

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

PEDRO LUIZ ARNALDO MORAES

**Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor,
dispersão de ondas superficiais e curva H/V**

São Paulo

2022

PEDRO LUIZ ARNALDO MORAES

Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor, dispersão de ondas superficiais e curva H/V

Versão original

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo S. Assumpção

São Paulo

2022

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

Catálogo na Publicação (CIP)
Serviço de Biblioteca e Documentação
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
da Universidade de São Paulo

Moraes, Pedro Luiz Arnaldo

Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor, dispersão de ondas superficiais e curva H/V / Pedro Luiz Arnaldo Moraes; orientador: Marcelo Sousa de Assumpção. — São Paulo, 2022.

98 p.; il.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geofísica) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2022.

1. Bacia do Pantanal 2. Inversão conjunta de dados 3. Função do Receptor 4. Dispersão de ondas de superfície 5. Razão espectral horizontal / vertical I. Assumpção, Marcelo Sousa de, orient. II. Título.

Nome: MORAES, Pedro Luiz Arnaldo

Título: Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor, dispersão de ondas superficiais e curva H/V

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Aprovado em:

Banca Examinadora:

Prof. Dr.: _____
Instituição: _____
Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____
Instituição: _____
Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____
Instituição: _____
Julgamento: _____

AGRADECIMENTOS

Quero começar agradecendo à minha amada companheira Amanda Comarim, por ser louca o suficiente para embarcar nas minhas loucuras, e aos meus pais, Sergio e Nilza Moraes, por me apoiarem em tudo. Também agradeço ao prof. Marcelo Assumpção, que é um orientador melhor do que ele julga ser. Este trabalho foi realizado com financiamento do CNPq e eu deixo meus agradecimentos à agência. Agradeço aos profs. Marcelo Bianchi, Carlos Chaves e Carlos Mendonça pelo apoio e ensinamentos sem os quais este trabalho não seria possível. Agradeço ao T. Shirzad por gentilmente oferecer os dados de dispersão. Agradeço ao Bruno Collaço, ao Jackson Calhau e a todo o pessoal do Laboratório de Sismologia do IAG-USP pelo suporte e disponibilidade para ajudar. Agradeço ao Lúcio Quadros, com quem trabalhei mais próximo, pela paciência. Agradeço à Carol Rivadeneyra-Vera e à Denise Moura pela ajuda com os mapas. Agradeço ao Adriano Marchioretto e ao Rodrigo Machado pelo apoio durante esse período. Agradeço ao Eduardo Pitta Filho por me apresentar ao HVSR. E agradeço ao A. García-Jerez, por gentilmente fornecer um dos programas usados neste trabalho.

“[...] Busquem, pois, em primeiro lugar o reino de Deus e a sua justiça, e as demais coisas serão acrescentadas” (Mt 6:32)

RESUMO

MORAES, P. L. A. **Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor, dispersão de ondas superficiais e curva H/V**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

A Bacia Sedimentar do Pantanal, localizada no Centro-Oeste do Brasil, tem sido alvo de estudos recentes quanto à sua estrutura crustal. A sua origem tem sido há décadas associada com a tectônica andina, porém os mecanismos de sua formação ainda são debatidos, já que a região carece de dados geofísicos. Apesar dos recentes avanços na discussão sobre a crosta profunda e litosfera, a estrutura rasa da crosta ainda carece de estudos mais detalhados. Neste trabalho, foram usados dados de funções do receptor de alta frequência, curvas de dispersão e curvas da razão espectral horizontal / vertical para formulação de modelos de velocidade de onda cisalhante (V_s) na região da Bacia do Pantanal e arredores, buscando-se uma maior ênfase na estrutura rasa da crosta (até cerca de 10 km, embora os modelos se estendam até cerca de 50 km). Uma inversão de dados foi implementada em Python 3, testada com dados sintéticos e aplicada a dados reais de estações na região, incluindo pontos onde antes não havia amostragem. Os resultados sugerem que o embasamento atinja profundidades máximas de 1 km na Bacia do Pantanal e são coerentes com uma região de crosta fina a sudeste da bacia sugerida em trabalhos recentes. O embasamento foi mapeado mais raso na parte oeste da bacia e mais profundo na parte central. A Anomalia Bouguer da região, porém, não pode ser explicada apenas pela espessura dos sedimentos. Além disso, feições de alta velocidade (4 km/s) encontradas a profundidade de ~2 km sugerem uma estrutura de alta densidade abaixo da bacia. Estes resultados são coerentes com um modelo de colisão de blocos continentais, no qual rochas da crosta inferior teriam sido transportadas para porções mais rasas. Entretanto, a aquisição de novos dados no interior da bacia é necessária para uma melhor elaboração do modelo.

Palavras-chave: Bacia do Pantanal, inversão conjunta, função do receptor, dispersão de ondas de superfície, razão espectral horizontal / vertical

ABSTRACT

MORAES, P. L. A. **Estrutura rasa da Bacia do Pantanal com função do receptor, dispersão de ondas superficiais e curva H/V**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

The Pantanal Sedimentary Basin, located in the Center-West of Brazil, has been the subject of recent studies regarding its crustal structure. Its origin has been associated with Andean tectonics for decades, but the mechanisms of its formation are still debated, as the region lacks geophysical data. Despite recent advances in the discussion of the deep crust and lithosphere, the shallow crust structure still lacks more detailed studies. In this work, data from high frequency receiver functions, dispersion curves and horizontal / vertical spectral ratio curves were used to formulate models of shear wave velocity (V_s) in the region of the Pantanal Basin and surroundings, seeking a greater emphasis on shallow crustal structure (up to about 10 km, although models extend to about 50 km). A data inversion was implemented in Python 3, tested with synthetic data and applied to real data from stations in the region, including points where previously there was no sampling. The results suggest that the basement reaches maximum depths of 1 km in the Pantanal Basin and are consistent with a thin crust region southeast of the basin suggested in recent works. The basement was mapped shallower in the western part of the basin and deeper in the central part. The Bouguer Anomaly in the region, however, cannot be explained by the thickness of the sediments alone. Furthermore, high velocity features (4 km/s) found at ~2 km depth suggest a high density structure below the basin. These results are consistent with a continental block collision model, in which rocks from the lower crust would have been transported to shallower portions. However, the acquisition of new data in the interior of the basin is necessary for a better elaboration of the model.

Keywords: Pantanal Basin, joint inversion, receiver function, surface wave dispersion, horizontal/vertical spectral ratio

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da BP	13
Figura 1.2 - Mapas de espessura crustal na região da BP	15
Figura 2.1 - Modelo de Horton e DeCelles (1997)	20
Figura 2.2 - Modelo de Ussami et al. (1999)	20
Figura 2.3 - Modelo de Cedraz et al. (2020) para a crosta fina sob o LTB	21
Figura 2.4 - Inversão de dados e modelo de Woldemichael (2003)	22
Figura 2.5 - Modelo de Woldemichael (2003)	22
Figura 3.1 - Esquema das múltiplas Ps da FR	25
Figura 3.2 - Exemplo de mudança no sistema de coordenadas	26
Figura 3.3 - Relação da distância epicentral com estruturas laterais	27
Figura 3.4 - Estações e epicentros	29
Figura 3.5 - Exemplo de FR's calculadas para a estação C2SB	31
Figura 4.1 - Exemplo da dispersão de ondas Rayleigh	33
Figura 4.2 - Tomografia de ruído sísmico de Shirzad et al. (2020)	34
Figura 5.1 - Exemplo do processamento da CHV para a estação C2SB	39
Figura 6.1 - Inversão com dados sintéticos	47
Figura 6.2 - Teste da curva L	48
Figura 6.3 - Primeira etapa da inversão (estação RVDE)	49
Figura 6.4 - Segunda etapa da inversão (estação RVDE)	50
Figura 6.5 - Terceira etapa da inversão (estação RVDE)	51
Figura 6.6 - Inversão dos dados da estação PTET	54
Figura 6.7 - Inversão dos dados da estação PTLB	55
Figura 6.8 - Inversão dos dados da estação SALV	56
Figura 6.9 - Inversão dos dados da estação BBLB	58
Figura 6.10 - Inversão dos dados da estação BBPS	59
Figura 6.11 - Inversão dos dados da estação BBRB	60
Figura 6.12 - Inversão dos dados da estação BBRT	61
Figura 6.13 - Inversão dos dados da estação BDQN	62
Figura 6.14 - Inversão dos dados da estação COIM	63
Figura 6.15 - Inversão dos dados da estação MURT	64
Figura 6.16 - Inversão dos dados da estação AQDB	66
Figura 6.17 - Inversão dos dados da estação ARAG	67

Figura 6.18 - Inversão dos dados da estação DVLD	68
Figura 6.19 - Inversão dos dados da estação PP1B	69
Figura 6.20 - Inversão dos dados da estação RVDE	70
Figura 6.21 - Inversão dos dados da estação PANT	72
Figura 6.22 - Inversão dos dados da estação POCN	73
Figura 6.23 - Inversão dos dados da estação AMBA	75
Figura 6.24 - Inversão dos dados da estação ANTJ	76
Figura 6.25 - Inversão dos dados da estação C2SB	77
Figura 6.26 - Inversão dos dados da estação ITRB	78
Figura 6.27 - Inversão dos dados da estação PCMB	79
Figura 6.28 - Inversão dos dados da estação RPRD	80
Figura 6.29 - Inversão dos dados da estação TRCB	81
Figura 7.1 - Profundidades das interfaces obtidas na inversão	82
Figura 7.2 - Anomalia Bouguer na região da BP	86
Figura 7.3 - Modelagem de Woldemichael (2003)	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Lista dos poços na BP usados para estimar a profundidade do embasamento (Weyler, 1962).	18
Tabela 6.1 - Geologia dos locais de instalação das estações, segundo CPRM.	52
Tabela 7.1 - Comparação da espessura crustal obtida em diferentes trabalhos em km	83
Tabela 7.2 - Profundidade do embasamento obtida em comparação com dados de poços (Weyler, 1962; Assumpção et al., 2009)	84
Tabela 7.3 - Localização dos poços na Bacia do Paraná (Assumpção et al., 2009)	85

LISTA DE SIGLAS

BP	Bacia do Pantanal
CD	Curva de Dispersão
CHV	Curva H/V
CNPQ	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FFT	Fast Fourier Transform
FR	Função do Receptor
LTB	Lineamento Transbrasiliano
MASW	Multichannel Analysis of Surface Waves
SAC	Seismic Analysis Code
SESAME	Site Effects Assessment using Ambient Excitations
USP	Universidade de São Paulo

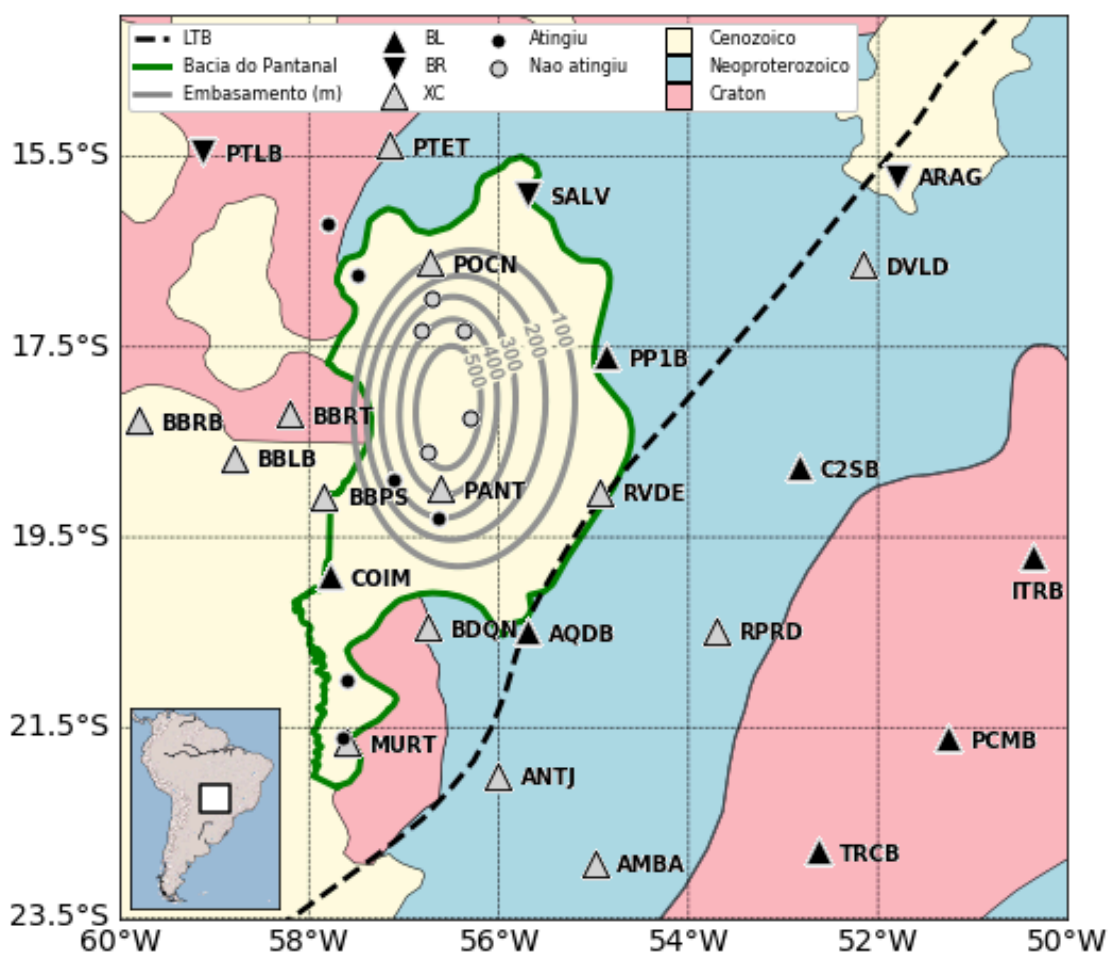
SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABELAS	10
LISTA DE SIGLAS	11
SUMÁRIO	12
1 INTRODUÇÃO	13
2 GEOLOGIA DA BACIA DO PANTANAL	17
2.1 BACIA DO PARANÁ E CHACO	23
3 FUNÇÃO DO RECEPTOR PARA ONDAS P	24
3.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	24
3.2 DADOS	28
3.3 CÁLCULO DA FUNÇÃO DO RECEPTOR	29
4 DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS	32
4.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	32
4.2 DADOS	34
5 CURVA H/V	35
5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	35
5.2 DADOS	36
5.3 CÁLCULO DA CURVA H/V	37
6 INVERSÃO DOS DADOS	40
6.1 PROBLEMA DIRETO	41
6.2 PROBLEMA INVERSO	42
6.3 INVERSÃO COM DADOS SINTÉTICOS	46
6.4 INVERSÃO COM DADOS REAIS	49
6.4.1 Estações do norte	53
6.4.2 Estações do sudoeste	57
6.4.3 Estações do Lineamento Transbrasiliano	65
6.4.4 Estações no interior da bacia	71
6.4.5 Estações do leste	74
7 CONSIDERAÇÕES SOBRE OS RESULTADOS	82
7.1 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	87
8 CONCLUSÕES	89
REFERÊNCIAS	91

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Pantanal (BP) é uma depressão sedimentar rasa e ampla com cerca de 135000 km² de extensão na região Centro-Oeste do Brasil (Figura 1.1). A formação da BP é uma discussão ainda em aberto e a sua estrutura crustal ainda precisa ser estudada em maiores detalhes.

Figura 1.1 - Localização da BP



BP (contorno verde) sobre as sedimentações do Cenozóico (amarelo) e Neoproterozoico (azul). Em rosa são indicados os blocos cratônicos (parte sul do Cráton Amazônico, a oeste, e bloco Parana-parnaíba, a leste). Os triângulos são as estações usadas neste estudo, pertencentes às redes BL, BR e XC. Os círculos indicam poços (Weyler, 1962) que atingiram ou não o embasamento. As isolinhas no interior da bacia mostram a estimativa de profundidade do embasamento (em metros) de Ussami et al. (1999). O traçado mais aceito hoje para o Lineamento Transbrasileiro é a linha tracejada. Unidades geológicas de CPRM (2016).

Horton & DeCelles (1997) propuseram que a BP está atualmente atrás do arco flexural andino. Já Ussami et al. (1999) propuseram que a extensão e subsi-

dência na BP podem ser resultados de estresses acumulados durante a passagem do arco flexural.

Usando dados gravimétricos e magnetotelúricos, Woldemichael (2003) sugeriu que a BP está situada sobre uma zona de colisão entre dois blocos continentais, associada ao fechamento de oceano no Neoproterozoico. O seu modelo explica anomalias de alto gravimétrico no centro da bacia como a presença de rochas da crosta inferior a profundidades de cerca de 5 km, que teriam sido alçadas durante a colisão.

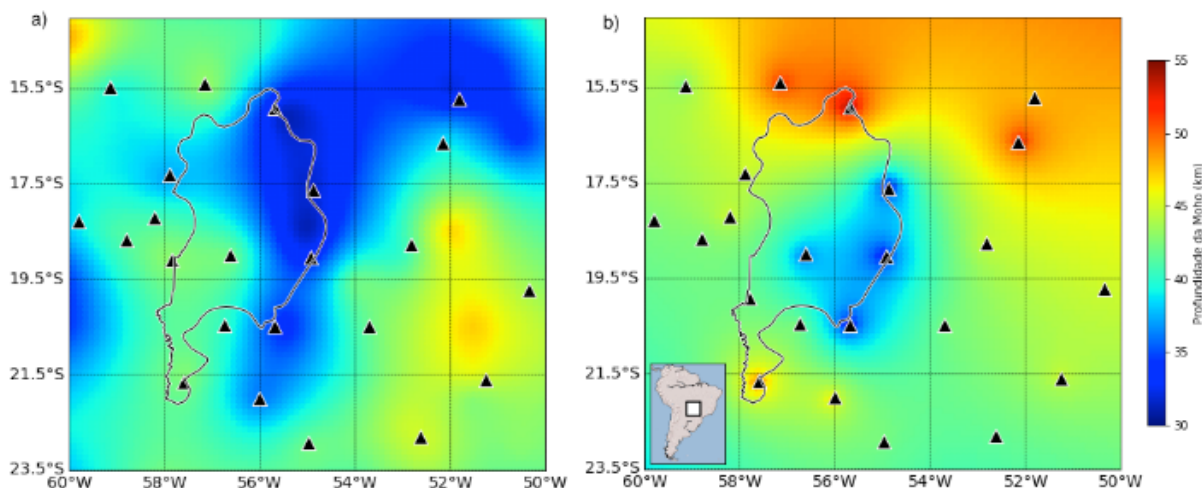
Cedraz et al. (2020) chamaram a atenção para a importância do Lineamento Transbrasiliano (LTB) na formação da BP. O LTB é uma grande feição tectônica que atravessa o continente desde a Bacia do Chaco, no Paraguai, até o Nordeste brasileiro. O seu modelo propõe que a crosta inferior máfica teria se delaminado por eclogitização, dando origem à crosta fina na região (35 km), com o LTB a sudeste da bacia, e facilitando o início da subsidência.

Nos últimos anos, mais de 40 estações sismográficas temporárias foram implantadas nas bacias no interior do continente Sul-Americano pelo Projeto 3-Bacias, liderado pela Universidade de São Paulo (USP) e financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP). A implantação das estações, que abrangem as bacias do Chaco, do Chaco-Paraná e do Pantanal, tem levado autores a voltarem a sua atenção para a estrutura da crosta e da litosfera na região (e.g. Rivadeneyra-Vera et al. 2019, Shirzad et al., 2020 e Cedraz et al., 2020).

Em 2019, Rivadeneyra-Vera et al. apresentaram um modelo de espessura crustal da América do Sul com base em uma compilação de dados sísmicos, gravimétricos, entre outros (Figura 1.2a). O modelo mostra espessuras maiores que 45 km na BP, com as maiores profundidades da Moho (descontinuidade de Mohorovičić, que marca a transição da crosta para o manto superior) na porção sudoeste, enquanto profundidades mais rasas (cerca de 35 km) predominam nas porções sudeste e norte. Já no modelo de Cedraz et al. (2020), estabelecido com inversão conjunta de funções do receptor e curvas de dispersão, predominam espessuras maiores, podendo chegar a cerca de 55 km ao norte (Figura 1.2b). Essa diferença pode ser devida ao gradiente suave com que as velocidades variam da crosta para o manto superior nos modelos de Cedraz et al. (2020), de modo que se torna mais difícil precisar a profundidade da descontinuidade de Moho. Porém, ambos os modelos

concordam com espessuras menores (por volta de 35 km) na porção sudeste da Baía, próximo ao LTB.

Figura 1.2 - Mapas de espessura crustal na região da BP



Espessura crustal estimada por: a) Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019); b) Cedraz *et al.* (2020). O tracejado indica a BP e os triângulos indicam as estações usadas nos respectivos trabalhos. Ambos os mapas concordam com crosta fina na porção leste da baía, porém divergem com relação ao norte.

Ussami *et al.* (1999) estimaram a profundidade máxima do embasamento na BP em cerca de 550 m com base na interpolação de dados de poços, seções sísmicas e dados gravimétricos. Porém os poços não estão bem distribuídos pela baía e nem todos atingiram o embasamento, de modo que as profundidades estimadas podem não corresponder bem às profundidades reais. Woldemichael (2003), através de levantamento magnetotelúrico, estimou que o embasamento pode se aprofundar até 800 m em áreas localizadas na baía.

Os trabalhos mais recentes, porém, tiveram maior ênfase na espessura crustal, utilizando-se de dados com pouca resolução para as camadas rasas da crosta. Assim, a BP ainda carece de informações mais precisas sobre a profundidade do embasamento e a estrutura da crosta superior.

Assumpção *et al.* (2009) apresentaram modelos de velocidade de propagação de onda sob estações próximas à BP. Seus resultados mostraram que funções do receptor de alta frequência e curvas de dispersão podem ser usadas para estudar a estrutura rasa da crosta. Porém, para remover a não unicidade das camadas rasas na inversão dos dados, é necessário que a curva de dispersão abranja períodos curtos (abaixo de 5 s), o que depende de uma distribuição densa e homogênea das estações, cenário diferente do que se encontra na maior parte das redes do continente.

Na Sísmica, a razão espectral horizontal por vertical (curva H/V) pode ser usada para estimar a profundidade do embasamento em bacias (e.g. Ullah, 2017). García-Jerez *et al.* (2016) desenvolveram um programa para a inversão conjunta da curva H/V com curvas de dispersão. As suas rotinas podem ser usadas para uma inversão conjunta com a função do receptor de altas frequências aplicada para estrutura rasa da crosta, contornando o problema da falta de períodos curtos na dispersão, apontado por Assumpção *et al.* (2009).

Este trabalho faz parte do Projeto 3-Bacias, (projeto temático FAPESP 2013/24215-6), que visa a investigação da estrutura da crosta e manto superior na região das bacias centrais da América do Sul. O objetivo deste trabalho é aplicar a inversão conjunta da função do receptor, curva de dispersão e curva H/V para determinação de modelos de velocidade sob as estações da Bacia do Pantanal. O objetivo geral é fornecer modelos com maior foco na estrutura rasa da crosta (até 10 km) para agregar informações que possam ajudar na elaboração de modelos tectônicos sobre a formação da bacia.

2 GEOLOGIA DA BACIA DO PANTANAL

A Bacia do Pantanal (BP) é uma bacia sedimentar ativa localizada no Centro-Oeste do Brasil. Desde o começo da sua sedimentação, mudanças climáticas e tectônicas promoveram a formação de feições morfológicas variadas (Assine, 2003). A sismicidade atual e a subsidência diferencial confirmam a tectônica ativa (Assumpção & Sacek, 2013).

A superfície da BP é uma planície alagável com inundação sazonal extensa e prolongada entre janeiro e junho (Assine, 2003). Com uma extensão de cerca de 135000 km² e altitude variando entre 80 e 180 m, a planície recebe a drenagem das águas do Rio Paraguai, um importante afluente do Rio de La Plata (Assine & Soares, 2004). A interação entre leques fluviais, megaleques e interfaces fluviais caracteriza a deposição sedimentar na região. Os sedimentos recentes são compostos por material paleo-mesozóico das bacias adjacentes, oriundos de uma extensa erosão ocorrida no Cenozóico, período também marcado por quiescência tectônica (Bergier & Assine, 2016).

A BP se caracteriza como uma depressão tectônica interior com diferentes tipos litológicos compondo o embasamento. Woldemichael (2003) notou diferenças abruptas em perfis de resistividade, o que pode indicar a presença de grábens e horts. Assine (2003) sugeriu que os sedimentos estão depositados sobre um sistema de grábens desenvolvidos no Complexo Cratônico Amazonas / Rio Apá e sobre a Faixa Paraguai. A Faixa Paraguai é composta por rochas metassedimentares que se agrupam em três unidades principais: sedimentação glacio-marinha, que inclui a Formação Puga e os grupos Jacadigo, Boqui e Cuiabá; sedimentação carbonática, que constitui a Formação Araras e o Grupo Corumbá; e a unidade superior, o Grupo Alto-Paraguai, constituído por sedimentação siliciclástica (Formação Raizama) e siltitos e arenitos (Formação Diamantina).

A leste e nordeste, o embasamento é composto por rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e rochas graníticas, ambas cobertas pela sedimentação da Bacia do Paraná. Ao norte e sul o embasamento é constituído pela Faixa Paraguai e a oeste pelos grupos Corumbá e Cuiabá (Assine, 2003).

Na década de 1960, poços perfurados pela Petrobrás mostraram que o embasamento na BP é mais raso nas porções sul e oeste da bacia e mais profundo nas

porções norte e central (onde o embasamento não foi atingido), podendo se aprofundar mais de 400 m (Weyler, 1962). A Tabela 2.1 mostra as profundidades máximas de investigação dos poços e a Figura 1.1 mostra suas localizações. Ussami *et al.* (1999) usaram informações integradas dos poços com dados gravimétricos para inferir uma profundidade máxima de cerca de 550 m do embasamento (isópacas na Figura 1.1), com a bacia em uma forma elíptica alongada na direção N-S. Entretanto, a estimativa pode estar subestimada devido à escassez de dados. Além disso, com a BP estruturada em grábens e horsts (Assine *et al.*, 2015), a profundidade do embasamento pode variar abruptamente nas proximidades das falhas. Com levantamentos magnetotelúricos, Woldemichael (2003) estimou uma profundidade máxima de 800 m em depressões localizadas.

Tabela 2.1 - Lista dos poços na BP usados para estimar a profundidade do embasamento (Weyler, 1962).

Poço	Profundidade (m)	Latitude	Longitude	Atingiu o embasamento?
PM-1	37,0	-21,6	-57,65	Sim
Aq-1	62,0	-21,0	-57,6	Sim
LC-1	227,3	-19,3	-56,63	Sim
FF-1	182,0	-18,9	-57,1	Sim
SM-1	217,0	-18,6	-56,75	Não
SB-1A	412,5	-18,25	-56,3	Não
SSs-1	302,4	-17,33	-56,81	Não
FP-1	340,7	-17,33	-56,375	Não
SJo-1	193,0	-17,0	-56,7	Não
Pi-1	88,0	-16,75	-57,5	Sim
Ca-1	86,6	-16,2	-57,8	Sim

Embora seja incerto quando a sedimentação iniciou, Ussami *et al.* (1999) apontaram que os fósseis de 2,5 Ma indicam que a bacia teve início durante o último evento compressivo dos Andes, no Plioceno, depois do soerguimento e desmantelamento da superfície sul-americana e subsidência da região do Pantanal (Assine, 2003). A BP é coberta principalmente por sedimentação siliciclástica, com afinamento textural para o topo (Weyler, 1962). Arenitos grossos e conglomerados compõem a base e areias quartzosas finas a médias, localmente grossas, predominam na parte superior. Cimentação de óxido de ferro é encontrada em vários níveis, por vezes

constituindo lateritas (Assine, 2003). Segundo o modelo de Ussami *et al.* (1999), a sedimentação mais antiga é constituída de areia fragmentada de calcário erodido da plataforma carbonática do cinturão do Paraguai. A seguir, os sedimentos evoluem para areia ferruginosa e na superfície ocorre afinamento textural, com predomínio de silte e lama.

A BP é limitada a leste e a oeste por falhas, que também limitam as áreas alagáveis, desviando, por vezes, o curso dos rios (Assine & Soares, 2004). Nem todas as falhas no interior da planície foram mapeadas devido às dificuldades geográficas. A oeste, falhas de direções NE e NW marcam feições pré-cambrianas, sendo caracterizadas por gradientes íngremes horizontais na gravimetria (Ussami *et al.*, 1999). A leste as falhas são cobertas por sedimentos da Formação Pantanal (Assine, 2003). A deposição é controlada pela tectônica local na porção sul do Pantanal (Assine & Soares, 2004). Sismos rasos (de até 6 km de profundidade) são comumente registrados na área. Para Assumpção e Sacek (2013), os sismos são resultado dos esforços de compressão na crosta superior devidos, pelo menos em parte, à deformação flexural da litosfera.

Nas proximidades da BP se encontra o Lineamento Transbrasiliano (LTB), uma feição tectônica continental de direção NE que cruza a América do Sul do Nordeste brasileiro ao Chaco, no Paraguai. Segundo Meeben *et al.* (2018), o LTB surgiu há cerca de 600 Ma, quando o bloco Amazônico colidiu com os crátons São Francisco e Rio Apá. Enquanto a porção NE do LTB é bem marcada em afloramentos e anomalias eletromagnéticas (Castro *et al.*, 2014), a sua direção na porção SW ainda é controversa.

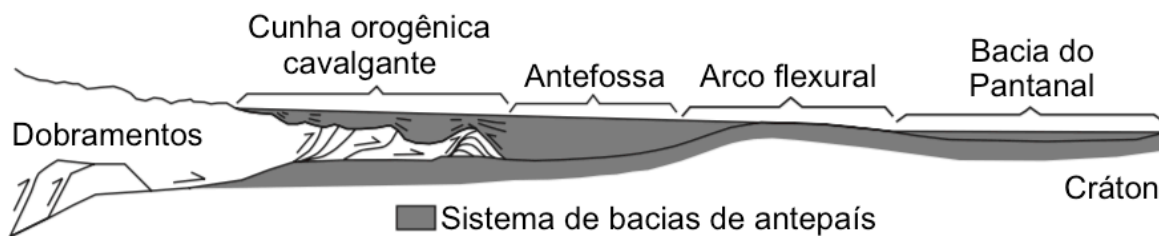
Não há um consenso de por onde o LTB passa na região da BP. Assine (2003) sugeriu que epicentros no Pantanal parecem se relacionar com o LTB, estando alinhados com a zona sísmica de Goiás, mas não há nenhuma evidência clara de tal relação. O traçado mais adotado hoje para o LTB é ao sudeste da BP. Recentemente, Cedraz *et al.* (2020) associaram o LTB a uma zona de crosta fina na porção sudeste da BP, propondo que a feição tectônica está fortemente relacionada à origem da bacia.

Desde Almeida (1959), a formação da BP têm sido associada com a tectônica Andina. Entretanto, os estudos divergem a respeito dos mecanismos que levaram à subsidência: devido a esforços extensionais atrás do arco flexural (Horton & DeCel-

les, 1997); sobre o arco flexural (Ussami *et al.*, 1999) do sistema de bacias de antepaís dos Andes; ou como efeito da delaminação da crosta inferior (Cedraz, *et al.*, 2020).

Horton e DeCelles (1997) propuseram que a BP está atualmente localizada atrás do arco flexural Andino e apresentaram um modelo flexural elástico (Figura 2.1), baseado em dados de anomalia Bouguer e topografia, capaz de prever a espessura e a largura das áreas deposicionais e a sua distância para o arco. Porém, subestimaram as amplitudes no arco e atrás dele, o que pode indicar que os esforços flexurais não atuam sozinhos na tectônica da região.

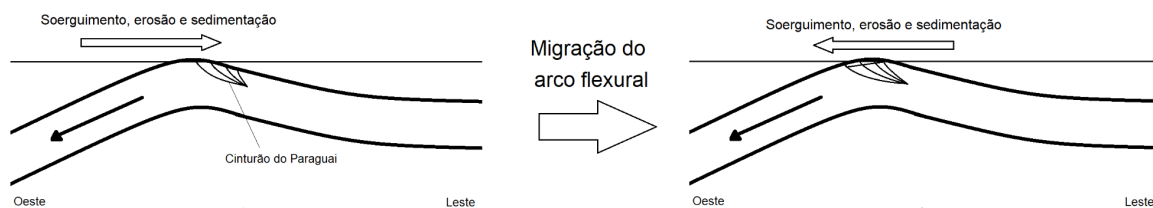
Figura 2.1 - Modelo de Horton e DeCelles (1997)



Neste modelo, a BP estaria atrás do arco flexural.

Já para Ussami *et al.* (1999), a subsidência e a extensão do Pantanal foram consequência da reativação do arco flexural durante o último evento compressivo dos Andes, com esforços distensionais atuando com a passagem do arco pelo cinturão do Paraguai (Figura 2.2). O seu modelo, porém, parece ser inconsistente com falhas reversas predominando na sismicidade da crosta superior (Dias *et al.*, 2016).

Figura 2.2 - Modelo de Ussami *et al.* (1999)

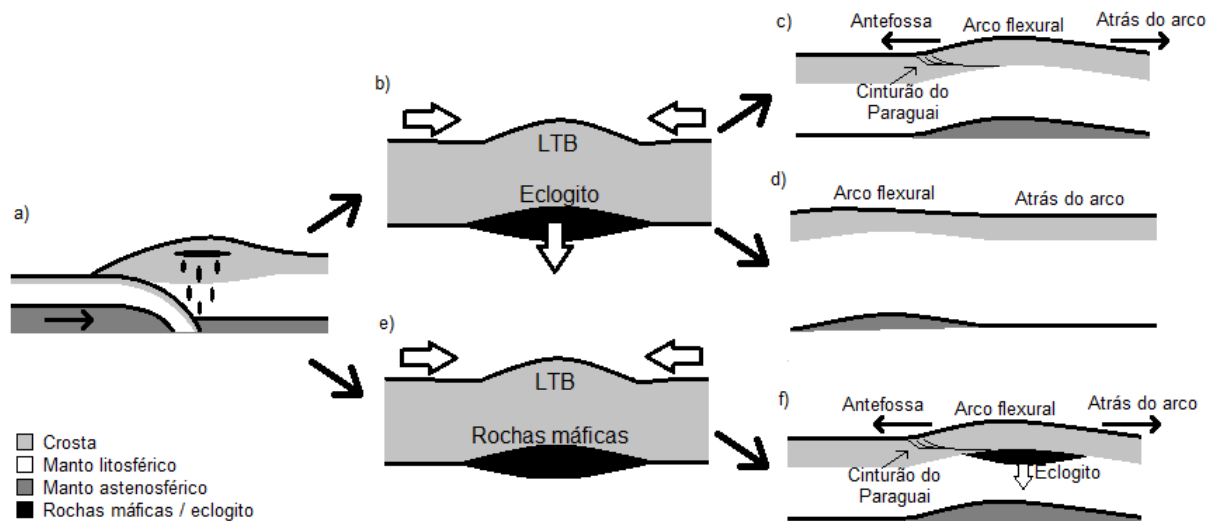


Neste modelo, a sedimentação na BP teria iniciado após a reativação do arco flexural, com a migração do mesmo pelo cinturão do Paraguai.

Nenhum dos dois modelos explica as anomalias de baixa velocidade cisalhante na litosfera abaixo da BP (Feng *et al.*, 2007; Affonso *et al.*, 2020) nem a crosta

fina (~ 35 km) sob a porção sudeste da bacia (Lloyd *et al.*, 2010; Assumpção *et al.*, 2013; Rivadeneyra-Vera *et al.*, 2019; Cedraz *et al.*, 2020). Cedraz *et al.* (2020) relacionaram essas feições à tectônica do LTB, propondo que uma camada máfica (eclogito) teria sido acrescentada à crosta inferior durante o fechamento do oceano no Brasiliano, iniciando a formação do LTB. Depois, a camada máfica teria sido delaminada, o que explica a região de crosta fina. Há duas possibilidades para o momento em que isso teria ocorrido: 1) ela teria iniciado com a compressão do LTB, de modo que a subsidência teria ocorrido posteriormente, com a passagem do arco flexural ou logo depois, atrás do arco; ou 2) a delaminação teria ocorrido juntamente com a subsidência, durante a passagem do arco flexural (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Modelo de Cedraz *et al.* (2020) para a crosta fina sob o LTB

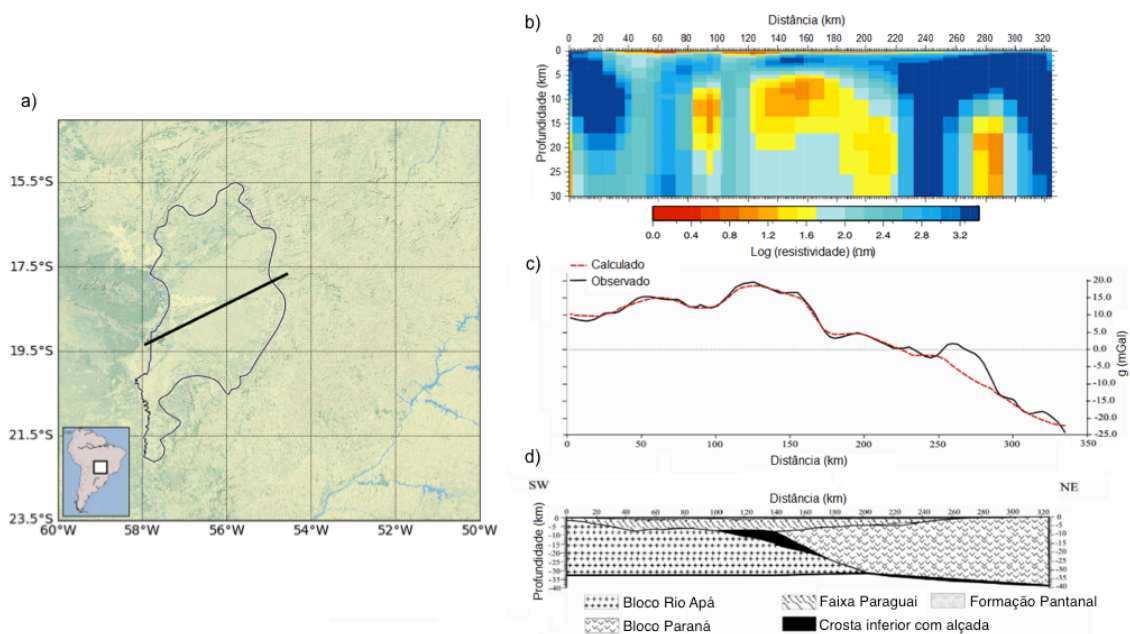


a) a subducção se encerra com a colisão continental no Brasiliano, causando *underplating* ao longo do LTB; b) esforços compressivos causam a delaminação do eclogito; c) a BP se forma durante a migração do arco flexural; d) como alternativa a (c), a BP se forma atrás do arco; e) como alternativa a (b), não ocorre delaminação durante o evento compressivo; f) a subsidência se inicia juntamente com a delaminação do eclogito durante a migração do arco flexural.

Woldemichael (2003) sugeriu um modelo de limite colisional para explicar a Anomalia Bouguer mais alta no centro da bacia (Figura 2.4): a BP e a Faixa Paraguai estariam sobre dois blocos continentais distintos, Rio Apá e Paraná (ambos com limites controversos, *e.g.* Rapela, *et al.*, 1998; Neves, *et al.*, 1999), em uma zona de colisão correspondente ao final de um ciclo Brasiliano com o supracavalgamento de um dos blocos. Durante a colisão, corpos densos e descontínuos da crosta inferior (granulitos / eclogitos) teriam sido alçados para regiões mais rasas, bem como poderiam ter surgido arcos magmáticos (Figura 2.5). Os resultados do levan-

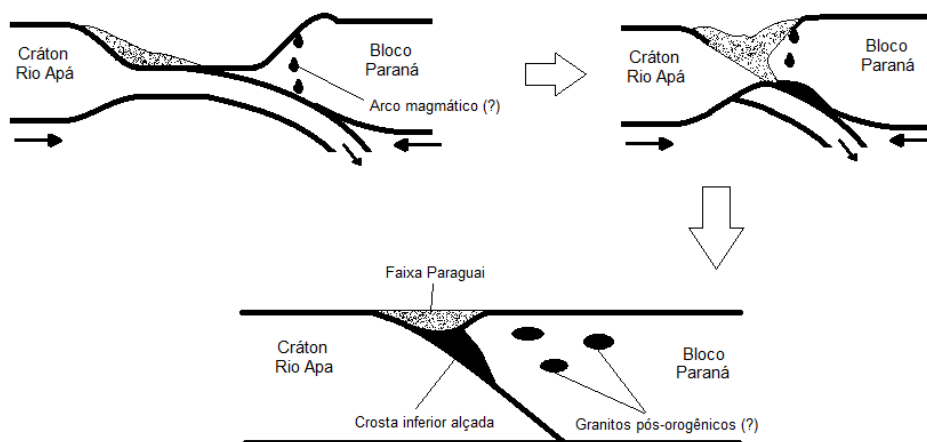
tamento magnetotelúrico, porém, mostraram uma feição de baixas resistividades no local, diferente do que se espera encontrar em rochas máficas. Woldemichael (2003) argumenta que sedimentos marinhos possam ter entrado em fissuras no final da subducção e que a baixa resistividade talvez seja devida aos metassedimentos ricos em carbono.

Figura 2.4 - Inversão de dados e modelo de Woldemichael (2003)



a) Mapa da BP, indicando o posicionamento do perfil; b) Inversão das resistividades elétricas; c) Inversão da anomalia Bouguer; d) Modelo elaborado para explicar ambos os conjuntos de dados.

Figura 2.5 - Modelo de Woldemichael (2003)



Modelo proposto por Woldemichael (2003), no qual o alto gravimétrico é explicado pela presença de rochas da crosta inferior alçadas a profundidades de cerca de 5 km, localizadas sob as rochas metassedimentares da Faixa Paraguai. Esta estrutura seria consequência da colisão entre os blocos cratônicos do Rio Apá e Paraná, que também poderia ter gerado arcos magmáticos.

2.1 BACIA DO PARANÁ E CHACO

A área estudada neste trabalho também abrange a região no entorno da BP, com estações instaladas na Bacia do Paraná e na região de sedimentação do Chaco. A seguir é feita uma breve descrição da geologia dos arredores da BP.

A sudeste da BP se encontra a Bacia do Paraná, que se desenvolveu do Ordoviciano ao Cretáceo, intercalando períodos de subsidência e sedimentação com períodos de soerguimento e erosão, resultando em inconformidades que podem representar lacunas de dezenas de milhões de anos (Milani *et al.*, 1998). A Bacia do Paraná é composta por seis supersequências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru.

A Supersequência Rio Ivaí data do Ordoviciano e é composta por conglomerados e arenitos marinhos. Ela é encontrada em uma grande área da bacia, embora se apresente em camadas descontínuas e finas, chegando a pouco mais de 360 m de espessura. A Supersequência Paraná também é composta por sedimentação marinha e chega a 900 m de espessura (Milani *et al.*, 1998).

A Supersequência Gondwana I é marcada por uma descontinuidade, com um período de soerguimento e erosão estimado em 45 milhões de anos. Esta sequência é encontrada ao longo de toda a bacia, sendo a maior em volume, e é constituída por sedimentação marinha (Milani *et al.*, 1998).

A Supersequência Gondwana II é composta por conglomerados, arenitos estratificados, xistos e siltitos intercalados com calcário, indicando um ambiente fluvial-lacustre. Já a Supersequência Gondwana III é marcada pelo predomínio de arenitos eólicos. Estes arenitos são intercalados pelos basaltos da Formação Serra Geral, com origem nos intensos derrames de lava ocorridos com a divisão do Gondwana. A última supersequência é a Bauru, constituída por arenitos e conglomerados. (Milani *et al.*, 1998).

A oeste da BP se encontram sedimentos do quaternário que cobrem uma vasta região no centro do continente, genericamente denominada de Chaco. A Bacia do Chaco se formou a partir de sedimentos de origem andina e é composta predominantemente por arenitos e em sua superfície se encontram sedimentos inconsolidados (Milani & Thomaz Filho, 2000).

3 FUNÇÃO DO RECEPTOR PARA ONDAS P

A função do receptor (FR) é amplamente usada em Sismologia para estudos de estrutura crustal. Ela é definida como a deconvolução da componente radial pela vertical e pode ser entendida como uma função que converte a componente vertical do sismograma para a componente radial (Herrmann & Ammon, 2012). A FR mostra os tempos de chegada das fases de onda P convertidas em S nas interfaces de camadas (Ligorría & Ammon, 1999). A inversão da FR, junto a informações adicionais, permite a determinação de modelos das camadas sob a estação (e.g. Julià *et al.*, 2000; Assumpção, *et al.*, 2009; Cedraz, *et al.*, 2020).

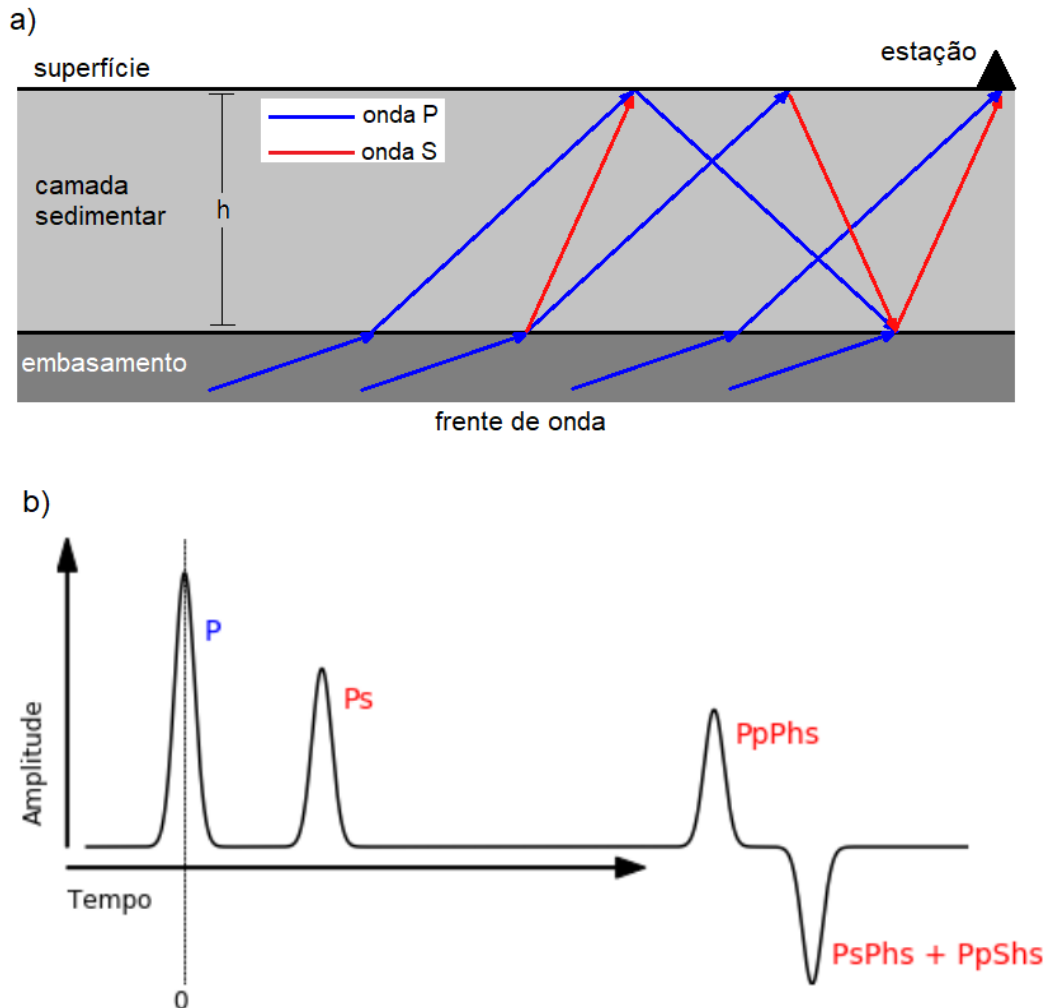
3.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A FR é uma função no tempo cujos pulsos correspondem aos tempos de chegada de fases de onda P convertidas em S durante a transmissão ou reflexão da onda ao incidir em uma interface de camada; exceto pelo primeiro pulso, que corresponde à própria P direta. A Figura 3.1a esquematiza um modelo de camadas com um pacote de rochas sedimentares de espessura h sobre o embasamento cristalino e a Figura 3.1b exemplifica uma FR correspondente. O pulso centralizado no instante $t = 0$ é a chegada da onda P direta. A seguir é registrada a fase Ps, conversão da P direta em s ao transmitir para a camada sedimentar. Depois são registradas as demais múltiplas. A convenção da nomenclatura é que as fases recebam letra minúscula quando se propagam no sentido de baixo para cima e maiúscula quando contrário. A letra h é colocada para representar a reflexão na descontinuidade (no caso, o embasamento).

A FR pode ser interpretada como uma combinação de pulsos no tempo, cada um relacionado a uma onda reverberando nas camadas do meio abaixo da estação. As amplitudes e os tempos dos pulsos são sensíveis às velocidades de onda P e S e à densidade. Em geral, amplitudes maiores se relacionam a contrastes maiores destas propriedades. Devido ao baixo ângulo de incidência das ondas sob a estação, os traços horizontais do sismograma contém as fases polarizadas na direção das ondas S, por isso a inversão de dados de FR é muito mais sensível à velocidade da onda

S, sendo a velocidade da P inferida assumindo-se um valor constante para a razão de Poisson (e.g. Owens *et al.*, 1984; Julià *et al.*, 2000).

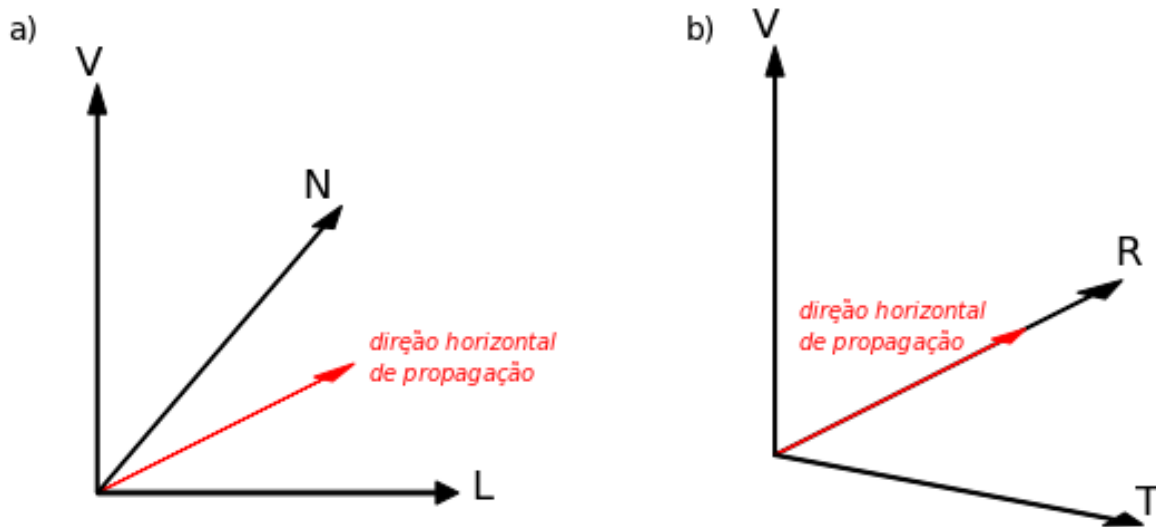
Figura 3.1 - Esquema das múltiplas Ps da FR



a) Esquema do trajeto das múltiplas s de uma onda P direta. A camada em cinza escuro representa o embasamento cristalino, a camada em cinza claro representa a rocha sedimentar de espessura h . O triângulo simboliza a estação e as setas azuis e vermelhas representam os raios de percurso das ondas P e S, respectivamente. As fases s se formam com as reflexões e transmissões da onda P nas interfaces de camada. b) Exemplo simplificado de uma FR correspondente ao modelo de (a). A onda P direta (azul) coincide com o tempo zero. As fases s (vermelhas) chegam na respectiva ordem: Ps, PpPhs e a soma de PsPhs + PpShs.

Os sismogramas são registrados em três componentes: N-S, E-W e vertical, que podem ser rotacionadas para novas componentes mudando-se o referencial: radial, a direção horizontal de propagação das ondas; transversal, a direção horizontal perpendicular à radial; e vertical (Figura 3.2).

Figura 3.2 - Exemplo de mudança no sistema de coordenadas



O sismograma é registrado no sistema a) Norte (N), Leste (L) e vertical (V). Após a rotação, as componentes são como em b) Radial (R), a direção horizontal de propagação da onda; Transversal (T), a perpendicular horizontal de R; e vertical (V).

A FR é calculada pela deconvolução da componente radial pela vertical. As componentes do sismograma podem ser representadas como convoluções:

$$V(t) = S(t) * I(t) * H_V(t) \quad (3.1)$$

$$R(t) = S(t) * I(t) * H_R(t) \quad (3.2)$$

$$T(t) = S(t) * I(t) * H_T(t) \quad (3.3)$$

onde “ * ” denota convolução; $V(t)$, $R(t)$, e $T(t)$ são, respectivamente, a vertical, a radial e a transversal; $S(t)$ é a assinatura da fonte; $I(t)$ é a resposta do instrumento e $H(t)$ é a resposta da estrutura geológica nas três componentes. Considerando uma onda P (componente transversal igual a zero, Equação 3.4) com baixo ângulo de incidência, temos:

$$H_T = 0 \quad (3.4)$$

$$H_V \approx \delta \quad (3.5)$$

onde δ é o Delta de Dirac. Assim as Equações 3.1, 3.2 e 3.3 podem ser reescritas como:

$$V(t) \approx S(t) * I(t) \quad (3.6)$$

$$R(t) = S(t) * I(t) * H_R(t) \quad (3.7)$$

$$T(t) = 0 \quad (3.8)$$

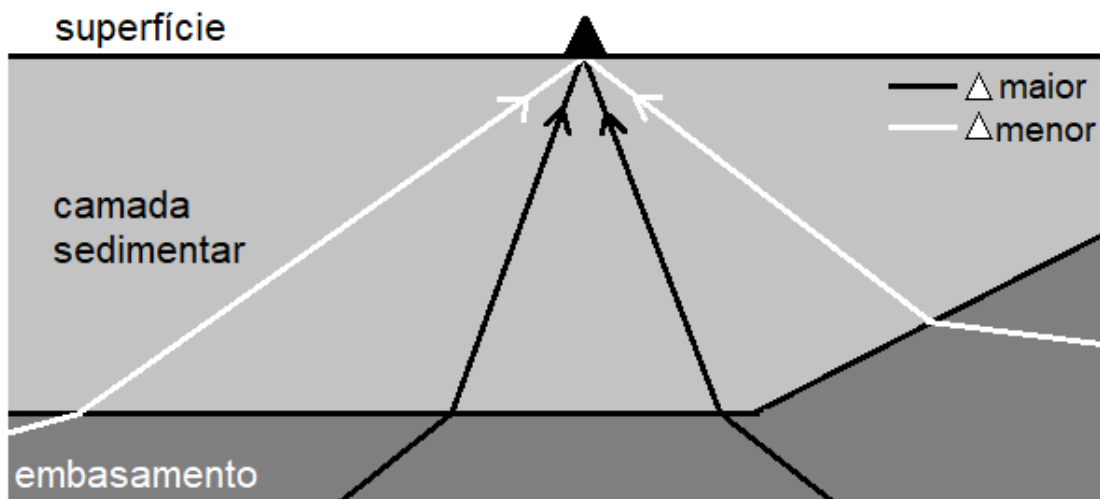
Rearranjando as Equações 3.6 e 3.7, temos que a FR corresponde a $H_R(t)$, dada por uma aproximação da deconvolução da radial pela vertical:

$$H_R(t) = \frac{R(t)}{S(t) * I(t)} \approx \frac{R(t)}{V(t)} = F_R(t) \quad (3.9)$$

onde a divisão denota deconvolução e $F_R(t)$ é a função do receptor (Ammon, 1991; Owens *et al.*, 1984).

A extensão lateral da área amostrada pela FR pode variar com o azimute e com a distância do evento em relação à estação. A profundidade de investigação depende da janela de tempo abrangida pela FR. Ondas de eventos em direções diferentes em relação à estação podem amostrar estruturas diferentes (Herrmann & Ammon, 2012), principalmente em se tratando de sismos regionais (distância epicentral $\Delta < 30^\circ$), devido à chegada menos vertical das ondas (Figura 3.3). Assim, em trabalhos com FR, geralmente são usados eventos de azimute e distância próximos entre si.

Figura 3.3 - Relação da distância epicentral com estruturas laterais



Em cinza escuro está representado o embasamento, em cinza claro rochas sedimentares. O triângulo representa uma estação. As setas pretas e brancas representam caminhos de frente de ondas de eventos de distâncias epicentrais Δ maiores e menores, respectivamente. Ondas de eventos mais próximos têm maior influência de variações laterais próximas à estação devido à incidência menos vertical das ondas.

A FR é calculada por processos computacionais de deconvolução e cada chegada de uma onda P convertida em S é representada como um pulso gaussiano no tempo. O filtro Gaussiano de fase zero é definido como:

$$H(f) = e^{\frac{-\pi^2 f^2}{\alpha^2}} \quad (3.10)$$

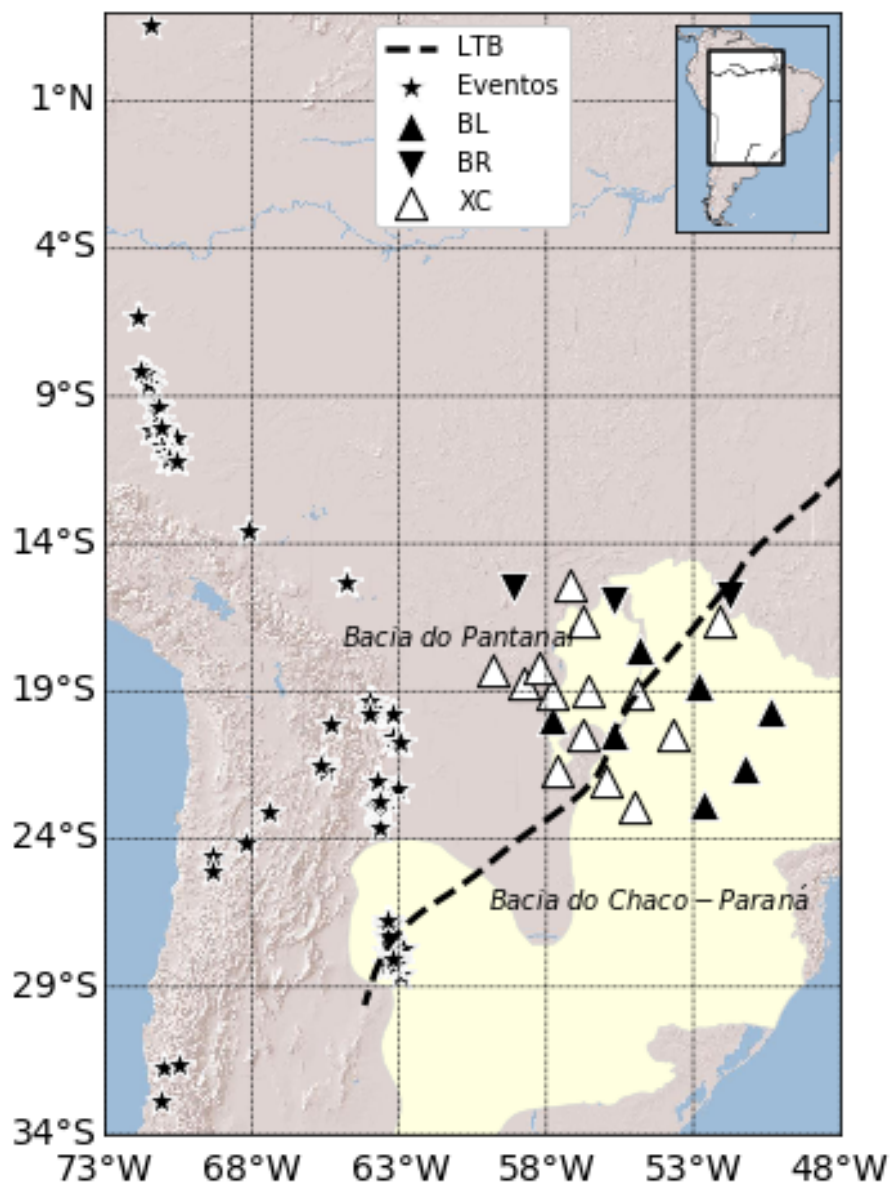
onde f é a frequência e α é o parâmetro de deconvolução. Para o ponto e^{-1} temos que $f = \alpha/\pi$. Assim, $\alpha = 1,0$ resulta em uma versão passa-baixas da FR a uma frequência de cerca de até 0,3 Hz. Para frequências baixas, a FR tem melhor resolução para múltiplas Ps de interfaces da crosta inferior ou mais profundas. Para frequências altas, a FR tem melhor resolução para as fases Ps de camadas superficiais, como sedimentos, basaltos e o embasamento. Neste caso, são necessários sismos regionais e profundos para evitar a atenuação das altas frequências na astenosfera.

3.2 DADOS

Os dados foram coletados nas estações das redes BL, BR e XC na região da BP e arredores (Figura 3.4). Os critérios para seleção de dados foram:

- a) distância epicentral de até 30°: como o estudo visa uma maior ênfase na estrutura rasa da crosta, eventos regionais são mais apropriados do que eventos telessísmicos (distância entre 30° e 90°), já que o sinal de alta frequência, que contém informações da crosta superior, é atenuado durante a passagem das ondas telessísmicas pela astenosfera;
- b) magnitude maior que 4,5: visando uma boa razão sinal/ruído para a primeira chegada da onda P;
- c) hipocentro a uma profundidade maior que 400 km: também para evitar a atenuação das altas frequências devido à passagem pela astenosfera, além de evitar o efeito da triplicação.

Figura 3.4 - Estações e epicentros



Localização das estações (triângulos) usadas na Bacia do Pantanal e proximidades e dos epicentros dos eventos selecionados para deconvolução (estrelas). A Bacia do Chaco-Paraná também é representada.

3.3 CÁLCULO DA FUNÇÃO DO RECEPTOR

Os sismogramas dos eventos selecionados foram rotacionados para as componentes radial, transversal e vertical. As tendências foram removidas e, quando necessário, foram aplicados filtros de frequência, visando uma marcação precisa da primeira chegada. Foram usados filtros passa-baixas, passa-banda e passa-altas de

acordo com a necessidade, com frequências variando de 0,25 a 10,0 Hz. Estas operações foram feitas no programa *Seismic Analysis Code* (SAC, Goldstein & Snoke, 2005).

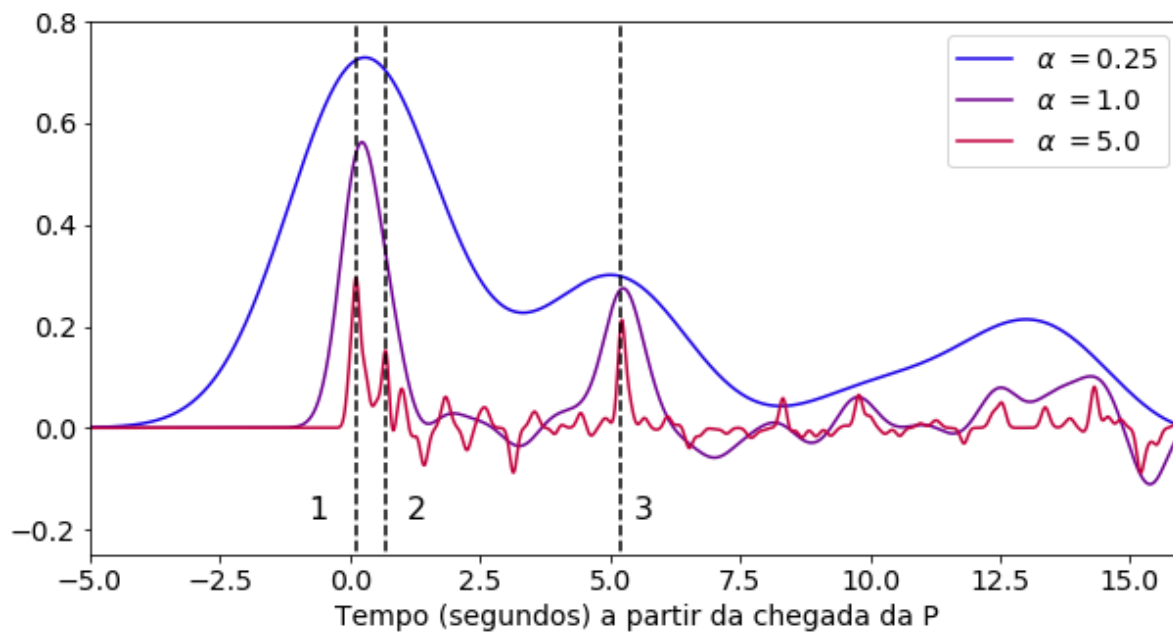
Foi utilizada a deconvolução iterativa no domínio do tempo (Ligorria & Ammon, 1999, implementada por Herrmann, 2013) para o cálculo das FR's. Primeiro, a correlação cruzada entre as componentes vertical e radial é usada para estimar o instante no tempo do maior pulso da FR, com a amplitude estimada segundo Kikuchi e Kanamori (1982). O traço contendo este pulso é convolvido com a componente vertical, resultando em uma componente radial sintética. Cada iteração compara essa componente à radial real e acrescenta um novo pulso, minimizando o erro por mínimos quadrados. A deconvolução da vertical pela radial remove os efeitos do instrumento e da fonte, portanto não há necessidade de removê-los manualmente (Langston, 1979; Ammon *et al.*, 1990; Herrmann & Ammon, 2012). Mas é necessário verificar se os ganhos das componentes estão equalizados antes da deconvolução (Herrmann & Ammon, 2012).

Foram usados filtros gaussianos com largura $\alpha = 2$ e $\alpha = 5$, intervalo de amostragem de 0,01 s e 500 iterações. As FR's de uma mesma estação devem amostrar a mesma geologia, porém falseamentos de interfaces podem surgir devido à diferença de azimute entre os eventos ou mesmo devido ao ruído. Por isso, foram aplicados três critérios de qualidade para selecionar as FR's a serem usadas na inversão:

- a) a convolução da FR com a vertical deve corresponder com a radial observada em mais de 85%;
- b) o primeiro pulso da FR deve ser positivo, pois o contrário sugere que a primeira chegada tem uma polaridade invertida em relação a si mesma, o que não tem sentido geológico, ou que a componente radial tem alto nível de ruído;
- c) os principais pulsos das FR's de uma mesma estação devem chegar aproximadamente no mesmo instante. O contrário pode indicar que as ondas vindas de direções diferentes amostram perfis geológicos diferentes devido a variações laterais na geologia.

A Figura 3.5 mostra um exemplo de FR's calculadas com diferentes larguras do filtro, α , para a estação C2SB, próxima à BP.

Figura 3.5 - Exemplo de FR's calculadas para a estação C2SB



Funções do receptor calculadas com diferentes valores do parâmetro de deconvolução. As fases marcadas representam a chegada da P direta (1); a fase Ps do embasamento (2) e a fase Ps da Moho (3). Note que a fase Ps do embasamento só é visível na FR de frequência mais alta ($\alpha = 5,0$).

4 DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS

Nas ondas de superfície, a velocidade varia em função do período. O trem de ondas de superfície é uma composição de sinais de diferentes períodos que se propagam a diferentes velocidades. A dispersão de ondas de superfície pode ser usada para caracterizar o meio geológico em termos de propriedades físicas das suas camadas, como a velocidade de propagação das ondas S e a densidade.

4.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Entre os tipos de ondas sísmicas estão as ondas de superfície, que recebem este nome por se propagarem somente ao longo da superfície da Terra, a sua amplitude atenua exponencialmente com a profundidade. Elas são compostas pela sobreposição de fases de ondas P e S.

As ondas Rayleigh são o resultado da sobreposição de ondas P com ondas SV, ondas S polarizadas no plano vertical. Como há uma diferença de fase entre a P e a SV, o movimento de partícula na superfície é uma elipse retrógrada (com movimento contrário ao sentido de propagação). Essa diferença de fase pode ser vista entre as componentes horizontais e vertical do sismograma. Outro tipo de onda de superfície são as ondas Love, formadas por ondas SH, ondas S polarizadas na horizontal.

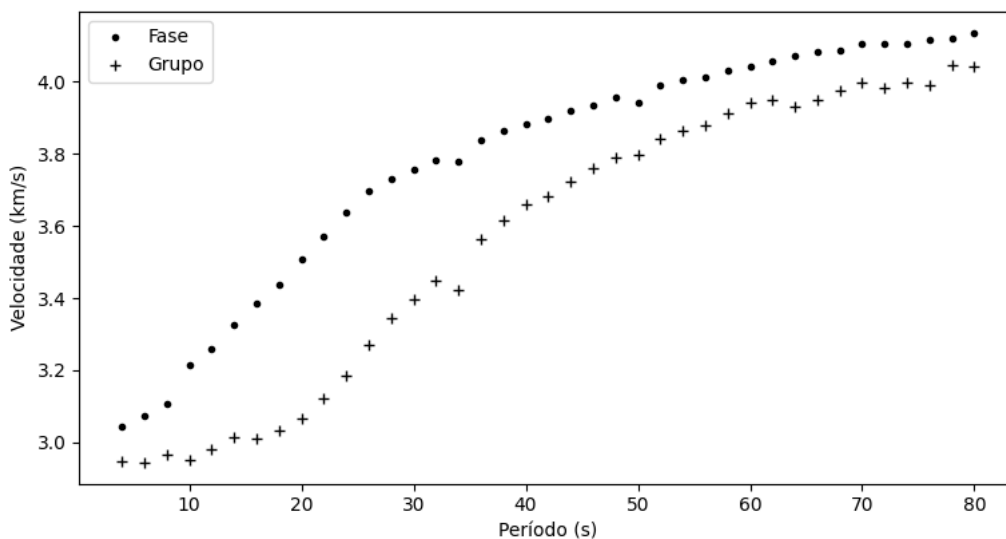
A chegada das ondas de superfície pode ser identificada no sismograma por uma estrutura no sinal conhecida como “trem de ondas”. O sinal começa com a chegada de períodos maiores e os períodos encurtam gradativamente com o passar do tempo. Este efeito, denominado de dispersão de ondas de superfície, resulta da variação da velocidade de propagação em função do período.

As ondas de superfície podem ser compreendidas como uma composição de sinais de diferentes períodos que se propagam a diferentes velocidades. Os sinais de períodos mais longos também possuem um comprimento de onda mais longo e amostram profundidades maiores. A velocidade da onda de superfície é influenciada por todas as camadas que ela abrange em profundidade. Em geral, camadas mais profundas possuem maiores velocidades de ondas sísmicas. Assim, as ondas de períodos longos têm sua velocidade influenciada tanto pelas camadas mais profundas,

de maior velocidade, quanto pelas camadas mais rasas, de menor velocidade. Já os sinais de períodos curtos, que também possuem menores comprimentos de onda, têm a sua velocidade influenciada apenas pelas camadas mais rasas, de menor velocidade. Dessa forma, sinais de períodos longos possuem velocidades maiores que os sinais de períodos curtos (Garland, 1971).

A velocidade é expressa como uma função dos períodos (ou das frequências) em um gráfico denominado de curva de dispersão (CD), exemplificado na Figura 4.1. Há duas medidas da dispersão: a curva da velocidade de fase e da velocidade de grupo. A velocidade de um modo harmônico puro é dado o nome velocidade de fase c . A interferência dos vários períodos gera um padrão que também é entendido como um sinal e se propaga com a velocidade de grupo u (Garland, 1971).

Figura 4.1 - Exemplo da dispersão de ondas Rayleigh



CD's das velocidades de fase (ponto) e grupo (cruz) obtidas para a estação RVDE, na borda da BP. Os períodos mais longos tendem a apresentar uma maior velocidade. Dados de Shirzad *et al* (2020).

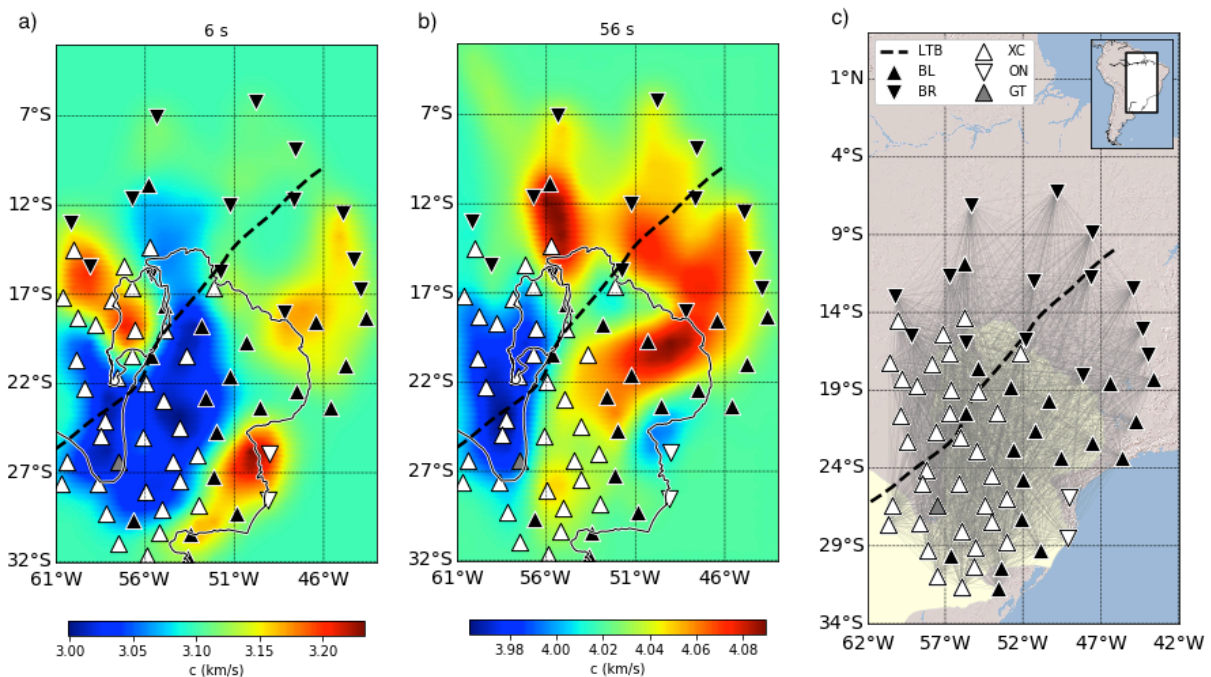
Há mais de uma forma de se calcular a CD em um determinado local. Um procedimento tradicional é a aplicação de filtros de diferentes frequências ao sismograma de um evento sísmico. Cada frequência resulta em um sinal com amplitude máxima em um instante diferente, evidenciando a variação da velocidade de grupo com a frequência. A CD corresponde à média das velocidades entre o epicentro e a estação.

4.2 DADOS

Os dados de dispersão usados neste trabalho foram calculados por Shirzad *et al.* (2020) com tomografia de ruído sísmico ambiental para os dados de estações das redes XC, BL, BR, ON e GT na porção central do continente Sul-Americano (Figura 4.2). Os dados foram disponibilizados em arquivos de grade para períodos de 4 a 80 s, dos quais foram extraídas as velocidades de fase das ondas Rayleigh nas coordenadas das estações das redes BL, BR e XC na BP. A resolução dos arquivos de grade é da ordem de 100 km.

A distribuição não homogênea de estações na região implica em uma cobertura não homogênea de caminhos formados por pares de estações. Isso resulta em um aumento na incerteza nas CD's calculadas, o que deve afetar principalmente os períodos mais curtos.

Figura 4.2 - Tomografia de ruído sísmico de Shirzad *et al.* (2020)



Como exemplos, são mostrados: a) mapa de velocidade de fase para o período de 6s (note velocidades baixas nas partes espessas da Bacia do Paraná); b) mapa de velocidade de fase para o período de 56 s, mais sensível às profundidades próximas da Moho; o mapa em (c) mostra os caminhos utilizados nos pares de estações (das redes BL, BR, XC, ON e GT) para o cálculo das dispersões. Nos mapas são destacadas as bacias do Pantanal e do Chaco-Paraná. A linha tracejada representa o LTB.

5 CURVA H/V

A curva H/V (CHV) é uma conhecida ferramenta para o cálculo da frequência de ressonância das ondas sísmicas na subsuperfície. A inversão da CHV, comumente realizada em conjunto com curvas de dispersão, fornece perfis 1D da velocidade das ondas sob a estação, permitindo a estimativa da espessura de camadas sedimentares.

5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A razão espectral horizontal / vertical é uma maneira rápida de se caracterizar a subsuperfície em termos da frequência de ressonância das ondas sísmicas a partir do registro do ruído ambiental. Em 1989, Nakamura propôs que a razão entre os espectros horizontal e vertical das componentes do ruído ambiental poderia ser usada para identificar picos de ressonância e estimar a amplificação sísmica em solos. Desde então, o método tem sido aplicado em Engenharia e Geotecnia para avaliar a compactação de solos (e.g. Harutoonian, 2012). Em Sismologia, a técnica pode ser usada na determinação de espessuras de camadas de sedimentos (e.g. Arai & Tokimatsu, 2004) e na avaliação de efeitos de sítio em estudos de perigo sísmico em barragens, grandes construções e áreas urbanas.

O princípio da técnica é a hipótese de que o ruído ambiental é composto predominantemente por ondas Rayleigh. O ruído é a superposição de vários sinais que podem ter origem natural ou humana. Entre as fontes naturais estão as ondas dos mares e os ventos, que fazem vibrar as árvores e as construções. Entre as fontes humanas estão o tráfego de veículos pesados e máquinas industriais.

A razão entre os deslocamentos horizontal e vertical da partícula durante a passagem da onda é chamada de elipticidade da onda Rayleigh e está associada ao perfil de velocidades V_s do local. A onda Rayleigh, sendo uma onda de superfície, pode ser decomposta em sinais de frequências diferentes que se propagam a velocidades diferentes. A elipticidade também pode ser expressa como uma função da frequência.

Na aquisição dos dados, o ruído é registrado por um sensor de 3 componentes. Para cada componente é calculado o espectro de potência (espectro de

Fourier), dos quais é calculada a média quadrática das componentes horizontais. Essa média é dividida pelo espectro da componente vertical. O resultado é a CHV em função da frequência (Figura 5.1b), que fornece uma medida da elipticidade das ondas Rayleigh do ruído ambiental.

Em locais com grandes discontinuidades na impedância acústica, a CHV define um pico em torno de uma frequência f_0 , a frequência fundamental de ressonância. Em um modelo definido por uma camada de sedimentos sobre o embasamento cristalino, por exemplo, f_0 corresponde à frequência de uma onda S de comprimento igual a um quarto da espessura dos sedimentos (Mooney & Bolt, 1966; Malis-chewsky & Sherbaum, 2004), com a hipótese de que o pico de ressonância se deve à reverberação da onda S (e não da Rayleigh). Assim, o pico da CHV pode ser usado para o cálculo da espessura da camada superficial, menos impedante. A largura do pico pode ser usada para restringir as velocidades de onda S em uma inversão: quanto maior o contraste de impedância entre as duas camadas, mais estreito é o pico.

A CHV é amplamente utilizada em inversão conjunta com CD's (e.g. Ullah, 2017; García-Jerez *et al.* 2016; Hobiger *et al.*, 2013). Ullah (2017) apontou que a existência de mais de um pico na CHV (que indica a presença de mais de uma grande discontinuidade na subsuperfície investigada) pode estar relacionada à predominância de modos superiores ao fundamental na CD. Tokimatsu (1997) e Ullah (2017) observaram que a amplitude medida da CHV é geralmente maior do que a amplitude da elipticidade calculada das ondas Rayleigh (exceto nos picos), o que eles interpretaram como a influência das ondas Love.

5.2 DADOS

Albarello *et al.* (2011) definiram uma classificação de qualidade para as CHV's. Para esta classificação, os dados devem obedecer aos seguintes critérios:

- a) a duração dos dados deve ser maior que 15 minutos;
- b) artefatos, como perturbações de origem humana e reconhecíveis no espectro de Fourier por apresentarem perturbações monocromáticas em todas as componentes, devem ser removidos;

- c) os dados devem apresentar uma forma constante por, pelo menos, 30% de sua duração;
- d) os critérios de robustez estatística de SESAME (Site Effects Assessment Using Ambient Excitations, Cattelo *et al.* 2004) devem ser satisfeitos (ver seção 5.3 Cálculo da curva H/V).

Uma CHV de classe A é considerada confiável e interpretável. Uma CHV é considerada de classe B se não cumpre um dos critérios. Nesse caso a sua natureza é ambígua e ela deve ser interpretada com cautela e junto a outras medidas. Uma CHV é considerada de classe C se houver uma descontinuidade entre frequências baixas e altas, o que poderia indicar problemas com a instrumentação. Nesse caso, a curva é considerada de má qualidade e dificilmente interpretável, devendo ser descartada.

Os dados foram coletados nas mesmas estações usadas para a função do receptor (Figura 3.4), isto é, nas estações das redes BL, BR e XC sobre a BP e arredores. A CHV foi calculada para 5 dias aleatórios entre 2014 e 2020 para cada estação, visando evitar a influência de variações temporais no ruído (o ruído registrado em épocas de tempestade, por exemplo, pode ser diferente do registrado em épocas secas).

5.3 CÁLCULO DA CURVA H/V

Os dados foram processados com o *software* Geopsy (Wathelet *et al.*, 2020), que segue as recomendações de Cattelo *et al.* (2004) para o cálculo das CHV's:

- a) o offset é removido;
- b) o sinal é dividido em janelas, de modo que a FFT seja aplicada para cada uma. O tamanho da janela é determinado de acordo com a frequência fundamental de ressonância f_0 que se espera encontrar:

$$f_0 > \frac{10}{T} \quad (5.1)$$

onde T é o tempo em segundos da janela. Neste trabalho, os dados são o registro de um dia inteiro (exceto os artefatos removidos) e a janela é de 500 s. Para cada janela:

- um *taper* de cosseno de 5% é aplicado no começo e no final das três componentes;
- a FFT é aplicada às três componentes, com o espectro de amplitudes variando entre 0,2 e 20 Hz (com 100 amostras em escala logarítmica);
- a função de suavização de Konno & Ohmachi (1998), uma função de suavização logarítmica que permite a correlação entre a frequência de pico da CHV com o fator de amplificação, é aplicada aos espectros das três componentes com largura de banda igual a 30;
- é calculada a média quadrática dos espectros das componentes horizontais (N e E):

$$H(\omega) = \sqrt{\frac{N(\omega)^2 + E(\omega)^2}{2}} \quad (5.2)$$

onde $\omega = 2\pi f$ é a frequência angular.

- a média dos espectros das componentes horizontais é dividida pelo espectro da vertical, resultando em uma CHV para cada janela.

c) A CHV média de todas as janelas é calculada como:

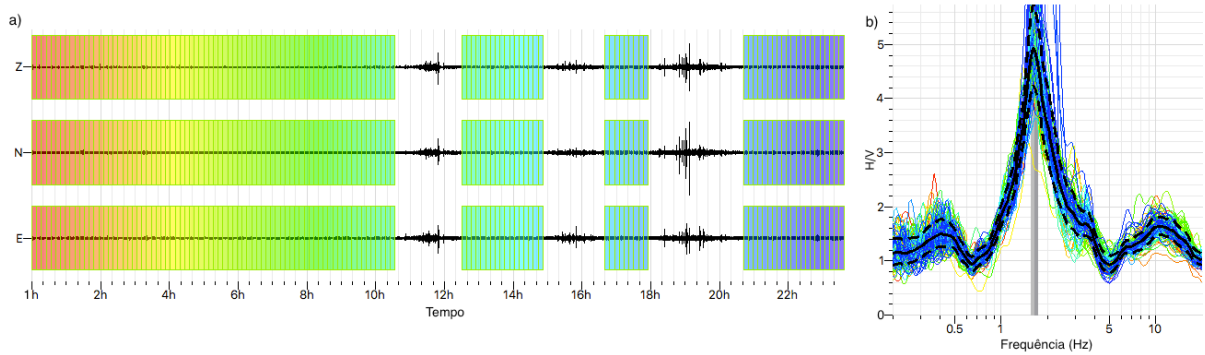
$$\left(\frac{H}{V}\right)_{med} = \frac{\sum \log_{10}(H/V)}{n} \quad (5.3)$$

onde n é o número de janelas. O desvio padrão é calculado como:

$$\sigma_{\frac{H}{V}} = \sqrt{\frac{\sum \log_{10}^2(H/V) - n \log_{10}^2(H/V)_{med}}{n - 1}} \quad (5.4)$$

A Figura 5.1 mostra as etapas do procedimento para um conjunto de dados da estação C2SB.

Figura 5.1 - Exemplo do processamento da CHV para a estação C2SB



a) o sinal do ruído é dividido em janelas de tempo (segmentos em cores, uma cor para cada janela), as janelas com artefatos (partes brancas) são removidas. Para cada janela, são calculados os espectros de potência. Os espectros das componentes horizontais são divididos pelos espectros da vertical, resultando em uma CHV para cada janela (respectivas cores em b). Em seguida é calculada a média geométrica das CHV's de todas as janelas de (a) (linha sólida em b) e o desvio padrão (linhas tracejadas em b). A vertical em cinza em (b) indica a frequência de ressonância.

6 INVERSÃO DOS DADOS

Determinar o modelo de velocidades que gere um dos três conjuntos de dados utilizados neste trabalho, isto é, a FR, a CD ou a CHV, se caracteriza na Teoria da Inversão de Dados como problema inverso não único. Cada conjunto de dados, invertido separadamente, fornece soluções não únicas. Ou seja, é possível estabelecer vários modelos diferentes das propriedades físicas do meio que ajustam os dados.

Em problemas deste tipo é necessário adicionar informações para restringir a inversão, diminuindo a possibilidade de soluções não únicas. Um procedimento para isso é a inversão conjunta de tipos de dados diferentes coletados de maneira independente. A FR é comumente invertida em conjunto com CD (e.g. Julià *et al.*, 2000; Assumpção *et al.*, 2009; Cedraz *et al.*, 2020). Estudos de estrutura rasa da crosta requerem FR's de alta frequência e CD's de períodos curtos (abaixo de 4s). Este último nem sempre é possível, já que os períodos calculados para CD dependem de uma distribuição densa e homogênea das estações. Em redes com baixa densidade de estações, como é o caso das redes brasileiras, as estações podem se encontrar distantes demais para se obter, por exemplo, uma CD com período mínimo de 2 s, já que os sinais de períodos curtos se atenuam mais rapidamente com a distância.

Uma alternativa para estabilizar a inversão nas camadas rasas é a adição de um terceiro conjunto de dados: a CHV, que pode ter uma profundidade de investigação de dezenas a centenas de metros, dependendo da geologia local. Este conjunto de dados é especialmente vantajoso em bacias sedimentares, pois é sensível a variações abruptas na velocidade de propagação das ondas, o que permite uma boa restrição da profundidade do embasamento. A CHV é comumente invertida em conjunto com CD's de períodos curtos, geralmente obtidas com levantamentos de *Multi-channel Analysis of Surface Waves* (MASW; e.g. García-Jerez, *et al.*, 2016; Ullah, 2017).

A profundidade de investigação da FR depende do tempo de registro: uma FR de alta frequência com duração de 20 s consegue amostrar a fase Ps e as múltiplas da estrutura rasa da crosta, além da fase Ps da Moho. A profundidade de investigação da CD depende dos períodos: uma CD com períodos variando entre 4 e 80 s pode amostrar camadas desde a crosta superior até o manto superior, falhando, po-

rém, para uma boa restrição das camadas mais rasas. A profundidade de investigação da CHV depende da janela de frequências calculadas: uma CHV de frequência mínima de 0,2 Hz pode amostrar profundidades de poucos km da crosta, variando um pouco dependendo das velocidades dos períodos longos das ondas Rayleigh.

Foram calculadas FR's de 10 e 20 s de duração (α maior e menor, respectivamente), contendo o registro de, pelo menos, até a fase Ps da Moho. Foram usadas CHV's (com frequências entre 0,2 e 20 Hz) para estabilizar a inversão em profundidades de até 5 km e CD's (com períodos de 4 a 80 s) para estabilizar a inversão em profundidades maiores. A inversão conjunta foi implementada em Python 3.

6.1 PROBLEMA DIRETO

Neste trabalho foram usados três conjuntos de dados: a FR, a CD e a CHV. As velocidades de ondas P e S, as densidades e as espessuras de cada camada são os parâmetros que definem o modelo. Dado um certo modelo contendo estas propriedades, o problema direto deve retornar, como resposta, os três conjuntos de dados calculados, isto é, a FR, a CD e a CHV.

Para o cálculo da FR a partir do modelo, foi usado o programa *hrftn96* (Herrmann, 2013), que recebe, além do modelo contendo os parâmetros já descritos, o tempo de amostragem (igual ao usado na deconvolução que, por sua vez, é o mesmo do sismograma), o número de amostras, o tempo de atraso (tempo mostrado antes do instante $t=0$, definido em 2 s), o parâmetro de raio do evento sísmico e a largura do filtro α (2 para frequências menores e 5 para frequências maiores).

Para o cálculo da CD a partir do modelo, foi usado o programa *surfmo* (Lomax & Snieder, 1995), que recebe, além dos parâmetros do modelo, a indicação do tipo de onda de superfície (velocidade de fase de ondas Rayleigh), as velocidades mínima e máxima permitidas (0,5 e 5,0 km/s, respectivamente), o número de modos (apenas o fundamental), o número de períodos e os períodos mínimo e máximo (os mesmos dos dados observados).

Para o cálculo da CHV a partir do modelo, foi usado o programa *HVf* (García-Jerez *et al.*, 2016), que recebe, além dos parâmetros do modelo, as frequências mínima e máxima (0,2 e 20 Hz, respectivamente), o número de frequências (100) e o

número de modos de ondas Rayleigh e Love (4 para ambos). Para as demais entradas do programa, foram usados os valores padrão pré-definidos.

6.2 PROBLEMA INVERSO

Caracteriza-se como problema inverso aquele no qual, a partir de um conjunto de observações, se busca determinar os parâmetros físicos/químicos/etc. que definem um modelo que reproduza os dados observados. Para tanto, a resposta do modelo, dada pelo problema direto, é comparada com medidas (dados observados), de modo a se buscar os parâmetros que definem o modelo que corresponde ao melhor ajuste dos dados. Neste trabalho, a inversão visa determinar modelos cuja resposta melhor ajusta os dados de FR, CD e CHV simultaneamente.

Sendo \bar{m} o vetor dos parâmetros do modelo, o vetor \bar{d} dos dados a serem ajustados se relaciona com a resposta calculada do modelo segundo a equação:

$$\bar{m}\bar{G} = \bar{d} \quad (6.1)$$

onde \bar{G} é a matriz de sensibilidade. Sendo $f(\bar{m})$ a equação que descreve o modelo, a matriz de sensibilidade é definida pelas derivadas parciais de $f(\bar{m})$, ou seja, as colunas de \bar{G} são calculadas como:

$$col_i = \frac{\partial f(\bar{m})}{\partial \bar{m}_i} \quad (6.2)$$

com $i = 1, 2, \dots, n$ e n igual ao número de colunas de \bar{G} (que corresponde ao número de parâmetros do modelo). Um problema inverso é dito como linear se todas as derivadas parciais da Equação (6.2) forem de primeira ordem, ou seja, se todas as colunas de \bar{G} forem constantes - sendo \bar{G} , portanto, constante e independente dos parâmetros. Caso contrário, o problema é dito como não linear. Problemas lineares podem ser resolvidos pelo estimador de quadrados mínimos:

$$\bar{m} = (\bar{G}^t \bar{G})^{-1} \bar{G}^t \bar{d} \quad (6.3)$$

A função objetivo é uma medida do erro de predição, isto é, da diferença entre os dados observados e calculados. Ela recebe os parâmetros de um modelo que se deseja testar e retorna a norma do erro entre os dados calculados e os observados. Quanto menor for a norma do erro, melhor é o modelo.

Problemas não lineares requerem uma estratégia de linearização ou de busca aleatória. A FR, a CD e a CHV são todos problemas não lineares. A linearização pode ser feita analiticamente (por exemplo, através de mudanças de variáveis na equação que define o modelo, permitindo a aplicação da Equação 6.3) ou por algoritmos iterativos que buscam diminuir o valor da função objetivo a cada iteração e geralmente requerem um modelo inicial (um conjunto \bar{m}_0 de parâmetros iniciais). Visto que as respostas do modelo são calculadas pelas rotinas descritas na Seção 6.1 Problema direto, a estratégia escolhida foi a minimização da função objetivo por algoritmo iterativo.

A busca pode ser feita aplicando-se a Equação 6.1 com os parâmetros de um modelo inicial, o que gera um erro de predição. Na próxima iteração, um novo conjunto de parâmetros é escolhido e um novo erro de predição é calculado. O mesmo se segue nas próximas iterações, até que se chegue a um erro mínimo. Desta forma, a cada iteração é calculada uma nova matriz de sensibilidade. Como, neste trabalho, o problema direto é calculado a partir de rotinas externas, não há a necessidade de se calcular a matriz de sensibilidade para se obter o erro de predição, que pode ser calculado como:

$$e(\bar{m}) = |\bar{d} - r(\bar{m})| \quad (6.4)$$

onde $e(\bar{m})$ é o erro de predição do vetor de parâmetros \bar{m} e $r(\bar{m})$ é a resposta do modelo calculada pela rotina do problema direto.

Esta abordagem economiza tempo, diminuindo a quantidade de cálculos. A desvantagem é com relação à estimativa de incerteza dos resultados, já que a matriz de sensibilidade também é usada no cálculo da covariância e desvio padrão:

$$\bar{C} = \sigma(\bar{G}^t \bar{G})^{-1} \quad (6.5)$$

sendo \bar{C} a matriz de covariância dos parâmetros e σ o desvio padrão dos dados. Porém, as incertezas já não poderiam ser estimadas desta maneira, pois a inversão dos tipos de dados usados neste trabalho leva a matrizes singulares não inversíveis. Em inversões como essa, as incertezas normalmente são estimadas variando-se os parâmetros do modelo inicial a fim de se calcular modelos finais ligeiramente semelhantes entre si que forneçam um bom ajuste dos dados (e.g. Rosa, *et al.*, 2016; Cedraz *et al.*, 2020). Um exemplo é mostrado na Seção 6.3 Inversão com dados sintéticos.

O algoritmo usado para minimizar a função objetivo foi o Método de Powell modificado (Powell, 1964), disponível na biblioteca Scipy (Virtanen *et al.*, 2020) do Python 3. O algoritmo é um método de gradiente conjugado que não utiliza derivadas. Dentro de uma mesma iteração, ele executa minimizações unidimensionais sequenciais ao longo de cada vetor de direção, que é atualizado na próxima iteração da minimização principal.

Os modelos usados na inversão são perfis 1D da velocidade de ondas S em função da profundidade abaixo das estações. Os perfis são discretizados em camadas, de modo que as velocidades \bar{v}_s das camadas são os parâmetros do modelo (ou seja, na Equação 6.1, $\bar{m} = \bar{v}_s$). A espessura de cada camada é definida antes da inversão. A velocidade de ondas P, \bar{v}_p , é definida a partir da razão $v_p/v_s = 1,8$ para camadas de profundidades até 5 km e $v_p/v_s = 1,73$ para camadas mais profundas. A densidade ρ de cada camada é calculada a partir da razão empírica usada em trabalhos semelhantes (e.g. Berteussen, 1977; Julià, *et al.*, 2000):

$$\rho = 0,77 + 0,32v_p \quad (6.6)$$

Um termo de regularização foi aplicado à função objetivo, a fim de fornecer uma medida de suavidade para a inversão, impedindo que camadas adjacentes assumam velocidades muito diferentes:

$$\text{regularizador} = \mu^2 |\bar{\bar{H}}\bar{v}_s\bar{p}| \quad (6.7)$$

onde μ é o coeficiente de regularização e $\bar{\bar{H}}$ é uma matriz que fornece uma medida de continuidade:

$$\bar{\bar{H}} = \begin{pmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & -1 & 1 \end{pmatrix} \quad (6.8)$$

O critério para a escolha de μ foi o teste da curva L, descrito na Seção 6.3 Inversão com dados sintéticos. O vetor \bar{p} foi acrescentado para ser possível controlar a influência da regularização em cada camada individualmente. Ele é um vetor de pesos, definido antes da inversão juntamente com o modelo inicial. Camadas com maior peso são mais influenciadas pelo termo de regularização. Este recurso é útil para restringir descontinuidades geológicas, como a interface do embasamento.

Um termo de vínculos foi adicionado à função objetivo para que seja possível acrescentar informações *a priori* à inversão, quando disponíveis. O termo é uma modificação do método de Lagrange:

$$vinculos = \bar{\lambda} \bar{g} \quad (6.9)$$

onde $\bar{\lambda}$ é o vetor de multiplicadores de Lagrange e \bar{g} é o vetor contendo as funções de vínculos. No método de Lagrange, os multiplicadores $\bar{\lambda}$ são acrescentados aos parâmetros de inversão a fim de minimizar o termo de vínculos juntamente com a função objetivo. Neste trabalho, se considera o caso em que as velocidades de certas camadas já são conhecidas. Esta informação é, então, colocada no modelo inicial na forma do vetor \bar{v}_{s0} de velocidades iniciais e o vínculo consiste na norma da diferença entre as velocidades iniciais e finais:

$$\bar{g} = |\bar{v}_s - \bar{v}_{s0}| \quad (6.10)$$

Há duas maneiras de se minimizar tal vínculo. A primeira é se o vetor de velocidades finais for exatamente igual ao de velocidades iniciais. Neste caso, não há minimização da função objetivo. A segunda maneira é se todos os valores de $\bar{\lambda}$ convergirem para zero. Neste caso a função objetivo é minimizada mas o termo de vínculos fica sem sentido. Assim, foi adicionada uma modificação ao método, tomando fixos os valores de $\bar{\lambda}$, sendo definidos antes da inversão, juntamente com o modelo inicial. Dessa forma, $\bar{\lambda}$ passa a atuar como um vetor de pesos para cada camada. Quanto maior for o multiplicador de Lagrange de uma camada, menor liberdade a velocidade da camada terá para se distanciar da velocidade inicial. Nas camadas em que não se deseja usar o vínculo, basta fixar o multiplicador de Lagrange como zero. Este recurso é baseado nos vínculos usados por Julià *et al.* (2000).

As camadas não podem assumir velocidades que não fazem sentido geológico, como velocidades negativas ou muito altas. Os limites de velocidade de cada camada podem ser definidos juntamente com o modelo inicial. Assim, para uma camada da qual se sabe se tratar de depósitos sedimentares, por exemplo, o limite máximo pode ser configurado como 3 km/s, enquanto para uma camada mais profunda, o limite pode ser configurado para 5,5 km/s. A função do *Scipy* usada, *optimize.minimize*, não oferece a opção para impor limites aos valores de busca no Método de Powell. Assim, os limites foram definidos dentro da função objetivo como um condicional. Se a função objetivo receber uma velocidade fora dos limites estabele-

cidos, ela retorna 1000, um valor de ordem bem maior do que a norma do erro de predição esperado.

A função objetivo geral F retorna um valor que é o resultado da combinação das funções objetivo de cada conjunto de dados acrescido dos termos de regularização e de vínculos:

$$F = iF_{FR} + jF_{CD} + kF_{HV} + \mu^2 |\bar{H}\bar{v}_s\bar{p}| + \bar{\lambda} |\bar{v}_s - \bar{v}_{s0}| \quad (6.11)$$

onde F_{FR} , F_{CD} e F_{HV} são, respectivamente, as funções objetivo da função do receptor, da curva de dispersão e da curva H/V. Essas funções retornam a norma euclidiana da diferença entre os dados observados e os dados calculados pelas rotinas externas. No caso de existir mais de um arquivo de um tipo de dado no diretório (por exemplo, mais de uma FR com mesmo fator gaussiano), a função objetivo correspondente retorna a média das normas obtidas para cada uma.

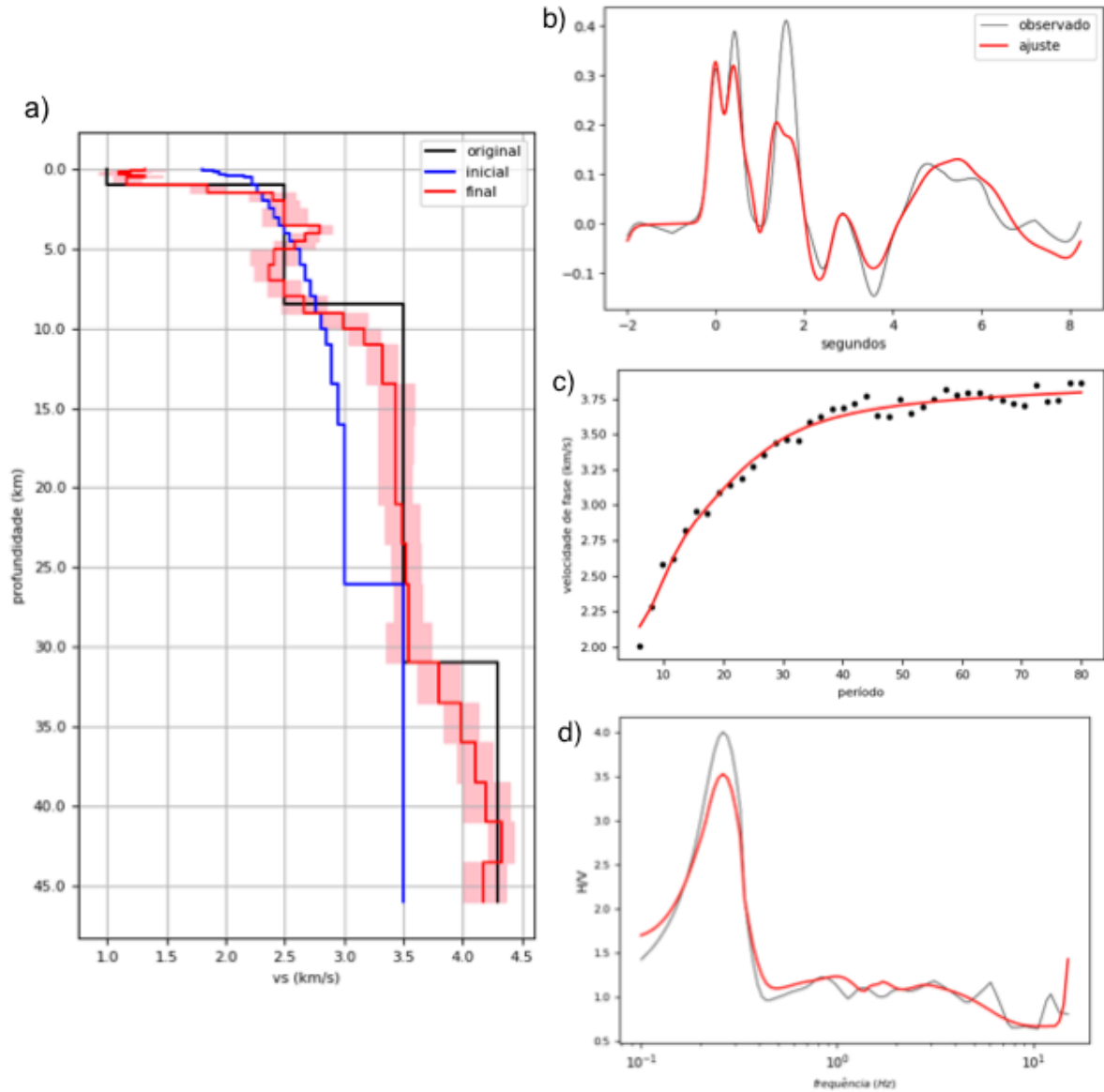
Os coeficientes i , j e k são os fatores de influência de cada conjunto de dados e são definidos antes da inversão (devem ser usados valores positivos). Os valores retornados por cada função objetivo não têm necessariamente a mesma ordem de grandeza. Neste trabalho, buscou-se usar valores de i , j e k de forma que as três funções objetivo retornassem valores aproximadamente da mesma ordem. Como esses valores variam entre as inversões de dados de diferentes estações, os coeficientes de influência variaram de acordo. Estes coeficientes também podem ser usados para dar maior peso para um certo conjunto de dados ou mesmo eliminar a sua influência, atribuindo-se o valor zero ao coeficiente do conjunto de dados em questão.

6.3 INVERSÃO COM DADOS SINTÉTICOS

As rotinas do problema direto foram usadas para gerar dados sintéticos a fim de testar a inversão antes de aplicá-la a dados reais. Um modelo de camadas foi usado para gerar: uma FR com $\alpha = 5$ e parâmetro de raio 0,05; uma CD de velocidade de fase de ondas Rayleigh com períodos entre 6 e 80 s e uma CHV com frequências entre 0,1 e 15 Hz. Foram acrescentados aos dados ruídos aleatórios de 0,4%, 2% e 2%, respectivamente. Os resultados da inversão são mostrados na Figura 6.1. A incerteza das velocidades obtidas no modelo foi estimada a partir da inver-

são de modelos iniciais diferentes, variando-se aleatoriamente as velocidades do primeiro modelo inicial em até 10%.

Figura 6.1 - Inversão com dados sintéticos

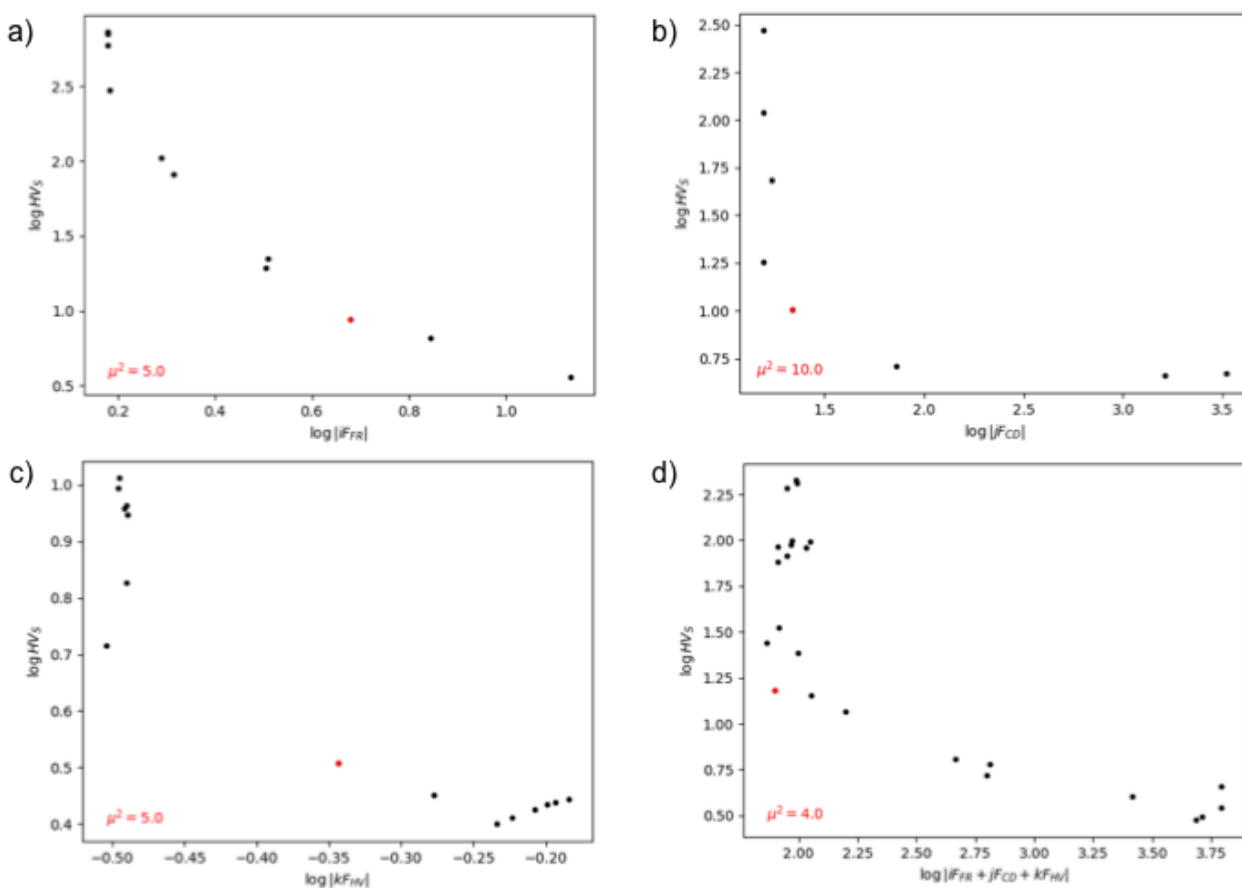


a) modelos de velocidades: em preto o modelo usado para gerar os dados, em azul o modelo inicial da inversão, em vermelho o final. O sombreado vermelho indica a estimativa de incerteza. b) ajuste da FR, com ruído de 0,4%. c) ajuste da CD, com ruído de 2%. d) ajuste da CHV, com ruído de 2%. Nos ajustes, os dados observados são representados em preto e os dados preditos em vermelho.

O parâmetro de regularização $\mu^2 = 4$ foi determinado pelo teste da curva L (Figura 6.2). Este teste consiste em aplicar a inversão com diferentes valores do parâmetro de regularização. Os resultados são expressos em um gráfico de $\log(\bar{H}\bar{v}_s)$ em função do logaritmo da função objetivo. Este gráfico tipicamente apresenta um

formato em L. O critério de escolha para μ é aquele que gerou o ponto mais próximo da inflexão (no “canto do L”). Como o teste existe para avaliar a regularização, não foi usado o recurso de se remover o efeito da regularização em camadas individuais, por isso todos os valores do vetor \bar{p} da Equação 6.7 foram definidos iguais a 1. No eixo x, são consideradas as funções objetivo dos três conjuntos de dados com seus respectivos fatores de influência $i = 1$, $j = 10$ e $k = 10$ (as ordens de grandeza das três funções objetivo são diferentes, os fatores de influência são escolhidos de modo a buscar aproximar as normas dos erros para uma mesma ordem de grandeza). Cada conjunto de dados, quando invertido separadamente, apresentou um valor diferente para o melhor coeficiente de regularização. O teste final considera os três conjuntos de dados ao mesmo tempo.

Figura 6.2 - Teste da curva L



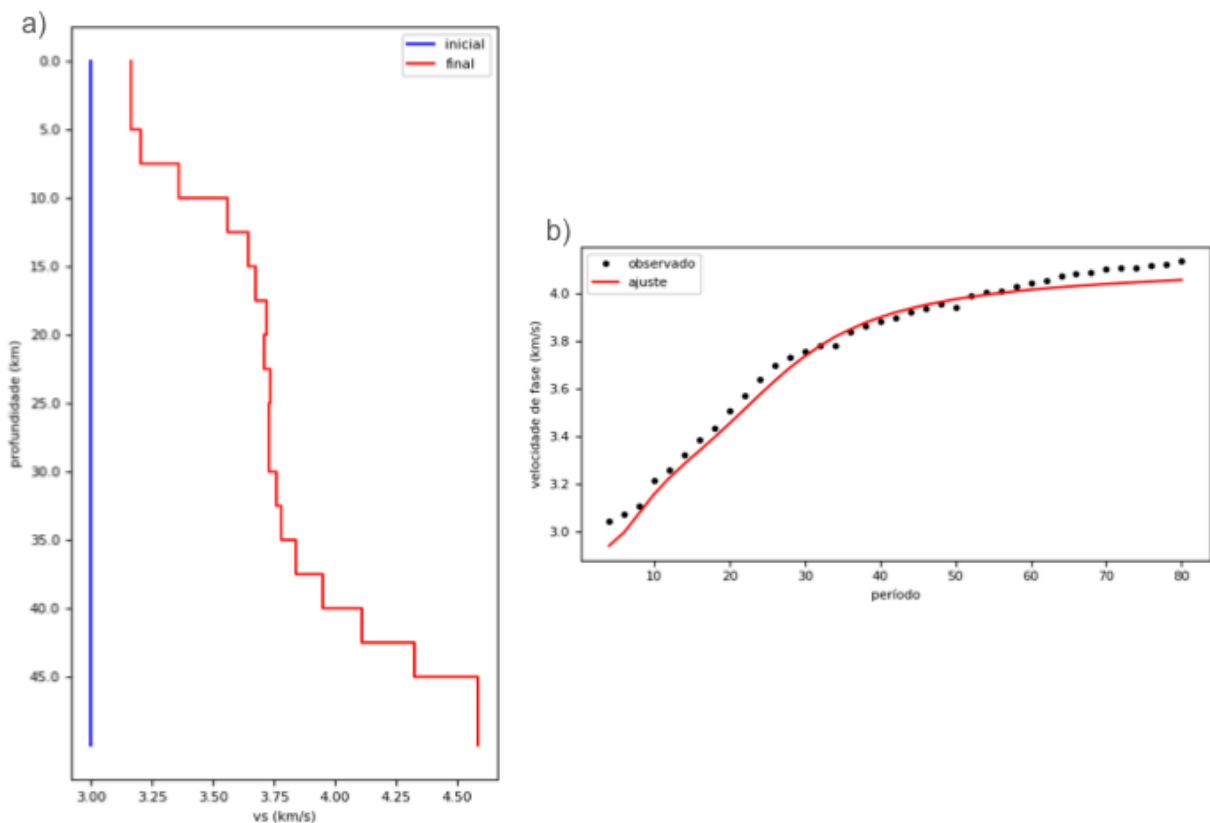
Cada ponto representa os resultados de uma inversão aplicada com um fator de regularização diferente. a) curva L da FR; b) curva L da CD; c) curva L da CHV; d) curva L da inversão com todos os conjuntos de dados. O ponto destacado indica que o valor $\mu^2 = 4$ foi o melhor para a inversão de (d).

6.4 INVERSÃO COM DADOS REAIS

A inversão conjunta de dados foi aplicada às FR's e CHV's calculadas para as estações das redes BL, BR e XC na região da BP (Figura 3.4), bem como para as CD's (velocidade de fase de ondas Rayleigh) de Shirzad *et al.* (2020). A inversão seguiu algumas etapas, que são descritas tomando como exemplo a estação RVDE.

Primeiro, foi aplicada a inversão apenas para a CD a partir de um modelo simples (Figura 6.3). Todas as camadas tiveram os mesmos coeficientes de peso (isto é, não houve vínculos) e mesmos coeficientes de suavidade iguais a 1. O parâmetro de regularização adotado foi de $\mu^2 = 4$, conforme estabelecido no critério da curva L da inversão com dados sintéticos. Nesta e nas demais etapas foi aplicada a restrição $0 < V_s < 5,5$ km/s.

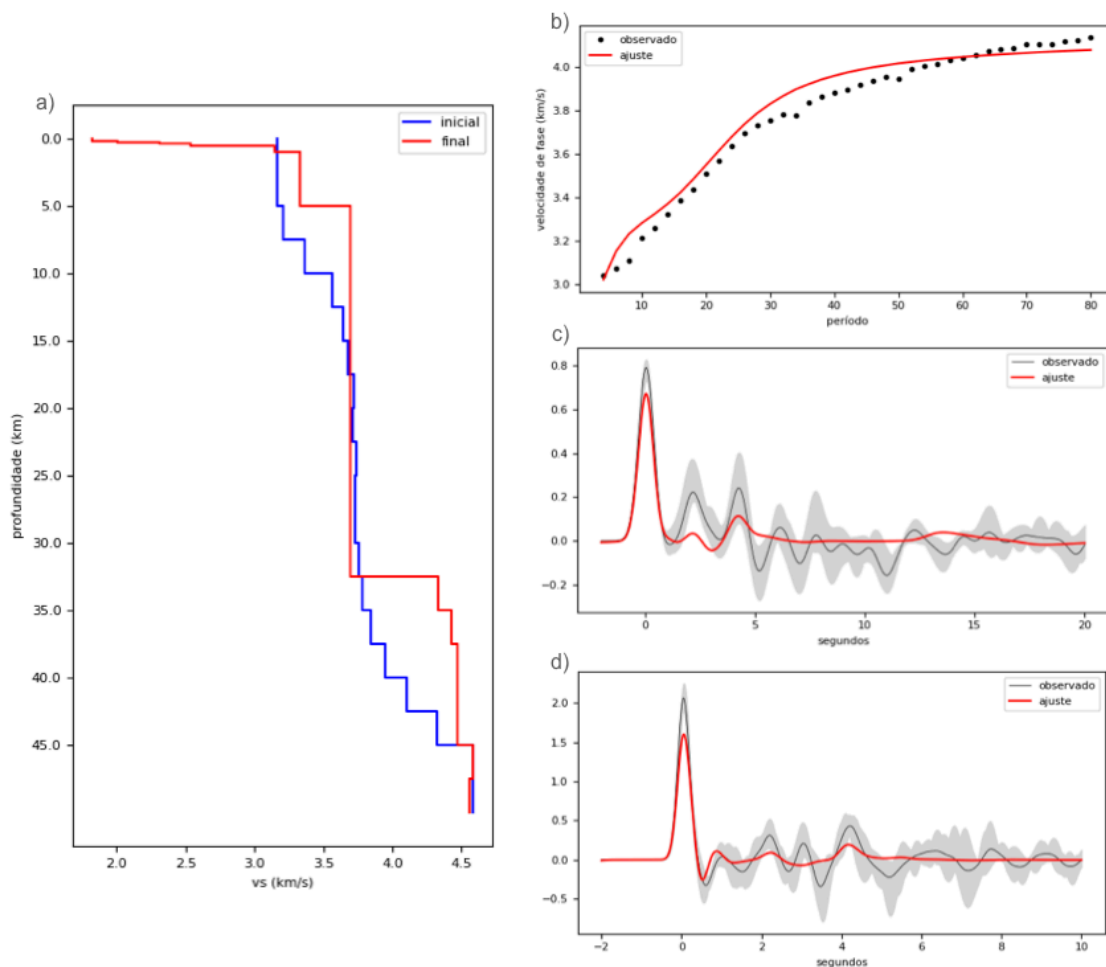
Figura 6.3 - Primeira etapa da inversão (estação RVDE)



Um modelo inicial simplificado foi usado para a inversão da CD. a) modelos inicial e final; b) ajuste dos dados.

Em seguida o modelo obtido na primeira etapa foi usado como modelo inicial em uma segunda inversão, que teve como dados a CD e as FR's (Figura 6.4). Os coeficientes i e j da Equação 6.11 foram escolhidos de forma a se obter valores aproximadamente de mesma ordem para as funções objetivo de ambos os conjuntos de dados (foi necessário repetir esta etapa algumas vezes para isto). Nesta etapa foi explorada a possibilidade de se permitir grandes discontinuidades, testando-se a diminuição dos coeficientes de suavidade para diferentes camadas de maneira empírica, buscando-se ajustar melhor os pulsos das FR's. Por exemplo, ao diminuir o coeficiente de suavidade de uma camada mais rasa ou mais profunda, um pulso tende a aparecer mais cedo ou mais tarde, respectivamente, na FR. O parâmetro de regularização permaneceu o mesmo.

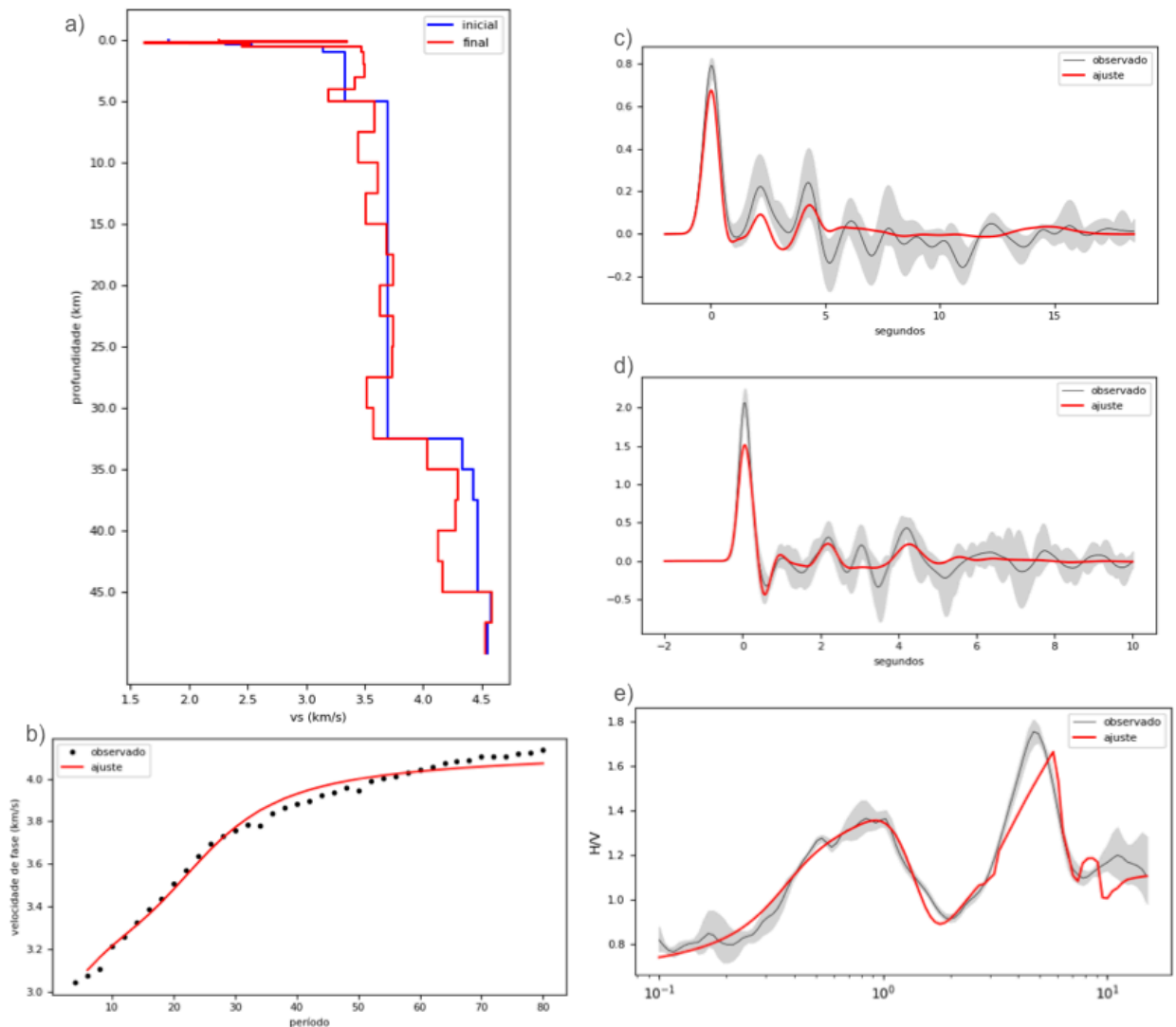
Figura 6.4 - Segunda etapa da inversão (estação RVDE)



O modelo final da etapa anterior foi usado para a inversão da CD e da FR. a) modelos inicial e final; b) ajuste da CD; c) ajuste da FR de $\alpha = 2$; d) ajuste da FR de $\alpha = 5$.

A terceira etapa procedeu de maneira semelhante, acrescentando-se a CHV aos dados e tomando-se o resultado da etapa anterior como modelo inicial (Figura 6.5). Os coeficientes i , j e k da Equação 6.11 foram determinados da mesma maneira, assim como o parâmetro de regularização permaneceu o mesmo. Novamente foram testadas descontinuidades na suavização das camadas mais rasas. O resultado foi tomado como o modelo final da inversão.

Figura 6.5 - Terceira etapa da inversão (estação RVDE)



O modelo final da etapa anterior foi usado para a inversão da CD, da FR e da CHV. a) modelos inicial e final; b) ajuste da CD; c) ajuste da FR de $\alpha = 2$; d) ajuste da FR de $\alpha = 5$; e) ajuste da CHV.

Em uma quarta etapa, a terceira etapa foi repetida algumas vezes, variando-se aleatoriamente as velocidades das camadas do modelo inicial em até 10%. O

procedimento teve como resultado modelos ligeiramente diferentes do modelo final, fornecendo uma estimativa de incerteza (Figura 6.20).

As estações podem ser divididas em grupos, de acordo com semelhanças encontradas nos modelos obtidos na inversão e com a sua localização: estações do norte, do sudoeste, do LTB, no interior da bacia e do leste. As interfaces do embasamento e da Moho foram interpretadas como correspondendo às grandes discontinuidades de Vs nos modelos. Em casos de variação suave, foi usado o critério de $V_s = 3,0$ km/s para o embasamento e $V_s = 4,3$ km/s para a Moho. A Tabela 6.1 mostra a geologia do local de instalação das estações, segundo a CPRM.

Tabela 6.1 - Geologia dos locais de instalação das estações, segundo CPRM.

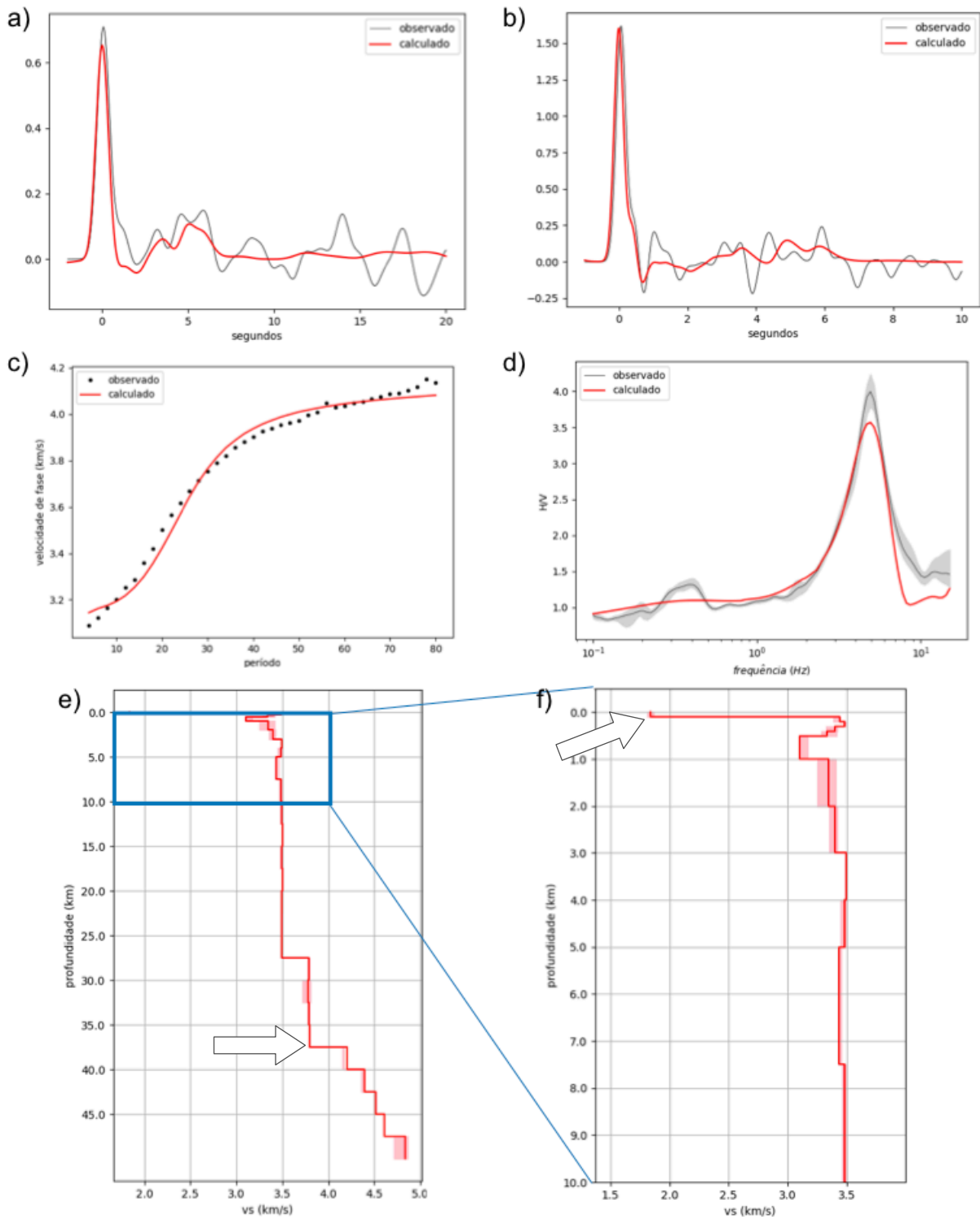
Estação	Unidade geológica	Breve descrição
AQDB	Formação Aquidauana	Arenitos, conglomerados, etc
C2SB	Formação Santo Anastácio	Arenitos
COIM	Formação Bocaina	Calcário
ITRB	Grupo Serra Geral	Arenitos e basaltos
PCMB	Formação Vale do Rio do Peixe	Arenitos, argilitos, siltitos
PP1B	Formação Furnas	Arenitos, conglomerados, etc.
TRCB	Formação Rio Paraná	Arenitos
ARAG	Depósitos aluvionares	Areias, argilas, cascalhos, etc.
PTLB	Depósitos aluvionares	Areias, argilas, cascalhos, etc.
SALV	Corpo Granito São Vicente	Granito
AMBA	Grupo Serra Geral	Arenitos e basaltos
ANTJ	Grupo Serra Geral	Arenitos e basaltos
BBLB	-	-
BBPS	-	-
BBRB	-	-
BBRT	-	-
BDQN	Formação Bocaina	Calcário
DVLD	Formação Ponta Grossa	Arenitos e folhelhos
MURT	Suíte Serra da Bocaina	Brechas, riolitos, etc.
PANT	Fáceis Pantanal	Areias, argilas e siltes
POCN	Depósitos aluvionares	Areias, argilas, cascalhos, etc.
PTET	Fáceis Pantanal	Areias, argilas, lateritas, etc.
RPRD	Grupo Caiuá	Arenitos
RVDE	Formação Furnas	Arenitos, conglomerados, etc.

6.4.1 Estações do norte

Os resultados das três estações ao norte da BP, PTET, PTLB e SALV (Figuras 6.6, 6.7 e 6.8, respectivamente) sugerem pouca ou nenhuma camada sedimentar. As estações PTLB e SALV, por não apresentarem grande contraste de velocidade na crosta rasa, não têm grandes amplitudes na CHV (ambas com máximas abaixo de 1), o que dificultou a sua inversão. Porém, as baixas amplitudes são esperadas em locais com variação suave de velocidade. A profundidade da Moho variou entre 32,5 (SALV) e 40 km (PTLB).

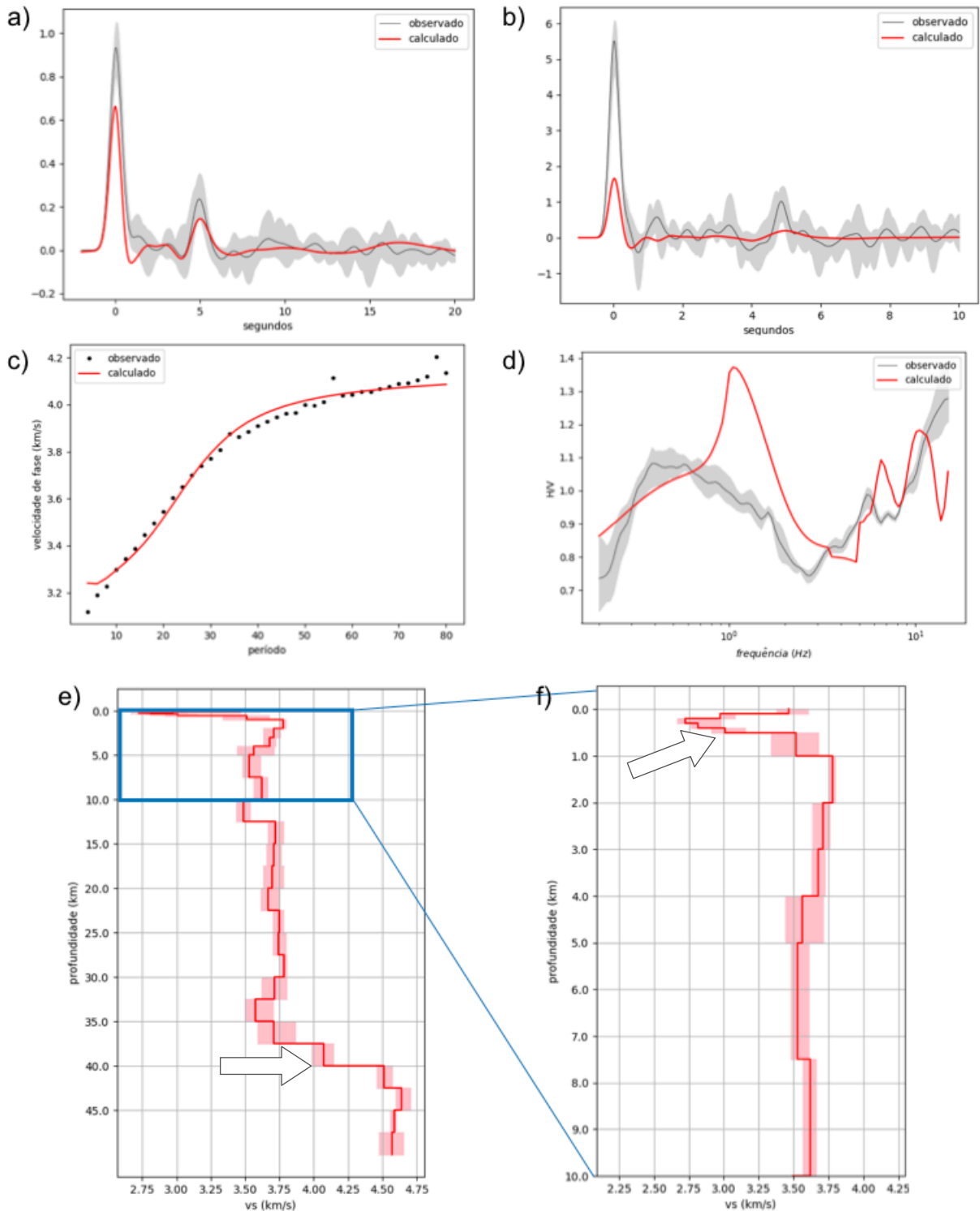
O modelo da estação PTLB mostra uma zona de baixa velocidade nos primeiros 500 m, o que, por ser muito baixa, pode ser um artefato gerado na inversão. O primeiro pulso da FR de alta frequência não atingiu a amplitude da FR observada, o que sugere uma maior velocidade na camada superficial ou uma descontinuidade muito rasa (em menos de 100 m), que geraria um pico em frequências maiores não amostradas na CHV. A inversão pode ter convergido para uma zona de baixa velocidade na tentativa de aumentar o primeiro pulso da FR sem criar uma grande amplitude na CHV.

Figura 6.6 - Inversão dos dados da estação PTET



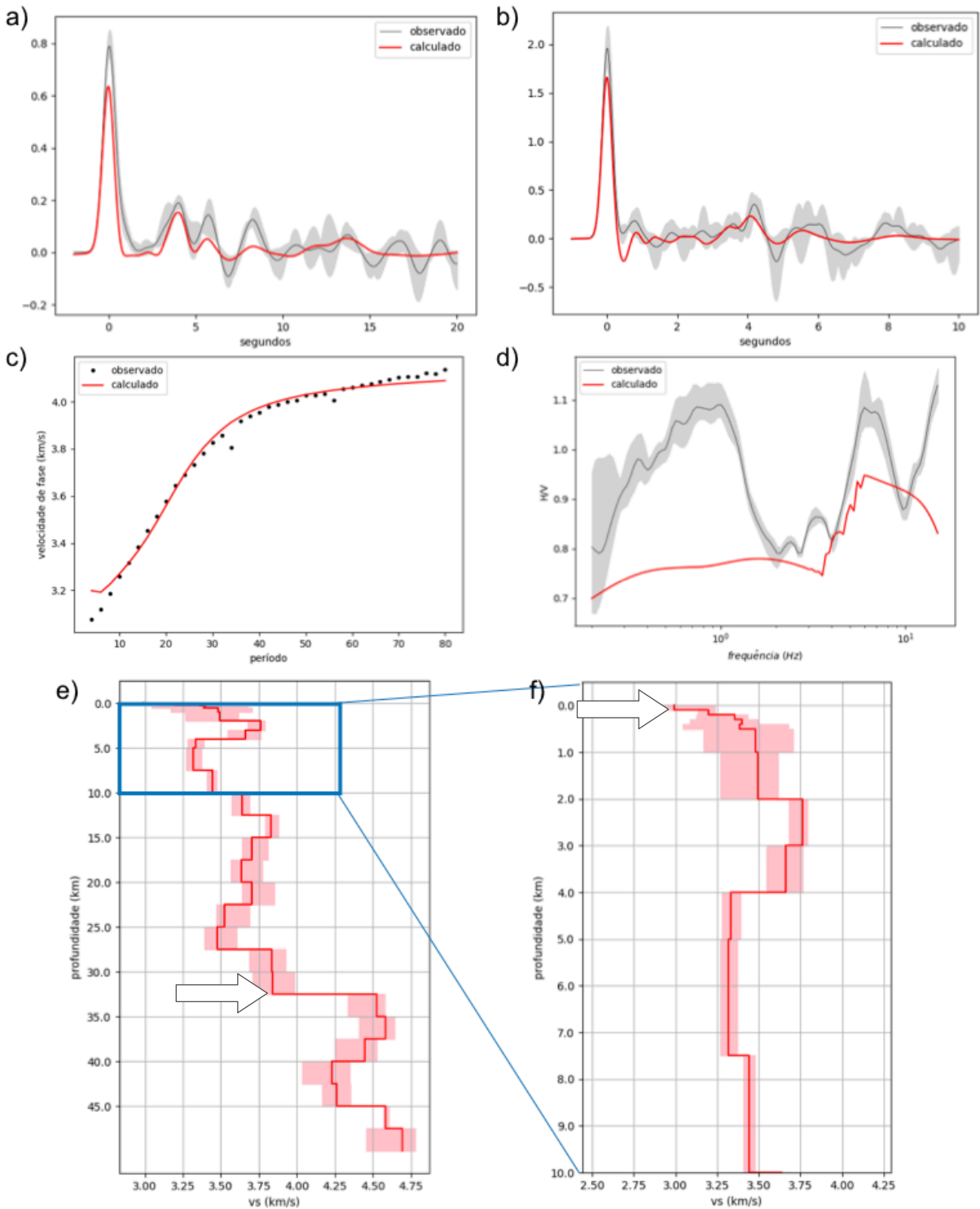
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.7 - Inversão dos dados da estação PTLB



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.8 - Inversão dos dados da estação SALV



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

6.4.2 Estações do sudoeste

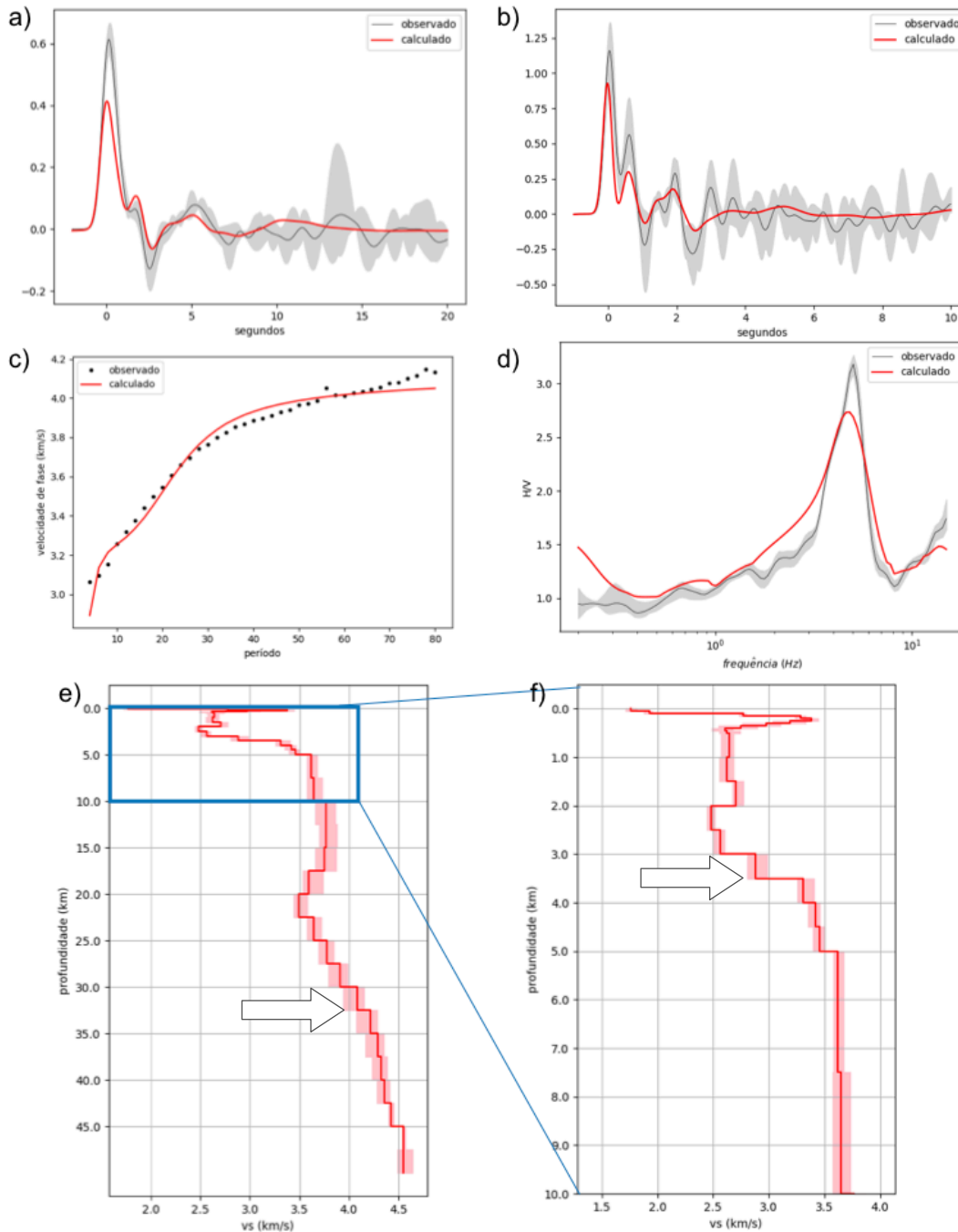
Este grupo é composto pelas estações BBLB, BBPS, BBRB, BBRT, BDQN, COIM e MURT (Figuras 6.9 a 6.15, respetivamente). Com exceção da estação BBLB, os resultados sugerem o embasamento raso, variando entre 0 e 400 m de profundidade. As estações BBPS, BBRB e BBRT de fato estão instaladas em afloramentos de rocha dura. As estações com embasamento em 0 m apresentaram CHV com baixas amplitudes, o que condiz com a ausência de descontinuidades rasas abruptas. Nota-se que o embasamento em 0 m não significa, necessariamente, que ele esteja aflorante, mas que a descontinuidade, se houver, deve estar mais rasa do que a resolução da inversão.

No caso da estação BBLB, foi verificado o embasamento em 3,5 km de profundidade, bem como diferentes tipos de camadas sedimentares em termos de Vs: até 200 m o modelo apresenta $V_s < 2,0$ km/s, o que sugere sedimentos inconsolidados (esta estação está instalada em área de sedimentos); entre 800 m e 3,5 km, a Vs varia em torno de 2,5 km/s, sugerindo um grau maior de consolidação (rochas sedimentares). Pela localização da estação, é possível que estas sejam camadas sedimentares do Chaco, onde o embasamento pode chegar a 3 km (Moraes, 2019). Uma estrutura intrigante de alta velocidade aparece no modelo a profundidades de 200 a 300 m, o que pode sugerir alguma intrusão magmática ou artefato da inversão, embora o ajuste dos dados não indique este último.

Na estação BBRT, não houve um bom ajuste da FR. A CHV mostra um aumento nas amplitudes em frequências altas, acima de 4 Hz, porém as amplitudes ainda permanecem relativamente baixas, por volta de 2. Isto indica a ausência de grandes descontinuidades nas camadas mais profundas, enquanto as camadas mais rasas podem ter alguma descontinuidade, porém não muito abrupta. Já as FR's mostram um segundo pulso negativo, que pode ser uma Ps de uma inversão de velocidades rasa ou uma múltipla negativa de uma descontinuidade muito rasa. Em ambos os casos, estas estruturas estariam rasas demais para serem detectadas na CHV. Assim, a inversão pode ter convergido para um ajuste ruim da FR para manter baixas amplitudes na CHV.

A estação BDQN também apresentou uma zona de baixas velocidades em torno de 500 m. Ela está instalada em uma área de metassedimentos e calcário, que talvez estejam relacionados às baixas velocidades.

Figura 6.9 - Inversão dos dados da estação BBLB



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.10 - Inversão dos dados da estação BBPS

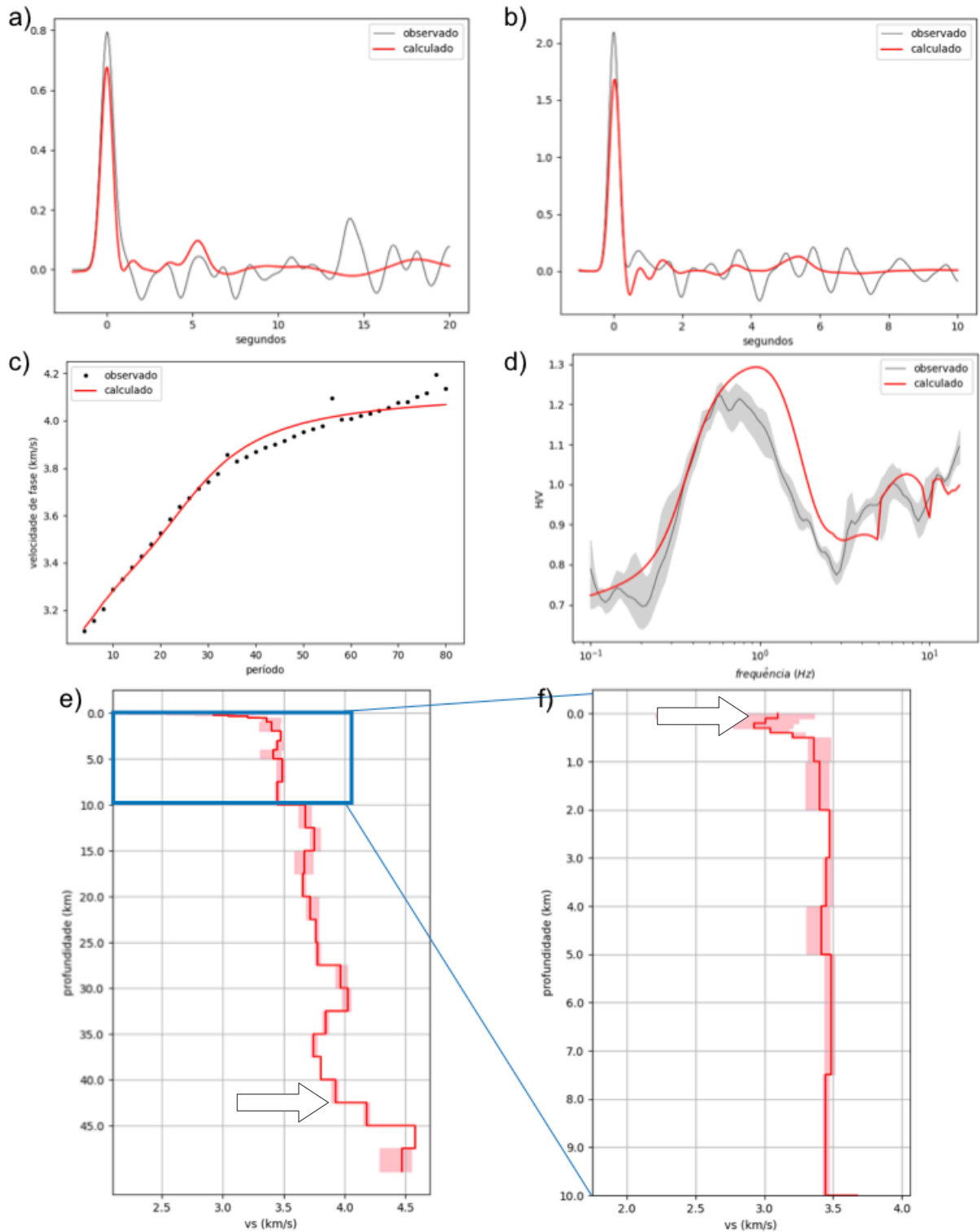
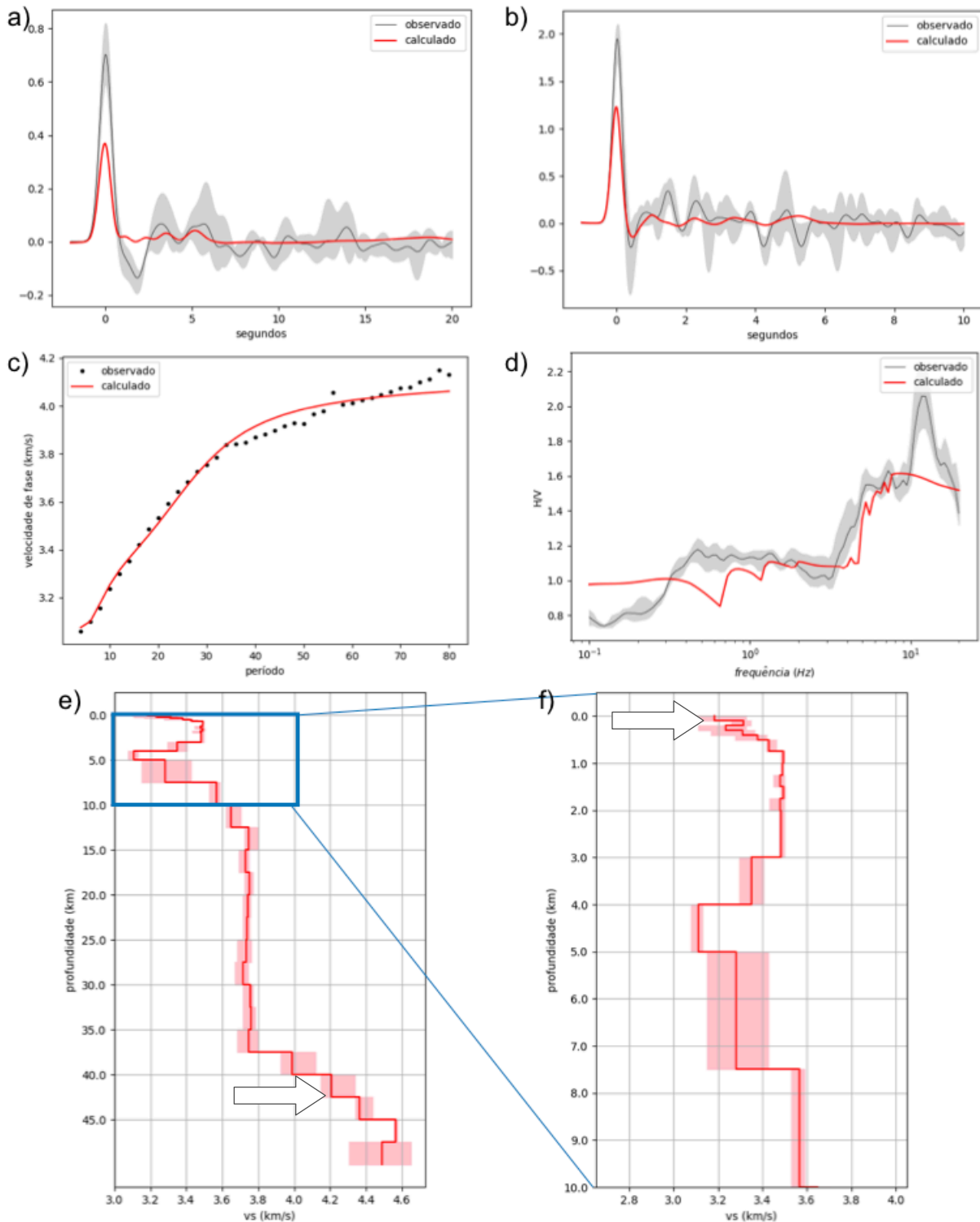
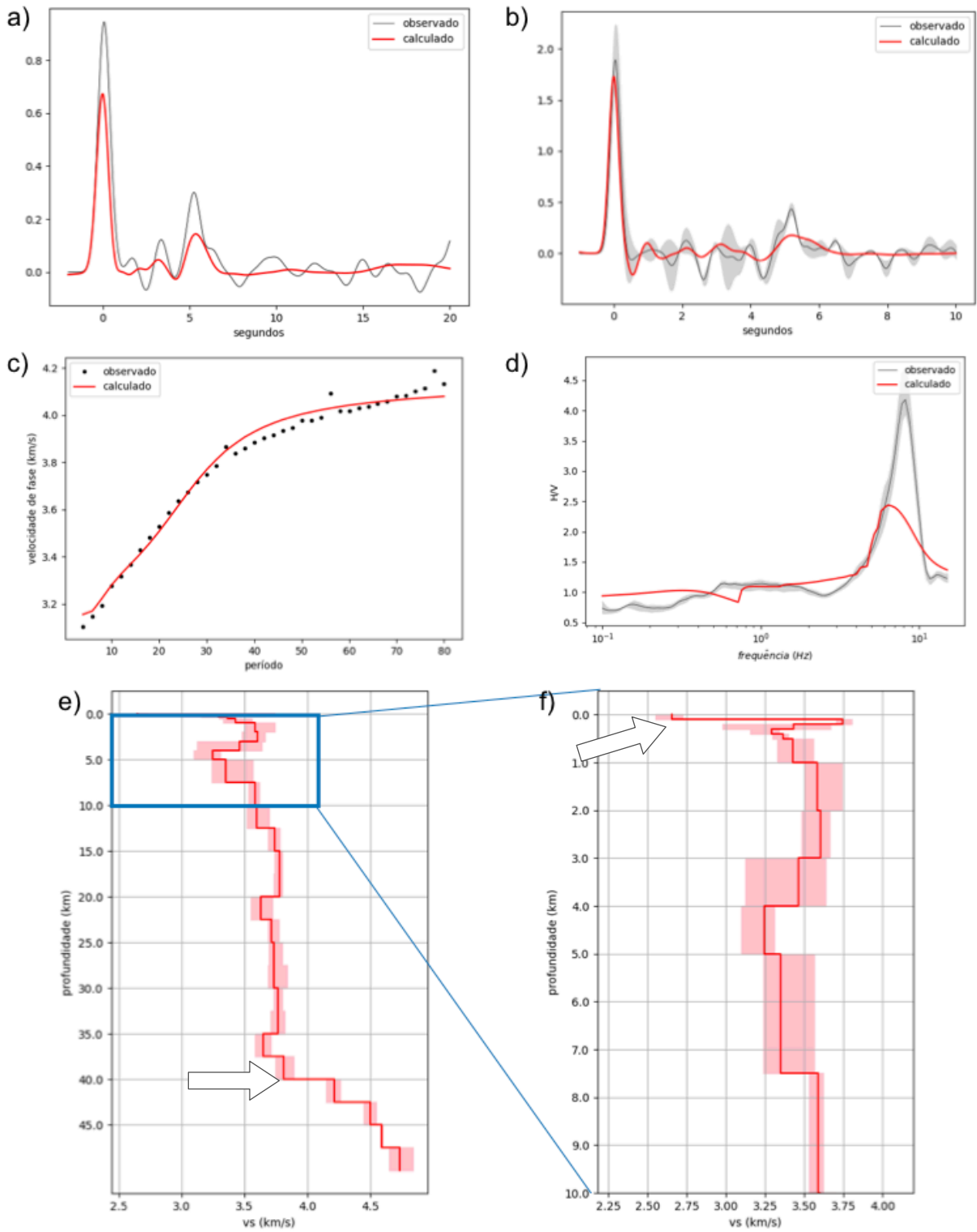


Figura 6.11 - Inversão dos dados da estação BBRB



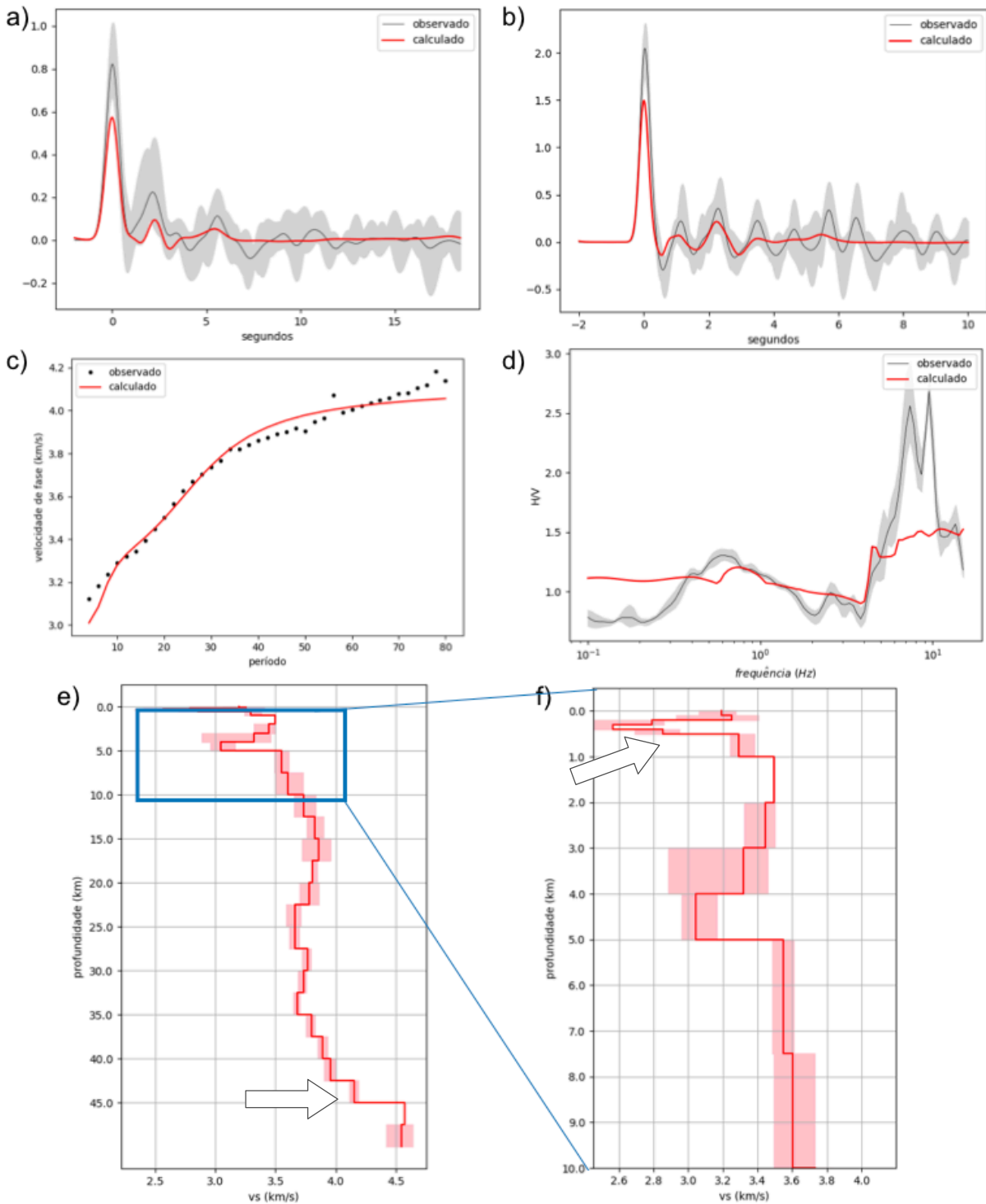
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.12 - Inversão dos dados da estação BBRT



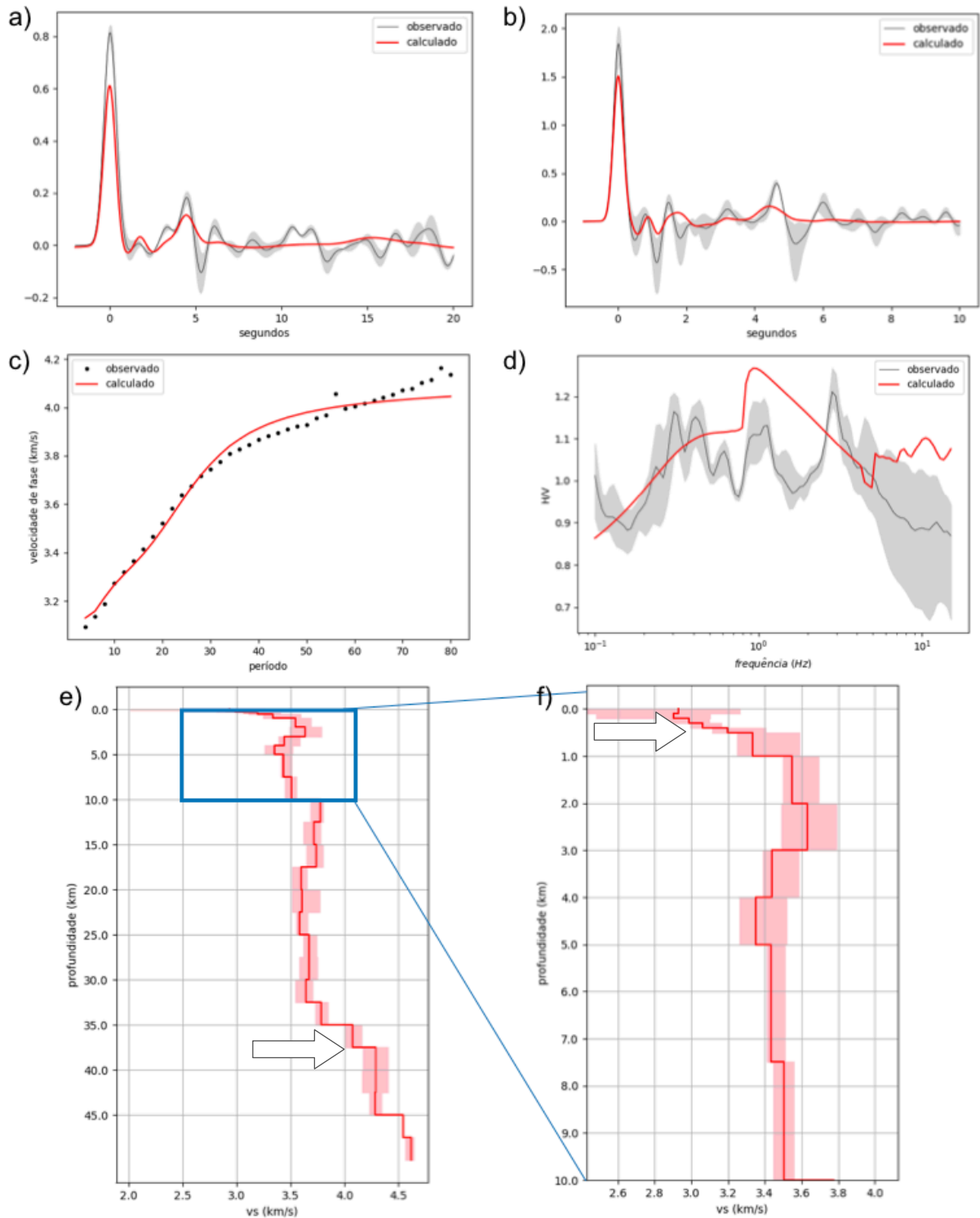
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.13 - Inversão dos dados da estação BDQN



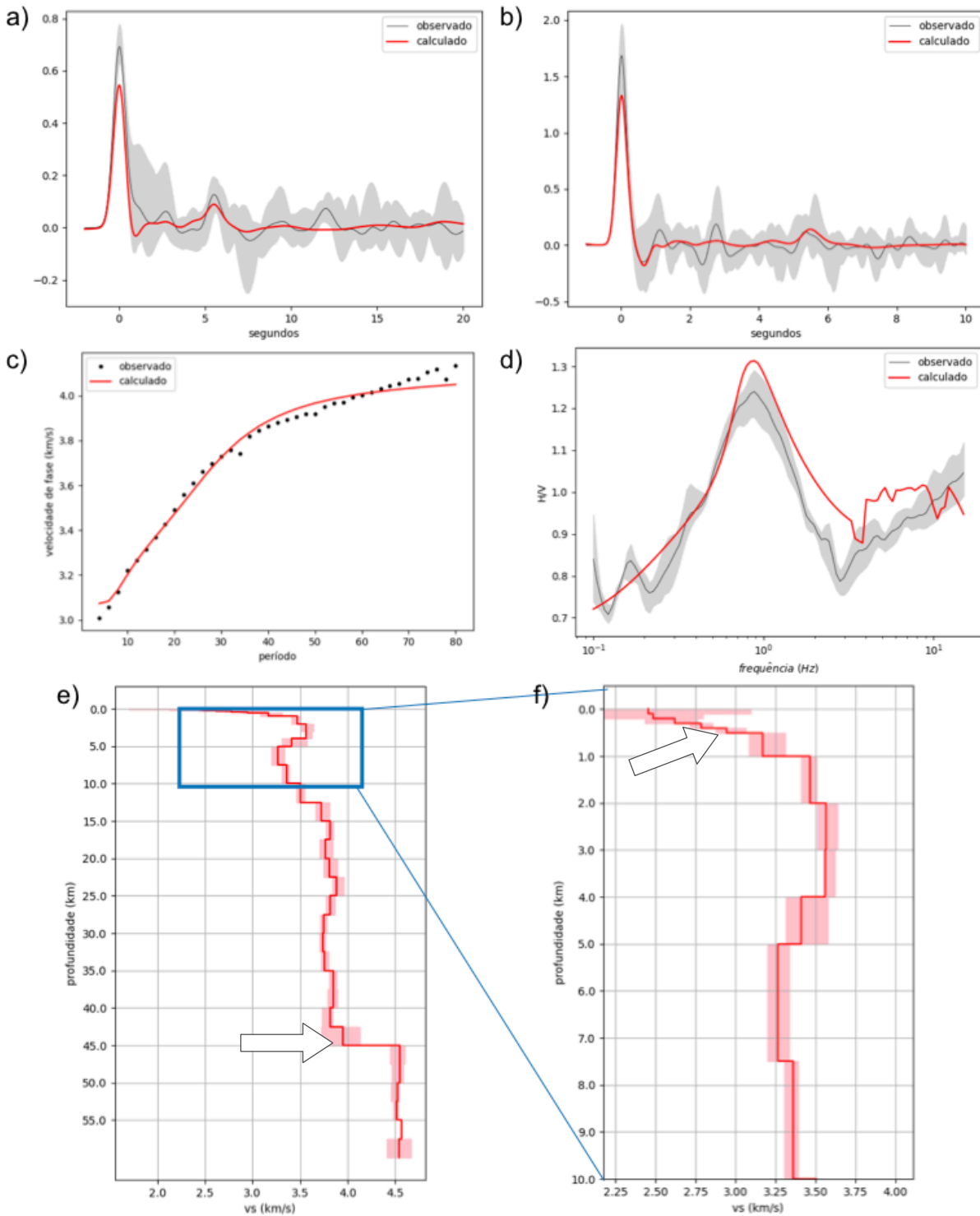
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.14 - Inversão dos dados da estação COIM



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.15 - Inversão dos dados da estação MURT



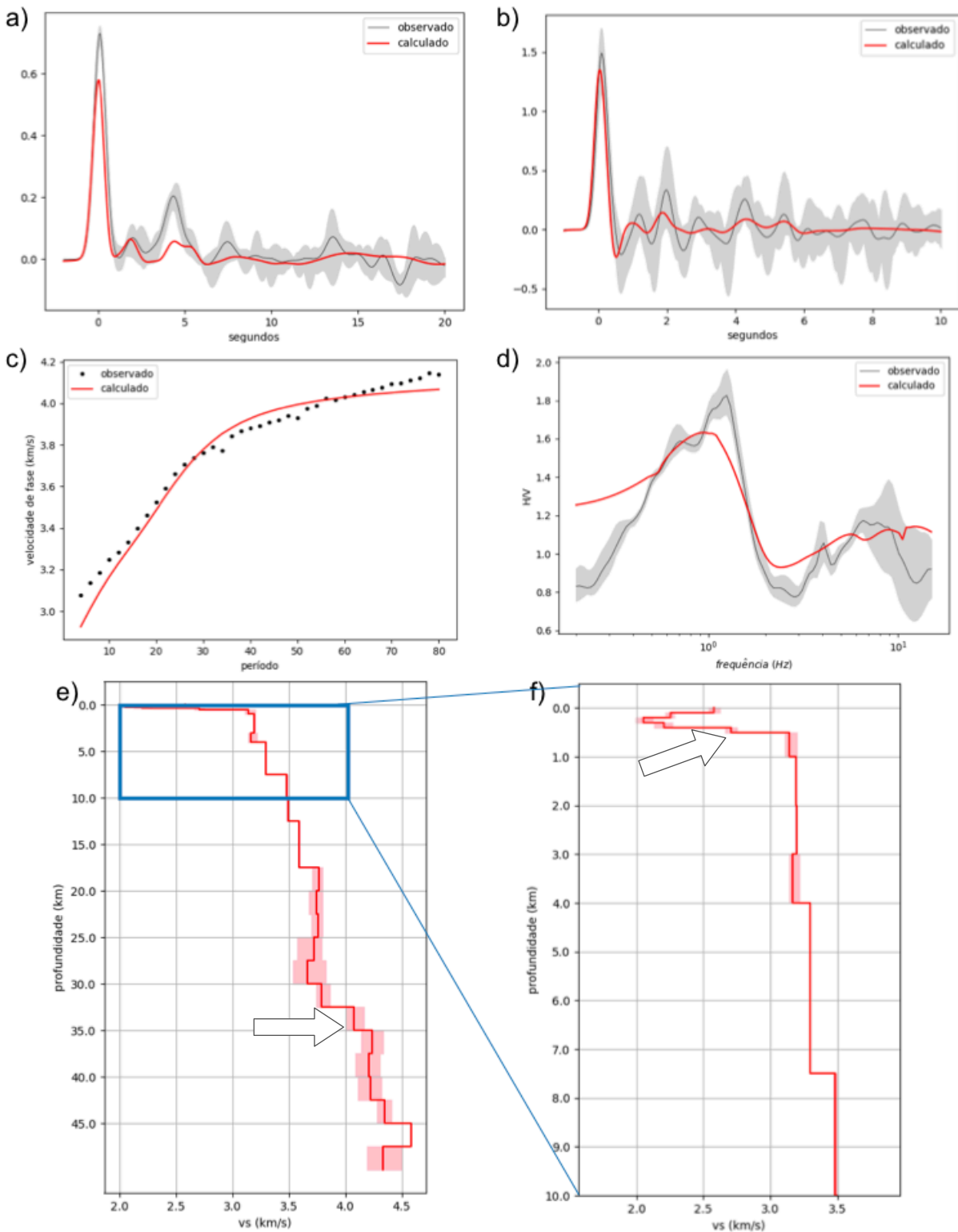
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

6.4.3 Estações do Lineamento Transbrasiliano

As estações AQDB, ARAG, DVLD, PP1B e RVDE (Figuras 6.16 a 6.20) estão sobre ou próximo ao traçado mais aceito atualmente para o LTB. As estações ARAG e DVLD se encontram mais afastadas da BP, enquanto as demais se encontram sobre a borda, na transição da BP para a Bacia do Paraná. Os resultados sugerem camadas sedimentares entre 100 e 500 m, com maiores profundidades nas estações mais próximas à BP. A AQDB e a RVDE estão localizadas em uma região de afloramento da Faixa Paraguai. As baixas velocidades encontradas nas camadas até 500 m sugerem que as rochas rasas da Faixa Paraguai, naquela região, não tenham sofrido metamorfismo tão intenso. Dessa maneira, a descontinuidade de 500 m poderia marcar a transição para um metamorfismo de maior grau na Faixa Paraguai.

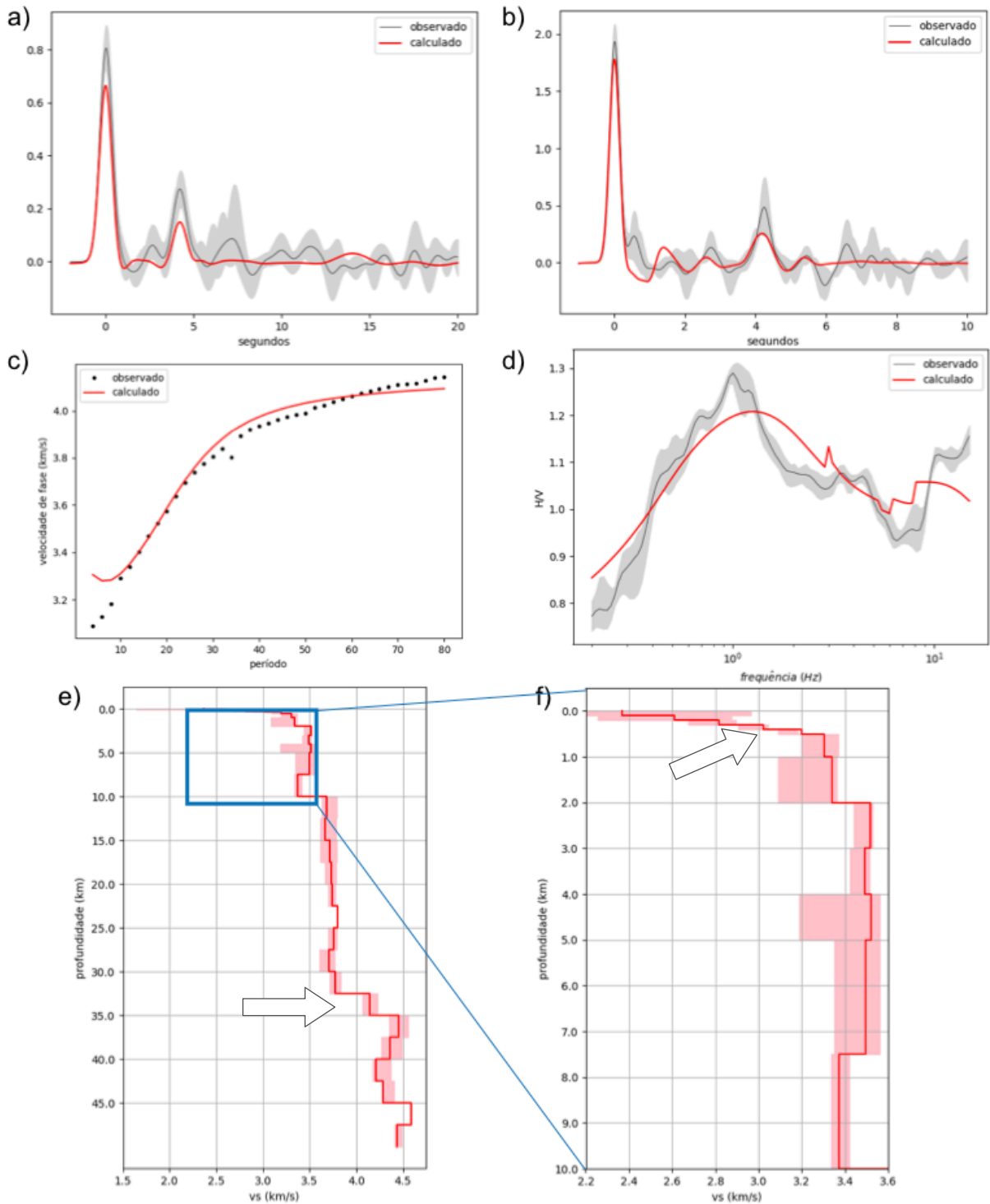
Os resultados das três estações sobre o LTB (AQDB, ARAG e RVDE) sugerem a Moho entre 32,5 e 35 km. Nas demais estações a Moho foi interpretada mais profunda, em 40 (DVLD) e 45 km (PP1B). Se o LTB estiver relacionado com a crosta fina, como proposto por Cedraz et al. (2020), os resultados são coerentes com o traçado atual do LTB, a sudeste da BP.

Figura 6.16 - Inversão dos dados da estação AQDB



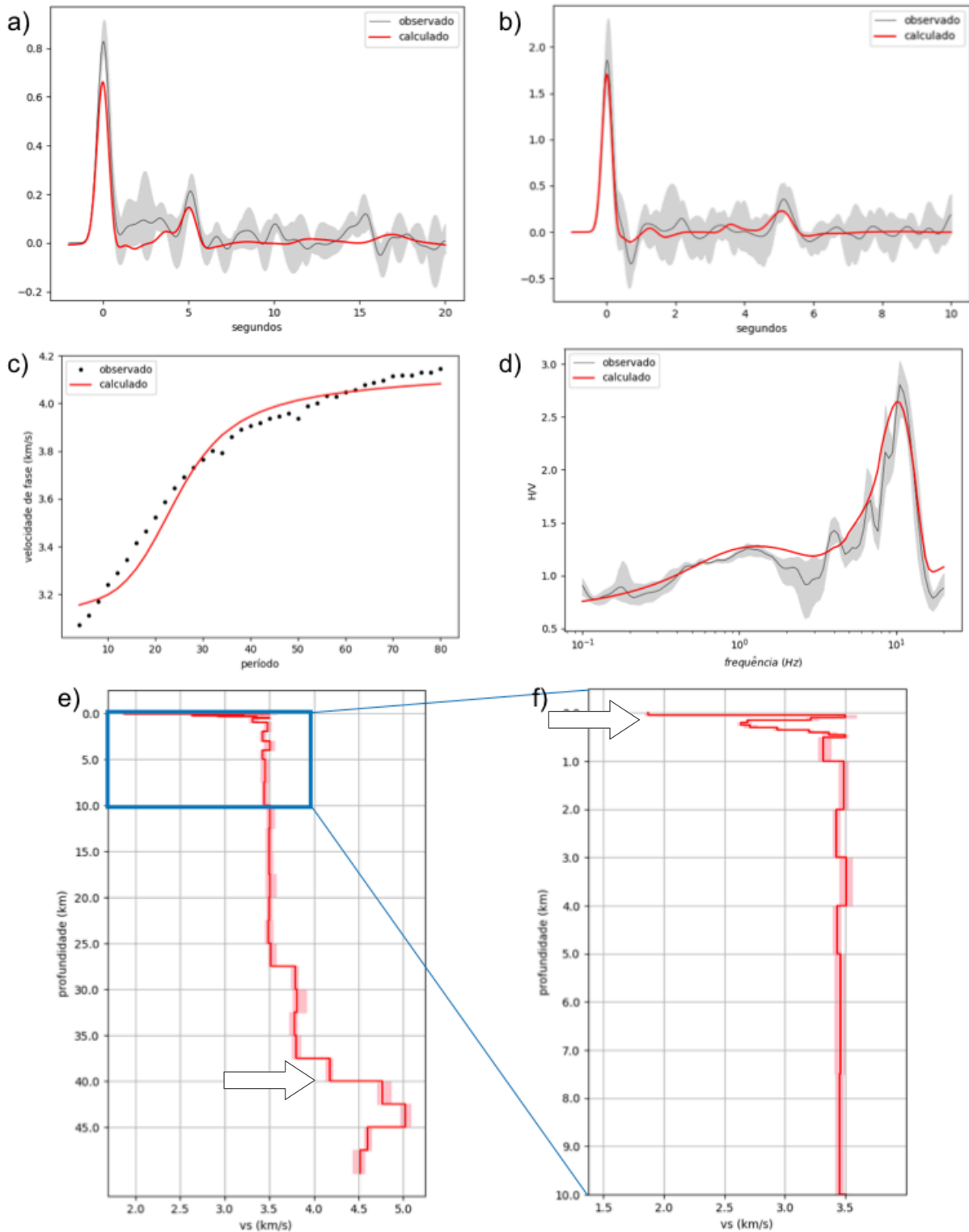
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.17 - Inversão dos dados da estação ARAG



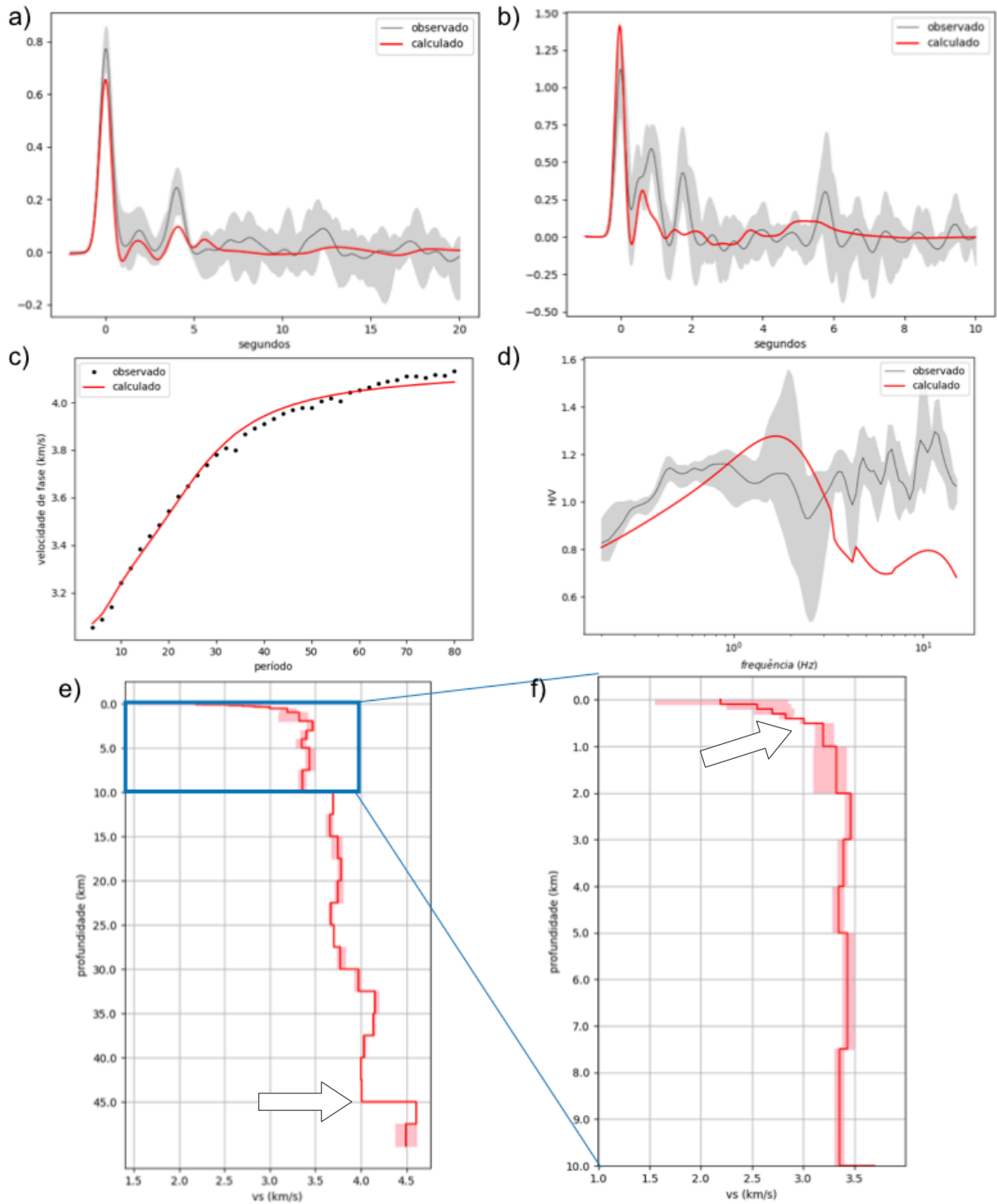
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.18 - Inversão dos dados da estação DVLD



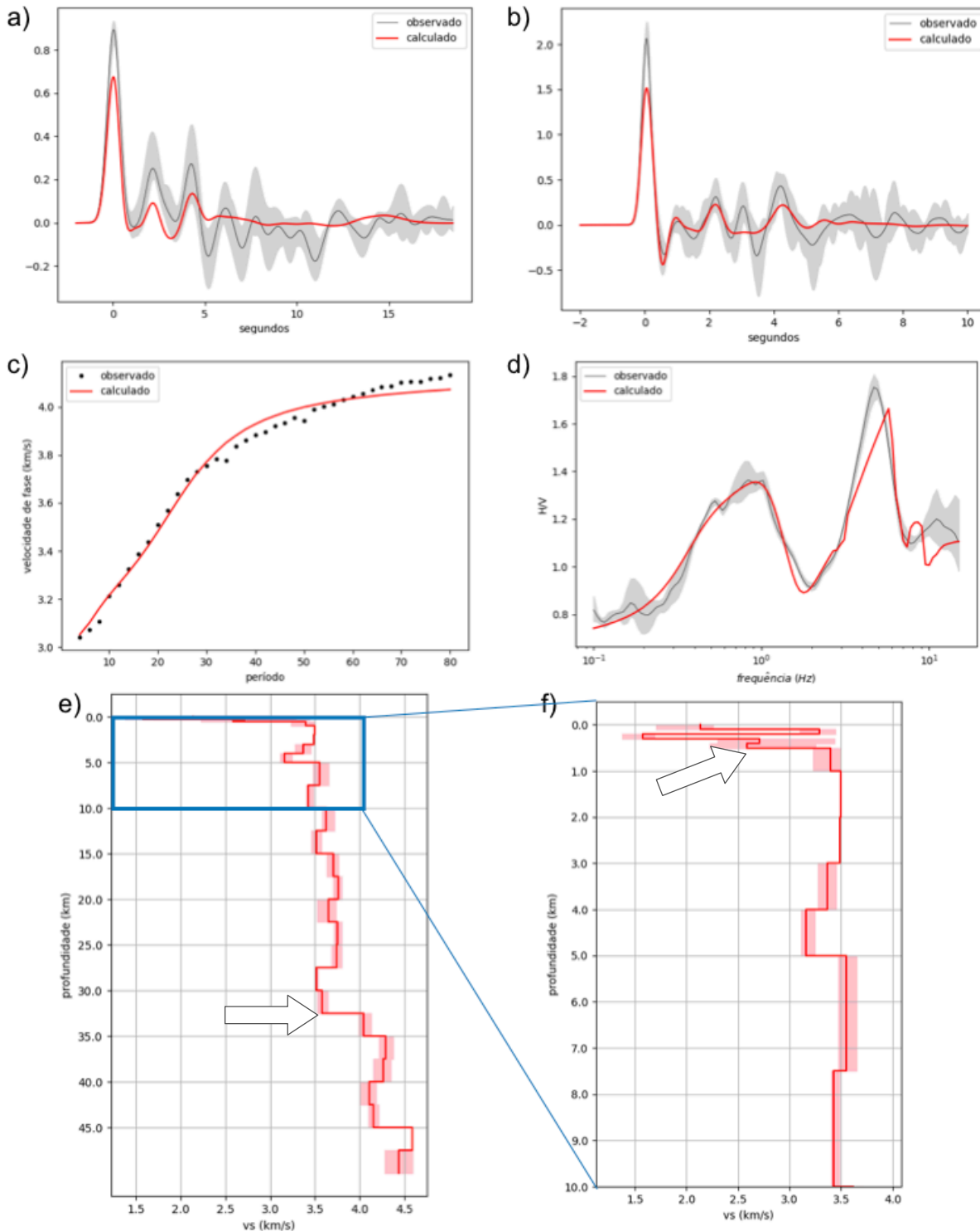
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.19 - Inversão dos dados da estação PP1B



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.20 - Inversão dos dados da estação RVDE



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

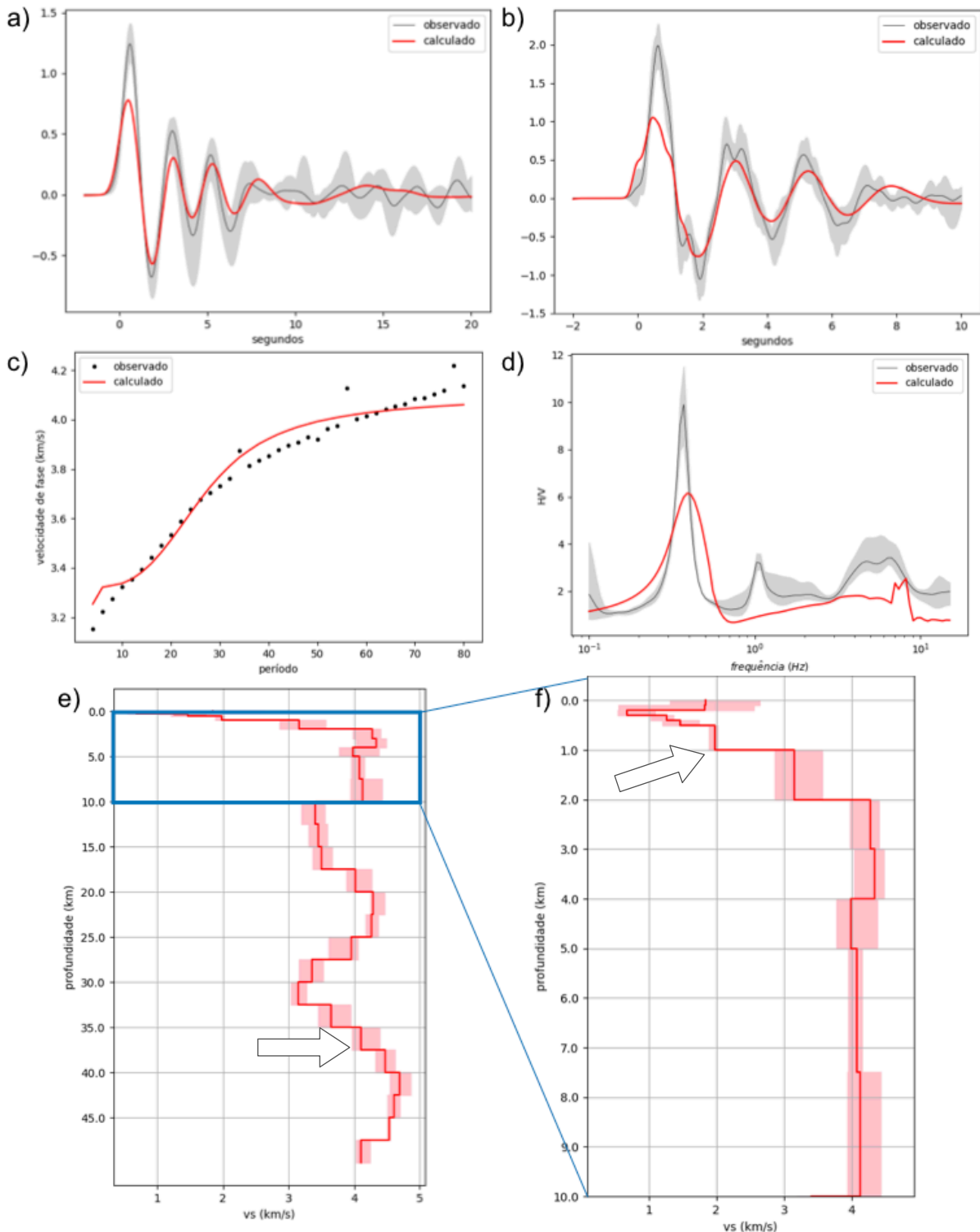
6.4.4 Estações no interior da bacia

Apenas duas estações estão localizadas no interior da bacia: PANT e POCN (Figuras 6.21 e 6.22, respectivamente). Altas velocidades (V_s acima de 4,0 km/s) foram encontradas em duas faixas de profundidades: entre 2 e 10 km e entre 17.5 e 27.5 km. Estas velocidades são coerentes com o modelo de Woldemichael (2003), que propôs que o centro da bacia esteja sobre uma feição de rochas da crosta inferior soergidas durante um evento de colisão continental entre dois blocos distintos, que estariam sob os lados oeste e leste da bacia.

Chamam a atenção as profundidades estimadas para o embasamento: 1,0 km, o que é maior do que os 550 m estimados por Ussami *et al.* (1999) e os 800 m estimados por Woldemichael (2003). Estas estações se encontram, respectivamente, no centro-sul e no norte da bacia, região onde os poços (Weyler, 1962) chegaram a uma profundidade máxima de 412 m sem atingir o embasamento.

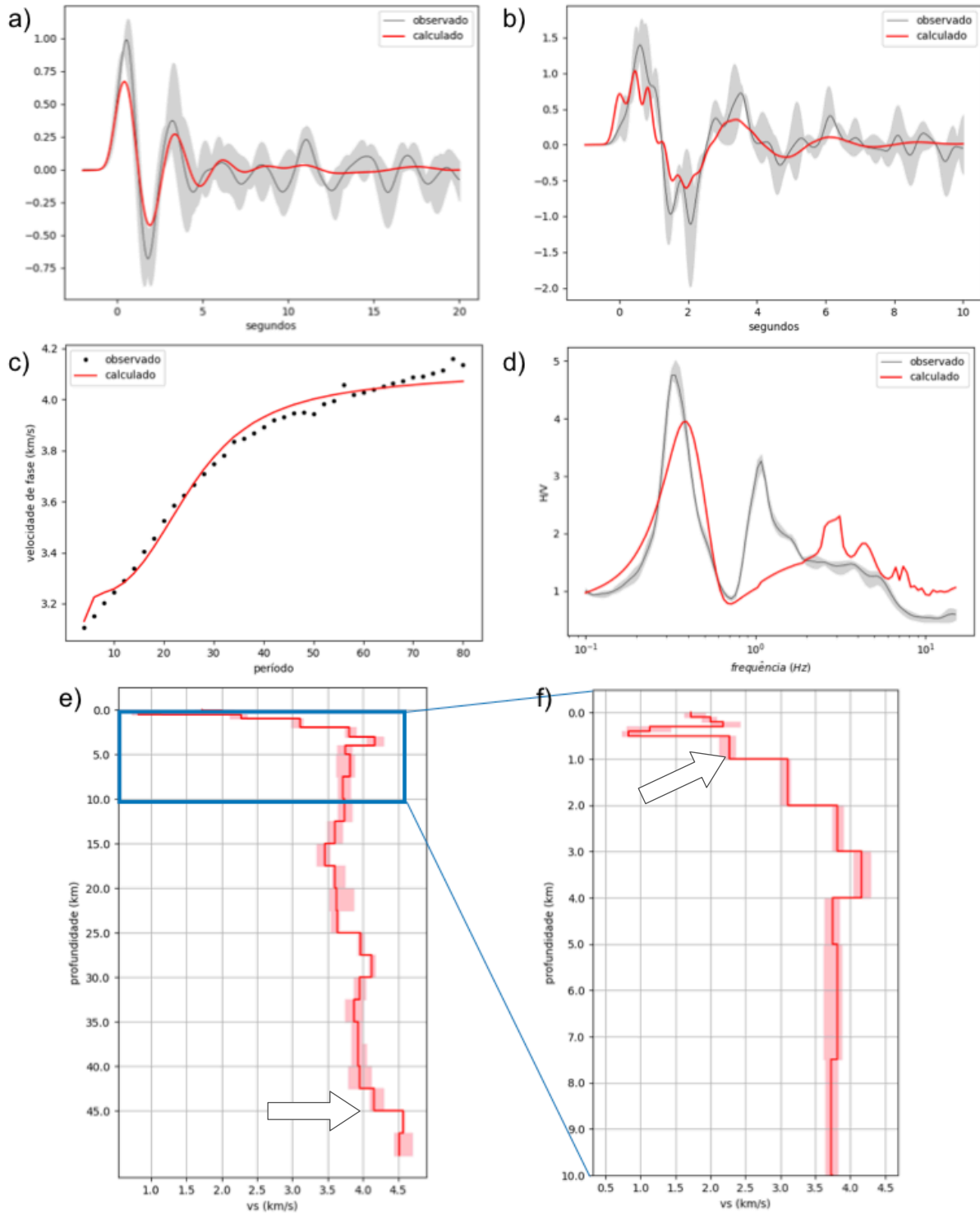
Quanto à espessura crustal, a PANT se encontra em uma região de crosta mais fina (37,5 km) e a POCN em uma região de crosta espessa (45 km), como apontado por Cedraz *et al.* (2020).

Figura 6.21 - Inversão dos dados da estação PANT



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.22 - Inversão dos dados da estação POCN



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

6.4.5 Estações do leste

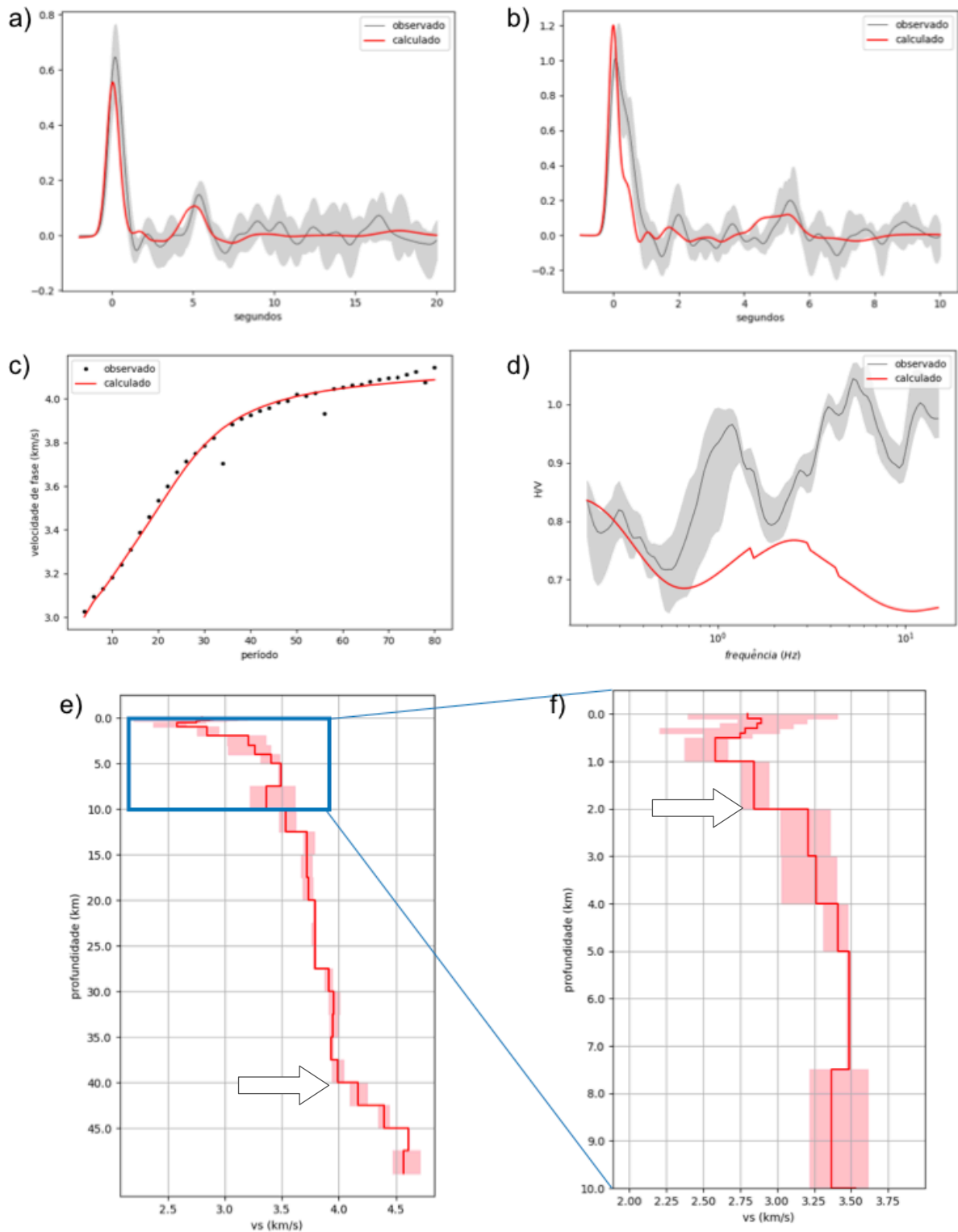
Este grupo é composto pelas estações a leste do LTB, já sobre a Bacia do Paraná: AMBA, ANTJ, C2SB, ITRB, PCMB, RPRD e TRCB (Figuras 6.23 a 6.29, respectivamente). Os resultados sugerem o embasamento variando entre 0,4 (TRCB) e 3,0 km (C2SB e ITRB), com valores maiores ou iguais a 2,0 km na maioria das estações, e espessura crustal variando entre 37,5 e 42,5 km (apenas a RPRD apresentou crosta mais fina, de 35 km).

As estações AMBA, ANTJ e C2SB apresentaram camadas superficiais com velocidades típicas de rochas sedimentares (V_s em torno de 2,5 km/s), tendo a última estação uma camada de 200 m com V_s mais baixa, sugerindo sedimentos inconsolidados.

Na estação RPRD, chama a atenção a grande amplitude na CHV, sugerindo uma camada de alta velocidade próxima à superfície, entre 200 e 300 m. O ajuste dos dados não mostra indícios de que isso seja um artefato da inversão. As estações próximas C2SB, ITRB e PCMB também apresentaram estruturas semelhantes variando entre 100 e 600 m, mas com menor contraste de velocidade. Estas estruturas devem estar relacionadas ao basalto da Formação Serra Geral.

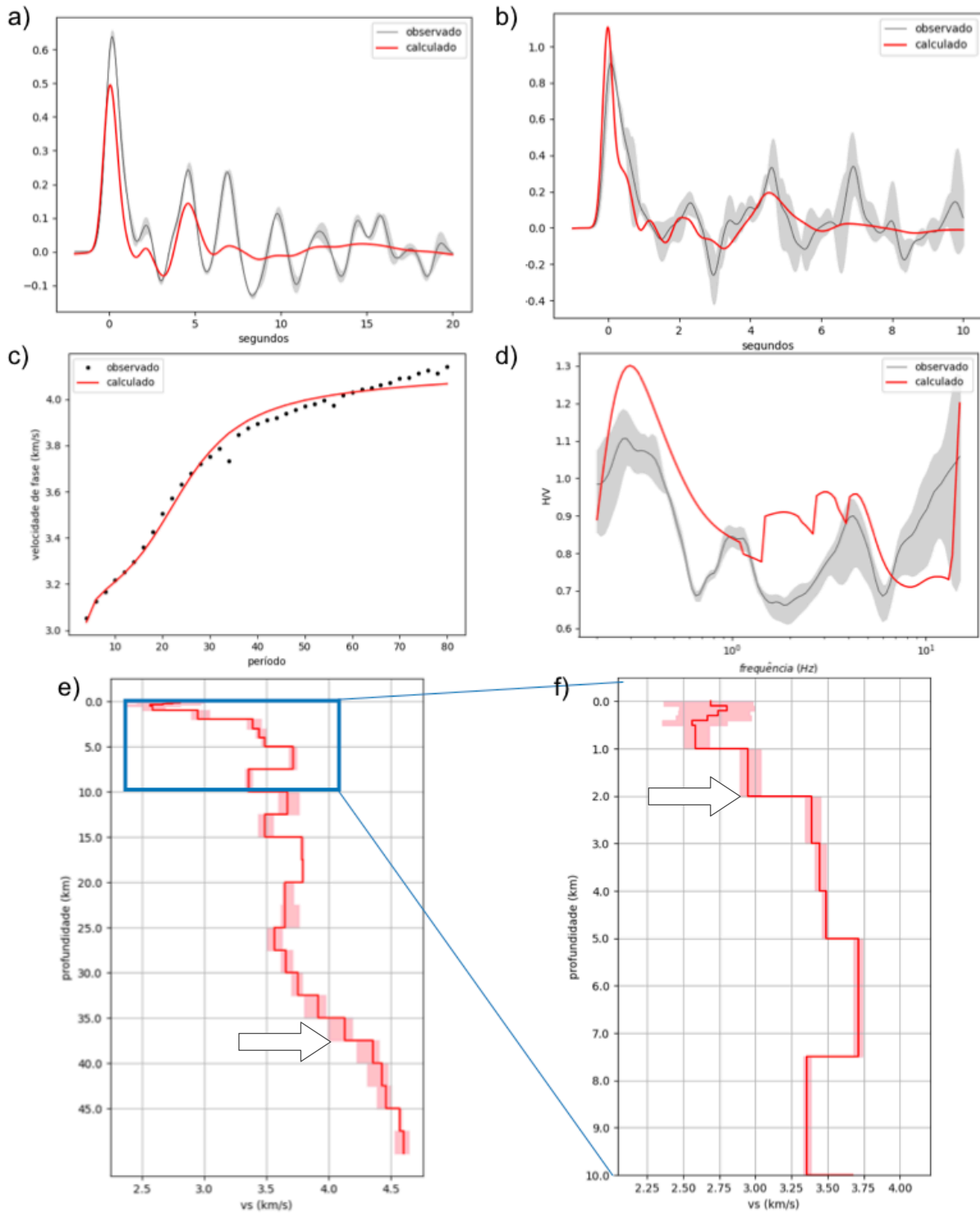
A estação TRCB apresentou baixas velocidades superficiais e o embasamento mais raso (0,4 km), marcado por uma grande descontinuidade. Este modelo sugere uma sedimentação mais recente, menos consolidada, indicando, talvez, que um episódio erosivo tenha ocorrido nesta localidade. Entretanto, é possível que a interface em 0,4 km seja o basalto da Formação Serra Geral, com pouco contraste de velocidade no embasamento.

Figura 6.23 - Inversão dos dados da estação AMBA



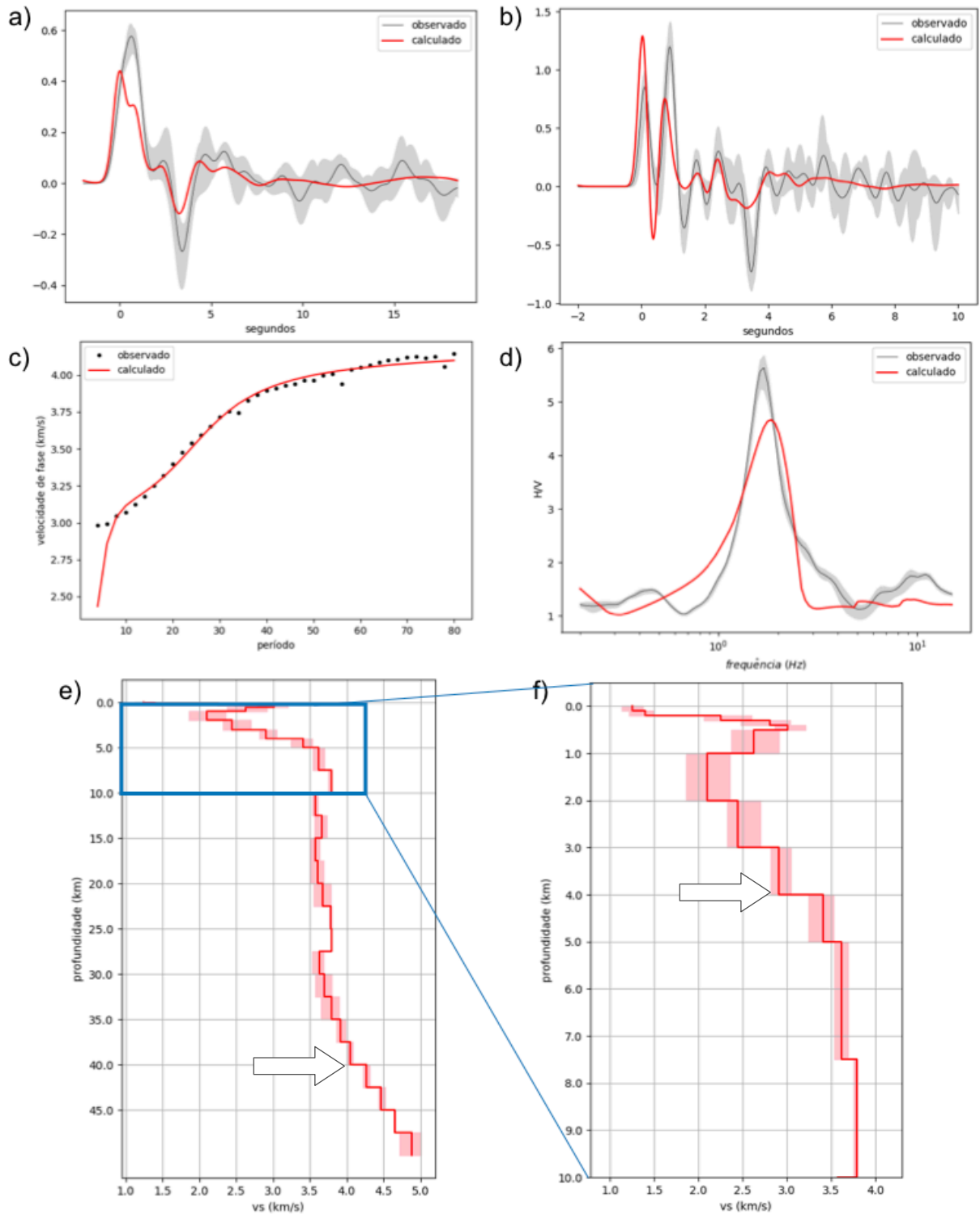
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.24 - Inversão dos dados da estação ANTJ



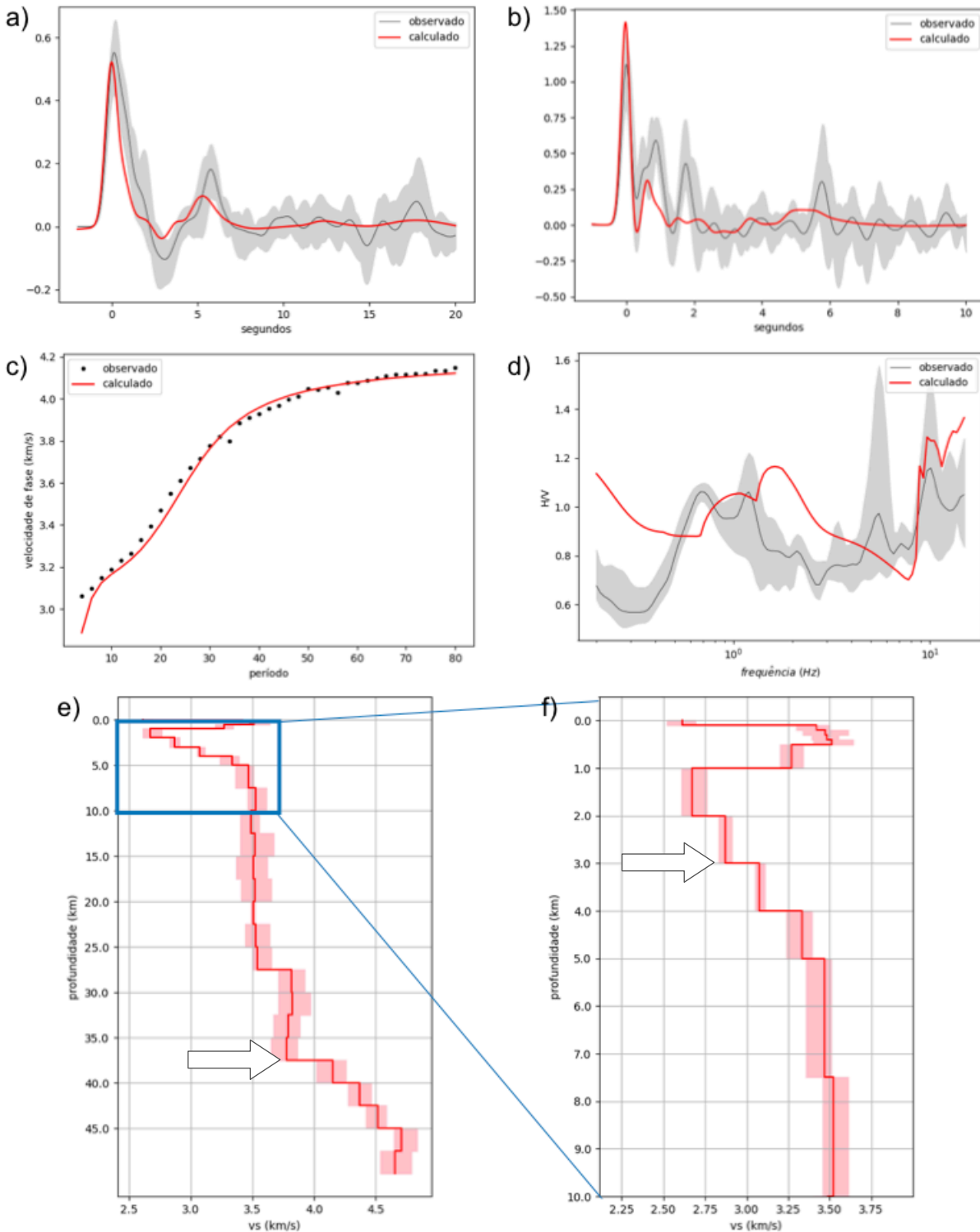
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.25 - Inversão dos dados da estação C2SB



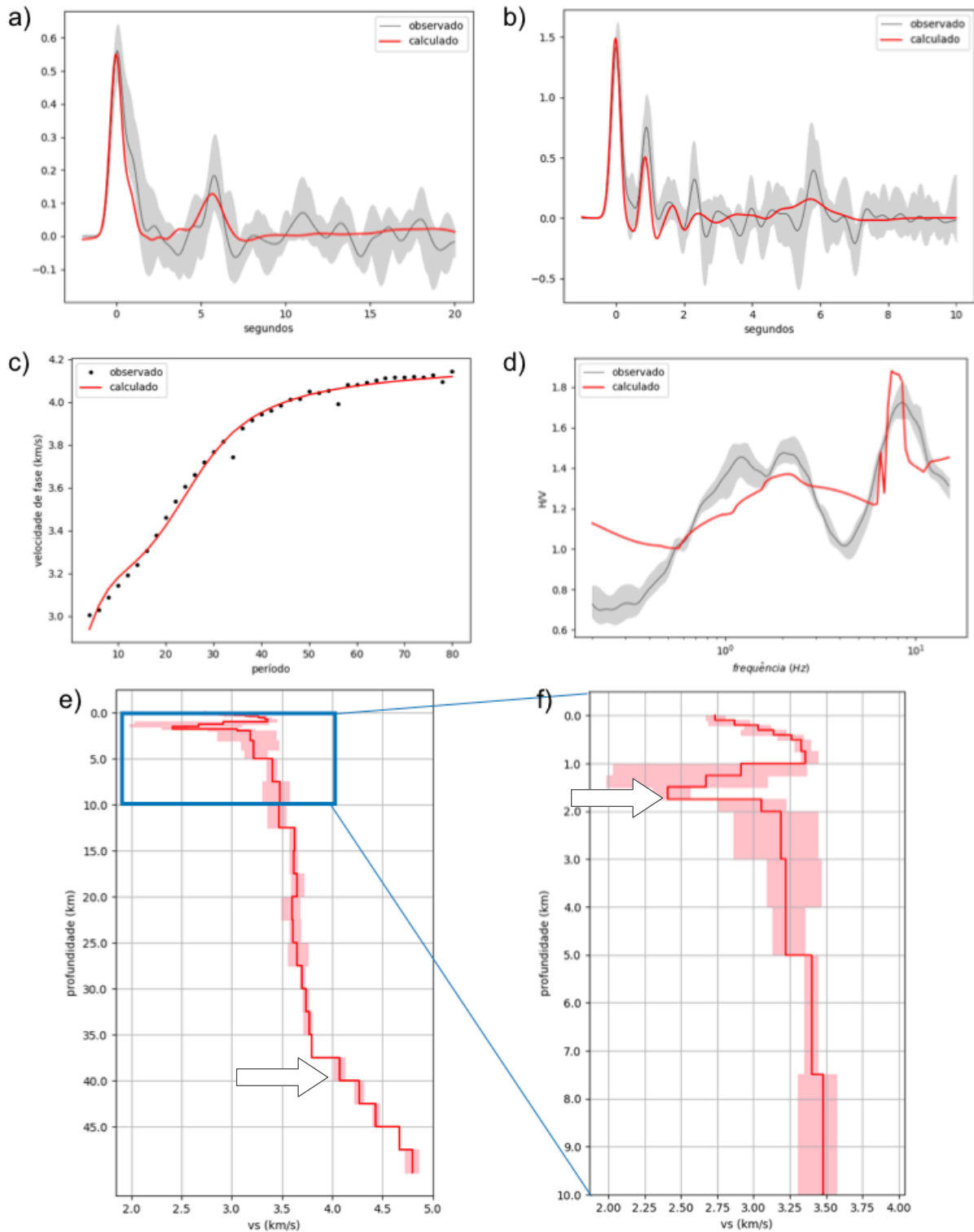
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.26 - Inversão dos dados da estação ITRB



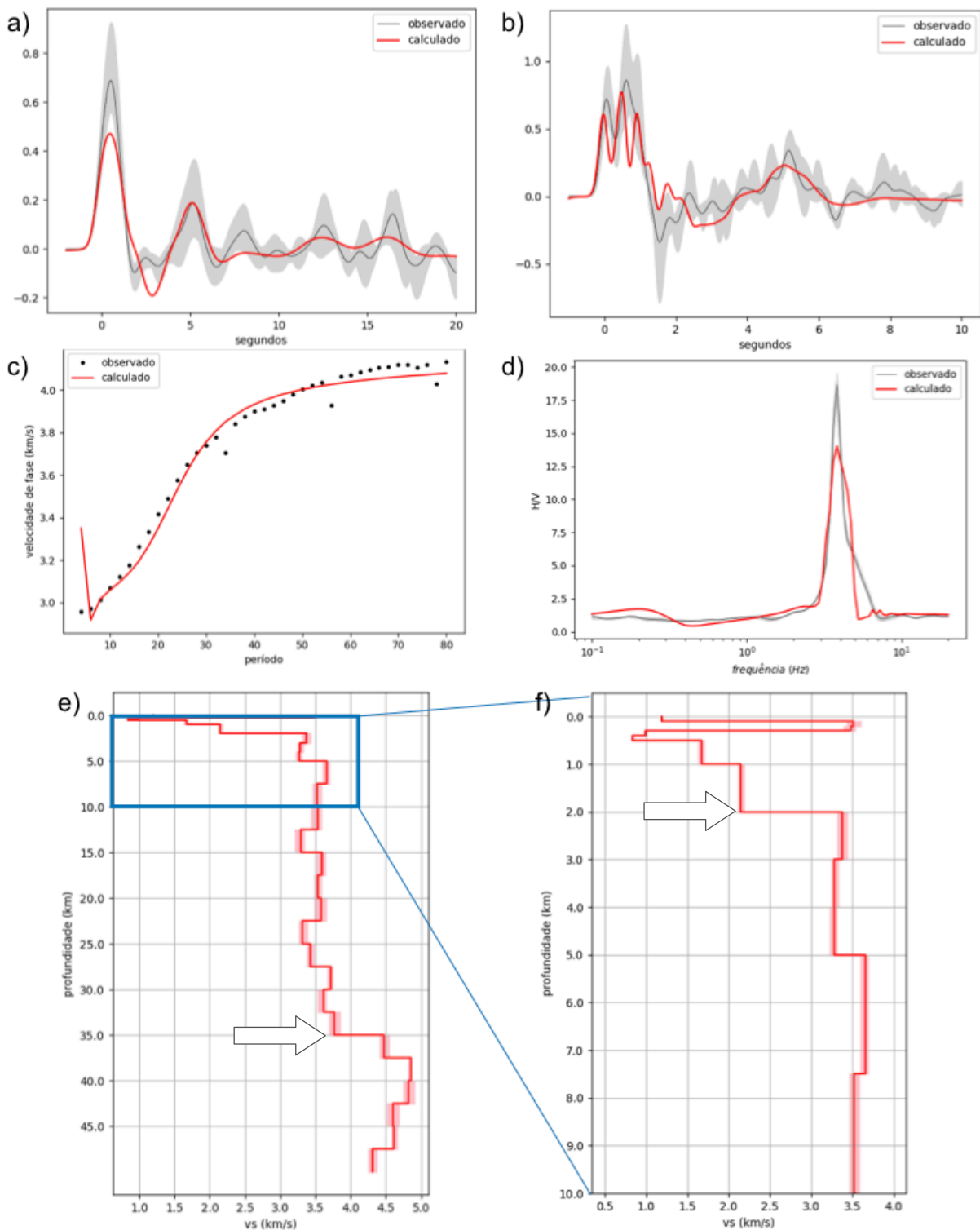
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As altas velocidades até 1 km devem corresponder ao basalto da Formação Serra Geral. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.27 - Inversão dos dados da estação PCMB



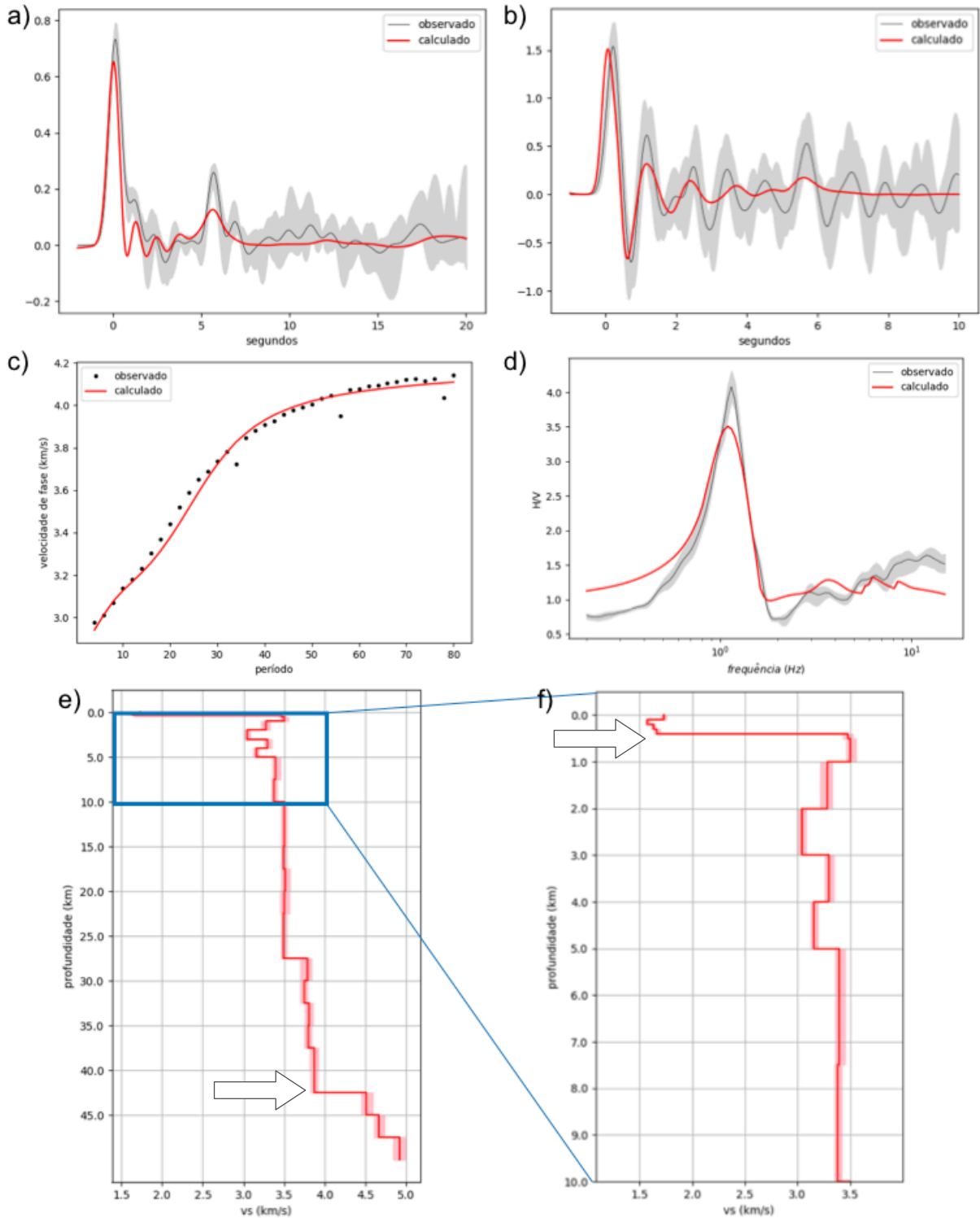
a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As altas velocidades até 1 km devem corresponder ao basalto da Formação Serra Geral. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.28 - Inversão dos dados da estação RPRD



a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As altas velocidades em 200 m devem corresponder ao basalto da Formação Serra Geral. As setas indicam a Moho e o embasamento.

Figura 6.29 - Inversão dos dados da estação TRCB

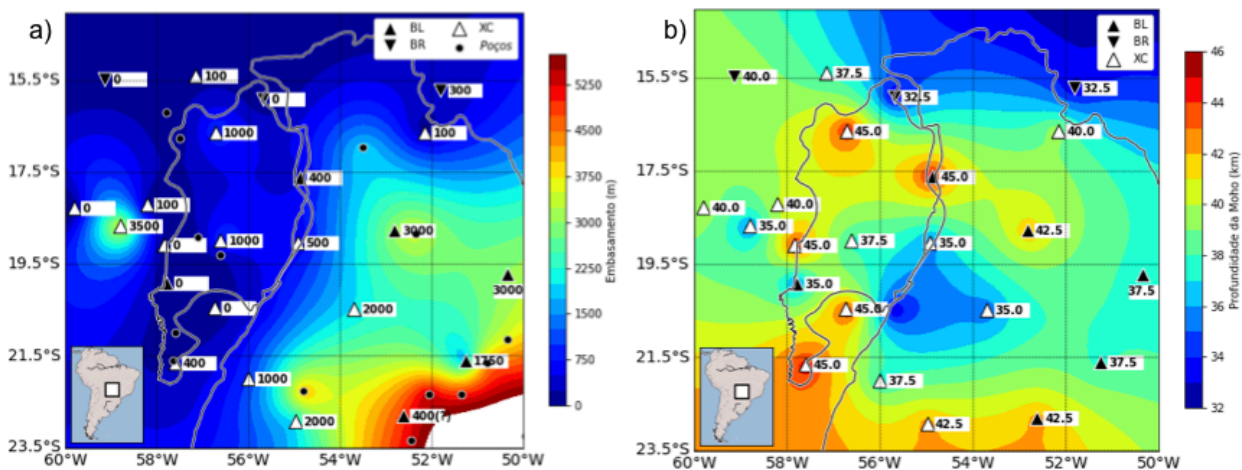


a) ajuste da FR de $\alpha = 2$; b) ajuste da FR de $\alpha = 5$; c) ajuste da CD da velocidade de fase de ondas Rayleigh; d) ajuste da CHV; e) modelo final da inversão; f) corte do modelo final, mostrando profundidades de até 10 km. Os dados observados são mostrados em preto e os resultados da inversão em vermelho. As FR's e a CHV correspondem a uma média (linha sólida) dos dados contidos na região sombreada em cinza. A região sombreada em vermelho nos modelos mostra a estimativa de incerteza. As setas indicam a Moho e o embasamento.

7 CONSIDERAÇÕES SOBRE OS RESULTADOS

A Figura 7.1 mostra os mapas das profundidades estimadas do embasamento e da Moho. A espessura crustal tem semelhanças e diferenças com ambos os modelos de Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) e Cedraz *et al.* (2020) (Figura 1.2). A Tabela 7.1 mostra a espessura crustal em comparação com os mesmos trabalhos. Os três modelos concordam com uma crosta fina na região sudeste da bacia, que Cedraz *et al.* (2020) atribuíram à delaminação da crosta inferior máfica do Pré-Brasiliano. A porção norte dos resultados deste trabalho, entretanto, concorda mais com os resultados de Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019), que sugerem uma crosta mais fina que se estende até o nordeste da BP, ao contrário da crosta muito espessa (~55 km) sugerida por Cedraz *et al.* (2020) na região.

Figura 7.1 - Profundidades das interfaces obtidas na inversão



a) profundidade do embasamento, considerando os dados de poços de Weyler (1962) e Assumpção *et al.* (2009) e os resultados deste trabalho. O resultado da estação TRCB não foi considerado para o embasamento por diferir muito dos poços próximos e foi interpretado como a profundidade do basalto (marcado com “?” no mapa); b) profundidade da Moho. O contorno indica as bacias do Pantanal e do Paraná.

É importante notar que, como não era escopo deste trabalho estudar em detalhes a litosfera profunda, foram usadas FR's de frequências mais altas (fatores gaussianos $\alpha = 2$ e $\alpha = 5$) do que as de Cedraz *et al.* (2020) ($\alpha = 1$ e $\alpha = 2,5$). Em FR's de altas frequências as múltiplas Ps da Moho tendem a se atenuar, o que pode resultar em modelos com discontinuidades menos abruptas. Além disso, a inversão deste trabalho assume uma razão V_p/V_s fixa (1,8 até 5 km de profundidade e 1,73 a

profundidades maiores), diferente do empilhamento H-k de Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019), que toma este valor como parâmetro da inversão.

Tabela 7.1 - Comparação da espessura crustal obtida em diferentes trabalhos em km

Estação	Rivadeneyra-Vera <i>et al.</i> (2019)	Cedraz <i>et al.</i> (2020)	Este trabalho
AQDB	33,8	32,5	32,5
C2SB	40,2	45,0	42,5
COIM	41,5	-	35,0
ITRB	43,7	45,0	37,5
PCMB	45,6	45,0	37,5
PP1B	31,7	32,5	45,0
TRCB	44,9	45,0	42,5
ARAG	32,3	47,5	32,5
PTLB	39,6	42,5	40,0
SALV	31,4	55,0	32,5
AMBA	42,1	42,5	42,5
ANTJ	36,1	47,5	37,5
BBLB	41,0	42,5	35,0
BBPS	42,9	-	45,0
BBRB	38,1	42,5	40,0
BBRT	39,9	45,0	40,0
BDQN	39,5	42,5	45,0
DVLD	38,3	52,5	40,0
MURT	42,6	50,0	45,0
PANT	41,8	35,0	37,5
POCN	36,8	-	45,0
PTET	42,6	52,5	37,5
RPRD	42,5	42,5	35,0
RVDE	33,2	32,5	35,0

A Tabela 7.2 compara as profundidades do embasamento com dados de poços na BP e na Bacia do Paraná. Os poços na BP são relacionados na Tabela 2.1 e os poços na Bacia do Paraná são relacionados na Tabela 7.3. Algumas estações apresentaram o embasamento a uma profundidade semelhante à do poço mais próximo (por exemplo: BBRT, PTET e RVDE), outras variaram bastante (como PCMB, AMBA e ANTJ). É necessário ter-se em mente, porém, que a região é pouco amostrada e a distância entre uma estação e o poço mais próximo geralmente é da ordem de dezenas de quilômetros. Assim, os resultados podem ter revelado que o interior

da BP é mais profundo do que se esperava (PANT e POCN). Por outro lado, nas estações sobre a Bacia do Paraná, é possível que a descontinuidade primeiramente relacionada ao embasamento seja, na verdade, o basalto da formação Serra Geral (como na TRCB), o que pode ter colaborado para que o embasamento tenha sido interpretado mais raso nessas estações.

Tabela 7.2 - Profundidade do embasamento obtida em comparação com dados de poços (Weyler, 1962; Assumpção *et al.*, 2009)

Estação	Embasamento (m) (inversão)	Poço	Embasamento (m) (poço)	Distância entre a estação e o poço (km)
C2SB	3000.0	2RA-1-MS	3467.8	53.5
COIM	0.0	Aq-1	62.0	123.0
ITRB	3000.0	2AR-1-SP	3568.6	158.4
PCMB	1750.0	2LA-1-SP	4325.0	52.4
PP1B	400.0	2AG-1-MT	1947.3	166.6
TRCB	400.0 (?)	2RI-1-PR	5275.9	62.9
PTLB	0.0	Ca-1	86.6	170.4
SALV	0.0	SJo-1	193.0	165.6
AMBA	2000.0	2DO-1-MS	4098.3	75.9
ANTJ	1000.0	2DO-1-MS	4098.3	135.7
BBLB	3500.0	FF-1	182.0	190.6
BBPS	0.0	FF-1	182.0	84.4
BBRT	100.0	FF-1	182.0	145.9
BDQN	0.0	Aq-1	62.0	112.5
DVLD	100.0	2AG-1-MT	1947.3	155.2
MURT	400.0	PM-1	37.0	7.9
PANT	1000.0	LC-1	227.3	34.6
POCN	1000.0	SJo-1	193.0	42.4
PTET	100.0	Ca-1	86.6	115.6
RVDE	500.0	SB-1A	412.5	174.2

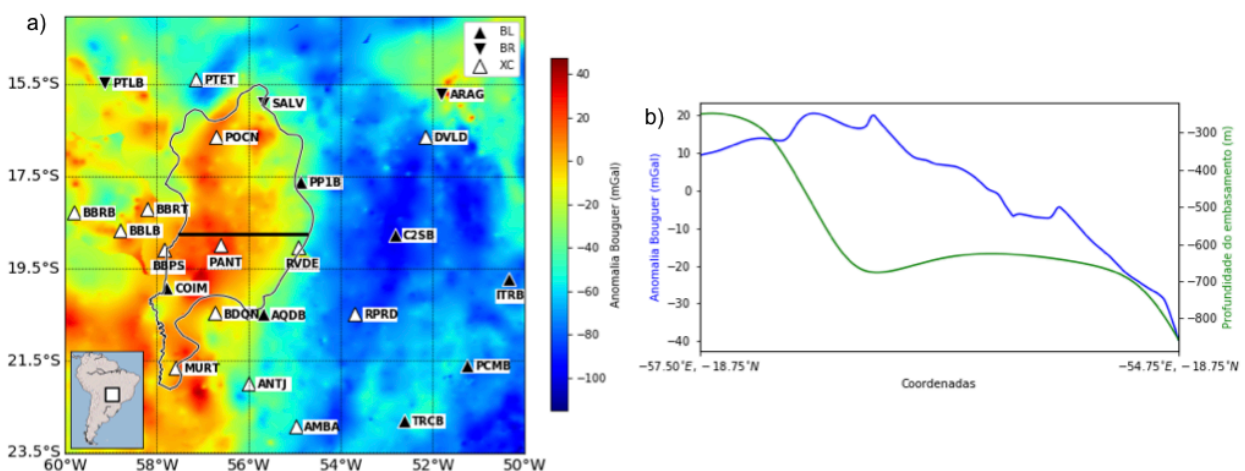
Tabela 7.3 - Localização dos poços na Bacia do Paraná (Assumpção *et al.*, 2009)

Poço	Latitude	Longitude	Embasamento (m)
1AB-1-SP	-22.7788	-48.1817	1614.3
2AG-1-MT	-16.9596	-53.5240	1947.3
2AL-1-SC	-26.4503	-52.1814	3774.4
2AR-1-SP	-21.1299	-50.3654	3568.6
1AS-1-SP	-22.5169	-47.5819	1377.2
1AT-1-SP	-22.6678	-47.8049	1264.0
3CB-3-SP	-22.3254	-52.0621	5434.3
1CP-1-SP	-23.3723	-48.3862	1479.0
2CS-1-PR	-24.9639	-51.9675	4253.2
2DO-1-MS	-22.2675	-54.8130	4098.3
1J-1-PR	-23.2289	-49.9524	2760.0
2LA-1-SP	-21.6543	-50.7929	4325.0
2LI-1-SP	-21.6928	-49.7554	3474.6
1MA-1-SP	-22.8199	-49.2750	2959.3
1MC-2-SC	-26.5323	-51.1610	2806.6
1MO-2-PR	-24.4357	-50.8768	2057.2
2OL-1-SP	-20.6944	-48.9217	2558.4
1PG-1-SP	-22.5445	-47.6401	1179.2
2PN-1-SP	-23.4345	-48.7749	1649.5
1PT-1-PR	-24.9317	-51.7525	3979.4
2PU-1-SC	-26.2666	-51.0576	2258.8
2RA-1-MS	-18.8359	-52.3605	3467.8
1RC-1-PR	-26.0125	-50.7050	1916.0
2RI-1-PR	-23.3312	-52.4551	5275.9
1RS-1-PR	-25.7025	-52.1156	3812.4
2TB-1-SP	-22.3341	-51.3467	4994.1
1TP-3-SC	-26.7838	-51.4748	3124.2
2UV-1-PR	-26.1791	-50.9288	2218.8
2AL-1-RS	-29.8023	-55.7669	1993.4
2TO-1-RS	-29.3262	-49.7914	945.0
2IT-1-RS	-29.0167	-54.9919	2482.5
2AO-1-RS	-28.7015	-51.6647	2257.9
1SJQ-1-SC	-28.2714	-49.9167	1539.9
1ES-1-RS	-28.1787	-51.1787	2402.0
2LV-1-RS	-28.1659	-51.5041	2475.0
1ES-2-RS	-28.0939	-51.1523	2411.6
2RD-1-RS	-27.8395	-52.7673	3206.7
1MA-1-RS	-27.5868	-51.6633	2532.8
2MR-1-RS	-27.5075	-51.9029	2628.2
1MB-1-SC	-27.3250	-50.7375	1939.8
1HV-1-SC	-27.2159	-51.4638	2484.2
2TG-1-SC	-27.0954	-51.2444	2554.9

A BP se formou sobre a Faixa Paraguai, enquanto que nos arredores o embasamento é cristalino (Assine, 2003). Porém, apenas a velocidade V_s não é suficiente para diferenciar as duas litologias. Algumas CD's não ajustaram bem nos períodos curtos, o que pode ser um indicativo de uma estimativa não muito boa dos períodos mais curtos devido à amostragem da região (da ordem de 100 km - Shirzad *et al.*, 2020), que conta com uma malha pouco densa de estações. Os períodos mais curtos atenuam mais rapidamente, por isso requerem uma amostragem regional mais densa do que os períodos longos.

O mapa da Figura 7.2a mostra que a Anomalia Bouguer tende a apresentar valores maiores na porção oeste da bacia. O perfil da Figura 7.2b compara os dados gravimétricos com a estimativa do embasamento da Figura 7.1a. O embasamento foi mapeado mais raso a oeste da BP (menos de 100 m), atinge a profundidade máxima na região central (1 km sob as estações PANT e POCN) e volta a ficar mais raso a leste, porém não tanto como a oeste. A gravimetria, porém, não aparenta poder ser explicada apenas pela espessura da bacia. O máximo da Anomalia Bouguer (~ 25 mGal) se encontra no local de maior profundidade do embasamento. Se a diferença na gravidade fosse causada apenas pela espessura dos sedimentos, a Anomalia Bouguer atingiria um mínimo onde a profundidade do embasamento é máxima. Assim, deve existir outra estrutura mais densa e profunda causando este efeito, o que será discutido adiante.

Figura 7.2 - Anomalia Bouguer na região da BP



a) dados gravimétricos de Moura *et al.* (2019). A localização das estações é indicada no mapa, de acordo com as correspondentes redes na legenda. As estações PANT e POCN estão sobre uma anomalia de alto gravimétrico que se alonga de norte a sul no interior da BP (contorno); b) perfil (linha preta em (a), comparando a gravimetria (em azul) com o embasamento da Figura 7.1a (em verde).

7.1 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Embora apenas duas estações estejam localizadas dentro da bacia, os resultados obtidos na BP são intrigantes. As duas estações (PANT e POCN) apresentaram duas frequências de ressonância cada uma, o que sugere a presença de duas grandes descontinuidades (a estação PANT tem um segundo pico menor). Uma delas provavelmente corresponde ao embasamento da bacia quaternária, já que é esperado encontrar um contraste de velocidade entre este e os sedimentos pouco consolidados da BP. A segunda descontinuidade pode estar relacionada à transição das rochas metassedimentares da Faixa Paraguai para o seu embasamento cristalino ou representar alguma anomalia local. No primeiro caso, rochas metassedimentares e rochas do embasamento cristalino têm valores de V_s semelhantes e seria difícil determinar uma descontinuidade que marca a transição de uma para a outra. No segundo caso, a anomalia local é caracterizada por velocidades bem altas, acima de 4 km/s, a profundidades de ~2 km, especialmente na estação PANT. Na POCN as anomalias são mais suaves, mas esta estação não está tão próxima do centro da bacia quanto a outra, além de não ter ajustado tão bem os dois picos da CHV.

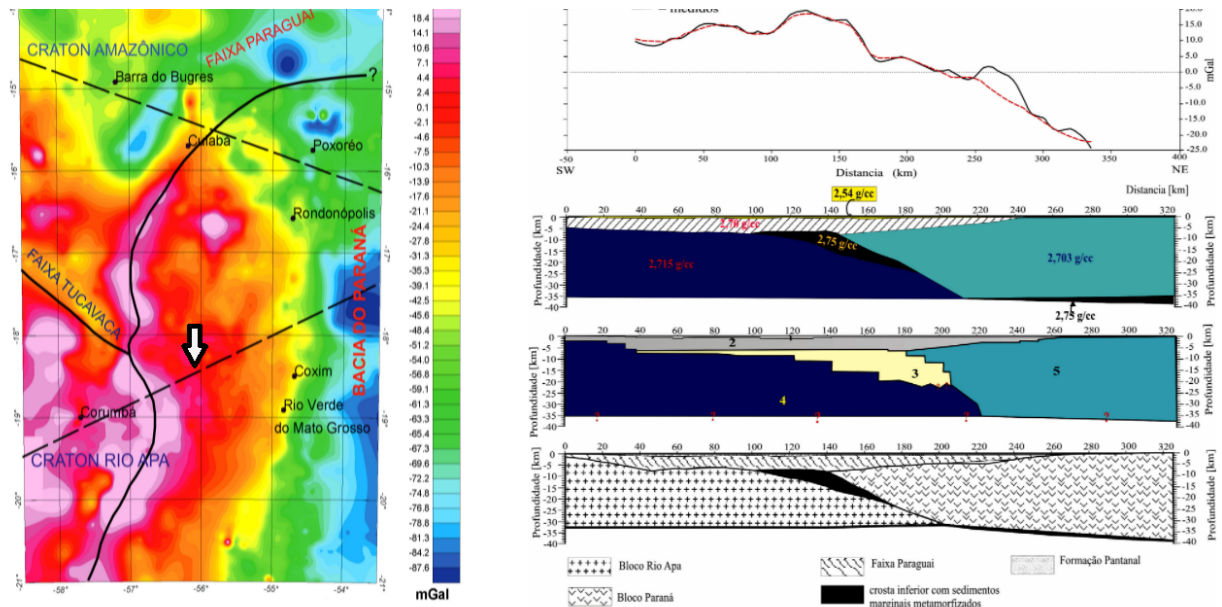
Woldemichael (2003) propôs que a BP e a Faixa Paraguai se formaram sobre um limite colisional entre blocos continentais. Em seu modelo (Figura 7.3), o alto gravimétrico que corta a bacia no sentido N-S foi interpretado como granulitos / eclogitos que teriam sido alçados da crosta inferior para profundidades de cerca de 5 km durante o encerramento da subducção.

Porém, os resultados do levantamento magnetotelúrico de Woldemichael (2003) mostram baixas resistividades ao longo da feição anômala, o que não se espera de rochas máficas. Ele argumenta que a baixa resistividade pode ser causada por sedimentos marinhos metamorfizados que teriam adentrado em fissuras na rocha ao final subducção. Embora esta explicação talvez não seja suficiente para explicar a baixa resistividade, as altas velocidades de onda S mapeadas reforçam os indícios de que pode haver uma estrutura anômala abaixo da BP, caracterizada por uma alta densidade (e uma baixa resistividade?) e alta velocidade de onda, esta última coerente com uma densidade mais alta.

Se esta hipótese estiver correta, ela também poderia ajudar a explicar a crosta fina a sudeste da bacia. Parte da crosta inferior alçada pode ter sido retirada desta

região. Nota-se que isto não exclui a possibilidade de que parte da crosta inferior tenha se delaminado, como proposto por Cedraz *et al.* (2020).

Figura 7.3 - Modelagem de Woldemichael (2003)



Reprodução das imagens de Woldemichael (2003), mostrando em a) a localização do perfil (indicado pela seta branca) no mapa de Anomalia Bouguer os resultados da modelagem; e em b) a modelagem, incluindo dados de gravimetria e de resistividade. Os blocos assinalados na modelagem representam: 1 - BP; 2 - Faixa Paraguai; 3 - Crosta inferior com sedimentos marginais metamorfizados; 4 - Bloco Rio Apá; 5 - Bloco Paraná.

A falta de estações na parte mais interior da bacia impede a elaboração de um modelo mais detalhado da feição anômala de alta velocidade. A instalação de novas estações alinhadas no sentido E-W e passando pelo centro da bacia permitiria um melhor estudo desta feição.

8 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi aplicada a inversão conjunta de dados de função do receptor (RF), curvas de dispersão (CD) e curvas da razão espectral horizontal / vertical (CHV) para a obtenção de modelos de Vs sob as estações na Bacia do Pantanal (BP), com ênfase no estudo da estrutura rasa da crosta. Um programa em Python 3 foi implementado para aplicação da inversão, usando-se das rotinas de Herrmann (2013), Lomax & Snieder (1995) e García-Jerez *et al.* (2016). O programa foi testado com dados sintéticos e depois foi aplicado para dados reais das estações das redes BL, BR e XC na região da BP. As FR's foram calculadas com a deconvolução iterativa no domínio do tempo (Ligorria & Ammon, 1999) com altas frequências (fatores gaussianos $\alpha = 2$ e $\alpha = 5$). Foram usadas as CD's calculadas por Shirzad *et al.* (2020) e as CHV's foram obtidas segundo os critérios de Albarello *et al.* (2011) e Cattelo *et al.* (2004).

No geral, as maiores dificuldades ocorreram com os dados das estações que não apresentaram grandes amplitudes de ressonância ou que apresentaram duas frequências de ressonância na CHV. Outra dificuldade foi encontrada no ajuste dos períodos curtos de algumas CD's, que pode estar relacionada a problemas com a amostragem da ordem de 100 km da tomografia de ruído sísmico (Shirzad *et al.*, 2020).

Os resultados concordam com a crosta fina na porção sudeste da BP, como apontado por Cedraz *et al.* (2020), Rivadeneyra-Vera *et al.* (2019) e Shirzad *et al.* (2020), com a Moho a profundidades em torno de 35,0 km. O embasamento na BP foi estimado com profundidade máxima de 1,0 km, um pouco maior que o estimado por dados magnetotelúricos (Woldemichael, 2003) e maior que os dados de poços compilados por Ussami *et al.* (1999). Este trabalho, porém, usou dados coletados em pontos onde não havia amostragem, colaborando para aprimorar o mapeamento do embasamento. Os resultados mostraram o embasamento mais raso a oeste e mais profundo na região central da bacia, local onde a Anomalia Bouguer é mais alta. Assim, apenas a espessura dos sedimentos não explica a gravimetria.

Para explicar a Anomalia Bouguer, Woldemichael (2003) sugeriu um modelo de colisão continental, que teria causado o soerguimento de parte da crosta inferior. A Faixa Paraguai e a BP teriam, então, se formado sobre os eclogitos / granulitos

alçados. As anomalias rasas de alta velocidade encontradas nos resultados das estações no interior da bacia são coerentes com este modelo e podem indicar a presença de corpos densos a partir de 2 km de profundidade. Este modelo também poderia explicar, pelo menos em parte, a crosta fina a sudeste da bacia, e não exclui a hipótese de delaminação da crosta máfica (Cedraz *et al.*, 2020).

Apenas duas estações estão localizadas no interior da BP e cerca de 10 estão na sua fronteira. As demais estações usadas estão sobre unidades geológicas que rodeiam a BP, como as bacias do Paraná e do Chaco. As observações deste trabalho teriam maior peso para sustentar as proposições se houvesse um maior número de estações instaladas no interior da BP. A instalação de estações alinhadas no sentido leste-oeste, passando pelas feições citadas, desde a região central da bacia até a região de crosta fina, seria de grande valor para a elucidação do contexto tectônico da região.

REFERÊNCIAS

AFFONSO, G. M. P. C.; *et al.* (2020). Lithospheric Architecture of the Paranapanema Block and Adjacent Nuclei Using Multiple-Frequency P-Wave Seismic Tomography. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 126. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JB021183>.

ALBARELLO, D.; *et al.* (2011). The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake. **Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata**, 52 (3). DOI: [10.4430/bgta0013](https://doi.org/10.4430/bgta0013).

ALMEIDA, F. F. M. (1959). Traços gerais de geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. *In*: ALMEIDA, F. F. M.; LIMA, M. A. Planalto Centro-Occidental e Pantanal Mato-grossense. Guia de Excursão nº 1 do XVIII **Congresso Internacional de Geografia**. Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, p. 7-65.

AMMON, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 81, p. 2504-2510.

AMMON, C. J.; RANDALL, G. E.; ZANDT, G. (1990). On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions. **Journal of Geophysical Research**, 95 (B10), p. 15303-15318. DOI: <https://doi.org/10.1029/JB095iB10p15303>.

ARAI, H.; TOKIMATSU, K. (2004). S-Wave Velocity Profile by Inversion of Microtremor H/V Spectrum. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 94 (1), p. 53-63. DOI: <https://doi.org/10.1785/0120030028>.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/108382>.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; (2004). Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, 144, p. 23-34. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00039-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00039-9).

ASSINE, M. L., *et al.* (2015). The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 45 (3), p. 475-489. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150014>.

ASSUMPÇÃO, M.; SACEK, V. (2013). Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. **Geophysical Research Letters**, 40, p. 487-491. DOI: <https://doi.org/10.1002/grl.50142>.

ASSUMPÇÃO, M.; BARBOSA, J. R.; PRADO, R.; BORDOTTI, F.; DIAS, F. (2009). Sedimentary Thickness in the Paraná Basin using High-Frequency Receiver Function: Estimated Depth of a Buried Graben in the MS/GO border. *In* 11th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 2009, Salvador, Bahia, Brasil. **Resumo expandido**. DOI: <https://doi.org/10.1190/sbgf2009-085>.

ASSUMPÇÃO, M.; *et al.* (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. **Tectonophysics**, 609, p. 82-96. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>.

BERGIER, I; ASSINE, M. L. **Dynamics of the Pantanal Wetland in South America** (The Handbook of Environmental Chemistry, vol. 37). Springer, Suíça, 2016.

BERTEUSSEN, K. A. (1977). Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of NORSAR long-period P waves. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, 15, p. 13-27. DOI: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90006-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90006-1).

CASTRO, D. L.; *et al.* (2014). Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, 614, p. 128-145. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>.

CATELLO, A.; *et al.* (SESAME European Research Project). **Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation**. European Commission, Research General Directorate, 2004.

CEDRAZ, V.; JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M. (2020). Joint Inversion of Receiver Functions and Surface-Wave Dispersion in the Pantanal Wetlands: Implications for Basin Formation. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 125. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019JB018337>.

CPRM (2016). **Mapa Tectônico da América do Sul**. 2ª edição, escala 1:5000000. Commission for the Geological Map of the World. Publicado por CPRM (Serviço Geológico do Brasil).

DIAS, F. L.; *et al.* (2016). The 2009 earthquake, magnitude m_b 4.8, in the Pantanal Wetlands, west-central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 88 (3), p. 1253-1264. DOI: <https://doi.org/10.1590/201620140507>.

FENG, M.; van der LEE, S.; ASSUMPÇÃO, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. **Journal of Geophysical Research**, 112, B04312. DOI: <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>.

GARCÍA-JEREZ, A. *et al.* (2016). A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. **Computers & Geosciences**, 97, p. 67-78.

GARLAND, G. D. **Introduction to Geophysics: mantle, core and crust**. 1ª ed., W. B. Saunders Company, 1971, Philadelphia, United States. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.016>.

GOLDSTEIN, P.; SNOKE, J. A. SAC Availability for the IRIS Community. **Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center electronic Newsletter**, 2005, 7 (1).

HALES, F. W. (1981). Anomalias magnéticas de origem profunda na fossa do Araguaia e no Pantanal: suas implicações geológicas. **Mineração e Metalurgia**, 44 (425), p. 24-30.

HARUTOONIAN, P. **Geotechnical Characterization of Compacted Ground by Passive Ambient Vibration Techniques**. Tese (Doutorado em Ciências) - School of Computing, engineering and Mathematics, University of Western Sidney, Sidney, Australia.

HERRMANN, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. **Seismological Research Letters**, 84, p. 1081-1088. DOI: <https://doi.org/10.1785/0220110096>.

HERRMANN, R. B.; AMMON, C. J. **Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure**. Version 3.30., 2012.

HOBIGER, M. *et al.* (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. **Geophysical Journal International**, 192, p. 207-229. DOI: <https://doi.org/10.1093/gji/ggs005>.

HORTON, B. K.; DECELLES, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. **Geology**, 25 (10), p. 895-898. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0895:TMFBSA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0895:TMFBSA%3E2.3.CO;2).

JULIÀ, J.; *et al.* (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. **Geophysical Journal International**, 143, p. 99-112. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>.

KIKUCHI, M; KANAMORI, H. (1982). Inversion of complex body waves. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 72 (2), p. 491-506. DOI: <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491>.

KONNO, K.; OHMACHI, T. (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 88 (1), p. 228-241. DOI: <https://doi.org/10.1785/BSSA0880010228>.

LANGSTON, C. A. (1979). Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Waves. **Journal of Geophysical Research**, 84 (B9), p. 4749-4762. DOI: <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>.

LIGORRÍA, J. P.; AMMON, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 89 (5), p. 1395-1400. DOI: <https://doi.org/10.1785/BSSA0890051395>.

LLOYD, S. *et al.* (2010). Moho map of South America from receiver functions and surface waves. **Journal of Geophysical Research**, 115, B11315. DOI: <https://doi.org/10.1029/2009JB006829>.

LOMAX, A.; SNIEDER, R. (1995). The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group dispersion. **Geophysical Journal International**, 123, p. 169-182. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06669.x>.

MALISCHEWISKY, P. G.; SCHERBAUM, F. (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. **Wave Motion**, 40, p. 57-67. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2003.12.015>.

MEEßEN, C.; *et al.* (2018). Crustal Structure of the Andean Foreland in Northern Argentina: Results From Data-Integrative Three-Dimensional Density Modeling. **Jour-**

Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123, p. 1875-1903. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JB014296>.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. (2000). Sedimentary Basins of South America. **Tectonic Evolution of South America**, 31, p. 389-449.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. (1998). Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Bol. IG USP**, 29, p. 125-173.

MOONEY, H. B.; BOLT, B. A. (1966). Dispersive characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 56 (1), p. 43-67. DOI: <https://doi.org/10.1785/BSSA0560010043>.

MORAES, P. L. A. **Inversão conjunta de função do receptor com dispersão de ondas Rayleigh para determinação de modelos de velocidade de camadas na Bacia do Chaco-Paraná**. Trabalho de graduação (Bacharelado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2019.

MOURA, D. S.; MARANGONI, Y. R.; CHAVES, C. A. Study of physical and structural properties in the region of the Pantanal, Paraná and Chaco-Paraná Basins using joint inversion of gravimetric observations and surface waves velocity. *In* 3rd Brazilian Symposium of Seismology, 2019, Vinhedo, São Paulo, Brasil. **Resumo simples**.

NAKAMURA, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. **Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports**, 30 (1).

NEVES, B. B. B.; NETO, M. C. C.; FUCK, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, 22 (3), p. 155-166.

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. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 89 (B9), p. 7783-7795. DOI: <https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07783>.

POWELL, M. J. D. (1964). An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. **The Computer Journal**, 7, p. 155-162. DOI: <https://doi.org/10.1093/comjnl/7.2.155>.

RAPELA, C. W; *et al.* (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. **Geology**, 26 (8), p. 707-710. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026%3C0707:EEOTPA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0707:EEOTPA%3E2.3.CO;2).

ROSA, M. L.; *et al.* (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. **Journal of South American Earth Sciences**, 66, p. 1-14.

RIVADENEYRA-VERA, C. *et al.* (2019). An Updated Crustal Thickness Map of Central South America Based Receiver Function Measurements in the Region of the Chaco, Pantanal and Paraná Basins, Southwestern Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 124. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>.

SHIRZAD, T.; ASSUMPÇÃO, M.; BIANCHI, M. (2020). Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná Pantanal and Paraná basins. **Geophysical Journal International**, 220 (3), p. 2074-2085. DOI: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>.

TOKIMATSU, K. **Geotechnical site characterization using surface waves**. Earthquake Geotechnical Engineering, Ishilara, Balkema, Rotterdam, 1997.

ULLAH, I. **Near surface characterization from the H/V spectral curves along with the joint inversion of the ellipticity and dispersion curves**. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

USSAMI, N.; SHIRAIWA, S.; DOMINGUEZ, J. M. L. (1999). Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal Wetland, SW Brazil. **Tectonics**, 18 (1), p. 25-39. DOI: <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>.

VIRTANEN, P.; *et al.* (2020). SciPy 1.0: Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python. **Nature Methods**, 17 (3), p. 261-272.

WATHELET, M.; *et al.* (2020). Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. **Seismological Research Letters**, 91 (3), p. 1878-1889. DOI: <https://doi.org/10.1785/0220190360>.

WEYLER, G. (1962). **Projeto Pantanal: final report of drill holes in the Pantanal Matogrossense**. Relatório interno, 27 p., Petrobrás, Ponta Grossa, Brasil.

WOLDEMICHAEL, S. F. **Estruturas Geométricas Crustais da Bacia do Pantanal e Faixa Paraguai: Implicações Tectônicas**. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.