessura e razão de poisson para cada camada.

A Função do Receptor sintética foi obtida primeiramente por meio da geração de um sismograma sintético triaxial pelo programa *Respknt* (disponibilizado por Ammon *et al.*, 1997) utilizando a matriz de reflexão de Kennet (1983). A deconvolução do sismograma sintético obtendo a Função do Receptor radial foi feita utilizando o programa *Sacdecon*, desenvolvido por Herrmann (2002), baseado no método iterativo no domínio da frequência (Ligorria & Ammon, 1999).

3.3.2 Inversão aplicada a Gravimetria

Na modelagem inversa um ou mais parâmetros da fonte são calculados a partir da anomalia gravimétrica observada. Neste caso, o parâmetro adotado foi o contraste de densidade entre a crosta e o manto.

Com os modelos de velocidade da onda S obtidos na inversão estimou-se modelos de distribuição de densidade para as camadas abaixo das estações usando a relação empírica de densidade baseada na velocidade da onda sísmica P, $\rho = 0,32 \cdot V_p + 0,77$ (Berteussen, 1977).

O posicionamento dos perfis gravimétricos a serem modelados foi definido a partir do mapa de anomalia Bouguer. Os perfis foram escolhidos coincidentes com a localização das estações sismográficas.

Como dito na seção anterior, é necessário atribuir um peso, que confere grau de incerteza, a cada uma das observações. No entanto, não se tem uma estimativa de desvio padrão associado a cada observação gravimétrica nem há um grupo de dados que se destaque por maior importância ou confiabilidade. Por isso, adotou-se o mesmo valor de peso para todos os dados observados no perfil.

Na inversão novos valores de densidade são obtidos para o parâmetro ρ e serão incorporados no cálculo de um novo modelo de densidade crustal, a partir do qual serão produzidos novos dados (sintéticos) e resíduos. O critério de parada do processo é a não diminuição da função objetivo, que representa a estimativa do erro entre os dados gravimétricos observados e os calculados (sintéticos).

Os dados gravimétricos sintéticos são gerados por um programa, desenvolvido por João Batista Marques, que utiliza como base para o cálculo da resposta gravimétrica o método proposto por Talwani *et al.* (1959).

Capítulo 4

Resultados

4.1 Função do Receptor

As figuras 4.1 a 4.3 mostram os traços das Funções do Receptor, ordenados por distância epicentral ($^{\circ}$), obtidos para cada uma das nove estações utilizadas no estudo.

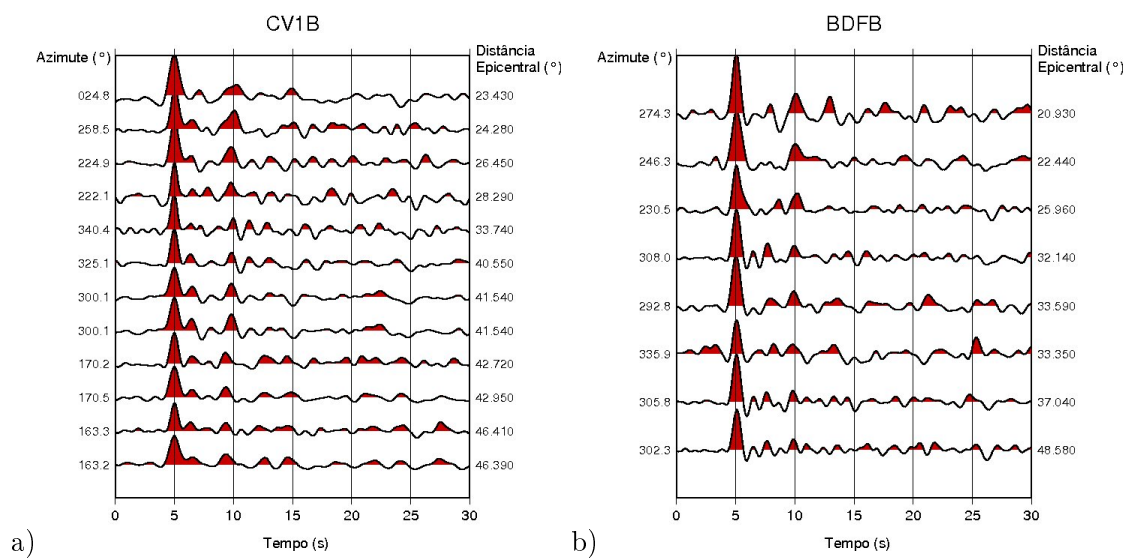


Figura 4.1: Função do Receptor obtida para as estações: a) CV1B e b) BDFB.

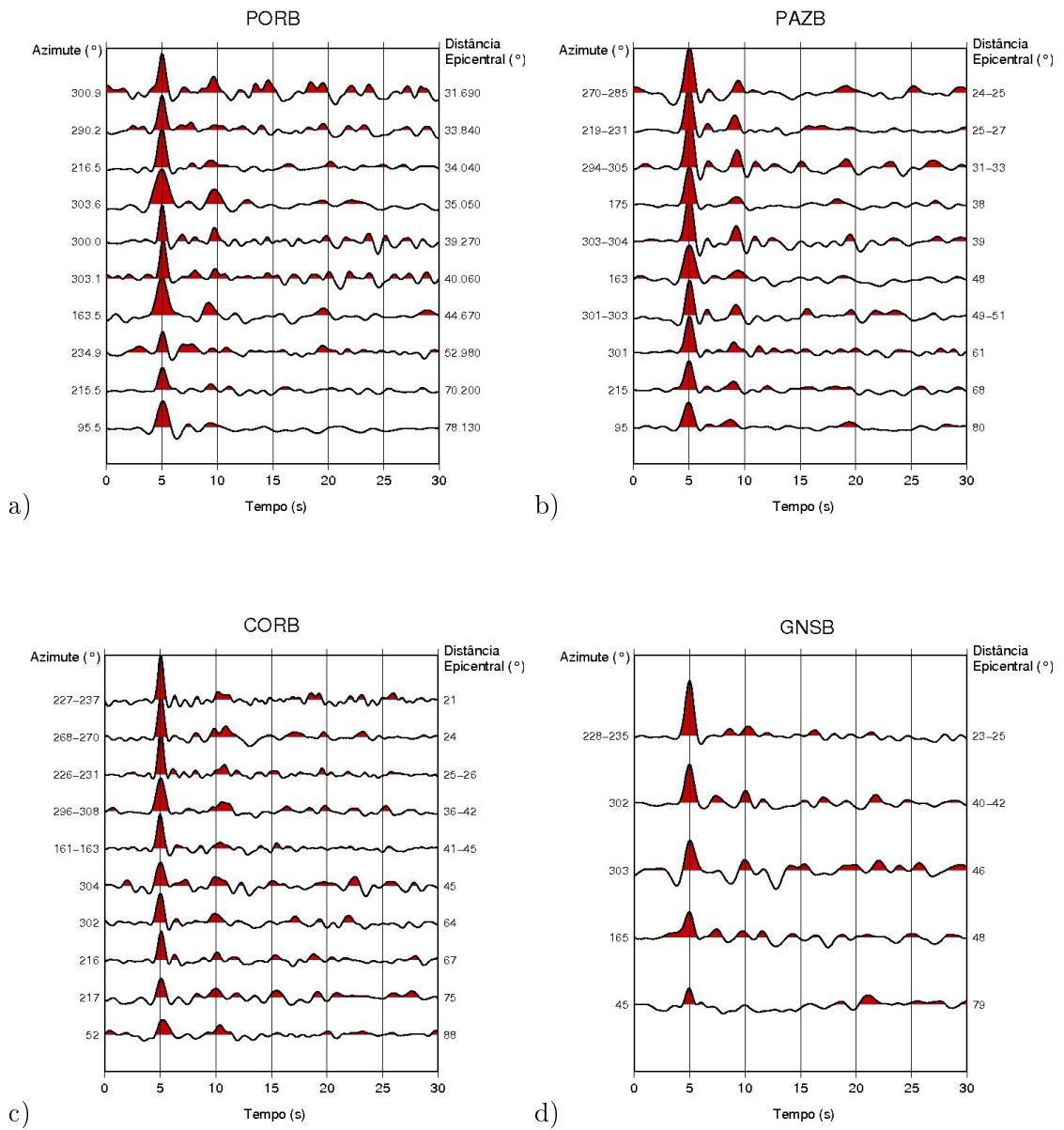


Figura 4.2: Função do Receptor obtida para as estações: a) PORB, b) PAZB, b) CORB e d) GNSB.

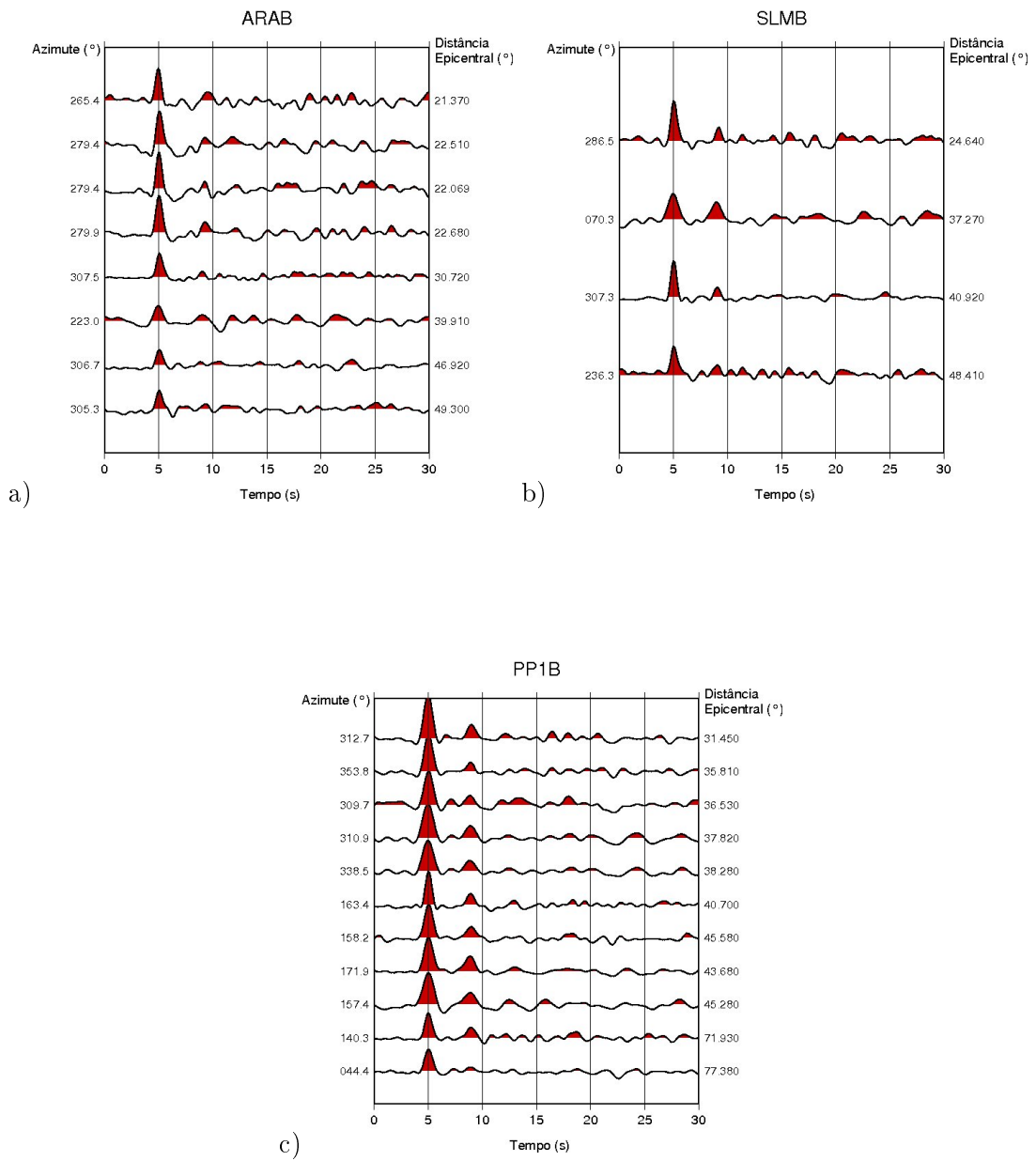


Figura 4.3: Função do Receptor obtida para as estações: a) ARAB, b) SLMB, e c) PP1B.

As estações apresentam uma média de nove traços, e a distribuição azimutal dos eventos é predominantemente na direção SE/NW. Alguns traços das estações CORB, PAZB e GNSB foram empilhados para aumentar a razão sinal-ruído.

A fase P_s está evidente em todos os traços e observa-se um alinhamento de fase correspondente à reflexão múltipla P_pP_{ds} na estação BDFB aproximadamente em 21 segundos, em GNSB cerca de 22 segundos, em PORB próximo aos 20 segundos, em PP1B aproximadamente aos 18 segundos e em CORB e PAZB cerca de 19 segundos. Entretanto, os traços das estações CV1B, SLMB e ARAB apresentam baixa razão sinal-ruído, dificultando a identificação das reflexões múltiplas.

A partir das formas de onda, estimou-se os valores de espessura e razão V_p/V_s com o programa *HK-Stacking*. As figuras 4.4 a 4.8 mostram os resultados obtidos.

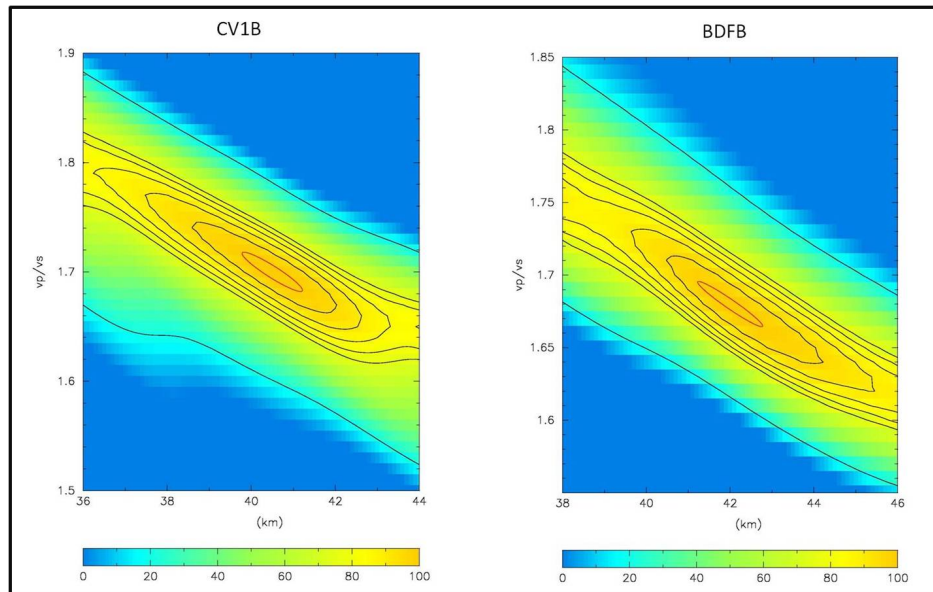


Figura 4.4: Gráfico V_p/V_s versus espessura crustal gerado pelo programa *HK-Stacking* para as estações CV1B, à esquerda, e BDFB, à direita. A escala de cores representa o grau de correlação entre as duas variáveis em porcentagem.

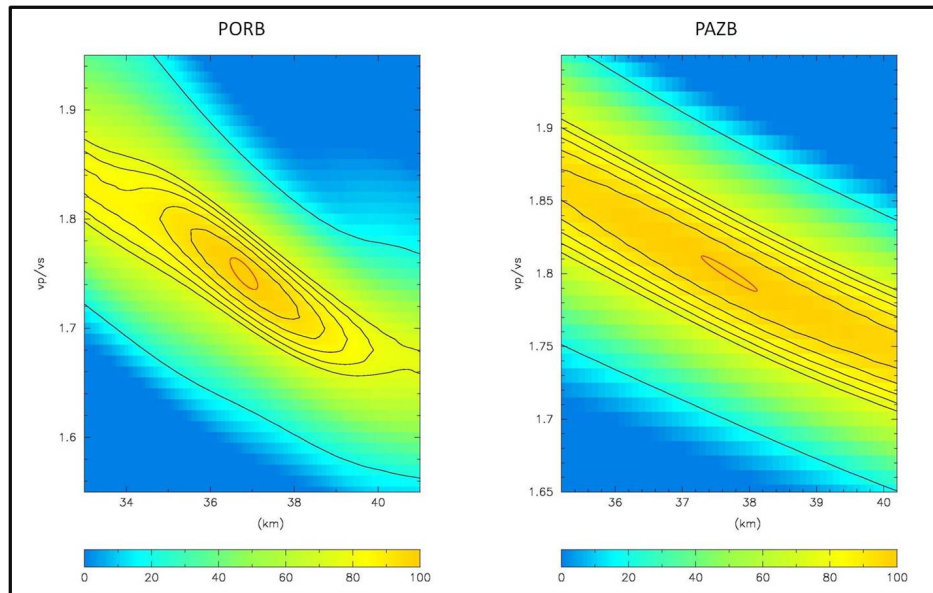


Figura 4.5: Gráfico V_p/V_s versus espessura crustal gerado pelo programa *HK-Stacking* para as estações PORB, à esquerda, e PAZB, à direita. A escala de cores representa o grau de correlação entre as duas variáveis em porcentagem.

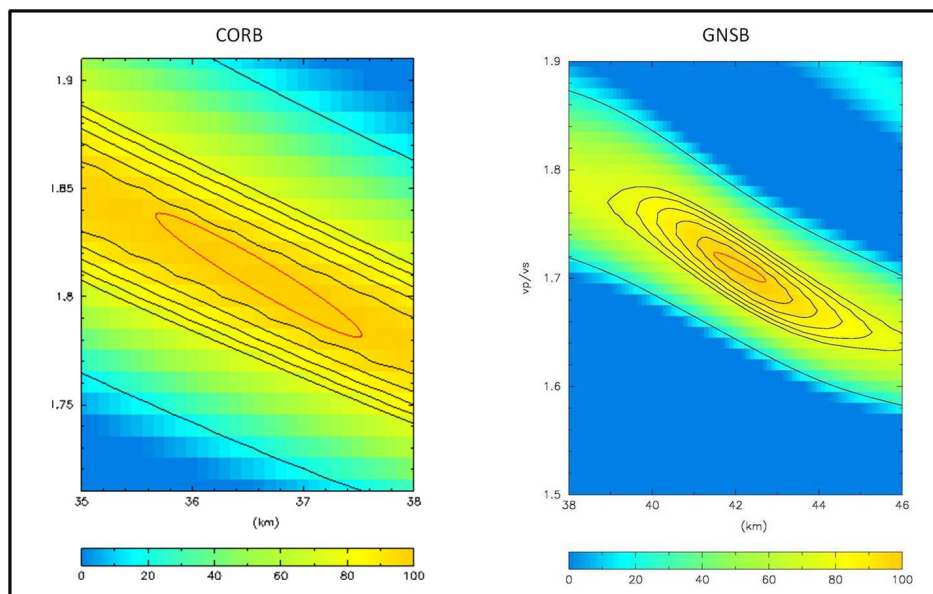


Figura 4.6: Gráfico V_p/V_s versus espessura crustal gerado pelo programa *HK-Stacking* para as estações CORB, à esquerda, e GNSB, à direita. A escala de cores representa o grau de correlação entre as duas variáveis em porcentagem.

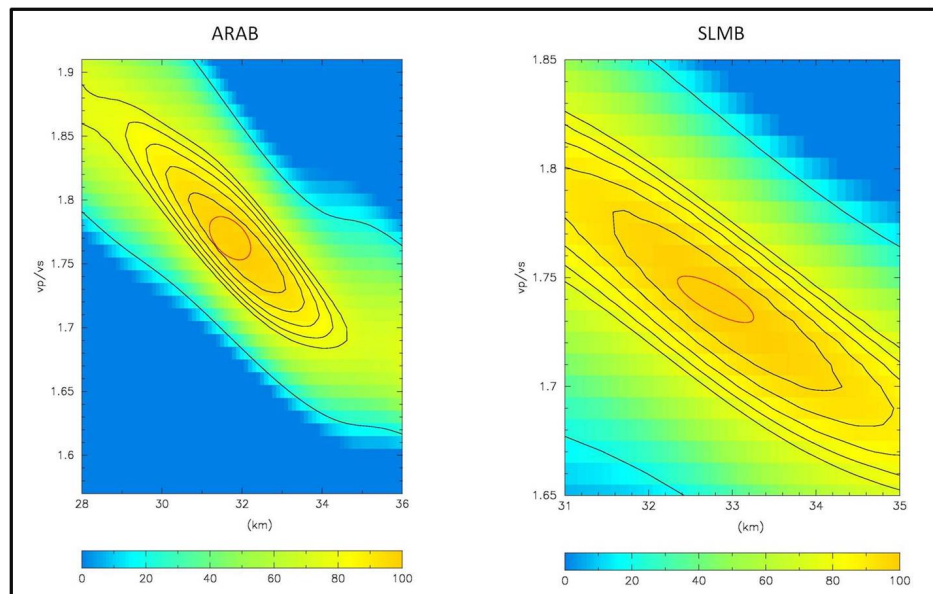


Figura 4.7: Gráfico V_p/V_s versus espessura crustal gerado pelo programa *HK-Stacking* para as estações ARAB, à esquerda, e SLMB, à direita. A escala de cores representa o grau de correlação entre as duas variáveis em porcentagem.

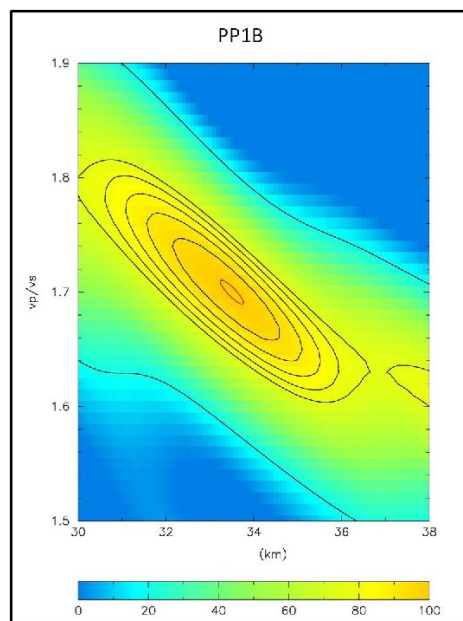


Figura 4.8: Gráfico V_p/V_s versus espessura crustal gerado pelo programa *HK-Stacking* para a estação PP1B. A escala de cores representa o grau de correlação entre as duas variáveis em porcentagem.

A tabela 4.1 e as figuras 4.9 e 4.10 mostram os valores de espessura crustal e razão V_p/V_s obtidos para todas as estações utilizadas neste estudo.

Tabela 4.1: Compilação dos resultados de razão V_p/V_s e espessura obtidos para as Funções do Receptor por meio do programa *HK-Stacking*, com o respectivo valor de V_p utilizado no cálculo.

Estação	V_p (km/s)	V_p/V_s	Espessura (km)
ARAB	6,4	$1,77 \pm 0,03$	$31,7 \pm 1,0$
BDFB	6,3	$1,68 \pm 0,03$	$42,0 \pm 1,6$
CORB	6,3	$1,81 \pm 0,06$	$36,6 \pm 1,9$
CV1B	6,4	$1,70 \pm 0,04$	$40,5 \pm 1,4$
GNSB	6,3	$1,71 \pm 0,03$	$42,1 \pm 1,2$
PAZB	6,4	$1,80 \pm 0,02$	$37,7 \pm 0,8$
PORB	6,4	$1,75 \pm 0,03$	$36,8 \pm 0,7$
PP1B	6,4	$1,70 \pm 0,02$	$33,5 \pm 0,5$
SLMB	6,4	$1,74 \pm 0,02$	$32,8 \pm 0,9$

As tabelas 4.2 e 4.3 relacionam os valores obtidos, respectivamente, para a razão V_p/V_s e espessura crustal obtidas nos trabalhos de Assumpção *et al.* (2004), Bianchi (2008), Soares *et al.* (2006) e Lloyd *et al.* (2010).

Tabela 4.2: Compilação das estimativas de razão V_p/V_s obtidas por estudos geofísicos realizados no Brasil Central.

	Dados obtidos neste trabalho	Assumpção <i>et al.</i> (2004)	Bianchi (2008)	Lloyd <i>et al.</i> (2010)	Soares <i>et al.</i> (2006)
Estação	V_p/V_s	V_p/V_s	V_p/V_s	V_p/V_s	V_p/V_s
ARAB	$1,77 \pm 0,03$	-	-	$1,76 \pm 0,03$	-
BDFB	$1,68 \pm 0,03$	$1,70 \pm 0,01$	-	-	-
CORB	$1,81 \pm 0,06$	$1,81 \pm ?$	$1,82 \pm 0,05$	-	-
CV1B	$1,70 \pm 0,04$	-	$1,66 \pm 0,04$	-	1,69
GNSB	$1,71 \pm 0,03$	$1,72 \pm 0,01$	$1,69 \pm 0,01$	-	-
PAZB	$1,80 \pm 0,02$	$1,76 \pm 0,01$	$1,75 \pm 0,03$	-	-
PORB	$1,75 \pm 0,03$	$1,75 \pm 0,02$	$1,74 \pm 0,01$	-	$1,72 \pm 0,02$
PP1B	$1,70 \pm 0,02$	-	$1,70 \pm 0,01$	$1,71 \pm 0,02$	-
SLMB	$1,74 \pm 0,02$	$1,74 \pm 0,01$	$1,73 \pm 0,01$	-	-

Tabela 4.3: Compilação das estimativas de espessura crustal obtidas por estudos geofísicos realizados no Brasil Central.

	Dados obtidos neste trabalho	Assumpção et al. (2004)	Bianchi (2008)	Lloyd et al. (2010)	Soares et al. (2006)
Estação	H (km)	H (km)	Espessura (km)	H (km)	H (km)
ARAB	$31,7 \pm 1,0$	-	-	$29,6 \pm 1,3$	-
BDFB	$42,0 \pm 1,6$	$41,9 \pm 0,8$	-	-	-
CORB	$36,6 \pm 1,9$	$39 \pm ?$	$38,4 \pm 2,4$	-	-
CV1B	$40,5 \pm 1,4$	-	$41,8 \pm 1,9$	-	$39,5^*$
GNSB	$42,1 \pm 1,2$	$42,6 \pm 0,9$	$42,9 \pm 0,3$	-	-
PAZB	$37,7 \pm 0,8$	$33,2 \pm 0,4$	$33,3 \pm 1,3$	-	-
PORB	$36,8 \pm 0,7$	$37,1 \pm 0,9$	$36,8 \pm 0,5$	-	$37,6^*$
PP1B	$33,5 \pm 0,5$	-	$33,3 \pm 0,2$	$33,3 \pm 0,8$	-
SLMB	$32,8 \pm 0,9$	$33,0 \pm 0,7$	$33,3 \pm 0,5$	-	-

* Obtido pela média das espessuras dos traços da FR.

As estimativas obtidas por Assumpção *et al.* (2004) e Bianchi (2008) provêm da análise de traços de Função do Receptor utilizando o programa *PWSS* (Schimmel & Paulssen, 1997) e o *HK-Stacking* respectivamente. Lloyd *et al.* (2010) utilizou inversão conjunta de ondas de superfície e FR, e Soares *et al.* (2006) usou o método da refração sísmica e FR.

Os valores referentes à razão V_p/V_s e espessura crustal obtidos pela análise das FR, nesta etapa, mostram coerência com os dados obtidos nos trabalhos publicados sobre esta região. Uma exceção foi a estação PAZB, que apresentou dados com alta razão V_p/V_s ($1,80 \pm 0,02$ km/s) e espessura crustal ($37,7 \pm 0,8$ km) maior do que os valores de referência. A identificação das reflexões múltiplas P_pP_{ds} e $P_pS_{ds} + P_sP_{ds}$ realizada pelo *HK-Stacking* nos traços da FR pode ter causado esta divergência. No entanto, observa-se que o valor de espessura sob esta estação encontra-se mais próximo daquele obtido para a estação PORB, também localizada na porção superior do Arco Magmático de Goiás.

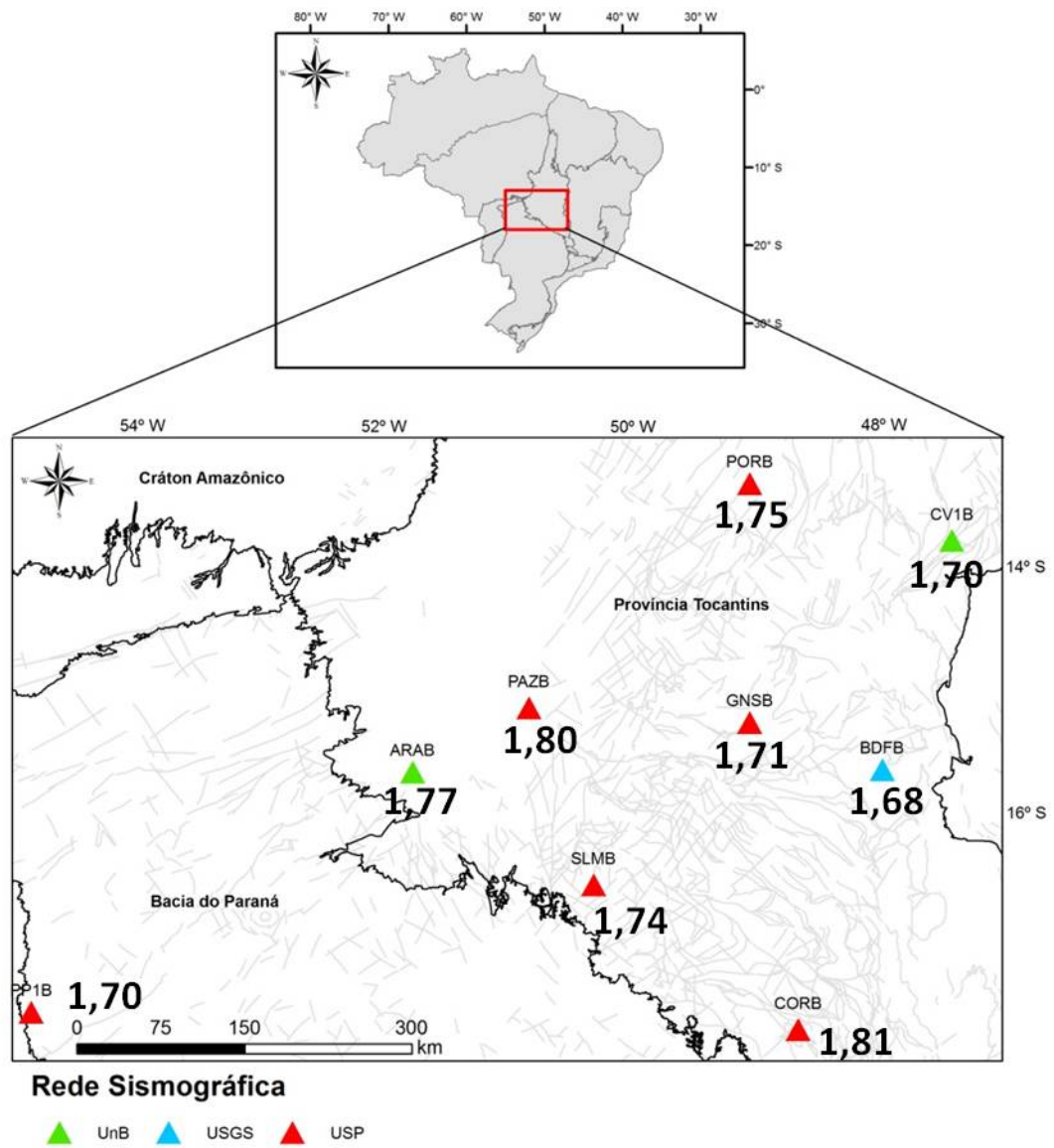


Figura 4.9: Mapa da área de estudo com localização das estações sismográficas e seus respectivos valores de razão V_p/V_s .

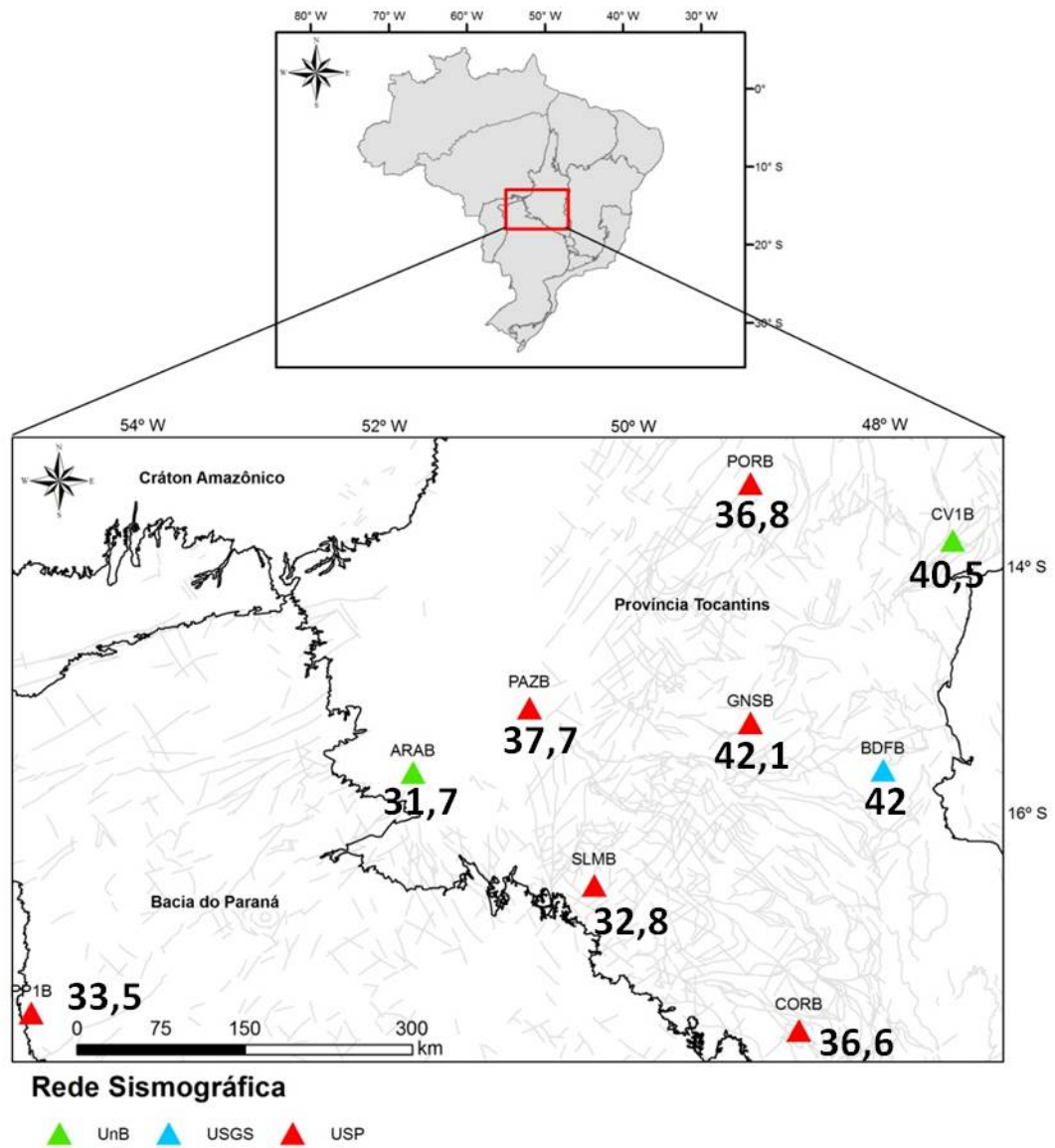


Figura 4.10: Mapa da área de estudo com localização das estações sismográficas e seus respectivos valores de espessura crustal (km).

4.2 Inversão da Função do Receptor

4.2.1 Inversão de dados sintéticos

Inicialmente foram realizados vários testes com dados sintéticos a fim de verificar a eficácia do programa utilizado para a inversão, a convergência dos dados modelados e a influência de fatores no processo de inversão.

O dado sintético foi gerado a partir de um modelo de velocidade baseado em crosta com três camadas de 11 km de espessura e V_p/V_s média de 1,74, cuja distribuição de velocidades se baseia no modelo de velocidade regional para o Brasil (BR90) (Assumpção *et al.*, 2010). Como essa é uma inversão linearizada é importante utilizar modelos iniciais diferentes para testar a eficácia da inversão, ou seja, o quanto a variação no modelo inicial afeta os modelos finais. Foram feitos testes com vários modelos iniciais. A seguir, serão apresentados os resultados obtidos para a inversão de quatro destes modelos, que representam de forma geral os testes realizados. Para os modelos iniciais testados deixou-se fixa a V_p/V_s de cada camada, variando apenas a velocidade da onda S. O modelo inicial 1 contém valores próximos do modelo de referência, o qual foi utilizado para gerar o traço sintético, enquanto os modelos 2, 3 e 4 possuem valores de velocidade mais discrepantes. As figuras 4.11 a 4.14 mostram os resultados da inversão dos modelos testados.

As inversões foram eficientes, ou seja, a solução convergiu para o esperado. As formas de onda se ajustam melhor nas fases P, P_s , e nas reflexões múltiplas, e isso é refletido pelo alto índice de correlação dos dados (tabela 4.4), o qual é também influenciado pelo peso atribuído às amostras.

Quanto maior o ajuste entre os sinais observados e os calculados maior a proximidade do modelo de velocidade final ao modelo de referência gerador do dado sintético. Os melhores resultados foram alcançados pela inversão dos modelos 1 e 3, ou seja, apresentaram maiores índices de correlação e melhor ajuste entre as fases da forma de onda do dado observado e do dado calculado e modelo final de distribuição de velocidade mais

compatível com o modelo de referência. Os modelos iniciais e os modelos finais obtidos ao final das inversões estão disponíveis no apêndice B.

Tabela 4.4: Resultados da inversão de FR sintética.

modelo	Correlação	V_p^* média (km/s)	V_s^* média (km/s)
referência	-	6,41	3,68
modelo 1	0,9876	6,43	3,69
modelo 2	0,9642	6,32	3,62
modelo 3	0,9978	6,41	3,68
modelo 4	0,9073	6,23	3,58

* Valores médios na crosta.

Apesar de em alguns casos a V_s encontrada em determinadas camadas ser discrepante do valor de referência, o processo de inversão da FR para a litosfera converge para valores razoáveis de velocidade média crustal. Considerando a inversão dos quatro modelos descritos, obteve-se médias crustais para V_s com erro máximo de 0,1 e mínimo de 0,01. Assim, esta metodologia de inversão da FR mostra-se razoável para obter modelos de distribuição média crustal.

A sensibilidade da inversão em relação às observações, conforme descrito na seção 2.4, é diretamente proporcional aos valores da matriz jacobiana de inversão e da matriz com os pesos atribuídos a cada amostra. As figuras 4.15 e 4.16 ilustram a influência das fases crustais no processo de inversão e as figuras 4.17 e 4.18 mostram a sensibilidade da inversão em relação aos parâmetros V_s atribuídos a cada camada.

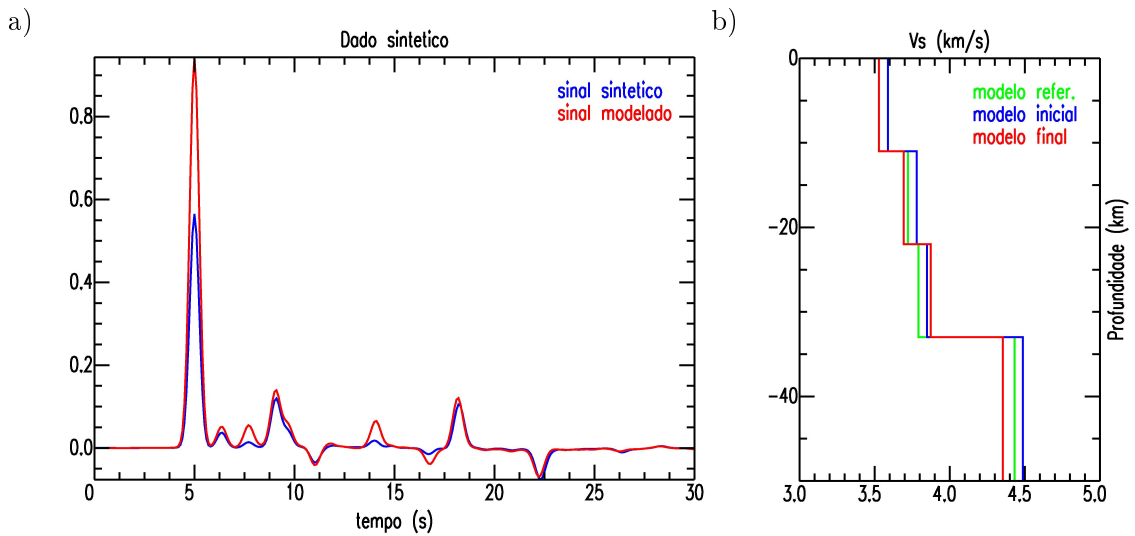


Figura 4.11: Inversão de dados sintéticos utilizando o modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial, a vermelha o modelo final após a inversão e a verde o modelo de referência gerador do dado sintético.

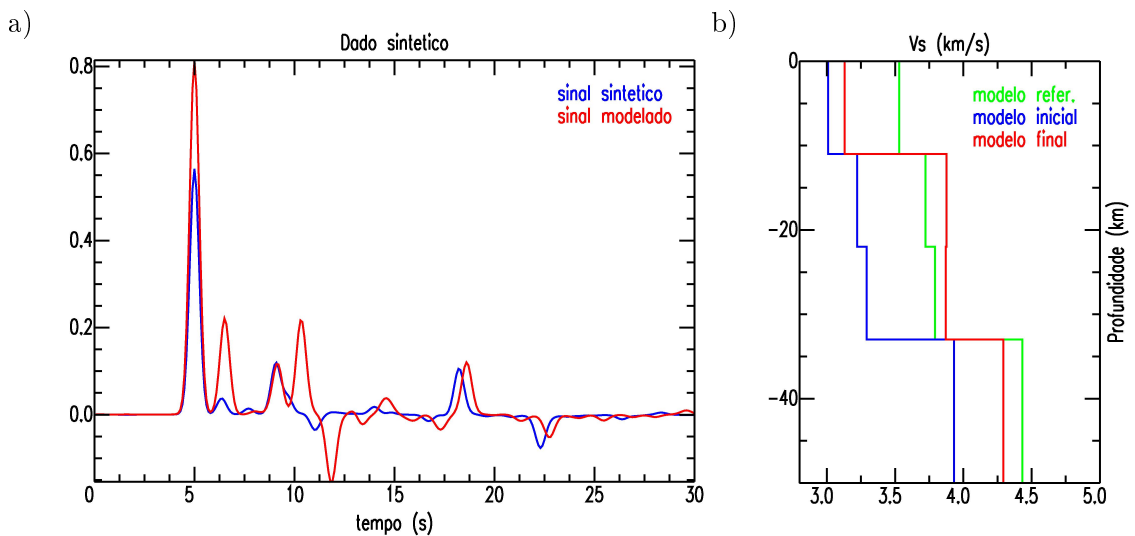


Figura 4.12: Inversão de dados sintéticos utilizando o modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial, a vermelha o modelo final após a inversão e a verde o modelo de referência gerador do dado sintético.

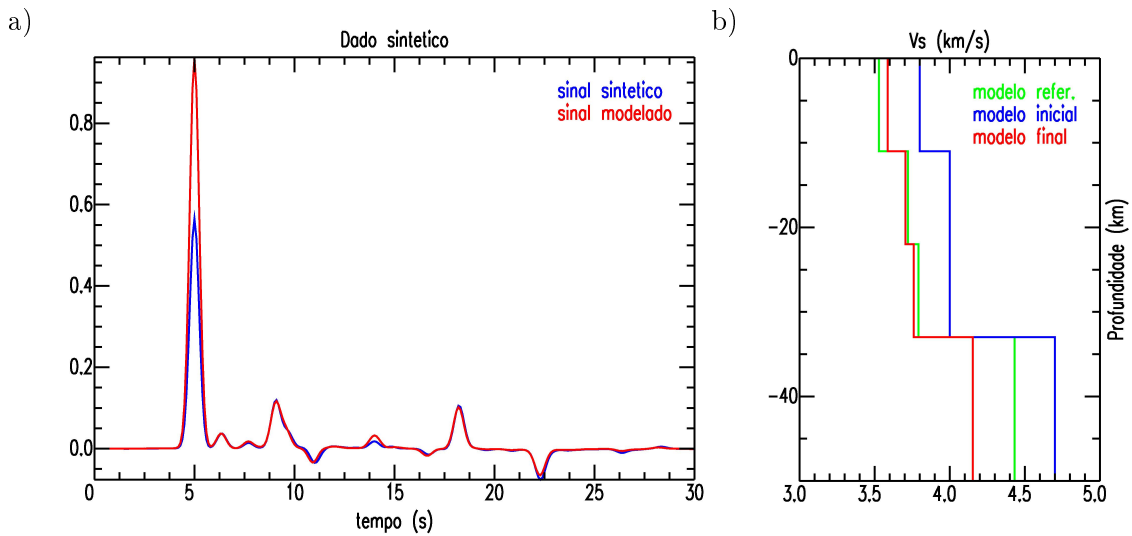


Figura 4.13: Inversão de dados sintéticos utilizando o modelo inicial 3. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial, a vermelha o modelo final após a inversão e a verde o modelo de referência gerador do dado sintético.

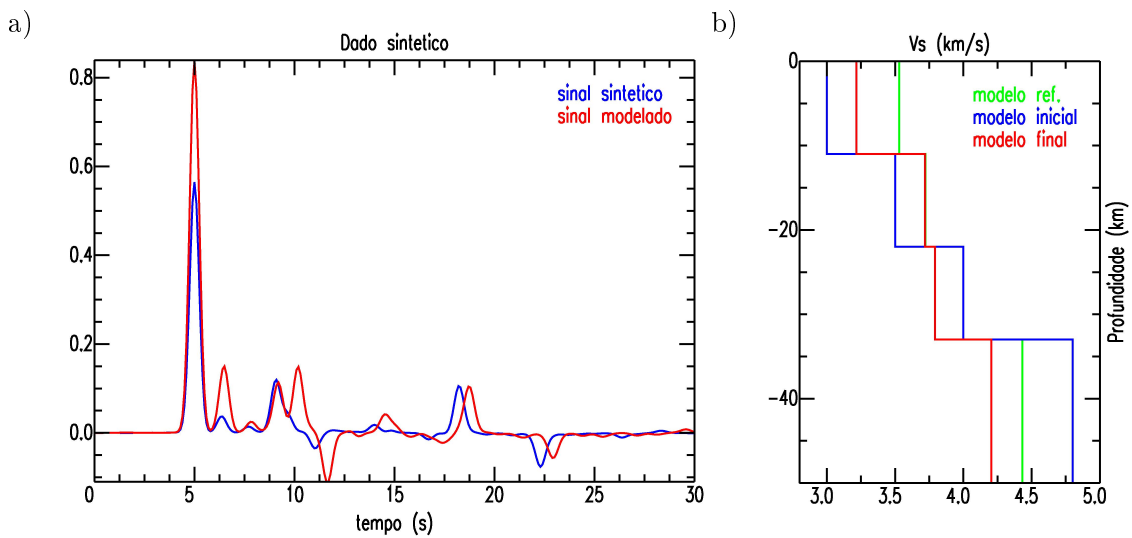


Figura 4.14: Inversão de dados sintéticos utilizando o modelo inicial 4. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial, a vermelha o modelo final após a inversão e a verde o modelo de referência gerador do dado sintético.

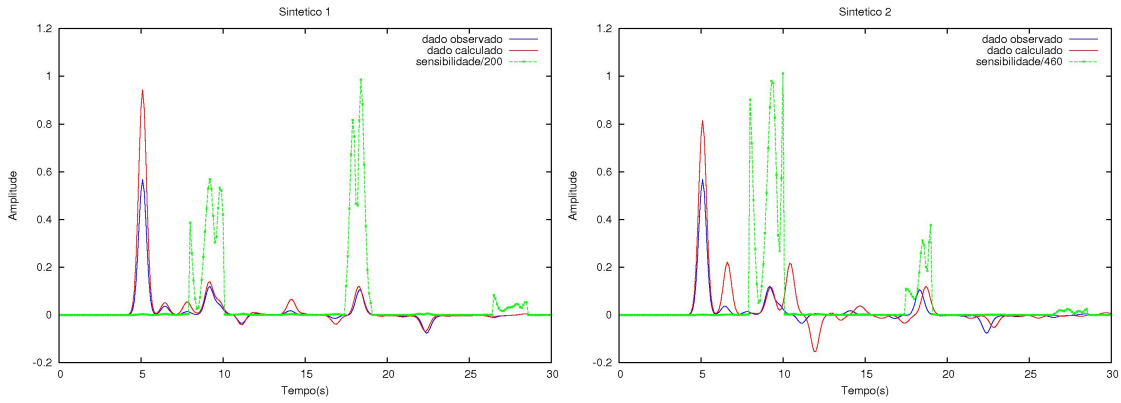


Figura 4.15: Curva de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado calculado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

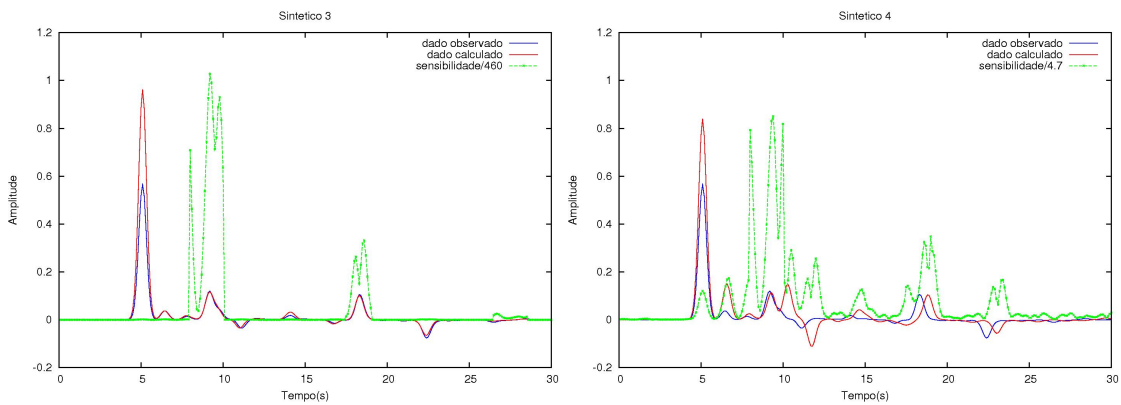


Figura 4.16: Curva de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos usando modelo inicial 3, à esquerda, e modelo inicial 4, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado calculado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

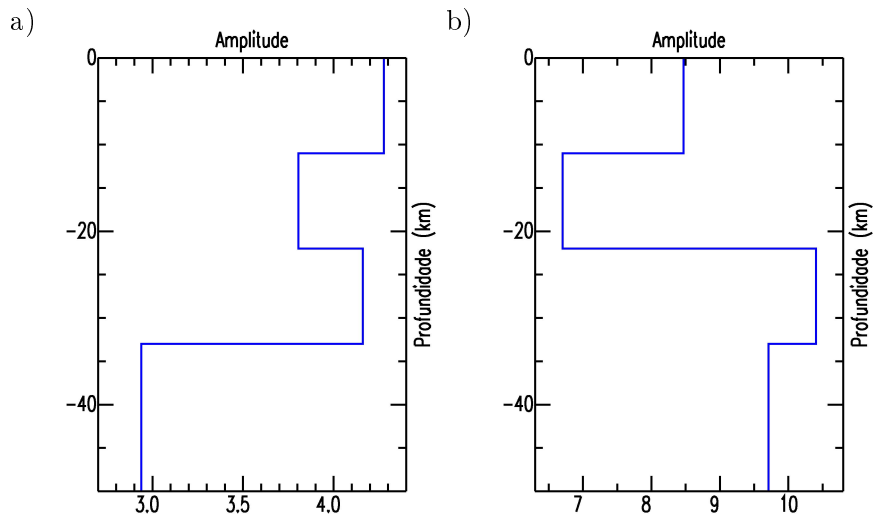


Figura 4.17: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2.

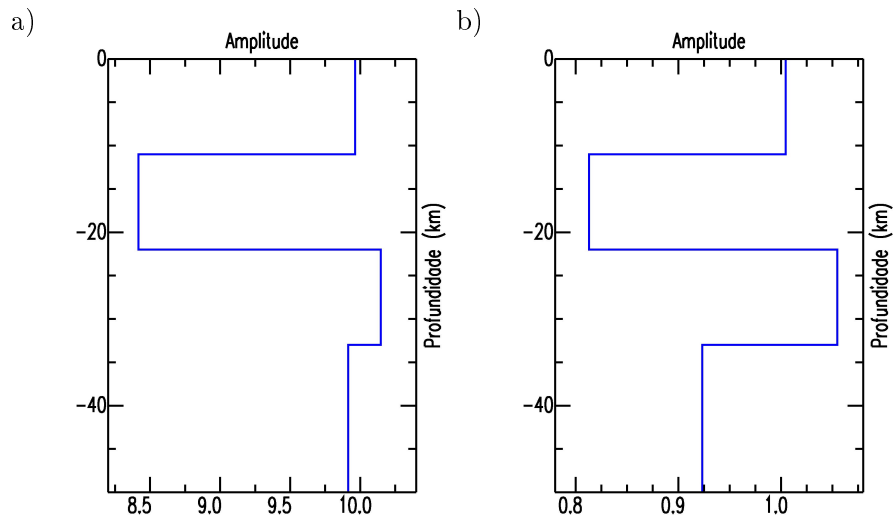


Figura 4.18: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados sintéticos em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 3 e b) modelo inicial 4.

4.2.2 Inversão de dados reais

A inversão foi então aplicada a traços de Função do Receptor obtidos a partir de registros das estações localizadas no Brasil Central. Para a inversão dos dados de cada estação utilizou-se dois modelos iniciais diferentes. O modelo inicial 1 baseou-se no modelo de velocidade crustal regional (BR90) (Assumpção *et al.*, 2010), o qual considera V_p/V_s média igual a 1,74 na crosta e 1,85 no manto, e o modelo inicial 2 baseou-se nos resultados de V_p/V_s média obtidos pela análise da FR pelo programa *HK-Stacking* para cada estação (tabela 4.1). Para as estações CV1B e PORB também foi realizada inversão utilizando um terceiro modelo inicial de velocidades baseado em levantamentos de refração sísmica realizados na região de estudo (Ventura, 2010). Os valores de cada parâmetro dos modelos iniciais e dos seus respectivos modelos finais obtidos após a inversão dos dados estão disponíveis no apêndice C. Os resultados obtidos podem ser visualizados nas figuras 4.17 a 4.48.

Inversão de dados da estação ARAB

Para os dados desta estação, a inversão foi realizada utilizando os modelos iniciais 1 e 2, que possuem V_p/V_s média igual a 1,74 e 1,77 respectivamente. A inversão do modelo 1 obteve para a crosta V_s média igual a 3,4 km/s e V_p média igual a 5,9 km/s, e para o manto V_s igual a 3,8 km/s e V_p igual a 7,0 (figura 4.19). Enquanto a inversão do segundo modelo obteve V_s média igual a 3,5 km/s e V_p média igual a 6,3 para a crosta e V_s igual a 4,1 km/s e V_p igual a 7,5 km/s para o manto (figura 4.20), valores os quais são mais compatíveis com os estudos sobre a região.

Os traços de FR desta estação não apresentaram alinhamento claro de fase nas reflexões múltiplas, dificultando sua identificação. Devido à incerteza na localização destas fases atribuiu-se um peso maior somente à fase P_s , o que resultou em um pico de sensibilidade (figura 4.21) e um ajuste da forma de onda do dado calculado com o observado apenas nesta fase e um índice de correlação igual a 0,99 nas duas inversões.

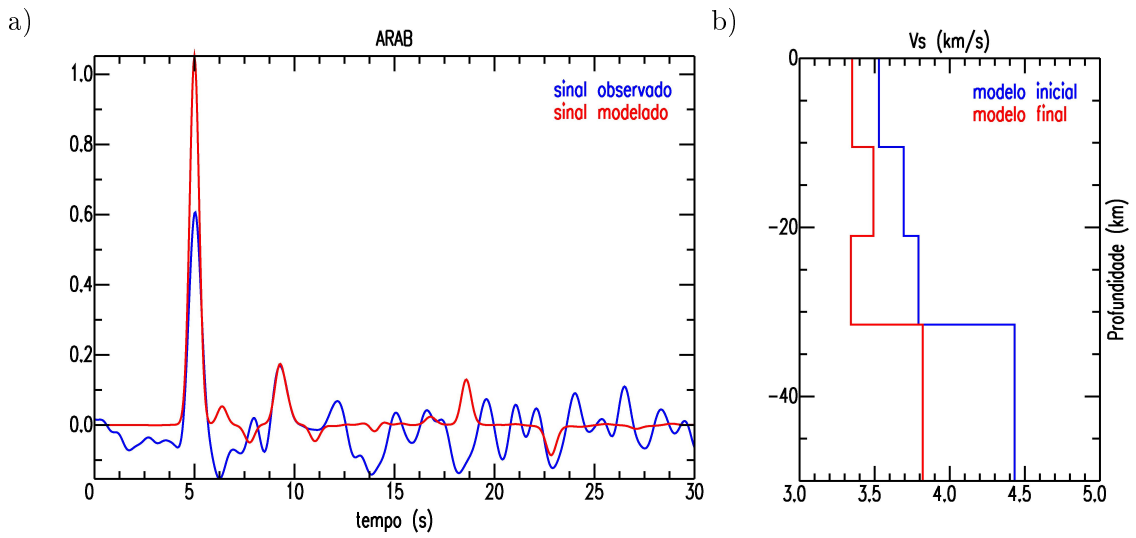


Figura 4.19: Inversão de dados para a estação ARAB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

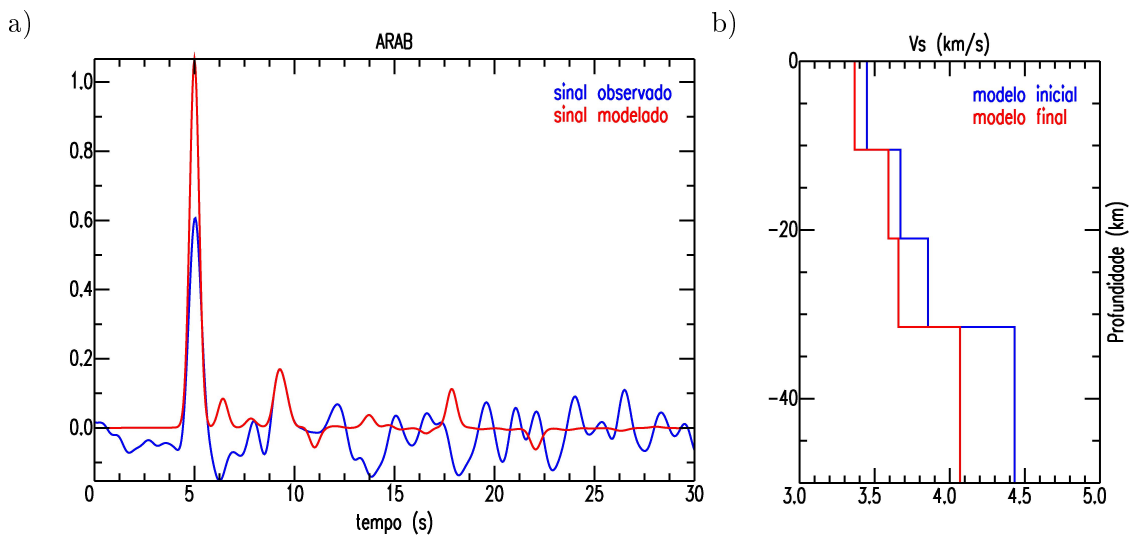


Figura 4.20: Inversão de dados para a estação ARAB utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

A sensibilidade da inversão ao parâmetro V_{s1} , que corresponde à velocidade da onda S na primeira camada da crosta, foi maior em ambas inversões, indicando maior influência do valor deste parâmetro no processo de inversão (figura 4.22).

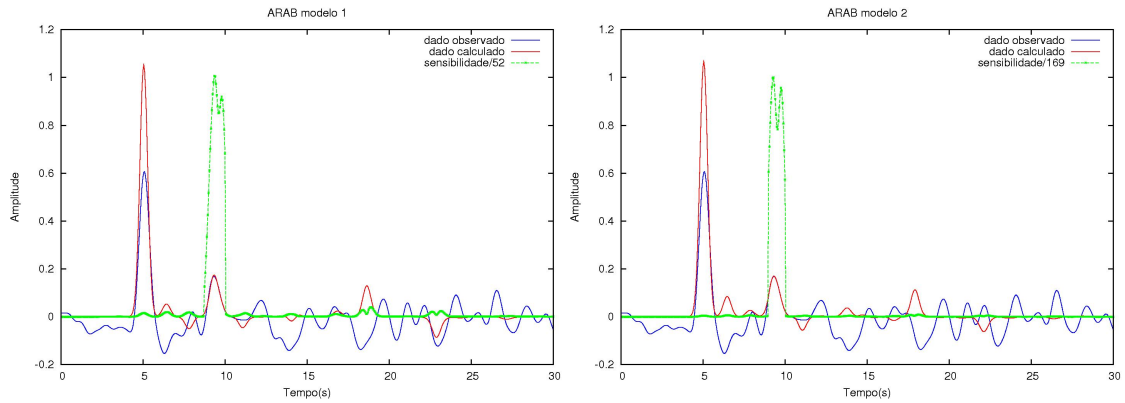


Figura 4.21: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de ARAB usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

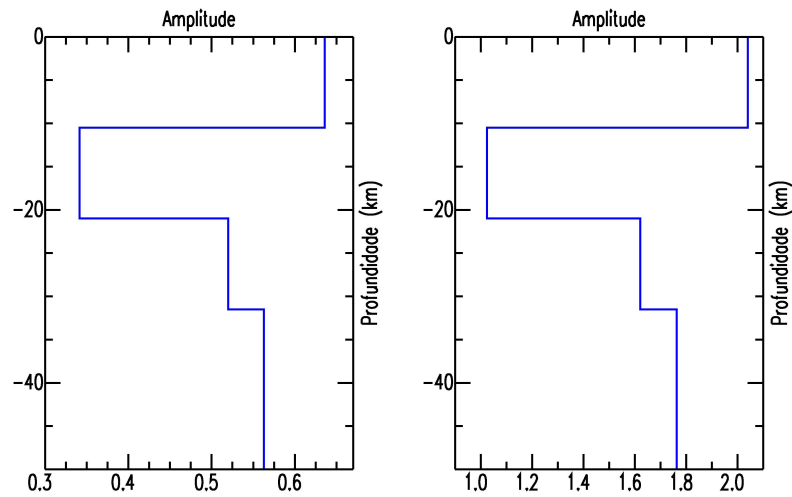


Figura 4.22: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de ARAB em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2.

Inversão de dados da estação BDFB

A inversão do modelo 1 (V_p/V_s média = 1,74) obteve para a crosta V_s média igual a 3,9 km/s e V_p média igual a 6,7 km/s, enquanto a inversão do modelo 2 (V_p/V_s média = 1,68) obteve V_s média igual a 3,7 km/s e V_p média igual a 6,2 km/s (figuras 4.23 e 4.24).

Ambas as inversões apresentaram maior sensibilidade ao parâmetro V_{s1} (figura 4.26) e obtiveram índice de correlação entre os dados igual a 0,90. Porém, a inversão do modelo inicial 2 aparentemente não conseguiu ajustar as fases correspondentes às reflexões múltiplas, identificadas no traço da FR em 21 e 26 segundos.

A curva de sensibilidade da inversão em relação às observações (figura 4.25), utilizando o modelo inicial 1, apresentou picos nas fases P_s e múltiplas, mas na inversão do modelo inicial 2, os picos de sensibilidade coincidiram apenas com as fases P e P_s . A queda abrupta nos valores de sensibilidade nas amostras correspondentes às múltiplas provavelmente foi ocasionada pelos valores da matriz Jacobiana.

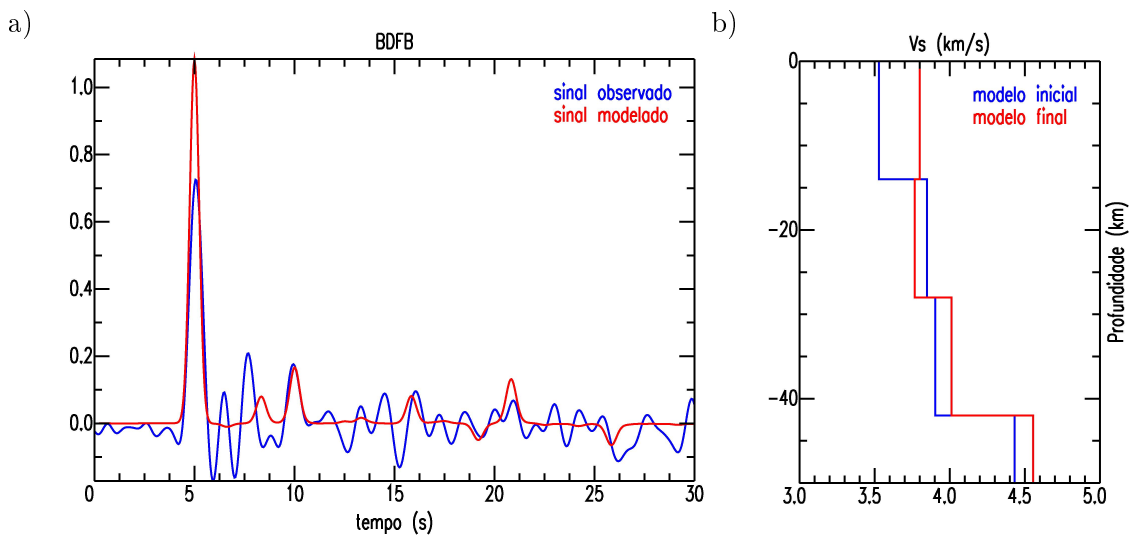


Figura 4.23: Inversão de dados para a estação BDFB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

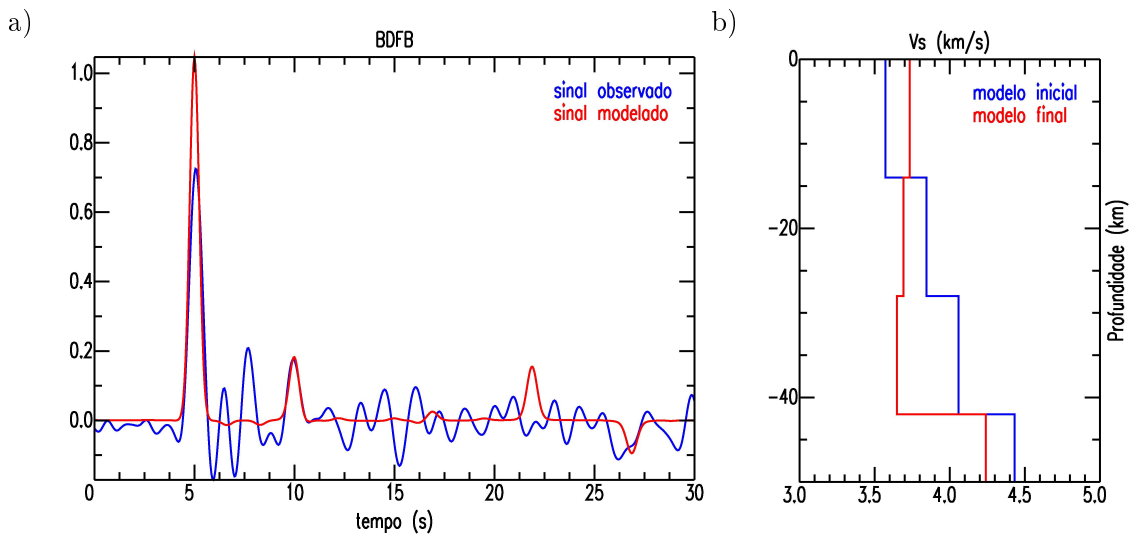


Figura 4.24: Inversão de dados para a estação BDFB utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

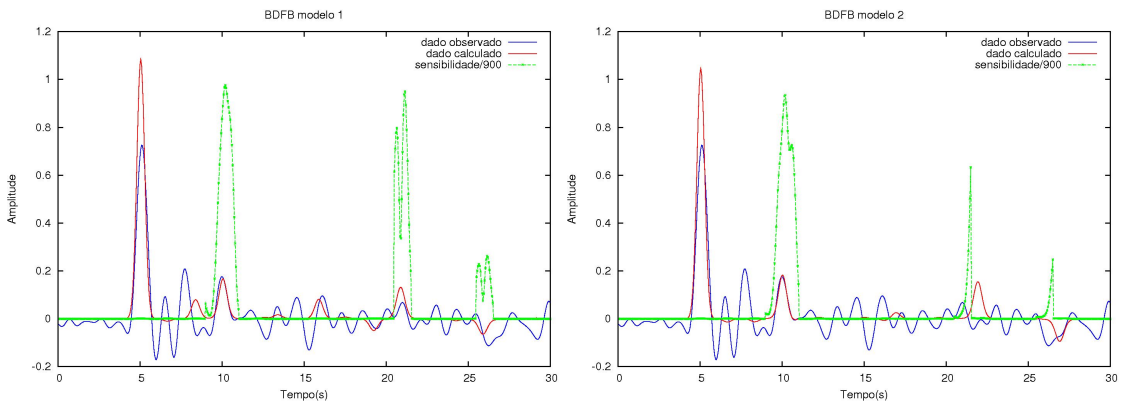


Figura 4.25: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de BDFB usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

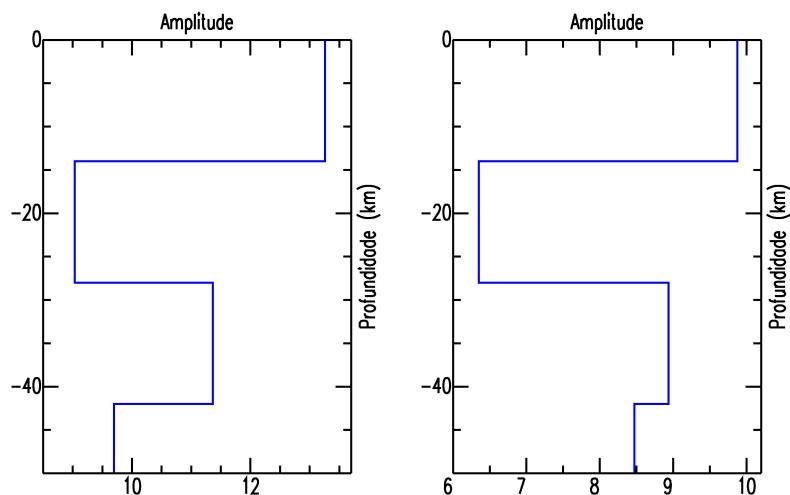


Figura 4.26: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de BDFB em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2.

Inversão de dados da estação CV1B

A inversão do modelo inicial 1 apresentou V_p média igual a 6,6 km/s, V_s média igual a 3,8 km/s na crosta e índice de correlação dos dados igual a 0,84 (figura 4.27). A inversão do modelo inicial 2, o qual utilizou V_p/V_s média na crosta igual a 1,70, obteve V_p média igual a 6,3 km/s, V_s média igual a 3,7 km/s na crosta (figura 4.28). Os valores de V_s encontrados para cada camada são muito próximos daqueles obtidos pela inversão do modelo 1, no entanto, os valores de V_p variaram em função da V_p/V_s fixa para cada camada do modelo. O índice de correlação apresentado neste caso foi de 0,86.

O modelo inicial 3 baseou-se em resultados de levantamentos sísmicos no Brasil Central extraídos de Ventura (2010) e por isso utilizou-se uma V_p/V_s média igual a 1,68 na crosta e V_p/V_s igual a 1,70 no manto (figura 4.29). Entretanto, este modelo não apresentou bom ajuste para os dados e obteve uma distribuição de velocidades muito baixa para a crosta, apesar do índice de correlação um pouco maior do que o apresentado pelas outras duas inversões ($R = 0,87$). Obteve V_p média igual a 5,6 km/s e V_s média igual a

3,4 km/s na crosta. No manto encontrou V_p igual a 7,0 km/s e V_s igual a 4,1 km/s.

As três inversões realizadas ajustam os dados correspondentes à fase P_s , e aparentemente as inversões para os modelos iniciais 1 e 2 sugerem localização das reflexões múltiplas aproximadamente 11 e 16 segundos após a chegada da P direta.

As figuras 4.30 e 4.31 mostram uma sensibilidade relativamente baixa para as amostras correspondentes às fases P_s e múltiplas. Isso deve-se ao fato do peso atribuído a estas fases não ser muito maior que o peso atribuído às demais amostras do traço. A figura 4.32 ilustra a sensibilidade da inversão em relação aos valores atribuídos aos parâmetros V_s de cada camada do modelo.

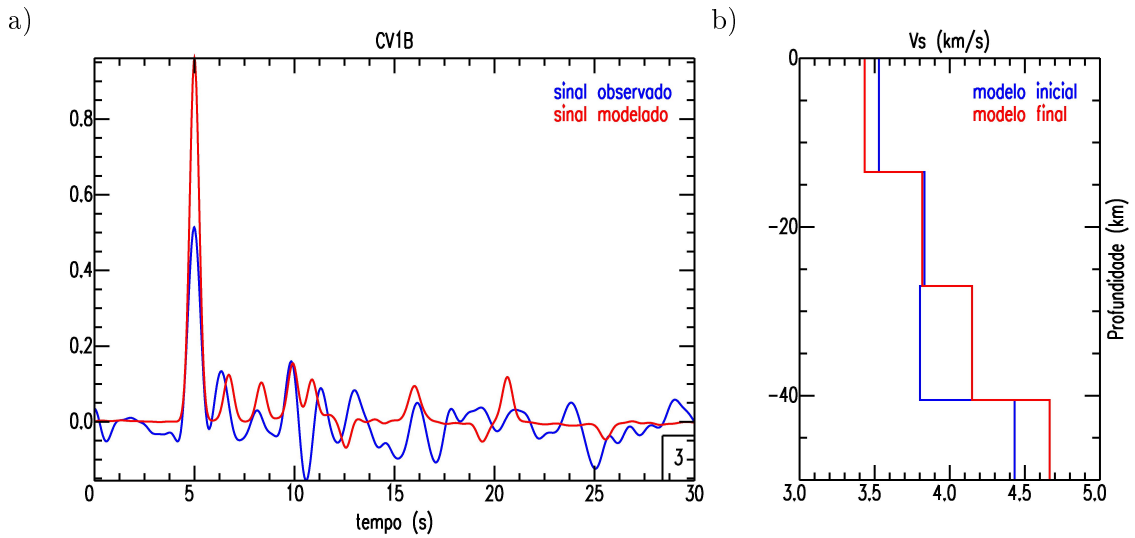


Figura 4.27: Inversão de dados para a estação CV1B utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

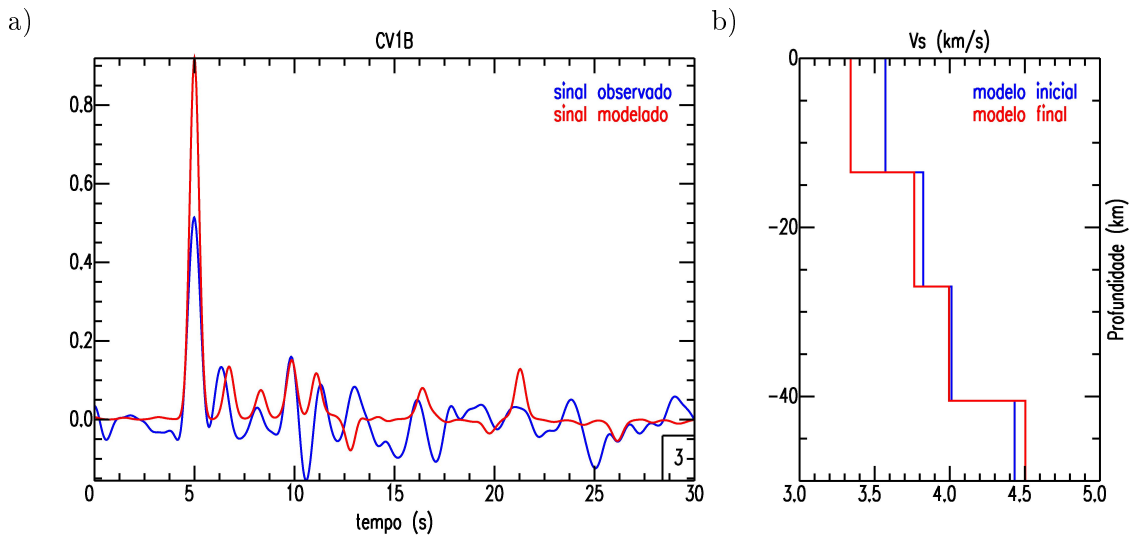


Figura 4.28: Inversão de dados para a estação CV1B utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

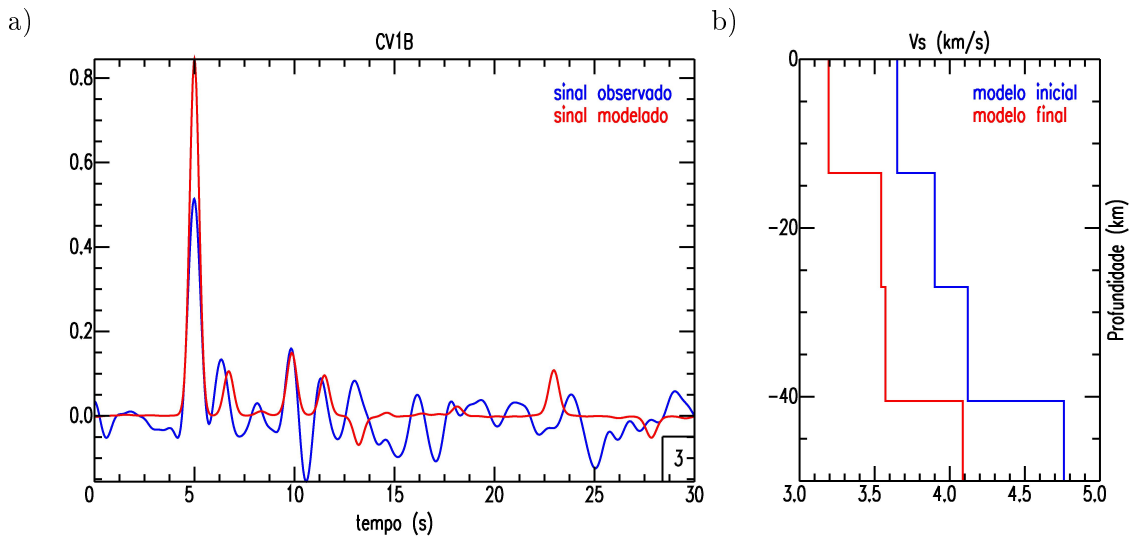


Figura 4.29: Inversão de dados para a estação CV1B utilizando modelo inicial 3. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

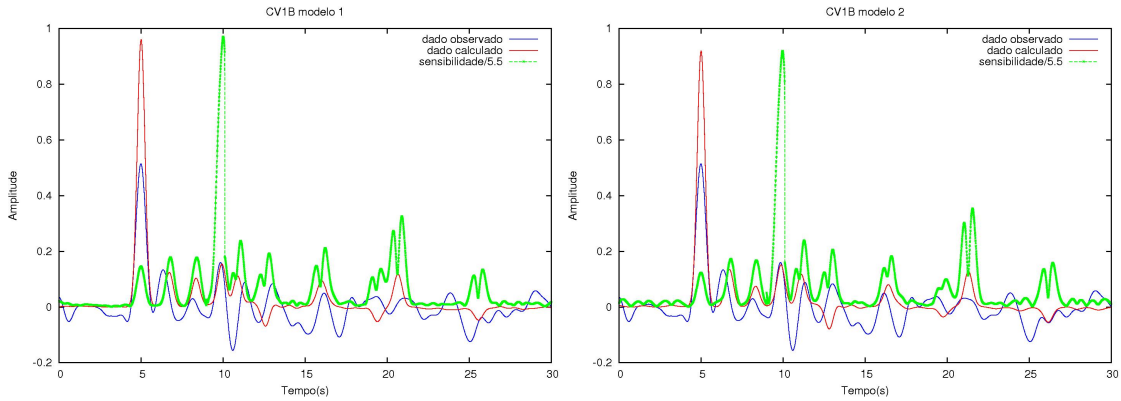


Figura 4.30: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de CV1B usando modelo inicial 2, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

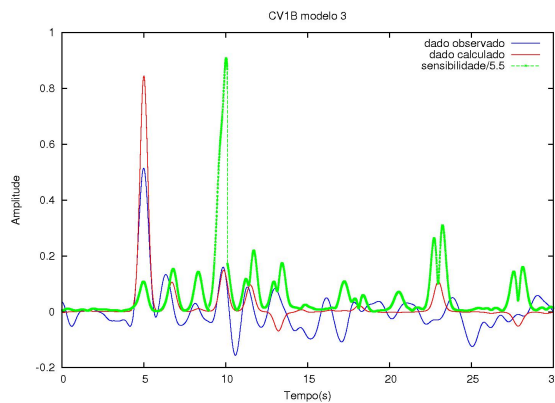


Figura 4.31: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de ARAB usando modelo inicial 3. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

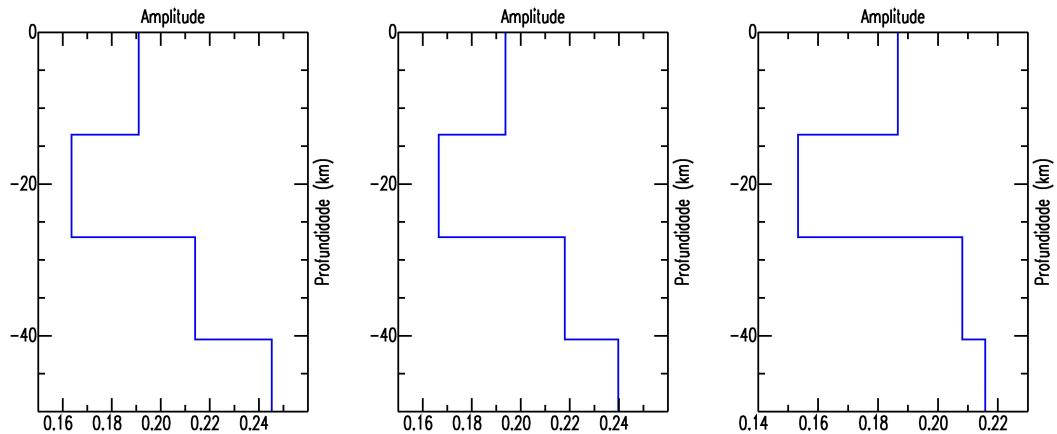


Figura 4.32: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de CV1B em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando o modelo inicial 1, à esquerda, o modelo inicial 2, ao centro, e modelo inicial 3, à direita. Os valores de amplitude foram multiplicados por 10.

Inversão de dados da estação GNSB

A inversão da FR para a estação GNSB produziu ajuste da forma de onda nas fases P, P_s e nas múltiplas, em ambos os casos (figuras 4.33 e 4.34). Os dados modelados apresentaram baixo resíduo em relação aos dados observados e as reflexões múltiplas da onda S são posicionadas em 17 e 22 segundos após a chegada da P direta.

A inversão do modelo 1, o qual utilizou V_p/V_s média igual a 1,74, apresentou índice de correlação de 0,86, enquanto a inversão do modelo 2, o qual utilizou V_p/V_s média igual a 1,71, obteve índice de correlação maior, $R = 0,90$, indicando forte correlação entre os dados.

Ambos modelos finais obtiveram média de V_s igual a 3,7 km/s para a crosta sob esta estação. A inversão do modelo 1 obteve V_p média crustal igual a 6,4 km/s e a do modelo 2 obteve 6,3 km/s. Isto se deve ao fato de ter considerado a V_p/V_s fixa para cada modelo.

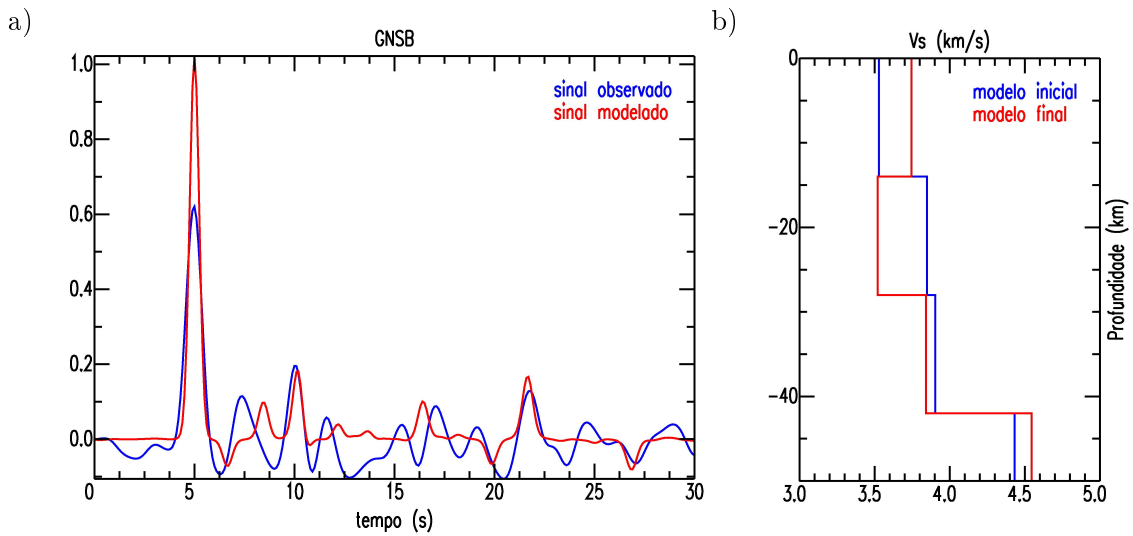


Figura 4.33: Inversão de dados para a estação GNSB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

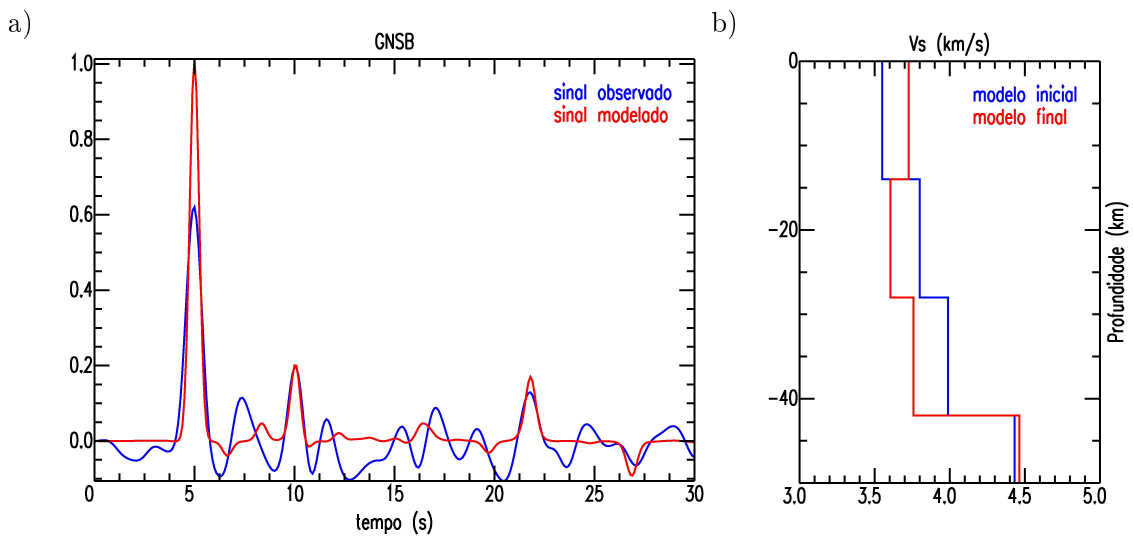


Figura 4.34: Inversão de dados para a estação GNSB utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

A curva de sensibilidade em relação às observações em ambas as inversões apresentou picos nas fases P_s e múltiplas (figura 4.35). A sensibilidade em relação aos parâmetros da inversão foi maior para a velocidade da S na camada 1 (V_{s_1}) em ambas inversões (figura 4.36).

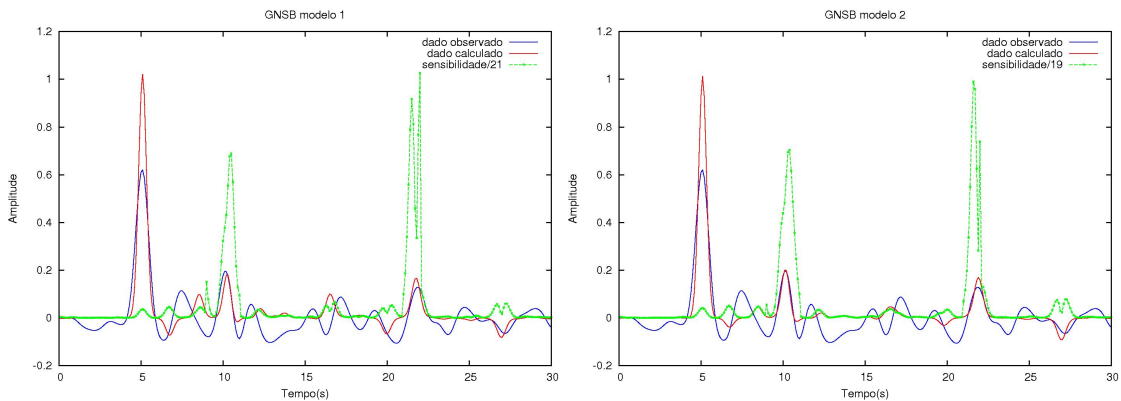


Figura 4.35: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de GNSB usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

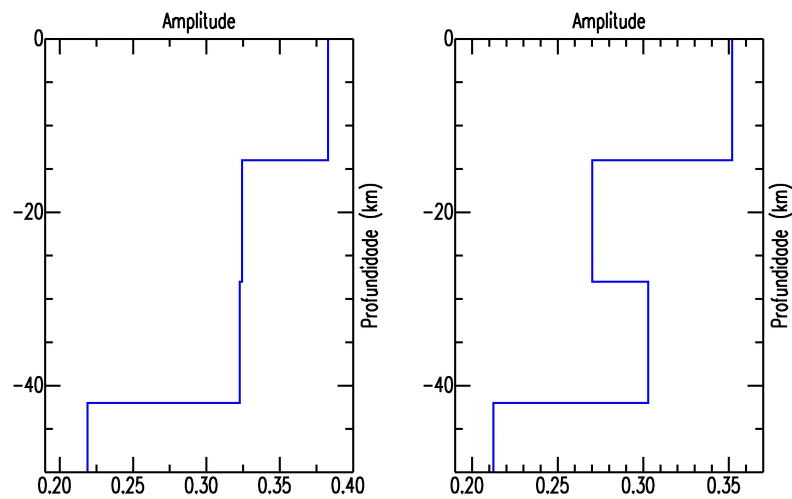


Figura 4.36: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de GNSB em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2.

Inversão de dados da estação PAZB

Os resultados obtidos pela inversão dos dois modelos testados são muito semelhantes (figura 4.37 e 4.38), apresentaram V_p média aproximadamente igual a 6,8 km/s e V_s igual a 3,8 km/s na crosta, divergem apenas quanto à velocidade atingida pelas ondas P e S no manto. A inversão do modelo 1 obteve para o manto V_p igual a 8,1 km/s e V_s igual a 4,5 km/s, e índice de correlação igual a 0,82, enquanto o modelo 2, o qual utiliza para inversão V_p/V_s média igual a 1,80, apresentou V_p e V_s no manto com 7,2 km/s e 3,9 km/s respectivamente, e índice de correlação igual a 0,76.

O ajuste dos dados apresentado pela inversão do modelo 2 é incipiente nas fases crustais, quando comparado com o ajuste proporcionado pela inversão do modelo 1 (figura 4.39), embora a curva de sensibilidade às observações mostre picos nas amostras correspondentes às fases crustais. A inversão dos modelos iniciais 1 e 2 em relação aos parâmetros foram mais sensíveis à velocidade da onda S nas camadas 3 e 2 da crosta respectivamente (figura 4.40).

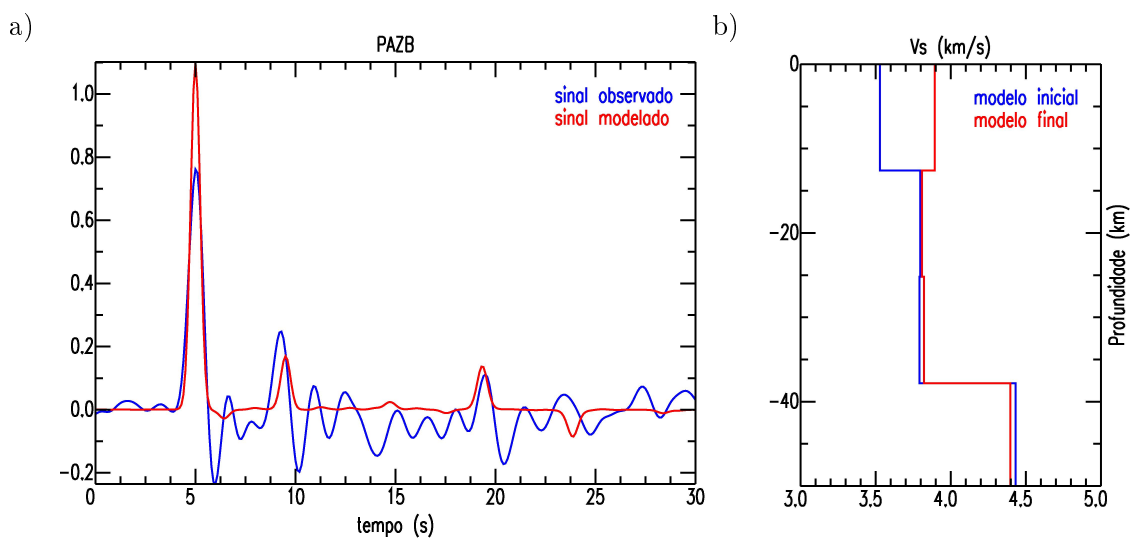


Figura 4.37: Inversão de dados para a estação PAZB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

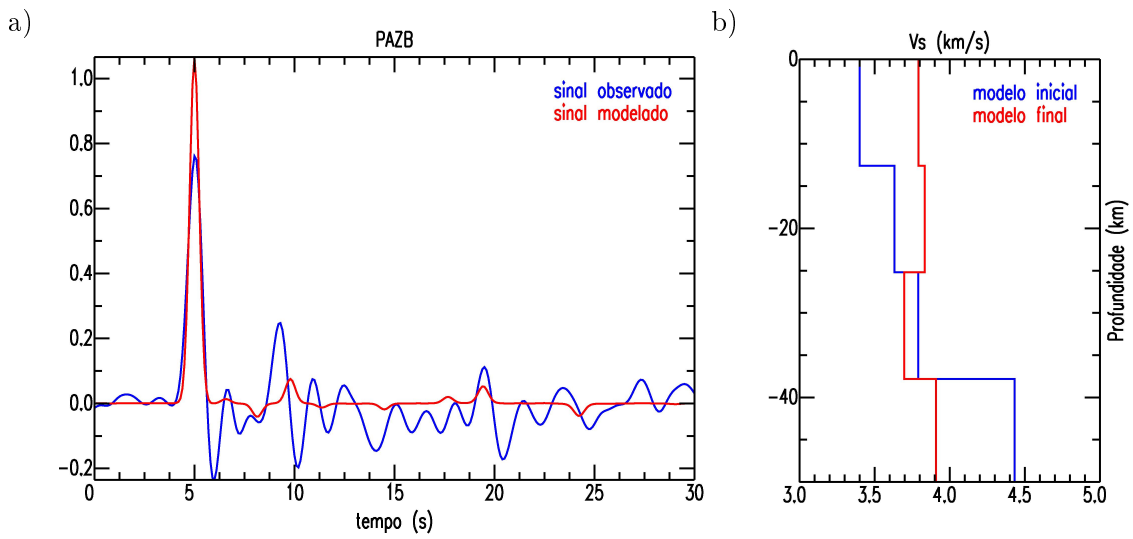


Figura 4.38: Inversão de dados para a estação PAZB utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

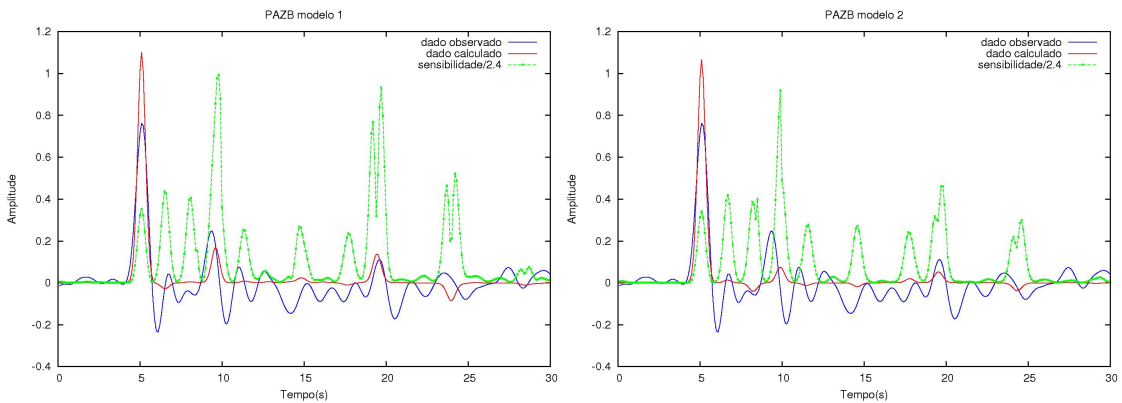


Figura 4.39: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PAZB usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

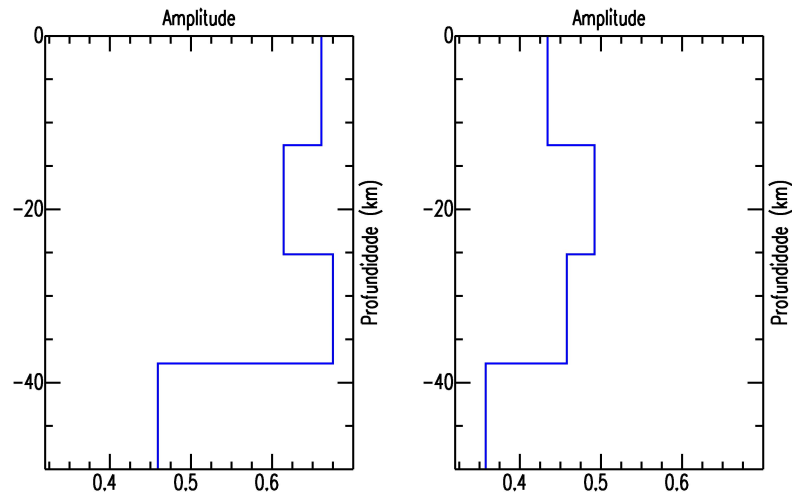


Figura 4.40: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PAZB em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2. Os valores de amplitude foram multiplicados por 10.

Inversão de dados da estação PORB

A razão V_p/V_s obtida pela análise da FR pelo programa *HK-Stacking* para os dados desta estação foi a mesma adotada no modelo 1, baseada em estimativas regionais, por isso não foi realizada a inversão do modelo inicial 2. A inversão de ambos modelos apresentou índice de correlação de dados relativamente baixo ($R = 0,82$).

O ajuste da curva após a inversão do modelo 1 foi maior e apresentou médias mais compatíveis com os dados de referência, V_p igual a 6,3 km/s e V_s igual a 3,6 km/s (figura 4.41). A inversão do modelo 3, utilizando V_p/V_s média igual a 1,68 na crosta, obteve baixos valores de velocidades em todas as camadas, com médias $V_p = 5,6$ km/s e $V_s = 3,3$ km/s na crosta (figura 4.42).

As amostras do dado observado e do calculado, correspondentes à fase P_s , foram melhor ajustadas após inversão do modelo 3, embora não tenha obtido ajuste das fases correspondentes às reflexões múltiplas.

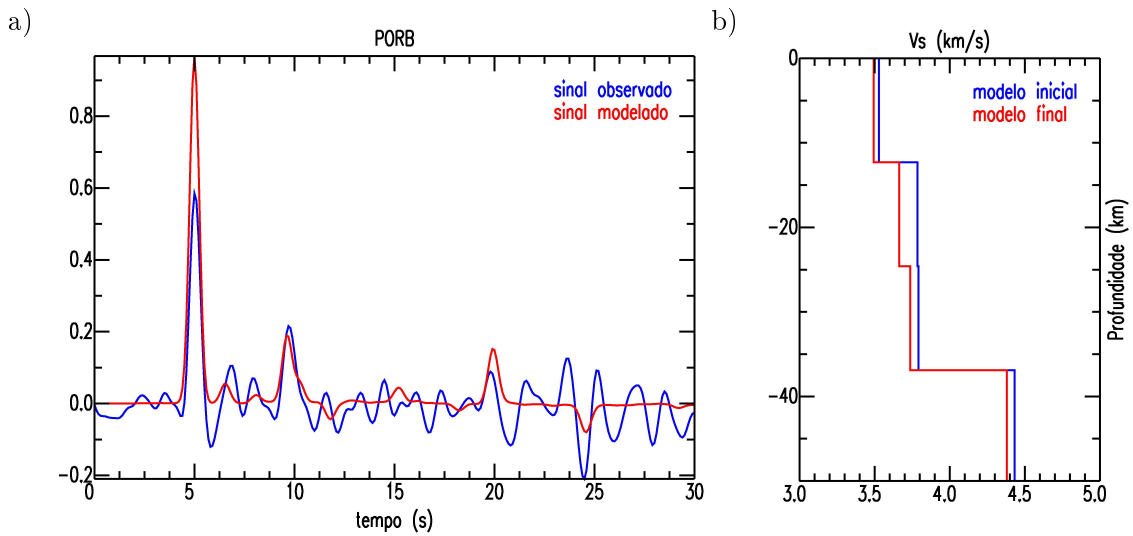


Figura 4.41: Inversão de dados para a estação PORB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

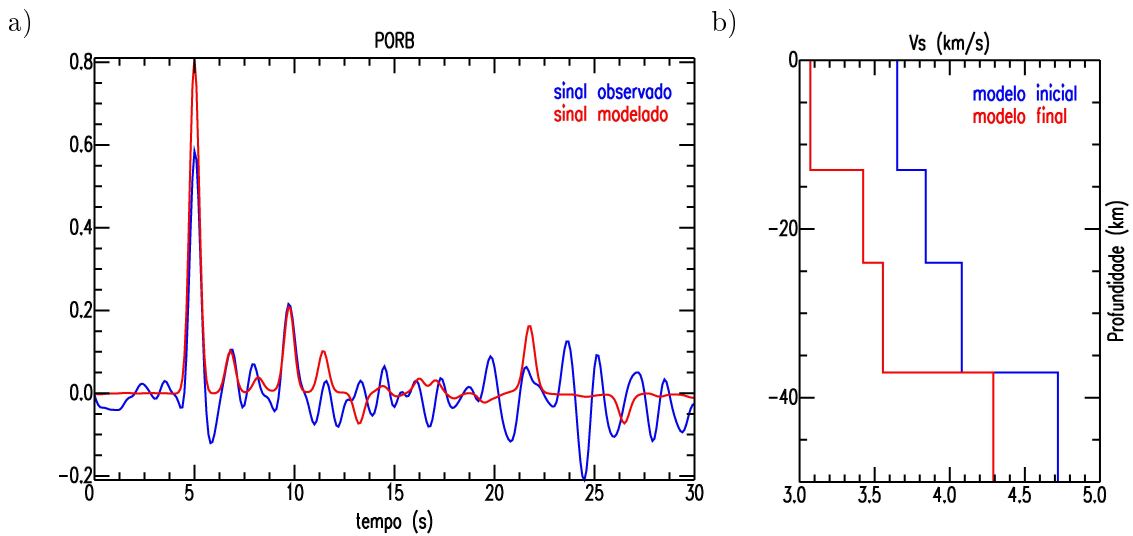


Figura 4.42: Inversão de dados para a estação PORB utilizando modelo inicial 3. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

A figura 4.43 ilustra a influência das fases crustais no processo de inversão. A sensibilidade da inversão ao parâmetro V_{s1} , utilizando ambos modelos iniciais, foi maior do que a sensibilidade apresentada pelos demais parâmetros, como ilustra a figura 4.44.

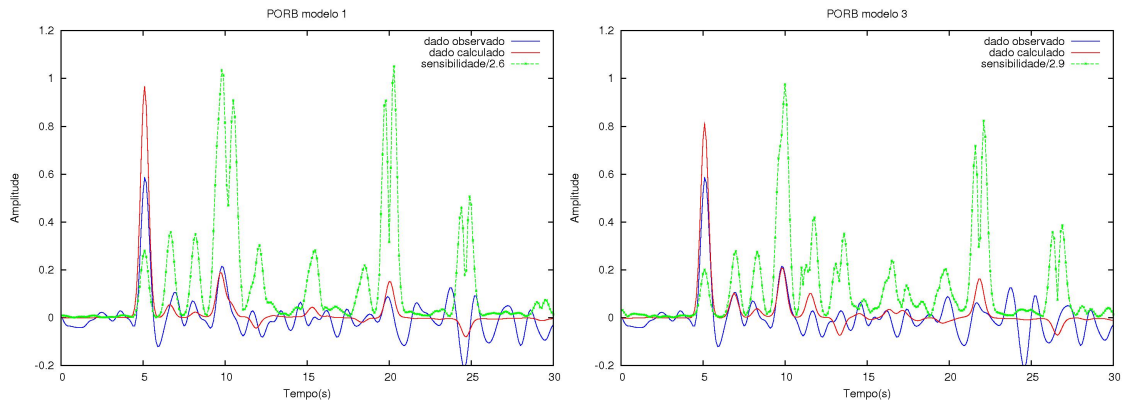


Figura 4.43: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PORB usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 3, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

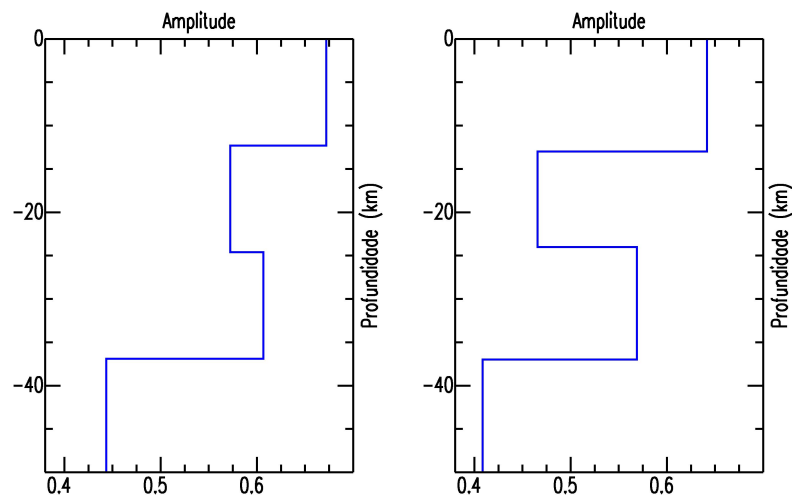


Figura 4.44: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PORB em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 3. Os valores de amplitude foram multiplicados por 10.

Inversão de dados da estação PP1B

A inversão da FR utilizando ambos modelos iniciais produziu ajuste da forma de onda, principalmente nas fases P, P_s e nas reflexões múltiplas (figuras 4.45 e 4.46), assim como a sensibilidade da inversão às observações, que também é maior nestas fases (figura 4.47). Os dados modelados apresentaram baixo resíduo em relação aos dados observados e o processo de inversão apresentou maior sensibilidade aos valores atribuídos à velocidade da onda S nas camadas 1 e 3 do modelo (figura 4.48).

A inversão dos modelos 1 e 2 apresentaram coeficiente de correlação dos dados igual a 0,92 e 0,95 respectivamente, o que sugere forte correlação entre os parâmetros (V_s) do modelo.

Ambas as inversões obtiveram para a crosta V_s média igual a 3,7 km/s sob a estação PP1B. A inversão do modelo 1 ($V_p/V_s = 1,74$) obteve V_p média crustal igual a 6,5 km/s e a do modelo 2 ($V_p/V_s = 1,77$) obteve 6,4 km/s, em função das razões V_p/V_s serem fixas para cada modelo adotado.

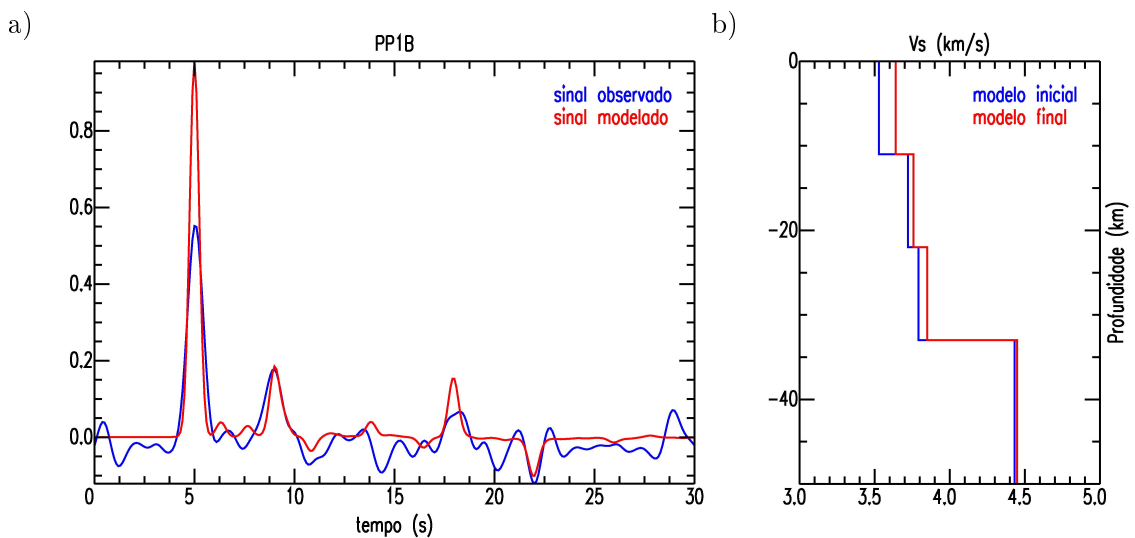


Figura 4.45: Inversão de dados para a estação PP1B utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

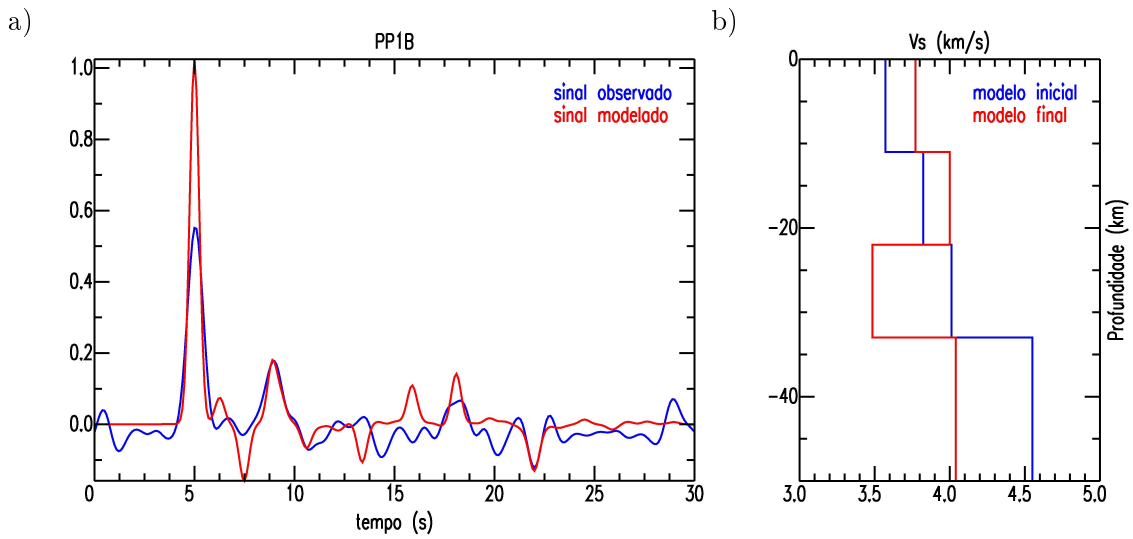


Figura 4.46: Inversão de dados para a estação PP1B utilizando modelo inicial 2. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

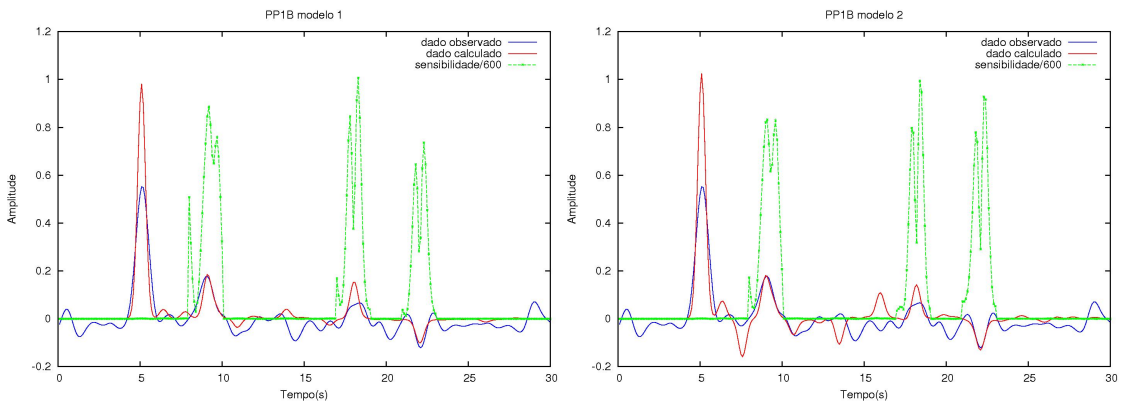


Figura 4.47: Curva de sensibilidade da inversão dos dados de PP1B usando modelo inicial 1, à esquerda, e modelo inicial 2, à direita. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada.

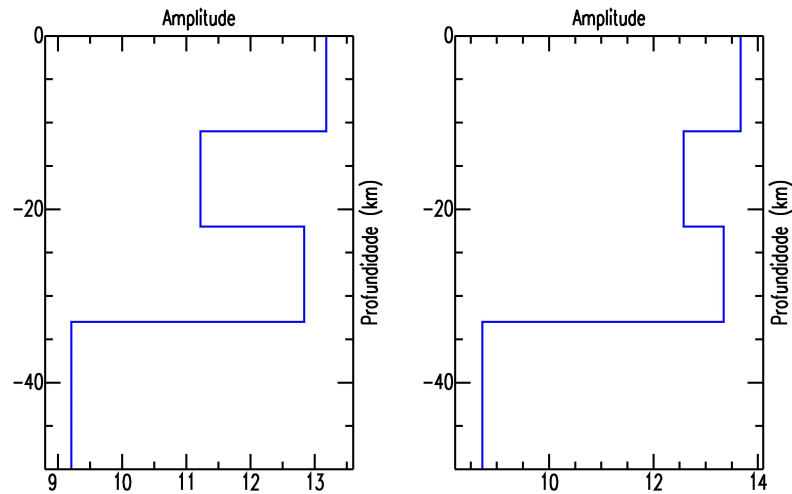


Figura 4.48: Gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PP1B em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando: a) modelo inicial 1 e b) modelo inicial 2.

Inversão de dados da estação SLMB

Realizou-se inversão apenas para o modelo inicial 1 ($V_p/V_s = 1,74$) em virtude do programa HK-Stacking não ter obtido valor diferente para a razão V_p/V_s .

A inversão apresentou V_p média igual a 6,3 km/s e V_s média igual a 3,6 km/s na crosta e V_p igual a 7,8 km/s e V_s igual a 4,2 km/s no manto. Esses valores estão de acordo com as estimativas de estudos realizados na região (tabela 1.1). Os dados modelados ajustam-se à fase P_s dos dados observados e sugere a localização das reflexões múltiplas em 13 segundos e 17,5 segundos após a chegada da P direta.

Os traços de FR desta estação não apresentaram alinhamento de fase nas reflexões múltiplas, dificultando sua identificação. Devido à incerteza na localização destas fases atribuiu-se peso maior somente à fase P_s , o que resultou em um pico de sensibilidade e um ótimo ajuste da forma de onda do dado calculado com o observado apenas nesta fase (figura 4.49) e coeficiente de correlação entre os dados igual a 0,92 após a inversão.

A sensibilidade da inversão foi maior para os valores atribuídos às velocidades da onda S na terceira camada da crosta e no manto (figura 4.50).

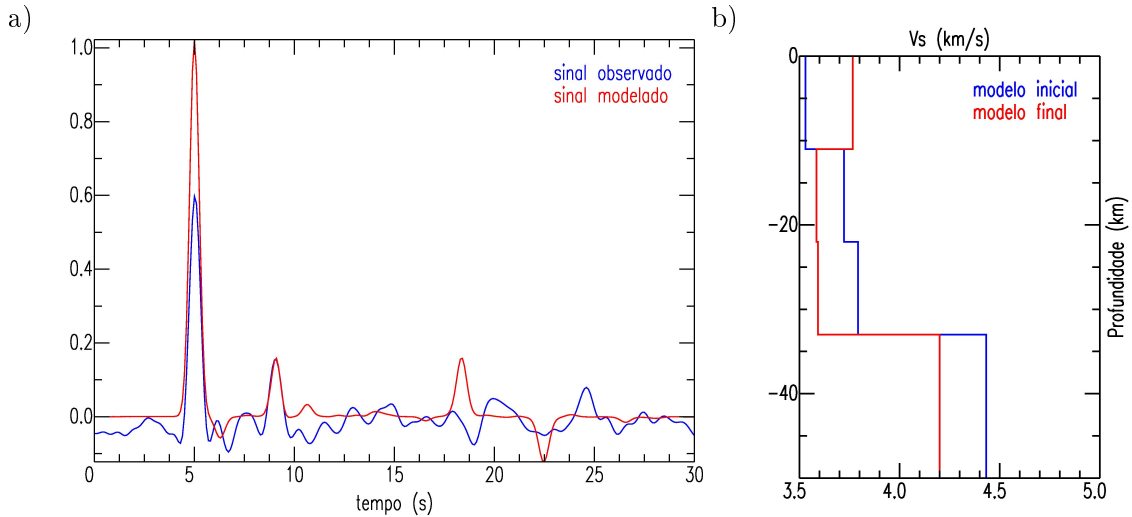


Figura 4.49: Inversão de dados para a estação SLMB utilizando modelo inicial 1. a) Ajuste da forma de onda da FR. A linha azul representa o dado observado e a vermelha o dado modelado. b) Modelo de velocidade crustal da onda S. A linha azul representa o modelo inicial e a vermelha o modelo final após a inversão.

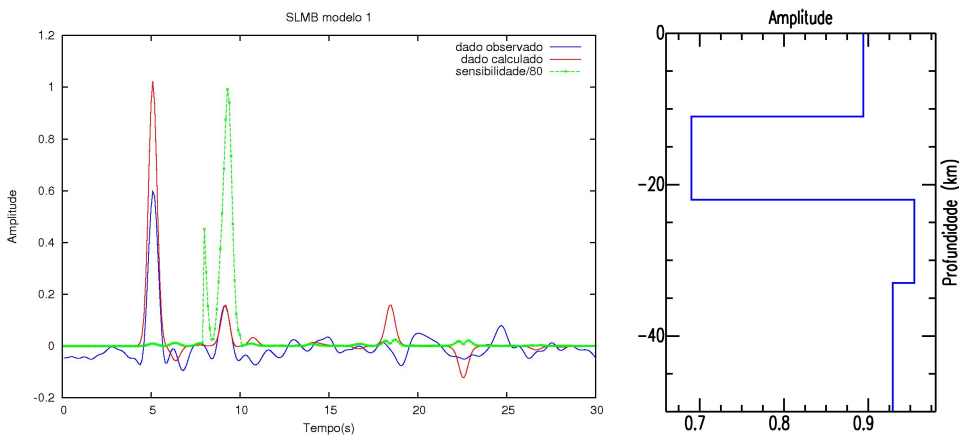


Figura 4.50: À esquerda, curva de sensibilidade da inversão dos dados de SLMB usando modelo inicial 1. A linha azul representa o dado observado, a vermelha o dado modelado e a verde a curva de sensibilidade normalizada. À direita, gráfico de sensibilidade da inversão dos dados de PP1B em relação aos valores atribuídos a cada camada crustal usando modelo inicial 1.

Inversão de dados da estação CORB

A inversão dos traços de FR desta estação não mostraram convergência independentemente do traço escolhido, do peso atribuído aos dados ou dos modelos iniciais adotados. É provável que isso tenha sido ocasionado pelo alto ruído presente em todos os traços obtidos a partir dos registros desta estação. Isto impossibilitou qualquer análise de resultados preliminares da estrutura crustal sob esta estação.

4.3 Inversão Gravimétrica

A inversão gravimétrica foi implementada inicialmente com dados sintéticos com o intuito de verificar a eficiência do método de inversão. O modelo usado para gerar estes dados foi um perfil de 50 km constituído por uma camada com espessura de 30 km e contraste de densidade ($\Delta\rho$) igual a $-0,5 \text{ g/cm}^3$, buscando retratar a interface crosta-manto. Os dados sintéticos gerados são formados por 101 observações com espaçamento de 0,5 km entre cada uma.

A inversão foi executada para vários modelos iniciais diferentes, com o contraste de densidade variando, desde -14 g/cm^3 até $-0,001 \text{ g/cm}^3$. Os resultados de seis destes modelos serão descritos a seguir e podem ser visualizados nas figuras 4.51 a 4.53.

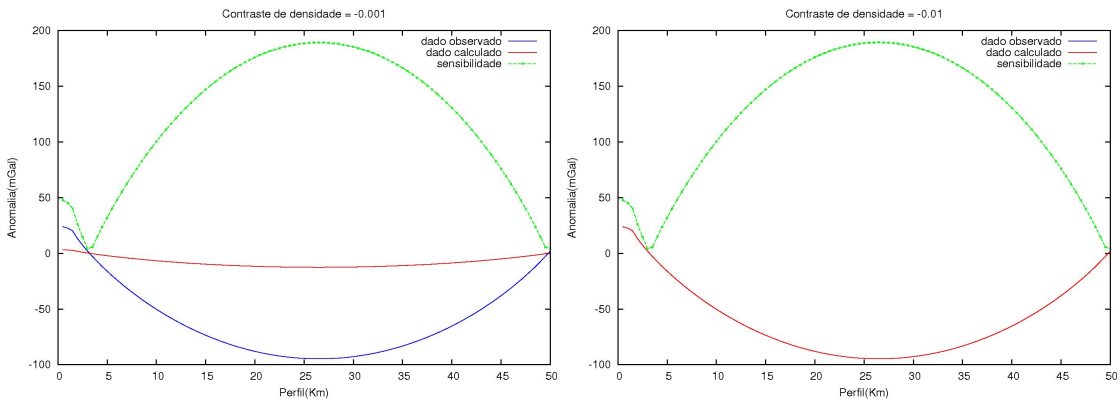


Figura 4.51: Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos calculados e observados utilizando modelo inicial com $\Delta\rho = -0,001 \text{ g/cm}^3$, à esquerda, e modelo inicial com $\Delta\rho = -0,01 \text{ g/cm}^3$, à direita. A linha azul representa o dado gravimétrico observado, a vermelha o dado gravimétrico calculado e a verde a curva de sensibilidade após a inversão.

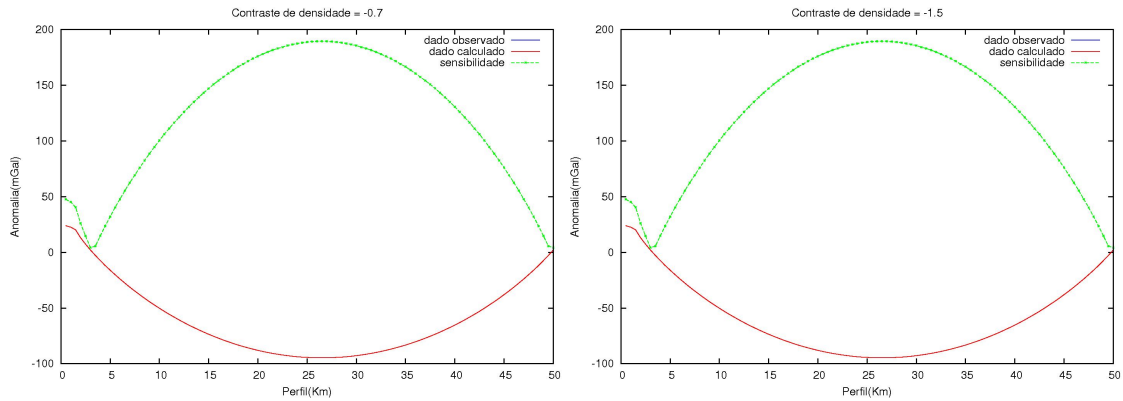


Figura 4.52: Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos calculados e observados utilizando modelo inicial com $\Delta\rho = -0,7 \text{ g/cm}^3$, à esquerda, e modelo inicial com $\Delta\rho = -1,5 \text{ g/cm}^3$, à direita. A linha azul representa o dado gravimétrico observado, a vermelha o dado gravimétrico calculado e a verde a curva de sensibilidade após a inversão.

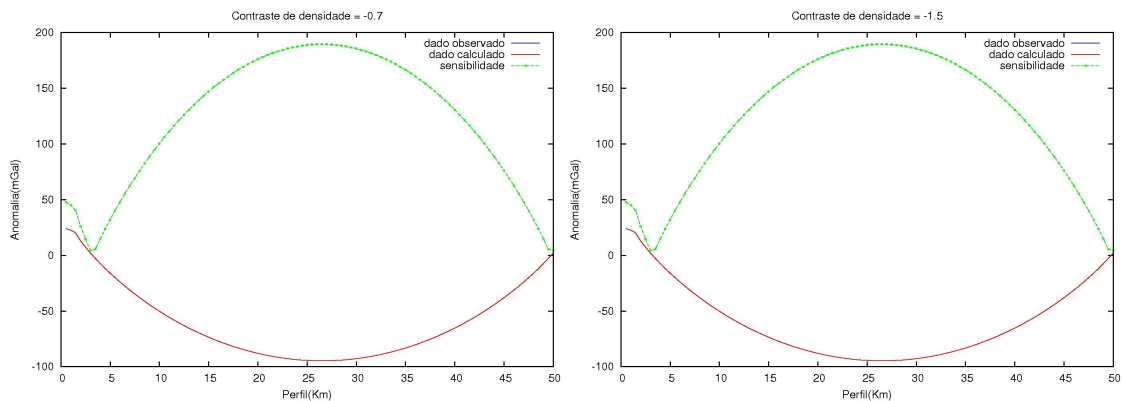


Figura 4.53: Curva de sensibilidade da inversão gravimétrica e ajuste dos dados sintéticos calculados e observados utilizando modelo inicial com $\Delta\rho = -7 \text{ g/cm}^3$, à esquerda, e modelo inicial com $\Delta\rho = -14 \text{ g/cm}^3$, à direita. A linha azul representa o dado gravimétrico observado, a vermelha o dado gravimétrico calculado e a verde a curva de sensibilidade após a inversão.

Após a inversão o contraste de densidade converge para $-0,5$, como era esperado, em quase todos os casos, com exceção de quando se usou um modelo inicial com contraste de densidade igual a $-0,001 \text{ g/cm}^3$ e -14 g/cm^3 . Nos testes onde houve convergência os resíduos encontrados foram da ordem de 10^{-6} e apresentaram forte índice de correlação ($R = 1,00$). A inversão não convergiu apenas para modelos bem distintos do modelo de referência do dado sintético, o que confirma a validade do método de inversão para dados gravimétricos.

A curva de sensibilidade das inversões indica maior influência dos valores de anomalias gravimétricas na porção central do perfil, que é um reflexo de um contraste de densidade lateral no modelo construído.

Este método de inversão também foi aplicado a dados reais obtidos a partir de perfis gravimétricos, localizados nas proximidades de cada estação sismográfica, no mapa de anomalia bouguer interpolado. O contraste da densidade média da crosta utilizado como valor inicial da inversão foi calculado a partir de um valor hipotético de densidade do manto de $3,33 \text{ g/cm}^3$ e do valor de densidade obtido pela equação empírica $\rho = 0,34 \cdot V_p + 0,77$ (Berteussen, 1977), onde V_p foi obtida considerando razão V_p/V_s obtida pelo programa *HK-Stacking* e o valor médio da V_s obtido pela inversão da FR para a estação, localizada nas proximidades do perfil.

A espessura de cada modelo inicial foi adotada conforme o valor de espessura crustal obtido pelo programa *HK-Stacking*. A inversão dos dados de FR e informações do *HK-Stacking* sugerem um contraste de densidade médio crustal aproximadamente igual a $-0,5 \text{ g/cm}^3$ no Brasil Central, o qual foi usado no modelo inicial. Portanto, espera-se que o contraste de densidade tenda a convergir para valores bem próximos a esse.

No entanto, os modelos obtidos após a inversão destes dados gravimétricos não obtiveram convergência. Apresentaram índices de correlação quase nulos, indicando a quase inexistência de correlação linear entre o dado observado e o calculado.

4.4 Discussão

A intenção inicial deste trabalho foi estudar o processo de inversão da FR e da gravimetria de forma a contribuir na implementação de uma inversão conjunta utilizando múltiplos parâmetros, vinculando densidade e velocidade da onda sísmica no meio. Por isso a pesquisa foi direcionada a este fim e escolheu-se utilizar um programa de inversão que possibilitasse uma possível modelagem conjunta de métodos geofísicos distintos e fornecesse ferramentas de avaliação do processo de inversão.

Os dados de Funções do Receptor obtidos a partir das estações localizadas no Brasil Central foram reprocessados e analisados visando obter traços mais confiáveis para utilização no processo de inversão.

Os testes com dados sintéticos de FR apresentaram a convergência esperada para a inversão de modelos iniciais construídos com valores próximos ao modelo de referência, além de ter alcançado ajuste entre os dados observados e os calculados quando se utilizou modelos iniciais discrepantes, assegurando a validade da metodologia de inversão adotada na modelagem crustal.

A maioria das estações apresentaram ajuste entre os dados observados e os modelados na fase P_s . O ajuste nas demais fases variou conforme a estação analisada.

A inversão dos dados reais de FR realizada a partir do modelo inicial 1, construído com base no modelo regional de distribuição de velocidades BR90, obteve melhor ajuste do que a inversão do modelo inicial 2, baseado nas estimativas de V_p/V_s obtidas pelo programa *HK-Stacking*, entretanto, apresentou para algumas estações alto valor de V_p média na crosta. Em contrapartida, os valores médios crustais de V_p e V_s obtidos pela inversão do modelo 2 são mais compatíveis com as estimativas de velocidade obtidas por estudos geofísicos anteriores (tabelas 4.2 e 4.3). Em alguns casos a inversão utilizando ambos modelos iniciais apresentou camadas anômalas de baixa velocidade na crosta.

O resultado das inversões do modelo inicial 3, construído a partir de modelos de

refração sísmica não mostrou ajuste adequado entre os dados observados e os calculados, embora este modelo inicial seja geologicamente consistente. Mas, como o método de inversão empregado é linearizado, não resolve o problema da convergência do processo para um mínimo local da função objetivo e pode existir mais de uma solução que ajuste os dados e satisfaça os critérios estabelecidos. A escolha de um modelo inicial que teoricamente reflete a estrutura crustal em subsuperfície não garante a convergência da solução.

O coeficiente de correlação está intrinsecamente relacionado com o ajuste das amostras, às quais atribuiu-se peso na inversão. Como já discutido, o intervalo de amostragem mais importante da FR, ou seja, aquele que traz informações sobre a estrutura da crosta (fases crustais P_s e reflexões múltiplas). Estas amostras são mais relevantes para o processo de inversão, entretanto, as demais amostras não foram desprezadas, apenas atribuiu-se a elas peso menor.

A sensibilidade da inversão em relação às observações é influenciada pelo valor dos pesos atribuídos a cada amostra do dado, conforme descrito na seção 2.4. Isso é ilustrado pelas curvas de sensibilidade obtidas, as quais apresentam picos na fase P_s e nas reflexões múltiplas quando estas foram identificadas, sugerindo maior participação dos valores destas amostras no processo de estimação de parâmetros. Quando o peso dado a estas fases é muito maior que o atribuído para as demais amostras o pico de sensibilidade nestas fases é também muito maior que as amplitudes atingidas pelo restante da curva, e quando a diferença dos pesos é pequena o pico de sensibilidade nestas fases é igualmente menor.

A inversão da FR foi realizada para um grupo de parâmetros V_s , que correspondem às velocidades da onda S na crosta. Se um destes parâmetros apresentar sensibilidade maior que os demais indica que o valor do parâmetro V_s atribuído a determinada camada influenciou mais no processo de inversão.

Considerando que se assumiu uma razão V_p/V_s constante para cada camada durante

todo o processo de inversão, a obtenção de grandes contrastes de velocidade na onda S implica também em grande contraste de velocidade na onda P, o que não deveria ocorrer, pois a onda S sofre maiores variações de velocidade ao atravessar a litosfera do que a onda P (Zandt & Ammon, 1995). Logo, é plausível e recomenda-se a inclusão da razão V_p/V_s como parâmetro integrante do processo de inversão para avaliação dos resultados.

A inversão de dados sintéticos gravimétricos respondeu muito bem às expectativas, mostrou convergência, forte correlação e ajuste dos dados. No entanto, os modelos obtidos após a inversão dos dados gravimétricos reais não apresentaram convergência nem correlação de dados. Isso deve-se ao fato de o modelador direto adotado no processo de inversão não se adequar à modelagem da crosta, pois não permite a construção de modelos complexos, como uma camada semi-infinita, nem a atribuição de diferentes contrastes de densidade dentro de um mesmo modelo.

O método de inversão mostrou-se promissor para estudos da estrutura crustal. As ambiguidades dos resultados existem e podem ser diminuídas pelo uso da inversão conjunta de diferentes parâmetros ou adicionando bases de dados de métodos geofísicos distintos.

Neste estudo realizou-se a inversão do parâmetro velocidade de onda sísmica para dados de FR e densidade para dados gravimétricos. Todavia, a espessura da crosta e de cada uma de suas camadas, que compõem o modelo de estrutura adotado, pode afetar os resultados da inversão. Recomenda-se uma análise mais cuidadosa para observar a extensão da influência da espessura adotada no modelo inicial de inversão, e se possível inserir este parâmetro no processo de inversão.

O programa PEST, utilizado para executar a inversão dos dados, mostrou-se bastante eficiente, possibilitando a configuração dos parâmetros de controle da inversão e o acompanhamento do processo de inversão por meio dos resultados estatísticos. Sua versatilidade o torna uma boa opção em modelagens de inversão conjunta.

Capítulo 5

Conclusão

Deste trabalho conclui-se que:

1. Os testes com dados sintéticos de FR e gravimetria apresentaram convergência, forte correlação e ajuste dos dados, atestando a validade da metodologia linearizada de inversão empregada.
2. Para diminuir as ambiguidades dos resultados da inversão faz-se necessário o uso de diferentes parâmetros pertencentes ou não a métodos geofísicos distintos.
3. Os testes de inversão aplicados à FR apresentaram forte dependência do modelo inicial, o qual influencia diretamente na convergência dos mínimos da função objetivo.
4. A utilização de modelo inicial geologicamente consistente não garante a convergência da solução para os valores esperados, mas restringe o espaço amostral de busca dos mínimos locais.
5. A sensibilidade da inversão e o coeficiente de correlação de dados são parâmetros estatísticos que forneceram importantes informações quantitativas do processo de inversão aplicado à FR.

6. O coeficiente de correlação entre o dado observado e o calculado e a sensibilidade da inversão em relação às observações estão relacionados com os pesos atribuídos às amostras do dado. O índice de correlação apresentado por uma inversão refletirá o ajuste das amostras, às quais atribuiu-se peso maior nesse processo, enquanto as curvas de sensibilidade da inversão às observações ilustram que as fases crustais, as quais atribuiu-se peso maior, tiveram maior importância no processo de estimação dos parâmetros.
7. Observou-se que a maior influência nos valores de velocidade obtidos para a onda P deve-se ao valor fixo da razão V_p/V_s .
8. O programa PEST, utilizado para executar a inversão dos dados, mostrou-se bastante eficiente, possibilitando a configuração dos parâmetros de controle da inversão e o acompanhamento do processo de inversão por meio dos resultados estatísticos.
9. O método de inversão aplicado à FR mostrou-se promissor para estudos da estrutura crustal.

5.1 Considerações finais

As inversões da FR foram realizadas apenas para um traço de cada estação, entretanto, recomenda-se que, para melhorar as estimativas crustais, seja realizada a inversão de mais traços com azimutes e distâncias epicentrais diferentes.

Os testes com a inversão gravimétrica forneceram resultados incipientes. É necessário aprofundar essa investigação e buscar um modelador direto que possibilite uma modelagem mais complexa da crosta e o compartilhamento de informações numa inversão conjunta.

Recomenda-se uma análise mais cuidadosa para observar a extensão da influência da espessura adotada no modelo inicial de inversão e a inclusão da razão V_p/V_s e espessura crustal como parâmetro integrante do processo de inversão para avaliação dos resultados.

Referências Bibliográficas

- [1] Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17:1-29.
- [2] Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 pp.
- [3] Ammon C.J., Randall G.E., Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, B10, 15313-15318.
- [4] Ammon C.J. & Randall G.E. 1997. An overview of receiver Function Analysis. Disponível em: <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>. Acessado em 23 de nov. de 2009.
- [5] An M. 2004. GetList and GetEvts seismology programs. Disponível em: <http://www.geomech.ac.cn/dauty/meijianan/softs/index.html>. Acessado em 25 de fev. de 2011.
- [6] An M. & Assumpção M.S. 2004. Multi-objective inversion of surface waves and receiver functions by competent genetic algorithm applied to the crustal structure of the Paraná Basin, SE Brazil. *Geophys. Res. Letters*, 31(5):L05614.

-
- [7] Assumpção M., An M., Bianchi M., França G.S.L., Rocha M., Barbosa J.R., Berrocal J. 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388:173–185.
- [8] Assumpção M., Ardito J., Barbosa J.R. 2010. An Improved Velocity Model for Regional Epicentre Determination in Brazil. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília.
- [9] Bassin C., Laske G., Masters G. 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America. *EOS Trans AGU*, 81:897.
- [10] Berrocal J., Marangoni Y., Sá N.C., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, Holanda, v. 388, n. 1-4, pp. 187-199.
- [11] Berteussen K.A. 1977. Moho depth determination based on the spectral ratio analysis of NORSAR long period P waves. *Phys. Earth Planet. Int.*, 31:313-326.
- [12] Bianchi M.B. 2008. Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de Funções do Receptor para ondas P e S. Tese de doutorado, IAG/USP, São Paulo, 133 pp.
- [13] Blakely R.J. 1995. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441 pp.
- [14] Cooley R.L. & Naff R.L. 1990. Regression modeling of ground-water flow: U.S. Geological Survey Techniques in Water-Resources Investigations, book 3, chap B4, 232 pp.

- [15] Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, pp. 1-70.
- [16] Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 854 pp.
- [17] Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 854 pp.
- [18] Doherty J. 2005. Model-Independent Parameter Estimation. *Watermark Numerical Computing*. Disponível em: <http://www.pesthomepage.org/Home.php>. Acessado em 18 de fev. de 2011.
- [19] Doherty J.E. & Hunt R.J. 2010. Approaches to highly parameterized inversion - A guide to using PEST for groundwater-model calibration. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2010-5169, 59 pp.
- [20] Fonseca M.A. 1996. Estilos estruturais e arcabouço tectônico do segmento setentrional da Faixa Brasília. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 172 pp.
- [21] Fonseca M.A., Dardenne M.A., Uhlein A. 1995. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):267-278.
- [22] França G.S. 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando Função do Receptor. Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, 143 pp.

- [23] Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas, pp. 184-187.
- [24] Fuck R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas, pp. 26-27.
- [25] Fuck R.A., Dantas E.L., Sordi D.A., Chiarini M.F.N., Oliveira C.G. 2007. Folha Santa Terezinha de Goiás – SD.22-Z-A-III, escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM, PGB/LGB, Brasília.
- [26] Fuck R.A., Pimentel M.M., Dantas E.L., Oliveira C.G., Junges S.L., Laux J.H. 2009. Episodic crust forming events recorded in the Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: tectonic implications to Neoproterozoic crustal growth. In: Geological Society of London, Jane Watson Meeting: Evolution of the Continental Crust, Abstract Book, p. 33.
- [27] Herrmann R.B. & Ammon C.J. 2002. Computer Programs in Seismology. Saint Louis University, MO. Disponível em: <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/CPS330.html>.
- [28] Hill M.C. 1998. Methods and Guidelines for Effective Model Calibration. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, PP. 98-4005.
- [29] Holbrook W.S., Mooney W.D., Christensen N.I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: Fountain D.M., Arculus R., Kay R.W. (Edits.) Continental lower crust. Elsevier, New York, pp. 1-43.
- [30] Juliá J., Ammon C.J., Herrmann R.B., Correig A.M. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.*, 143:99-112.
- [31] Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. An Introduction to geophysical exploration. John Wiley and Sons. 272 pp.

-
- [32] Kennett B.L.N. 1983. Seismic wave propagation in stratified media. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- [33] Langston C.A. 1977. The effect of planar dipping structure source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67:1029-1050.
- [34] Langston C.A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 85:4749-4762.
- [35] Levenberg K. 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Q. Appl. Math.*, v. 2, pp: 164-168.
- [36] Ligorria J.P. & Ammon C.J. 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 89:1395-1400.
- [37] Lines L.R. & Treitel S. 1984. Tutorial: a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32:159-186.
- [38] Lloyd S., Van der Lee S., França G.S.L., Assumpção M., Feng M. 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 115, p. B11315.
- [39] Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção – vol. 1. Editora Universitária UFPA, Belém, 311 pp.
- [40] Marquardt D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, v 11, n. 2, pp. 431-441.
- [41] Menke W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Orlando, Florida: Academic Press, Inc. 260 pp.

- [42] Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, pp. 473-484.
- [43] Moraes, R.A.V., 1997. Constrained inversion of gravity fields for complex three-dimensional structures. Colorado School of Mines. Phd thesis, 219 pp.
- [44] Novo Barbosa M.F. 2008. Estimativa da espessura crustal na Província Borborema (NE-Brasil) através de Função do Receptor. Dissertação de mestrado.
- [45] Owens T.J., Zandt G., Taylor S.R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 17783-7795.
- [46] Owens T.J., Taylor S.R., Zandt G. 1987. Crustal structure at regional test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77:631-662.
- [47] Pavão C.G. 2010. Estudos de descontinuidades crustais na Província Borborema usando a Função do Receptor. Dissertação de mestrado. IG/UnB, Brasília, 116 pp.
- [48] Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000a. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 pp.
- [49] Pimentel M.M., Fuck R.A., Gióia S.M.C.L. 2000b. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):035-039.
- [50] Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, Brito-

- Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo, 673 pp.
- [51] Schimmel M. & Paulssen H. 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks, *Geophys. J. Int.*, 130:497-505.
- [52] Schobbenhaus C. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília, DNPM.
- [53] Soares J.E.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W.D., Ventura D.B.R. 2006. Seismic characteristics of Central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research, USA*, v. 111, n. b12302, pp. 1029-1060.
- [54] Talwani M., Worzel J.L., Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mondocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1):49-59.
- [55] Tikonov A.N. & Arsenin V.Y. 1977. *Methods for solving ill-posed problems*. John Wiley and Sons, INC.
- [56] Ussami N., Molina E.C. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:87-98.
- [57] Ventura D.B.R. 2010. Parâmetros elásticos da crosta sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu (GO). Dissertação de mestrado. IG/UnB, Brasília, 117 pp.
- [58] Von Hulsen M.G. 2007. Interpretação de dados de eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema Geotem (domínio do tempo). Tese de doutorado IG/UnB, Brasília, 182 pp.
- [59] Zalán P.V., Conceição J.C., Marques A., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Zanotto O.A. 1991. A Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de bacias sedimentares brasileiras*, editado por Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. Petrobrás, Rio de Janeiro, pp. 135-168.

- [60] Zandt G. & Ammon J.C. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, v. 374, 152-154.
- [61] Zhu L. & Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, B2, 2696-2980.

Apêndice A

Eventos usados no cálculo da Função do Receptor em cada estação

Tabela A.1: Eventos usados na estação ARAB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
1998	041	03	26	09.0	-16.249	-74.028	5.1	21.37	265.4
1998	069	20	57	44.7	-10.874	-74.416	5.4	22.51	279.4
1998	050	04	21	45.6	-10.675	-74.540	5.7	22.68	279.9
1998	065	03	56	16.4	-10.859	-74.605	5.1	22.69	279.4
1997	345	07	56	28.9	3.969	-75.779	5.9	30.72	307.5
1997	347	19	22	58.9	-41.339	-87.310	5.7	39.91	223.0
1997	352	15	02	00.3	13.789	-88.901	5.5	46.92	306.7
1998	062	02	24	45.4	14.371	-91.503	5.6	49.30	305.3

Tabela A.2: Eventos usados na estação BDFB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
1996	070	08	56	21.9	-13.040	-69.450	5.7	20.93	274.3
1995	211	05	11	23.0	-23.340	-70.400	7.7	22.43	246.3
1997	307	19	17	33.8	-30.786	-71.116	6.2	25.96	230.5
1995	019	15	05	03.6	5.114	-72.914	6.4	32.14	308.0
1996	268	11	42	19.1	15.156	-61.450	6.0	33.35	335.9
1996	088	23	03	49.0	-1.036	-78.737	5.8	33.60	292.8
1996	309	17	24	57.5	7.269	-77.519	6.1	37.04	305.8
1995	165	11	11	48.8	12.158	-88.396	5.8	48.58	302.3

Tabela A.3: Eventos usados na estação CORB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2001	090	06	54	16	-29.170	-68.129	5.6	21.12	234
2001	290	02	34	38	-28.298	-68.713	5.3	21.18	237
2002	053	23	10	57	-25.384	-70.054	5.1	21.26	245
2002	171	20	35	13	-17.809	-71.220	5.2	21.46	266
2001	177	04	18	32	-17.739	-71.342	6.0	21.58	266
2002	052	08	57	46	-31.532	-67.148	5.2	21.63	227
2001	188	09	38	44	-17.448	-72.041	6.6	22.26	267
2001	186	13	53	50	-15.562	-73.454	6.1	23.82	271
2001	176	06	38	48	-16.794	-73.666	5.1	23.87	268
2001	174	20	33	14	-16.224	-73.604	6.6	23.87	270
2001	184	12	57	42	-16.510	-73.747	5.5	23.97	269
2002	169	13	56	22	-30.754	-70.964	6.0	24.03	233
2002	174	11	10	42	-30.801	-71.034	5.7	24.10	233
2001	176	03	48	58	-15.936	-74.615	5.0	24.87	270
2000	168	07	55	35	-33.877	-70.088	6.2	25.00	226
2001	074	13	02	43	-32.237	-71.318	6.3	25.00	230
2001	099	09	00	57	-32.686	-73.084	6.2	26.53	231
2000	272	23	23	45	-0.167	-80.578	5.7	35.90	296
2002	070	23	45	15	-44.710	-80.012	5.1	37.54	217
2000	313	06	59	59	7.052	-77.885	5.8	37.93	308
2002	216	09	50	28	-45.074	-80.637	5.4	38.12	217
2000	347	05	26	46	6.020	-82.682	5.9	41.03	302
2001	237	02	02	02	7.582	-82.638	5.9	41.92	304
2000	203	01	53	37	9.575	-85.300	5.9	45.22	304
2000	222	11	41	47	18.353	-102.341	6.0	63.79	301
2001	218	03	52	59	-55.578	-123.321	6.1	66.87	216
2001	245	10	06	51	-54.435	-136.789	5.6	74.68	217
2002	022	04	53	52	35.677	26.682	6.1	88.85	52

Tabela A.4: Eventos usados na estação CV1B.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2003	009	07	02	57.2	-18.158	-70.948	5.4	23.06	256.1
2004	016	18	07	55.7	7.688	-37.671	5.9	23.43	24.8
2003	002	00	20	12.1	-17.309	-72.332	5.0	24.28	258.5
2002	267	03	57	22.1	-31.429	-68.960	6.3	26.45	224.9
2003	007	00	54	52.2	-33.572	-69.762	6.0	28.29	222.1
2003	134	06	03	35.6	18.236	-58.674	6.3	33.74	340.4
2003	265	04	45	36.4	19.847	-70.666	6.2	40.55	325.1
2003	359	07	11	11.3	8.407	-82.824	6.1	41.54	300.1
2002	319	13	05	40.3	-55.647	-35.662	5.9	42.72	170.2
2002	319	19	58	33.9	-55.930	-35.900	6.0	42.95	170.5
2002	351	04	32	55.3	-56.992	-24.878	5.5	46.39	163.2
2002	352	14	12	21.1	-57.043	-24.941	5.7	46.41	163.3

Tabela A.5: Eventos usados na estação GNSB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2002	108	16	08	37	-27.535	-70.600	6.2	23.41	235
2002	091	19	59	32	-29.483	-71.069	6.2	24.71	231
2002	169	13	56	22	-30.754	-70.964	6.0	25.29	229
2002	219	23	59	14	7.801	-82.661	5.6	40.40	302
2002	212	00	16	45	7.985	-82.784	5.9	40.60	302
2002	167	02	46	13	8.740	-84.026	5.4	42.04	302
2002	161	20	55	49	11.329	-87.295	5.2	46.15	303
2002	108	14	17	27	-60.732	-26.084	5.4	48.36	165
2002	249	01	21	27	38.371	13.698	5.8	79.32	45

Tabela A.6: Eventos usados na estação PAZB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2002	169	13	56	22	-30.754	-70.964	6.0	24.11	226
2002	174	11	10	42	-30.801	-71.034	5.7	24.18	226
2000	306	04	27	46	-7.910	-74.467	5.8	24.20	285
2002	143	15	52	15	-30.734	-71.231	5.8	24.28	227
2002	199	01	25	38	-29.247	-72.425	5.1	24.35	231
2002	144	00	23	16	-31.966	-70.954	5.3	24.82	224
2001	111	13	09	19	-13.525	-76.670	5.1	25.05	270
2001	074	13	02	43	-32.237	-71.318	6.3	25.23	224
2000	168	07	55	35	-33.877	-70.088	6.2	25.49	219
2001	099	09	00	57	-32.686	-73.084	6.2	26.70	225
2001	265	03	23	38	3.912	-75.939	5.9	31.23	305
2000	272	23	23	45	-0.167	-80.578	5.7	32.91	294
2000	234	09	16	29	-53.028	-45.999	5.8	38.00	75
2001	237	02	02	02	7.582	-82.638	5.9	38.75	303
2002	219	23	59	14	7.801	-82.661	5.6	38.89	304
2002	212	00	16	45	7.985	-82.784	5.9	39.10	304
2001	103	15	33	54	-59.663	-25.412	5.2	48.22	163
2001	106	21	54	01	13.248	-91.197	5.1	48.87	303
2001	332	14	32	33	15.571	-93.106	5.7	51.70	304
2000	222	11	41	47	18.353	-102.341	6.0	60.65	301
2001	218	03	52	9	-55.578	-123.321	6.1	67.73	215
2000	276	02	25	27	-7.999	30.518	6.1	79.68	95
2000	169	15	40	41	64.029	-20.396	5.7	82.32	13

Tabela A.7: Eventos usados na estação PORB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2001	265	03	23	37.7	3.912	-75.939	5.9	31.69	300.9
2000	272	23	23	45.1	-0.167	-80.578	5.7	33.84	290.2
2000	355	11	23	56.9	-39.061	-74.425	6.1	34.04	216.5
2000	313	06	59	59.0	7.052	-77.885	5.8	35.05	303.6
2001	237	02	02	02.0	7.582	-82.638	5.9	39.27	300.0
2001	313	00	47	58.0	9.643	-82.243	5.9	40.06	303.1
2000	312	00	18	06.1	-55.176	-28.736	5.9	44.67	163.5
2000	253	12	18	09.5	-35.967	-102.718	5.2	52.98	234.9
2001	218	03	52	59.4	-55.578	-123.321	6.1	70.20	215.5

Tabela A.8: Eventos usados na estação PP1B.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2004	320	09	06	56.3	4.679	-77.511	6.6	31.45	312.7
2003	134	06	03	35.6	18.236	-58.674	6.3	35.81	353.8
2003	101	06	12	54.3	7.025	-82.339	5.8	36.53	309.7
2003	359	07	11	11.3	8.407	-82.824	6.1	37.82	310.9
2003	359	06	55	23.8	18.412	-68.702	5.0	38.28	338.5
2002	319	13	05	40.3	-55.647	-35.662	5.9	40.70	163.4
2004	250	12	42	59.2	-55.325	-28.844	6.0	42.58	158.2
2003	216	04	37	20.0	-60.555	-43.492	5.9	43.68	171.9
2002	351	04	32	55.3	-56.992	-24.878	5.5	45.28	157.4
2004	272	15	29	53.7	-52.438	27.985	5.9	71.93	140.3
2003	141	18	44	19.7	36.976	3.668	6.6	77.38	44.4

Tabela A.9: Eventos usados na estação SLMB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute
2001	362	22	09	27.6	-8.357	-74.178	5.4	24.64	286.5
2001	319	01	03	05.8	-1.715	-15.561	5.6	37.27	70.3
2001	313	00	47	58.0	9.643	-82.243	5.9	40.92	307.3
2001	362	21	31	59.4	-36.081	-100.506	5.1	48.41	236.3

Apêndice B

Modelos de velocidade utilizados e obtidos na inversão da FR sintética

Tabela B.1: Modelo de velocidade utilizado para gerar dado sintético.

V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	11.0	0.2355
6.4773	3.7226	2.8427	11.0	0.2534
6.7500	3.7921	2.9300	11.0	$0.269V_s4$
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936

Tabela B.2: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para dado sintético.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.1000	3.5882	2.7220	11.0	0.2355	5.9986	3.5284	2.6894	11.0	0.2355
6.5773	3.7800	2.8747	11.0	0.2534	6.4255	3.6929	2.8262	11.0	0.2534
6.8500	3.8483	2.9620	11.0	0.2694	6.8939	3.8731	2.9761	11.0	0.2694
8.3000	4.4864	3.4260	0.0	0.2936	8.0557	4.3545	3.3478	0.0	0.2936

Tabela B.3: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para dado sintético.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
5.1168	3.0099	2.4073	11.0	0.2355	5.3222	3.1305	2.4730	11.0	0.2355
5.6073	3.2226	2.5643	11.0	0.2534	6.7441	3.8759	2.9281	11.0	0.2534
5.8599	3.2921	2.6451	11.0	0.2694	6.8901	3.8709	2.9749	11.0	0.2694
7.2749	3.9324	3.0979	0.0	0.2936	7.9416	4.2928	3.3113	0.0	0.2936

Tabela B.4: Modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para dado sintético.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.4600	3.8000	2.8372	11.0	0.2355	6.0994	3.5877	2.7217	11.0	0.2355
6.9600	4.0000	2.9972	11.0	0.2534	6.4469	3.7052	2.8330	11.0	0.2534
7.1200	4.0000	3.0484	11.0	0.2694	6.6926	3.7600	2.9117	11.0	0.2694
8.6950	4.7000	3.5594	0.0	0.2936	7.6843	4.1537	3.2290	0.0	0.2936

Tabela B.5: Modelo de velocidade 4 inicial e final de inversão da FR para dado sintético.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
5.1000	3.0000	2.4020	11.0	0.2355	5.4668	3.2156	2.5193	11.0	0.2355
6.0900	3.5000	2.7188	11.0	0.2534	6.4721	3.7196	2.8411	11.0	0.2534
7.1200	4.0000	3.0484	11.0	0.2694	6.7506	3.7926	2.9302	11.0	0.2694
8.8800	4.8000	3.6116	0.0	0.2936	7.7778	4.2042	3.2589	0.0	0.2936

Apêndice C

Modelos de velocidade utilizados e obtidos na inversão da FR

Tabela C.1: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação ARAB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	10.5	0.2355	5.6949	3.3498	2.5923	10.5	0.2355
6.4285	3.6945	2.8271	10.5	0.2534	6.0749	3.4913	2.7140	10.5	0.2534
6.7500	3.7921	2.9300	10.5	0.2694	5.9494	3.3424	2.6738	10.5	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	7.0666	3.8198	3.0313	0.0	0.2936

Tabela C.2: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação ARAB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.4482	2.6900	10.5	0.2534	5.8579	3.3666	2.6445	10.5	0.2534
6.5000	3.6723	2.8500	10.5	0.2655	6.3564	3.5916	2.8043	10.5	0.2655
6.9000	3.8547	2.9780	10.5	0.2731	6.5495	3.6592	2.8660	10.5	0.2731
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	7.5285	4.0695	3.1791	0.0	0.2936

Tabela C.3: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação BDFB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	14.0	0.2355	6.4604	3.8000	2.8372	14.0	0.2355
6.6964	3.8485	2.9128	14.0	0.2534	6.5542	3.7668	2.8673	14.0	0.2534
6.9500	3.9044	2.9940	14.0	0.2694	7.1423	4.0126	3.0556	14.0	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.4277	4.5556	3.4669	0.0	0.2936

Tabela C.4: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação BDFB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5714	2.6900	14.0	0.2267	6.2793	3.7330	2.7768	14.0	0.2267
6.5000	3.8461	2.8500	14.0	0.2306	6.2396	3.6922	2.7667	14.0	0.2306
6.9000	4.0580	2.9780	14.0	0.2355	6.2037	3.6490	2.7551	14.0	0.2355
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	7.8451	4.2406	3.2804	0.0	0.2936

Tabela C.5: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	13.5	0.2355	5.8381	3.4340	2.6381	13.5	0.2355
6.6666	3.8313	2.9031	13.5	0.2534	6.6408	3.8165	2.8950	13.5	0.2534
6.7679	3.8021	2.9357	13.5	0.2694	7.3833	4.1480	3.1327	13.5	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.6315	4.6657	3.5321	0.0	0.2936

Tabela C.6: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5714	2.6900	13.5	0.2267	5.6197	3.3409	2.5661	13.5	0.2267
6.5000	3.8235	2.8500	13.5	0.2355	6.3986	3.7637	2.8174	13.5	0.2355
6.9000	4.0116	2.9780	13.5	0.2446	6.8720	3.9958	2.9693	13.5	0.2446
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.3322	4.5039	3.4363	0.0	0.2936

Tabela C.7: Modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para estação CV1B.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
5.9800	3.6500	2.6836	13.5	0.1982	5.2056	3.1937	2.4870	13.5	0.1982
6.5000	3.9000	2.8500	13.5	0.2151	5.8831	3.5444	2.6755	13.5	0.2151
6.7200	4.1200	2.9204	13.5	0.1982	5.8223	3.5721	2.6789	13.5	0.1982
8.2000	4.7600	3.3940	0.0	0.2446	7.0300	4.0877	3.0068	0.0	0.2446

Tabela C.8: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação GNSB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	14.0	0.2355	6.3684	3.7459	2.8078	14.0	0.2355
6.6964	3.8485	2.9128	14.0	0.2534	6.1241	3.5196	2.7297	14.0	0.2534
6.9500	3.9044	2.9940	14.0	0.2694	6.8392	3.8424	2.9586	14.0	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.4093	4.5456	3.4610	0.0	0.2936

Tabela C.9: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação GNSB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5502	2.6900	14.0	0.2306	6.2988	3.7272	2.7857	14.0	0.2306
6.5000	3.8011	2.8500	14.0	0.2401	6.1640	3.6049	2.7426	14.0	0.2401
6.9000	3.9884	2.9780	14.0	0.2491	6.5014	3.7581	2.8505	14.0	0.2491
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.2570	4.4633	3.4122	0.0	0.2936

Tabela C.10: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PAZB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	12.6	0.2694	6.6196	3.8937	2.8881	12.6	0.2355
6.6071	3.7971	2.8764	12.6	0.2731	6.6280	3.8092	2.8910	12.6	0.2534
6.6922	3.7921	2.9300	12.6	0.2837	6.8020	3.8215	2.9467	12.6	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.1340	4.3968	3.3729	0.0	0.2936

Tabela C.11: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação PAZB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.4009	2.6900	12.6	0.2694	6.7492	3.7917	2.9298	12.6	0.2694
6.5000	3.6313	2.8500	12.6	0.2731	6.8623	3.8340	2.9661	12.6	0.2731
6.9000	3.7912	2.9300	12.6	0.2837	6.7289	3.6976	2.9235	12.6	0.2837
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	7.2313	3.9088	3.0840	0.0	0.2936

Tabela C.12: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PORB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	12.3	0.2355	5.9391	3.4933	2.6704	12.3	0.2355
6.5853	3.7846	2.8773	12.3	0.2534	6.3735	3.6629	2.8095	12.3	0.2534
6.7500	3.7921	2.9300	12.3	0.2694	6.6514	3.7368	2.8985	12.3	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.1045	4.3808	3.3634	0.0	0.2936

Tabela C.13: Modelo de velocidade 3 inicial e final de inversão da FR para estação PORB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.1400	3.6500	2.7348	13.0	0.2267	5.1683	3.0725	2.4218	13.0	0.2267
6.4600	3.8400	2.8372	11.0	0.2267	5.7579	3.4231	2.6102	11.0	0.2267
6.8000	4.0800	2.9460	13.0	0.2187	5.9256	3.5555	2.6701	13.0	0.2187
8.0600	4.7200	3.3492	0.0	0.2401	7.3370	4.2908	3.1179	0.0	0.2401

Tabela C.14: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação PP1B.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	11.0	0.2355	6.1878	3.6397	2.7500	11.0	0.2355
6.4773	3.7226	2.8427	11.0	0.2534	6.5406	3.7590	2.8630	11.0	0.2534
6.7500	3.7921	2.9300	11.0	0.2694	6.8542	3.8508	2.9634	11.0	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	8.2314	4.4494	3.4041	0.0	0.2936

Tabela C.15: Modelo de velocidade 2 inicial e final de inversão da FR para estação PP1B.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5714	2.6900	11.0	0.2267	6.3449	3.7720	2.7978	11.0	0.2267
6.5000	3.8235	2.8500	11.0	0.2355	6.8004	4.0000	2.9460	11.0	0.2355
6.9000	4.0116	2.9780	11.0	0.2446	5.9946	3.4857	2.6885	11.0	0.2446
8.2000	4.5500	3.3940	0.0	0.2767	7.2731	4.0411	3.0977	0.0	0.2767

Tabela C.16: Modelo de velocidade 1 inicial e final de inversão da FR para estação SLMB.

Modelo inicial					Modelo final				
V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	h (km)	σ
6.0000	3.5294	2.6900	11.0	0.2355	6.4019	3.7656	2.8185	11.0	0.2355
6.4773	3.7226	2.8427	11.0	0.2534	6.2369	3.5845	2.7658	11.0	0.2534
6.7500	3.7921	2.9300	11.0	0.2694	6.3928	3.5916	2.8158	11.0	0.2694
8.2000	4.4324	3.3940	0.0	0.2936	7.7683	4.1991	3.2558	0.0	0.2936