



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

ESTUDO DO MANTO SUPERIOR SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO COM ONDAS P

PAULO ARAÚJO DE AZEVEDO

TESE DE DOUTORADO Nº 36

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

Brasília-DF, Agosto de 2017

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

ESTUDO DO MANTO SUPERIOR SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO COM ONDAS P

PAULO ARAÚJO DE AZEVEDO
ORIENTADOR: PROF. DR. MARCELO PERES ROCHA

Tese apresentada ao programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências. Área de concentração: Geofísica Aplicada.

Brasília-DF, Agosto de 2017

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

ESTUDO DO MANTO SUPERIOR SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO COM ONDAS P

PAULO ARAÚJO DE AZEVEDO
TESE DE DOUTORADO Nº 36

ORIENTADOR: PROF. DR. MARCELO PERES ROCHA (UNB)

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. GEORGE SAND LEÃO ARAÚJO DE FRANÇA (UNB)

PROF. DR. MARCELO BELENTANI DE BIANCHI (USP)

PROF. DR. ADERSON FARIAS DO NASCIMENTO (UFRN)

Brasília-DF, Agosto de 2017

REFERÊNCIA

Azevedo, P. A. 2017.

Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com onda P.

Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado.

Palavras-chave: Tomografia sísmica, manto superior, faixa Araçuaí, cráton do São Francisco, cráton Amazônico, bacia do Parnaíba, sismicidade, afinamento litosférico, quilha cratônica, placa de Nazca.

“Dizendo com grande voz: Temei a Deus e dai-lhe gloria, porque vinda é a hora do seu juízo. E adorai aquele que fez o céu, e a terra, e o mar, e as fontes das águas” (Apocalipse 14:7).

À Benjamim Soares de Azevedo e Samuel Soares de Azevedo, filhos amados.

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

A Deus.

A meus pais, irmãos e a minha querida esposa Juliana Soares dos Santos por todo apoio que me deram.

A meu orientador, Marcelo Peres Rocha, por me ensinar grande parte do que aprendi neste trabalho.

A Katia Sérvulo de Lima Rocha, pelo apoio com a implementação das bolsas de mestrado e doutorado e pela disposição que sempre teve em me ajudar.

Aos motoristas, Daniel Linhares, Antônio Mendes e Amadeu Caetano pela parceria nos trabalhos de campo.

Ao projeto INCT-ET e a CAPES pela concessão das bolsas de doutorado.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela bolsa de pesquisa administrada pela Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa (FUNDEP).

Aos pesquisadores, Dr. Martin Schimmel, pela ajuda com alguns programas de processamento de dados, e Dr. John VanDecar, pelos programas disponibilizados para a realização da tomografia utilizada neste trabalho.

Ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB), pelos dados de algumas estações cedidos a este trabalho.

Ao CNPQ pelo financiamento dos projetos de pesquisa “Estudos Tectônicos sobre a Bacia dos Parecis” e “Estudo da estrutura sísmica da Crosta e do Manto Superior nas porções sul e sudeste do limite entre a Província Tocantins e o cráton Amazônico”, que também cederam dados de estações sismográficas utilizadas neste trabalho.

A Rede Sismográfica Brasileira, pela disponibilização dos dados da maior parte das estações utilizadas.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
SUMÁRIO.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
RESUMO.....	xiv
ABSTRACT	xv
CAPÍTULO 1	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	4
1.3 PRINCIPAIS ESTUDOS ANTERIORES	6
1.3.1 ANOMALIAS DE VELOCIDADE	6
1.3.2 SISMICIDADE INTRAPLACA	9
CAPÍTULO 2	11
MATERIAIS E MÉTODOS	11
2.1 ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS.....	11
2.2 DADOS E SELEÇÃO DE EVENTOS	14
2.3 TEMPO DE CHEGADA RELATIVO	15
2.4 MARCAÇÃO DAS FASES	17
CAPÍTULO 3	21
INVERSÃO DOS DADOS	21
3.1 INTRODUÇÃO	21
3.2 INVERSÃO POR MÍNIMOS QUADRADOS	22
3.3 LINEARIZAÇÃO DA EQUAÇÃO DE TEMPO DE PERCURSO	24
3.4 PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO	26
3.5 FOMULAÇÃO DO PROBLEMA INVERSO	28

CAPÍTULO 4	32
DESCRIBÇÃO DOS RESULTADOS	32
4.1 INTRODUÇÃO	32
4.2 ANOMALIAS DE VELOCIDADE OBSERVADAS	33
4.2.1 ANOMALIAS DE BAIXA VELOCIDADE	33
4.2.2 ANOMALIAS DE ALTA VELOCIDADE	34
 CAPÍTULO 5	 43
CONSISTÊNCIA DOS DADOS	43
5.1 INTRODUÇÃO	43
5.2 INVERSÃO DE DADOS DE ONDAS P	43
5.3 REGIONALIZAÇÃO	46
5.4 RESULTADOS COM RETIRADA DE ESTAÇÕES	51
5.5 TESTES DE RESOLUÇÃO	53
 CAPÍTULO 6	 58
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	58
6.1 INTRODUÇÃO	58
6.2 SISMICIDADE INTRAPLACA NO BRASIL	59
6.3 DELIMITAÇÃO DOS LIMITES EM SUBSUPERFÍCIE DO BLOCO PALEOCONTINENTAL SÃO FRANCISCO	63
6.4 BLOCO CRATÔNICO SOB A BACIA DO PARNAÍBA	68
6.5 BLOCOS CRATÔNICOS SOB A BACIA DO PARANÁ	70
6.6 QUILHA CRATÔNICA SOB O CRÁTON AMAZÔNICO	72
6.7 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO	75
 CAPÍTULO 7	 78
CONCLUSÕES	78
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 81

ANEXO A: ARTIGOS	95
ARTIGO 1.....	96
ARTIGO 2.....	97
ARTIGO 3.....	98
ANEXO B: INSTALAÇÃO DE ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS	99
B.1INTRODUÇÃO.....	100
B.2 DEFINIÇÃO DO LOCAL DE INSTALAÇÃO.....	100
B.3 REDE SISMOGRÁFICA DO CENTRO E NORTE DO BRASIL (RSCN-UNB)..	101
B.4 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS.....	101
B.5 ESTAÇÕES INSTALADAS.....	102
B.6 DESCRIÇÃO DA INSTALAÇÃO DAS ESTAÇÕES OPERADAS PELA RSCN-UNB.....	103
ANEXO C: INFORMAÇÕES DAS ESTAÇÕES UTILIZADAS	108

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1: Área de estudo com a distribuição das estações sismográficas (triângulos – ver seção 2.1) e principais unidades tectônicas da América do Sul. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano (LTB). 1, 2, 3, representam as localizações das províncias Borborema, Tocantins e Mantiqueira e 4 a bacia do Pantanal. BM=Bacia Marañon; BA=Bacia Amazônica; CA=Cráton Amazônico; BC=Bacia do Chaco; BP=Bacia do Paraná; BPN=Bacia do Parnaíba; CSF=Cráton do São Francisco; FA=Faixa Araguaia; FB=Faixa Brasília; FP=Faixa Paraguai. A linha sólida em azul representa o núcleo cratônico da bacia do Parnaíba (Cordani et al., 1984) e em vermelho o bloco do Paranapanema (Mantovani et al., 2005)..3
- Figura 2: Unidades geocronológicas do cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 2004)..5
- Figura 3: (a) Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km. CA=Cráton Amazônico; CSF= Cráton do São Francisco. BPSF= Bloco paleocontinental São Francisco. As linhas sólidas em vermelho e verde são os limites em superfície do arco magmático de Goiás e do maciço de Goiás respectivamente (Valeriano et al. 2004) e em azul o núcleo cratônico da bacia do Parnaíba (Cordani et al., 1984). A linha branca mostra a localização do perfil vertical x-x'. A linha tracejada representa o lineamento Transbrasiliano e os quadrados em branco e verde as localizações das estações sismográficas. (b) Modelo de entrada para teste de resolução horizontal. (c) Modelo horizontal recuperado para profundidade de 150 km (Azevedo et al., 2015)..7
- Figura 4: (a) Perfil vertical x-x' indicado na Figura 3. (b) Modelo de entrada para teste de resolução vertical. (c) Modelo vertical recuperado (Azevedo et al., 2015)7
- Figura 5: Anomalias sísmicas a 700 km de profundidade consistente com o contorno da placa de Nazca sugerido por Cahill & Isacks (1992) com base na sismicidade andina (Rocha et al., 2011)8
- Figura 6: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km e localização dos epicentros (círculos) mostrando alta concentração de eventos principalmente ao longo das anomalias de baixa velocidade (Azevedo et al., 2015). 10
- Figura 7: Estação sismográfica de banda larga instalada em Extrema-RO. Estação ETMB pertencente a RSBR..... 13
- Figura 8: Distribuição epicentral dos eventos utilizados neste trabalho. Os círculos concêntricos marcam intervalos de distâncias a cada 30°. 15

Figura 9: Histograma e distribuição gaussiana dos resíduos relativos de tempo de percurso para a base de dados processada neste trabalho. Corte de -2 a 2 segundos. A distribuição residual para todas as fases está ilustrada em azul, e para as fases P e PKIKP em verde e rosa, respectivamente. O desvio padrão (σ) obtido para a base de dados, após a retirada dos dados inconsistentes, foi de 0.5262s. O pico do histograma representa o número de raios com resíduos próximos de zero (4117 raios)	17
Figura 10: Marcação de fases utilizando os programas <i>sacpickmax</i> e <i>sacinspect</i> do pacote <i>sactools</i> . (a) Dado sem filtro. (b) Dado com filtro passa banda (0.05 a 0.5 hz). As barras verdes são os intervalos escolhidos, as vermelhas as marcações dos tempos teóricos e as azuis as marcações dos tempos observados.....	19
Figura 11: Sobreposição dos traços para observação visual da coerência do sinal e a qualidade da correlação	20
Figura 12: Modelo parametrizado utilizado na inversão. As linhas amarelas delimitam a região onde se espera a maior resolução devido a cobertura de estações, e os quadrados brancos representam as estações utilizadas.....	27
Figura 13: Curva do rms de ajuste dos modelos com relação às iterações do processo de inversão. A seta indica a iteração escolhida para os resultados finais. 31	
Figura 14: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 75 km	35
Figura 15: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 100 km..	35
Figura 16: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 150 km..	36
Figura 17: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km..	36
Figura 18: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 250 km..	37
Figura 19: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 300 km..	37
Figura 20: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 350 km..	38
Figura 21: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 400 km..	38
Figura 22: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 450 km..	39
Figura 23: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 500 km..	39
Figura 24: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 550 km..	40
Figura 25: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 600 km..	40

Figura 26: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 650 km..	41
Figura 27: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 700 km..	41
Figura 28: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 750 km..	42
Figura 29: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 300, 500 e 750 km. (a), (c) e (e) Resultados com as fases P e PKIKP. (b), (d) e (f) Resultados somente com as fases P.	44
Figura 30: Perfis verticais indicados na Figura 29. (a), (b), (c) e (d) Resultados com as fases P e PKIKP. (e), (f), (g) e (h) Resultados somente com as fases P.	45
Figura 31: Modelo parametrizado utilizado na inversão regionalizada. As linhas amarelas delimitam a região de maior resolução (centrada no cráton Amazônico) e os quadrados brancos representam as estações utilizadas.	48
Figura 32: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 150, 300 e 500 km. (a), (c) e (e) Resultados com toda a base de dados utilizando o modelo maior (Figura 12 - Capítulo 3). (b), (d) e (f) Resultados somente com estações utilizadas para o modelo regional no cráton Amazônico.	49
Figura 33: Perfis verticais indicados na Figura 32. (a), (b) e (c) Resultados com toda a base de dados utilizando o modelo maior (Figura 12 - Capítulo 3). (d), (e) e (f) Resultados somente com estações utilizadas para o modelo regional no cráton Amazônico.	50
Figura 34: Imagens tomográficas horizontais para a profundidade de 300 km. (a) Resultados retirando as estações ETMB, CZSB e TBTG. (b) Resultados retirando somente a estação ETMB. (c) Resultados retirando somente a estação CZSB. (d) Resultados retirando somente a estação TBTG.	52
Figura 35: Perfis verticais indicados na Figura 34. (a), (b) e (c) Resultados retirando as estações ETMB, CZSB e TBTG. (d), (e) e (f) Resultados retirando somente a estação ETMB. (g), (h) e (i) Resultados retirando somente a estação CZSB. (j), (k) e (l) Resultados retirando somente a estação TBTG.	53
Figura 36: Modelos sintéticos geométricos horizontais. (a) Modelo de entrada para profundidade de 150 km. (b) e (d) Reconstruções para o Modelo 1 nas profundidades de 150 e 200 km respectivamente (profundidade máxima de 200 km). (c) e (e) Reconstruções para o Modelo 2 nas profundidades de 150 e 250 km respectivamente (profundidade máxima de 250 km).	56

Figura 37: Modelos sintéticos geométricos verticais. (a) e (b) são os perfis x-x' para o Modelo 1 (profundidade máxima de 200 km) e Modelo 2 (profundidade máxima de 250 km) respectivamente. (c) e (d) são respectivamente as reconstruções dos perfis x-x' para (a) e (b).....57

Figura 38: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km e localização de epicentros (círculos) no Brasil. O catálogo utilizado é o da RSBR (versão 2014.06 – disponível em http://rsbr.gov.br/catalogo_sb.html). Foram incluídos também os eventos profundos no estado do Acre (indicados por uma elipse branca). A linha branca representa o perfil vertical x-x' e a linha tracejada o lineamento Transbrasiliano61

Figura 39: (a) Localização da sismicidade em função da concentração de tensão na crosta superior, favorecendo a atividade sísmica nesta região. (b) Perfil vertical x-x' indicado na Figura 38. CA= Cráton Amazônico; PT – Província Tocantins (Faixa Brasília) e CSF= Cráton do São Francisco. L/A é o limite litosfera/astenosfera conforme Heit et al. (2007). Adaptada de Rocha et al. (2016)62

Figura 40: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 250 km com o cráton do São Francisco no centro da figura. (b) e (c) Perfis verticais z-z' e x-x' indicados na Figura 40a. FA= Faixa Araguaia; BCBP= Bloco cratônico da Bacia do Parnaíba; CSF= Cráton do São Francisco; BPSF=Bloco paleocontinental São Francisco. PT= Província Tocantins; OA= Orógeno Araçuaí65

Figura 41: Comparação entre anomalias tomográficas em subsuperfície (a) e anomalias Bouguer (b) no bloco paleocontinental São Francisco. Linhas brancas sólidas são os limites em subsuperfície propostos neste trabalho para o bloco paleocontinental São Francisco. As linhas sólidas em laranja indicam os principais lineamentos existentes na província Borborema; DS= Domínio do sul; DT= Domínio transversal; DN= Domínio do norte67

Figura 42: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km com destaque para a bacia do Parnaíba. (b) e (c) Perfis verticais indicados na Figura 42a69

Figura 43: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km com destaque para a bacia do Paraná. (b) e (c) Perfis verticais indicados na Figura 43a. As linhas sólidas em vermelho são os blocos cratônicos propostos por Milani e Ramos (1998).....71

Figura 44: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 300 km, com destaque para o cráton Amazônico. QCCA= Quilha cratônica do cráton Amazônico.....73

Figura 45: (a), (b), (c) e (d) são os perfis verticais indicados na Figura 44. Linhas tracejadas a 300 km indicam profundidades observadas para o cráton Amazônico.....	74
Figura 46: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 300 km. As linhas sólidas indicam limites das províncias geocronológicas, conforme Tassinari e Macambira (2004). AC=Amazônia Central; MI=Maroni-Itacaiunas; VT=Ventuari-Tapajós; RNJ=Rio Negro-Juruena; RS=Rondoniana-San Ignácio; S=Sunsás.....	76
Figura B.1: Afloramento escolhido para instalação da estação ETMB.....	103
Figura B.2: Base de concreto para instalação do sensor e orientação utilizando uma bússola.....	104
Figura B.3: Sensor Trillium 120PA instalado e orientado para o norte verdadeiro..	104
Figura B.4: Sismômetro revestido com uma capa protetora.	105
Figura B.5: Proteção auxiliar para o sismômetro.....	105
Figura B.6: Visão geral da estação após finalizada a instalação.....	106
Figura B.7: Visão interna do abrigo de equipamentos. Mvsat= Modem Vsat Cygnus 205. Tr= Digitalizador Taurus. Bt= Baterias. Cc= Controlador de carga.....	107
Figura B.8: Visão geral da estação temporária PAR6.....	107

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Comparação entre as bases de dados de ondas P utilizadas por, Rocha et al. (2011), Azevedo et al. (2015) e a base de dados atual.....	14
Tabela 2: Localização das estações retiradas e quantidade de raios de onda P e PKIKP utilizados.....	51
Tabela B.1: Estações instaladas na região norte.....	102
Tabela C.1: Informações das estações utilizadas.....	109

RESUMO

Neste trabalho, apresentamos os resultados de tomografia sísmica de tempo de percurso utilizando ondas P no Brasil. O objetivo foi estudar a estrutura tectônica do manto superior no Brasil e algumas regiões adjacentes a partir das variações de velocidades obtidas pelo método de forma a caracterizar sísmicamente algumas regiões e propor limites em subsuperfície para alguns blocos cratônicos. Foram realizadas inversões para dados registrados durante o período de 1992-2015 por 264 estações. Esses dados foram incluídos no banco de dados utilizado por Schimmel et al. (2003), Rocha et al. (2011) Azevedo et al. (2015) e Rocha et al. (2016). Anomalias anteriormente observadas puderam ser mais bem definidas e novas regiões foram amostradas com a instalação de novas estações. No Brasil central, anomalias tomográficas de baixa velocidade indicam uma região de afinamento litosférico, favorecendo atividades sísmicas nesta região. A sismicidade na bacia do Pantanal coincide com as anomalias de baixa velocidade com epicentros seguindo a tendência da zona sísmica Goiás-Tocantins (GTSZ). A faixa sísmica ao longo das anomalias de baixa velocidade observadas na província Mantiqueira e a ausência de sismicidade na faixa Araçuaí, indicam diferenças na estrutura sísmica da litosfera ao longo da margem continental brasileira. O bloco paleocontinental São Francisco é maior, em profundidades litosféricas, do que os limites de superfície propostos para o cráton do São Francisco se estendendo para leste, oeste e nordeste deste Cráton. Testes sintéticos sugerem que a raiz do cráton do São Francisco alcança cerca de 250 km de profundidade. Anomalias de alta velocidade observadas sob a bacia do Parnaíba indicam a presença do bloco do Parnaíba. Anomalias de alta velocidade na porção norte da bacia do Parnaíba podem estar relacionadas ao cráton São Luís. Intensas anomalias de alta velocidade sob o cráton Amazônico sugerem a presença da quilha deste Cráton. As anomalias de baixa velocidade observadas no cráton Amazônico podem estar relacionadas aos limites em subsuperfície das províncias geocronológicas definidas por Tassinari e Macambira (2004).

Palavras-chave: Tomografia sísmica, manto superior, faixa Araçuaí, cráton do São Francisco, cráton Amazônico, bacia do Parnaíba, sismicidade, afinamento litosférico, quilha cratônica, placa de Nazca.

ABSTRACT

In this work, we present the results of travel time seismic tomography using P-waves in Brazil. The objective was to study the tectonic structure of the upper mantle in Brazil and some adjacent regions from the velocity variations obtained by the method in order to characterize seismically some regions and propose limits in subsurface for some cratonic blocks. Inversions were performed for data recorded during the period 1992-2015 by 264 stations. These data were included in the database used by Schimmel et al. (2003), Rocha et al. (2011), Azevedo et al. (2015) e Rocha et al. (2016). Previously observed anomalies were better defined and new regions were sampled with the installation of new stations. In central Brazil, low-velocity tomographic anomalies indicate a region of thinning lithospheric, favoring seismic activity in this region. Seismicity in the Pantanal basin coincides with low-velocity anomalies with epicenters following the trend of the Goiás-Tocantins seismic zone (GTSZ). The seismic range along the low-velocity anomalies observed in Mantiqueira province and the absence of seismicity in the Araçuaí belt, indicates differences in the seismic structure of the lithosphere along the Brazilian continental margin. The São Francisco paleocontinental block is larger, in lithospheric depths, than the surface boundaries proposed for the San Francisco craton extending to the east, west and northeast of this craton. Synthetic tests suggest that the root of the San Francisco craton reaches about 250 km depth. High-velocity anomalies observed beneath the Parnaíba basin indicate the presence of the Parnaíba block. High-velocity anomalies in the northern portion of the Parnaíba basin may be related to the São Luis craton. Intense high-velocity anomalies beneath the Amazonian craton suggest the presence of the keel of this Craton. The low-velocity anomalies observed in the Amazonian craton may be related to the subsurface boundaries of the geochronological provinces defined by Tassinari & Macambira (2004).

Key words: Seismic tomography, upper mantle, Araçuaí belt, São Francisco craton, Amazonian craton, Parnaíba basin, Seismicity, lithospheric thinning, cratonic keel, Nazca plate.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

Estruturas profundas da Terra no Brasil tem sido objeto de estudo ao longo dos últimos anos (e.g Soares et al., 2006; Ventura et al., 2011; Pavão et al., 2012; Assumpção et al., 2012; Curto et al., 2014; Rosa et al., 2016), todavia as profundidades interpretadas muitas vezes são da ordem de dezenas de quilômetros em virtude das limitações dos métodos aplicados. Métodos de tomografia sísmica, entretanto, permitem obter imagens de estruturas de larga escala em grandes profundidades (centenas de quilômetros), como por exemplo, regiões cratônicas (e.g. Ritsema et al., 1998).

Para aplicação destes métodos, são utilizadas informações fornecidas pela passagem de ondas mecânicas através do interior da Terra em que as observações são interpretadas em função das variações de velocidades das ondas sísmicas no meio, que podem ser interpretadas conjuntamente com as estruturas geológicas e tectônicas. Utilizando um arranjo de receptores é possível registrar as chegadas das ondas sísmicas geradas a partir de uma fonte, e que percorrem o meio subjacente a este arranjo. Devido a variações nas propriedades físicas deste meio, as velocidades das ondas variam fazendo com que estas cheguem antes ou depois do tempo esperado, com relação a um modelo de referência.

Utilizamos neste trabalho o método de tomografia sísmica de tempo de percurso, o qual vem sendo utilizado nos últimos anos em várias partes do mundo (e.g. Bastow et al., 2008; Scire et al., 2014) cujo resultados se relacionam com a estruturação geológica e evolução tectônica dessas regiões.

Na América do Sul, alguns trabalhos foram realizados utilizando este método para estudo do manto superior (Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016), porém em regiões específicas e com menores resoluções das imagens tomográficas devido a baixa cobertura de estações sismográficas.

Aplicamos o método de tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P em todo o Brasil e em algumas regiões adjacentes, integrando as áreas dos trabalhos anteriores com as novas regiões mapeadas a partir de dados de novas estações, gerando resultados da distribuição de velocidade no manto superior para estas regiões.

Uma vez que o conhecimento das estruturas profundas do Brasil é de fundamental importância para o entendimento da evolução tectônica da Plataforma Sul-americana, o objetivo geral deste trabalho foi estudar a estrutura tectônica do manto superior de forma a caracterizar sismicamente algumas regiões e propor limites, em profundidades litosféricas, para alguns blocos cratônicos a partir das variações de velocidades observadas.

Outros objetivos foram, retomar as discussões relacionadas às causas da sismicidade intraplaca na região do Brasil Central e aos limites em subsuperfície do bloco paleocontinental São Francisco (e.g. Assumpção et al., 2004a; Assumpção et al., 2004b; Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016); correlacionar modelos propostos para os núcleos cratônicos das bacias do Parnaíba e Paraná com os resultados da tomografia (e.g. Cordani et al., 1984; Castro et al., 2014; Milani e Ramos., 1998; Mantovani et al., 2005; Julià et al., 2008; Rocha et al., 2011); e verificar através dos nossos resultados algumas questões em aberto, como a presença de uma quilha cratônica sob o cráton Amazônico e a compartimentação deste cráton em províncias geocronológicas conforme proposto por Tassinari e Macambira (1999). Desta forma, estas regiões foram enfatizadas e tratadas separadamente, para ampliar as discussões dos nossos resultados e correlacioná-los com estudos anteriores, tanto de tomografia, como de outros métodos geofísicos e estudos geológicos.

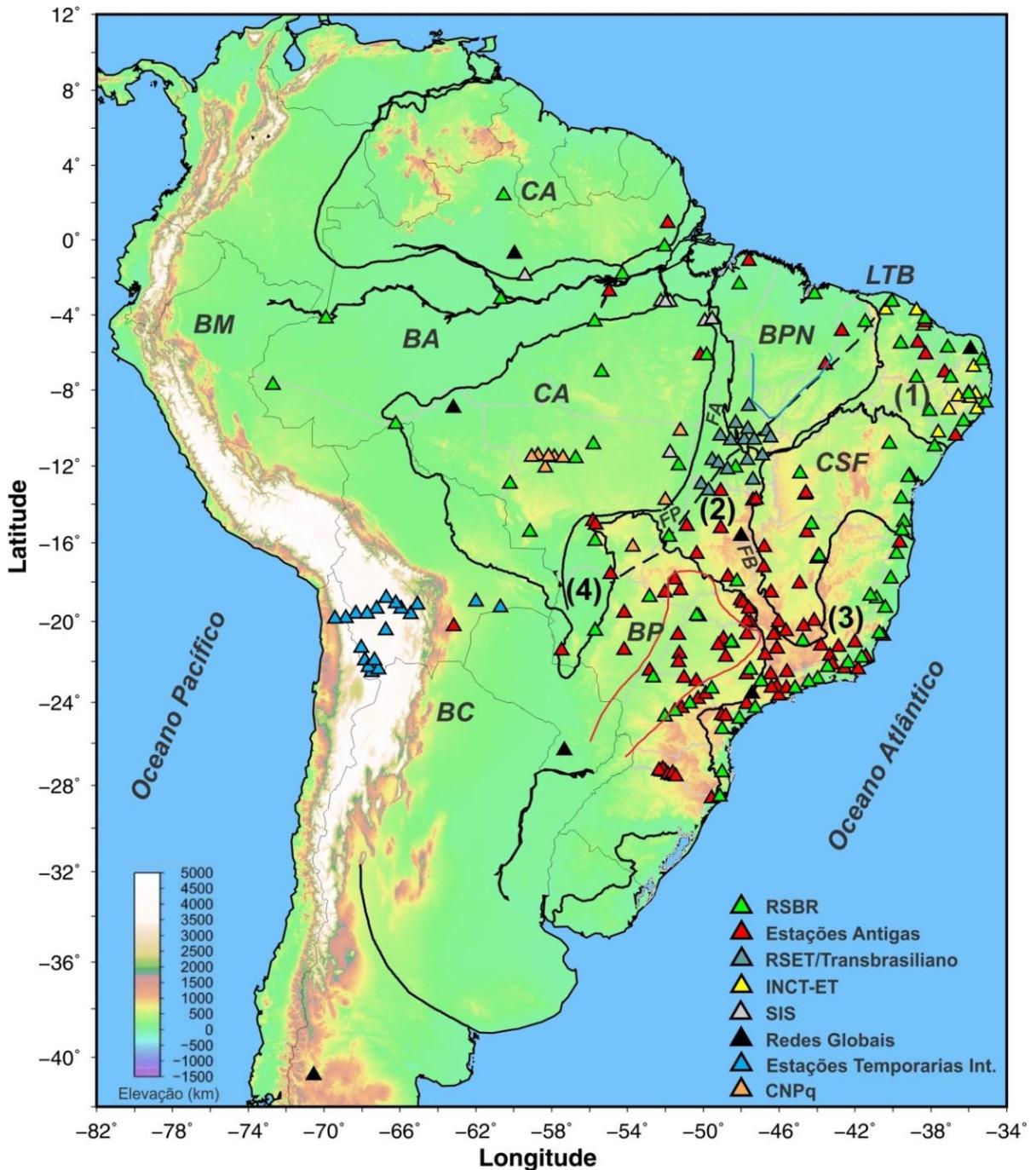


Figura 1: Área de estudo com a distribuição das estações sismográficas (triângulos – ver seção 2.1) e principais unidades tectônicas da América do Sul. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano (LTB). 1, 2, 3, representam as localizações das províncias Borborema, Tocantins e Mantiqueira e 4 a bacia do Pantanal. BM=Bacia Maranhão; BA=Bacia Amazônica; CA=Cráton Amazônico; BC=Bacia do Chaco; BP=Bacia do Paraná; BPN=Bacia do Parnaíba; CSF=Cráton do São Francisco; FA=Faixa Araguaia; FB=Faixa Brasília; FP=Faixa Paraguai. A linha sólida em azul representa o núcleo cratônico da bacia do Parnaíba (Cordani et al., 1984) e em vermelho o bloco do Paranapanema (Mantovani et al., 2005).

1.2 Contexto geológico

A formação tectônica da América do Sul (Figura 1) está relacionada principalmente ao cinturão andino a oeste, à plataforma Sul-americana em sua porção central e a plataforma da Patagônia ao sul (Ramos, 1999; Almeida et al., 2000). Internamente este continente apresenta grandes bacias intracratônicas, escudos pré-cambrianos, e faixas de dobramentos e montanhas (Cordani et al., 2000).

A sua maior parte é ocupada pela plataforma Sul-americana, sendo esta considerada a parte estável do continente, não afetada pela orogenia andina, a qual apresenta características sísmicas e magmáticas ativas principalmente em função da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana (Cahill e Isacks, 1992; Ramos, 1999). Fragmentos arqueanos e proterozóicos (blocos cratônicos conectados por faixas móveis) formam seu embasamento (Almeida et al., 2000). A porção leste da plataforma Sul-americana inclui o cráton do São Francisco e as províncias estruturais Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Cordani et al., 2010).

A região conhecida como Brasil central está compreendida entre os blocos cratônicos do São Francisco e Amazônico (Figura 1). Estes blocos colidiram no Neoproterozóico, durante a amalgamação do Gondwana, e a fronteira entre eles é representada principalmente pela Província Tocantins no Brasil central (Pimentel e Fuck, 1992).

Um evento importante relacionado com a formação da Província Tocantins foi a colisão entre estes blocos com o do Paranapanema, atualmente localizado sob a bacia do Paraná (Pimentel et al., 1996), dando origem as faixas de dobramento Brasília, Araguaia e Paraguai. A principal megassutura relacionada com este evento é o Lineamento Transbrasiliano (Cordani et al., 2000; Fuck et al., 2005), uma grande descontinuidade litosférica que define os limites de diferentes domínios crustais, relacionados principalmente aos crátons Amazônico e do São Francisco, a mais exposta e acessível unidade do escudo pré-cambriano brasileiro e coberto em sua maior parte por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas (Teixeira et al., 2000).

O cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, é circundado a leste, sul e sudoeste por faixas móveis neoproterozóicas. Segundo Tassinari e Macambira (1999), este cráton é dividido em seis províncias geocronológicas (Figura 2), que são: Amazônia Central - PAC (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas - PMI (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós - PVT (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena - PRNJ (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio - PRSI (1,55-1,3 Ga) e Sunsás - PS (1,3-1,0 Ga).

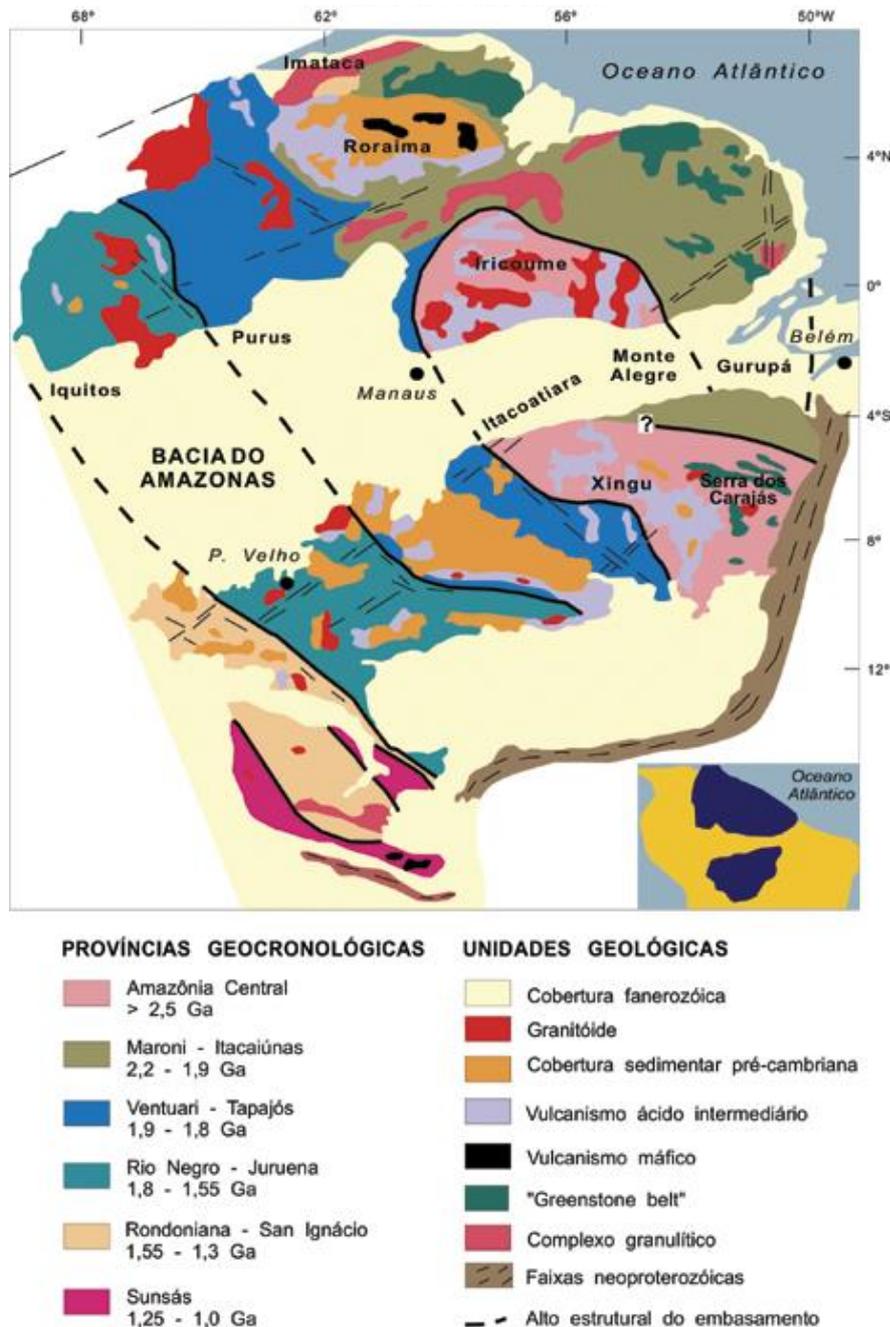


Figura 2: Unidades geocronológicas do cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 2004).

Grandes bacias intracratônicas estão localizadas na plataforma Sul-americana. A bacia do Parnaíba abrangendo parte das regiões norte e nordeste do Brasil possui embasamento ainda pouco conhecido que compreende um complexo quadro lito-estrutural e tectônico formado durante a colagem orogênica Neoproterozóica/Eopaleozóica Brasiliana/Pan-africana (Almeida et al., 1981; Brito Neves e Fuck, 2013; Brito Neves et al., 1999; Cordani et al., 2013). O embasamento Pré-Cambriano é constituído por uma série de segmentos crustais, resultantes de processos Neoproterozóicos-Paleozóicos de aglutinação do Oeste-Gondwana pela colagem dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco formando o bloco do Parnaíba pela convergência de massas na porção central (Castro et al., 2014).

Circundada por faixas Neoproterozóicas e Paleozóicas da orogenia Brasiliana/Pan-africana (Almeida et al., 2000), a bacia do Paraná, geograficamente, inclui porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai. Seu embasamento cratônico tem sido motivo de estudos nas últimas décadas (e.g. Cordani et al., 1984; Milani e Ramos, 1998; Mantovani et al., 2005).

1.3 Principais estudos anteriores

1.3.1 Anomalias de velocidade

Nos resultados de tomografia sísmica os crátons são vistos como regiões de alta velocidade, onde as raízes mantélicas dos crátons do São Francisco (Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011) e do cráton Amazônico (Heintz et al., 2005; Feng et al., 2007) estendem-se para cerca de 200 km de profundidade.

Azevedo et al., (2015) sugerem que as profundidades do cráton Amazônico podem atingir cerca de 300 km de profundidade em sua porção sudeste (Figura 3). Foram utilizados testes de resolução do tipo *checkerboard* para simular anomalias alternadas de baixa e alta velocidade com tamanhos específicos e avaliar o tamanho da estrutura que pode ser resolvida em determinada região do modelo. Os resultados mostraram boa resolução lateral em regiões com maior número de estações, onde as estruturas foram bem recuperadas (Figura 3). A resolução vertical também apresentou recuperação adequada do modelo de entrada (Figura 4).

Altas velocidades observadas para oeste dos limites geológicos de superfície do cráton do São Francisco (Assumpção et al., 2004b; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015) suportam a hipótese de que este cráton é parte de um bloco maior em subsuperfície como proposto por Alkmim et al. (1993) e Ussami, (1993).

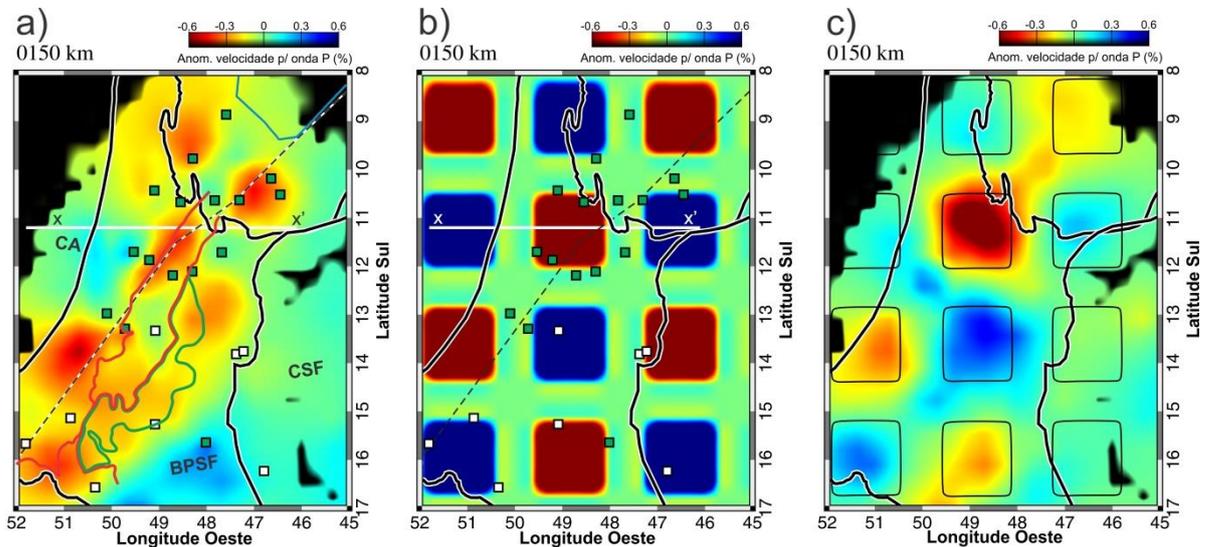


Figura 3: (a) Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km. CA= Cráton Amazônico; CSF= Cráton do São Francisco. BPSF= Bloco paleocontinental São Francisco. As linhas sólidas em vermelho e verde são os limites em superfície do arco magmático de Goiás e do maciço de Goiás respectivamente (Valeriano et al. 2004) e em azul o núcleo cratônico da bacia do Parnaíba (Cordani et al., 1984). A linha branca mostra a localização do perfil vertical x-x'. A linha tracejada representa o lineamento Transbrasiliiano e os quadrados em branco e verde as localizações das estações sismográficas. (b) Modelo de entrada para teste de resolução horizontal. (c) Modelo horizontal recuperado para profundidade de 150 km (Azevedo et al., 2015).

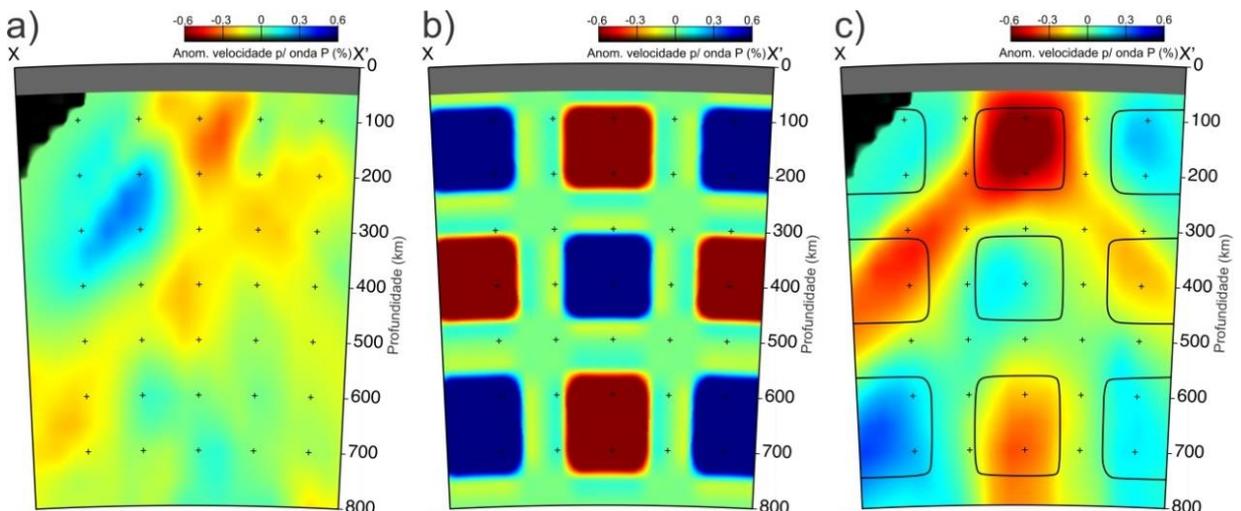


Figura 4: (a) Perfil vertical x-x' indicado na Figura 3. (b) Modelo de entrada para teste de resolução vertical. (c) Modelo vertical recuperado (Azevedo et al., 2015).

Anomalias de alta velocidade observadas por Schimmel et al., (2003) sob a bacia do Paraná sugerem a presença de um núcleo cratônico (bloco do Paranapanema). Uma melhor resolução de imagens apresentadas por Rocha et al. (2011) permitiu discutir a presença de vários blocos cratônicos separados por zonas de suturas.

Uma grande anomalia de alta velocidade foi observada sob o manto superior na parte oeste da plataforma Sul-americana por Schimmel et al. (2003) e Rocha et al. (2011). Pelas suas interpretações esta anomalia está relacionada com a placa subduzida de Nazca sob a América do Sul. Entretanto, as interpretações dos dois trabalhos diferem na orientação da anomalia. Schimmel et al. (2003) sugerem uma orientação N-S, porém testes de resolução mostraram baixa resolução do modelo no manto inferior. Para Rocha et al. (2011), a anomalia de alta velocidade relacionada a placa de Nazca possui orientação NW-SE e coincide aproximadamente com o contorno do cinturão andino (Figura 5).

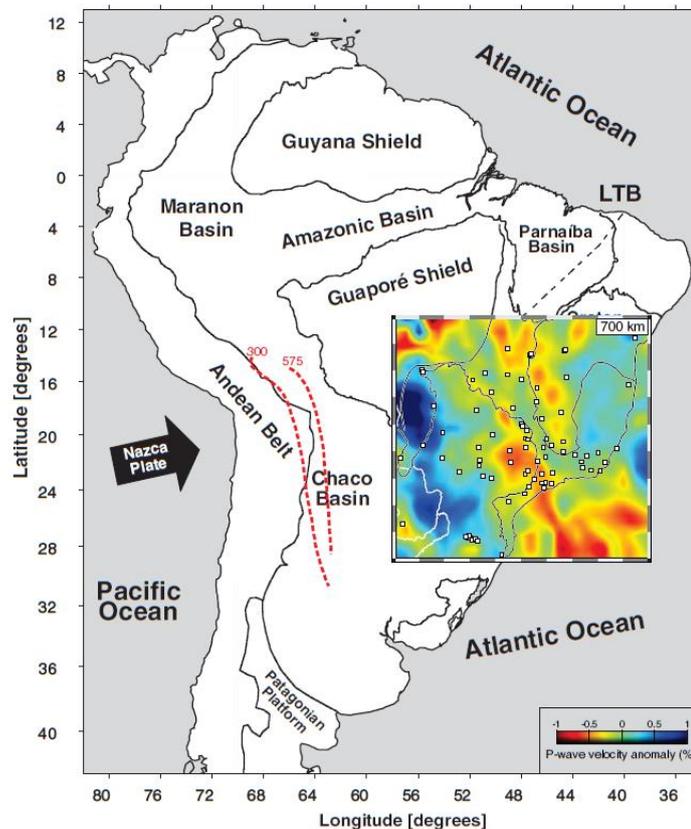


Figura 5: Anomalias sísmicas a 700 km de profundidade consistente com o contorno da placa de Nazca sugerido por Cahill & Isacks (1992) com base na sismicidade andina (Rocha et al., 2011).

Esta proposição está fundamentada em testes de resolução que mostraram que a anomalia que simula a placa de Nazca com orientação N-S influencia todas as anomalias de menor profundidade enquanto que, nos resultados reais, isso não acontece em sua parte norte. Nos resultados de Rocha et al. (2011), o formato desta anomalia está aproximadamente paralela com o contorno da placa de Nazca sugerido por Cahill e Isacks (1992).

Azevedo et al. (2015) propuseram que anomalias de baixa velocidade alinhadas ao longo da tendência principal do lineamento Transbrasiliano definem a região de colisão entre as paleoplacas Amazônica e São Franciscana (Figura 3). Em sua parte norte estas anomalias estariam marcando o limite destas paleoplacas com o núcleo cratônico que representa o embasamento da bacia do Parnaíba.

Anomalias de baixa velocidade sob o arco magmático de Goiás e sob o maciço de Goiás foram relacionadas com duas estruturas distintas e paralelas (Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016), as quais coincidem com os limites superficiais destas estruturas (Figura 3).

1.3.2 Sismicidade intraplaca

A alta sismicidade no Brasil central pode está associada com o lineamento Transbrasiliano, devido à liberação de esforço acumulado por processos tectônicos que ocorreram em toda a América do Sul (e.g. Fairhead e Maus, 2003).

Assumpção e Sacek (2013) propuseram que as tensões relacionadas a efeitos de flexura são um fator importante para explicar as zonas sísmicas nas regiões intraplaca na América do Sul, especialmente no Brasil central. Os argumentos apresentados pelos autores são baseados em modelagem numérica e indicam que as tensões atingem aproximadamente 100 MPa, gerado por flexão no Brasil central, devido a contrastes de densidade na litosfera e carga topográfica, o que é suficiente para gerar terremotos.

Supõe-se pelos resultados de tomografia sísmica que a litosfera no Brasil central é mais fina quando comparada aos crátons adjacentes (e.g. Assumpção et

al., 2004a; Feng et al., 2007; Rocha et al., 2011), implicando numa região de fraqueza litosférica, sendo esta uma possível causa da alta sismicidade na região central do Brasil. Os resultados apresentados por Azevedo et al., (2015) e Rocha et al. (2016) reforçam esta hipótese, mostrando uma boa correlação entre epicentros e as zonas bem definidas de baixa velocidade na zona sísmica Goiás-Tocantins, bem como na zona sísmica sudeste do cráton do São Francisco (Figura 6).

No trabalho de Rocha et al. (2016) foram discutidas as causas da sismicidade intraplaca no Brasil central a partir de resultados de tomografia sísmica. Neste trabalho, sugere-se que a combinação de zonas de fraqueza causadas por afinamento litosférico e concentração de tensão regional, tem influência significativa nas causas da sismicidade no Brasil central. Os resultados apresentados por Rocha et al. (2016) fazem parte do conjunto de resultados apresentados neste trabalho.

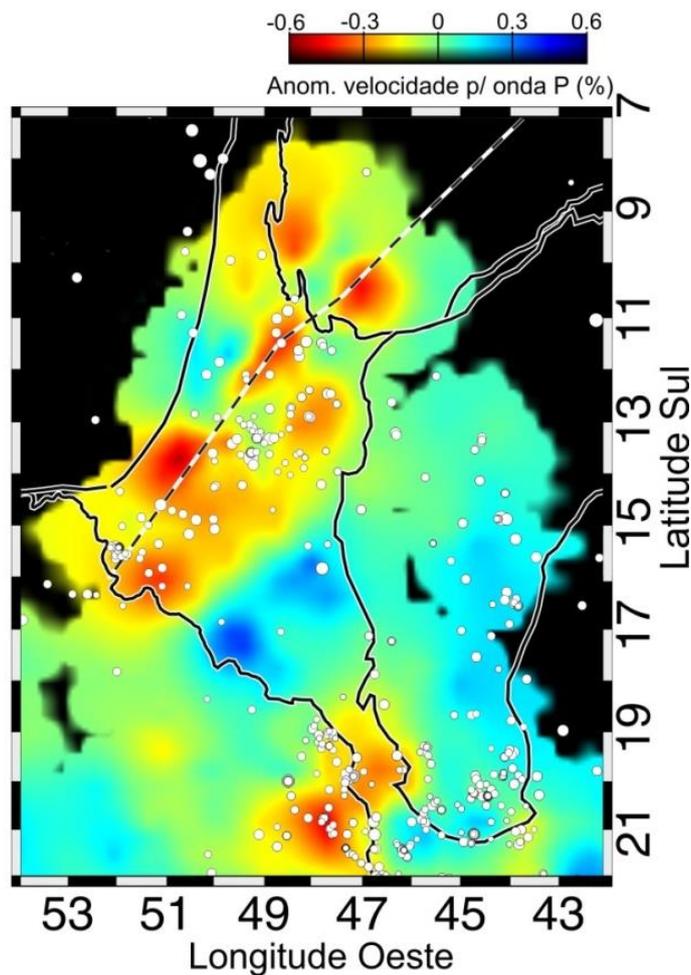


Figura 6: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km e localização dos epicentros (círculos) mostrando alta concentração de eventos principalmente ao longo das anomalias de baixa velocidade (Azevedo et al., 2015).

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Estações sismográficas

Através da instalação de estações sismográficas e dos diversos métodos que utilizam os dados gerados por estas estações, tem sido possível entender melhor alguns processos evolutivos da Terra, sobretudo na litosfera, onde não é possível fazer observações geológicas.

No Brasil, principalmente a partir do ano de 1992, um grande número de estações foram instaladas na região sudeste do Brasil, através do projeto BLSP (*Brazilian Lithospheric Seismic Project*), que iniciou através de parcerias entre a Universidade de São Paulo (USP) e Carnegie Institution of Washington, com colaboração de outras instituições do Brasil e dos Estados Unidos.

O Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP (IAG) deu continuidade ao projeto nos anos seguintes, instalando novas estações nas regiões sudeste e centro-oeste. A partir do ano 2000, estações começaram a serem instaladas nas regiões norte e nordeste, porém não foram arranjos tão densos como na região sudeste.

Com o objetivo de monitorar a sismicidade do território brasileiro e gerar informações que suportem a investigação da estrutura interna da Terra através da instalação e manutenção de estações sismográficas permanentes, a partir do ano de 2010, foi implantada a Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), concebida no âmbito da Rede de Estudos Geotectônicos Petrobras-Universidades (RGEOTEC).

A RSBR é constituída pela Rede Sismográfica do Sul e do Sudeste do Brasil (RSIS-Observatório Nacional), Rede Sismográfica do Nordeste do Brasil (RSISNE-

UFRN), Rede Sismográfica Integrada do Brasil (BRASIS-IAG/USP) e Rede Sismográfica do Centro e Norte do Brasil (RSCN-UnB). Atualmente a RSBR conta com 91 estações instaladas, operando em grande parte com transmissão de dados em tempo real, possibilitando disponibilidade imediata dos dados sem que sejam necessárias coletas locais.

Na última década, houve também um aumento de projetos de pesquisa que incluíam a implantação de redes de estações sismográficas temporárias, financiados por instituições de fomento à pesquisa como, por exemplo, a Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF) e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Em geral foram utilizados equipamentos pertencentes ao Pool de equipamentos geofísicos do Brasil (PEG-BR), que dá suporte a projetos de pesquisa, a partir da proposta de cientistas dos diversos institutos de pesquisa e universidades brasileiras. A implantação do PEG-BR foi financiada pela Petrobras por intermédio de sua Rede Temática de Estudos Geotectônicos.

Neste trabalho utilizamos dados de 264 estações (Figura 1), algumas destas de redes globais e estações temporárias internacionais disponíveis para acesso público; estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR); estações instaladas na Província Borborema com recursos do projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Geotectônicos (INCT-ET); estações instaladas no Brasil central com recursos do projeto Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET) e do projeto Lineamento Transbrasiliiano; e estações do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB).

Também foram cedidas para este trabalho estações dos projetos “Estudos Tectônicos sobre a Bacia dos Parecis” e “Estudo da estrutura sísmica da Crosta e do Manto Superior nas porções sul e sudeste do limite entre a Província Tocantins e o cráton Amazônico”, ambos financiados pelo CNPq.

Os dados mais recentes foram incluídos na base de dados de trabalhos anteriores que utilizaram estações de redes temporárias (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011; Azevedo, et al., 2015).

Das redes de estações utilizadas, a RSBR foi de suma importância para este trabalho, pois permitiu a instalação de estações sismográficas em lugares com pouca cobertura de estações, como é o caso da região amazônica.

A Figura 7 mostra uma estação sismográfica pertencente a RSBR instalada na cidade de Extrema-RO. Em geral, a instalação de uma estação sismográfica demanda bastante tempo, levando em conta, além do trabalho de construção de abrigos para os equipamentos, a necessidade de busca de local apropriado, que nem sempre é fácil de ser encontrado, pois além de bons afloramentos, também é necessário que o local seja seguro e de fácil acesso. O autor deste trabalho participou intensivamente da instalação de algumas estações da RSBR, em especial as da região Norte, além de ter realizado manutenções periódicas nestas e outras estações. No Anexo B é feita uma descrição mais detalhada das instalações das estações.



Figura 7: Estação sismográfica de banda larga instalada em Extrema-RO. Estação ETMB pertencente a RSBR.

2.2 Dados e seleção de eventos

Utilizamos neste trabalho dados de resíduos de tempo de chegadas de ondas geradas por terremotos distantes (eventos telessísmicos), os quais são convertidos em perturbações laterais de velocidades.

A fim de assegurar chegadas claras, utilizaram-se eventos com magnitude mínima de 4.6 e 5.4 para as fases P e PKIKP, respectivamente. Foram utilizadas distancias epicentrais entre 30° e 95° para ondas P para evitar múltiplas chegadas devido a efeitos de triplicação de fase causados pela zona de transição, e 150° a 180° para PKIKP.

Nos resultados obtidos foram utilizados 35399 registros de ondas P e 7812 de PKIKP, totalizando 43211 chegadas relacionadas a 4692 eventos (Figura 8), onde se inclui os dados de trabalhos anteriores (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015). A adição dos novos dados às bases anteriores permitiu gerar novos resultados em regiões ainda não mapeadas e melhorar a resolução das imagens tomográficas anteriormente apresentadas nestes trabalhos.

A Tabela 1 apresenta uma comparação quantitativa entre as bases de dados de ondas P utilizadas por Rocha et al. (2011), que inclui os dados utilizados por VanDecar et al. (1995) e Schimmel et al. (2003); Azevedo et al. (2015), que inclui os dados utilizados por Rocha et al. (2011); e a base de dados utilizada neste trabalho que inclui todas as anteriores e também dados de estações não utilizadas anteriormente.

Tabela 1: Comparação entre as bases de dados de ondas P utilizadas por, Rocha et al. (2011), Azevedo et al. (2015) e a base de dados utilizada neste trabalho.

	Raios	Eventos	Estações
Rocha et al. 2011	11014	1578	88
Azevedo et al. 2015	16934	2569	95
Este trabalho (1992-2015)	43211	4692	264

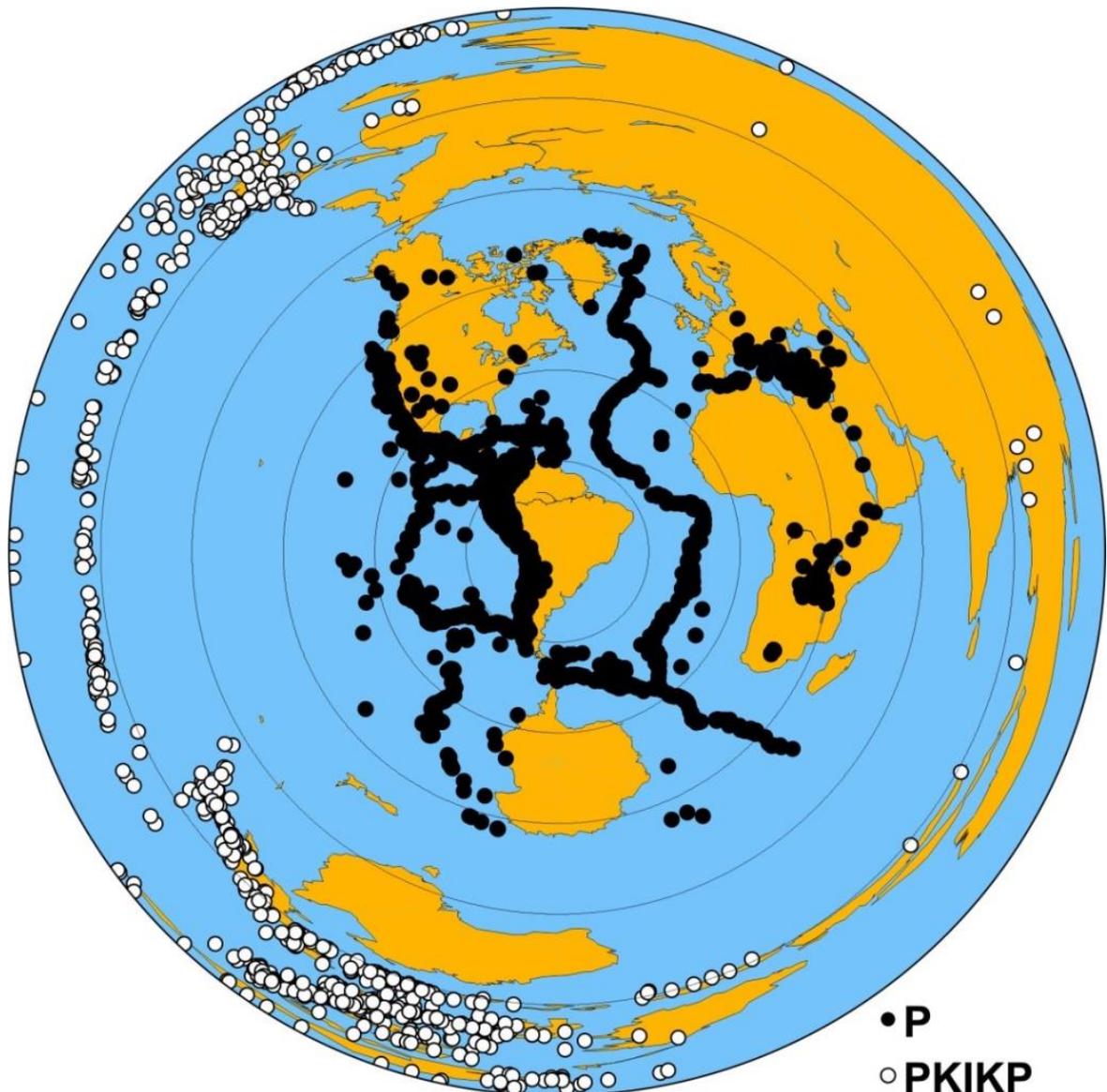


Figura 8: Distribuição epicentral dos eventos utilizados neste trabalho. Os círculos concêntricos marcam intervalos de distâncias a cada 30°.

2.3 Tempo de chegada relativo

O método de tomografia sísmica utilizado neste trabalho é baseado na inversão de resíduos relativos de tempo de percurso. Este método segue a formulação empregada pelo método ACH (Evans e Achauer, 1993), onde é possível restringir as anomalias de velocidade ao seguimento final dos raios sísmicos, eliminando influências de estruturas fora do volume estudado.

Resíduos relativos (Equação 2.2) podem ser obtidos a partir de resíduos absolutos (Equação 2.1), que são a diferença entre o tempo de percurso observado

(obtido pela marcação visual das fases), e o tempo teórico, o qual está relacionado ao modelo de referência da estrutura interna da Terra (IASP91 - Kenneth e Engdahl, 1991), ou seja,

$$r_{ij} = t_{o_{ij}} - t_{c_{ij}} \quad (2.1)$$

onde $t_{o_{ij}}$ é o tempo observado e $t_{c_{ij}}$ é o tempo calculado, obtidos de uma fonte j qualquer até um receptor $i = 1, 2, \dots, N_j$.

Os problemas que afetam o uso direto dos resíduos absolutos são os erros de fonte e de percurso (Evans e Achauer, 1993). Considerando que estes erros são aproximadamente constantes quando a distância entre a fonte e o receptor é grande, pode-se cancelá-los subtraindo, para um mesmo evento, a média dos resíduos totais de cada um dos resíduos, o que é denominado resíduos relativos, dados pela expressão,

$$rr_{ij} = r_{ij} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} r_{ij} \quad (2.2)$$

Os resíduos relativos seguem uma distribuição aproximadamente normal. Assim, antes do procedimento de inversão, fazemos uma comparação do histograma dos resíduos relativos com uma função gaussiana correspondente (Figura 9) para determinar o desvio padrão e verificar dados que estejam muito fora da curva, os quais foram retirados de nossa base. As informações apresentadas na Tabela 1 não incluem os raios retirados após esse procedimento.

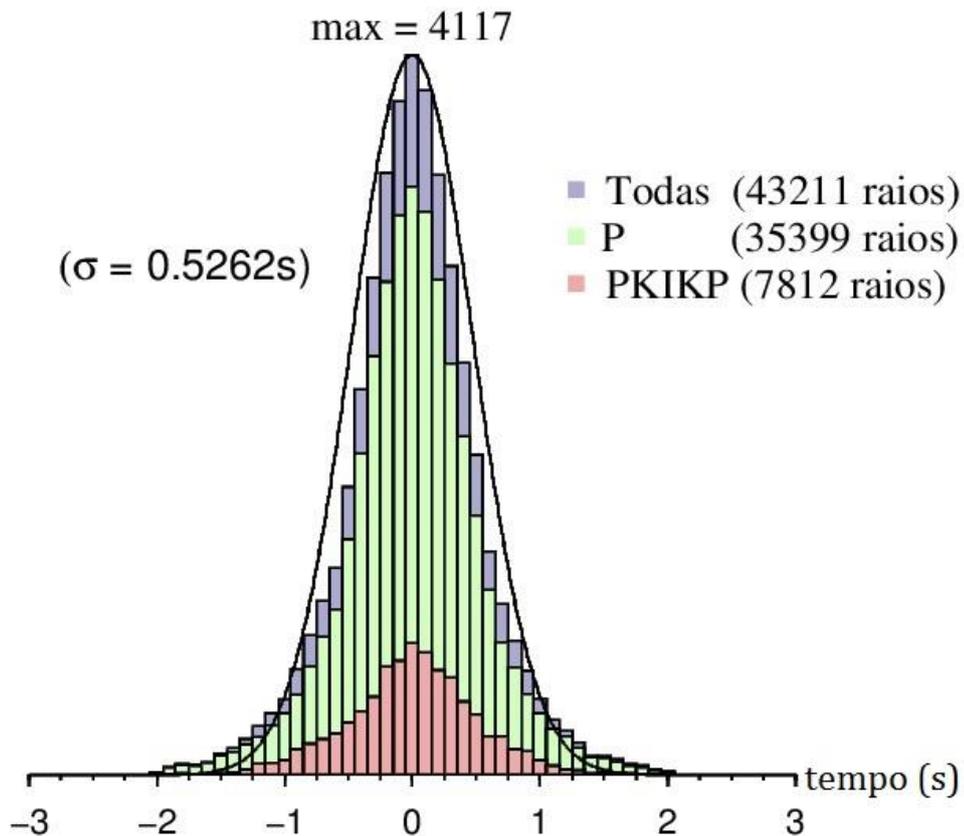


Figura 9: Histograma e distribuição gaussiana dos resíduos relativos de tempo de percurso para a base de dados processada neste trabalho. Corte de -2 a 2 segundos. A distribuição residual para todas as fases está ilustrada em azul, e para as fases P e PKIKP em verde e rosa, respectivamente. O desvio padrão (σ) obtido para a base de dados, após a retirada dos dados inconsistentes, foi de 0.5262s. O pico do histograma representa o número de raios com resíduos próximos de zero (4117 raios).

2.4 Marcações das fases

A fim de refinar as marcações visuais das fases, usamos o método de correlação *MCPCC* (Multi-Channel Phase Cross Correlation, Schimmel et al., 2003). A diferença deste método com os métodos tradicionais de correlação cruzada (Vandekar e Crosson, 1990), é que a amplitude não é levada em consideração na janela de correlação, pois a similaridade das formas de onda é obtida pelo maior número de amostras coerentes em vez da soma dos produtos cruzados (Schimmel, 1999; Schimmel et al., 2003), e, portanto, a vantagem é que grandes porções de amplitudes de um sinal, como fases secundárias, não influenciam o processo de correlação.

Para cada evento utilizado, foram feitas as marcações dos tempos de chegadas utilizando as componentes verticais de no mínimo quatro estações para garantir maior significância estatística. Para garantir melhor eficiência na marcação das fases observadas (Figura 10), foi feita uma adaptação do pacote de programas denominado *sactools* (Bianchi, 2012) para o formato da nossa base de dados. O pacote possui um conjunto de programas que possibilitam a manipulação de arquivos SAC (*Seismic Analysis Code* - Goldstein et al., 2003; Goldstein e Snoke, 2005).

Os programas utilizam uma biblioteca independente para melhor portabilidade e são totalmente escritos em C. A vantagem que os programas têm proporcionado para o processamento de dados da tomografia, é que não se faz necessário marcar as fases de cada estação individualmente durante as *pickagens*.

Com o uso do *MCPCC* (Figura 11), não se faz necessário identificar as primeiras quebras. Sendo assim, a janela de marcações pode ser definida buscando fases com maiores amplitudes, com a condição de que a fase escolhida deve ser a mesma para todas as estações. Assim é possível fazer a marcação de várias estações ao mesmo tempo (em ambiente gráfico baseado na biblioteca *pgplot*), uma vez que seja definido o filtro adequado (geralmente filtros pré-definidos no processamento) e a janela onde se quer as marcações.

Os programas *sacpickmax* e *sacinspect* do pacote *sactools* permitem então que sejam feitas as marcações de todas as fases ao mesmo tempo dentro do intervalo escolhido. O programa irá marcar a fase de máxima ou mínima amplitude, conforme escolha, dentro deste intervalo. Este procedimento torna mais rápido o processo de marcação das fases para eventos com baixo nível de ruído.

Após o procedimento de marcações, o *MCPCC* faz as correlações cruzadas das séries temporais relacionadas ao registro do evento nas diferentes estações, permitindo alinhar a fase desejada de forma mais precisa. A Figura 11 mostra a sobreposição dos traços com o objetivo de verificar a qualidade da correlação.

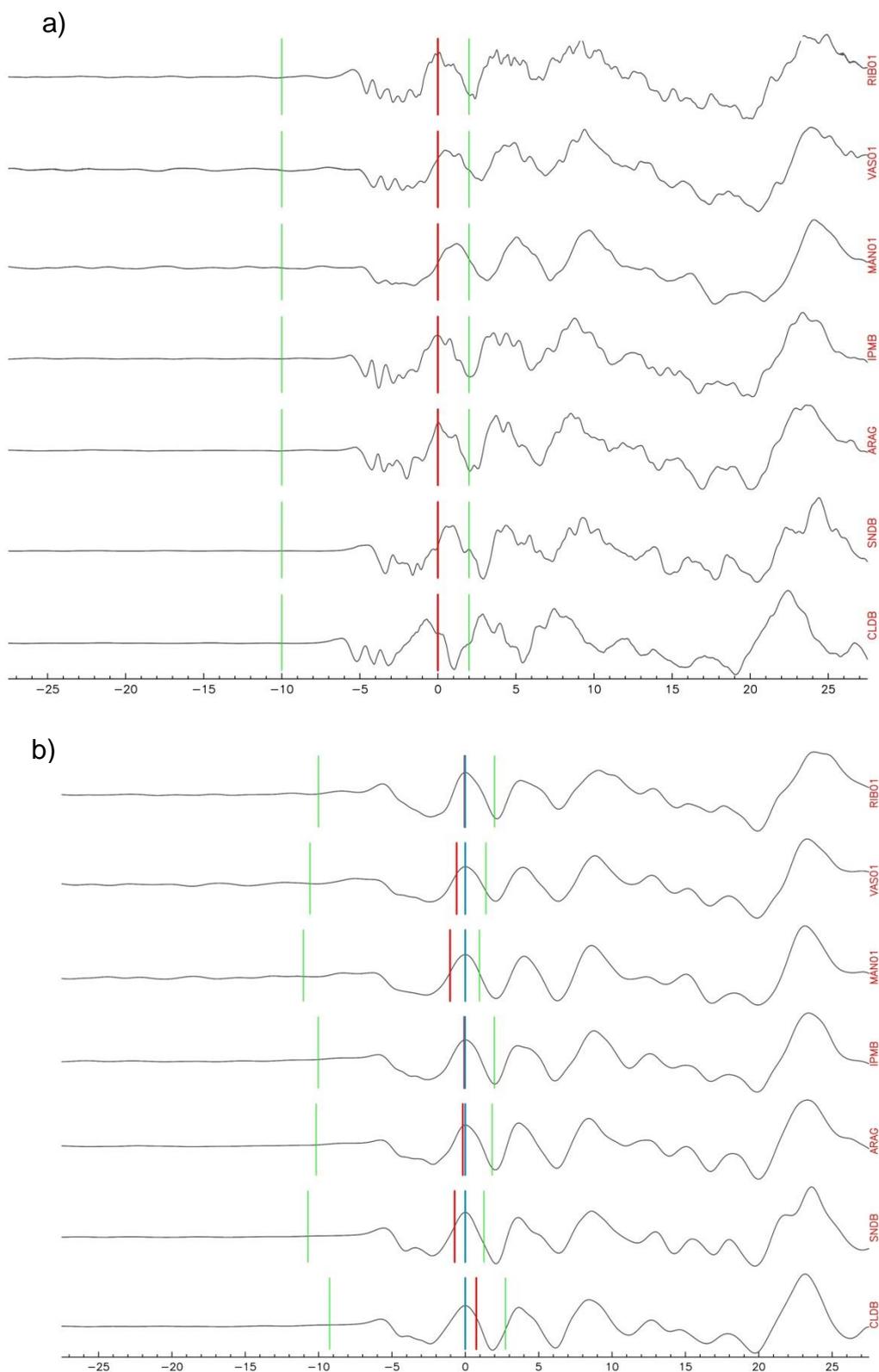


Figura 10: Marcação de fases utilizando os programas *sacpickmax* e *sacinspect* do pacote *sacutils*. (a) Dado sem filtro. (b) Dado com filtro passa banda (0.05 a 0.5 hz). As barras verdes são os intervalos escolhidos, as vermelhas as marcações dos tempos teóricos e as azuis as marcações dos tempos observados.

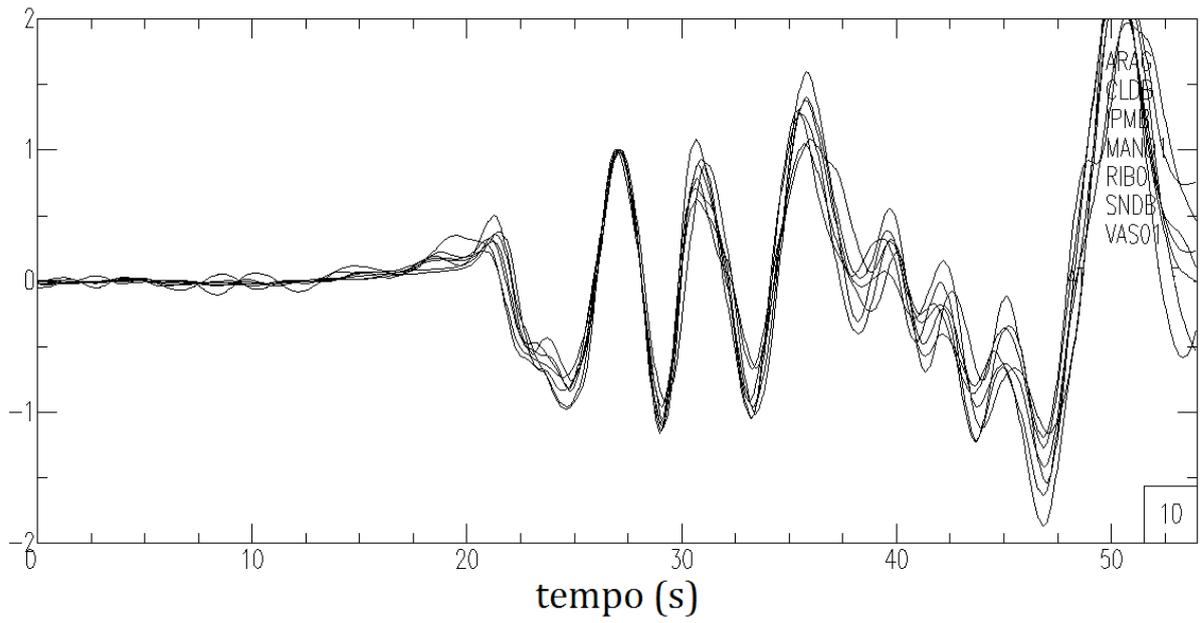


Figura 11: Sobreposição dos traços para observação visual da coerência do sinal e a qualidade da correlação.

CAPÍTULO 3

INVERSÃO DOS DADOS

3.1 Introdução

A teoria inversa é definida como o processo de previsão dos resultados das medidas com base em algum modelo teórico e um conjunto de condições específicas relevantes para o problema em questão. A teoria inversa aborda o problema inverso, onde a partir de dados e um modelo teórico determinam-se as estimativas dos parâmetros do modelo (Menke, 1984).

O método de inversão utilizado neste trabalho é o mesmo dos principais trabalhos anteriores de tomografia sísmica de tempo de percurso, realizados no Brasil (Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016).

Inicialmente serão abordados neste capítulo os aspectos relacionados à inversão por mínimos quadrados, linearização da equação de tempo de percurso e a parametrização do modelo para em seguida tratar da formulação do problema inverso. Nas equações deste capítulo, os vetores serão representados por letras minúsculas em negrito e as matrizes por letras maiúsculas em negrito.

3.2 Inversão por mínimos quadrados (VanDecar, 1991)

Para representar o problema inverso utiliza-se inicialmente um conjunto de equações integrais,

$$\int g_i(\mathbf{r})m(\mathbf{r})d\mathbf{r} = d_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (3.1)$$

onde d_i representa n medidas discretas, $m(\mathbf{r})$ funções dos parâmetros do modelo, g_i modelos funcionais que mapeiam o modelo dentro do espaço dos dados e \mathbf{r} um vetor de variáveis independentes. Discretizando o modelo em m parâmetros reescreve-se a integral como uma somatória, ou seja,

$$\sum_{j=1}^m G_{ij}m_j = d_i \quad (3.2)$$

Pode-se ainda reescrever a equação acima, representada em sua forma matricial como um sistema de equações do tipo,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.3)$$

onde \mathbf{m} é o vetor dos parâmetros do modelo, \mathbf{d} o vetor que contém os dados e \mathbf{G} é uma matriz que descreve a relação teórica entre \mathbf{d} e \mathbf{m} , denominada *Matriz Kernel* ou *Matriz Sensibilidade*. A Equação 3.3 forma a base da maioria dos métodos tomográficos.

O problema inverso pertence às classes de problemas mal-postos uma vez que a solução do problema não é única. Como o objetivo do problema inverso é calcular os parâmetros \mathbf{m} a partir dos dados \mathbf{d} , o problema pode admitir mais de uma solução, pois o número de parâmetros envolvidos é muito maior que o número de dados observados. Para resolver o problema mal-posto é necessário vincular o resultado a algum tipo de informação adicional, ou seja, algum tipo de regularização.

Para uma matriz \mathbf{G} bem definida em que exista sua inversa \mathbf{G}^{-1} , sendo o número de parâmetros igual ao número de dados observados, pode-se determinar \mathbf{m} por,

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d} \quad (3.4)$$

Esta equação só é válida para casos em que as dimensões das matrizes e vetores concordem e os parâmetros possam ser completamente representados pelos dados observados. Para situações onde existam erros experimentais (\mathbf{e}) e simplificações no problema, a solução requer o incremento destes erros e simplificações aos dados, ou seja,

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} + \mathbf{e} \quad \text{ou} \quad \mathbf{e} = \mathbf{d} - \mathbf{Gm} \quad (3.5)$$

Para obter uma solução para o modelo de parâmetros, é estabelecida a função objetivo ϕ e em seguida é minimizada a soma do quadrado dos erros fazendo sua derivada em relação aos parâmetros \mathbf{m} igual a zero (método dos mínimos quadrados),

$$\phi = \|\mathbf{e}\|^2 \quad \text{ou} \quad \phi = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (3.6)$$

Substituindo a Equação 3.5 na Equação 3.6 obtém-se,

$$\phi = (\mathbf{d} - \mathbf{Gm})^T (\mathbf{d} - \mathbf{Gm}) \quad (3.7)$$

Fazendo a derivada de ϕ em relação a \mathbf{m} igual a zero chega-se a,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{m}} = 0 = \mathbf{G}^T \mathbf{Gm} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.8)$$

A expressão para os parâmetros \mathbf{m} pode ser dada então por:

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.9)$$

Para inferir modelos \mathbf{m} que gerem um grupo de medidas \mathbf{d} , considerando uma estimativa das funções de probabilidade de onde elas foram geradas, admite-se que a distribuição de probabilidade das medidas seja gaussiana, devido às incertezas nos dados, de forma que a matriz \mathbf{C} descreva a covariância desta distribuição. Assim, o estimador de máxima verossimilhança de \mathbf{m} será o que minimiza a função ϕ dada por:

$$\phi = \frac{1}{2} (\mathbf{Gm} - \mathbf{d})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{Gm} - \mathbf{d}) \quad (3.10)$$

Esta minimização conduz ao *estimador ponderado por mínimos quadrados*. (ver Menke 1984).

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{d} \quad (3.11)$$

Para casos de grandes problemas em que a construção da matriz $\mathbf{G}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{d}$ permanece proibitiva na memória principal do computador, se faz necessário o uso de uma estratégia numérica diferente para a determinação do modelo de parâmetros, neste caso, o método de gradientes conjugados LSQR (Paige e Saunders, 1982).

No método de gradientes conjugados, são realizadas diversas iterações (diferente das iterações de ponderamento – Seção 3.5) para manipular as matrizes envolvidas no processo de inversão, sendo que somente a última iteração anterior (cálculo recursivo de iterações) é armazenada na memória, sem que haja necessidade do armazenamento das demais, diminuindo o tempo computacional. Este método foi desenvolvido inicialmente por Hestenes e Stiefel (1952) e posteriores revisões foram feitas por Golub e Van Loan (1983) e Scales (1987). A implementação do algoritmo LSQR, torna o método mais eficiente na resolução de grandes problemas lineares com matriz de sensibilidade esparsa.

3.3 Linearização da equação de tempo de percurso

O problema inverso pode ser tanto linear como não-linear. Foram utilizados os procedimentos relativos ao problema inverso linear, por possuir uma teoria bem desenvolvida e eficiente para inversão. Isto implica na necessidade da linearização da equação dos tempos de percurso que representa os nossos dados.

Para um meio sólido não homogêneo, porém isotrópico e elástico, o tempo de percurso t de um raio sísmico pode ser obtido pela integral de linha,

$$t = \int_{L_0} \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} dl \quad (3.12)$$

onde, $v_0(\mathbf{r})$ define o campo de velocidades em função do vetor de coordenadas espaciais \mathbf{r} , L_0 o percurso do raio sísmico (Rocha 2008) e dl é o elemento de comprimento do percurso do raio, considerando uma aproximação para altas frequências. Define-se o modelo de parâmetros $u_0(\mathbf{r})$ que representa o campo de vagarosidades, a fim de se poderem utilizar os procedimentos relativos ao problema inverso linear, ou seja,

$$u_0(\mathbf{r}) = \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} \quad (3.13)$$

Substituindo a Equação 3.13 em 3.12, chega-se a forma linear da equação de tempo de percurso,

$$t = \int_{L_0} u_0(\mathbf{r}) dl \quad (3.14)$$

Para um modelo em que exista uma perturbação no campo de vagarosidades, $u_0 + \Delta u$, onde o tempo de percurso resultante é $t + \Delta t$, pode-se utilizá-lo sem alterar L_0 , ou seja:

$$t + \Delta t = \int_{L_0} (u_0(\mathbf{r}) + \Delta u(\mathbf{r})) dl \quad (3.15)$$

O modelo acima é consequência do princípio de que um raio sísmico se propaga pela trajetória de tempo mínimo, sendo esta perpendicular à frente de onda em um meio isotrópico (princípio de Fermat), de forma que pequenas variações no percurso do raio produzirão somente perturbações de segunda ordem em seus tempos.

Subtraindo a Equação 3.14 da Equação 3.15 obtém-se uma relação linear de primeira ordem, sendo esta a forma final utilizada no procedimento de inversão (Equação 3.16).

$$\Delta t = \int_{L_0} \Delta u(\mathbf{r}) dl \quad (3.16)$$

3.4 Parametrização do modelo

Para implementar numericamente a Equação 3.16, esta precisa ser representada em sua forma matricial, sendo necessário também representar o campo de vagarosidades Δu como um conjunto de parâmetros discretos.

Se a distribuição de vagarosidades possui derivadas de primeira e segunda ordem contínuas, funções de interpolação de ordens elevadas podem ser usadas na parametrização (Thomson e Gubbins, 1982), como por exemplo, interpolação utilizando splines cúbicos, B-splines cúbicos ou splines sob tensão, sendo este último o esquema utilizado em nossa parametrização. Neste tipo de interpolação, os valores interpolados e as derivadas de primeira e segunda ordem são rapidamente obtidos em qualquer ponto da grade, através do procedimento de armazenagem e cálculo dos coeficientes de interpolação hermitiana em cada nó.

Denomina-se σ o parâmetro que controla a tensão dos splines, onde um σ igual a zero representa uma interpolação puramente por splines cúbicos, e valores altos deste parâmetro resultam em aproximadamente uma interpolação tri-linear (VanDecar, 1991). O pacote de programas de interpolação usando splines sob tensão, implementado no procedimento tomográfico, é aquele desenvolvido por Cline (1981).

A Figura 12 mostra o modelo parametrizado para os resultados atuais, elaborado com uma grade de 40 nós em profundidade, 163 em latitude e 179 em longitude, alcançando a profundidade de 1400 km. Os espaçamentos da grade diminuem da borda para o centro e aumentam com a profundidade.

A maior resolução do nosso modelo é representada pela área delimitada com linhas amarelas. O modelo foi parametrizado utilizando uma grade de nós regulares distribuídos em sub-regiões do volume alvo, possuindo densidades de nós diferentes em cada uma delas.

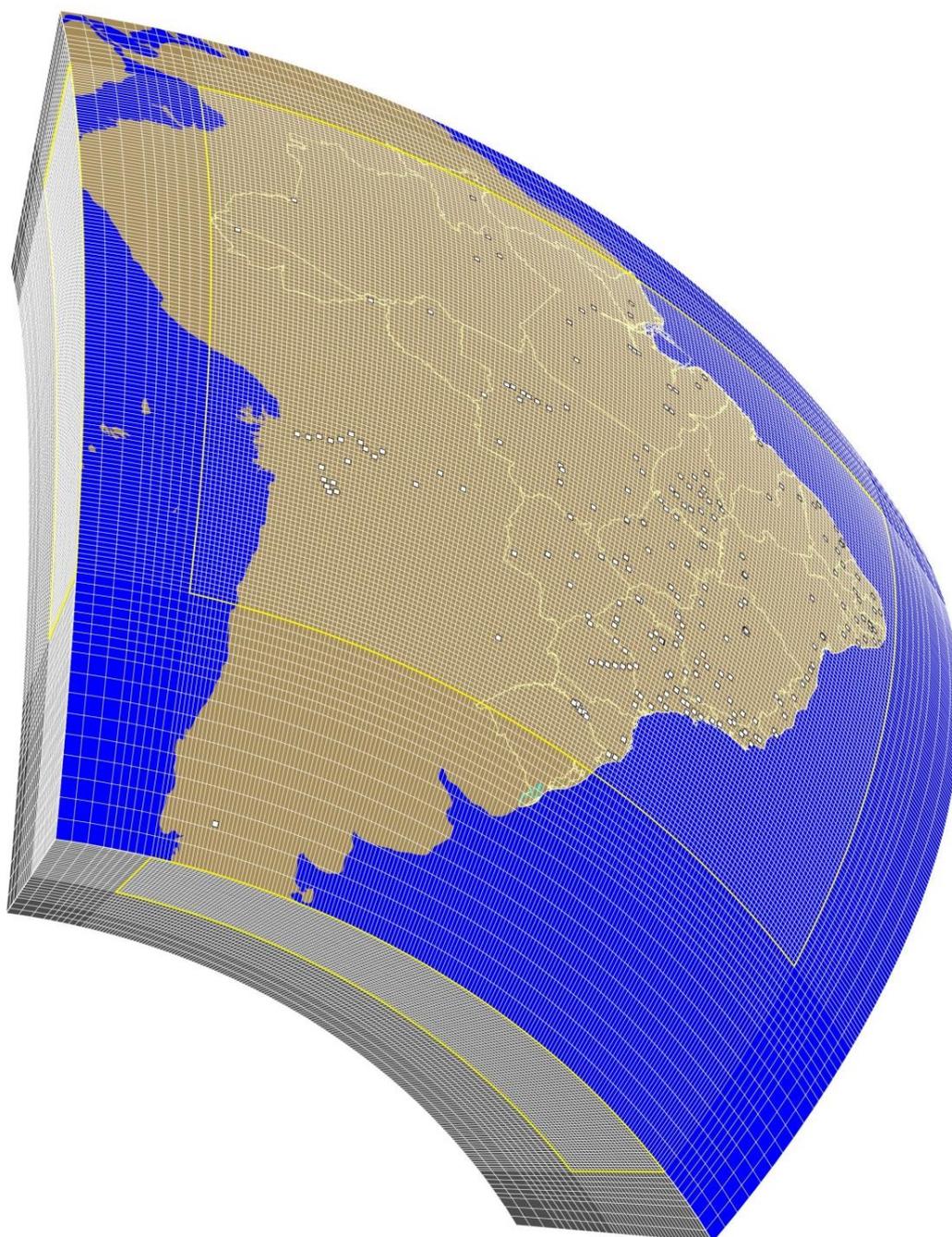


Figura 12: Modelo parametrizado utilizado na inversão. As linhas amarelas delimitam a região onde se espera a maior resolução devido a cobertura de estações, e os quadrados brancos representam as estações utilizadas.

3.5 Formulação do problema inverso utilizado

O procedimento de inversão segue a abordagem de VanDecar et al., (1995). Neste método, correções de tempo de chegada relativo, correções de estações e correções para heterogeneidades de velocidade de grande escala na região da fonte e do manto inferior são invertidas em conjunto e simultaneamente com a estrutura de velocidade (Schimmel et al., 2003).

As correções de tempo relativo de chegada permitem pequenos ajustes do hipocentro no espaço, corrigindo inconsistências dos dados causados pelos erros de localização do evento, pois os resíduos relativos, muitas vezes não permitem uma relocação dos eventos no tempo. As correções de estações são introduzidas para absorver contribuições sistemáticas de tempo causadas por heterogeneidades locais abaixo de cada estação.

Conforme VanDecar (1991), a formulação da equação do tempo de percurso não-ponderada para o i -ésimo raio é dada por:

$$P_{ij}^{(k-1)} \Delta u_j^{(k)} + h_r^{(k)} + e_q^{(k)} = \Delta t_i^{(k-1)} \quad (3.17)$$

onde,

$$P_{ij}^{(k-1)} = \left[\frac{\partial t_i}{\partial u_j} \right]_{u=u^{(k-1)}},$$

$\Delta u_j^{(k)}$ = Perturbação de vagariedade para $u^{(k-1)}$ para o nó j ,

$h_r^{(k)}$ = Correção de tempo para a estação r para a iteração k ,

$e_q^{(k)}$ = Correção de tempo para o evento q para a iteração k , e

$\Delta t_i^{(k-1)}$ = Resíduo de tempo de percurso para o i^{th} raio relativo ao modelo $(k-1)^{\text{st}}$, sendo que r e q são determinados a partir de i .

O índice k se refere às iterações de ponderamento relacionadas à minimização dos resíduos feita através de duas normas denominadas l^1 e l^2 que são usadas para diminuir a influência de valores atípicos entre as medidas, onde resíduos maiores que 1.5 vezes o desvio padrão (σ), tem seus pesos diminuídos sistematicamente (exceto para primeira iteração). Neste procedimento, para resíduos maiores que 1.5σ é feita uma minimização mediana l^1 , e para os casos em que os resíduos estão dentro do desvio padrão, ou seja, menores ou iguais a 1.5σ , é feita uma minimização por mínimos quadrados l^2 . Mais detalhes podem ser encontrados em Pulliam et al. (1993), VanDecar et al. (1995) e Rocha (2008).

Para restringir o problema às soluções que tenham sentido físico e geológico, é necessário adicionar informações extras ao problema, vinculando as soluções para obter os valores próximos do esperado. Este procedimento é conhecido como Regularização. Neste trabalho utilizamos o esquema de regularização denominado por Constable et al. (1987) como *inversão de Occam*, que tem como objetivo obter um modelo que explique os dados com o mínimo de estrutura.

Na formulação da inversão, a regularização é incluída como uma matriz que pondera as equações do sistema linear. Dessa forma, para a iteração k teremos:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{WP} & \mathbf{WH} & \mathbf{WE} \\ \lambda\mathbf{F} & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta u^{(k)} \\ h^{(k)} \\ e^{(k)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{W}\Delta t^{(k-1)} \\ -\lambda\mathbf{F} \left\{ \sum_{i=0}^{(k-1)} \Delta u^{(i)} \right\} \end{bmatrix} \quad (3.18)$$

onde,

$$W_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{\sigma_i^{res}} & \text{se } i=j \\ 0 & \text{se } i \neq j \end{cases} \quad \text{matriz } n \times n,$$

$$H_{ir} = \begin{cases} 1 & \text{o raio } i \text{ foi registrado na estação } r \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad \text{matriz } n \times (n^\circ \text{ de estações}),$$

$$E_{iq} = \begin{cases} 1 & \text{o raio } i \text{ foi originado pelo evento } q \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad \text{matriz } n \times (n^\circ \text{ de eventos})$$

$$F_{ij} = \begin{cases} \delta_{ij} & \text{para amortecimento simples} \\ \text{filtro}_{ij} & \text{caso contrário} \end{cases} \quad \text{matriz } m \times m$$

Na Equação 3.18, λ é o peso dado à regularização, n é o número de raios e m o número de nós do modelo. Os zeros representam uma matriz nula de tamanho apropriado e σ_i é uma variável determinada durante o processo feito com a correlação cruzada (Capítulo 2). \mathbf{P} é a matriz de derivadas parciais definida na Equação 3.17. A rugosidade do modelo final é minimizada pelo operador Laplaciano \mathbf{F} , onde o lado direito da Equação 3.18 é igual à rugosidade negativa das perturbações anteriores do modelo. Considerando o peso dado a regularização λ pode-se obter a suavização do modelo final total na iteração k fazendo a rugosidade do modelo igual a zero, ou seja,

$$\lambda \mathbf{F} u^{(k)} = 0 \quad (3.19)$$

Substituindo u^k por $\Delta u^{(k)} + u^{(k-1)}$ obtém-se,

$$\lambda \mathbf{F} (\Delta u^{(k)} + u^{(k-1)}) = 0 \quad (3.20)$$

Desenvolvendo a expressão acima,

$$\lambda \mathbf{F} \Delta u^{(k)} = -\lambda \mathbf{F} u^{(k-1)} \quad (3.21)$$

Partindo de $k=0$ chega-se a somatória utilizada para suavizar o modelo final,

$$\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^k \Delta u^{(i)} = 0 \quad (3.22)$$

Fazendo $\sum_{i=0}^k \Delta u^{(i)} = \Delta u^{(k)} + \sum_{i=0}^{k-1} \Delta u^{(i)}$ obtém-se

$$\lambda \mathbf{F} \Delta u^{(k)} = -\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^{k-1} \Delta u^{(i)} \quad (3.23)$$

Dessa forma, a Equação 3.23 é a utilizada na Equação 3.18. O termo de regularização \mathbf{F} pode ser definido como a soma linear do amortecimento, suavidade e planura (*flatness*). O modelo final pode ser escolhido observando a forma em que as mudanças de regularização afetam a qualidade do ajuste do modelo aos dados. Embora o termo de regularização traga estabilidade ao problema, quanto maior ele for maior será a perda de resolução, e dessa forma apenas estruturas de larga escala são robustas.

Os valores de regularização utilizados foram de 100000 para suavidade e 5000 para planura (*flatness*), valores baseados naqueles utilizados nos estudos anteriores. A figura 13 apresenta a curva do *rms* de ajuste dos modelos com relação às iterações de ponderamento do processo de inversão. Com o aumento do número de iterações os resultados tendem a tornar-se mais suavizados. As iterações são interrompidas quando as perturbações de vagarosidade são irrelevantes quando comparadas com as da iteração anterior. Dessa forma foi escolhida a quinta iteração para os resultados finais. Os modelos finais explicaram aproximadamente 73% do *rms* do conjunto inicial dos dados (de 0.5262 s para 0.1438 s).

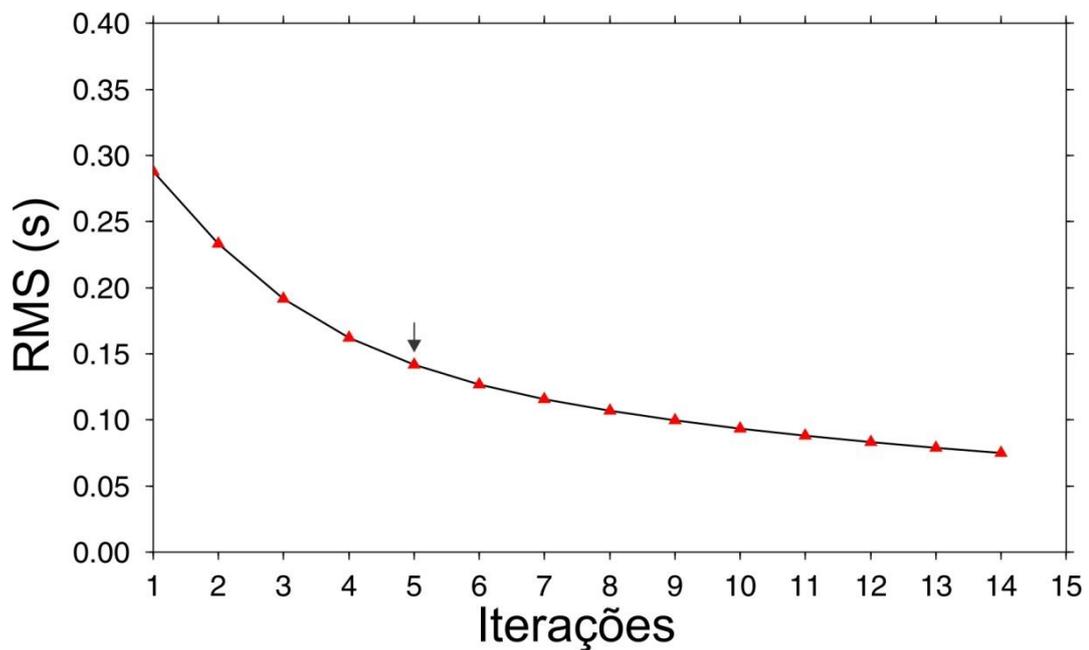


Figura 13: Curva do *rms* de ajuste dos modelos com relação às iterações do processo de inversão. A seta indica a iteração escolhida para os resultados finais.

CAPÍTULO 4

DESCRIÇÃO DOS RESULTADOS

4.1 Introdução

Neste Capítulo será feita uma descrição dos resultados que serão interpretados no Capítulo 6 com o objetivo de localizar o leitor para facilitar o seu entendimento, uma vez que a área de estudo do trabalho é muito grande e que muitas feições serão tratadas. Dessa forma, foram colocadas em algumas figuras, setas e contornos, indicando as localizações das anomalias.

Algumas das anomalias de velocidade que aparecem nas figuras abaixo, já foram descritas nos trabalhos anteriores (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015). Devido o aumento da quantidade de raios, algumas anomalias tiveram suas amplitudes realçadas e foram melhor resolvidas.

Em nossos resultados, as perturbações de velocidades resultantes, a partir do modelo médio de velocidades (IASP91 - Kenneth e Engdahl, 1991), são apresentadas em mapas horizontais (Figuras 14-28) e em perfis verticais que serão apresentados nos Capítulos 5 e 6. As anomalias representam heterogeneidades laterais do modelo de ondas P, onde as cores frias representam anomalias de alta velocidade e cores quentes representam anomalias de baixa velocidade. As regiões com baixa densidade de raios (menos de 20 raios/100 km³) são mostradas em preto.

As estruturas são interpretadas a partir de profundidades mantélicas, pois não há resolução para estruturas da crosta terrestre, uma vez que os raios sísmicos chegam verticalizados e não há cruzamento entre eles na parte superior do modelo. Dessa forma, os primeiros 50 km de profundidade foram ocultados nos resultados.

As linhas sólidas em preto representam os limites das principais províncias geológicas, a linha tracejada em preto e branco representa a localização do lineamento Transbrasiliano, e os quadrados são as localizações das estações utilizadas. Os círculos amarelos indicam locais de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Gibson et al., 2005; Rocha et al., 2011).

4.2 Anomalias de velocidade observadas

4.2.1 Anomalias de baixa velocidade

Na região do Brasil central, anomalias de baixa velocidade foram observadas seguindo a tendência principal do lineamento Transbrasiliano e estendendo-se para sul da bacia do Parnaíba (Figuras 14-23; *BC na Figura 16*). Com relação aos trabalhos anteriores (Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015) estas anomalias foram realçadas e são melhor definidas até 200 km de profundidade. Em profundidades superiores, as porções norte destas anomalias se deslocam para região onde se situa a faixa Araguaia (Figuras 18-23; *FA na Figura 18*).

Uma anomalia de baixa velocidade com forte amplitude foi observada sob a bacia do Pantanal (Figuras 14-20; *BPt na Figura 16*). Em maiores profundidades esta anomalia tende a conectar-se com aquela observada no Brasil central. Anomalias de baixa velocidade foram observadas na região próxima ao litoral sob a porção sudoeste da província Mantiqueira (Figuras 14-20; *PM na Figura 17*).

Uma anomalia de baixa velocidade localizada a nordeste da bacia do Paraná, relacionada em trabalhos anteriores (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011) com a província ígnea do Alto do Parnaíba, foi observada em nossos resultados (Figuras 14-28; *PIAP na Figura 16*). Esta anomalia está conectada com a interpretada por VanDecar et al. (1995) como impacto inicial de uma pluma relacionada ao *hotspot* de Tristão da Cunha.

Uma leve tendência de baixas velocidades foi observada no centro da província Borborema (Figuras 16-23; *PB1 na Figura 17*). Anomalias de baixa

velocidade foram observadas nas partes sul, sudeste e leste do cráton Amazônico, e na Bacia Amazônica (Figuras 17-28; CA1, CA2, CA3 e BA na Figura 19).

4.2.2 Anomalias de alta velocidade

Relativamente aos trabalhos anteriores (Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015), as anomalias de alta velocidade no cráton do São Francisco tiveram suas amplitudes realçadas com a inclusão de novos dados, principalmente próximo ao limite sul e nordeste do cráton (Figuras 14-27; CSF1 e CSF2 na Figura 17). Estas anomalias estendem-se para fora dos limites superficiais deste cráton.

Anomalias de alta velocidade foram observadas na parte nordeste da bacia do Parnaíba (Figuras 14-28; BPn1 na Figura 18) e na parte sudeste em maiores profundidades (Figuras 25-28; BPn2 na Figura 26). Próximo a estas anomalias, na parte norte da província Borborema, intensas anomalias de alta velocidade foram observadas em profundidades superiores a 500 km (Figuras 23-28; PB2 na Figura 26).

Na bacia do Paraná, foi observada uma anomalia de alta velocidade (Figuras 14-28; BP na Figura 19), também observada com menor amplitude em trabalhos anteriores (Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011).

Anomalias de alta velocidade foram observadas em toda porção mapeada do cráton Amazônico (Figuras 14-28). Intensas amplitudes destas anomalias estendem-se sob a região da bacia Amazônica (CA4 na Figura 20). Na região central andina onde há cobertura de estações, anomalias paralelas de alta e baixa velocidade foram observadas (Figuras 14-20; RCA na Figura 18).

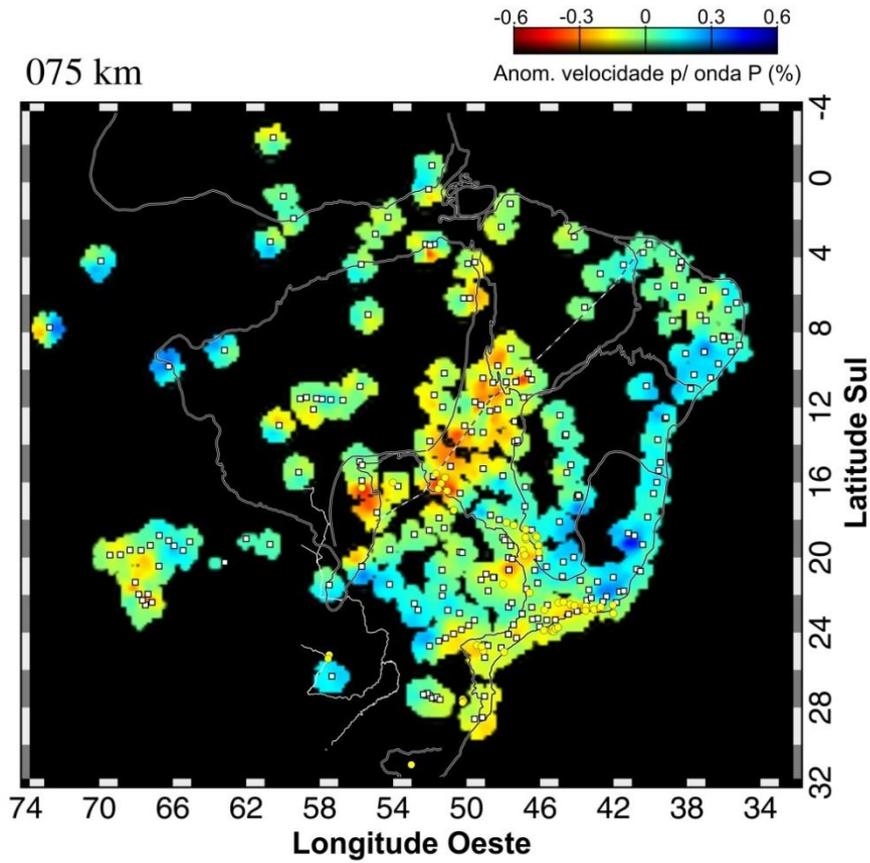


Figura 14: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 75 km.

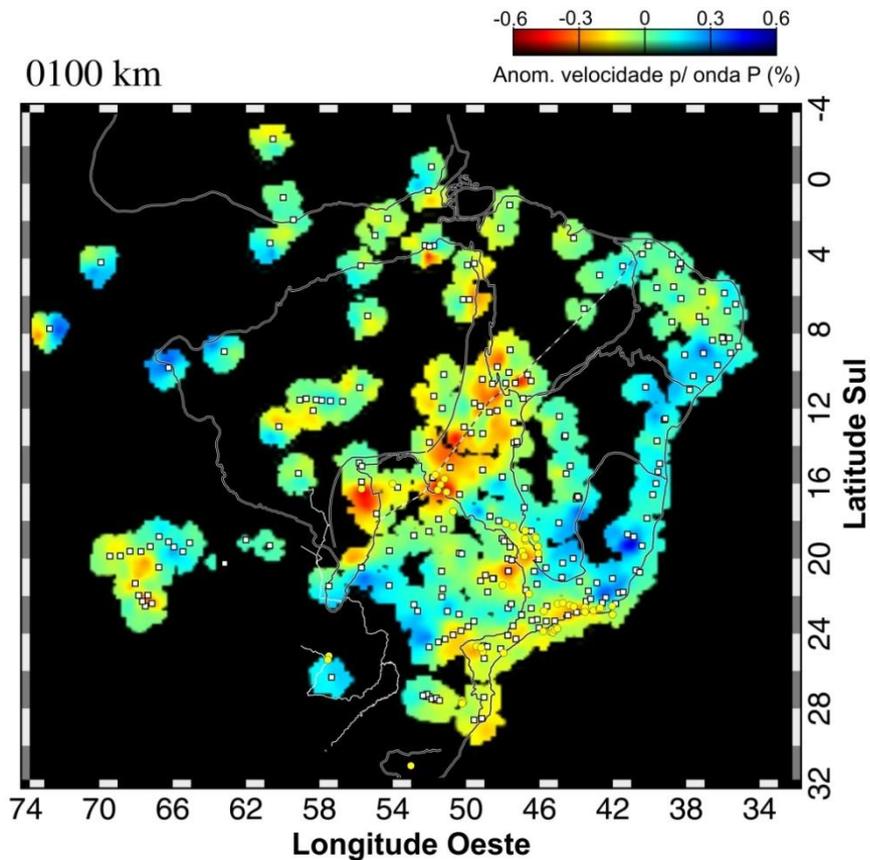


Figura 15: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 100 km.

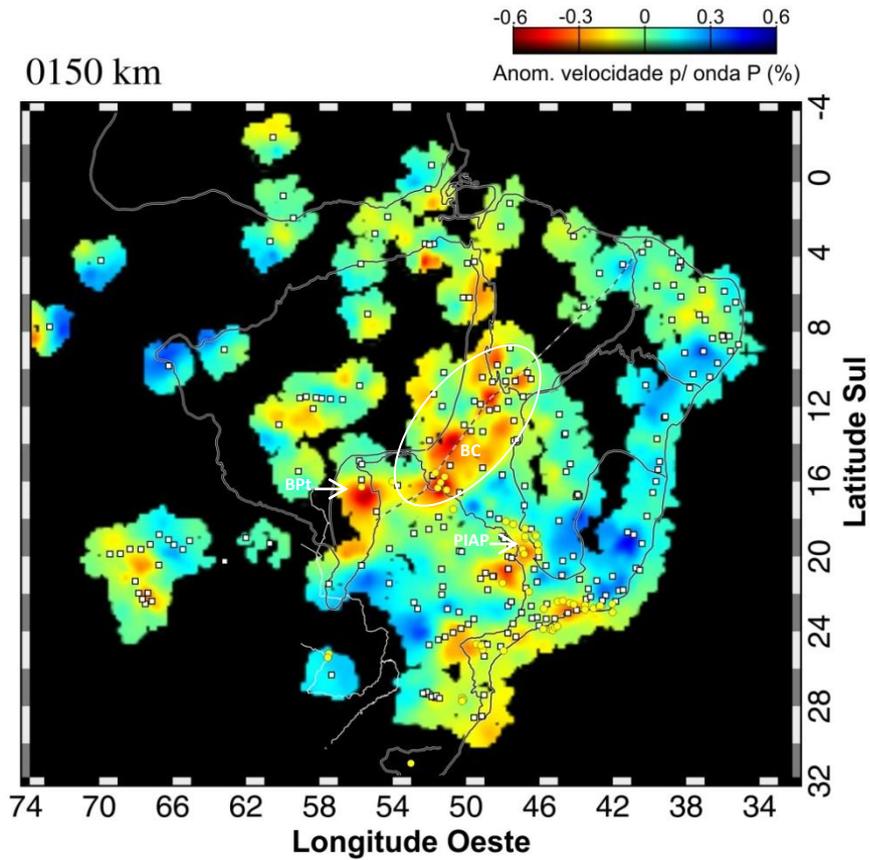


Figura 16: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 150 km.

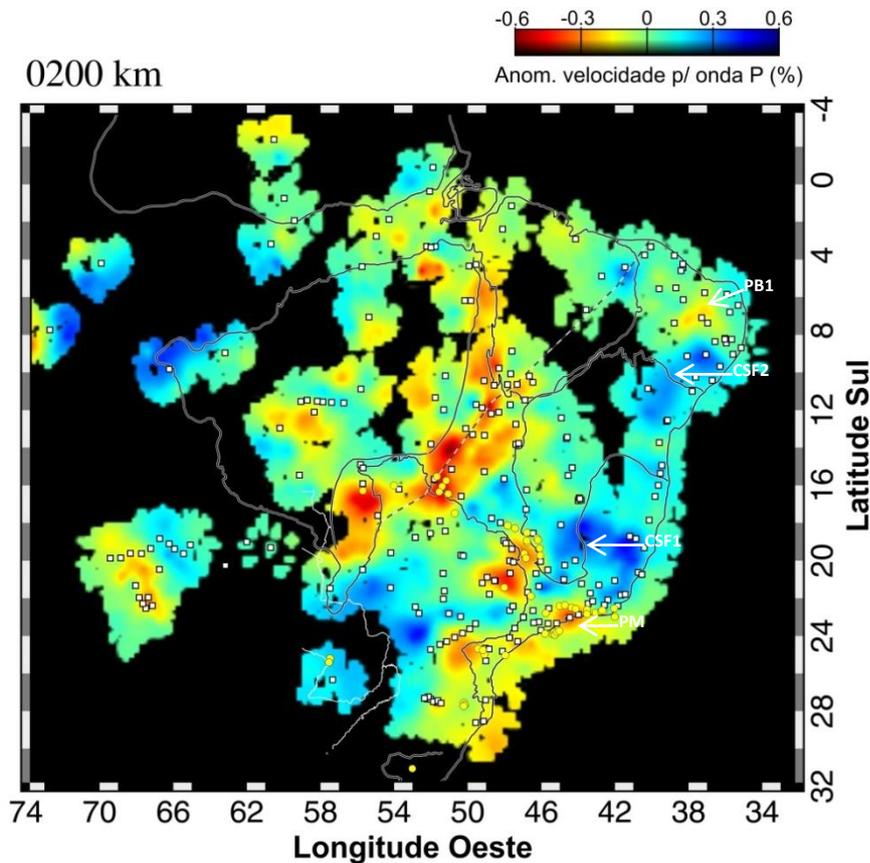


Figura 17: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km.

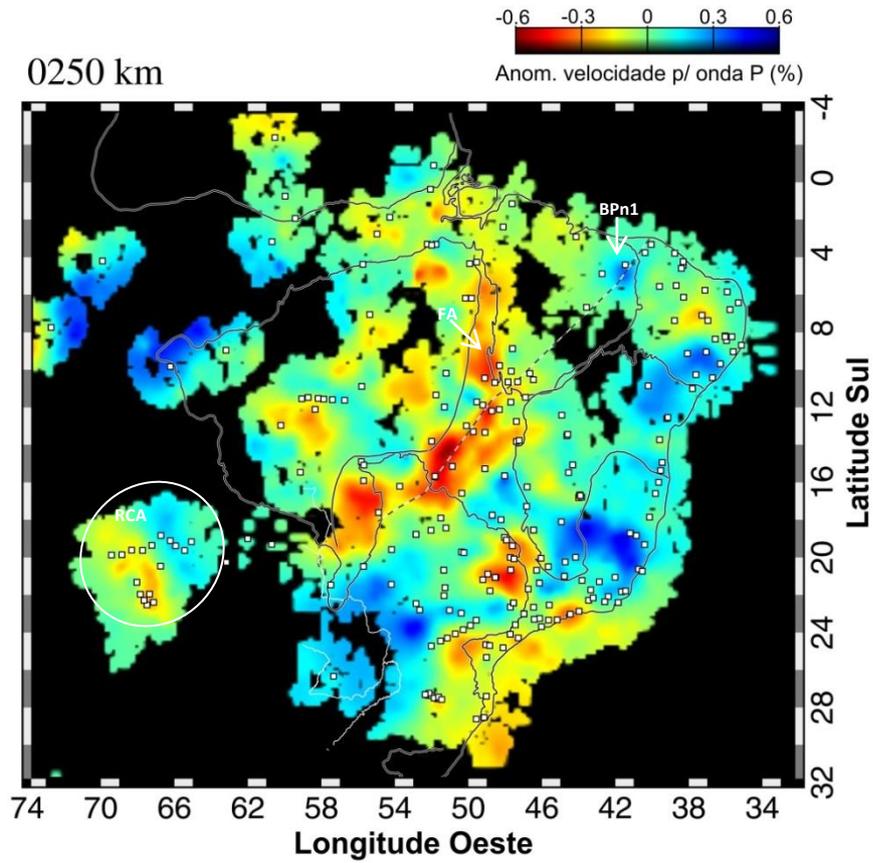


Figura 18: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 250 km.

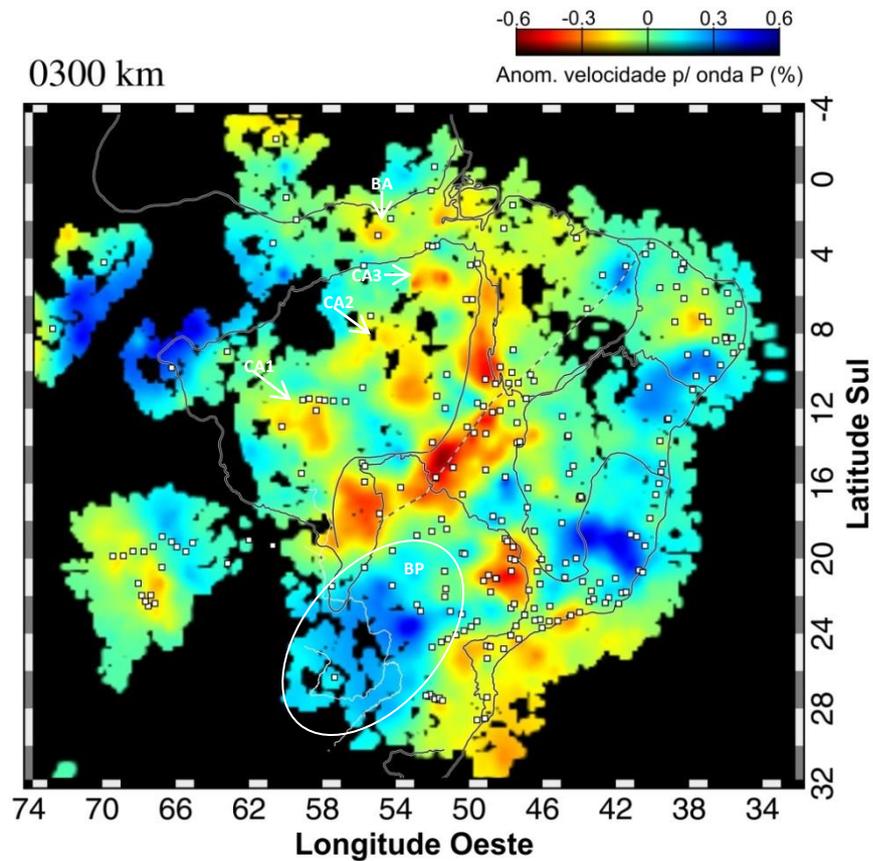


Figura 19: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 300 km.

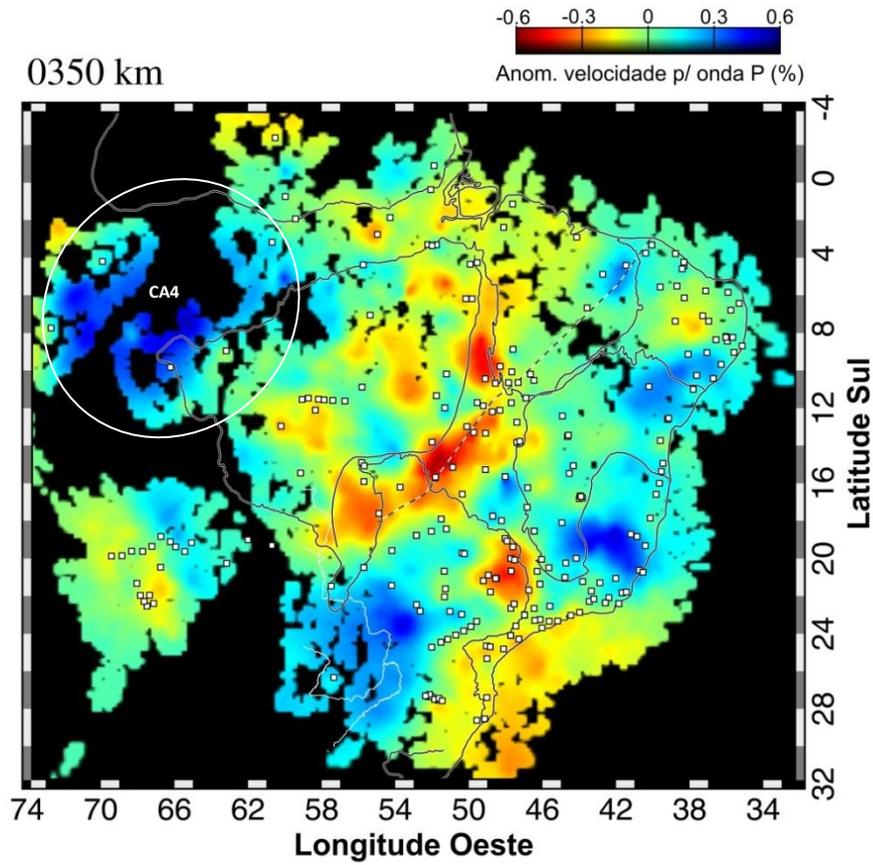


Figura 20: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 350 km.

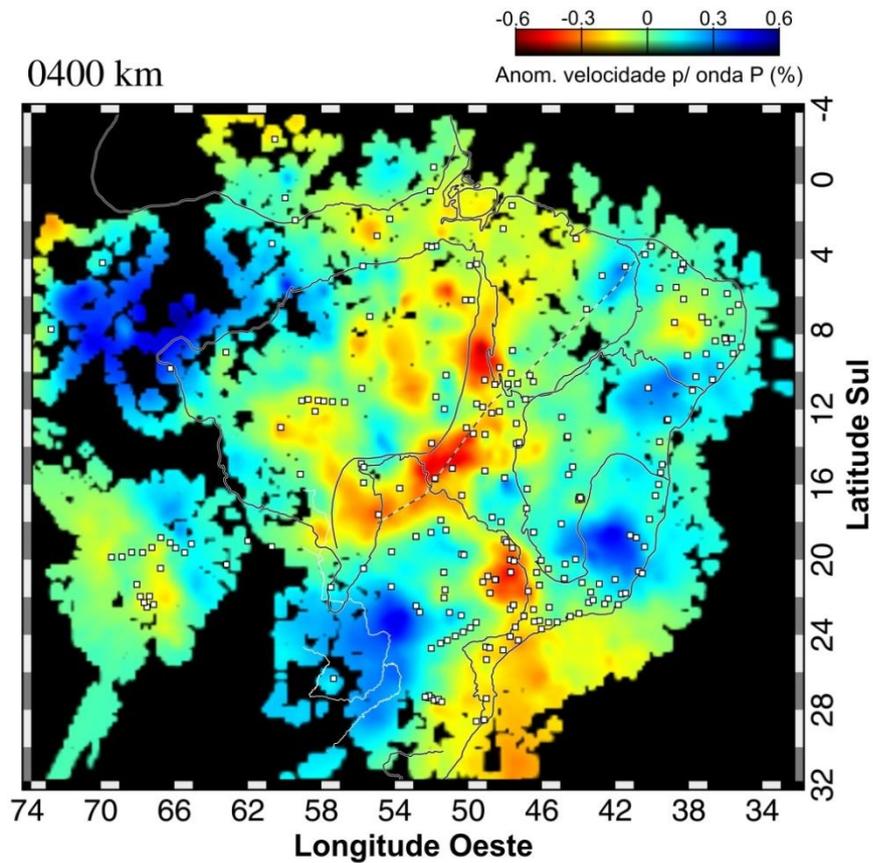


Figura 21: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 400 km.

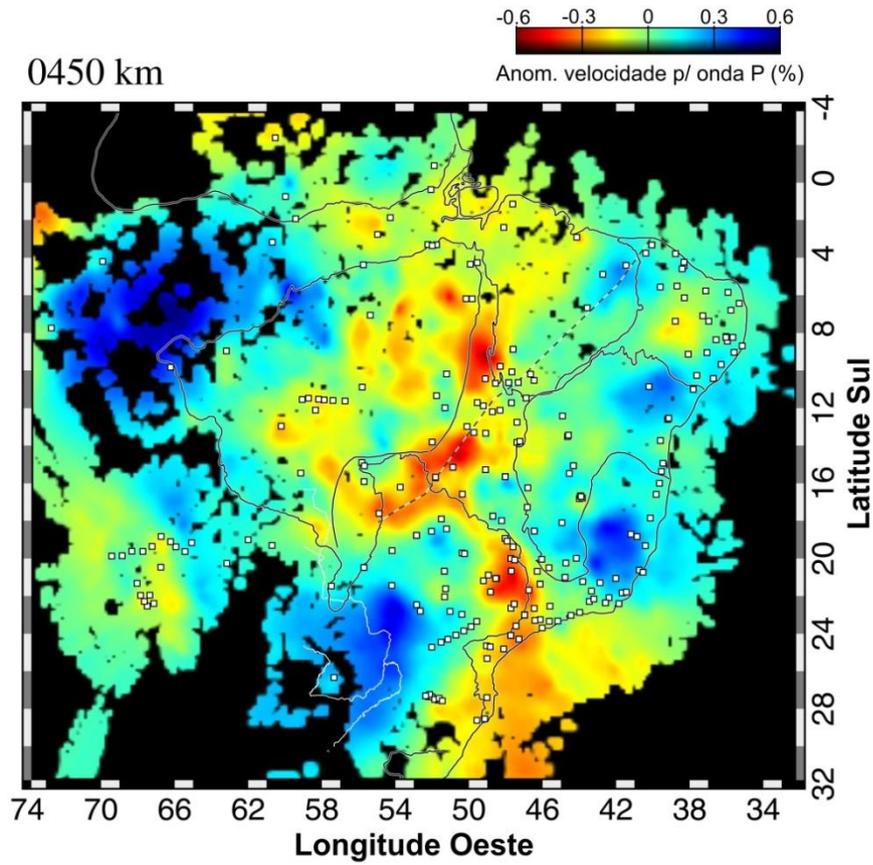


Figura 22: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 450 km.

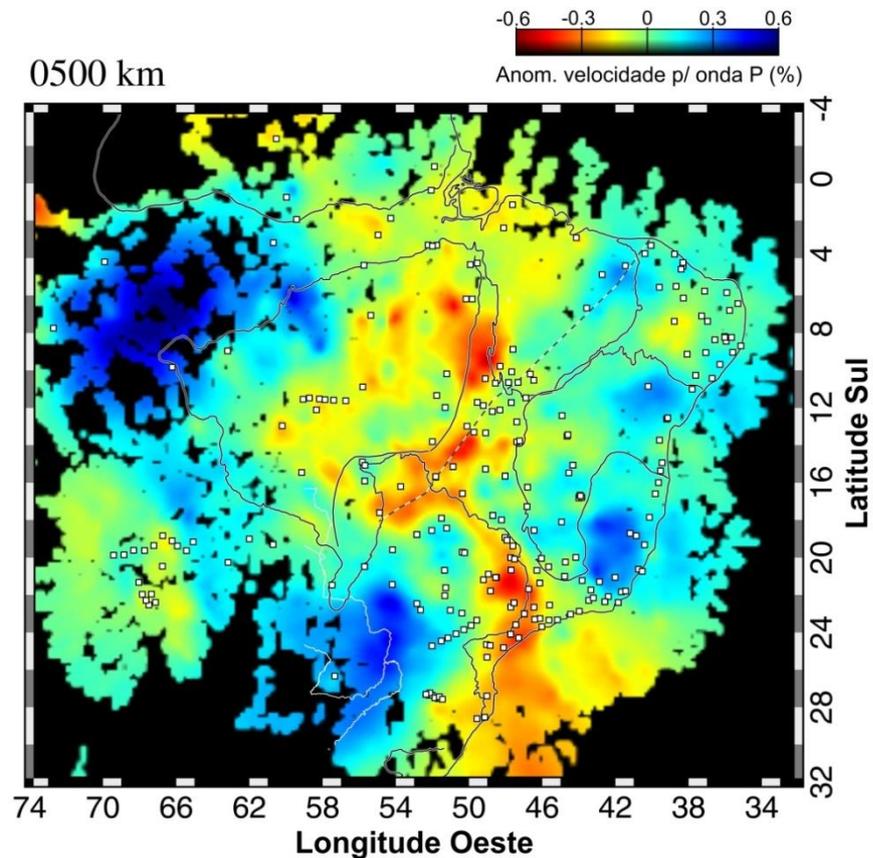


Figura 23: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 500 km.

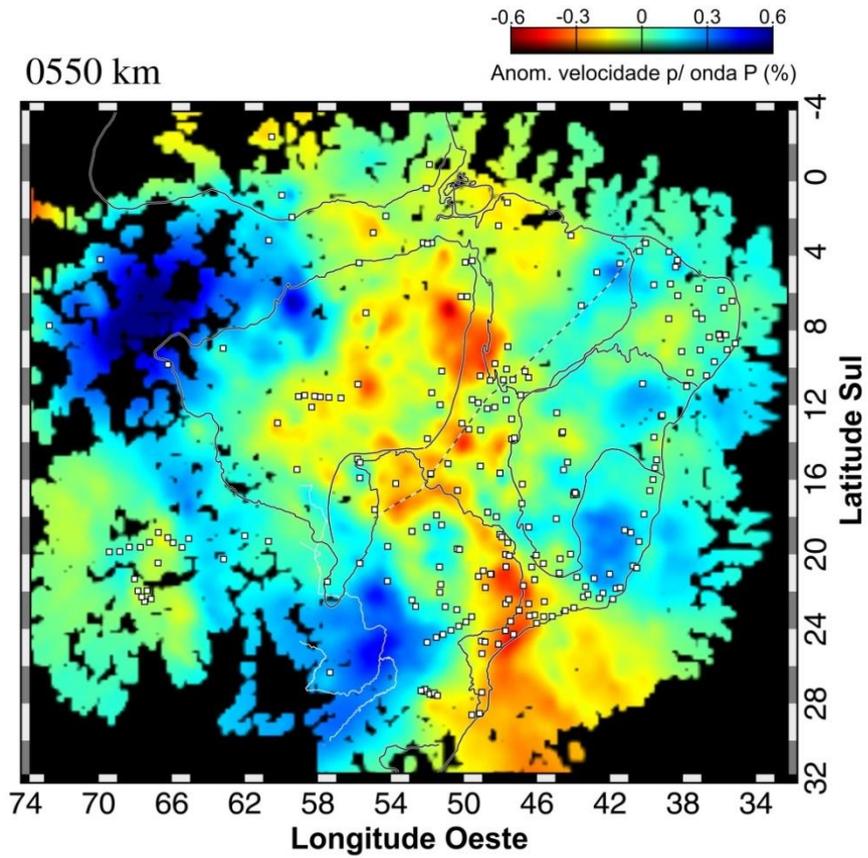


Figura 24: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 550 km.

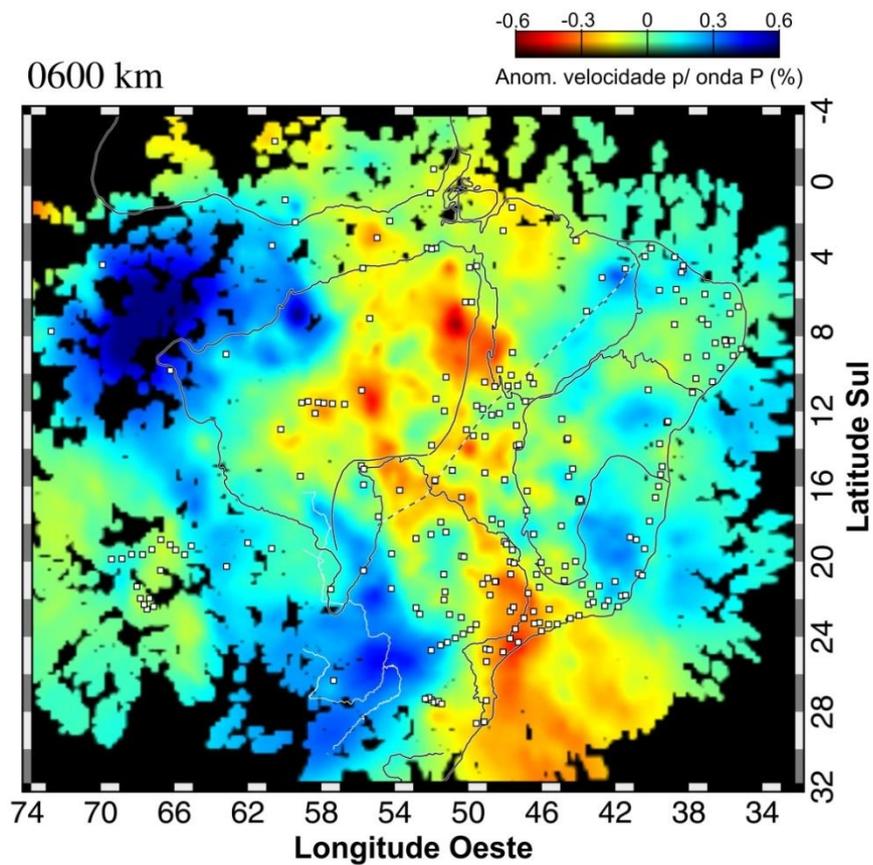


Figura 25: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 600 km.

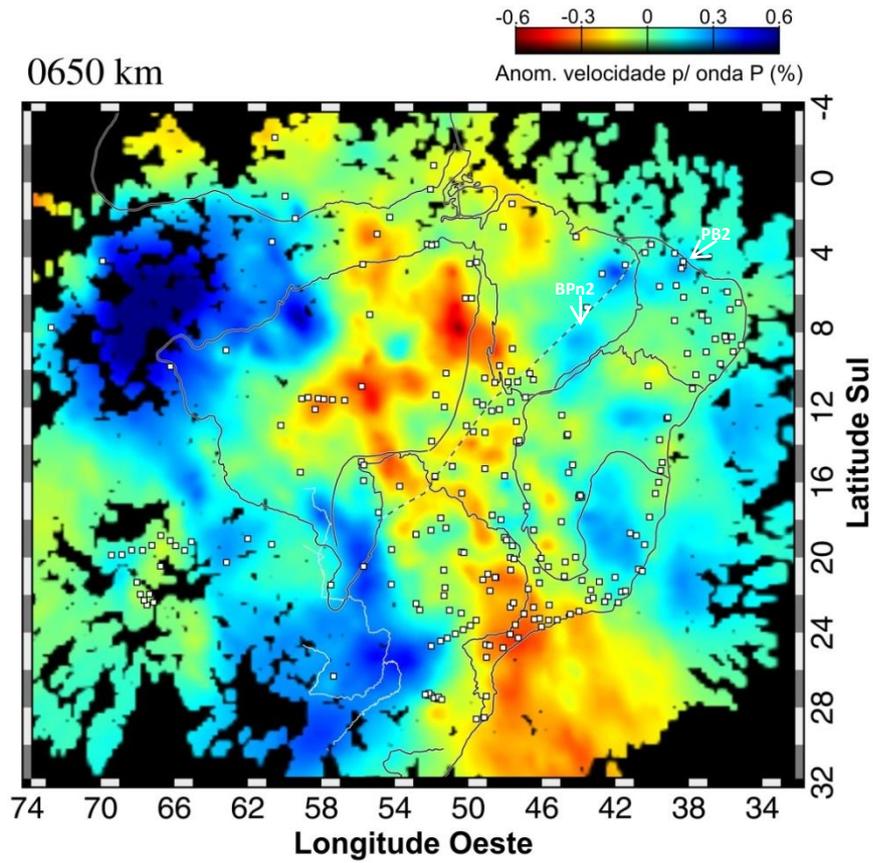


Figura 26: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 650 km.

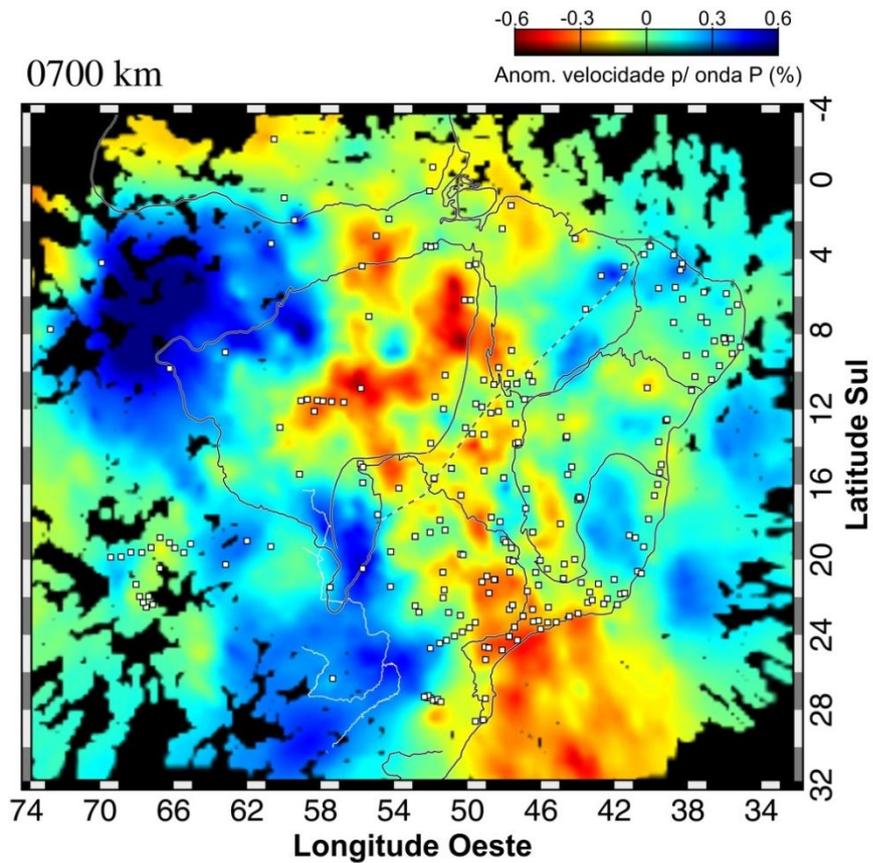


Figura 27: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 700 km.

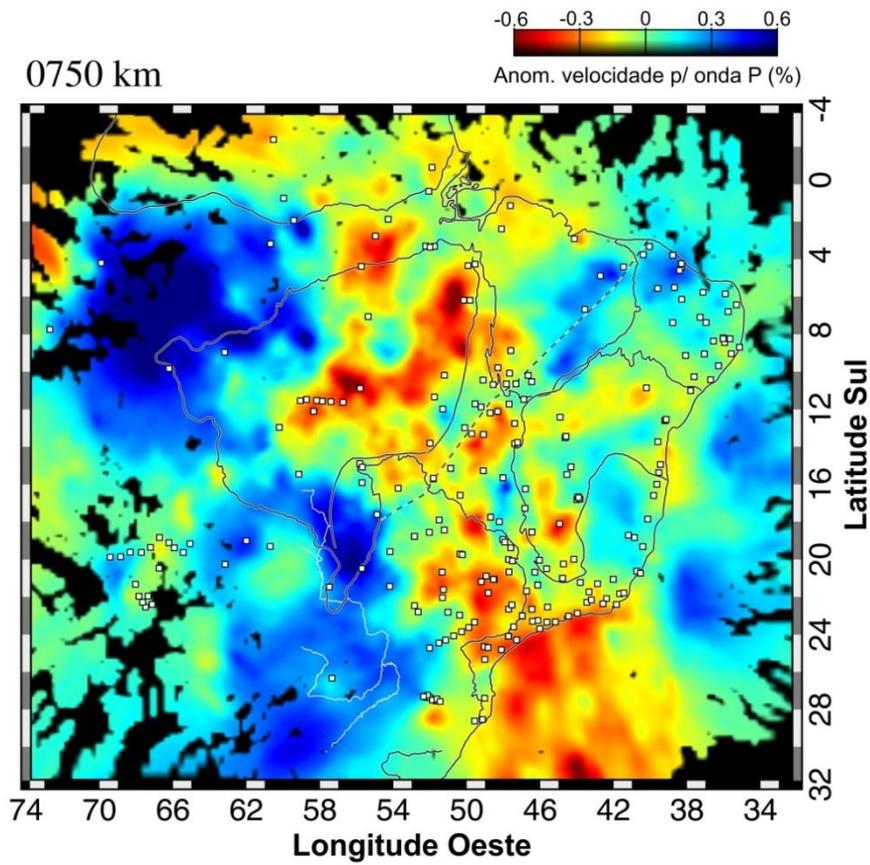


Figura 28: Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 750 km.

CAPÍTULO 5

CONSISTÊNCIA DOS DADOS

5.1 Introdução

O método de tomografia sísmica de tempo de percurso, embora muito poderoso para revelar grandes estruturas em profundidades litosféricas, apresenta algumas limitações. Neste capítulo abordaremos algumas delas e as possíveis formas de amenizar estes problemas com o intuito de dar maior credibilidade aos nossos resultados.

5.2 Inversão de dados de ondas P

Neste trabalho, utilizamos registros de fases P e PKIKP (Capítulo 2). Um fator que deve ser levado em consideração é que a quantidade de registros de ondas P e PKIKP não são iguais. Pelos valores informados no Capítulo 2, aproximadamente 82% das chegadas registradas são de ondas P. Todavia, espera-se que as ondas PKIKP tragam informações de estruturas mais profundas devido ao percurso mais verticalizado durante sua propagação no interior da Terra. Dessa forma, para verificar a influência destas ondas em nossos resultados, foi feita uma inversão retirando todas as fases PKIKP.

A Figura 29 mostra uma comparação entre as imagens horizontais a profundidades de 300, 500 e 750 km, e a Figura 30 uma comparação entre os perfis verticais ($x-x'$, $y-y'$, $w-w'$ e $z-z'$) indicados na Figura 29. Para a inversão somente com as ondas P foi obtido um desvio padrão de 0,5279 s, valor muito próximo do que foi obtido para toda a base de dados (0,5262 s).

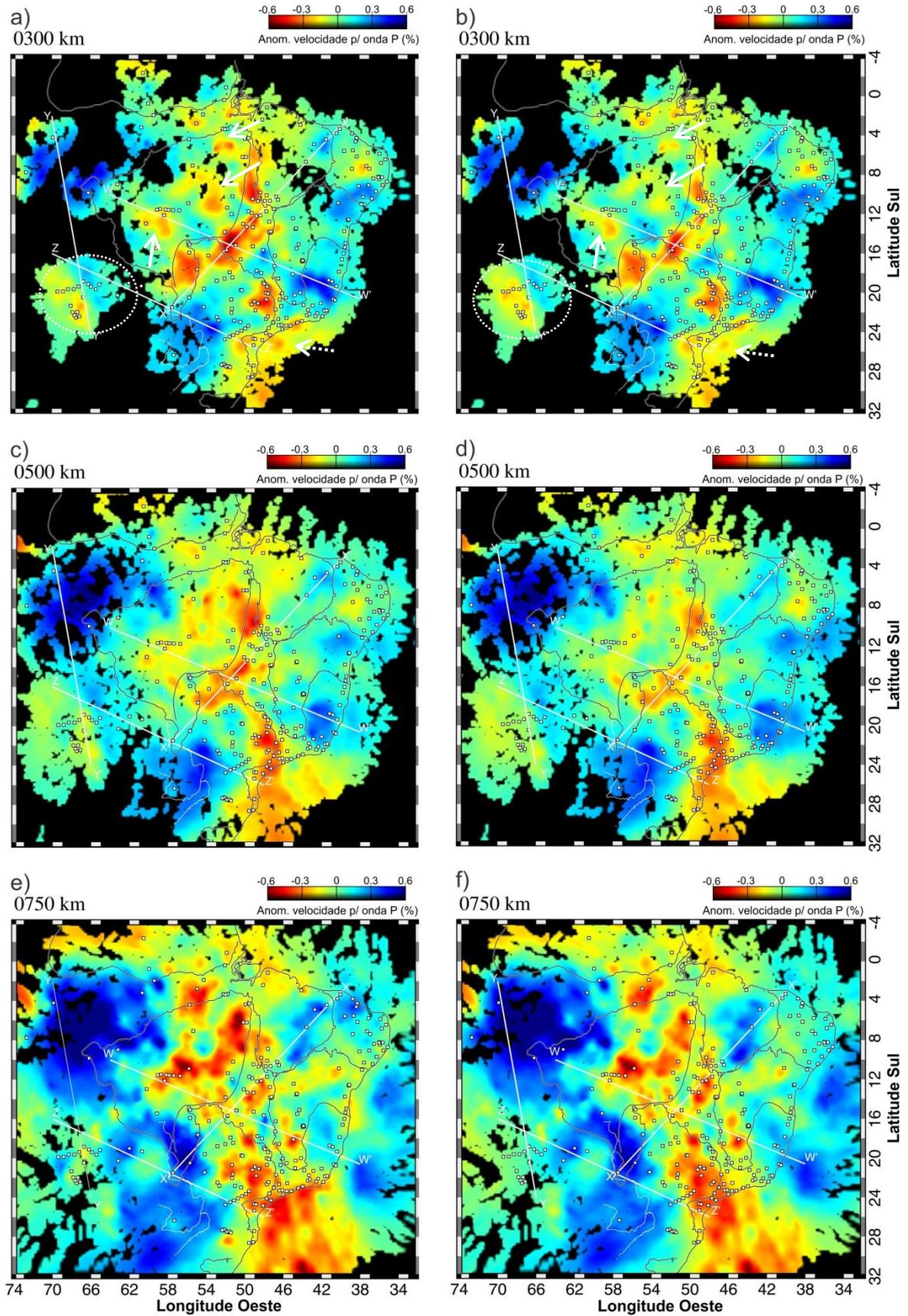


Figura 29: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 300, 500 e 750 km. (a), (c) e (e) Resultados com as fases P e PKIKP. (b), (d) e (f) Resultados somente com as fases P.

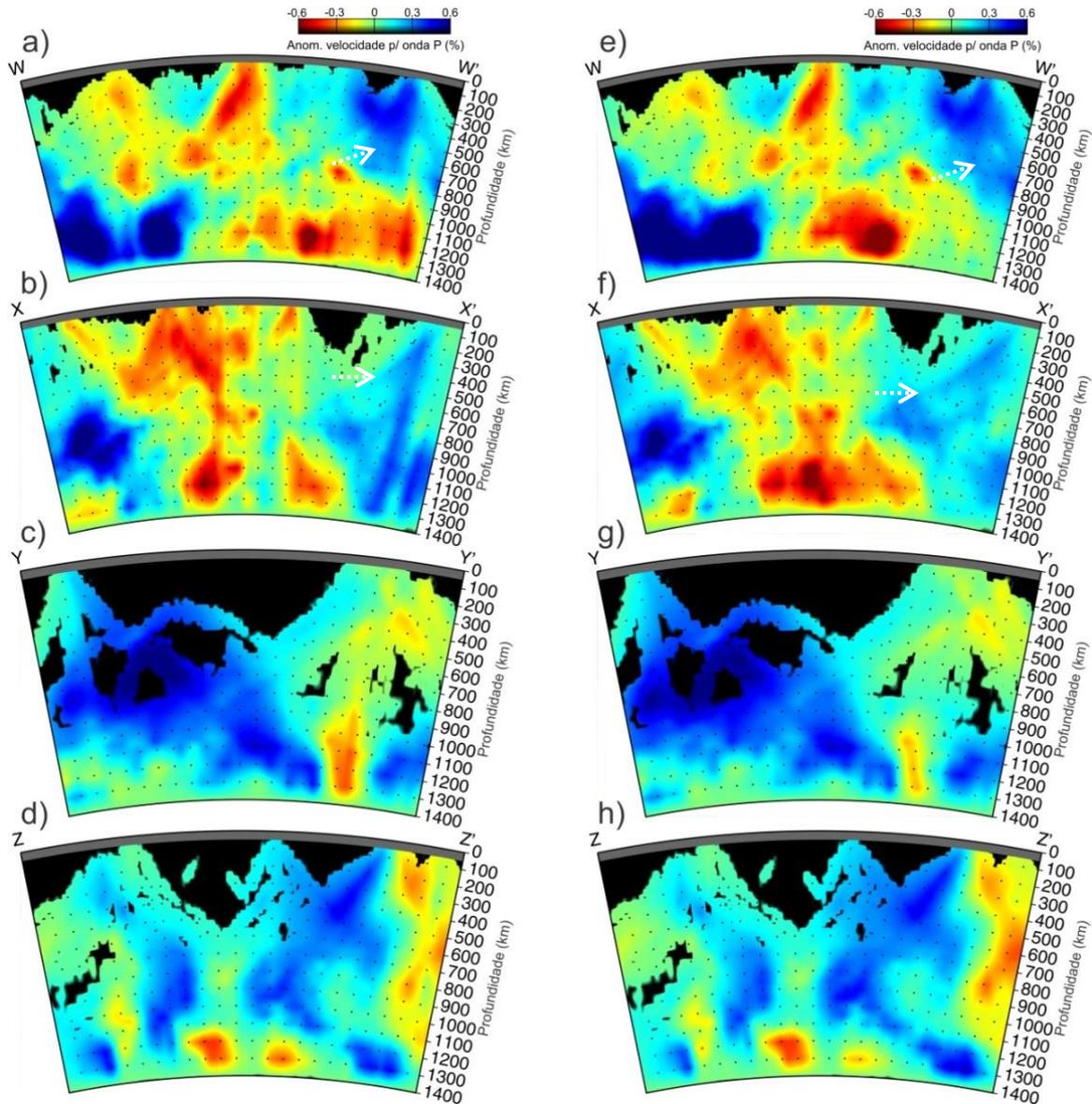


Figura 30: Perfis verticais indicados na Figura 29. (a), (b), (c) e (d) Resultados com as fases P e PKIKP. (e), (f), (g) e (h) Resultados somente com as fases P.

Nas Figuras horizontais, é possível perceber que não houveram grandes alterações na maior parte das áreas mapeadas, porém em algumas regiões, anomalias de baixa velocidade foram suavizadas, como no Brasil central e próximo ao litoral sul (setas tracejadas nas Figuras 29a e 29b), ou quase desapareceram como se percebe no cráton Amazônico (setas contínuas nas Figuras 29a e 29b). Na região central dos Andes as anomalias de baixa velocidade foram um pouco realçadas (contorno tracejado nas Figuras 29a e 29b), possivelmente devido ao excesso de raios vindos desta região (seção 5.4). Nos perfis verticais, este efeito aparece em algumas anomalias de alta velocidade, como no perfil w-w' (setas

tracejadas nas Figuras 30a e 30e) e $x-x'$ (setas tracejadas nas Figuras 30b e 30f), mostrando claramente que há um deslocamento lateral das anomalias nos resultados que se utilizaram somente ondas P.

A Figura 8 (Capítulo 2) mostra a distribuição epicentral dos eventos utilizados neste trabalho. Observa-se que há uma direção predominante dos eventos, sobretudo os vindos dos Andes. Esse efeito pode causar inconsistências nos resultados da tomografia, como por exemplo, alongamento de anomalias em profundidade com direção para oeste, não sendo possível estabelecer com certeza a continuidade vertical das anomalias tomográficas, além de fazer com que algumas anomalias se unam, aparecendo nas imagens como se fosse apenas uma única estrutura.

Estes resultados mostram a importância da onda PKIKP para as análises, principalmente por minimizar este efeito de raios com direções predominantes, bem como também por trazer informações que desaparecem nos resultados somente com ondas P. Seria interessante para trabalhos futuros gerar resultados buscando igualar a quantidade de raios para ambas as fases.

5.3 Regionalização

A utilização da inversão de resíduos relativos de tempo de percurso pode ficar comprometida quando é utilizada uma área de estudo muito grande, uma vez que, para um mesmo evento, é subtraída a média dos resíduos totais de cada um dos resíduos, de cada estação, eliminando influências de estruturas fora do volume estudado, assumindo que erros de fonte e percurso são aproximadamente constantes quando a distância entre a fonte e o receptor é muito grande (Capítulo 2). Assim, restarão nos dados apenas as contribuições das estruturas abaixo das estações.

Conforme Rocha (2008), para uma área muito ampla, grandes feições podem ter uma contribuição constante, desaparecendo das imagens tomográficas, e também, estruturas externas ao volume de interesse podem não ser cruzadas por todos os raios de um mesmo evento, deixando de ser uma contribuição constante

nos dados (o que é esperado para estruturas externas ao volume de interesse) e influenciando o interior do volume estudado.

Uma das áreas de principal interesse de investigação deste trabalho é a região amazônica. Dessa forma, foi feita uma inversão utilizando-se somente dados de estações localizadas próximas a esta região, mais especificamente, no cráton Amazônico, com o objetivo de verificar a consistência das anomalias observadas após a retirada das estações que estão fora desta área.

A Figura 31 mostra o modelo regional que foi utilizado na parametrização, elaborado com uma grade de 40 nós em profundidade, 107 em latitude e 123 em longitude, alcançando a profundidade de 1400 km. Foram utilizadas 36 estações e 9194 registros de fases P e PKIKP referentes a 789 eventos.

Os resultados obtidos com o modelo regional utilizando as estações localizadas ao longo do cráton Amazônico são apresentados na Figura 32 em comparação com os resultados obtidos para toda base de dados utilizando o modelo apresentado no Capítulo 3 (aqui chamado de modelo normal). A Figura 33 apresenta os perfis verticais indicados nas figuras horizontais. As discussões limitaram-se às regiões onde há cobertura de estações para os resultados com o modelo regional.

Na Figura 32, horizontal, as diferenças entre os resultados obtidos com o modelo normal e os resultados obtidos com o modelo regional, praticamente não são tão significativas. Na região onde as anomalias de alta velocidade são mais intensas (contorno tracejado nas Figuras 32c e 32d), no modelo normal estas anomalias aparecem mais suavizadas que no modelo regional, o que também é observado nas anomalias de baixa velocidade sob a bacia Amazônica (setas solidas nas Figuras 32c e 32d). Este efeito também pode ser observado na Figura 33 nos perfis verticais $w-w'$ e $y-y'$ para anomalias de alta velocidade, e no perfil $x-x'$ para anomalias de baixa velocidade (setas sólidas). Este efeito pode ser devido a maior quantidade de nós do modelo normal, que possivelmente faz com que as anomalias sejam mais suavizadas.

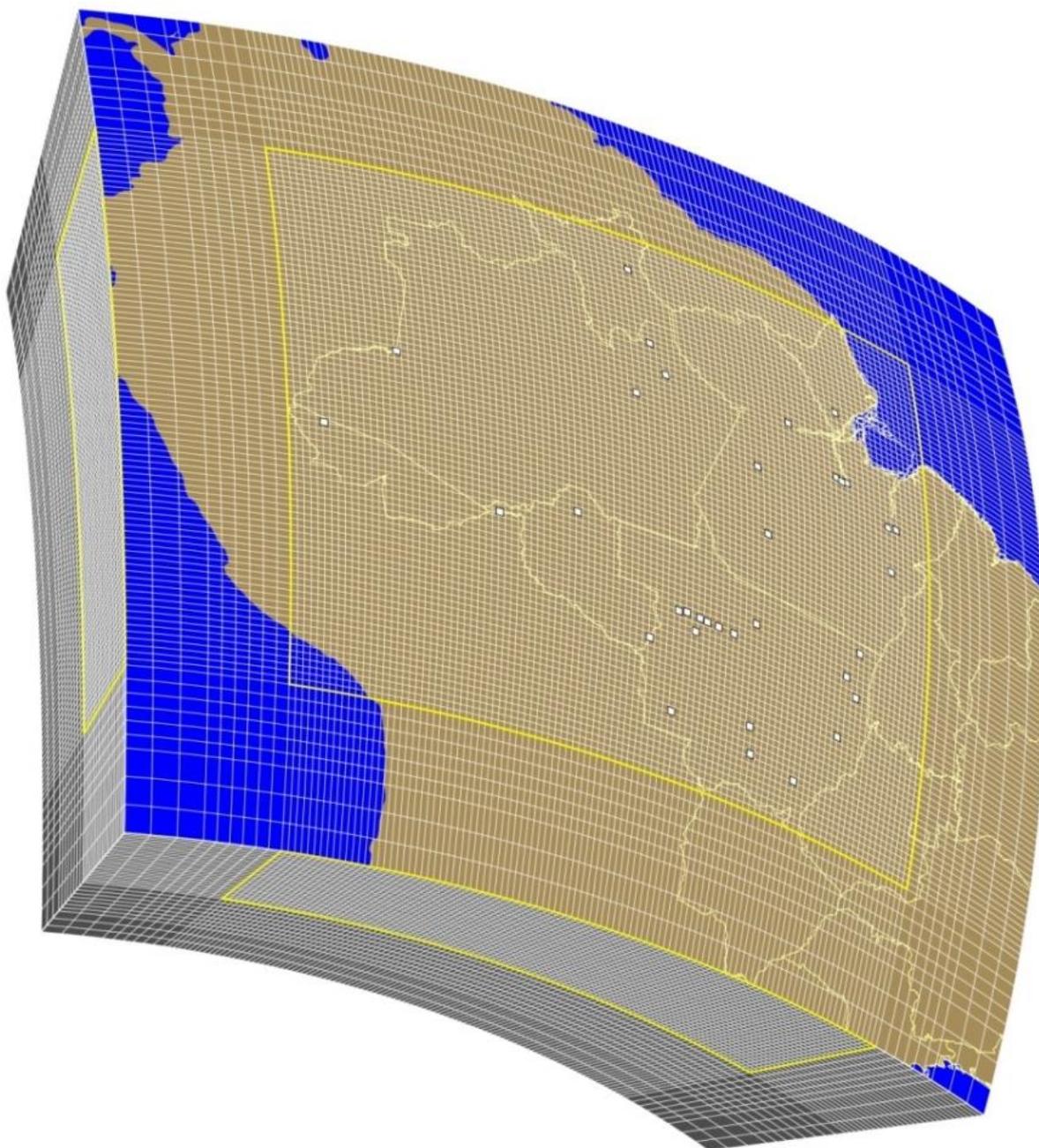


Figura 31: Modelo parametrizado utilizado na inversão regionalizada. As linhas amarelas delimitam a região de maior resolução (centrada no cráton Amazônico) e os quadrados brancos representam as estações utilizadas.

No perfil vertical $x-x'$, as anomalias de maiores velocidades em profundidades superiores aos 800 km desaparecem em sua maior parte nos resultados utilizando o modelo regional (setas tracejadas nas Figuras 33b e 33c), possivelmente devido à retirada de estações naquela região ou a mudança de parametrização.

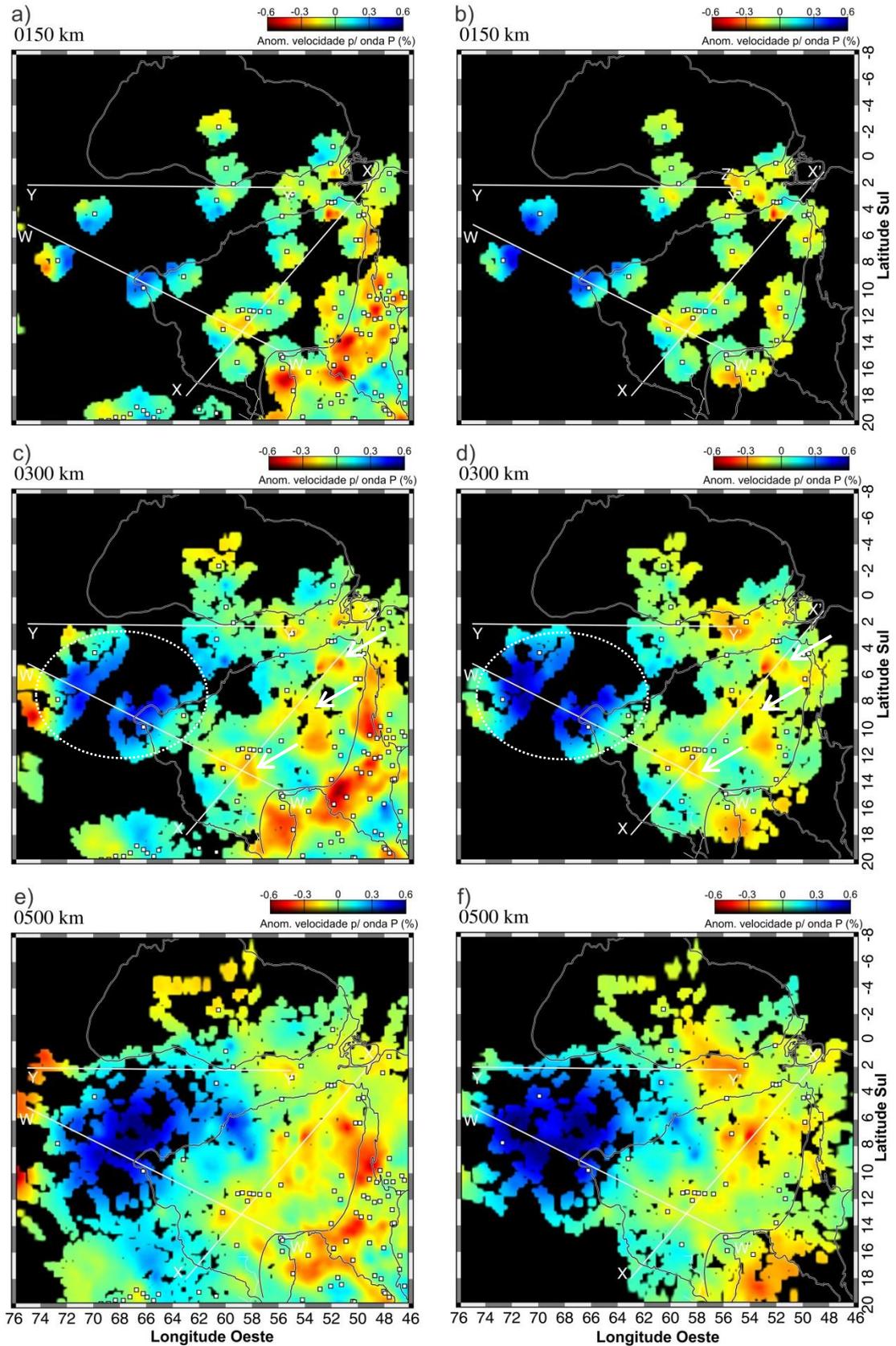


Figura 32: Imagens tomográficas horizontais para as profundidades de 150, 300 e 500 km. (a), (c) e (e) Resultados com toda a base de dados utilizando o modelo maior (Figura 12 - Capítulo 3). (b), (d) e (f) Resultados somente com estações utilizadas para o modelo regional no cráton Amazônico.

Melhores resultados com modelos regionais poderiam ser obtidos com a realização de testes utilizando modelos ainda menores, porém certamente a amplitude das imagens seria bastante reduzida, uma vez que as estações estão muito distantes uma das outras dificultando a escolha da localização dos modelos. Testes utilizando modelos regionais limitando a região das anomalias mais intensas de alta velocidade, por exemplo, poderiam ser realizados se houvessem um número maior de estações nessa região.

Dessa forma, embora o modelo regional tenha apresentado algumas diferenças com relação ao modelo normal, elas não foram tão significativas a ponto retirar a confiança nos resultados obtidos com o modelo normal, de forma que para a interpretação dos resultados serão utilizadas as imagens obtidas para toda a base de dados.

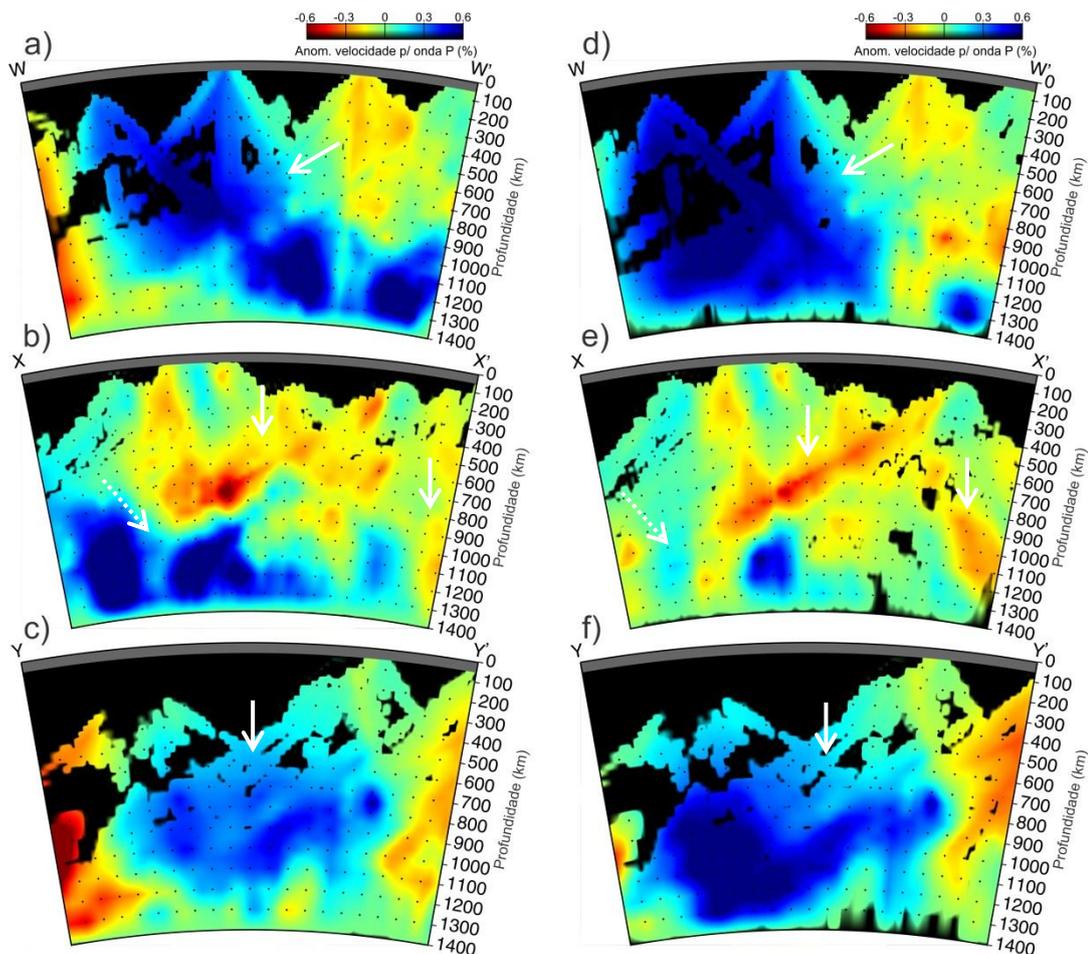


Figura 33: Perfis verticais indicados na Figura 32. (a), (b) e (c) Resultados com toda a base de dados utilizando o modelo maior (Figura 12 - Capítulo 3). (d), (e) e (f) Resultados somente com estações utilizadas para o modelo regional no cráton Amazônico.

5.4 Resultados com retirada de estações

As anomalias mais intensas de alta velocidade na região amazônica apresentam feições muito grandes em relação à quantidade de estações que geraram estas anomalias. As três principais estações localizadas nesta região são ETMB, CZSB e TBTG. Dessa forma, foram feitas inversões utilizando o modelo regional retirando os dados destas estações para verificar a dependência das anomalias presentes, em relação às estações retiradas. A Tabela 2 apresenta a localização destas estações e a quantidade de raios de ondas P e PKIKP para cada estação. Os resultados obtidos com a retirada de estações estão apresentados na Figura 34. Os perfis verticais indicados na Figura 34 são apresentados na Figura 35. As estações retiradas estão identificadas com um quadrado vermelho nas figuras.

Tabela 2: Localização das estações retiradas e quantidade de raios de onda P e PKIKP utilizados.

Estação	Latitude	Longitude	P	PKIKP
ETMB	-9.81680	-66.21370	355	61
CZSB	-7.72990	-72.70490	231	56
TBTG	-4.18680	-69.90900	203	52

As discussões dos resultados obtidos com a retirada de estações serão comparadas com os resultados apresentados na Figura 32d para as imagens tomográficas horizontais, e Figuras 33d, 33e e 33f para os perfis verticais. Os resultados apresentados após a retirada das estações ETMB, CZSB e TBTG (Figuras 34a, 35a, 35b e 35c), mostram que as anomalias de alta velocidade mais intensas na região amazônica são geradas pelos dados destas estações. Com a retirada destas três estações as anomalias observadas são aquelas referentes ao modelo de Terra homogêneo e isotrópico (IASP91).

Com a retirada das estações ETMB (Figuras 34b, 35d, 35e e 35f) e TBTG (Figuras 34d, 35j, 35k e 35l) praticamente não houveram alterações nas formas das feições, porém houveram alterações nas intensidades das anomalias. Com a retirada da estação CZSB (Figuras 34c, 35g, 35h e 35i) as formas das feições e as intensidades das anomalias foram mais alteradas, mostrando uma maior dependência da estação CZSB, todavia a região ainda apresenta anomalias de alta

velocidade bem demarcadas. A retirada da estação CZSB influenciou também levemente nas anomalias de baixa velocidade. Os resultados obtidos com a retirada de estações sugerem que estas anomalias são robustas, pois nos casos de retiradas de apenas uma estação as anomalias permanecem, sendo provavelmente as anomalias geradas pelas estruturas sob as estações.

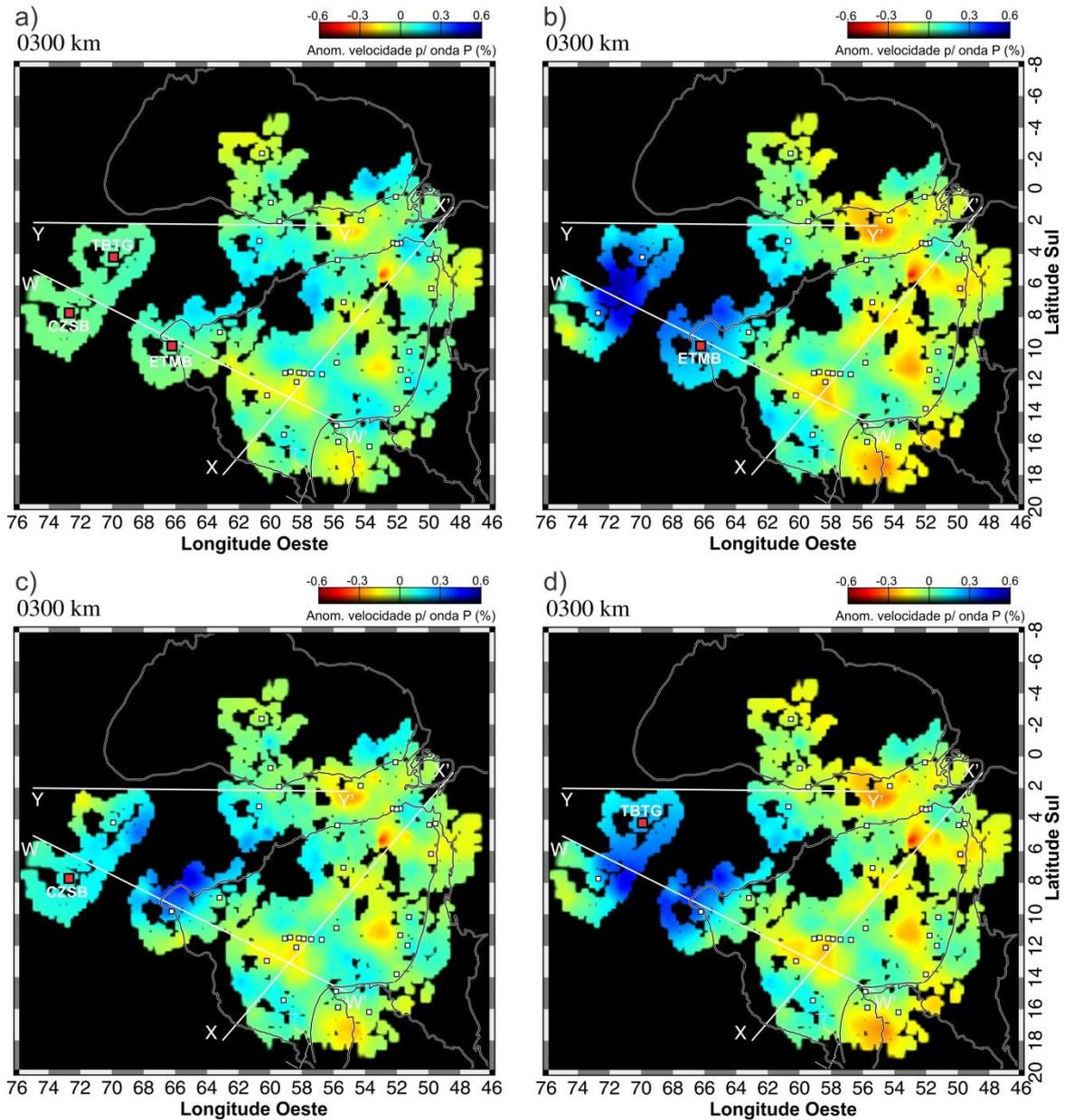


Figura 34: Imagens tomográficas horizontais para a profundidade de 300 km. (a) Resultados retirando as estações ETMB, CZSB e TBTG. (b) Resultados retirando somente a estação ETMB. (c) Resultados retirando somente a estação CZSB. (d) Resultados retirando somente a estação TBTG.

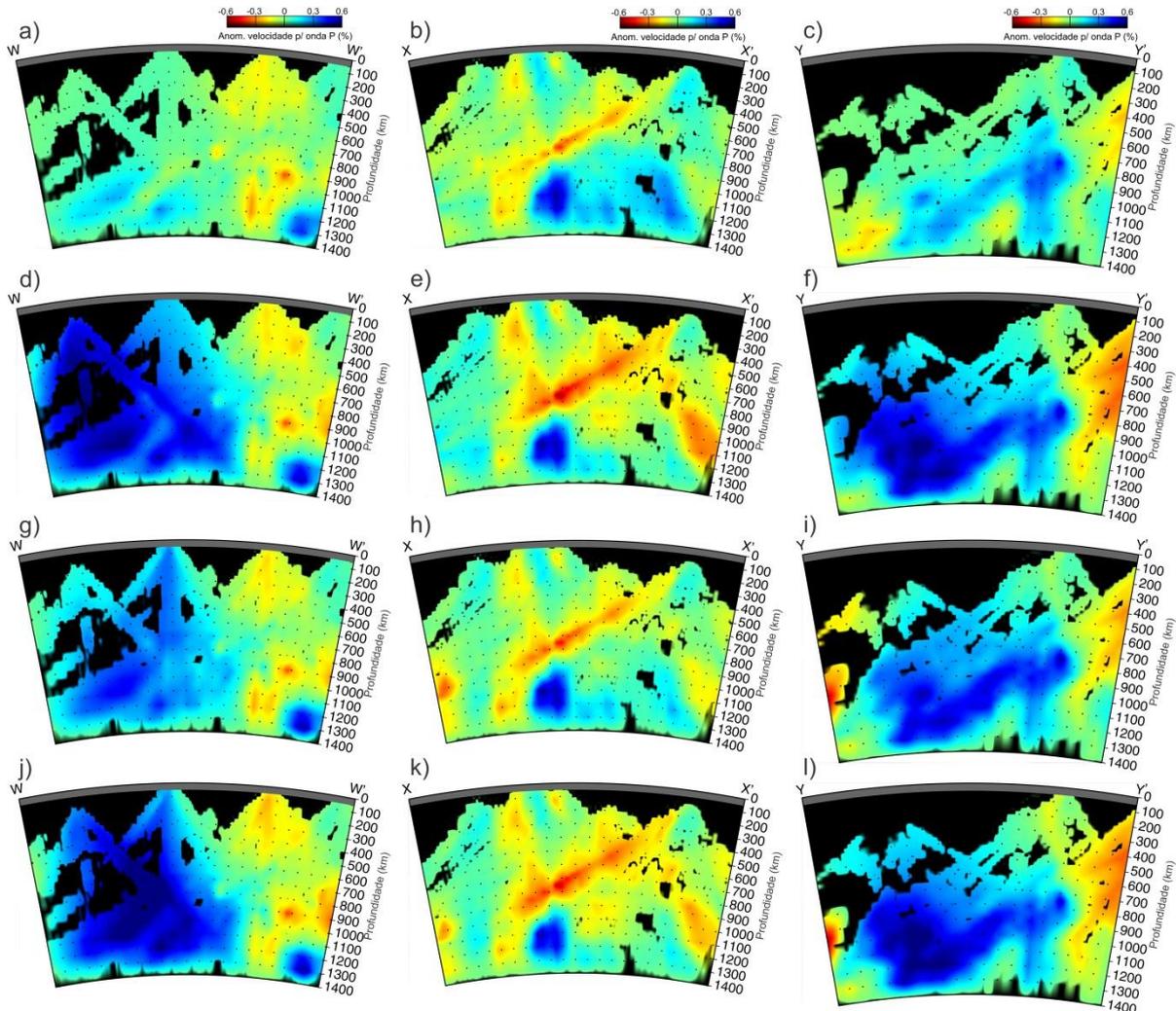


Figura 35: Perfis verticais indicados na Figura 34. (a), (b) e (c) Resultados retirando as estações ETMB, CZSB e TBTG. (d), (e) e (f) Resultados retirando somente a estação ETMB. (g), (h) e (i) Resultados retirando somente a estação CZSB. (j), (k) e (l) Resultados retirando somente a estação TBTG.

5.5 Testes de resolução

Além das questões abordadas acima, eventualmente anomalias falsas podem ser geradas durante a inversão para compensar a presença de anomalias relacionadas a grandes estruturas (e.g. Rocha et al., 2011). Estes efeitos podem ser identificados pela realização de análises de resolução do modelo utilizando testes sintéticos. Geralmente em tomografia sísmica são utilizados testes geométricos baseados nas imagens reais (e.g. Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011) que permitem observar a robustez das anomalias verificando o quanto do modelo de entrada é recuperado durante a inversão e testes do tipo *checkerboard* (Rawlinson et al., 2006) que consiste em simular anomalias alternadas de baixa e alta

velocidade com tamanhos específicos para avaliar o tamanho da estrutura que pode ser resolvida em determinada região do modelo (Capítulo 1).

O teste apresentado a seguir foi realizado para região do bloco paleocontinental São Francisco para verificar a resolução lateral e vertical de nossos resultados nessa região. Este teste foi elaborado antes da obtenção da base de dados final utilizada neste trabalho, de forma que não estão presentes algumas estações, principalmente a leste do cráton e na Província Borborema.

O procedimento do teste sintético é o mesmo utilizado por Schimmel et al. (2003), Rocha et al. (2011) e Azevedo et al. (2015). Foram utilizados dois modelos diferentes simulando a estrutura do cráton observada nos resultados reais. As dimensões laterais são iguais para ambos os modelos, mas a profundidade de cada um é diferente, sendo considerada a extensão do cráton em profundidades de até 200 km para o Modelo 1 e 250 km de para Modelo 2. A diferença nas dimensões verticais foi projetada para estimar a resolução vertical. As profundidades escolhidas foram baseadas nos modelos sintéticos utilizados por Rocha et al. (2011) onde eles sugerem que a profundidade do cráton do São Francisco é de aproximadamente 200 km, porém considerando um bloco menor com dimensões limitadas pela borda leste do cráton.

A Figura 36 mostra o modelo de entrada utilizado (Figura 36a) e os resultados da inversão dos tempos de percursos sintéticos para Modelo 1 (Figuras 36b e 36d) e Modelo 2 (Figuras 36c e 36e). Podemos observar que houve boa recuperação dos modelos de entrada, relativamente ao que foi visto nos resultados reais. As diferenças das reconstruções observadas para os dois modelos estão principalmente relacionadas à intensidade das anomalias já que foram considerados os mesmos parâmetros de inversão.

As anomalias tomográficas obtidas a partir do Modelo 2 são ligeiramente mais intensas do que as obtidas a partir do Modelo 1. Isso pode ser explicado porque a espessura da estrutura simulada para o Modelo 2 é 50 km maior do que o Modelo 1 fazendo com que os raios percorram uma distância maior dentro da anomalia de alta velocidade. Também foi observado que os resultados para ambos os modelos são mais suaves do que o modelo de entrada, uma vez que a regularização imposta

durante a inversão reduz grandes gradientes espaciais de velocidade (Schimmel et al., 2003).

Algumas anomalias de baixa velocidade aparecem ao redor do bloco sintético. Estas anomalias são artefatos gerados durante a inversão, uma vez que não existem estruturas de baixa velocidade em nenhum dos modelos de entrada. Rocha et al. (2011) observaram um efeito semelhante nos testes de resolução da anomalia atribuída à placa de Nazca observada em seus resultados. Neste trabalho os artefatos foram atribuídos a baixa resolução no manto inferior. No entanto, uma explicação melhor seria que a regularização do algoritmo de inversão tenta tornar a média global do modelo próxima de zero. Dessa forma, ela tenta compensar a presença de grandes estruturas incluindo artefatos com anomalias opostas.

A Figura 37 mostra os perfis verticais com os modelos de entrada (Figuras 37a e 37b) e os resultados da inversão dos tempos sintéticos (Figuras 37c e 37d). Como nas figuras horizontais também podemos observar que as anomalias recuperadas para o Modelo 2 são mais intensas do que para o Modelo 1.

Para ambos os modelos, as anomalias recuperadas são estiradas em profundidade quando comparadas com o modelo de entrada, o que poderia ser uma influência da alta densidade de raios provenientes de uma direção predominante. Este efeito aparece principalmente em regiões com menor cobertura de raios como na parte central e leste do perfil $x-x'$ (Figuras 37c e 37d) onde as anomalias atingem profundidades maiores (até 800 km) do que na parte oeste (até cerca de 400 Km).

A comparação entre perfis sintéticos e os reais mostram feições muito semelhantes, inclusive o efeito de estiramento da anomalia de alta velocidade. Isto indicaria que a profundidade real do CSF seria parecida com as dos modelos de entrada, com maior semelhança ao Modelo 2, indicando que este alcançaria profundidades de 250 km.

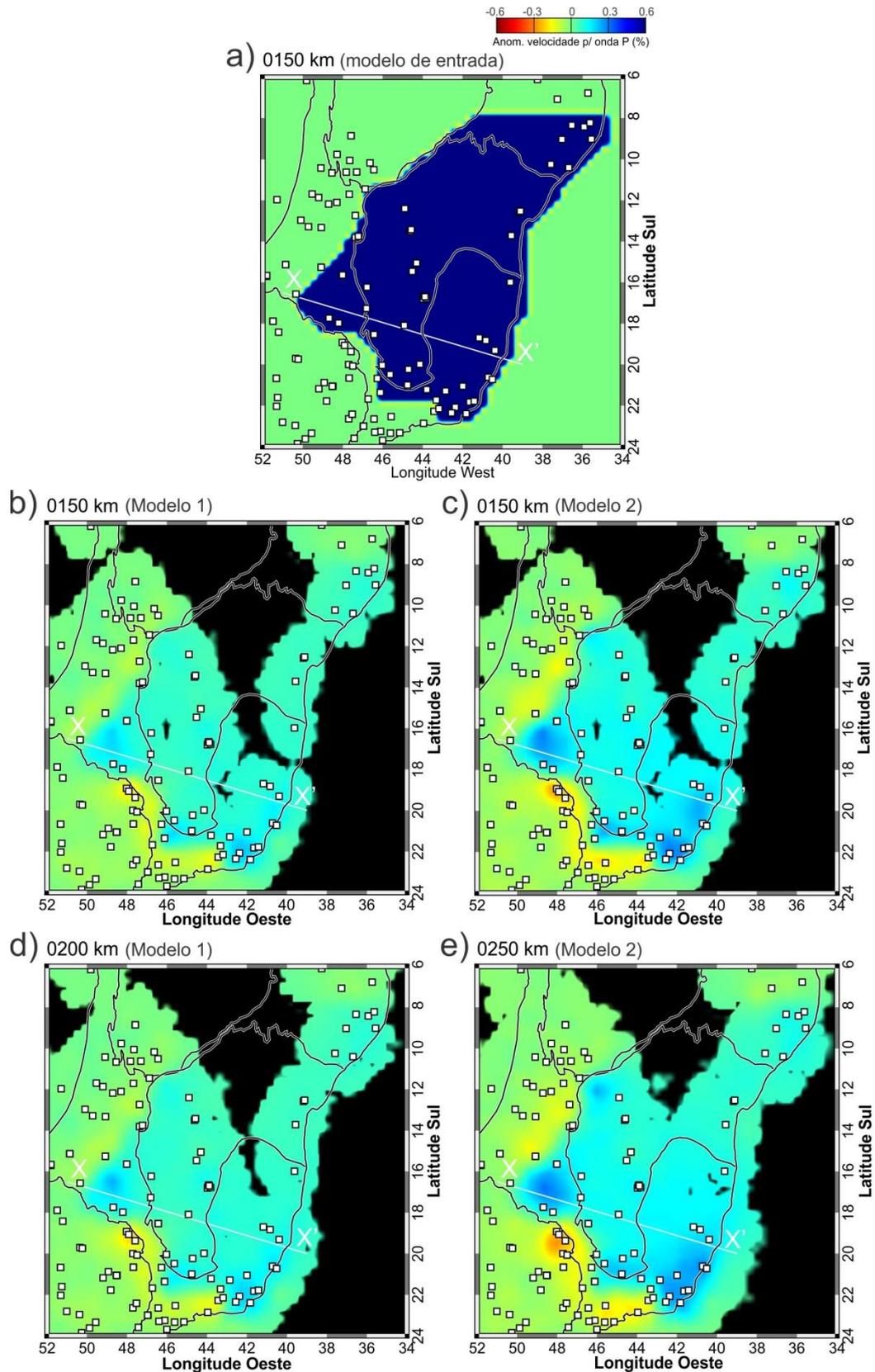


Figura 36: Modelos sintéticos geométricos horizontais. (a) Modelo de entrada para profundidade de 150 km. (b) e (d) Reconstruções para o Modelo 1 nas profundidades de 150 e 200 km respectivamente (profundidade máxima de 200 km). (c) e (e) Reconstruções para o Modelo 2 nas profundidades de 150 e 250 km respectivamente (profundidade máxima de 250 km).

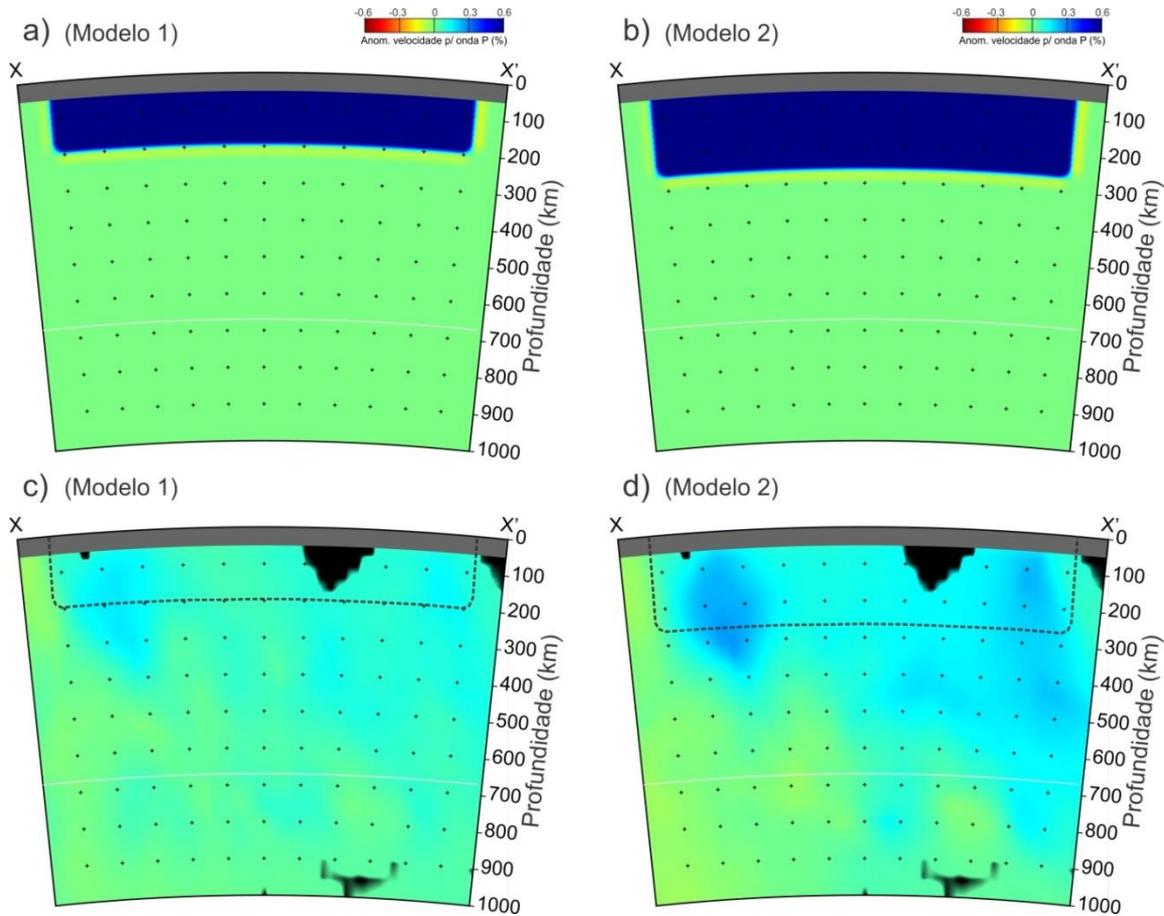


Figura 37: Modelos sintéticos geométricos verticais. (a) e (b) são os perfis $x-x'$ para o Modelo 1 (profundidade máxima de 200 km) e Modelo 2 (profundidade máxima de 250 km) respectivamente. (c) e (d) são respectivamente as reconstruções dos perfis $x-x'$ para (a) e (b).

Para este trabalho não foi possível realizar uma análise de resolução para todas as regiões que serão discutidas no próximo capítulo, principalmente devido ao grande tempo computacional requerido para os testes, os quais devem ser feitos repetidamente até encontrar o melhor modelo que explique os resultados observados. A grande quantidade de raios disponíveis (43211) requer algumas adaptações nos programas utilizados para o traçamento dos raios, as quais ainda não foram totalmente implementadas. Testes realizados apenas com dados de estações localizadas em regiões de interesse, podem ser uma solução futura para agilizar estes processos, todavia para algumas regiões a retirada de estações pode fazer com que boa parte dos eventos não sejam utilizados (menos de 4 estações por evento – ver Capítulo 2) além de tornar as anomalias excessivamente suavizadas dificultando às interpretações.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Introdução

Estudos anteriores (e.g. VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003; Rocha et al., 2011, Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016), consideraram a origem das anomalias de velocidade em termos das variações térmicas, embora as variações de composição também sejam uma componente importante (Rocha et al., 2011). Alguns trabalhos mostram que o fator composicional é significativo para explicar anomalias sísmicas (e.g. Deschamps et al., 2002; Artemieva et al., 2004), no entanto, no manto superior, o fator térmico é predominante (e.g. Goes et al., 2000). Trabalhos realizados para estudar o fluxo de calor regional na América do Sul (Hamza et al., 2007; Guimarães e Hamza, 2013) sugerem valores mais baixos para as regiões cratônicas e valores mais elevados para as regiões de faixas móveis. Dentro deste contexto, vamos considerar em nossas interpretações que as anomalias de alta e baixa velocidade estão relacionadas com regiões de baixa e alta temperatura, respectivamente.

6.2 Sismicidade intraplaca no Brasil

Os maiores terremotos no mundo, geralmente ocorrem em regiões onde há convergência de placas tectônicas, sendo esse um fator já conhecido pelos pesquisadores. No entanto, a sismicidade observada no interior dos continentes ainda é pouco compreendida, e aberta a várias hipóteses.

Alguns trabalhos foram realizados para explicar a sismicidade intraplaca a partir de modelos de zonas de fraquezas preexistentes (e.g. Johnston, 1989; Schulte e Mooney, 2005; Agurto-Detzel et al., 2016; Agurto-Detzel et al., 2017) ou concentração de tensão na crosta superior (e.g. Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani e Rajendran, 1991; Kenner e Segall, 2000). Mais recentemente, Assumpção e Sacek (2013) explicaram as zonas sísmicas, especialmente no Brasil central, como relacionadas a efeitos de flexura gerando tensões nessa região.

No Brasil central, uma alta concentração de eventos sísmicos é observada principalmente na província Tocantins na direção SW-NE, em uma zona conhecida como Zona Sísmica Goiás-Tocantins (GTSZ - Berrocal et al., 1984; Fernandes et al., 1991).

Os resultados de tomografia sísmica começaram a ser utilizados para explicar a sismicidade intraplaca por Assumpção et al. (2004b) propondo que o afinamento litosférico poderia favorecer a concentração de tensões na crosta superior enquanto que em regiões de litosfera mais espessa a tensão é distribuída dentro do manto superior. Assim, a sismicidade observada no Brasil central pode ser consequência do afinamento litosférico, na região de limite entre os paleocontinentes do São Francisco e Amazônico.

Em resultados de tomografia sísmica (Assumpção et al., 2004b; Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016), as regiões com afinamento litosférico apresentam menores velocidades com relação às regiões mais espessas, interpretadas como regiões de temperaturas relativamente mais altas. As regiões cratônicas, geralmente apresentam velocidades maiores nos resultados de tomografia sísmica, sendo estas regiões mais estáveis e, conseqüentemente, com temperaturas relativamente mais baixas.

Dentro deste contexto, relacionamos a distribuição da sismicidade no Brasil central com os resultados mais recentes obtidos neste trabalho, para melhorar o entendimento das causas da alta sismicidade na GTSZ.

As anomalias de baixa velocidade no Brasil central, alongadas na direção SW-NE (Figuras 14-23) coincidentes com o lineamento Transbrasiliano, podem indicar uma zona relativamente mais frágil representando uma região de afinamento litosférico e de consequente elevação da astenosfera, o que pode ter ocasionado a reativação do lineamento Transbrasiliano, e consequente atividades sísmicas nesta região. Embora tenhamos incluído mais dados nesta região, esta anomalia está bem resolvida como mostrado por testes de resolução realizados por Azevedo et al. (2015).

Na porção sudoeste da província Tocantins, foi observada uma anomalia de alta velocidade em uma região com baixa sismicidade. Essa região foi interpretada por Azevedo et al. (2015) como sendo parte do cráton Amazônico. Outra anomalia de alta velocidade foi observada a sul da província Tocantins. Conforme será discutido na Seção 6.3, o cráton do São Francisco se estende além de seus limites de superfície a oeste, sob a faixa Brasília, portanto, a litosfera nestas regiões tem características cratônicas, não sendo uma região de fraqueza, não favorecendo a ocorrência de alta sismicidade.

A Figura 38 apresenta uma imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 150 km com a localização dos epicentros no Brasil. Na Figura 39 apresentamos o modelo para resumir nossa interpretação da sismicidade não homogênea na direção E-W no Brasil central e o perfil vertical x-x' indicado na Figura 38. Este modelo é baseado em nossos resultados da tomografia sísmica e no modelo para a estrutura da litosfera na região proposta por Soares et al. (2006) com base em resultados de refração profunda, e foi apresentado no trabalho de Rocha et al. (2016) com resultados do presente trabalho.

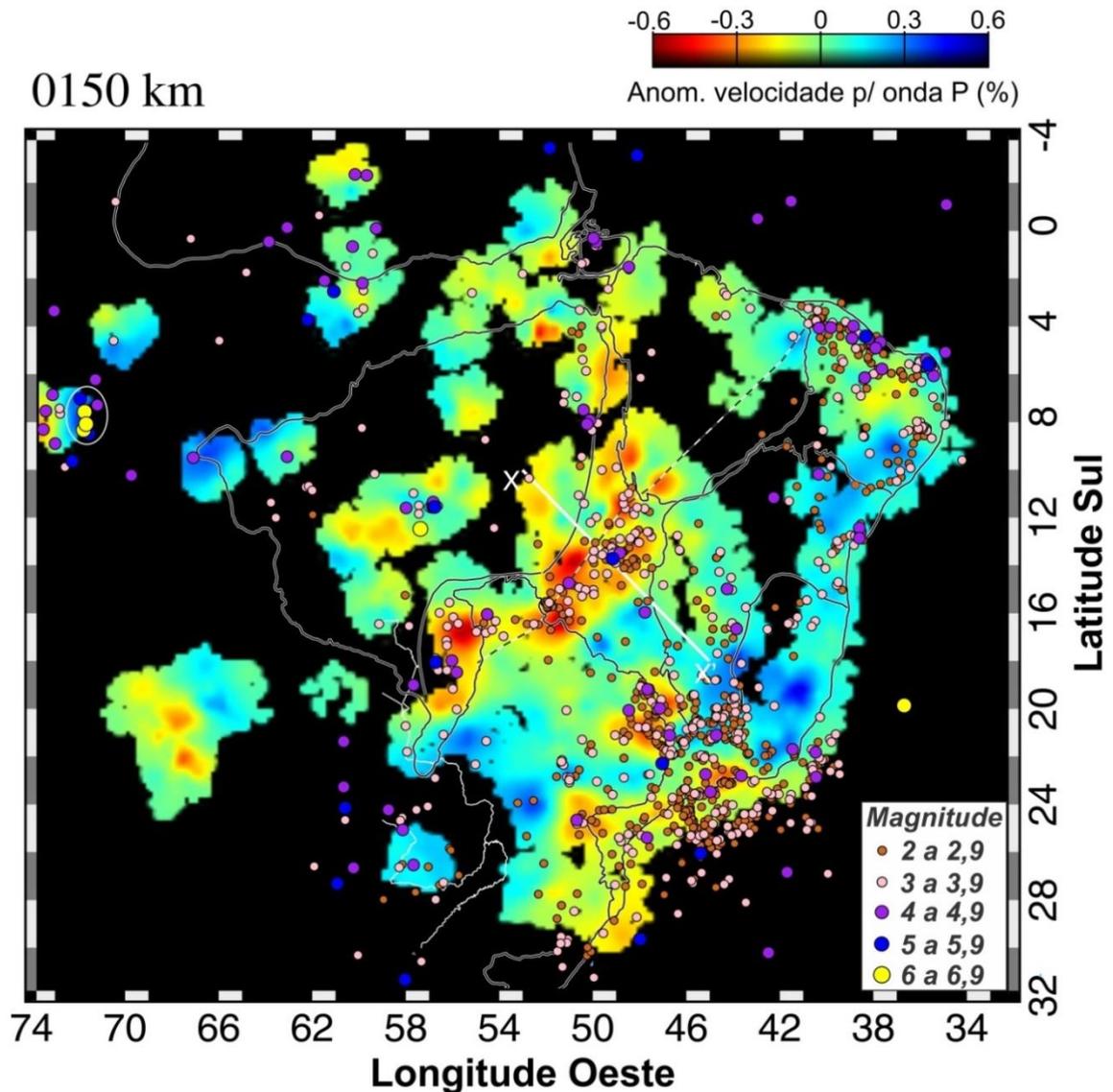


Figura 38: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 150 km e localização de epicentros (círculos) no Brasil. O catálogo utilizado é o da RSBR (versão 2014.06 – disponível em http://rsbr.gov.br/catalogo_sb.html). Foram incluídos também os eventos profundos no estado do Acre (indicados por uma elipse branca). A linha branca representa o perfil vertical x-x' e a linha tracejada o lineamento Transbrasiliiano.

Observa-se pela Figura 38, uma sismicidade na região da bacia do Pantanal coincidindo com as anomalias de baixa velocidade nesta bacia (Figuras 14-20). Os epicentros seguem a tendência da GTSZ, reforçando hipóteses de que a sismicidade no Pantanal tem relação também com estruturas associadas ao lineamento Transbrasiliiano (e.g. Assine, 2004). Estas características mostram boa correlação com o que foi proposto para o Brasil central, sugerindo possíveis regiões com afinamento litosférico nos limites entre os blocos cratônicos, neste caso, o cráton Amazônico com o embasamento cratônico da bacia do Paraná.

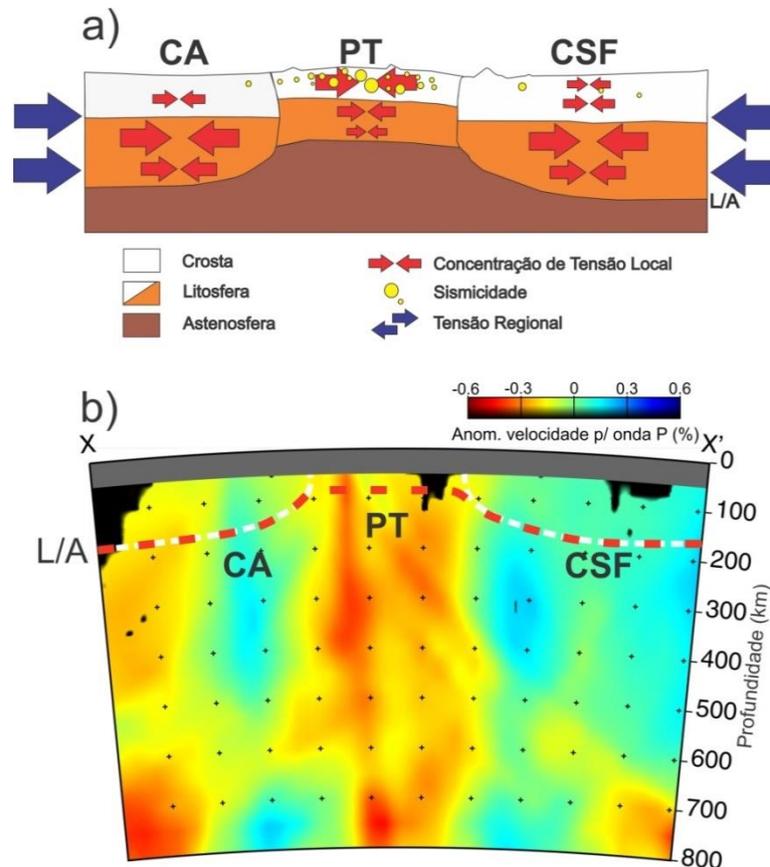


Figura 39: (a) Localização da sismicidade em função da concentração de tensão na crosta superior, favorecendo a atividade sísmica nesta região. (b) Perfil vertical x-x' indicado na Figura 38. CA= Cráton Amazônico; PT – Província Tocantins (Faixa Brasília) e CSF= Cráton do São Francisco. L/A é o limite litosfera/astenosfera conforme Heit et al. (2007). Adaptada de Rocha et al. (2016).

Outra região que apresenta características semelhantes é na província Mantiqueira com uma faixa sísmica ao longo da costa coincidindo com anomalias de baixa velocidade observadas em nossos resultados, todavia em uma região que não é um limite entre blocos cratônicos, tendo apenas seus limites a oeste próximos do embasamento cratônico da bacia do Paraná. Na continuação da margem continental, ao norte dessa faixa sísmica, há uma região praticamente assísmica, a leste do cráton do São Francisco, na faixa Aracuaí, mostrando que há diferenças na estrutura sísmica da litosfera ao longo da margem continental brasileira no Atlântico Sul. As anomalias de alta velocidade estariam relacionadas com o bloco paleocontinental São Francisco (conforme será discutido na próxima seção) que estava conectado ao bloco do Congo antes da abertura do oceano Atlântico. As anomalias de baixa velocidade podem ser atribuídas a uma litosfera mais enfraquecida onde se iniciou o processo de abertura do oceano Atlântico Sul. A

litosfera mais antiga do Atlântico Sul, indicada pelas anomalias magnéticas (e.g. Hartmann e Pacca, 2009) do assoalho oceânico é maior na parte sul do que na parte norte sugerindo que os continentes nesta região estavam se separando, enquanto a região norte ainda estava ligada à África, o que poderia explicar o processo de estiramento da litosfera naquela região, e a consequente criação de uma zona de fraqueza que teria favorecido a ocorrência dos terremotos.

Finalmente, podemos observar na Figura 38, uma tendência de maior ocorrência de sismos nos limites entre os blocos cratônicos, coincidindo com as anomalias de baixa velocidade observadas nos resultados tomográficos. As regiões de altas velocidades, atribuídas com regiões mais frias e estáveis e espacialmente correlacionadas com áreas cratônicas possuem menor sismicidade.

6.3 Delimitação dos limites em subsuperfície do bloco paleocontinental São Francisco

Atualmente os crátons são entendidos como partes diferenciadas da litosfera caracterizadas por possuírem raízes do manto que atingem profundidades de até 400 km indicando longa estabilidade (Jordan 1978, 1981, 1988). A partir da recente história geológica da América do Sul (e.g. Almeida et al., 2000), pode-se afirmar que com a abertura do Oceano Atlântico o paleocontinente São Francisco-Congo ficou dividido em duas partes. Uma delas é o cráton São Francisco localizado na placa sul-americana e a outra é o cráton do Congo localizado na placa africana.

Com base em informações geológicas e em dados estruturais e gravimétricos Alkmim et al. (1993) apresentaram uma primeira tentativa de delinear os limites do cráton do São Francisco. Ussami (1999) propôs uma estrutura para o cráton usando critérios termomecânicos a partir do mapeamento de características de escala litosférica. Uma compilação de estudos sismológicos realizados por Assumpção et al. (2004a) e estudos tomográficos (Rocha et al., 2011; Azevedo et al., 2015) indicaram que o limite ocidental do cráton do São Francisco se estende para oeste em profundidades litosféricas apoiando a hipótese de que ele faz parte de um bloco maior em subsuperfície. Assumpção et al. (2017) apresentaram uma síntese, das

informações disponíveis para a estrutura profunda no leste do Brasil, de dados sísmológicos e de gravidade para caracterizar o cráton do São Francisco e ajudar a definir melhor seus limites laterais em profundidade.

Os resultados obtidos no presente trabalho permitiram melhorar esta discussão visando definir os limites do cráton do São Francisco em profundidades litosféricas para auxiliar o entendimento sobre a evolução tectônica da plataforma Sul-americana, uma vez que novas imagens tomográficas são apresentadas com melhor resolução do que aquelas apresentadas por Rocha et al., 2011 e Azevedo et al., 2015).

Observa-se que há uma predominância de anomalias de alta velocidade no cráton do São Francisco que vai além de seus limites de superfície a oeste (Figuras 14-27). A parte central e norte do cráton tem baixa cobertura de raios principalmente para as profundidades menores (regiões em preto), no entanto uma continuidade da anomalia de alta velocidade pode ser observada o que sugere que se trata de uma estrutura única. No nordeste do cráton do São Francisco, em direção à costa, as anomalias entram sob a província Borborema sendo possível que elas estejam relacionadas com o Cráton. Foi possível observar também que a anomalia de alta velocidade sob o cráton do São Francisco se estende para o leste ao longo da orógeno Araçuaí.

Para concentrar a discussão na região do cráton do São Francisco utilizaremos a Figura 40, com as mesmas dimensões da Figura 36 dos testes de resolução apresentados no Capítulo 5, incluindo dois perfis verticais que atravessam as porções norte (z-z') e sul (x-x') do cráton. O perfil x-x' indicado na Figura 40a está na mesma localização do perfil x-x' indicado na Figura 36.

Foi observada no perfil vertical z-z' (Figura 40b) uma anomalia de alta velocidade que se estende da costa para a faixa Araguaia. Além do cráton do São Francisco foi observado parte do bloco cratônico sob a bacia do Parnaíba que também possui altas velocidades. No início deste perfil também foi observada uma anomalia de baixa velocidade provavelmente relacionada com a faixa Araguaia.

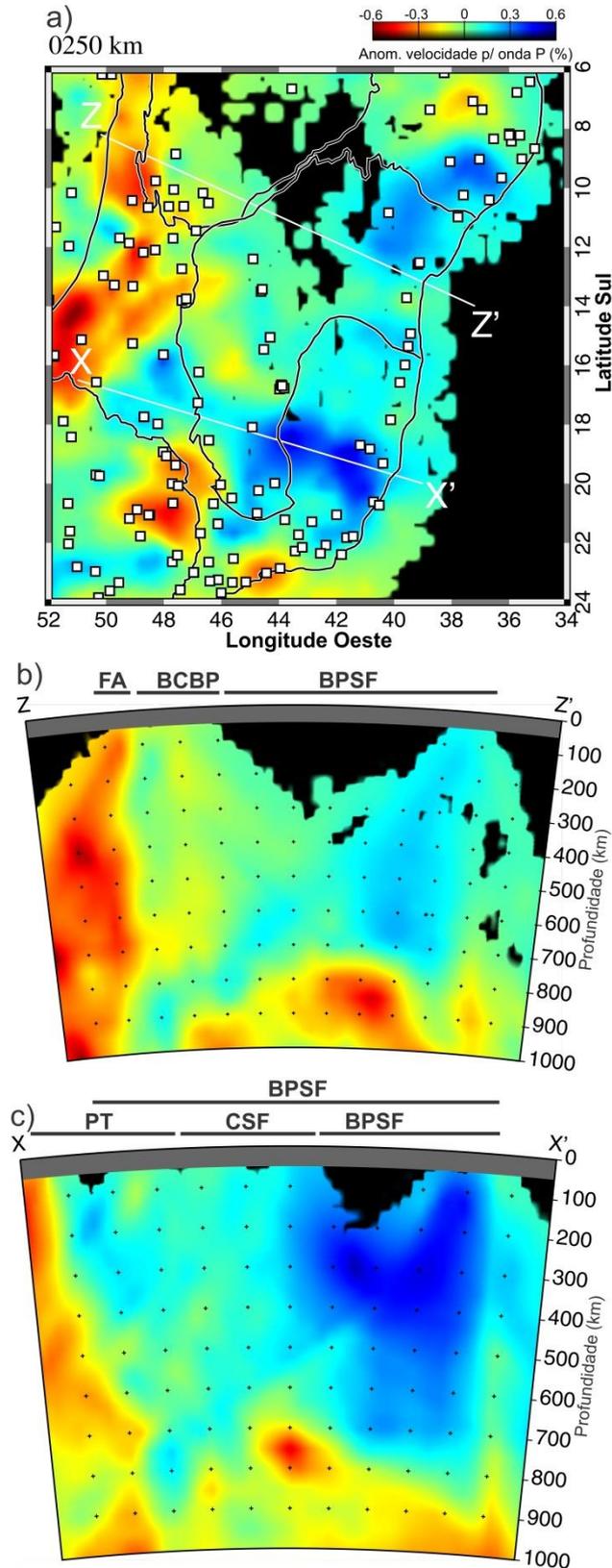


Figura 40: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 250 km com o cráton do São Francisco no centro da figura. (b) e (c) Perfis verticais z-z' e x-x' indicados na Figura 40a. FA= Faixa Araguaia; BCBP= Bloco cratônico da Bacia do Parnaíba; CSF= Cráton do São Francisco; BPSF= Bloco paleocontinental São Francisco. PT= Província Tocantins; OA= Orógeno Araçuaí.

No perfil x-x' (Figura 40c), anomalias de alta velocidade atingem profundidades de aproximadamente 700 km na parte leste do perfil e cerca de 400 km do oeste para a parte central do perfil. Os testes de resolução mostraram essa mesma tendência (Figura 37d) exceto para a porção central da figura real onde a anomalia se aproxima de 500 km. Estas anomalias praticamente se estendem de uma extremidade a outra ao longo do perfil, com exceção da porção extremo oeste, onde aparece uma anomalia de baixa velocidade, na região discutida na Seção 6.2 como estando relacionada a um afinamento litosférico, não apresentando, portanto característica cratônica.

A assinatura de alta velocidade é comum para regiões com características cratônicas uma vez que são mais antigas e estáveis e, portanto mais frias e rígidas. Assim, e com base no que foi discutido até então nesta seção, interpretamos os limites do cráton do São Francisco em profundidades litosféricas a partir das anomalias de alta velocidade sob este cráton, e as extensões destas anomalias para além dos seus limites de superfície para o oeste, leste e nordeste (mais próximo da costa). A Figura 41 mostra uma proposta para estes limites com base em nossos resultados. Para regiões onde não há informação obtida com a tomografia sísmica por causa da ausência de estações, como parte do limite norte, foi utilizada a informação geológica regional.

As anomalias de alta velocidade que se estendem do nordeste do cráton do São Francisco para a província Borborema se aproximam do lineamento de Pernambuco (Figura 41), uma das áreas mais sísmicamente ativas da província Borborema (Lima Neto et al., 2013; Lima Neto et al., 2014), representando um importante limite tectônico dentro desta província, limitando seus domínios transversais e sul (Neves et al., 2008). As altas velocidades sob o domínio do sul podem estar relacionadas com um embasamento cratônico que pode estar representado pela extensão do cráton do São Francisco nesta região.

As altas velocidades observadas sob o orógeno Araçuai sugerem extensões dos blocos paleocontinentais do São Francisco e Congo. Os terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos destes blocos foram amalgamados em torno de 2 Ga, como resultado de uma colagem complexa de arcos magmáticos formados em margens continentais e configurações intra-oceânicas (Noce et al. 2007). Após este evento

paleoproterozóico de amalgamação continental a região permaneceu preservada da abertura oceânica, quando um ramo oceânico transitório e estreito se formou no segmento sul do sistema de bacias Araçuaí-Oeste Congo. Mesmo durante esta etapa a ponte continental Bahia-Gabão permaneceu intacta ao norte ligando a paleopenínsula do São Francisco e o paleocontinente do Congo (e.g. Trompette, 1994).

O sistema de bacias resultante foi semelhante a um grande golfo (uma bacia do mar do interior) apenas pavimentada por uma litosfera oceânica estreita ao longo de sua zona axial do sul (Pedrosa-Soares et al., 2001; Alkmim et al., 2006; Pedrosa-Soares et al., 2008; Alkmim et al., 2017). Portanto o orógeno Araçuaí-Oeste Congo evoluiu em um setor altamente ensiálico com a influência notável e generalizada da litosfera Arqueana-Paleoproterozóica do paleocontinente Congo-São Francisco. Esta importante influência ensiálica é claramente demonstrada pelas assinaturas química e isotópica de ofiolitos e granitos orogênicos encontrados no orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares et al., 1998; Gonçalves et al., 2016; Tedeschi et al. 2016).

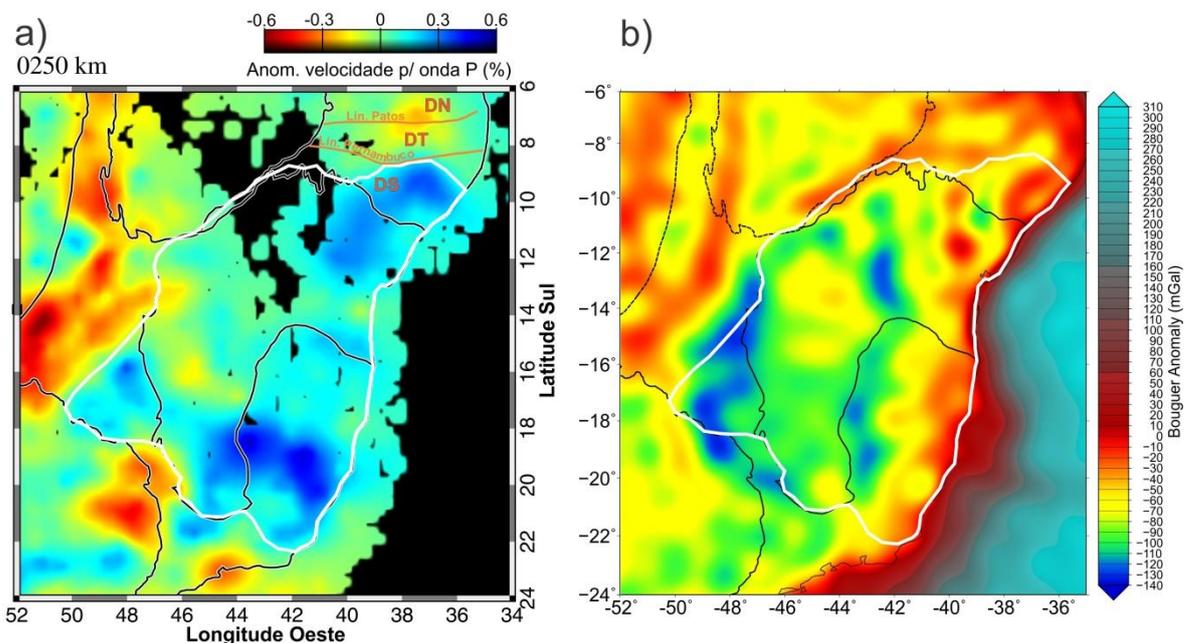


Figura 41: Comparação entre anomalias tomográficas em subsuperfície (a) e anomalias Bouguer (b) no bloco paleocontinental São Francisco. Linhas brancas sólidas são os limites em subsuperfície propostos neste trabalho para o bloco paleocontinental São Francisco. As linhas sólidas em laranja indicam os principais lineamentos existentes na província Borborema; DS= Domínio do sul; DT= Domínio transversal; DN= Domínio do norte.

Baseado neste cenário pode-se explicar a assinatura cratônica observada em nossos estudos dentro do orógeno Araçuaí, ou seja, essa assinatura reflete a antiga litosfera do paleocontinente do Congo-São Francisco, preservada no embasamento do orógeno.

As anomalias de alta velocidade que se estendem para além da porção oeste do cráton do São Francisco se correlacionam bem com os limites propostos por trabalhos anteriores e também correspondem espacialmente com as baixas anomalias gravimétricas Bouguer (Figura 41) que foram utilizadas para a delimitação deste cráton (Alkmim et al., 1993; Pereira e Fuck, 2005; Ussami, 1993). Uma exceção é a região costeira onde as anomalias Bouguer aparecem significativamente maiores quando comparadas à sua parte mais interna.

A respeito da profundidade do cráton do São Francisco, propomos raízes em torno de 250 km principalmente na sua porção oeste, sendo esta profundidade maior que o proposto por Rocha et al. (2011). Nossa interpretação está fundamentada no Modelo 2 do teste de resolução (Capítulo 5). Devido à baixa densidade de raios provenientes do leste, os quais reduzem o cruzamento dos raios nesta região e a resolução das imagens, não foi possível estimar a profundidade do cráton na porção leste.

6.4 Bloco cratônico sob a bacia do Parnaíba

As anomalias de baixa velocidade no Brasil central foram interpretadas por Azevedo et al. (2015) como o limite da colisão entre os blocos paleocontinentais Amazônico e São Francisco (Figuras 14-23). A divisão destas anomalias, em sua porção norte, em dois ramos, com tendências de anomalias de alta velocidade entre estes ramos, estaria marcando o limite destes paleocontinentes com o bloco cratônico da bacia do Parnaíba. De fato, nesta região, não é observada sismicidade (Figura 38), o que poderia ser explicado pela presença do bloco cratônico desta bacia. Assim como observado no cráton do São Francisco, baixos valores de anomalia Bouguer são observados nesta região (Figura 41b).

No modelo apresentado por Castro et al. (2014), o bloco do Parnaíba se alonga em forma triangular (como consequência da colagem dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco), acompanhando o lineamento Transbrasiliano, coincidindo em sua porção nordeste com a anomalia de alta velocidade observada nessa região. O perfil x-x' (Figura 42b) cruza a bacia do Parnaíba alcançando esta anomalia no extremo norte do perfil, todavia as anomalias aparentemente são borradas em profundidade, não permitindo identificar a profundidade desta feição. Mesmo com a instalação das estações da RSBR, a parte central do perfil é escassa de estações.

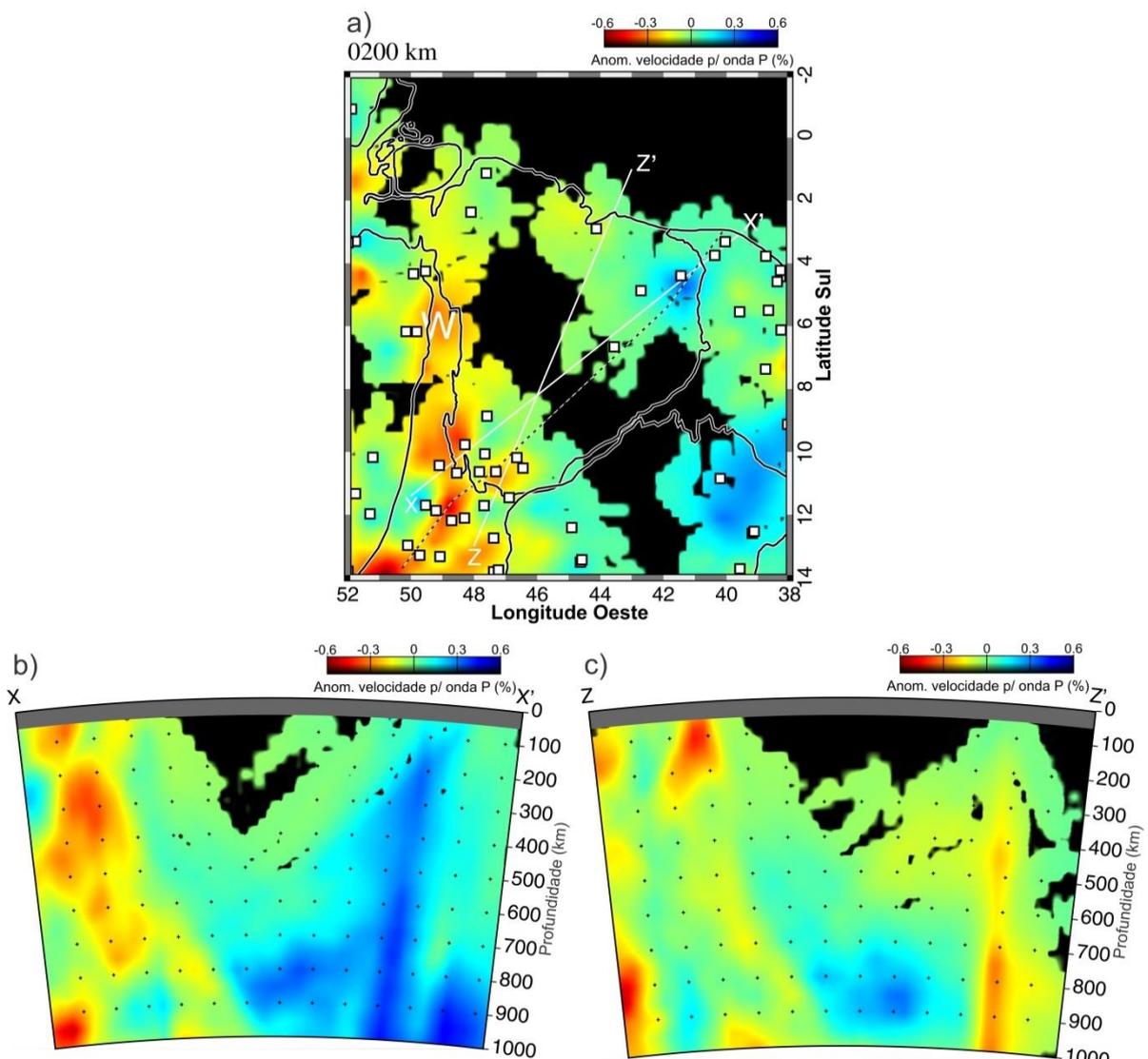


Figura 42: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km com destaque para a bacia do Parnaíba. (b) e (c) Perfis verticais indicados na Figura 42a.

Na porção norte da bacia do Parnaíba, tendências de altas velocidades são observadas, possivelmente relacionadas ao Cráton São Luís, o qual fez parte do Cráton do Oeste Africano. A extensão destas anomalias em profundidade está em torno de 150 km (Figura 42b) o que é esperado para crátons, porém há baixa cobertura de estações nesta região. A faixa Araguaia, formada durante a colisão dos crátons Amazônico e do São Francisco (e.g. Ussami e Molina, 1999), marca o limite oeste da bacia do Parnaíba com o cráton Amazônico sendo caracterizada por anomalias de baixas velocidades (Figuras 18-23 e 42a).

6.5 Blocos cratônicos sob a bacia do Paraná

Os principais modelos para o embasamento da Bacia do Paraná foram propostos por Cordani et al. (1984), Mantovani et al. (2005) e Milani e Ramos (1998). Os dois primeiros autores apresentam o embasamento como sendo composto por um bloco único enquanto que o terceiro sugere que este embasamento seja composto por vários blocos (Rocha et al. 2011). Estudos com os métodos sísmológicos de função do receptor e de dispersão de ondas Rayleigh realizados por Julià et al. (2008) consideram inconsistentes um núcleo cratônico intacto central cercado por faixas móveis, propondo a presença de um núcleo cratônico fragmentado, assim como proposto por Milani e Ramos (1998). Esse modelo também foi mais bem correlacionado com as anomalias de alta velocidade observadas nos resultados de Rocha et al. (2011) que observou anomalias de baixa velocidade menores, dentro da região do bloco cratônico da bacia do Paraná, que seriam os limites entre os diversos blocos sugeridos por Milani e Ramos (1998). Nossos resultados não diferem significativamente do que foi observado por Rocha et al. (2011) para profundidades de até 250 km. A Figura 43 apresenta o modelo proposto por Milani e Ramos (1998) e os perfis verticais x-x' e z-z' que cruzam simultaneamente alguns dos blocos que formam o embasamento da bacia do Paraná segundo este modelo.

Foi observado no perfil x-x' (Figura 43b) três seguimentos verticais. O seguimento oeste do perfil é mais influenciado pela anomalia atribuída por Schimmel et al. (2003) e Rocha et al. (2011) à presença da placa de Nazca sob a bacia do

Paraná. Os outros dois seguimentos apresentam profundidade mais bem definida, em torno de 250 a 300 km. No perfil z-z' (Figura 43c), é observada a mesma influência na anomalia relacionada ao bloco maior, não sendo possível estimar sua profundidade.

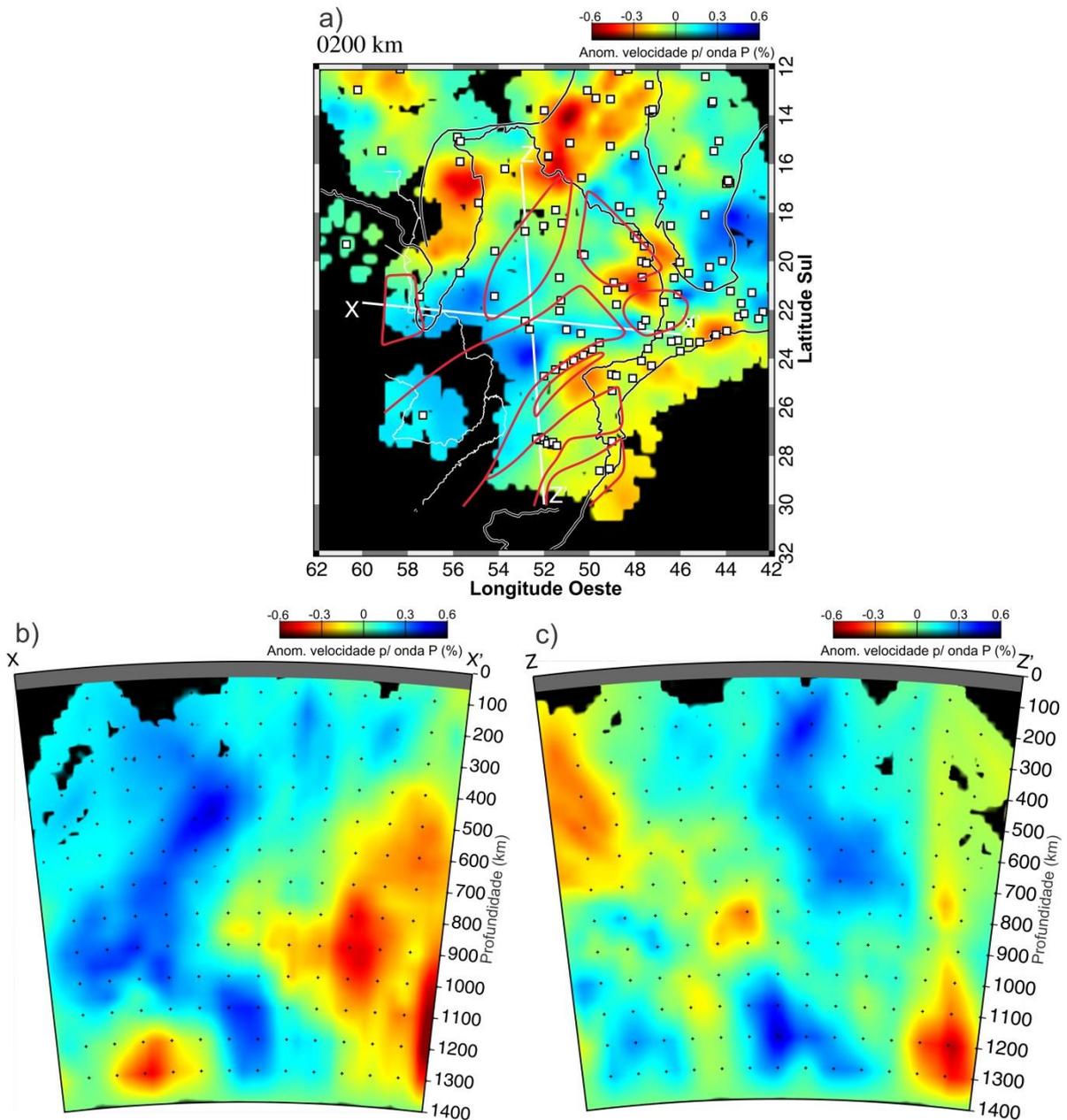


Figura 43: (a) Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 200 km com destaque para a bacia do Paraná. (b) e (c) Perfis verticais indicados na Figura 43a. As linhas sólidas em vermelho são os blocos cratônicos propostos por Milani e Ramos (1998).

6.6 Quilha cratônica sob o cráton Amazônico

Inserido na Plataforma Sul-Americana (Almeida e Hasui, 1984), o cráton Amazônico representa uma das mais expressivas áreas no mundo de idade do Arqueano/Proterozóico. Todavia o conhecimento de sua estrutura geológica em algumas regiões é relativamente baixa, possivelmente devido grande parte deste está contido em região de densa floresta tropical, com acesso limitado.

De toda forma, métodos geofísicos têm sido aplicados para investigações de sua estrutura geológica (e.g. Rosa et al. 2016) para determinar suas características rasas e profundas, uma vez que estes métodos são favoráveis em regiões de difícil acesso como citado.

Além da aparente estabilidade dos crátons, uma característica que tem sido de difícil explicação é a formação das quilhas cratônicas. A explicação mais comum de formação de quilha é o empilhamento quase que vertical a partir da subducção de placas, exigindo que o material da quilha seja deformável no momento da formação e logo depois, suficientemente forte para resistir ao cisalhamento (e.g. Bostock, 1998; Scott, 2005).

As anomalias de alta velocidade observadas em nossos resultados sob o cráton Amazônico mostram boa correlação com os limites de superfície deste cráton (Figuras 14-28). Próximo à latitude 11 graus sul, no Brasil central, a anomalia de alta velocidade se estende para além destes limites sendo possível que esta região seja parte do cráton Amazônico. Azevedo et al. (2015) sugerem que esta anomalia atinge cerca de 300 km, porém testes de resolução apresentados neste trabalho (Capítulo 1) enfatizaram mais a robustez das anomalias do que a profundidade do cráton, como o que foi apresentado no Capítulo 5 para o cráton do São Francisco. As novas feições observadas, principalmente para oeste do cráton e bacia Amazônica, apresentam profundidades maiores, apontando possivelmente a presença da quilha cratônica (Figura 44) deste cráton na região onde as anomalias de alta velocidade são mais intensas. A região onde há presença da suposta quilha coincide com sismos profundos na região próxima ao estado do Acre (Figura 38).

A subducção da placa de Nazca próxima a essa região é relativamente plana (*flat slab* - e.g. Espurt et al., 2007), possivelmente devido a subducção da Dorsal de Nazca (*Nazca Ridge*) sob a placa de Nazca (e.g. Gutscher et al., 2000). A Dorsal de Nazca alcançaria a região da bacia amazônica até próximo dos pontos de coordenada 10°sul e 70° oeste (Espurt et al., 2007) de forma que ela poderia estar influenciando as anomalias mais rasas relacionadas a quilha cratônica, fazendo com que estas anomalias apareçam em nossos resultados como uma única anomalia (Figuras 45a e 45b). A localização do perfil y-y' (Figura 45c) é menos influenciada pela região a que estamos nos referindo como a quilha do cráton Amazônico. Nesse perfil percebe-se que há uma tendência de mergulho das anomalias de alta velocidade próximo de onde acaba a influência da Dorsal de Nazca sob a América do sul, reforçando o que foi observado por Espurt et al. (2007).

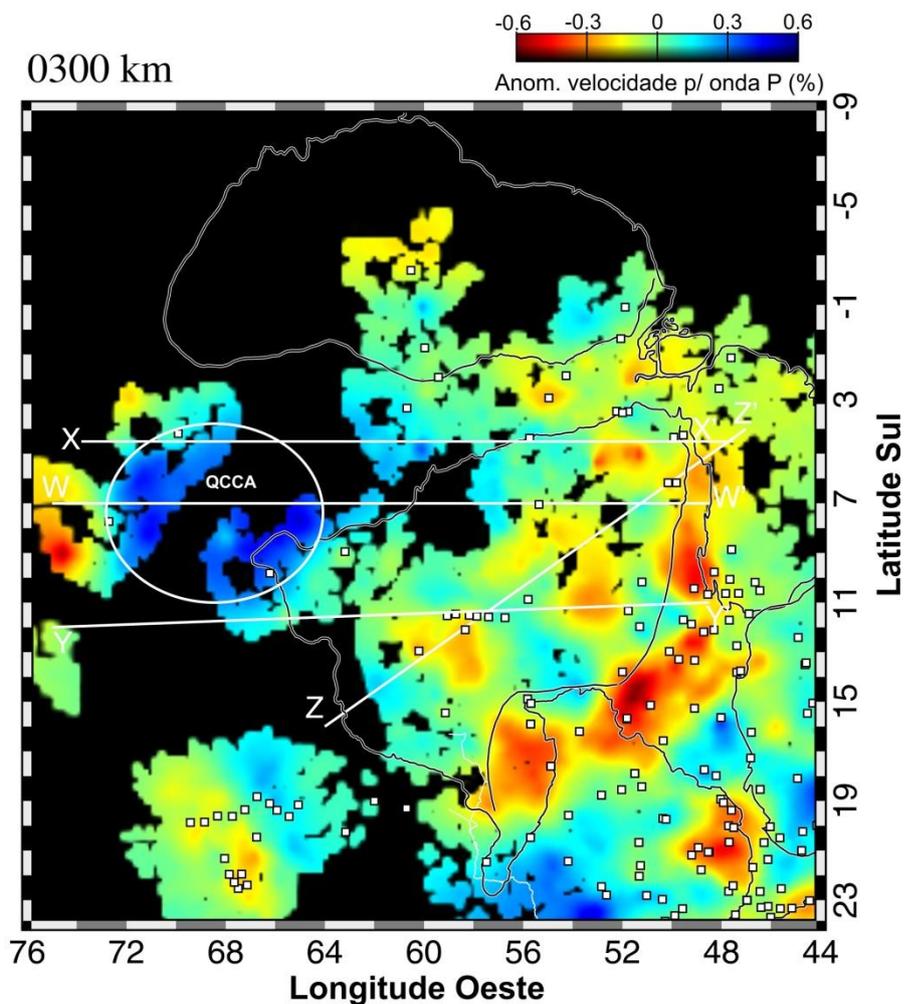


Figura 44: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 300 km, com destaque para o cráton Amazônico. QCCA= Quilha cratônica do cráton Amazônico.

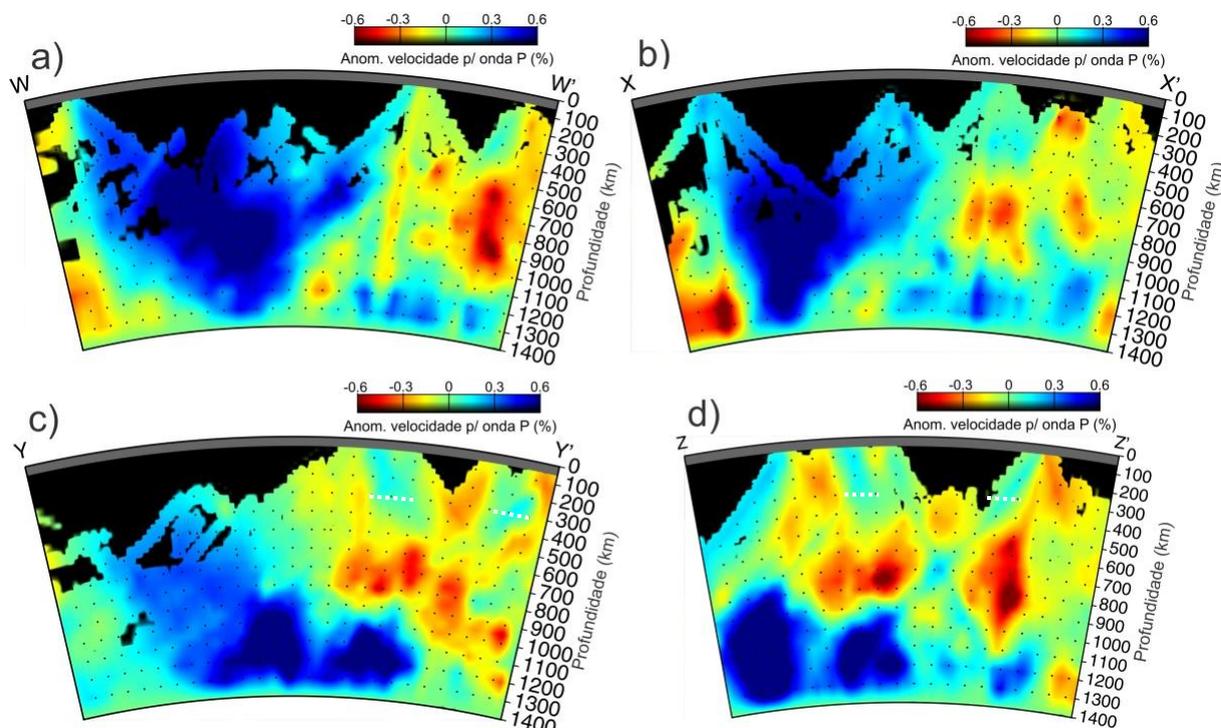


Figura 45: (a), (b), (c) e (d) são os perfis verticais indicados na Figura 44. Linhas tracejadas a 300 km indicam profundidades observadas para o cráton Amazônico.

Nas regiões não influenciadas por estas estruturas de maior velocidade, é possível perceber que a profundidade do cráton Amazônico está em torno de 300 km (Figuras 45c e 45d). Esse valor pode ser menor devido aos efeitos de alongamento das anomalias em profundidade, devido à influência dos caminhos dos raios, e poderíamos estimar uma profundidade em torno de 250 km uma vez que uma característica semelhante foi observada para o cráton do São Francisco, onde foram realizados testes de resolução. Valores de quilhas cratônicas estão em torno de 300 km de profundidade (e.g. James et al. 2001) sendo geralmente maiores em regiões continentais (Press et al., 2006). Devido ao que foi discutido acima, não foi possível estimar uma profundidade para a quilha do cráton Amazônico.

Devemos ainda considerar a possibilidade de não haver uma quilha cratônica nesta região, sendo que as anomalias observadas estariam relacionadas com a Dorsal de Nazca e a placa de Nazca, e que a presença destas e dos esforços devido sua entrada sob a placa Sul-americana seriam as causas da sismicidade observada naquela região.

Para trabalhos futuros sugerimos a realização e testes de resolução propondo as estruturas consideradas acima, para tentar separá-las, todavia com o método de tomografia sísmica talvez isso não seja possível devido a limitações intrínsecas do método. Testes semelhantes foram realizados por Schimmel et al. (2003) e Rocha et al. (2011) para estruturas de alta velocidade localizadas sob a bacia do Paraná e não foi possível separar as estruturas relacionadas a placa de Nazca do embasamento da bacia do Paraná.

6.7 Compartimentação tectônica do cráton Amazônico

Atualmente, a proposta mais aceita de evolução tectônica do cráton Amazônico baseia-se na concepção de que durante o arqueano, paleo e mesoproterozóico, teriam ocorrido processos de colisão continental e sucessões de arcos magmáticos, produzindo acreções continentais a partir de magmas derivados do manto superior (Tassinari e Macambira, 2004). Seguindo essa linha, Tassinari e Macambira (1999) propuseram a divisão do cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, que evoluíram a partir destes processos, apresentando características geológicas com idades distintas. O trabalho de Tassinari e Macambira é uma evolução de trabalhos anteriores (Tassinari, 1981; Cordani e Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari et al., 1996; Tassinari, 1996). A Figura 2 (Capítulo 1) mostra distribuição das províncias geocronológicas do cráton Amazônico. Segundo este modelo, considera-se que havia inicialmente um protocráton arqueano, composto por microcontinentes que foram amalgamados através de orogênias colisionais, correspondendo dessa forma às províncias geocronológicas em questão.

Os limites em superfície das províncias foram obtidos a partir das idades do embasamento metamórfico e de características geológicas, de forma que a inclusão de dados geocronológicos e geológicos obtidos ao longo dos anos, certamente possibilitarão modificações nos limites aproximados entre as províncias (e.g. Santos et al., 2000; Tassinari e Macambira, 2004). Dessa forma o suporte de dados geofísicos para delimitação destes limites se faz importante uma vez que grandes partes das províncias estão localizadas em regiões de difícil acesso.

Em nossos resultados, anomalias de baixa velocidade observadas sob o cráton Amazônico (Figuras 17-28) estão localizadas sob algumas destas províncias. Na Figura 46 estão traçados os limites em superfície destas províncias com base em Tassinari e Macambira (2004). Embora estas províncias sejam feições crustais, as quais não podem ser mapeadas com o método de tomografia sísmica, é possível que as anomalias de baixa velocidade observadas estejam refletindo a expressão destas feições em profundidades litosféricas indicando os possíveis limites entre estas províncias em subsuperfície.

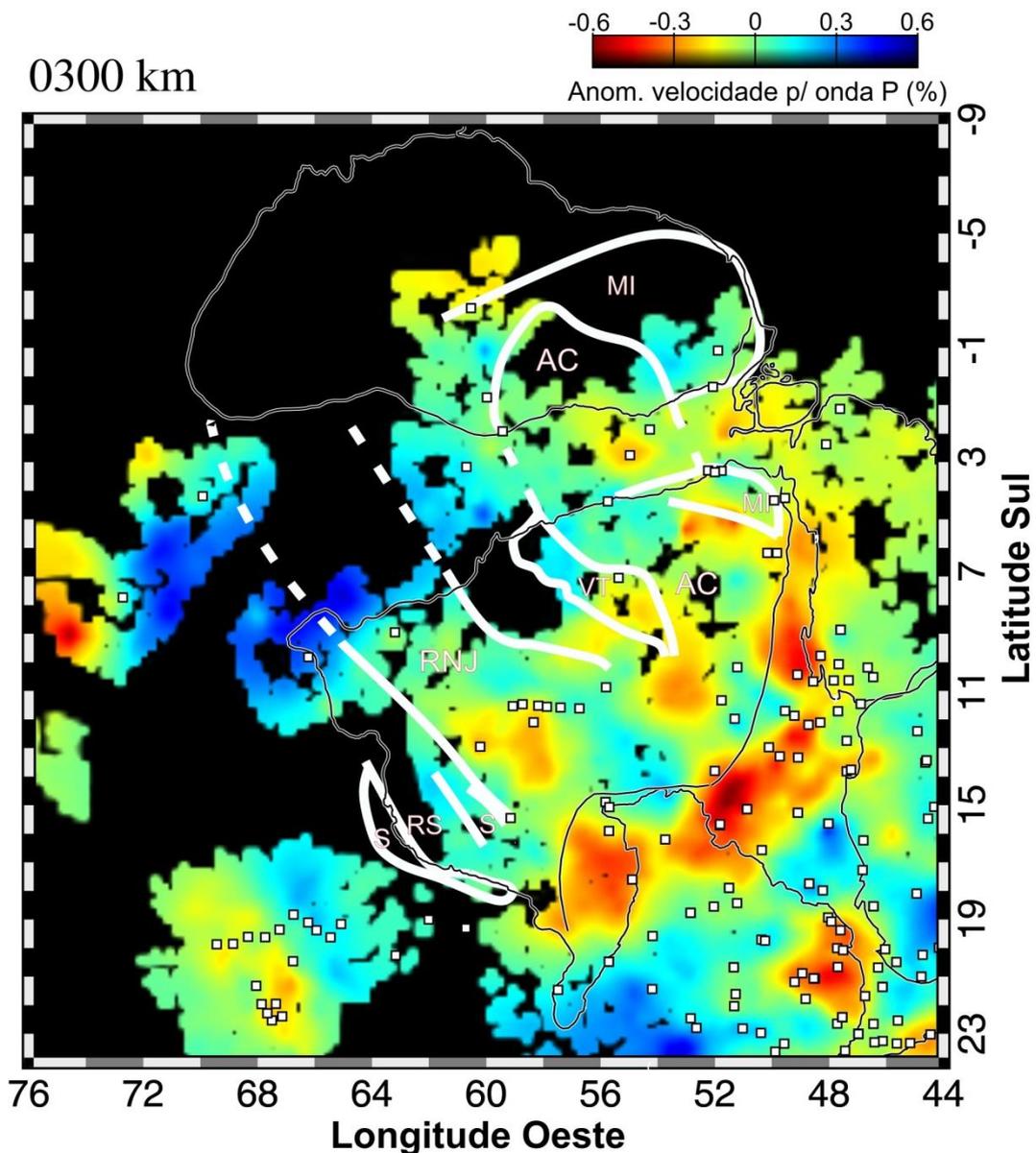


Figura 46: Imagem tomográfica horizontal para profundidade de 300 km. As linhas sólidas indicam limites das províncias geocronológicas, conforme Tassinari e Macambira (2004). AC=Amazônia Central; MI=Maroni-Itacaiunas; VT=Ventuari-Tapajós; RNJ=Rio Negro-Juruena; RS=Rondoniana-San Ignacio; S=Sunsás.

Considerando a localização das províncias geocronológicas e em subsuperfície seus respectivos núcleos cratônicos, as anomalias de baixa velocidade mais ao sul são relacionadas com a província Rio Negro-Juruena (RNJ) podendo marcar os limites em subsuperfície desta Província com Sunsás (S), a qual aparentemente está unida a Rondaniana-San Ignácio (RSI). As anomalias de baixa velocidade mais centrais limitam a região entre RNJ e a província Ventuari-Tapajós (VT) e desta com a província Amazônia central (AC). As anomalias mais ao norte limitam a província Amazônia central com Maroni-Itacaiúnas. Anomalias de alta velocidade estendem-se em direção a borda leste e sudeste do cráton Amazônico com relação às províncias AC e RNJ respectivamente, o que pode estar relacionado à extensão do núcleo cratônico destas províncias nestes sentidos.

Para uma melhor definição destas anomalias é necessário um adensamento de estações sismográficas na região, uma vez que a distância entre as estações na região amazônica superam os 500 km.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

A instalação de novas estações sismográficas, principalmente nas regiões norte e nordeste, possibilitou a ampliação da tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P no Brasil, permitindo o mapeamento do manto superior em regiões anteriormente não estudadas e melhorando as amplitudes das estruturas observadas em trabalhos anteriores através da inclusão de novos dados.

Na região do Brasil central, anomalias tomográficas de baixa velocidade coincidindo com o lineamento Transbrasiliano indicam uma região de afinamento litosférico e de conseqüente elevação da astenosfera, o que pode ter ocasionado a reativação do lineamento Transbrasiliano, favorecendo atividades sísmicas nesta região. O limite da colisão entre os paleocontinentes Amazônia e do São Francisco é uma área favorável para que exista um afinamento litosférico devido à concentração de tensões, pela convergência destes crátons, as quais podem ser distribuídas uniformemente na litosfera, e em regiões mais finas como na crosta superior, elas tendem a ser mais intensas.

A sismicidade na região da bacia do Pantanal coincide com as anomalias de baixa velocidade, com epicentros seguindo a tendência da GTSZ, reforçando hipóteses de que a sismicidade no Pantanal tem relação também com estruturas associadas ao lineamento Transbrasiliano (e.g. Assine, 2004). A zona de colisão do cráton Amazônico com o embasamento cratônico da bacia do Paraná favorece a proposta de afinamento litosférico nesta Bacia.

A faixa sísmica ao longo da costa coincide com anomalias de baixa velocidade observadas na província Mantiqueira. Na continuação da margem

continental, ao norte dessa faixa sísmica, há uma região praticamente assísmica, na faixa Aracuaí, caracterizando diferenças na estrutura sísmica da litosfera ao longo da margem continental brasileira no Atlântico Sul, onde processos de estiramento da litosfera na parte sul causaram uma zona de fraqueza que favoreceu a ocorrência de sismos.

O bloco paleocontinental São Francisco é maior, em profundidades litosféricas, do que os limites de superfície propostos para o cráton do São Francisco. Com base em nossos resultados, os limites deste Bloco se estendem para leste, oeste e nordeste. As características cratônicas observada em nossos resultados dentro do orógeno Araçuaí reflete a antiga litosfera do paleocontinente do Congo-São Francisco, preservada no embasamento do orógeno. A comparação entre perfis verticais de dados reais e de resultados de testes sintéticos sugere que a raiz do cráton do São Francisco alcança cerca de 250 km de profundidade.

As anomalias de alta velocidade observadas sob a bacia do Parnaíba coincidem com a localização do bloco do Parnaíba. A profundidade desta feição não pode ser estimada devido ao prolongamento das anomalias em profundidade ou influência de estruturas profundas sob este Bloco. Anomalias de alta velocidade na porção norte da bacia do Parnaíba podem estar relacionadas ao cráton São Luís. A profundidade observada para esta feição é de 150 km. O limite da bacia do Parnaíba com o cráton Amazônico é representado pela faixa Araguaia onde predominam anomalias tomográficas de baixa velocidade.

Nossos resultados não apresentaram mudanças significativas para a região da bacia do Paraná com relação ao que foi observado por Rocha et al. (2011), sendo possível observar a presença de um núcleo cratônico fragmentado como proposto por Milani e Ramos (1998).

Nossos resultados mostraram que há uma boa correlação espacial entre as anomalias de alta velocidade com os limites do cráton Amazônico nas porções mapeadas. As feições observadas, para oeste do cráton sugerem a presença da quilha do cráton Amazônico, o que poderia ser a causa de sismos profundos na região próxima ao estado do Acre. Essa região pode também estar sendo influenciada pela subducção da placa de Nazca, a qual também é influenciada pela

dorsal de Nazca fazendo com as anomalias de alta velocidade apareçam em nossos resultados com se fossem relacionadas a uma única estrutura. A profundidade do cráton Amazônico fora dessas regiões está em torno de 300 km, sendo possível que esse valor seja menor (em torno de 250 km) devido o alongamento das anomalias em profundidade.

As anomalias de baixa velocidade observadas no cráton Amazônico podem estar relacionadas aos limites em subsuperfície das províncias geocronológicas definidas por Tassinari e Macambira (2004). Anomalias de alta velocidade estendem-se em direção a borda leste e sudeste do cráton Amazônico com relação às províncias AC e RNJ respectivamente, o que pode está relacionado à extensão do núcleo cratônico destas províncias nestes sentidos.

Para trabalhos futuros sugerimos que sejam instaladas novas estações sismográficas, sobretudo na região amazônica, incluídos novos dados na base de dados deste trabalho de modo a melhorar a resolução das anomalias tomográficas, e também realizar novos testes de resolução para dar maior credibilidade aos resultados e aprofundar mais as discussões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agurto-Detzel, H.; Bianchi, M.; Assumpção, M.; Schimmel, M.; Collaço, B.; Ciardelli, C.; Barbosa, J. R. e Calhau, J. (2016). The tailings dam failure of 5 November 2015 in SE Brazil and its preceding seismic sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 4929–4936, doi:10.1002/2016GL069257.
- Agurto-Detzel, H., Bianchi, M.; Prieto, G. A. e Assumpção, M. (2017). Earthquake source properties of a shallow induced seismic sequence in SE Brazil, *Journal Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 2784–2797, doi:10.1002/2016JB013623.
- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B. e Barbosa, J. S. F. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. Uma revisão, in: *O Cráton do São Francisco*, pp. 45–62, Dominguez, J. M. L. e Misi, A., (eds). Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia/Sergipe, Salvador.
- Alkmim, F. F.; Marshak, S.; Pedrosa-Soares, A. C.; Peres, G. G.; Cruz, S. C. P. e Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-63.
- Alkmim, F. F.; Kuchenbecker, M.; Reis, H. L. S. e Pedrosa-Soares, A. C. (2017). The Araçuaí Belt. In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. 1. ed. Springer International Publishing AG*, v. 1, p. 255-276.
- Almeida F. F. M. e Hasui Y. (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378 p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. e Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1–29.
- Almeida, F. F. M.; Neves, B. B. B., e Carneiro, C. D. R. (2000). The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Reviews*, 50(1-2):77-111.

- Artemieva, I. M.; Billien, M.; Lévêque, J. e Mooney, W. D. (2004). Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structures of the continental upper mantle, *Geophys. J. Int.*, 157, 607–628, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02195.x.
- Assine, M. L. (2004). A bacia sedimentar do pantanal mato-grossense. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R., Carneiro, B. B. de Brito Neves (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 673 pp.
- Assumpção, M.; An, M.; Bianchi, M.; França, G.S.L.; Rocha, M. P.; Barbosa, J.R. e Berrocal, J. (2004a). Seismic studies of the Brasilia fold belt at the western border of the São Francisco Cráton, central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388, 173–185, doi:10.1016/j.tecto.2004.04.029.
- Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Rocha, M.; Barbosa, J. R. e Barros, L. V. (2004b). Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots, *Geophysical Journal International*, 159:390–399, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x.
- Assumpção, M.; Bianchi, M.; Julià, J.; Dias, F. L.; França, G. S.; Nascimento, R.; Drouet, S.; Pavão, C. G.; Albuquerque, D. F. e Lopes, A. E. V. (2012). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*. 43 (2013) 74-85.
- Assumpção, M. e Sacek, V. (2013). Intra-plate seismicity and flexural stresses in Central Brazil. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 487-491, doi:10.1002/grl.50142.
- Assumpção, M.; Azevedo, P. A.; Rocha, M. P. e Bianchi, M. B. (2017). Lithospheric Features of the São Francisco Craton, in: *Heilbron, M., Cordani, U. G.; Alkmim, F. F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer International Publishing, Cham, pp. 15–25. doi:10.1007/978-3-319-01715-0_2.

- Azevedo, P. A.; Rocha, M. P.; Soares, J. E. e Fuck, R. A. (2015). Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* 201:61–69. doi: 10.1093/gji/ggv003.
- Bastow, I. D.; Nyblade, A. A.; Stuart, G. W.; Rooney, T. O. e Benoit, M. H. (2008). Upper mantle seismic structure beneath the ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12), doi:10.1029/2008GC002107.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antazena, R.; Dias Neto, C. M.; Ortega, R.; França, H. e Veloso, J. A. V. (1984). Sismicidade do Brasil, *IAG/USP-CNEM*, 320 pp., São Paulo, Brazil.
- Bianchi, M. (2012). *Sactools*. Não há publicação. Disponível em <https://github.com/marcelobianchi/sactools>. Último acesso em julho de 2015.
- Bostock, M.G., (1998). Mantle stratigraphy and evolution of the slave province. *Journal of Geophysical Research*,. 103, 21183-21200.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. C. e Fuck, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22 (3), 155–166.
- Brito Neves, B. B. e Fuck, R. A. (2013). Neoproterozoic evolution of the basement of the South American Platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 72–89.
- Cahill, T. e Isacks, B. L. (1992). Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97:17503–17529.
- Castro D.L.; Fuck R.A.; Phillips J.D.; Vidotti R.M.; Bezerra F.H.R. e Dantas E.L. (2014). Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614: 128-145.

- Cline, A. K. (1981). FITPACK – Software package for curve and surface fitting employing splines under tension. *Department of Computer Sciences, University of Texas, Austin*.
- Constable, S. C.; Parker, R. L. e Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52(3):289–300.
- Cordani U. G. e Brito Neves B. B. (1982). The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*,12(1-3):78-88.
- Cordani, U. G.; Fuck, R. A.; Brito Neves, B. B.; Filho, A. T. e Cunha, F. M. B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras, *Revista Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, Petrobras/Cenpes/Sintep, Publicação*, 15, 1-70.
- Cordani, U. G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari C. C. G. e Basei, M. A. S. (2000). Crustal evolution of the South American platform, in: *Tectonic Evolution of South America*, pp. 19–40, eds Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz-Filho, A. e Campos, D. A., Finep, Brazil.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Coutinho, J. M. V. e Ruiz. A. S. (2010). The Rio Apa craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310 (2010), pp. 981-1023.
- Cordani, U. G.; Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G.; Basei, M. A. S.; Fuck, R. A. e Girardi, V. A. V. (2013). Was there an Ediacaran Clymene ocean in central South America? *Am. J. Sci.* 313, 517–539.
- Curto, J. B.; Vidotti, R. M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S. e Dantas, E. L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010593.

- Deschamps, F.; Trampert, J. e Snieder, R. (2002). Anomalies of temperature and iron in the uppermost mantle inferred from gravity data and tomographic models, *Phys. Earth planet. Inter.*, 129, 245–264, doi:10.1016/S0031-9201(01)00294-1.
- Espurt, N.; Baby, P.; Brusset, S.; Roddaz, M.; Hermoza, W.; Regard, V.; Antoine, P. O.; Salas-Gismondi, R. e Bolaños, R. (2007). How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology*, v.35; no. 6; p. 515–518; doi:10.1130/G23237A.1.
- Evans, J. R. e Achauer, U. (1993). Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies, In: H. M. Iyer e K. Hirahara eds. *Seismic Tomography: Theory and Practice*: Chapman and Hall, London, pp. 319-360.
- Fairhead, J. D. and Maus, S. (2003), CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean, *The Leading Edge*, 22, 779–783.
- Feng, M.; Van der Lee, S. e 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:10.1029/2006JB004449.
- Fernandes, E. P.; Blum, M. L. B. e Ribeiro, R. K. (1991). The Goiás Seismic Zone - A new approach, paper presented at *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, Brazil.
- Fuck R. A.; Pimentel M. M.; Soares J. E. P. e Dantas E. L. (2005). Compartimentação da Faixa Brasília, In: *SBG, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas*, pp. 26-27.

- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Day, J. A.; Humphris, S. E. e Dickin, A. P. (2005). Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: constraints on the origin of EM-1, *Earth planet. Sci. Lett.*, 237(3–4), 744–767, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.015.
- Goes, S.; Govers, R. e Vacher, P. (2000), Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography, *J. geophys. Res.*, 105(B5):11 153–11 169, doi:10.1029/1999JB900300.
- Goldstein, P.; Dodge, D.; Firpo, M. e Lee Minner (2003). “SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to “The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology”, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, *Academic Press*, London.
- Goldstein, P. e Snoke A. (2005). “SAC Availability for the IRIS Community”, Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.
- Golub, G. H. e Van Loan, C. F. (1983). Matrix Computations, *The Johns Hopkins University Press*, Baltimore, 476 p.
- Gonçalves, L.; Alkmim, F. F.; Pedrosa-Soares, A. C.; Dussin, I.; Valeriano, C.; Lana, C. e Tedeschi, M. (2016). Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, 36, 439-459.
- Guimarães, S. N. P. e Hamza, V. M. (2013). “Thermomagnetic Features of Crust in Southern Parts of the Structural Provinces of Tocantins and São Francisco, Brazil,” *ISRN Geophysics*, vol. 2013, Article ID 382382, 8 pages, 2013. doi:10.1155/2013/382382.
- Gutscher, M. A.; Spakman, W.; Bijwaard, H. e Engdahl, E. R. (2000), Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v. 19, p. 814–833, doi:10.1029/1999TC001152.

- Hamza, V. M.; Cardoso, R. R. e Ponte Neto, C. F. (2007). Spherical harmonic analysis of earth's conductive heat flow. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch.* (2008) 97:205–226 doi:10.1007/s00531-007-0254-3.
- Hartmann, G. A. e Pacca I. G. (2009). Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(2): 243-255.
- Heintz, M.; Debayle, E. e Vauchez, A. (2005). Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from surface wave tomography. *Tectonophysics*, 406:115-139, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.006.
- Heit, B.; Sodoudi, F.; Yuan, X.; Bianchi, M. e Kind R. (2007). An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2007GL030317.
- Hestenes, M. R. e Stiefel E. (1952). Methods of conjugate gradients for solving linear systems, *J. Res. Nat. Bur. Standards*, 49:409–436.
- James, D. E.; Fouch, M. J.; VanDecar, J. C. e van der Lee, S. (2001). Tectospheric structure beneath southern Africa. *Geophysical Research Letters*, v. 28, no. 13, p. 2485-2488. doi: 10.1029/2000GL012578.
- Johnston, A. C. (1989). The seismicity of “stable continental interiors. *Earthquakes North-Atlantic Passiv. Margins Neotectonics Postglacial Rebound*, pp. 563–579 doi:10.1007/978-94-009-2311-9.
- Jordan, T. H. (1978). Composition and development of the continental tectosphere. *Nature* 274, 544–548. doi:10.1038/274544a0.
- Jordan, T. H. (1981). Continents as a Chemical Boundary Layer. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 301, 359–373. doi:10.1098/rsta.1981.0117.
- Jordan, T. H. (1988). Structure and Formation of the Continental Tectosphere. *J. Petrol. Special_Vo*, 11–37. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.1.11.

- Julià, J.; Assumpção, M. e Rocha, M. P. (2008). Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: evidence for a fragmented cratonic root, *Journal geophysical Research*. 113, B08318, doi:10.1029/2007JB005374.
- Kenneth, B. L. N. e Engdahl, E. R. (1991). Travel times for global earthquakes location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105:429-465.
- Kenner, S. J. e Segall, P. (2000). A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone. *Science* 289 (80-), 2329–2332. doi:10.1126/science.289.5488.2329.
- Lima Neto, H. C.; Ferreira, J. M.; Bezerra, F. H. R.; Assumpção, M.; Nascimento, A. F.; Sousa, M. O. L. e Menezes, E. A. S. (2013). Upper crustal earthquake swarms in São Caetano: Reactivation of the Pernambuco shear zone and trending branches in intraplate Brazil. *Tectonophysics*, 633, 211-220.
- Lima Neto, H. C.; Ferreira, J. M.; Bezerra, F. H. R.; Assumpção, M.; Nascimento, A. F.; Sousa, M. O. L. e Menezes, E. A. S. (2014). Earthquake sequences in the southern block of the Pernambuco Lineament, NE Brazil: stress field and seismotectonic implications, *Tectonophysics*, 608, 804-811.
- Mantovani, M. S. M.; Quintas, M. C. L.; Shukowsky, W. e de Brito Neves, B. B. (2005). Delimitation of the Parapanema Proterozoic block: a geophysical contribution, *Episodes*, 28(1), 18–22.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis—Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc., Orlando, FL.
- Milani, E.J. e Ramos, V.A. (1998). Orogenias paleozoicas no domínio sul ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, *Rev. Brasileira de Geociências*, 28(4), 473–484.

- Neves, S. P.; Bruguier, O.; Bosch, D.; Silva, J. M. R. e Mariano, G. (2008). U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *J. South Am. Earth Sci.* 25, 285–297. doi:10.1016/j.jsames.2007.06.003.
- Noce, C. M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Silva, L. C.; Armstrong, R. e Piuzana, D. (2007). Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60-78.
- Pavão, C.; França, G.; Marotta, G.; Menezes P.; Neto, G. e Roig, H. (2012). Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil, *Journal of Geographic Information System*, Vol. 4 No. 2, pp. 142-152. doi: 10.4236/jgis.2012.42019.
- Paige, C. C. e Saunders, M. A. (1982) LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Trans. Math. Software*, 8:43–71.
- Pedrosa-Soares, A. C.; Vidal, P.; Leonardos, O. H. e Brito-Neves, B. B. (1998). Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo Orogen. *Geology*, 26, 519-522.
- Pedrosa-Soares, A. C.; Noce, C. M.; Wiedemann, C. M. e Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- Pedrosa-Soares, A. C.; Alkmim, F. F.; Tack, L.; Noce, C. M.; Babinski, M.; Silva, L. C. e Martins-Neto, M. A. (2008). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West-Congo orogen. *Geological Society, London*, Special Publications 294, 153-172.
- Pereira, R. S. e Fuck, R. A. (2005). Archean Nucleii and the Distribution of Kimberlite and Related Rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 35, 93–104.
- Pimentel, M. M. e Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil, *Geology*, 20, 375–379.

- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. e Alvarenga, C. J. S. (1996). Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension, *Precambrian Res.*, 80, 217–238.
- Press, F.; Silver, R.; Grotzinger, J. e Jordan, T. (2006). Para entender a Terra. 4 ed. cap. 20.
- Pulliam, R. J.; Vasco, D. W. e Johnson, L. R. (1993). Tomographic inversions for mantle P wave velocity structure based on the minimization of \hat{P} and \hat{I} norms of International Seismological Centre travel time residuals, *Journal of Geophysical Research*, 98(B1):699–734.
- Ramos, V. A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3):183-190.
- Rawlinson, N.; Reading, A.M. and Kennett, B.L.N. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *J. geophys. Res.*, 111(B02301), 21 pp, doi:10.1029/2005JB003803.
- Ritsema, J.; Nyblade, A.; Owens, T.; Langston, C. e VanDecar, J. (1998). Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: implications for the stability of cratonic lithosphere, *J. geophys. Res.*, 103(B9), 21 201–21 213.
- Rocha, M. P. (2008). Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil. *Tese de Doutorado*, IAG/USP, São Paulo, 86 p.
- Rocha, M. P.; Schimmel, M. e Assumpção, M. (2011). Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, 184:268-286, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x.
- Rocha, M. P.; de Azevedo, P. A.; Marotta, G. S.; Schimmel, M. e Fuck, R. (2016). Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics* 680, 1-7. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.005.

- Rosa, João W.C.; Rosa, José W.C e Fuck, R. (2016). The structure of the Amazonian craton: Available geophysical evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 162-173.
- Santos J. O.; Hartman L. A.; Gaudette H.; Groves D. I.; McNaughton N. J. e Fletcher I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and the U-Pb and Sm-Nd geochronology: *Gondwana Research*, 3:435-488.
- Scales, J. A. (1987). Tomographic inversion via the conjugate gradient method. *Geophysics*, 52(2):179–185.
- Schimmel, M. (1999). Phase Cross-Correlation: Design, Comparison, and Application, *Bull. Seismology. Soc. Am.*, 89, 1366–1378.
- Schimmel, M.; Assumpção, M. e VanDecar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of geophysical Research*, 108(B4):1-13, doi:10.1029/2001JB000187.
- Schulte, S. M. e Mooney, W. D. (2005). An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x.
- Scire, A.; Biryol, C. B.; Zandt, G. e Beck, S (2014). Imaging the Nazca slab and surrounding mantle to 700 km depth beneath the central Andes (18°S to 28°S). *Geological Society of America Memoirs*, 212, p. 23-41, doi:10.1130/2015.1212(02).
- Scott, D. K., 2005. Archean cratons and mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 1-14.
- Soares, J. E.; Berrocal, J.; Fuck, R. A.; Mooney, W. D., e Ventura, D. B. R. (2006). Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 111(12).

- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys.* 16, 621-688. doi:10.1029/RG016i004p00621.
- Tassinari C. C. G. (1981). Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. São Paulo, IGc-USP, Dissertação de Mestrado, 2 v., p. 99.
- Tassinari C. C. G. (1996). O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. São Paulo, *IGc-USP*, Tese livre docência, 139 p.
- Tassinari C. C. G.; Cordani U. G.; Nutman A. P.; Van Schmus W. R.; Bettencourt J. S. e Taylor P. N. (1996). Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.*, 38(2):161-175.
- Tassinari C. C. G. e Macambira M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari, C. C. G. e Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R. e Brito Neves, B. B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. pp. 471-485.
- Talwani, P. (1989). Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: *Gregersen, S., Barsham, P.W. (Eds.), Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound. NATO ASI Series*, pp. 563–579.
- Talwani, P. e Rajendran, K. (1991). Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19–41. doi:10.1016/0040-1951(91)90383-4.

- Tedeschi, M.; Novo, T.; Pedrosa-Soares, A. C.; Dussin, I.; Tassinari, T.; Silva, L. C.; Gonçalves, L.; Alkmim, F. F.; Lana, C.; Figueiredo, C.; Dantas, E.; Medeiros, S.; De Campos, C.; Corrales, F. e Heilbron, M. (2016). The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 167-186.
- Teixeira W.; Tassinari C. C. G.; Cordani U. G. e Kawashita K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Res.*, 42:213-27
- Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J.; Noce, C. M. e Carneiro, M. A. (2000). Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil, in: *Tectonic Evolution of South America*, pp. 101–137, eds Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. e Campos, D. A., Finep, Brazil.
- Thomson, C. J. e Gubbins, D. (1982). Three-dimensional lithospheric modelling at NOR-SAR: linearity of the method and amplitude variations from the anomalies, *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society*, 71(1):1-36.
- Trompette R. R. (1994). Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. *Balkema, Rotterdam*, 350 p.
- Ussami, N. (1993). Estudos Geofísicos no Cráton do São Francisco: Estágio Atual e Perspectivas. In: *O Cráton do São Francisco*, pp. 35–43, Domingues, J. e Misi, A., (eds). Sociedade Brasileira de Geologia, Brasil.
- Ussami, N. (1999). Estrutura e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica. IAG-USP. *Tese de Livre Docência*, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Ussami, N. e Molina E. C. (1999). Flexural Modeling of the Araguaia Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1):1-12.

- Valeriano C. M.; Dardenne M. A.; Fonseca M. A.; Simões L.S.A. e Seer, H.J. (2004). A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro e B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 575-592.
- VanDecar, J. C. e R. S. Crosson, (1990). Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, *Bull. Seismology Soc. Am.*, 80, 150–169.
- VanDecar, J. C. (1991). Upper mantle structure of the Cascadia subduction zone from nonlinear teleseismic travel time inversion. *Tese de Doutorado*, University of Washington, 165 p.
- VanDecar, J. C.; James, D. E. e Assumpção, M. (1995). Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378:25-31, doi:10.1038/378025a0.
- Ventura, D. B. R., Soares, J. E. P., Fuck, R. A. e Caridade, L. C. C. (2011). Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central, *Revista Brasileira de Geociências*, 41(1): 130-140.

ANEXO A
ARTIGOS

Artigo 1

Revealing the amazonian cratonic keel from P-wave travel time seismic tomography

Autores: Paulo Araújo de Azevedo; Marcelo Peres Rocha

Situação: Artigo em processo de finalização

Abstract

In this work, we present the results of travel time seismic tomography using P-waves in amazonia region. Data of new stations installed with Brazilian Seismographic Network resources were used to generate new results in this region. The objective was reveal the amazonian cratonic keel from P-wave travel time seismic tomography. Intense high-velocity anomalies beneath the Amazonian craton, especially in the Amazonian basin, suggest the presence of the keel of this Craton. The move of this keel can be the cause of seismicity observed in this region. The depth of the high-velocity anomalies observed, were higher than expected for cratonic keels, possibly due to the presence of the Nazca plate beneath the craton. Synthetic tests are being conducted to the closing of interpretations.

Artigo 2

Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography

Autores: Marcelo Peres Rocha, Paulo Araújo de Azevedo, Giuliano Sant'Anna Marotta, Martin Schimmel, Reinhardt Fuck

Situação: Publicado

Revista: Tectonophysics

Abstract

New results of travel time seismic tomography in central Brazil provide evidence that the relatively high seismicity in this region is related to the thinner lithosphere at the limit between the Amazonian and São Francisco paleocontinents. The transition between these paleocontinents is marked by low velocity anomalies, spatially well correlated with the high seismicity region, which are interpreted as related to the lithospheric thinning and consequent rise of the asthenosphere, which have increased the temperature in this region. The low-velocity anomalies suggest a weakness region, favorable to the build-up of stress. The effective elastic thickness and the strain/stress regime for the study area are in agreement with tomographic results. A high-velocity trend is observed beneath the Parnaíba basin, where low seismicity is observed, indicating the presence of a cratonic core. Our results support the idea that the intraplate seismicity in central Brazil is related to the thin lithosphere underlying parts of the Tocantins Province between the neighboring large cratonic blocks.

Artigo 3

Delimiting the Neoproterozoic São Francisco paleocontinental block with P-wave travel-time tomography

Autores: Marcelo Peres Rocha, Paulo Araújo de Azevedo, Marcelo Assumpção, Antonio Carlos Pedrosa-Soares

Situação: Artigo em processo de finalização

Abstract

The São Francisco paleocontinental block (SFPB) represents part of the Congo-São Francisco paleocontinent (CSFP), amalgamated around 2 Ga. In the Neoproterozoic, a branched continental rift system evolved to ocean basins around most edges of the SFPB that remained only partially linked to the Congo paleocontinent by means of the Bahia-Gabon continental bridge. After the Brasiliano – Pan-African orogeny, two relatively preserved CSFP sectors formed the São Francisco and Congo cratons, surrounded by Neoproterozoic orogenic belts. Recent results of upper mantle P-wave seismic tomography allow us to suggest a delimitation for the Neoproterozoic SFPB. It is characterized by high velocity anomalies and its boundaries with other blocks is marked by low velocity anomalies at lithospheric depths. We tested the resolution of the tomographic results using synthetic models obtained by a raytracing scheme using the observed ray configuration. We observe that the lateral resolution is adequate, but the method used was not able to set the depth reached by the SFPB. Due to the absence of stations with available data, the northern part was not imaged, and the surface limits were used in our interpretation model. Our results indicate that the SFPB area in lithospheric depths is greater than the surface area ascribed to the São Francisco craton. Moreover, the SFPB basement deeply extends beneath neighbouring orogenic regions, such as the Araçuaí orogen, suggesting these Neoproterozoic mobile belts largely reworked continental crust. We observe a low-velocity anomaly in the SFPB central region, corresponding with the Pirapora aulacogen. Our results have a good spatial correspondence with the low Bouguer anomalies used to define the SFPB in previous studies.

ANEXO B
INSTALAÇÃO DE ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS

B.1 Introdução

Ao longo desta pesquisa de doutorado, o autor deste trabalho se envolveu ativamente na instalação de algumas estações sismográficas que foram utilizadas neste trabalho, as quais são pertencem aos projetos, “Rede Sismográfica Brasileira” (RSBR), “Estudos Tectônicos sobre a Bacia dos Parecis” e “Estudo da estrutura sísmica da Crosta e do Manto Superior nas porções sul e sudeste do limite entre a Província Tocantins e o cráton Amazônico” (Capítulo 2).

As estações da RSBR são permanentes e possuem transmissão via satélite, o que facilita o acesso aos dados, porém visitas periódicas são constantemente necessárias, devido principalmente ao crescimento da vegetação em volta da antena de transmissão de dados, verificação do sistema de alimentação, troca de baterias, além de coletas locais (porém com intervalos maiores que em estações temporárias) de forma a garantir que 100% dos dados estejam armazenados.

As estações dos outros dois projetos citados são temporárias, nas quais, além dos procedimentos rotineiros de manutenção, coletas locais foram realizadas em intervalos de cerca de três meses. Embora as etapas de campo relatadas acima demandassem bastante tempo, a participação do autor desta pesquisa nestes trabalhos foi de suma importância, uma vez que para boa parte das novas regiões amostradas, foram utilizados dados de estações instaladas por ele. Será destacado aqui apenas as estações instaladas pelo autor e que foram utilizadas nesta pesquisa.

B.2 Definição do local de instalação

A escolha dos locais de instalação das estações é feita de acordo com os interesses dos projetos, que vão desde o monitoramento sísmico a estudos da estrutura da crosta e manto superior da Terra. Uma vez definida uma região aproximada, inicia-se a busca do local mais apropriado para instalação da estação. Como pré-requisitos para definição do local de instalação, deve-se levar em consideração algumas questões como: segurança, facilidade de acesso, distância

das fontes de ruídos (rios, pedreiras, estradas e rodovias, etc). Além destes, geralmente são preferíveis para instalação dos sensores, afloramentos rochosos. A busca por afloramentos geralmente é feita através do contato com instituições (universidades, Ibama, IcmBio, prefeituras, etc), e na ausência de informações, o contato direto com a comunidade local.

Outro fator determinante é a autorização dos proprietários das terras, os quais cedem o espaço da propriedade para que seja realizada a instalação. Em algumas situações são necessárias cartas das instituições solicitando autorização para instalação e eximindo o proprietário de responsabilidades, porém geralmente apenas acordos verbais são realizados. Uma vez definido o local, dá-se início aos procedimentos de instalação da estação.

B.3 Rede Sismográfica do Centro e Norte do Brasil (RSCN-UnB)

Dentre as instituições que participam da RSBR a RSCN-UnB (Capítulo 2) ficou responsável pela instalação das estações da região centro e norte do Brasil. A região amazônica, em geral possui áreas de difícil acesso, dificultando a logística das instalações das estações, principalmente pela falta de estradas em regiões de mata densa como também pela distância dos locais escolhidos às maiores cidades que possam dar suporte para compra de materiais. Todavia estes não foram empecilhos para instalação das estações na região norte do Brasil.

B.4 Equipamentos utilizados

As estações pertencentes à RSBR instaladas na região norte utilizam equipamentos da marca Nanometrics. Foram utilizados sismômetros de banda larga modelo Trillium 120PA em conjunto com digitalizadores Taurus ou Trident. Para transmissão de dados é utilizado o modem Nanometrics Cygnus 205. As estações dos demais projetos utilizaram sismômetros de banda larga da marca Metrozet em conjunto com digitalizadores Quanterra, modelo Q330S+, exceto a estação GUIR que utilizou equipamentos Nanometrics (Trillium 120PA e Taurus).

B.5 Estações instaladas

A tabela B.1 mostra as principais informações das estações instaladas. As estações pertencentes aos projetos “Estudos Tectônicos sobre a Bacia dos Parecis” e “Estudo da estrutura sísmica da Crosta e do Manto Superior nas porções sul e sudeste do limite entre a Província Tocantins e o cráton Amazônico” serão identificadas por CNPq, que foi o órgão financiador destes projetos (Capítulo 2).

Tabela B.1: Estações instaladas na região norte

Estação	Latitude	Longitude	Elev (m)	Localidade	Projeto
CZSB	-7.7299	-72.7049	196	Cruzeiro do Sul-AC	RSBR
ETMB	-9.8168	-66.2137	118	Extrema-RO	RSBR
ITTB	-4.3672	-55.7343	118	Itaituba-PA	RSBR
MALB	-1.8529	-54.2649	27	Monte Alegre-PA	RSBR
NPGB	-7.0454	-55.3579	266	Novo Progresso-PA	RSBR
PRPB	-6.1724	-49.8150	265	Parauapebas-PA	RSBR
ROSB	-2.8967	-44.1246	60	Rosário-MA	RSBR
SNDB	-11.9742	-51.2943	252	Serra Nova Dourada-MT	RSBR
CFSA	-10.1729	-51.2048	286	Confresa-MT	CNPq
CNRN	-13.7976	-51.9921	278	Canarana-MT	CNPq
GUIR	-16.1985	-53.7257	482	Guiratinga-MT	CNPq
PAR1	-11.5548	-57.8661	314	Juara-MT	CNPq
PAR2	-12.0982	-58.3334	374	Brasnorte-MT	CNPq
PAR3	-11.4656	-58.7166	347	Juína-MT	CNPq
PAR4	-11.5332	-59.0580	352	Juína-MT	CNPq
PAR5	-11.5819	-57.3889	255	Porto dos Gaúchos-MT	CNPq
PAR6	-11.5171	-58.1693	260	Juína-MT	CNPq

B.6 Descrição da instalação das estações operadas pela RSCN-UnB

A seguir serão apresentadas, de forma resumida, as principais etapas da instalação das estações conforme os procedimentos que foram adotados pela RSCN-UnB para estações permanentes. Foram escolhidas para ilustração, fotos da estação ETMB localizada em Extrema - RO. A Figura B.1 mostra o afloramento escolhido. No local havia uma antiga pedreira desativada a mais de 15 anos, o que favoreceu a construção de acessos para o local.



Figura B.1: Afloramento escolhido para instalação da estação ETMB.

Uma vez definido o ponto de instalação do sensor (sismômetro), é feita uma fina base de concreto para que este seja nivelado mais facilmente. Após a secagem do concreto pode-se fazer a orientação do sismômetro (neste caso para o norte verdadeiro) utilizando uma bússola e considerando a declinação magnética do local (Figuras B.2 e B.3). O tipo de sismômetro utilizado (Trillium 120PA) possui uma proteção isolante que visa impedir a presença de correntes de ar colidindo contra as paredes do sismômetro, de forma que estas correntes possam ser uma fonte de ruído (Figura B.4). É utilizado também um caldeirão de alumínio como proteção auxiliar para o sismômetro (Figura B.5).



Figura B.2: Base de concreto para instalação do sensor e orientação utilizando uma bússola.



Figura B.3: Sensor Trillium 120PA instalado e orientado para o norte verdadeiro.



Figura B.4: Sismômetro revestido com uma capa protetora.



Figura B.5: Proteção auxiliar para o sismômetro.

Depois de feito todo o isolamento utilizando cola de silicone nas bordas do caldeirão é colocado uma tampa de granito, ou material parecido, sobre o abrigo do sismômetro e em seguida ele é coberto com areia (Figura B.6), de forma a amenizar as variações de temperatura no interior do abrigo. A Figura B.6 mostra uma visão geral da estação sismográfica depois de finalizada a instalação. Essa figura mostra ainda a antena utilizada para transmissão de dados via satélite. Acima do telhado do abrigo construído para os demais equipamentos são colocados os painéis solares. A Figura B.7 mostra os demais equipamentos que constituem todo o conjunto da estação sismográfica.

A Figura B.8 mostra uma visão geral da estação temporária PAR6. Na região pretendida não foi encontrado afloramento rochoso de forma que para instalação do sensor foi feita uma base de concreto a um metro de profundidade do solo.



Figura B.6: Visão geral da estação após finalizada a instalação.



Figura B.7: Visão interna do abrigo de equipamentos. Mvsat= Modem Vsat Cygnus 205. Tr= Digitalizador Taurus. Bt= Baterias. Cc= Controlador de carga.



Figura B.8: Visão geral da estação temporária PAR6.

ANEXO C
INFORMAÇÕES DAS ESTAÇÕES UTILIZADAS

Tabela C.1: Informações das estações utilizadas

Estação	Latitude	Longitude	P	PKPIKP
AGBB	-9.038667	-37.045357	210	36
AGBR	-8.429554	-35.936169	19	8
agvb	-19.739300	-50.233101	171	51
ALF01	-20.616859	-40.725208	232	63
APOB	-18.547110	-52.025070	1	0
AQDB	-20.476000	-55.699001	492	85
AR10	-21.351999	-46.120201	12	6
ARAG	-15.706000	-51.812000	561	104
areb	-21.362499	-46.123402	191	38
argb	-15.664600	-51.807800	37	7
atdb	-21.290001	-42.860600	94	10
ATM1	-3.288300	-52.225399	183	26
BAL3	-1.915500	-59.414101	69	4
bamb	-20.039801	-46.030800	165	47
barb	-21.221001	-43.800499	141	39
BATO	-19.625999	-65.436501	46	19
BB19B	-21.066200	-48.527901	144	6
BB22B	-21.054100	-48.504501	26	2
BDFB	-15.641760	-48.014778	505	142
bdfb	-15.641760	-48.014778	94	17
BE12	-21.068670	-48.487999	4	0
BEB11	-21.068670	-48.501499	4	0
BEB8	-21.057831	-48.507332	4	0
BEB9B	-21.059830	-48.528172	2	0
BEBR	-4.421497	-38.291126	13	1
BESB	-6.656900	-43.558609	10	2
bet1	-19.987400	-44.149300	8	0
BMO1	-3.299500	-51.755699	229	41
BMO2	-3.344700	-51.988701	248	43
BOAV	2.395300	-60.522499	306	38
bra7	-15.641777	-48.014801	85	24
brsb	-22.535299	-45.585400	153	34
BSCB	-20.998501	-44.763500	247	39
BSFB	-18.831329	-40.846531	157	9
C2SB	-18.768801	-52.837700	61	4
cacb	-21.680201	-46.732601	203	52
CAM01	-21.825661	-41.657398	275	58
cam1	-22.397800	-41.833801	6	4
cam3	-20.728800	-40.522202	0	3
cam4	-22.356899	-42.565399	0	3
camA	-22.397800	-41.833801	21	4
camb	-21.784000	-41.429001	59	15
camC	-20.728800	-40.522202	12	3

Anexo C – Informações das Estações Utilizadas

camD	-22.356899	-42.565399	16	5
canb	-22.968100	-50.377899	103	58
capb	-22.812500	-51.014900	42	16
CAUB	-8.180000	-36.009998	87	19
CCUB	-18.424999	-51.212002	2	0
cdcb	-20.236500	-44.718201	154	36
CDSB	-18.765471	-52.839260	7	0
CFSA	-10.172900	-51.204800	117	20
CHAS	-21.959999	-67.849998	196	38
CLDB	-10.873320	-55.796532	565	106
CMC01	-15.360100	-39.519100	72	25
cmpa	-19.579220	-54.168770	46	24
CNRN	-13.797600	-51.992100	40	3
COLO	-19.000000	-62.000000	0	1
cor2	-17.743299	-48.689201	30	8
cor	-17.743299	-48.689201	28	5
corb	-17.743299	-48.689201	242	89
CPUP	-26.330641	-57.330872	182	39
CRIS	-19.374701	-65.929497	3	0
CRJB	-6.170000	-50.150002	60	17
CRRB	-10.250522	-37.599800	71	11
crt1	-13.508400	-44.626999	1	0
crtb	-13.432130	-44.581890	16	3
crtb	-13.432130	-44.581890	59	17
CRUZ	-19.103399	-66.221199	51	22
CS6B	-5.494480	-38.670872	76	17
cv1b	-13.814190	-47.376659	89	21
cv3b	-13.757140	-47.224201	63	18
CZSB	-7.729900	-72.704903	231	56
daeb	-23.690300	-46.211300	66	15
DIAN	-11.456030	-46.886009	54	1
DOOR	-19.353800	-67.223297	59	20
DUB01	-22.080971	-42.374180	230	51
ESAR	-23.020700	-44.440300	27	12
ETMB	-9.816800	-66.213699	355	61
FOR1	-3.773000	-38.754002	32	10
frmb	-20.487801	-45.641800	119	31
FRTB	-23.343901	-49.563999	130	11
furb	-20.678200	-46.277901	106	24
GDU01	-13.720000	-39.575279	218	58
gnsa	-15.264400	-49.085499	154	37
GRBR	-8.227587	-35.640049	41	0
GUA01	-16.583500	-39.805302	63	22
GUAC	-22.530001	-67.489998	68	12
GUIR	-16.198500	-53.725700	54	5

Anexo C – Informações das Estações Utilizadas

HIZO	-19.607000	-68.325798	48	20
ibib	-21.777201	-48.813900	60	20
IBTB	-23.852800	-50.269699	53	4
igab	-23.252501	-46.116501	109	50
IGCB	-1.130000	-47.610001	58	15
IGPB	-20.000000	-47.709999	292	77
IPMB	-17.982960	-48.211731	451	83
IT1a	-27.308241	-52.341171	59	24
IT4a	-27.350140	-52.183842	92	35
IT5a	-27.360870	-52.004070	16	6
IT9a	-27.234930	-52.131180	72	30
itab	-27.308201	-52.341099	71	14
ITIT	-20.255100	-63.158199	1	0
itpb	-15.988700	-39.628201	79	12
ITRB	-19.704201	-50.359001	26	3
ITTB	-4.367200	-55.734299	450	88
JAC01	-24.811420	-48.102348	102	27
JAN7	-15.058097	-44.311195	70	10
JANB	-15.058090	-44.311192	484	84
JATB	-17.892929	-51.492939	3	0
jatb	-17.892900	-51.492901	56	27
jfob	-21.727800	-43.325802	112	41
jnrB	-15.467800	-44.505100	66	32
juq	-24.093000	-47.716301	2	0
juqb	-24.093000	-47.716301	70	31
LCOL	-22.280001	-67.650002	207	41
LIRI	-19.851500	-68.849297	40	12
LJDO	-9.769808	-48.289341	206	51
M11a	-27.538885	-51.665127	37	10
MACA	-3.161500	-60.683800	382	66
MAJ01	-27.397240	-49.011791	47	11
MALB	-1.852900	-54.264900	459	82
MAN01	-22.865160	-43.964088	190	48
MAN1	-14.887583	-55.817249	187	34
MAN2	-15.067200	-55.681499	31	6
MARB	-24.452101	-51.503601	92	7
MATE	-10.516156	-46.449528	204	43
MC01	-16.707399	-43.941700	85	17
MC1a	-27.494780	-51.856869	157	70
MC5a	-27.435760	-51.612461	16	7
MC9a	-27.572403	-51.438828	63	26
MCI6	-16.807501	-43.983299	58	5
MCI7	-16.778500	-43.821301	47	4
MCI8	-16.659670	-43.920410	4	0
MCI9	-16.698059	-43.893280	58	5

Anexo C – Informações das Estações Utilizadas

MCPB	-0.360200	-52.056702	437	84
MIR1	-18.927700	-48.026001	93	24
mir	-19.068399	-47.916801	21	8
MOCA	-10.634222	-47.828945	285	71
NAN01	-17.844200	-40.125702	49	21
natb	-21.055000	-42.004002	143	24
navb	-21.433599	-54.184200	42	12
NBAN	-9.668865	-36.274601	47	19
NBCA	-8.225770	-36.013000	6	2
NBCL	-4.224330	-38.291012	30	24
NBCP	-12.593730	-39.182049	1	0
NBIT	-14.930740	-39.434471	32	21
NBLA	-10.992530	-37.789028	32	17
NBLI	-7.364500	-36.949711	35	16
NBMA	-7.365430	-38.764080	36	20
NBMO	-3.310730	-40.041370	31	22
NBMU	-12.588700	-39.181000	30	0
NBPA	-5.750270	-37.112129	45	18
NBPB	-5.543190	-39.583698	38	18
NBPN	-10.846820	-40.198811	41	15
NBPS	-4.393990	-41.445728	52	17
NBPV	-6.417770	-35.290520	44	24
NBRF	-8.679470	-35.127209	40	17
NBTA	-9.121830	-38.063229	22	15
NOAC	-10.065000	-47.655998	37	0
novb	-28.610479	-49.558262	56	18
NP4B	-19.375500	-47.592701	162	46
NPGB	-7.045400	-55.357899	478	94
NTVD	-11.710506	-47.680119	296	78
nupa	-20.662800	-47.685902	6	16
nupb	-20.662800	-47.685902	104	23
NVLB	-9.025617	-35.572067	41	7
OCBR	-4.581274	-38.392174	87	21
olib	-20.879299	-48.930599	47	15
OLLA	-21.320000	-68.040001	222	41
pacb	-21.607401	-51.261799	147	37
PACH	-19.868900	-69.419502	52	13
PAR1	-11.554800	-57.866100	84	17
PAR2	-12.098200	-58.333401	116	21
PAR3	-11.465600	-58.716599	80	12
PAR4	-11.533200	-59.057999	3	1
PAR5	-11.581900	-57.388901	130	22
PAR6	-11.517100	-58.169300	70	12
parb	-23.341700	-45.624401	56	15
PARN	-12.742890	-47.376598	1	0

Anexo C – Informações das Estações Utilizadas

PATO	-10.629358	-47.308189	212	46
paz	-15.136900	-50.863400	1	2
paz4	-15.136900	-50.863400	28	9
pazb	-15.136900	-50.863400	204	71
pcba	-22.644800	-47.707539	2	0
PCTB	-10.413475	-36.702316	20	6
pdcb	-12.530600	-39.123798	68	21
PDRB	-11.612297	-56.729595	296	47
PET01	-24.290110	-47.275341	241	58
PEXB	-12.105840	-48.300850	71	48
PFBR	-6.121630	-38.270813	415	44
PIUM	-10.430810	-49.098522	86	4
PLCA	-40.732780	-70.550827	45	5
PMNB	-18.537300	-46.438000	295	49
PNEG	-22.389999	-67.129997	87	20
popb	-22.456400	-52.836700	98	55
porb	-13.330400	-49.078701	156	43
PP1B	-17.600330	-54.879669	395	125
ppdb	-22.032700	-51.313301	181	48
prcb	-17.270210	-46.818829	85	36
PRPB	-6.172400	-49.814999	507	101
PTGA	-0.730810	-59.966610	84	13
PTGB	-24.720949	-52.011822	82	6
PTLB	-15.448700	-59.136799	462	85
ptmb	-21.462799	-57.475601	54	18
PTSB	-7.079950	-37.272205	40	8
RAUL	-19.299999	-60.700001	10	0
RCBR	-5.830000	-35.900002	348	46
rcla	-22.419140	-47.530960	34	14
RCLB	-22.419100	-47.530960	72	17
RET1	-10.671066	-48.546879	722	160
RET2	-11.698267	-49.534225	823	182
RET3	-11.868500	-49.206516	694	134
RET4	-12.184988	-48.711658	750	168
RET8	-12.972853	-50.098629	571	97
RET9	-13.289795	-49.718948	799	172
RIB01	-19.314220	-40.394360	531	109
rifb	-20.073700	-47.501900	199	53
ROIB	-24.295500	-51.135300	70	3
ROSB	-2.896700	-44.124599	201	46
rsta	-24.651001	-49.033901	163	59
SABJ	-3.310700	-40.041599	2	1
SABR	-8.351111	-36.550724	368	20
SALI	-19.620701	-67.726303	62	22
SALV	-15.901180	-55.693562	419	84

Anexo C – Informações das Estações Utilizadas

SAMA	-8.861719	-47.588734	199	36
SAML	-8.948810	-63.183189	142	23
SBBR	-3.745147	-40.371662	309	43
SDBA	-12.408500	-44.903000	185	41
SFTO	-10.182346	-46.641968	188	46
SICB	-23.624950	-49.877010	73	3
SJI1	-21.182301	-49.198898	29	0
SJMB	-18.702921	-41.184689	139	18
SLBR	-6.781433	-35.744076	40	15
slmb	-16.570499	-50.345501	143	29
SLP01	-23.324301	-45.155899	103	19
SMTB	-8.861680	-47.588730	375	64
SNDB	-11.974200	-51.294300	320	83
SNP1	-11.329800	-51.755699	23	19
SNVB	0.910000	-51.880001	91	23
SONI	-21.950001	-67.349998	191	39
SPB	-23.591999	-47.431999	52	0
STMB	-2.750000	-54.959999	12	4
TACA	-18.827600	-66.733704	60	21
TBTG	-4.186800	-69.908997	203	52
TER01	-28.531839	-49.129070	49	7
TIJ01	-25.323540	-49.004639	85	40
TLMB	-24.072599	-50.699600	19	2
TMAB	-2.370400	-48.095699	99	26
TRCB	-22.794609	-52.635689	125	9
TRIB	-20.672400	-51.326000	12	0
trib	-20.672501	-51.325802	145	46
trmb	-18.092199	-44.929001	73	19
trrb	-22.154100	-43.195499	216	30
TRSB	-4.870000	-42.709999	104	20
TUC3	-4.332883	-49.916618	9	1
TUC4	-4.251400	-49.536598	72	12
unia	-16.232100	-46.791698	10	4
UYUN	-20.459999	-66.750000	174	39
VABB	-23.002131	-46.965759	196	21
vao2	-23.296530	-46.403198	11	6
vao	-23.002199	-46.965801	48	9
vao3	-22.652550	-46.440929	23	8
VAS01	-22.280081	-43.442619	244	65
VILB	-12.952800	-60.200199	424	80
YUNZ	-19.158199	-65.068703	27	8