



UnB

Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

**Estudo do Manto litosférico sob as bacias do Pantanal,
Chaco e Paraná utilizando tomografia sísmica de
múltiplas frequências**

Guilherme Manno Penna Crepaldi Affonso

Dissertação de mestrado n° 174

Orientador

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Brasília, outubro de 2020

Estudo do Manto litosférico sob as bacias do Pantanal, Chaco e Paraná utilizando tomografia sísmica de múltiplas frequências

Área de concentração: Geofísica Aplicada

Dissertação de mestrado

Guilherme Manno Penna Crepaldi Affonso

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas e Geodinâmica na área de concentração de Geofísica sob orientação do Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha.

Brasília, outubro de 2020

FICHA CATALOGRÁFICA

AA257e Affonso, Guilherme Manno Penna Crepaldi
Estudo do Manto litosférico sob as bacias do Pantanal,
Chaco e Paraná utilizando tomografia sísmica de múltiplas
frequências / Guilherme Manno Penna Crepaldi Affonso;
orientador Marcelo Peres Rocha. -- Brasília, 2020.
121 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências
Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2020.

1. Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso. 2. tomografia
de Múltiplas Frequências. 3. Bloco Paranapanema. 4. Cráton
Luiz Alves. 5. Cráton Rio Apa. I. Rocha, Marcelo Peres,
orient. II. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Guilherme Manno Penna Crepaldi Affonso

Estudo do Manto litosférico sob as bacias do Pantanal, Chaco e Paraná
utilizando tomografia sísmica de múltiplas frequências

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha (IG/UnB – Orientador)

Prof. Dr. Elder Yokoyama (IG/UnB)

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento (UFRN)

Brasília, outubro de 2020

ΕΠΪΓΡΑΦΕ

“I believe that the final resolution of the problem can come only from geophysics, since only that branch of science provides sufficiently precise methods.”

(Alfred Wegener)

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

Ao meu orientador, Marcelo Peres Rocha, pelos ensinamentos ao longo desses mais de seis anos, começando pela minha participação no PIBIC;

À minha mãe e ao meu pai, por sempre me apoiarem e incentivarem ao longo da minha vida;

Aos meus amigos, de longa data e mais recentes, por sempre estarem presentes em momentos de necessária descontração e de apoio;

A todo o pessoal que mantém a Rede Sismográfica Brasileira, pois sem seus esforços seria impossível a realização deste trabalho;

Ao Professor Marcelo Assumpção (IAG/USP), por disponibilizar os dados das estações da rede XC, de seu projeto Três Bacias (FAPESP);

I also thank Professor Nolet, for making the tomographic software used in this research available.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior -Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

São apresentados os resultados de Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências para o manto litosférico sob as bacias do Pantanal, Paraná e Chaco-Paraná. Essa metodologia difere da utilizada em estudos tomográficos anteriores no Brasil, cuja teoria é baseada na aproximação de frequências infinitas da Teoria de Raio, pois considera que os resíduos relativos obtidos pelo processamento de sismogramas são dependentes de um volume circundante ao traçado de raio, cujo formato se assemelha ao um elipsoide curvado, recebendo o nome de *Banana-Doughnut Kernel*. Foram processados dados em seis frequências centrais (0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5, 1 Hz) para as fases P, PKIKP, PcP e PP registrados por 70 estações de banda-larga distribuídas sobre a área de estudo entre os anos de 2016 a 2019, com o principal volume de dados sendo fornecido por 38 estações da rede XC, do Projeto 3 Bacias (FAPESP). O processamento para a obtenção dos resíduos relativos foi feito através do programa semiautomatizado de correlação cruzada de Bonnin et al. (2014), resultando em uma base de dados com 62692 resíduos relativos (P-22747, PKIKP-13357, PcP-3922, PP-22666) distribuídos em 1081 eventos. Essa base foi então somada à tomografia de múltiplas frequências de Costa et al. (2020), resultando em um total de 75187 resíduos relativos a serem utilizados na inversão. Os resultados mostram uma grande anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná, consistente com o limite proposto por Mantovani et al. (2005) para o Bloco Paranapanema. Foi observado que essa anomalia sofre uma redução de amplitude antes de se juntar a outra anomalia positiva na região do Cráton do São Francisco, interpretada como a separação entre esses blocos cratônicos. O teste sintético com uma separação de 150 km entre essas estruturas também mostrou a redução de amplitude observada nos dados reais. Na área sudeste dessa anomalia há uma aparente segmentação, com a porção a leste apresentando comportamento distinto da anomalia principal, sendo interpretada como o Cráton Luiz Alves, com limites semelhantes aos propostos por Cordani et al. (2009). A anomalia de alta velocidade interpretada como o Cráton Rio Apa não se estende para o norte, sob a Bacia do Pantanal, estando de acordo com o modelo apresentado por Rocha et al. (2019a) e indicando que o embasamento da bacia não é composto por um bloco cratônico. Essa anomalia não se estende para o sul, como indicado por Rocha et al. (2019a), com a região em questão sendo caracterizada por uma anomalia de baixa velocidade consistente com a Zona Sísmica do Sul do Paraguai.

Palavras-chave: Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso, Tomografia de Múltiplas Frequências, Bloco Paranapanema, Cráton Luiz Alves, Cráton Rio Apa.

ABSTRACT

The results of Multiple Frequency Seismic Tomography for the lithospheric mantle under the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná basins are presented. This methodology differs from that used in previous tomographic studies in Brazil, whose theory is based on the approximation of infinite frequencies of the Ray Theory, because it considers that the relative residues obtained by the processing of seismograms are dependent on a volume surrounding the traced ray, whose shape resembles a curved ellipsoid, being called Banana-doughnut Kernel. Data were processed for six central frequencies (0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5, 1 Hz) for phases P, PKIKP, PcP and PP registered by 70 broadband stations distributed over the study area between 2016 and 2019, with the main volume of data being provided by 38 stations of the XC network, from the 3 Basins Project (FAPESP). The processing to obtain the relative residues was done through the semi-automated cross-correlation program of Bonnin et al. (2014), resulting in a database of 62692 relative residuals (P-22747, PKIKP-13357, PcP-3922, PP-22666) distributed in 1081 events. This base was then added to the multiple-frequency tomography of Costa et al. (2020), resulting in a total of 75187 relative residuals to be used in the inversion. The results show a large high-speed anomaly under the Paraná Basin, consistent with the limit proposed by Mantovani et al. (2005) for the Paranapanema Block. It was observed that this anomaly undergoes a reduction in amplitude before joining another positive anomaly in the São Francisco Craton's region, interpreted as the separation between these chronic blocks. The synthetic test with a separation of 150 km between these structures also showed the amplitude reduction observed in the real model. In the southeast area of this anomaly, there is an apparent segmentation, with the eastern part presenting distinct behavior of the main anomaly, being interpreted as the Luiz Alves Craton, with limits similar to those proposed by Cordani et al. (2009). The high-speed anomaly interpreted as the Rio Apa Craton does not extend to the north, under the Pantanal Basin, being in agreement with the model presented by Rocha et al. (2019a) and indicating that the basin's basement is not composed of a cratonic block. This anomaly does not extend to the south, as indicated by Rocha et al. (2019a), with the region in question being characterized by a low-speed anomaly consistent with the Southern Paraguay Seismic Zone.

Keywords: Travel Time Seismic Tomography, Multiple-Frequency Tomography, Paranapanema Block, Luiz Alves Craton, Rio Apa Craton.

SUMÁRIO

Ficha Catalográfica	iii
Folha de Aprovação.....	iv
Epígrafe	vi
Agradecimentos	vii
Resumo.....	viii
Abstract	ix
Sumário	x
Lista de Figuras.....	xii
Lista de tabelas.....	xix
1. Introdução	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Estudos Anteriores	3
1.3 Contexto Geológico.....	8
2. Referencial Teórico	13
2.1 Frequências infinitas	13
2.2 Zona de Fresnel	14
2.3 Difração	16
2.4 Frequências infinitas vs Frequências finitas.....	19
2.5 Núcleos Frechét de Sensibilidade	22
2.6 Problema inverso	25
2.7 Parametrização.....	26
2.8 Correções de Tempo	27
2.9 Regularização	29
2.10 L-curve.....	31
3. Metodologia.....	33
3.1 Seleção de Dados	33
3.2 Determinação dos Resíduos Relativos	34
3.3 Testes de Regularização	38
4. Resultados	44
4.1 Introdução.....	44
4.2 Anomalias de Alta Velocidade.....	44
4.3 Anomalias de Baixa Velocidade.....	45

5.	Resolução dos Dados.....	52
5.1	Densidade da Matriz Kernel	52
5.2	Testes de Resolução	53
5.3	Modelo Sintético de Blocos Cratônicos.....	58
6.	Discussões	61
6.1	Introdução	61
6.2	Lithospheric architecture of the Paranapanema Block and adjacent nuclei using multiple-frequency P-wave seismic tomography	61
7	Conclusões.....	90
8	Referências.....	93
9	Anexos	101
	Anexo A	101

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – À esquerda, mapa tectônico da América do Sul (Cordani et al., 2016) indicando área de estudo (retângulo preto), as estações sismográficas utilizadas (triângulos coloridos) e crátons adjacentes (linhas pretas pontilhadas) e modelos para o Cráton Rio de la Plata. No canto inferior direito, detalhe da área de estudo com os modelos de Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e Rocha et al. (2019a) para o Bloco Paranapanema. 3
- Figura 1.2 – Mapa com as áreas de estudos de TSTP anteriores. Os polígonos pretos tracejados indicam estudos mais antigos e que utilizaram como base a Teoria de Raio. Os polígonos pretos contínuos indicam estudos mais recentes utilizando a Teoria de Raio. O polígono laranja indica o estudo mais recente que abrangem a área de estudo desse trabalho, de Rocha et al. (2019a), utilizando a Teoria de Raio. O polígono azul indica o estudo de Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências para o Brasil (Costa, 2018) e que abrange a área de estudo de Costa et al. (2020). 6
- Figura 1.3 – Imagem tomográfica modificada de Rocha et al. (2019a), para uma profundidade de 200 km, com a interpretação do Bloco Paranapanema e Cráton Rio Apa. As barras brancas mostram a orientação da direção mais rápida das ondas SKS obtidas por Melo e Assumpção (2018) e que indicam a direção da anisotropia sísmica do manto. 7
- Figura 1.4 – Teste de resolução de TSTP utilizando Teoria de Raio para uma profundidade de 200 km. Adaptado de Rocha et al. (2019a). 8
- Figura 1.5 – Mapa topográfico com as principais unidades geológicas do Brasil. As principais bacias sedimentares estão indicadas por linhas pretas contínuas: BCh – Chaco-Paraná; BPr – Paraná; BPt – Pantanal; BSFr – São Francisco; BPc – Parecis; BBn – Bananal/BAc – Acre; BSm – Solimões; BAm – Amazônica; BMj – Marajós; BAIT – Alto Tapajós; BPn – Parnaíba. O Lineamento Transbrasiliiano (LTB) está em laranja. Crátons de menor interesse neste estudo estão indicados por linhas tracejadas brancas: CAM – Cráton Amazônico com o Escudo das Guianas (EGu) e Guaporé (EGr); BIPN – Bloco Parnaíba; CSF – Cráton do São Francisco. O Bloco Paranapanema de Mantonavi et al. (2005) está indicado pela linha vermelha tracejada. O modelo de Rocha et al. (2019a) para o Bloco Paranapanema e Cráton Rio Apa está indicado pelas linhas contínuas vermelha e azul clara, respectivamente. O Cráton Rio de la Plata (CRDLP) está indicado pelas linhas tracejadas marrom claro, azul e amarelo de acordo com o modelo de Rapela et al. (2007), Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011), respectivamente. As linhas pretas pontilhadas mostram os arcos de Asunción (AAs), Rio Grande (ARG) e Ponta Grossa (APG). 11

Figura 1.6 – Área de estudo com diferentes propostas para o embasamento cratônico da Bacia do Paraná, a) Modelo de núcleo cratônico de Cordani et al. (1984) para o Bloco Paraná em azul tracejado e modelo do embasamento fragmentado (mosaico de blocos) da Bacia do Paraná por Milani e Ramos (1998) em cinza tracejado. b) Modelo do Bloco Paranapanema por Mantovani et al. (2005) representado pela linha vermelha tracejada; modelo do Bloco Paranapanema e do Cráton Luiz Alves por Cordani et al. (2009) representado pelas linhas tracejadas azul e verde, respectivamente. c) Modelo da Zona de Sutura do Oeste do Paraná de acordo com Dragone et al. (2017) representada pelo polígono hachurado, com o embasamento da Bacia do Pantanal proposto no mesmo trabalho em linha cinza tracejada. d) Modelo de Rocha et al. (2019a) para o Bloco Paranapanema, em vermelho, e para o Bloco Paranapanema e Apa, em verde. Os limites para o CRDLP para os modelos de Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011) estão indicados pelas linhas tracejadas azul clara e roxa, respectivamente. 12

Figura 2.1 – Exemplo de seis zonas de Fresnel para diferentes comprimentos de onda. 16

Figura 2.2 – Simulação de uma frente de onda plana incidente sobre uma anomalia de baixa velocidade (acima) e de alta velocidade (abaixo). Os quadros estão centrados na frente de onda, com a onda se propagando para cima. Adaptado de Nolet (2008). 17

Figura 2.3 – Representação dos espalhamentos simples $\delta u(t)$ e múltiplo $\delta u'(t)$ quando comparados a uma onda direta $u(t)$. Adaptado de Costa (2018). 18

Figura 2.4 – Alteração nas formas de onda alteram a função de correlação cruzada para: a) uma anomalia positiva, provocando um adiantamento; b) uma anomalia negativa, provocando um atraso; e c) mostra como uma heterogeneidade no centro do trajeto de raio não causa perturbação na função de correlação. Adaptado de Nolet (2008). 19

Figura 2.5 – Gráfico da razão $\delta FF/\delta TR$ em função do comprimento de onda. As linhas representam a Equação 3.8 para seis dimensões distintas de anomalia centradas no percurso de raio. 20

Figura 2.6 - Gráfico da razão $\delta FF/\delta TR$ em função da distância R entre uma anomalia de 500 km e o receptor (o gráfico é simétrico após 3000 km). As hipérbolas representam a Equação 3.8 para quatro comprimentos de onda distintos. 20

Figura 2.7 - Gráfico da razão $\delta FF/\delta TR$ em função do tamanho da anomalia. As curvas representam a Equação E.8 para quatro comprimentos de onda distintos. 21

Figura 2.8 – Cortes paralelos ao plano de raio, mostrando os *kernels* de sensibilidade de tempo para as fases P, PP e PcP. O perfil (a) mostra a sensibilidade da fase P

para um período de 10s, os perfis (b), (c) e (d) mostram a sensibilidade para um período de 20s para as fases P, PP e PcP, respectivamente. Adaptado de Hung et al. (2000).....	23
Figura 2.9 – Kernels de sensibilidade para a fase P. À esquerda, seções perpendiculares (períodos de 10, acima e 20 segundos, abaixo) para distâncias angulares de 30 e 45°. À direita, para T=10s e $\Delta=60^\circ$, cortes deslocados de 1 a 3° em relação ao plano de raio. Adaptado de Hung et al. (2000).	23
Figura 2.10 – Exemplificação da aproximação paraxial, com a posição do espalhador x em relação ao ponto ϵ . O ponto x têm coordenadas q_1, q_2, l , com l sendo o tamanho do raio da fonte à posição ϵ analisada. Adaptado de Dahlen et al. (2000).....	25
Figura 2.11 – a) As seis faces da parametrização <i>Cubed Earth</i> (Adaptado de Simmons et al., 2011). b) Exemplificação de como o modelo de 128 camadas é mapeado para 37 camadas, com a crosta, as descontinuidades de 440 e 660 km e transição manto-núcleo sendo mais bem amostradas. O modelo é posteriormente reduzido a 32 camadas, sendo possível recuperar as camadas intermediárias (Adaptado de Charléty et al., 2013).....	26
Figura 2.12 – Exemplificação de como a elipticidade causa uma diferença de velocidade em função do raio para um raio estacionário em um modelo 1D de velocidades. φ é a distância epicentral.	28
Figura 2.13 – Exemplificação da L-curve (ou curva <i>tradeoff</i>). Modificado de Nolet (2008). O ponto verde indica o modelo para o qual os valores de RMS (rugosidade) e X^2 (suavidade) apresentam a melhor relação.....	32
Figura 3.1 – Mapa de espessura litosférica de Priestley et al. (2018) com as estações utilizadas neste trabalho representadas por triângulos. As estações utilizadas por Costa et al. (2020), indicadas por triângulos brancos, também foram incluídas.....	33
Figura 3.2 – Histograma dos resíduos relativos para a base final. O desvio padrão obtido foi de 0.59s.	36
Figura 3.3 - Esquematisação para os ângulos de chegada em uma estação das fases P e PKIKP em função da menor e maior distância angular. A linha preta pontilhada indica a profundidade de 200 km.	37
Figura 3.4 – Esquematisação para os ângulos de chegada em uma estação das fases P, PKIKP, PcP e PP em função da menor e maior distância angular. A linha preta pontilhada indica a profundidade de 200 km.	37

Figura 3.5 – Contagem dos azimutes dos eventos utilizados em relação ao ponto central da área de estudo. À esquerda, para as fases P e PKIKP, à direita, para as fases P, PKIKP, PcP e PP.....	38
Figura 3.6 – Mapa azimutal equidistante centrado na área de estudo com os eventos para as fases P, PKIKP, PcP e PP indicados. As distâncias epicentrais estão indicadas por círculos concêntricos distanciados a cada 30°.....	38
Figura 3.7 – Curvas $X2/N$ para seis valores de $\varepsilon D/\varepsilon S$. A razão escolhida está indicada em vermelho.....	40
Figura 3.8 – Figuras tomográficas horizontais para uma profundidade de 226 km mostrando os diferentes resultados para seis valores de $\varepsilon D/\varepsilon S$	40
Figura 3.9 – Curvas $X2/N$ para seis valores de HED. A razão escolhida está indicada em preto.....	41
Figura 3.10 - Figuras tomográficas horizontais para uma profundidade de 226 km mostrando os diferentes resultados para seis fatores de amortecimento externo extra.	41
Figura 3.11 – L-curve para os parâmetros finais de regularização. A linha vermelha indica o valor de $X2N$ para o modelo escolhido.	43
Figura 4.1 – Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 135 km. Os crátons São Francisco e Amazônico estão representados por linhas pretas tracejadas. BPt, BPr e BCh são as bacias do Pantanal, Paraná e Chaco, respectivamente. Os limites propostos por Cordani et al. (2009) para o Bloco Paranapanema e Cráton Luiz Alves estão representados por linhas tracejadas azuis e verdes, respectivamente. A linha tracejada vermelha indica o modelo proposto por Mantovani et al. (2005) para o Bloco Paranapanema. Os quadrados pretos indicam as estações sismográficas utilizadas.	47
Figura 4.2 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 226 km.	48
Figura 4.3 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 316 km.	49
Figura 4.4 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 497 km.	50
Figura 4.5 – Perfis tomográficos A-A', B-B', C-C' e D-D'. A imagem horizontal no canto inferior direito mostra o modelo para uma profundidade de 135 km com a posição dos perfis indicadas.	51
Figura 5.1 – Imagens horizontais mostrando os valores de $\log_{10} D_j$ para as profundidades de 68, 135, 226, 216, 497 e 700 km. A linha preta contínua indica as bacias do Paraná e Chaco-Paraná.	53

Figura 5.2 – Resultados dos testes checkerboard para feições de 390 x 390 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. à direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.....55

Figura 5.3 - Resultados dos testes checkerboard para feições de 312 x 312 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. à direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.....56

Figura 5.4 - Resultados dos testes checkerboard para feições de 390 x 390 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. à direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.....57

Figura 5.5 – Perfis para o modelo recuperado de 4 x 4 x 4 voxels. A imagem horizontal no canto direito inferior indica a posição dos perfis com o modelo recuperado para uma profundidade de 226 km.58

Figura 5.6 – Modelo Sintético de Blocos Cratônicos: à esquerda, para as profundidades de 11 a 135 km; à esquerda, para a profundidade de 226 km.....59

Figura 5.7 – Imagens horizontais das profundidades de 135, 226, 316 e 497 km para o MSBC recuperado. As linhas cinzas indicam os nós mais externos de cada bloco.60

Figura 6.1 - Tectonic map of South America (Cordani et al., 2016). The sedimentary basins are: ChB - Chaco Basin; PrB - Paraná Basin; PtB - Pantanal Basin; SFrB - São Francisco Basin; BnB - Bananal Basin; PcB - Parecis Basin; ALTb - Alto do Tapajós Basin; PnB - Parnaíba Basin; AcB - Acre Basin; SmB - Solimões Basin; AmB- Amazonas Basin; MjB – Marajó Basin. Light blue and purple dashed lines are the limits for the Rio de la Plata Craton proposed by Rapela et al. (2011) and Oyhantçabal et al. (2011), respectively. The area of study is represented by the black rectangle. The orange dashed line is the Transbrasiliano Lineament. BrBe, RiBe and DFBe are the Brasília, Ribeira and Dom Feliciano Belts, respectively. The colored triangles indicate the stations with data new to this study, while those with data taken exclusively from the Costa et al. (2020) multi-frequency tomography are shown in white. ... 64

Figura 6.2 - Histogram of cross-correlation delay times δt (s) for the outlier suppressed database. The interval size is 0.1 s..... 68

Figura 6.3 - Horizontal slices for depths of 135, 226, 316 and 497 km. The Amazonian and São Francisco cratons are shown as black dashed lines. PtB, PrB and ChB are

the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná basins, respectively. Blue and green dashed lines are, respectively, the limits of the Paranapanema Block and Luiz Alves Craton proposed by Cordani et al. (2009). The red dashed line is the model for the Paranapanema Block proposed by Mantovani et al. (2005). The black squares indicate the seismographic stations used.71

Figura 6.4 - Vertical slices A-A', B-B', C-C' and D-D' with the main tectonic units. ChB and PrB are the Chaco-Paraná and Paraná basins, respectively. PtB is the Pantanal Basin, RAC is the Rio Apa Craton, SFC is the São Francisco Craton, AmC is the Amazonian Craton, BrBt is the Brasília Belt. Bottom right is the horizontal image at a depth of 135 km, with the vertical profiles indicated.72

Figura 6.5 - Horizontal images for the kernel column density for the depths of 68, 135, 226, 216, 497 and 700 km.73

Figura 6.6 - Checkerboard resolutions tests for the input model (left) of 312x312 km structures in the horizontal dimension. The recovered model is shown on the right for the depths of 135, 226 and 497 km. The black squares indicate the seismographic stations used in this study.....75

Figura 6.7 - Checkerboard resolutions tests for the input model (left) of 390x390 km structures in the horizontal. The recovered model is shown on the right for the depths of 135, 226 and 497 km. The black squares indicate the seismographic stations used in this study.76

Figura 6.8 - Vertical profiles for the recovered 4 x 4 x 4 voxels model. The horizontal image on the bottom right shows the recovered model for the depth of 226 km, with the profiles WW', XX', YY' and ZZ' indicated.77

Figura 6.9 - Cratonic Blocks Synthetic Model (CBSM). The image to the left shows the model for the depths 11 to 135 km. The image to the right shows the model for the depth of 226 km.78

Figura 6.10 - Horizontal images for the recovered CBSM. The grey lines connect the outmost nodes for each cratonic block.79

Figura 6.11 - Interpreted horizontal tomographic images for the depths of 135 and 226 km. The proposed limits for the Paranapanema Block, and Luiz Alves and Rio Apa cratons are represented as light blue, green and red lines, respectively. The models from previous studies are also included for comparison: SFPC is the São Francisco Paleocontinental Block (Rocha, Azevedo, et al., 2019), LAC is the Luiz Alves Craton (Cordani et al., 2009).....82

Figura 6.12 - Contours of the seismic velocities anomalies to help the interpretation of the cratonic blocks beneath Parana Basin. The final limits for Paranapanema, Rio Apa and Luiz Alves area were indicated. The red circles are the events from the Brazilian Seismic Catalogue (Assumpção et al., 2004). The contour lines are separated by anomaly values of 0.1%..... 84

Figura 7.1 – Figura tomográfica horizontal para 226 km com os limites propostos para o Bloco Paranapanema e crátons Luiz Alves e Rio Apa indicados, sendo as linhas sólidas pretas os contornos das anomalias tomográficas, superpostas às anomalias representadas em cores. Os círculos vermelhos mostram a sismicidade uniformizada da região (Assumpção et al., 2004)..... 92

LISTA DE TABELAS

Tabela 3-1 – Valores de $X2N/$ e RMS obtidos para a inversão com seis valores de razão $\varepsilon D/\varepsilon S$. As células em cinza mostram os valores de “damp” de cada razão escolhidos para o modelo da Figura 3.8.42

Tabela 3-2 – Valores de $X2N/$ e RMS obtidos para a inversão com seis valores para o fator f . As células em cinza mostram os valores de “damp” de cada fator HED escolhidos para o modelo da Figura 3.10.42

1. Introdução

1.1 INTRODUÇÃO

O estudo de blocos cratônicos é de grande importância para o entendimento da evolução tectônica dos atuais continentes. Esse estudo pode ser feito por métodos geológicos, utilizando, por exemplo, a observação de afloramentos, análises petrológicas e geocronológicas de testemunhos obtidos por poços. Um exemplo é o estudo de Cordani et al. (1984) que utilizaram a petrologia e geocronologia e, em menor escala, dados geofísicos disponíveis para aferir as estruturas dos embasamentos sob as bacias sedimentares brasileiras. Entretanto, há casos em que as camadas sedimentares não permitem a análise direta dessas feições, pois recobrem as camadas mais profundas, representativas do embasamento, uma vez que podem atingir grandes profundidades que inviabilizam a amostragem por testemunhos. Nesses casos, é necessária a aplicação de métodos indiretos, como por exemplo, os métodos geofísicos.

Entre os métodos geofísicos mais amplamente utilizados para o mapeamento geológico estão os métodos gravimétricos e magnéticos, sendo estes efetivos principalmente para a observação de estruturas mais rasas (crosta superior), sendo também a gravimetria aplicada para estudos de estruturas em maiores profundidades (e.g. Dragone et al., 2017). Para o imageamento de estruturas em profundidades crustais e mantélicas, normalmente são utilizados métodos sismológicos, como por exemplo o de Função do Receptor, Refração Sísmica Profunda e Tomografia Sísmica com ondas de corpo e de superfície (e.g. Assumpção et al., 2013; Soares et al., 2006; Feng et al., 2007; Rocha et al., 2011) e, mais recentemente, a Tomografia Sísmica utilizando ruído sísmico (e.g. Shirzad et al., 2019).

A Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso de Ondas de Corpo (TSTPOC) é um método amplamente empregado que permite obter imagens das estruturas mais profundas e obter modelos 3D da distribuição da velocidade sísmica do meio. Estes modelos podem ser relacionados à estrutura geológica profunda do meio subjacente a um arranjo de estações sismográficas. Os dados normalmente utilizados são as marcações de tempo de chegada das fases de ondas, geradas por terremotos distantes (telessismos), nos sismogramas registrados pelos equipamentos.

Existem diferentes tipos de TSTPOC, dos quais podemos concentrar em dois tipos principais: os baseados na teoria de raio (frequência infinita), e os que utilizam em múltiplas frequências, baseadas em volumes de informação em torno do raio sísmico formado a partir da propagação da onda em diferentes pacotes de frequências finitas. O segundo tipo é mais recente

e tem se destacado por propiciar maior resolução das estruturas nos modelos tomográficos. Segundo a teoria desenvolvida por Dahlen et al. (2000), esses volumes são dependentes da frequência do traço sísmico, e representam regiões de sensibilidade nas quais homogeneidades afetariam os resíduos relativos. Quando comparada a tomografias baseadas na teoria de raio, a tomografia de múltiplas frequências fornece uma maior densidade de dados, visto que esses volumes de sensibilidade, chamados de *Banana-Doughnut Kernels* (Marquering et al., 1999), se sobrepõe para maiores profundidades, aumentando a resolução.

Devido esse método ser recente, ainda existem muitas regiões onde apenas trabalhos de tomografia sísmica utilizando a teoria de raio foram realizados. No Brasil, diversos trabalhos utilizando métodos de tomografia sísmica de tempo de percurso baseados em teoria de raios foram realizados nas últimas décadas (VanDecar et al., 1995, Schimmel et al., 2003, Rocha et al., 2011, Azevedo et al., 2015, Rocha et al., 2016, Rocha et al., 2019a, Rocha et al., 2019b, Costa et al. 2020). Entretanto, devido às suas dimensões continentais, a densidade de estações sismográficas ainda é baixa, com regiões onde o espaçamento entre elas chega a ser superior a 900 km, como é o caso da região Amazônica. Por esse motivo, ainda existem regiões onde a resolução das estruturas é deficitária, especialmente aquelas de menor dimensão, o que impossibilita o seu imageamento em detalhe e conseqüentemente a sua interpretação. Além disso, existem poucas estações nos países que fazem limite com o Brasil e também na região oceânica, o que limita a capacidade de imageamento das feições geológicas, e a sua continuidade para além dos limites políticos do País.

Nesse sentido, esse trabalho tem como objetivo a aplicação do método de Tomografia Sísmica de Múltipla Frequências na região da Bacia do Paraná e adjacências, buscando aumentar a resolução das estruturas que formam o seu embasamento em profundidades litosféricas. A área de estudo (Figura 1.1) abrange completamente as bacias do Paraná e Pantanal, se estendendo também para a porção norte da Bacia do Chaco e sul dos Cráton Amazônico. A nordeste da área de estudo estão as províncias Tocantins e Mantiqueira, que margeiam o Cráton São Francisco. A maior densidade de estações sismográficas está localizada nas Bacias do Pantanal e Paraná, com estações que foram instaladas exclusivamente para estudar essa região, sendo os seus embasamentos os principais alvos de estudo neste trabalho.

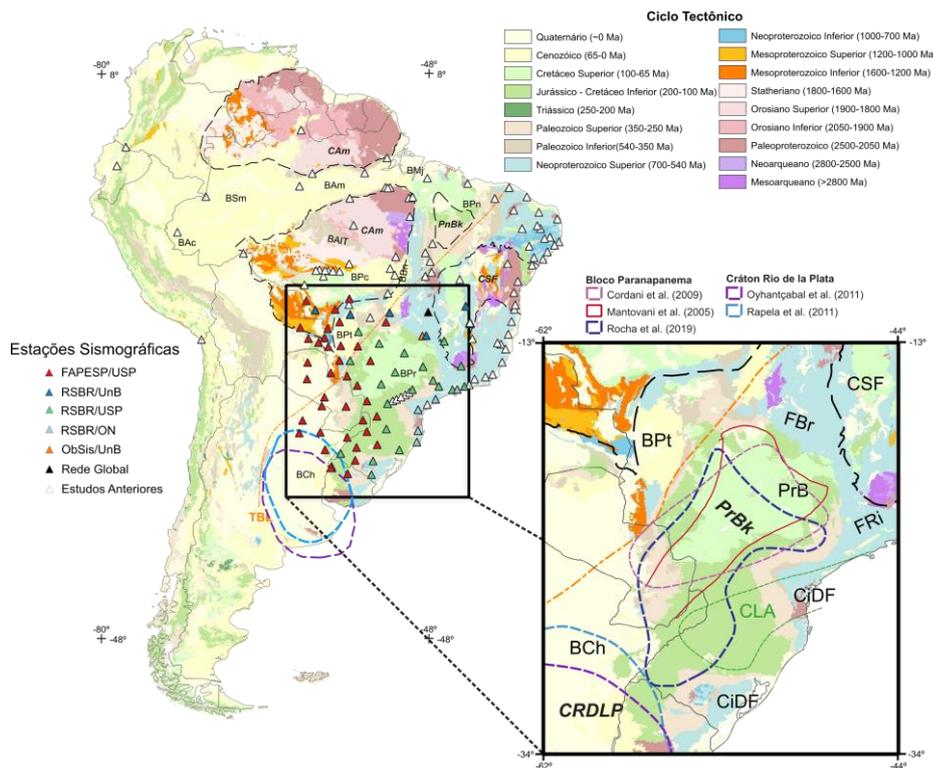


Figura 1.1 – À esquerda, mapa tectônico da América do Sul (Cordani et al., 2016) indicando área de estudo (retângulo preto), as estações sísmográficas utilizadas (triângulos coloridos) e crátons adjacentes (linhas pretas pontilhadas) e modelos para o Cráton Rio de la Plata. No canto inferior direito, detalhe da área de estudo com os modelos de Mantovani et al. (2005), Cordani et al. (2009) e Rocha et al (2019a) para o Bloco Paranapanema.

1.2 ESTUDOS ANTERIORES

A TSTP vem sendo amplamente utilizada para o estudo do manto litosférico sob o Brasil (Figura 1.2), com a primeira aplicação sendo realizada por VanDecar et al. (1995) para a região Sudeste, resultando na identificação de uma anomalia de baixa velocidade sob o nordeste da Bacia do Paraná, interpretada como o antigo conduto térmico da pluma de Tristan da Cunha. Com a instalação de novas estações, estudos posteriores foram expandindo a área de estudo, concentrando-se nas regiões Sudeste e Centro-Oeste (e.g. Schimmel et al., 2003; Rocha et al. 2011). Esses estudos amostraram melhor o Cráton São Francisco e o Bloco Paranapanema, relacionando-os a anomalias de alta velocidade, sendo os limites entre esses crátons, representados pelas faixas móveis, caracterizados como anomalias de baixa velocidade. Ambos os estudos também identificaram a presença de uma anomalia de baixa velocidade sob o nordeste da Bacia do Paraná, como a observada no trabalho de VanDecar et al. (1995).

O estudo de Azevedo et al. (2015) incluiu novas estações na área da Província Tocantins, resultando em imagens que mostraram uma anomalia de baixa velocidade entre os crátons São Francisco e Amazônico. A anomalia observada é aproximadamente paralela ao Lineamento Transbrasiliiano, havendo também correlação com a sismicidade na área, e foi

interpretada como um afinamento litosférico ao longo da Faixa Brasília. Esses resultados foram corroborados pelo estudo de Rocha et al. (2016), concluindo que os esforços regionais tendem a ser distribuídos homogeneamente na litosfera, havendo a concentração de tensões em áreas com afinamento litosférico, caracterizadas por anomalias de baixa velocidade. Os estudos de Azevedo et al. (2015) e Rocha et al. (2016) também observaram a presença de uma anomalia de alta velocidade na região do Cráton Amazônico.

Posteriormente, com a expansão da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), foi possível expandir o imageamento do Cráton Amazônico, sendo que o trabalho de Azevedo (2017) mais que duplicou a base de dados existente para a tomografia sísmica no Brasil, adicionando principalmente novos dados para a região do Cráton Amazônico e permitindo a distinção de anomalias de altas e baixas velocidades, interpretadas como as províncias geocronológicas e seus limites (Tassinari e Macambira 2004), respectivamente.

O estudo de TSTP da Província Borborema de Neto et al. (2018) apresentou resultados com boa resolução, permitindo a visualização de uma estrutura de alta velocidade relacionada a uma litosfera mais rígida e uma anomalia de baixa velocidade, interpretada como o fluxo de uma pluma no Sudeste brasileiro.

Os resultados de Rocha et al (2019a) e Rocha et al. (2019b) são dois dos mais recentes estudos de TSTP para o Brasil. O segundo focou no Cráton São Francisco (CSF), observando que os limites desse cráton são maiores para profundidades litosféricas quando comparados aos limites superficiais propostos, estendendo-se sob regiões orogênicas vizinhas. O primeiro trabalho, Rocha et al (2019a – Figura 1.3), focou na região das Três-Bacias (Pantanal, Chaco e Paraná), utilizando principalmente dados registrados por uma rede temporária (Rede XC) instalada no âmbito do Projeto “3Bacias” financiado pela Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e que operaram entre os anos de 2016 e 2019. Os resultados desse estudo permitiram definir os limites do Bloco Paranapanema (BP) indicando os limites deste com o Cráton Rio de La Plata (Rapela et al. 2011) , além de observar anomalias de baixa velocidade sob a Bacia do Pantanal, as quais foram interpretadas como um afinamento litosférico e consequente aumento da atividade sísmica. Também foi observada uma anomalia de alta velocidade na região do Cráton do Rio Apa (CRA), porém muito próxima da anomalia relacionada ao BP, não sendo possível delimitar o limite entre ambos. Também foi observado que essa anomalia de alta velocidade na região do CRA, localizada ao sul da Bacia do Pantanal, não se estende sob a bacia, indicando que seu embasamento não é composto por um bloco cratônico.

Os estudos anteriormente citados têm sua inversão baseada na teoria de raio (TR), uma aproximação de frequência infinita onde efeitos de difração e regeneração da frente de onda são ignorados, e considera-se que somente estruturas localizadas no raio infinitesimal ao longo do percurso fonte/receptor influenciam nos tempos de chegada da onda. Essas aproximações acabam por limitar a resolução de estudos que utilizam a TSTP, como pode ser observado na Figura 1.4, que apresenta o resultado do teste de resolução do estudo de Rocha et al. (2019a) para uma profundidade de 200 km. É possível observar que somente na porção com um maior número de estações (nordeste e leste da área) foi possível recuperar parcialmente o modelo de entrada (teste de tabuleiro de aproximadamente 200 x 200 km, com amplitude de 1%, ver publicação para maiores detalhes), com o restante de área pouco resolvida, resultando em uma resolução heterogênea para toda a área.

Mesmo com o aumento no número de estações instaladas (e conseqüentemente mais dados disponíveis), o Brasil continua escassamente amostrado em certas regiões, especialmente no Cráton Amazônico e nas porções onde a Rede XC foi instalada mais recentemente (incluindo também Bolívia, Paraguai e Argentina). Para contornar essa ausência de dados e as limitações da TR, os estudos de Costa (2018) e Costa et al. (2020) do Cráton Amazônico fizeram uso da chamada Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (TSMF – Sigloch et al., 2008, Sigloch, 2008). Nessa metodologia, assume-se que o traço sísmico possui um conteúdo finito de frequências, permitindo que se leve em conta os efeitos de difração (regeneração da frente de onda e espalhamento), dando origem à chamada Zona de Fresnel. A sensibilidade dos tempos de percurso e amplitude estão relacionadas a toda a extensão da Zona de Fresnel (Nolet, 2008), ou seja, os tempos de chegada passam a depender de estruturas fora do traçado de raio, possibilitando o imageamento dessas homogeneidades de acordo com os Núcleos Fréchet de Sensibilidade, cuja teoria foi elaborada por Dahlen et al. (2000).

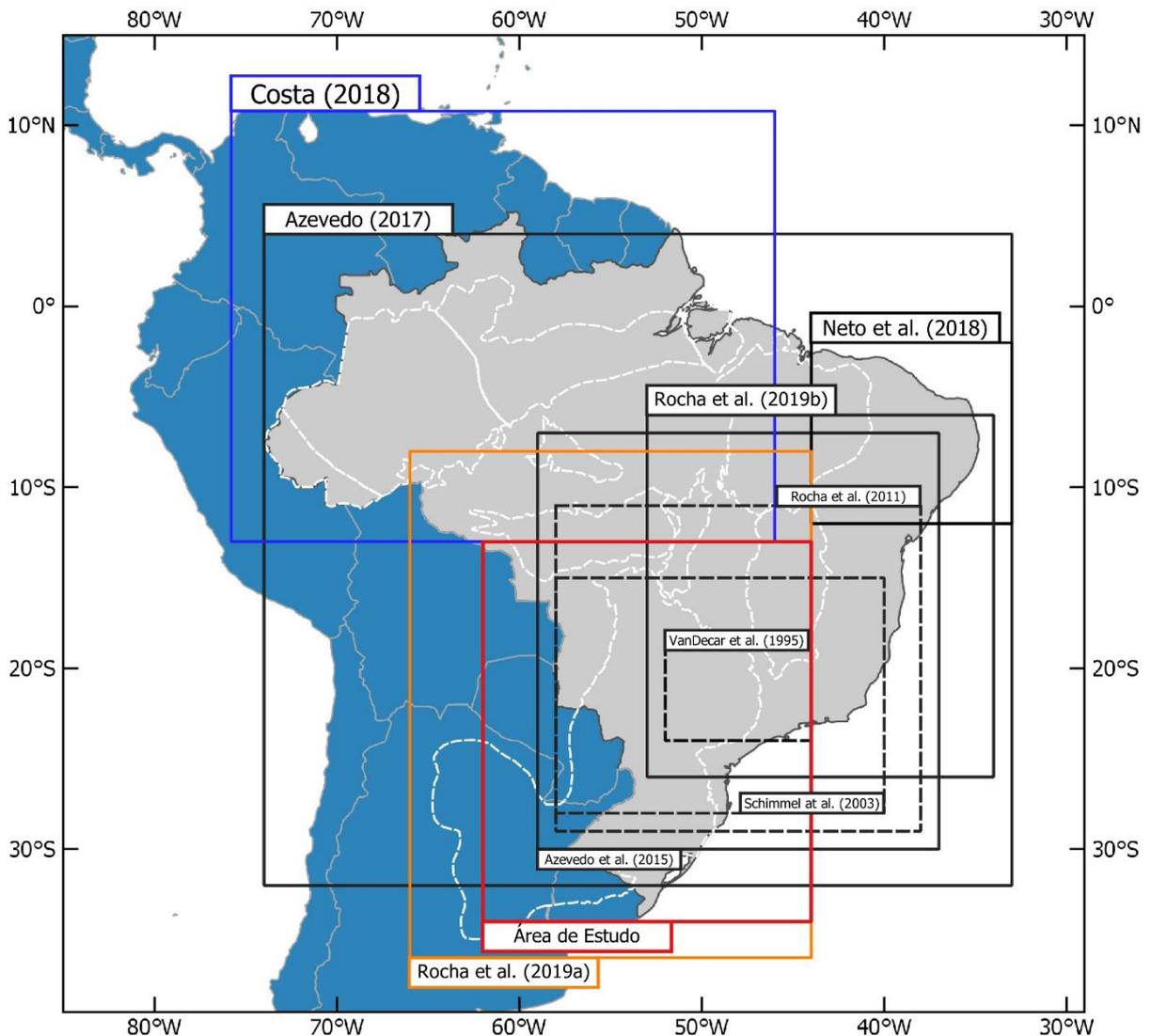


Figura 1.2 – Mapa com as áreas de estudos de TSTP anteriores. Os polígonos pretos tracejados indicam estudos mais antigos e que utilizaram como base a Teoria de Raios. Os polígonos pretos contínuos indicam estudos mais recentes utilizando a Teoria de Raios. O polígono laranja indica o estudo mais recente que abrangem a área de estudo desse trabalho, de Rocha et al. (2019a), utilizando a Teoria de Raios. O polígono azul indica o estudo de Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências para o Brasil (Costa, 2018) e que abrange a área de estudo de Costa et al. (2020).

O objetivo deste trabalho é estudar o manto litosférico sob a região onde foi desenvolvido o projeto 3 Bacias, e onde foi desenvolvido o trabalho de Rocha et al. (2019a) que usou Teoria de Raios, utilizando a TSMF, fornecendo imagens tomográficas de maior resolução.

Essa melhora no imageamento deverá permitir que os resultados ambíguos obtidos nos trabalhos de TSTPOC anteriores sejam resolvidos, destacando-se: a) o limite sul do Bloco Paranapanema; b) as zonas de sutura entre os limites do Bloco Paranapanema com os crátons do Rio Apa, e São Francisco; c) a definição do Bloco Paranapanema como um único bloco cratônico sob a Bacia do Paraná conforme Mantovani et al. (2005) ou como um mosaico de

blocos como proposto por Milani e Ramos (1998); e d) a extensão do Bloco Rio Apa sob a bacia do Pantanal e para a Zona Sísmica do Sul do Paraguai (Rocha et al. 2019a).

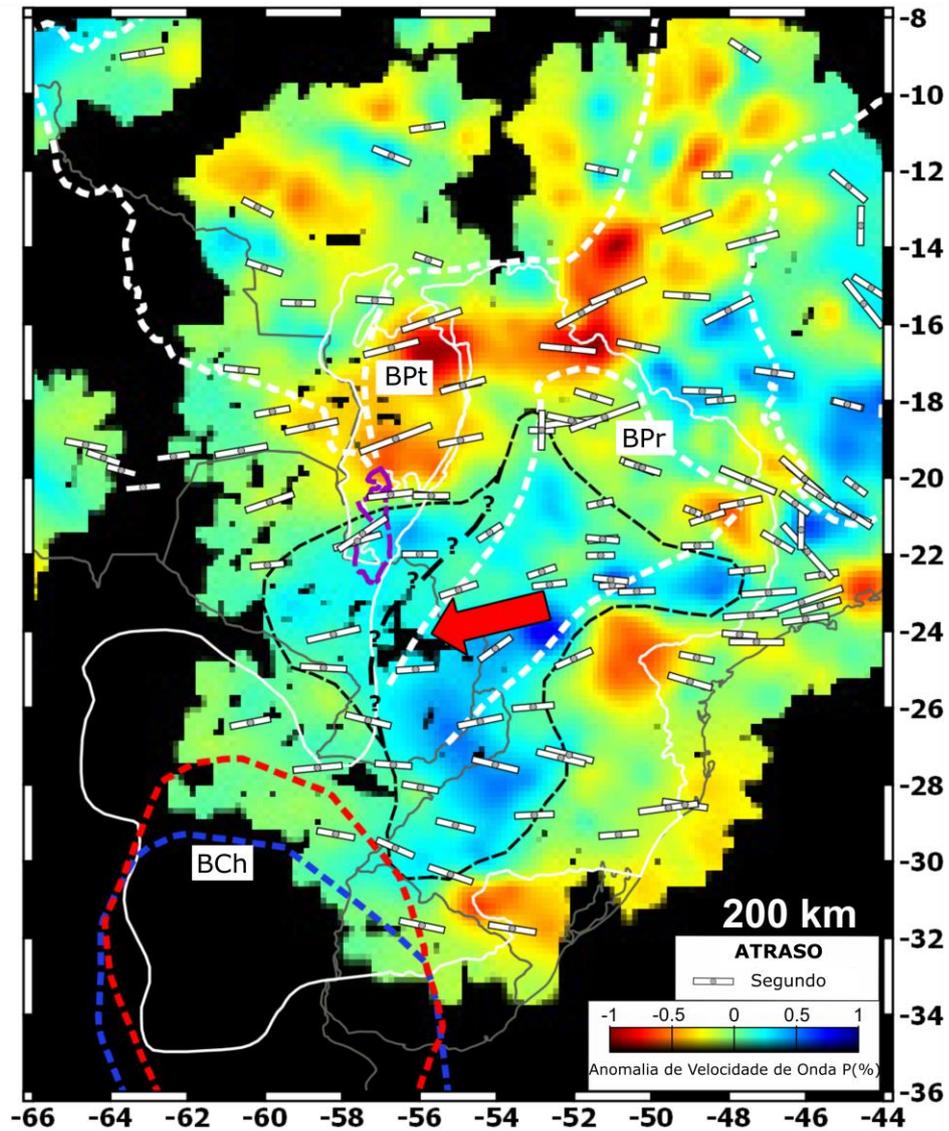


Figura 1.3 – Imagem tomográfica modificada de Rocha et al. (2019a), para uma profundidade de 200 km, com a interpretação do Bloco Paranapanema e Cráton Rio Apa. As barras brancas mostram a orientação da direção mais rápida das ondas SKS obtidas por Melo e Assumpção (2018) e que indicam a direção da anisotropia sísmica do manto.

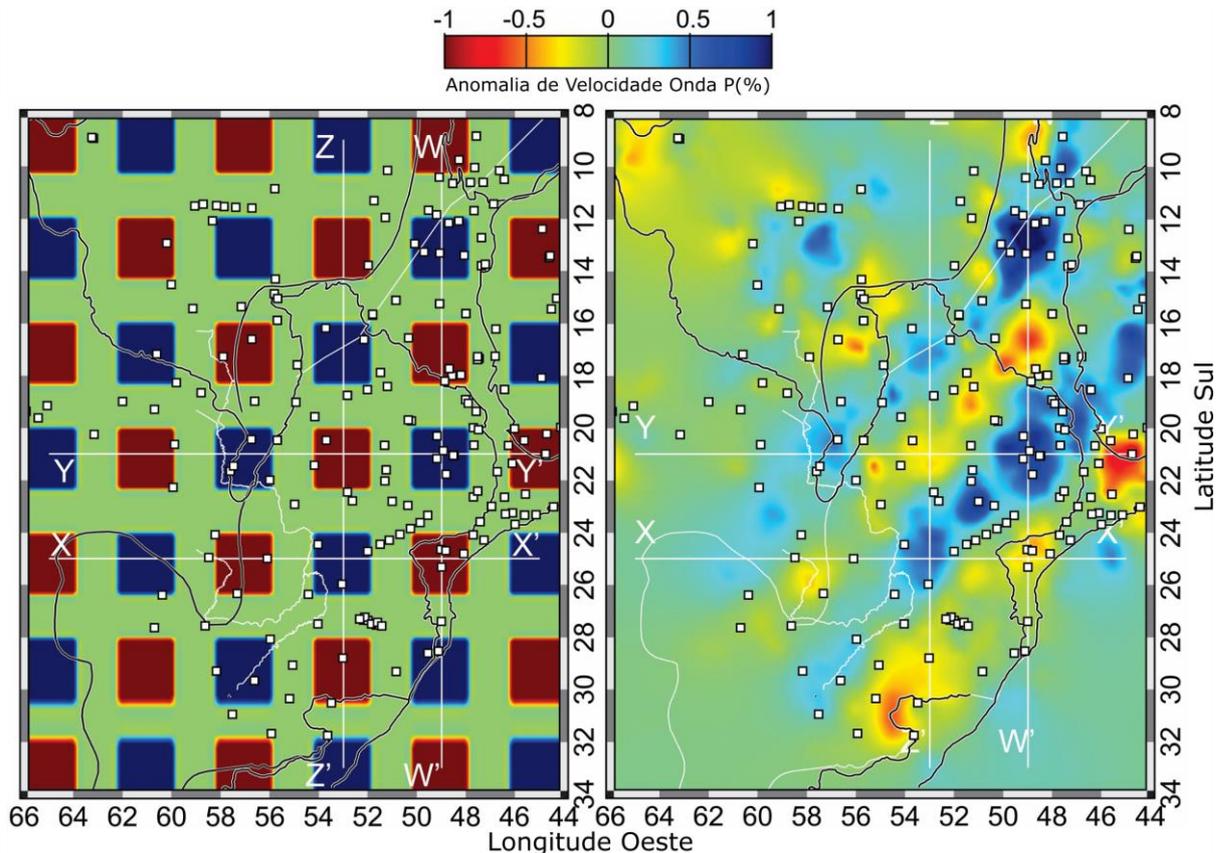


Figura 1.4 – Teste de resolução de TSTP utilizando Teoria de Raio para uma profundidade de 200 km. Adaptado de Rocha et al. (2019a).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

1.3.1 A Plataforma Sul-Americana

A Plataforma Sul-Americana (PSA – Figura 1.5) é considerada a porção estável da placa Sul-Americana, não sendo afetada pelas orogenias dos Andes e do Caribe (Almeida et al., 2000). Seu embasamento é composto por blocos cratônicos do Arqueano e do Proterozoico conectados por faixas móveis durante o Ciclo Brasileiro, e é separado entre os domínios Amazônico e Brasileiro (também chamado de Extra-amazônico) pelo Lineamento Transbrasiliiano (LTB - Cordani e Sato, 1999; Brito-Neves e Fuck, 2013,2014).

A noroeste do LTB localiza-se o Domínio Amazônico, formado por crátons arqueanos, dentre eles os crátons Amazônico e Rio Apa, cercados por faixas móveis Paleoproterozóicas e Mesoproterozóicas, estando relacionado ao supercontinente Laurência (Brito-Neves e Fuck, 2013). A sudeste do LTB localiza-se o Domínio Brasileiro, relacionado a Gondwana e formado principalmente pelos crátons São Francisco, Rio de la Plata, Luiz Alves, e segundo propostas (e.g. Cordani et al., 1984; Mantovani et al., 2005), o Bloco Paranapanema.

Segundo Brito-Neves e Fuck (2013), os crátons do Domínio Brasileiro sofreram extenso retrabalhamento durante os processos orogênicos Brasileiros, reduzindo-os às estruturas observadas atualmente.

1.3.2 Embasamento da Bacia do Paraná

Localizada ao sul do Brasil e estendendo-se para partes do Uruguai, Paraguai e Argentina, a Bacia do Paraná (BPr – Figura 1.5) é uma bacia sedimentar intracratônica com espessura de até 7000 metros, cuja sedimentação teve início durante o Paleozoico, e que tem ocorrência de derrames basálticos datando do Mesozoico, imediatamente antes da separação do Atlântico Sul (Cordani et al., 1984; Almeida et al., 2000).

Seu embasamento vem sendo alvo de múltiplos estudos, sendo o de Cordani et al. (1984 – Figura 1.6a) o primeiro a propor a existência de um bloco cratônico sob a bacia, o Bloco Paraná, com o Cráton Luiz Alves a leste. Afirmando que a existência de um domínio estável na região da sinéclise é incompatível com a subsidência da bacia, o trabalho de Milani e Ramos (1998 – Figura 1.6a) propôs um novo modelo para o seu embasamento, formado por múltiplos blocos cratônicos fragmentados, modelo este corroborado pelo estudo de Julià et al. (2008) utilizando função do receptor e medidas de dispersão de onda Rayleigh. Mantovani et al. (2005 – Figura 1.6b), utilizando dados gravimétricos, também propuseram a existência de um único bloco cratônico sob a bacia, porém mais extenso que o de Cordani et al. (1984) e com orientação SW-NE, chamado de Bloco Paranapanema (BlPr – Figura 1.5).

O Bloco Paraná de Cordani et al. (1984) foi posteriormente revisto no trabalho de Cordani et al. (2009 – Figura 1.6b), sendo renomeado como Bloco Paranapanema e expandido sob grande parte da bacia com direção ENE-WSW, com formato assemelhando-se ao modelo de Mantovani et al. (2005).

1.3.3 Embasamento da Bacia do Chaco-Paraná

A Bacia do Chaco-Paraná (BCh – Figura 1.5) é uma bacia intracratônica de espessura sedimentar de até 5000 metros cuja sedimentação teve início no Paleozoico, com derrames basálticos do Mesozoico em sua porção nordeste (Almeida et al., 2000). Está localizada na porção nordeste da Argentina, estendendo para a porção oeste do Uruguai, e é separada da Bacia do Paraná pelos arcos de Asunción e Rio Grande (Rosa et al., 2016). Seu embasamento é composto majoritariamente pelo Cráton Rio de la Plata (CRDLP – Figura 1.5), tendo sido proposta a existência de um segundo cráton sob o noroeste da bacia (o Cráton Rio Tebicuary) no trabalho de Dragone et al. (2017).

Há quatro modelos principais propostos para o CRDLP (Figuras 1.5 e 1.6), com os estudos de Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011) limitando a porção norte do cráton ao sul da Zona de Cisalhamento de Ibaré, enquanto os estudos de Rapela et al. (2007) e Dragone et al. (2017) situam o limite ao norte dessa zona, próximo à borda sul do Bloco Paranapanema de Mantovani et al. (2005).

Foi proposta também por Dragone et al. (2017) a existência da chamada Zona de Sutura do Oeste do Paraná, que se estenderia do sudeste da margem continental brasileira até o nordeste da bacia do Paraná. Segundo o modelo, os crátons a oeste (Rio de la Plata, Apa e Tebicuary) estariam separados do embasamento da Bacia do Paraná, a leste, por essa zona de sutura, observada através de dados gravimétricos.

1.3.4 Embasamento da Bacia do Pantanal

A Bacia do Pantanal (BPt – Figura 1.5) é uma bacia sedimentar do Quaternário localizada na porção oeste do Brasil, se estendendo para a Bolívia e o Paraguai. É rasa, possuindo até 500 metros de sedimentos, e possui elevada sismicidade para os padrões brasileiros, com dois grandes eventos sendo registrados: fevereiro de 1964, com magnitude 5.4 mb (Assumpção e Suárez, 1988); e junho de 2009, com uma magnitude de 4.8 mb (Dias et al., 2016).

Sua formação é motivo de debate, com Ussami et al. (1999) propondo que a depressão da bacia está relacionada a esforços flexurais extensionais resultantes da carga na Cordilheira dos Andes, enquanto Assumpção e Suárez (1988) e Dias et al. (2016) caracterizam as falhas presentes na bacia como reversas e rasas, incompatíveis com o regime extensional de Ussami et al. (1999). Seu embasamento também é pouco conhecido, com o modelo mais recente sendo proposto por Dragone et al. (2017), no qual o embasamento se estenderia do sul ao norte da bacia, formando por inteiro seu embasamento (Figura 1.6c). O modelo de Rocha et al. (2019a) é oposto ao de Dragone et al. (2017) pois mostra que a região sob a Bacia do Pantanal é caracterizada por uma anomalia de baixa velocidade, bem correlacionada com a relativa alta sismicidade na região, compatível com um afinamento litosférico, com a anomalia de alta velocidade que caracteriza o Bloco Rio Apa não se estendendo sob a bacia.

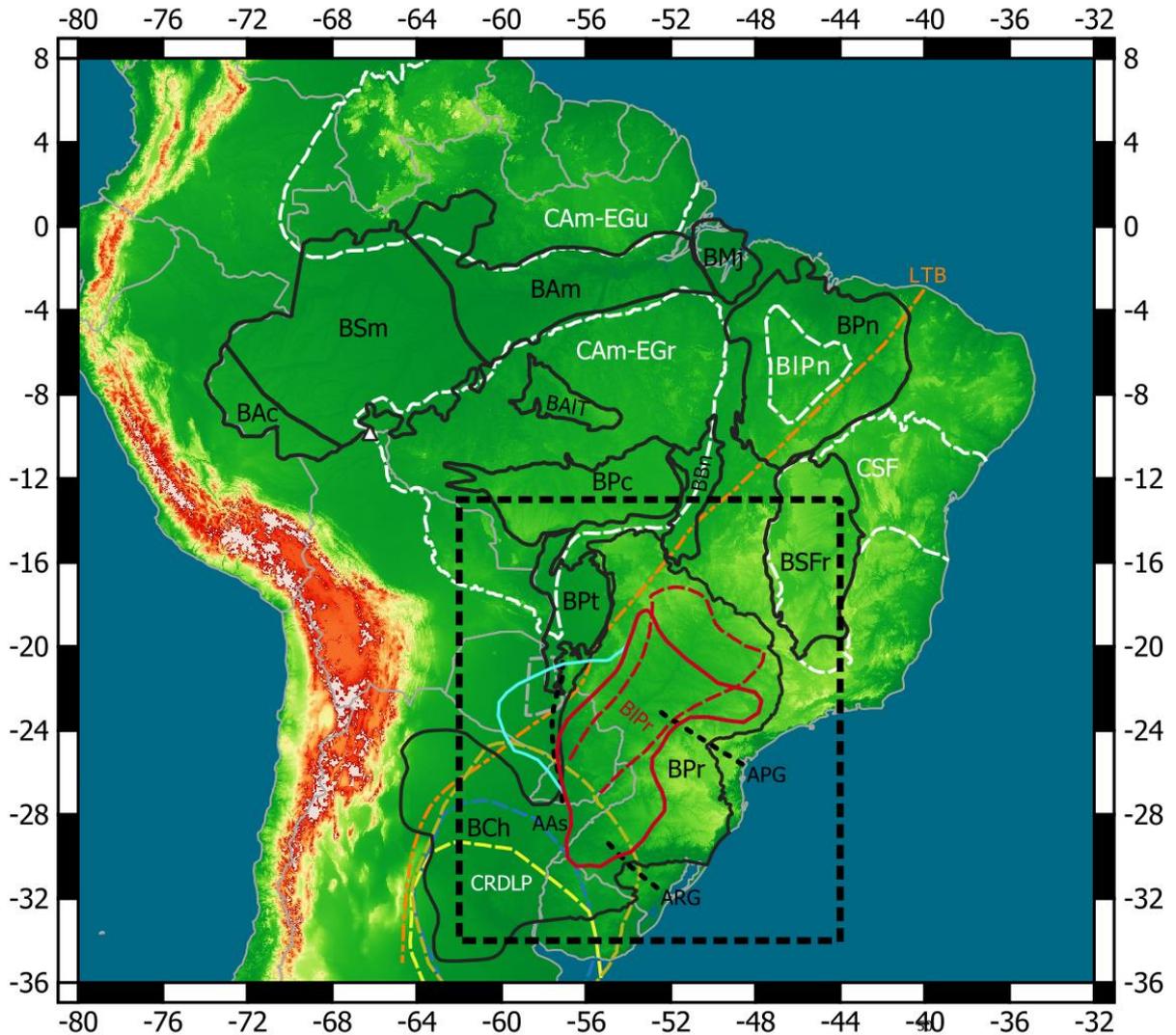


Figura 1.5 – Mapa topográfico com as principais unidades geológicas do Brasil. As principais bacias sedimentares estão indicadas por linhas pretas contínuas: BCh – Chaco-Paraná; BPr – Paraná; BPt – Pantanal; BSFr – São Francisco; BPc – Parecis; BBn – Bananal/ BAc – Acre; BSm – Solimões; BAm – Amazônica; BMj – Marajós; BAIT – Alto Tapajós; BPn – Parnaíba. O Lineamento Transbrasiliiano (LTB) está em laranja. Crátons de menor interesse neste estudo estão indicados por linhas tracejadas brancas: CAM – Cráton Amazônico com o Escudo das Guianas (EGu) e Guaporé (EGr); BIPN – Bloco Parnaíba; CSF – Cráton do São Francisco. O Bloco Paranapanema de Mantonavi et al. (2005) está indicado pela linha vermelha tracejada. O modelo de Rocha et al. (2019a) para o Bloco Paranapanema e Cráton Rio Apa está indicado pelas linhas contínuas vermelha e azul clara, respectivamente. O Cráton Rio de la Plata (CRDLP) está indicado pelas linhas tracejadas marrom claro, azul e amarelo de acordo com o modelo de Rapela et al. (2007), Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011), respectivamente. As linhas pretas pontilhadas mostram os arcos de Asunción (AAs), Rio Grande (ARG) e Ponta Grossa (APG).

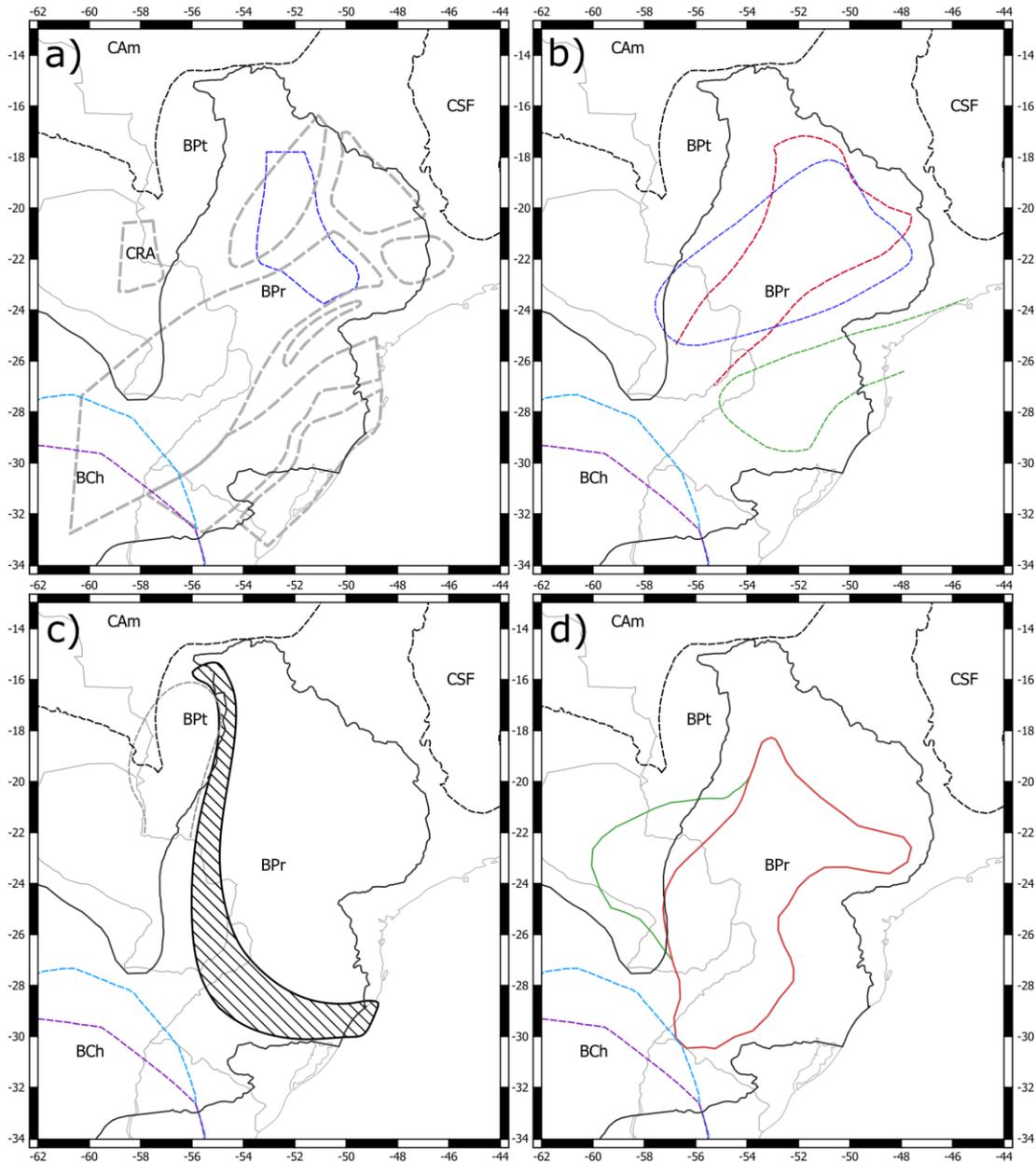


Figura 1.6 – Área de estudo com diferentes propostas para o embasamento cratônico da Bacia do Paraná, a) Modelo de núcleo cratônico de Cordani et al. (1984) para o Bloco Paraná em azul tracejado e modelo do embasamento fragmentado (mosaico de blocos) da Bacia do Paraná por Milani e Ramos (1998) em cinza tracejado. b) Modelo do Bloco Paranapanema por Mantovani et al. (2005) representado pela linha vermelha tracejada; modelo do Bloco Paranapanema e do Cráton Luiz Alves por Cordani et al. (2009) representado pelas linhas tracejadas azul e verde, respectivamente. c) Modelo da Zona de Sutura do Oeste do Paraná de acordo com Dragone et al. (2017) representada pelo polígono hachurado, com o embasamento da Bacia do Pantanal proposto no mesmo trabalho em linha cinza tracejada. d) Modelo de Rocha et al. (2019a) para o Bloco Paranapanema, em vermelho, e para o Bloco Paranapanema e Apa, em verde. Os limites para o CRDLP para os modelos de Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011) estão indicados pelas linhas tracejadas azul clara e roxa, respectivamente.

2. Referencial Teórico

2.1 FREQUÊNCIAS INFINITAS

Segundo a Teoria de Raio, é possível assumir que uma onda sísmica se propaga entre dois pontos ao longo de um caminho infinitamente fino (raio), onde está concentrada toda a energia transportada pela onda (Cerveny, 2001). Considerando um meio não homogêneo, com variações suaves de velocidade, é possível calcular o tempo de percurso T de um raio S conforme a integral de linha:

$$T = \int_S \frac{ds}{v(\mathbf{r})} \quad (2.1)$$

com S indicando o percurso de raio e $v(\mathbf{r})$ o campo real de velocidades. No entanto, a Equação 2.1 não é linear, haja visto que o percurso S é dependente do campo de velocidades, ou seja, $S(v(\mathbf{r}))$.

Para que seja linearizada, é necessária a aplicação do Princípio de Fermat, que afirma que um raio percorrerá o trajeto de tempo mínimo e estacionário entre dois pontos. Admitindo que o tempo teórico T_0 seja obtido a partir de um modelo de velocidades $v_0(\mathbf{r})$, no caso desse estudo, de acordo com o modelo IASP91 (Kennett e Engdhal, 1991), temos a integral de linha:

$$T_0 = \int_{S_0} \frac{ds}{v_0(\mathbf{r})} \quad (2.2)$$

sendo o percurso S_0 conhecido. Utilizando o Princípio de Fermat, a integral de linha utilizada para o cálculo do tempo real T passa a utilizar o percurso teórico S_0 , e não o percurso S , dependente do campo de velocidades reais $v(\mathbf{r})$, sendo possível restringir as variações do traçado de raio a perturbações de tempo de segunda ordem, gerando um pequeno erro e obtendo o tempo real T por:

$$T \approx \int_{S_0} \frac{ds}{v(\mathbf{r})} \quad (2.3)$$

Com isso, o resíduo de tempo δt , calculado pela diferença entre os tempos real e teórico ($T - T_0$), é obtido pela integral (Nolet, 2008):

$$\delta t = T - T_0 \approx \int_{s_0} \left(\frac{1}{v(\mathbf{r})} - \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} \right) ds \approx - \int_{s_0} \frac{\delta v(\mathbf{r})}{v(\mathbf{r})^2} ds \quad (2.4)$$

com $\delta v(\mathbf{r})$ sendo a anomalia de velocidade. A Equação 2.4 também pode ser reescrita em função da vagarosidade sísmica $\delta h(\mathbf{r}) = -\delta v(\mathbf{r})/v(\mathbf{r})^2$, resultando em:

$$\delta t \approx \int_{s_0} \delta h(\mathbf{r}) ds \quad (2.5)$$

A Equação (2.5) é a forma final utilizada pela inversão aplicada nos trabalhos de Tomografia de Teoria do Raio. O estudo realizado por Bijwaard e Spakman (2000) comparou inversões lineares e não-lineares, mostrando que embora não haja mudanças dramáticas nas anomalias observadas, a aproximação linear possui uma maior variância e anomalias levemente amortecidas.

Kravtsov e Orlov (1990) fizeram a distinção entre os chamados raio matemático e raio físico, com o primeiro definido como uma linha infinitamente fina (TR), e o segundo caracterizado pela Zona de Fresnel, possuindo um raio finito em função de seu comprimento de onda. Na Tomografia Sísmica baseada na TR é feita uma aproximação onde a frequência do traço sísmico é considerada extremamente elevada, com seu comprimento de onda tendendo a 0 ($f \rightarrow \infty, \lambda \rightarrow 0$). Para o tipo mais comum de fonte sísmica utilizado em tomografia, o terremoto, os conteúdos de frequência que são registrados por receptores se encontram no intervalo de 0.001-4 Hz, com o máximo sendo observado aproximadamente em 0.5 Hz (Kennett, 2013) e frequências maiores que 1Hz dificilmente são observadas a grandes distancias, em decorrência da atenuação (Nolet, 2008), muito abaixo do idealizado na TR. Isso acarreta limitações do método de frequências infinitas, que desconsidera o efeito de regeneração da frente de onda para frequências finitas (Nolet, 2008).

2.2 ZONA DE FRESNEL

Como exposto, a natureza das ondas utilizadas na TSTP não segue a aproximação proposta pela Teoria de Raio, possuindo conteúdo de frequência e comprimentos de onda que

variam de 10 a 1000 km (Nolet, 2008). O conteúdo de frequência presente nessas ondas sísmicas as torna sensíveis a variações de velocidades externas ao raio pelos efeitos da difração, em um volume elipsoidal chamado de Volume de Fresnel (e.g. Kravtsov e Orlov, 1990; Cervený, 2001). Para contornar as limitações apresentadas pela Teoria de Raio, fez-se necessária a incorporação de parâmetros como a Zona de Fresnel e sua análise quantitativa utilizando a teoria de perturbações de primeira ordem (Nolet, 2008).

Consideremos uma Zona de Fresnel (ZF) de uma onda de comprimento λ em um meio homogêneo, com comprimento de traçado de raio L , e S e R sendo as distâncias de um ponto x sobre o traçado à fonte e ao receptor ($S+R=L$), respectivamente, têm seu raio definido por (e.g. Kravtsov e Orlov, 1990; Cervený, 2001):

$$r = \sqrt{\frac{\lambda SR}{S + R}} \quad (2.6)$$

atingindo o máximo em $S=R=L/2$:

$$r_{max} = \sqrt{\frac{\lambda(L/2)(L/2)}{L}} = \sqrt{\frac{\lambda L^2}{2^2 L}} = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda L} \quad (2.7)$$

A Figura 2.1 mostra como exemplo seis zonas de Fresnel para diferentes comprimentos de onda e suas frequências em um meio homogêneo de velocidade 10 km/s (velocidade comum na Zona de Transição do Manto - modelo IASP91). Observa-se que a aproximação de frequências infinitas está muito distante do encontrado em dados reais, visto que uma onda de comprimento 1 km, dificilmente encontrada em estudos de TSTP, teria um raio da ZF de aproximadamente 40 km. Com dados mais próximos da realidade ($\lambda=50$ km), a ZF alcança raios de aproximadamente 275 km, ou seja, estruturas distantes em até 275 km do percurso de raio influenciam no tempo de chegada.

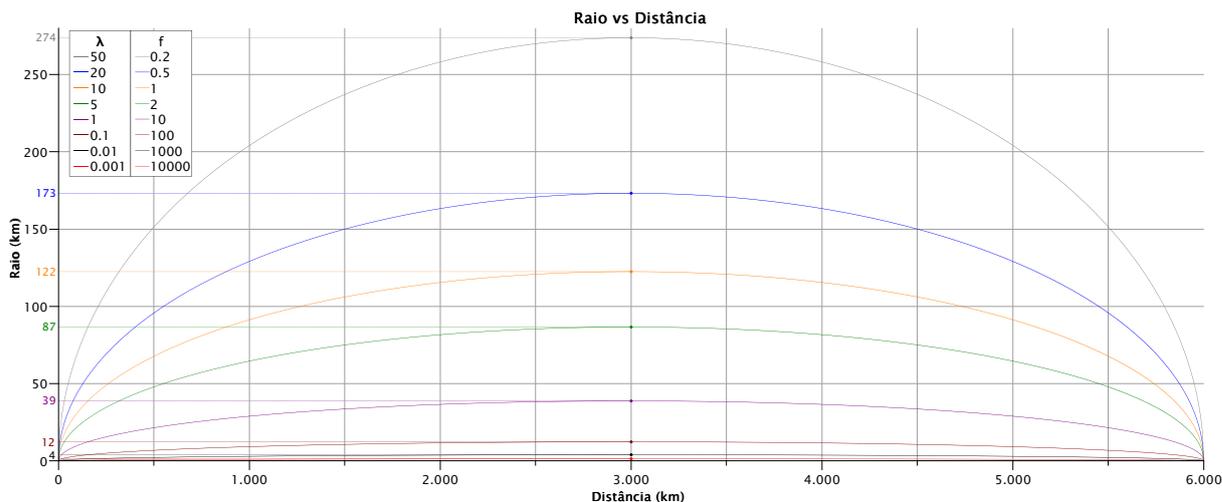


Figura 2.1 – Exemplo de seis zonas de Fresnel para diferentes comprimentos de onda.

2.3 DIFRAÇÃO

A difração é definida como a transmissão de energia de uma onda ao redor dos limites de um obstáculo. Dentre os efeitos da difração, destacam-se a regeneração da frente de onda e o espalhamento.

2.3.1 Regeneração da Frente de Onda

A regeneração da frente de onda é um fenômeno relacionado à difração, ocorrendo quando o comprimento de onda é comparável ao tamanho das estruturas anômalas presentes no meio, influenciando nos tempos obtidos pela correlação cruzada (Hung et al., 2001).

A Figura 2.2 mostra os efeitos causados por uma anomalia de alta velocidade (acima) e por uma anomalia de baixa velocidade (abaixo) sobre uma frente de onda plana. Para a anomalia de alta velocidade, é possível observar que há um adiantamento da frente de onda quando comparada à frente original. Para maiores tempos, a frente oriunda da anomalia perde energia rapidamente em função da dispersão geométrica. Para a anomalia de baixa velocidade é criada uma frente de onda atrasada, que deixa uma lacuna de energia na frente original. Essa lacuna é posteriormente preenchida pela energia oriunda da frente original, efeito descrito pelo Princípio de Huygens (Nolet, 2008), que afirma que todo ponto da frente de onda age como uma nova fonte de energia, gerando ondas que formam uma nova frente de onda em todas as direções.

Considerando somente efeitos de primeira ordem, quando uma anomalia de velocidade negativa e outra positiva de magnitudes iguais são comparadas, seus resíduos de tempo deverão ser iguais, mas de sinais opostos; no entanto, como apontado por Wielandt

(1987), há um efeito secundário que introduz uma assimetria nos tempos, visto que frentes de onda ‘adiantadas’ não sofrerão o efeito de regeneração, podendo em algum ponto ter uma amplitude de onda tão pequena que será imperceptível quando comparada ao ruído (Nolet, 2008).

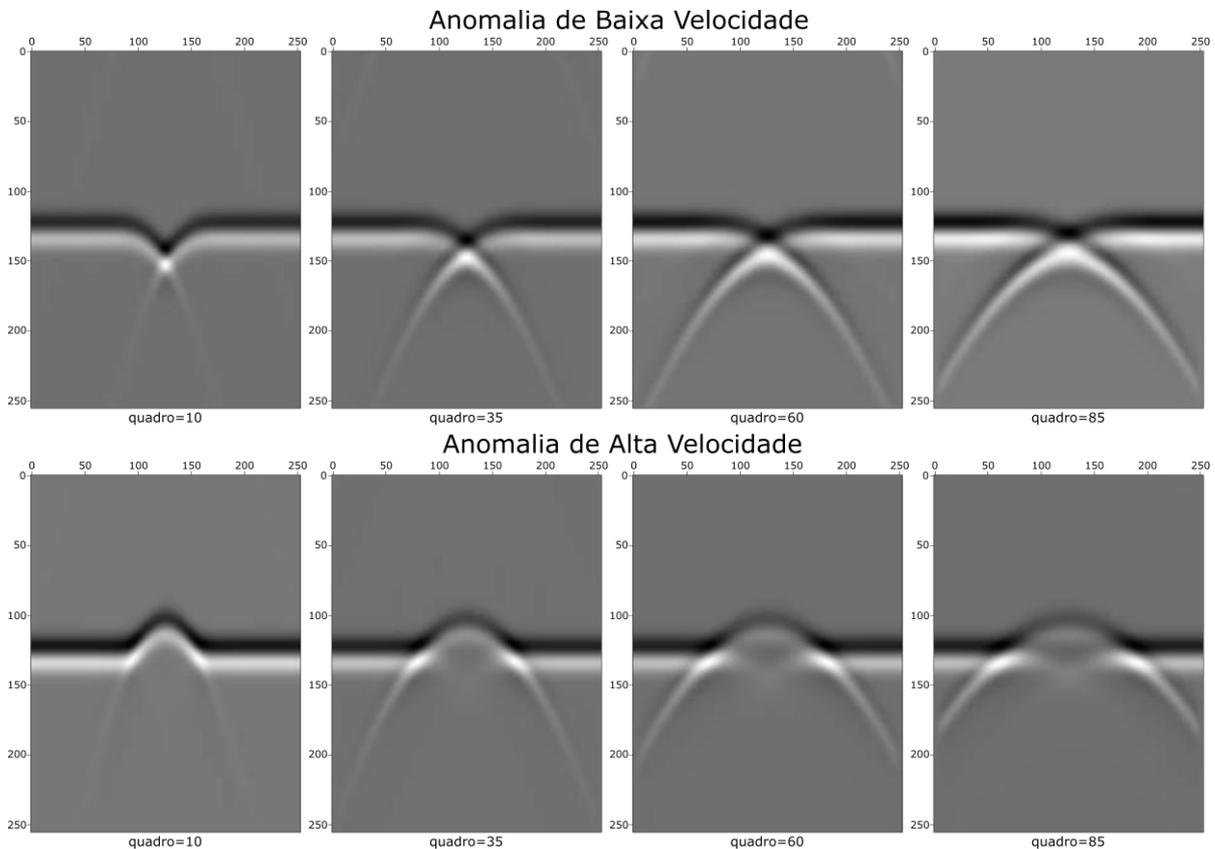


Figura 2.2 – Simulação de uma frente de onda plana incidente sobre uma anomalia de baixa velocidade (acima) e de alta velocidade (abaixo). Os quadros estão centrados na frente de onda, com a onda se propagando para cima. Adaptado de Nolet (2008).

2.3.2 Espalhamento

O espalhamento é definido como o desvio de energia de uma onda em decorrência de heterogeneidades no meio. É dependente de parâmetros como o comprimento de onda, ocorrendo para heterogeneidades menores que a Zona de Fresnel. Para explicar o efeito, considere que uma fonte emita uma onda direta $u(t)$ e que parte da energia emitida $u'(t)$ sofra espalhamento em uma única heterogeneidade no manto (Figura 2.3), gerando uma onda espalhada $\delta u(t)$ com um pequeno atraso em relação à onda direta. O fenômeno descrito é conhecido como Espalhamento Simples, ou Teoria de Born de Primeira Ordem, e assume que ondas $\delta u'(t)$ geradas por espalhamentos múltiplos não contribuem significativamente na forma

de onda, por conta da pequena energia oriunda desses espalhamentos (Nolet et al., 2005; Nolet, 2008).

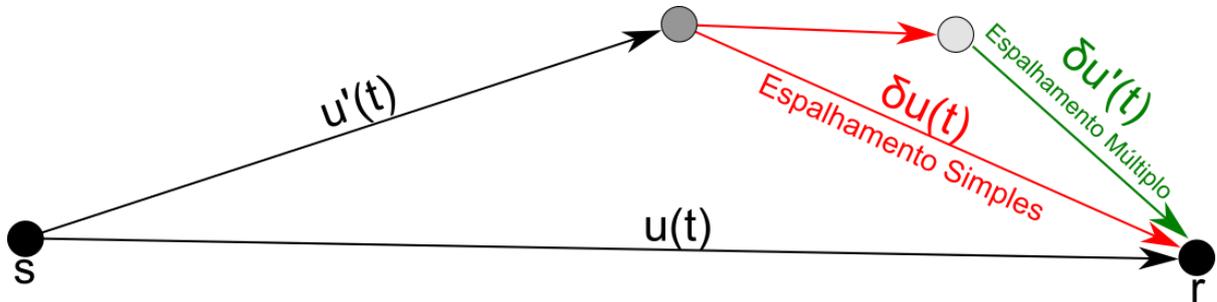


Figura 2.3 – Representação dos espalhamentos simples $\delta u(t)$ e múltiplo $\delta u'(t)$ quando comparados a uma onda direta $u(t)$. Adaptado de Costa (2018).

A Figura 2.4 mostra como a adição da onda $\delta u(t)$ oriunda de um espalhamento simples altera a função $C(t)$, definida como o máximo da correlação cruzada, utilizada para a obtenção dos resíduos relativos (e.g. *Multi-Channel Cross-Correlation* - VanDecar & Crosson, 1990). Para uma onda $\delta u(t)$ gerada pelo espalhamento de primeira ordem em uma anomalia positiva de velocidade (Figura 2.4a), temos uma onda espalhada de polaridade negativa, que quando somado a $u(t)$ gera um máximo de correlação adiantado, enquanto que para uma anomalia negativa de velocidade (Figura 2.4b), $\delta u(t)$ teria polaridade positiva e acabaria por atrasar a função $C(t)$ (Nolet et al., 2005; Nolet, 2008).

Como explicado, a adição de $\delta u(t)$ influencia na forma de onda, e consequentemente na função $C(t)$, mas não nos tempos de chegadas absolutos, tornando viável a aplicação da Teoria de Raio para tomografias de tempo absoluto, mas não para inversões que utilizem métodos de correlação cruzada para a obtenção de resíduos relativos, já que esses métodos são sensíveis a efeitos de espalhamento (Nolet et al, 2005). Com isso, é possível afirmar que os resíduos relativos variam em função não somente de corpos anômalos no trajeto de raio, mas em todo o volume elipsoidal conhecido como Volume de Fresnel (Costa, 2018).

Considerando agora uma onda $\delta u(t)$ gerada por uma heterogeneidade concentrada no trajeto do raio, verifica-se que ela não estará atrasada em relação a $u(t)$, afetando somente a amplitude do traço final (Nolet, 2008; Figura 2.4c).

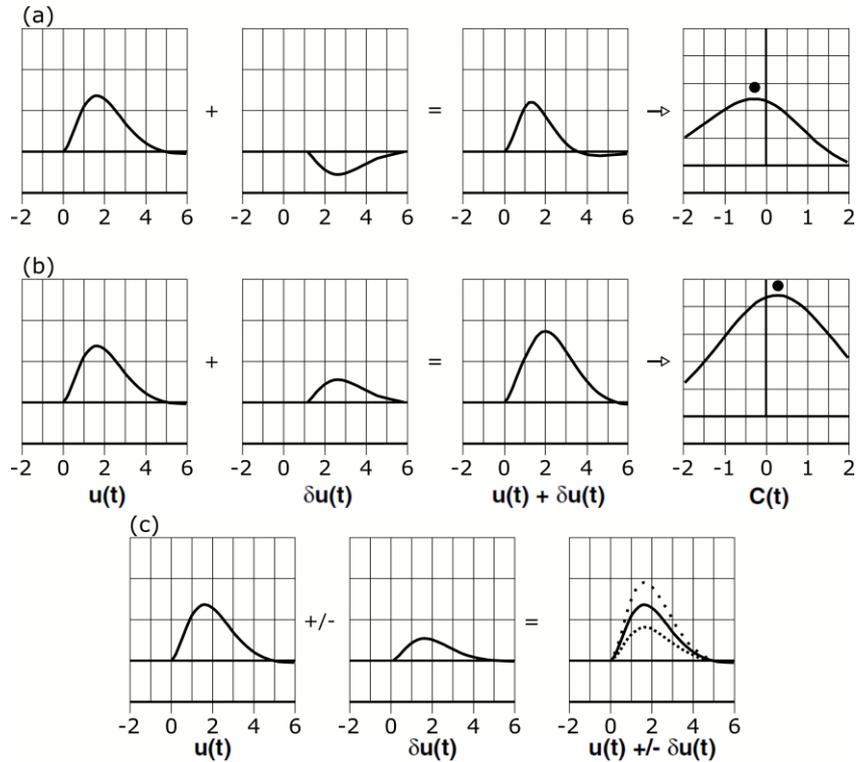


Figura 2.4 – Alteração nas formas de onda alteram a função de correlação cruzada para: a) uma anomalia positiva, provocando um adiantamento; b) uma anomalia negativa, provocando um atraso; e c) mostra como uma heterogeneidade no centro do trajeto de raio não causa perturbação na função de correlação. Adaptado de Nolet (2008).

2.4 FREQUÊNCIAS INFINITAS VS FREQUÊNCIAS FINITAS

A análise numérica feita por Hung et al. (2001) estabeleceu a razão entre o resíduo obtido pela Teoria de Frequências Finita (δ_{FF}) e o resíduo obtido pela Teoria de Raio (δ_{TR}), sendo descrita pela equação abaixo (Nolet, 2008), onde a é o tamanho da estrutura anômala:

$$\frac{\delta_{FF}}{\delta_{TR}} = 1 - \frac{\lambda SR}{a^2(S + R)} \quad (2.8)$$

Analisando a Equação 2.8, para quaisquer valores de S e R , é possível constatar que uma frequência dominante tendendo ao infinito ($\lambda \rightarrow 0$, cenário da TR) faria o numerador tender a 0, resultando em uma razão igual a 1, não havendo distinção entre as chegadas.

Utilizando a Equação 2.8, é possível simular um cenário real envolvendo frequências finitas. Estabelecendo comprimentos de onda entre 50 e 400 km, comuns em estudos envolvendo telessismos, anomalias entre 500 e 1000 km centradas no traçado de raio de tamanho $L=6000$ km, obtêm-se os seguintes gráficos (Figuras 2.5 a 2.7):

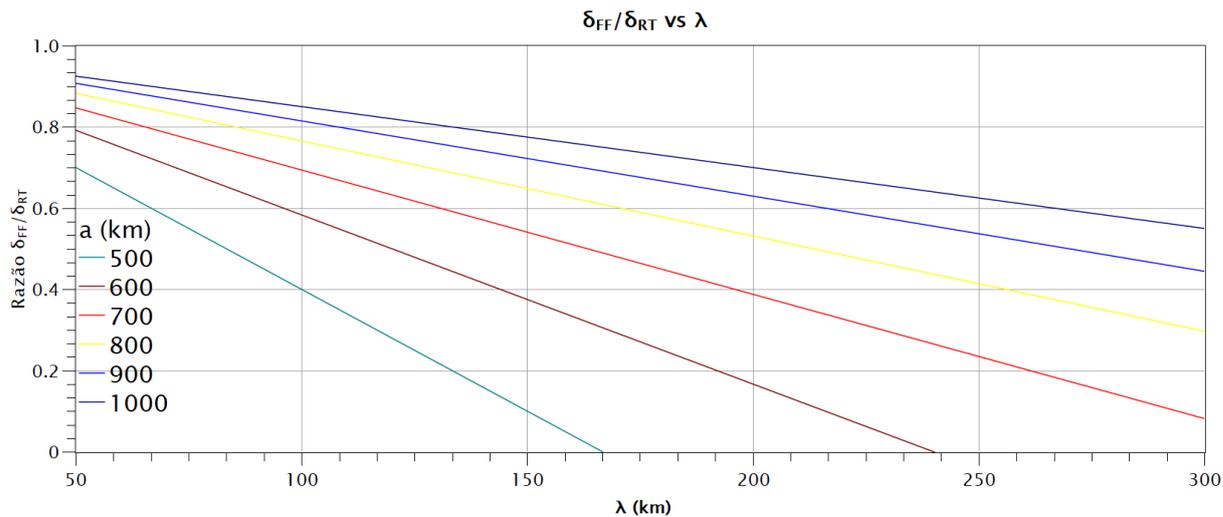


Figura 2.5 – Gráfico da razão δ_{FF}/δ_{TR} em função do comprimento de onda. As linhas representam a Equação 3.8 para seis dimensões distintas de anomalia centradas no percurso de raio.

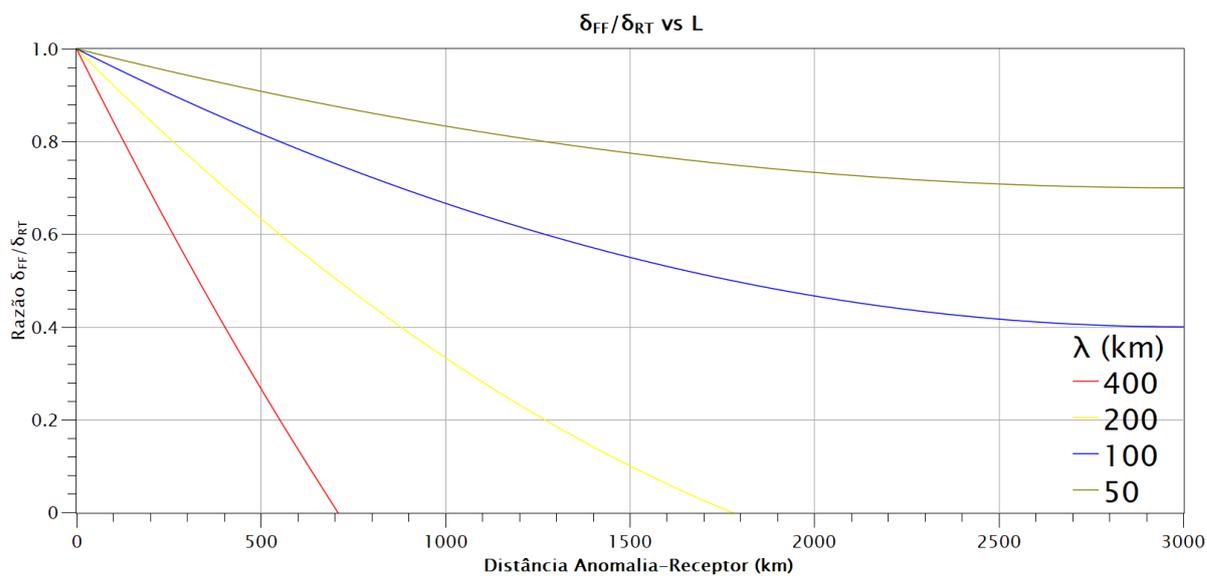


Figura 2.6 - Gráfico da razão δ_{FF}/δ_{TR} em função da distância R entre uma anomalia de 500 km e o receptor (o gráfico é simétrico após 3000 km). As hipérbolas representam a Equação 3.8 para quatro comprimentos de onda distintos.

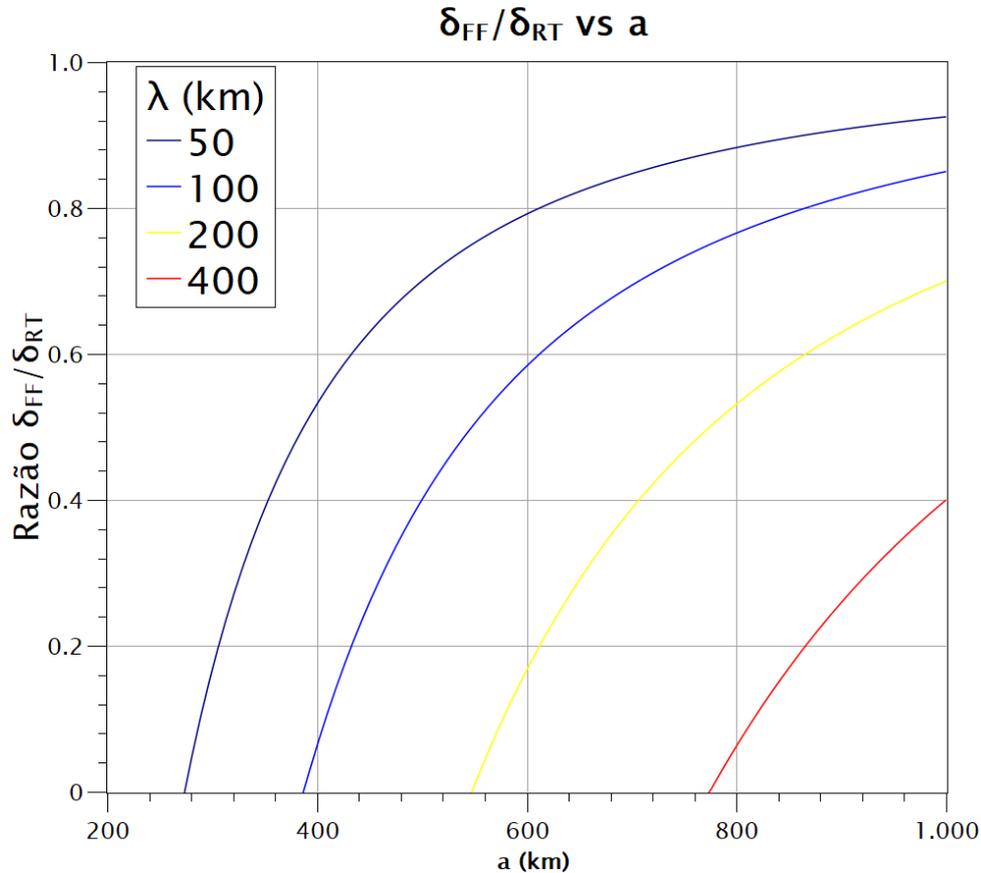


Figura 2.7 - Gráfico da razão δ_{FF}/δ_{TR} em função do tamanho da anomalia. As curvas representam a Equação E.8 para quatro comprimentos de onda distintos.

Os gráficos da Figura 2.5 mostram que os resíduos obtidos para ondas de maior frequência, ou λ menor, estão mais próximos ao calculado pela Teoria de Raio, ou seja, são mais sensíveis às homogeneidades no meio. A Figura 2.6 mostra que anomalias mais próximas à fonte ou ao receptor (há reciprocidade na distância fonte-anomalia e anomalia-receptor) apresentam uma maior influência nos tempos de chegada. Isso é explicado pelo afinamento da Zona de Fresnel, concentrando a sensibilidade próximo ao percurso de raio.

Observa-se que anomalias de grande escala apresentam razão δ_{FF}/δ_{TR} mais próxima a 1 (Figura 2.7), visto que a regeneração da frente de onda é dificultada pelas distâncias às extremidades da anomalia, levando a um resíduo por frequências finitas próximo ao obtido pela teoria de raio.

Também é possível avaliar a aplicabilidade da teoria de raio pelo cálculo do parâmetro de onda (D), definido pela equação a seguir onde o fator 4 é escolhido para separar os diferentes regimes (Nolet, 2008):

$$D = \frac{4L}{ka^2} \quad (2.9)$$

Onde a representa o tamanho da homogeneidade, $k = 2\pi/\lambda$ o Número de Onda e L a distância entre fonte e receptor. Substituindo na Equação 2.9 é possível relacionar o parâmetro D diretamente com o Zona de Fresnel:

$$D = \frac{2^2\lambda L}{2\pi a^2} \Rightarrow D = \frac{2(\sqrt{\lambda L})^2}{\pi a^2} \Rightarrow D = \frac{2}{\pi} \left(\frac{d_{max}}{a} \right)^2 \quad (2.10)$$

com d_{max} sendo o diâmetro máximo da Zona de Fresnel. Analisando d_{max}/a , caso o tamanho da estrutura anômala seja maior que a Zona de Fresnel, o parâmetro será menor que 1 ($D < 1$) indicando que há pouca difração além das homogeneidades e a TR é válida; caso a estrutura anômala seja menor que a ZF, o parâmetro será maior que 1 ($D > 1$) indicando que ondas difratadas podem afetar as anomalias de tempo e amplitude (Nolet, 2008).

2.5 NÚCLEOS FRECHÉT DE SENSIBILIDADE

Como apontado anteriormente, as ondas de corpo utilizadas na tomografia podem ter comprimentos de onda na ordem de centenas de quilômetros, estando assim associadas a Zonas de Fresnel de grande raio, limitando a resolução de estruturas menores que a Zona de Fresnel. Para obter imagens tomográficas de melhor resolução, fez-se necessário o desenvolvimento de uma nova metodologia, que levasse em conta a Zona de Fresnel e a difração, e seus efeitos de regeneração da frente de onda e espalhamento. Essa nova metodologia, chamada de Tomografia por Frequências Finitas (e.g. Montelli et al., 2004; Montelli et al., 2006; Yang et al., 2006) teve sua parte teórica desenvolvida por Dahlen et al. (2000) e sua análise quantitativa realizada por Hung et al. (2000). Na abordagem proposta, os raios oriundos da aproximação por frequências infinitas são substituídos pelos chamados Núcleos Fréchet (*Fréchet Kernels* ou *Banana-Doughnut Kernels*), que quantificam a sensibilidade do tempo de percurso às variações no meio.

Como abordado no Item 2.2, o padrão de sensibilidade dos *Kernels* varia de acordo com os dados utilizados. Para os resíduos relativos, utilizados neste estudo, a sensibilidade possui valores zero sobre o raio sísmico e maiores valores para os limites, o que levou Marquering et al. (1999) a chamar os volumes de *Banana-Doughnut Kernels* (Figuras 2.8 e

2.9). Para dados de amplitude, o padrão de sensibilidade está concentrado mais próximo ao raio sísmico.

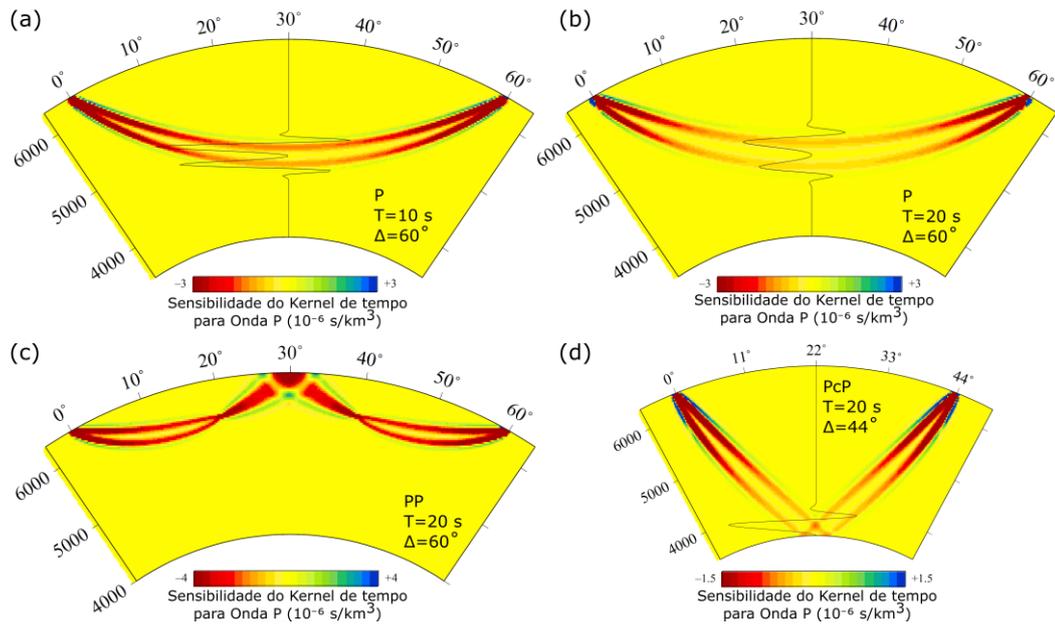


Figura 2.8 – Cortes paralelos ao plano de raio, mostrando os *kernels* de sensibilidade de tempo para as fases P, PP e PcP. O perfil (a) mostra a sensibilidade da fase P para um período de 10s, os perfis (b), (c) e (d) mostram a sensibilidade para um período de 20s para as fases P, PP e PcP, respectivamente. Adaptado de Hung et al. (2000).

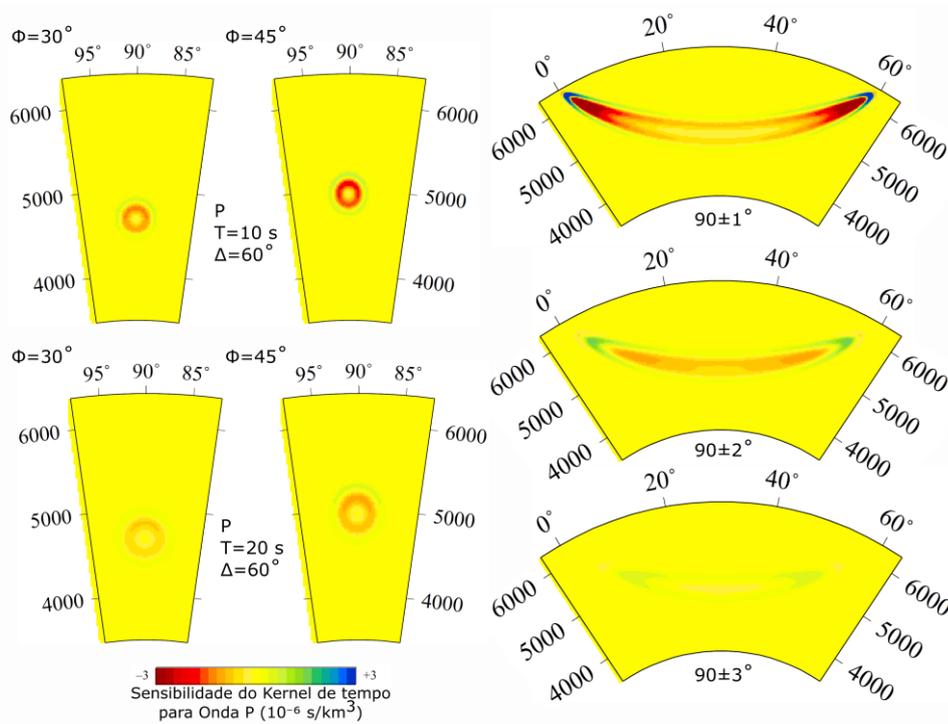


Figura 2.9 – Kernels de sensibilidade para a fase P. À esquerda, seções perpendiculares (períodos de 10, acima e 20 segundos, abaixo) para distâncias angulares de 30 e 45°. À direita, para $T=10s$ e $\Delta=60^\circ$, cortes deslocados de 1 a 3° em relação ao plano de raio. Adaptado de Hung et al. (2000).

Sejam \mathbf{V}_1 e \mathbf{V}_2 as velocidades da onda incidente e espalhada em uma heterogeneidade de posição \mathbf{r}_x , V_r a velocidade da onda no receptor, Ω_x o coeficiente normalizado de espalhamento, $N(\mathbf{r}_x)$ a razão adimensional entre os fatores de amplitude, $\dot{m}(\omega)$ o espectro de potência da função e \mathcal{R}_{rs} , \mathcal{R}_{xr} e \mathcal{R}_{xs} os fatores de espalhamento geométrico entre fonte-receptor, fonte-espalhador e espalhador-receptor, respectivamente, o *Banana-Doughnut* Kernel Exato de sensibilidade de tempo é calculado para a posição \mathbf{r}_x pela equação (Dahlen et al., 2000; Nolet, 2008):

$$\begin{aligned} K_X^T(\mathbf{r}_x) = & -\frac{1}{2\pi} \sum_{\text{raios}^1} \sum_{\text{raios}^2} N(\mathbf{r}_x) \Omega_x \left(\frac{1}{V_1 V_2} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\mathcal{R}_{rs}}{V_r \mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \right) \\ & \times \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \sin[\omega \Delta T(\mathbf{r}_x) - \Delta \phi(\mathbf{r}_x)] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega} \end{aligned} \quad (2.11)$$

Considerando somente ondas P, ou seja, que as velocidades \mathbf{V}_1 e \mathbf{V}_2 são iguais visto que não há conversão de fase, como neste trabalho, a Equação 2.11 pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned} K_P^T(\mathbf{r}_x) = & -\frac{1}{2\pi} \sum_{\text{raios}^1} \sum_{\text{raios}^2} N(\mathbf{r}_x) \Omega_P \frac{1}{V_p(\mathbf{r}_x)} \left(\frac{\mathcal{R}_{rs}}{V_r \mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \right) \\ & \times \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \sin[\omega \Delta T(\mathbf{r}_x) - \Delta \phi(\mathbf{r}_x)] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Assumindo somente espalhamentos simples para raios de configuração fonte-espalhador-receptor próximos, denominada de aproximação paraxial, com o espalhador de posição $\mathbf{x} = \boldsymbol{\varepsilon} + \mathbf{q}$ (Figura 2.10) tendo os fatores vistos anteriormente ($N(\mathbf{r}_x)$, Ω_P , \mathcal{R}_{rs} , \mathcal{R}_{xr} , \mathcal{R}_{xs} , $\Delta T(\mathbf{r}_x)$, $\Delta \phi(\mathbf{r}_x)$), com $\boldsymbol{\varepsilon}$ sendo o ponto mais próximo no raio e \mathbf{q} a posição do espalhador em relação ao raio, é possível aproximar esses fatores aos equivalentes na posição $\boldsymbol{\varepsilon}$, obtendo (Dahlen et al., 2000):

- $\frac{\mathcal{R}_{rs}}{V_r \mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} = \frac{\mathcal{R}_{rs}}{V_r \mathcal{R}_{\boldsymbol{\varepsilon}r} \mathcal{R}_{\boldsymbol{\varepsilon}s}} = \sqrt{|\det(\mathbf{H})|}$
- $N(\mathbf{r}_x) = 1$
- $\Omega_P = 1$
- $\Delta T(\mathbf{r}_x) = T_{xs} + T_{xr} - T_{rs} = \frac{1}{2} \mathbf{q}^T \mathbf{H} \mathbf{q}$
- $\Delta \phi(\mathbf{r}_x) = \phi_{xs} + \phi_{xr} - \phi_{rs} = \frac{1}{2} [\text{sig}(\mathbf{H}) - 2]$

Onde a matriz $\mathbf{H} = \mathbf{H}_{\varepsilon S} + \mathbf{H}_{\varepsilon r}$, com $\mathbf{H}_{\varepsilon S}$ e $\mathbf{H}_{\varepsilon r}$ definidas como as Hessianas 2x2 de tempo de percurso ao longo do raio no ponto ε a partir da fonte e receptor, respectivamente.



Figura 2.10 – Exemplificação da aproximação paraxial, com a posição do espalhador x em relação ao ponto ε . O ponto x têm coordenadas (q_1, q_2, l) , com l sendo o tamanho do raio da fonte à posição ε analisada. Adaptado de Dahlen et al. (2000).

Com as aproximações acima, é possível definir o Kernel Aproximado por (Tian et al., 2007b):

$$K_P^T(\mathbf{r}_x) = -\frac{1}{2\pi V_p(\mathbf{r}_x)} \left(\frac{\mathcal{R}_{rs}}{V_r \mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \right) \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \sin[\omega \Delta T(\mathbf{r}_x) - \Delta \phi(\mathbf{r}_x)] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega} \quad (2.13)$$

2.6 PROBLEMA INVERSO

Na geofísica, o problema linear direto pode ser descrito por $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$, com $\mathbf{d} \in \mathbb{R}^N$ indicando o vetor de dados, $\mathbf{m} \in \mathbb{R}^M$ o vetor de parâmetros do modelo, e $\mathbf{G} \in \mathbb{R}^{N \times M}$ o operador geofísico, neste caso os kernels de sensibilidade, com o vetor de dados sendo facilmente extraído para \mathbf{G} e \mathbf{m} conhecidos. No entanto, em trabalhos geofísicos, especialmente os de tomografia sísmica, o objetivo é estimar os parâmetros da Terra $\tilde{\mathbf{m}}$ a partir de um conjunto de dados obtidos $\tilde{\mathbf{d}}$ através do problema inverso $\tilde{\mathbf{d}} = \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}$. Como o número de parâmetros é geralmente muito maior que o dados, $N \ll M$, sendo chamado de subdeterminado (Wang, 2017).

A metodologia proposta por Sigloch et al. (2008) consiste na inversão simultânea dos dados em diversas frequências, por isso o nome “Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências” (e.g. Sigloch et al., 2008; Tian et al., 2009; Zaroli, 2010), e tem seu problema inverso linearizado definido por (Tian et al., 2007a):

$$\delta t(T) = \int_V K_P^T(\mathbf{r}_x) \frac{\delta v_P}{v_P} d^3 \mathbf{r}_x \quad (2.14)$$

com δt denotando os resíduos relativos obtidos pela correlação cruzada, $K_p^T(\mathbf{r}_x)$ o Kernel de Sensibilidade de Tempo na posição \mathbf{r}_x para a onda P de período T, descrito na Seção 2.5, $\frac{\delta v_P}{v_P}$ as perturbações de velocidade de onda P e V o volume de integração. Embora V seja o volume total da Terra, na prática somente homogeneidades com perturbação $\frac{\delta v_P}{v_P}$ dentro da Zona de Fresnel serão significativas para os resíduos relativos δt observados.

2.7 PARAMETRIZAÇÃO

Para que seja possível realizar os cálculos de inversão, é necessário representar a Terra com um número finito parâmetros discretos, processo conhecido como discretização. No entanto, discretizar o modelo em voxels suficientemente pequenos acabaria por tornar a inversão extremamente pesada, requerendo grande capacidade computacional. Uma alternativa é a parametrização do modelo (Nolet, 2008). Devido à complexidade dos kernels de frequências finitas, faz-se necessária a utilização de um método de amostragem espacial mais denso que o utilizado para a Teoria de Raio, conhecida como superparametrização (Chevrot e Zao, 2007).

Neste trabalho, o manto foi discretizado utilizando a parametrização descrita em Charléty et al. (2013), conhecida como *Cubed Earth* (Terra Cubada – Figura 2.11a). Essa parametrização divide o manto em seis pedaços de 128 x 128 x 37 células, totalizando 3,637,248 voxels, ou parâmetros do modelo. Esses voxels possuem cerca de 78 km na superfície, e 40 km na interface núcleo-manto (CMB- *Core-Mantle Boundary*). Os voxels possuem espessura variável, com aproximadamente 90 km para camadas simples, havendo o refinamento do modelo para zonas próximas a discontinuidades (e.g. crosta e CMB), resultando em espessuras de 23 e 45 km (Figura 2.11b).

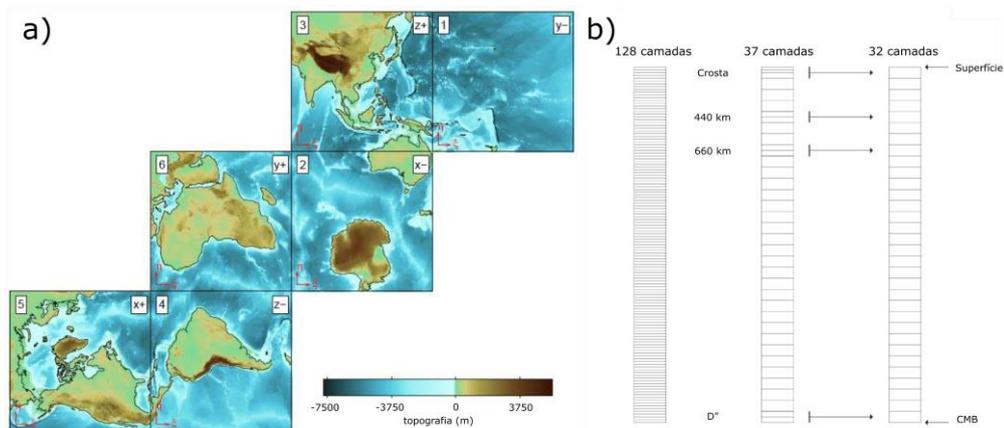


Figura 2.11 – a) As seis faces da parametrização *Cubed Earth* (Adaptado de Simmons et al., 2011). b) Exemplificação de como o modelo de 128 camadas é mapeado para 37 camadas, com a crosta, as discontinuidades de 440 e 660 km e transição manto-núcleo sendo mais bem amostradas. O modelo é posteriormente reduzido a 32 camadas, sendo possível recuperar as camadas intermediárias (Adaptado de Charléty et al., 2013).

2.8 CORREÇÕES DE TEMPO

Para evitar a criação de diversas bases de dados com métodos diferentes de correção a partir de um mesmo conjunto de medições, as correções descritas a seguir são aplicadas somente aos tempos teóricos calculados através do modelo de referência 1D IASP91 (Kennett e Engdhal, 1991), denotado por T_{MOD} , com os tempos obtidos pelo processamento permanecendo intocados (Nolet, 2008). São aplicadas três correções: de elipticidade (δT_{eli}), crustal (δT_{cru}) e topográfica (δT_{top}), com base na metodologia de Tian et al. (2007a). O tempo total de correção (δT_{cor}) é definido como a soma das três correções:

$$\delta T_{cor} = \delta T_{eli} + \delta T_{cru} + \delta T_{top} \quad (2.15)$$

e o tempo corrigido (T_{COR}) pela soma entre o tempo teórico T_{MOD} e a correção δT_{cor} :

$$T_{COR} = T_{MOD} + \delta T_{cor} = T_{MOD} + \delta T_{eli} + \delta T_{cru} + \delta T_{top} \quad (2.16)$$

2.8.1 Correção de Elipticidade

Diferentemente dos modelos 1D, que consideram a Terra como perfeitamente esférica com um raio de 6371 km, seu movimento de rotação acaba por gerar uma maior força centrífuga na região equatorial, deformando-a em um elipsoide de revolução (Nolet, 2008), com 6,378,137.0 metros de raio equatorial e 6,356,752.31414 metros de raio polar (WGS84 – *National-Geospatial-Intelligence Agency* – NGA), o que ocasiona uma diferença entre os tempos de chegada.

Essa diferença é ocasionada pela deformação das camadas do modelo 1D, com a razão entre a deformação elíptica δr e o raio do modelo esférico sendo calculada utilizando a colatitude θ e a esfericidade $\epsilon(r)$ (Nolet, 2008):

$$\frac{\delta r}{r} = \epsilon(r) \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) \quad (2.17)$$

Considerando que os percursos de raio são estacionários pelo Princípio de Fermat (Figura 2.12), a diferença entre o tempo do modelo elipsoidal T e do esférico T_0 em função da distância epicentral φ é dada por (Tian et al, 2007a):

$$T - T_0 \approx - \int_{S_0} \frac{\delta c}{c^2} ds = \frac{1}{p} \int_0^\Delta \frac{r^3}{c^3} \frac{\delta r}{r} \frac{dc}{dr} d\varphi \quad (2.18)$$

com $p = r \sin i / c$ e i é o ângulo de incidência e c a velocidade da onda. No entanto, deve-se ainda levar em consideração a deflexão que raios incidentes sofrem em discontinuidades e nas porções inicial e final, com a correção de elipticidade (δT_{eli}) sendo calculada pela equação 3.5 com a inclusão de um somatório aplicado para as discontinuidades d (Tian et al., 2007a):

$$\delta T_{eli} = \frac{1}{p} \int_0^{\Delta} \frac{r^3}{c^3} \frac{\delta r}{r} \frac{dc}{dr} d\varphi \pm \sum_d \delta r \left(\frac{\cos i_1}{c_1} - \frac{\cos i_2}{c_2} \right) \quad (2.19)$$

onde i_1 e i_2 são os ângulos para o raio incidente e transmitido, respectivamente, e c_1 e c_2 as velocidades da onda na primeira e segunda camadas, sendo iguais caso não haja conversão de fase. Para reflexões análogas à PcP e raios transmitidos o sinal é positivo, para reflexões análogas à PP o sinal é negativo.

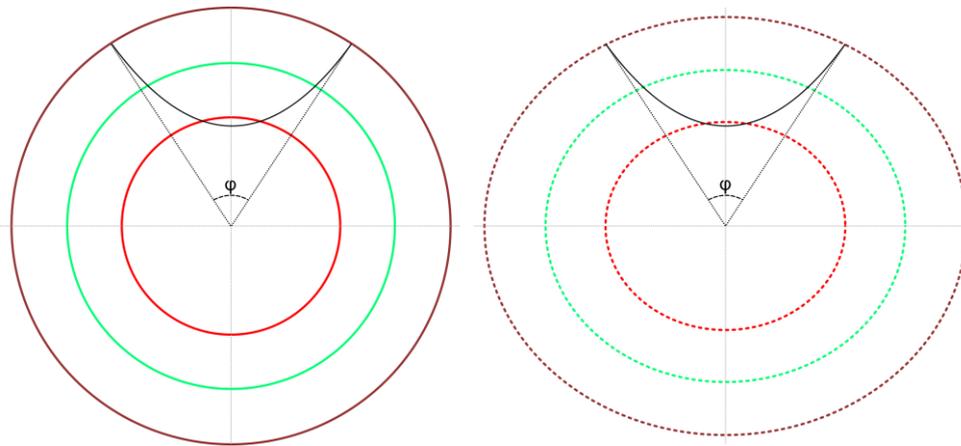


Figura 2.12 – Exemplificação de como a elipticidade causa uma diferença de velocidade em função do raio para um raio estacionário em um modelo 1D de velocidades. φ é a distância epicentral.

2.8.2 Correção Crustal

A tomografia global fornece uma capacidade de resolução para estruturas muito maiores que as homogeneidades encontradas na crosta, não havendo a possibilidade de amostrá-las satisfatoriamente, sendo necessária a remoção das contribuições dessas pequenas estruturas que por vezes acabam gerando anomalias de tempo mais significativas que as geradas pela topografia (Nolet, 2008).

A correção crustal δT_{cru} tem como objetivo compensar contribuições de estruturas crustais conhecidas, de modo que os resíduos reflitam estruturas da Terra 1D. É calculada pela diferença entre o tempo de percurso na crosta calculado pelo modelo 3D (t_{3D}), neste trabalho

foi utilizado o modelo CRUST2.0 de Bassin et al. (2000), e o tempo de percurso na crosta calculado pelo modelo de referência 1D (t_{MOD} – Nolet et al., 2005; Tian et al., 2007a):

$$\delta T_{cru} = t_{3D} - t_{MOD} \quad (2.20)$$

2.8.3 Correção Topográfica

A correção topográfica tem como objetivo compensar as diferenças de tempo entre o modelo 3D CRUST2.0 e a topografia real. Devido à baixa resolução do modelo 3D, com um grid de $2^\circ \times 2^\circ$, há uma diferença entre as alturas real (h) e a definida pelo modelo (h_{3D}), sendo necessária a correção dessa diferença topográfica. A correção topográfica δT_{top} é dada por:

$$\delta T_{top} = (h - h_{3D}) \frac{|\cos i|}{c_{3D}} \quad (2.21)$$

onde i é o ângulo de incidência do raio e c_{3D} é a velocidade pelo modelo 3D, sendo considerados constantes e iguais aos valores na superfície (Tian et al., 2007a).

2.9 REGULARIZAÇÃO

Como explicado na Seção 2.6, o objetivo do problema linear inverso é determinar o conjunto de parâmetros a partir de dados obtidos pela inversão de $\tilde{\mathbf{d}} = \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}$. No entanto, há dois problemas em sua solução, o primeiro é que os dados observados apresentam erros pela presença de ruído e simplificações, forçando sua inclusão $\tilde{\mathbf{d}} = \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}} + \mathbf{e} \Rightarrow \mathbf{e} = \tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}$; e o segundo, já explicado, é a existência de um número muito maior de parâmetros quando comparado ao de dados, levando a um problema subdeterminado. O primeiro problema pode ser resolvido utilizando com o estabelecimento da função objetivo $\phi(\tilde{\mathbf{m}})$, com $\|\mathbf{e}\|^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = \sum_i \mathbf{e}_i^2$ sendo produto interno do vetor \mathbf{e} :

$$\phi(\tilde{\mathbf{m}}) = \|\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}\|^2 \quad (2.22)$$

e minimizando-a ao igualar sua derivada a zero, $\partial\phi/\partial\tilde{\mathbf{m}} = \partial(\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}})^T (\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}})/\partial\tilde{\mathbf{m}} = \mathbf{0}$. Isolando o vetor de parâmetros a ser determinado obtém-se:

$$\tilde{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.23)$$

A resolução de (2.23) não é imediata, com a inversa de $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ nem sempre existindo, sendo necessária a inserção de parâmetros de regularização no problema inverso (Wang, 2017). A regularização escolhida envolve a aplicação de amortecimento, utilizada para manter o modelo final próximo ao de referência, conhecida como Regularização de Tikhonov; e a aplicação de suavização, que visa manter células adjacentes com a menor variação possível. O novo problema inverso pode ser descrito por (Nolet et al., 2019):

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G} \\ \varepsilon_D \mathbf{I} \\ \varepsilon_S \mathbf{D} \end{pmatrix} \tilde{\mathbf{m}} = \begin{pmatrix} \tilde{\mathbf{d}} \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} \quad (2.24)$$

Onde ε_D e ε_S são pesos de amortecimento e suavização, respectivamente, \mathbf{I} é a matriz identidade, com $\tau = \varepsilon_D \mathbf{I}$ sendo a Matriz de Tikhonov e \mathbf{D} a matriz de amortecimento. Considerando o amortecimento definido como $\|\varepsilon_D \tilde{\mathbf{m}}\|^2 = \varepsilon_D^2 \|\tilde{\mathbf{m}}\|^2$ e o operador \mathbf{D} da suavização como o laplaciano ∇^2 , definindo a suavização $\|\varepsilon_S (\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}})\|^2 = \varepsilon_S^2 \|\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}}\|^2$, temos que o problema inverso regularizado têm a nova função objetivo definida como (Nolet, 2008; Charléty et al., 2013):

$$\phi(\tilde{\mathbf{m}}) = \|\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}\|^2 + \varepsilon_D^2 \|\tilde{\mathbf{m}}\|^2 + \varepsilon_S^2 \|\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}}\|^2 \quad (2.25)$$

Com o elemento $\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}}$ sendo definido como a diferença do nó k em relação ao conjunto de seus vizinhos mais próximos N_k (Nolet, 2008):

$$m_k - \frac{1}{N_k} \sum_{j \in N_k} m_j \quad (2.26)$$

Ou, de modo geral para um nó em arranjo 3D com seis vizinhos nas direções \mathbf{a} , \mathbf{b} e \mathbf{c} : $(\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}})_{abc} = \tilde{\mathbf{m}}_{abc} - (\tilde{\mathbf{m}}_{a-1bc} + \tilde{\mathbf{m}}_{a+1bc} + \tilde{\mathbf{m}}_{ab-1c} + \tilde{\mathbf{m}}_{ab+1c} + \tilde{\mathbf{m}}_{abc-1} + \tilde{\mathbf{m}}_{abc+1})/6$ (Loris et al., 2019). Derivando a Equação 2.25 e igualando a zero $\partial\phi/\partial\tilde{\mathbf{m}} = \mathbf{0}$, é possível obter a solução por mínimos quadrados:

$$\begin{aligned}
\partial\phi/\partial\tilde{\mathbf{m}} &= \partial \left[(\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}})^T (\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}) + \varepsilon_D^2 \mathbf{I} (\tilde{\mathbf{m}}^T \tilde{\mathbf{m}}) + \varepsilon_S^2 (\nabla^2 \tilde{\mathbf{m}}) \right] / \partial\tilde{\mathbf{m}} = 0 \\
-2\mathbf{G}^T (\tilde{\mathbf{d}} - \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}}) + \varepsilon_D^2 2\mathbf{I}\tilde{\mathbf{m}} + 2\varepsilon_S^2 \nabla^{2T} \nabla^2 \tilde{\mathbf{m}} &= \mathbf{0} \\
-2\mathbf{G}^T \tilde{\mathbf{d}} + 2\mathbf{G}^T \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}} + 2\varepsilon_D^2 \mathbf{I}\tilde{\mathbf{m}} + 2\varepsilon_S^2 \nabla^{2T} \nabla^2 \tilde{\mathbf{m}} &= 0 \\
\mathbf{G}^T \mathbf{G}\tilde{\mathbf{m}} + \varepsilon_D^2 \mathbf{I}\tilde{\mathbf{m}} + \varepsilon_S^2 \nabla^{2T} \nabla^2 \tilde{\mathbf{m}} &= \mathbf{G}^T \tilde{\mathbf{d}} \\
(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon_D^2 \mathbf{I} + \varepsilon_S^2 \nabla^{2T} \nabla^2) \tilde{\mathbf{m}} &= \mathbf{G}^T \tilde{\mathbf{d}} \\
(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon_D^2 \mathbf{I} + \varepsilon_S^2 \mathbf{D}^T \mathbf{D}) \tilde{\mathbf{m}} &= \mathbf{G}^T \tilde{\mathbf{d}}
\end{aligned} \tag{2.27a}$$

$$\tilde{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon_D^2 \mathbf{I} + \varepsilon_S^2 \mathbf{D}^T \mathbf{D})^{-1} \mathbf{G}^T \tilde{\mathbf{d}} \tag{2.27b}$$

A equação 2.27a pode ser verificada observando as dimensões das matrizes resultantes para cada operação considerando as matrizes iniciais definidas como $\tilde{\mathbf{d}} \in \mathbb{R}^{N \times 1}$, $\tilde{\mathbf{m}} \in \mathbb{R}^{M \times 1}$, $\mathbf{G} \in \mathbb{R}^{N \times M}$, $\mathbf{G}^T \in \mathbb{R}^{M \times N}$, $\mathbf{D}, \mathbf{I} \in \mathbb{R}^{M \times M}$:

$$\begin{aligned}
(\mathbf{M} \times \mathbf{N} \quad \mathbf{N} \times \mathbf{M} + \mathbf{M} \times \mathbf{M} + \mathbf{M} \times \mathbf{N} \quad \mathbf{N} \times \mathbf{M}) \quad \mathbf{M} \times 1 &= \mathbf{M} \times \mathbf{N} \quad \mathbf{N} \times 1 \\
(\mathbf{M} \times \mathbf{M} + \mathbf{M} \times \mathbf{M} + \mathbf{M} \times \mathbf{M}) \quad \mathbf{M} \times 1 &= \mathbf{M} \times 1 \\
\mathbf{M} \times \mathbf{M} \quad \mathbf{M} \times 1 &= \mathbf{M} \times 1 \\
\mathbf{M} \times 1 &= \mathbf{M} \times 1
\end{aligned} \tag{2.28}$$

Para a minimização da função objetivo é utilizado o algoritmo LSQR (*Least Squares Regression* – Paige e Saunders, 1982).

2.10 L-CURVE

A estatística X^2 é utilizada para verificar a adequação de um modelo aos dados reais com base no desvio padrão σ_i do conjunto de dados i . Para um modelo $\tilde{\mathbf{m}}$, é definida por (Tian et al., 2009):

$$\frac{X^2}{N}(\tilde{\mathbf{m}}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - \sum_j^M G_{ij} \tilde{m}_j}{\sigma_i} \right)^2 \tag{2.29}$$

É possível avaliar a adequação do modelo final utilizando a chamada L-curve, na qual os valores de X^2/N e RMS são comparados para verificar o melhor modelo. Para um X^2/N elevado que pode sofrer uma redução significativa sem um grande aumento de RMS (Figura 2.13 – ponto azul), há uma superestimativa dos erros. Para um RMS elevado, onde reduções consideráveis de RMS levam a um aumento pequeno de X^2/N (Figura 2.13 – ponto

vermelho), há uma subestimativa de erros, ou seja, há valores de resíduos relativos que, para serem satisfeitos, requerem um aumento na complexidade do modelo (Nolet, 2008).

Idealmente, o valor $X^2/N = 1$ deve ficar próximo à curva de transição (Figura 2.13 – ponto verde) entre a porção horizontal, dominada por erros aleatórios e consequente aumento da rugosidade do modelo, e a porção vertical, dominada pela superestimativa dos erros e consequente suavização do modelo. Para esse caso ideal, os erros foram estimados corretamente e o modelo se encaixa aos dados sem forçar o ajuste para dados além de $1 * \sigma_i$ (Tian et al. 2009).

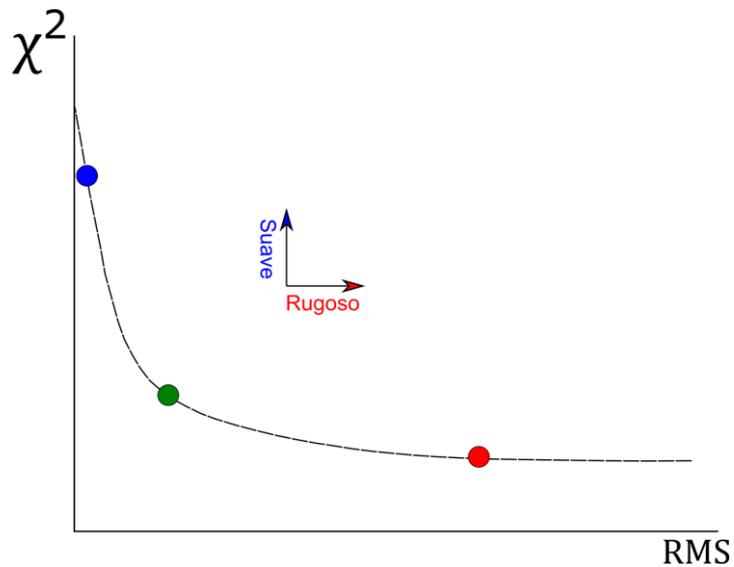


Figura 2.13 – Exemplificação da L-curve (ou curva *tradeoff*). Modificado de Nolet (2008). O ponto verde indica o modelo para o qual os valores de RMS (rugosidade) e X^2 (suavidade) apresentam a melhor relação.

3. Metodologia

3.1 SELEÇÃO DE DADOS

Foram processados os dados registrados por 70 estações sismográficas de banda-larga, distribuídas sobre a área de estudo entre os anos de 2016 e 2019 (Retângulo preto tracejado - Figura 3.1). O principal volume de dados foi fornecido pelas estações da rede XC (Triângulos vermelhos – Figura 3.1), instaladas por meio do Projeto 3-Bacias, custeado pela FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo). Este projeto consistiu na instalação de 38 estações sismográficas temporárias, com a instalação sendo iniciada em 2016.

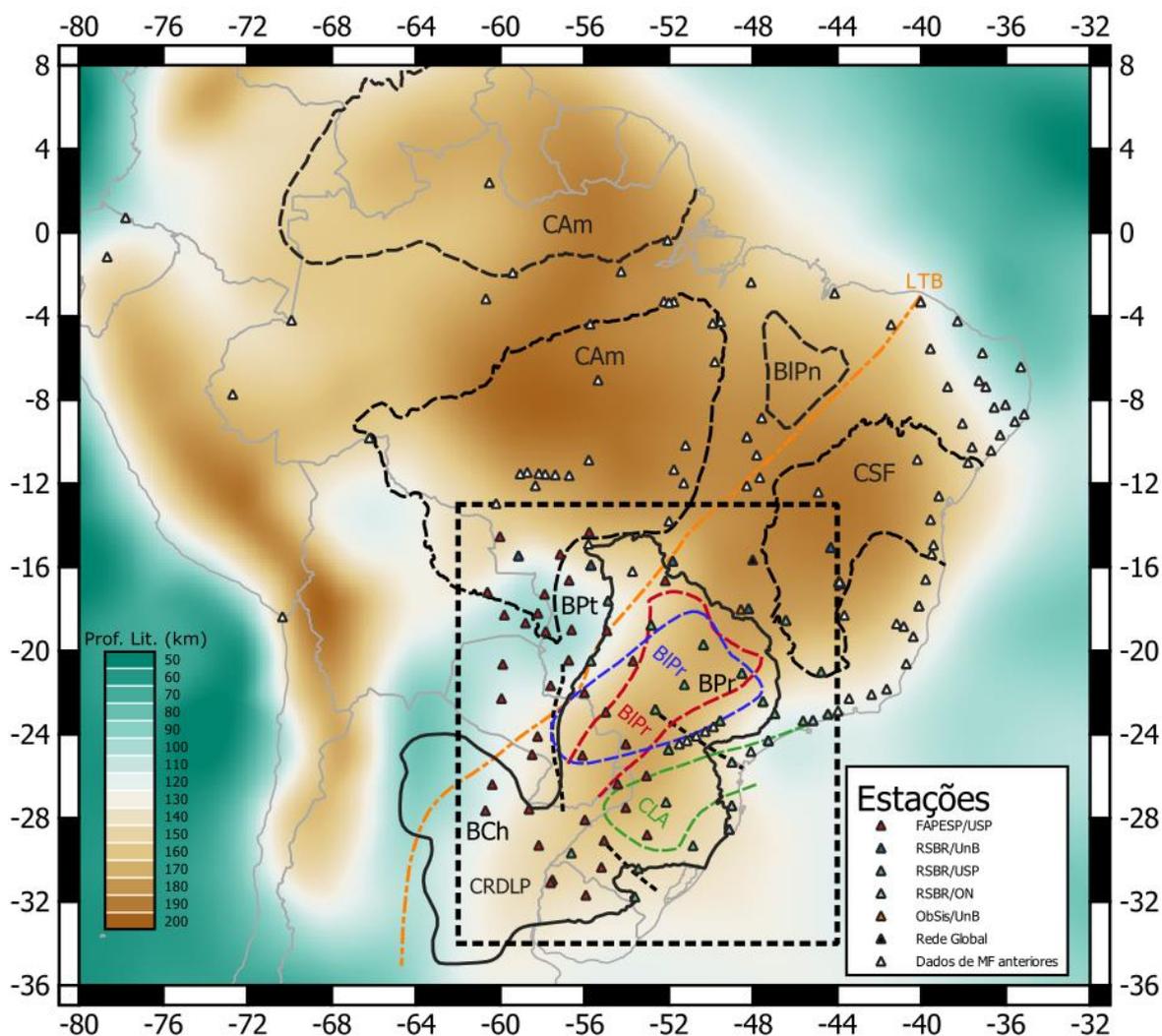


Figura 3.1 – Mapa de espessura litosférica de Priestley et al. (2018) com as estações utilizadas neste trabalho representadas por triângulos. As estações utilizadas por Costa et al. (2020), indicadas por triângulos brancos, também foram incluídas.

Os dados utilizados são eventos telessísmicos, para evitar efeitos de triplicação decorrentes da zona de transição e evitar zonas de baixa energia, foram estabelecidos intervalos epicentrais para cada fase: 30-95° para a fase P; 150-180° para a fase PKIKP; 25-40° para a PcP; e 60-130° para a PP. Também foi estabelecida uma magnitude mínima de 5.5 mb para todas as fases, com o objetivo de garantir a qualidade dos sismogramas a serem processados.

3.2 DETERMINAÇÃO DOS RESÍDUOS RELATIVOS

Resíduos relativos (RRs) vem sendo amplamente utilizados na TSTP (e.g. VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003), por facilitar as marcações dos tempos de chegada em sinais com razão S/R baixa. No entanto, as marcações dos tempos de chegada devem ser feitas na mesma fase (geralmente no máximo de amplitude) para todos os traços do mesmo evento. A marcação equivocada do tempo de chegada), como o atraso ou adiantamento da marcação em um ciclo, é chamado de *cycle skipping*, e é uma desvantagem da utilização dos RRs. Isso pode ser mitigado pelo processamento manual dos traços, com cada chegada sendo marcada individualmente pelo operador e posteriormente refinada por programas de correlação cruzada (e.g. MCCC – VanDecar e Crosson, 1990; PCC – Schimmel, 1999; MCPCC – Schimmel et al., 2003). No entanto, isso acaba resultando em outra desvantagem, pois o processamento acaba sendo exaustivo para uma grande quantidade de dados, o que ocorre em amplas redes sismográficas e na marcação dos tempos para cada banda utilizada na TSMF. Isso acaba por tornar necessária a aplicação de métodos que requeiram menor intervenção do operador para a obtenção dos resíduos.

O método automatizado desenvolvido por Sigloch e Nolet (2006) utiliza a abordagem de filtro combinado (*matched filter*), na qual os resíduos relativos são obtidos a partir da diferença entre os dados reais e sintéticos, calculados pela convolução entre a função de Green e a resposta da fonte, o que envolve as soluções de momento tensor, nem sempre conhecidas.

Para evitar a complexidade envolvida na obtenção desses tensores, é utilizada uma forma de correlação cruzada com regularização para a obtenção dos resíduos relativos, desenvolvida por Bonnín et al. (2014). Essa metodologia semiautomatizada é uma modificação da *Multi-Channel Cross-Correlation* (MCCC) de VanDecar e Crosson (1990), na qual é imposta uma regularização da janela de correlação cruzada e um coeficiente mínimo de

correlação para que o traço sísmico seja aceito. Para a definição da janela de correlação, são estabelecidos o tempo inicial t_i e final t_f da janela, calculados por:

$$t_i = t_j^{mod} - \sigma - d_{taper} \quad (3.1)$$

$$t_f = t_j^{mod} + \sigma + d_{taper} + f_c^{-1} + d_{pulse} \quad (3.2)$$

onde t_j^{mod} é o tempo calculado de chegada da onda utilizando o modelo de referência, neste trabalho o IASP91 (Kennet e Engdahl, 1991), d_{taper} é a duração do amortecimento lateral das janelas, d_{pulse} é a duração do pulso da fase analisada e f_c^{-1} é o inverso da frequência central do filtro gaussiano aplicado ao traço, sendo utilizadas neste trabalho seis frequências centrais com valores de 0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5 e 1 Hz. O valor σ é utilizado para considerar incertezas no cálculo do tempo de percurso, não sendo utilizado neste trabalho e definido como 0. Os valores de d_{taper} foram definidos entre 2 e 3 segundos, e d_{pulse} foi estabelecido visualmente para cada evento.

Foi imposto um coeficiente de correlação mínima de 0.9 para que os traços fossem aceitos, como o utilizado no trabalho de Nolet et al. (2019), e superior aos trabalhos de Mercerat e Nolet (2013) com coeficiente de 0.8, e Bonnin et al. (2014) e Costa et al. (2020) com 0.85, fornecendo dados mais confiáveis. Também foi estabelecido um mínimo de 5 intercorrelações entre os traços para que ao menos uma banda do evento fosse aceita.

O processamento resultou em uma base com 22747 resíduos de fase P, 13357 de PKIKP, 3922 de PcP e 22666 de PP, totalizando 62692 resíduos relativos distribuídos por 1081 eventos. Essa base foi então incorporada à base processada no trabalho de Costa et al. (2020), resultando em um conjunto de dados utilizado nas inversões com um total de 75187 resíduos relativos distribuídos por todas as fases e bandas (Figura 3.2). Resíduos maiores de 2.5 vezes o desvio padrão foram considerados *outliers*, sendo removidos após a primeira inversão.

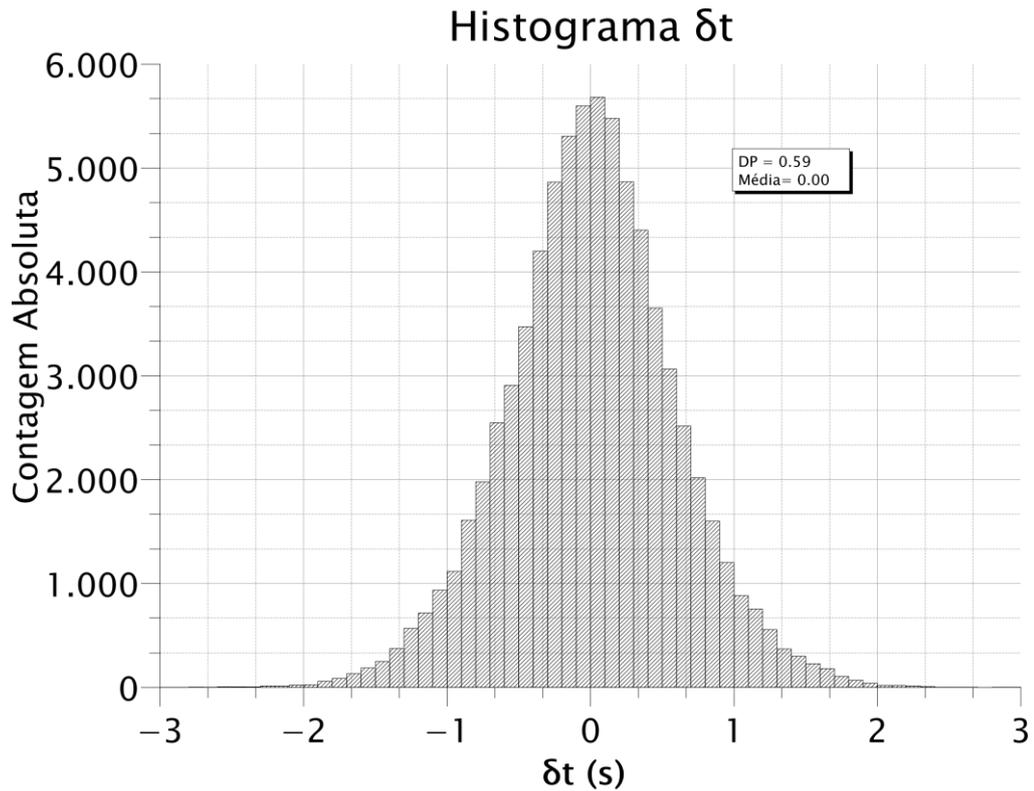


Figura 3.2 – Histograma dos resíduos relativos para a base final. O desvio padrão obtido foi de 0.59s.

A adição das fases PcP e PP foi realizada por dois motivos:

- Utilizar unicamente as fases P e PKIKP acaba por gerar um intervalo angular elevado sem informações (Figura 3.3), que pode ser diminuído pela utilização da fase PcP (Figura 3.4).
- A adição da fase PP fornece eventos em azimutes pouco amostrados pelas fases P e PKIKP (Figuras 3.5 e 3.6), fornecendo dados para áreas reduzindo efeitos de *smearing* para estruturas ao longo do raio.

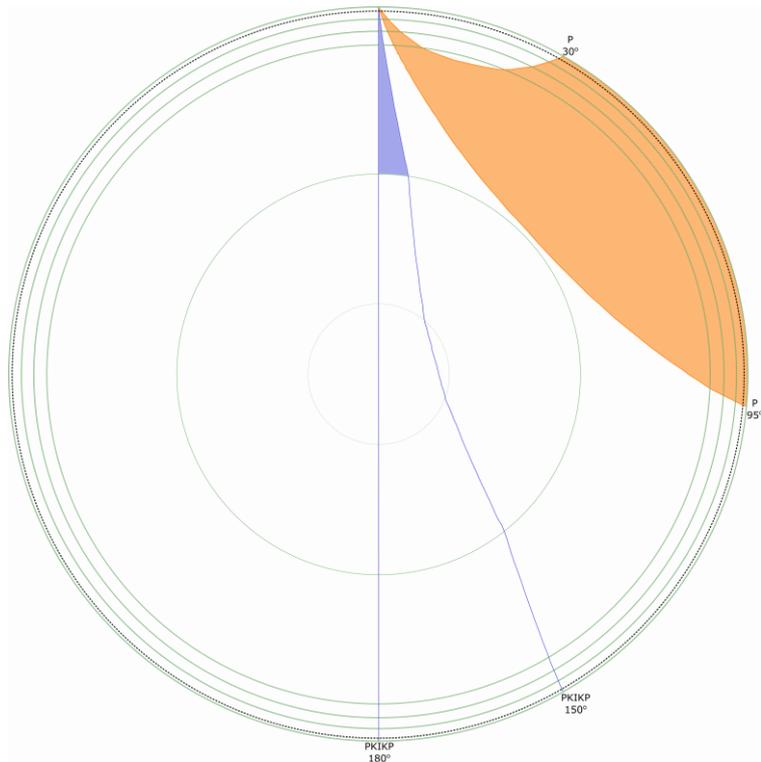


Figura 3.3 - Esquematização para os ângulos de chegada em uma estação das fases P e PKIKP em função da menor e maior distância angular. A linha preta pontilhada indica a profundidade de 200 km.

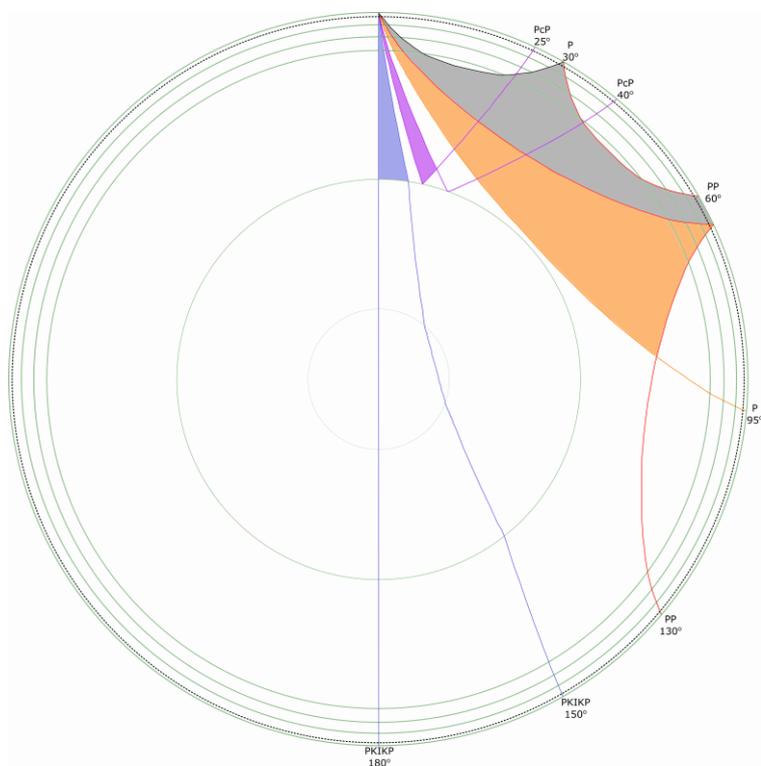


Figura 3.4 – Esquematização para os ângulos de chegada em uma estação das fases P, PKIKP, PcP e PP em função da menor e maior distância angular. A linha preta pontilhada indica a profundidade de 200 km.

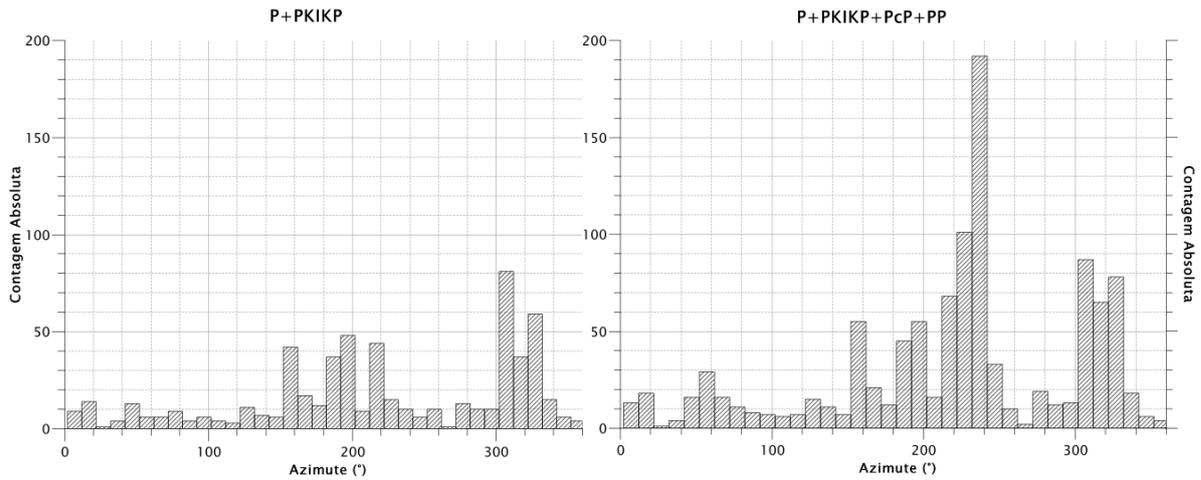


Figura 3.5 – Contagem dos azimutes dos eventos utilizados em relação ao ponto central da área de estudo. À esquerda, para as fases P e PKIKP, à direita, para as fases P, PKIKP, PcP e PP.

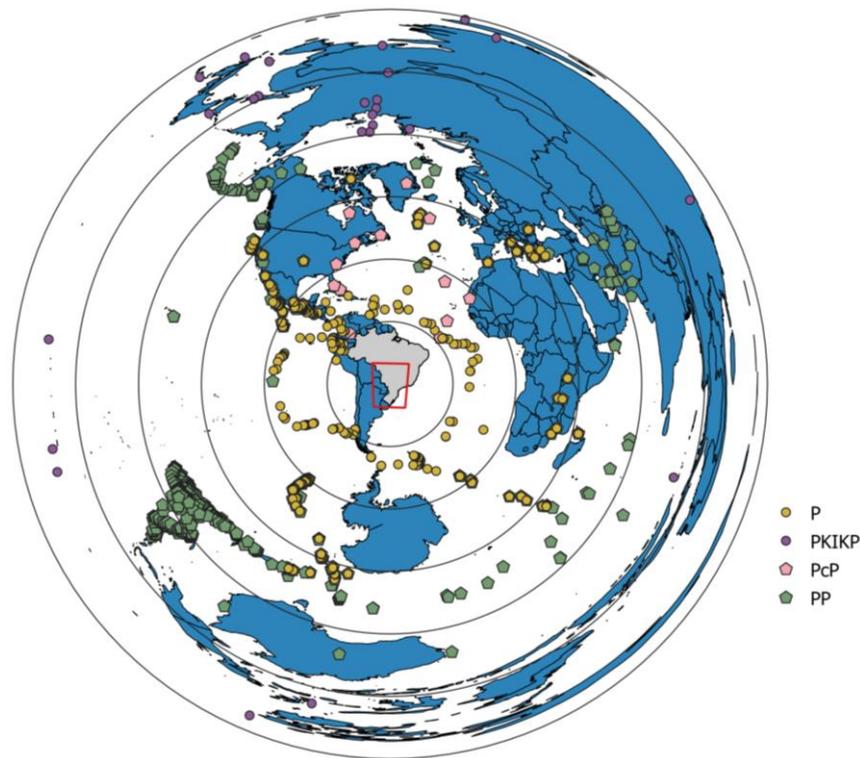


Figura 3.6 – Mapa azimutal equidistante centrado na área de estudo com os eventos para as fases P, PKIKP, PcP e PP indicados. As distâncias epicentrais estão indicadas por círculos concêntricos distanciados a cada 30°.

3.3 TESTES DE REGULARIZAÇÃO

Conforme a Seção 2.10, a L-curve mostra a comparação entre a regularização imposta e a adequação do modelo. A Seções 3.3.1 e 3.3.2 apresentam os testes feitos para avaliar os melhores parâmetros de regularização. Como padronização, os valores relativos de entrada para a regularização no programa de inversão, chamados aqui de “damp”, foram mantidos constantes (Tabelas 1 e 2), podendo assumir valores de 0 a 1.

3.3.1 Testes de Razão

Foram efetuados testes com seis diferentes razões $\varepsilon_D/\varepsilon_S$. Os resultados são apresentados pela L-curve obtida para cada razão (Figura 3.7) e para os resultados da tomografia a uma profundidade de 226 km (Figura 3.8). As curvas mostram que para menores razões, as curvas tendem a iniciar com valores mais altos de RMS, esperado por conta do pequeno amortecimento imposto; enquanto para maiores razões as curvas têm RMS inicial menor. Razões $\varepsilon_D/\varepsilon_S$ maiores requerem valores de “damp” menores para a otimização da L-curve (Seção 2.10), porém há a redução significativa de X^2/N , mostrando que há subestimativa de erros.

Para padronizar os resultados, os valores de “damp” e seus respectivos modelos para cada razão foram escolhidos na curva de transição entre a porção horizontal e a vertical das L-curves, com valores $0.81 < X^2 < 0.90$. As figuras tomográficas horizontais (Figura 3.8) mostram um aumento de rugosidade para maiores valores de $\varepsilon_D/\varepsilon_S$. Com base na geologia conhecida e estruturas observadas nos modelos, chegou-se à conclusão de que a razão 0.13/0.87 forneceu a melhor regularização para o modelo, sendo a escolhida neste trabalho.

3.3.2 Testes de Amortecimento Regional

Para tomografias regionais é possível definir um amortecimento extra para o volume externo à área de estudo, definida por uma semiesfera centrada em um ponto escolhido (geralmente o ponto central da área) com um raio determinado em quilômetros. Neste estudo, foram determinados um ponto central em 10°S 57°W e um raio de 3500 km, abrangido também as estações processadas por Costa et al. (2020). Ao definir um amortecimento maior para fora da área de estudo, espera-se que as contribuições de anomalias externas sejam reduzidas.

Foram testados seis fatores f de amortecimento, já com a razão $\frac{\varepsilon_D}{\varepsilon_S} = \frac{0.13}{0.87}$ definida na Seção 3.3.1. As L-curves (Figura 3.9) mostram que o aumento do fator de amortecimento diminui o RMS inicial, fazendo com que os valores ideais de “damp” sejam diminuídos. Isso gera um aumento na rugosidade dos modelos finais (Figura 3.10), ajudando no detalhamento da área e na distinção de anomalias de mesmo sinal próximas.

Para valores de f menores que 5 não foram vistas melhoras significativas na distinção das anomalias, e o resultado de $f=15$ apresentou uma redução significativa em sua amplitude. O valor final escolhido para o fator de amortecimento extra nos resultados deste trabalho foi de 10, apresentando uma L-curve estável e um modelo de feições distinguíveis sem a redução de amplitude.

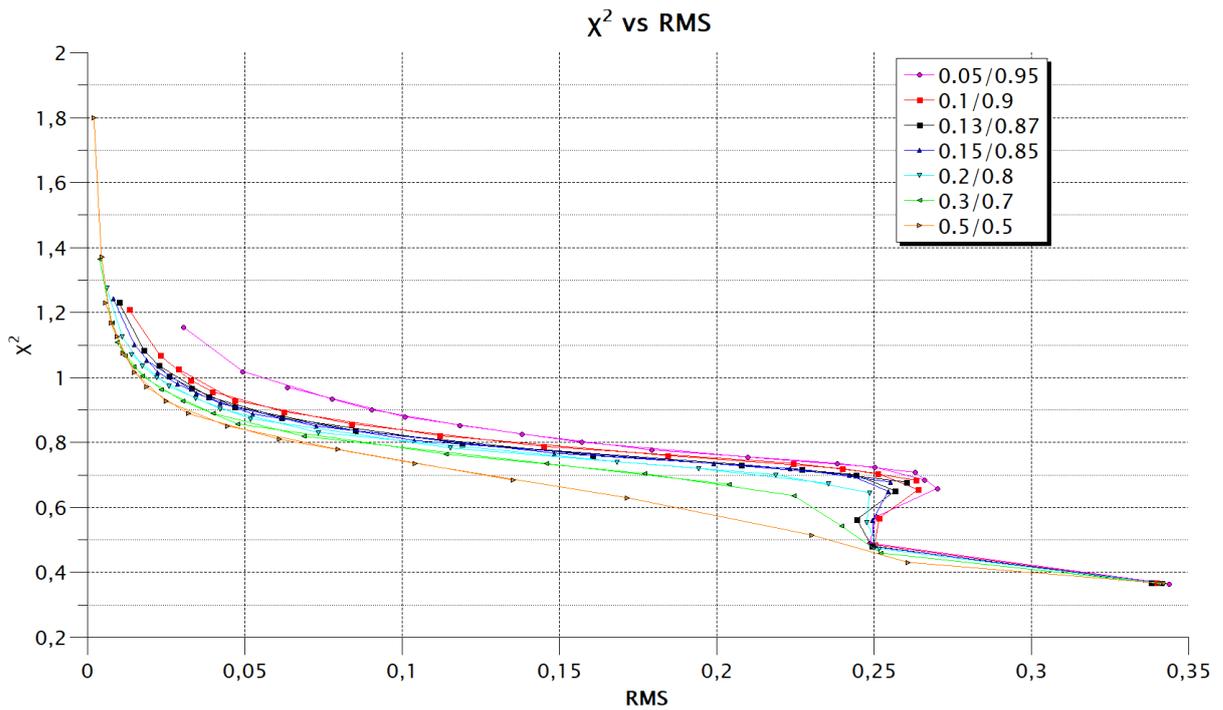


Figura 3.7 – Curvas χ^2/N para seis valores de $\varepsilon_D/\varepsilon_S$. A razão escolhida está indicada em vermelho.

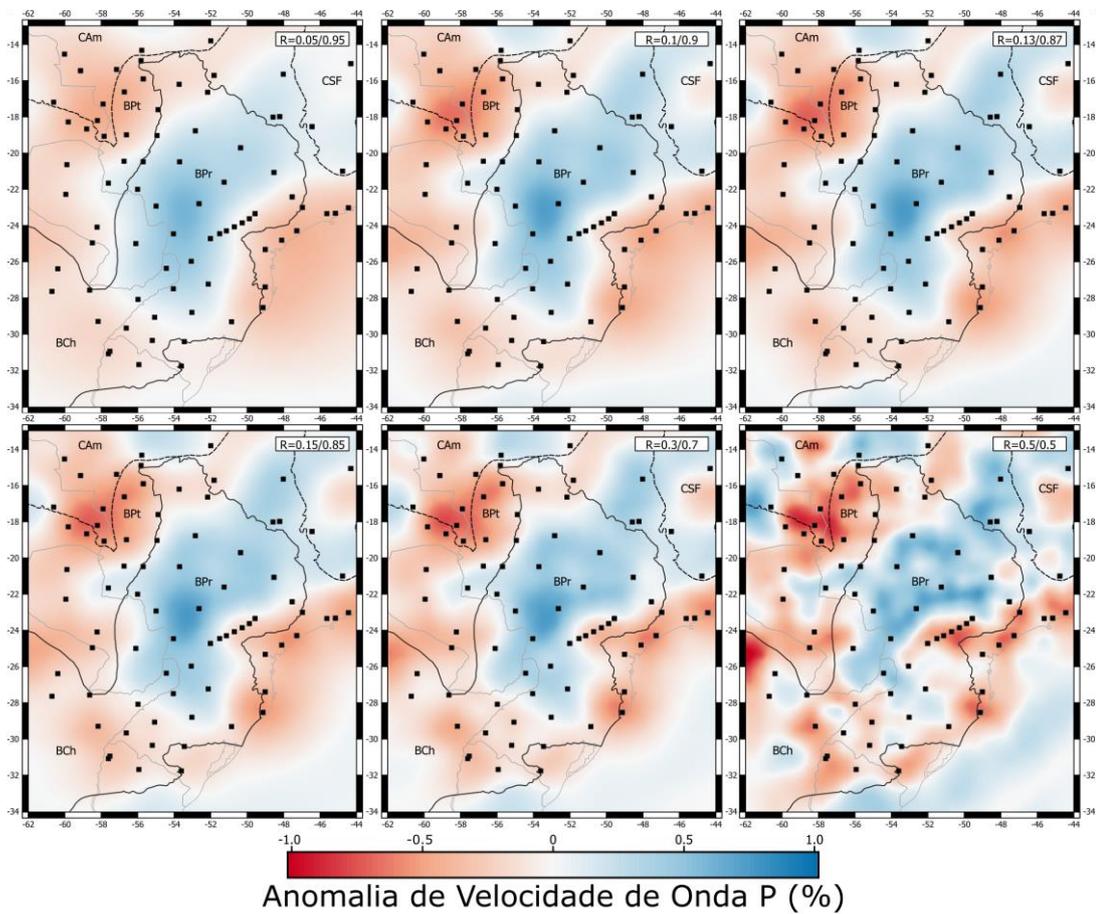


Figura 3.8 – Figuras tomográficas horizontais para uma profundidade de 226 km mostrando os diferentes resultados para seis valores de $\varepsilon_D/\varepsilon_S$.

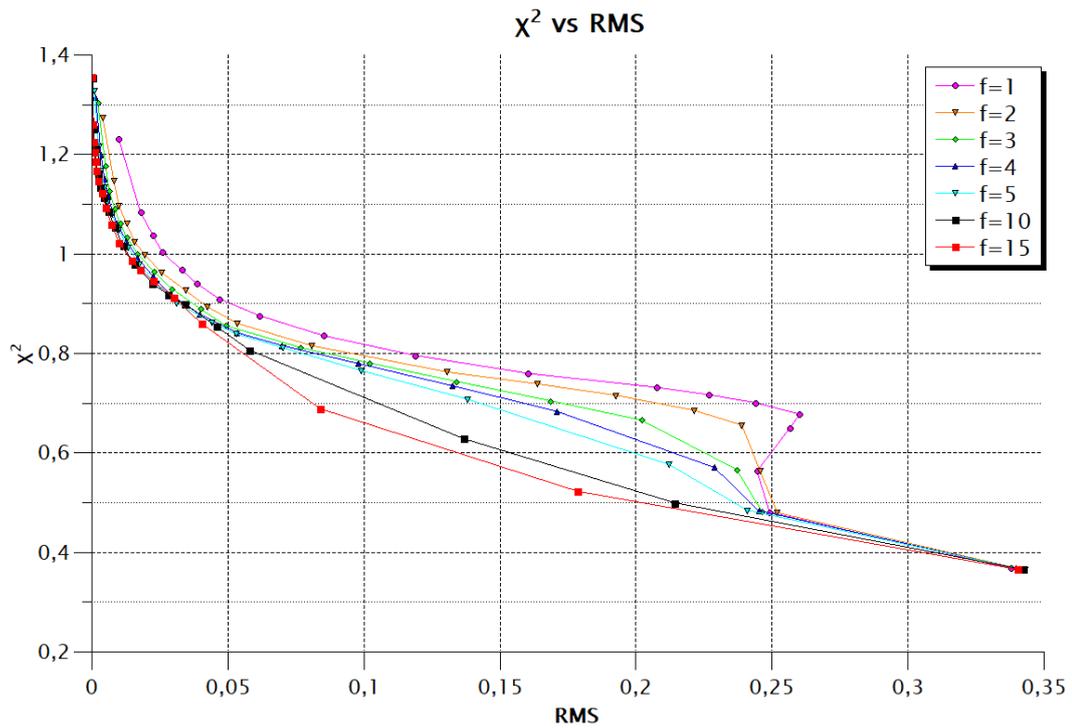


Figura 3.9 – Curvas χ^2/N para seis valores de HED. A razão escolhida está indicada em preto.

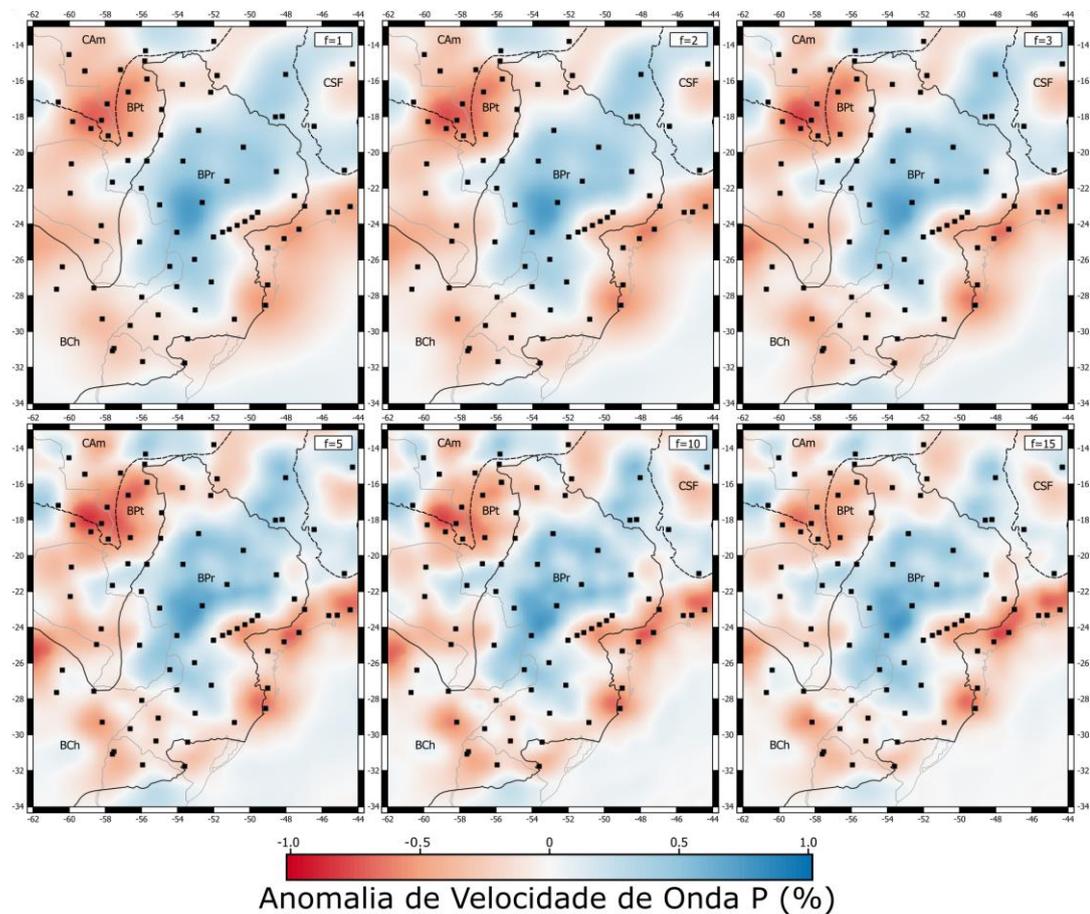


Figura 3.10 - Figuras tomográficas horizontais para uma profundidade de 226 km mostrando os diferentes resultados para seis fatores de amortecimento externo extra.

Tabela 3-1 – Valores de $X^2N/$ e RMS obtidos para a inversão com seis valores de razão $\varepsilon_D/\varepsilon_S$. As células em cinza mostram os valores de “damp” de cada razão escolhidos para o modelo da Figura 3.8.

0.05/0.95			0.1/0.9			0.13/0.87			0.15/0.85			0.3/0.7			0.5/0.5		
X2	RMS	damp	X2	RMS	damp	X2	RMS	damp	X2	RMS	damp	X2	RMS	damp	X2	RMS	damp
0,364	0,3437	0,001	0,367	0,3397	0,001	0,367	0,338	0,001	0,365	0,3418	0,001	0,366	0,3401	0,001	0,365	0,3421	0,001
0,489	0,2487	0,03	0,484	0,2503	0,03	0,48	0,2493	0,03	0,478	0,2501	0,03	0,459	0,252	0,03	0,43	0,2608	0,03
0,571	0,2508	0,06	0,567	0,2517	0,06	0,563	0,2446	0,06	0,56	0,2496	0,06	0,542	0,2397	0,06	0,514	0,2303	0,06
0,658	0,2701	0,12	0,654	0,264	0,12	0,65	0,2567	0,12	0,649	0,2545	0,12	0,635	0,2246	0,12	0,629	0,1715	0,12
0,684	0,266	0,15	0,683	0,2633	0,15	0,677	0,2603	0,15	0,677	0,2553	0,15	0,67	0,2039	0,15	0,683	0,1353	0,15
0,707	0,263	0,18	0,704	0,2511	0,18	0,7	0,2442	0,18	0,699	0,2422	0,18	0,703	0,1771	0,18	0,735	0,1041	0,18
0,723	0,2503	0,21	0,719	0,2399	0,21	0,716	0,2271	0,21	0,719	0,2233	0,21	0,734	0,1459	0,21	0,778	0,0795	0,21
0,735	0,2382	0,24	0,735	0,2243	0,24	0,731	0,2077	0,24	0,734	0,199	0,24	0,763	0,1139	0,24	0,809	0,0609	0,24
0,754	0,2099	0,3	0,759	0,1843	0,3	0,759	0,1606	0,3	0,766	0,1483	0,3	0,818	0,0688	0,3	0,85	0,0444	0,3
0,776	0,1793	0,36	0,787	0,1449	0,36	0,795	0,1191	0,36	0,805	0,1039	0,36	0,856	0,0478	0,36	0,888	0,032	0,36
0,8	0,157	0,42	0,82	0,1119	0,42	0,835	0,0852	0,42	0,849	0,0726	0,42	0,889	0,0398	0,42	0,926	0,0249	0,42
0,825	0,1381	0,48	0,856	0,0839	0,48	0,875	0,0618	0,48	0,887	0,0525	0,48	0,927	0,0303	0,48	0,97	0,0188	0,48
0,852	0,1184	0,54	0,894	0,0624	0,54	0,909	0,0469	0,54	0,919	0,0423	0,54	0,963	0,0234	0,54	1,014	0,015	0,54
0,878	0,1009	0,6	0,929	0,0468	0,6	0,94	0,0386	0,6	0,95	0,0347	0,6	1,003	0,0175	0,6	1,075	0,0113	0,6
0,9	0,0903	0,64	0,956	0,0396	0,64	0,967	0,0331	0,64	0,979	0,0286	0,64	1,033	0,0146	0,64	1,125	0,0093	0,64
0,933	0,0777	0,68	0,991	0,0328	0,68	1,003	0,0259	0,68	1,016	0,0223	0,68	1,066	0,012	0,68	1,167	0,0075	0,68
0,969	0,0636	0,72	1,025	0,0289	0,72	1,037	0,0226	0,72	1,052	0,0188	0,72	1,107	0,0093	0,72	1,23	0,0057	0,72
1,018	0,0494	0,76	1,067	0,0231	0,76	1,083	0,018	0,76	1,1	0,015	0,76	1,167	0,0078	0,76	1,37	0,0045	0,76
1,154	0,0306	0,84	1,209	0,0132	0,84	1,231	0,01	0,84	1,243	0,0082	0,84	1,365	0,0039	0,84	1,799	0,0021	0,84

Tabela 3-2 – Valores de $X^2N/$ e RMS obtidos para a inversão com seis valores para o fator f. As células em cinza mostram os valores de “damp” de cada fator HED escolhidos para o modelo da Figura 3.10.

f=1			f=2			f=3			f=5			f=10			f=15		
X2	RMS	damp															
0,367	0,338	0,001	0,366	0,3414	0,001	0,367	0,3397	0,001	0,364	0,3431	0,001	0,365	0,3425	0,001	0,365	0,3404	0,001
0,48	0,2493	0,03	0,479	0,2521	0,03	0,482	0,2464	0,03	0,484	0,241	0,03	0,499	0,2143	0,03	0,522	0,1787	0,03
0,563	0,2446	0,06	0,564	0,2457	0,06	0,566	0,2371	0,06	0,576	0,2123	0,06	0,628	0,1367	0,06	0,688	0,0841	0,06
0,65	0,2567	0,12	0,655	0,2391	0,12	0,665	0,2021	0,12	0,707	0,1383	0,12	0,806	0,058	0,12	0,859	0,0405	0,12
0,677	0,2603	0,15	0,685	0,2213	0,15	0,704	0,1687	0,15	0,765	0,099	0,15	0,854	0,0458	0,15	0,912	0,0302	0,15
0,7	0,2442	0,18	0,715	0,1928	0,18	0,743	0,134	0,18	0,811	0,0702	0,18	0,898	0,0344	0,18	0,945	0,0226	0,18
0,716	0,2271	0,21	0,738	0,1638	0,21	0,78	0,1022	0,21	0,839	0,053	0,21	0,918	0,028	0,21	0,967	0,0179	0,21
0,731	0,2077	0,24	0,762	0,1307	0,24	0,811	0,0768	0,24	0,861	0,0443	0,24	0,94	0,0224	0,24	0,986	0,0147	0,24
0,759	0,1606	0,3	0,815	0,0808	0,3	0,855	0,0493	0,3	0,901	0,0313	0,3	0,978	0,0158	0,3	1,022	0,0101	0,3
0,795	0,1191	0,36	0,86	0,0534	0,36	0,889	0,04	0,36	0,939	0,0237	0,36	1,016	0,0115	0,36	1,059	0,0073	0,36
0,835	0,0852	0,42	0,893	0,0426	0,42	0,929	0,0296	0,42	0,979	0,0176	0,42	1,054	0,0085	0,42	1,093	0,0052	0,42
0,875	0,0618	0,48	0,926	0,0345	0,48	0,964	0,0229	0,48	1,013	0,0134	0,48	1,085	0,0062	0,48	1,123	0,0037	0,48
0,909	0,0469	0,54	0,962	0,0257	0,54	1	0,0169	0,54	1,048	0,01	0,54	1,113	0,0044	0,54	1,146	0,0025	0,54
0,94	0,0386	0,6	0,997	0,0197	0,6	1,032	0,013	0,6	1,08	0,0074	0,6	1,134	0,0031	0,6	1,167	0,0016	0,6
0,967	0,0331	0,64	1,024	0,0158	0,64	1,06	0,0105	0,64	1,104	0,0059	0,64	1,161	0,0023	0,64	1,185	0,0012	0,64
1,003	0,0259	0,68	1,06	0,0129	0,68	1,091	0,0085	0,68	1,134	0,0047	0,68	1,186	0,0017	0,68	1,204	0,0009	0,68
1,037	0,0226	0,72	1,096	0,0101	0,72	1,126	0,0065	0,72	1,168	0,0035	0,72	1,212	0,0012	0,72	1,224	0,0006	0,72
1,083	0,018	0,76	1,146	0,0082	0,76	1	0,0052	0,76	1,215	0,0026	0,76	1,251	0,0008	0,76	1,261	0,0004	0,76
1,231	0,01	0,84	1,274	0,0041	0,84	1,303	0,0023	0,84	1,327	0,0011	0,84	1,353	0,0003	0,84	1,356	0,0001	0,84

A Figura 3.11 apresenta a L-curve final com a regularização que melhor se adequou aos dados: uma razão $\varepsilon_D/\varepsilon_S$ de 0.13/0.87 e um amortecimento extra de fator 10 para o volume externo à semiesfera de raio 3500 km centralizada em 10°S 57°W. Foi escolhido o modelo com $\frac{X^2}{N} = 0.918$ e $RMS = 0.028s$.

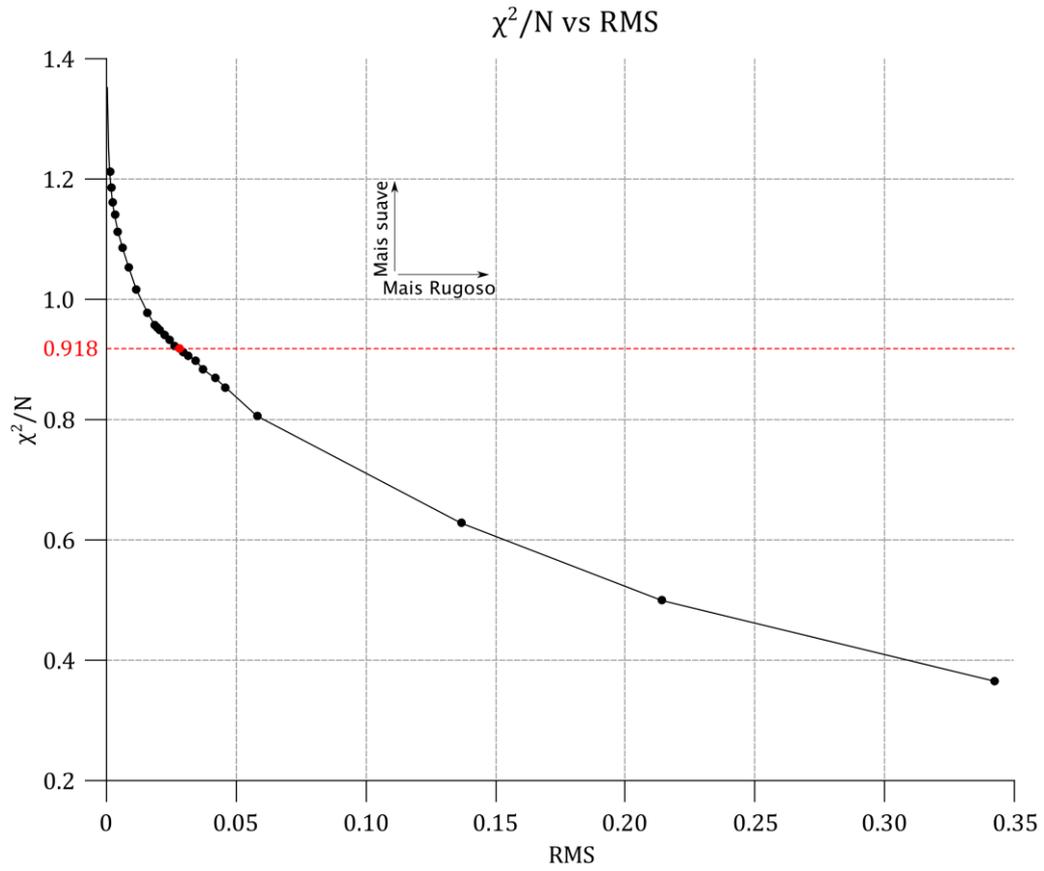


Figura 3.11 – L-curve para os parâmetros finais de regularização. A linha vermelha indica o valor de $\frac{\chi^2}{N}$ para o modelo escolhido.

4. Resultados

4.1 INTRODUÇÃO

Como pode ser observado nos mapas de densidade da matriz kernel (Capítulo 5), a profundidade de 68 km apresenta uma distribuição heterogênea de dados, estando concentrada principalmente sob as estações, enquanto profundidades maiores que 497 km, apesar de uma distribuição homogênea, apresentam redução da densidade. Essa condição, em conjunto com a impossibilidade de recuperar estruturas mais profundas que 500 km nos testes checkerboard (Capítulo 5), fez com que este trabalho focasse a interpretação em estruturas entre 135 e 497 km para as imagens horizontais (Figuras 4.1 a 4.4), porém apresentando os perfis verticais entre as profundidade de 100 a 700 km (Figura 4.5). A descrição dos resultados é realizada em duas seções distintas, detalhando as anomalias negativas e positivas de velocidade separadamente. Também foi elaborado o Modelo Sintético de Blocos Cratônicos (MSBC) com base nas anomalias positivas descritas a seguir, com os resultados da inversão do MSBC apresentado a sensibilidade do modelo a grandes estruturas (Capítulo 5 – Figura 5.6).

4.2 ANOMALIAS DE ALTA VELOCIDADE

É possível observar uma grande anomalia positiva sob a Bacia do Paraná, que se estende para porções do Paraguai e Norte da Argentina. A essa anomalia foi dado o nome de Anomalia Positiva da Bacia do Paraná (APBPr), e é possível observar que há uma aparente segmentação da anomalia para menores profundidades, indiciando a possibilidade de haver múltiplos blocos, como o modelo de Milani e Ramos (1998).

Ao norte e nordeste da APBPr, é possível distinguir uma diminuição na amplitude da anomalia para as profundidades de 226 e 316 km (Figuras 4.2 e 4.3, respectivamente) pouco antes do limite na bacia. Após essa diminuição, a amplitude da anomalia volta a aumentar e se funde com outra grande anomalia positiva presente sob a área do Cráton São Francisco. Ao sul da APBPr observa-se que a anomalia não ultrapassa os 30°S, estando limitada por uma anomalia negativa.

É possível observar uma pequena porção da APBPr se estendendo ao sul da Bacia do Pantanal, a uma latitude de 21°S. Essa porção é visível principalmente para a profundidade de 135 km (Figura 4.1), sofrendo uma diminuição gradativa entre 226 e 316 km (Figuras 4.3 e 4.3, respectivamente) até se tornar indistinguível a partir de 497 km. Essa anomalia não se estende a latitudes menores do que 20°S, para o interior da Bacia do Pantanal, indicando a

possibilidade de que o seu embasamento não é formado inteiramente por um bloco cratônico. Também não foi possível observar uma conexão entre essa anomalia e anomalias de alta velocidade sob o Cráton Amazônico.

Observa-se uma segmentação com direção NNE-SSW na região sudeste da APBPr, caracterizada pela redução da anomalia positiva a valores próximos a zero e por estar consistente com o limite leste proposto por Mantovani et al. (2005) para o Bloco Paranapanema. A porção a leste dessa segmentação apresenta ligeira diferenciação quando comparada à anomalia principal da APBPr, sendo caracterizada por valores menores de anomalia positiva e estando presente entre as profundidades de 135 e 497 km. Para as profundidades de 135 e 226 km essa anomalia se estende até o sul do Arco de Ponta Grossa, estando contida nos limites propostos por Cordani et al. (2009) para o Cráton Luiz Alves, sugerindo a presença de um segundo núcleo cratônico menor sob a Bacia do Paraná.

4.3 ANOMALIAS DE BAIXA VELOCIDADE

Entre as bacias do Chaco-Paraná e Paraná, coincidindo com os arcos de Rio Grande e Asunción, é possível observar uma anomalia de baixa velocidade que foi descrita na seção anterior como o limite sul da APBPr. Essa anomalia se estende até o fim do arranjo de estações, não sendo possível determinar sua extensão para o sul (Figuras 4.1 a 4.3).

A leste da área de estudo é possível observar três fortes anomalias negativas próximas à costa, assemelhando-se a picos (Figuras 4.1 e 4.2). As duas anomalias a nordeste da Bacia do Paraná estão conectadas por uma zona de baixa velocidade de menor amplitude, estando possivelmente relacionadas à Faixa Ribeira. Seguindo para o sul ao longo da costa, essa região de baixa velocidade tem sua amplitude reduzida próxima ao Arco de Ponta Grossa antes de ser limitada por uma zona de alta velocidade, descrita anteriormente e possivelmente relacionada ao limite nordeste do Cráton Luiz Alves. A terceira anomalia negativa está presente ao sul desse limite, na região do Cinturão Dom Feliciano.

Ao norte da zona de estudo, observa-se uma anomalia de baixa velocidade com amplitude constante, aproximadamente paralela ao Lineamento Transbrasiliano e ao Cráton Amazônico (Figuras 4.1 e 4.2). Essa anomalia segue para o sul até a Bacia do Pantanal, onde tem sua amplitude aumentada. Estudos anteriores de tomografia regional (Rocha et al. 2019a, 2016, 2011; Azevedo et al. 2015) também observaram essa mesma anomalia, além do modelo de espessura da litosfera apresentado por Priestley et al. (2018) que indica um afinamento litosférico nessa área. A região também é característica por uma elevada sismicidade,

corroborando o afinamento litosférico (Rocha et al. 2019a, 2016; Azevedo et al., 2015; Assumpção et al., 2004).

Na porção nordeste da Bacia do Paraná, iniciando na profundidade de 226 km e aumentando continuamente em 316 e 497 km, é possível observar uma anomalia aproximadamente circular centrada em 20.7°S 47.4°W (Figuras 4.2 e 4.3). Essa anomalia também foi observada em estudo anteriores, com VanDecar et al. (1995) interpretando-a com a pluma fóssil de Tristan da Cunha.

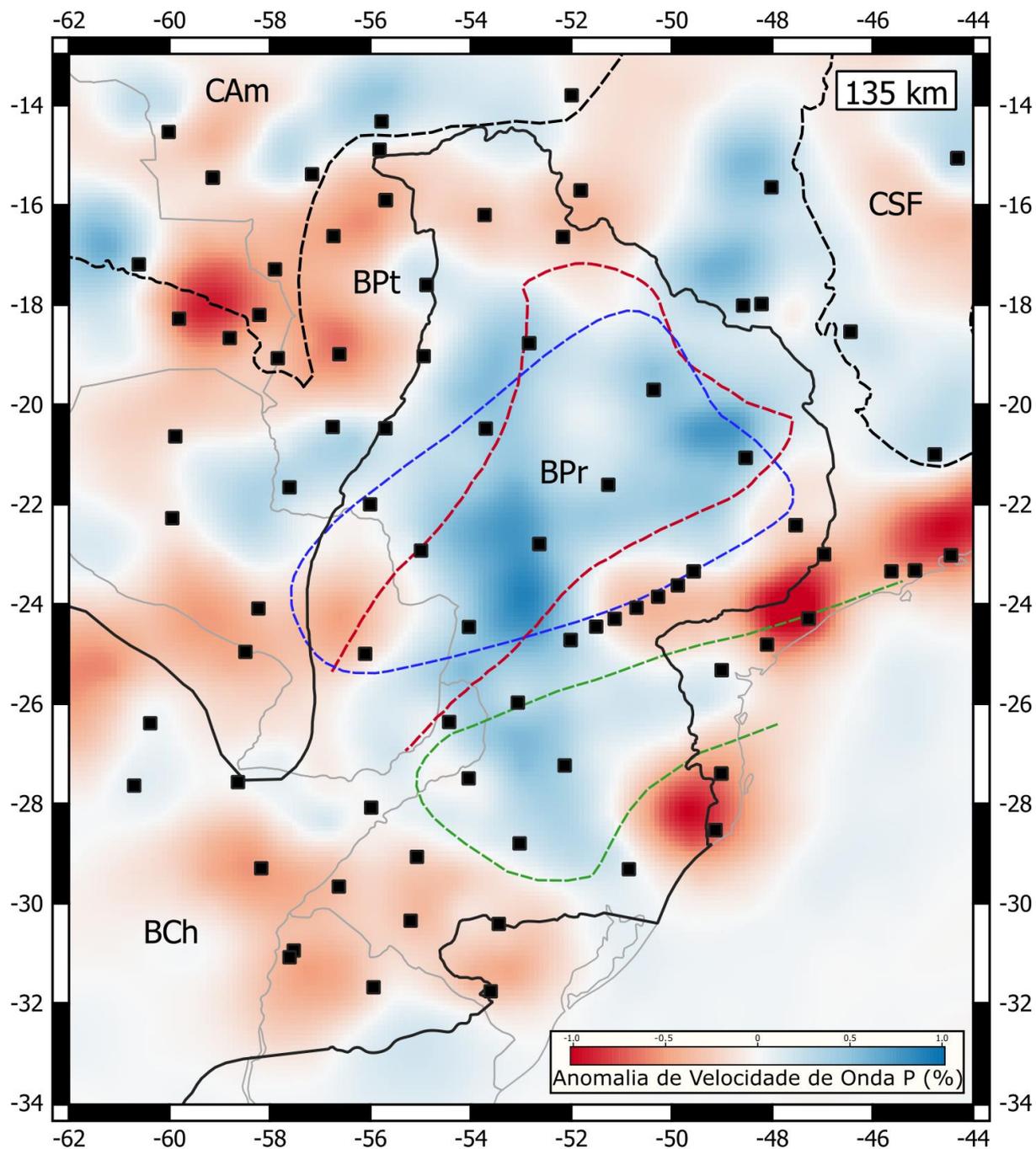


Figura 4.1 – Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 135 km. Os crátons São Francisco e Amazônico estão representados por linhas pretas tracejadas. BPt, BPr e BCh são as bacias do Pantanal, Paraná e Chaco, respectivamente. Os limites propostos por Cordani et al. (2009) para o Bloco Paranapanema e Cráton Luiz Alves estão representados por linhas tracejadas azuis e verdes, respectivamente. A linha tracejada vermelha indica o modelo proposto por Mantovani et al. (2005) para o Bloco Paranapanema. Os quadrados pretos indicam as estações sismográficas utilizadas.

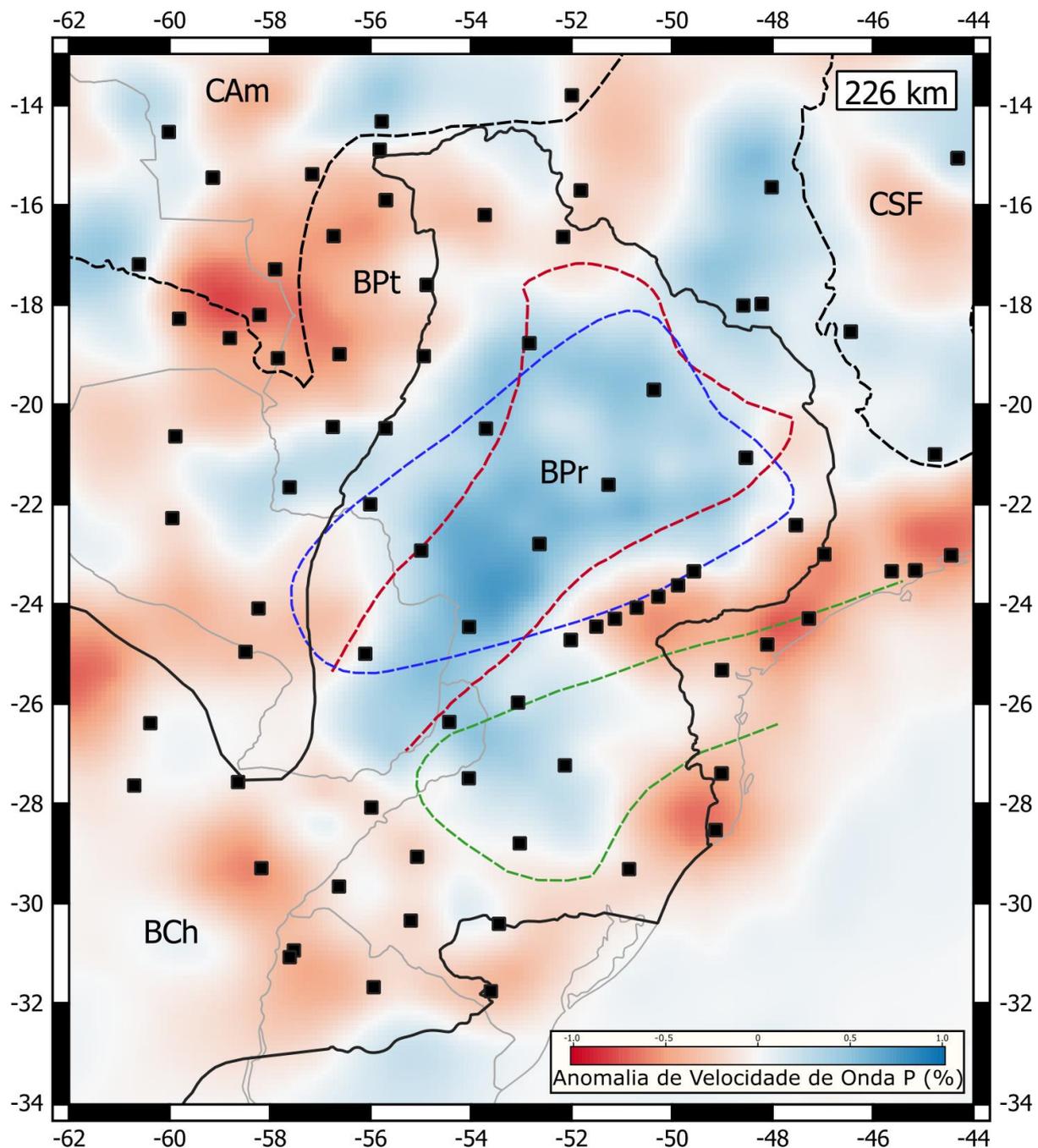


Figura 4.2 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 226 km.

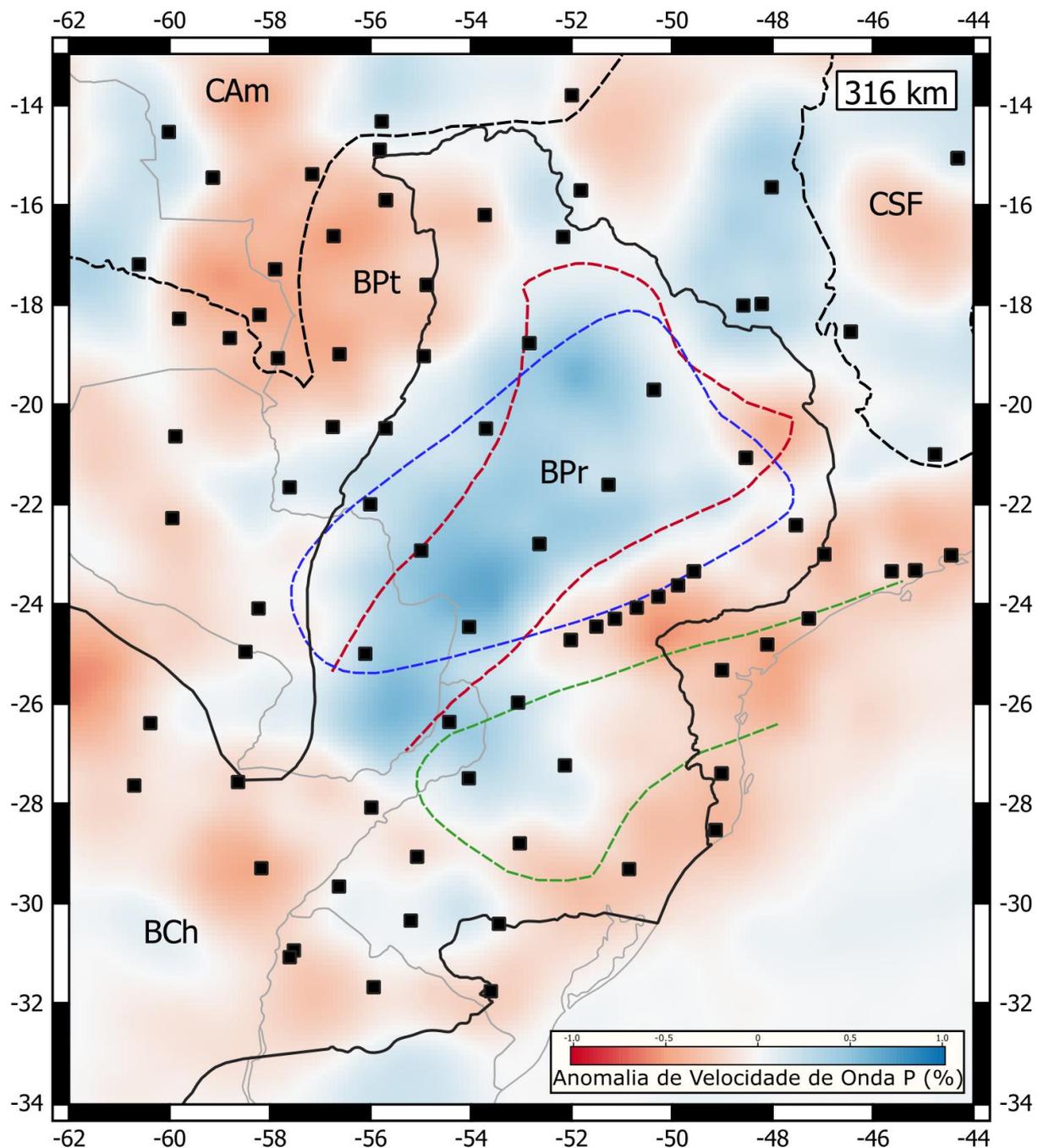


Figura 4.3 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 316 km.

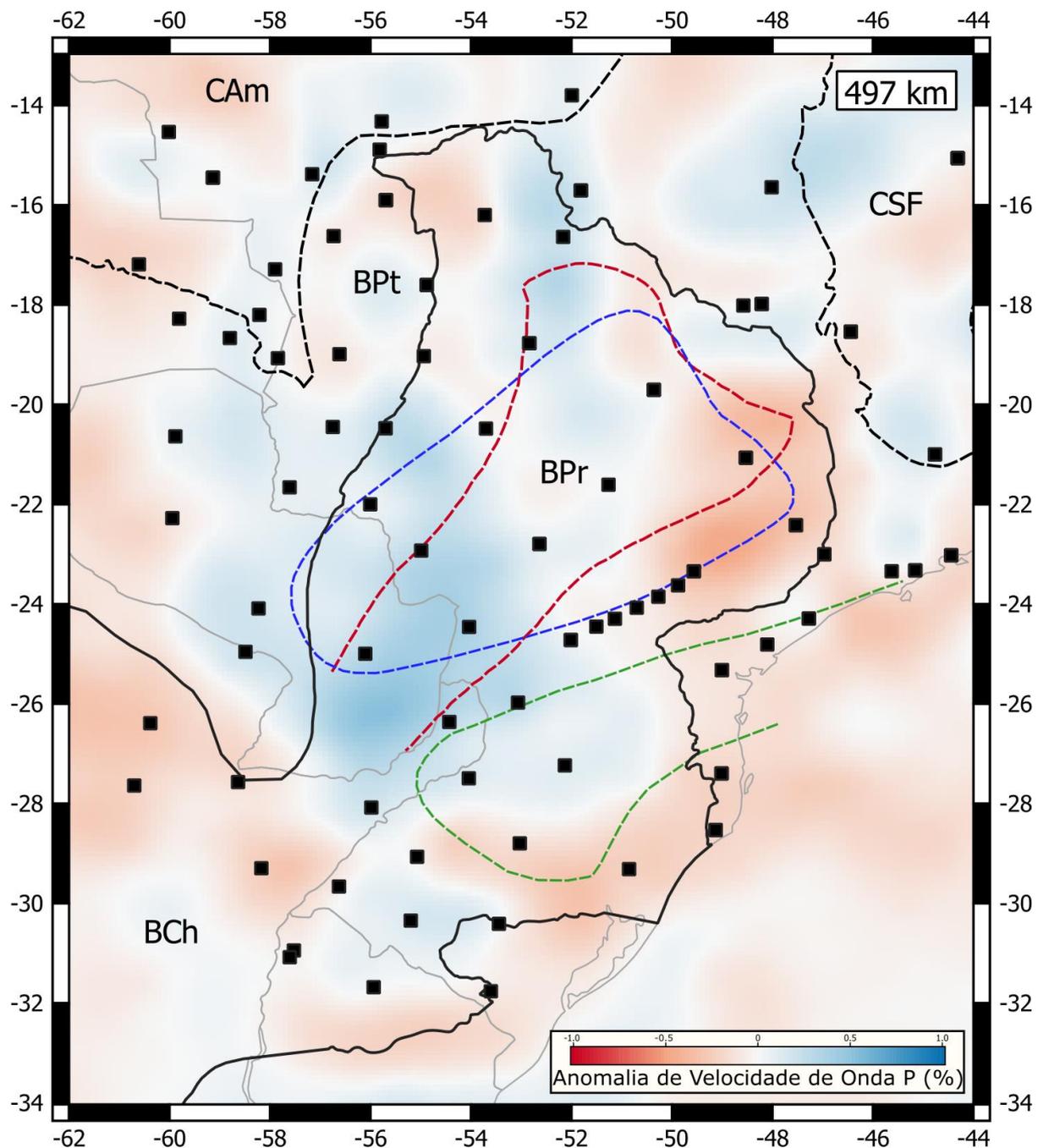


Figura 4.4 – Como a Figura 4.1, mas para uma profundidade de 497 km.

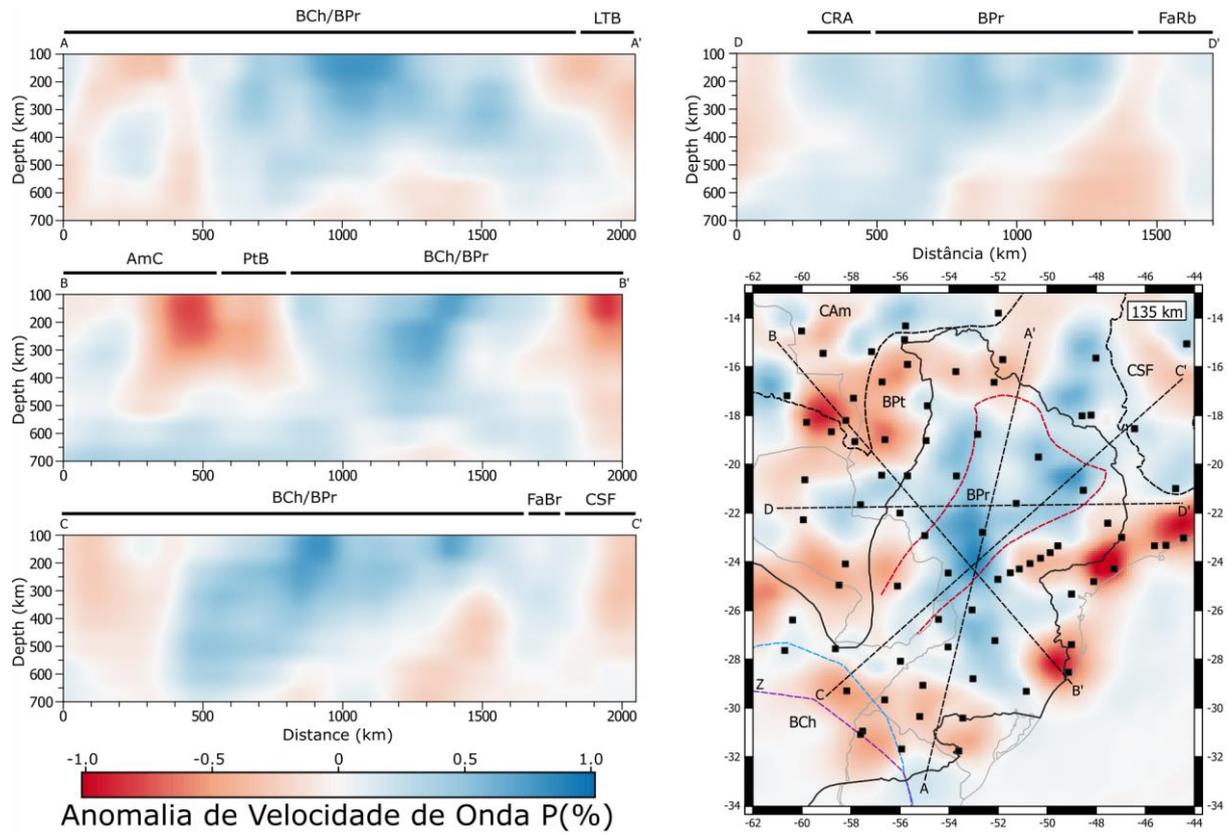


Figura 4.5 – Perfis tomográficos A-A', B-B', C-C' e D-D'. A imagem horizontal no canto inferior direito mostra o modelo para uma profundidade de 135 km com a posição dos perfis indicadas.

5. Resolução dos Dados

5.1 DENSIDADE DA MATRIZ KERNEL

Um dos métodos disponíveis para avaliar a sensibilidade dos kernels a volumes anômalos é o cálculo da densidade da matriz kernel D_j , introduzida por Tian et al. (2009). D_j é definida como a soma dos valores da matriz kernel para cada par fonte-receptor sobre o valor máximo da matriz kernel na coluna j :

$$D_j = \frac{\sum_i K_{ij}}{\max_j \sum_i K_{ij}} \quad (5.1)$$

O cálculo de D_j fornece uma visão geral da distribuição espacial dos kernels para cada profundidade, possibilitando a avaliação da sensibilidade do modelo e a visualização das regiões mais bem amostradas. A Figura 5.1 apresenta os valores da densidade D_j em escalada logarítmica para seis profundidade.

Para a profundidade de 68 km, os maiores valores de D_j são observados diretamente sob as estações, havendo uma distribuição heterogênea dos valores de sensibilidade. Isso ocorre devido ao pequeno diâmetro dos kernels de sensibilidade para menores profundidades. Para as profundidades de 135 e 226 km observam-se os maiores valores, próximos a 4.3, e uma distribuição mais homogênea de D_j sob todo o arranjo de estações. Nessas profundidades, há a sobreposição dos kernels de sensibilidade devido ao aumento de seus diâmetros, resultando em elevados valores de D_j .

Para as profundidades de 316 e 497 km, observa-se uma distribuição mais homogênea de D_j , porém, há uma considerável redução em seus valores quando comparados aos observados para 135 e 226 km, com um máximo próximo a 4.0 (como a escala utilizada está em logaritmo com base 10, uma de redução de 4.3 a 4.0 é considerável). Para a profundidade de 700 km, embora os kernels de sensibilidade possuam elevado diâmetro, há pouca sobreposição, reduzindo D_j a valores próximos a 3.5.

Os mapas de D_j mostram que as estruturas no volume de estudo são mais bem definidas para as profundidades de 135 e 226 km, sendo as priorizadas para a interpretação do modelo final.

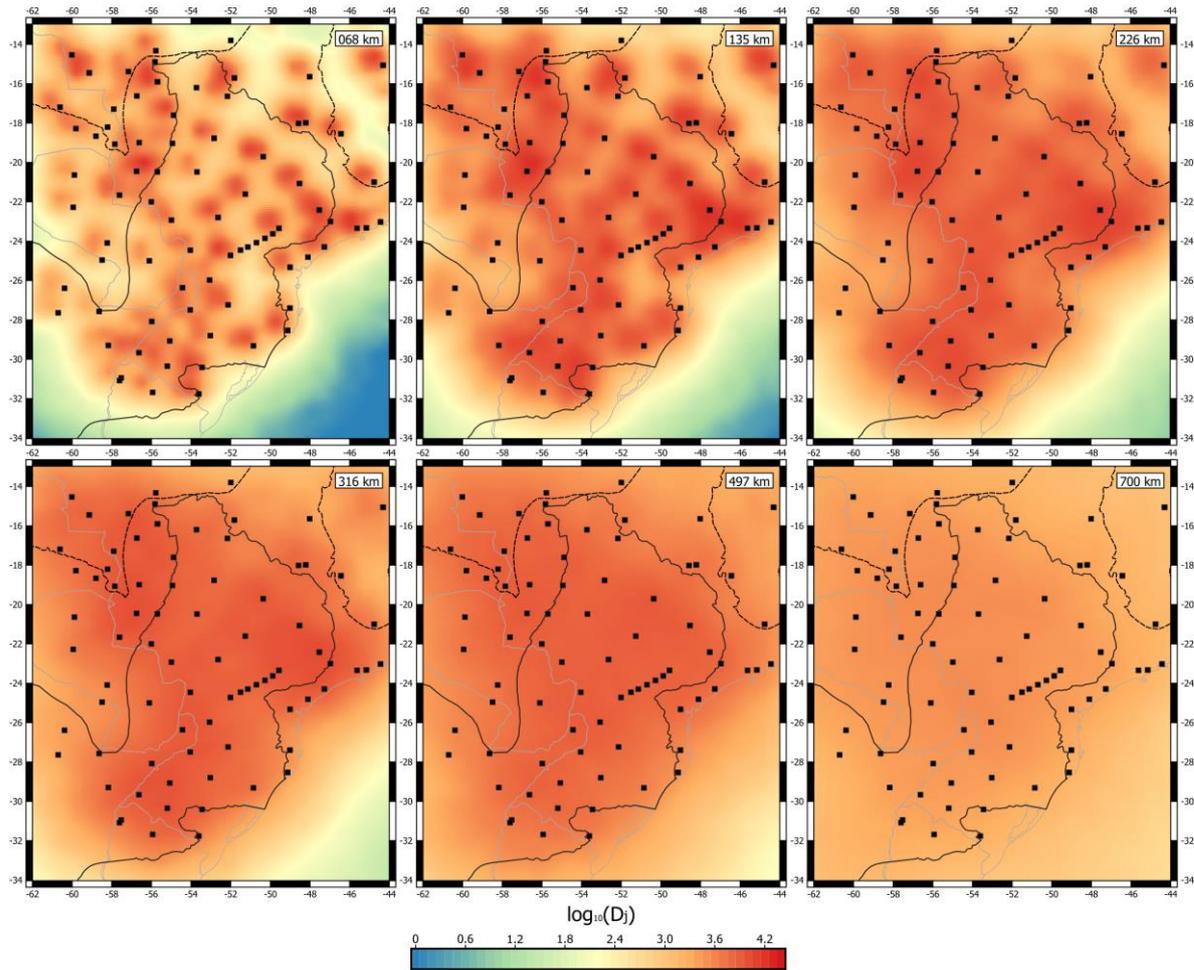


Figura 5.1 – Imagens horizontais mostrando os valores de $\log_{10} D_j$ para as profundidades de 68, 135, 226, 216, 497 e 700 km. A linha preta contínua indica as bacias do Paraná e Chaco-Paraná.

5.2 TESTES DE RESOLUÇÃO

Utilizando um modelo de entrada conhecido é possível gerar um conjunto de dados sintéticos, que posteriormente podem ser utilizados em uma inversão para verificar a recuperação do modelo inicial. Considerando um modelo inicial de parâmetros m_{sin} conhecidos, é possível obter os dados sintéticos d_{sin} utilizando a formulação do problema direto $d_{sin} = Gm_{sin}$, onde G é a matriz de sensibilidade de tempo obtida para os dados reais. Os dados d_{sin} são então utilizados no problema inverso $m_{rec} = G^{-1}d_{sin}$ para a obtenção dos modelo de parâmetros recuperado m_{rec} . Analisando os modelos sintético e recuperado é possível avaliar o grau de recuperação dos dados e inferir a resolução oferecida pela matriz sensibilidade G . A regularização utilizada nestes testes é a mesma que no modelo real.

Neste trabalho, foram aplicados os chamados *Checkerboard Tests* (Testes de Tabuleiro), que utiliza feições anômalas de sinais positivos e negativos intercalados de $M \times M$

x N voxels para avaliar a habilidade dos dados de recuperarem feições de elevado gradiente em suas bordas. Foram aplicados testes para três modelos distintos de Checkerboard: para feições com 3 x 3 x 3 voxels, ou 234 km na horizontal; 4 x 4 x 4 voxels, ou 312 km na horizontal; e 5 x 5 x 5 voxels, ou 390 km na horizontal. Para a vertical, no entanto, as dimensões verticais das feições variam de acordo com as espessuras da parametrização, para o modelo 4 x 4 x 4, por exemplo, a espessura da feição no topo possui cerca de 250 km, enquanto a segunda camada possui cerca de 271 km. De modo geral, as dimensões verticais podem ser aproximadas pelo número de voxels vezes 65 km.

Foram utilizadas anomalias de onda com amplitudes de $\pm 1.5\%$. Também foi aplicado aos dados sintéticos um ruído gaussiano de desvio padrão igual ao obtido pelos dados reais ($1 \cdot 0.59s$), para a simulação de erros. Os resultados obtidos são apresentados em mapas para as profundidades de 135, 226 e 497 km, com o modelo recuperado sendo exibido na mesma escala de cor que o modelo sintético, ou seja, $\pm 1.5\%$ de velocidade anômala.

A Figura 5.2 mostra os resultados obtidos para o modelo de 3 x 3 x 3 voxels (estruturas de 234 x 234 km na horizontal). Para as profundidades de 125 e 226 km é possível observar alguma recuperação de geometria sob as bacias do Pantanal e Paraná, com o mapa de 497 km não mostrando nenhuma recuperação.

A Figura 5.3 mostra os resultados obtidos para o modelo de 4 x 4 x 4 voxels (estruturas de 312 x 312 km na horizontal). As profundidades de 135 e 226 km exibem ótima recuperação de amplitude e geometria sob as bacias do Pantanal e Paraná, com os limites entre as bacias do Chaco-Paraná e Paraná apresentando melhor resolução que o estudo de Rocha et al. (2019a). A área da Faixa Brasília e a porção sul do Cráton do São Francisco apresentam recuperação ligeiramente menor quando comparadas à Bacia do Paraná. Para a profundidade de 497 km, a recuperação de geometria e amplitude das anomalias é significativamente reduzida, com a resolução estando concentrada principalmente entre a porção central da Bacia do Paraná e sul da Bacia do Pantanal.

A Figura 5.4 mostra os resultados obtidos para o modelo de 5 x 5 x 5 voxels (estruturas de 390 x 390 km na horizontal). As profundidades de 135 e 226 km mostram uma excelente recuperação de amplitude e geometria sob todo o arranjo de estações. Para essas profundidades, somente a porção oeste apresentou uma diminuição na capacidade de recuperação das estruturas, estando relacionada principalmente ao baixo período de aquisição das estações da rede XC na região. Para a profundidade de 497 km, há a redução de recuperação

de amplitude exceto para a porção central da Bacia do Paraná, com a geometria se mantendo relativamente constante.

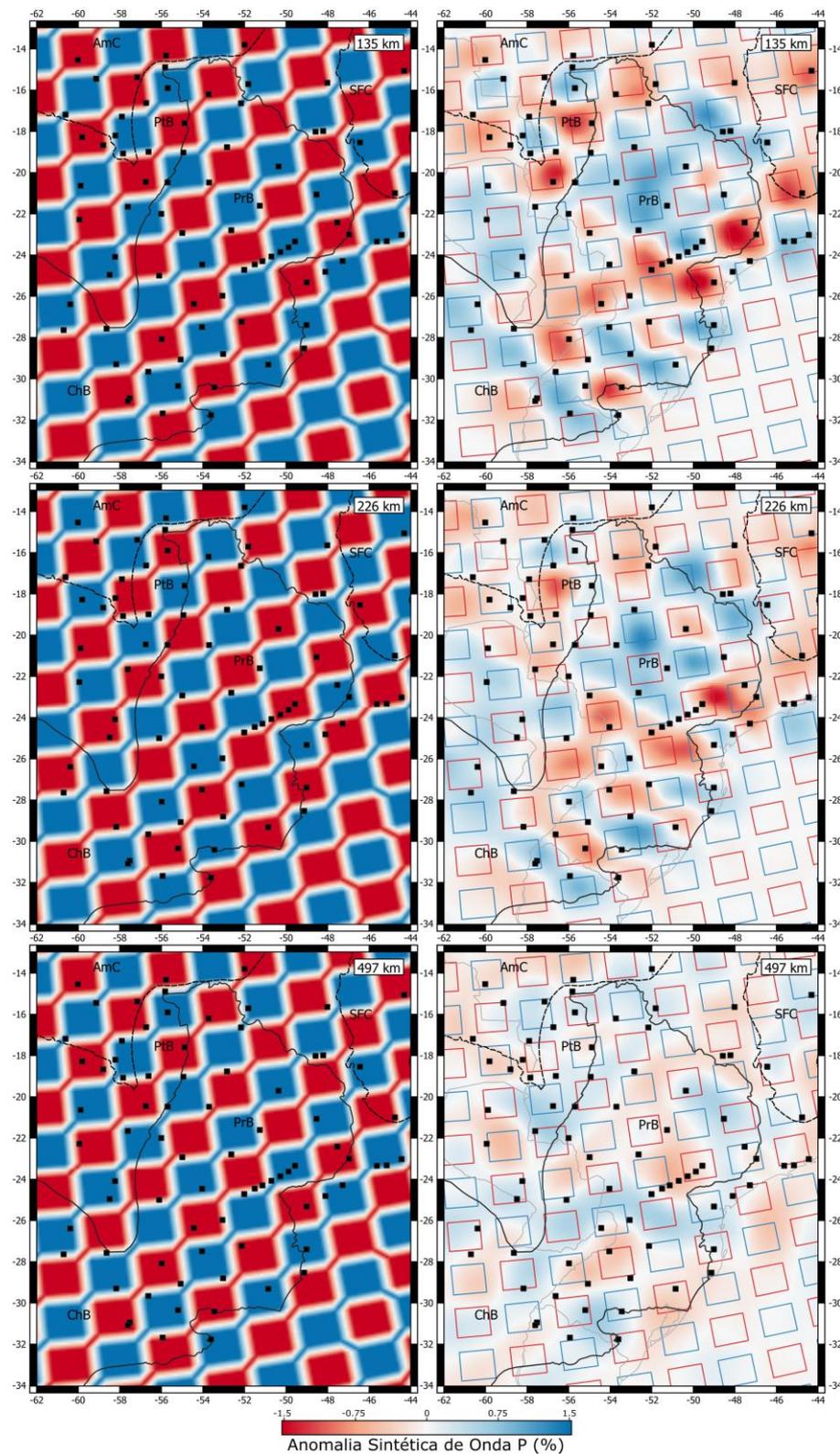


Figura 5.2 – Resultados dos testes checkerboard para feições de 390 x 390 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. À direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.

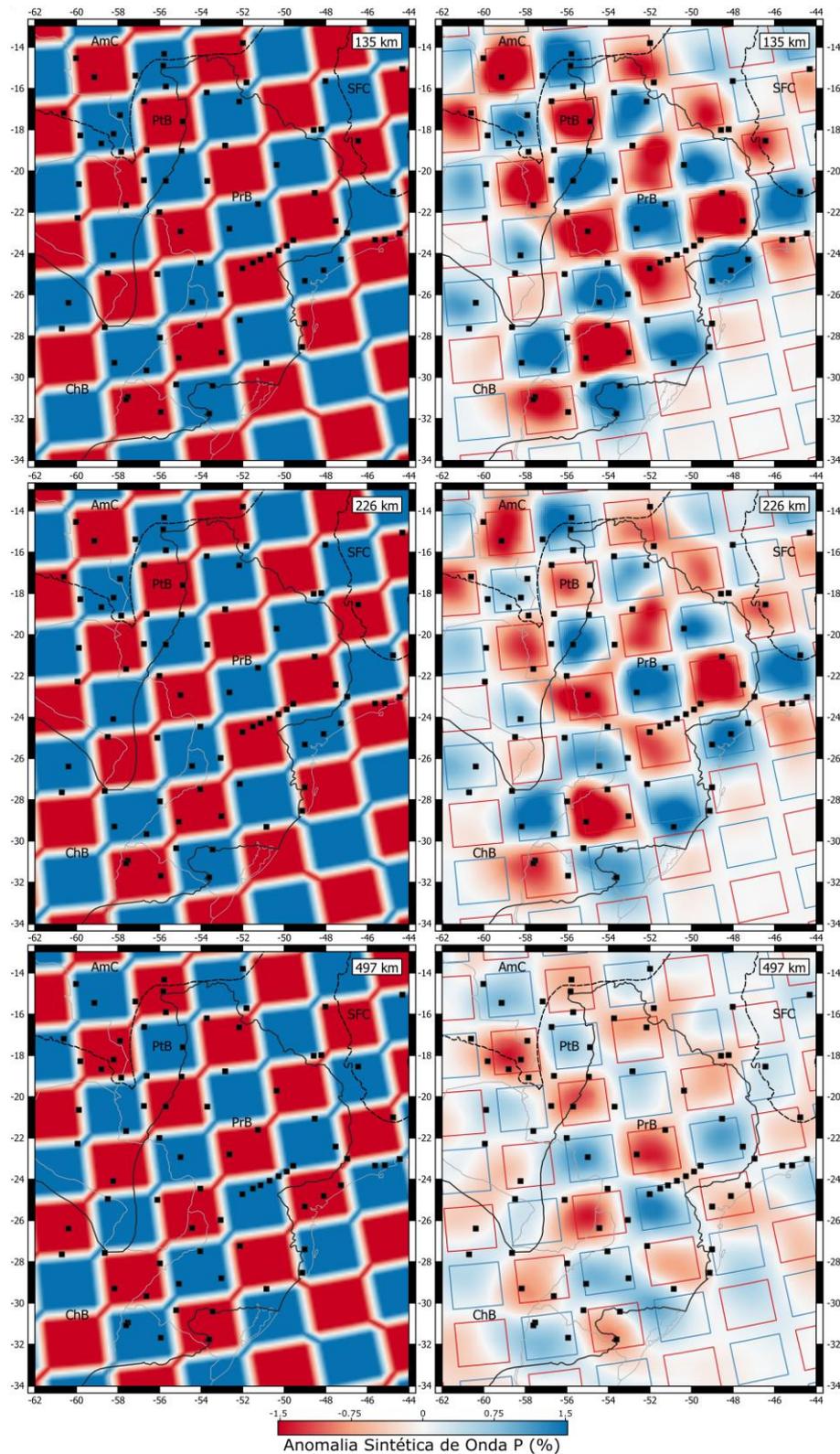


Figura 5.3 - Resultados dos testes checkerboard para feições de 312 x 312 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. à direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.

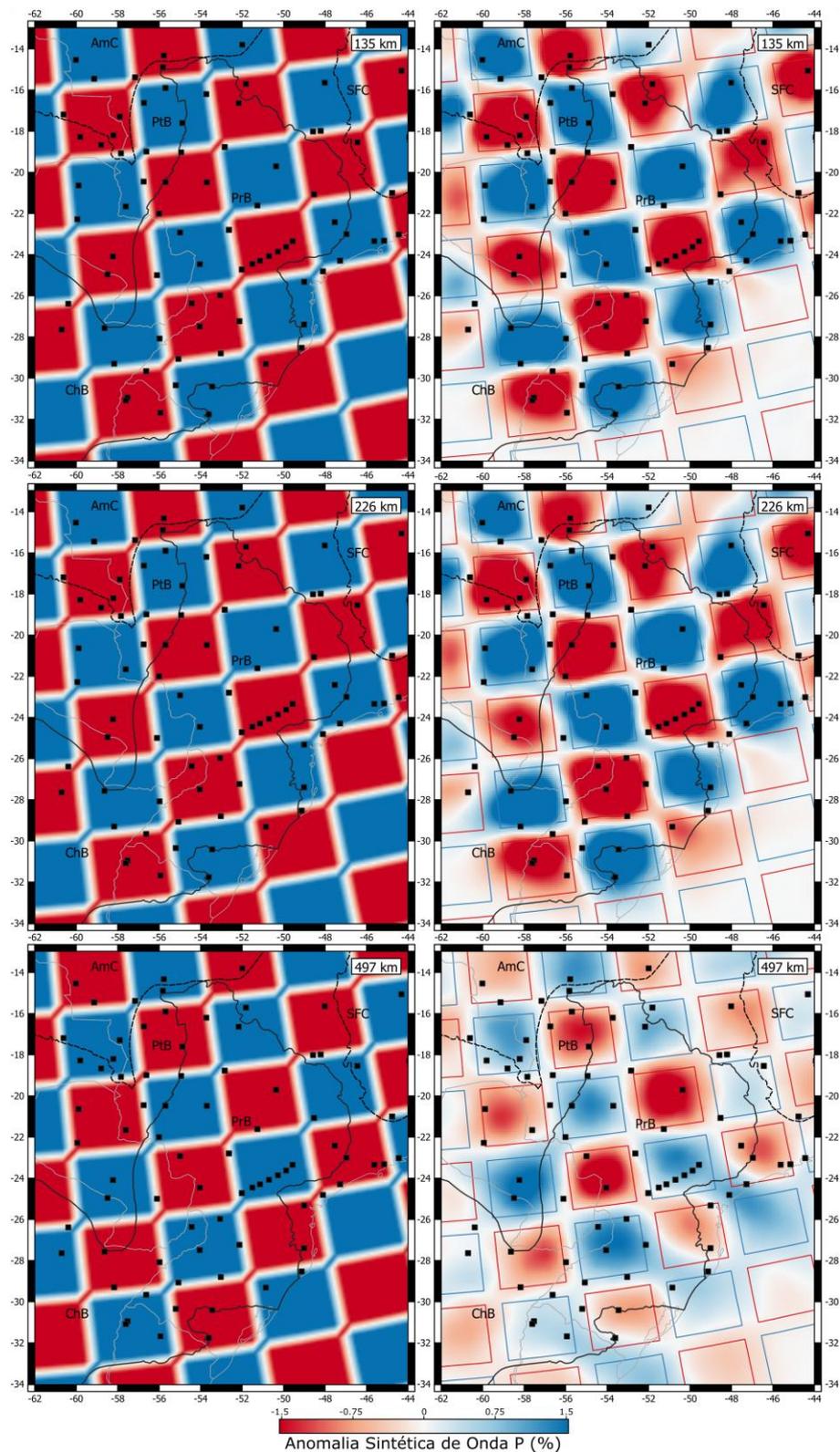


Figura 5.4 - Resultados dos testes checkerboard para feições de 390 x 390 km na horizontal. À esquerda, os modelos para as profundidades de 135, 226 e 497 km. À direita, os modelos recuperados para cada profundidade. As estações sismográficas utilizadas estão representadas pelos quadrados pretos.

A Figura 5.5 mostra os perfis WW', XX', YY' e ZZ' para o modelo 4 x 4 x 4 recuperado. Os perfis mostram que foi possível recuperar estruturas a até 500 km de profundidade ao longo da maior parte da área de estudo, especialmente em sua porção central, sob a Bacia do Paraná, com os limites da área de estudo sofrendo uma severa redução na resolução, reduzindo as estruturas recuperadas a aproximadamente 250 km de profundidade ou até mesmo impossibilitando a recuperação (ver perfil ZZ').

Os resultados dos testes Checkerboard estão de acordo com os obtidos pela densidade da coluna kernel, sendo possível afirmar que as estruturas entre as profundidades de 135 e 226 km são as mais bem resolvidas pelos dados deste trabalho.

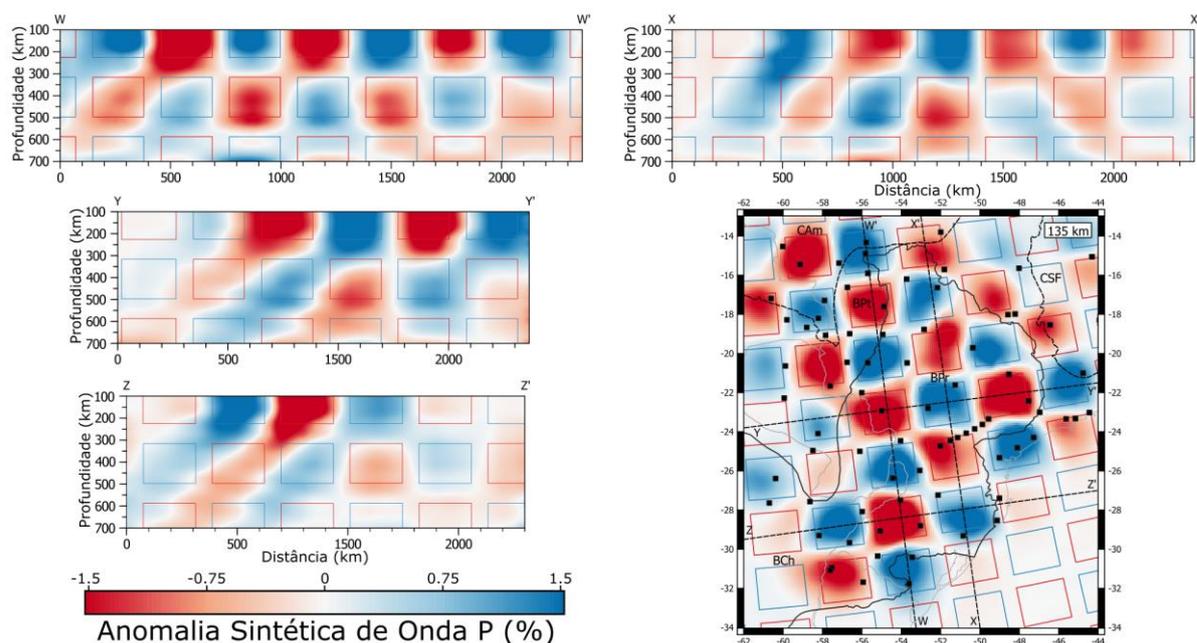


Figura 5.5 – Perfis para o modelo recuperado de 4 x 4 x 4 voxels. A imagem horizontal no canto direito inferior indica a posição dos perfis com o modelo recuperado para uma profundidade de 226 km.

5.3 MODELO SINTÉTICO DE BLOCOS CRATÔNICOS

O Modelo Sintético de Blocos Cratônicos (MSBC – Figura 5.6) foi elaborado a partir das anomalias positivas descritas no Capítulo 4 e utilizando trabalhos anteriores. O modelo apresenta quatro diferentes blocos com anomalias de +1.0%, representando os crátons Rio Apa, São Francisco e Luiz Alves, e o Bloco Paranapanema. Pela limitação do arranjo de estações, não foi possível estimar um bloco para o Cráton Rio de la Plata. O Cráton do São Francisco foi modelado utilizando como base o modelo proposto por Rocha et al. (2019b), sendo estabelecida uma profundidade de 226 km. O Bloco Paranapanema também teve sua profundidade estabelecida em 226 km, e seu limite horizontal baseado nas anomalias

observadas neste trabalho. Foi observado na Seção 4.1 que as anomalias relacionadas aos crátons Rio Apa e Luiz Alves apresentam comportamento distinto ao Bloco Paranapanema, estando concentradas em profundidades mais rasas e possuindo menor amplitude. Em razão disso, a profundidade de ambos no modelo de entrada foi estabelecida em 135 km. A separação entre os blocos é de 1 nó, aproximadamente 150 km.

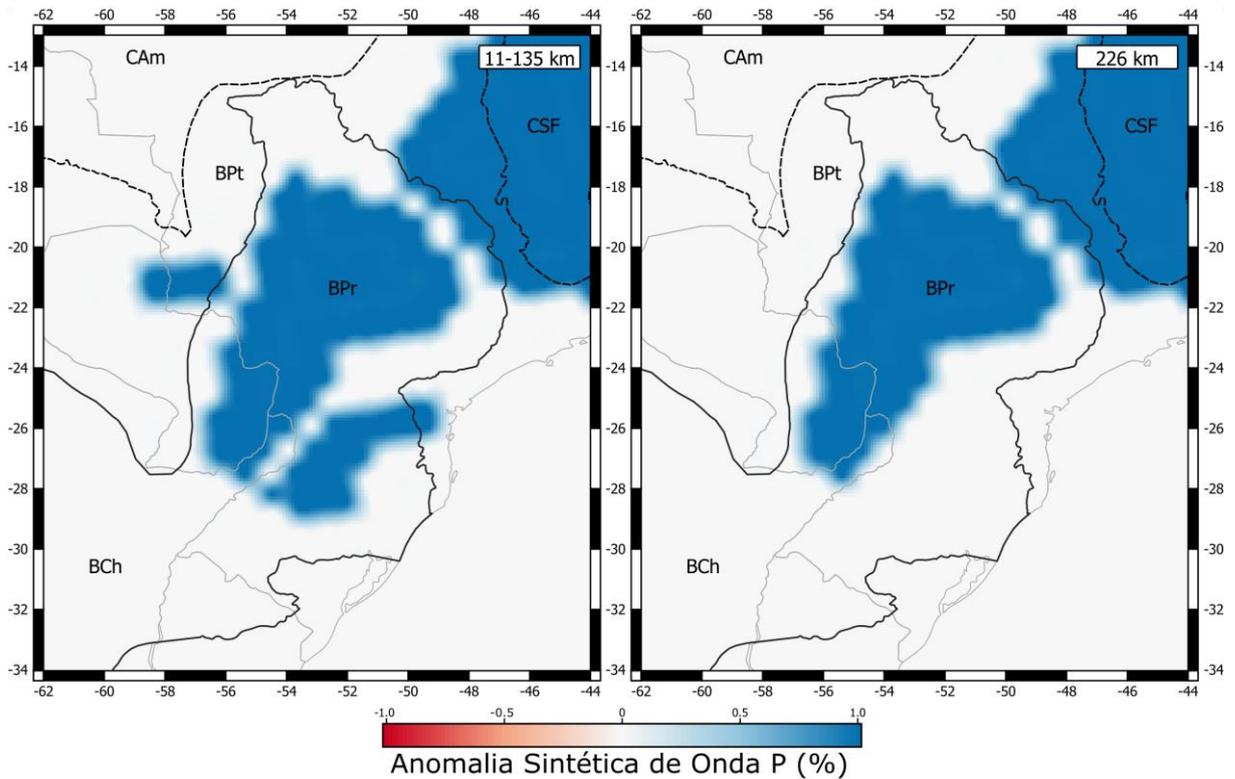


Figura 5.6 – Modelo Sintético de Blocos Cratônicos: à esquerda, para as profundidades de 11 a 135 km; à esquerda, para a profundidade de 226 km.

A regularização utilizada na inversão do MSBC foi a mesma dos dados reais. Os limites laterais recuperados são consistentes com o modelo de entrada (Figura 5.7), indicando uma boa resolução horizontal. A segmentação presente na APBPr também é observada no modelo recuperado, indicando que a causa mais provável por essa segmentação é a distribuição dos dados e não a existência de múltiplos blocos como proposto por Milani e Ramos (1998). O limite entre o CSF e o BP, caracterizado nos dados reais como uma diminuição da amplitude da anomalia, também é observado no modelo MSBC recuperado, corroborando a existência de um espaçamento de aproximadamente 150 km entre essas estruturas.

Também foi recuperada a segmentação entre o BP e o Cráton Luiz Alves, com a amplitude da anomalia desse último apresentando comportamento semelhante ao modelo real, corroborando a teoria de um bloco mais fino separado do BP.

A anomalia de alta velocidade relacionada ao Cráton Rio Apa apresenta uma redução de amplitude para a profundidade de 226 km do modelo MSBC recuperado, indicando que esse cráton apresenta menores profundidades que o BP. Também foi observada a redução de amplitude da anomalia entre o CRA e o BP, corroborando a separação entre ambos que foi observada no modelo real.

É importante destacar que a presença de anomalias de baixa velocidade no modelo recuperado é normal, embora o modelo de entrada não possua nenhuma estrutura negativa. Isso ocorre pelo emprego de resíduos relativos, metodologia na qual os dados processados apresentam valores negativos e positivos com média próxima a zero. Em trabalhos de TSTP com resíduos relativos, as estruturas são diferenciadas das adjacentes pelo contraste de velocidade, e não pelos valores absolutos (Schimmel et al. 2003).

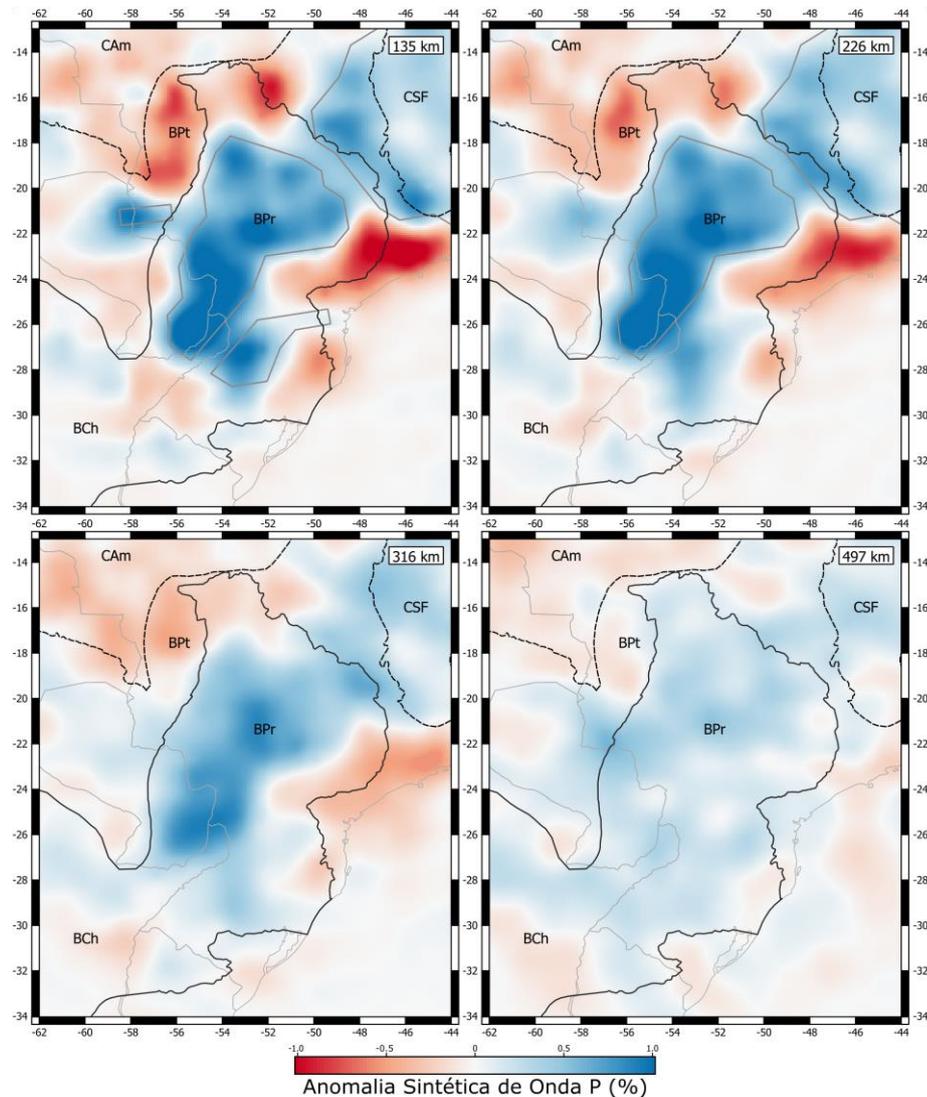


Figura 5.7 – Imagens horizontais das profundidades de 135, 226, 316 e 497 km para o MSBC recuperado. As linhas cinzas indicam os nós mais externos de cada bloco.

6. Discussões

6.1 INTRODUÇÃO

O capítulo a seguir apresenta o artigo intitulado “Lithospheric architecture of the Paranapanema Block and adjacent nuclei using multiple-frequency P-wave seismic tomography”, que será submetido à revista *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Nesse artigo é abordada a discussão para os resultados de tomografia sísmica de múltiplas frequências apresentados nos capítulos 4 e 5. O material suplementar está incluído no Anexo A.

6.2 LITHOSPHERIC ARCHITECTURE OF THE PARANAPANEMA BLOCK AND ADJACENT NUCLEI USING MULTIPLE-FREQUENCY P-WAVE SEISMIC TOMOGRAPHY

G. M. P. C. Affonso¹, M. P. Rocha¹, I. S. L. Costa², M. Assumpção³, R. A. Fuck¹, D. F. Albuquerque¹, D. E. Portner⁴, E. E. Rodriguez⁴, S. L. Beck⁴

¹University of Brasília – UnB, Institute of Geosciences, Brasília. Brazil.

²Geological Survey of Brazil - CPRM, Brasília, Brazil.

³University of São Paulo – USP, IAG – Department of Geophysics, São Paulo, Brazil.

⁴University of Arizona

Corresponding author: first and last name (guilherme_aff95@outlook.com)

Key Points:

- Delimiting the Paranapanema Block, imposing northern limits with the São Francisco Craton and southern with the Rio de la Plata Craton;
- Delimiting the Luiz Alves Craton;
- Delimiting the Rio Apa Craton.

Abstract

We present a new P-wave seismic tomographic model for the region of the Paraná Basin and surroundings using a multiple-frequency approach, providing better resolution than previous regional studies. We processed a total of 62,692 cross-correlation delays for P, PKIKP, PcP, and PP phases distributed among 1,081 events using six different central frequencies (0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.50, and 1 Hz). We merged our data with a previous multiple-frequency study of the Amazonian Craton to cover regions outside of the study area, obtaining a total of 75,187 cross-correlation delays. The data used is from the stations of the Brazilian Seismographic Network, and mainly from a temporary network (XC network) installed exclusively to study the region. The basement of the Paraná Basin is represented as a NE-WE trending P-wave high-velocity anomaly, extending from the northern limit of the basin to the southwestern border of Brazil, consistent with previous reports. The limit between this block and the São Francisco Craton is characterized by decreased amplitude of the P-wave high-velocity anomaly. Synthetic tests show that a narrow boundary between these two blocks displays the same behavior. At the southeastern portion of this anomaly, decreasing amplitude is consistent with the limit of the Luiz Alves Craton, which was also corroborated by synthetic tests. The northern portion of the Rio Apa Block is in agreement with a previous tomographic model, confirming that it does not extend under the Pantanal Basin, however, in our model this structure does not extend as far south.

1 Introduction

The basement of the Paraná Basin has been a subject of discussion in many studies. Cordani et al. (1984, 2009) and Mantovani et al. (2005) proposed a single cratonic block under the basin's center, though they disagree about its boundaries. Milani & Ramos (1998) suggested a basement formed of fragmented cratonic blocks surrounded by mobile belts, supported by the study of Julià et al. (2008) using receiver functions and Rayleigh-wave dispersion. Proposed by Dragone et al. (2017), the Western Paraná Suture Zone (WPSZ) extends from the southeast Brazilian continental margin to the northeast of the Pantanal Basin, marking the Neoproterozoic boundary between the Paranapanema Block, to the east, and the Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons, to the west. The ambient noise tomography study of Shirzad et al. (2020) concluded that the Chaco-Paraná and Paraná basins have distinct crustal properties, being separated by a zone partly consistent with the WPSZ.

With the use of a recent temporary network in southwestern Brazil (XC network, “3-Basins Project”), deployed since 2016 and funded by FAPESP (São Paulo Research Foundation), and the use of data from the Brazilian Seismographic Network (Bianchi et al., 2018), new P-wave tomography results could be achieved to image the upper mantle beneath the Paraná Basin and adjacent areas. A recent tomographic study in the region (Rocha, Assumpção, et al., 2019) improved tomographic images relative to previous studies (Rocha et al., 2011; Schimmel et al., 2003), extending the imaged area west and south to entirely image the Pantanal and Paraná basins and the northern portion of the Chaco-Paraná Basin. The improved resolution allowed the authors to discuss the limits of the Paranapanema Block, the geometry of the Rio Apa Block and its relationship with the basement of the Pantanal Basin, and the implications of thick lithosphere beneath the Paraná Basin in the mantle flow deviation determined by SKS fast polarization (Melo et al., 2018).

Although the study of Rocha, Assumpção, et al. (2019) provided good resolution for the central and northern portions of the Paraná Basin, Brasília Belt and southern São Francisco Craton, the areas south of 29°S and west of 56°W, where the stations were installed recently and are located near the edges of the array, could not be satisfactorily sampled, severely affecting the interpretation. In addition, that work is based on ray theory, in which the information is concentrated on the seismic ray (assumption of infinite frequency), further limiting the resolution.

Contrary to ray theory-based tomography, in Multiple Frequency Tomography (MFT, Sigloch et al., 2008) the seismic information is distributed in a volume around the seismic ray, sampling a larger region compared to one sampled only by the seismic ray and improves the resolution of the tomographic models. MFT is based on the theory developed by Dahlen et al. (2000), in which the wave’s frequency content, healing and diffraction effects are taken in consideration to get the travel-time measures, resulting in frequency dependent Fréchet Kernels, also called Banana-Doughnut Kernels (Marquering et al., 1999). This method was recently used by Costa et al. (2020) in Brazil to study the Amazonian Craton, providing tomographic images with higher resolution than the works done in the region with ray theory (Azevedo, 2017), allowing the discussion of the compartmentation of that craton and its metallogenic implications.

In order to improve the resolution of the tomographic images in this study, we used MFT to image the mantle beneath the Paraná Basin and its surrounding areas. Our objectives were to define the geometry of its basement and the relationship with the surrounding blocks

and to discuss the tectonic implications. Our study area (Figure 6.1) is similar to that of Rocha et al. (2019), and is located in the central portion of the South American Platform (SAP), focusing on the basement of the Paraná, Chaco-Paraná, and Pantanal basins.

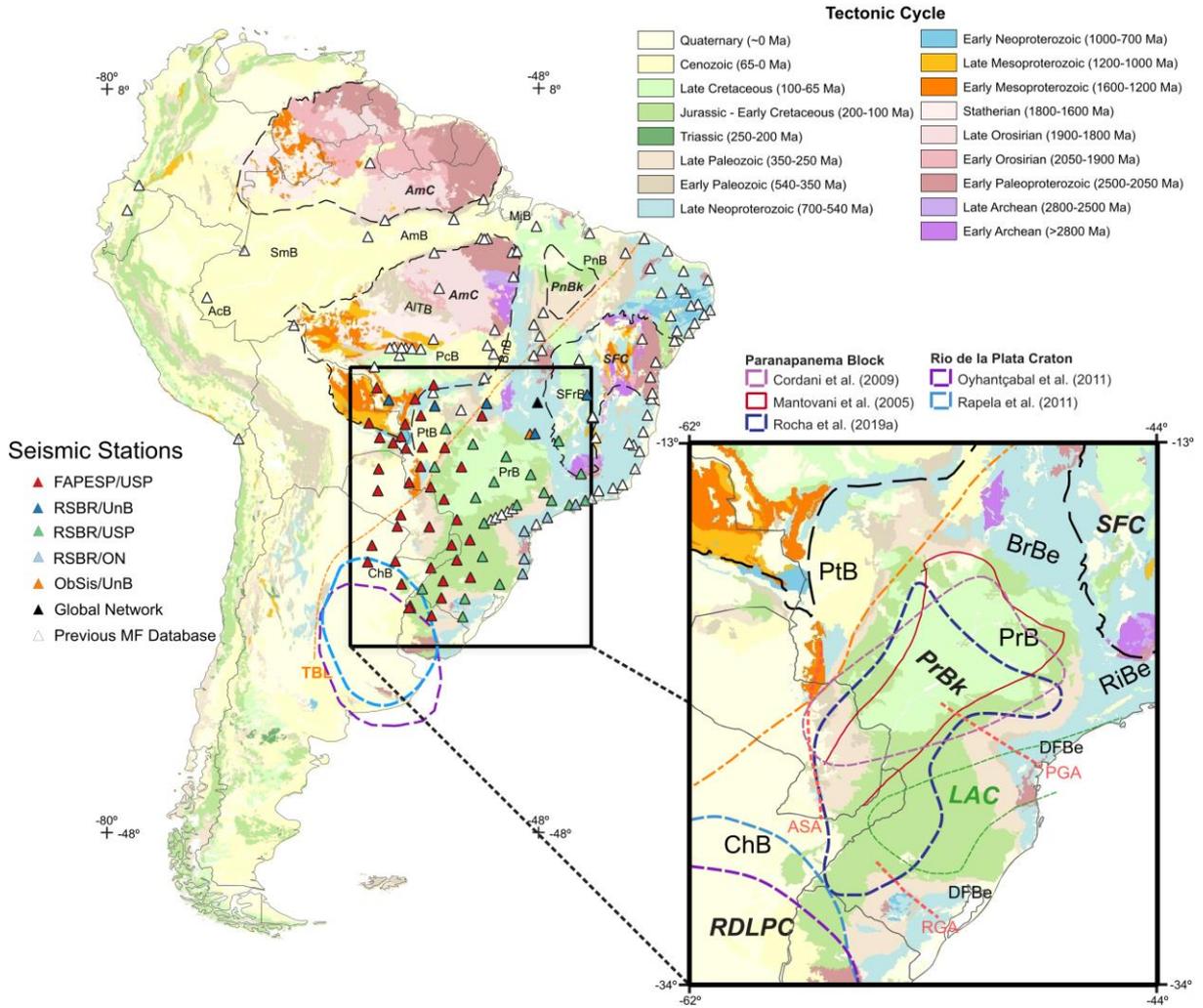


Figura 6.1 - Tectonic map of South America (Cordani et al., 2016). The sedimentary basins are: ChB - Chaco Basin; PrB - Paraná Basin; PtB - Pantanal Basin; SFrB - São Francisco Basin; BnB - Bananal Basin; PcB - Parecis Basin; AITB - Alto do Tapajós Basin; PnB - Parnaíba Basin; AcB - Acre Basin; SmB - Solimões Basin; AmB - Amazonas Basin; MjB - Marajó Basin. Light blue and purple dashed lines are the limits for the Rio de la Plata Craton proposed by Rapela et al. (2011) and Oyhantçabal et al. (2011), respectively. The area of study is represented by the black rectangle. The orange dashed line is the Transbrasiliano Lineament. BrBe, RiBe and DFBe are the Brasília, Ribeira and Dom Feliciano Belts, respectively. The colored triangles indicate the stations with data new to this study, while those with data taken exclusively from the Costa et al. (2020) multi-frequency tomography are shown in white.

2 Geology

2.1 Tectonic Setting

The SAP basement is composed of Archean and Proterozoic cratonic blocks connected by mobile belts and is separated by the Transbrasiliano Lineament (TBL – Orange

dashed line in Figure 6.1) into two large domains: the Amazonian Domain, north of the TBL and related to Laurentia; and the Brasileiro Domain (or Extra-Amazonian), south of the TBL and related to west Gondwana (Cordani & Sato, 1999; Brito Neves & Fuck, 2014). The Paraná Basin, located mostly south of the TBL, is a Paleozoic intracratonic basin with flood basalts dating to the Mesozoic (immediately before the South Atlantic rift) throughout the entire basin (Almeida et al., 2000; Cordani et al., 1984). The Chaco-Paraná Basin is a Paleozoic intracratonic basin with flood basalts from the Mesozoic in its northeastern portion (Almeida et al., 2000). The Paraná and Chaco-Paraná basins are separated by the Asunción and Rio Grande arches, ASA and RGA in Figure 6.1, respectively (Rosa et al., 2016). The Pantanal Basin (PtB in Figure 6.1) is a Quaternary basin located mainly in the western portion of Brazil, with faults related to the Transbrasiliano Lineament. The formation of the basin is a matter of debate, with Ussami et al. (1999) proposing that the basin's depression is related to the extensional stresses from the loads in the Andes. Alternatively, Assumpção & Suarez (1988) and Dias et al. (2016) characterized the seismicity in the basin as reverse faults, incompatible with an extensional system.

2.2 Basement of the Paraná Basin

The first model for the Paraná Basin's basement, proposed by Cordani et al. (1984) through geochronological dating from borehole samples and geological inferences, suggest a single cratonic block in the basin's center. Using gravimetric data, Mantovani et al. (2005) proposed the existence of a single block with a SSW-NNE orientation that is much bigger than the craton proposed by Cordani et al. (1984), calling it the Paranapanema Block (Figure 6.1). The study of Cordani et al. (1984) was later updated by Cordani et al. (2009), which propose a Paranapanema Block similar to Mantovani et al. (2005), with a SW-NE direction (Figure 6.1), that is separated from the Luiz Alves Craton by the Apiaí Belt. The regional tomography study of Rocha, Assumpção, et al. (2019) propose a model similar to Mantovani et al. (2005), suggesting a single cratonic block, but shifted to the southwest (Blue dashed line in Figure 6.1). Another model for the basin's basement by Milani & Ramos (1998) states that the existence of a stable domain in the region of the syneclysis is incompatible with the basin's subsidence. In this model, the basement is formed of a mosaic of cratonic blocks surrounded by mobile belts. To the west of the Paraná Basin, Dragone et al. (2017) propose that the Pantanal Basin's basement is entirely formed by the Rio Apa Craton, an exposed part of the Amazonian Craton (Faleiros et al., 2016; Lacerda-Filho et al., 2016).

The basement of the Chaco-Paraná Basin is formed mostly of the Rio de la Plata Craton (RDLPC, Figure 6.1) and, as suggested by Dragone et al. (2017) through gravimetric data, of the Rio Tebicuary Craton. The limits of the RDLPC are a matter of debate, with four main models being discussed. While Rapela et al. (2011) and Oyhantçabal et al. (2011) place the RDLPC northern limit (purple and light blue dashed lines in Figure 6.1, respectively) to the south of the Ibaré Shear Zone, the models of Rapela et al. (2007) and Dragone et al. (2017) suggest its continuity beyond this zone, placing it near the southern limit of the Paranapanema Block proposed by Mantovani et al. (2005). The recent tomographic model presented by Rocha, Assumpção, et al. (2019) agrees with the first case. Using gravimetric data, Dragone et al. (2017) also propose the existence of the Western Paraná Suture, a suture zone extending from the southeast Brazilian continental margin to northeast of the Pantanal Basin, that separates the western Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from the Parana Basin's basement, to the east.

3 Materials and Methods

Our database includes records acquired by 70 broadband seismic stations distributed throughout the study area (Figure 6.1) from 2016 to 2019. The main data are provided by the XC network (Assumpção et al., 2016), which comprises 38 temporary stations installed through the “3 Basins Project - FAPESP” (red triangles in Figure 6.1). These data are supplemented by data from several permanent station networks (black, blue, cyan, green, and orange triangles in Figure 6.1). We selected P, PKIKP, PcP, and PP phases from seismic events with magnitude ≥ 5.5 (mb). To avoid triplication zones and low energy that could lead to phase misidentification, we set distance intervals for each phase: P ($30^\circ - 95^\circ$), PKIKP ($150^\circ - 180^\circ$), PcP ($25^\circ - 40^\circ$), and PP ($60^\circ - 130^\circ$).

The multiple-frequency tomography requires the calculation of relative delay times for several frequency bands, which are obtained by Multichannel Cross-Correlation approach (MCCC, VanDecar & Crosson, 1990). We employed the semi-automatic method proposed by Bonnin et al. (2014), which modifies the MCCC method by imposing previous regularization, a correlation coefficient constraint, and a cross-correlation window for each frequency band. In this work, we measured the cross-correlation delays in six frequency bands, with central frequencies of 0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.50, and 1 Hz.

To avoid cycle skips and guarantee the high quality of our delay database, we employed a minimum correlation coefficient of 0.9, the same used by Nolet et al. (2019). This

coefficient is more conservative compared with previous studies that employed 0.8 (Mercerat & Nolet, 2013) or 0.85 (Bonnin et al., 2014; Costa et al., 2020). We also impose a minimum of five intercorrelations between seismograms for at least one band for an event to be accepted for processing.

All the events crossed visual quality control to confirm the coherence of the cross-correlation delays, at which time bad signals were removed or reprocessed with different cross-correlation window parameters. The resulting database is composed of 22,747 delays for P phase, 13,357 for PKIKP, 3,922 for PcP, and 22,666 for PP, resulting in a total of 62,692 new cross-correlation delays distributed among 1,081 events. Finally, we merged this database with the previous multiple-frequency study of the Amazonian Craton (Costa et al., 2020) to cover regions outside the study area, avoiding potential border effects. Therefore, the final database includes 75,187 cross-correlation delays.

The mantle was discretized using the parametrization developed by Charl  ty et al. (2013), known as the Cubed Earth. In this parametrization, the mantle is divided into six chunks with 128x128x37 voxels each, totaling 3,637,248 cells. The voxels show an average horizontal size of 78 km near the surface, and 40 km at the core-mantle boundary (CMB). The average vertical size is around 90 km, with refining near known discontinuities (e.g. crust and CMB), reducing it to approximately 45 km.

For the regularization, we tested six damping/smoothing (ϵ_1/ϵ_2) ratios (R) to find the best fit for our database (Supplementary Material - Figure S1). Based on this test, the R used for the final tomographic model was 0.13/0.87 \approx 0.15 since its results didn't present extensive smoothing that prevented the distinction of structures, like the 0.05/0.95 ratio, and didn't impose an extreme roughness like the 0.5/0.5 ratio, that generated small anomalies incompatible with the homogeneities imaged by regional tomography.

We also tested six values for a higher damping outside the study area (Supplementary Material - Figure S2). This uneven damping consisted of a sphere centered at 19°S 57°W with 3,500 km of radius, with the external damping being increased by a constant factor "f" to reduce the effect of external anomalies. The results showed a slight increase in roughness for higher damping factors, with values f=2 and f=3 showing almost no change when compared to no extra external damping. Starting with f=5, some anomalies start to be better recovered, while for f=15 we start to see presence of possible artifacts due to the roughness imposed. This led us to use a factor of 10, for which the anomalies are characteristic to known geology while avoiding artifacts.

The 3D banana-doughnut kernels used for the formulation of the linearized inverse problem were based on the theory described in Dahlen et al. (2000) and Nolet (2008), being calculated by the algorithm presented at Tian, Montelli, et al. (2007). The corrections (ellipticity, crustal, topographic) were computed using the dynamic ray tracing algorithm proposed by Tian, Hung, et al. (2007). The model used to calculate crustal corrections was the CRUST 2.0 (Bassin et al., 2000 - <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>).

The initial data misfit X^2/N of our dataset was 19.974, with a standard deviation $\sigma=0.59$ s. After the first inversion with minimal smoothing, data with a misfit beyond 2.5σ were considered outliers and were removed, totaling 0.4% of our data (333 outliers). After the outliers were suppressed, the X^2/N of the dataset used for the inversion was 19.111. Figure 6.2 shows the histogram of the time residuals. The final model has $X^2/N=0.918$, with the tradeoff curve being shown in the supplementary material (Figure S3).

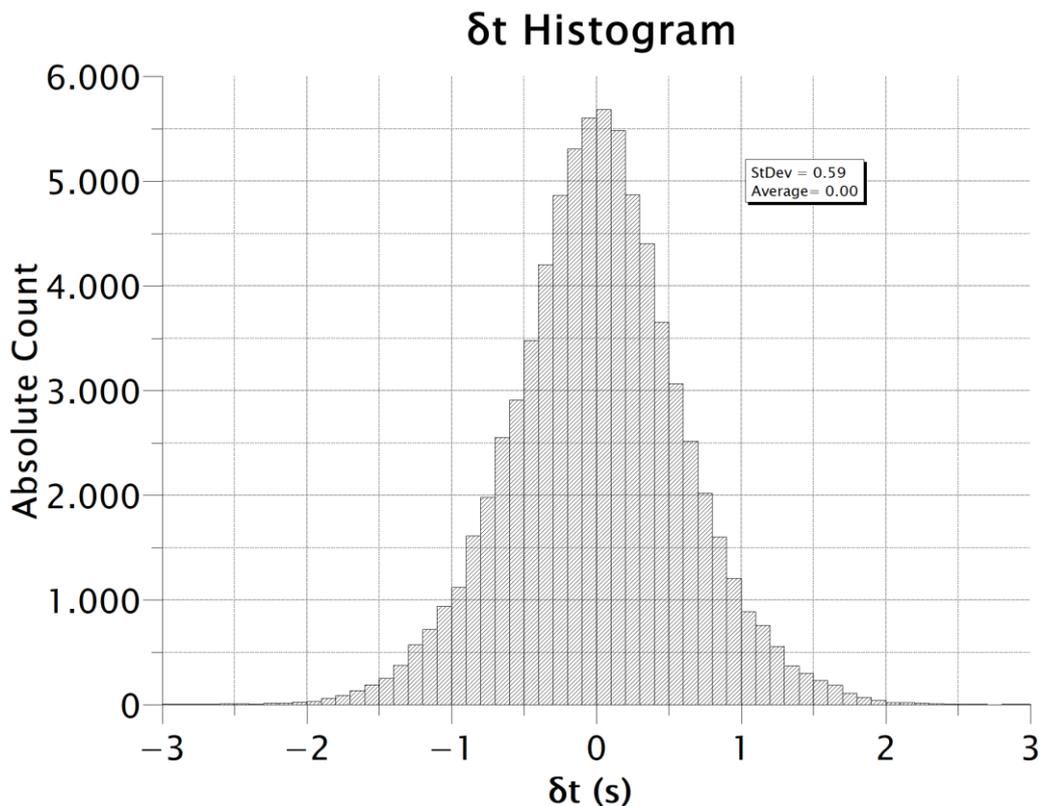


Figura 6.2 - Histogram of cross-correlation delay times δt (s) for the outlier suppressed database. The interval size is 0.1 s.

4 Results

The results are presented as tomographic horizontal (Figure 6.3) and vertical (Figure 6.4) slices. The anomalies are relative to the P-wave reference velocity model IASP91

(Kennet & Engdahl, 1991), being presented as a red-white-blue color scale assuming $\pm 1.0\%$ values.

4.1 High-velocity anomalies

A large high-velocity anomaly is observed in the center of our study area (Paraná Basin Positive Anomaly - PrBPA) and is almost entirely contained beneath the Paraná Basin, with a small portion extending westwards at 21°S , in the south of the Pantanal Basin (Figure 6.3a). At depths of 226 and 316 km (Figure 6.3b, 3c, Figure 6.4 profiles A-A' and C-C'), the anomaly decreases in amplitude before connecting to another high-velocity anomaly in the São Francisco Craton area. For the depth of 497 km (Figure 6.3d), the PrBPA amplitude reduces significantly in the western portion, with the anomaly extension beneath the Pantanal Basin disappearing almost completely. This high-velocity structure is mostly concentrated between 20°S and 28°S and 52°W and 58°W and appears to reach depths between 500 and 700 km, while the north and northeastern portions of the anomaly reach depths of 300 to 350 km.

The southeastern portion of the PrBPA is segmented in a NNE-SSW direction (Figure 6.3b), with its amplitude tending to zero, which is consistent with the Paranapanema Block limits of Mantovani et al. (2005). The eastern portion of the segmented high-velocity anomaly is characterized by decreased amplitude and is visible at the depths of 135 to 497 km (Figures 6.3b, 6.3c, 6.4, Profile B-B'), suggesting the presence of a second cratonic nucleus. At the depths of 135 and 226 km, it extends to the south of the Ponta Grossa Arch, presenting limits similar to the Luiz Alves Craton proposed by Cordani et al. (2009).

The high-velocity anomaly observed at 21°S with a depth of approximately 300 km (Figure 6.3a to 6.3c), extending from the Paraná Basin to the south of the Pantanal Basin, does not extend northwards beyond 20°S . Also, this anomaly does not extend to greater depths as the main anomaly under the Paraná Basin. Furthermore, there is also no evidence of a connection between this positive anomaly and the Amazonian Craton.

4.2 Low-velocity anomalies

A low-velocity anomaly can be observed between the Chaco-Paraná and Paraná basins (near the Rio Grande and Asunción arches), extending from southern Brazil to northern Uruguay and Argentina. The amplitude of this anomaly is increased southwards, up to the end of our station array.

To the east of the study area, near the coastline, three high-amplitude low-velocity peaks connected by weaker anomalies can be observed (Figures 6.3a, 6.3b). The two

strong low-velocity anomalies connected by a weaker low-velocity zone northeast of the Paraná Basin seem to be related to the Ribeira Belt. This region appears to be limited southwards by a rapid decrease in the low-velocity amplitude, coincident with the Ponta Grossa Arch (PGA – Figure 6.1) and with the northeastern limits of the Luiz Alves Craton, where the amplitude starts increasing again up to 28°S (Figure 6.4, end of profile BB’), coinciding with the Dom Feliciano Belt.

To the north of the study area, a low-velocity anomaly with constant amplitude, roughly parallel to the TBL and to the AmC (Figures 6.3a, 6.3b), can be seen. This anomaly continues up to a strong low-velocity anomaly under the Pantanal Basin and Amazonian Craton. This low velocity zone was observed in previous regional tomography works (Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2011, 2016; Rocha, Assumpção, et al., 2019), and is strongly correlated with a thin lithosphere according to Priestley et al. (2018) and with the seismicity concentration, indicating a lithospheric thinning between the AmC and PrB and SFC (Assumpção et al., 2004; Azevedo et al., 2015; Rocha et al., 2016; Rocha, Assumpção, et al., 2019).

A roughly circular shaped low velocity anomaly can be seen starting at the depth of 226 km (Figure 6.3b, 6.3c) northeast of the Paraná Basin and centered at 20.7°S 47.4°W. This anomaly is consistent with the results observed in previous tomography studies, first interpreted as Tristan da Cunha’s fossil plume (VanDecar et al., 1995).

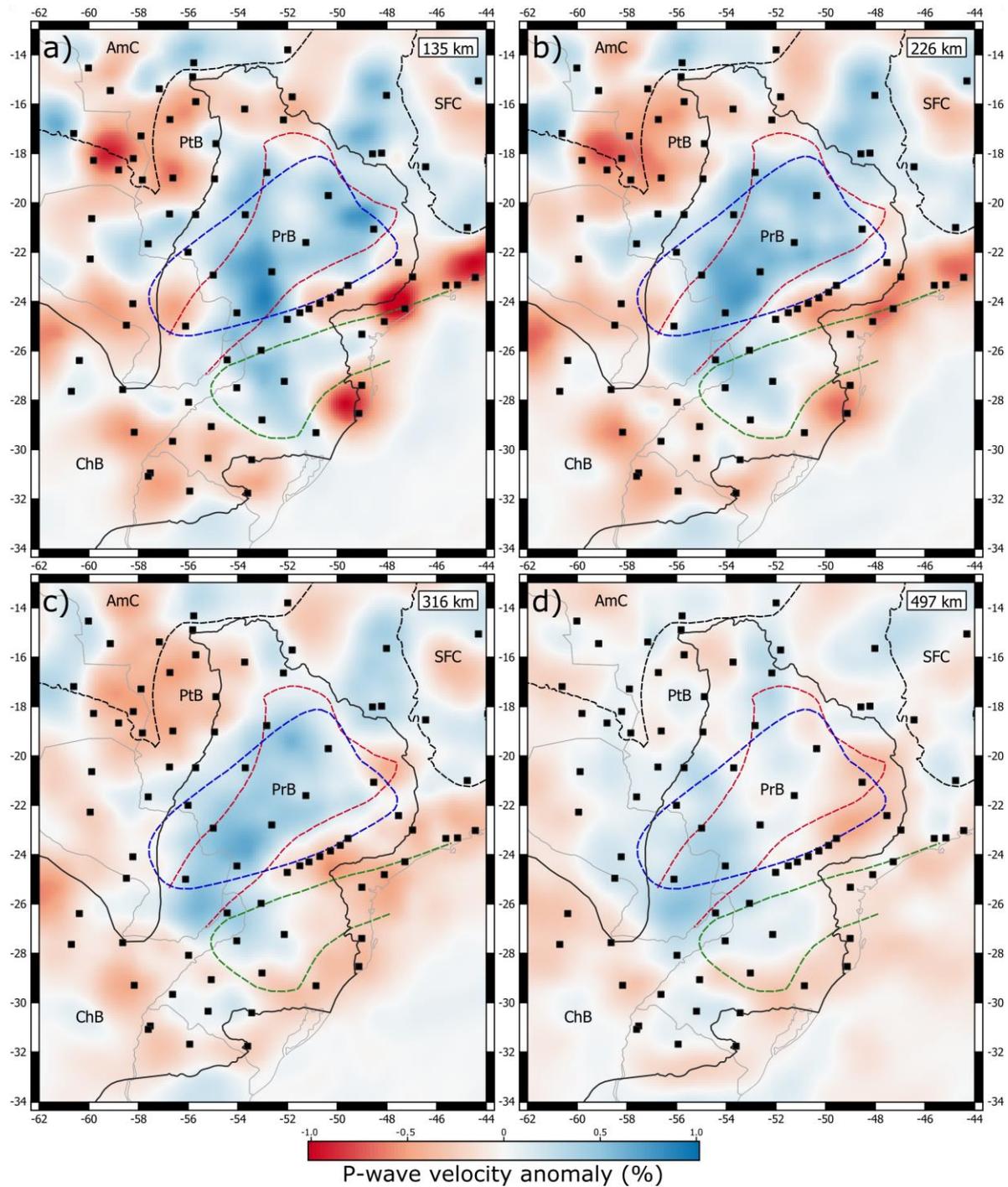


Figure 6.3 - Horizontal slices for depths of 135, 226, 316 and 497 km. The Amazonian and São Francisco cratons are shown as black dashed lines. PtB, PrB and ChB are the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná basins, respectively. Blue and green dashed lines are, respectively, the limits of the Paranapanema Block and Luiz Alves Craton proposed by Cordani et al. (2009). The red dashed line is the model for the Paranapanema Block proposed by Mantovani et al. (2005). The black squares indicate the seismographic stations used.

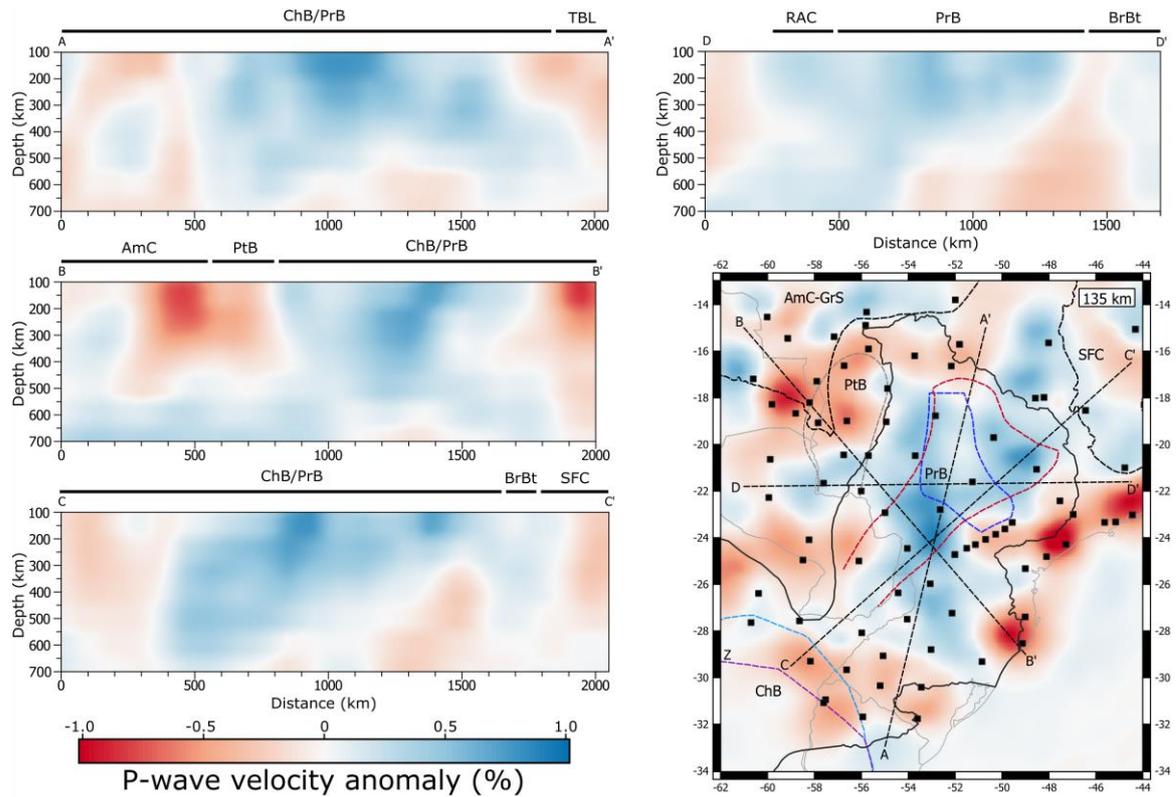


Figura 6.4 - Vertical slices A-A', B-B', C-C' and D-D' with the main tectonic units. ChB and PrB are the Chaco-Paraná and Paraná basins, respectively. PtB is the Pantanal Basin, RAC is the Rio Apa Craton, SFC is the São Francisco Craton, AmC is the Amazonian Craton, BrBt is the Brasília Belt. Bottom right is the horizontal image at a depth of 135 km, with the vertical profiles indicated.

5 Model Resolution

5.1 Kernel Density

We evaluated the tomographic model sensitivity through the kernel column densities (D_j ; Tian et al., 2009). Figure 6.5 shows the horizontal D_j slices for six depths: 68, 135, 226, 316, 497, and 700 km, with the values presented as the base-10 logarithm ($\log_{10}(D_j)$). Our results show that the greatest values of D_j are for the depths of 135 to 497 km, where the wider banana-doughnut kernels overlap and result in higher densities. The kernels are also more homogeneously distributed for these depths. For the depth of 68 km, the smaller diameter of the kernels results in small D_j values, greatly concentrated beneath the seismic stations. For the depth of 700 km, despite the data being regularly distributed, the values of D_j do not exceed 3.5. This indicates that our model is best sampled for structures between 135 to 497 km, with the best sensitivity being achieved for depths 125 and 226 km.

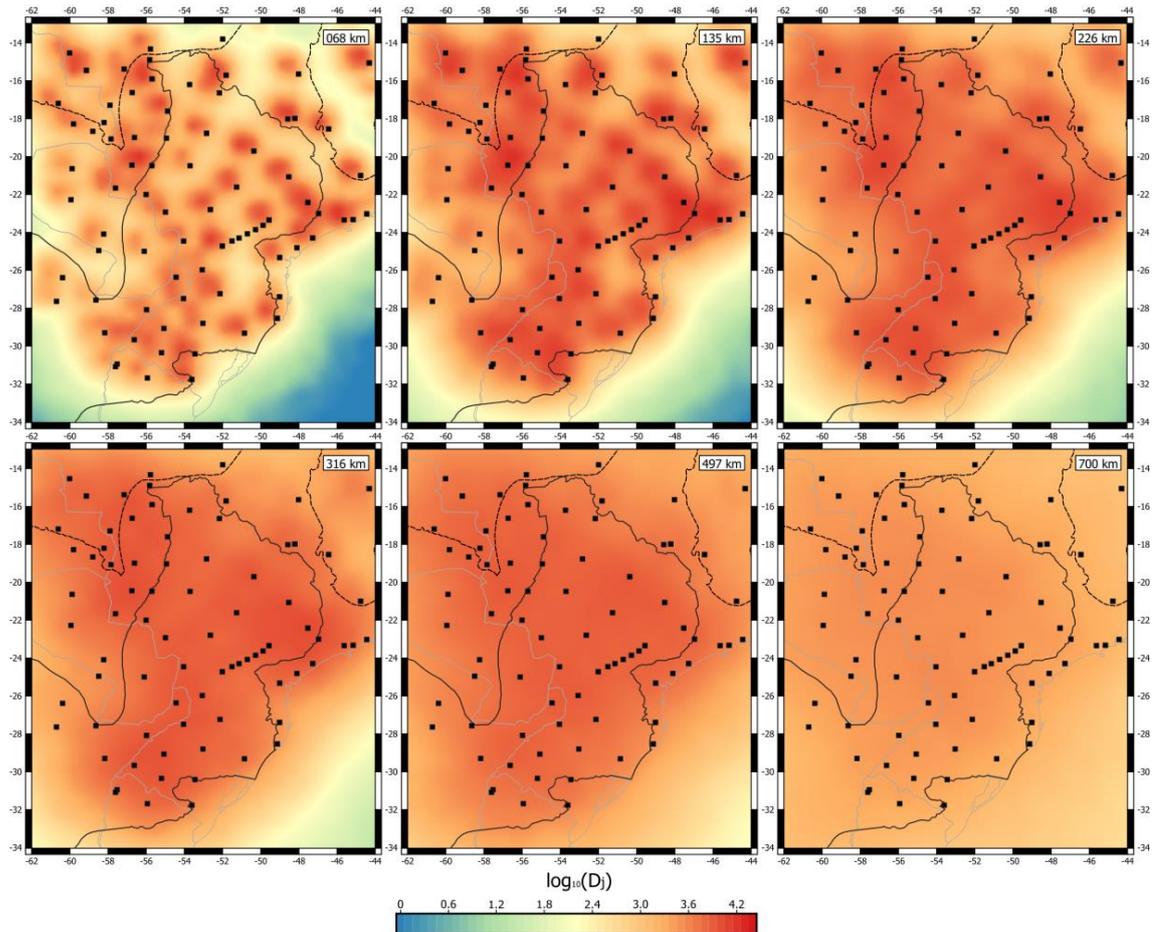


Figura 6.5 - Horizontal images for the kernel column density for the depths of 68, 135, 226, 216, 497 and 700 km.

5.2 Checkerboard Tests

We performed checkerboard resolution tests for input models of $4 \times 4 \times 4$ (312×312 km in the horizontal) and $5 \times 5 \times 5$ (390×390 km in the horizontal) voxels with P-wave anomalies of $\pm 1.5\%$ (Figures 6.6 and 6.7, respectively). The regularization employed in these tests was the same as that applied to the real data. Gaussian noise with the same standard deviation of real data was added to the synthetic data.

For 312×312 km structures (Figure 6.6), our synthetic model shows proper geometry and amplitude recovery for the depths of 135 and 226 km. Structures are better recovered mostly beneath the Paraná Basin (PrB) and Pantanal Basin (PtB), with the area between the Paraná and Chaco-Paraná (ChB) basins also showing good recovery, despite being on the edge of the study area. On the other hand, the recovery starts to decrease for the depth of 497 km, especially at the edges of our model but with reasonable recovery in the center of the Paraná Basin.

For 390 x 390 km structures (Figure 6.7), our model also shows good geometry and amplitude recovery for the depths of 135 and 226 km throughout the study area, with a slight decrease in resolution for the depth of 497 km. Both models (with input structures of 312 and 390 km²) do not show enough resolution to study structures deeper than 497 km. We also implemented a resolution test for 3 x 3 x 3 structures (234 x 234 km in the horizontal dimension); however, the results do not show enough resolution for the study area, except for a minimal geometry recovery for the shallow depths (135 and 226 km) in the center of the Paraná Basin (Figure S4 in Supplementary Material). One important result is the improved recovery for structures south of 29°S when compared to the previous work of Rocha et al. (2019), mainly in the southern and northern part of the Paraná Basin.

The vertical slices (Figure 6.8) show the recovery for the 4 x 4 x 4 input model. The recovered model reinforces the good recovery for the first 226 km that reaches down to 497 km for some areas. The central area shows the best recovery down to 497 km (profile W-W').

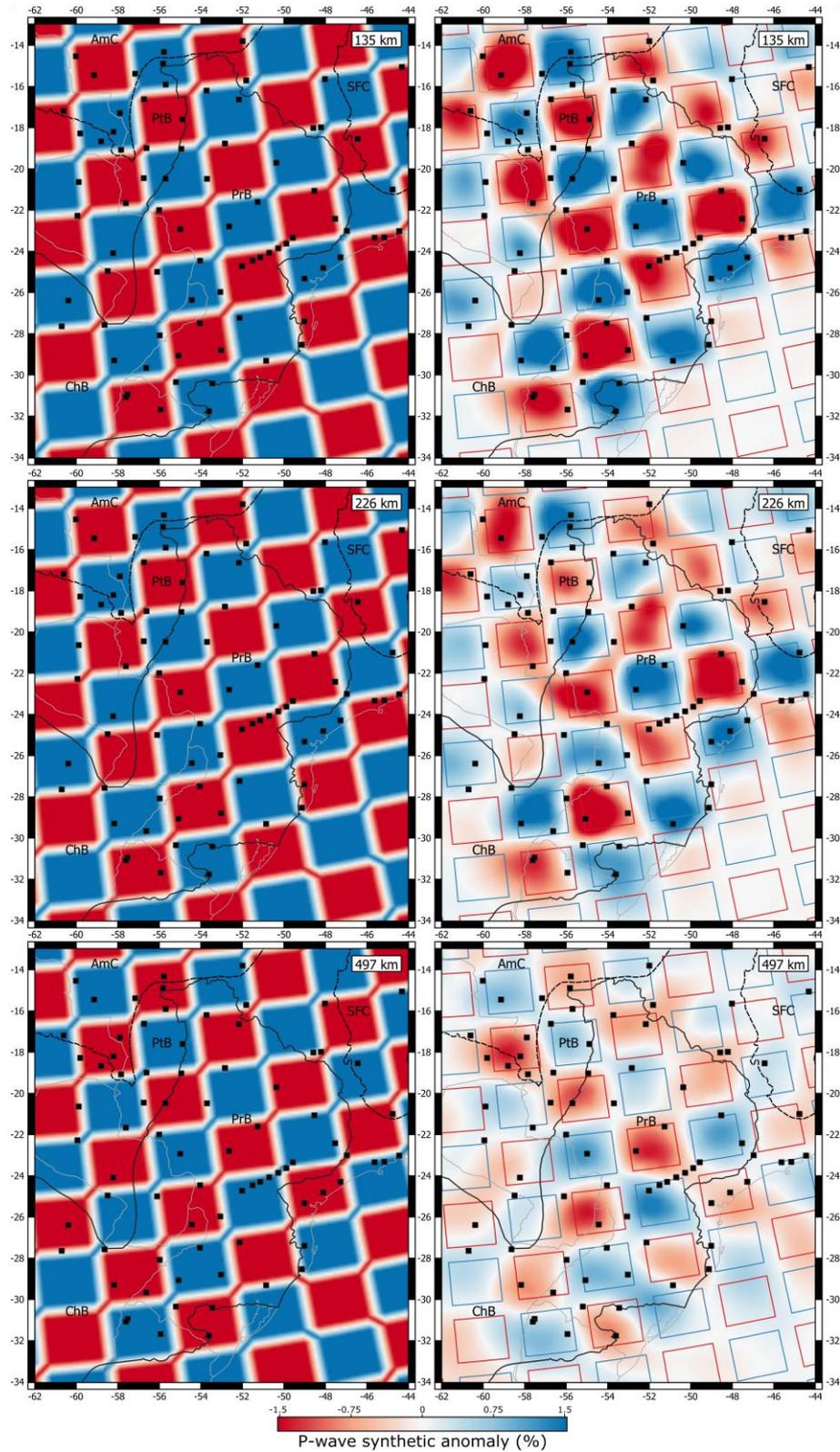


Figure 6.6 - Checkerboard resolutions tests for the input model (left) of 312x312 km structures in the horizontal dimension. The recovered model is shown on the right for the depths of 135, 226 and 497 km. The black squares indicate the seismicographic stations used in this study.

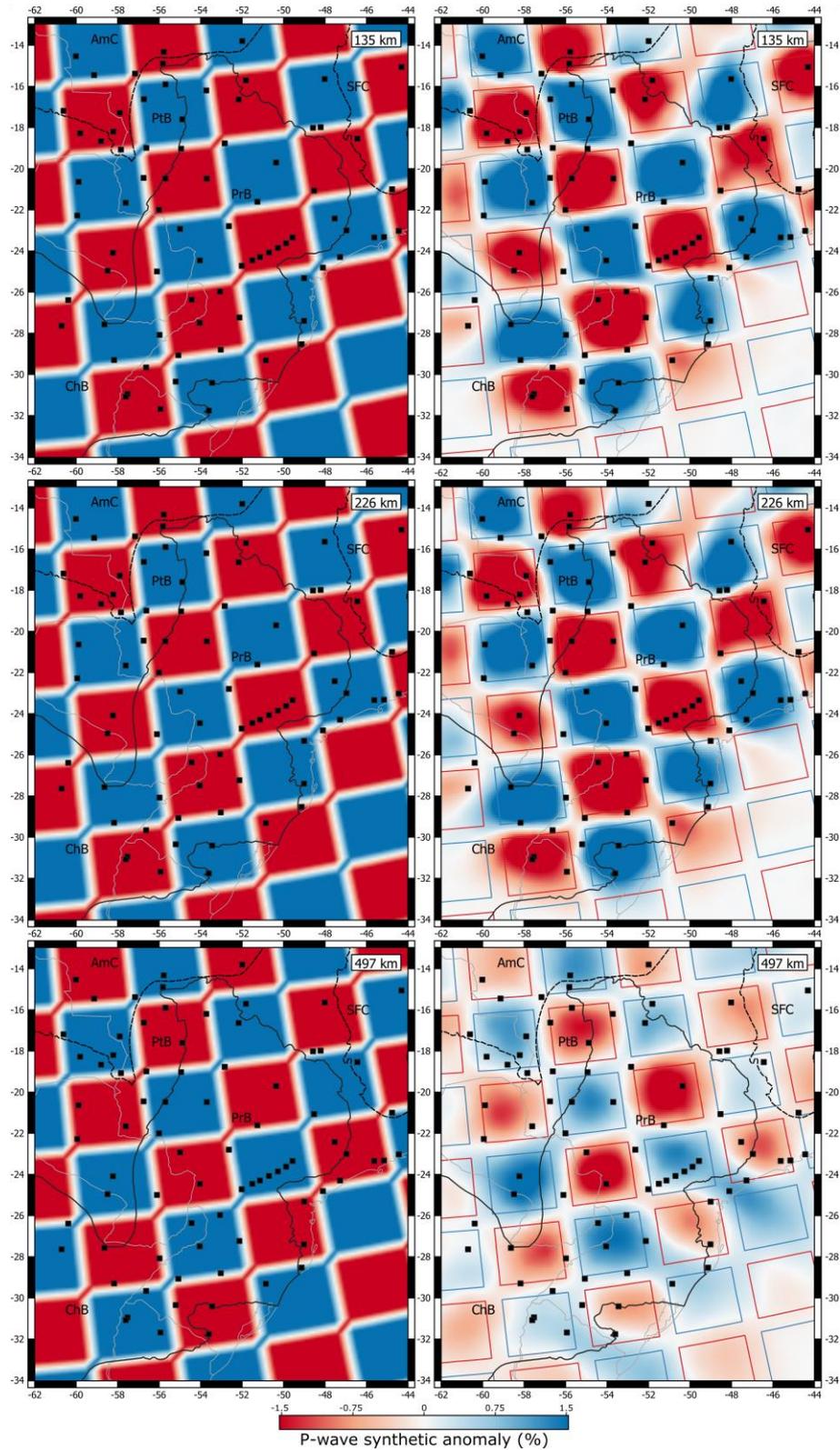


Figure 6.7 - Checkerboard resolutions tests for the input model (left) of 390x390 km structures in the horizontal. The recovered model is shown on the right for the depths of 135, 226 and 497 km. The black squares indicate the seismicographic stations used in this study.

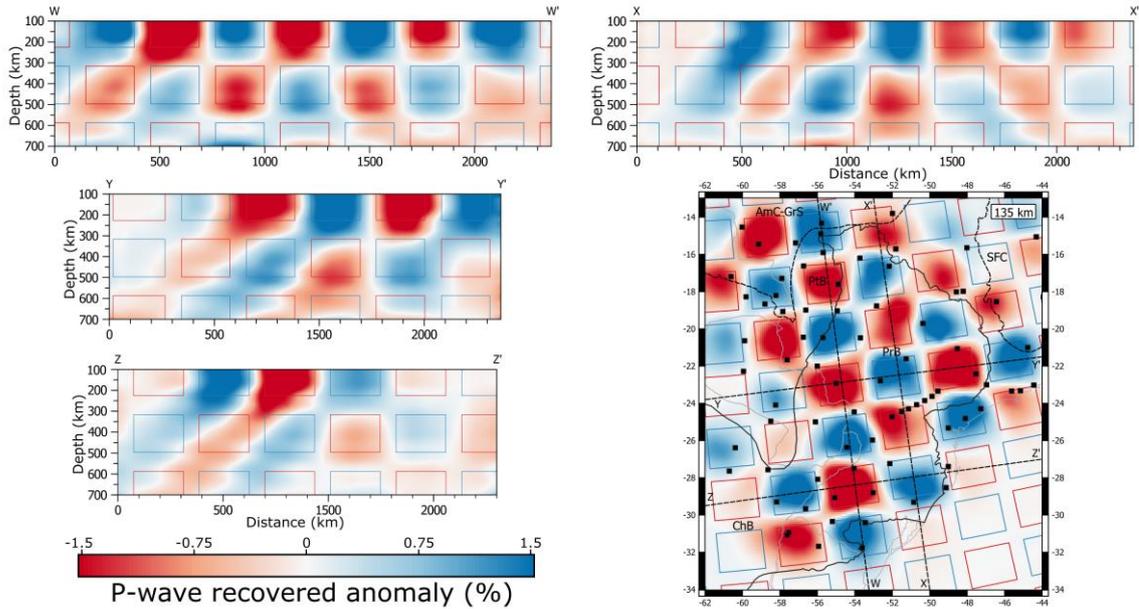


Figura 6.8 - Vertical profiles for the recovered $4 \times 4 \times 4$ voxels model. The horizontal image on the bottom right shows the recovered model for the depth of 226 km, with the profiles WW', XX', YY' and ZZ' indicated.

5.3 Geometric Synthetic Model

To verify the model's sensitivity to large structures, we simulated the presence of multiple cratonic blocks based on our real tomography results, with maximum depths of 135 and 226 km in the study area. In this model, the São Francisco paleocontinent (that incorporates the SFC) was modeled based on the results of (Rocha et al., 2019b), with a maximum depth of 226 km. The Paranapanema Block and the Luiz Alves and Rio Apa cratons were simulated based on the final tomographic model (Figure 6.3). We obtained the least mismatch between the true and the synthetic model with the base of the Rio Apa Craton at a depth of 135 km. Due to reduced high-velocity anomalies to the southeast of the PB, area of the Luiz Alves Craton, we defined the synthetic craton depth in this region to 135 km. In the Paranapanema Block region, increased high-velocity anomaly amplitude indicates the presence of a thicker cratonic block, resulting in the defined Paranapanema Synthetic Block to be set to a depth of 226 km and having horizontal limits similar to the model of Mantovani et al. (2005). We called the final input model as Cratonic Blocks Synthetic Model (CBSM, Figure 6.9).

The lateral boundaries for the recovered model (Figure 6.10) are consistent with the input model, reinforcing the good horizontal resolution, mainly for larger structures. However, it is possible to observe that the limits between the simulated blocks are not clear, as there is smearing between them. For example, the SFC and PB blocks appear completely connected, and their boundary is marked by a slight decreasing in the high-velocity anomaly.

This behavior is expected, since the limit between these blocks must be less than the resolution capacity of our model (on the order of 230 km), as shown in the checkerboard tests (Figures 6.6, 6.7, 6.8 and Figure S4). Thus, the lack of resolution of a limit between these two blocks in the real data is natural for the distribution of stations currently used. Imaging this boundary with higher resolution will depend on a denser array of stations.

The same issue occurs defining the limits of the Paranapanema Block with the synthetic test of the blocks of the Rio Apa and Luiz Alves cratons. The anomalies related with these two cratons also appear connected to the Paranapanema Block (Figure 6.10a, 6.10b), with some decrease in amplitude at their boundaries. This is similar to what is observed in our model using the real data, indicating that the two cratonic nuclei may be separated.

Regarding the depths of the structures, it is possible to observe that they are recovered at depths greater than their vertical synthetic limit, with vertical smearing of the anomalies indicating low vertical resolution of the method.

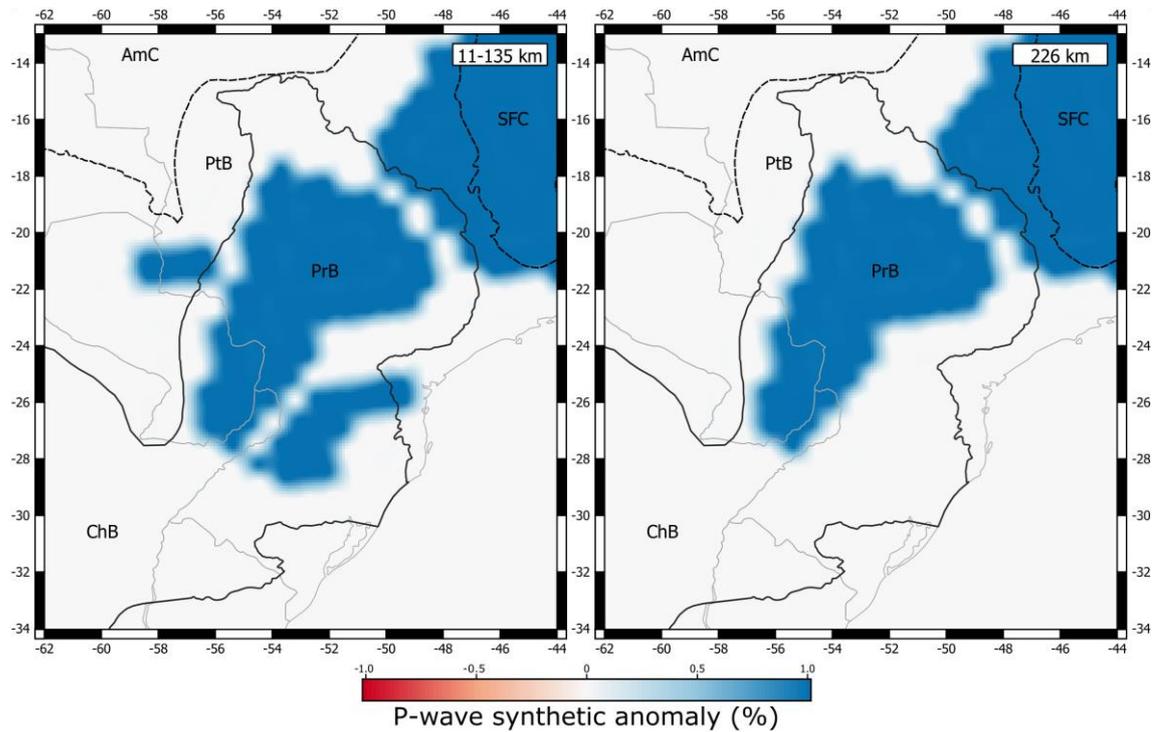


Figura 6.9 - Cratonic Blocks Synthetic Model (CBSM). The image to the left shows the model for the depths 11 to 135 km. The image to the right shows the model for the depth of 226 km.

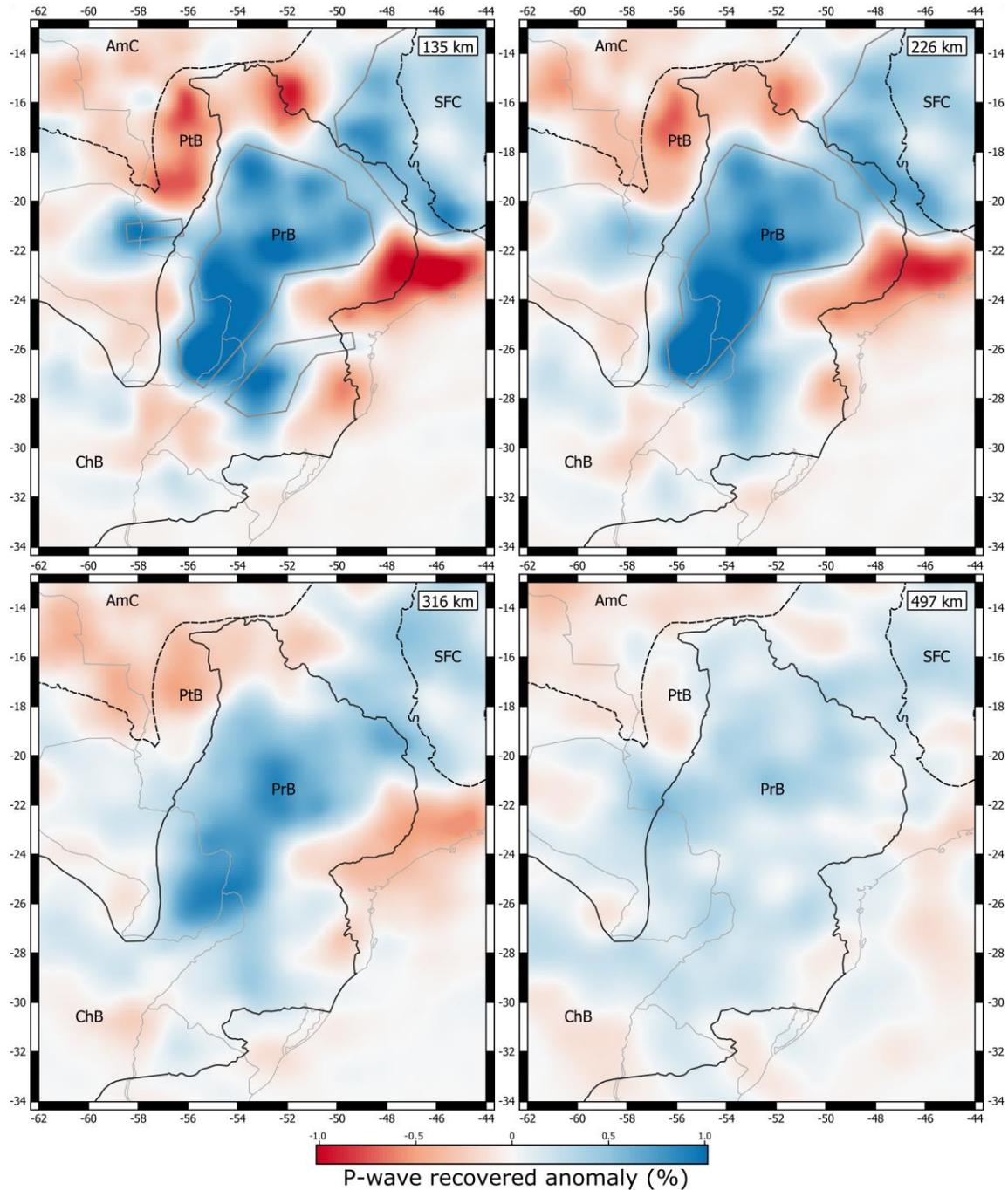


Figura 6.10 - Horizontal images for the recovered CBSM. The grey lines connect the outmost nodes for each cratonic block.

6 Discussion

6.1 Parapanema Block

The observed high velocities beneath the Paraná Basin are consistent with a single block similar to the Parapanema Block proposed by Mantovani et al. (2005), or that interpreted by (Rocha, Assumpção, et al., 2019), discouraging interpretations related to a mosaic of cratonic blocks (Milani & Ramos, 1998). However, some parts of this anomaly (e.g.

southeast of the Paraná Basin and south of the Pantanal Basin) observed by Rocha, Assumpção, et al. (2019) seem to be related to other adjacent blocks. The geometric resolution tests showed that narrow limits between the blocks are not completely resolved by our model, with slight reductions in amplitude intensity being observed. Based on the decrease in amplitude between the blocks, it is possible to interpret the large high-velocity anomaly under the Paraná Basin as related to at least three different cratonic blocks: Paranapanema, Rio Apa and Luiz Alves (Figure 6.11).

For the north and northeast, the limit between the Paranapanema Block and the São Francisco Craton is characterized by a decreased high velocity amplitude, also observed in the geometric synthetic tests (Figures 6.9, 6.10). In this area, the observed limits for our tomographic results are located between the models of Mantovani et al. (2005) and Rocha, Assumpção, et al. (2019). While the former propose limits near the end of the Paraná Basin's limits, the latter propose a limit farther south, suggesting that the cratonic basement either does not reach the limits proposed by Mantovani et al. (2005) or that the cratonic lithosphere was metasomatized by the magmatism of the Alto Parnaíba and Iporá igneous provinces, resulting in a thinner lithosphere. Our model is most consistent with the second hypothesis, with a low velocity anomaly starting from the depth of 226 km and extending southwards to greater depths, interpreted as the Tristan da Cunha fossil plume (VanDecar et al., 1995).

To the west, our limits are better correlated with each model for different portions. To the northwest, it is consistent with the model proposed by Rocha, Assumpção, et al. (2019), being slightly extended to the west, while to the southwest, we find a better correlation with the model of Mantovani et al. (2005). This might be caused by an improved resolution for this area, as a result of the multiple-frequency tomography and extended period of acquisition for the station in the area.

6.2 Luiz Alves Craton

The southeastern limit of the Paranapanema Block is consistent with the Rio Grande and Asunción arches, and with the model of Mantovani et al. (2005). Our proposed southern limit (Figure 6.12) diverges from Rocha, Assumpção, et al. (2019) for the southeastern portion, being placed north of the RGA. This is the result of the improved resolution of the tomographic method used here when compared to the ray-theory methods. To the southeast, the decreased high velocity anomaly (Figure 6.11) appears to indicate a thinner Paranapanema Block, or another adjacent cratonic core (Luiz Alves Craton). This is supported by the geometric synthetic

tests, with an input depth of 135 km for this region, where the boundary between the blocks in an amplitude decreasing in the high-velocity anomaly.

6.3 Paranapanema Block/Rio de la Plata Craton suture zone

The improved resolution in the south of our study area, when compared to the work of Rocha, Assumpção, et al. (2019), allowed for a much more consistent delimitation of the zone between the Paranapanema Block and the Rio de la Plata Craton. This zone is characterized by a low velocity anomaly, roughly parallel to the RGA, and is believed to be the fold belt between the PB and the RDLPC. Our results diverge from the Western Paraná Suture Zone, based on gravity (Dragone et al., 2017), as the proposed structure would be coincident with our high-velocity anomaly in an area with great resolution. Due to the limits of our stations array, we were not able to image the Rio de la Plata Craton, suggesting that the most likely model for this craton was proposed by Oyhantçabal et al. (2011).

6.4 Rio Apa Craton

The high-velocity anomaly interpreted as the Rio Apa Craton does not extend northwards, beneath the Pantanal Basin, as proposed by Dragone et al. (2017), and does not connect to the Amazonian Craton beneath the same basin, which would corroborate the geochronological studies of Faleiros et al. (2016) and Lacerda-Filho et al. (2016). Unlike the results of Rocha, Assumpção, et al. (2019), that proposed a much larger Rio Apa Block (high velocity anomaly extending between latitudes 20°S and 26°S), our results show an anomaly concentrated mostly between latitudes 20°S and 22°S (Figure 6.11 and 6.12). It is probably related to the improvement in resolution reached using Multiple Frequencies Seismic Tomography. We also do not observe a high-velocity anomaly that might indicate the presence of the Rio Tebicuary Craton to the south, as proposed by Dragone et al. (2017). Instead, we observe a low velocity anomaly, consistent with the Southern Paraguay Seismic Zone and with a thinner lithosphere, observed in the results of Priestley et al. (2018).

Considering the recovered CBSM and the tomographic model, with both presenting a decreased high velocity amplitude between the craton and the Paranapanema Block, we propose that these two cratonic nuclei are indeed separated by the Transbrasiliano Lineament, as supported by geology and aeromagnetic data (e.g. Curto et al., 2014), with the Rio Apa Block to the west, and the Paranapanema to the east.

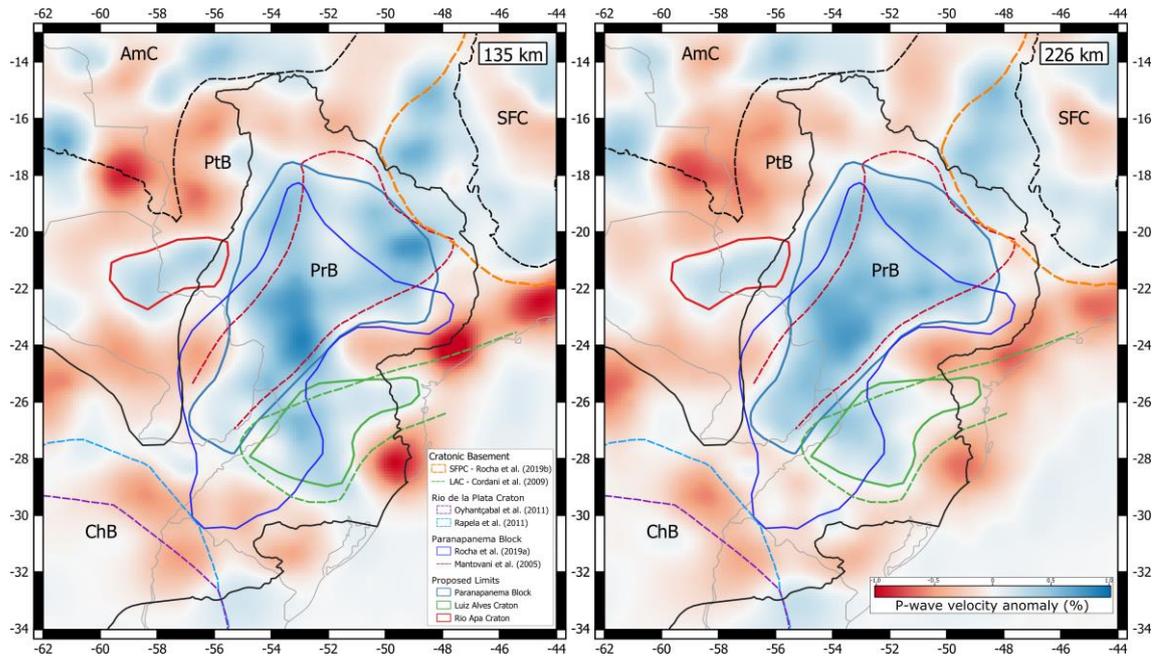


Figura 6.11 - Interpreted horizontal tomographic images for the depths of 135 and 226 km. The proposed limits for the Parapanema Block, and Luiz Alves and Rio Apa cratons are represented as light blue, green and red lines, respectively. The models from previous studies are also included for comparison: SFPC is the São Francisco Paleontinental Block (Rocha, Azevedo, et al., 2019), LAC is the Luiz Alves Craton (Cordani et al., 2009).

7. Conclusions

We successfully imaged the upper mantle beneath the Paraná Basin and adjacent regions, obtaining tomographic results with better and more homogeneous resolution when compared to the recent previous regional tomography study of Rocha, Assumpção, et al. (2019) in the same area. This was possible mainly due to the adoption of the multiple-frequency approach, instead of the classic infinite frequency ray-theory, allied with the greater acquisition period for the new XC network stations.

The Parapanema Block is characterized by a robust strong high-velocity anomaly beneath the Paraná Basin, corroborated by the synthetic test. The limits proposed (Figures 6.11 and 12) reach farther north when compared to those proposed by Rocha, Assumpção, et al. (2019), reaching as far as the model on Mantovani et al. (2005). Its limit with the São Francisco Craton is characterized by a decreased high-velocity anomaly, also seen in the recovered CBSM with a separation of approximately 150 km. To the northeast of the Paraná Basin, we observed the low-velocity anomaly previously interpreted as the Tristan da Cunha Fossil Plume by VanDecar et al. (1995). As explained by Rocha, Assumpção, et al. (2019), the cratonic basement in this region may have been affected by Late Cretaceous intraplate magmatism,

reducing the cratonic lithosphere thickness and preventing its observation with regional tomography, explaining the differences between our model and that of Mantovani et al. (2005).

The Paranapanema Block's southern limit proposed in this study differ from Rocha, Assumpção, et al. (2019), reaching roughly the same latitude of Mantovani et al. (2005), being located north of the Rio Grande and Asunción arches, not reaching the Rio de la Plata Craton. It is our understanding that the improved resolution in the area (see Section 5.2), when compared to previous tomographic studies, resulted in a more reliable interpretation. Also, there is no relation between the anomalies in this study and the Western Paraná Suture Zone proposed by Dragone et al. (2017).

The segmentation of the Paraná Basin's high-velocity anomaly to the southeast, with the eastern portion presenting weaker high-velocity anomalies when compared to the main anomaly to the west, is consistent with the Luiz Alves Craton. The limits proposed are similar to those of Cordani et al. (2009), and the weaker amplitude of this anomaly suggests that the craton is thinner than the adjacent Paranapanema Block.

The high-velocity anomaly interpreted as the Rio Apa Craton suggests that it is thinner than the adjacent Paranapanema Block. As in the model presented by Rocha, Assumpção, et al. (2019), our results show that this craton does not extend beneath the Pantanal Basin, as suggested by Dragone et al. (2017). However, we do not observe an extension to the south as suggested by the model of Rocha, Assumpção, et al. (2019). Instead, the low-velocity anomalies seen south of the Rio Apa Craton are consistent with the Southern Paraguay Seismic Zone, suggesting that this area is characterized by stress concentration in the upper crust due to lithospheric thinning, resulting in greater seismic activity. These findings also discourage the presence of another craton south of the Rio Apa, as the Rio Tebicuary proposed by Dragone et al. (2017). North of the Rio Apa Craton, under the Pantanal Basin, a very strong low-velocity anomaly is recorded, correlated with the increased seismicity due to stress concentration in the upper crust, similar to what happens with the Southern Paraguay Seismic Zone.

Due to the spatial limitation of our seismographic stations array, we were not able to image the northern portion of the Rio de la Plata Craton, which should be seen as a high-velocity anomaly. However, we can affirm that the low-velocity pattern between the craton and the Paranapanema Block is more consistent with the limits proposed by Oyhantçabal et al. (2011).

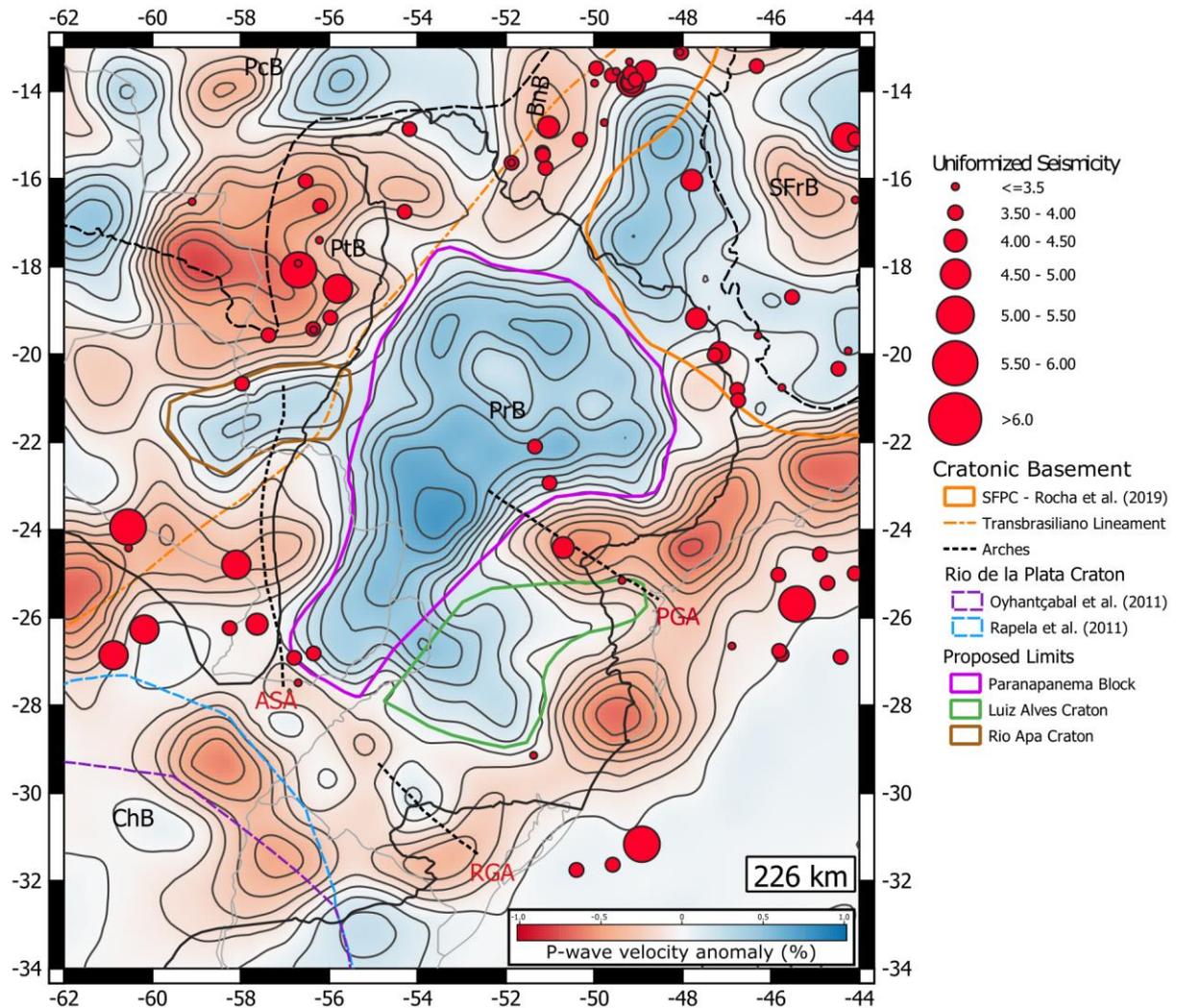


Figura 6.12 - Contours of the seismic velocities anomalies to help the interpretation of the cratonic blocks beneath Parana Basin. The final limits for Parapanema, Rio Apa and Luiz Alves area were indicated. The red circles are the events from the Brazilian Seismic Catalogue (Assumpção et al., 2004). The contour lines are separated by anomaly values of 0.1%.

Acknowledgments, Samples, and Data

We thank FAPESP (São Paulo State Research Foundation) for funding the “3-Basins” project (grant 2013/24215-6), which allowed installation of the XC network. We also thank Petrobras for funding initial infra-structure of the Brazilian Seismographic Network (RSBR), and the CPRM (Brazilian Geological Survey) for its maintenance in the last years. We use data from additional stations of the Seismological Center of the University of São Paulo (USP), São Paulo State Institute of Technological Research (IPT), Seismological Observatory (OBSIS/UnB) and Laboratory of Lithospheric Studies of the University of Brasilia, GTSN and GEOSCOPE Networks, and a temporary deployment by ETH-Zürich. We thank CNPq for the grants 30.7151/2018-2 (M.P. Rocha), 30.1284/2017-2 (M. Assumpção) and 301065/2016-0 (R.

Fuck). We thank Guust Nolet for providing the Seismic Tomography code. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal em Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001. We thank all staff and students that helped in the station installation. The data and instructions for downloading them can be found on the websites of RSBR (<http://www.rsbr.gov.br/>), OBSIS/UnB (<http://obsis.unb.br>) and the Seismological Center of USP (<http://moho.iag.usp.br/>). Tomographic models are available at <https://doi.org/XXXX/zenodo.XXXXX>.

References

- Almeida, F. F. M. de, Brito Neves, B. B. de, & Dal Ré Carneiro, C. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1–2), 77–111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Assumpção, M., & Suarez, G. (1988). Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal International*, 92(2), 253–267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb01138.x>
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J. R., Rocha, M., & Barros, L. V. (2004). Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophysical Journal International*, 159(1), 390–399. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x>
- Assumpção, M., Bianchi, M., Rocha, M. P., & Azevedo, P. A. D. (2016). The "3-Basins" Project in Mid South America and the Geometry of the Deep Nazca Subducted Slab. American Geophysical Union: Fall Meeting 2016, DI31B-2634.
- Azevedo, P. A. (2017). *Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso com ondas P*. Universidade de Brasília.
- Azevedo, P. A., Rocha, M. P., Soares, J. E. P., & Fuck, R. A. (2015). Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 201(1), 61–69. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv003>
- Bassin, C., Laske, G., & Masters, G. (2000). The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS*, 81(897).
- Bianchi, M. B., Assumpção, M., Rocha, M. P., Carvalho, J. M., Azevedo, P. A., Fontes, S. L., et al. (2018). The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 452–457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>
- Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J., & Thomas, C. (2014). Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1458–1473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu214>
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (2014). The basement of the South American Platform: half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research* 244, 75–

- Charléty, J., Voronin, S., Nolet, G., Loris, I., Simons, F. J., Sigloch, K., & Daubechies, I. C. (2013). Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(9), 4887–4899. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50326>
- Cordani, U. G., & Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, *22*(3), 167–173. Retrieved from [papers2://publication/uuid/D9B94D95-9ED9-4331-8841-9BD62F827A2B](https://pubs.geoscienceworld.org/doi/10.1130/0013-067X(1999)22%3C167:CEOTSA%3E2.0.CO;2)
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, R., Porto, R., Filho, A., & Da Cunha, F. M. B. (1984). Estudo preliminar de integra o do Pré-Cambriano com os eventos tect nicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, *15*.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Filho, A. T., & Bezerra Da Cunha, F. M. (2009). Estudo preliminar de integra o do Pré-Cambriano com os eventos tect nicos das bacias sedimentares brasileiras (Republica o). *Boletim de Geociências Da Petrobras*, *17*(1), 137–204.
- Cordani, U. G., Ramos, V. A., Fraga, L. M., Cegarra, M., Delgado, I., Souza, K. G., Gomes, F. E. M., & Schobbenhaus, C. (2016). Tectonic map of South America. CGMW-CPRM-SEGEMAR. Available at: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16750>
- Costa, I. S. L., Rocha, M. P., Klein, E. L., & Vasquez, M. L. (2020). Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, *101*(February), 102608. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>
- Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Blakely, R. J., Alvarenga, C. J. S., & Dantas, E. L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliiano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(3), 1544–1562. <https://doi.org/10.1002/2013JB010593>
- Dahlen, F. A., Hung, S.-H., & Nolet, G. (2000). Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes-I. Theory. *Geophysical Journal International*, *141*(1), 157–174. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00070.x>
- Dias, F. L., Assump o, M., Facincani, E. M., França, G. S., Assine, M. L., Paranhos Filho, A. C., & Gamarra, R. M. (2016). The 2009 earthquake, magnitude mb4.8, in the Pantanal Wetlands, west-central Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciencias*, *88*(3). <https://doi.org/10.1590/0001-3765201620140507>
- Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Lince Klinger, F. G., & Chaves, C. A. M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, *291*, 162–177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- Faleiros, F. M., Pavan, M., Remédio, M. J., Rodrigues, J. B., Almeida, V. V., Caltabeloti, F. P., et al. (2016). Zircon U–Pb ages of rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): New insights for its connection with the Amazonian Craton in pre-Gondwana times. *Gondwana Research*, *34*, 187–204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.018>
- Juli , J., Assump o, M., & 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 of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B8), 1–23.

<https://doi.org/10.1029/2007JB005374>

- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429–465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Lacerda-Filho, J. V., Fuck, R. A., Ruiz, A. S., Dantas, E. L., Scandolaro, J. E., Rodrigues, J. B., & Nascimento, N. D. C. (2016). Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Alto Tererê Group, southernmost Amazonian Craton, based on field mapping, zircon dating and rock geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 65, 122–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.001>
- Mantovani, M. S. M., Quintas, M. C. L., Shukowsky, W., & Brito Neves, B. B. (2005). Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: A geophysical contribution. *Episodes*, 28(1), 18–22.
- Marquering, H., Dahlen, F. A., & Nolet, G. (1999). Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes: the banana-doughnut paradox. *Geophysical Journal International*, 137(3), 805–815. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00837.x>
- Melo, B. C., Assumpção, M., & “3-Basins” Project Team, 3BP. (2018). Mantle anisotropy and asthenospheric flow around cratons in southeastern South America. *Geophysical Journal International*, 215(1), 494–506. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy288>
- Mercerat, E. D., & Nolet, G. (2013). On the linearity of cross-correlation delay times in finite-frequency tomography. *Geophysical Journal International*, 192(2), 681–687. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs017>
- Milani, E. J., & Ramos, V. a. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 28(4), 473–484. <https://doi.org/10.5327/rbg.v28i4.651>
- Nolet, G. (2008). *A Breviary of Seismic Tomography*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511984709>
- Nolet, G., Hello, T., Lee, S.v.d. et al. (2019). Imaging the Galápagos mantle plume with an unconventional application of floating seismometers. *Scientific Reports* 9(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-368335-w>
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2–3), 201–220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- Priestley, K., McKenzie, D., & Ho, T. (2018). A Lithosphere-Asthenosphere Boundary: A Global Model Derived from Multimode Surface-Wave Tomography and Petrology. In H. Yuan & B. Romanowicz (Eds.), *Lithospheric Discontinuities* (pp. 111–123). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch6>
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., et al. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1–2), 49–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4), 673–690. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>
- Rocha, M. P., Schimmel, M., & Assumpção, M. (2011). Upper-mantle seismic structure

- beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltime tomography. *Geophysical Journal International*, 184(1), 268–286. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x>
- Rocha, M. P., Azevedo, P. A., Marotta, G. S., Schimmel, M., & Fuck, R. (2016). Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics*, 680, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.005>
- Rocha, M. P., Azevedo, P. A., Assumpção, M., Pedrosa-Soares, A. C., Fuck, R., & Von Huelsen, M. G. (2019). Delimiting the Neoproterozoic São Francisco Paleontinental Block with P-wave traveltime tomography. *Geophysical Journal International*, 219(1), 633–644. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz323>
- Rocha, M. P., Assumpção, M., Affonso, G. M. P. C., Azevedo, P. A., & Bianchi, M. (2019). Teleseismic P-wave Tomography Beneath the Pantanal, Paraná and Chaco-Paraná Basins, SE South America: Delimiting Lithospheric Blocks of the SW Gondwana Assemblage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 2018JB016807. <https://doi.org/10.1029/2018JB016807>
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G. (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66(March 2016), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Schimmel, M., Assumpção, M., & VanDecar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4), 2191. <https://doi.org/10.1029/2001JB000187>
- Shirzad, T., Assumpção, M., & Bianchi, M. (2020). Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2074–2085. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>
- Sigloch, K., McQuarrie, N., & Nolet, G. (2008). Two-stage subduction history under North America inferred from multiple-frequency tomography. *Nature Geoscience*, 1(7), 458–462. <https://doi.org/10.1038/ngeo231>
- Tian, Y., Hung, S.-H., Nolet, G., Montelli, R., & Dahlen, F. A. (2007). Dynamic ray tracing and traveltime corrections for global seismic tomography. *Journal of Computational Physics*, 226(1), 672–687. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.04.025>
- Tian, Y., Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A. (2007). Computing traveltime and amplitude sensitivity kernels in finite-frequency tomography. *Journal of Computational Physics*, 226(2), 2271–2288. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.07.004>
- Tian, Y., Sigloch, K., & Nolet, G. (2009). Multiple-frequency SH -wave tomography of the western US upper mantle. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1384–1402. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04225.x>
- Ussami, N., Shiraiwa, S., & Dominguez, J. M. L. (1999). Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18(1), 25–39. <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>
- VanDecar, J. C., & Crosson, R. S. (1990). Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(1), 150–169. Retrieved from <http://www.bssaonline.org/content/80/1/150.short>

VanDecar, J. C., James, D. E., & Assumpção, M. (1995). Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378(6552), 25–31. <https://doi.org/10.1038/378025a0>

7 Conclusões

Foi possível imagear satisfatoriamente o manto superior sob as bacias do Pantanal e Paraná e áreas adjacentes. Os resultados mostraram melhor recuperação que o estudo de TSTP com abordagem da Teoria de Raio de Rocha et al. (2019a), fornecendo resolução homogênea para estruturas de aproximadamente 300 x 300 km para grande parte da área de estudo. Essa melhora está relacionada à aplicação da metodologia de Múltiplas Frequências ao invés da aproximação de Frequências Infinitas (Teoria de Raio), com o maior período de aquisição da rede XC também auxiliando nos resultados positivos.

A realização dos testes de Razão e Amortecimento mostrou a importância da otimização dos parâmetros de regularização para a obtenção de imagens tomográficas confiáveis e de maior resolução. Recomenda-se a aplicação desses testes em futuros estudos, especialmente para áreas pequenas, nas quais a variação dos parâmetros de amortecimento regional tende a gerar resultados significativamente distintos.

O Bloco Paranapanema (BP) foi caracterizado por uma forte anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná (Figura 7.1), corroborada pelos testes sintéticos. Os limites propostos se estendem mais ao norte quando comparados aos de Rocha et al. (2019a), chegando próximos ao do modelo de Mantovani et al. (2005). Os limites entre o BP e o Cráton do São Francisco são caracterizados por uma diminuição na amplitude da anomalia de alta velocidade, também observada no modelo sintético para uma separação de aproximadamente 150 km. Na porção nordeste da Bacia do Paraná, a anomalia de baixa velocidade observada é compatível com a anomalia de baixa velocidade interpretada como a Pluma Fóssil de Tristan da Cunha por VanDecar et al. (1995). Como apontado por Rocha et al. (2019a), há a possibilidade de o embasamento da região ter sido afetado pelo magmatismo intraplaca no Cretáceo Superior, reduzindo a espessura da litosfera cratônica e inviabilizando seu imageamento por tomografia regional, explicando as diferenças entre o modelo apresentado e o de Mantovani et al. (2005).

O limite sul do Bloco Paranapanema difere do apresentado por Rocha et al. (2019a), alcançando aproximadamente a mesma latitude que o modelo de Mantovani et al. (2005). É de nosso entendimento que a melhora na resolução, quando comparada ao estudo de Rocha et al. (2019a), resultou em uma interpretação mais confiável. O limite proposto está situado ao norte dos arcos de Asunción e Rio Grande, distante dos modelos para o Cráton Rio de la Plata de Rapela et al. (2011) e Oyhantçabal et al. (2011). Entretanto, nos resultados dos testes sintéticos, observou-se que essa região, como os demais limites da área de estudo, tem redução na resolução, provavelmente devido à ainda baixa cobertura de estações na região. Assim como

no trabalho de Rocha et al. (2019a), não foi observada nenhuma correlação entre as anomalias de velocidade obtidas e a Zona de Sutura do Oeste do Paraná, proposta por Dragone et al. (2017).

A segmentação a sudeste da anomalia de alta velocidade da Bacia do Paraná, em conjunto com menores amplitudes para a porção a leste, sugere que essa porção da anomalia se trata de outro bloco cratônico, consistente com o Cráton Luiz Alves proposto por Cordani et al. (2009). As menores amplitudes dessa anomalia, são consistentes com as observadas no teste sintético de bloco cratônico, o que sugere cráton é menos espesso que o Bloco Paranapanema.

A anomalia de alta velocidade ao sul da bacia do Pantanal é interpretada como Cráton do Rio Apa sugere que esse cráton é menos espesso que o Bloco Paranapanema. Também não foi observada a extensão dessa anomalia para o norte, sob a Bacia do Pantanal, assim como os resultados de Rocha et al. (2019a). Esse resultado não é consistente com o modelo proposto por Dragone et al. (2017). Também não foi possível observar a extensão dessa anomalia para o sul, como sugerido pelo modelo de Rocha et al. (2019a), sendo observada uma leve anomalia de baixa velocidade, consistente com a Zona Sísmica do Sul do Paraguai. Isso sugere que há a concentração de esforços na crosta superior em decorrência de afinamento litosférico, o que ocasionaria um maior número de eventos sísmicos. Essas conclusões também discordam com o modelo proposto por Dragone et al. (2017), que indica a existência de um segundo cráton ao sul do Rio Apa, sob a Bacia do Chaco-Paraná, o Cráton Rio Tebicuary.

Devido à limitação espacial do arranjo de estações, não foi possível observar a anomalia de alta velocidade esperada para o Cráton Rio de la Plata. No entanto, o padrão de baixa velocidade observado na região entre as bacias do Paraná e Chaco-Paraná sugere que o melhor modelo para esse cráton é o proposto por Oyhantçabal et al. (2011).

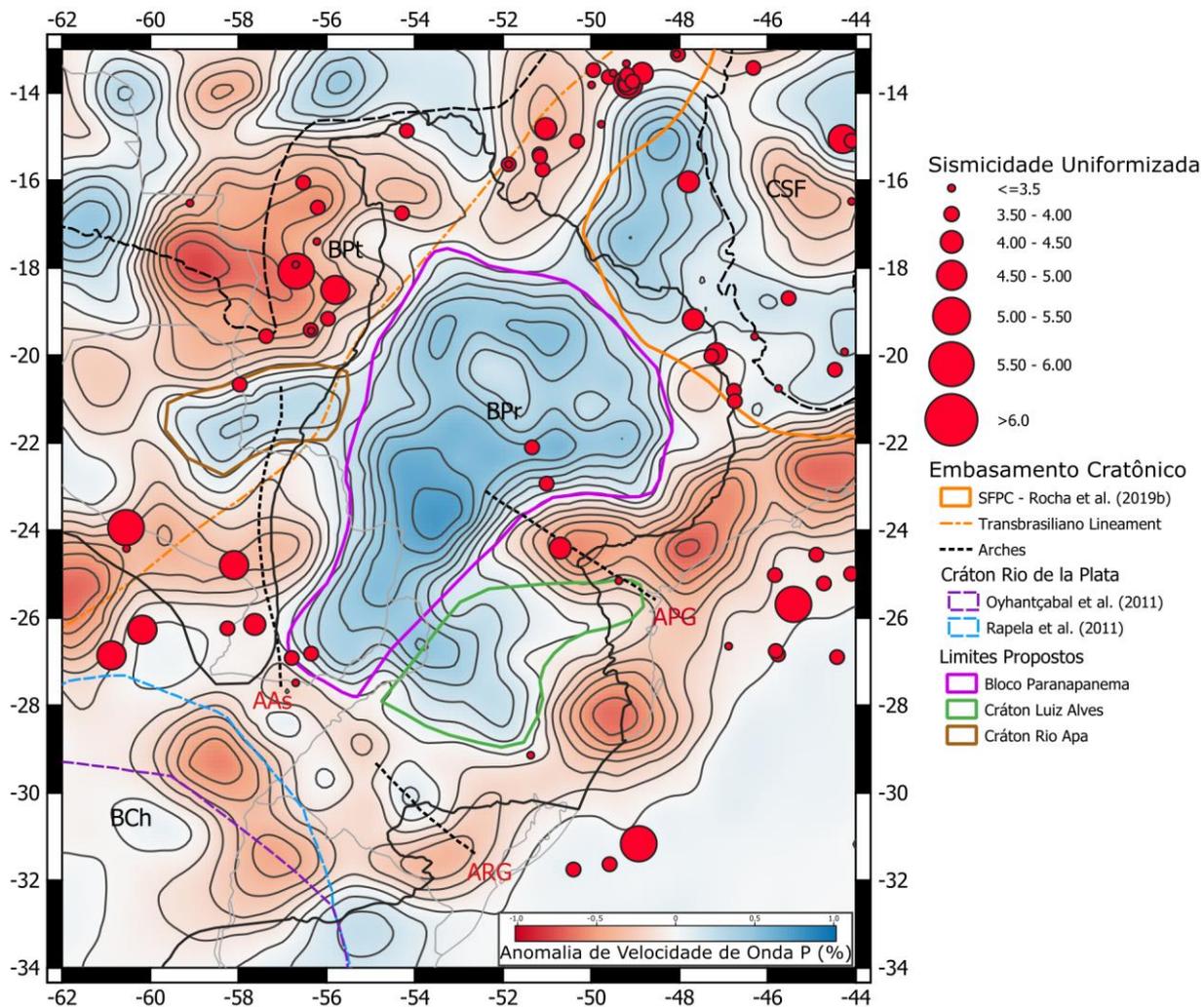


Figura 7.1 – Figura tomográfica horizontal para 226 km com os limites propostos para o Bloco Paranapanema e crátons Luiz Alves e Rio Apa indicados, sendo as linhas sólidas pretas os contornos das anomalias tomográficas, superpostas às anomalias representadas em cores. Os círculos vermelhos mostram a sismicidade uniformizada da região (Assumpção et al., 2004).

8 Referências

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., & Carneiro, C. D. R. (2000). *The origin and evolution of the South American Platform*. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2), 77-111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Assumpção, M.; & Suárez, G. (1988). *Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America*. *Geophysical Journal International*, 92(2), 253-267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb01138.x>
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G. S., Rocha, M.P., Barbosa, J. R., & Berrocal, J. (2004). *Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography*. *Tectonophysics*, 388(1-4), 173-185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.029>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julia, J. (2013). *Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography*. *Tectonophysics*. 609, 82-96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Azevedo, P. A., Rocha, M. P., Soares, J. E. P., & Fuck, R. A. (2015). *Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography*. *Geophysical Journal International*, 201(1), 61-69. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv003>
- Azevedo, P. A. (2017). *Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P*, Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 129 p.
- Bassin, C., Laske, G. & Masters, G. (2000). *The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America*, EOS Trans AGU, 81(48), F897.
- Bijwaard, H.; e Spakman, W. (2000). *Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion*. *Geophysical Journal International*, 141(1), 71-82. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00053.x>

- Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J., & Thomas, C. (2014). *Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. Geophysical Journal International*, 198(3), 1458-1473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu214>
- Brito-Neves, B. B., & Fuck, R. A. (2013). *Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. Journal of South American Earth Sciences*, 47, 72-89. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.005>
- Brito-Neves, B. B., & Fuck, R. A. (2014). *The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW)+ half Gondwanan (E-SE) domains. Precambrian Research*, 244, 75-86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>
- Cerveny, V. (2001). *Seismic Ray Theory. Cambridge University Press (CUP)*, Nova York, Estados Unidos da América, p. 713.
- Charlety, J., Voronin, S., Nolet, G., Loris, I., Simons, F. J., Sigloch, K., & Daubechies, I. C. (2013). *Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization. Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(9), 4887-4899. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50326>
- Chevrot, S., & Zhao, L. (2007). *Multiscale finite-frequency Rayleigh wave tomography of the Kaapvaal craton. Geophysical Journal International*, 169(1), 201-215. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03289.x>
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Filho, A. T., & Cunha, F. M. B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras (Vol. 15). Petrobrás, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello, Setor de Informação Técnica e Propriedade Industrial.
- Cordani, U. G., & Sato, K. (1999). *Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 167-173. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/003>
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., & Thomaz Filho, A. (2009). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Bol. Geociênc. Petrobras*, Rio de Janeiro, 17(1), 205-219.

- Cordani, U. G., Ramos, V. A., Fraga, L. M., Cegarra, M., Delgado, I, Souza, K. G., Gomes, F. E. M., & Schobbenhaus, C. (2016). *Tectonic map of South America*. CGMW-CPRM-SEGEMAR. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16750>
- Costa, I. S. L. (2018). Estrutura do manto continental sublitosférico do cráton amazônico por tomografia sísmica de múltiplas frequências, Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 107 p.
- Costa, I. S. L., Rocha, M. P., Klein, E. L., & Vasquez, M. L. (2020). *Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications*. *Journal of South American Earth Sciences*, 102608. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>
- Dahlen, F. A., Hung, S. H., & Nolet, G. (2000). *Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes—I. Theory*. *Geophysical Journal International*, 141(1), 157-174. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00070.x>
- Dias, F. L., Assumpção, M., Facincani, E. M., Franca, G. S., Assine, M. L., Paranhos Filho, A. C., & Gamarra, R. M. (2016). *The 2009 earthquake, magnitude mb 4.8, in the Pantanal Wetlands, west-central Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(3), 1253-1264. <https://doi.org/10.1590/201620140507>
- Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Klinger, F. G. L., & Chaves, C. A. M. (2017). *Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data*. *Precambrian Research*, 291, 162-177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- Feng, M., VanDer Lee, S., & Assumpção, M. (2007). *Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4). <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>
- Hung, S. H., Dahlen, F. A., & Nolet, G. (2000). *Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes-II. Examples*. *Geophysical Journal International*, 141(1), 175-203. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00072.x>
- Hung, S. H., Dahlen, F. A., & Nolet, G. (2001). *Wavefront healing: a banana-doughnut perspective*. *Geophysical Journal International*, 146(1), 289-312. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01466.x>

- Julià, J., Assumpção, M., & 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 of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8). <https://doi.org/10.1029/2007JB005374>
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). *Traveltimes for global earthquake location and phase identification*. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Kennett, B. L. N. (2001). *The Seismic Wavefield - Volume 1, Introduction and Theoretical Development*. Cambridge University Press, 370 p. ISBN-13: 978-0521006637, ISBN-10: 9780521006637.
- Kravtsov, Y. A., & Orlov, Y. I. (1990). *Geometrical Optics of Inhomogeneous Media*, Springer-Verlag, 312 p. ISBN 978-3-642-84033-3
- Loris, I., Douma, H., Nolet, G., Daubechies, I., & Regone, C. (2010). *Nonlinear regularization techniques for seismic tomography*. *Journal of Computational Physics*, 229(3), 890-905. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2009.10.020>
- Marquering, H., Dahlen, F. A., & Nolet, G. (1999). *Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes: the banana-doughnut paradox*. *Geophysical Journal International*, 137(3), 805-815. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00837.x>
- Mantovani, M. S. M., Quintas, M. C. L., Shukowsky, W., & Brito-Neves, B. B. (2005). *Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution*. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 28(1), 18-22. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2005/v28i1/002>
- Milani, E. J., & Ramos, V. A. (1998). *Orogenias Paleozoicas no Domínio Sul Ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná*. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 473-484.
- Mercerat, E. D., & Nolet, G. (2013). *On the linearity of cross-correlation delay times in finite-frequency tomography*. *Geophysical Journal International*, 192(2), 681-687. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs017>
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., & Hung, S. H. (2004). *Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle*. *Science*, 303(5656), 338-343. <https://doi.org/10.1126/science.1092485>

- Neto, F. L. S., Julià, J., & Schimmel, M. (2019). *Upper-mantle structure of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave tomography: implications for rheology and volcanism*. *Geophysical Journal International*, 216(1), 231-250. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy421>
- Nolet, G., Dahlen, F. A., & Montelli, R. (2005). *Traveltimes and amplitudes of seismic waves: a re-assessment*. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 157, 37. <https://doi.org/10.1029/157GM03>
- Nolet, G. (2008). *A Breviary of Seismic Tomography*. *Cambridge University Press*, 344 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511984709>
- Nolet, G., Hello, Y., Lee, S.v.d. et al. (2019) *Imaging the Galápagos mantle plume with an unconventional application of floating seismometers*. *Scientific Reports*, 9(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-36835-w>
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2010). *The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature*. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 201-220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- Paige, C. C., & Saunders, M. A. (1982). *LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares*. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, 8(1), 43-71. <https://doi.org/10.1145/355984.355989>
- Priestley, K., McKenzie, D., & Ho, T. (2018). *A Lithosphere–Asthenosphere Boundary—a Global Model Derived from Multimode Surface-Wave Tomography and Petrology. Lithospheric discontinuities*, 111-123. <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch6>
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C., & Dahlquist, J. (2007). *The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana*. *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). *The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana*. *Gondwana Research*, 20(4), 673-690. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>
- Rocha, M. P., Schimmel, M., & Assumpção, M. (2011). *Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P-and S-wave regional travelttime tomography*.

- Geophysical Journal International*, 184(1), 268-286. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x>
- Rocha, M. P., de Azevedo, P. A., Marotta, G. S. A., Schimmel, M., & Fuck, R. (2016). *Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography*. *Tectonophysics*, 680, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.005>
- Rocha, M. P., Assumpção, M., Affonso, G. M. P. C., Azevedo, P. A., & Bianchi, M. (2019a). *Teleseismic P Wave Tomography Beneath the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná Basins, SE South America: Delimiting Lithospheric Blocks of the SW Gondwana Assemblage*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7120-7137. <https://doi.org/10.1029/2018JB016807>
- Rocha, M. P., Azevedo, P. A. D., Assumpção, M., Pedrosa-Soares, A. C., Fuck, R., & Von Huelsen, M. G. (2019b). *Delimiting the Neoproterozoic São Francisco Paleontinental Block with P-wave travelttime tomography*. *Geophysical Journal International*, 219(1), 633-644. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz323>
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G. (2016). *Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography*. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Schimmel, M. (1999). *Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1366-1378.
- Schimmel, M., Assumpcao, M., & VanDecar, J. C. (2003). *Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4). <https://doi.org/10.1029/2001JB000187>
- Shirzad, T., Assumpcao, M., & Bianchi, M. (2020). *Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins*. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2074-2085. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>
- Sigloch, K., & Nolet, G. (2006). *Measuring finite-frequency body-wave amplitudes and traveltimes*. *Geophysical Journal International*, 167(1), 271-287. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03116.x>

- Sigloch, K., McQuarrie, N., & Nolet, G. (2008). *Two-stage subduction history under North America inferred from multiple-frequency tomography*. *Nature Geoscience*, 1(7), 458-462. <https://doi.org/10.1038/ngeo231>
- Sigloch, K. (2008). *Multiple-frequency body-wave tomography*. Tese de Doutorado, Princeton University, 228 p.
- Simons, F. J., Loris, I., Nolet, G., Daubechies, I. C., et al. (2011). *Solving or resolving global tomographic models with spherical wavelets, and the scale and sparsity of seismic heterogeneity*. *Geophysical Journal International*, 187(2), 969-988. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05190.x>
- Soares, J. E., Berrocal, J., Fuck, R. A., Mooney, W. D., Ventura, D. B., (2006). *Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12). <https://doi.org/10.1029/2005JB003769>
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, 471-485.
- Tian, Y., Hung, S. H., Nolet, G., Montelli, R., & Dahlen, F. A. (2007a). *Dynamic ray tracing and traveltimes corrections for global seismic tomography*. *Journal of computational physics*, 226(1), 672-687. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.04.025>
- Tian, Y., Montelli, R., Nolet, G., & Dahlen, F. A. (2007b). *Computing traveltimes and amplitude sensitivity kernels in finite-frequency tomography*. *Journal of Computational Physics*, 226(2), 2271-2288. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.07.004>
- Tian, Y., Sigloch, K., & Nolet, G. (2009). *Multiple-frequency SH-wave tomography of the western US upper mantle*. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1384-1402. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04225.x>
- Ussami, N., Shiraiwa, S., & Dominguez, J. M. L. (1999). *Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil*. *Tectonics*, 18(1), 25-39. <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>
- VanDecar, J. C., & Crosson, R. S. (1990). *Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(1), 150-169.

- VanDecar, J. C., James, D. E., & Assumpção, M. (1995). *Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces*. *Nature*, 378(6552), 25-31. <https://doi.org/10.1038/378025a0>
- Wang, Y. (2016). *Seismic inversion: theory and applications*. John Wiley & Sons. ISBN: 978-1-119-25798-1
- Wielandt, E. (1987). *On the validity of the ray approximation for interpreting delay times*. Em *Seismic tomography* (pp. 85-98). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-3899-1_4
- Yang, T.; Shen, Y., Lee, S. V. D., Solomon, S. C., & Hung, S. H. (2006). *Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography*. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2), 11-26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.031>
- Zaroli, C. (2010). *Global multiple-frequency S-wave tomography of the Earth's mantle*, Tese de Doutorado, Strasburgo, 214 p.

9 Anexos

ANEXO A

Este anexo inclui o material suplementar para o artigo “Lithospheric architecture of the Paranapanema Block and adjacent nuclei using multiple-frequency P-wave seismic tomography”, que será submetido à revista *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

Supporting Information for

Lithospheric architecture of the Paranapanema Block and adjacent nuclei using multiple-frequency P-wave seismic tomography

G.M.P.C. Affonso¹, M. P. Rocha¹, I.S.L. Costa², M. Assumpção³, R.A. Fuck¹, D. F. Albuquerque¹, D. Portner⁴, E. Rodriguez⁴ and S. Beck⁴

¹University of Brasília – UnB, institute of Geosciences, Brasília, Brazil

²Geological Survey of Brazil – CPRM, Brasília, Brazil

³University of São Paulo – USP, IAG – Department of Geophysics, São Paulo, Brazil

⁴University of Arizona

Contents of this file

Figures S1 to S4 (with captions)

Introduction

We present some figures to better illustrate the influence of the changes in the regularization parameter (Figures S1, S2), the Trade-off curve of the damping factor by the RMS of the resulting model to choose the optimal value (Figure S3), and The synthetic checkerboard test for structures with horizontal size of 234x234 km, in order to show the resolution limit of our tomographic model Figure S4).

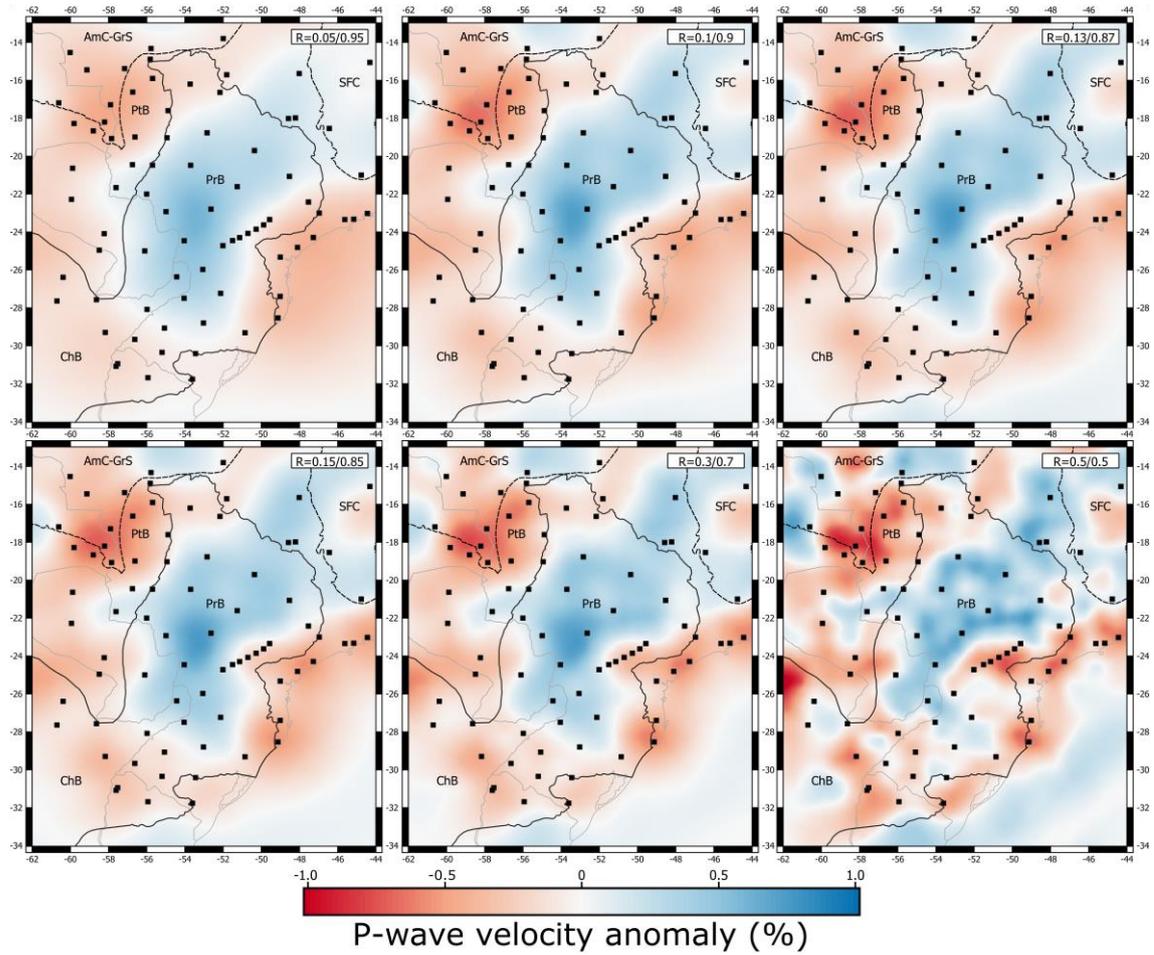


Figure S1. Horizontal images for a depth of 226 km presenting the results obtained for six damping/smoothing ratios. The Guaporé Shield and São Francisco Craton are represented with black dashed lines. The Chaco and Paraná basins are represented with a black solid line. The black squares indicate the seismographic stations used.

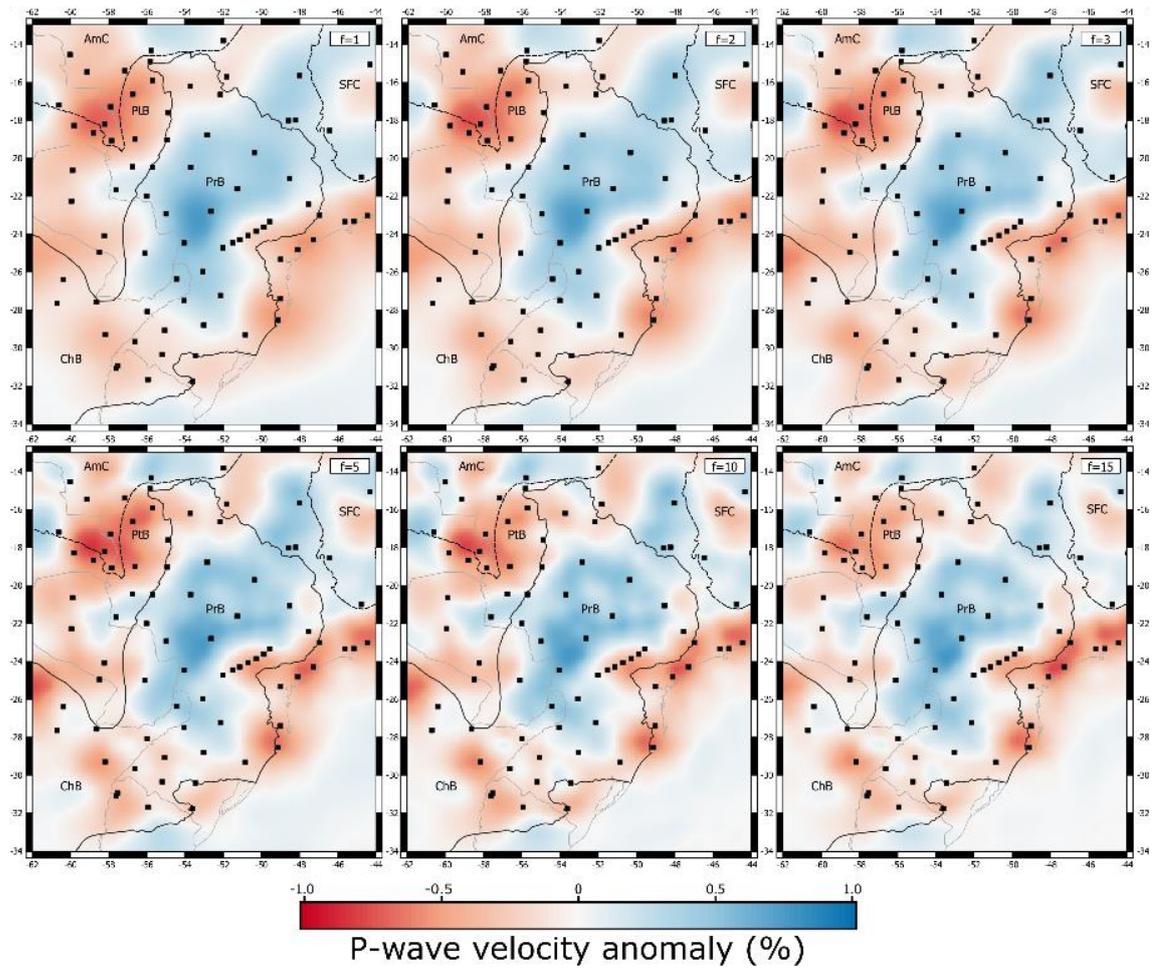


Figure S2. Horizontal images for a depth of 226 km presenting the results obtained for six values of factor f . The Guaporé Shield and São Francisco Craton are represented with black dashed lines. The Chaco and Paraná basins are represented with a black solid line. The black squares indicate the seismographic stations used.

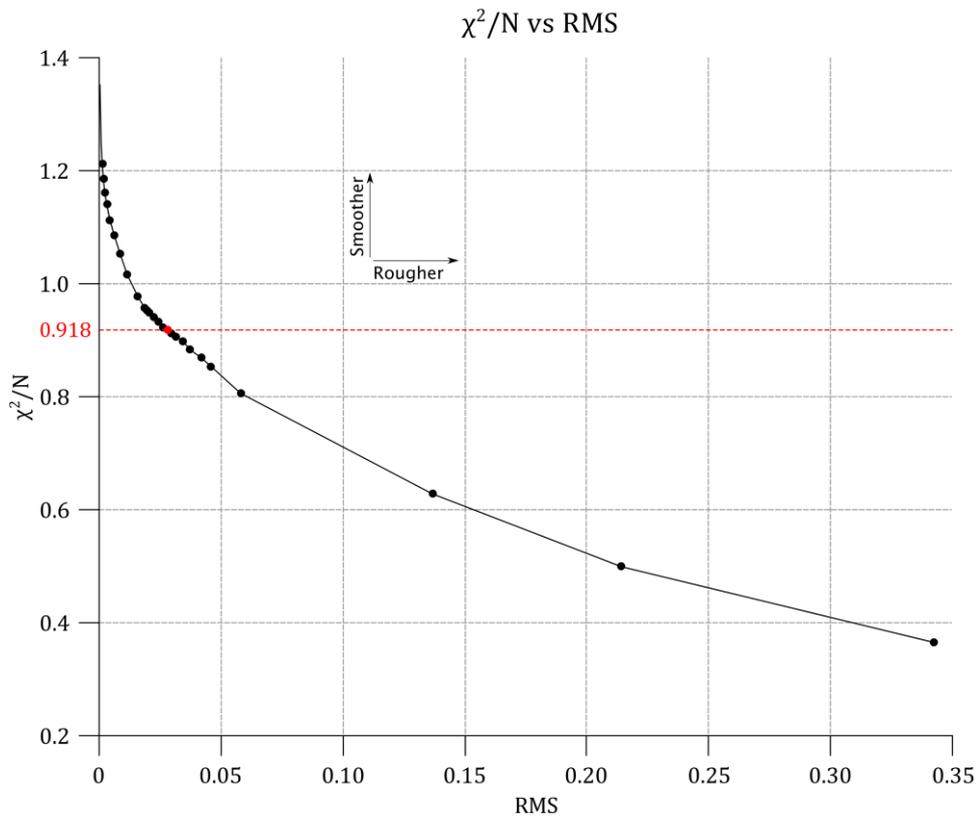


Figure S3. Trade-off curve with $\frac{\epsilon_1}{\epsilon_2} = \mathbf{0.15}$ and increased external damping by a factor of 10. The final model has a $\chi^2/N=0.918$, indicated by the red line and dot.

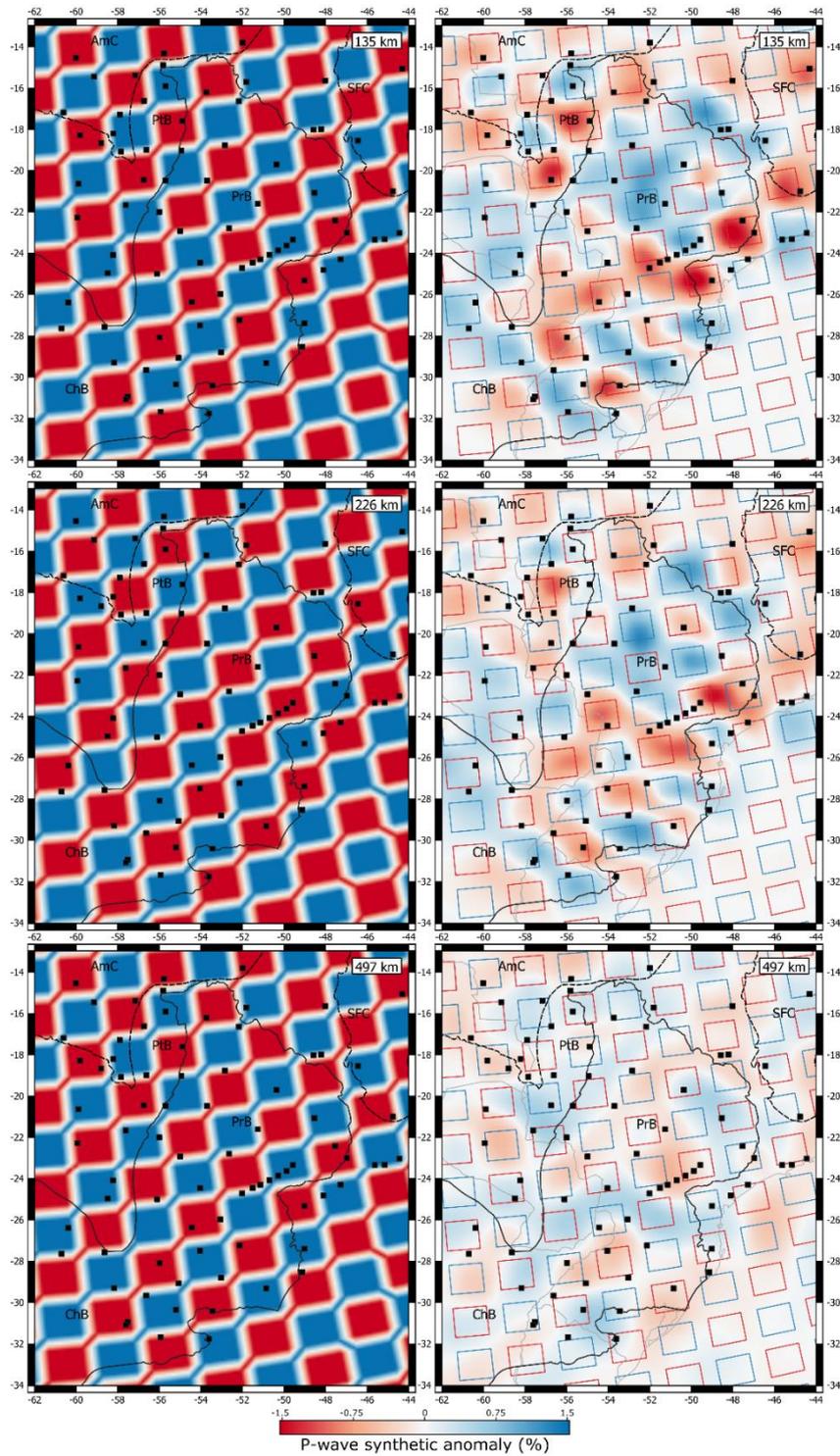


Figure S4. Checkerboard resolutions tests for the input model (left) of 234x234 km structures in the horizontal. The recovered model is shown on the right for the depths of 135, 226 and 497 km. The black squares indicate the seismicographic stations of the database.