

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Lais Nathalia Rodrigues

**Tomografia sísmica de multifrequência utilizando
tempos residuais de ondas P para a região sudeste
da América do Sul**

São Paulo

2023

Lais Nathalia Rodrigues

**Tomografia sísmica de multifrequência utilizando
tempos residuais de ondas P para a região sudeste
da América do Sul**

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

Área de Concentração: Sismologia

Orientador: Prof. Dr. Carlos A. M. Chaves

São Paulo

2023

À minha família Marcos, Lilian, Beatriz, Andressa, Mônica e Arthur.

Agradecimentos

À FUNDEP, pelo apoio financeiro, sob o projeto n^o: 25658 do período de março/2020 até agosto/2021 e à CAPES que me auxiliou financeiramente de setembro/2021 a agosto/2022.

Agradeço especialmente ao meu orientador Prof. Dr. Carlos Alberto Moreno Chaves que me acompanha desde 2018 e tem sido fundamental na minha jornada acadêmica. Eu lhe atribuo grande parte do meu conhecimento e com certeza o meu lado cientista se inspira em você. Obrigada por todos os puxões de orelha e por sempre acreditar no meu desenvolvimento tanto pessoal quanto profissional. Meus mais sinceros OBRIGADA!

Agradeço também ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) por me proporcionarem um espaço, computador e laboratório para concluir a minha graduação em 2019 e, agora, o meu mestrado. Ainda gostaria de reconhecer toda a ajuda e aprendizado que tive com os professores deste instituto desde 2015. Em especial, à Profa. Dra. Leila Soares Marques que foi fundamental na minha jornada pela área da geofísica: obrigada por ser especial.

Iniciarei meus agradecimentos à minha família. Vocês são a base de tudo que tenho e tudo que ainda almejo conquistar. Cada um de vocês (Marcos, Lilian, Bia, Dessa, Monica e Arthur) são de extrema importância para meus pilares. Obrigada por sempre me acompanharem nessa vida de estudos e entenderem todas minhas dificuldades. Realmente sem vocês eu poderia estar perdida. Ainda neste parágrafo quero agradecer aos meus cachorros Romeu e Zoe que me trazem harmonia em momentos de distrações.

Gostaria de deixar aqui meu muito obrigada para os times que participei durante meu mestrado. Fufefi, Fufefield e Fisime, foram importantes para que eu mantivesse minhas atividades física durante o pós pandemia. Sem contar, claro, com as inúmeras amigas que fiz e sou grata pelos momentos de descontração que vocês me proporcionaram.

Por fim e de igual importância, agradeço aos meus colegas de pós-graduação. Em especial ao Felipe "Chuchu", Lucas "Docinho" e ao Caio Ciardelli os quais me auxiliaram de várias maneiras no meu trabalho de mestrado.

“Construa sua casa em chão firme e não em areia. Leva mais tempo, porém é mais certo que não vá desabar. ”

Meu pai.

Resumo

Neste estudo, nós derivamos um novo modelo da estrutura heterogênea de velocidade da onda P para o manto superior sob a placa da América do Sul e parte da placa da África focando a interpretação na região sudeste da América do Sul, adotando uma abordagem de múltipla frequência. O sudeste da América do Sul engloba importantes províncias magmáticas (Toleítica do Paraná, Alcalina da Serra do Mar e Alcalina de Goiás) e estruturas geológicas (Bacia do Paraná, Cráton São Francisco, Faixa Ribeira, entre outras) cuja origem e evolução ainda estão sob investigação. A partir da análise de sismogramas na componente vertical registrados por estações sísmicas distribuídas por toda a América do Sul, no período de 2016 e 2020, nós medimos anomalias de tempo de percurso da onda P a partir da correlação-cruzada entre tais registros. As medições foram realizadas em sismogramas filtrados para quatro diferentes períodos: 3.5 s, 7 s, 14 s e 28.0 s. Nós combinamos anomalias de tempo de percurso de alta frequência, extraídos do catálogo do ISC-EHB, com nossas medições para aumentar a resolução de nosso modelo. Correções de elipticidade, da estrutura de velocidade da crosta e da elevação da estação foram aplicadas a todas as anomalias de tempo. Para modelar os dados de tempo de percurso, *kernels* de sensibilidade de tempo de percurso de frequência-finita foram utilizados. Assim, utilizando o método LSQR, nós invertemos mais de um milhão e duzentas mil anomalias de tempo de percurso para obter o modelo de velocidade SSAPWM (Southeast South America P-Wave Model). A resolução do SSAPWM foi avaliada a partir de testes sintéticos, os quais mostraram que nossos dados podem resolver estruturas com comprimento de onda superior a 200 km, a partir de profundidades crustais. As regiões com variação positiva de velocidade, na região de interpretação, concentram-se principalmente sob áreas "cratônicas", como o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco e partes das Bacias do Paraná e do Chaco-Paraná. As regiões com variações negativas de velocidade se concentram principalmente ao redor das regiões

cratônicas, na parte oeste da bacia do Paraná, ao longo da linha de costa, no arco de Ponta-Grossa e na Província Alcalina da Serra do Mar. Como forma de assegurar que os resultados obtidos nesta pesquisa são plausíveis, nós comparamos o SSAPWM com o modelo de densidade de Chaves et al. (2016) e com o modelo geoeletrico de Bologna et al. (2019). A anomalia negativa de velocidade do modelo SSAPWM, localizada entre o Sul do Cráton do Paraná e o Cráton do Rio de La Plata, estendendo-se de 70 km a aproximadamente 400 km de profundidade, possui forte correspondência com um condutor elétrico e uma redução de densidade imageada na região. O condutor elétrico foi interpretado como carbonatitos fundidos na base da litosfera. Um dos principais resultados obtidos nesta pesquisa é que o modelo SSAPWM não sustenta a visão de um único bloco para a litosfera da PMP, o chamado bloco Paranapanema. Nosso modelo de velocidade, em profundidades litosféricas, está em completo desacordo com o modelo obtido por Affonso et al. (2021). Entretanto, suporta a visão da presença de unidades cratônicas heterogêneas, como proposto por Dragone et al. (2021). A presença de uma anomalia negativa de velocidade coincide, pelo menos, para parte central da Bacia do Paraná, com a localização de uma sutura fóssil denominada PAA (Paraná Axial Anomaly), imageada por Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018). A real configuração da estrutura da litosfera do Paraná tem implicações importantes para o entendimento da evolução tectônica da parte sudoeste do Gondwana, nos mecanismos de subsidência da Bacia do Paraná e no magmatismo toleítico que ocorreu há 134 milhões no período cretáceo.

Abstract

In this study, we present a new P-wave velocity model for the mantle beneath southeastern South America using multiple-frequency seismic tomography. Southeastern South America encompasses important magmatic provinces (e.g., Paraná Magmatic Province, Serra do Mar and Goiás Alkaline Provinces) and tectonic structures (e.g., Paraná Basin, São Francisco Craton, Ribeira Belt) whose origin and evolution are still under investigation. From the analysis of vertical seismograms recorded by seismic stations in South America, in the period between 2016 and 2020, we estimate travel times anomalies for P-waves by cross-correlating recorded seismograms. Measurements are performed on filtered seismograms for four different periods: 3.5 s, 7 s, 14 s, and 28 s for multi-frequency imaging. Ellipticity, crustal velocity structure and station elevation corrections are applied to our measured travel times anomalies. For the modeling of our travel time dataset, finite-frequency sensitivity kernels are estimated from an efficient method, which uses ray theory, Born and paraxial approximations to obtain the first Fresnel zones around the geometrical path of the seismic ray. We combine high-frequency travel times anomalies from the ISC-EHB bulletin with our measurements for improving the resolution of our models. This adds more than one million P-waves times residuals to our database. We invert our combined dataset of travel time anomalies using the LSQR method to obtain a new image of the mantle heterogeneous velocity structure, which is named the SSAPWM (Southeast South America P-Wave Model) model. To assess the resolution of the estimated velocity models, we perform the traditional checkerboard test, which shows that our dataset may resolve structures with a wavelength larger than 200 km, starting at crustal depths. Our P-wave model shows high-velocity anomalies under cratons regions, as Amazonian Craton, São Francisco Craton and parts of the Paraná Basin and Chaco-Paraná basin. The low-velocity anomalies are concentrated mainly around the cratons regions, the west part of the Paraná Basin, along the coast line, Ponta-

Grossa Arch and Alkaline Province Serra do Mar. To ensure that the results are plausible, we compare the SSAPWM with the density model by Chaves et al. (2016) and geoelectric model by Bologna et al. (2019). The low-velocity anomaly in SSAPWM, between South Paraná Craton and Rio de la Plata Craton, starting at a depth of 70 km to a depth of about 400 km, has good correlation with an electric conductor and a decrease in density imaged in this region. The electric conductor is interpreted as carbonatitic melts on the base of the lithosphere. One of the main results of this work is that the SSAPWM model does not show the existence of a single intact cratonic block beneath the PMP - the so-called Paranapanema Block. Our velocity model, in lithosphere depths, is in complete disagreement with the model obtained by Affonso et al. (2021). However, it supports the hypothesis of the presence of heterogeneous cratonic units, as proposed by Dragone et al. (2021). A strong low-velocity anomaly agrees, at least, to the central part of the Paraná Basin, with the location of a fossil suture called PAA (Paraná Axial Anomaly), imaged by Padilha et al. (2015) and Maurya et al. (2018). The setting real of the lithosphere structure of Paraná has important implications to understand the tectonic evolution of the southwest part of the Gondwana, subsidence mechanism of Paraná Basin and in the teleitic magmatism that occurred during the Cretaceous time.

Lista de Figuras

1.1	Região de interesse: províncias magmáticas e estruturas tectônicas.	5
1.2	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.	6
3.1	Ilustração simplificada da propagação de onda uma sísmica, a partir de fontes, representadas por estrelas, até os receptores, representados por triângulos, localizados em superfície.	12
3.2	Raio sísmico (linha preta) descrevendo a trajetória de propagação de uma onda .	13
3.3	Ilustração do funcionamento da Teoria de Born em um meio homogêneo	16
3.4	Localização do ponto de máximo da correlação cruzada da onda perturbada, $u(t) + \delta u(t)$, com a não perturbada, $u(t)$	17
3.5	Ilustração do efeito da heterogeneidade estar localizada na trajetória de propagação da onda direta.	18
3.6	Seções transversais axiais mostrando a passagem de um campo de pressão acústica de frequência finita ($\tau = 25s$) através de heterogeneidades	20
3.7	Seção transversal através de um <i>kernel</i> 3-D de sensibilidade de tempo de percurso para uma onda P com um período característico $\tau = 0.5s$, observada a uma distância fonte-receptor $L = 40km$	22
3.8	Seções transversais 2-D através dos <i>kernel</i> 3D de tempo de percurso de frequência-finita, K_S , para ondas S (topo) e, K_P , para ondas P (parte inferior)	23
3.9	<i>Kernels</i> de sensibilidade de tempo de percurso para ondas P.	30
3.10	Exemplo de amostragem de porções de um volume com três diferentes abordagens de tomografia sísmica.	31
3.11	O critério da <i>curva-L</i> ilustra o compromisso entre a solução do modelo regularizado $\ \mathbf{S}_1\mathbf{m}\ _2$ e a norma residual $\ \mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\ _2$ na escala log-log.	33

4.1	Distribuição de estações sísmicas selecionadas do catálogo ISC-EHB.	40
4.2	Distribuição de eventos selecionados do catálogo ISC-EHB.	40
4.3	Histograma da distribuição azimutal de eventos dos eventos do ISC-EHB.	42
4.4	Média das anomalias de tempo do catálogo do ISC-EHB	43
4.5	Distribuição das anomalias de tempo de percurso em função da distância epicentral.	45
4.6	Histogramas dos tempos anômalos para cada fase utilizada do catálogo ISC-EHB.	46
4.7	Distribuição de 432 eventos do catálogo CMT (Dziewonski et al., 1981) utilizados neste trabalho, com magnitude $M_w > 5.5$	48
4.8	Distribuição das 404 estações sísmicas (triângulos vermelhos) utilizadas no experimento de tomografia sobre o mapa de topografia e batimetria da região do experimento.	48
4.9	Sismogramas na componente vertical do evento 011817F.	49
4.10	Sismogramas na componente vertical do evento 061717F.	50
4.11	Localização dos eventos 011817F e 061717F sobre o mapa de topografia e batimetria.	51
4.12	Sismogramas, na componente vertical, do evento 011817F do catálogo CMT, filtrados com um filtro Gaussiano em 4 períodos centrais, T_C , diferentes: a) 3.5 s, b) 7.0 s, c) 14.0 s e d) 28.0 s.	53
4.13	Sismogramas, na componente vertical, do evento 061717F do catálogo CMT, filtrados com um filtro Gaussiano em 4 períodos centrais, T_C , diferentes: a) 3.5 s, b) 7.0 s, c) 14.0 s e d) 28.0 s.	53
4.14	Distribuição das anomalias de tempo de percurso, sem correções, obtidas com o método de Bonnin et al. (2014), em função da distância epicentral, separadas para 4 períodos centrais, T_C : 3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28.0 s.	54
4.15	Histogramas ilustrando a distribuição das anomalias de tempo de percurso separadas para 4 períodos centrais, T_C : 3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28.0 s.	55
4.16	Cobertura total dos raios sísmicos conectando os eventos registrados pelas estações sísmicas selecionadas na região do experimento de tomografia sísmica.	57
5.1	Curva gerada para análise de parâmetro de suavização.	59
5.2	Soluções para diferentes parâmetros de regularização.	60
5.3	Histograma do ajuste dos dados após a inversão	61

5.4	Modelos de entrada sintético para os testes sintéticos.	62
5.5	Modelo sintético recuperado 3x3x3 voxels.	63
5.6	Modelo sintético recuperado 4x4x4 voxels.	64
5.7	Modelo sintético recuperado 8x8x8 voxels.	66
5.8	Modelo de velocidade SSAPWM.	67
5.9	Localização dos perfis.	69
5.10	Checkerboard Test em um perfil teste.	70
5.11	Teste do Tabuleiro voxels 3x3x3 perfis A, B, C.	71
5.12	Teste do Tabuleiro voxels 3x3x3 perfis D, E, F.	72
5.13	Teste do Tabuleiro voxels 4x4x4 perfis A, B, C.	73
5.14	Teste do Tabuleiro voxels 4x4x4 perfis D, E, F.	74
5.15	Teste do Tabuleiro voxels 8x8x8 perfis A, B, C.	76
5.16	Teste do Tabuleiro voxels 8x8x8 perfis D, E, F.	77
5.17	Perfis verticais com o resultado de inversão de dados reais.	78
6.1	Comparação modelo de velocidade em planta.	82
6.2	Comparação modelo de velocidade em seções verticais.	84
6.3	Comparação modelos de densidade, MT e velocidade.	88
6.4	Comparação perfis verticais modelos de densidade, MT e velocidade.	89
6.5	Resultado perfil K-K'.	90
6.6	Modelo de velocidade para análise da litosfera sob a Bacia do Paraná.	92
6.7	Localização da PAA em nosso modelo de velocidade.	93

Lista de Tabelas

4.1	Quantidade de fases sísmicas extraídas do catálogo ISC-EHB para o trabalho. . .	39
-----	---	----

Sumário

1. <i>Introdução</i>	1
2. <i>Revisão dos resultados geofísicos na região de interpretação</i>	7
2.1 Tomografia Sísmica de Onda de Corpo	7
2.2 Outros Métodos Geofísicos	9
3. <i>Metodologia</i>	11
3.1 Tomografia Sísmica	11
3.2 Teoria do Raio	12
3.3 Implicações e Limitações da Teoria do Raio	15
3.4 Espalhamento	16
3.5 Wavefront Healing	18
3.6 Teoria de Frequência-Finita	21
3.7 Inversão de Dados	31
3.8 Medição das anomalias de tempo de percurso de onda P	33
4. <i>Base de dados</i>	38
4.1 Anomalias de Tempo de Percurso do Catálogo ISC-EHB	38
4.2 Anomalias de Tempo de Percurso Medidas por Correlação Cruzada	46
4.3 Anomalias de Tempo de Percurso Total	55
5. <i>Resultados</i>	58
5.1 Parametrização do modelo de velocidade	58
5.2 Escolha do modelo de velocidade	58

5.3	Testes sintéticos	61
6.	<i>Discussão</i>	81
6.1	Comparação com outros modelos de velocidade para a América do Sul	81
6.2	Comparação com outros modelos geofísicos.	87
6.3	Litosfera sob a Bacia do Paraná.	90
7.	<i>Conclusões</i>	95
	<i>Referências</i>	97

Introdução

A região sudeste do Brasil abriga parte de um dos mais enigmáticos derrames de lavas basálticas toleíticas já registradas na história da Terra, ocorrido há 134 milhões (Renne et al., 1996), no período Cretáceo. Esses derrames precederam o processo de separação entre as placas da África e da América do Sul e é observado em uma larga extensão da Bacia do Paraná (BP), outra estrutura geológica cuja origem e evolução ainda é incerta e matéria de estudo e intenso debate na literatura. Na região sudeste também estão localizadas, em sua porção continental, as Províncias Alcalinas da Alto Paranaíba (APAP) e da Serra do Mar (SMAP), oriundas do vulcanismo alcalino ocorrido no cenozóico, as escarpas da Serra do Mar, o cráton do São Francisco (SFC) e, na parte offshore, as Bacias de Santos (SB) e Campos (CAB), por exemplo (Figura 1.1). Todas essas províncias magmáticas e estruturas geológicas ainda não possuem sua origem e evolução bem compreendidas. Assim, o estudo das propriedades físicas da crosta e do manto ajudam a fornecer vínculos essenciais para o entendimento de processos geodinâmicos que originaram e influenciam a evolução de tais províncias e estruturas geológicas.

O principal alvo do nosso estudo é a Província Magmática do Paraná (PMP), a qual possui uma área de aproximadamente $1.500.000 \text{ km}^2$ e está localizada dentro da Bacia do Paraná, a qual abriga um registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo e está presente no Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina. O registro tectono-estratigráfico da Bacia do Paraná sugere que sua formação foi marcada por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo no interior da placa (Milani e Ramos, 1998). Há uma dificuldade em entender, diretamente, como se desenvolveu o embasamento da bacia, pois além da complexa formação, existe uma grande cobertura sedimentar alcançando 7 km de profundidade em sua parte central (Figura 1.2). Dessa maneira, os estudos geofísicos permitem um melhor imageamento da estrutura profunda da bacia e maior confiabilidade nas interpretações para que possamos entender a origem dos derrames

que formaram a PMP.

Um dos métodos mais utilizados para se inferir as propriedades físicas no interior da Terra é a tomografia sísmica, que é uma técnica que permite obter imagens tridimensionais da estrutura de velocidade anômala no interior da Terra a partir da medição do tempo de propagação de ondas sísmicas oriundas da energia liberada por fontes naturais ou artificiais e registradas por receptores, geralmente posicionados na superfície da Terra. Usualmente, o tempo de propagação das ondas sísmicas em experimentos de tomografia de sísmica é modelado com o uso da Teoria do Raio (TR). Isso significa assumir que as ondas sísmicas têm frequência infinita, ou seja, seu comprimento de onda é zero. No entanto, na natureza, ondas sísmicas possuem diferentes comprimentos de onda e, conseqüentemente, têm “frequência-finita”. Assim, a velocidade de propagação de uma onda é, na verdade, sensível às estruturas tridimensionais de velocidade que circundam a trajetória do raio sísmico e que estão volumetricamente contidas dentro da primeira zona de Fresnel, onde as interações construtivas, as quais contam para o tempo de propagação da onda, ocorrem. O tratamento teórico incorreto da propagação das ondas sísmicas nos faz perder informações importantes sobre a heterogeneidade da estrutura de velocidade no interior da Terra. Efeitos de difração, por exemplo, não são levados em conta na TR. Com o intuito de modelar com maior fidelidade o fenômeno físico de propagação de uma onda sísmica em experimentos de tomografia sísmica, Dahlen et al. (2000) e Hung et al. (2000) utilizam a própria TR, juntamente com a aproximação de Born, para desenvolver a Teoria de Frequência-Finita (TFF). Dessa forma, os raios sísmicos, uma aproximação de frequência infinita, são substituídos por *kernels* volumétricos de sensibilidade ao tempo de propagação conhecidos como *kernels* de Fréchet. Essa abordagem permite que melhoremos a resolução de imagens de experimentos de tomografia sísmica para auxiliar no entendimento dos processos geodinâmicos do planeta. Ao longo deste trabalho, ambas teorias estão apresentadas com maior clareza, bem como seus desenvolvimentos matemáticos e suas limitações.

Utilizando a TFF, neste projeto de mestrado, nós derivamos um novo modelo da estrutura heterogênea de velocidade da onda P para o manto superior sob a placa da América do Sul e parte da placa da África focando a interpretação na região sudeste da América do Sul, adotando uma abordagem multifrequencial. O modelo de velocidade chamado SSAPWM (Southeast South America P-Wave Model) foi derivado utilizando anomalias de tempo de percurso medidas por correlação cruzada, com o método de Bonnin et al. (2014), e anomalias de tempo de percurso do catálogo ISC-EHB, um subconjunto do catálogo total do ISC, que foi inicialmente reprocessado

por Engdahl et al. (1998) e que foi reavaliado recentemente por Engdahl et al. (2020). As anomalias de tempo de percurso medidas por correlação cruzada, em quatro períodos diferentes (3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28 s), foram obtidas de sismogramas registrados por 404 estações sísmica na América do Sul a partir de 432 eventos do catálogo CMT (Dziewonski et al., 1981), com magnitude $M_w > 5.5$, em distância telessísmicas, entre os anos de 2016 e 2020. As estações analisadas incluem registros feitos pelas estações da RSBR (Bianchi et al., 2018), pelas estações da rede XC (Projeto FAPESP "Três Bacias") e pelas estações sísmicas recém incorporadas à rede ON, através do projeto da Petrobras "Tomografia Sísmica da Região Sudeste do Brasil". As anomalias de tempo de percurso do catálogo ISC-EHB foram selecionadas para estações em uma área mais abrangente do que nossa região de interpretação, ou seja, entre as latitudes -65° e 25° e entre as longitudes -100° e 40° . Os eventos utilizados são tanto locais quanto telessísmicos. Assim, foram selecionados anomalias de tempo de percurso registradas por 2421 estações a partir de 70523 eventos, com magnitude M_b que varia entre 3.6 e 8.0.

Mais de um milhão e duzentas mil anomalias de tempo de percurso foram invertidas com o método LSQR de Paige e Saunders (1982) para obter um novo modelo de velocidade de onda P sob o sudeste da América do Sul. Com o intuito de avaliar a resolução do modelo SSAPWM, nós realizamos o tradicional teste *checkerboard*, com padrões alternados de anomalias de velocidade e variações no tamanho das células da grade do modelo. Os testes realizados revelam que nosso conjunto de dados conseguem resolver estruturas de comprimento de onda superiores a aproximadamente 200 km, a partir de profundidades crustais, alcançando resolução superior a outros modelos derivados para a região de estudo. Nossos resultados foram analisados em seções horizontais e verticais que permitiram comparar o modelo SSAPWM com os modelos de velocidade de onda P de Chaves et al. (2016) e Affonso et al. (2021). Como forma de assegurar que os resultados obtidos nesta pesquisa são plausíveis, nós fizemos a comparação do modelo SSAPWM com o modelo de densidade de Chaves et al. (2016), obtido a partir da inversão de anomalias do geoide, e com o modelo geoeletrico de Bologna et al. (2019), obtido a partir de medidas de Magnetotelúrico e de GDS (Geomagnetic Depth Sounding). Uma anomalia negativa de velocidade do modelo SSAPWM, localizada entre o Sul do Cráton do Paraná e o Cráton do Rio de La Plata, estendendo-se de 70 km a aproximadamente 400 km de profundidade, possui forte correspondência com o condutor elétrico imageado por Bologna et al. (2019) e a redução de densidade imageada por Chaves et al. (2016). O condutor elétrico foi interpretado por Bologna et al. (2019) como carbonatitos fundidos na base da litosfera.

Um dos principais resultados obtidos nesta pesquisa é que o modelo SSAPWM não sustenta a visão de um único bloco para a litosfera da PMP, o chamado bloco Paranapanema proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). Nosso modelo de velocidade, em profundidades litosféricas, está em completo desacordo com o modelo obtido por Affonso et al. (2021). Entretanto, suporta a visão da presença de unidades cratônicas heterogêneas, como proposto por Dragone et al. (2021) através de dados magnetotelúrico, GDS e anomalia Bouguer. A presença de uma anomalia negativa de velocidade coincide, pelo menos, para parte central da Bacia do Paraná, com a localização de uma sutura fóssil denominada PAA (Paraná Axial Anomaly) imageada por Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018). A real configuração da estrutura da litosfera do Paraná tem implicações importantes para o entendimento da evolução tectônica da parte sudoeste do Gondwana, nos mecanismos de subsidência da Bacia do Paraná e no magmatismo toleítico que ocorreu há 134 milhões no período cretáceo.

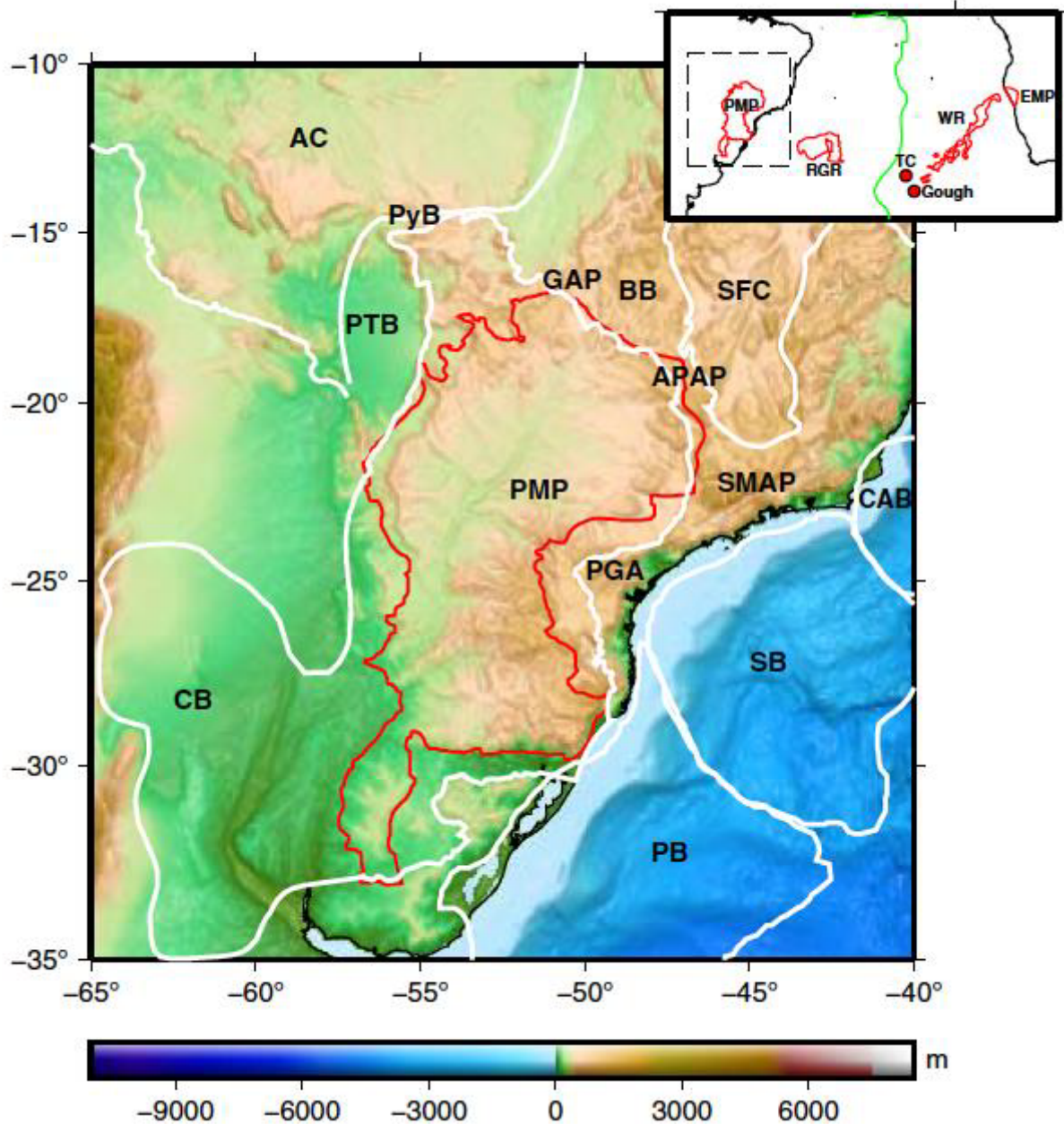


Figura 1.1: Mapa de topografia e batimetria da região de estudo proveniente do modelo ETOPO1 (Amante e Eakins (2009)). PMP: Província Magmática Paraná; SFC: Cráton do São Francisco; SMAP: Província Alcalina da Serra do Mar; GAP: Província Alcalina de Goiás; APAP: Província Alcalina do Alto Paranaíba; BB: Brasília Belt; SB: Bacia de Santos; CAB: Bacia de Campos; PB: Bacia de Pelotas; PGA: Arco de Ponta Grossa; AC: Cráton Amazônico; PTB: Bacia do Pantanal; CB: Bacia do Chaco; PyB: Cinturão Paraguaio; RGR: Rio Grande Rise; WR: Walvis Ridge; EMP: Etendeka Magmatic Province; TC: Tristão da Cunha e Gough são hotspots. Figura retirada de Chaves et al. (2016).

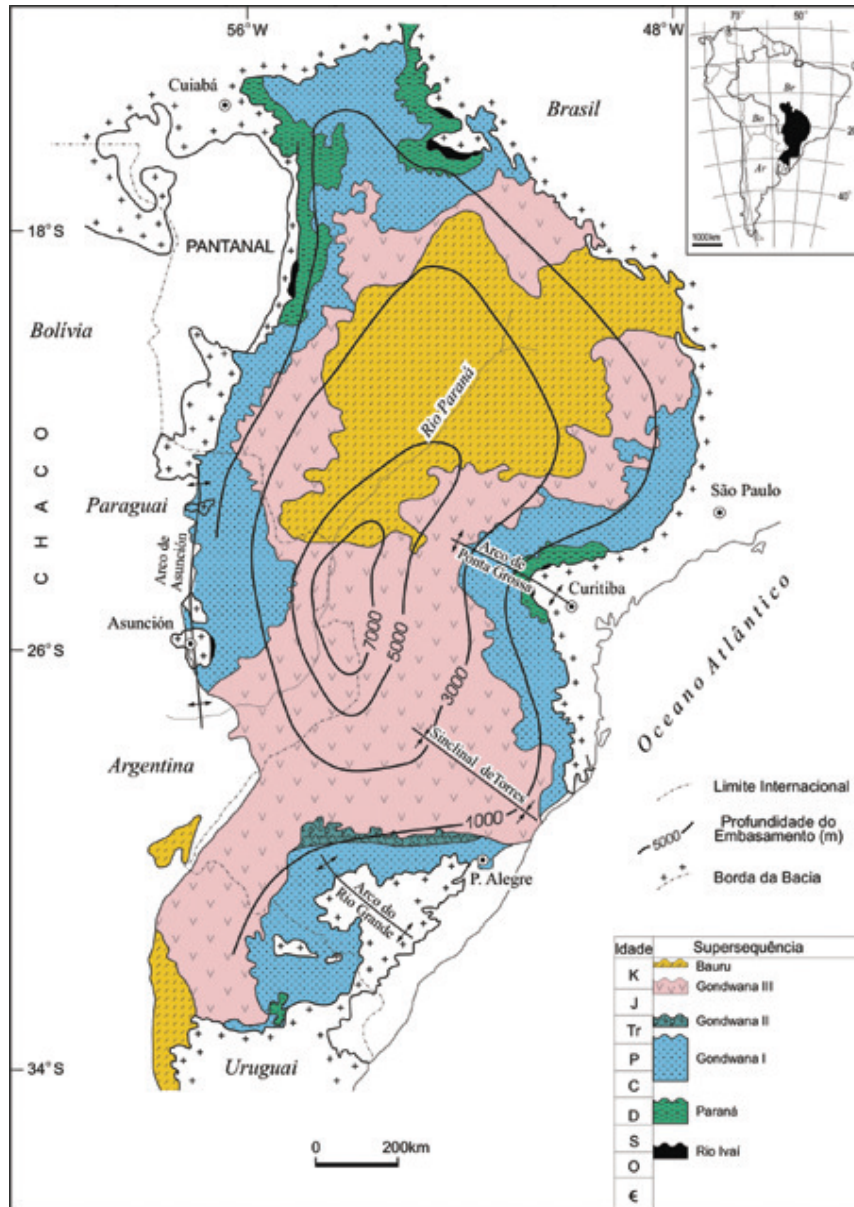


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Figura retirada de Milani (2004).

Revisão dos resultados geofísicos na região de interpretação

2.1 *Tomografia Sísmica de Onda de Corpo*

Os estudos de Tomografia Sísmica de ondas P e S se iniciaram no Brasil com o trabalho de VanDecar et al. (1995) que teve como alvo parte do Cráton São Francisco, da Bacia do Paraná e das Faixas Ribeiras e Brasília. As imagens da tomografia mostraram uma anomalia de baixa velocidade, que foi interpretada como uma estrutura fóssil da Pluma de Tristão da Cunha, a qual teria sido responsável pelos derrames basálticos na Bacia do Paraná há aproximadamente 134 Ma.

Schimmel et al. (2003) realizaram um estudo na mesma região do estudo de VanDecar et al. (1995), porém com um maior número de estações, o que permitiu investigar uma área maior. Schimmel et al. (2003) imagearam anomalias de alta velocidade, tanto de ondas P quanto de ondas S, entre 200 km e 300 km de profundidade, indicando uma raiz para o Cráton São Francisco; anomalia de alta velocidade para ondas S abaixo da Bacia do Paraná, a qual foi interpretada como indicativo da presença de um núcleo cratônico; e uma anomalia de redução velocidade na mesma região que VanDecar et al. (1995) imagearam uma estrutura anômala interpretada como a pluma fóssil de Tristão da Cunha.

Rocha et al. (2011) aplicaram o estudo de tomografia de tempo de percurso de ondas de corpo para grande parte do Cráton São Francisco, Bacia do Paraná e as Províncias da Mantiqueira e Tocantins. Eles compararam as anomalias encontradas nas imagens tomográficas com a sismicidade da região e notaram uma alta concentração de epicentros próximo às anomalias de alta velocidade, na Província de Tocantins (PT), e baixa velocidade no interior de regiões que também apresentam uma alta incidência de sismo. Os autores interpretaram a alta velocidade ao

redor da PT como uma zona de sutura resultante da colisão entre os blocos de São Francisco, Paranapanema e Amazônico.

Assumpcao et al. (2017) estudaram as características litosféricas abaixo do Cráton São Francisco (SFC). Utilizando os resultados de tomografia de ondas de superfície e de ondas de corpo, os autores encontraram uma anomalia de alta velocidade no manto superior abaixo da Faixa Brasília a qual foi interpretada como uma continuação, em profundidade, da litosfera cratônica do SFC. Anomalias de baixa velocidade da onda P, no manto superior, ao longo da Província Alcalina do Alto Paranaíba (APAP) foram interpretadas como intrusões alcalinas do Cretáceo Tardio.

Rocha et al. (2019) imagearam anomalias de velocidade no manto superior abaixo das bacias do Paraná, Pantanal e Chaco-Paraná utilizando a tomografia de tempos de percurso de ondas P. Para a Bacia do Paraná, encontraram anomalias de alta velocidade que foram interpretadas como o embasamento cratônico. Os autores citam que a porção norte é consistente com o bloco cratônico interpretado por Cordani et al. (1984) e a porção sul consistente com o que é interpretado por Mantovani e Brito Neves (2005). Para o Cráton Rio de La Plata, observaram anomalias de baixa velocidade que corroboram os limites proposto por Rapela et al. (2011). As anomalias de baixa velocidade imageadas por Rocha et al. (2019) abaixo da Bacia do Pantanal foram interpretadas devido a um afinamento litosférico, o qual pode estar associado a sismicidade na região.

De 1995 até 2020, todos os estudos de tomografia sísmica no Brasil utilizaram a TR para modelar o tempo de propagação das ondas sísmicas no interior da Terra. Como os experimentos utilizavam uma teoria simplista e adotavam diversas premissas que não são verificadas na prática, as imagens tomográficas obtidas apresentavam resolução comprometida, embora os modelos derivados tenham sido amplamente aceitos. Com o avanço do poder computacional, a partir de 2020, novos trabalhos surgiram no Brasil utilizando a Tomografia de Frequência-Finita (TFF), a qual melhorou a resolução dos modelos anteriores. Como exemplo, Affonso et al. (2021) aplicaram a TFF para inverter anomalias de percurso de ondas P e imagearam o manto sublitosférico e a litosfera sob a região da PMP e províncias vizinhas. Com imagens de melhor resolução do que as fornecidas por estudos anteriores, os autores interpretaram a anomalia de alta velocidade sob a Bacia do Paraná como um bloco cratônico coeso, assim como o estudo de tomografia de Rocha et al. (2019) já havia proposto. As imagens obtidos por Affonso et al. (2021) ainda mostraram anomalias de baixa velocidade que podem estar associadas à estrutura interpretada como a pluma fóssil de Tristão da Cunha, proposta por VanDecar et al. (1995).

2.2 Outros Métodos Geofísicos

Além dos trabalhos de tomografia sísmica no Sudeste da América do Sul, há outros estudos geofísicos importantes para entendermos a formação das províncias e estruturas geológicas da região.

Cordani et al. (1984), utilizando dados geoquímicos de amostras obtidas em poços e inferências geológicas, propuseram o primeiro modelo para o embasamento da Bacia do Paraná sugerindo como um bloco único intacto, de natureza cratônica, no centro da bacia. Alguns anos após este estudo, Mantovani e Brito Neves (2005), a partir de dados de gravimetria, propôs a existência do mesmo bloco nas mesmas condições, porém, com maior tamanho, e o nomeou de Bloco Paranapanema.

Contrário ao primeiro modelo de embasamento da bacia apresentado acima, Milani e Ramos (1998) postularam a existência de uma raiz cratônica fragmentada abaixo da Bacia do Paraná, a qual suporta a ideia da original subsidência nas zonas de fraquezas. Julià et al. (2008) utilizando dados de ondas P e PP para função-receptor juntamente com a inversão de dados de dispersão da onda Rayleigh encontraram evidências que suportam o modelo de um bloco fragmentado.

Bologna et al. (2011) realizaram um estudo na região central do Brasil utilizando o método de magnetotelúrico. O perfil de estações MT foi adquirido ao longo de um perfil leste-oeste, iniciando na Bacia do Paraná, cortando a faixa Brasília e finalizando dentro do Cráton São Francisco. Abaixo da Bacia do Paraná foi encontrado um condutor subvertical linear, interpretado por Bologna et al. (2011) como uma assinatura de colisão de bordas de placas, algo já proposto por outros estudos de gravimetria. Além disso, uma alta condutividade horizontal foi encontrada no sudeste da Província Alcalina do Alto Paranaíba (APAP), a qual é espacialmente condizente com a zona de baixa velocidade encontrada no estudo de Schimmel et al. (2003). Os autores relacionaram essa alta condutividade no topo superior do manto a um depósito de fluído de carbono interconectados; na base do manto superior, essa anomalia foi interpretada como uma fusão inicial de carbonatitos. Ambas inferências também explicam o porquê da zona de baixa velocidade, de acordo com os autores.

Padilha et al. (2015), integrando dados de sondagens geomagnética profunda e magnetotelúrico (2D), observaram valores de condutividade na região central da Bacia do Paraná incompatíveis com aqueles geralmente observados em uma litosfera cratônica. Esse resultado foi interpretado como a crosta afetada por condução mineral de qualquer evento tectônico relacio-

nado ao Ordoviciano ou por qualquer material magmático do Cretáceo. Neste trabalho, também foi observado uma litosfera resistiva abaixo do Cráton do Rio Apa (RAC) e a oeste da Bacia do Paraná. Para o RAC, a raiz do cráton não ultrapassa 100 km de profundidade, na qual a litosfera passa a ser mais condutiva.

Chaves et al. (2016) estudou a estrutura de velocidade e densidade abaixo da PMP. Os modelos derivados a partir da inversão de anomalias do geoide e de anomalias de tempo de percurso da onda P indicaram um aumento da velocidade e da densidade abaixo da PMP. De acordo com os autores, a litosfera cratônica abaixo da PMP pode ter sofrido uma densificação que poderia ser explicada pela refertilização do manto devido à introdução de componentes astenosféricos advindos das zonas de subducção que rodeavam a litosfera do Paraná desde o Proterozoico.

Bologna et al. (2019) conduziram um estudo de magnetotelúrico (MT) para investigar a estrutura elétrica da litosfera do Cráton do Rio de La Plata (RPC) até a Bacia do Paraná. Como resultado, eles sugeriram a ocorrência de múltiplas acreções de terreno na borda nordeste da RPC baseados em variações laterais de resistividade elétrica e espessura da litosfera. Na região ao norte da Bacia do Paraná foi encontrado um alto valor de condutividade interpretado como um processo de refertilização do manto que ocorreu durante a colisão do RPC e sua acreção de terrenos com a litosfera do Paraná desde o Neoproterozoico-Cambriano.

Dragone et al. (2021) investigaram a litosfera sobre as bacias intracratônicas Chaco-Paraná e ao sul da Paraná utilizando as propriedades físicas: densidade e resistividade elétrica. O levantamento de magnetotelúrico (MT) mostrou uma litosfera espessa e resistiva abaixo de ambas bacias, características de litosfera cratônica. Os autores propuseram que o embasamento, nesta área do Chaco-Paraná, é o Cráton Rio Tebicuary (RTC) e, ao sul da Bacia do Paraná, é o Cráton Sul Paraná (SPC), o qual, baseado em dados de anomalia de gravidade, modelos geoeletricos e heterogeneidades composicional, não suportam a ideia de um cráton único que abrange toda a Bacia do Paraná. Eles verificaram que sob o RTC a densidade possui um alto valor e comparado ao SPC apresenta baixa resistividade, levando os autores a interpretarem tais características como um processo tectônico que resultou em uma alta concentração de material máfico na crosta e manto superior do cráton localizado ao nordeste da Bacia Chaco-Paraná.

Metodologia

3.1 *Tomografia Sísmica*

As ondas sísmicas são movimentos vibratórios das partículas de um meio que são produzidas pela liberação repentina de energia causada pelo movimento de uma falha geológica ou por uma explosão, por exemplo. Essas ondas se propagam através do interior da Terra e, como são sensíveis às variações das propriedades físicas do meio, elas nos trazem informações sobre a subsuperfície terrestre. Dessa forma, ocorrido um abalo sísmico, as ondas viajam até um receptor que registra o movimento do solo em forma de uma série temporal chamada sismograma. A análise desse registro, portanto, nos auxilia a entender a estrutura interna do nosso planeta a partir, principalmente, das variações no tempo de percurso de uma onda sísmica entre a fonte e o receptor.

A tomografia sísmica é uma das técnicas em sismologia que utiliza o tempo de percurso de uma onda sísmica, da fonte ao receptor, o qual é afetado pelo fato das ondas sísmicas serem sensíveis às variações de velocidade do meio, para inferir heterogeneidades composicionais e de temperatura no interior da Terra e associá-las a processos geodinâmicos. Assim, combinando a análise de muitos cruzamentos de raios sísmicos (Figura 3.1), utilizando diversas fontes e estações sísmicas distribuídas por todo o globo, com a tomografia sísmica conseguimos fornecer imagens tridimensionais da estrutura anômala de velocidade em subsuperfície e obter informações sobre a dinâmica interna do planeta.

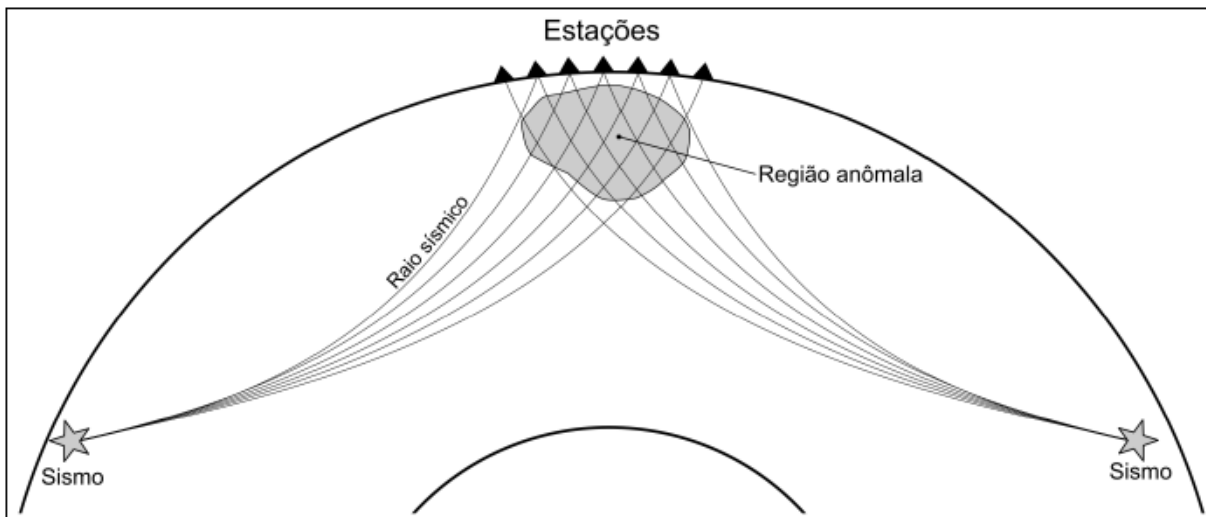


Figura 3.1: Ilustração simplificada da propagação de onda sísmica, a partir de fontes, representadas por estrelas, até os receptores, representados por triângulos, localizados em superfície. A região em cinza representa uma heterogeneidade de velocidade no manto que causa variação no tempo de propagação de uma determinada fase sísmica. As variações no tempo de percurso são utilizadas no método de tomografia sísmica para imagear as heterogeneidades no interior do planeta. Retirado de Farrapo (2021).

3.2 Teoria do Raio

As medições de tempo de percurso de propagação de ondas tem sido o ponto chave da sismologia desde que os primeiros sismógrafos registraram ondas P e S precedendo as ondas de superfície no final do século 19 (Nolet et al., 2005). Com o intuito de simplificar o entendimento da propagação da onda sísmica, constantemente, faz-se o uso da Teoria do Raio (TR). Essa teoria parte do princípio de que o tempo de viagem de uma onda de corpo só é afetado pela estrutura de velocidade que está ao longo do raio sísmico, na trajetória dela entre a fonte e o receptor (Figura 3.2). Isso significa assumir que as ondas sísmicas possuem comprimento de onda igual a zero ou frequência infinita, algo fisicamente não observado. No entanto, apesar de simplificar o tratamento da propagação de ondas no meio, a TR pode ser utilizada em diversas aplicações na sismologia. Podemos, para isso, avaliar a validade da TR para tratar um determinado problema, tomando-se o comprimento do caminho do raio, L , e comparado-o ao tamanho, α , da heterogeneidade. Essa avaliação nos leva à estimativa de um valor conhecido como “parâmetro de onda” D :

$$D = \frac{4L}{k\alpha^2}, \quad (3.1)$$

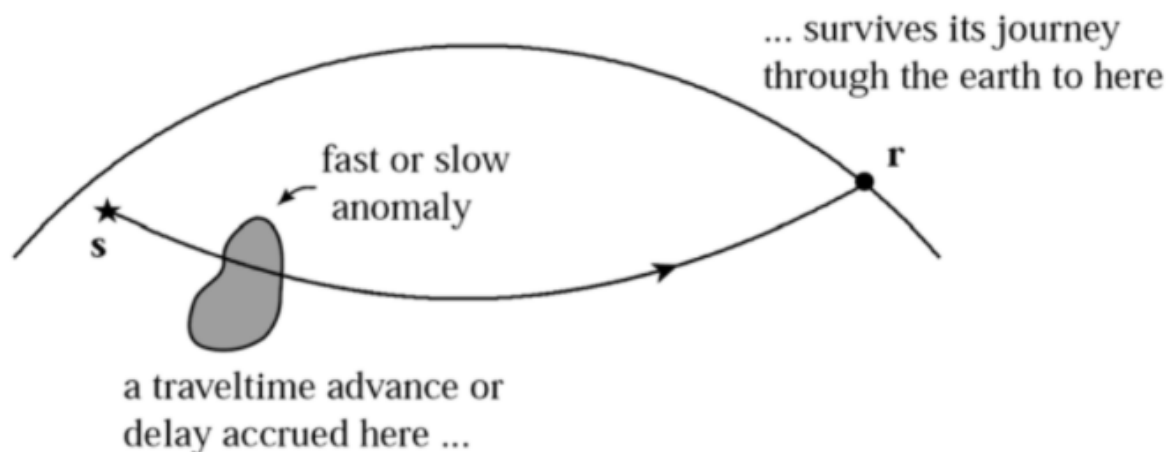


Figura 3.2: Raio sísmico (linha preta) descrevendo a trajetória de propagação de uma onda a partir da fonte (estrela preta) até o receptor (círculo preto) e interagindo com uma anomalia de velocidade (corpo em cinza) que pode ser negativa ou positiva. O valor em módulo da anomalia de tempo de percurso, de acordo com a TR, será o mesmo independente do sinal da anomalia de velocidade. Retirado de Hung et al. (2001).

sendo k o número de onda e 4 um fator utilizado para fazer com que $D \approx 1$ seja um limiar entre dois casos (e.g., Nolet, 2008). Em termos da Zona de Fresnel (ZF), a mesma pode ser relacionada ao parâmetro D , a partir da seguinte proporcionalidade:

$$D \propto \frac{r^2}{\alpha}, \quad (3.2)$$

sendo r o raio da ZF.

A TR, infelizmente, é incapaz de prever apropriadamente efeitos de difração que ocorrem durante a propagação de uma onda sísmica. Assim, a TR só é aplicável quando tais efeitos não afetam de forma significativa a propagação de uma onda tal que eles possam ser considerados desprezíveis. Se as heterogeneidades do meio são menores que a ZF ($D \leq 1$), a TR é válida. Caso contrário, os tempos de percurso e as amplitudes são afetados por fenômenos de difração, invalidando a utilização da teoria.

O tempo de percurso de uma onda sísmica, assumindo que a mesma possua frequência infinita, pode ser calculado através da seguinte integral de linha:

$$T_{TR} = \int_l \frac{dl}{v(\mathbf{r})}, \quad (3.3)$$

sendo l o comprimento do percurso do raio, $v(\mathbf{r})$ a velocidade da onda no meio propagado e $\mathbf{r} = (r, \theta, \phi)$ o vetor com as coordenadas da trajetória do raio sísmico, sendo que r representa o raio da Terra, θ a latitude e ϕ a longitude, respectivamente. A anomalia de tempo de percurso, δT , é simplesmente a diferença entre o tempo da onda sísmica se propagando em um meio com anomalia de velocidade, $\delta v(\mathbf{r})$, e um meio sem anomalia, com velocidades que podem ser provenientes de um modelo de Terra unidimensional, $v_0(\mathbf{r})$, tal que:

$$\delta T = T - T_0 = \int_l \frac{dl}{v(\mathbf{r})} - \int_{l_0} \frac{dl}{v_0(\mathbf{r})} = \int_l \frac{dl}{v_0(\mathbf{r}) + \delta v(\mathbf{r})} - \int_{l_0} \frac{dl}{v_0(\mathbf{r})}, \quad (3.4)$$

sendo T o tempo de percurso da onda no meio com heterogeneidades de velocidade e T_0 o tempo de percurso da onda em um modelo de Terra esférico unidimensional. O integrando da equação 3.4, $\frac{1}{v_0(\mathbf{r}) + \delta v(\mathbf{r})}$, pode ser reescrito na forma de uma série geométrica da seguinte maneira:

$$\frac{1}{v_0(\mathbf{r}) + \delta v(\mathbf{r})} = \frac{\frac{1}{v_0(\mathbf{r})}}{1 - \left(\frac{-\delta v(\mathbf{r})}{v_0(\mathbf{r})}\right)} = \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} - \frac{\delta v}{v_0^2(\mathbf{r})} + \frac{\delta v^2}{v_0^3(\mathbf{r})} - \dots \quad (3.5)$$

Se ignorarmos os termos maiores do que a segunda ordem em relação à anomalia de velocidade, obtemos:

$$\frac{1}{v_0(\mathbf{r}) + \delta v(\mathbf{r})} = \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} - \frac{\delta v}{v_0^2(\mathbf{r})} + O(\delta v^2). \quad (3.6)$$

Substituindo a equação 3.6 na equação 3.4, chegamos à:

$$\delta T = \int_l \left(\frac{1}{v_0(\mathbf{r})} - \frac{\delta v}{v_0^2(\mathbf{r})} \right) dl - \int_{l_0} \frac{dl}{v_0(\mathbf{r})}. \quad (3.7)$$

Para linearizar a equação 3.7, facilitando sua aplicação, nós podemos utilizar o Princípio de Fermat, o qual afirma que o tempo de percurso de uma onda não deve ser alterado por pequenas perturbações no meio (tempo estacionário). Assim, podemos realizar a integração ao longo da trajetória sem perturbações, l_0 , tal que a equação possa ser reescrita como:

$$\delta T = \int_{l_0} \left(\frac{1}{v_0(\mathbf{r})} - \frac{\delta v}{v_0^2(\mathbf{r})} \right) dl - \int_{l_0} \frac{dl}{v_0(\mathbf{r})} = - \int_{l_0} \frac{\delta v}{v_0^2(\mathbf{r})} dl. \quad (3.8)$$

O sinal negativo na integral da equação 3.8 nos mostra que uma anomalia negativa de tempo de percurso vai estar associada a um aumento na velocidade de propagação da onda, enquanto que uma anomalia positiva de tempo vai estar associada a uma redução na velocidade de propagação da onda sísmica no meio.

3.3 Implicações e Limitações da Teoria do Raio

A utilização da TR é possível somente quando a onda viaja a uma frequência muito alta, ou seja, quando assumimos que toda a energia sísmica está concentrada ao longo do raio sísmico, o qual é muito mais estreito do que o tamanho das heterogeneidades do meio. Em sismogramas com conteúdo de alta frequência, a primeira chegada de uma onda de corpo representa o tempo de viagem dela a uma frequência razoavelmente alta, geralmente dentro do intervalo de validade da TR (e.g., Nolet et al., 2005). Com este conceito em mente, os sismólogos realizavam medidas de tempo de percurso de uma fase por picagem manual. No entanto, devido ao aumento de estações sísmicas na superfície da Terra, e, conseqüentemente, de sismogramas registrando eventos, o tempo de leitura para picagem de uma fase, por parte de um interpretador, aumentou consideravelmente. Diante desse cenário, realizar picagem com o conceito da TR em mente acaba restringindo o número de sismogramas analisados e a qualidade das medidas de tempo de chegada. Com o avanço computacional, técnicas de medição automática começaram a ser desenvolvidas para medir anomalias de tempo de percurso. No entanto, tais medidas ainda são modeladas com a TR, levando-nos a cometer uma precipitação teórica, como já advertido por Wielandt (1987). As limitações da TR estão diretamente ligadas aos fenômenos de difração que ocorrem com qualquer tipo de onda. Ao assumir frequência-finita e que o comprimento de onda aumenta, tornando-a comparável com o tamanho da anomalia, as ondas tem sua forma afetada por esses efeitos que são negligenciados quando se assume uma onda sísmica se propagando com frequência infinita. Dois fenômenos de difração importantes que afetam a propagação de ondas no interior da Terra, serão apresentados nas próximas seções: *espalhamento* e *wavefront healing*. Neste trabalho, utilizaremos a abordagem desenvolvida principalmente por Dahlen et al. (2000) para modelar parte desses fenômenos.

3.4 Espalhamento

O espalhamento é um fenômeno de difração que ocorre quando uma onda interage com uma heterogeneidade ao longo do seu percurso de propagação e interfere com a onda direta. Ele apresenta dependência com a frequência e acontece quando as heterogeneidades são menores do que a ZF, sendo esse o motivo de não ser prevista pela TR.

Para entender melhor os efeitos de espalhamento em medidas de tempo de percurso, pode-se utilizar a aproximação de Born de primeira ordem (espalhamento simples), como ilustrado na Figura 3.3. A onda direta, descrita pela função u , propaga-se da fonte s ao receptor r , sendo que parte da energia se propaga como a onda u' , que é espalhada pelo corpo x , provocando uma perturbação u'' , que, ao chegar ao receptor, é somada à onda direta u .

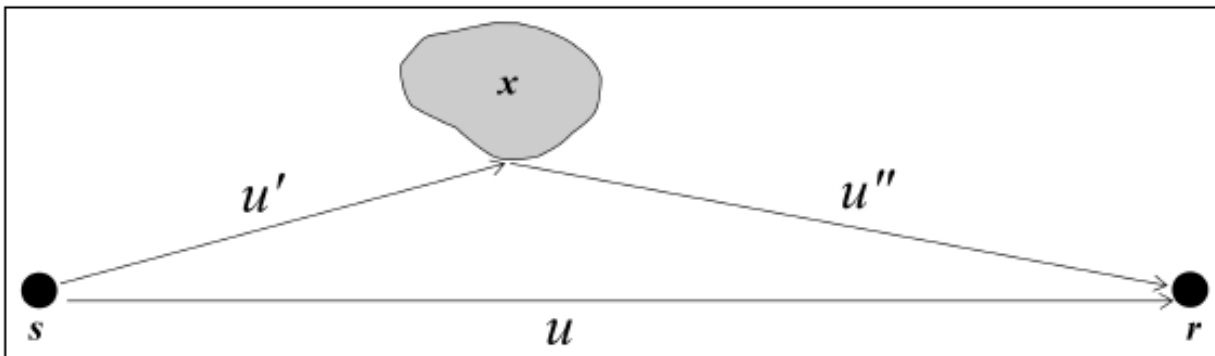


Figura 3.3: Ilustração do funcionamento da Teoria de Born em um meio homogêneo. A onda u' , partindo de s , interage com uma heterogeneidade x que está fora do percurso propagado pela onda u . A interação de u' com x gera a onda u'' que interfere, posteriormente, com u em r . Fonte: adaptado de Nolet et al. (2005).

Dessa maneira, o que é observado no sismograma registrado em r é a somatória de u e u'' . O corpo x , da Figura 3.3, pode ser tanto uma anomalia de velocidade positiva quanto uma anomalia de velocidade negativa. Ele será uma anomalia de velocidade positiva se tiver uma velocidade maior do que o meio que o circunda e uma anomalia de velocidade negativa se tiver uma velocidade menor. Assim, se ele possuir uma anomalia de velocidade positiva, a onda espalhada resultante, $\delta u(t)=u''$, terá polaridade negativa (Figura 3.4a), e se ele tiver anomalia de velocidade negativa, a onda espalhada resultante terá polaridade positiva (Figura 3.4b). Dessa forma, ao realizarmos a correlação cruzada entre o sismograma não perturbado, $u(t)$, e o sismograma observado, $\delta u(t) + u(t)$, obteremos o atraso ou adiantamento do ponto de máximo dessa correlação ($C(t)$) em relação ao tempo igual a zero. Esse máximo da função $C(t)$

corresponde à anomalia de tempo de percurso da onda.

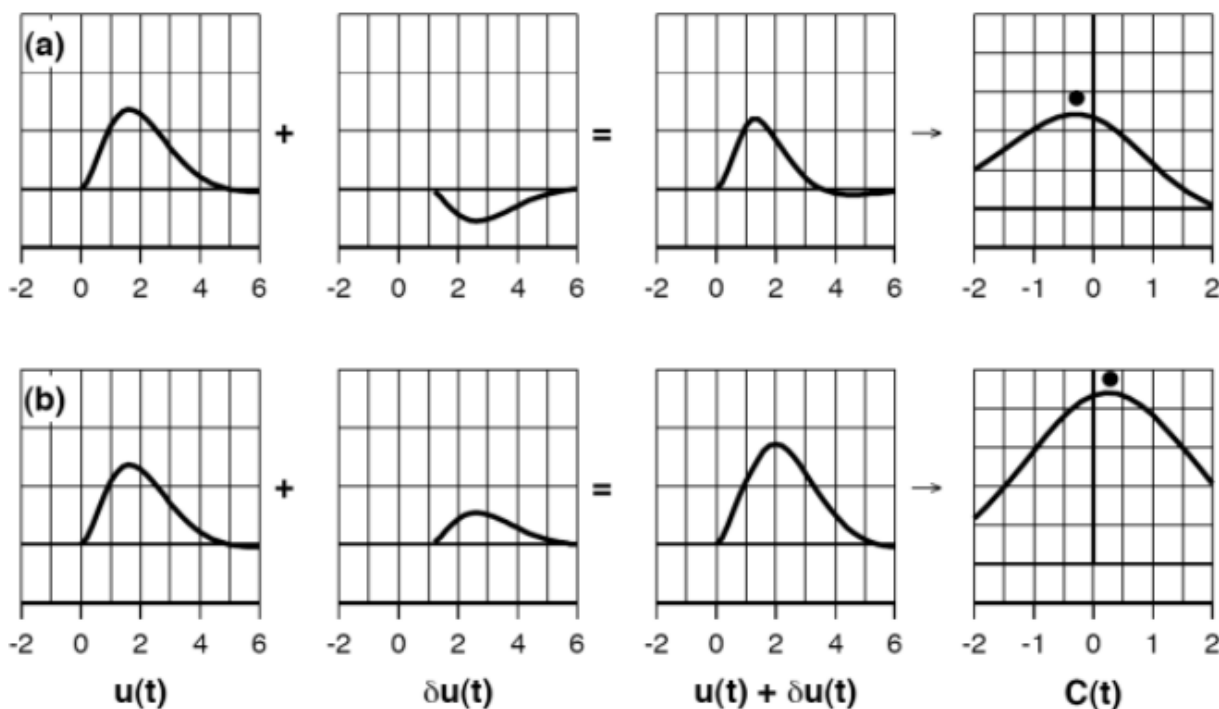


Figura 3.4: Localização do ponto de máximo da correlação cruzada da onda perturbada, $u(t) + \delta u(t)$, com a não perturbada, $u(t)$. Em (a) é ilustrado como ocorre a interação da onda direta, no primeiro quadro, com a onda espalhada em uma heterogeneidade com anomalia de velocidade positiva, no segundo quadro. Veja, no segundo quadro, que há uma inversão de polaridade da onda espalhada. No terceiro quadro, é exibido o sismograma com a soma da interação entre essas duas ondas. No quarto quadro, é ilustrado o ponto de máximo da função de correlação cruzada (ponto preto) e, em relação a posição 0, vemos que o ponto de máximo está localizado na parte negativa do eixo horizontal, indicando uma chegada antecipada da onda perturbada. Em (b), a onda direta, no primeiro quadro, interage com uma onda espalhada em uma heterogeneidade de anomalia de velocidade negativa, no segundo quadro, e gera uma nova onda, no terceiro quadro. No quarto quadro, é ilustrado o ponto de máximo da função de correlação cruzada (ponto preto) e, em relação a posição 0, vemos que o ponto de máximo está localizado na parte positiva do eixo horizontal, indicando uma chegada atrasada da onda perturbada. Figura retirada de Nolet et al. (2005).

Como pode ser notado, o registro inicial da onda observada, $\delta u(t) + u(t)$, não é afetado pela anomalia de velocidade do corpo x , que está fora do percurso da onda direta $u(t)$, seja a anomalia negativa ou positiva, mas a onda difratada, $\delta u(t)$, distorce a forma de onda registrada em r e tal distorção pode ser medida fazendo-se a correlação cruzada entre o sismograma que seria registrado somente se tivéssemos a onda direta e o sismograma que tem a influência tanto da onda direta quanto da onda refratada porque há um deslocamento temporal do ponto de amplitude máxima da onda $\delta u(t) + u(t)$. Por essa razão, dados de tempo de percurso medidos através da correlação cruzada entre sismogramas não devem ser modelados usando-se a Teoria

do Raio (Nolet et al., 2005). Quando o corpo anômalo está localizado ao longo da trajetória do raio sísmico, a onda registrada, $\delta u(t) + u(t)$, não apresenta deslocamento temporal do ponto de amplitude máxima, somente variação no valor de sua amplitude, como ilustrado pela Figura 3.5.

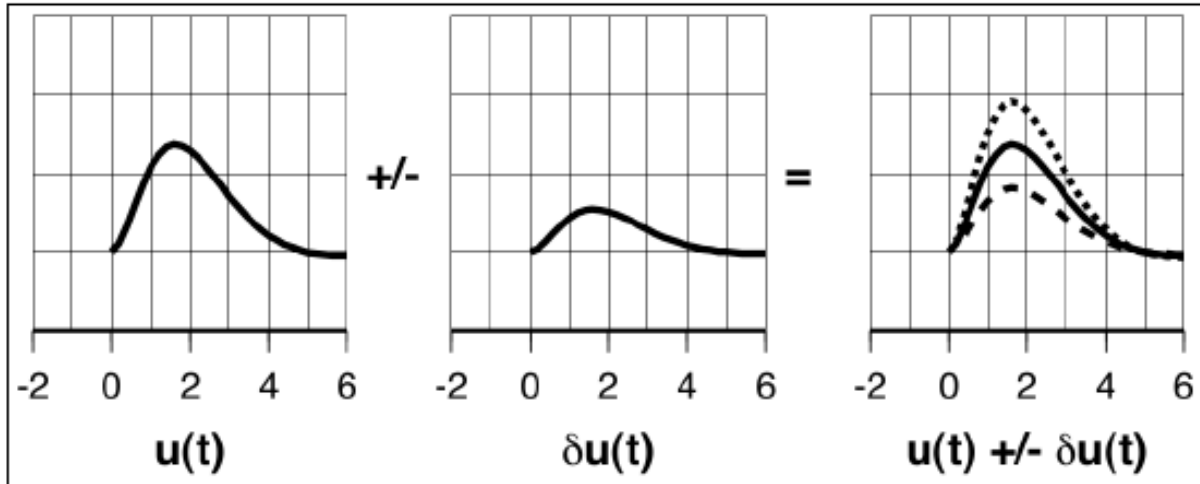


Figura 3.5: Ilustração do efeito da heterogeneidade estar localizada na trajetória de propagação da onda direta. No primeiro quadro, temos somente a onda direta. No segundo quadro, somente da onda perturbada. No terceiro quadro, a linha tracejada mais fina mostra a forma de onda obtida da interação entre a onda direta e a onda perturbada por uma heterogeneidade de velocidade negativa. A linha tracejada mais grossa mostra a forma de onda obtida da interação entre a onda direta e a onda perturbada por uma heterogeneidade de velocidade positiva. A linha preta contínua é a própria onda direta não perturbada para efeitos de comparação. Nota-se que embora a amplitude da onda resultante tenha sido alterada nas duas situações, não há deslocamento temporal das formas de ondas. Figura retirada de Nolet et al. (2005).

3.5 Wavefront Healing

Wavefront healing ou cicatrização da frente de onda é um fenômeno de difração que ocorre quando uma onda incidente, ao longo do seu percurso de propagação, interage com uma estrutura que possui velocidade anômala (positiva ou negativa), em relação ao meio que a circunda e que tem comprimento de onda comparável ao da onda direta. Esse fenômeno exibe comportamento diferente quando a onda incidente interage com estruturas heterogêneas que possuam velocidade anômala positiva e negativa, conforme podemos observar na Figura 3.6 e é muito importante ser levado em consideração para que não seja introduzido um viés nas medidas das anomalias de tempo de percurso (e.g., Wielandt, 1987; Malcolm e Trampert, 2011). Uma onda, ao passar por uma estrutura heterogênea com velocidade maior do que o meio onde ela se encontra, rapidamente perde amplitude devido ao efeito de desfocagem. O oposto ocorre quando a onda passa por uma

estrutura com redução de velocidade, ou seja, a amplitude da onda aumenta devido ao efeito de focagem. Em ambas as situações, uma onda difratada é gerada. No entanto, a forma como a onda difratada interfere com a onda transmitida nas duas situações é diferente. A influência desse efeito nas medidas de anomalia de tempo de percurso é dependente da frequência e da distância na qual a anomalia se encontra em relação ao receptor. Quanto mais longe a estrutura heterogênea estiver do receptor, maior será seu efeito sobre as anomalias de tempo de percurso, de tal forma que o fenômeno acaba agindo como um filtro passa-baixa na resolução espacial dessas medidas (Gudmundsson, 1996). Neste trabalho, para levar em conta o efeito de *wavefront healing* na modelagem das anomalias de tempo, nós utilizamos *kernels* de Fréchet 3D de tempo de percurso conforme sugerido por Hung et al. (2001), embora os mesmos não consigam prever o efeito assimétrico das anomalias de tempo de percurso devido anomalias de velocidade com sinais diferente. Como os *kernels* de Fréchet de tempo de percurso não possuem sensibilidade à estrutura de velocidade ao longo do percurso do raio sísmico (veja na próxima seção), as anomalias de velocidade menores do que a primeira zona de Fresnel da onda incidente, região onde as interferências construtivas que contam para o tempo de propagação da onda ocorrem, tem interação limitada com a primeira zona de Fresnel tal que a amplitude das anomalias de tempo de percurso são reduzidas.

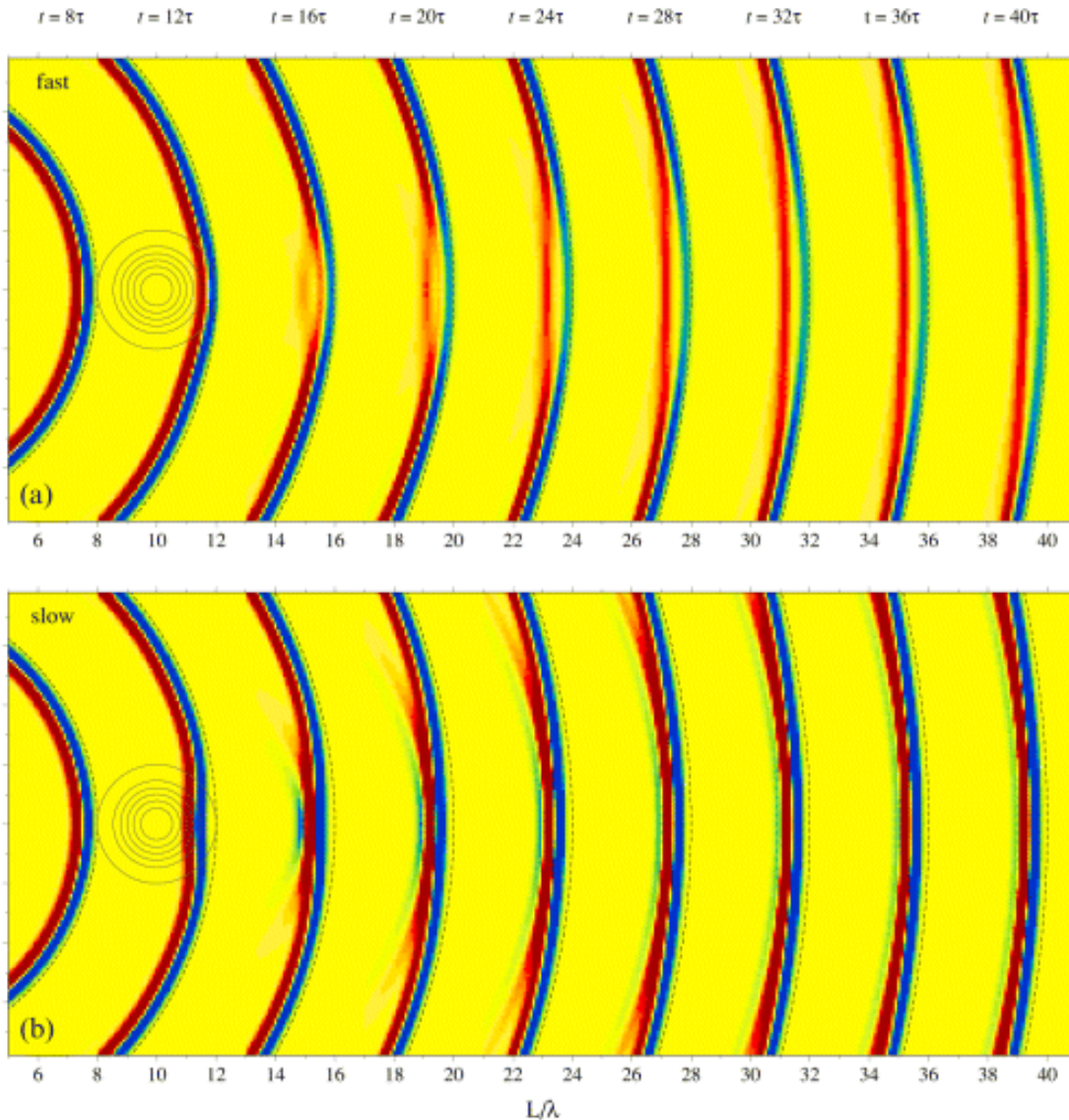


Figura 3.6: Seções transversais axiais mostrando a passagem de um campo de pressão acústica de frequência finita ($\tau = 25s$) através de uma heterogeneidade com anomalia de velocidade positiva em (a) e velocidade negativa em (b). Cada faixa vertical representa um instante tomado do campo de pressão em tempos $t = 8\tau, 12\tau, \dots, 40\tau$. A heterogeneidade, ilustrada por um conjunto de círculos, possui um raio de $a = 4\lambda$, sendo λ o comprimento de onda, e $\epsilon = 6 \pm \%$ a perturbação de velocidade da anomalia. As cores verde-azul denotam regiões de compressão; as cores vermelho-alaranjadas denotam regiões de dilatação ou rarefação. As linhas tracejadas mostram a localização de referência da frente de onda esférica não perturbada. L , no eixo horizontal, representa a distância entre a fonte e o receptor. Mais detalhes sobre a simulação realizada podem ser encontradas em Hung et al. (2001). Figura retirada de Hung et al. (2001).

3.6 Teoria de Frequência-Finita

A fim de superar as limitações da TR e buscar modelar importantes efeitos de frequência-finita, Dahlen et al. (2000) e Hung et al. (2000) utilizam a própria TR, juntamente com a aproximação de Born, para tal propósito. Os raios sísmicos, uma aproximação de frequência infinita, são substituídos por *kernels* volumétricos de sensibilidade ao tempo de propagação conhecidos como *kernels* de Fréchet. A Figura 3.7 ilustra a região volumétrica dentro de um *kernel* de Fréchet onde as interações construtivas e destrutivas de energia ocorrem e que contam para o tempo de propagação da onda. A região em vermelho, com valores negativos de s/km^3 , representa a primeira zona de Fresnel, onde as interações construtivas ocorrem. A região em azul, ao redor da primeira zona de Fresnel, com valores positivos de s/km^3 , representa a segunda zona de Fresnel e é a zona onde interações destrutivas ocorrem. Veja que a largura dessas duas zonas de Fresnel do *kernel* de Fréchet é dependente do comprimento de onda da onda direta, λ , e da distância, L , entre a fonte e o receptor. Como os *kernels* de Fréchet são capazes de prever a parte linear do efeito de *wavefront healing*, eles são mais apropriados para imagear anomalias de velocidade de curto comprimento de onda, cujo imageamento não é possível pela TR, por sua limitação em prever efeitos de difração.

A Figura 3.8 mostra seções verticais através de kernels de Fréchet 3D de tempo de percurso para a onda S , K_S , e para a onda P , K_P , calculados usando o modelo PREM, com a abordagem de Zhao e Chevrot (2011) e Fuji et al. (2012), a partir de sismogramas sintéticos de modo normal em períodos superiores a 15 s, para as distâncias epicentrais de 75° e 90° para fins de comparação. Nota-se que as sensibilidades de K_S e K_P são zero ao longo dos caminhos dos raios das ondas P e S . K_S é mais estreito que K_P porque as ondas S são mais lentas que as ondas P . Dentro da primeira zona de Fresnel, ao redor do caminho do raio, K_S é mais sensível do que K_P por um fator de cerca de três. Quando as ondas P e S difratam a distâncias maiores que 90° , K_S e K_P abrangem a interface manto-núcleo (CMB). K_S tem picos mais próximos da CMB do que K_P , indicando que as ondas S difratadas são mais sensíveis à heterogeneidade de velocidade na base do manto do que as ondas P difratadas.

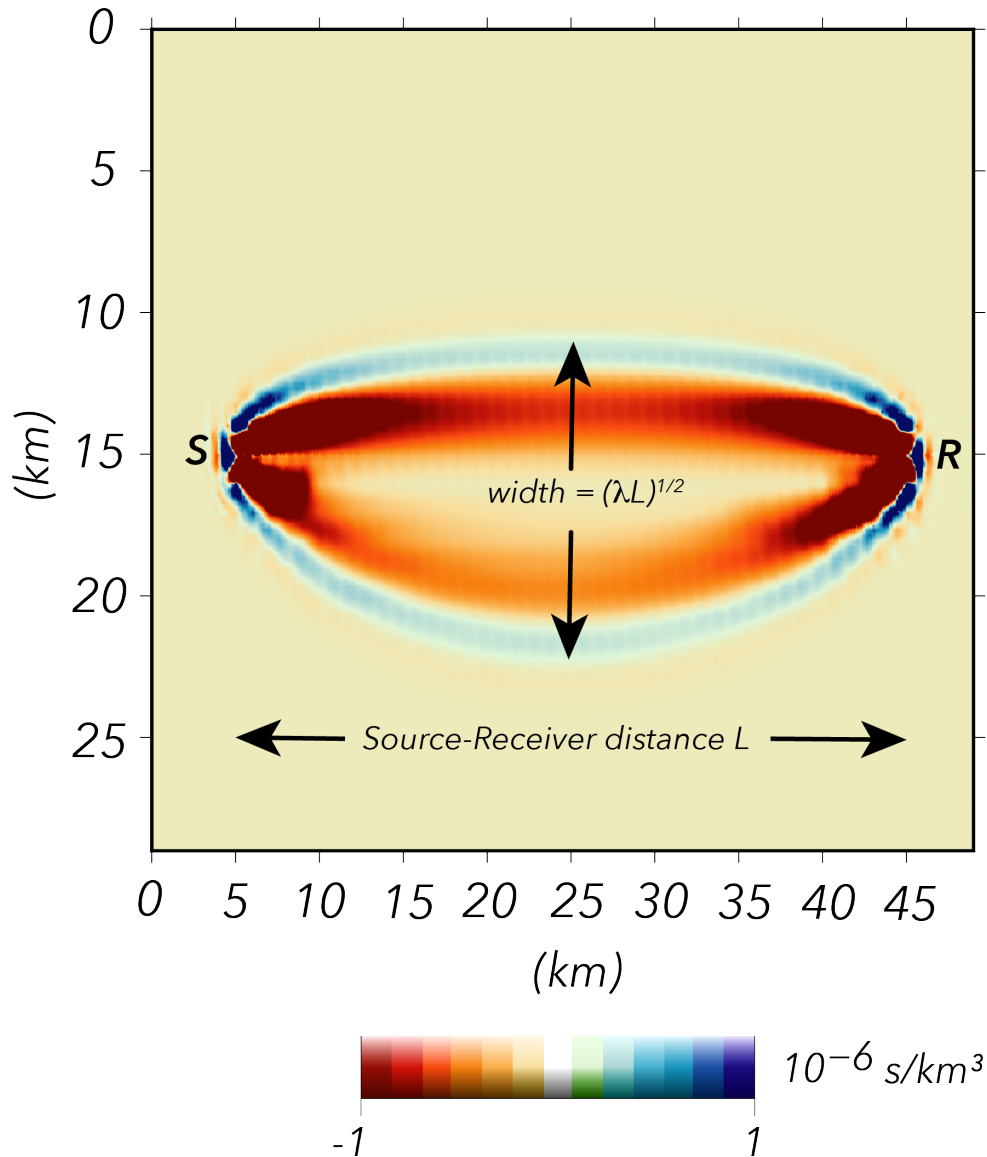


Figura 3.7: Seção transversal através de um *kernel* 3-D de sensibilidade de tempo de percurso para uma onda P com um período característico $\tau = 0.5s$, observada a uma distância fonte-receptor $L = 40km$. Veja que a largura da zona de Fresnel do *kernel* de Fréchet é dada por $(\lambda L)^{1/2}$. As letras *S* e *R* representam a posição da fonte e do receptor, respectivamente.

Neste trabalho, parte das anomalias de tempo de percurso, δT , a serem invertidas, serão medidas a partir do processo de correlação cruzada entre sismogramas. Ressalta-se, novamente, que as medidas de anomalia de tempo com a técnica de correlação cruzada não podem ser modeladas com a TR. Seguindo Marquering et al. (1999), a correlação cruzada entre um sismograma observado, $d(t)$, e um sismograma sintético, $s(t)$, calculado para um modelo de Terra de padrão esférico, é dada por:

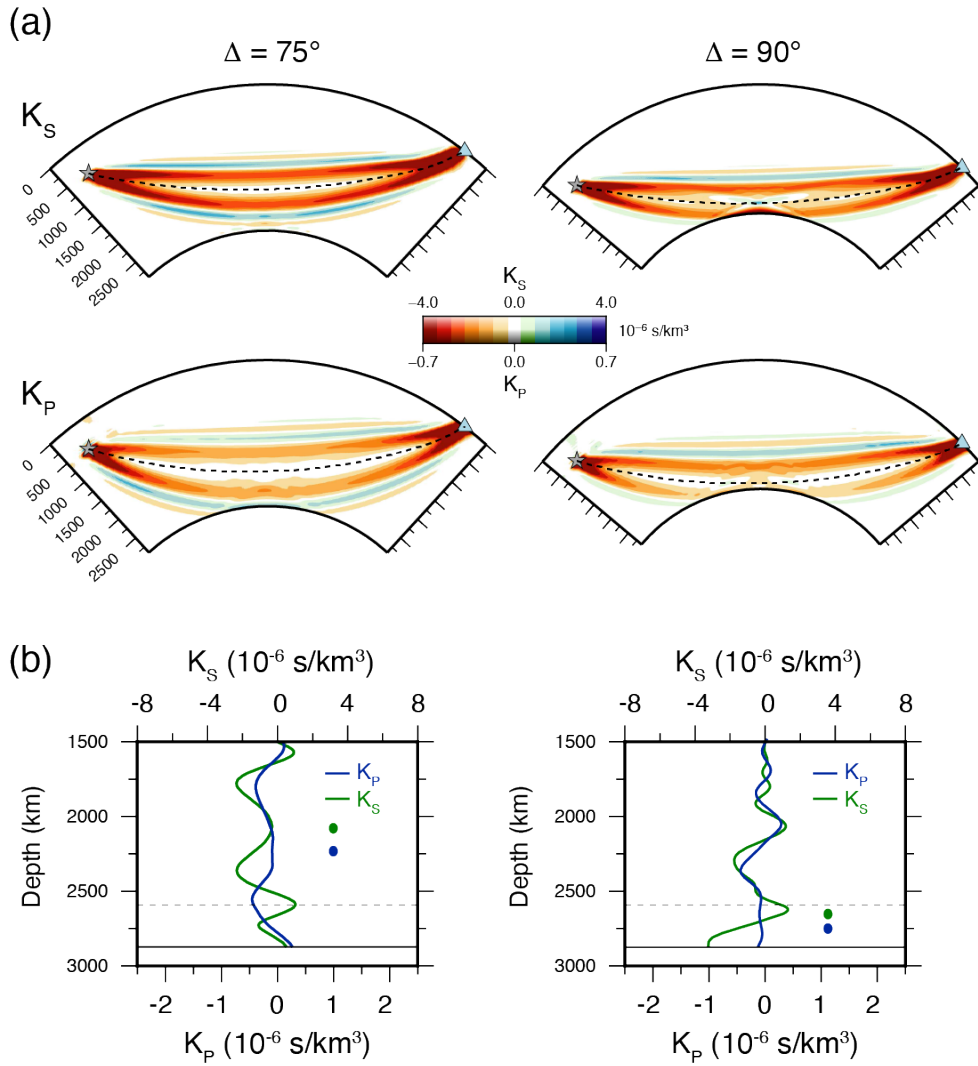


Figura 3.8: (a) Seções transversais 2-D através dos *kernel* 3D de tempo de percurso de frequência-finita, K_S , para ondas S (topo) e, K_P , para ondas P (parte inferior) calculados para o modelo PREM, a partir de uma fonte (estrela cinza) a uma profundidade de 555 km, para um período de 15 s, e registrada em estações na superfície (triângulo azul) a distâncias epicentrais de 75° e 90° (da esquerda para a direita). As linhas tracejadas indicam o percurso de propagação dos raios sísmicos das ondas P e S. (b) K_S (em verde) e K_P (em azul) em função da profundidade ao longo de um eixo vertical que passa pelo ponto de inflexão da onda. Observe as diferentes escalas usadas para plotar K_S e K_P . Os círculos verde e azul indicam os pontos de inflexão teóricos dos raios das ondas S e P, respectivamente. As linhas horizontais contínuas e tracejadas são a interface manto-núcleo (CMB) e um horizonte a 300 km acima da CMB, respectivamente.

$$\gamma(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} d(t)s(t-\tau)dt, \quad (3.9)$$

sendo t_1 e t_2 os valores inicial e final da janela de tempo que engloba a chegada da fase de

interesse. Assume-se que o sismograma observado contém informações da onda direta, $u(t)$, somada a uma onda resultante de um ponto de espalhamento, $\delta u(t)$ e que a perturbação de velocidade de uma onda de corpo, $\delta v(\mathbf{r}) = v(\mathbf{r}) - v_0(\mathbf{r})$, com v_0 representando a velocidade de propagação da onda em um modelo padrão, seja estritamente menor do que a velocidade de propagação da onda no meio, $v(\mathbf{r})$, tal que:

$$|\delta v(\mathbf{r})| \ll |v(\mathbf{r})|. \quad (3.10)$$

Usando a suposição feita em 3.10, o pulso observado, $d(t)$, será diferente do pulso sintético, $s(t)$, por uma quantidade $\delta u(t)$, tal que:

$$d(t) = u(t) + \delta u(t). \quad (3.11)$$

com $|\delta u(t)| \ll |u(t)|$. Assim, a correlação cruzada entre $d(t)$ e $s(t)$ pode ser decomposta como:

$$\gamma(\tau) = c(\tau) + \delta c(\tau), \quad (3.12)$$

sendo $c(\tau)$ a função de autocorrelação do sismograma sintético, $s(t)$, e $\delta c(\tau)$ a função de correlação cruzada entre o sismograma sintético e a perturbação infinitesimalmente pequena, $\delta u(t)$. A variação no tempo de percurso da fase observada com respeito ao sinal sintético é determinada pelo ponto máximo da função $\gamma(\tau)$. A autocorrelação, obviamente, possui seu deslocamento temporal máximo em $\partial_\tau c(0) = 0$. Na vizinhança deste ponto de máximo não perturbado, nós podemos expandir a equação 3.12 em série de Taylor até segunda ordem, tal que:

$$\gamma(\delta\tau) = c(0) + \delta\tau \partial_\tau c(0) + \frac{1}{2} \delta\tau^2 \partial_{\tau\tau} c(0) + \delta c(0) + \delta\tau \partial_\tau \delta c(0). \quad (3.13)$$

Como $\partial_\tau c(0) = 0$, a equação 3.13 pode ser reescrita como:

$$\gamma(\delta\tau) = c(0) + \frac{1}{2} \delta\tau^2 \partial_{\tau\tau} c(0) + \delta c(0) + \delta\tau \partial_\tau \delta c(0). \quad (3.14)$$

Agora, derivando-se a equação 3.14 em relação à $\delta\tau$ e igualando a zero, é possível encontrar a posição do deslocamento temporal máximo:

$$\partial_{\delta\tau} \left(c(0) + \frac{1}{2} \delta\tau^2 \partial_{\tau\tau} c(0) + \delta c(0) + \delta\tau \partial_{\tau\tau} \delta c(0) \right) = 0, \quad (3.15)$$

ou, de forma equivalente:

$$\delta\tau = - \frac{\partial_{\tau} \delta c(0)}{\partial_{\tau\tau} c(0)}. \quad (3.16)$$

O numerador da equação 3.16 pode ser determinado usando-se a seguinte equação:

$$\delta c(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} u(t - \tau) \delta u(t) dt. \quad (3.17)$$

Derivando-se a equação 3.17 em relação à τ , obtemos:

$$\partial_{\tau} \delta c(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} \partial_{\tau} u(t - \tau) \delta u(t) dt. \quad (3.18)$$

Assim, para $\partial_{\tau} \delta c(0)$, a equação 3.18 pode ser reescrita como:

$$\partial_{\tau} \delta c(0) = - \int_{t_1}^{t_2} \partial_{\tau} u(t) \delta u(t) dt. \quad (3.19)$$

O denominador da equação 3.16 pode ser determinado como:

$$c(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} u(t - \tau) u(t) dt. \quad (3.20)$$

Derivando-se a equação 3.20 duas vezes em relação à τ , obtemos:

$$\partial_{\tau\tau}^2 c(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} \partial_{\tau}^2 u(t - \tau) u(t) dt. \quad (3.21)$$

Assim, para $\partial_{\tau\tau}^2 c(0)$, a equação 3.21 pode ser reescrita como:

$$\partial_{\tau} \partial_{\tau} c(0) = \int_{t_1}^{t_2} \partial_{\tau\tau}^2 u(t) u(t) dt. \quad (3.22)$$

Usando as equações 3.19 e 3.22, podemos reescrever a equação 3.16 como:

$$\delta\tau = \frac{\int_{t_1}^{t_2} \partial_\tau u(t) \delta u(t) dt}{\int_{t_1}^{t_2} \partial_{\tau\tau}^2 u(t) u(t) dt}. \quad (3.23)$$

Denotando $\delta\tau = -\delta T$ e $\tau = t$, podemos reescrever a equação 3.16 como:

$$\delta T = -\frac{\int_{t_1}^{t_2} \dot{u}(t) \delta u(t) dt}{\int_{t_1}^{t_2} \ddot{u}(t) u(t) dt}, \quad (3.24)$$

sendo $\dot{u}(t)$ e $\ddot{u}(t)$ a primeira e a segunda derivada temporal do sismograma, respectivamente. No domínio da frequência, usando o teorema de Parseval e a propriedade espectral de sinais reais, com $u(-\omega) = u(\omega)^*$, onde o asterisco denota o complexo conjugado, a equação 3.24 pode ser reescrita como:

$$\delta T = -\frac{\Re \int_0^\infty i\omega u(\omega)^* \delta u(\omega) d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 u(\omega)^* u(\omega) d\omega}, \quad (3.25)$$

sendo $\omega = 2\pi f$ a frequência angular, f a frequência e i a unidade imaginária.

Para ondas P , principal fase de interesse neste trabalho, Wu e Aki (1985) calcularam, usando a aproximação de Born e a TR, o campo de uma onda espalhada, $\delta u^{PP}(\omega)$, no domínio da frequência, a partir de uma heterogeneidade, x , de volume, dV , com perturbação de densidade $\delta\rho$ e perturbações nos parâmetros de Lamé, $\delta\lambda$ e $\delta\mu$, de uma conversão de onda P para onda P , com amplitude unitária, da seguinte forma:

$$\delta u^{PP}(\omega) = \frac{\omega^2}{4\pi v_P^2} \frac{1}{r} \left(\frac{\delta\rho}{\rho} \cos\theta - \frac{\delta\lambda}{\lambda + 2\mu} - \frac{2\delta\mu}{\lambda + 2\mu} \cos^2\theta \right) dV, \quad (3.26)$$

sendo θ o ângulo de espalhamento, ρ a densidade, v_P a velocidade de propagação da onda P e λ e μ os parâmetros elásticos de Lamé. Se assumirmos um espalhamento puramente direto, ou seja, $\theta = 0$, a equação 3.26 se reduz à:

$$\delta u^{PP}(\omega) = -\frac{\omega^2}{2\pi v_P} \frac{1}{r} \frac{\delta v_P}{v_P} dV. \quad (3.27)$$

Aki e Richards (1980) fornecem o campo de onda P para um meio homogêneo, com velocidade de propagação v_{P_0} e densidade ρ_0 , para uma fonte distante, cujo tensor de momento possui comportamento temporal $m(t)$, tal que:

$$u^P(\omega) = \frac{\mathcal{F}^P \dot{m}(\omega)}{4\pi\rho_0 v_{P_0}^3 r_{rs}} e^{\frac{-i\omega r_{rs}}{v_{P_0}}}, \quad (3.28)$$

sendo o espalhamento geométrico dado pela distância, r_{rs} , entre a fonte, s , e o receptor, r , \mathcal{F}^P o fator de amplitude que inclui o padrão de radiação da fonte e $\dot{m}(\omega)$ a transformada de Fourier da derivada de $m(t)$, $\dot{m}(t)$. Para um meio heterogêneo, utilizar a TR envolve modelar a amplitude por fator local $(v_{P_r}\rho_r)^{-\frac{1}{2}}\mathcal{R}_{rs}^{-1}$, sendo que o termo \mathcal{R}_{rs}^{-1} substitui r_{rs} como o fator de espalhamento geométrico e $(v_{P_r}\rho_r)^{-\frac{1}{2}}$ modela o efeito das mudanças na impedância tal que o fluxo de energia permaneça conservado. O tempo de percurso agora também fica generalizado e passa da quantidade $\frac{r}{v_{P_0}}$ para T_{rs} . Assim, o efeito das mudanças graduais no meio é obtido substituindo-se $\rho_0 v_{P_0}^3 r_{rs}$ por $v_{P_s}^2 \mathcal{R}_{rs} \sqrt{\rho_s \rho_r v_{P_s} v_{P_r}}$ na equação 3.28, e $\frac{r}{v_{P_0}}$ por T_{rs} , tal que, para um meio heterogêneo, $u^P(\omega)$ seja dado por:

$$u^P(\mathbf{r}_r, \omega) = \frac{\mathcal{F}^P \dot{m}(\omega)}{4\pi v_{P_s}^2 \mathcal{R}_{rs} \sqrt{\rho_s \rho_r v_{P_s} v_{P_r}}} e^{-i\omega T_{rs}}. \quad (3.29)$$

Se substituirmos a fonte s pela heterogeneidade x , nós podemos usar $\rho_0 v_{P_0}^3 r_{rs} \rightarrow v_{P_s}^2 \mathcal{R}_{rs} \sqrt{\rho_s \rho_r v_{P_s} v_{P_r}}$ para generalizar a expressão do campo espalhado dado em 3.27 para um meio heterogêneo, adicionando o decaimento geométrico apropriado e o atraso de fase, tal que:

$$\delta u^{PP}(\omega) = -\frac{\omega^2 \rho_x dV}{2\pi \mathcal{R}_{rx} v_{P_x} \sqrt{v_{P_x} v_{P_r} \rho_x \rho_r}} \left(\frac{\delta v_P}{v_P} \right)_x e^{-i\omega T_{rx}}. \quad (3.30)$$

Se o cálculo do espalhamento geométrico for feito do receptor para cada ponto do modelo, o princípio da reciprocidade pode ser aplicado e teremos o seguinte fator de espalhamento \mathcal{R}_{rx} (Dahlen e Tromp, 1998):

$$v_{P_r} \mathcal{R}_{xr} = v_{P_x} \mathcal{R}_{rx}. \quad (3.31)$$

Assim, se nós substituirmos o receptor, r , pela heterogeneidade, x , a equação 3.29 também pode ser utilizada para determinarmos o campo de onda que impacta sobre cada heterogeneidade:

$$u^P(\mathbf{r}_x, \omega) = \frac{\mathcal{F}_s^P \dot{m}(\omega)}{4\pi v_{P_s}^2 \mathcal{R}_{xs} \sqrt{\rho_s \rho_x} v_{P_s} v_{P_x}} e^{-i\omega T_{xs}}, \quad (3.32)$$

sendo que \mathcal{F}_s^P indica a amplitude da onda que se inicia na fonte em direção à heterogeneidade, a qual pode diferir da amplitude da onda direta \mathcal{F}^P . Multiplicando-se a equação 3.30 pela equação 3.32 e usando o resultado da equação 3.31, chegamos à:

$$\delta u^{PP}(\mathbf{r}_x, \omega) = -\frac{\mathcal{F}_s^P \dot{m}(\omega) \omega^2}{8\pi^2 v_{P_s}^{5/2} \rho_s^{1/2} v_{P_r}^{3/2} \rho_r^{1/2}} \left(\frac{\delta v_P}{v_P} \right)_x \frac{dV}{v_{P_x} \mathcal{R}_{xs} \mathcal{R}_{xr}} e^{-i\omega(T_{sx}+T_{rx})}. \quad (3.33)$$

Dessa forma, se substituirmos as equações 3.29 e 3.33 na equação 3.25, obtemos a equação de anomalia de tempo de percurso determinada pela correlação cruzada, no domínio da frequência:

$$\delta T = -\left(\frac{\delta v_P}{v_P} \right)_x \frac{dV}{2\pi v_{P_r} v_{P_x}} \frac{\mathcal{R}_{rs}}{\mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \frac{\mathcal{F}_s^P}{\mathcal{F}^P} \frac{\Re \int_0^\infty i\omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 e^{-i\omega\Delta T} d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega}, \quad (3.34)$$

sendo $\Delta T(\mathbf{r}_x) = \Delta T_{xr} + \Delta T_{xs} + \Delta T_{rs}$ o tempo extra necessário para o raio completar o tempo de percurso da fonte à heterogeneidade e depois ao receptor ou o tempo do desvio do percurso entre a fonte e o receptor. Tirando-se a parte real da equação 3.34, a mesma pode ser reescrita como:

$$\delta T = -\left(\frac{\delta v_P}{v_P} \right)_x \frac{dV}{2\pi v_{P_r} v_{P_x}} \frac{\mathcal{R}_{rs}}{\mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \frac{\mathcal{F}_s^P}{\mathcal{F}^P} \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \sin[\omega\Delta T] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega}. \quad (3.35)$$

De forma geral, a anomalia de tempo total para todos os pontos heterogêneos pode ser obtido a partir da seguinte integração:

$$\delta T = \int_{\oplus} K_P(\mathbf{r}_x) \frac{\delta v_P}{v_P} d^3 \mathbf{r}_x \quad (3.36)$$

sendo que a integração é feita para todos os pontos $\mathbf{r} = (r, \theta, \phi)$ dentro do volume da Terra, \oplus . Comparando-se as equações 3.36 e 3.35, o *kernel* 3D de sensibilidade, $K_P(\mathbf{r}_x)$, é dado por (e.g., Dahlen et al., 2000):

$$K_P(\mathbf{r}_x) = -\frac{1}{2\pi v_{P_r} v_{P_x}} \frac{\mathcal{R}_{rs}}{\mathcal{R}_{xr} \mathcal{R}_{xs}} \frac{\mathcal{F}_s^P}{\mathcal{F}^P} \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \sin[\omega \Delta T] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega}. \quad (3.37)$$

Veja que as integrais presentes na equação 3.37 mostram que a dependência da frequência do *kernel* de Fréchet de tempo de percurso é oriunda do tempo de desvio do sinal espalhado, $\Delta T(\mathbf{r}_x)$, na heterogeneidade. Embora a integração no domínio da frequência seja feita no intervalo de 0 a ∞ , a largura da banda de frequência de $\dot{m}(\omega)$ limitará, efetivamente, a integração a uma largura finita de frequência. Para pequenos valores de $\omega \Delta T$, ou seja, para situações na qual a heterogeneidade estiver próxima ao raio geométrico ou sísmico, o $\sin[\omega \Delta T] \approx \omega \Delta T$, e ΔT poderá ser trazido para fora da integral já que ele é independente da frequência. Nessa situação, $K_P(\mathbf{r}_x) \propto \Delta T$. Uma das características mais interessantes do *kernel* de frequência-finita de tempo de percurso é sua sensibilidade ser nula ao longo da trajetória do raio sísmico, como ilustrado na Figura 3.8. Assim, se a heterogeneidade estiver situada ao longo do raio geométrico, $\Delta T = 0$, e o valor de $K_P(\mathbf{r}_x)$ também será igual a zero, o que levará a termos $\delta T = 0$. Isso significa que heterogeneidades que estão ao longo da trajetória do raio sísmico não influenciam δT . Essa sensibilidade nula é um resultado aparentemente contra-intuitivo porque contradiz a TR. De fato, a única forma de remover essa insensibilidade ao longo da trajetória do raio é tomarmos $\Delta T \rightarrow 0$ e $\omega \rightarrow \infty$, ou seja, termos uma heterogeneidade com comprimento de onda zero. Na natureza, no entanto, a frequência infinita não é observada. As ondas P telessísmicas têm pouca energia acima de 1-2 Hz, e as ondas S são limitadas a frequências ainda mais baixas devido à sua atenuação mais forte. A sensibilidade zero pode se tornar mais intuitiva se percebermos que uma medição de correlação cruzada envolve a energia da onda em uma janela de tempo de comprimento finito. A energia em tal janela é movida para frente ou para trás, dependendo do sinal de $\delta u(t)$, mesmo que $\delta u(t)$ chegue depois da onda direta $u(t)$. Mas, se a heterogeneidade estiver ao longo da trajetória do raio sísmico, não há atraso ou avanço do sinal, então $\delta u(t)$ só pode perturbar a amplitude da onda, não sua fase. A situação, recapitulando, está esboçada na Figura 3.5.

Como a largura das zonas de Fresnel do *kernel* de Fréchet, $K_P(\mathbf{r}_x)$, é dependente do comprimento de onda da onda direta e da distância entre a fonte e o receptor, nós podemos, a partir do processo de filtragem, alterar o tamanho dos *kernels* de sensibilidade de tal forma que o volume amostrado por uma onda durante sua propagação no interior da Terra possa ser ampliado ou diminuído (Figura 3.9). Assim, enquanto num experimento de tomografia tradicional os sismogramas observados são filtrados em uma única banda de frequência, em um experimento de tomografia de multi-frequência nós podemos utilizar sismogramas filtrados em diferentes bandas, simultaneamente, tal que haja a sobreposição das regiões amostradas do manto, ampliando a possibilidade de imageamento de heterogeneidades de diferentes comprimentos de onda. A Figura 3.10 ilustra, de maneira simplificada, como a tomografia de multi-frequência pode melhorar o imageamento em subsuperfície ao propiciar a redundância de amostragem de porções do manto para um mesmo par fonte-receptor em relação à tomografia de TR e de única banda de frequência.

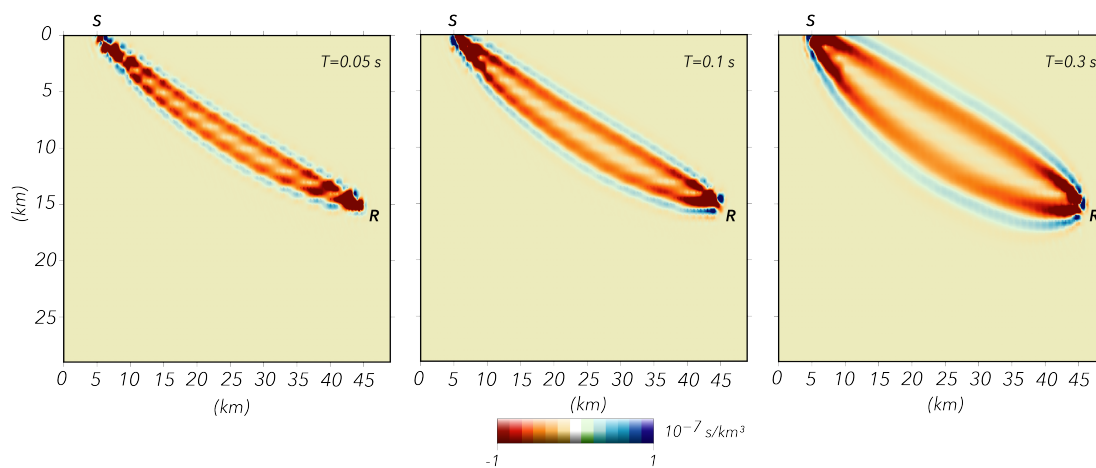


Figura 3.9: *Kernels* de sensibilidade de tempo de percurso para ondas P . Comparação entre diferentes períodos: $T = 0.05 \text{ s}$, $T = 0.1 \text{ s}$, $T = 0.3 \text{ s}$. S e R indicam fonte e receptor, respectivamente. Veja que quanto maior o período, maior é a largura do *kernel* de sensibilidade.

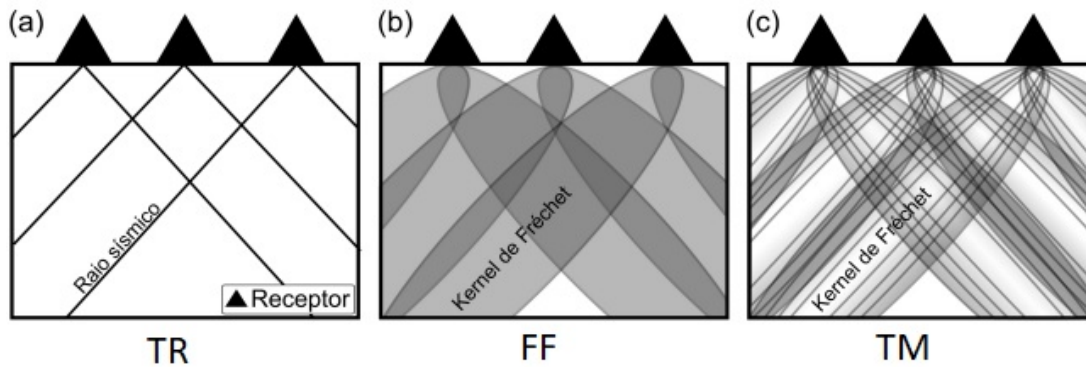


Figura 3.10: Exemplo de amostragem de porções de um volume com três diferentes abordagens de tomografia sísmica: a) Teoria do Raio; b) Teoria da Frequência-Finita com uma banda de frequência; c) Teoria da Frequência-Finita com várias bandas de frequências. Modificado de Farrapo (2021).

3.7 Inversão de Dados

A inversão de dados é uma ferramenta matemática que nos permite obter informações dos parâmetros de um determinado modelo físico a partir de um conjunto de observações. Na Geofísica, a maioria dos problemas são de natureza inversa, ou seja, temos a disposição medições realizadas e, a partir de um modelo físico, tentamos obter informações indiretas sobre propriedades físicas em subsuperfície.

Para a tomografia sísmica de tempo de percurso, a inversão é utilizada para se obter um modelo de perturbações de velocidade no interior da Terra, partindo-se da determinação do tempo de chegada de uma determinada fase de uma onda sísmica se propagando no interior do planeta.

Qualquer problema inverso linear pode ser representado matricialmente da seguinte forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}, \quad (3.38)$$

sendo \mathbf{d} o vetor contendo os dados observados (anomalias de tempo de percurso), \mathbf{m} o modelo dos parâmetros a serem estimados (anomalias de velocidade) e \mathbf{G} a matriz sensibilidade, a qual, neste trabalho, representa a projeção dos *kernels* de Fréchet dentro do modelo parametrizado (Zaroli et al., 2010), para cada fase e período analisado nos sismogramas. Para a tomografia de multifrequência, a forma geral do problema direto, levando em consideração efeitos de frequência-finita na propagação de ondas sísmicas, já está descrita pela equação 3.35. De forma sucinta, para

obter um modelo de anomalias de velocidade \mathbf{m} , o qual representará a estrutura 3D heterogênea de velocidade no manto, a partir de um conjunto de anomalias de tempo de percurso de fases da onda P, é necessário aplicar técnicas matemáticas para inverter a matriz \mathbf{G} .

Uma maneira de estimar os parâmetros do modelo é minimizar o erro predição, $erro = \|\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}\|^2$, ou seja, buscar um vetor \mathbf{m} que minimize a diferença entre os dados preditos, $\mathbf{G}\mathbf{m}$, e os observados, \mathbf{d} , tal que:

$$\min(erro) = \min\|\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}\|^2. \quad (3.39)$$

Em problemas de tomografia sísmica, a matriz \mathbf{G} é esparsa, isto é, apresenta mais valores nulos do que não nulos e algoritmos especiais podem ser utilizados para otimizar a resolução do problema inverso neste caso. Como a maioria dos problemas geofísicos são mal-postos, é necessário que os mesmos sejam regularizados (e.g., Tikhonov, 1963) tal que possamos obter uma solução estável e única. Neste trabalho, para atingirmos tal objetivo, foi utilizado o seguinte funcional regularizador:

$$\Psi^{\mu_1, \mu_2}(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \chi^2 + \mu_1 \|\mathbf{S}\mathbf{m}\|^2 + \mu_2 \|\mathbf{m}\|^2, \quad (3.40)$$

sendo μ_1 e μ_2 valores positivos chamados de parâmetros de regularização, \mathbf{S} uma matriz de suavidade que minimiza o Laplaciano do modelo e χ^2 o funcional de ajuste dos dados, o qual é dado por:

$$\chi^2 = \sum_i^N \frac{\sum_j^M G_{ij} m_j - d_i}{\sigma_i^2}, \quad (3.41)$$

sendo N o número de dados, M o número de parâmetros e σ_i^2 a variância dos dados. Para minimizar a equação 3.40, é aplicada uma abordagem bastante comum em trabalhos de tomografia sísmica: o uso do método LSQR (Least Square com fatorização QR), desenvolvido por Paige e Saunders (1982). A fatorização QR é uma técnica utilizada para decompor uma matriz em um produto entre uma matriz ortogonal e uma matriz triangular superior.

Neste trabalho, tentamos estimar os parâmetros de regularização μ_1 e μ_2 a partir da análise da

chamada *curva-L*. O gráfico da *curva-L* exibe o compromisso entre a suavização dos parâmetros do modelo na solução regularizada, $\|\mathbf{m}\|^2$, e a minimização do erro de predição, $\|e\|^2$, como mostra a Figura 3.11. Quando utilizamos um parâmetro de regularização muito grande, obtemos um modelo bastante suavizado, superestimando os erros nos dados e removendo feições de menor escala. Caso o parâmetro de regularização seja baixo, o modelo resultante terá aparência rugosa, subestimando os erros. A inspeção visual da *curva-L* é, então, utilizada para escolher qual modelo apresenta um parâmetro de regularização que melhor equilibre o ajuste dos dados e a simplicidade do modelo.

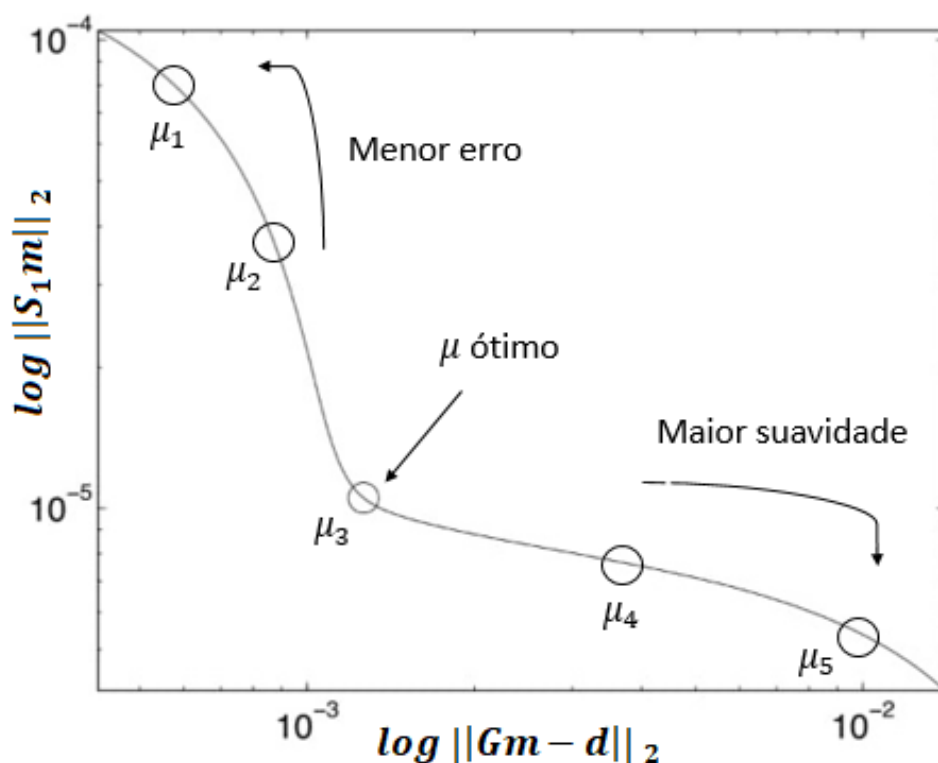


Figura 3.11: O critério da *curva-L* ilustra o compromisso entre a solução do modelo regularizado $\|S_1 \mathbf{m}\|_2$ e a norma residual $\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|_2$ na escala log-log. S_1 é a primeira derivada do modelo \mathbf{m} , conhecida como regularização de Tikhonov de primeira ordem. Parâmetros de regularização $\mu_1 < \dots < \mu_5$. Adaptado de Aster et al. (2018).

3.8 Medição das anomalias de tempo de percurso de onda P

Neste trabalho, as anomalias de tempo, $\delta T_i = T_i - T_i^0$, foram medidas utilizando a técnica desenvolvida por Bonnin et al. (2014), a partir da adaptação do método de VanDecar e Crosson (1990), sendo $i = 1, \dots, N \times M$, N o número de estações, M o número de eventos, T_i o tempo de

propagação da fase alvo da fonte ao receptor e T_i^0 o tempo teórico dessa fase para um modelo de Terra 1D. No método de VanDecar e Crosson (1990), as diferenças de tempo de percurso de fases da onda P são estimadas a partir do tempo ΔT que maximiza a função de correlação cruzada, $\gamma_{kl}(\Delta T)$, entre dois sismogramas $u_k(t)$ e $u_l(t)$, em uma rede de N estações, com $k < l = 1, \dots, N$, tal que:

$$\gamma_{kl}(\Delta T) = \frac{1}{E} \int_{t_k}^{t_l} u(\tau)_k u(\tau - \Delta T)_l d\tau, \quad (3.42)$$

sendo $E = \int [u(\tau)_k^2 u(\tau)_l^2]^{\frac{1}{2}} d\tau \approx \int u(\tau)_k^2$ um fator de normalização. A janela de tempo utilizada na correlação cruzada em torno da fase alvo é obtida a partir das relações apresentadas em Mercerat e Nolet (2013) e são dadas por:

$$t_l = T_i^0 - \sigma - d_{taper} \quad (3.43)$$

e

$$t_k = T_i^0 + \sigma + f_c^{-1} + d_{pulse} + d_{taper}, \quad (3.44)$$

sendo σ a incerteza associada ao tempo T_i^0 , d_{pulse} a duração do pulso da onda de corpo no registro de banda larga, f_c a frequência central do filtro passa-banda e d_{taper} a duração da janela da curva de corte. Como os sismogramas não são completamente coerentes de estação para estação e há sempre ruído presente nos dados, as correlações cruzadas obtidas não são perfeitamente consistentes e isso nos permite obter um sistema sobredeterminado de $N(N + 1)/2$ equações, no qual as diferenças de tempo de chegada entre cada par de sismogramas, para um conjunto de N estações, são definidas como:

$$\Delta T_{kl}^j = T_k^j - T_l^j, \quad (3.45)$$

com $k < l = 1, \dots, N$ e $j = 1, \dots, M$. Diferente do trabalho de VanDecar e Crosson (1990) que utilizam o vínculo

$$\sum_i^N T_i^j = 0, \quad (3.46)$$

para forçar que a média arbitrária dos tempos de percurso seja nula, Bonnin et al. (2014) propõe que sejam adicionados $N \times M$ vínculos com um pequeno peso, ϵ , tal que:

$$\epsilon(T_i - T_i^0) = 0, \quad (3.47)$$

ou seja, que cada tempo de percurso T_i fique próximo ao tempo de percurso teórico T_i^0 . Neste trabalho, seguindo Bonnin et al. (2014), nós impomos um valor de correlação mínima, $R_{min} = 0.80$, com o intuito de rejeitar sismogramas que apresentem baixa correlação entre si e possíveis problemas de *cycle skips*. A determinação das anomalias de tempo, δT_i , portanto, podem ser feitas a partir do seguinte sistema de equações:

$$\begin{cases} (T_k^j - T_k^{0,j}) - (T_l^j - T_l^{0,j}) = \Delta T_{kl}^j - (T_k^{0,j} - T_l^{0,j}) \\ (k < l = 1, \dots, N), R > R_{min} \\ \epsilon(T_i - T_i^0) = 0, (i, \dots, N \times M) \end{cases} . \quad (3.48)$$

Em notação matricial, o sistema 3.48 pode ser escrito como:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \epsilon \mathbf{I} \end{bmatrix} \delta \mathbf{T} = \begin{bmatrix} \mathbf{b} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix}, \quad (3.49)$$

sendo \mathbf{I} a matriz identidade e \mathbf{A} uma matriz esparsa da forma:

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & 0 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & -1 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \end{bmatrix}, \quad (3.50)$$

$\delta\mathbf{T}$ um vetor da forma:

$$\delta\mathbf{T} = \begin{bmatrix} \delta T_1 \\ \delta T_2 \\ \delta T_3 \\ \vdots \\ \delta T_{N \times M} \end{bmatrix}, \quad (3.51)$$

e \mathbf{b} um vetor dado por:

$$\mathbf{b} = \begin{bmatrix} \Delta T_{12}^1 - (T_1^{0,1} - T_2^{0,1}) \\ \Delta T_{13}^1 - (T_1^{0,1} - T_3^{0,1}) \\ \Delta T_{14}^1 - (T_1^{0,1} - T_4^{0,1}) \\ \vdots \\ \Delta T_{23}^1 - (T_2^{0,1} - T_3^{0,1}) \\ \Delta T_{24}^1 - (T_2^{0,1} - T_4^{0,1}) \\ \vdots \\ \Delta T_{12}^2 - (T_1^{0,2} - T_2^{0,2}) \\ \Delta T_{13}^2 - (T_1^{0,2} - T_3^{0,2}) \\ \Delta T_{14}^2 - (T_1^{0,2} - T_4^{0,2}) \\ \vdots \\ \Delta T_{23}^2 - (T_2^{0,2} - T_3^{0,2}) \\ \Delta T_{24}^2 - (T_2^{0,2} - T_4^{0,2}) \\ \vdots \\ \Delta T_{(N-1)N}^j - (T_{N-1}^{0,j} - T_N^{0,j}) \end{bmatrix}. \quad (3.52)$$

Base de dados

Como descrito no capítulo anterior, a utilização da tomografia sísmica de multifrequência nos permite melhorar a resolução do imageamento de estruturas heterogêneas no manto. Neste trabalho, portanto, combinamos anomalias de tempo de percurso obtidas em diferentes frequências para atingir tal propósito. O conjunto de anomalias de tempo de percurso utilizados aqui é oriundo de medidas obtidas a partir do método de correlação cruzada e dos dados disponibilizados pelo catálogo do ISC-EHB (Engdahl et al., 2020).

4.1 *Anomalias de Tempo de Percurso do Catálogo ISC-EHB*

Com o propósito de melhorar a resolução do imageamento da crosta e do manto superior sob a região de estudo, nós utilizamos os tempos de percurso de fases sísmicas reportadas no catálogo do *International Seismological Centre* (ISC). Em especial, foram utilizados dados do catálogo ISC-EHB, um subconjunto do catálogo total do ISC, que foi inicialmente reprocessado por Engdahl et al. (1998) e que somente considera para análise eventos que foram registrados por um número mínimo de estações sísmicas bem distribuídas (veja Engdahl et al., 2020). Esse reprocessamento, com dados entre 1964 e 2018, refina a localização e a profundidade dos eventos sísmicos distribuídos ao redor do globo. As anomalias de tempo de percurso são determinadas em relação ao modelo de Terra isotrópica e esféricamente simétrica AK135 de Kennett et al. (1995). As anomalias de tempo enviadas ao ISC são obtidas a partir da determinação manual do tempo de chegada de várias fases sísmicas, geralmente em sismogramas não filtrados ou com filtros que preservem a parte de alta-frequência do sinal. Isso nos permite modelar as anomalias de percurso com o uso da TR. As fases sísmicas incorporadas em nossa base de dados, além da P , foram Pn , pP e sP , e $PKIKP$. A Tabela 4.1 mostra a quantidade de anomalias de tempo para

Tabela 4.1 - Fases sísmicas extraídas do catálogo ISC-EHB juntamente com a quantidade de anomalias de tempo de percurso selecionadas para o experimento de tomografia.

Fase Sísmica	Quantidade
P	728.300
Pn	383.504
PKIKP	73.565
pP	29.153
sP	8.859
Total	1.223.381

cada fase extraída do catálogo do ISC-EHB e utilizadas neste projeto.

Adotando a mesma estratégia de Chaves et al. (2016) para aumentar o cruzamento de raios sísmicos, nós selecionamos estações para uma área mais abrangente do que nossa região de interpretação, ou seja, entre as latitudes -65° e 25° e entre as longitudes -100° e 40° . Os eventos utilizados são tanto locais quanto telessísmicos. Assim, foram selecionados anomalias de tempo de percurso registradas por 2421 estações a partir de 70523 eventos. Os eventos utilizados nesta pesquisa possuem magnitude M_b que varia entre 3.6 e 8. Na Figura 4.1, os triângulos vermelhos representam as estações sísmicas utilizadas neste experimento. Veja que elas cobrem grande parte da América Central e da América do Sul, com uma densa distribuição na região dos Andes e mais esparsa no território brasileiro, principalmente na região da floresta Amazônica. A cobertura mais adensada no território brasileiro ocorre na região sudeste, a qual é alvo do projeto. Estações localizadas no continente Africano também foram utilizadas neste experimento. Os eventos registrados estão distribuídos por todo o globo (Figura 4.2), permitindo que tenhamos uma boa cobertura azimutal (Figura 4.3). Embora haja uma boa distribuição azimutal dos eventos, a Figura 4.3 mostra que, exceto para a fase Pn , há um pico maior de chegadas no azimute de 75° do evento. Para as fases P , pP e sP há outros dois picos que se destacam: em aproximadamente 120° e entre 235° e 260° . Para a fase $PKIKP$ há outros pico em 160° e 275° . Para a fase Pn , podemos destacar quatro picos: por volta de 15° , 120° , 175° e 305° . No total, destacam-se picos nos azimutes em torno de 75° e 125° . Os vários picos presentes na Figura 4.3 mostram uma contribuição variada de regiões sismogênicas como fontes de energia para este experimento de tomografia.

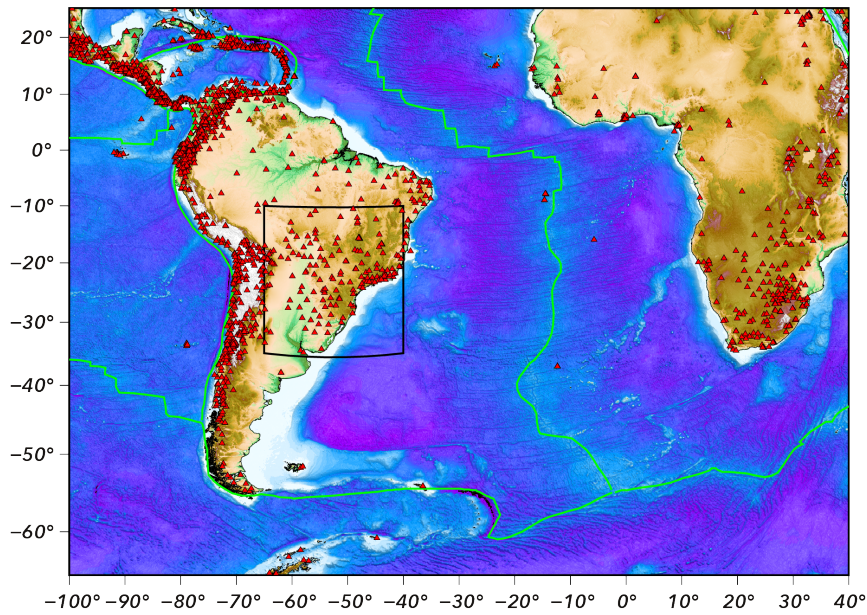


Figura 4.1: Distribuição das estações sísmicas (triângulos vermelhos) extraídas do catálogo ISC-EHB para o experimento de tomografia sobre o mapa de topografia e batimetria para a placa da América do Sul e parte das placas Africana e de Nazca. O retângulo em preto delimita a região alvo para interpretação. A linha verde representa os limites de placas litosféricas.

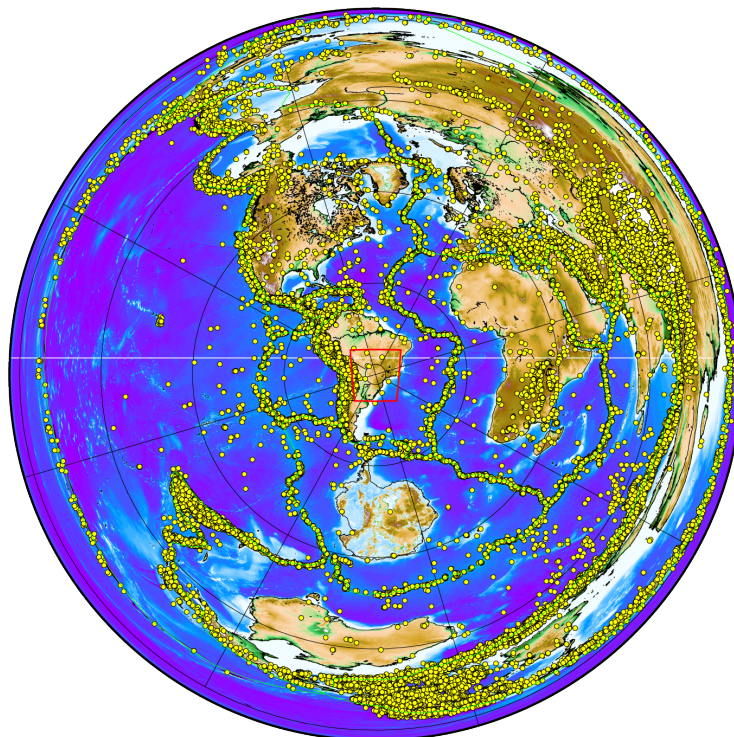


Figura 4.2: Distribuição dos eventos (círculos amarelos) selecionados do catálogo ISC-EHB para o experimento de tomografia sobre o mapa de topografia e batimetria para a placa da América do Sul e parte das placas Africana e de Nazca. O retângulo em vermelho delimita a região alvo para interpretação.

Na Figura 4.4, nós exibimos a média das anomalias de tempo registradas em cada estação, sem quaisquer correções feitas (correção crustal, de elevação e de elipticidade), oriundas do catálogo ISC-EHB e separadas pela contribuição de cada fase. As escalas de cores foram truncadas entre -3 s e 3 s para ajudar a evidenciar as anomalias de tempo de percurso de menor amplitude, que constituem a maior parte do nosso conjunto de dados. As anomalias de tempo positiva, conforme convenção, representam chegadas atrasadas da fase em questão em relação ao modelo de referência AK135 e são representadas por tons de vermelho. Geralmente, essas anomalias estão associadas a regiões mais quentes no interior do planeta, mas sem as apropriadas correções, as quais são feitas antes da inversão, não é possível associá-las exatamente a um intervalo fonte no interior da Terra, nem descartar que a origem das anomalias seja composicional. As anomalias de tempo de percurso negativas representam chegadas adiantadas das fases sísmicas em relação ao modelo de referência e estão representadas por tons de azul. Podem estar associadas também a regiões de temperatura mais fria, como placas litosféricas em subdução, mas como no caso das anomalias positivas, não é possível fazer uma inferência concreta sobre a origem delas sem as correções de tempo. Além disso, não podemos nos esquecer que o tempo de percurso é calculado através de uma integral de caminho, ou seja, cada região do interior da Terra contribui para o tempo de propagação da onda. De forma geral, independente da fase, na região dos Andes é onde encontramos as anomalias de tempo de maior amplitude, tanto negativa como positiva. Na região de estudo, para as fases P e $PKIKP$, as anomalias tendem a ser mais positivas enquanto para as fases Pn , pP , sP as anomalias tendem a ser mais negativas. Isso é reflexo dos diferentes percursos característicos de cada uma dessas fases. Como ilustrado na Figura 4.5, as anomalias de tempo de percurso são oriundas de fases originadas em diferentes distâncias epicentrais. Na Figura 4.5a), as anomalias de tempo são provenientes de ondas P que estão no intervalo entre 0.27° e 100° . Portanto, amostram desde profundidades rasas, dentro da crosta, como o manto profundo. A contribuição mais expressiva, no entanto, ocorre para o intervalo epicentral entre 30° e 100° , quando os raios sísmicos chegam mais verticalizados às estações sísmicas. Como se propaga por curtas distâncias epicentrais, entre aproximadamente 0.4° e 19° , as ondas Pn possuem tempo de percurso sensível à variação da profundidade de Moho e à velocidade do manto superior, podendo fornecer vínculos fundamentais sobre a estrutura lateral de velocidade da região de estudo. A Figura 4.5b) mostra uma distribuição razoavelmente uniforme de anomalias de tempo de percurso para todo o intervalo epicentral de existência da Pn . As ondas $PKIKP$ são detectadas no intervalo epicentral entre aproximadamente 116° e 175° e chegam bem horizontalizadas à estação sísmica,

podendo ajudar no cruzamento de raios com as ondas P . Entre 130° e 145° na 4.5c) percebemos uma distribuição anômala de tempos negativos na $PKIKP$ cuja origem desconhecemos. De certa forma, os dados tendem a apresentar uma dispersão maior no intervalo entre 116° e 145° . As fases pP e sP , com tempos anômalos ilustrados nas 4.5d) e 4.5e), concentram-se no intervalo epicentral entre 15° e 100° . Como refletem na superfície antes de serem detectadas na estação sísmicas, elas tendem a percorrer profundidades mais rasas do que a onda P , ajudando na amostragem da estrutura lateral da região de estudo, já que chegam menos horizontalizadas. Os tempos publicados pelo catálogo do ISC-EHB mostram tempos anômalos bem dispersos para as fases pP e sP .

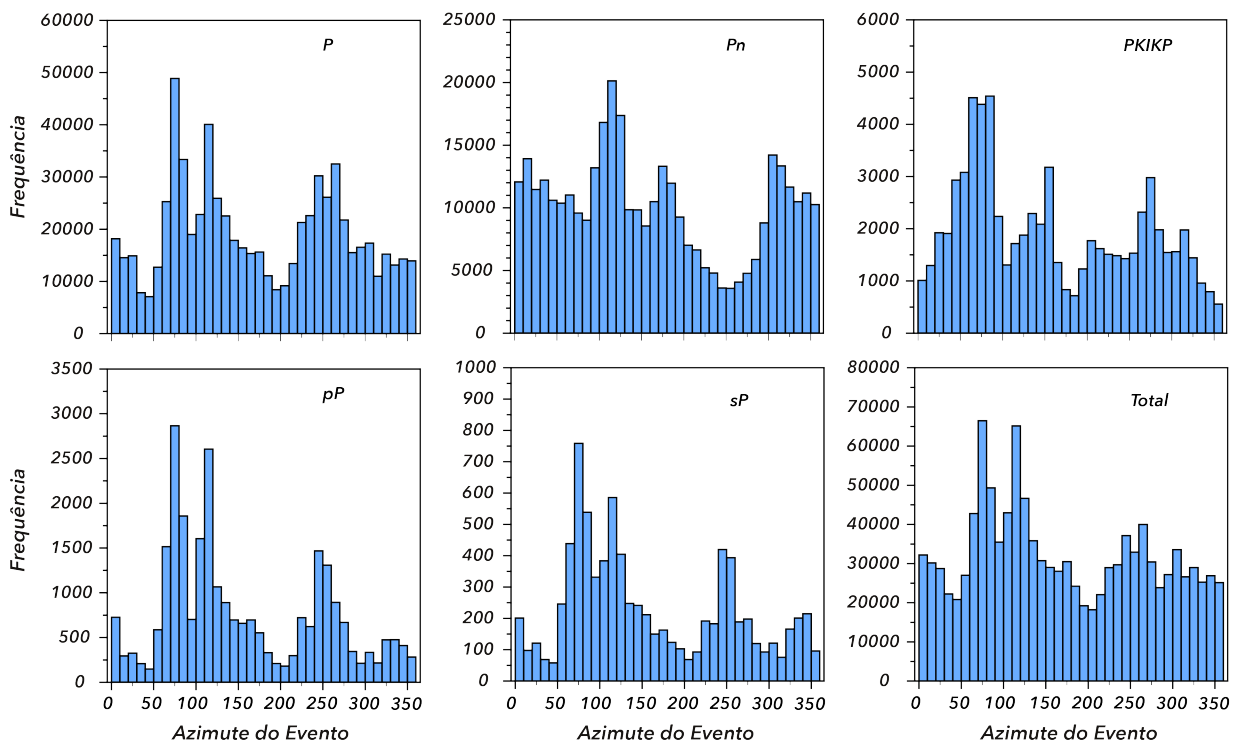


Figura 4.3: Histograma que ilustra a distribuição dos azimutes dos eventos do catálogo do ISC-EHB utilizados no experimento de tomografia. A distribuição dos azimutes dos eventos são apresentadas separadas para cada uma das fases utilizadas na tomografia (P , P_n , $PKIKP$, pP , sP) e também o total dos azimutes.

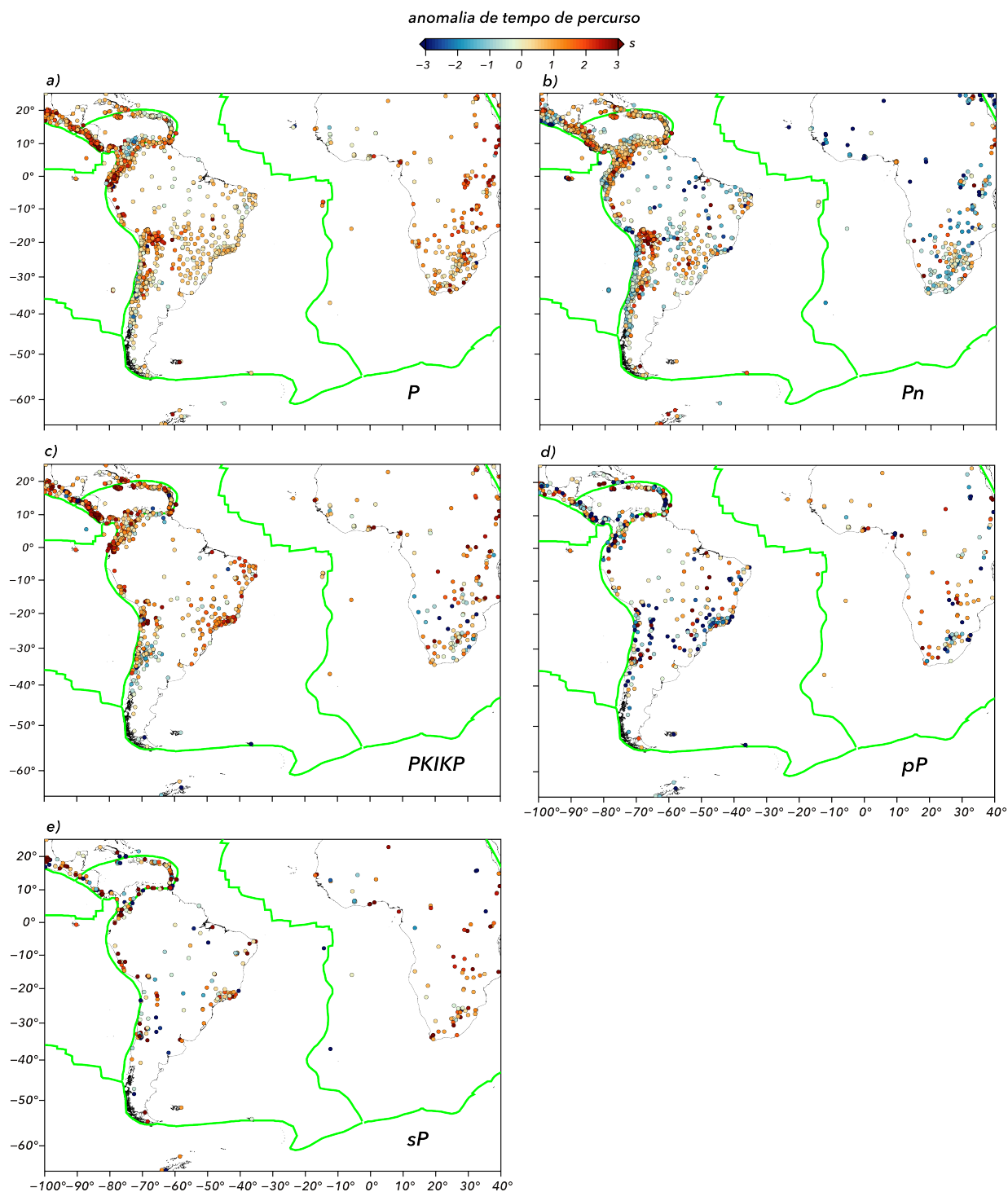


Figura 4.4: Médias das anomalias de tempo de percurso, sem correções, do catálogo do ISC-EHB, separadas por fase: a) *P*, b) *P_n*, c) *PKIKP*, d) *pP* e e) *sP*. A escala de cor das anomalias de tempo de percurso está truncada para variar de -3 s (azul) a 3 s (vermelho). A linha verde representa o limite de placas litosféricas. As maiores variações de amplitude estão concentradas na região dos Andes.

Na Figura 4.6 é exibida a distribuição dos tempos anômalos para cada uma das fases utilizadas neste estudo. Dentre todas elas, a distribuição das anomalias de tempo da onda *P* é a que apresenta

o menor desvio padrão (1.98 s), com média de 0.57 s. A distribuição com menor assimetria é a da onda Pn , com 0.31, pouco inferior ao da onda P , com 0.35. Isso significa que ambas as distribuições estão bem próximas à média dos dados. Excetuando a distribuição das anomalias de tempo da fase sP , que possui curtose de 1.49 e assim uma curva que pode ser classificada como platicúrtica, todas as outras fases apresentam curva de distribuição leptocúrtica, com curtoses de 10.70, 4.12, 4.95 e 3.55, respectivamente. A maior assimetria calculada é a da fase $PKIKP$, com um valor de -1.34. A distribuição possui uma cauda bem alongada à esquerda, com anomalias de tempo de percurso que podem ser maiores do que -16 s. A fase pP também possui assimetria à esquerda, como a fase $PKIKP$, como um valor de -0.78, enquanto a fase sP possui assimetria de 0.33, próximo aos valores encontrados para das fases P e Pn .

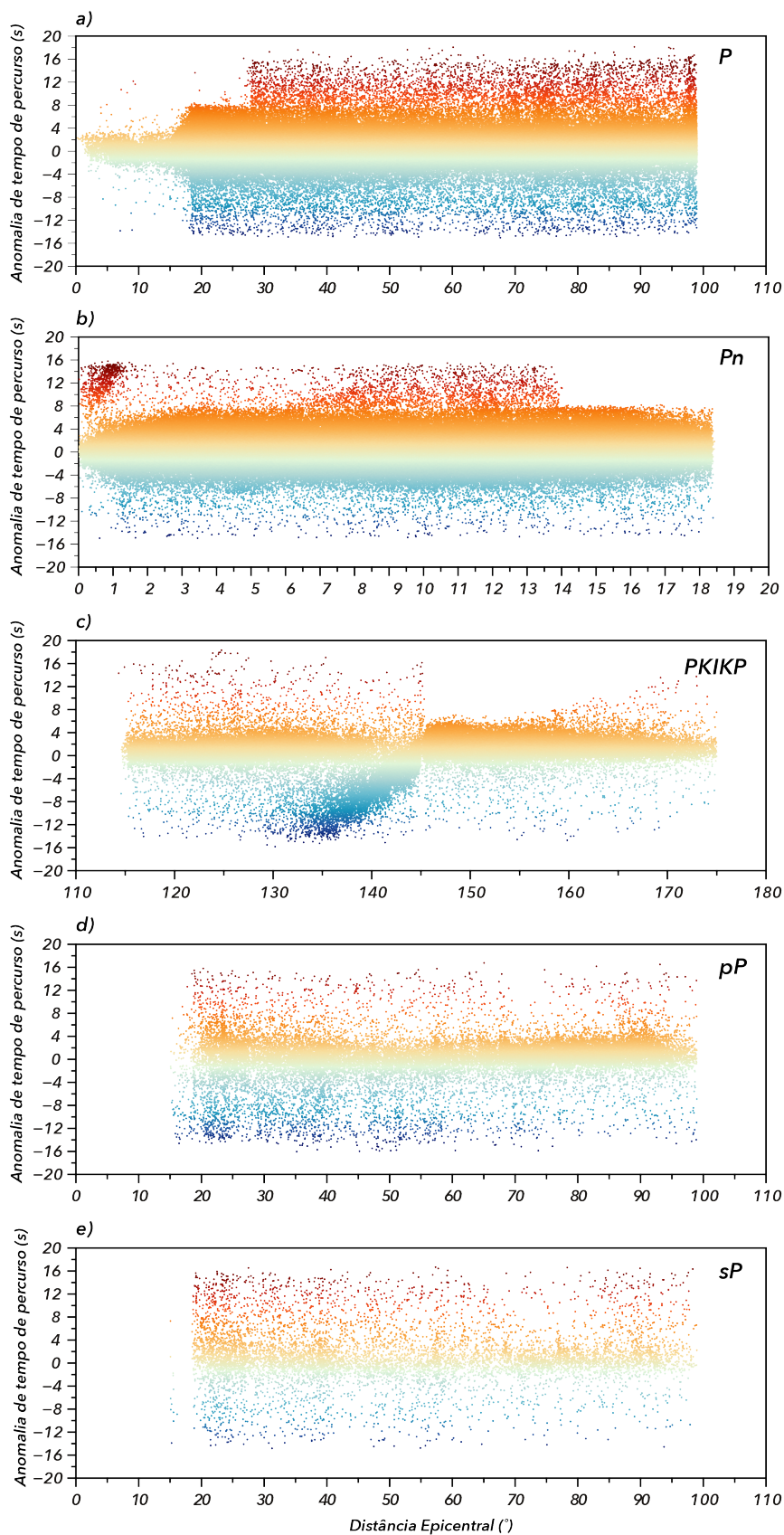


Figura 4.5: Distribuição das anomalias de tempo de percurso, sem correções, do catálogo do ISC-EHB, em função da distância epicentral, separadas por fase: a) *P*, b) *Pn*, c) *PKIKP*, d) *pP* e e) *sP*. O tom vermelho é usado para representar anomalias de tempo de percurso atrasadas em relação ao tempo teórico e o tom azul é utilizado para representar anomalias de tempo de percurso que estão adiantadas em relação ao tempo teórico.

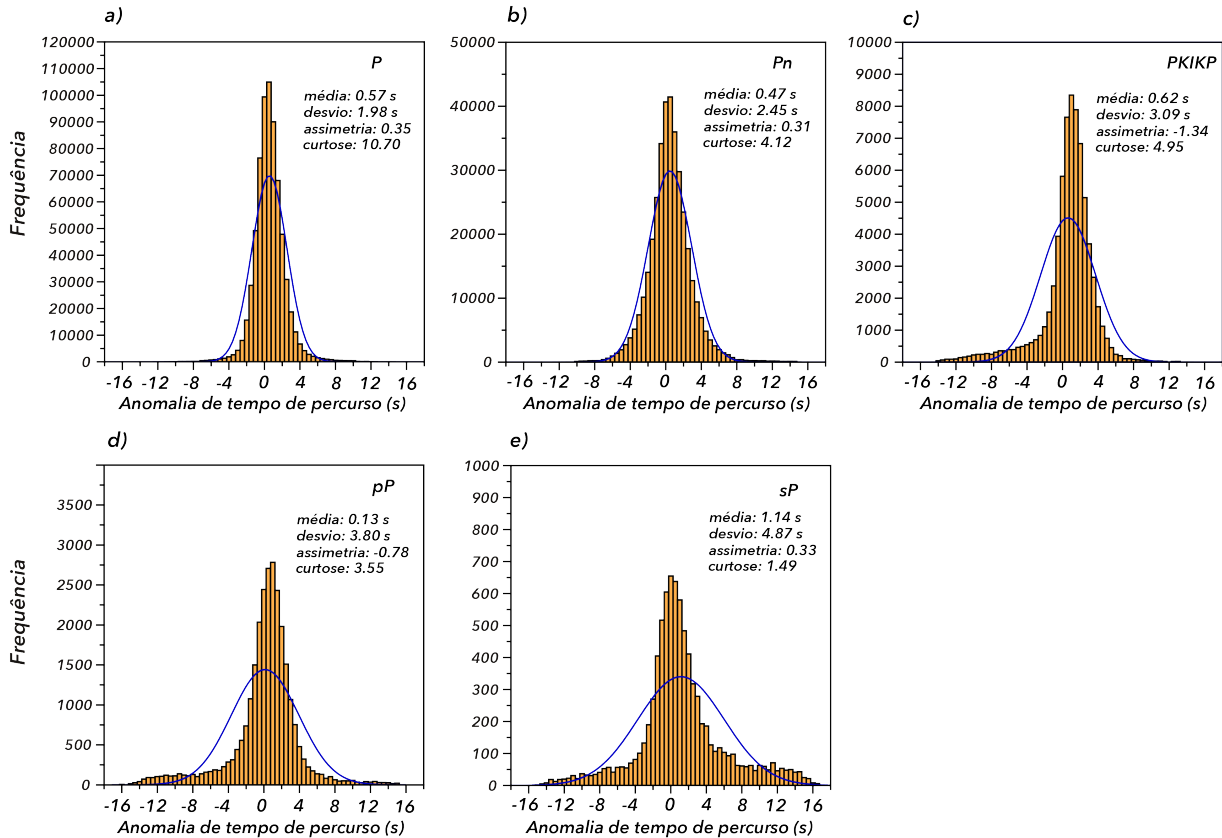


Figura 4.6: Histogramas ilustrando a distribuição das anomalias de tempo de percurso para cada fase: a) P , b) Pn , c) $PKIKP$, d) pP e e) sP . De forma a facilitar a análise estatística dos dados, são adicionados em cada painel o valor médio da distribuição, o desvio padrão, a assimetria e a curtose. Em azul temos a curva de distribuição normal equivalente para efeitos de comparação.

4.2 Anomalias de Tempo de Percurso Medidas por Correlação Cruzada

Para este trabalho, nós selecionamos eventos telessísmicos com magnitude $M_w > 5.5$, do catálogo global do tensor de momento CMT (Dziewonski et al., 1981), no intervalo de distância epicentral entre 30° e 100° . Ao todo, foram selecionados 1136 eventos entre os anos 2016 e 2020. Distâncias superiores a 30° são escolhidas para se evitar os efeitos de triplicação das ondas P na zona de transição do manto. Distâncias inferiores a 100° são adotadas porque o traçador de raios que nós utilizamos não é capaz de lidar com ondas P_{diff} , ondas P difratadas na interface manto-núcleo. Os dados foram baixados para todas as estações com dados abertos (exceto os dados das estações da Rede XC do projeto temático FAPESP denominada "Três Bacias"), que estivessem operando na América do Sul, nos repositórios do IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), localizado em <http://service.iris.edu>, do GFZ (German Research Centre for Geosciences), localizado em <https://geofon.gfz-potsdam.de> e do Centro de Sismologia da

Universidade de São Paulo, localizado em <http://sismo.iag.usp.br>, com o auxílio da rotina *ObspyDMT* (Hosseini e Sigloch, 2017), a qual possui funcionalidades como gerenciamento, pré-processamento, correção de instrumento e controle de qualidade de sismogramas. Para cada solicitação, o *obsypyDMT* cria um conjunto de diretórios dentro do diretório especificado pelo usuário e organiza os dados recuperados. Os diretórios são nomeados de acordo com a data de ocorrência do evento. Os sismogramas de todas as estações dentro da área selecionada, que registraram um evento em específico, são baixados em conjunto com o arquivo de resposta da estação. Para organizar todo o processo envolvendo o download, armazenamento e processamento dos sismogramas foram desenvolvidos scripts em Shell. Os sismogramas tiveram a resposta do instrumento removido e o registro foi convertido em deslocamento do solo. Além disso, tiveram média e tendência removidas. Cada um dos sismogramas de nossa base de dados foi visualmente inspecionado para remover sinais de má qualidade, ou seja, com muito ruído antes da chegada da onda *P* ou com falhas de registro da série temporal. Para auxiliar na identificação da onda *P* nos registros, nós inserimos os tempos teóricos do modelo AK135 nos sismogramas utilizando a rotina *Taup* de Crotwell et al. (1999). Dessa forma, houve uma redução de eventos telessísmicos de 1136, inicialmente baixados, para 432 (Figura 4.7). Embora em nosso banco de dados conste o registro de 428 estações sísmicas para a região selecionada, após a inspeção dos dados, restaram registros de 404 estações sísmica (Figura 4.8). Devido à discrepância que pode existir entre as taxas de amostragens dos sismogramas baixados, foi necessário reamostrar as séries temporais para uma mesma taxa antes da correlação cruzada ser realizada. As Figuras 4.9 e 4.10 exibem sismogramas em deslocamento, na componente vertical, com a resposta instrumental, média e tendência removidas, dos eventos 011817F (13:33:38 de 18 de Janeiro de 2017), ocorrido na Itália, e 061717F (13:47:39 de 17 de Junho de 2017), ocorrido próximo à costa da Nicarágua, ambos do catálogo CMT. O evento 011817F foi registrado, em sismogramas utilizáveis, por 67 estações, em distâncias epicentrais entre aproximadamente 65° e 82° , enquanto o evento 061717F foi registrado por um total de 53 estações em distâncias epicentrais entre aproximadamente 34° e 54° . A Figura 4.11 exhibe a localização das estações sísmicas e dos eventos citados. O evento 011817F foi predominantemente registrado por estações na parte norte do continente sul-americano, enquanto o evento 061717F foi registrado por estações na parte central e sudeste, principalmente dentro da nossa área alvo.

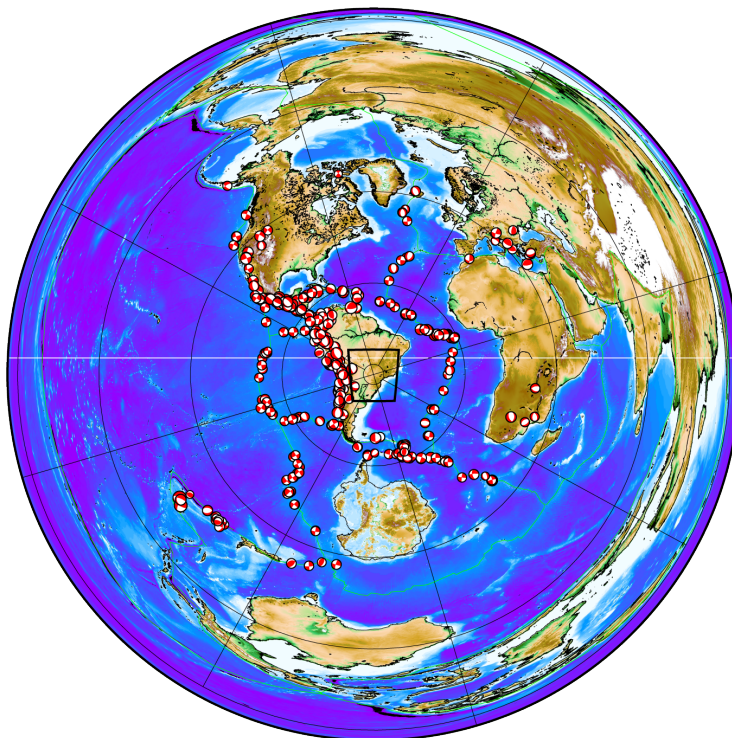


Figura 4.7: Distribuição de 432 eventos do catálogo CMT (Dziewonski et al., 1981) utilizados neste trabalho, com magnitude $M_w > 5.5$, sobre o mapa de topografia e batimetria para o globo. Os eventos estão representados por seus respectivos mecanismos focais, em vermelho e branco. Cada evento se encontra entre 30° e 100° de distância epicentral das estações sísmicas que o detectaram. O retângulo em preto delimita a região alvo para interpretação

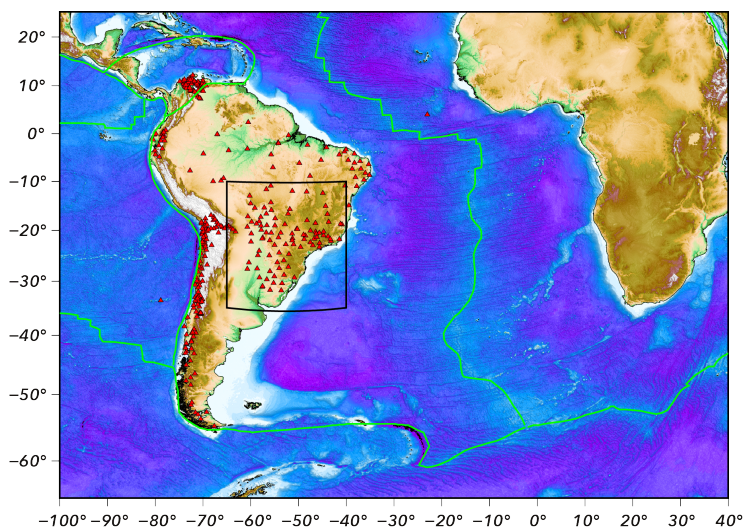


Figura 4.8: Distribuição das 404 estações sísmicas (triângulos vermelhos) utilizadas no experimento de tomografia sobre o mapa de topografia e batimetria da região do experimento. O retângulo em preto delimita a região alvo para interpretação. A linha em verde indica os limites de placas litosféricas.

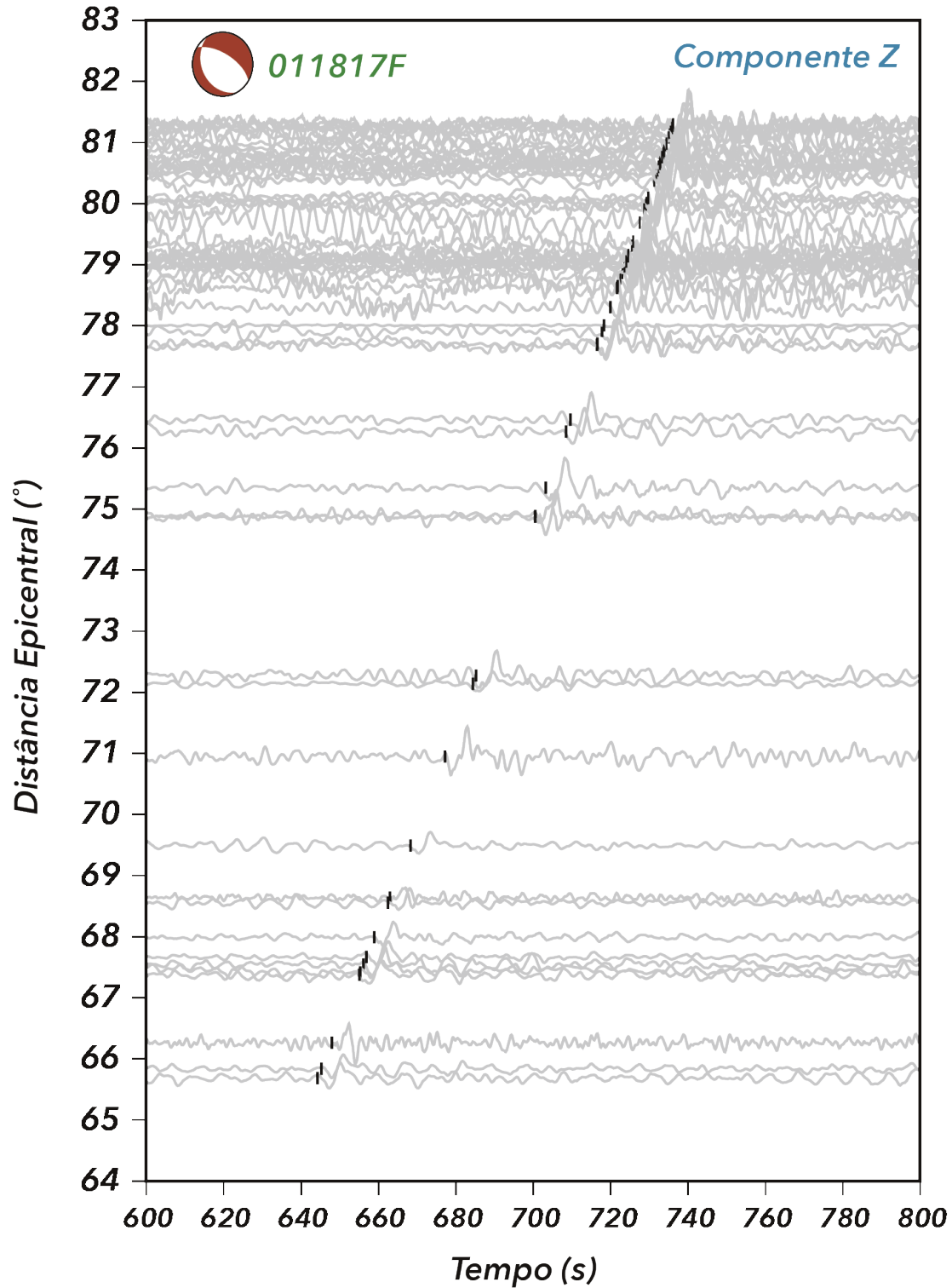


Figura 4.9: Sismogramas na componente vertical do evento 011817F (13:33:38 de 18 de Janeiro de 2017), ocorrido na Itália, do catálogo do CMT. Os sismogramas não filtrados, mas com a resposta instrumental, média e tendência removidas são apresentados em função do tempo relativo em relação à origem do evento e em função da distância epicentral. As barras verticais em preto nos registros indicam o tempo teórico de chegada da onda P calculado com o modelo de Terra 1D AK135.

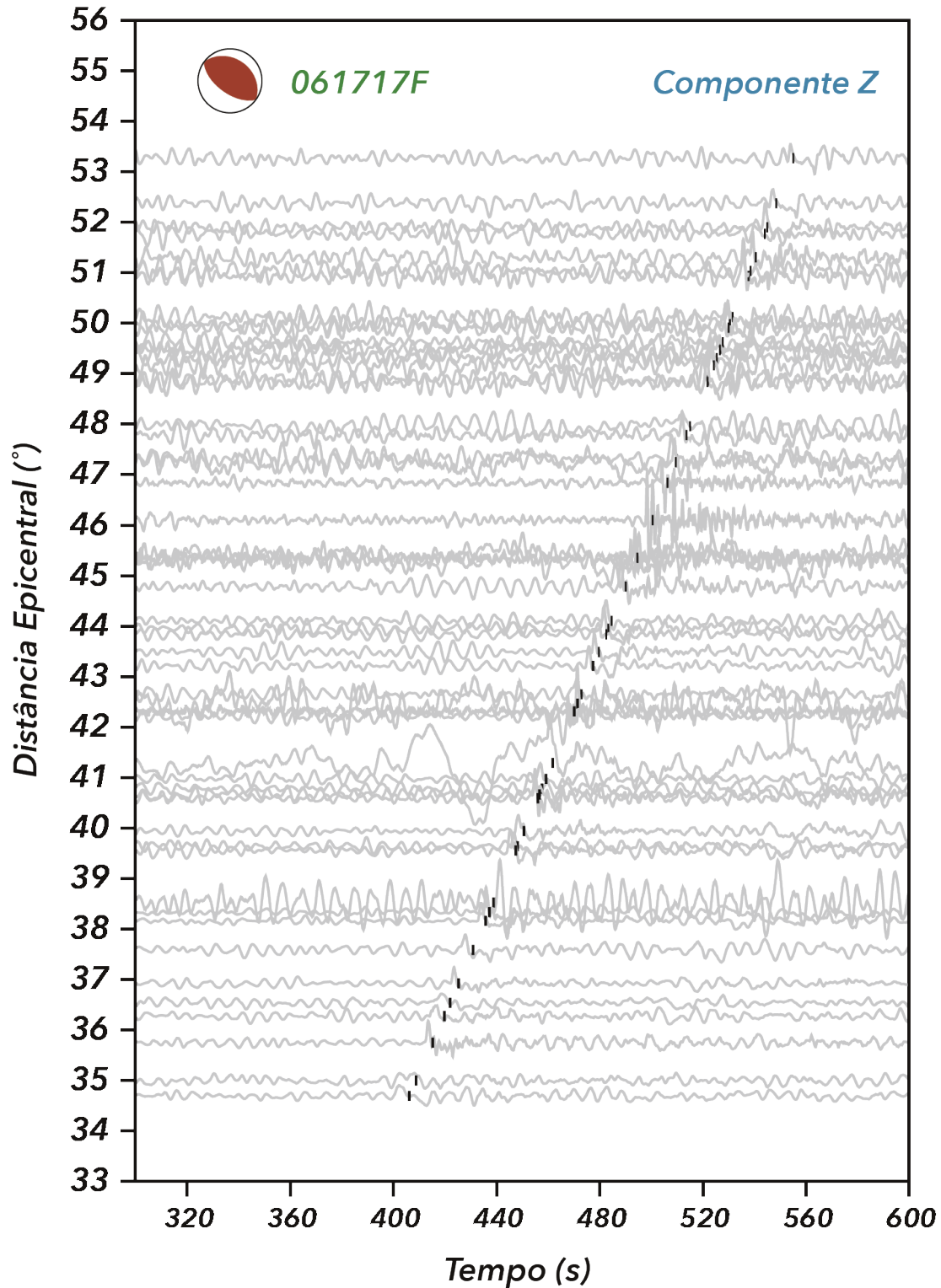


Figura 4.10: Sismogramas na componente vertical do evento 061717F (13:47:39 de 17 de Junho de 2017), ocorrido próximo à costa da Nicarágua, do catálogo do CMT. Os sismogramas não filtrados, mas com a resposta instrumental, média e tendência removidas são apresentados em função do tempo relativo em relação à origem do evento e em função da distância epicentral. As barras verticais em preto nos registros indicam o tempo teórico de chegada da onda P calculado com o modelo de Terra 1D AK135.

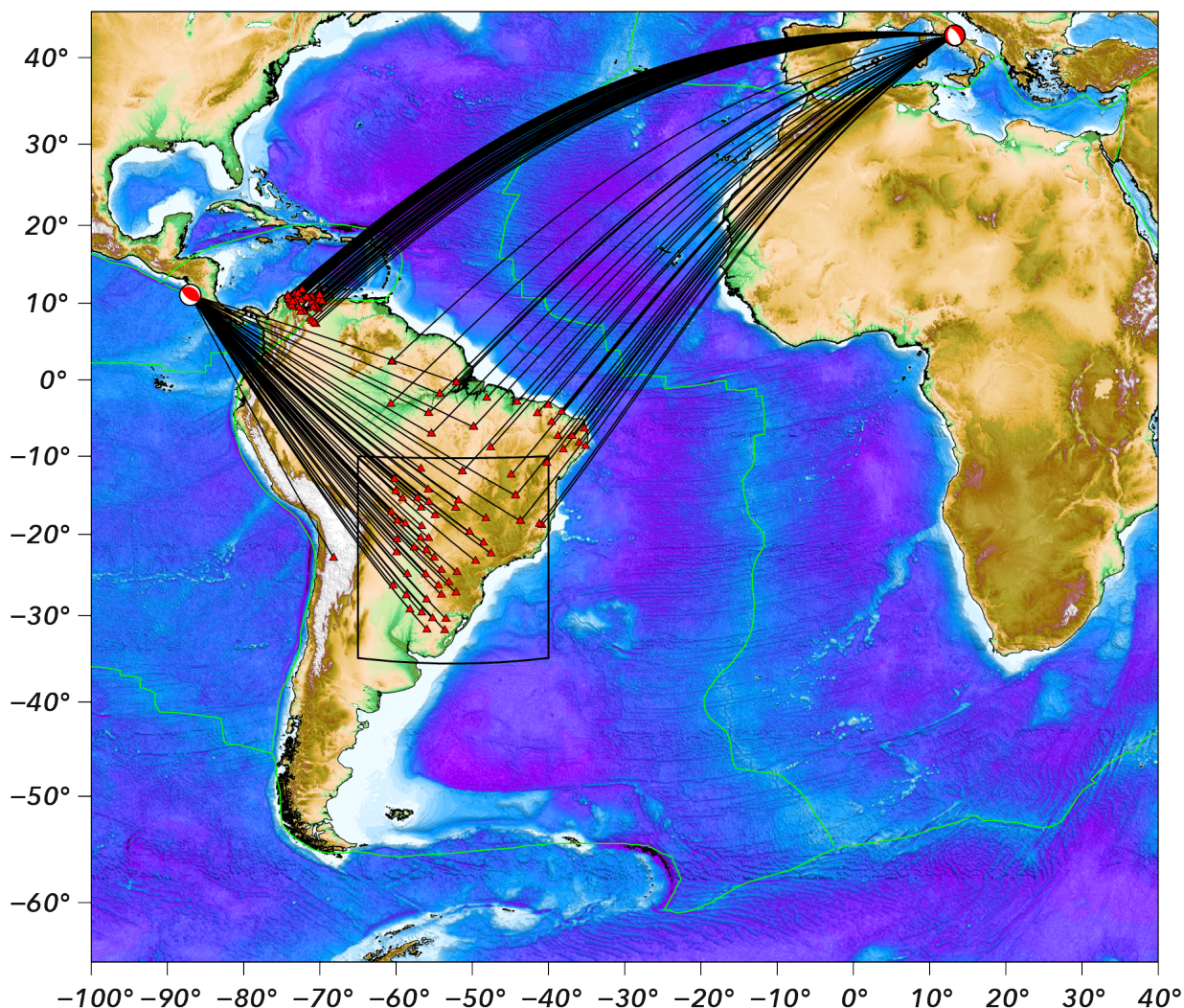


Figura 4.11: Localização dos eventos 011817F e 061717F sobre o mapa de topografia e batimetria da região do experimento de tomografia sísmica. Os eventos são representados por seus respectivos mecanismos focais, em vermelho e branco. Os triângulos vermelhos representam as estações sísmicas que registraram os eventos. As linhas em preto conectam o evento às estações que o registraram. As linhas em verde representam os limites das placas litosféricas.

Utilizando o método de Bonnin et al. (2014), descrito no capítulo anterior, nós obtivemos 61023 anomalias de tempo de percurso medidas para sismogramas filtrados com um filtro Gaussiano em 4 períodos centrais, T_C , diferentes: 3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28.0 s. Foi definido um coeficiente de correlação mínima, como antecipado no capítulo anterior, de 0.80. Somente foram mantidas anomalias de tempo de percurso de um determinado evento registrado por no mínimo cinco estações. As Figuras 4.12 e 4.13 exibem, para efeitos de exemplo, os sismogramas dos eventos 011817F e 061717F com o filtros Gaussianos aplicados em diferentes períodos. O sismograma em preto nessas figuras são obtidos a partir do empilhamento de todos os sismogramas aceitos

numa determinada banda de frequência. As 61023 anomalias de tempo de percurso obtidas por correlação cruzada são exibidas Figura 4.14 em função da distância epicentral e separadas pelo período central do filtro aplicado. As anomalias de tempo de percurso obtidas para o período de 3.5 s são as que apresentam maior amplitude, entre -9.95 s e 9.58 s, enquanto as anomalias de tempo obtidas no período de 28 s são as que apresentam menor variação, entre -3.07 s e 3.23 s. De forma geral, há poucas anomalias de tempo que foram obtidas para distâncias epicentrais superiores a aproximadamente 80° . A partir desse intervalo, a fase PcP começa a interferir com a onda P , dificultando a determinação do tempo de chegada da onda P . A Figura 4.15 exhibe histogramas com a distribuição das anomalias de tempo de percurso para cada um dos quatro períodos utilizados nas medições. O período que menos contribuiu com medições foi o de 28.0 s, com 7818 anomalias. O período com maior contribuição foi o de 14 s, com 18463 medidas. A quantidade mais reduzida de medições de anomalias de tempo de percurso obtidas no período de 28.0 s pode ser explicada pelo fato dos sismogramas terem de ser correlacionados em uma janela maior de tempo, o que potencialmente pode introduzir a entrada de outras fases com tempo de chegada próxima ao da onda P , levando a problemas de *cycle skipping*. A média das anomalias obtidas nos quatro períodos é bem próxima a zero, mas o maior desvio padrão, 2.01 s, é registrado para o período de 3.5 s, justamente o período com anomalias de maior amplitude. O menor desvio padrão é obtido para o período de 28 s, onde a amplitude das anomalias de tempo apresentam é menor. A maior assimetria e curtose ocorrem para o período de 7.0 s.

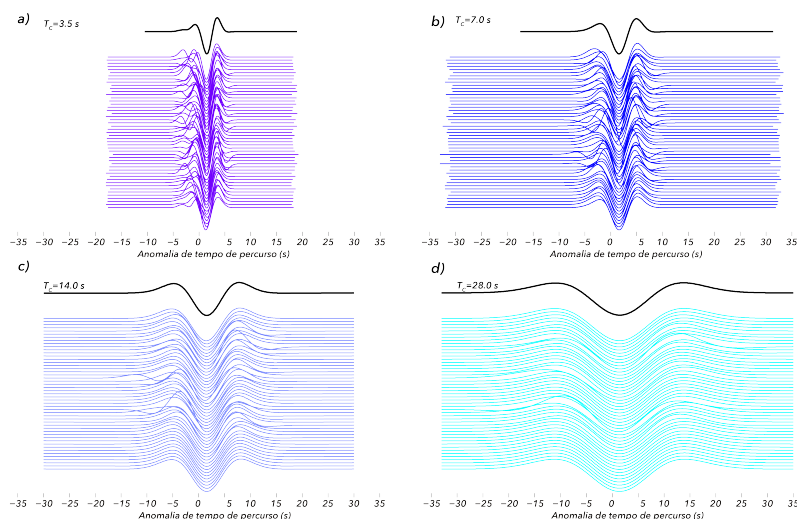


Figura 4.12: Sismogramas, na componente vertical, do evento 011817F do catálogo CMT, filtrados com um filtro Gaussiano em 4 períodos centrais, T_C , diferentes: a) 3.5 s, b) 7.0 s, c) 14.0 s e d) 28.0 s. Os sismogramas foram selecionados após apresentarem coeficiente de correlação superior a 0.80. Os traços em preto representam o empilhamento de todos os sismogramas filtrados para o mesmo período. Os sismogramas são apresentados em função da anomalia de tempo de percurso em segundos.

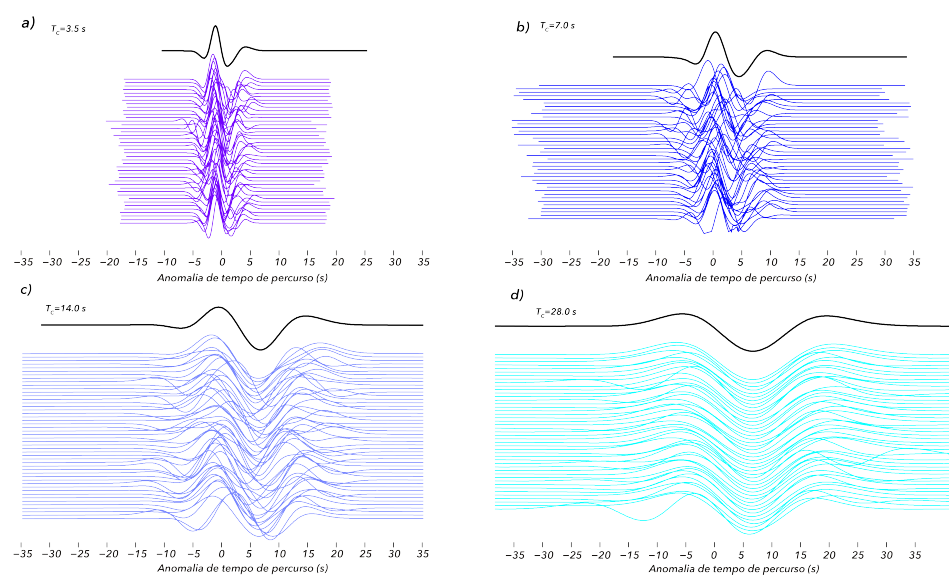


Figura 4.13: Sismogramas, na componente vertical, do evento 061717F do catálogo CMT, filtrados com um filtro Gaussiano em 4 períodos centrais, T_C , diferentes: a) 3.5 s, b) 7.0 s, c) 14.0 s e d) 28.0 s. Os sismogramas foram selecionados após apresentarem coeficiente de correlação superior a 0.80. Os traços em preto representam o empilhamento de todos os sismogramas filtrados para o mesmo período. Os sismogramas são apresentados em função da anomalia de tempo de percurso em segundos.

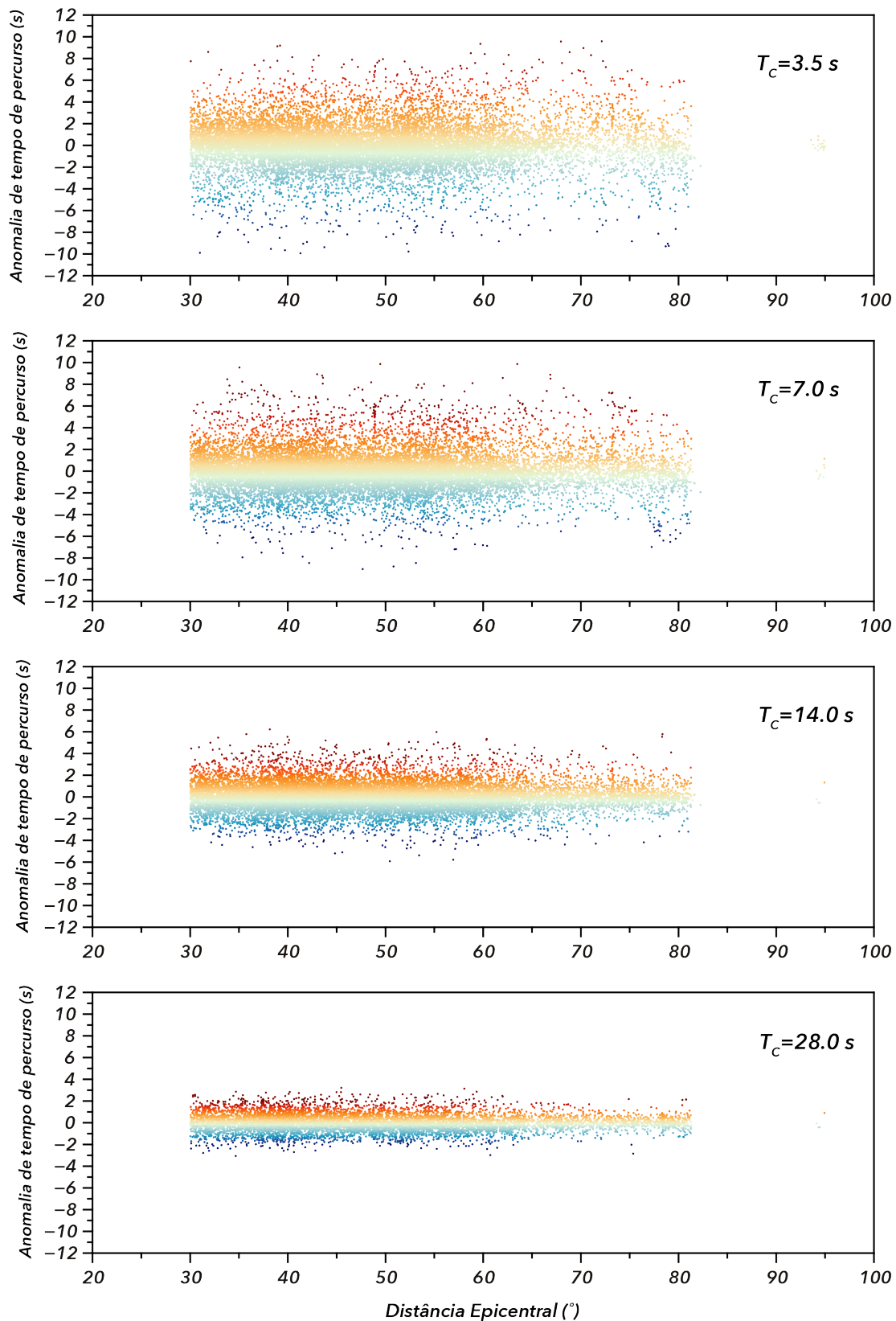


Figura 4.14: Distribuição das anomalias de tempo de percurso, sem correções, obtidas com o método de Bonnin et al. (2014), em função da distância epicentral, separadas para 4 períodos centrais, T_C : 3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28.0 s. O tom vermelho é usado para representar anomalias de tempo de percurso atrasadas em relação ao tempo teórico e o tom azul é utilizado para representar anomalias de tempo de percurso que estão adiantadas em relação ao tempo teórico.

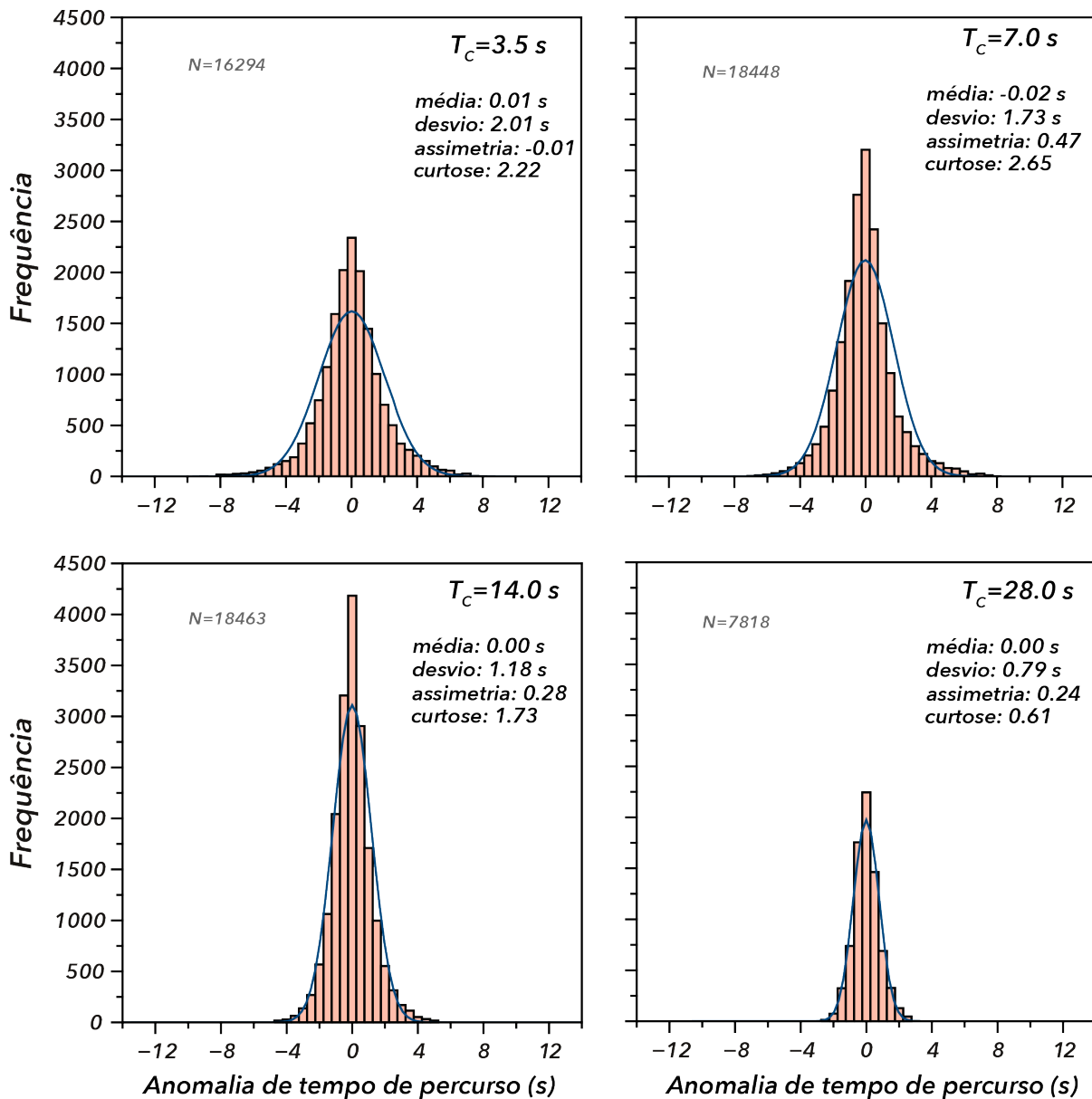


Figura 4.15: Histogramas ilustrando a distribuição das anomalias de tempo de percurso separadas para 4 períodos centrais, T_C : 3.5 s, 7.0 s, 14.0 s e 28.0 s. De forma a facilitar a análise estatística dos dados, são adicionados em cada painel o valor médio da distribuição, o desvio padrão, a assimetria e a curtose. Em azul, temos a curva de distribuição normal equivalente para efeitos de comparação. A letra N representa o número total de anomalias de tempo de percurso, para cada período central, medidas com o método de Bonnin et al. (2014).

4.3 Anomalias de Tempo de Percurso Total

Antes da inversão ser realizada, as anomalias de tempo de percurso, tanto do catálogo do ISC-EHB quanto as determinadas com método de Bonnin et al. (2014), são corrigidas para se eliminar a influência do ponto de elevação da estação sísmica em relação ao nível do mar, δT_{topo} ,

da elipticidade da Terra, δT_{elip} , e da estrutura heterogênea de velocidade da crosta, δT_{crosta} , sobre o tempo de propagação da onda. As anomalias de tempo de percurso total, δT , que foram invertidas neste trabalho, são dadas por:

$$\delta T = T - T^0 - \delta T_{elip} - \delta T_{crosta} - \delta T_{topo} \quad (4.1)$$

sendo T o tempo de percurso observado e T_0 o tempo teórico de propagação predito para um modelo de Terra esférico 1D. A remoção do efeito 3D da velocidade da crosta geralmente é aplicada pelo fato do comprimento de onda das estruturas na crosta ser muito menor do que é possível resolver com experimentos de tomografia na escala do proposto neste trabalho. Portanto, aplicamos correções crustais com base em um modelo crustal conhecido, em vez de resolver a estrutura crustal durante a inversão. O modelo de crosta utilizado neste trabalho foi o CRUST2.0 de Bassin et al. (2000). As correções foram efetuadas seguindo o trabalho de Tian et al. (2007) e não levam em conta efeitos de frequência finita. Correções crustais, por exemplo, deveriam ser realizadas levando em consideração tais efeitos conforme salientado por Ritsema et al. (2009) e Chaves et al. (2020). Não temos, no entanto, nenhuma rotina disponível na literatura para calcular essa correção de forma computacionalmente eficiente. A Figura 4.16 exibe a cobertura de raios alcançada com a junção dos dados do catálogo do ISC-EHB e dos obtidos com o método de Bonnín et al. (2014).

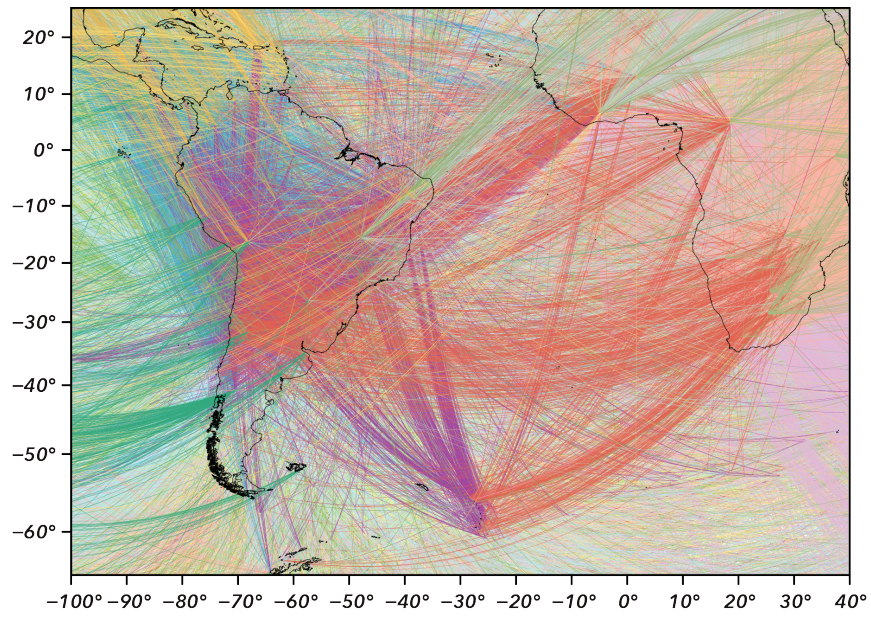


Figura 4.16: Cobertura total dos raios sísmicos conectando os eventos registrados pelas estações sísmicas selecionadas na região do experimento de tomografia sísmica.

Resultados

5.1 *Parametrização do modelo de velocidade*

O código de tomografia que utilizamos para inverter as anomalias de tempo de percurso, o qual pode ser baixado em <https://www.geoazur.fr/GLOBALSEIS/Soft.html>, utiliza toda a Terra como volume do modelo de perturbações de velocidade. Usando o conceito da Terra em cubos de Ronchi et al. (1996), a Terra é parametrizada em seis porções que dividem a superfície de uma esfera. Cada uma dessas porções é amostrada por 128x128 voxels nas direções angulares. Em profundidade, são 37 camadas distribuídas de forma desigual por subamostragem de uma divisão original de 128 camadas de igual espessura. Portanto, o modelo consiste em 6x128x128x37 voxels ou incógnitas. As dimensões dos voxels são menores no limite manto-núcleo (40x40x90 km) do que na superfície (70x70x90 km). A divisão do globo em voxels permite a inversão de anomalias de tempo tanto em escala regional quanto global. Mais detalhes sobre a parametrização utilizada pelo código de tomografia podem ser encontradas em Simons et al. (2011) e Charléty et al. (2013).

5.2 *Escolha do modelo de velocidade*

A fim de determinar os melhores parâmetros para realizar a inversão das anomalias de tempo de percurso, nós realizamos o seguinte procedimento: foram fornecidos 11 valores relacionados ao parâmetro de regularização de amortecimento (y_{try}) para realizar a inversão. Cada y_{try} resultava em uma solução com valores de χ_{rel}^2 (χ^2 relativo), o qual é dividido pelo número de amostras, e de RMS. A partir do procedimento descrito, foram obtidas 10 soluções, as quais foram chamadas de solução 1, solução 2 e assim sucessivamente. Com as soluções obtidas, nós plotamos o gráfico do "critério da curva-L"(Figura 5.1) com o intuito de obter o parâmetro de

regularização mais apropriado. No entanto, é possível observar que, para o nosso problema, o "critério da curva-L" não nos auxiliou na determinação do parâmetro de regularização, pois o gráfico não apresentou uma curva-L bem definida e nem ponto de inflexão que possa ser escolhido. Dessa maneira, decidimos escolher nossa solução visualmente, plotando em planta, lado a lado, todas as soluções (Figura 5.2).

A partir da análise das soluções, observamos que quanto menor o regularizador, menor é o valor de χ_{rel}^2 e mais rugosa é a solução, como ocorre com as soluções 1, 2 e 3. Em contrapartida, quanto maior o regularizador, mais suave é a solução, como mostra as soluções 8 e 9, o que pode ocasionar na perda de informações de anomalias de velocidade curto comprimento de onda. O objetivo dessa análise, portanto, é escolher um parâmetro de regularização que equilibre tal relação. Assim, ao considerar os pontos discutidos acima, a solução 6 foi escolhida como nosso modelo e será chamado de SSAPWM (Southeast South America P-Wave Model). Esse será o modelo utilizado para correlação com as estruturas geológicas da região alvo. O modelo em questão foi obtido após 1000 iterações do algoritmo LSQR e as anomalias de tempo de percurso tiveram um redução de variância de 5.17 s^2 para 1.13 s^2 , o que representa uma redução do RMS de 2.33 s para 1.13 s (veja Figura 5.3).

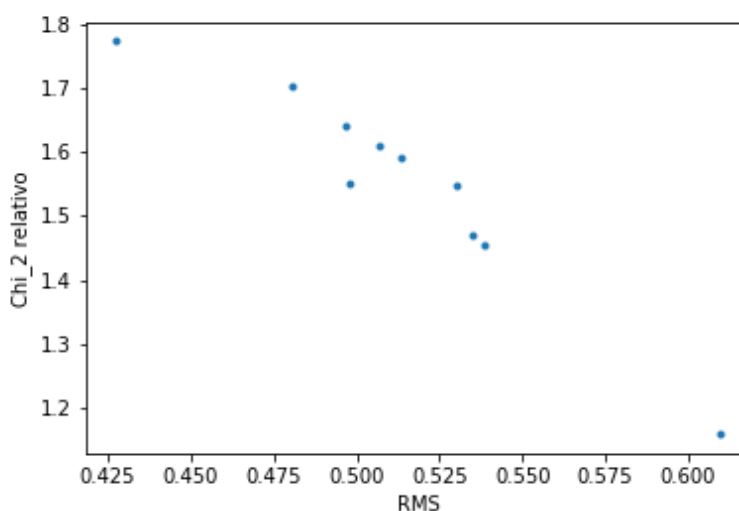


Figura 5.1: Curva gerada a partir da inversão dos dados para diferentes valores de parâmetro de suavização.

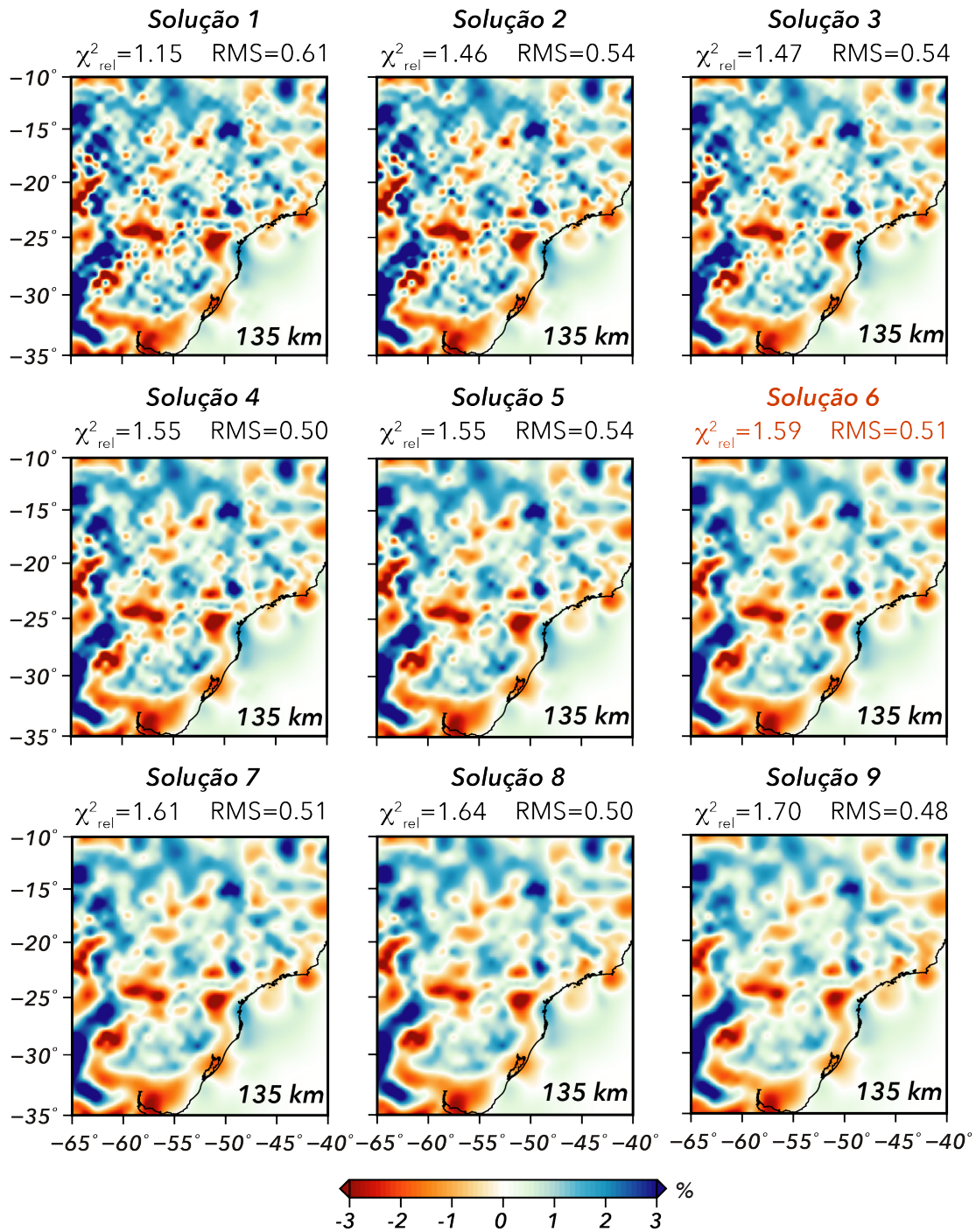


Figura 5.2: Soluções da inversão para diferentes valores dos parâmetros de regularização. São exibidos sobre a imagem de cada solução os valores do χ^2_{rel} e do RMS da solução. O χ^2_{rel} relativo é o valor de χ^2 dividido pelo número de dados. A solução 6, com parâmetros destacados em vermelho, foi a solução escolhida e nomeada SSAPWM.

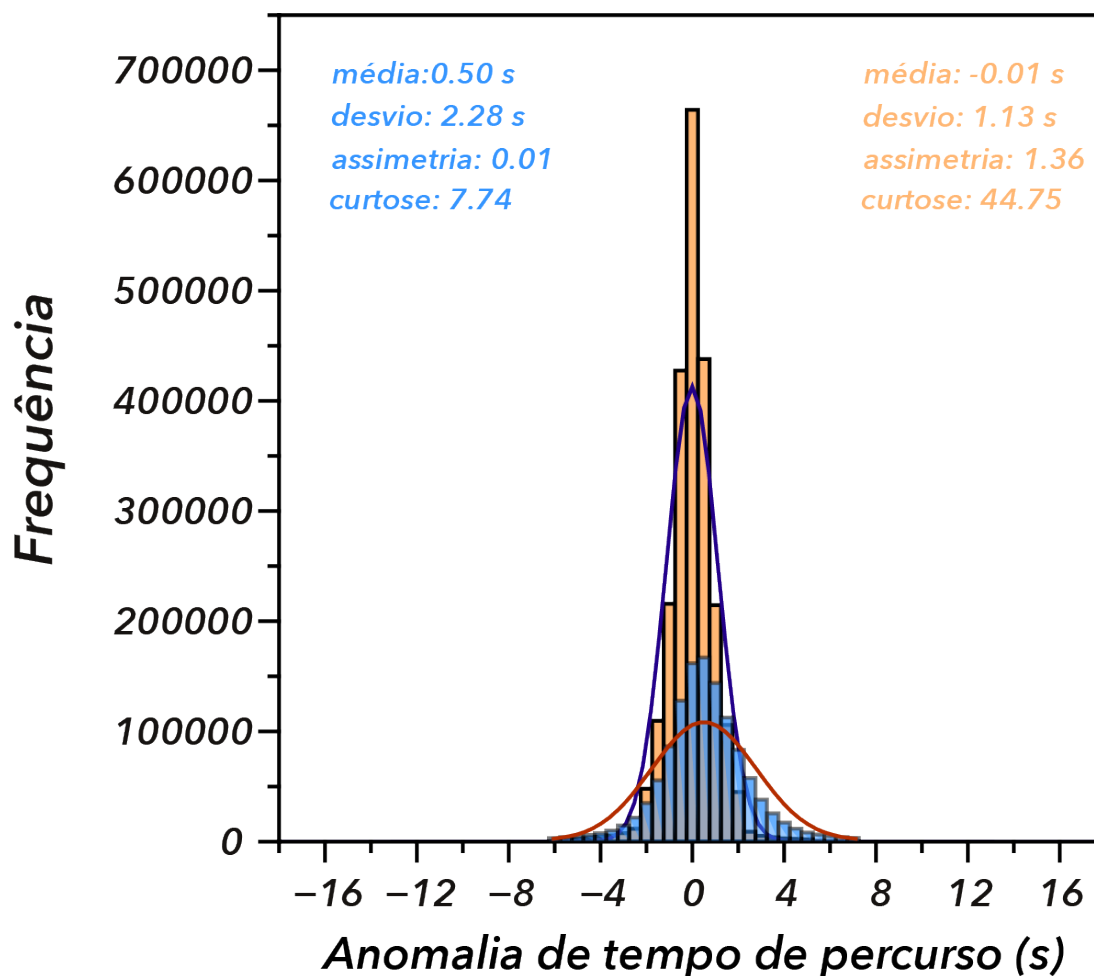


Figura 5.3: Histogramas ilustrando a distribuição das anomalias de tempo de percurso antes (em azul) e depois da inversão (em laranja), após 1000 iterações do algoritmo LSQR. De forma a facilitar a análise estatística dos dados, são adicionados em cada painel o valor médio da distribuição, o desvio padrão, a assimetria e a curtose. Em vermelho (antes da inversão) e em azul (depois da inversão), temos as curvas de distribuição normal equivalentes para efeitos de comparação.

5.3 Testes sintéticos

Com o propósito de avaliar a resolução da solução encontrada com inversão das anomalias de tempo de percurso é fundamental que realizemos testes sintéticos. Tais testes possibilitam verificar o quão bem uma determinada estrutura de velocidade abaixo da região de interesse pode ser recuperada. O tipo mais comum de teste sintético é o chamado *Checkerboard Test* ou "Teste de Tabuleiro Xadrez", que consiste em criar um modelo sintético compreendendo um padrão alternado de anomalias de velocidade, em 2D ou 3D (Rawlinson e Spakman, 2016). Em termos matemáticos, é dado um modelo sintético de entrada, \mathbf{m}_{sint} , para calcular os dados

sintéticos, \mathbf{d}_{sint} . Esse último é, então, invertido para obter o modelo recuperado, \mathbf{m}_{rec} , que será comparado, visualmente, com o modelo de entrada. Dessa maneira, aproveitando a equação do 3.38 apresentada no Capítulo 3 deste trabalho, temos:

$$\mathbf{d}_{sint} = \mathbf{G}\mathbf{m}_{sint}, \quad (5.1)$$

e

$$\mathbf{m}_{rec} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}_{sint} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{G}\mathbf{m}_{sint} \quad (5.2)$$

sendo \mathbf{G} a matriz de sensibilidade do problema.

Como parâmetros de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez, foram utilizadas anomalias de velocidade com amplitudes de -3% e 3% e voxels de dimensões de 3x3x3, 4x4x4 e 8x8x8. Cada voxel tem aproximadamente 70 km, o que resulta em uma análise de resolução para diferentes tamanhos de anomalias. Os padrões de cada célula são alternados entre máximo e mínimo. Antes da inversão foi adicionado ruído Gaussiano aos dados sintéticos. Na inversão dos dados sintéticos com ruído, foram utilizados os mesmos valores de amortecimento e suavização da inversão das anomalias de tempo de percurso, além da mesma configuração de eventos e estações. A Figura 5.4 apresenta os padrões do modelo sintético de entrada. Já as Figuras 5.5, 5.6 e 5.7 mostram os modelos sintéticos recuperados em diferentes profundidades.

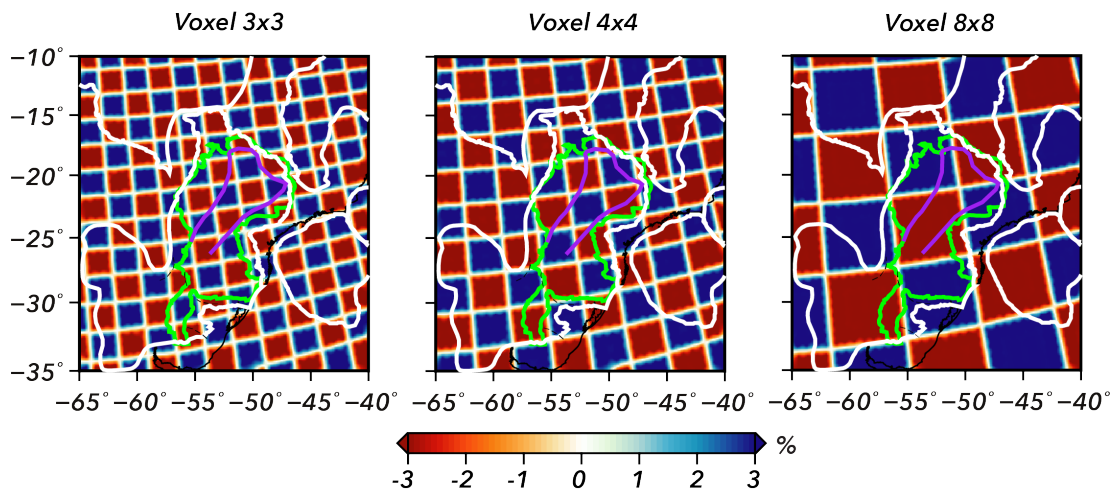


Figura 5.4: Modelos de entrada sintético para diferentes tamanhos de célula. As curvas em branco são as províncias presentes na região de estudo; contorno em verde é a Província Magmática do Paraná (PMP); em roxo o contorno do bloco de Paranapanema de acordo com Mantovani e Brito Neves (2005).

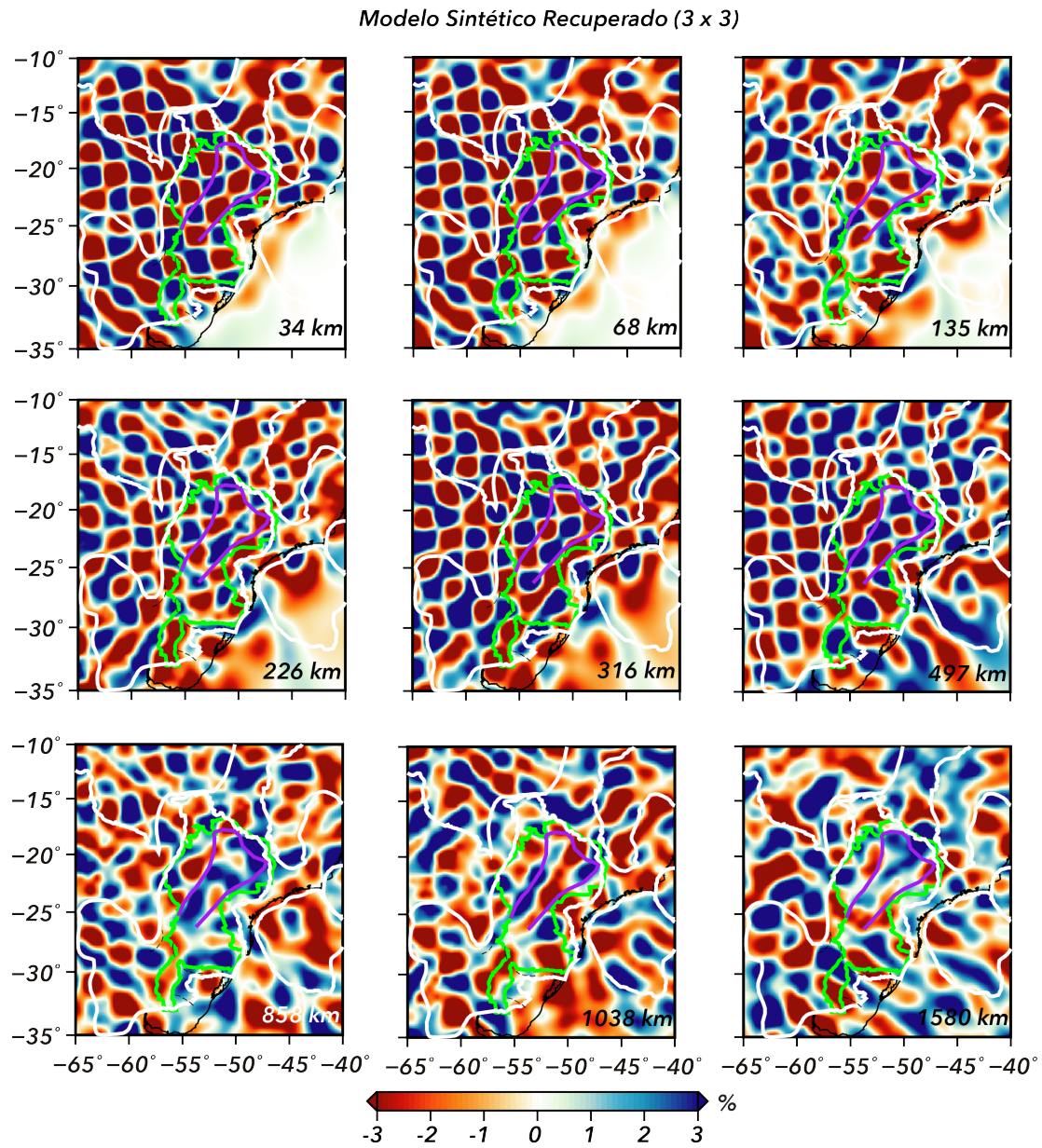


Figura 5.5: Modelo sintético recuperado para o tamanho de anomalia 3x3x3 voxels, ou seja, células de aproximadamente 210 km x 210 km. As curvas em branco são as províncias presentes na região de estudo; contorno em verde é a Província Magmática do Paraná (PMP); em roxo o contorno do bloco de Paranapanema de acordo com Mantovani e Brito Neves (2005).

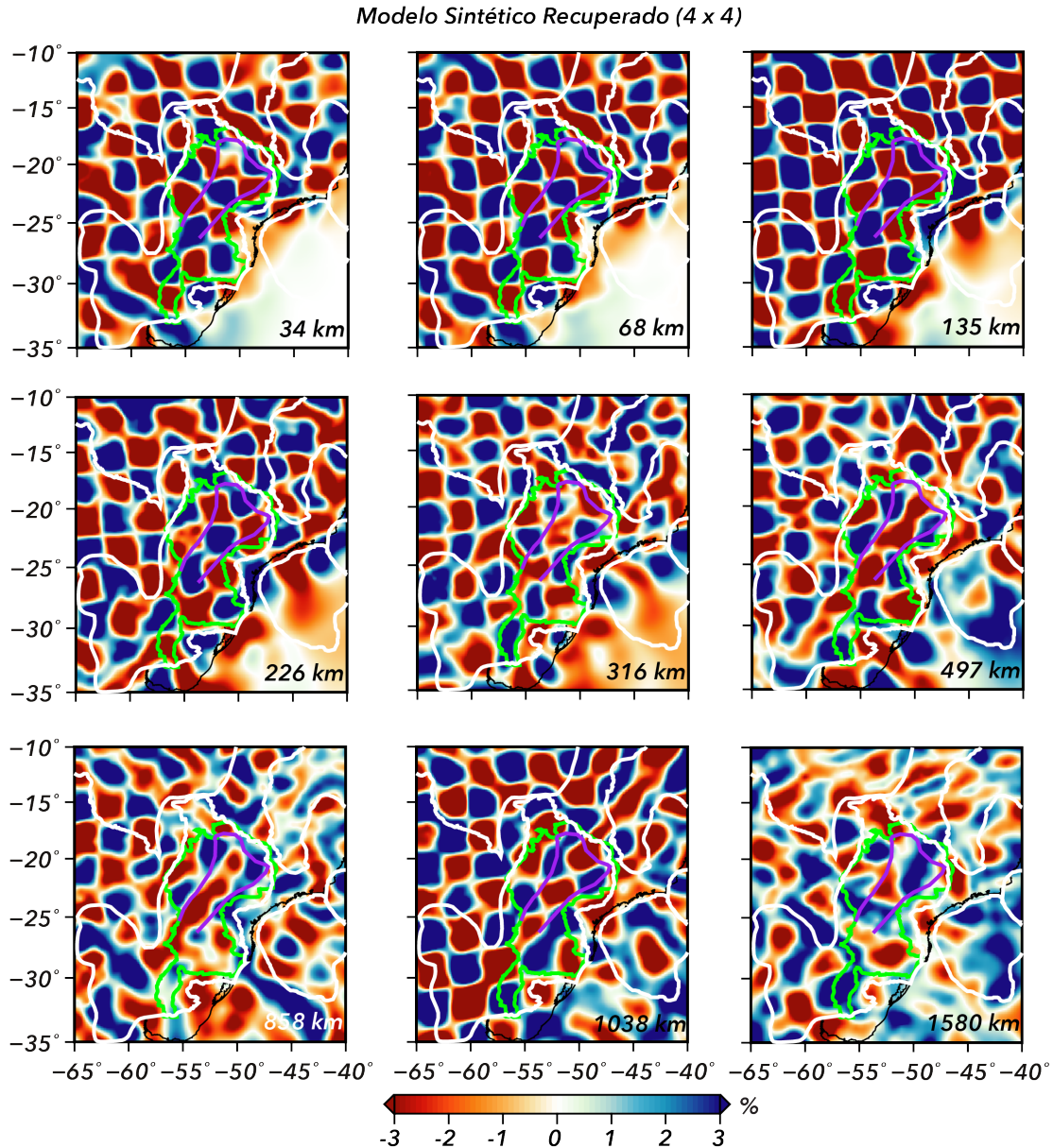


Figura 5.6: Modelo sintético recuperado para o tamanho de anomalia 4x4x4 voxels, ou seja, células de aproximadamente 280 km x 280 km. As curvas em branco são as províncias presentes na região de estudo; contorno em verde é a Província Magmática do Paraná (PMP); em roxo o contorno do bloco de Paranapanema de acordo com Mantovani e Brito Neves (2005).

Pelas Figuras 5.5 e 5.6 é possível observar que nosso conjunto de dados pode resolver estruturas que estão dentro de um tamanho de 210 a 280 km a profundidades crustais (34 km). Isso é inédito nos trabalhos de tomografia sísmica de ondas de corpo na região Sudeste da América do Sul. Apesar de, visualmente, as células com tamanho de 3x3x3 voxels apresentar uma boa resolução para menores profundidades (34 km e 68 km), não as consideramos completamente confiáveis para a realização de interpretações geológicas. Para anomalias de 4x4x4 voxels o Teste

do Tabuleiro mostrou uma recuperação satisfatória das anomalias em profundidades próxima de até 1100 km, destacando a adequada resolução para a litosfera na área de interesse. Por conta disso, podemos dizer que nossos resultados estão com confiabilidade satisfatória para resolução de estruturas de comprimento de onda maiores que 280 km. Para a região litorânea não existe uma boa recuperação para qualquer tamanho de voxel e profundidade devido a ausência de densidade de estações. Também, é possível notar que para algumas profundidades há uma junção de anomalias de mesmo sinal criando uma estrutura de feição alongada, indicando que há um problema de definição de contraste de velocidade entre as células do modelo sintético.

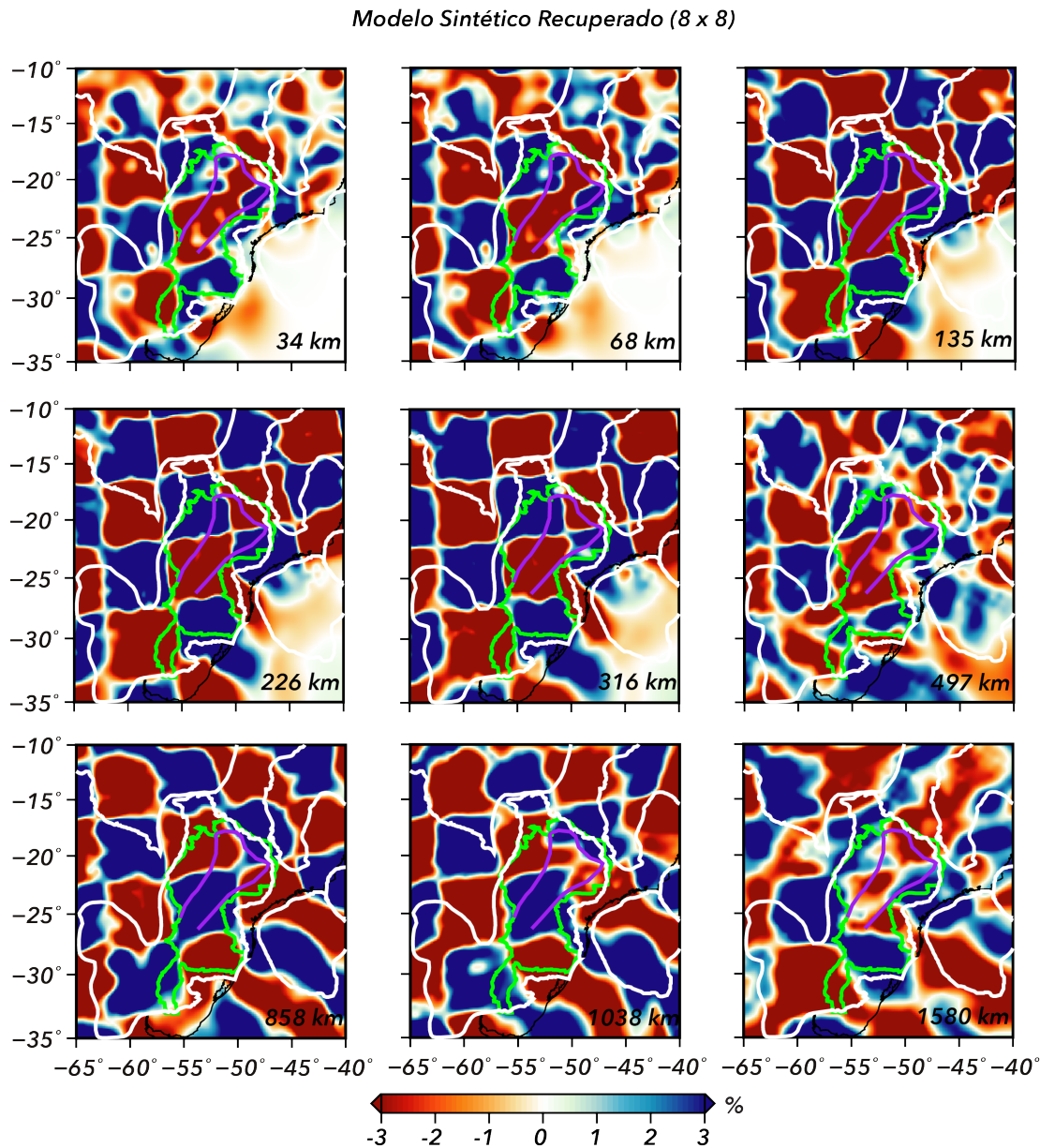


Figura 5.7: Modelo sintético recuperado para o tamanho de anomalia $8 \times 8 \times 8$ voxels, ou seja, células de aproximadamente $560 \text{ km} \times 560 \text{ km}$. As curvas em branco são as províncias presentes na região de estudo; contorno em verde é a Província Magmática do Paraná (PMP); em roxo o contorno do bloco de Paranapanema de acordo com Mantovani e Brito Neves (2005).

A fim de observar se não há deformação de estruturas de maior comprimento de onda, aplicamos um *Checkerboard Test* para células com tamanho de 8×8 voxels. Dessa maneira, é possível observar que para estruturas de aproximadamente $560 \text{ km} \times 560 \text{ km}$ a inversão teve uma boa resolução em toda a região do estudo desde profundidades crustais até o manto inferior.

A Figura 5.8 apresenta o nosso modelo de velocidade com dados reais para diferentes profundidades. As variações de velocidade da onda P são em relação ao modelo AK135 (Kennett et al.,

1995). A escala de cores varia de -3% a $+3\%$, ou seja, são anomalias com grandes amplitudes se comparada a outros modelos de velocidade derivados para a região. Isso se deve à grande quantidade de dados processados e utilizados no trabalho, além da aplicação de uma teoria mais apropriada para modelar o tempo de percurso de propagação das ondas.

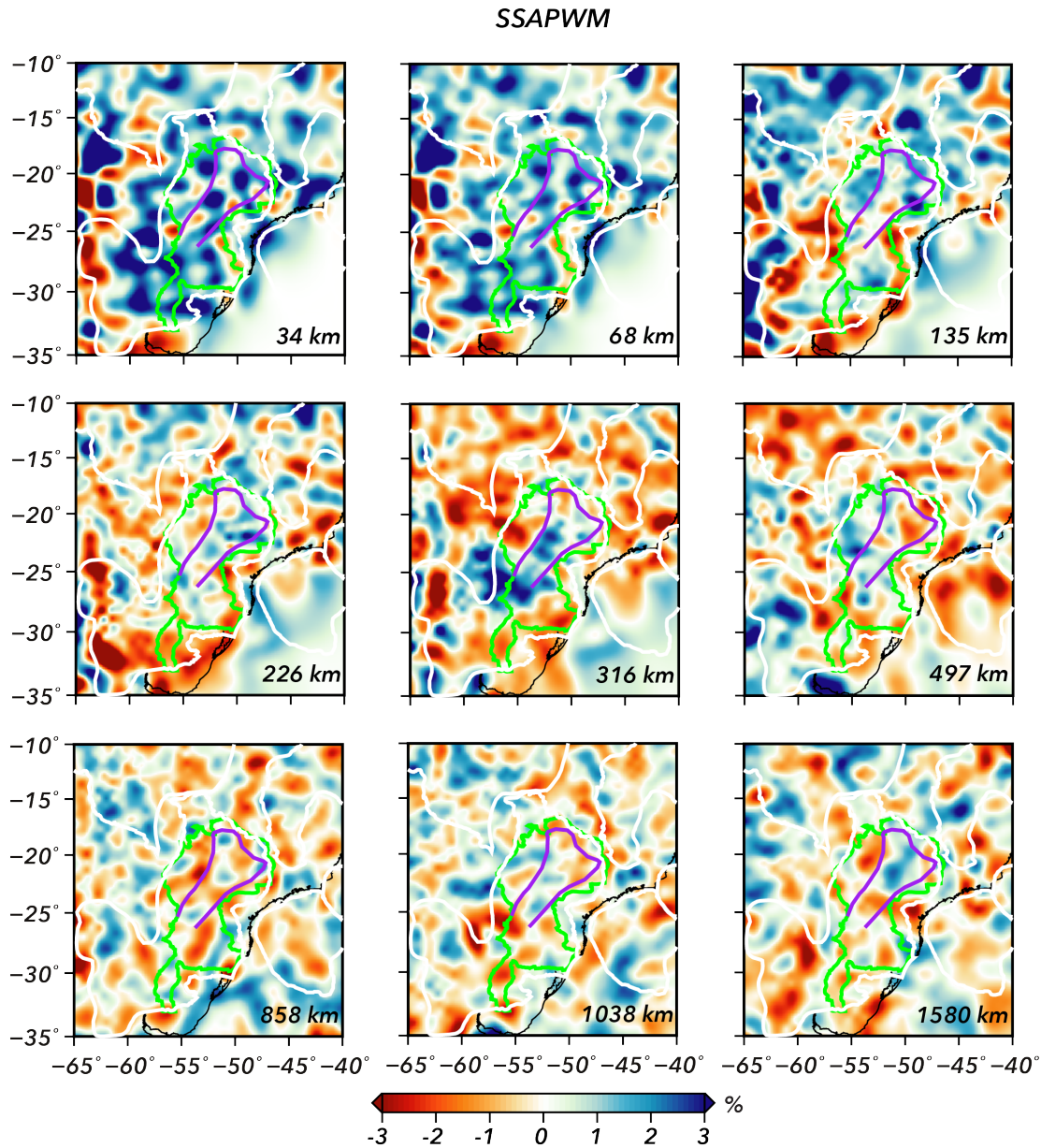


Figura 5.8: Resultados da inversão com os dados reais. As curvas em branco são as províncias presentes na região de estudo; contorno em verde é a Província Magmática do Paraná (PMP); em roxo o contorno do bloco de Paranapanema de acordo com Mantovani e Brito Neves (2005).

De uma maneira geral, as anomalias positivas estão concentradas sob regiões cratônicas como o Cráton Amazônico (AC), Cráton São Francisco (SFC) e parte das Bacias do Paraná (PB) e

do Chaco-Paraná (CB). É notável que tais anomalias se estendem de aproximadamente 34 km até 200 km de profundidade. Nossos resultados ainda mostram que dentro da PB há variações de anomalias positivas e negativas, contrariando a ideia de que há um bloco cratônico intacto sob tal região proposto por Mantovani e Brito Neves (2005) (contorno roxo na Figura 5.8). As variações de velocidade negativas se concentram sob a Província Alcalina Serra do Mar (SMAP), sob o arco de Ponta-Grossa, a Bacia do Pantanal (PTB) a partir de 100 km, além de cobrir a parte central da Bacia do Chaco-Paraná a partir de 100 km e se estende para o sul da bacia até aproximadamente 300 km.

Próxima etapa do trabalho consiste nas análises das seções verticais sobre o modelo de velocidade da onda P obtido. A escolha da localização dos perfis em profundidade são baseados nos trabalhos de Chaves et al. (2016) e Affonso et al. (2021), pois em ambos projetos a área de interesse coincide com o nosso trabalho e, em todas seções, os cortes passam sobre a região da Província Magmática do Paraná. Ao todo são 6 perfis sendo 3 mais compridos, ou seja, compreendendo toda a área de estudo e 3 menores visando o entorno, somente, da Bacia do Paraná. Além de um perfil O-O', denominado teste, o qual tem como objetivo ilustrar um corte exato sobre os cubos de tamanho 4x4 voxels. A localização dos perfis estão na Figura 5.9.

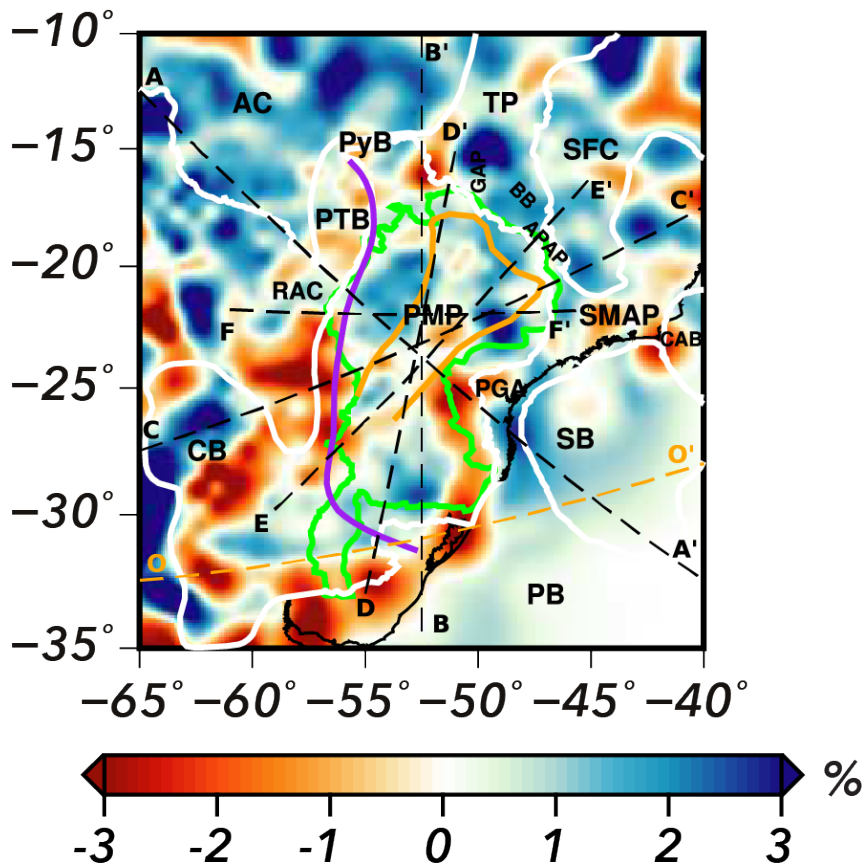


Figura 5.9: As linhas pontilhadas em preto mostram são as localizações dos perfis analisados neste trabalho; o perfil O-O' (laranja) destaca o nosso perfil teste descrito no texto. O contorno em verde destaca a Província Magmática do Paraná; o contorno roxo é a WPS (Dragone, 2021); contorno em laranja é o Bloco de Parapanema (Mantovani, 2005). O modelo de fundo é o slice na profundidade de 135 km apresentado neste trabalho.

A Figura 5.10 ilustra como são obtidos os perfis na área de interesse. Para isso, o perfil O-O' é um corte leste-oeste sobre os cubos de tamanho 4x4 voxels localizados ao sul do nosso teste de tabuleiro. Ao realizar a inversão do modelo de entrada Figura 5.10a, obtem o resultado em Figura 5.10b. Pode ser notado que, na parte continental, a resolução do modelo é próxima do esperado e conforme o perfil invade a área oceânica há uma perda de resolução (destaque em linha pontilhada preta). Isso ocorre devido a falta de cobertura de dados nesta região. Então, de acordo com esse perfil teste, para cada modelo resultante da inversão de dados reais, há uma análise da resolução.

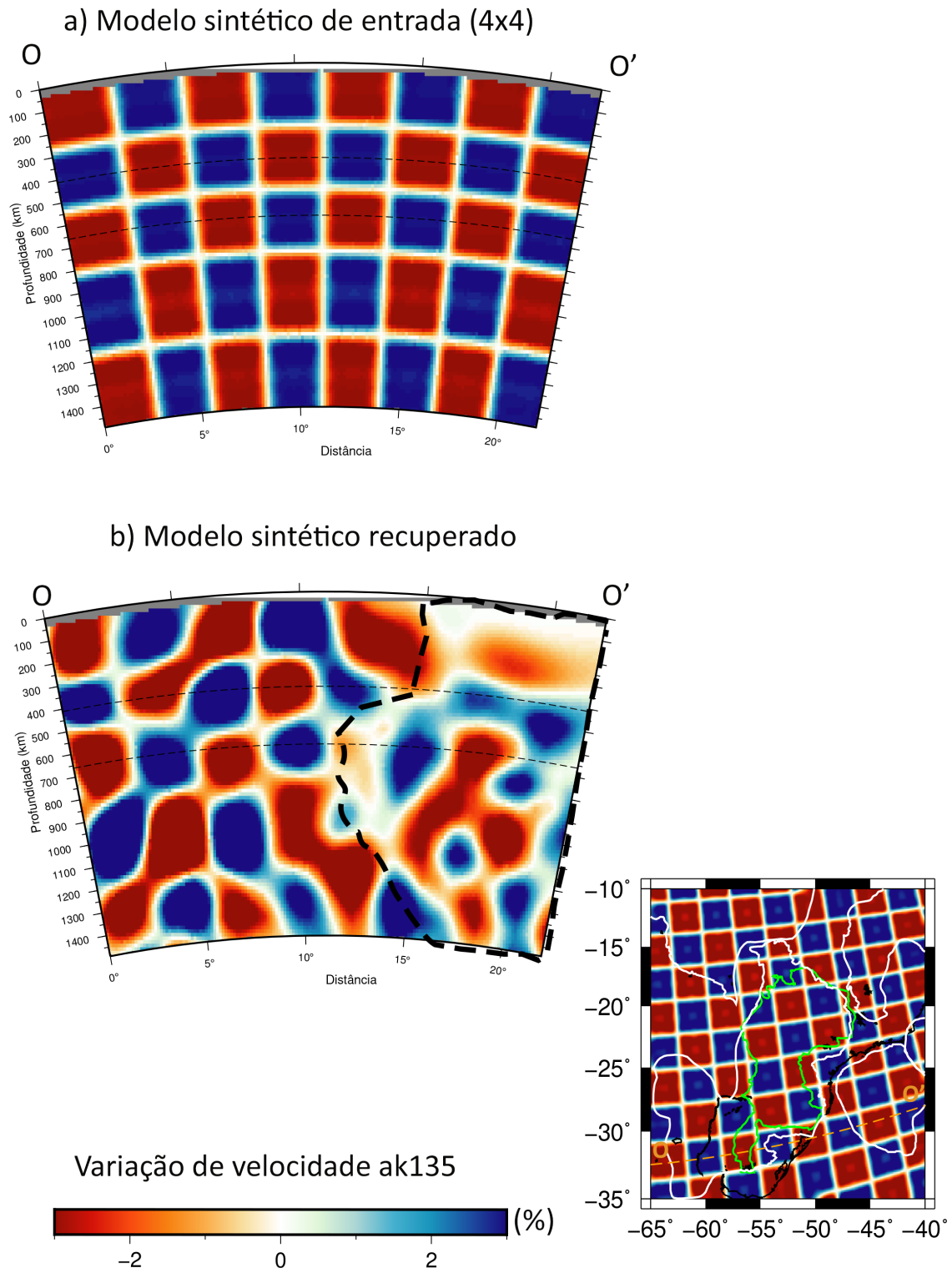


Figura 5.10: a) Perfil O-O' sintético de entrada para o Checkerboard Test (4x4 voxel). b) Perfil O-O' sintético recuperado pela inversão. A linha preta pontilhada indica um local de baixa recuperação da inversão. No mapa de localização do perfil O-O' tem o contorno verde da Província Magmática do Paraná e os contornos em branco de outras províncias.

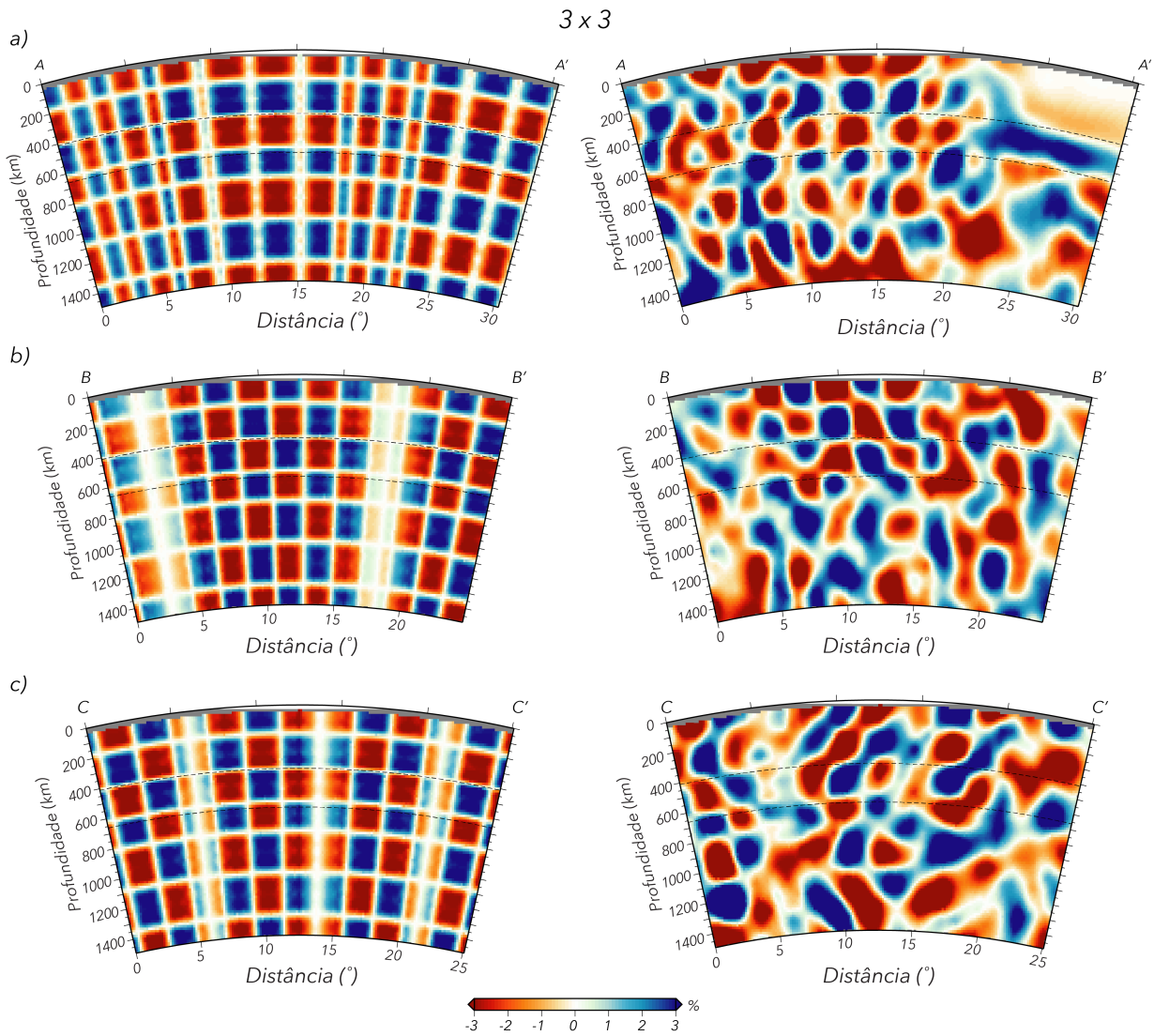


Figura 5.11: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho $3 \times 3 \times 3$. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) A-A'; b) B-B'; c) C-C'. A variação de velocidade está entre -3% e 3%. As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 400 km e 660 km.

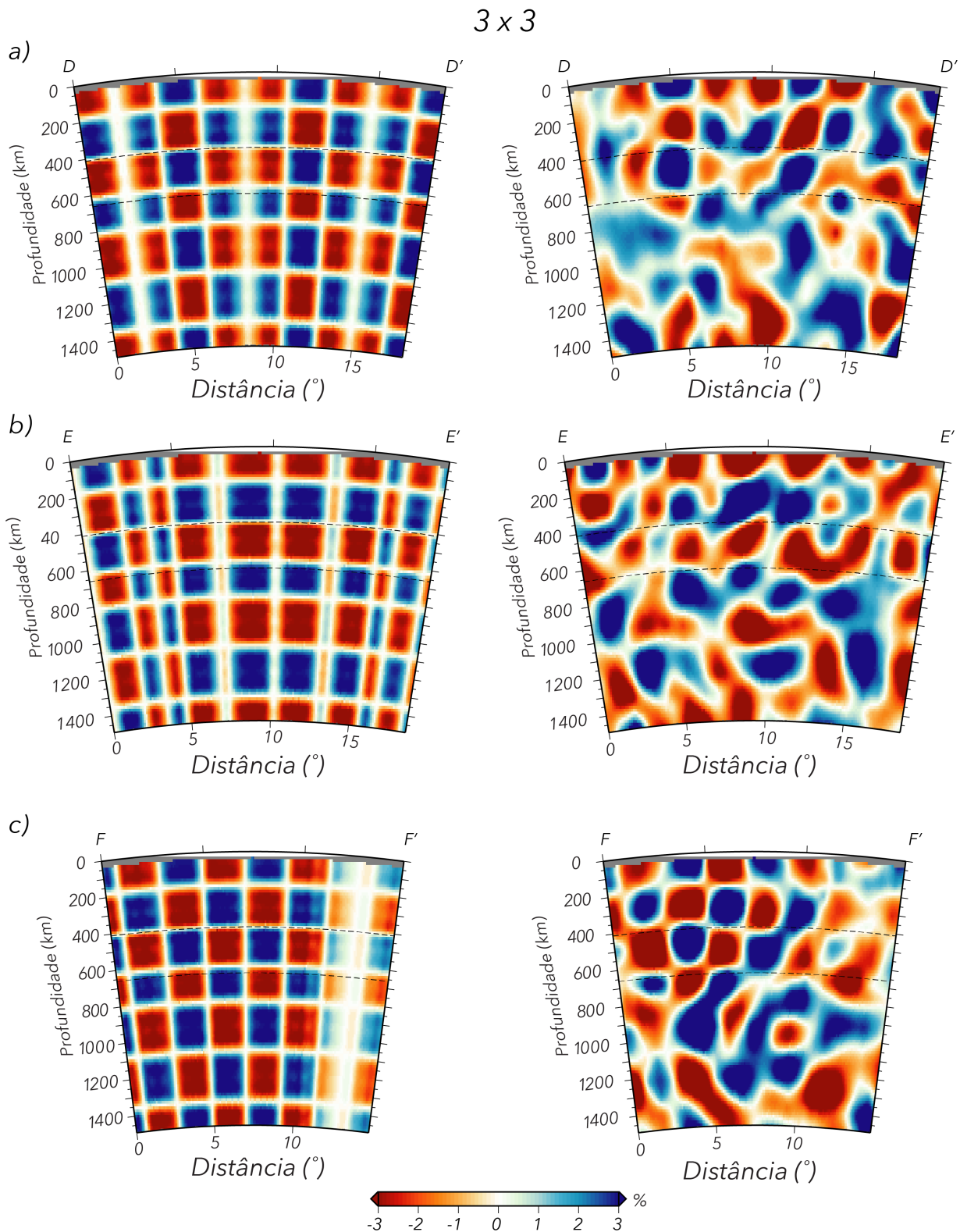


Figura 5.12: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho 3x3x3. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) D-D'; b) E-E'; c) F-F'. A variação de velocidade está entre -3% e 3%. As linhas pontilhadas indicam as discontinuidades de 400 km e 660 km.

Ao analisarmos o Teste do Tabuleiro para tamanhos de células próximos de 210 km vimos, de uma maneira geral, uma boa recuperação nas partes centrais dos perfis com profundidades até 400 km. O perfil A-A' tem maior tamanho (aproximadamente 3330 km) e a inversão mostra um resultado satisfatório para até aproximadamente 1000 km de profundidade, exceto para a região sob a Bacia de Santos (a partir de 20°). Para o perfil F-F' não temos uma boa resolução para pequenas estruturas a partir de aproximadamente 10°, ou seja, a leste da Bacia do Paraná. É importante explicar que as regiões esbranquiçadas ou com células mais "finas" do que o proposto, para os perfis verticais de entrada, fazem parte do corte "em planta" no modelo sintético. Isso não ocorre em O-O' (Figura 5.10) devido a linha do perfil passar sobre o meio das células.

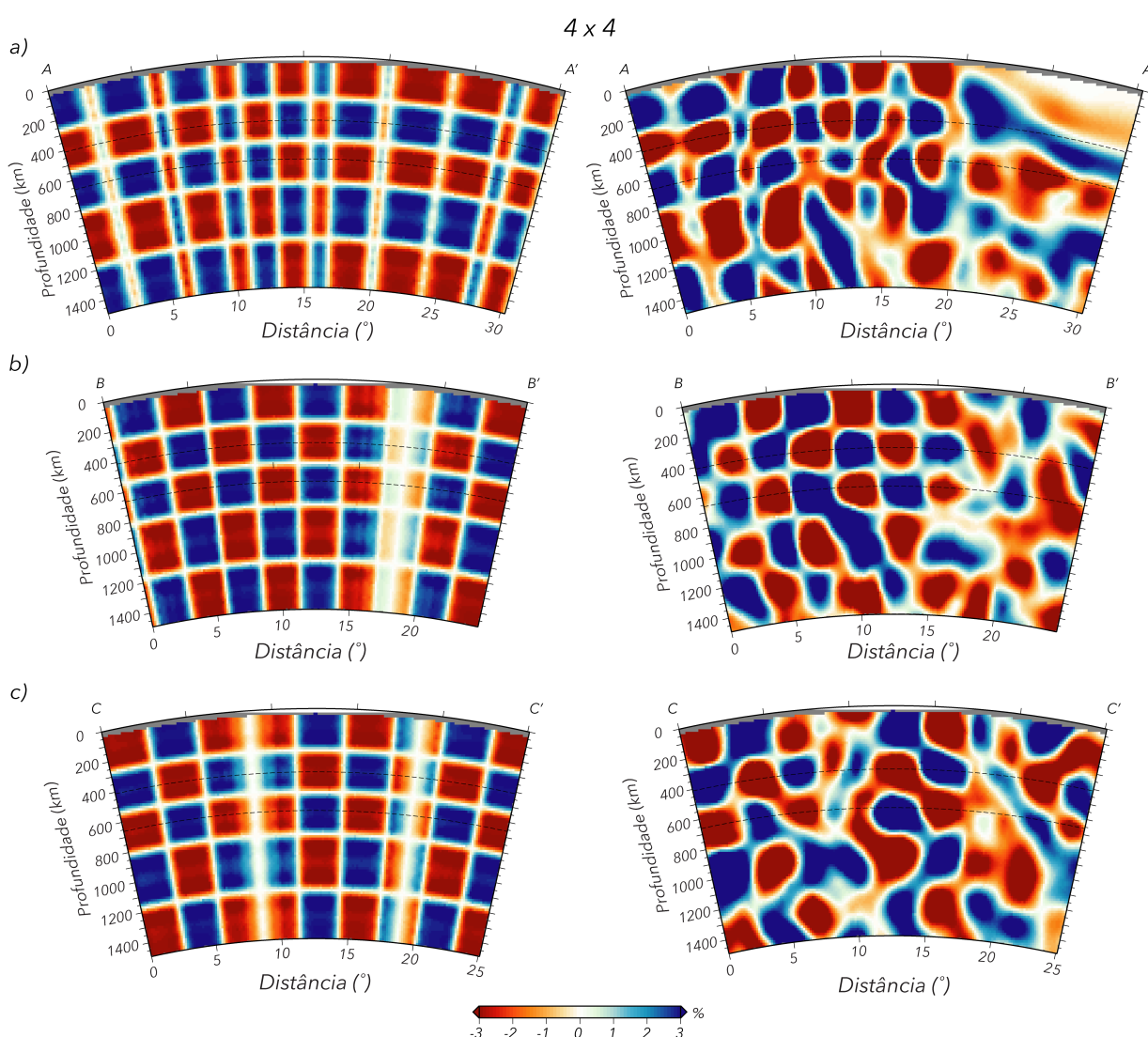


Figura 5.13: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho 4x4x4. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) A-A'; b) B-B'; c) C-C'. A variação de velocidade está entre -3% e 3%. As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 400 km e 660 km.

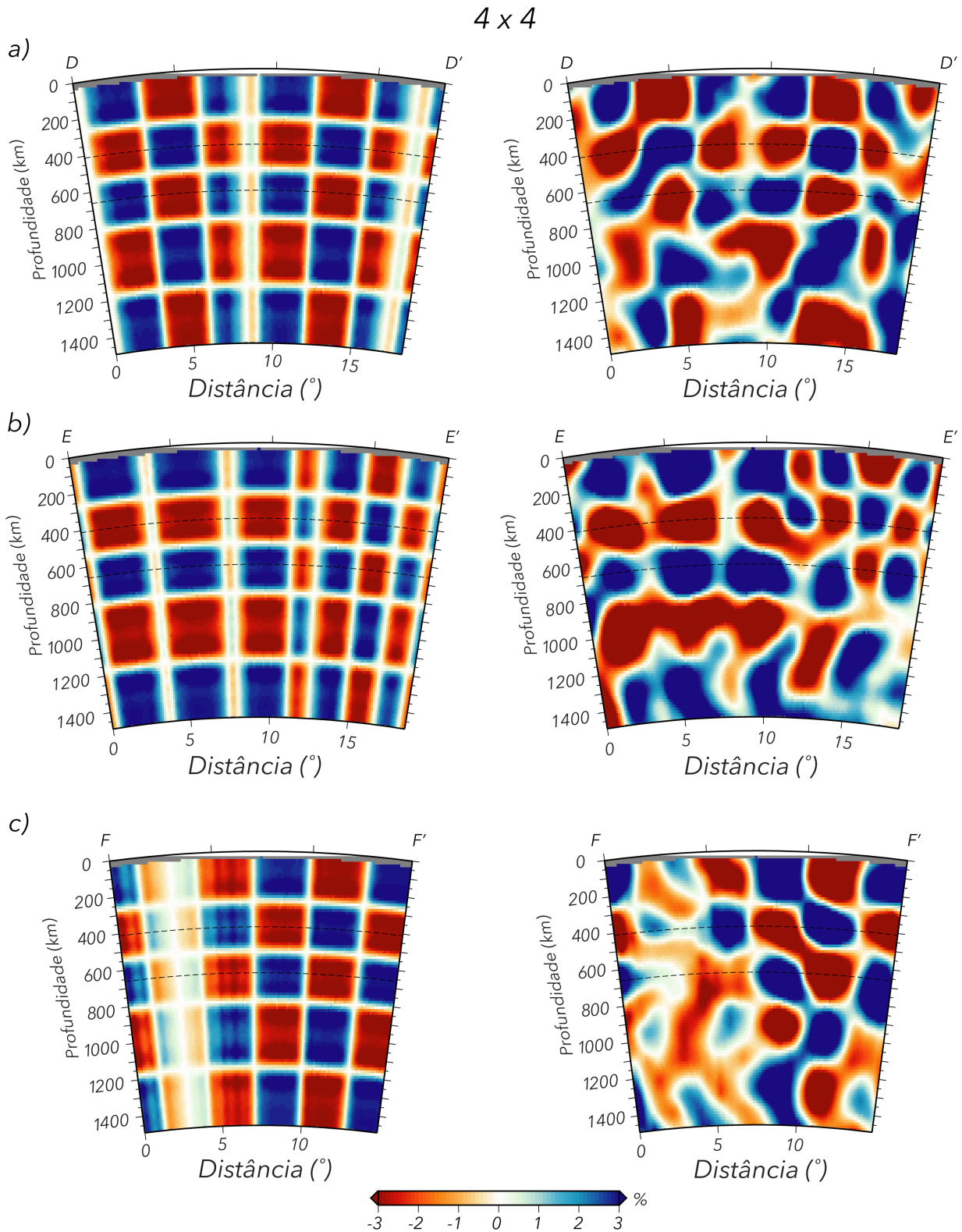


Figura 5.14: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho $4 \times 4 \times 4$. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) D-D'; b) E-E'; c) F-F'. A variação de velocidade está entre -3% e 3%. As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 400 km e 660 km.

Os resultados da inversão de dados sintéticos para células de tamanho 4x4x4 voxels estão parecidos com o que foi discutido anteriormente. As células apresentam uma melhor recuperação tanto em questão de posição como de forma. Isso é notável nos perfis A-A', B-B', D-D', E-E' e F-F'. Já o perfil vertical C-C', apesar da boa resolução da posição das células, ele mostra um agrupamento entre as estruturas de variação negativa, criando feições alongadas entre elas. Diferente dos resultados para o modelo sintético de 3x3x3 voxels, o perfil F-F' manifesta uma adequada recuperação das estruturas a leste da Bacia do Paraná. Para as seções verticais, também foi aplicado o teste de resolução para células de 8x8x8 voxels, afim de verificar se há distorções de estruturas com longo comprimento de onda.

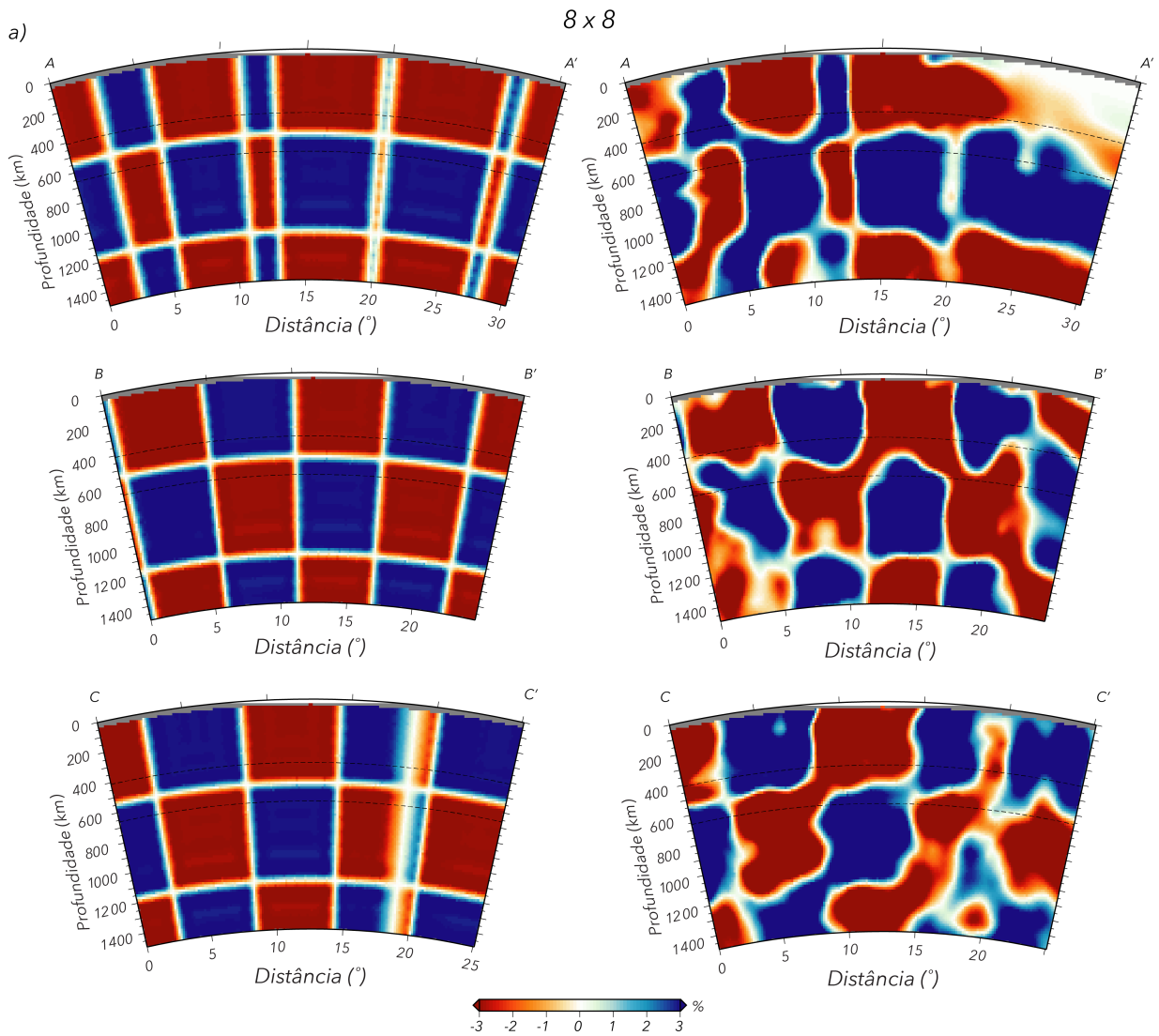


Figura 5.15: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho $8 \times 8 \times 8$. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) A-A'; b) B-B'; c) C-C'. A variação de velocidade está entre -3% e 3%. As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 400 km e 660 km.

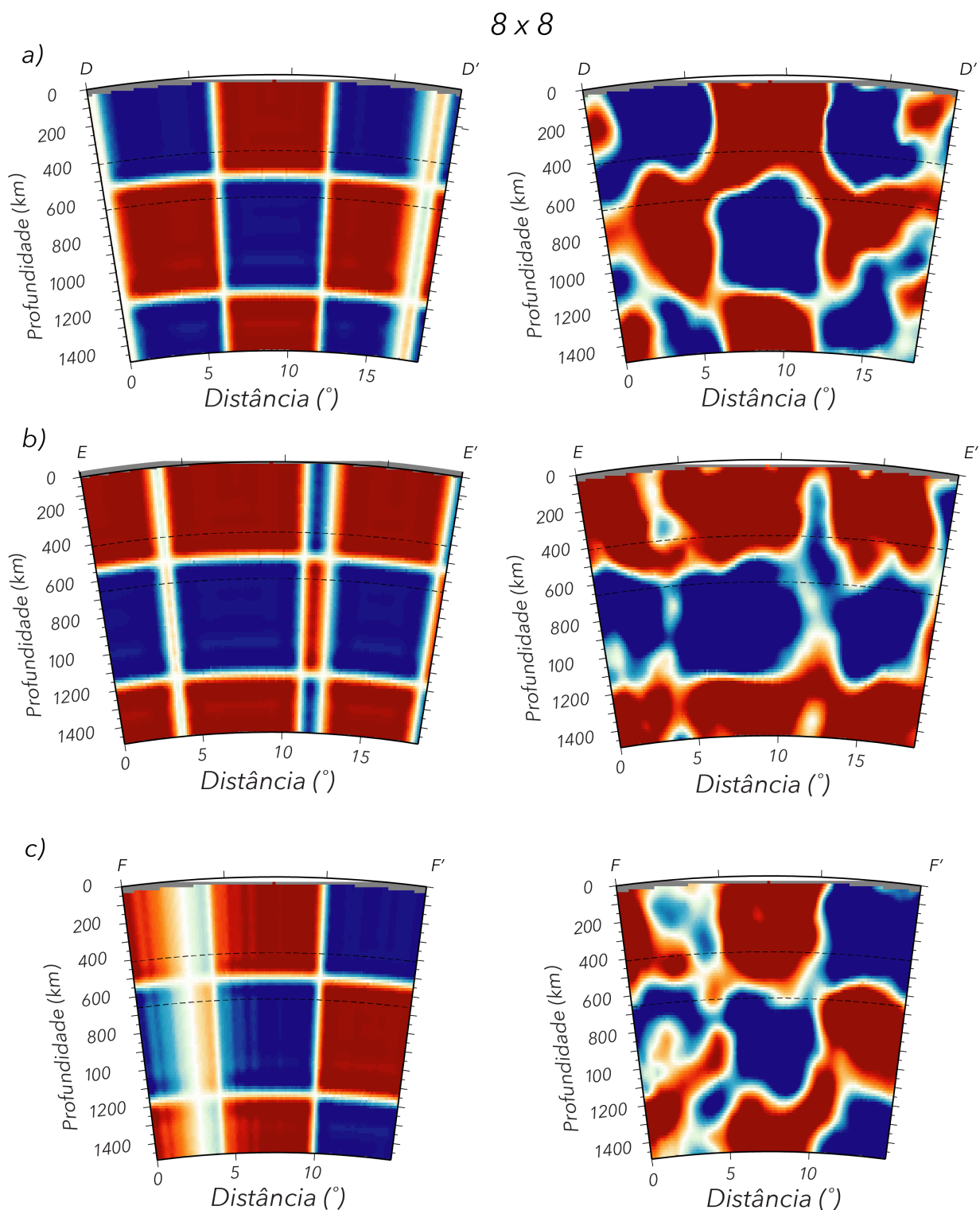


Figura 5.16: A coluna a esquerda são os dados sintéticos de entrada com voxels de tamanho $8 \times 8 \times 8$. À direita são as inversões dos dados sintéticos. Os perfis são a) $D-D'$; b) $E-E'$; c) $F-F'$. A variação de velocidade está entre -3% e 3% . As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 400 km e 660 km.

De acordo com as Figuras 5.15 e 5.16 vemos que a recuperação do modelo sintético foi

adequada principalmente com relação a posição das anomalias e amplitude. É notável que há, em todos os perfis, junções de anomalias com mesmo sinal criando feições alongadas. De toda forma, podemos assumir que nossos resultados podem ser utilizados para interpretar estruturas com longo comprimento de onda.

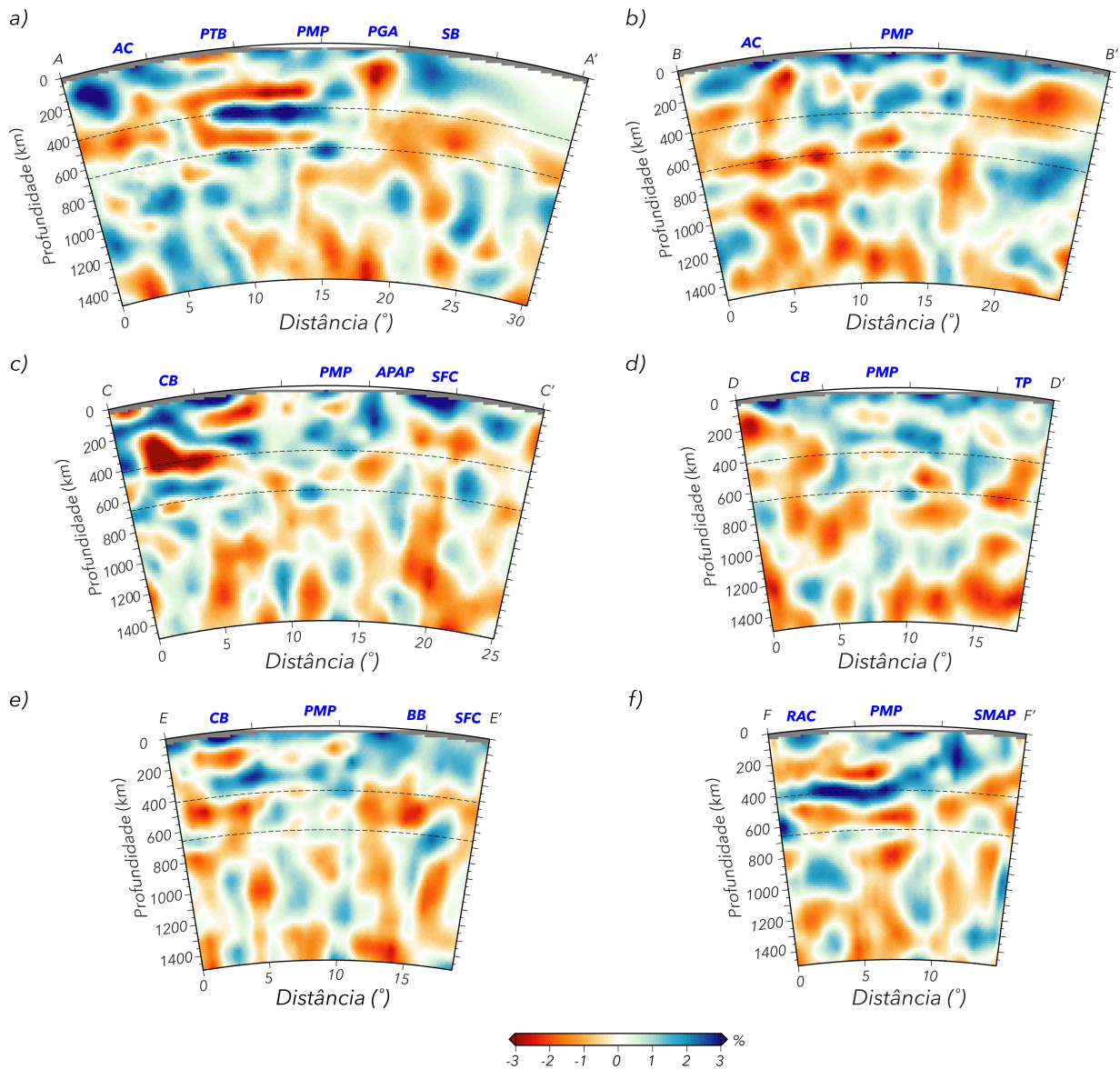


Figura 5.17: Seções verticais do modelo de perturbação de velocidade. A posição dos perfis é mostrada na 5.9. PMP: Província Magmática do Paraná. SFC: Cráton do São Francisco; BB: Faixa Brasília; APAP: Província Alcalina do Alto-Paranaíba; SMAP: Província Alcalina da Serra do Mar; SB: Bacia de Santos; PTB: Bacia do Pantanal; AC: Cráton Amazônico; PGA: Arco de Ponta Grossa; GAP: Província Alcalina de Goiás; TP: Província Tocantins. Os perfis A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' e F-F' indicam a posição das seções verticais extraídas do modelo de perturbação de velocidade

Na Figura 5.17 estão os resultados de seções verticais para o modelo com dados reais de tempo

de percurso da onda P. Em A-A' é possível observar anomalias de alta velocidade sob o Cráton Amazônico (se estende até 200 km de profundidade), abaixo da PMP e sob a Bacia de Santos, sendo que para essa última província vimos que não temos resolução suficiente para interpretação geológica. Na região sob a Bacia do Pantanal vimos uma anomalia negativa que se estende até 600 km, além de observar a mesma redução de velocidade sob o Arco de Ponta-Grossa que se estende a 1400 km de profundidade. Em B-B' temos um aumento de velocidade abaixo do Cráton Amazônico que se estende até 180 km de profundidade e sob a Província Magmática do Paraná (PMP) que fica restrita em aproximadamente 100 km de profundidade. É notável que os pontos de máxima amplitude abaixo da PMP estão espaçados, indicando a ausência de um bloco único intacto. Além disso, nesse perfil vemos boa parte da anomalia negativa mais rasa penetrando sob AC. Em C-C' há uma grande anomalia positiva sob a Bacia do Chaco que pode ser interpretada como a placa de Nazca subductada, a qual é sustentada até aproximadamente a descontinuidade de 400 km. Ainda neste perfil, abaixo da Província Alcalina do Alto-Paranaíba (APAP) há uma diminuição da amplitude da anomalia de velocidade que pode ser entendida como a separação da PMP e o Cráton São Francisco (SFC), sendo que neste último há uma forte anomalia positiva (3%) que se estende até 200 km de profundidade. No perfil D-D' tem-se uma anomalia de alta velocidade logo no início do perfil. Este aumento de velocidade pode estar associado a raiz do Cráton do Rio de La Plata (RdPC) que coincide com o limite lateral proposto por Dragone et al. (2021). É interessante notar que a litosfera abaixo da Bacia do Paraná apresenta uma descontinuidade lateral sentido sul-norte. A parte sul do perfil passa sobre o Cráton do Sul do Paraná (Dragone et al. (2021)), cruzando uma anomalia de baixa velocidade na sua parte central em aproximadamente 135 km de profundidade. Tal anomalia coincide com a localização de uma sutura fóssil denominada PAA (*Paraná Axial Anomaly*) imageada por Padilha et al. (2015). Já ao norte da PMP (próximo de 13°) a anomalia de alta velocidade pode estar relacionada com o Cráton de Paranapanema 1 (Dragone et al. (2017)). O perfil E-E' se inicia sobre o leste da Bacia Chaco-Paraná, onde observamos um aumento de velocidade até 100 km. Essa anomalia coincide com o limite lateral do Cráton do Rio Tebicuary proposto por Dragone et al. (2021). Ao observar a litosfera abaixo da PMP vemos o mesmo tipo de anomalia de baixa velocidade observado no perfil D-D'. Novamente, esta anomalia coincide com a localização da PAA (Padilha et al. (2015)) e, em nossos resultados, pode ser estendida para dentro da Bacia Chaco-Paraná como foi proposto por Dragone et al. (2021). Ao norte da PMP (aproximadamente 13° em E-E') é possível observar um aumento da velocidade que coincide com Cráton Paranapanema 3 (Dragone et al. (2017)); o

mesmo tipo de anomalia é visto sob o Cráton São Francisco e em ambas províncias, as anomalias se estendem até 250 km de profundidade. Por fim, no perfil F-F' temos uma boa evidência da existência do Cráton do Rio Apa (RAC) com o imageamento do aumento de velocidade que se estende até 100 km de profundidade. Logo abaixo uma forte anomalia de baixa velocidade que pode ser interpretada como a presença da astenosfera a uma profundidade mais rasa. Em 400 km de profundidade é possível observar uma grande anomalia positiva (3%) que pode estar associada a placa de nazca sob a PMP.

Discussão

6.1 *Comparação com outros modelos de velocidade para a América do Sul*

O nosso modelo de velocidade para a onda P (Figuras 5.8 e 5.17) apresentou resultados com alta resolução e, possivelmente, novas interpretações geofísicas. A região Sudeste da América do Sul tem sido alvo de estudos de tomografia sísmica desde a década de 90 (VanDecar et al. (1995)) passando por melhorias como o aumento de estações sismológicas na região e, conseqüentemente, um aumento no número de sismos registrados, o uso de uma teoria mais adequada e um avanço computacional. A partir disso, após derivar nosso modelo de velocidade é importante discutir e comparar os resultados com outros trabalhos mais recentes na região alvo.

Chaves et al. (2016) utilizaram a tomografia sísmica de onda P para investigar a estrutura sob a Província Magmática do Paraná (PMP). Eles analisaram os tempos de percurso de ondas P e Pn em alta frequência (1 Hz) registrados no catálogo do ISC (eventos de 1964 a 2013) e os medidos manualmente pelos autores (eventos de 1992-2012 com $M_b > 5.5$). Aplicaram a teoria do raio para relacionar anomalias de tempo de percurso e anomalias de velocidade. Para a etapa de inversão o modelo inicial foi o AK135 (Kennett et al. (1995)) e o melhor ajuste de solução foi estimado usando o método iterativo LSQR (Paige e Saunders (1982)).

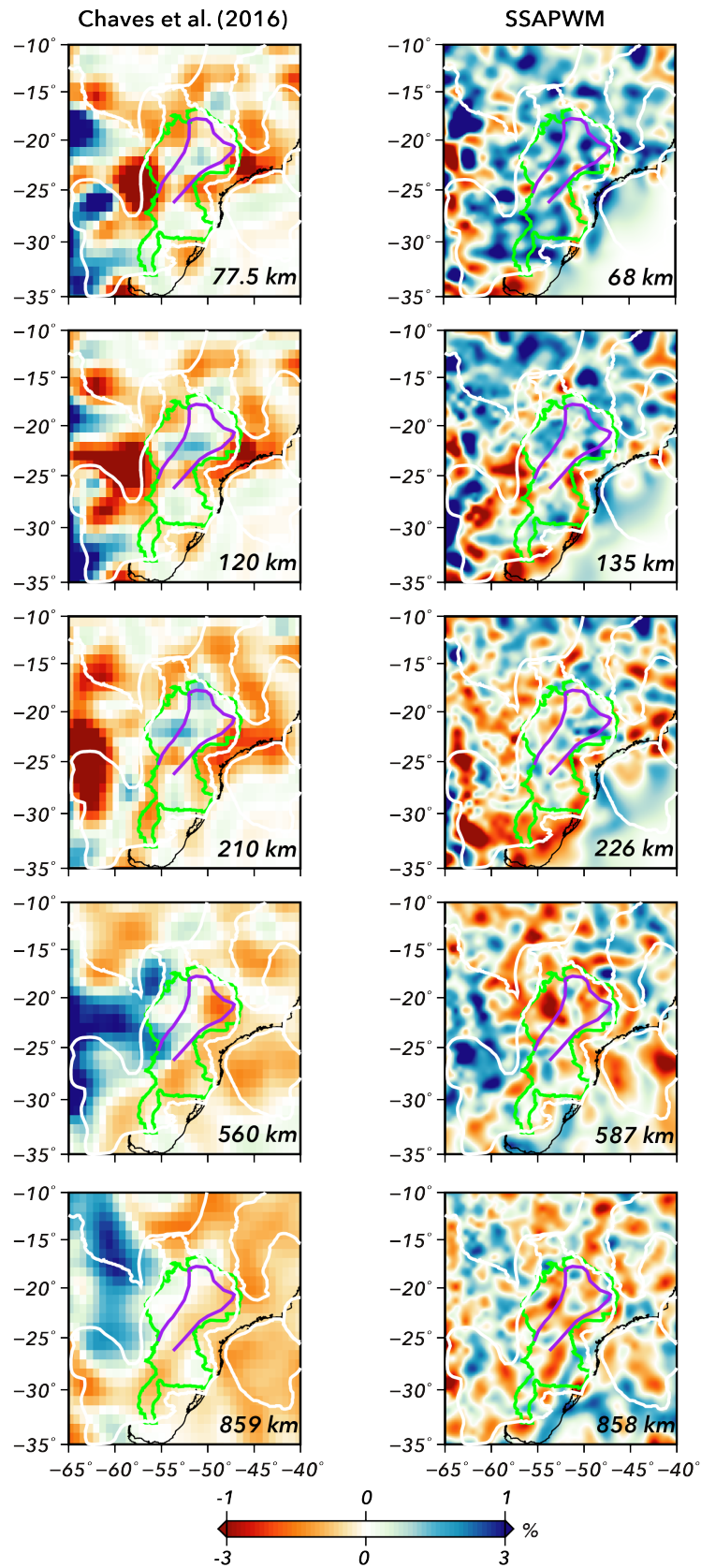


Figura 6.1: Comparação de ambos modelos de velocidade em planta. À esquerda o modelo de velocidade derivado por Chaves et al. (2016). À direita o modelo de velocidade derivado neste trabalho (SSAPWM). Os contornos em branco são as províncias tectônicas. A linha verde é o limite da PMP e a linha roxa indica o bloco Paranapanema proposto por Mantovani e Brito Neves (2005).

De uma maneira geral é notável que no trabalho atual o modelo apresenta informações de estruturas de menor comprimento de onda, além de apresentar amplitudes maiores para as anomalias. Em 70 km de profundidade, por exemplo, notamos que o modelo de Chaves et al. (2016) não consegue imagear com definição os Crátons Amazônico e de São Francisco. A anomalia esperada para ambos crátons é a de alta velocidade o que só é registrado no modelo atual. Próximo de 120 e 135 km há uma diferença entre os modelos na região oeste: para o modelo atual é possível observar a placa de nazca (forte anomalia de alta velocidade) enquanto no trabalho de 2016 há uma grande anomalia de baixa velocidade. Quando analisamos as anomalias que estão dentro da PMP vemos que em Chaves et al. (2016) há uma tendência de que há duas grandes anomalias de alta velocidade que estão rodeadas por estrutura de baixa velocidade; já no modelo SSAPWM vemos uma mistura de altos e baixos valores anômalos. Essas diferenças de resolução são causadas pela melhora na teoria utilizada, ou seja, neste trabalho utilizamos a teoria da frequência-finita a qual, assume uma aproximação maior com o meio físico conseguindo imagear efeitos de difração, por exemplo (ver seção 3.6). Além disso, o atual trabalho apresenta uma quantidade muito maior de dados e cobertura sismológica trazendo maior confiabilidade nos resultados.

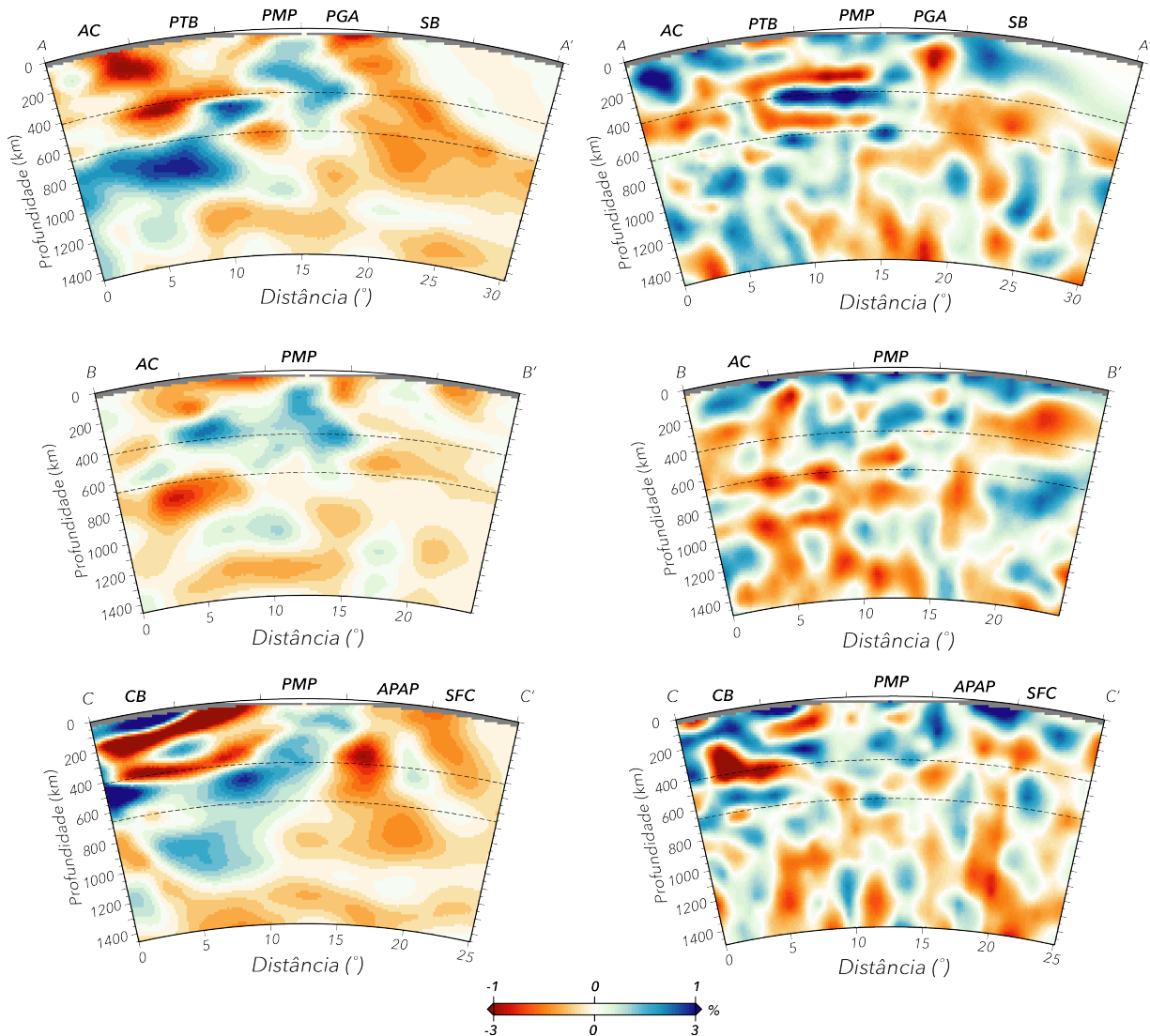


Figura 6.2: Seções verticais dos perfis A-A', B-B' e C-C' para comparação. À esquerda o modelo de velocidade derivado por Chaves et al. (2016). À direita o modelo de velocidade derivado neste trabalho (SSAPWM). As linhas pontilhadas indicam as descontinuidades de 410 e 660 km. Em ambos a escala de cores representa a variação de velocidade com relação ao modelo AK135. A localização dos perfis estão na Figura 5.9. PTB: Bacia do Pantanal; AC: Cráton Amazônico; SFC: Cráton São Francisco; PMP: Província Magmática do Paraná; SB: Bacia de Santos; PGA: Arco de Ponta-Grossa; APAP: Província Alcalina do Alto Paranaíba; CB: Bacia do Chaco-Paraná.

Ao compararmos as seções verticais de ambos trabalhos temos, novamente, uma melhor resolução das anomalias no trabalho atual. Em A-A' o perfil se inicia no Cráton Amazônico que não é imageado em Chaves et al. (2016), mas apresenta boa definição no modelo atual se estendendo até 200 km de profundidade. A Bacia do Pantanal (PTB) aparece em ambos modelos, porém em menor tamanho e profundidade no presente trabalho. O arco de Ponta-Grossa (PGA) é marcado pela presença de uma anomalia de baixa velocidade e em ambos

trabalhos ela se estende para mais de 400 km de profundidade. A Bacia de Santos (SB) que não havia resolução para imageá-la em 2016 apresenta uma pequena definição no trabalho atual, porém com baixa confiabilidade para interpretação geológica. Em B-B' além da questão do Cráton Amazônico (AC) vemos que sob a PMP em Chaves et al. (2016) há uma estrutura de alta velocidade alongada quase verticalmente com base em 400 km rodeada de anomalias de baixa velocidade. Em contrapartida, isso não é notado no outro modelo, o qual apresenta blocos com forte amplitude positiva na horizontal e de maneira rasa. Em C-C' é possível observar a placa de Nazca subductando sob a Bacia do Chaco-Paraná o que no trabalho de Chaves et al. (2016) é marcado como uma forte anomalia de baixa velocidade. Com a melhora da resolução de anomalias com baixo comprimento de onda, no modelo atual conseguimos imagear o Cráton do Rio Tebicuary definido por Dragone et al. (2021) utilizando MT o que é ausente no modelo de 2016. O Cráton São Francisco (SFC) é bem delimitado no modelo atual, visto que para o modelo de Chaves et al. (2016), abaixo de SFC há uma grande anomalia negativa que é alongada sentido NW-SE e seu limite lateral se mistura com o que há sob a Província Alcalina do Alto Paranaíba (APAP). Por fim, no modelo de 2016 há uma grande anomalia negativa com formato circular em aproximadamente 15° que foi interpretada pelos autores como um registro do fóssil condutor mapeado por VanDecar et al. (1995); em nosso modelo, esse fóssil aparenta estar deslocado lateralmente para região sob o SFC. Affonso et al. (2021) derivou um modelo de velocidade da onda P para a região Sudeste da América do Sul utilizando a teoria da frequência-finita. A base de dados inclui eventos registrados de 2016 a 2019 com magnitude maior ou igual a 5.5 mb selecionando fases P, PKIKP, PcP e PP. Neste trabalho, eles mediram os *delays* por correlação cruzada em seis bandas de frequência (0.03, 0.06, 0.13, 0.25, 0.5 e 1 Hz). Por fim, os autores mesclaram os dados com os previstos no estudo de múltipla-frequência no Cráton Amazônico (Costa et al. (2020)). Os resultados, tanto em seção horizontal como em profundidade, estão apresentados, respectivamente, nas Figuras 7 e 8 do artigo Affonso et al. (2021) e foram comparados com as Figuras 5.8 e 5.17 deste trabalho. Ao compararmos ambos modelos já podemos observar que o modelo de Affonso et al. (2021) é mais suavizado e apresenta uma amplitude mais baixa (-1% a 1%) se comparada ao modelo de velocidade deste trabalho (amplitude de anomalia de onda P entre -3% e 3%). Explorando as diferenças e semelhanças entre os resultados nas seções horizontais podemos destacar a presença de uma anomalia de baixa velocidade sob o sul do Cráton Amazônico nas profundidades de 135 e 226 km (Figuras 7a e 7b de Affonso et al. (2021)) que em nosso modelo (Figura 5.8) tal anomalia aparece com forte

amplitude nas profundidades de 34 km, 68 km e 226 km sendo que nesta última a baixa velocidade está aglutinada com a anomalia de mesmo sinal que vemos sob a Bacia do Pantanal. Para a profundidade de 135 km observamos uma alta velocidade destoando de Affonso et al. (2021). Os autores do modelo de 2021 associaram essa zona de baixa velocidade como um afinamento litosférico. Uma outra diferença entre ambos modelos é com relação a grande anomalia de alta velocidade imageada no centro da Bacia do Paraná (PB) que se estende por toda a PB continuando para uma pequena porção ao sul da Bacia do Pantanal (Figura 7a em Affonso et al. (2021)). Tal anomalia está de acordo com o bloco intacto de Paranapanema proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). Para o nosso modelo, não há um bloco único e intacto divergindo de Affonso et al. (2021). O que observamos são anomalias de alta velocidade separadas por pequenas estruturas de baixa velocidade, ou seja, uma litosfera cratônica fragmentada como citado em Milani e Ramos (1998), Julià et al. (2008) e Dragone et al. (2017). Podemos interpretar esta divergência nos modelos, a partir do alto grau de suavização aplicado em Affonso et al. (2021) permitindo que estruturas de baixo comprimento de onda sejam mascarados pelo imageamento de estruturas maiores. Algumas semelhanças são encontradas nos dois trabalhos se compararmos as seções horizontais. Uma anomalia de baixa velocidade em formato circular pode ser observada na profundidade de 226 km (Figuras 7b e 7c de Affonso et al. (2021) e Figura 5.8 deste trabalho) ao nordeste da Bacia do Paraná com centro próximo de 21°S e 47°W. Esta anomalia é consistente com outros resultados de tomografia sísmica na região e foi interpretada como a pluma fóssil de Tristão da Cunha (VanDecar et al. (1995)). Os perfis verticais D-D', E-E' e F-F' da Figura 5.17 estão localizados nas mesmas posições de A-A', C-C' e D-D' (Figura 8 Affonso et al. (2021)), respectivamente. Novamente, de uma forma geral, vemos que os perfis verticais deste trabalho apresentam anomalias com menores comprimentos de onda. Além disso, em Affonso et al. (2021) foi informado somente feições que estão entre 100 km até 700 km de profundidade, por isso, nossas comparações estão restritas neste intervalo. Em D-D' do trabalho atual vemos em, aproximadamente, 150 km uma descontinuidade lateral sob a PMP o que não é observado em A-A' de Affonso et al. (2021) e mais profundo, próximo das descontinuidades de 410 e 660 km não vemos anomalias de baixa velocidade isoladas como são observadas no modelo deste trabalho. Há uma semelhança entre os modelos quando observamos a região sob a Bacia Chaco-Paraná (CB) com relação a uma anomalia circular positiva com o centro em 400 km de profundidade mergulhada em uma estrutura de baixa velocidade. A comparação entre os perfis E-E' (trabalho atual) e C-C' (Affonso et al. (2021)) ilustra, novamente, a ausência no modelo de Affonso et al.

(2021) da anomalia negativa de pequeno comprimento de onda imerso em uma grande anomalia positiva sob a Bacia do Paraná. Há uma congruência, entre ambos resultados, com relação a uma forte anomalia positiva posicionada entre o nordeste da PMP e BB que se estende de 50 km a 300 km de profundidade interrompida por uma anomalia negativa ascendente que, devida sua posição, podemos interpretar como uma porção da pluma fóssil (VanDecar et al. (1995)). Por fim, em F-F' (Figura 5.17) e D-D' (Affonso et al. (2021)) há grandes diferenças, inclusive para estruturas de longo comprimento de onda. O Cráton do Rio Apa (RAC) apresenta uma diferença na profundidade da sua raiz, sendo que neste trabalho ela está localizada em até 100 km interrompida pela ascensão da astenosfera. No modelo de Affonso et al. (2021) a raiz é mais profunda, aproximadamente 300 km. Nesta mesma região é possível observar uma forte anomalia positiva (3%) que se sustenta na descontinuidade de 410 km que interpretamos como a placa de nazca subductada; em Affonso et al. (2021) esta feição aparenta estar deslocada verticalmente para 700 km, mas tal interpretação não foi feita pelos autores.

6.2 Comparação com outros modelos geofísicos.

Uma das maneiras de assegurar que os resultados obtidos nesta pesquisa são plausíveis é comparar o nosso modelo de velocidade com outros modelos derivados de diferentes métodos geofísicos. Para isso utilizamos o modelo de densidade de Chaves et al. (2016), obtido a partir da inversão de anomalias do geoide, e o modelo geoeletrico de Bologna et al. (2019), obtido a partir de medidas de GDS e Magnetotelúrico (MT). A região alvo da nossa comparação fica ao sul da Bacia do Paraná e foi escolhida, pois há uma grande anomalia condutiva observada no trabalho de Bologna et al. (2019). A Figura 6.3 mostra uma seção horizontal dos modelos de densidade, velocidade e geoeletrico, respectivamente, na profundidade de 200 km. É notável que o grande condutor imageado por MT com o centro próximo a 30°S e 54°W coincide com uma forte anomalia de baixa densidade e redução de velocidade, e o resistor elétrico ao norte possui correspondência com o aumento de velocidade. Esta combinação ao norte de alta velocidade e alta resistividade pode estar associada a litosfera cratônica na parte sul da Bacia do Paraná. A Figura 6.4 mostra as seções verticais de densidade, velocidade e geoeletrica sob o perfil V-V' (no trabalho de Bologna et al. (2019) coincide com o perfil A-A') que se inicia no centro do Cráton do Rio de La Plata (RDPC) no Uruguai e se estende até o sul da Bacia do Paraná. A análise em profundidade fica restrita até 200 km devido a alta condutividade que se inicia em 100-150 km

inibindo as ondas eletromagnéticas de penetrar. Um resistor em 50 km de distância do início do perfil foi interpretado como o Cráton do Rio de La Plata (Bologna et al. (2019)), porém tal feição não é observada no nosso modelo de velocidade. Já o forte condutor presente entre 200 e 600 km de distância apresenta forte correspondência com a anomalia de baixa velocidade restrita entre 150 a 500 km de distância e a baixa densidade aparente entre 200 e 600 km de distância. Em todos os modelos tal anomalia se inicia em 100 km. Em Bologna et al. (2019) o condutor elétrico foi interpretado como carbonatitos fundidos na base da litosfera entre o RDPC e o Cráton do Sul do Paraná representado por limites 1 e 2a, respectivamente, na Figura 6.3. No nosso modelo de velocidade de onda P, em planta na profundidade de 200 km, vemos que exatamente entre ambos limites há uma anomalia de baixa velocidade. Aparentemente, como a feição anômala imageada possui redução de densidade e velocidade e alta condutividade elétrica, sua natureza é de origem térmica.

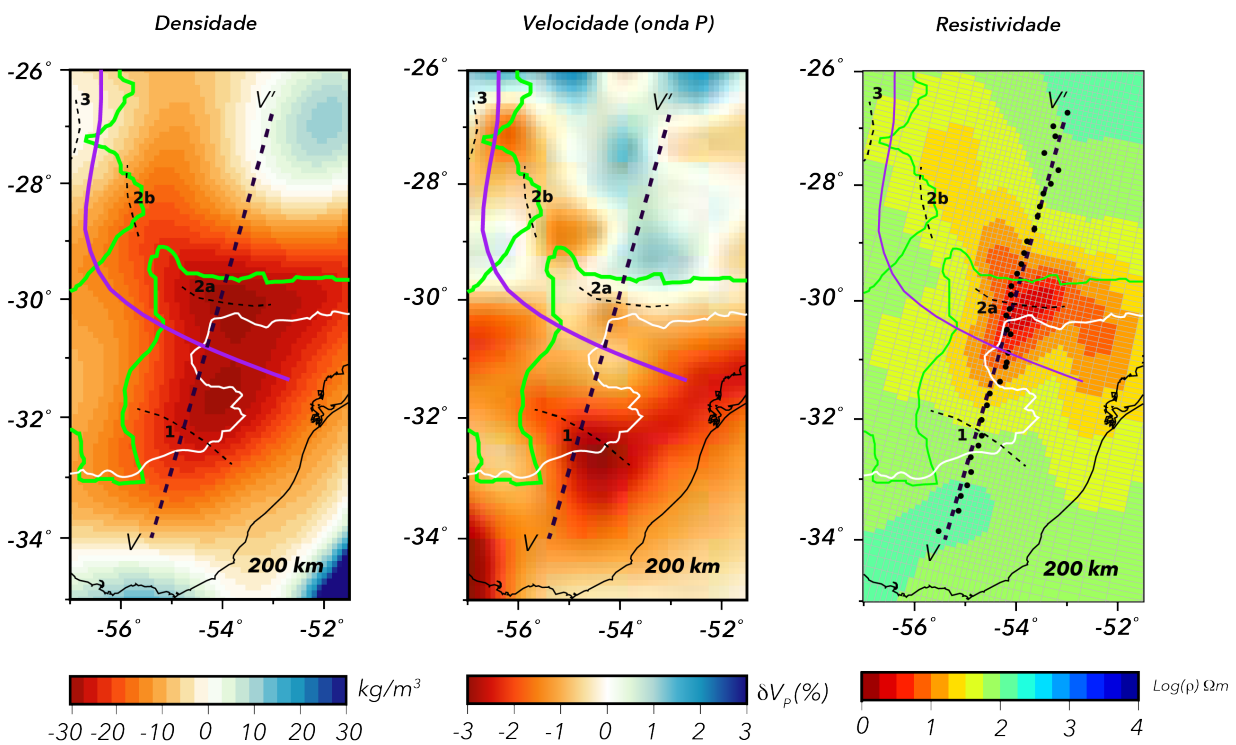


Figura 6.3: a) Modelo de densidade derivado por Chaves et al. (2016). b) Modelo de velocidade derivado neste trabalho. c) Modelo de MT derivado por Bologna et al. (2019). A curva em verde é o contorno da Província Magmática do Paraná (PMP), em branco a Bacia do Paraná (PB), a curva roxa é a WPS retirada do trabalho Dragone et al. (2021), os pontilhados em preto são limites de crátons definidos em Dragone et al. (2021), sendo eles: 1)Cráton do Rio de La Plata (RPC), 2a e 2b) Cráton do Sul do Paraná (SPC) e 3) Cráton Rio Tebicuary (RTC). A linha preta pontilhada mais grossa indica o perfil V-V' e, na figura c, os círculos pretos indicam as estações MT.

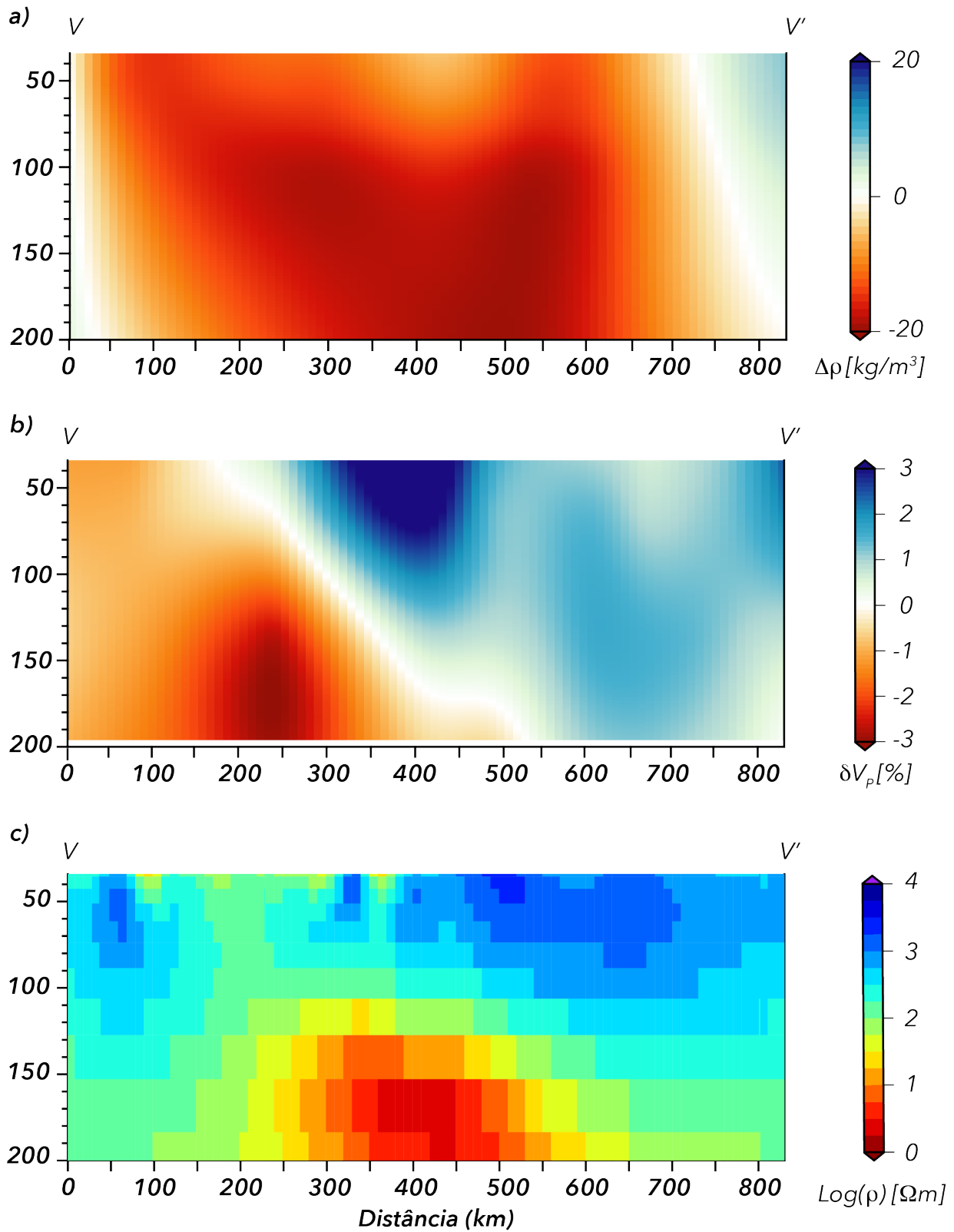


Figura 6.4: Seções verticais dos modelos de perturbação de densidade (Chaves et al. (2016)), de perturbação de velocidade da onda P (este trabalho), e geolétrico (Bologna et al. (2019)). A posição do perfil V-V' está presente na Figura 6.3

Afim de investigar um pouco mais sobre a possibilidade da origem da anomalia ser térmica, buscamos fazer mais um perfil (Figura 6.5) que passa sobre V-V', porém abrange um espaço maior e não fica restrito em 200 km de profundidade. O que foi observado é que tal feição anômala de origem térmica pode ter origem mais profunda alcançando > 700 km de profundidade.

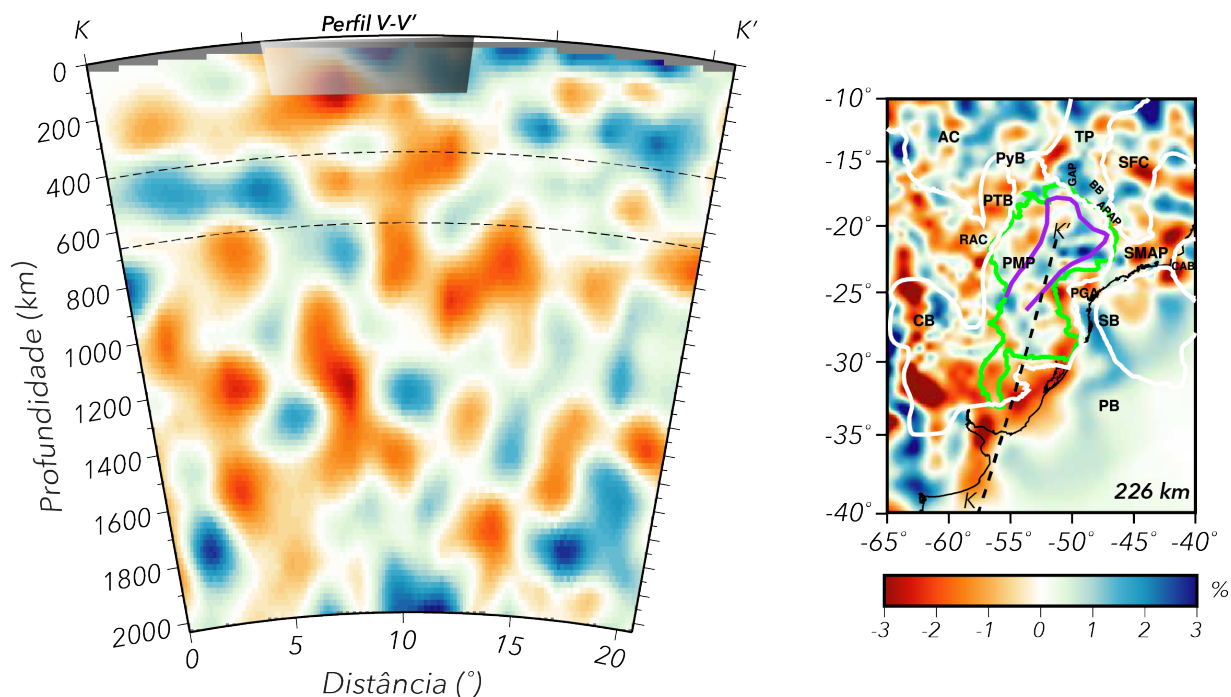


Figura 6.5: Seção vertical do modelo de velocidade derivado neste trabalho. A área em destaque cinza representa, aproximadamente, o perfil V-V' da Figura 6.4. Ao canto direito um mapa com a localização do perfil K-K'. Contornos em branco são as províncias; verde o limite da PMP; limite roxo o Bloco de Paranapanema proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). SFC: Cráton do São Francisco; BB: Faixa Brasília; APAP: Província Alcalina do Alto-Paranaíba; SMAP: Província Alcalina da Serra do Mar; CAB: Bacia de Campos; SB: Bacia de Santos; PTB: Bacia do Pantanal; AC: Cráton Amazônico; PyB: Faixa Paraguaia; PGA: Arco de Ponta Grossa; GAP: Província Alcalina de Goiás; RAC: Cráton do Rio Apa; TP: Província Tocantins.

6.3 *Litosfera sob a Bacia do Paraná.*

Há um intenso debate sobre a estrutura do embasamento sob a Bacia do Paraná. A primeira proposta foi que a partir de dados geocronológicos, há um núcleo cratônico na parte central da bacia rodeado por cinturões móveis de idade Neoproterozoica (Cordani et al. (1984)). Mantovani e Brito Neves (2005) utilizando dados residuais de anomalia Bouguer definiu os limites desse bloco intacto cratônico chamado de Bloco Paranapanema. Estudos recentes de tomografia sísmica como Rocha et al. (2019) e Affonso et al. (2021) suportam essa ideia inicial. Em contrapartida, Milani

e Ramos (1998) propuseram que o embasamento da bacia deve ser constituído por amalgamação de núcleos cratônicos durante a formação do Gondwana. Em Julià et al. (2008), utilizando dados sísmicos na região norte da Bacia do Paraná, encontraram evidências que suportam a ideia de um cráton fragmentado. Recentemente, Dragone et al. (2017) baseado em dados gravimétricos, encontraram anomalias negativas de baixo comprimento de onda sugerindo que a crosta da Bacia do Paraná é composta por pequenos blocos cratônicos ou terrenos. O nosso modelo de velocidade apresenta maior concordância com a ideia de um mosaico cratônico fragmentado. Na Figura 6.6 vemos que dentro do Bloco Paranapanema proposto por Mantovani e Brito Neves (2005) (em laranja) há uma mistura de anomalias de velocidade positivas e negativas. Os pontilhados em preto são os limites dos pequenos blocos cratônicos definidos em Dragone et al. (2017), e, observamos que existe uma concordância das anomalias de alta velocidade e tais limites ao norte da PMP (profundidades de 34 km, 68 km e 135 km) e a leste da PMP (68 km, 135 km e 226 km). Entretanto, não observamos uma boa correlação com os limites cratônicos ao sudeste, o qual sugerimos estar mais concentrado ao sul da PMP (forte amplitude positiva em 135 km de profundidade).

Os autores de Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) utilizando dados de MT e GDS estudaram a estrutura resistiva profunda da parte central da Bacia do Paraná. Seus resultados mostram a presença de zonas condutivas lineares na crosta e as interpretam como "reliquias" magmáticas que exploraram zonas de fraqueza preexistentes na litosfera, sendo a (*Paraná Axial Anomaly*) (PAA), estrutura imageada em 30 km de profundidade, quem controla fortemente a evolução da Bacia do Paraná. Na Figura 6.7 vemos a relação da PAA com o nosso modelo de velocidade em 135 km. Podemos notar que dentro da PMP há uma correlação entre a PAA (linha vermelha tracejada mais grossa) e as anomalias de baixa velocidade que, inclusive, separam dois blocos cratônicos definidos por Dragone et al. (2017). Isso sugere que o registro da PAA pode estar mais profundo do que foi imageado inicialmente alcançando o manto superior. Desta maneira, levantamos a possibilidade de existir um teste MT com dados sintéticos verificando se a presença de uma anomalia condutiva, parecida com a PAA, permita que o sinal eletromagnético penetre para maiores profundidades. Ao sul e ao norte, temos uma continuação da PAA (linha tracejada mais fina) que são hipóteses do trabalho de Dragone et al. (2021) utilizando dados gravimétricos. Com relação aos nossos resultados, vemos que a continuação ao norte não condiz espacialmente com as feições de baixa velocidade sugerindo uma continuação mais deslocada para oeste. Já ao sul, não observamos uma possível extensão da PAA.

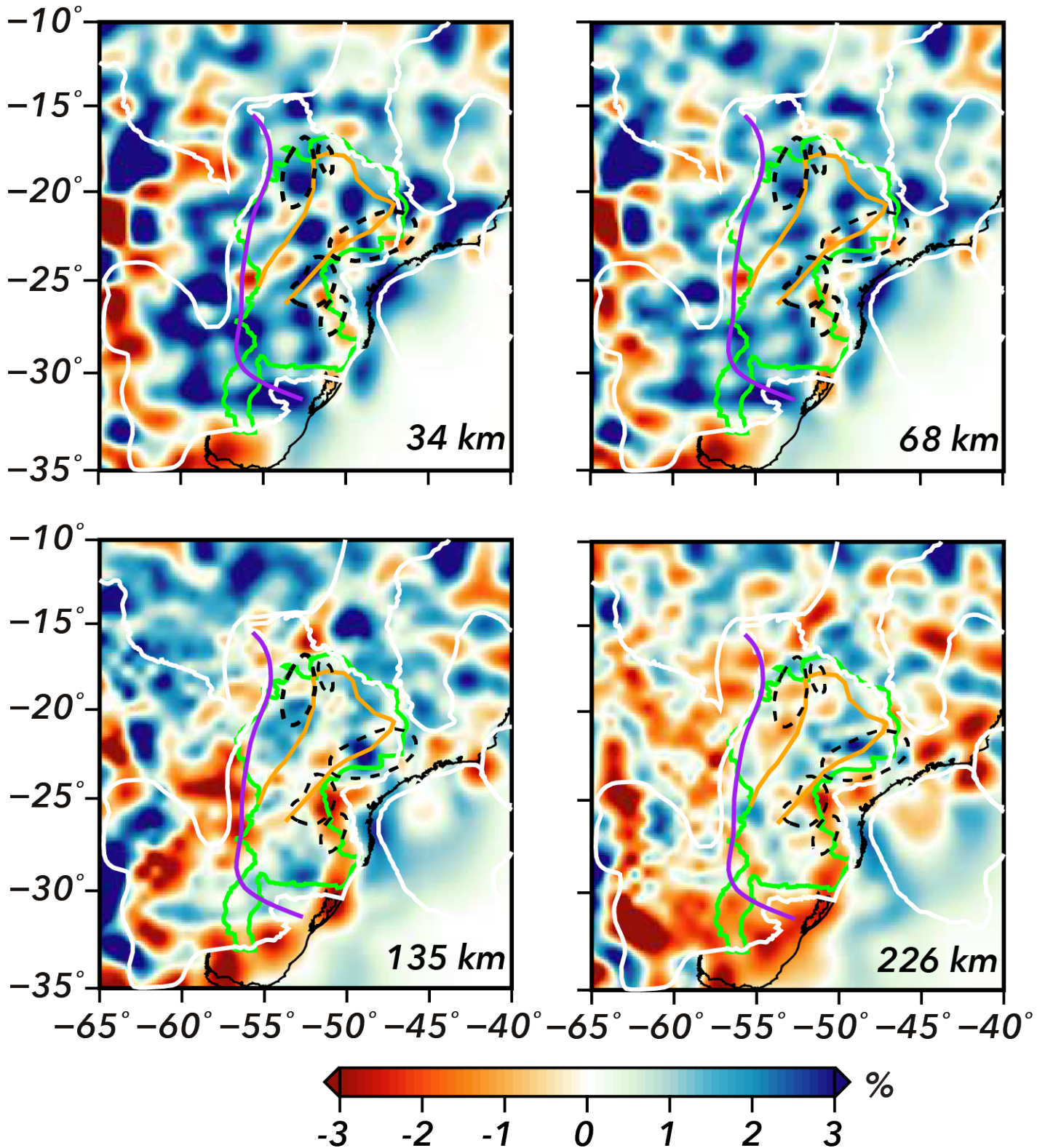


Figura 6.6: Seções horizontais do modelo de perturbação de velocidade em relação ao modelo AK135. O contorno em laranja indica o contorno do bloco Paranapanema como proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). O contorno em verde indica os limites da Província Magmática do Paraná (PMP). A linha em roxo indica a WPS proposto por Dragone et al. (2021). Os contornos pontilhados em preto são os blocos cratônicos definidos em Dragone et al. (2017).

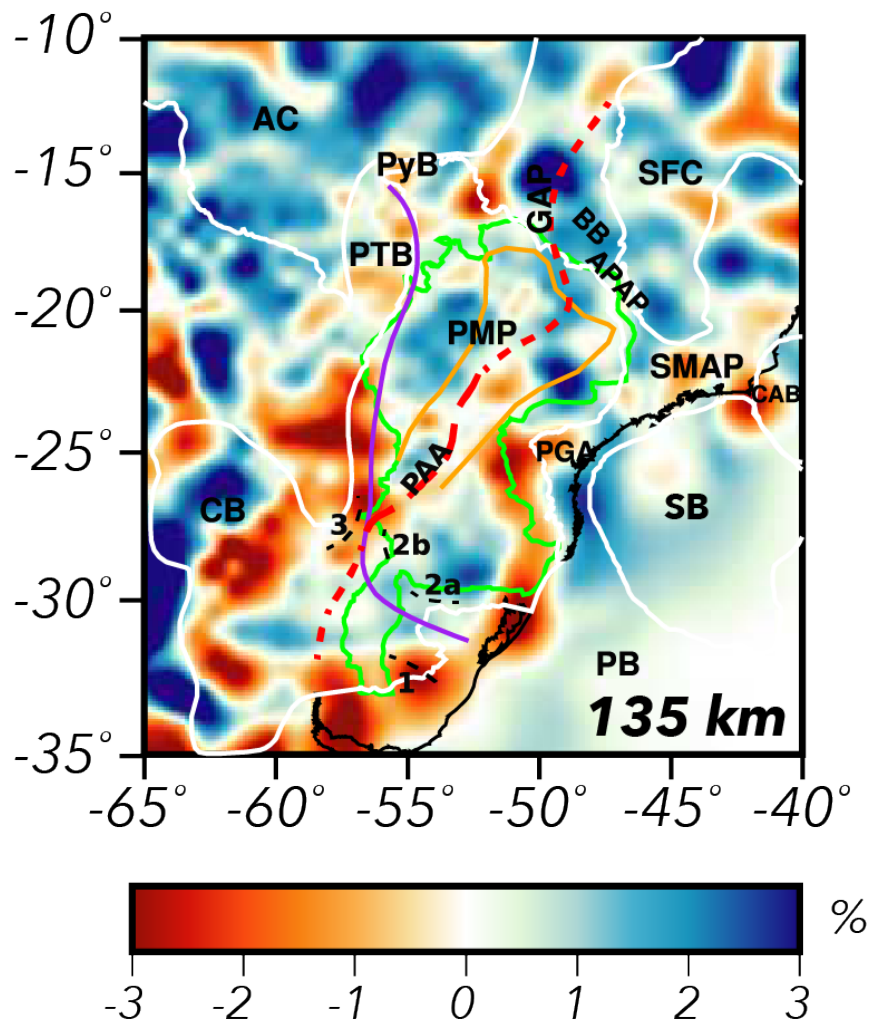


Figura 6.7: Seção horizontal do modelo de perturbação de velocidade em relação ao modelo AK135. O contorno em laranja indica o contorno do bloco Parapanema como proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). O contorno em verde indica os limites da Província Magmática do Paraná (PMP). A linha vermelha tracejada mais grossa indica a Paraná Axial Anomaly (PAA), estrutura imageada por Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018). A linha vermelha tracejada mais fina ao sul e ao norte são hipóteses de continuidade da PAA (Dragone et al. (2021)). SFC: Cráton do São Francisco; BB: Faixa Brasília; APAP: Província Alcalina do Alto-Paranaíba; SMAP: Província Alcalina da Serra do Mar; CAB: Bacia de Campos; SB: Bacia de Santos; PTB: Bacia do Pantanal; AC: Cráton Amazônico; PyB: Faixa Paraguaia; PGA: Arco de Ponta Grossa; GAP: Província Alcalina de Goiás; 1: Limite do Cráton do Rio de La Plata; 2a e 2b: Limites do Cráton do Sul do Paraná; 3: Limite do Cráton do Rio Tebicuary. Todos os limites 1,2 e 3 foram propostos por Dragone et al. (2021). A linha em roxo indica a WPS proposto por Dragone et al. (2021).

Na maioria das figuras presentes neste trabalho tivemos o cuidado de, junto com os resultados, apresentar o contorno da WPS. Em Dragone et al. (2017) utilizando dados de anomalia da gravidade propôs a *Western Paraná Suture/Shear Zone* (WPS). Ela separa dois domínios gravimétricos: ao leste está o domínio da Bacia do Paraná com o valor médio de anomalia Bourguer em -80 mGal; a oeste compreendendo a Bacia do Chaco-Paraná e Bacia do Pantanal, anomalias circulares positivas próximas de 20 mGal em amplitude. Ao compararmos essas informações com nosso modelo de tomografia sísmica vemos uma redução da velocidade da onda P a oeste da WPS e um aumento da velocidade característico da Bacia do Paraná (Figura 6.7). Este mesmo padrão observamos nos resultados de Affonso et al. (2021). Estes dados geofísicos indicam que o gradiente de gravidade marca uma transição entre duas litosferas distintas Dragone et al. (2017). É importante dizer que a WPS teve seus limites atualizados em Dragone et al. (2021).

Conclusões

Neste trabalho de tomografia sísmica de múltipla frequência utilizando tempos residuais de ondas P para a região sudeste da América do Sul derivamos um novo modelo de velocidade SSAPWM (Southeast South America P-Wave Model) que apresentou uma melhor resolução se comparado a outros modelos de velocidade na mesma região (ex. Chaves et al. (2016) e Affonso et al. (2021)). Devido a grande quantidade de dados de tempos de percurso residuais invertidos e a utilização de uma teoria mais próxima da realidade física da onda (assumimos a frequência-finita), conseguimos imagear estruturas com comprimento de onda superior a 200 km, a partir de profundidades crustais. Com a boa qualidade dos resultados, possivelmente nosso trabalho, pode auxiliar em novas interpretações geofísicas na região alvo.

De uma maneira geral nosso modelo de velocidade apresenta regiões com variação positiva de velocidade que se concentram principalmente sob áreas "cratônicas", como o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco e partes das Bacias do Paraná e do Chaco-Paraná. As regiões com variações negativas de velocidade se concentram principalmente ao redor das regiões cratônicas, na parte oeste da bacia do Paraná, ao longo da linha de costa, no arco de Ponta-Grossa e na Província Alcalina da Serra do Mar.

Uma das maneiras que escolhemos para assegurar que os nossos resultados são plausíveis foi comparar com outros modelos derivados de outros métodos geofísicos. O modelo de densidade de Chaves et al. (2016), obtido a partir da inversão de anomalias do geoide, e o modelo geoeletrico de Bologna et al. (2019), obtido a partir de medidas de GDS e Magnetotelúrico (MT) foram escolhidos para explorarmos uma grande anomalia condutiva imageada no trabalho de Bologna et al. (2019). O que observamos foi que este grande condutor localizado ao Sul da Bacia do Paraná e o Cráton do Rio de La Plata coincide com uma forte anomalia de baixa densidade e redução de velocidade e foi interpretado como carbonatitos fundidos na base da litosfera. O

que nosso trabalho mostrou é que esta feição anômala pode ter sua origem de natureza térmica profunda, alcançando > 700 km de profundidade.

Um dos principais resultados obtidos nesta pesquisa é que o modelo SSAPWM não sustenta a visão de um bloco único cratônico para a litosfera da PMP, o chamado bloco Paranapanema que foi definido por Mantovani e Brito Neves (2005). Em nosso modelo o que observamos são várias pequenas estruturas de alta velocidade rodeado por estruturas de baixa velocidade, sendo assim um bloco fragmentado como proposto em alguns trabalhos (ex. Milani e Ramos (1998) e Julià et al. (2008)). Dentro dessa discussão, comparamos nossas unidades cratônicas heterogêneas com os limites de pequenos blocos cratônicos definidos em Dragone et al. (2017), e, avaliamos que existe uma concordância de tais limites ao norte e a leste da PMP. Já ao sudeste, sugerimos que essas estruturas delimitadas em Dragone et al. (2017) estejam mais concentradas ao sul da PMP.

No modelo SSAPWM conseguimos ver uma relação da (*Paraná Axial Anomaly*) (PAA), definida por Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) utilizando dados de MT e GDS, e as anomalias de baixa velocidade dentro da PMP sugerindo que o registro da PAA possa estar mais profundo do que foi imageado inicialmente alcançando o manto superior (aproximadamente 135 km). Desta forma, sugerimos um estudo de MT com dados sintéticos verificando se a presença de uma anomalia condutiva, parecida com a PAA, permita que o sinal eletromagnético penetre para maiores profundidades.

Referências Bibliográficas

- Affonso G. M. P. C., Rocha M. P., Costa I. S. L., Assumpção M., Fuck R. A., Albuquerque D. F., Portner D. E., Rodríguez E. E., Beck S. L., Lithospheric Architecture of the Paranapanema Block and Adjacent Nuclei Using Multiple-Frequency P-Wave Seismic Tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, vol. 126, p. e2020JB021183
- Aki K., Richards P., *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. No. v. 1-2 in *Geology Series*, W. H. Freeman, 1980
- Amante C., Eakins B., *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis*, National Geophysical Data Center, 2009
- Assumpcao M., Azevedo P., Rocha M., Bianchi M., , 2017 Lithospheric Features of the São Francisco Craton. pp 15–25
- Aster R. C., Borchers B., Thurber C. H., *Parameter Estimation and Inverse Problems..* 3rd ed. Elsevier, 2018, 404 p.
- Bassin C., Laske G., Masters G., The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans AGU* 81:F897, *Eos*, 2000, vol. 81, p. F897
- Bianchi M. B., Assumpção M. S., Rocha M. P., Carvalho J. M., Azevedo P. A., Fontes S. L., Dias F. L., Ferreira J. M., Nascimento A. F., Ferreira M. V., Costa I. S. L., The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil, *Seismological Research Letters*, 2018
- Bologna M. S., Dragone G. N., Muzio R., Peel E., Nuñez-Demarco P., Ussami N., Electrical Structure of the Lithosphere From Rio de la Plata Craton to Paraná Basin: Amalgamation of Cratonic and Refertilized Lithospheres in SW Gondwanaland, *Tectonics*, 2019, vol. 38, p. 77

- Bologna M. S., Padilha A. L., Ícaro Vitorello Pádua M. B., Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces, *Precambrian Research*, 2011, vol. 185, p. 55
- Bonnin M., Nolet G., Villaseñor A., Gallart J., Thomas C., Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone, *Geophysical Journal International*, 2014, vol. 198, p. 1458
- Charl ty J., Voronin S., Nolet G., Loris I., Simons F. J., Sigloch K., Daubechies I. C., Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, vol. 118, p. 4887
- Chaves C., Ussami N., Ritsema J., Density and P-wave velocity structure beneath the Paran  Magmatic Province: Refertilization of an ancient lithospheric mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2016, vol. 17, p. 3054
- Chaves C. A. M., Ritsema J., Koelemeijer P., Comparing ray-theoretical and finite-frequency teleseismic traveltimes: implications for constraining the ratio of S-wave to P-wave velocity variations in the lower mantle, *Geophysical Journal International*, 2020, vol. 224, p. 1540
- Cordani U. G., Brito Neves B. B. d., Fuck R. A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F. M. B., Estudo preliminar de integra o do pr -cambriano com os eventos tect nicos das bacias sedimentares brasileiras, *Ci ncia. T cnica. Petr leo. Se o: explora o de petr leo*, 1984
- Costa I. S. L., Rocha M. P., Klein E. L., Vasquez M. L., 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*, 2020, vol. 101, p. 102608
- Crotwell H. P., Owens T. J., Ritsema J., The TauP Toolkit: Flexible Seismic Travel-time and Ray-path Utilities, *Seismological Research Letters*, 1999, vol. 70, p. 154
- Dahlen F., Tromp J., *Theoretical Global Seismology*. Princeton University Press, 1998
- Dahlen F. A., Hung S.-H., Nolet G., Fr chet kernels for finite-frequency traveltimes—I. Theory, *Geophysical Journal International*, 2000, vol. 141, p. 157

- Dragone G. N., Bologna M. S., Ussami N., Giménez M. E., Alvarez O., Lince Klinger F. G., Correa-Otto S., Lithosphere of South American intracratonic basins: Electromagnetic and potential field data reveal cratons, terranes, and sutures, *Tectonophysics*, 2021, vol. 811, p. 228884
- Dragone G. N., Ussami N., Gimenez M. E., Lince Klinger F. G., Chaves C. A. M., Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data, *Precambrian Research*, 2017, vol. 291, p. 162
- Dziewonski A. M., Chou T.-A., Woodhouse J. H., Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, vol. 86, p. 2825
- Engdahl E. R., Di Giacomo D., Sakarya B., Gkarlaoui C. G., Harris J., Storchak D. A., ISC-EHB 1964–2016, an Improved Data Set for Studies of Earth Structure and Global Seismicity, *Earth and Space Science*, 2020, vol. 7, p. e2019EA000897
- Engdahl E. R., van der Hilst R., Buland R., Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1998, vol. 88, p. 722
- Farrapo A. D., Estudo da Litosfera sob o Brasil utilizando Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências com Onda S, Universidade de Brasília, 2021, Tese de Doutorado, 167 p.
- Fuji N., Chevrot S., Zhao L., Geller R. J., Kawai K., Finite-frequency structural sensitivities of short-period compressional body waves, *Geophysical Journal International*, 2012, vol. 190, p. 522
- Gudmundsson O., On the effect of diffraction on traveltimes measurements, *Geophysical Journal International*, 1996, vol. 124, p. 304
- Hosseini K., Sigloch K., ObspyDMT: a Python toolbox for retrieving and processing large seismological data sets, *Solid Earth*, 2017, vol. 8, p. 1047
- Hung S. H., Dahlen F. A., Nolet G., Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes-II. Examples, *Geophysical Journal International*, 2000, vol. 141, p. 175

- Hung S.-H., Dahlen F. A., Nolet G., Wavefront healing: a banana–doughnut perspective, *Geophysical Journal International*, 2001, vol. 146, p. 289
- Julià J., Assumpção M., Rocha M. P., 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*, 2008, vol. 113
- Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R., Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophysical Journal International*, 1995, vol. 122, p. 108
- Malcolm A., Trampert J., Tomographic errors from wave front healing: More than just a fast bias, *Geophysical Journal International - GEOPHYS J INT*, 2011, vol. 185, p. 385
- Mantovani M., Brito Neves B., The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories., *Gondwana Research*, 2005, vol. 8, p. 303
- Marquering H., Dahlen F., Nolet G., Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes: the banana-doughnut paradox, *Geophysical Journal International*, 1999, vol. 137, p. 805
- Maurya V. P., Meju M. A., Fontes S. L., Padilha A. L., La Terra E. F., Miquelutti L. G., Deep Resistivity Structure of Basalt-Covered Central Part of Paraná Basin, Brazil, From Joint 3-D MT and GDS Data Imaging, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, vol. 19, p. 1994
- Mercerat D., Nolet G., On the linearity of cross-correlation delay times in finite-frequency tomography., *Geophysical Journal International*, 2013, vol. 192, p. 681
- Milani E., Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli, a., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (org). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*, São Paulo, 2004, pp 265–279
- Milani E., Ramos V., Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, 1998, vol. 28, p. 473–484
- Nolet G., *A Breviary of Seismic Tomography: Imaging the Interior of the Earth and Sun*. Cambridge University Press, 2008

- Nolet G., Dahlen F. A., Montelli R., Traveltimes and amplitudes of seismic waves: A re-assessment, Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 2005, vol. 157, p. 37
- Padilha A. L., Vitorello I., Antunes C. E., Pádua M. B., Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic sedimentary basin, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, vol. 120, p. 4702
- Paige C., Saunders M., LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares, *ACM Trans. Math. Softw.*, 1982, vol. 8, p. 43
- Rapela C. W., Fanning C. M., Casquet C., Pankhurst R. J., Spalletti L., Poiré D., Baldo E. G., The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana, *Gondwana Research*, 2011, vol. 20, p. 673
- Rawlinson N., Spakman W., On the use of sensitivity tests in seismic tomography, *Geophysical Journal International*, 2016, vol. 205, p. 1221
- Renne P. R., Glen J. M., Milner S. C., Duncan A. R., Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa, *Geology*, 1996, vol. 24, p. 659
- Ritsema J., Van Heijst H., Woodhouse J. H., Deuss A., Long-period body wave traveltimes through the crust: implication for crustal corrections and seismic tomography, *Geophysical Journal International*, 2009, vol. 179, p. 1255
- Rocha M. P., Assumpção M., Affonso G. M. P. C., Azevedo P. A., Bianchi M., 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*, 2019, vol. 124, p. 7120
- Rocha M. P., Schimmel M., Assumpção M., Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltome tomography, *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 184, p. 268
- Ronchi C., Iacono R., Paolucci P., The “Cubed Sphere”: A New Method for the Solution of Partial Differential Equations in Spherical Geometry, *Journal of Computational Physics*, 1996, vol. 124, p. 93

- Schimmel M., Assumpcao M., VanDecar J., Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions, *Journal of Geophysical Research*, 2003, vol. 108
- Simons F. J., Loris I., Nolet G., Daubechies I., Voronin S., Judd J., Vetter P., Vonesch C., Charlety J., Solving or resolving global tomographic models with spherical wavelets, and the scale and sparsity of seismic heterogeneity, *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 187, p. 969
- Tian Y., Hung S. H., Nolet G., Montelli R., Dahlen F. A., Dynamic ray tracing and travelttime corrections for global seismic tomography, *Journal of Computational Physics*, 2007, vol. 226, p. 672
- Tikhonov A. N., *Solution of Incorrectly Formulated Problems and the Regularization Method*, Soviet Math. Dokl, 1963
- VanDecar J., James D., Assumpção M., Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, *Nature*, 1995, vol. 378, p. 25
- VanDecar J. C., Crosson R. S., Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1990, vol. 80, p. 150
- Wielandt E., , 1987 *On the validity of the ray approximation for interpreting delay times*. Springer Netherlands Dordrecht pp 85–98
- Wu R. S., Aki K., Elastic wave scattering by a random medium and the small-scale inhomogeneities in the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 1985, vol. 90, p. 10261
- Zaroli C., Debayle E., Sambridge M., Frequency-dependent effects on global S-wave traveltimes: wavefront-healing, scattering and attenuation, *Geophysical Journal International*, 2010, vol. 182, p. 1025
- Zhao L., Chevrot S., An efficient and flexible approach to the calculation of three-dimensional full-wave Fréchet kernels for seismic tomography—II. Numerical results, *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 185, p. 939