



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em
Geociências Aplicadas e Geodinâmica**

**ESTUDO DA LITOSFERA SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRÁFIA SÍSMICA DE MÚLTIPLAS FREQUÊNCIAS
COM ONDAS S**

Tese de Doutorado Nº 66

DIOGO FARRAPO ALBUQUERQUE

BRASÍLIA-DF, 2021.



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em
Geociências Aplicadas e Geodinâmica**

DIOGO FARRAPO ALBUQUERQUE

**ESTUDO DA LITOSFERA SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRAFIA SÍSMICA DE MÚLTIPLAS FREQUÊNCIAS
COM ONDAS S**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geociências Aplicadas.

**Orientador
Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha
Universidade de Brasília**

**BRASÍLIA-DF
2021**

DIOGO FARRAPO ALBUQUERQUE

**ESTUDO DA LITOSFERA SOB O BRASIL UTILIZANDO
TOMOGRAFIA SÍSMICA DE MÚLTIPLAS FREQUÊNCIAS COM
ONDAS S**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geociências Aplicadas.

Aprovado em 16 de agosto de 2021.

BANCA EXAMINADORA

**Prof. Dr. Elder Yokoyama
Universidade de Brasília (UnB)**

**Prof. Dr. Paulo Araújo de Azevedo
Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA)**

**Prof. Dr. Carlos Alberto Moreno Chaves
Universidade de São Paulo (USP)**

Ficha catalográfica

FF241e Farrapo Albuquerque, Diogo
ESTUDO DA LITOSFERA SOB O BRASIL UTILIZANDO TOMOGRAFIA
SÍSMICA DE MÚLTIPLAS FREQUÊNCIAS COM ONDAS S / Diogo Farrapo
Albuquerque; orientador Marcelo Peres Rocha. -- Brasília,
2021.
167 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geociências Aplicadas) --
Universidade de Brasília, 2021.

1. Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências. 2.
Anomalias de velocidade. 3. Ondas S. 4. Brasil. I. Peres
Rocha, Marcelo, orient. II. Título.

“Uma lição central da ciência é que, para compreender questões complexas (ou até simples), devemos tentar libertar a mente dos dogmas e garantir a liberdade de publicar, contradizer e experimentar. Os argumentos de autoridade são inaceitáveis. Somos todos falíveis, até os líderes.”

(Carl Sagan)

AGRADECIMENTOS

Agradecer, embora seja fundamental, não é uma tarefa trivial. De antemão, digo que falharei miseravelmente na tentativa de demonstrar toda a minha gratidão a todos que participaram da construção deste trabalho ou que foram relevantes no decorrer da minha vida acadêmica e pessoal.

Os primeiros a quem serei eternamente grato são meus pais, José Maria e Edna, que fizeram o possível para me manter estudando durante o período turbulento da graduação e do início da pós-graduação. Outra pessoa fundamental foi minha esposa Karla, a quem sou grato por tantos motivos que este espaço não seria suficiente. Sou grato ao meu filho Bernardo, que mesmo no ventre da mãe, tornou-se motivo de felicidade e um grande incentivador na busca de condições melhores para nossa família. Deixo aqui também um agradecimento especial aos meus irmãos, Romildo e Michael, pela inestimável ajuda e por fazerem parte dos melhores momentos da minha vida. Não poderia ficar de fora meu primo Jefferson, cujo apoio inicial foi determinante na minha trajetória acadêmica.

Sou profundamente grato ao prof. Dr. Marcelo Peres Rocha, meu orientador e amigo, que me incentivou a entrar no doutorado em um momento em que eu já estava prestes a escolher outros rumos. Além disso, instruiu-me com paciência, fornecendo conselhos valiosos para o desenvolvimento da pesquisa, e batalhou para que eu tivesse financiamento ao longo de todo o período de vigência do doutorado.

Também sou profundamente grato aos professores do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), Dr. George Sand França e Dr. Lucas Vieira Barros, não só pela grande contribuição acadêmica ao longo de mais de uma década, mas por me amparem em diversos momentos da minha vida pessoal.

Do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sou grato ao prof. Dr. Marco Ianniruberto pela valiosa contribuição durante a análise estatística dos dados, e ao prof. Dr. Reinhardt A. Fuck, pelo seu primoroso trabalho na coordenação de projetos que financiaram não só esta pesquisa, mas a de muitos outros cientistas e pesquisadores.

Sou grato a Iago Sousa Lima Costa (Serviço Geológico do Brasil – CPRM) e a Guilherme Affonso (UnB) pelas relevantes contribuições ao desenvolvimento deste trabalho.

Sou muitíssimo grato ao Dr. Guust Nolet (Geosciences Azur, Universidade de Nice) pela disponibilização dos códigos-fonte da Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências e pelo suporte na compilação e execução dos programas.

Sou grato ao prof. Dr. Paulo Araújo Azevedo (Universidade Federal do Oeste do Pará) e aos técnicos Francimilton Salustiano da Silva, Adriano Pereira Botelho e Daniel Marcos da Silva Pereira (SIS-UnB), pela instalação e manutenção de grande parte das estações utilizadas neste trabalho.

Pelo auxílio durante a pesquisa, agradeço ao Dr. Juraci Mário de Carvalho, Matheus Figueredo, Marcos Breno Aguiar e Nasser Youssef, Dr. Cristobal Condori Quispe e Dr^a. Magda Estrela Oliveira.

Um agradecimento especial a Daniel de Farias Caixeta, Kate Tomé de Sousa, Isaú Paiva Gomes (*in memoriam*), Sidinei Sebastião Tomás, Dr. Cristiano Naibert Chimpliganond, Iago Guilherme dos Santos Lemos, Fernando Rodrigues Paiva e à prof^a. Dr^a. Mônica Giannoccaro Von Huelsen.

Agradeço também aos professores Dr. Marcelo Assumpção e Dr. Marcelo Bianchi, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), pela contribuição à pesquisa e pela disponibilização dos dados da rede XC-USP, e a Bruno de Barros Collaço, da mesma instituição, pelo fornecimento de informações valiosas a respeito de estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Sou muitíssimo grato à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT-ET) pela bolsa de pesquisa.

Por fim, agradeço ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), ao Centro de Sismologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), ao Laboratório Sismológico da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LabSis-UFRN), ao Observatório Nacional do Rio de Janeiro (ON) e a todos aqueles que fizeram o projeto da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) uma realidade.

Muito obrigado a todos!

RESUMO

O objetivo principal deste trabalho é utilizar a Tomografia Sísmica de Múltiplas Freqüências com Ondas S para obter imagens, com maior resolução espacial, das anomalias de velocidade presentes na litosfera e no manto sublitosférico sob o Brasil, abrangendo regiões que ainda não foram estudadas por esse método. Para fins de controle de qualidade dos dados sismológicos, foi utilizada a Análise do Movimento de Partícula de Ondas P telessísmicas para identificar estações com erros de orientação que pudessem, em última instância, afetar o cálculo dos resíduos relativos necessários à inversão tomográfica. Foram estimados os erros de orientação de 156 sismômetros, dos quais 17 possuíam erros absolutos maiores que 10° . Somente para a estação BOAV (sub-rede BR-UnB) foi estimado um erro de orientação maior de $\pm 90^\circ$ ($+177,5^\circ$). Essa análise também permitiu a identificação da origem dos erros de orientação. Com exceção de BOAV, instalada com as componentes Norte-Sul invertidas, os erros de orientação foram ocasionados principalmente pela declinação incorreta na bússola. Com o intuito de verificar a influência da geologia nos valores de desvio azimutal, foram realizados testes estatísticos comparando grupos de estações instaladas em dois tipos de ambientes geológicos. Os resultados indicaram que as estações localizadas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano tendem a gerar valores de desvio azimutal mais acurados em relação às que estão em Coberturas Fanerozoicas. Após a correção de orientação, realizada a partir dos erros estimados, os dados passaram por um procedimento de correlação cruzada para obter os resíduos de tempo que, posteriormente, foram utilizados na inversão tomográfica. Esta, por sua vez, gerou os mapas e perfis de anomalias de velocidade de Ondas S em diversas profundidades, com resolução significativamente melhor do que os modelos encontrados na literatura, sobretudo se comparados com trabalhos que utilizaram como base a Teoria Geométrica do Raio. Esses resultados permitiram aprimorar o conhecimento atual e levantar discussões a respeito de diversos aspectos das anomalias de velocidade observadas e sua interpretação dentro do contexto de cada Província Estrutural brasileira. A partir dos mapas e perfis, foi possível identificar anomalias de alta velocidade relacionadas aos blocos cratônicos da Bacia do Paraná (Bloco Paranapanema), do Cráton Amazônico, do Cráton São Francisco e da Bacia do Parnaíba (Cráton São Luís). Já as anomalias de baixa velocidade estão relacionadas a zonas de sutura e de afinamento litosférico. A sismicidade registrada na Província Tocantins também segue os contornos das anomalias de baixa velocidade nessa região, que pode ser consequência da existência de zonas de fraqueza decorrentes do afinamento litosférico com ascensão da astenosfera mais quente. Tal afinamento faz com que os esforços compressivos que atuam na Placa Sul-Americana se concentrem na crosta, gerando falhas ou reativando falhas antigas.

Palavras-chaves: Tomografia Sísmica de Múltiplas Freqüências. Anomalias de velocidade. Ondas S. Brasil.

ABSTRACT

The main objective of this work is to use S-wave Multiple Frequency Seismic Tomography to obtain images, with higher spatial resolution, of the velocity anomalies in the lithosphere and in the sublithospheric mantle under Brazil, covering regions that have not yet been studied by this method. For the purposes of quality control of seismological data, P-wave Particle Motion Analysis was used to identify stations with orientation errors that could, ultimately, affect the computation of the relative time residuals necessary for the tomographic inversion. The orientation errors of 156 seismometers were estimated, of which 17 had absolute errors greater than 10° . Only for the BOAV station (subnet BR-UnB) an orientation error greater than $\pm 90^\circ$ ($+177.5^\circ$) was estimated. This analysis also allowed the identification of the cause of orientation errors. With the exception of BOAV, installed with the North-South components inverted, orientation errors were mainly caused by incorrect compass declination. In order to verify the influence of geology on the azimuthal deviation values, statistical tests were performed comparing groups of stations installed in two types of geological environments. The results indicated that the stations located in Pre-Cambrian Basement tend to generate more accurate azimuthal deviation values compared to those located in Phanerozoic Covers. After correcting the orientation, based on the estimated errors, the data was cross-correlated to obtain the time residuals that were later used in the tomographic inversion. This, in turn, generated the maps and profiles of S-wave velocity anomalies at different depths, with significantly better resolution than the models found in the literature, especially when compared with works that used the Geometric Ray Theory as a basis. These results allowed to improve the current knowledge and raise discussions about several aspects of the observed velocity anomalies and their interpretation within the context of each Brazilian Structural Province. From the maps and profiles, it was possible to identify high-velocity anomalies related to the cratonic blocks of the Paraná Basin (Paranapanema Block), the Amazonian Craton, the São Francisco Craton and the Parnaíba Basin (São Luís Craton). Low-velocity anomalies, on the other hand, are related to suture and lithospheric thinning zones. The seismicity recorded in the Tocantins Province also follows the contours of low-velocity anomalies in this region, which may be a consequence of the existence of weakness zones resulting from the lithospheric thinning with the rise of the warmer asthenosphere. Such thinning makes the compressive stress that acts on the South American Plate concentrate on the crust, generating faults or reactivating old ones.

Keywords: Multiple Frequency Seismic Tomography. Velocity anomalies. S-wave. Brazil.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	23
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
2.1 Um breve histórico da Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo.....	25
2.1.1 No mundo.....	25
2.1.2 No Brasil.....	28
3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE ESTUDO.....	36
3.1 Plataforma Sul-Americana.....	36
3.2 Províncias Estruturais.....	38
3.2.1 Província Amazonas.....	38
3.2.2 Cráton Amazônico.....	39
3.2.3 Bacia dos Parecis.....	39
3.2.4 Província Tocantins.....	40
3.2.5 Bacia do Paraná.....	40
3.2.6 Bacia do Parnaíba.....	41
3.2.7 Província Borborema.....	41
3.2.8 Cráton São Francisco.....	42
3.2.9 Província Mantiqueira.....	43
4. DADOS.....	44
4.1 Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).....	44
4.2 Rede de Estudos Estruturais do Pantanal, Chaco e Paraná (XC-USP).....	45
4.3 Rede do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OS-UnB).....	46
5. MÉTODOS.....	47
5.1 Movimento de Partícula de Ondas P telessísmicas.....	47
5.1.1 Estatística direcional.....	55
5.1.2 Incerteza azimutal.....	57
5.2 Tomografia sísmica.....	59
5.2.1 Teoria Geométrica do Raio.....	60
5.2.2 Múltiplas Frequências.....	67
5.2.2.1 Correlação cruzada.....	70
5.2.2.4 Inversão.....	74
6. RESULTADOS.....	79
6.1 Orientação das estações.....	79
6.1.1 Comparação com resultados da literatura.....	84
6.1.2 Possíveis causas dos erros de orientação.....	86
6.1.3 Influência da geologia regional.....	90
6.2 Tomografia sísmica.....	93
6.2.1 Correlação cruzada.....	94
6.2.2 Inversão.....	103
6.2.3 Densidade da matriz <i>kernel</i>	107
6.2.4 Testes de resolução.....	109
7. DISCUSSÃO.....	119
7.1 Território brasileiro.....	119

7.2 Cráton Amazônico.....	121
7.3 Cráton São Francisco.....	123
7.4 Bacia do Paraná.....	125
7.5 Bacia do Parnaíba.....	128
7.6 Província Borborema.....	130
7.7 Província Tocantins.....	133
7.8 Província Mantiqueira.....	135
8. CONCLUSÕES.....	137
REFERÊNCIAS.....	141
APÊNDICE A.....	157
APÊNDICE B.....	165
APÊNDICE C.....	167

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudo e número de estações utilizado em cada trabalho de Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo realizado no Brasil: (a) VanDecar, James e Assumpção (1995); (b) Escalante (2002); (c) Schimmel, Assumpção e VanDecar (2003); (d) Rocha (2003); (e) Assumpção et al. (2004); (f) Rocha (2008); (g) Rocha et al. (2011); (h) Azevedo (2013); (i) Azevedo et al. (2015); (j) Rocha et al. (2016); (k) Azevedo (2017); (l) Assumpção et al. (2017); (m) Rocha et al. (2019a); (n) Rocha et al. (2019b); (o) Simões Neto, Juliã e Schimmel (2019); (p) Costa et al. (2020); (q) Affonso et al. (2021). O asterisco (*) indica que a referência não informou o número de estações. Os estudos que incluíram Ondas S são indicados em vermelho.....34

Figura 2. Localização da área de estudo de cada trabalho (em vermelho): (a) VanDecar, James e Assumpção (1995); (b) Escalante (2002); (c) Schimmel, Assumpção e VanDecar (2003); (d) Rocha (2003); (e) Assumpção et al. (2004); (f) Rocha (2008); (g) Rocha et al. (2011); (h) Azevedo (2013); (i) Azevedo et al. (2015); (j) Rocha et al. (2016); (k) Azevedo (2017); (l) Assumpção et al. (2017); (m) Rocha et al. (2019a); (n) Rocha et al. (2019b); (o) Simões Neto et al. (2019); (p) Costa et al. (2020); (q) Affonso et al. (2021).....35

Figura 3. (a) Plataforma Sul-Americana com a indicação do Embasamento Pré-Cambriano e das Coberturas Fanerozoicas. (b) Províncias Estruturais brasileiras segundo a classificação de Almeida et al. (2000) e Schobbenhaus e Brito Neves (2003). Os triângulos representam as estações sismográficas e as cores, as sub-redes.....36

Figura 4. Fechamento oceânico durante o Ciclo Brasileiro/Pan Africano com a indicação das principais massas continentais (crátons) e microcontinentes ou maciços. Fonte: Hasui, 2010 (p. 146).....37

Figura 5. Determinação do azimute reverso utilizando o Movimento de Partícula das Ondas P (θ_{MPP}). A primeira chegada da Onda P, nas três componentes do sismograma, é indicada no retângulo à esquerda.....48

Figura 6. (a) Desvio azimutal ($\Delta\theta$) estimado a partir do azimute teórico (45°) e do azimute obtido com a Análise do Movimento de Partícula (75°) para uma estação com erro de orientação de -30° . (b) $\Delta\theta$ estimado a partir do azimute teórico (45°) e do azimute obtido com a Análise do Movimento de Partícula (20°) para uma estação

com erro de orientação de $+25^\circ$. Ni e Nc indicam o Norte Incorreto e o Norte Correto, respectivamente.....50

Figura 7. (a) Sismogramas das componentes Norte-Sul (HHN), Leste-Oeste (HHE) e Vertical (HHZ). As barras verticais indicam a janela de tempo de 3,2 segundos utilizada para estimar o azimute reverso a partir da primeira chegada da Onda P. (b) Ferramenta de análise do movimento de partícula nos planos fonte-receptor e ortogonal, com a indicação do azimute reverso estimado ($-113,5^\circ$) e o ângulo de incidência da onda P ($32,9^\circ$). (c) Mapa com indicação da estação MCPB e do epicentro. A linha verde indica o azimute reverso estimado e a linha preta, o azimute reverso teórico. A distância entre a estação e o epicentro é igual a 4.116,3 km ($37,0^\circ$). A diferença entre o azimute reverso teórico e o estimado é de $-38,4^\circ$51

Figura 8. (a) Sismogramas das componentes Norte-Sul (HHN), Leste-Oeste (HHE) e Vertical (HHZ). As barras verticais indicam a janela de tempo de 5,97 segundos utilizada para estimar o azimute reverso a partir da primeira chegada da Onda P. (b) Ferramenta de análise do movimento de partícula nos planos fonte-receptor e ortogonal, com a indicação do azimute reverso estimado ($-76,0^\circ$) e o ângulo de incidência da onda P ($33,1^\circ$). (c) Mapa com indicação da estação SMTB e do epicentro. A linha verde indica o azimute reverso estimado e a linha preta, o azimute reverso teórico. A distância entre a estação e o epicentro é igual a 3.728,2 km ($33,5^\circ$). A diferença entre o azimute reverso teórico e o estimado é de $+0,3^\circ$52

Figura 9. Influência da incerteza de localização epicentral na estimativa de azimute reverso para três distâncias: 100 km (local), 200 km (regional) e 3.336 km (telessísmica). As estrelas representam os epicentros para as três distâncias. As dimensões horizontais foram exageradas para destacar a diferença angular entre as distâncias epicentrais.....54

Figura 10. Conjuntos de vetores unitários representando valores de R estimados a partir de diferentes dispersões angulares.....56

Figura 11. Procedimentos de instalação e orientação do sismômetro da estação VILB (sub-rede BR-UnB): (a) escolha do ponto de instalação e construção da base; (b) definição do Norte Geográfico (N_G) com a bússola; (c) alinhamento do sismômetro em relação ao N_G . Fotos: Silva, 2014 (p. 3 e 4).....57

Figura 12. Princípio de funcionamento da Tomografia Sísmica baseada na Teoria Geométrica do Raio.....60

Figura 13. Representação da Zona de Fresnel entre os pontos A e B. Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 31).....	62
Figura 14. Simulação bidimensional da regeneração da frente de onda ao atravessar uma anomalia (a) de alta velocidade e (b) de baixa velocidade. A direção de propagação é ascendente e as janelas são relativas aos tempos $T = 10, 35, 60$ e 85 s, que se movem com a frente de onda. Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 119-120).....	64
Figura 15. Aproximação de Born de Primeira Ordem para um meio homogêneo, onde uma onda u' é espalhada por um corpo x . Este, por sua vez, gera uma pequena perturbação u'' , que se soma à onda direta u ao chegar ao receptor r . Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 127).....	65
Figura 16. Onda direta $u(t)$ sofrendo um espalhamento $\delta u(t)$: (a) negativo e (b) positivo. O tempo de chegada é dado pela correlação cruzada entre $u(t)$ e a onda espalhada $u(t)+\delta u(t)$. O círculo preto indica se o espalhamento resultou em um adiantamento ou atraso na chegada da onda direta. Fonte: Nolet et al., 2005 (p. 10).	66
Figura 17. Perturbação ocasionada pelo espalhamento $\delta u(t)$ na onda direta $u(t)$ devido à presença de uma pequena heterogeneidade no caminho do raio. As linhas tracejadas indicam a redução ou aumento da amplitude de acordo com o tipo de espalhamento. Fonte: Nolet et al., 2005 (p. 10).....	66
Figura 18. Visualização em três dimensões do <i>Kernel</i> de Fréchet da fase S direta para o período de 20 segundos. A fonte (estrela) possui profundidade de 0 km e distância de $64,5^\circ$ do receptor (triângulo). A sigla LMN se refere ao Limite Manto-Núcleo ou Descontinuidade de Gutenberg. Fonte: adaptado de Zaroli, 2010 (p. 134).	68
Figura 19. (a) Tomografia Sísmica baseada na Teoria Geométrica do Raio (TGR); (b) Tomografia Sísmica de Frequências Finitas (TSFF); (c) Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (TSM). Fonte: adaptado de Zaroli, 2010 (p. 54).....	69
Figura 20. Resposta em frequência dos cinco filtros gaussianos, utilizados na correlação cruzada, com períodos centrais de 40, 20, 10, 5 e 2,5 segundos. Fonte: adaptado de Tian, Sigloch e Nolet, 2009 (p. 1.386).....	72
Figura 21. (a) Divisões do globo (canto superior esquerdo) para a Parametrização da Terra Cubada. (b) Camadas subamostradas a partir de 128 camadas com	

espessuras iguais. Fonte: adaptado de Charléty et al., 2013 (p. 4.890) e Simons et al., 2011 (p. 971).....	75
Figura 22. Curva L ou <i>Tradeoff Curve</i> considerando uma alta rugosidade (ponto A), um forte amortecimento (ponto C) e um equilíbrio entre os dois (ponto B). Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 259).....	78
Figura 23. (a) Localização dos telessismos (círculos) utilizados na Análise de Movimento de Partícula de Ondas P para verificar a orientação das estações. O tamanho de cada círculo é proporcional à magnitude e as linhas concêntricas indicam distâncias de 30°. As distribuições de frequência dos valores de distância epicentral, magnitude, profundidade e ângulo de incidência das Onda P são apresentadas em (b), (c), (d) e (e), respectivamente.....	80
Figura 24. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das sub-redes BL-USP e BR-UnB da RSBR. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.	81
Figura 25. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das sub-redes NB-UFRN e ON-ON da RSBR. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.	81
Figura 26. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das redes OS-UnB e XC-USP. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.....	82
Figura 27. Localização das estações (triângulos) com a indicação do erro de orientação absoluto $ \theta_E $. As 17 estações com $ \theta_E $ superior a 10° estão identificadas no mapa.....	83
Figura 28. (a) Bússola com declinação magnética aplicada (D_{Ap}) igual à do IGRF ($D_{IGRF} = -20^\circ$) ou do Norte Magnético (N_M), para um local qualquer do território brasileiro, gerando um erro de orientação (θ_E) nulo em relação ao Norte Geográfico (N_G). (b) Bússola sem declinação magnética, gerando um valor de θ_E igual ao D_{IGRF} . (c) Bússola com D_{Ap} igual ao D_{IGRF} em magnitude, mas com ajuste realizado em sentido contrário, gerando θ_E negativo e igual a dobro da D_{IGRF} . (d) Bússola com D_{Ap} maior que D_{IGRF} , gerando um θ_E com metade do valor de D_{IGRF} em módulo.....	87

Figura 29. (a) Sismômetro instalado na estação BR.BOAV, indicando a direção do Norte Geográfico (N_G), do Sul Geográfico (N_S), da posição do conector e a marcação de N_G na base de cimento. (b) Marcação indicando que o Norte (N) do sismômetro está apontando para S_G . (c) Marcação indicando que o Sul do sismômetro está apontando para N_G . Fotos: Carvalho, 2014 (p. 4).....90

Figura 30. Análise estatística da relação entre os erros de orientação e as características geológicas das estações. (a) Desvio azimutal ($\Delta\theta$) e erro de orientação médio (círculos amarelos) estimados para estações localizadas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano e Coberturas Fanerozoicas. N é a quantidade total de valores de $\Delta\theta$ para cada ambiente geológico, R é o comprimento médio resultante e p é o p -valor estimado pelo Teste de Uniformidade de Rayleigh. (b) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_C) e seu desvio padrão, para todos os valores de $\Delta\theta$. (c) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_C) e seu desvio padrão, para os valores de $\Delta\theta$ das estações localizadas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano. (d) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_C) e seu desvio padrão, para os valores de $\Delta\theta$ das estações localizadas em regiões de Coberturas Fanerozoicas. Os histogramas em (e), (f) e (g) apresentam a distribuição de frequência de $\Delta\theta$ para todas as estações e para cada contexto geológico. Os parâmetros indicados em cada histograma foram estimados pelo Teste de Watson para a Distribuição Von Mises, considerando um nível de significância (α) de 0,05. Kappa (κ) é o parâmetro de concentração dado pelo Teste de Watson.....92

Figura 31. (a) Quantidade de eventos originalmente selecionados (dados brutos) e os que restaram após as etapas de pré-seleção e de correlação cruzada. (b) Distribuição de frequência das magnitudes dos dados brutos. (c) Distribuição de frequência das magnitudes após a pré-seleção dos dados. (d) Distribuição de frequência das magnitudes após a correlação cruzada.....94

Figura 32. (a) Localização dos telessismos (círculos) que obtiveram resultado para, pelo menos, uma banda de frequência. O tamanho de cada círculo é proporcional à magnitude e as linhas concêntricas indicam distâncias de 30° . As distribuições de frequência dos valores de profundidade e magnitude são apresentadas em (b) e (c), respectivamente.....95

- Figura 33. Distribuição dos resíduos de tempo da fase S obtidos para: (a) uma janela de tempo fixo de 12 segundos; (b) uma janela de tempo variável. N_E é o número de eventos e N_R é o número de resíduos.....97
- Figura 34. Distribuição dos resíduos relativos, aceitos pela correlação cruzada com janela de tempo variável, aplicando os filtros gaussianos com frequências centrais (F_C) de: (a) 0,0250 Hz (40,00 s), (b) 0,0500 Hz (20,00 s), (c) 0,1000 Hz (10,00 s) e (d) 0,2000 Hz (5,00 s). O número total de eventos (N_E) e de resíduos (N_R) e a média destes são mostrados no canto superior esquerdo de cada histograma.....98
- Figura 35. Telessismo de magnitude 6,8 m_w , ocorrido na costa da Guatemala, em 22/06/2017 às 12:31:04 (Hora Origem UTC), a uma profundidade de 46,0 km. O eixo vertical indica as componentes tangenciais das 19 estações, ordenadas por distância epicentral. A estação mais próxima é BR.NPGB (40,93°) e a mais distante, NB.NBPV (57,71°). As chegadas teóricas das fases P e S, segundo o modelo IASP91, são indicadas pelos traços verticais.....99
- Figura 36. (a) Sismogramas sem correção de tempo referentes ao telessismo da Figura 35, mostrando os sinais originais e filtrados em 4 bandas, com a frequência central (F_C) indicada no canto superior esquerdo. (b) Sismogramas com correção de tempo, mostrando os sinais originais e filtrados em 4 bandas, com frequência central efetiva (F_{CE}) indicada no canto superior esquerdo. (c) Mapas com a localização do evento (estrela) e das estações (círculos). Os valores de resíduo, para cada estação, estão representados de acordo com a escala de cores.....100
- Figura 37. Resíduos médios por estação obtidos pela correlação cruzada sem filtragem dos sismogramas. Valores negativos (em azul) indicam anomalias de alta velocidade em profundidades próximas à estação. Os valores positivos (em vermelho) indicam anomalias de baixa velocidade.....102
- Figura 38. (a) Curvas L geradas para as inversões dos resíduos de tempo das fases S, ScS e SS (linhas azuis) e somente S direta (linhas vermelhas). (b) 38 inversões realizadas utilizando somente os resíduos da fase S direta. A curva escolhida está destacada em preto e a solução final é indicada pelo círculo com $RMS = 0,0707$ e $\chi^2/N = 0,9722$103
- Figura 39. Soluções da inversão, para cada ponto da Curva L em destaque na Figura 38, considerando uma profundidade de 135 km. A escala de cores representa a variação da anomalia de velocidade das Ondas S ($\delta \ln V_s$) em relação ao modelo

AK135. O vermelho indica anomalias de baixa velocidade e o azul, de alta velocidade. Os parâmetros utilizados para a Solução 6, indicada em cinza, foram escolhidos para o resultado final.....	106
Figura 40. Densidade da matriz <i>kernel</i> para profundidades variando de 68 a 768 km. A escala de cores ($\log D_j$) varia do preto (densidade nula) para o branco (maior densidade).....	108
Figura 41. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 68 a 226 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5×5 <i>voxels</i> . A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.....	111
Figura 42. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 316 a 429 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5×5 <i>voxels</i> . A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.....	112
Figura 43. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 497 a 655 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5×5 <i>voxels</i> . A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.....	113
Figura 44. (a) Perfil A-A' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5×5 <i>voxels</i> . A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.....	114
Figura 45. (a) Perfil B-B' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias	

possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 <i>voxels</i> . A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.....	115
Figura 46. (a) Perfil C-C' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 <i>voxels</i> . A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.....	116
Figura 47. (a) Perfil D-D' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (<i>Checkerboard Test</i>). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 <i>voxels</i> . A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.....	117
Figura 48. (a) Resultados obtidos por Azevedo (2017), utilizando Tomografia Sísmica de Ondas P baseada na Teoria Geométrica do Raio, para as profundidades de 70 km, 150 km, 250 km e 300 km. As regiões escuras são aquelas em que não há cobertura de raios. (b) Resultados obtidos neste trabalho, utilizando Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências de Ondas S, para as profundidades de 68 km, 150 km, 226 km e 316 km.....	120
Figura 49. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob o Cráton Amazônico, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis E-E', F-F', G-G' e H-H' indicados em (a). As províncias tectônicas do Cráton Amazônico (Santos, 2003) são indicadas pelas siglas: SS (Sunsás), RJ (Rondônia-Juruena), TP (Tapajós-Parima), AC (Amazônia Central), CA (Carajás), TA (Transamazonas) e RN (Rio Negro). Os domínios Bacajá, Carajás e Rio Maria são indicados pelas siglas BJ, CA e RM, respectivamente. As principais bacias são designadas pelas siglas: BcAc (Bacia do Acre), BcSm (Bacia do Solimões), BcAm (Bacia do Amazonas) e BcPc (Bacia dos Parecis). As linhas tracejadas verticais delimitam a região com baixa resolução. A sigla ZT representa a Zona de Transição do manto.....	122
Figura 50. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob o Cráton São Francisco, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis I-I', J-J' e K-K' indicados em (a). As siglas designam: APa (Aulacógeno Paramirim), API (Aulacógeno Pirapora), OAr (Orógeno Araçuaí), PrTo (Província Tocantins), CrSF	

(Cráton São Francisco), PrBb (Província Borborema), BcPr (Bacia do Paraná), PrMq (Província Mantiqueira) e ZT (Zona de Transição do manto).....124

Figura 51. (a) Modelo de anomalia de velocidade de Ondas P obtido com TSMF por Affonso et al. (2021). (b) Modelo de anomalia de velocidade de Ondas S obtido com TSMF. (c) Perfis L-L', M-M', N-N' e O-O' obtidos a partir do modelo de Affonso et al. (2021). (d) Perfis L-L', M-M', N-N' e O-O' obtidos a partir do modelo deste trabalho. Os blocos cratônicos são indicados pelas siglas: BIPr (Bloco Paranapanema), CrLA (Cráton Luiz Alves), CrRA (Cráton Rio Apa) e PCSF (Paleocontinente São Francisco). As demais siglas representam: BcPt (Bacia do Pantanal), PrTo (Província Tocantins), PrMq (Província Mantiqueira) e ZT (Zona de Transição do manto).....126

Figura 52. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob a Bacia do Parnaíba, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis P-P', Q-Q', R-R' e S-S' indicados em (a). As siglas designam: CrSL (Cráton São Luís), CrPn (Cráton Parnaíba), CrAm (Cráton Amazônico), CrSF (Cráton São Francisco), PrTo (Província Tocantins), PrBb (Província Borborema) e ZT (Zona de Transição do manto).....129

Figura 53. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob a Província Borborema, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km, com a indicação dos principais domínios, das zonas de cisalhamento e das províncias estruturais confinantes: DCE (Domínio Ceará), DRN (Domínio Rio Grande do Norte), DTC (Domínio Transversal ou Central), DSE (Domínio Sul ou Externo), ZCTj (Zona de Cisalhamento Tatajuba), ZCJg (Zona de Cisalhamento Jaguaribe), ZCPt (Zona de Cisalhamento Patos), ZCPe (Zona de Cisalhamento Pernambuco), CrSF (Cráton São Francisco), BcPn (Bacia do Parnaíba) e CrSL (Cráton São Luís). A linha tracejada em vermelho (Prof. 226 km) indica os limites litosféricos da Província Borborema. (b) Perfis T-T', U-U', V-V' e W-W' indicados em (a). A sigla ZT representa a Zona de Transição do manto.....132

Figura 54. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob região da Província Tocantins e adjacências, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis X-X', Y-Y' e Z-Z' indicados em (a). As siglas designam: PrTo (Província Tocantins), CrAm (Cráton Amazônico), BcPn (Bacia do Parnaíba), CrSF (Cráton São Francisco), BcPr (Bacia do Paraná), BcPc (Bacia dos Parecis), BcPt (Bacia do Pantanal) e ZT (Zona de Transição do manto). A linha tracejada em vermelho (Prof.

226 km) indica os limites da zona de sutura entre os blocos cratônicos. Os círculos vermelhos representam os epicentros dos sismos com magnitude a partir de 3,0, ocorridos entre 01/01/1980 e 26/07/2021, extraídos do catálogo do IAG-USP (Fonte: www.moho.iag.usp.br). A área delimitada pelo retângulo azul é a Faixa Sísmica Goiás-Tocantins (FSGT).....134

Figura 55. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob região da Província Mantiqueira e adjacências, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis A1-A1', B1-B1' e C1-C1' indicados em (a). As siglas designam: PrMq (Província Mantiqueira), PrTo (Província Tocantins), CrSF (Cráton São Francisco), BcPr (Bacia do Paraná), BcPc (Bacia dos Parecis), BcPt (Bacia do Pantanal), OAr (Orógeno Araçuaí) e ZT (Zona de Transição do manto). A linha tracejada em vermelho (Prof. 226 km) indica os limites litosféricos da PrMq.....136

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Valores de declinação magnética estimados utilizando o IGRF (D_{IGRF}), referentes aos dias de instalação do sismômetro e de correção de sua orientação. D_{Rel} é o valor da declinação informado no relatório de campo. As últimas 4 colunas apresentam um comparativo entre os valores de erro de orientação medidos com a bússola em campo, os estimados por este estudo e os estimados por Bianchi (2015).	85
Tabela 2. Tipos de erros de declinação que podem ter ocorrido na bússola utilizada para orientar os sismômetros de 14 estações. O “X” indica o tipo de erro identificado para a estação.....	88
Tabela 3. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede BL-USP da RSBR.....	158
Tabela 4. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede BR-UnB da RSBR.....	159
Tabela 5. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede NB-UFRN da RSBR.....	160
Tabela 6. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede ON-ON da RSBR.....	161
Tabela 7. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da rede OS-UnB.....	162
Tabela 8. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da rede XC-USP.....	163

1. INTRODUÇÃO

A partir de 1995, diversos trabalhos de Tomografia Sísmica foram desenvolvidos a fim de estudar a litosfera e o manto sob o Brasil. Contudo, por haver uma maior quantidade de estações nas regiões Centro-Oeste e Sudeste e, até 2011, não haver uma rede sismográfica de abrangência nacional, a maior parte das pesquisas nessa área foram realizadas em tais regiões.

O cenário começou a mudar em 2011, com o início da implantação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), um projeto financiado pela Petrobras e, posteriormente, mantido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em parceria com quatro instituições: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), Laboratório de Sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LabSis-UFRN) e Observatório Nacional do Rio de Janeiro (ON).

Até março de 2021, a RSBR contava com 93 estações instaladas em todo Brasil, com previsão de expansão, principalmente, na região amazônica. Essa rede tem como finalidade principal o monitoramento, de forma automatizada e em tempo real, da sismicidade do país. Os dados estão disponíveis de forma livre e gratuita e podem ser requisitados diretamente na página oficial da RSBR (rsbr.gov.br) (BIANCHI et al., 2018).

Diante do exposto, este trabalho é relevante por cobrir todo o território brasileiro, incluindo regiões que ainda não possuem estudos de Tomografia Sísmica com Ondas S. Este tipo de fase possui maior comprimento e, portanto, pode fornecer informações sobre anomalias de velocidade de maior escala que a Tomografia Sísmica com Ondas P. Além disso, as Ondas S são mais sensíveis a variações de temperatura na litosfera e no manto sublitosférico, possibilitando o mapeamento de crátons, paleocontinentes e regiões com maior fluxo de calor.

A aplicação do método de Múltiplas Frequências (DAHLEN; HUNG; NOLET, 2000; NOLET, 2008) e a inclusão de novos dados também poderão trazer contribuições importantes, como a geração de mapas tomográficos com maior resolução em comparação com trabalhos baseados na Teoria Geométrica do Raio (VANDECAR; JAMES; ASSUMPÇÃO, 1995). A melhoria na resolução, por sua vez,

poderá auxiliar na definição dos limites litosféricos das províncias estruturais brasileiras, assim como na correlação das anomalias de velocidade com a compartimentação tectônica dos crátons.

Dessa forma, o objetivo geral é aplicar o método Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências com Ondas S para a obtenção de modelos, com maior resolução espacial, das anomalias de velocidade presentes na litosfera e no manto sublitosférico sob o Brasil, cobrindo regiões ainda não estudadas por esse método. Já os objetivos específicos são: verificar a orientação das estações a fim de corrigir eventuais erros que possam comprometer a qualidade dos dados utilizados na Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências; comparar os modelos obtidos com os de trabalhos disponíveis na literatura e interpretá-los no contexto da evolução geotectônica das Províncias Estruturais brasileiras e da Plataforma Sul-Americana.

A tese está estruturada em oito capítulos e 3 apêndices. O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica que se concentra no histórico da Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo no mundo e no Brasil. O Capítulo 3 apresenta uma caracterização geológica da Plataforma Sul-Americana e das Províncias Estruturais brasileiras. No Capítulo 4, são apresentadas informações técnicas a respeito dos dados e das estações sismográficas utilizadas neste estudo. No Capítulo 5, há uma descrição teórica da Análise do Movimento de Partícula das Ondas P e da Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências com Ondas S. No Capítulo 7, são realizadas discussões acerca das implicações geotectônicas dos modelos tomográficos. Por fim, no Capítulo 8, são apresentadas as conclusões gerais do trabalho.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Um breve histórico da Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo

2.1.1 No mundo

A era da Tomografia Sísmica foi inaugurada com a apresentação do trabalho de Aki et al. (1974) no encontro anual da AGU (*American Geophysical Union*). Desde então, esse método se tornou uma ferramenta fundamental para estudar a distribuição tridimensional das propriedades físicas que afetam a propagação das ondas sísmicas a fim de melhor compreender a estrutura e a dinâmica do interior da Terra (NOLET, 2008; RAWLINSON; POZGAY; FISHWICK, 2010; THURBER; RITSEMA, 2015).

A década de 1970 foi bastante prolífica, com a publicação de uma série de artigos de tomografia local (e.g. AKI; LEE, 1976; ELLSWORTH; KOYANAGI, 1977), regional (e.g. AKI, 1977; AKI; CHRISTOFFERSSON; HUSEBYE, 1976, 1977; HIRAHARA, 1977; MENKE, 1977; ROMANOWICZ, 1979, 1980; TAYLOR; TOKSÖZ, 1979) e global (e.g. DZIEWONSKI; HAGER; O'CONNELL, 1977). Esses trabalhos, em especial os de Aki e colaboradores, influenciaram toda a pesquisa em Tomografia Sísmica realizada nas décadas seguintes.

O termo “Tomografia Sísmica”, contudo, não foi cunhado por Aki et al. (1974). Segundo Thurber e Ritsema (2015), esse termo foi utilizado, pela primeira vez, por Reagan (1978), embora este se refira a um documento do JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) sobre uma reconstrução tomográfica de dados sísmicos de poços (JPL, 1976). Fora do campo da Sismologia de Exploração, o primeiro trabalho utilizando o termo “tomografia” foi o de Clayton e Hearn (1982), mas sua popularização só ocorreu após a publicação do artigo de Anderson e Dziewonski (1984) na revista *Scientific American*.

Apesar de o pioneirismo estar, quase sempre, associado aos trabalhos de Aki, Dziewonski e seus colaboradores, dois estudos publicados em 1971 e 1972 apresentaram resultados de um método que também se enquadra no conceito de Tomografia Sísmica. Bois et al. (1971, 1972) imagearam a estrutura de velocidade

de uma seção bidimensional entre dois poços de petróleo, localizados no campo de Laqc, sudeste da França, por meio da inversão dos tempos de percurso das ondas sísmicas geradas por detonações de pequenas cargas explosivas.

De forma genérica, pode-se argumentar que a Tomografia Sísmica implica em imageamento tridimensional e, por conseguinte, não se pode creditar o pioneirismo a Bois et al. (1971, 1972). Todavia, não há diferença, em termos da teoria subjacente, entre esses dois trabalhos e os de Aki e colaboradores, publicados na década de 1970 (RAWLINSON; POZGAY; FISHWICK, 2010).

É importante destacar que o campo da Tomografia Sísmica surgiu, sobretudo, graças aos avanços matemáticos obtidos em anos anteriores. A base matemática da tomografia é atribuída a Johann Radon (1887-1956) (THURBER; RITSEMA, 2015), mas foram Phillips (1962), Tikhonov (1963), Backus e Gilbert (1967, 1968, 1970), Jackson (1972) e Wiggins (1972) os responsáveis pelo desenvolvimento da Teoria da Inversão Geofísica, que forneceu as ferramentas matemáticas necessárias para lidar com a natureza indeterminada dos problemas geofísicos.

O campo da Tomografia Sísmica também se beneficiou enormemente do desenvolvimento de instrumentos cada vez mais sensíveis, do aumento progressivo do poder computacional e do interesse dos governos em monitorar testes nucleares durante a Guerra Fria. Tal interesse impulsionou a instalação de arranjos sismográficos ao redor do mundo, como o LASA (*Large Aperture Array*), a WWSSN (*World-Wide Standardized Seismograph Network*) e o NORSAR (*Norwegian Seismic Array*), responsáveis pela produção de dados valiosos para os primeiros estudos de tomografia (NOLET, 2008).

Após o estabelecimento dos alicerces da Tomografia Sísmica nos anos de 1970, as décadas que se seguiram presenciaram o aperfeiçoamento e o desenvolvimento de técnicas para cada tipo de dados e escala. Em termos de Tomografia Telessísmica de Ondas de Corpo, foram realizados estudos importantes, que mapearam a estrutura da crosta e da litosfera em diversas partes do mundo, utilizando Ondas P (e.g. ACHAUER; THE KRISP TELESEISMIC WORKING GROUP, 1994; BENZ; ZANDT; OPPENHEIMER, 1992; GLAHN; GRANET, 1993; GRAEBER; HOUSEMAN; GREENHALGH, 2002; HUMPHREYS; CLAYTON, 1990; LEI; ZHAO, 2006; LIU; ZHAO, 2016; ONCESCU et al., 1984; RAWLINSON; KENNETT, 2008;

RAWLINSON; READING; KENNETT, 2006; SALTZER; HUMPHREYS, 1997) e Ondas S (e.g. GOES; GOVERS; VACHER, 2000; GRAND; VAN DER HILST; WIDIYANTORO, 1997; LIU; ZHAO, 2016; SUN et al., 2008; VASCO; JOHNSON, 1998; YAO; QUINTERO; ROBERTS, 1999). Atualmente, a maioria das técnicas tomográficas aplica inversões iterativas não lineares em conjunto com o traçamento de raios (*ray tracing*) ou rastreamento da frente de onda (*wavefront tracking*) (e.g. RAWLINSON; READING; KENNETT, 2006; STECK et al., 1998).

Até o fim da década de 1980, as técnicas tomográficas se baseavam na Teoria Geométrica do Raio, que possui validade somente quando o comprimento de onda é muito menor que as dimensões da heterogeneidade. De fato, a menos que a onda possua uma frequência infinita, o que é fisicamente impossível, o movimento real do solo registrado por um sismômetro terá uma dependência parcial do meio nos arredores do raio geométrico.

Na prática, se a finitude das frequências não for levada em consideração, mesmo em situações de distribuição homogênea de estações e de raios e aplicando uma regularização menos intensa, serão produzidas imagens borradas das anomalias de velocidade. Apesar de esse efeito já ser conhecido à época, limitações teóricas e computacionais dificultaram a busca por uma solução viável (RAWLINSON; POZGAY; FISHWICK, 2010).

Os primeiros estudos que levaram em consideração efeitos de frequências finitas foram publicados por Snieder (1988a, 1988b), em que foi aplicada a Teoria de Perturbações de Primeira Ordem (Teoria de Born) para incluir o espalhamento das ondas sísmicas. Esse método foi utilizado na inversão de amplitude e fase de Ondas de Superfície telessísmicas para reconstruir heterogeneidades laterais de velocidade sob a Europa e o Mar Mediterrâneo.

No contexto da Tomografia de Ondas de Corpo, a teoria dos *kernels* de sensibilidade de tempos de percurso e de formas de onda foi formulada por diversos pesquisadores (e.g. DAHLEN; HUNG; NOLET, 2000; FRIEDERICH, 1999; LI; ROMANOWICZ, 1995; LUO; SCHUSTER, 1991; MARQUERING; DAHLEN; NOLET, 1999; VASCO; MAJER, 1993; YOMOGIDA, 1992; ZAROLI, 2010; ZAROLI et al., 2014; ZAROLI; DEBAYLE; SAMBRIDGE, 2010; ZHAO; JORDAN; CHAPMAN, 2000). O formato de tais *kernels* se assemelha a uma banana e sua seção perpendicular, a

uma rosquinha. Por essa razão, Marquering passou a chamá-los de *Banana-Doughnut Kernels* (MARQUERING; DAHLEN; NOLET, 1999).

Inúmeros trabalhos consolidaram a teoria que fundamenta a Tomografia Sísmica de Frequências Finitas ou de Múltiplas Frequências, isto é, a que utiliza os *kernels* de sensibilidade em diferentes bandas de frequência ou *Kernels de Fréchet*, como passaram a ser formalmente chamados (e.g. BAIG; DAHLEN, 2004; DAHLEN; HUNG; NOLET, 2000; DE HOOP; VAN DER HILST, 2005; HUNG; DAHLEN; NOLET, 2000; MARQUERING; DAHLEN; NOLET, 1999; MARQUERING; NOLET; DAHLEN, 1998; NOLET, 2008; SIGLOCH, 2008; TIAN et al., 2007a, 2007b; VORONIN et al., 2014).

Uma das aplicações mais interessantes da Tomografia de Frequências Finitas foi a identificação e imageamento tridimensional de plumas mantélicas. Os trabalhos de Montelli (2004), Montelli et al. (2004), Montelli et al. (2006) e Nolet et al. (2019), por exemplo, reuniram evidências da presença de plumas sob as Ilhas de Ascensão, Açores, Canárias, Samoa, Taiti e Galápagos.

2.1.2 No Brasil

No Brasil, a pesquisa em tomografia sísmica se iniciou com o projeto BLSP (*Brazilian Lithosphere Seismic Project*), realizado por meio de uma colaboração entre o Instituto Carnegie de Washington (EUA) e o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP). A partir dos dados produzidos pelas estações sismográficas instaladas pelo BLSP, VanDecar, James e Assumpção (1995) produziram o primeiro estudo de Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo no país.

No trabalho de VanDecar, James e Assumpção (1995), foram utilizados tempos de percurso de Ondas P e S a fim de estudar a região que compreende parte da Bacia do Paraná, do Cráton São Francisco e das Faixas Ribeira (Província Mantiqueira) e Brasília (Província Tocantins). Os autores identificaram uma anomalia de baixa velocidade nessa região, interpretada como evidência de uma estrutura fóssil da Pluma de Tristão da Cunha na parte mais profunda do manto superior, que permaneceu fixa em relação ao continente acima, apesar do movimento das placas

litosféricas. Tal pluma teria sido responsável pelos derrames basálticos ocorridos na Bacia do Paraná, entre 137 e 127 Ma atrás.

Escalante (2002), utilizando Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P, investigou a estrutura da litosfera e do manto abaixo das regiões Sudeste e Centro-Oeste. Esse autor localizou uma anomalia de baixa velocidade sob a Bacia do Paraná, que corrobora a interpretação de VanDecar, James e Assumpção (1995) a respeito da existência de uma estrutura fóssil relacionada à Pluma de Tristão da Cunha. Além disso, identificou outra anomalia de baixa velocidade na região de Goiás, possivelmente relacionada ao conduto fóssil da Pluma de Trindade.

O trabalho de Schimmel, Assumpção e VanDecar (2003), também na região Sudeste, utilizou uma maior quantidade de estações, abrangendo uma área ligeiramente maior que a estudada por VanDecar, James e Assumpção (1995). Utilizando Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P e S, foram identificadas anomalias de alta velocidade indicando uma raiz entre 200 e 300 km de profundidade para o Cráton São Francisco. Essa raiz é considerada uma evidência da estabilidade do cráton, que sobreviveu aos eventos geodinâmicos e térmicos do passado. Os autores ainda encontraram uma anomalia de alta velocidade de Ondas S, interpretada como o núcleo cratônico da Bacia do Paraná. Ademais, tanto esse estudo quanto o de Rocha (2003) corroboraram a interpretação de VanDecar, James e Assumpção (1995) a respeito da estrutura fóssil da Pluma de Tristão da Cunha.

Assumpção et al. (2004) propuseram um modelo para correlacionar as anomalias de velocidade, obtidas por meio da Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P, com o padrão da sismicidade do Brasil. As anomalias de baixa velocidade foram interpretadas como locais onde o topo da astenosfera está mais próximo à superfície, fazendo com que a geotermia reduza a resistência do manto litosférico, dando condições para a concentração de esforços na crosta superior. Esta concentração, por sua vez, desempenha um papel importante na sismicidade observada nas bordas da Bacia do Paraná.

Rocha (2008) e Rocha, Schimmel e Assumpção (2011) estenderam o estudo de Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P e S para uma região que engloba a maior parte do Cráton São Francisco e da Bacia do Paraná e partes das Províncias Tocantins e Mantiqueira. As anomalias de alta velocidade, observadas

nos limites do Cráton São Francisco, suportam a hipótese de que este fazia parte de um bloco maior, a Placa São Franciscana. Ao analisar a sismicidade em conjunto com mapas tomográficos, Rocha e colaboradores ainda identificaram uma concentração de epicentros nos arredores das anomalias alta velocidade da Província Tocantins, interpretada como uma zona de sutura resultante da colisão dos blocos litosféricos São Francisco, Amazônico e Paranapanema. No interior das regiões com anomalias de baixa velocidade, também foi observada uma alta incidência de sismos. Por fim, os autores apresentaram um imageamento da subducção da Placa de Nazca e evidências de que as anomalias sísmicas teriam sua origem relacionada a uma componente composicional e não somente térmica.

Azevedo (2013) e Azevedo et al. (2015) empregaram a Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P na região do Brasil Central e adjacências. Os autores identificaram uma anomalia de baixa velocidade, interpretada como os limites entre as paleoplacas São Franciscana e Amazônica, corroborando assim, os resultados de Rocha (2008) e Rocha, Schimmel e Assumpção (2011). Além disso, encontraram indícios da existência de um núcleo cratônico na porção sul da Bacia do Parnaíba e correlacionaram as anomalias de baixa velocidade, observadas na Província Tocantins, com zonas de fraqueza litosféricas.

Rocha et al. (2016) forneceram evidências mais contundentes de que a maior ocorrência de sismos na região do Brasil Central possui relação com o afinamento litosférico na transição entre os paleocontinentes São Franciscano e Amazônico. Esse afinamento é indicado pela existência de anomalias de baixa velocidade das Ondas P, possivelmente ocasionadas pelo aumento da temperatura da litosfera. Um padrão contrário foi observado para anomalias de alta velocidade presentes na Bacia do Parnaíba, uma região menos ativa sismicamente que a Província Tocantins.

Azevedo (2017) aplicou a Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P para praticamente todo o território nacional. Devido à abrangência desse estudo, foi possível delimitar os Crátons São Francisco e Amazônico, além de corroborar a existência de blocos cratônicos nas bacias do Parnaíba e Paraná, indicados por anomalias de alta velocidade nas Ondas P. Também foi sugerido que as anomalias de alta velocidade no Cráton Amazônico estariam relacionadas a uma quilha

litosférica e, em grandes profundidades, à subducção da Placa de Nazca na região do Acre.

Assumpção et al. (2017) identificaram anomalias de baixa velocidade de Ondas P no Cráton São Francisco, associadas a intrusões alcalinas do Cretáceo Tardio na Província Ígnea do Alto Parnaíba, na região de transição entre o Cráton São Francisco e a Bacia do Paraná. Além disso, interpretaram as anomalias de alta velocidade no manto abaixo da Faixa Brasília como uma continuação do Cráton São Francisco sob essa região.

Simões Neto, Julià e Schimmel (2018) utilizaram a Tomografia Sísmica de Tempos de Percurso de Ondas P para investigar a estrutura de velocidade da litosfera e do manto sob a Província Borborema. Os resultados revelaram que uma anomalia de baixa velocidade, localizada próxima ao limite oeste do Planalto da Borborema, poderia estar relacionada ao fluxo lateral originado pela pluma da Província do Paraná. Além disso, a litosfera ao norte do Lineamento de Patos possui menor velocidade sísmica em comparação com a porção ao sul, corroborando o modelo de estiramento diferencial de Luz, Julià e Nascimento (2015).

Rocha et al. (2019a) fizeram uma proposta de delimitação do bloco paleocontinental São Francisco em profundidades litosféricas utilizando Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P. Os resultados sugeriram que tal paleocontinente se estende além dos limites superficialmente definidos para o Cráton São Francisco. Já as anomalias de baixa velocidade, na região central do cráton, indicam um afinamento litosférico ou uma zona de fraqueza, relacionada com o braço abortado de um aulacógeno. Ademais, os autores sugerem, com base na similaridade entre os resultados e os modelos sintéticos, que a raiz do Cráton São Francisco alcançaria uma profundidade de 250 km.

Por meio da Tomografia de Tempos de Percurso de Ondas P, Rocha et al. (2019b) imagearam a litosfera e o manto sob a região que compreende as Bacias do Pantanal, Paraná e Chaco-Paraná. Segundo os autores, as anomalias de alta velocidade observadas no centro da Bacia do Paraná seriam consistentes com a existência do Bloco Paranapanema, proposto por Mantovani e Brito Neves (2005). A correlação das anomalias de baixa velocidade, observadas abaixo da Bacia do Pantanal, com o histórico da sismicidade na região sugere uma concentração de

esforços na crosta superior devido à presença de uma capa litosférica adelgada. Também foi proposto que o bloco Rio Apa não se estenderia em direção ao norte, por baixo da Bacia do Pantanal, como proposto por Dragone et al. (2017).

Ao contrário dos trabalhos que utilizaram Tomografia de Tempo de Percurso de Ondas de Corpo baseada na Teoria Geométrica do Raio, Costa et al. (2020) aplicaram a Tomografia de Múltiplas Frequências de Ondas P para a região do Cráton Amazônico. Além de melhorar a resolução dos modelos anteriores para essa região, os autores correlacionaram as anomalias com os domínios tectônicos do Escudo Brasil Central e sugeriram que diversos sistemas minerais estariam associados às anomalias de alta velocidade presentes no cráton.

Affonso et al. (2021), também utilizando Tomografia de Múltiplas Frequências de Ondas P, imagearam a litosfera e o manto sob a Bacia do Paraná e regiões adjacentes, obtendo modelos com melhor resolução em comparação com trabalhos anteriores para a mesma região. Por meio da distribuição das anomalias de alta velocidade encontradas sob essa bacia, os autores delimitaram o Bloco Paranapanema e observaram anomalias de baixa velocidade que podem estar relacionadas à estrutura fóssil da Pluma de Tristão da Cunha, segundo a interpretação de VanDecar, James e Assumpção (1995). Duas anomalias de alta velocidade, uma à sudeste e outra ao sul da Bacia do Paraná, estariam relacionadas ao Cráton Luís Alves e ao Cráton Rio Apa, respectivamente. Já as anomalias de baixa velocidade ao sul deste cráton são consistentes com a Zona Sísmica do Paraguai, indicando uma concentração de esforços na crosta superior devido ao afinamento litosférico (ASSUMPÇÃO et al., 2004; ROCHA et al., 2016). O mesmo mecanismo seria responsável pela sismicidade registrada nas áreas com anomalias de baixa velocidade ao redor da Bacia do Paraná.

Portner et al. (2020) e Rodríguez et al. (2021) utilizaram Tomografia de Frequências Finitas de Ondas P e S, respectivamente, para imagear a subducção da Placa de Nazca. Embora o foco desses trabalhos tenha sido a região de subducção, foram produzidos mapas tomográficos para toda a América do Sul, de forma que é possível comparar com trabalhos anteriores que aplicaram tanto a Tomografia de Ondas de Corpo baseada na Teoria Geométrica do Raio quanto com aqueles que aplicaram a Tomografia de Frequências Finitas ou Múltiplas Frequências. Para o

Cráton Amazônico, por exemplo, os limites ao sul e à leste foram definidos por anomalias de baixa velocidade tanto de Ondas P quanto de Ondas S, corroborando, por exemplo, os resultados de Affonso et al. (2021), Azevedo (2017) e Costa et al. (2020).

Dentre os 17 trabalhos citados, em 15 foi utilizada a Tomografia Sísmica de Tempos de Percurso baseada na Teoria Geométrica do Raio, dos quais somente 4 empregaram Ondas S (ROCHA, 2008a; ROCHA; SCHIMMEL; ASSUMPÇÃO, 2011; SCHIMMEL; ASSUMPÇÃO; VANDECAR, 2003; VANDECAR; JAMES; ASSUMPÇÃO, 1995). Isso atesta a escassez de pesquisas com esse tipo de fase sísmica, reforçando a importância deste trabalho. Além disso, somente a partir de 2020, começaram a ser publicados artigos que empregaram Tomografia de Múltiplas Frequências para o Brasil (e.g. AFFONSO et al., 2021; COSTA et al., 2020).

Desde o primeiro trabalho de tomografia, a quantidade de estações instaladas no Brasil aumentou substancialmente, principalmente devido à implantação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). Esta rede não só permitiu a aplicação da tomografia em regiões sem estudos prévios, como o Cráton Amazônico, mas também a realização de trabalhos abrangentes e com melhor resolução. A Figura 1 apresenta a área de estudo e a quantidade de estações sismográficas utilizadas em cada trabalho de Tomografia de Ondas de Corpo realizado no Brasil desde 1995.

Pelo gráfico da Figura 1, observa-se um aumento substancial no número de estações sismográficas utilizadas nos estudos de Tomografia Sísmica no Brasil ao longo dos anos. Em grande parte, isso é consequência da instalação de novas estações permanentes e temporárias. Além disso, alguns autores realizaram compilações de dados provenientes de trabalhos anteriores e os processaram juntamente com os de novas estações a fim de produzir modelos tomográficos com maior resolução (e.g. AZEVEDO, 2017; COSTA et al., 2020; ROCHA et al., 2019a, 2019b).

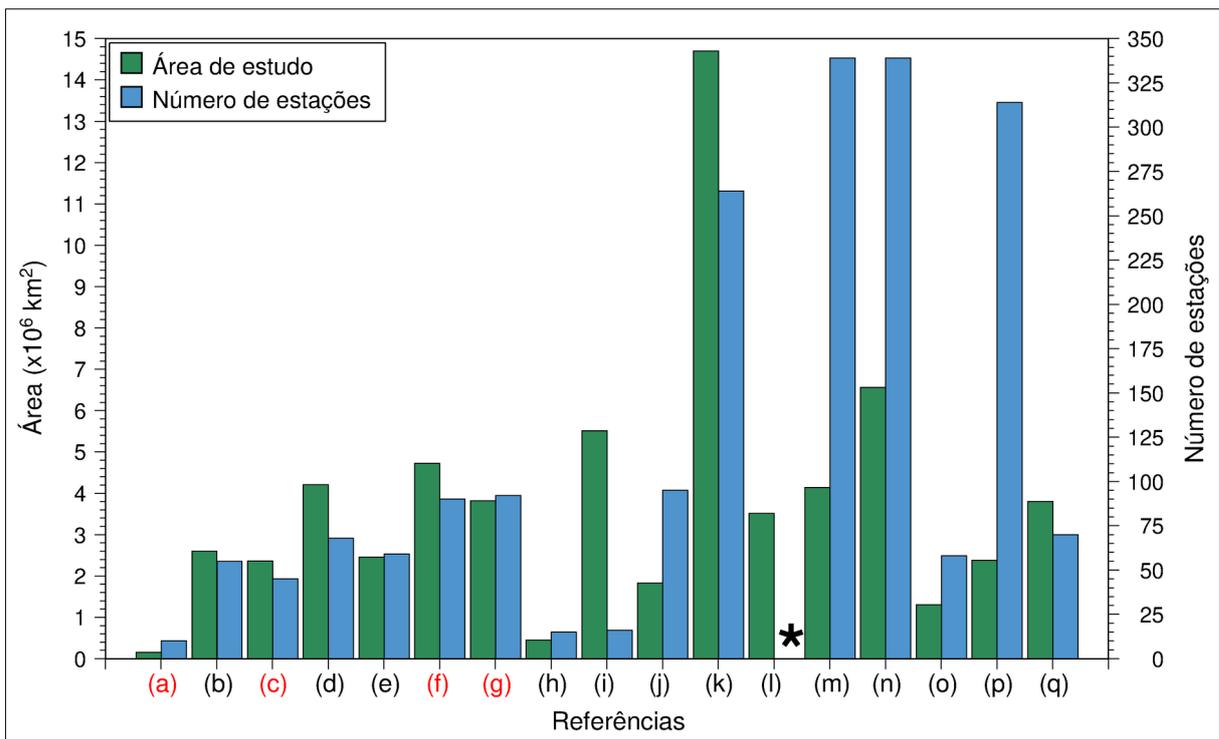


Figura 1. Área de estudo e número de estações utilizado em cada trabalho de Tomografia Sísmica de Ondas de Corpo realizado no Brasil: (a) VanDecar, James e Assumpção (1995); (b) Escalante (2002); (c) Schimmel, Assumpção e VanDecar (2003); (d) Rocha (2003); (e) Assumpção et al. (2004); (f) Rocha (2008); (g) Rocha et al. (2011); (h) Azevedo (2013); (i) Azevedo et al. (2015); (j) Rocha et al. (2016); (k) Azevedo (2017); (l) Assumpção et al. (2017); (m) Rocha et al. (2019a); (n) Rocha et al. (2019b); (o) Simões Neto, Juliã e Schimmel (2019); (p) Costa et al. (2020); (q) Affonso et al. (2021). O asterisco (*) indica que a referência não informou o número de estações. Os estudos que incluíram Ondas S são indicados em vermelho.

Em termos de abrangência territorial, a Figura 1 indica três trabalhos que geraram modelos tomográficos com áreas acima de 5.000.000 km²: (k) Azevedo (2017): 16.580.500 km²; (n) Rocha et al. (2019b): 6.863.830; km² e (i) Azevedo et al. (2015): 5.817.590 km². A Figura 2 mostra a localização das regiões de estudo de cada uma das referências apresentadas na Figura 1.

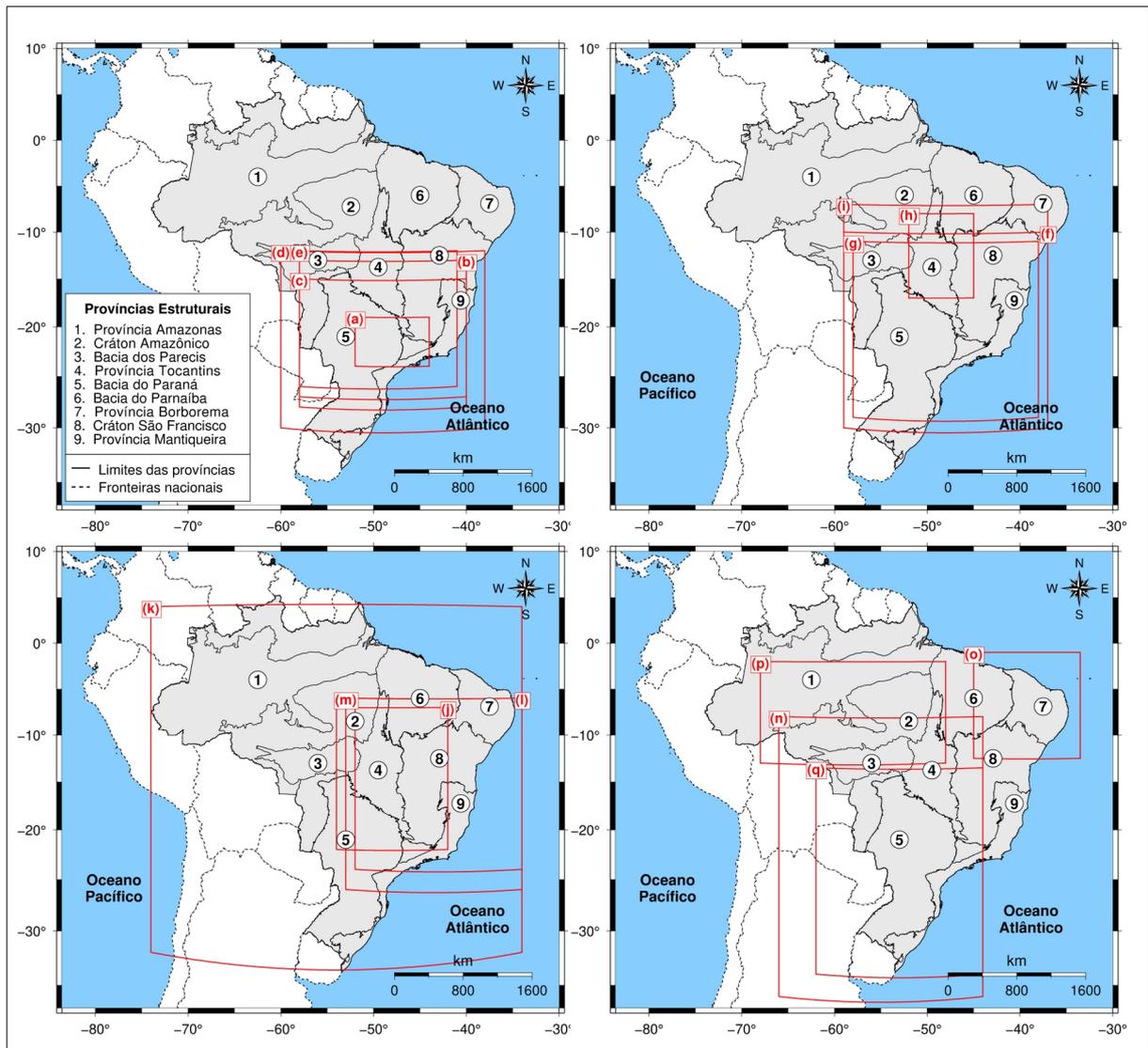


Figura 2. Localização da área de estudo de cada trabalho (em vermelho): (a) VanDecar, James e Assumpção (1995); (b) Escalante (2002); (c) Schimmel, Assumpção e VanDecar (2003); (d) Rocha (2003); (e) Assumpção et al. (2004); (f) Rocha (2008); (g) Rocha et al. (2011); (h) Azevedo (2013); (i) Azevedo et al. (2015); (j) Rocha et al. (2016); (k) Azevedo (2017); (l) Assumpção et al. (2017); (m) Rocha et al. (2019a); (n) Rocha et al. (2019b); (o) Simões Neto et al. (2019); (p) Costa et al. (2020); (q) Affonso et al. (2021).

3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE ESTUDO

3.1 Plataforma Sul-Americana

O território brasileiro está inserido no contexto da Plataforma Sul-Americana (Figura 3a), definida como a região continental estável que não foi intensamente afetada pelos processos orogênicos dos Andes e Caribe (Eras Mesozoica e Cenozoica). Em termos geofísicos, a plataforma pode ser caracterizada como uma porção litosférica com grande espessura, baixa sismicidade e baixos gradientes térmico e fluxo de calor (ALMEIDA; BRITO NEVES; DAL RÉ CARNEIRO, 2000).

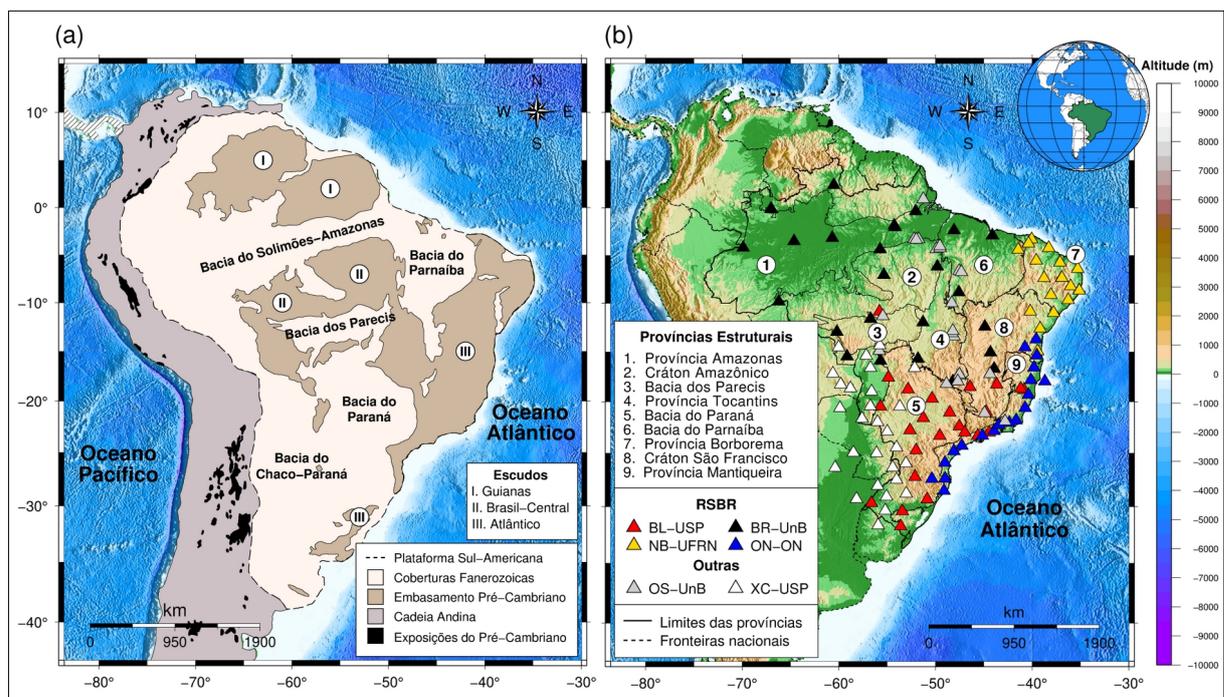


Figura 3. (a) Plataforma Sul-Americana com a indicação do Embasamento Pré-Cambriano e das Coberturas Fanerozoicas. (b) Províncias Estruturais brasileiras segundo a classificação de Almeida et al. (2000) e Schobbenhaus e Brito Neves (2003). Os triângulos representam as estações sísmográficas e as cores, as sub-redes.

A formação da plataforma ocorreu por meio da colisão de núcleos litosféricos (crátons) arqueanos e proterozoicos durante três eventos orogênicos principais: Transamazônico/Eburneano (2,2 a 1,8 Ga), Mesoproterozoico Tardio (1,3 a 0,95 Ga) e Brasiliano/Pan-Africano (0,9 a 0,5 Ga). Neste último, ocorreu a geração dos sistemas orogênicos Mantiqueira, Tocantins e Borborema, com a intervenção dos

crátons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari, por meio do fechamento dos oceanos Adamastor, Goiás e Borborema (Figura 4). Esse evento é considerado o principal responsável pelo padrão global de componentes tectônicos e pela formação do quadro estrutural na época em que a plataforma fazia parte do supercontinente Gondwana (ALMEIDA; BRITO NEVES; DAL RÉ CARNEIRO, 2000; HASUI, 2010).

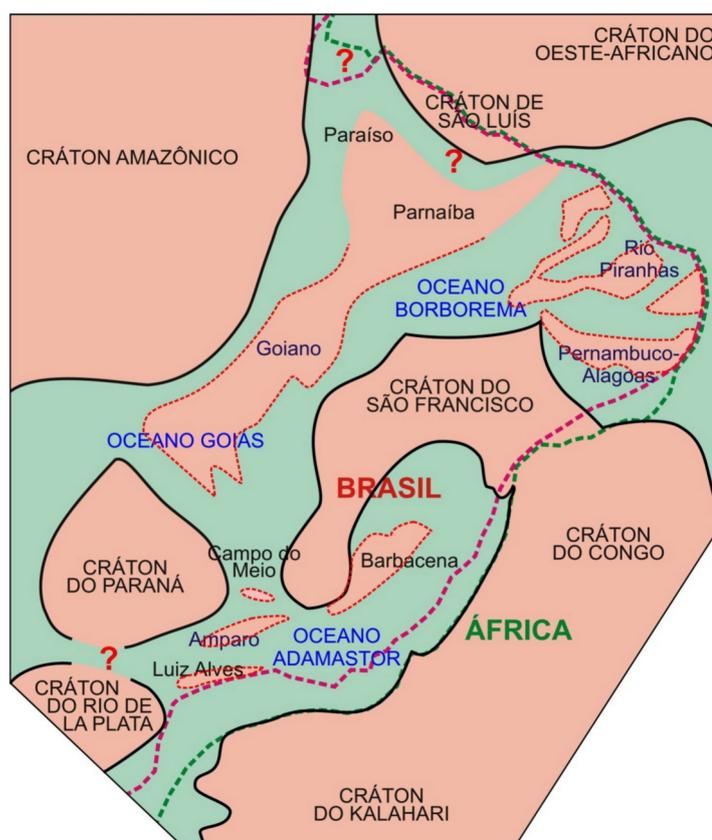


Figura 4. Fechamento oceânico durante o Ciclo Brasiliano/Pan Africano com a indicação das principais massas continentais (crátons) e microcontinentes ou maços. Fonte: Hasui, 2010 (p. 146).

A estabilização do embasamento da Plataforma Sul-Americana se iniciou no Ordoviciano e sua individualização foi concluída no Mesozoico. Durante o Fanerozoico, as estruturas presentes antes do Ordoviciano forneceram as condições deposicionais para o desenvolvimento de coberturas sedimentares de todos os tipos. Dentre elas, destacam-se as grandes bacias do Solimões-Amazonas, do Parnaíba, dos Parecis, do Paraná e do Chaco-Paraná (Figura 3a) (ALMEIDA; BRITO NEVES; DAL RÉ CARNEIRO, 2000).

3.2 Províncias Estruturais

A geologia do Brasil é constituída por nove grandes províncias estruturais continentais (Figura 3b): Província Amazonas, Cráton Amazônico, Bacia dos Parecis, Província Tocantins, Bacia do Paraná, Bacia do Parnaíba, Província Borborema, Cráton São Francisco e Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981; DE ALMEIDA et al., 1977).

Os limites dessas províncias foram definidos com base em características geológicas, como falhas e zonas de falhas, frentes metamórficos, zonas de antepaís e limites erosionais de áreas sedimentares. Tais limites, contudo, nem sempre são bem definidos e, em certos casos, foram estabelecidos de forma arbitrária devido a lacunas no conhecimento atual (SCHOBENHAUS; NEVES, 2003).

3.2.1 Província Amazonas

A Província Amazonas (Figura 3b, 1) é uma grande região sedimentar localizada no interior do Cráton Amazônico, sendo formada, principalmente, por duas grandes bacias, a do Solimões e a do Amazonas, e pela Bacia do Acre, menor e mais a oeste. Segundo Milani e Thomaz Filho (2000), o embasamento de tais bacias é constituído por rochas do Cráton Amazônico.

A Bacia do Amazonas abrange uma área de aproximadamente 515.000 km², com limites demarcados, a leste, pela Bacia do Marajó (Arco de Gurupá) e, a oeste, pela Bacia do Solimões (Arco de Purus). Embora ainda seja discutida a sua origem, acredita-se que tenha se formado devido à dispersão de esforços no fim do Ciclo Brasileiro, pontuado por episódios de orogenia e sedimentação, criando um aporte com até 5.000 m de espessura (CUNHA; MELO; SILVA, 2007; SANTOS, 2003).

A Bacia do Solimões é comparável em dimensões à Bacia do Amazonas, possuindo cerca de 500.000 km², com limites demarcados, a leste, pela Bacia do Amazonas (Arco de Purus), e a oeste, pela Bacia do Acre (Arco de Iquitos). O aporte sedimentar da Bacia do Solimões é dividido por discordâncias acentuadas, que formam seis supersequências: Ordoviciano, Siluro-Devoniano, Devoniano-

Carbonífera, Carbonífero-Permiana, Cretácea e Terciária (EIRAS et al., 1994; SILVA et al., 2003).

A Bacia do Acre abrange uma área de aproximadamente 150.000 km², com o limite leste demarcado pelo Arco de Iquitos, que a separa da Bacia do Solimões. Trata-se da única região brasileira influenciada diretamente pelos processos tectônicos andinos, responsáveis pela geração de falhas reversas, e corresponde à parte mais distal das bacias subandinas do oriente peruano, cuja idade compreende o intervalo do Cretáceo ao Plioceno. Os sedimentos podem alcançar profundidades de 6.000 m, formando quatro supersequências: Carbonífero-Permiana, Jurássica, Cretácea e Terciária (CUNHA, 2007; FEIJÓ; SOUZA, 1994; OLIVEIRA, 1994).

3.2.2 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Figura 3b, 2) é uma das maiores regiões pré-cambrianas do mundo, abrangendo uma área de aproximadamente 5,6 milhões de km², dos quais 4,4 milhões de km² se encontram em território nacional (SANTOS, 2003; TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

A compartimentação do Cráton Amazônico é dada por dois modelos principais: o Geocronológico e o Geofísico-Estrutural. O primeiro subdivide o cráton em oito províncias: Carajás (3,10 a 2,53 Ga), Amazônia Central (2,60 a 1,70 Ga), Transamazonas (2,25 a 2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10 a 1,87 Ga), Rio Negro (1,86 a 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,81 a 1,52 Ga), Sunsás (1,45 a 0,99 Ga) e as Coberturas Fanerozoicas. O segundo, com base nos mapas gravimétrico da América do Sul e magnético do Brasil, considera que o cráton se formou por meio da aglutinação de doze blocos ou paleoplacas arqueanas, com margens delimitadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento (SANTOS, 2003; SANTOS et al., 2000).

3.2.3 Bacia dos Parecis

A Bacia dos Parecis (Figura 3b, 3) é uma das maiores bacias intracratônicas em território brasileiro, compreendendo uma área de, aproximadamente, 500.000 km². Suas rochas estão assentadas sobre o Cráton Amazônico, com um aporte que

pode alcançar 6.000 m de profundidade, composto, basicamente, por sedimentos paleozóicos, mesozóicos e cenozóicos, essencialmente siliciclásticos (BAHIA et al., 2007).

A formação dessa bacia ocorreu por meio de dois processos extensionais ocorridos no Paleozoico e no Mesozoico. O primeiro gerou um sistema de riftes intracontinentais e o segundo está relacionado à dispersão do supercontinente Gondwana e à separação entre América do Sul e África. Este último foi responsável pelos derrames basálticos na região (PEDREIRA; BAHIA, 2004; SILVA et al., 2003).

3.2.4 Província Tocantins

A Província Tocantins (Figura 3b, 4) é um sistema orogênico localizado na região central do país, cuja origem está relacionada à colisão de três grandes blocos continentais no Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Figura 4): o Cráton Amazônico, o Cráton São Francisco e o Cráton Paranapanema (DELGADO et al., 2003).

Essa província é constituída, principalmente, por três cinturões de dobras e empurrões conhecidos como Faixas Paraguai, Araguaia e Brasília. As duas primeiras se estendem ao longo das margens orientais do Cráton Amazônico e a última bordejia a região oeste do Cráton São Francisco, tida como uma região de sutura entre os blocos cratônicos (FUCK et al., 2014).

3.2.5 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (Figura 3b, 5) é uma grande bacia sedimentar intracratônica com, aproximadamente, 1,5 milhão de km², abrangendo partes do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai. Desse total, cerca de 1,05 milhão de km² encontram-se em território nacional. Essa bacia possui tendência NNE-SSW e seu substrato é composto por blocos cratônicos separados por faixas móveis brasileiras. Dentre eles, destaca-se o Bloco Litosférico Paranapanema, cuja existência foi inferida por meio de métodos geofísicos (AFFONSO et al., 2021; MANTOVANI; BRITO NEVES, 2005; MILANI; ZALÁN, 1999; ROCHA et al., 2019b; SILVA et al., 2003).

A formação da Bacia do Paraná teve início no Ordoviciano, sendo interrompido no período Cretáceo, com a ocorrência de magmatismo toleítico de Serra Geral. Essa bacia é composta por três áreas de sedimentação, separadas por profundas discordâncias: Bacia do Paraná propriamente dita, Bacia Serra Geral e Bacia Bauru. O depocentro da Bacia do Paraná pode atingir 7.000 m de profundidade e seu embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas com idades entre o Proterozoico Superior e o Paleozoico Inferior, que corresponde ao Ciclo Brasileiro (MILANI; RAMOS, 1998; MILANI; ZALÁN, 1999; SILVA et al., 2003).

3.2.6 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba (Figura 3b, 6) é uma das grandes bacias intracratônicas brasileiras, abrangendo uma área com mais de 600.000 km² e espessura de cerca de 3.500 m. Sua origem está associada a deformações e eventos térmicos brasileiros e seu desenvolvimento ocorreu sobre um embasamento continental durante a estabilização da Plataforma Sul-Americana (VAZ et al., 2007).

O substrato da Bacia do Parnaíba consiste em maciços arqueanos, crátons sinbrasilianos e cinturões orogênicos brasileiros, com a presença de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, com idades variando do Arqueano ao Ordoviciano, predominantemente proterozoicas e paleozoicas, relacionadas à época de consolidação da plataforma (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; NUNES, 1993; VAZ et al., 2007).

3.2.7 Província Borborema

A Província Borborema (Figura 3b, 7) abrange uma área com cerca de 450.000 km², sendo delimitada pela Bacia do Parnaíba (a oeste), pela Planície Costeira e Margem Continental (ao norte e a leste) e pelo Cráton São Francisco (ao sul). Essa província é constituída por um mosaico de cinturões de dobramentos metassedimentares e maciços separados por um complexo sistema de zonas de cisalhamento crustais (ALMEIDA et al., 1981; SOUZA et al., 2016).

Ganade de Araújo, Weinberg e Cordani (2014) propuseram um modelo bicolisional para o desenvolvimento dessa província, durante um processo que durou de 620 a 570 Ma (fim do Ciclo Brasileiro). A primeira colisão ocorreu entre a porção norte do Bloco Borborema e o Bloco Parnaíba, com o fechamento do Oceano Goiás-Farusiano, gerando o Orógeno Gondwana Ocidental. A segunda colisão ocorreu entre o Cráton São Francisco-Congo e a parte sul do Bloco Borborema, ocasionando o fechamento do Oceano Sergipe-Oubanguides e gerando o Orógeno Sergipano. Ambas colisões foram responsáveis pelo surgimento das extensas zonas de cisalhamento encontradas na região.

3.2.8 Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (Figura 3b, 8) é uma extensa área delimitada pelas províncias Tocantins (à oeste), Mantiqueira (à leste) e Borborema (ao norte). O cráton é formado por diversos blocos arqueanos e paleoproterozoicos rodeados por cinturões orogênicos ou zonas de suturas do Ciclo Brasileiro (Figura 4). Ao longo da costa leste brasileira, suas fronteiras são demarcadas por bacias da margem passiva do Cretáceo, desenvolvidas na ponte cratônica que ligava os blocos do São Francisco e do Congo (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012; D'AGRELLA-FILHO; CORDANI, 2017).

A formação do Cráton São Francisco ocorreu de forma semelhante à dos demais crátons da Plataforma Sul-Americana: porções interiores de placas estáveis se amalgamaram, ao final do Neoproterozoico, por meio de colisões diacrônicas que formaram a porção ocidental do continente Gondwana (ALKMIM, 2004).

A maior parte do interior do Cráton São Francisco é coberta por unidades pré-cambrianas e fanerozoicas, compreendendo três grandes unidades morfotectônicas: a Bacia do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim e uma grande parte do Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Outros domínios que completam o quadro geológico são as bacias neoproterozoicas de antepaís do Rio Pardo e da Faixa Sergipana (ALKMIM, 2004).

3.2.9 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (Figura 3b, 9) localiza-se à leste do Cráton São Francisco e da Bacia do Paraná e se estende por mais de 3.000 km com orientação NNE-SSW ao longo da costa, desde o Uruguai até o sul da Bahia, totalizando uma área de cerca de 700.000 km². Essa província representa um sistema neoproterozoico de alta complexidade estrutural, constituído pelos Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona entre os Orógenos Brasília e Ribeira (ALMEIDA et al., 1981; HEILBRON et al., 2004).

Seu desenvolvimento é consequência da amalgamação do continente Gondwana Central durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. A orogenia do Proterozoico ocorreu concomitantemente ao desaparecimento dos oceanos Goiás e Adamastor, situados à oeste e à leste do Paleocontinente São Francisco, respectivamente (Figura 4). Outros processos diacrônicos, como a subducção que gerou arcos magmáticos, e as colisões arco-continente e continentais são responsáveis pelos padrões geoestruturais atuais (HEILBRON et al., 2004).

4. DADOS

Foram utilizados dados de 141 estações (Figura 3b), das quais 90 pertencem à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), 28 à Rede de Estudos Estruturais do Pantanal, Chaco e Paraná (XC-USP) e 23 ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OS-UnB). Os dados de todas as estações foram copiados do servidor do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), via protocolo *ArcLink*, utilizando o pacote de programas ObsPy (BEYREUTHER et al., 2010).

Na etapa de verificação de orientação dos sismômetros das estações (Seção 6.1), foram utilizados dados do período de 06/03/2000 a 04/05/2020. Já na Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (Seção 6.2), foram utilizados dados do período de 05/01/2012 a 28/01/2020.

As informações de localização de cada estação, assim como o modelo, a banda de frequência e o período de funcionamento dos sismômetros estão compilados nas Tabelas 3 a 8 do APÊNDICE A.

4.1 Rede Sismográfica Brasileira (RSBR)

A implantação da RSBR (Figura 3b) foi iniciada em 2011 por meio de um consórcio firmado entre quatro instituições de pesquisa brasileiras: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), Laboratório de Sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LabSis-UFRN) e Observatório Nacional do Rio de Janeiro (ON). Tal consórcio foi, inicialmente, financiado pela Petrobras e, posteriormente, pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) (BIANCHI et al., 2018). Hoje, contudo, somente as quatro instituições de pesquisa mencionadas estão mantendo a RSBR.

Atualmente, a RSBR disponibiliza dados de 93 estações, a maioria de banda-larga (120 s a 50 Hz) (Tabelas 3 a 6 do APÊNDICE A). Cada instituição é responsável por manter um dos nós da rede (Figura 3b): BL-USP (26 estações), BR-UnB (26 estações), NB-UFRN (20 estações) e ON-ON (21 estações). A sub-rede BL-

USP possui estações distribuídas, principalmente, nas regiões Sudeste e Sul. A maior parte das estações da sub-rede BR-UnB está localizada nas regiões Norte e Centro-Oeste. A sub-rede NB-UFRN possui estações instaladas no Nordeste e a sub-rede ON-ON possui estações instaladas, em sua maioria, ao longo do litoral, partindo da Bahia até Santa Catarina (RSBR, 2021).

A RSBR também funciona como uma plataforma para agregar estações de outros projetos e, por isso, foi possível baixar dados anteriores ao início de sua operação. Os dados produzidos pela RSBR são abertos e se encontram disponíveis gratuitamente por meio de requisição diretamente na página da rede na internet (rsbr.org.br) ou por meio dos protocolos *ArcLink* e *SeedLink* (BEHR et al., 2016), dos quais os endereços de acesso podem ser encontrados em Bianchi et al. (2018).

Para fins de controle de qualidade, foram utilizadas somente estações em que foi possível estimar o erro de orientação dos sismômetros. Por isso, das 93 estações, 3 foram descartadas após essa análise.

4.2 Rede de Estudos Estruturais do Pantanal, Chaco e Paraná (XC-USP)

A rede XC-USP (Figura 3b) faz parte do Projeto Temático “As Bacias do Pantanal, Chaco e Paraná (PCPB): Evolução e Estrutura Sísmica da Crosta e Manto Superior”, financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2013/24215-6.

No âmbito desse projeto, foram instaladas 39 estações temporárias de banda larga (120 s a 50/150 Hz) na região das bacias sedimentares do Pantanal, Chaco e Paraná. Os dados ainda não se encontram em domínio público e foram disponibilizados devido à participação do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília na instalação e manutenção das estações.

Do total, somente 28 estações possuíam dados disponíveis no momento em que foi iniciada a seleção dos eventos para a verificação de orientação dos sismômetros (Tabela 8, APÊNDICE A). Dessa forma, os dados das últimas coletas não foram incluídos no processamento da Tomografia Sísmica.

4.3 Rede do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OS-UnB)

A rede OS-UnB tem como finalidade principal o monitoramento da Sismicidade Induzida por Reservatórios (SIR) na área de influência de diversas barragens de usinas hidrelétricas do Brasil. Suas estações fazem parte de projetos específicos realizados por meio de convênios com empresas do setor energético e, por isso, os dados não são abertos e foram disponibilizados para fins de pesquisa no âmbito dos projetos coordenados pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB).

Encontravam-se disponíveis os dados de 29 estações de período curto (1 s a 100 Hz) e intermediário (30 s a 100 Hz), que foram copiados via protocolo *ArcLink* (Tabela 8, APÊNDICE A). Entretanto, dados de 6 estações foram descartados, pois não foi possível estimar o erro de orientação dos seus sismômetros.

5. MÉTODOS

Este trabalho foi realizado, basicamente, em três etapas: (i) seleção dos dados das estações sismográficas; (ii) controle de qualidade dos dados por meio da Análise do Movimento de Partícula das Ondas P; (iii) aplicação da Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências de Ondas S.

Na etapa de controle de qualidade, foi verificada a orientação, em relação ao Norte Geográfico, dos sismômetros instalados nas estações. Tal verificação foi necessária, pois a Tomografia de Ondas S necessita que os sismogramas das componentes horizontais sejam rotacionados do sistema NE (Norte-Sul e Leste-Oeste) para o sistema RT (Radial e Tangencial).

Por ser uma onda transversal, a chegada da Onda S fica mais evidente na componente Tangencial e, em caso de erro de orientação, o procedimento de rotação deixará a fase S com menor relação sinal/ruído, o que poderá ocasionar o descarte de eventos durante a obtenção dos resíduos de tempo utilizando correlação cruzada das formas de onda.

5.1 Movimento de Partícula de Ondas P telessísmicas

O movimento de partícula é definido como o padrão de propagação tridimensional das ondas sísmicas pelo interior da Terra (Ondas P e S) ou pela sua superfície (Ondas Rayleigh e Love). Quando uma Onda P se propaga em um meio com camadas isotrópicas e homogêneas, o movimento de partícula é linear e polarizado na direção do percurso do raio. Por essa razão, é possível decompor o vetor de chegada da Onda P nas componentes horizontais, Norte-Sul (NS) e Leste-Oeste (LO), de acordo com a amplitude e polaridade de chegada dessa fase em cada componente (BORMANN; ENGDAHL; KIND, 2012).

A amplitude de chegada das Ondas P nas componentes horizontais do sismograma indica o deslocamento máximo do movimento de partícula, enquanto sua polaridade (positiva ou negativa) é consequência do mecanismo de fonte e da localização da estação em relação à falha. A partir dessas informações, é possível estimar o azimute reverso (θ_{MPP}), definido como o ângulo da projeção do raio sísmico

que conecta a fonte (sismo) ao receptor (estação) ao longo da superfície da Terra (HAVSKOV; BORMANN; SCHWEITZER, 2012; WANG et al., 2016).

A amplitude de chegada da Onda P, em velocidade ou deslocamento, indica a magnitude do vetor e a polaridade, o sentido desse vetor em cada componente. Como referência, utiliza-se positivo para Norte e Leste e negativo para Sul e Oeste. O valor de θ_{MPP} do vetor resultante é dado pelo arco cuja tangente é igual à razão das amplitudes de chegada da Onda P nas componentes horizontais (A_{LO} e A_{NS}), de acordo com a Equação 1 e o método descrito na Figura 5.

$$\theta_{MPP} = \arctg \frac{A_{LO}}{A_{NS}}. \quad (1)$$

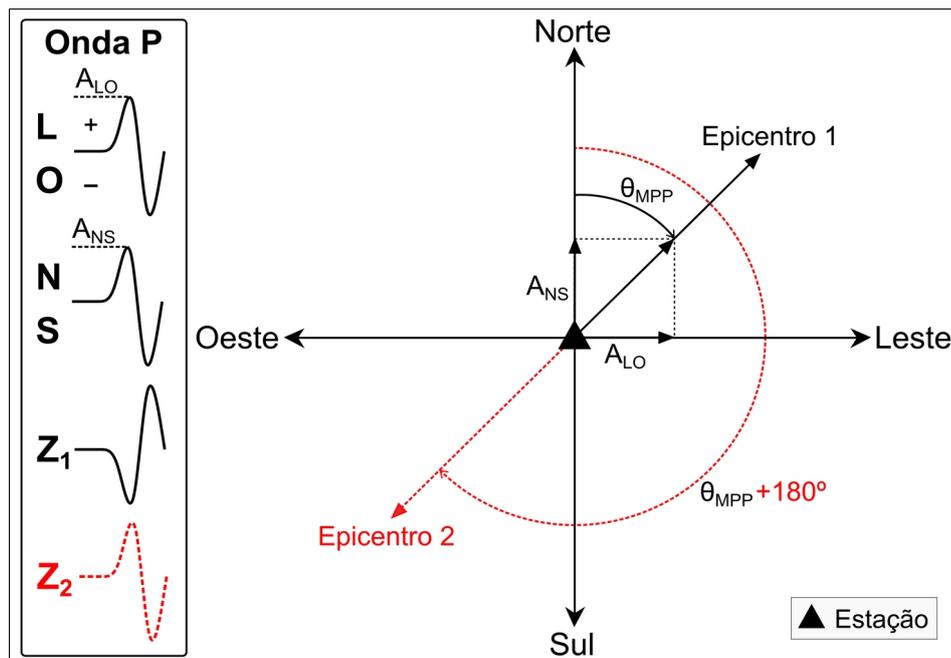


Figura 5. Determinação do azimute reverso utilizando o Movimento de Partícula das Ondas P (θ_{MPP}). A primeira chegada da Onda P, nas três componentes do sismograma, é indicada no retângulo à esquerda.

O azimute reverso do vetor resultante indica a direção de chegada das Ondas P, mas não o sentido que aponta para o epicentro, ou seja, há uma ambiguidade de 180° no método. Para solucioná-la, é necessário considerar que a Onda P vibra na mesma direção em que se propaga (polarização) e que sua polaridade na componente vertical (Z) indica se a onda é compressional ou dilatacional. Conforme

o exemplo da Figura 5, se a chegada for negativa (onda dilatacional), a estação será puxada no sentido do Epicentro 1 (θ_{MPP}). Se for positiva (onda compressional), para que o vetor resultante seja o mesmo, a Onda P empurrará a estação no sentido do Epicentro 2 ($\theta_{MPP} + 180^\circ$) (HAVSKOV; BORMANN; SCHWEITZER, 2012).

O exemplo da Figura 5 ilustra um caso ideal, em que a polaridade da Onda P é clara, isto é, possui uma alta razão sinal/ruído. Contudo, quando se trata de dados reais, nem sempre é possível obter sismogramas tão claros. Por essa razão, foram selecionados eventos em que a chegada da Onda P possuía uma amplitude pico-a-pico, em uma das horizontais e na vertical, com aproximadamente o dobro da raiz média quadrática (RMS – *Root Mean Square*) da amplitude de uma janela de 15 segundos do ruído anterior à chegada.

Utilizando a Equação 1 para estimar θ_{MPP} e o azimute reverso teórico θ_T , foi calculado o desvio azimutal $\Delta\theta$, segundo a Equação 2:

$$\Delta\theta = \theta_T - \theta_{MPP}. \quad (2)$$

Se $\Delta\theta > 0$, o desvio azimutal ocorre no sentido horário (+) e, se $\Delta\theta < 0$, o desvio ocorre no sentido anti-horário (-) em relação ao Norte Geográfico. θ_T foi calculado a partir das coordenadas das estações e dos epicentros. Essa convenção foi escolhida por ser padrão da ferramenta de análise de movimento de partícula do programa utilizado.

O azimute teórico é estimado a partir das coordenadas da estação e do sismo, com relação ao Norte Geográfico correto, de forma que o epicentro e o azimute reverso sejam fixos, tanto em relação ao Norte Geográfico correto quanto ao definido incorretamente (Figura 6). Já o azimute estimado pelo movimento de partícula tem como referência somente as componentes do sismômetro, que podem estar incorretamente orientadas. Portanto, se houver um erro de orientação no sentido anti-horário (Figura 6a), o valor de $\Delta\theta$ será negativo, enquanto um erro de orientação no sentido horário produzirá um valor de $\Delta\theta$ positivo (Figura 6b).

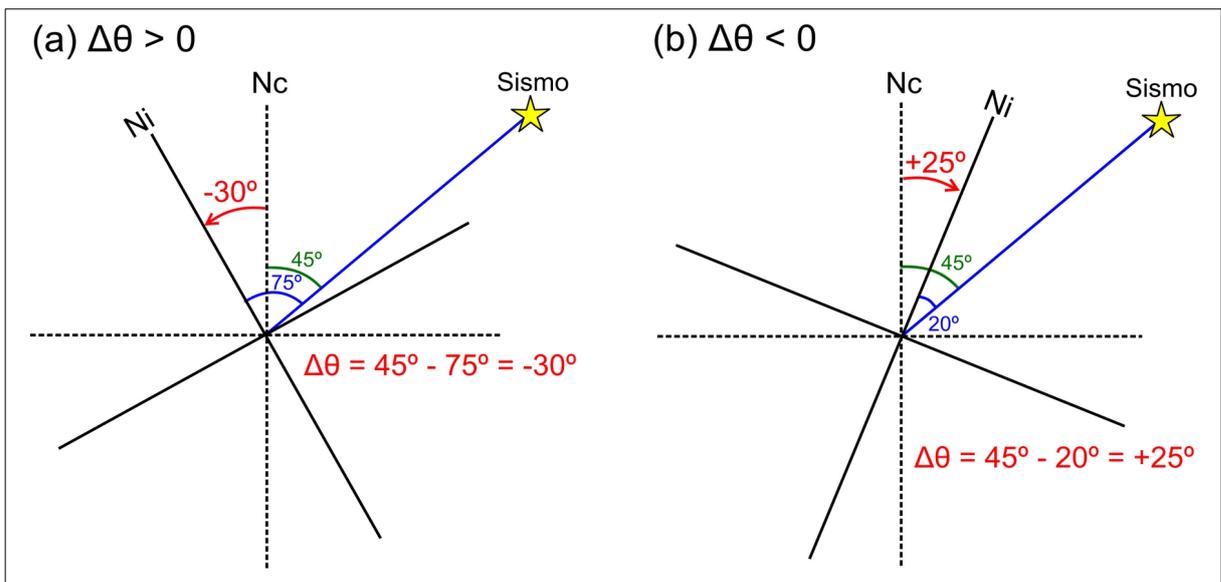


Figura 6. (a) Desvio azimutal ($\Delta\theta$) estimado a partir do azimute teórico (45°) e do azimute obtido com a Análise do Movimento de Partícula (75°) para uma estação com erro de orientação de -30° . (b) $\Delta\theta$ estimado a partir do azimute teórico (45°) e do azimute obtido com a Análise do Movimento de Partícula (20°) para uma estação com erro de orientação de $+25^\circ$. Ni e Nc indicam o Norte Incorreto e o Norte Correto, respectivamente.

Para estimar θ_{MPP} , foi utilizada a ferramenta de análise de movimento de partícula do programa Geotool (MILJANOVIC, 2016), que faz parte do pacote NDC-in-a-Box, desenvolvido pelo CTBTO (*Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*) e disponibilizado ao SIS-UnB. As Figuras 7 e 8 apresentam a aplicação dessa ferramenta aos sismogramas registrados por duas estações com orientações aferidas em campo: MCPB (erro = $-38,5^\circ$) e SMTB (erro = 0°). Os sismogramas (Figuras 7a e 8a) são referentes aos terremotos ocorridos no Chile, no dia 23/08/2014 às 22:32:23 (Hora Origem UTC), com magnitude igual a 6,4 m_w e profundidade de 32 km, e no Equador, no dia 16/04/2016, às 23:58:36 (Hora Origem UTC), com magnitude igual a 7,8 m_w e profundidade de 20 km.

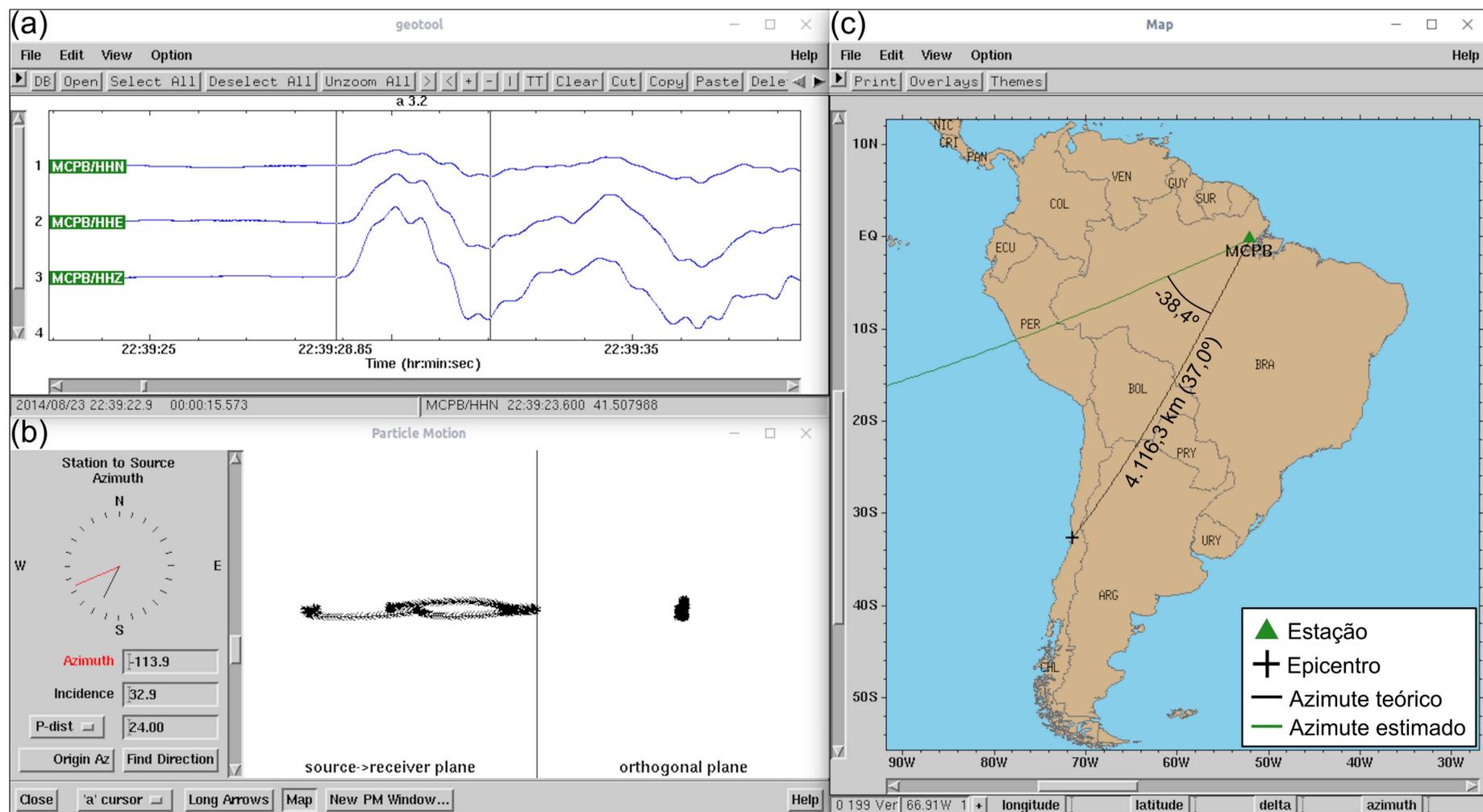


Figura 7. (a) Sismogramas das componentes Norte-Sul (HHN), Leste-Oeste (HHE) e Vertical (HHZ). As barras verticais indicam a janela de tempo de 3,2 segundos utilizada para estimar o azimute reverso a partir da primeira chegada da Onda P. (b) Ferramenta de análise do movimento de partícula nos planos fonte-receptor e ortogonal, com a indicação do azimute reverso estimado ($-113,5^\circ$) e o ângulo de incidência da onda P ($32,9^\circ$). (c) Mapa com indicação da estação MCPB e do epicentro. A linha verde indica o azimute reverso estimado e a linha preta, o azimute reverso teórico. A distância entre a estação e o epicentro é igual a 4.116,3 km ($37,0^\circ$). A diferença entre o azimute reverso teórico e o estimado é de $-38,4^\circ$.

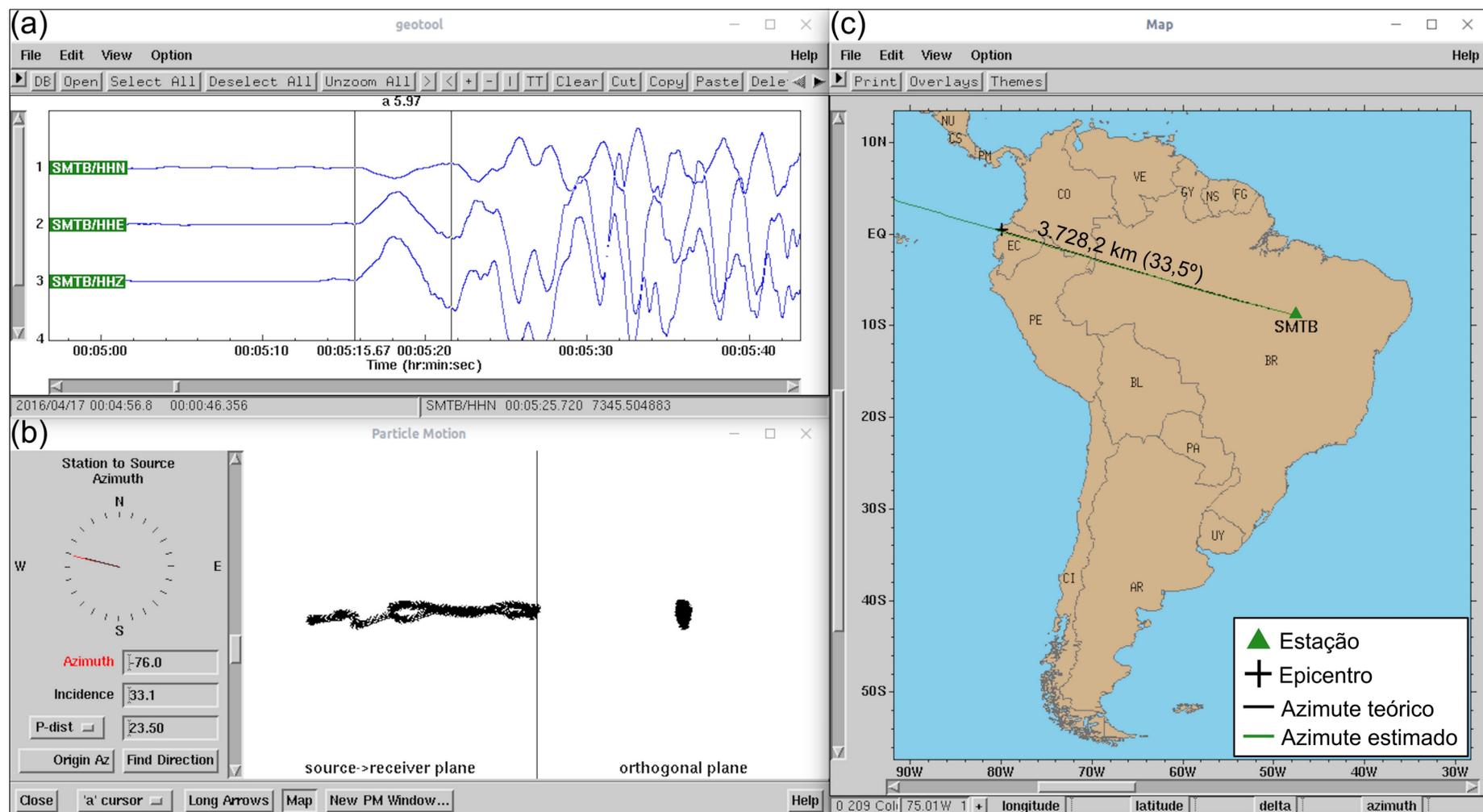


Figura 8. (a) Sismogramas das componentes Norte-Sul (HHN), Leste-Oeste (HHE) e Vertical (HHZ). As barras verticais indicam a janela de tempo de 5,97 segundos utilizada para estimar o azimute reverso a partir da primeira chegada da Onda P. (b) Ferramenta de análise do movimento de partícula nos planos fonte-receptor e ortogonal, com a indicação do azimute reverso estimado ($-76,0^\circ$) e o ângulo de incidência da onda P ($33,1^\circ$). (c) Mapa com indicação da estação SMTB e do epicentro. A linha verde indica o azimute reverso estimado e a linha preta, o azimute reverso teórico. A distância entre a estação e o epicentro é igual a 3.728,2 km ($33,5^\circ$). A diferença entre o azimute reverso teórico e o estimado é de $+0,3^\circ$.

A interface da ferramenta de movimento de partícula (Figuras 7b e 8b) desenha setas que indicam a direção de movimento das partículas. A curva tridimensional é projetada em dois planos ortogonais. O plano fonte-receptor (*source→receiver plane*) contém a fonte, o receptor e o percurso do raio sísmico. O plano ortogonal (*orthogonal plane*) mostra a projeção da perspectiva de um referencial olhando do receptor ao longo do percurso do raio (MILJANOVIC, 2016).

O azimute reverso estimado pela ferramenta de análise de movimento de partícula do Geotool, para MCPB, foi igual a $-38,4^\circ$ e, para SMTB, $+0,3^\circ$. Em ambos os casos, as estimativas são próximas às medições em campo, mostrando que tanto o método quanto a ferramenta são apropriados para a análise de erros de orientação de sismômetros.

A seleção dos telessismos levou em consideração três critérios: distância epicentral ($30^\circ \leq \Delta \leq 100^\circ$), magnitude ($M \geq 6,0$) e ângulo de incidência da onda P ($i > 10^\circ$). O primeiro critério leva em conta efeitos de triplicação no manto entre 15° e 30° (LEFEVRE; HELMBERGER, 1989) e Zonas de Sombra das Ondas P a partir de 95° - 100° (SHEARER, 2009). Telessismos com $M \geq 6,0$ foram selecionados por possuírem, em geral, Ondas P com chegadas impulsivas ou com boa razão sinal/ruído, além de possuírem incerteza de localização muito menor do que a distância entre a fonte e a estação. O critério do ângulo de incidência se baseou em uma análise prévia do movimento de partícula nas componentes horizontais de cada evento: quando $i > 10^\circ$ (próximo à vertical), a amplitude de chegada das Ondas P se tornava indistinguível do ruído de fundo, produzindo diagramas de movimento de partícula aleatórios.

A Análise do Movimento de Partícula funciona para sismos locais ($\Delta < 150$ km), regionais ($150 < \Delta < 1.500$ km) e telessismos ($\Delta > 1.500$ km). Entretanto, a utilização de eventos locais e regionais impõe algumas dificuldades, como: exigência de análise de dados brutos para identificar e localizar os sismos, o que seria impraticável para a quantidade de estações deste trabalho; a incerteza horizontal de localização epicentral deve ser pequena o bastante para gerar uma incerteza azimutal de até 10° , ou seja, é preciso que o evento tenha sido bem localizado; a chegada das Ondas P produzidas por sismos locais e regionais possui frequência

maior que a de telessismos, sendo mais afetada por ruídos de alta frequência de fontes próximas à estação.

A Figura 9 apresenta um exemplo de como a incerteza de localização influencia na incerteza de azimuth reverso para sismos ocorridos a distâncias locais, regionais e telessísmicas. Um sismo local ($\Delta = 100$ km), com incerteza horizontal de localização igual a ± 10 km, gera uma incerteza azimuthal de $\pm 5,71^\circ$. A mesma incerteza horizontal para um sismo regional ($\Delta = 200$ km) e um telessismo ($\Delta = 3.336$ km ou 30°) gera incertezas azimuthais de $\pm 2,86^\circ$ e $\pm 0,17^\circ$, respectivamente.

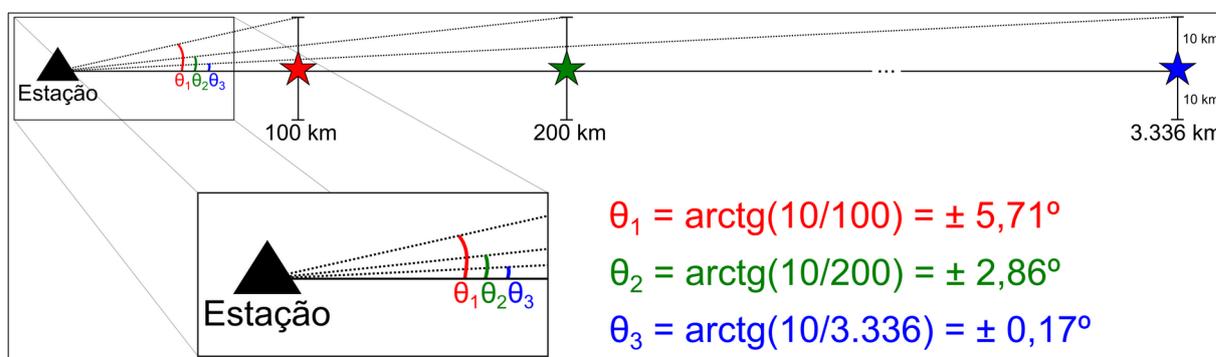


Figura 9. Influência da incerteza de localização epicentral na estimativa de azimuth reverso para três distâncias: 100 km (local), 200 km (regional) e 3.336 km (telessísmica). As estrelas representam os epicentros para as três distâncias. As dimensões horizontais foram exageradas para destacar a diferença angular entre as distâncias epicentrais.

No caso dos telessismos, a incerteza de localização é praticamente desprezível em relação ao erro de orientação *a priori*, que será discutido mais adiante. De fato, para ser relevante, a incerteza de localização deveria ser de, aproximadamente, $\pm 607,10$ km, o que daria uma incerteza azimuthal de $\pm 10^\circ$ e, portanto, dentro do limite em que se considera que há erro de orientação em uma estação. Para sismos com magnitudes a partir de 6,0, isso raramente ocorre, pois são registrados por estações do mundo todo e, por isso, possuem incertezas horizontais da ordem de ± 10 km.

Utilizando os critérios de seleção mencionados, foram extraídos alguns parâmetros de fonte (hora origem, localização hipocentral e magnitude) dos catálogos sísmicos do IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology, service.iris.edu/fdsnws*), que serviram de referência para separar os eventos. Tanto a extração dos parâmetros de fonte quanto o *download* das formas de onda foram

realizados por meio de bibliotecas do ObsPy Toolbox (BEYREUTHER et al., 2010). O pré-processamento, incluindo a remoção da tendência linear e da média dos sinais e a inspeção visual dos eventos, foi realizado com o programa Seismic Analysis Code (SAC - GOLDSTEIN et al., 2003; GOLDSTEIN; SNOKE, 2005).

5.1.1 Estatística direcional

A orientação de um sismômetro em relação ao Norte Geográfico é medida de 0° a 180° , no sentido horário ou anti-horário. Cada medida representa um vetor de comprimento unitário (X_1, X_2, \dots, X_n) na direção do desvio azimutal ($\Delta\theta_1, \Delta\theta_2, \dots, \Delta\theta_n$). O erro de orientação (θ_E) será dado pela média circular dos desvios azimutais segundo a Equação 3.

$$\theta_E = \begin{cases} \tan^{-1} \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{sen}(\Delta\theta_i)}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\Delta\theta_i)}, & \text{se } \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\Delta\theta_i) \geq 0; \\ \tan^{-1} \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{sen}(\Delta\theta_i)}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\Delta\theta_i)} + \pi, & \text{se } \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\Delta\theta_i) < 0. \end{cases} \quad (3)$$

Para fins descritivos e inferenciais, uma forma de avaliar a concentração de valores de $\Delta\theta$ em torno de uma média é calculando o comprimento médio resultante (MARDIA; JUPP, 1999), definido como:

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n \cos(\Delta\theta_i) \right]^2 + \left[\sum_{i=1}^n \text{sen}(\Delta\theta_i) \right]^2}, \quad 0 \leq \bar{R} \leq 1. \quad (4)$$

Se os valores de $\Delta\theta$ estiverem concentrados em uma direção preferencial, o valor de \bar{R} será próximo a 1 (Figura 10a). De forma contrária, se houver maior dispersão nos valores $\Delta\theta$, o valor de \bar{R} diminuirá (Figura 10b) e poderá ser próximo a 0 se

houver uma distribuição uniforme ao longo da circunferência, ou seja, com vetores em todas as direções (Figura 10c).

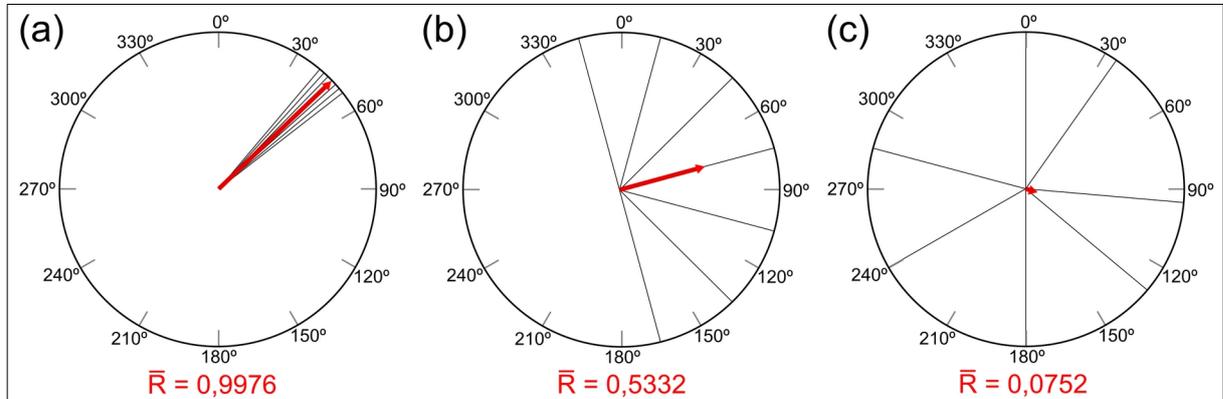


Figura 10. Conjuntos de vetores unitários representando valores de R estimados a partir de diferentes dispersões angulares.

Para avaliar a significância estatística de \bar{R} , foi utilizado o Teste de Rayleigh para dados direcionais. Esse teste assume uma distribuição uniforme dos ângulos ao longo da circunferência (hipótese nula - H_0) ou unimodal (hipótese alternativa - H_1), em que há uma concentração em torno de uma média (MARDIA; JUPP, 1999). O valor de p do teste é calculado utilizando a Equação 5:

$$p = e^{-K} \left(1 + \frac{2K - K^2}{4n} - \frac{24K - 132K^2 + 76K^3 - 9K^4}{288n^2} \right), \quad K = n\bar{R}^2. \quad (5)$$

Se $p < 0,05$, a distribuição é unimodal (rejeição de H_0), ou seja, há uma direção preferencial nos valores de $\Delta\theta$, considerando um nível de significância (α) de 5%.

Para verificar se os valores de $\Delta\theta$ seguem uma distribuição de Von Mises (equivalente direcional da distribuição normal) e se havia diferença estatisticamente significativa no conjunto de valores de $\Delta\theta$ para ambientes geológicos distintos, foram utilizados o Teste de Watson e Teste de Homogeneidade de Watson U^2 , respectivamente.

A análise estatística foi realizada por meio de pacotes implementados em ambiente R. O pacote CircStats (AGOSTINELLI, 2018) foi utilizado para calcular a estatística direcional e o pacote Circular (AGOSTINELLI; LUND, 2017), para realizar

os Testes de Rayleigh, de Watson para Distribuição Von Mises e de Homogeneidade de Watson U^2 . A descrição matemática detalhada de cada teste pode ser encontrada em Mardia e Jupp (1999).

5.1.2 Incerteza azimutal

Durante a instalação de uma estação sismográfica triaxial, um dos procedimentos mais importantes consiste em orientar o sismômetro em relação ao Norte Geográfico. Essa tarefa é tipicamente realizada da seguinte forma: escolhe-se um local para a instalação do sismômetro, geralmente um afloramento rochoso; constrói-se uma base sobre o afloramento, geralmente de cimento, para assentar e nivelar o sismômetro (Figura 11a); utilizando uma bússola, define-se o Norte Geográfico, que será transferido para uma linha traçada na base (Figura 11b); posiciona-se o sismômetro sobre a base com a componente NS alinhada ao traçado, apontando para o Norte Geográfico (Figura 11c).

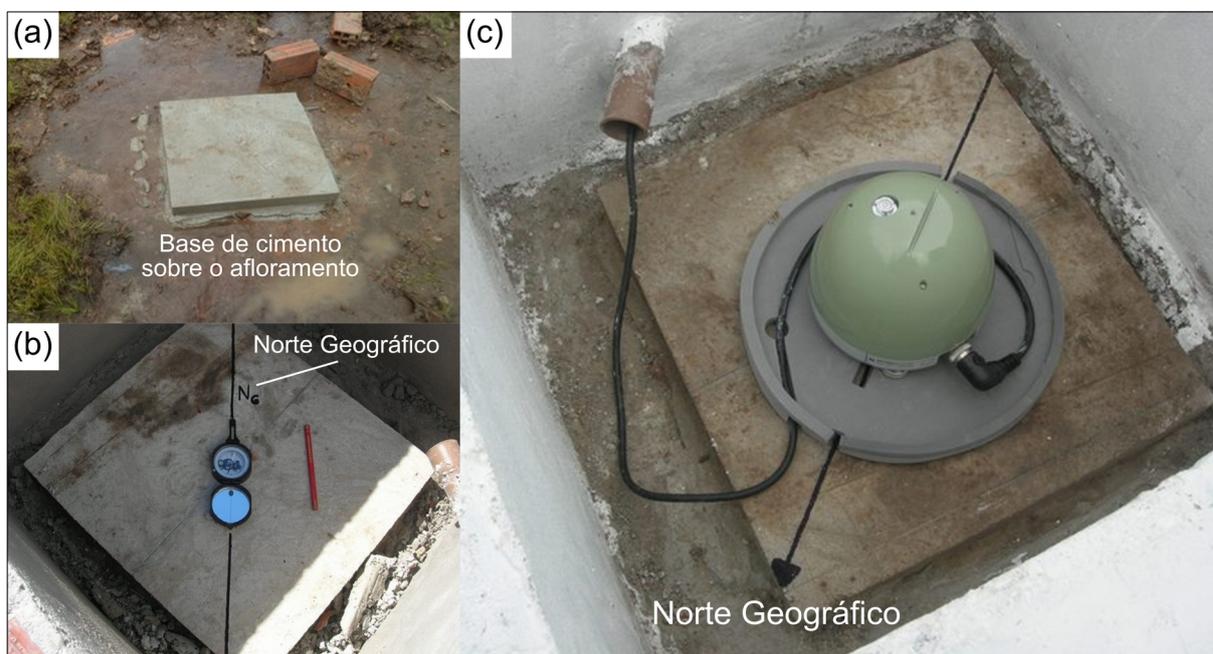


Figura 11. Procedimentos de instalação e orientação do sismômetro da estação VILB (sub-rede BR-UnB): (a) escolha do ponto de instalação e construção da base; (b) definição do Norte Geográfico (N_G) com a bússola; (c) alinhamento do sismômetro em relação ao N_G . Fotos: Silva, 2014 (p. 3 e 4).

Além da bússola, outras ferramentas podem ser utilizadas para definir o Norte Geográfico: bússola giroscópica ou girocompasso de fibra óptica, teodolitos e receptores GPS. Infelizmente, o custo e o peso de equipamentos como o girocompasso restringem a sua utilização. Por ser portátil e possuir um custo relativamente baixo, a ferramenta mais comumente utilizada para orientar sismômetros é a bússola magnética. Contudo, sua utilização está sujeita a erros, que podem ser ocasionados pela influência do campo gerado por rochas ou materiais magnéticos nas proximidades da estação ou por declinação incorreta da bússola (RINGLER et al., 2013; WANG et al., 2016).

Outros tipos de erros que afetam significativamente a orientação de sismômetros podem ocorrer ao se transferir a linha de referência para o instrumento com uma haste de orientação ou régua. Além disso, a substituição de sismômetros durante a manutenção de estações pode introduzir erros de orientação, principalmente, se a linha de referência inicial não estiver presente ou possuir um alinhamento incorreto.

Como os sismômetros de todas as estações utilizadas neste trabalho foram orientados com uma bússola magnética padrão (Figura 11b), é possível definir uma incerteza azimutal *a priori* (θ_{AZ}), isto é, no momento de instalação do sensor, por meio da propagação da incerteza instrumental da bússola (θ_B), do modelo geomagnético utilizado na declinação desta (θ_D) e do alinhamento do sismômetro em relação a uma linha (θ_A):

$$\theta_{AZ} = \pm \theta_B \pm \theta_D \pm \theta_A \quad (6)$$

A bússola é um dispositivo analógico e, por isso, sua incerteza instrumental é igual à metade do menor incremento mensurável ($\theta_B = \pm 0,5^\circ$). Os valores de declinação foram extraídos das 11^a e 12^a gerações do modelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que possuem uma incerteza de $\pm 0,5^\circ$ para a declinação magnética (FINLAY et al., 2010; THÉBAULT et al., 2015). A incerteza de alinhamento do sismômetro no chão é de $\pm 0,5^\circ$, que corresponde à metade da menor unidade de medida do transferidor utilizado como referência no alinhamento. Consequentemente, a incerteza azimutal *a priori* é igual a $\pm 1,5^\circ$.

Outros fatores podem influenciar nas estimativas de azimute reverso utilizando a Análise do Movimento de Partícula de Ondas P, como o tipo de sismômetro e a geologia local ou regional. O registro da chegada das Ondas P em sismômetros de banda-larga tende a ser menos afetado por fenômenos de espalhamento e difração, causados por heterogeneidades de pequena escala na crosta (BUCHBINDER; HADDON, 1990). Ambientes mais complexos geologicamente, como regiões sedimentares, também podem distorcer a chegada das Ondas P, afetando as estimativas de azimute reverso. Regiões pré-cambrianas cristalinas, ao contrário, tendem a gerar estimativas de azimute reverso mais acuradas (WALCK; CHAEL, 1991).

5.2 Tomografia sísmica

As ondas sísmicas produzidas por terremotos viajam pelo interior da Terra (ondas de corpo) e por sua superfície (ondas superficiais), sendo registradas por estações em diversas partes do mundo. A análise desses registros (sismogramas) pode ser utilizada para se inferir algumas propriedades físicas do material ao longo da trajetória das ondas sísmicas.

A tomografia parte do princípio de que uma onda sísmica, ao atravessar uma região com propriedades anômalas em relação ao meio circundante, pode chegar no receptor antes ou depois do tempo previsto por um modelo de velocidade (Figura 12). Se o tempo de chegada no receptor for menor do que o previsto, a onda sísmica se propagou por uma região de maior velocidade, ocorrendo o contrário quando o tempo de chegada for maior.

Esse princípio simples possibilita a determinação da estrutura tridimensional de velocidade do interior da Terra por meio da combinação dos tempos de percurso de um grande número raios sísmicos que se cruzam (Figura 12). Com isso, é possível inferir propriedades como variação de composição e temperatura, presença de fusão parcial e de líquidos, além de identificar alinhamentos, falhas e anisotropias (ZHAO, 2015).

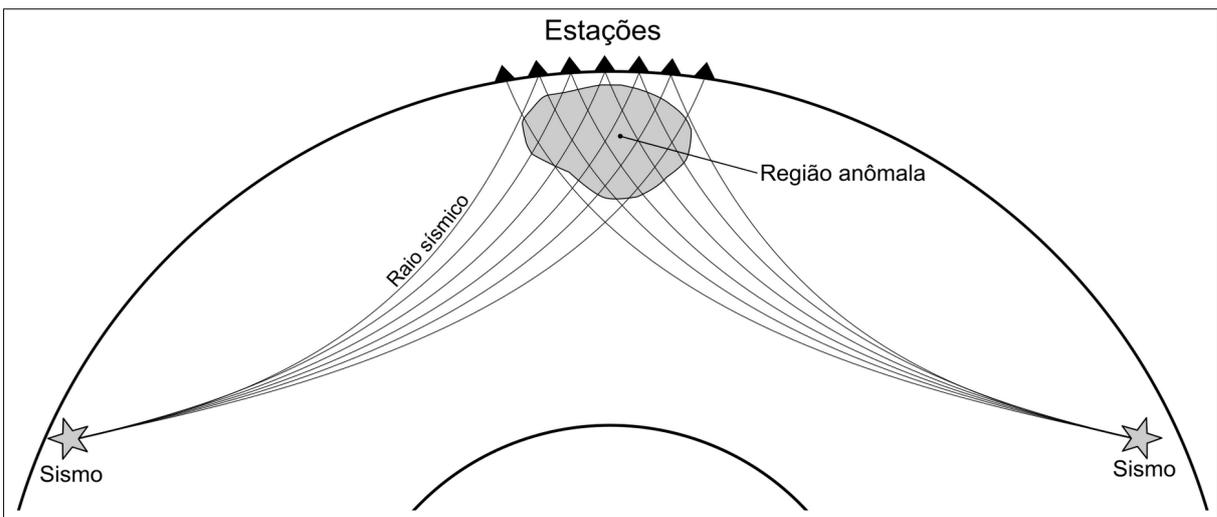


Figura 12. Princípio de funcionamento da Tomografia Sísmica baseada na Teoria Geométrica do Raio.

5.2.1 Teoria Geométrica do Raio

A Teoria Geométrica do Raio (TGR) é a base da maioria dos métodos tomográficos e parte do princípio de que o tempo de percurso das ondas sísmicas depende da perturbação tridimensional na sua velocidade ao longo de um percurso infinitamente estreito, isto é, considera-se que as ondas sísmicas possuem comprimento de onda igual a zero (frequência infinita) (RAWLINSON; POZGAY; FISHWICK, 2010; ZAROLI, 2010).

A maneira mais simples de interpretar os tempos de percurso das ondas sísmicas é assumir que a TGR é válida segundo a Equação 7:

$$T = \int_L \frac{dl}{v(r)}, \quad (7)$$

onde L é o percurso do raio e v é a velocidade das ondas de corpo.

Como o percurso do raio também é função de $v(r)$, há uma relação não-linear entre o tempo de percurso e o modelo. Por esse motivo, aplica-se o Princípio de Fermat para linearizar a Equação 7. Esse princípio afirma que o tempo de percurso de um raio entre dois pontos deve ser estacionário para pequenas perturbações no percurso desse raio. Assumindo que o tempo de percurso para o modelo inicial é T_0 , então:

$$T_0 = \int_{L_0} \frac{dl}{v_0(r)}. \quad (8)$$

Para esse caso, é adotado um percurso de raio estimado, geralmente, a partir de um modelo esférico. O Princípio de Fermat permite calcular a integral da Equação 7 considerando um modelo inicial e garante que o erro resultante seja de segunda ordem. A intenção é evitar complicações no traçamento tridimensional dos raios ao escolher um modelo para calcular o percurso L_0 :

$$T_0 \approx \int_{L_0} \frac{dl}{v_0(r)}. \quad (9)$$

Reescrevendo as equações 7 e 8 em termos da vagarosidade do meio $\rho(r)=1/v$ e subtraindo (8) de (7), obtém-se a relação linearizada para o resíduo relativo ou atraso do tempo de percurso δT :

$$\delta T = T - T_0 \approx \int_{L_0} (\rho(r) - \rho_0(r)) ds \approx \int_{L_0} \delta \rho(r) dl, \quad (10)$$

onde $\delta \rho_0$ é a anomalia de vagarosidade do modelo. Dessa forma, temos uma relação linear e de primeira ordem entre perturbações de tempo de percurso e as perturbações de vagarosidade (ROCHA, 2008a).

A TGR, contudo, possui limitações inerentes à necessidade de se assumir que as ondas sísmicas tenham frequência infinita para que a abordagem seja válida, o que é fisicamente impossível. Sismos com magnitudes acima de 5,0, por exemplo, geram áreas de ruptura da ordem de 1 km, condizente com um comprimento de onda para Ondas P com frequências de 5 a 10 Hz. Frequências mais altas não são emitidas de forma eficiente, porque as ondas geradas em diferentes pontos de ruptura da falha sofrem interferência destrutiva. Até mesmo frequências da ordem de 1 Hz são raramente observadas a grandes distâncias devido ao efeito de atenuação.

A validade da TGR está condicionada ao tamanho do raio da Zona de Fresnel (ZF), que deve ser muito maior que as dimensões das heterogeneidades (NOLET,

2008; ZAROLI, 2010). Para calcular o raio r da ZF, considere uma onda viajando do ponto A ao B e uma fonte secundária C atingida pela frente de onda, a uma distância r do caminho direto AB (Figura 13).

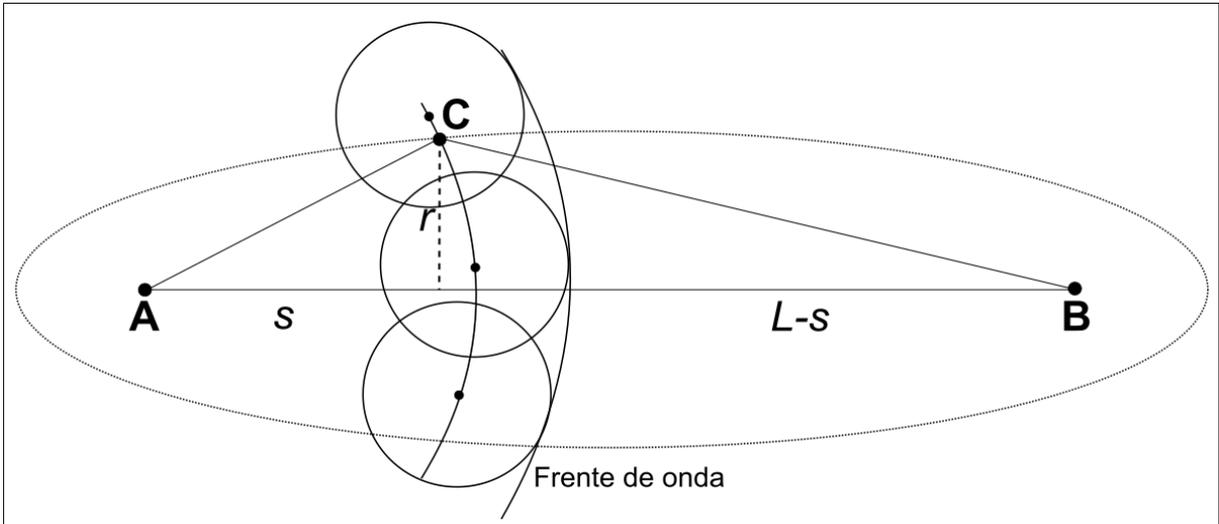


Figura 13. Representação da Zona de Fresnel entre os pontos A e B. Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 31).

A energia proveniente de C chegará em B com um atraso. Se AB possui um comprimento L , e C, quando projetado em AB, está a uma distância s , então a diferença no comprimento é:

$$ACB - AB = \sqrt{s^2 + r^2} + \sqrt{(L-s)^2 + r^2} - L \approx \frac{r^2}{2} \left(\frac{1}{s} + \frac{1}{L-s} \right), \quad (11)$$

onde é aplicada uma expansão em séries de Taylor para h/s e $h/(L-s)$ pequenos. A onda secundária ainda interferirá construtivamente com a chegada direta se a diferença for menor que a metade do comprimento de onda λ . A região delimitada pela elipse (Figura 13) é denominada Zona de Fresnel (NOLET, 2008). O valor de r será máximo no centro da elipse ($s=L/2$), isto é, quando:

$$r = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda L}. \quad (12)$$

Para verificar a validade da TGR, é possível relacionar a dependência de L em relação ao comprimento a de uma heterogeneidade, por meio do parâmetro de onda D , que representa a razão entre L/a e ka , onde $k = 2\pi/\lambda$ é o número de onda:

$$D = \frac{4L}{ka^2}. \quad (13)$$

O fator 4 foi escolhido para fazer com que $D \approx 1$ seja um limiar entre dois casos. É possível relacionar o parâmetro D ao raio da ZF por meio da Equação 14:

$$D \propto \left(\frac{r}{a}\right)^2. \quad (14)$$

Se $D \leq 1$, as heterogeneidades são menores que a ZF e a difração ocasionada pelas anomalias é pequena, tornando a TGR válida. Se $D > 1$, as ondas difratadas fazem com que as amplitudes e os tempos de percurso sejam influenciados por espalhamento, invalidando a aplicação da TGR. De forma geral, isso reduz o tempo de percurso ou a amplitude das anomalias, ocasionando um fenômeno conhecido como regeneração da frente de onda (Figura 14) (NOLET, 2008).

Para frequências infinitas ou comprimentos de onda infinitamente pequenos, esse efeito é negligenciável a uma distância finita da anomalia. Contudo, quando o comprimento de onda aumenta, tornando-se comparável à dimensão da anomalia, a regeneração da frente de onda se torna significativa (NOLET; DAHLEN; MONTELLI, 2005). Esse fenômeno, contudo, possui comportamento distinto para anomalias de alta e de baixa velocidades. Quando a anomalia é de alta velocidade, a onda perde amplitude devido ao espalhamento geométrico (Figura 14a), o que não ocorre no caso de uma anomalia de baixa velocidade (Figura 14b) (NOLET, 2008; WIELANDT, 1987).

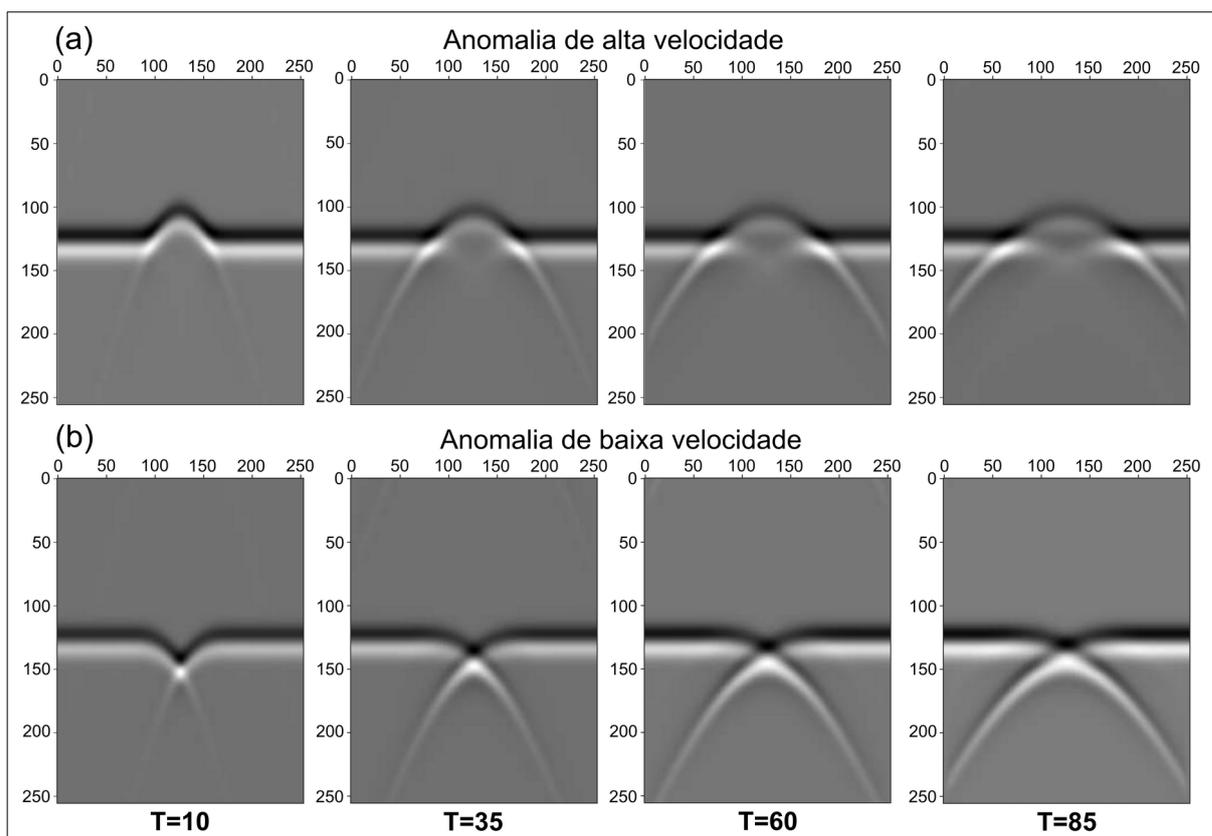


Figura 14. Simulação bidimensional da regeneração da frente de onda ao atravessar uma anomalia (a) de alta velocidade e (b) de baixa velocidade. A direção de propagação é ascendente e as janelas são relativas aos tempos $T = 10, 35, 60$ e 85 s, que se movem com a frente de onda. Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 119-120).

Uma forma de verificar a validade da TGR para os períodos utilizados neste trabalho (2,5, 5,0, 10,0, 20,0 e 40,0 s) é estimando o menor tamanho possível que esse método permite imagear para as distâncias epicentrais mínima (30° ou 3.336 km) e máxima (95° ou 10.564 km). Considere, então, uma Onda S com velocidade mantélica típica $v = 5$ km/s e um período $T = 2,5$ s. Sendo o comprimento de onda dado por $\lambda = vT$, o número de onda será $k = 0,5024$ rad/km. Assim, para que a TGR seja válida, isto é, $D \leq l$, a deve ser maior ou igual a 163 km para a distância mínima, e maior ou igual 290 km para a distância máxima. Já para o período de 40 s, a deverá ser maior ou igual a 652 km e 1.160 km para as distâncias mínima e máxima, respectivamente.

O espalhamento é outro fenômeno difracional relevante, que ocorre quando as heterogeneidades são menores que a ZF, ocasionando um atraso na chegada da onda que sofreu espalhamento em relação à onda direta (NOLET, 2008). Neste

caso, considere uma onda direta u que viaja da fonte s até o receptor r , como ilustrado pela Figura 15. Para o caso de uma aproximação de Born de Primeira Ordem (espalhamento simples), a frente de onda u' atinge o corpo x , sofrendo um espalhamento que gera uma perturbação u'' que se soma a u . Espalhamentos múltiplos são desprezados, pois se assume que sua energia é pequena para induzir outros espalhamentos que possam afetar significativamente a onda direta (NOLET, 2008; ZAROLI, 2010).

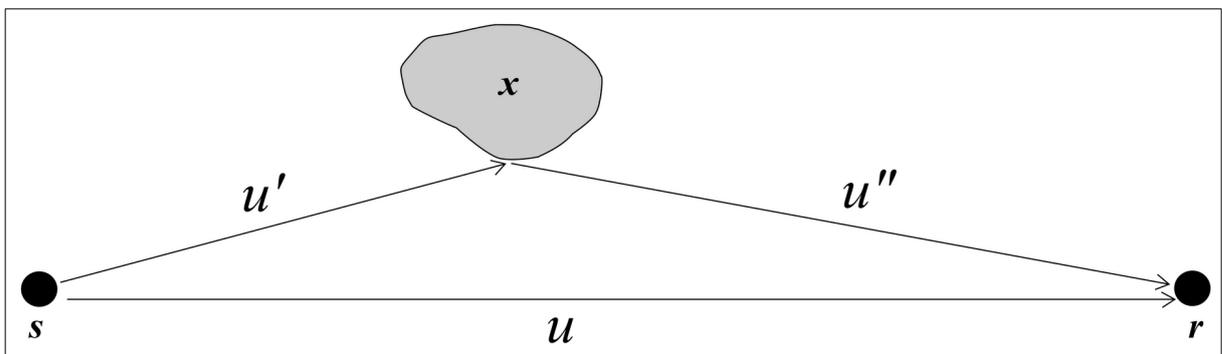


Figura 15. Aproximação de Born de Primeira Ordem para um meio homogêneo, onde uma onda u' é espalhada por um corpo x . Este, por sua vez, gera uma pequena perturbação u'' , que se soma à onda direta u ao chegar ao receptor r . Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 127).

A Figura 16 apresenta dois casos possíveis, em que o sinal do atraso é determinado pelo sinal da anomalia de velocidade, e como isso afeta a correlação cruzada entre o sismograma $u(t)$, que representa o meio sem perturbação, e o sismograma composto pela soma da onda direta à espalhada $u(t) + \delta u(t)$. Se o espalhamento ocorrer devido a uma anomalia de alta velocidade ($\delta u(t)$ com polaridade negativa), o máximo da correlação cruzada $C(t)$ será adiantado (Figura 16a). Já para uma anomalia de baixa velocidade, $\delta u(t)$ terá polaridade positiva e o máximo da função $C(t)$ terá um atraso (Figura 16b) (NOLET; DAHLEN; MONTELLI, 2005).

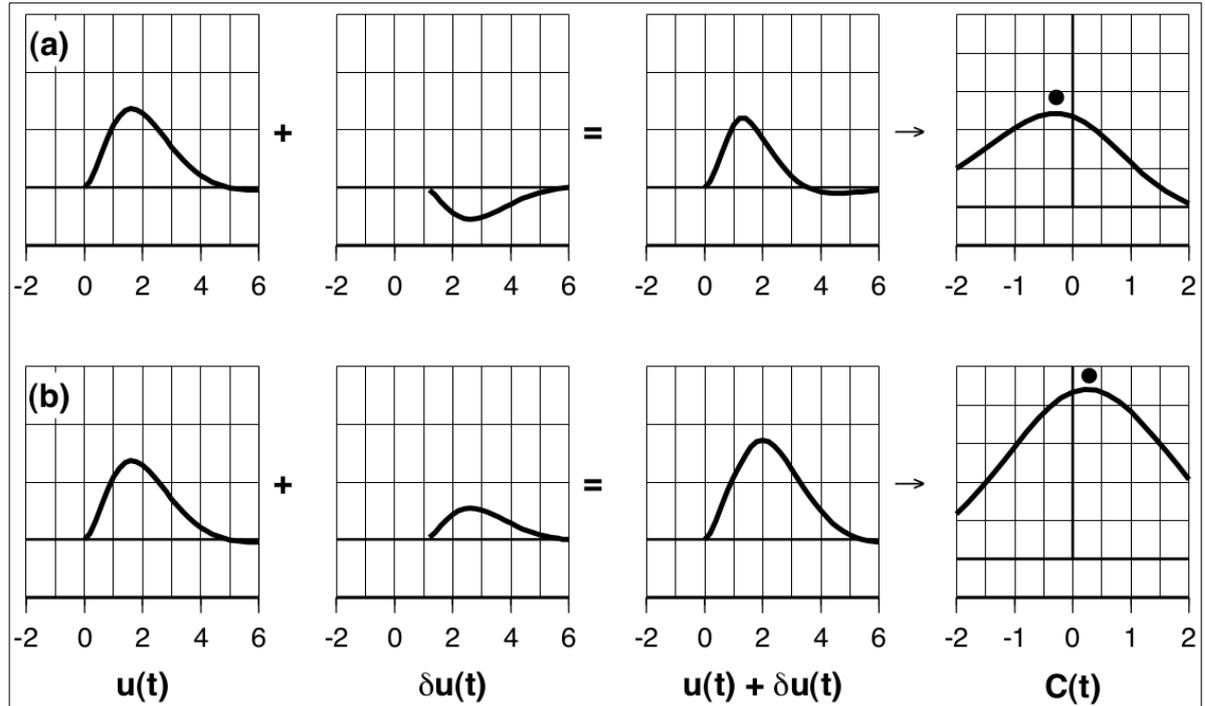


Figura 16. Onda direta $u(t)$ sofrendo um espalhamento $\delta u(t)$: (a) negativo e (b) positivo. O tempo de chegada é dado pela correlação cruzada entre $u(t)$ e a onda espalhada $u(t) + \delta u(t)$. O círculo preto indica se o espalhamento resultou em um adiantamento ou atraso na chegada da onda direta. Fonte: Nolet et al., 2005 (p. 10).

Anomalias de grandes dimensões podem se estender além das proximidades do raio sísmico, tendo influência no tempo de percurso do raio. Todavia, anomalias pequenas só produzirão atraso se estiverem longe do raio sísmico. Se elas estiverem no caminho do raio, somente a amplitude de $u(t)$ será afetada (Figura 17).

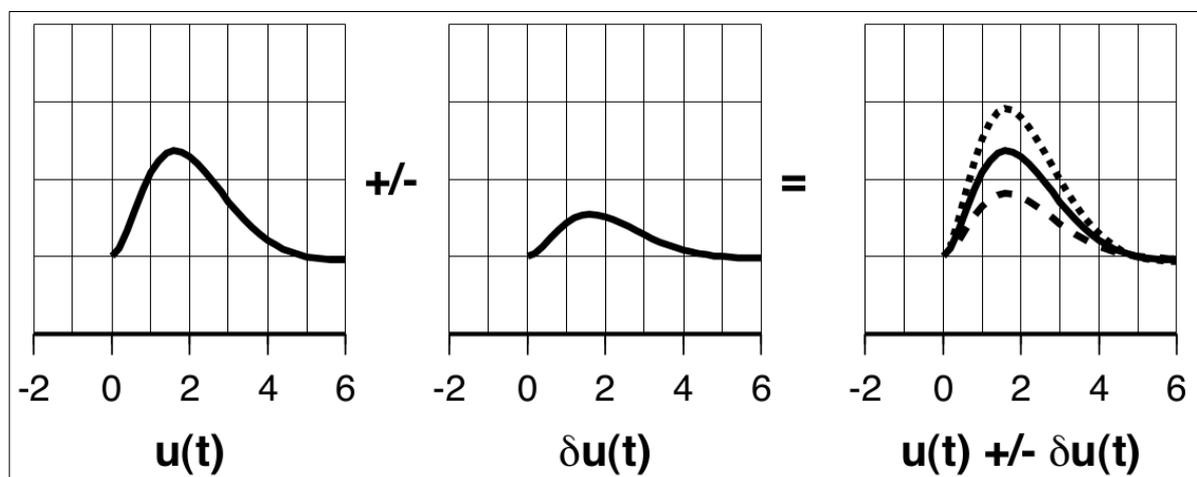


Figura 17. Perturbação ocasionada pelo espalhamento $\delta u(t)$ na onda direta $u(t)$ devido à presença de uma pequena heterogeneidade no caminho do raio. As linhas tracejadas indicam a redução ou aumento da amplitude de acordo com o tipo de espalhamento. Fonte: Nolet et al., 2005 (p. 10).

5.2.2 Múltiplas Frequências

O método Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (TSMF) nasceu, basicamente, da necessidade de se superar as limitações da TGR, que impuseram restrições ao imageamento de estruturas de pequena escala presentes no manto. Tais estruturas são fundamentais para compreender processos geotectônicos locais e regionais, como a presença de plumas, de condutos vulcânicos e de placas em subducção.

Na TSMF, o tempo de percurso é dependente da frequência e os raios sísmicos são substituídos por *Kernels* de Sensibilidade Volumétrica ou de *Kernels* de Fréchet, com largura inversamente proporcional ao conteúdo de frequência. O problema linear inverso para o resíduo de tempo δT , em uma determinada faixa de frequência, é dado por:

$$\delta T = T_{obs} - T_{pre} = \int_V K_s(r) m(r) d^3 r, \quad (15)$$

onde T_{obs} é o tempo observado, T_{pre} é o tempo previsto pelo modelo e V é o volume de integração. A estimativa de δT é fornecida pela correlação cruzada dos sinais registrados por várias estações sismográficas. O modelo de parâmetros m representa a perturbação de velocidade $\delta \ln V_s$ e K é o *Kernel* de Fréchet para o resíduo de tempo (DAHLEN; HUNG; NOLET, 2000; NOLET, 2008).

O *Kernel* de Fréchet (Figura 18) é obtido por meio de uma aproximação paraxial. Esta, por sua vez, leva em consideração que os espalhadores que influenciam o tempo de percurso se encontram nas proximidades do raio ou dentro das primeiras ZFs (TIAN et al., 2007b). Utilizando o formalismo de Dahlen, Hung e Nolet (2000), o *kernel* de uma onda de corpo simples, com relação à perturbação de velocidade ($\delta c/c$), é dado por:

$$K(\mathbf{r}_x) = -\frac{1}{2\pi c(\mathbf{r}_x)} \frac{R_{rs}}{c_r R_{xr} R_{xs}} \frac{\int_0^\infty \omega^3 |\dot{m}(\omega)|^2 \text{sen}[\omega \Delta T(\mathbf{r}_x) - \Delta \Phi(\mathbf{r}_x)] d\omega}{\int_0^\infty \omega^2 |\dot{m}(\omega)|^2 d\omega}, \quad (16)$$

onde R_{rs} , R_{xs} , e R_{xr} são os fatores geométricos de espalhamento, onde os subscritos rs , xs e xr representam os caminhos dos raios da fonte (sismo) ao receptor (estação), da fonte ao espalhador e do receptor ao espalhador, respectivamente; ω é a frequência angular ($\omega = 2\pi f$), $|\dot{m}(\omega)^2|$ é o espectro de potência assumindo uma fonte gaussiana, r_x é a posição do espalhador x , $\Delta\Phi$ é a mudança de fase devido à passagem por cáusticas ou reflexão supercrítica ($\Delta\Phi=0$ para ondas S), ΔT é o tempo de desvio da onda espalhada, c_r e $c(r_x)$ são as velocidades no receptor e no espalhador, respectivamente.

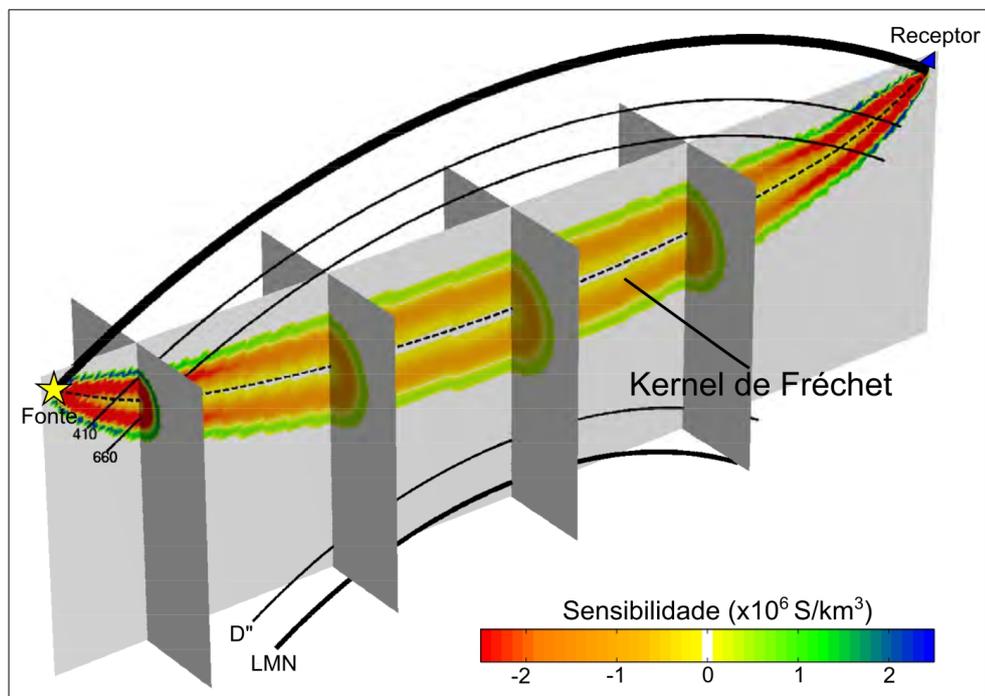


Figura 18. Visualização em três dimensões do *Kernel* de Fréchet da fase S direta para o período de 20 segundos. A fonte (estrela) possui profundidade de 0 km e distância de $64,5^\circ$ do receptor (triângulo). A sigla LMN se refere ao Limite Manto-Núcleo ou Descontinuidade de Gutenberg. Fonte: adaptado de Zaroli, 2010 (p. 134).

Um característica aparentemente paradoxal dos *Kernels* de Fréchet é o fato de o tempo de percurso, obtido pela correlação cruzada, possuir sensibilidade nula ao longo do raio sísmico. Isso significa que heterogeneidades presentes no caminho do raio não influenciam em δT . Dessa forma, a única maneira de remover essa sensibilidade nula para $\Delta T \rightarrow 0$ é considerando $\omega \rightarrow \infty$. De fato, se uma heterogeneidade se encontrar no caminho do raio, não haverá atraso no tempo de chegada da onda e somente a amplitude será afetada (Figura 17) (NOLET, 2008).

Marquering cunhou o termo *Banana-Doughnut Kernels* ou *Kernels* de Banana-Rosquinha, em tradução livre, devido ao formato alongado do volume ao redor do raio se assemelhar a uma banana, cuja secção apresenta um furo central, onde o *kernel* possui sensibilidade zero, fazendo com que se assemelhe a uma rosquinha (Figura 18) (MARQUERING; DAHLEN; NOLET, 1999).

Além de contornar limitações da TGR relacionadas aos fenômenos de difração, a TSMF possui outras vantagens: possibilita a obtenção de informações a respeito do tamanho das anomalias de velocidade por meio da utilização de diferentes bandas de frequência; e o mapeamento tridimensional de regiões sem cobertura de raios devido à largura dos *Kernels* de Fréchet. As limitações da TSMF estão relacionadas, principalmente, à aproximação de Born de Primeira Ordem, que desconsidera múltiplos espalhamentos e a presença de espalhadores nas proximidades da fonte e do receptor (NOLET et al., 2018; ZAROLI, 2010).

A Figura 19 apresenta uma comparação simplificada entre os métodos que utilizam como base a Teoria Geométrica do Raio (TGR), a Tomografia Sísmica de Frequências Finitas (TSFF) e a Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (TSMF). A TSFF e a TSMF compartilham as mesmas bases teóricas, mas possuem aplicações distintas. Enquanto a primeira utiliza somente uma banda de frequência por vez, a segunda utiliza mais de uma ao mesmo tempo. Como efeito, a TSMF tende a fornecer mapas tomográficos com maior resolução que a TSFF ou em relação a métodos baseados na TGR.

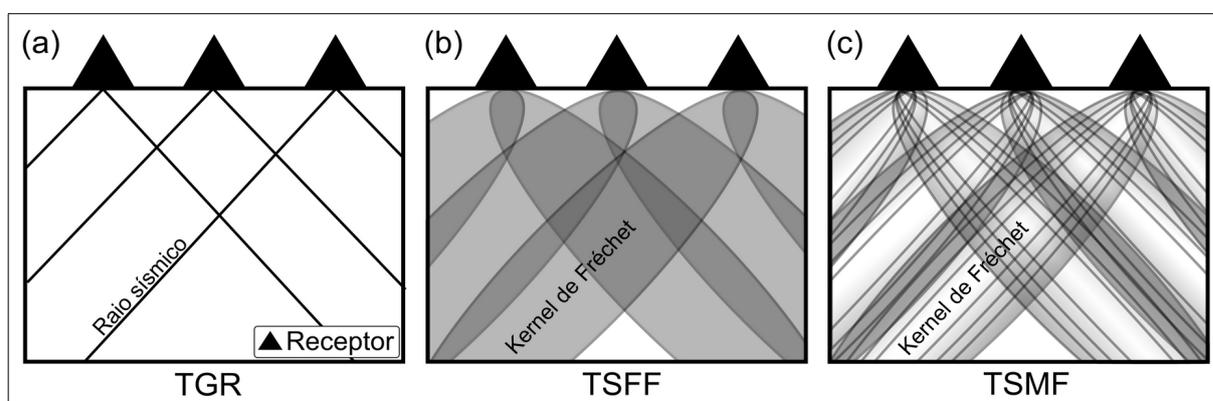


Figura 19. (a) Tomografia Sísmica baseada na Teoria Geométrica do Raio (TGR); (b) Tomografia Sísmica de Frequências Finitas (TSFF); (c) Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (TSM). Fonte: adaptado de Zaroli, 2010 (p. 54).

5.2.2.1 Correlação cruzada

Em cada período, os sismogramas são influenciados por diferentes médias ponderadas da estrutura da Terra, produzindo um *Kernel* de Fréchet correspondente. Dessa forma, medir o tempo de chegada de uma fase sísmica em vários períodos pode aumentar a quantidade de informações independentes para o problema inverso (Equação 15). A TSMF consiste, basicamente, na inversão conjunta de resíduos de tempos de chegada das ondas sísmicas, estimados por meio da correlação cruzada de janelas de tempo em que o sinal é filtrado em múltiplas bandas de frequência (ZAROLI, 2010).

Bonnin et al. (2014) adaptaram o método de correlação cruzada de Vandecar e Crosson (1990), por meio da implementação de um coeficiente de correlação mínima, que define um limiar de rejeição, impedindo saltos de ciclos em altas frequências, e um parâmetro de regularização ou amortecimento, para fazer com que cada tempo de atraso estimado fique levemente próximo ao previsto pelo modelo IASP91 (KENNETT; ENGDAHL, 1991). Neste caso, foram escolhidos 0,85, 0,1 e 5 para coeficiente de correlação mínima, amortecimento e número mínimo de intercorrelações, respectivamente.

O atraso da correlação cruzada de um sinal observado $d(t)$, em relação ao outro sinal $s(t)$, é definido como o tempo do máximo da função:

$$y(t) = \frac{1}{N} \int_{t_1}^{t_2} s(\tau) d(\tau-t) d\tau, N = \int s(\tau)^2 d\tau, \quad (17)$$

onde N é um fator de normalização e τ é atraso de tempo (MERCERAT; NOLET, 2013).

Para calcular a Equação 17 aplicando a técnica de Bonnin et al. (2014), é necessário definir uma janela de tempo que inclua, pelo menos, um período completo da fase filtrada na banda de interesse. Tal escolha não é consenso na literatura e, a depender do autor, utilizam-se janelas de tempo fixas e variáveis. Por isso, com a finalidade de verificar que tipo de abordagem produz uma maior quantidade de resíduos, foi aplicado o método de Mercerat e Nolet (2013) para

janelas de tempo fixo e variável, de acordo com a largura do pulso da fase no sismograma:

$$t_1 = t_{pre} - \sigma - d_{taper1}, \quad (18)$$

$$t_2 = t_{pre} + \sigma + f_c^{-1} + d_{pulso} + d_{taper2}, \quad (19)$$

onde t_1 e t_2 são o tempo (em segundos) antes e depois da chegada teórica da fase S, respectivamente; t_{pre} é o tempo de chegada previsto com incerteza σ ; d_{pulso} é a duração do pulso; f_c é a frequência central do filtro passa-faixa; d_{taper1} e d_{taper2} são a duração da suavização das extremidades do sinal.

Para o caso da janela fixa, foi estabelecida uma largura máxima de 12 s (sem considerar f_c^{-1}), com $d_{pulso} = 5$ s, $\sigma = 0$ e $d_{taper1}, d_{taper2} = 1$ s. Para a janela variável, com exceção de $d_{taper1}, d_{taper2} = 1$ s, nenhum parâmetro foi fixado, de forma que sua largura foi definida visualmente para cada evento de acordo com a duração do pulso de chegada da Onda S.

Desde que a fase possua um pulso completo dentro da janela de tempo, não há problema se o valor de σ for maior que zero ou variável, uma vez que tal parâmetro é utilizado somente para determinar a largura da janela de tempo considerando a incerteza do modelo teórico, não sendo, portanto, levado em consideração no cálculo do tempo de atraso obtido pela correlação cruzada.

Para ambas janelas de tempo, foram aplicados cinco filtros gaussianos com períodos centrais de 2,5, 5, 10, 20 e 40 segundos (Figura 20). A vantagem desse tipo de filtro é serem efetivos para separar baixas frequências que se encontram próximas umas das outras (TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009).

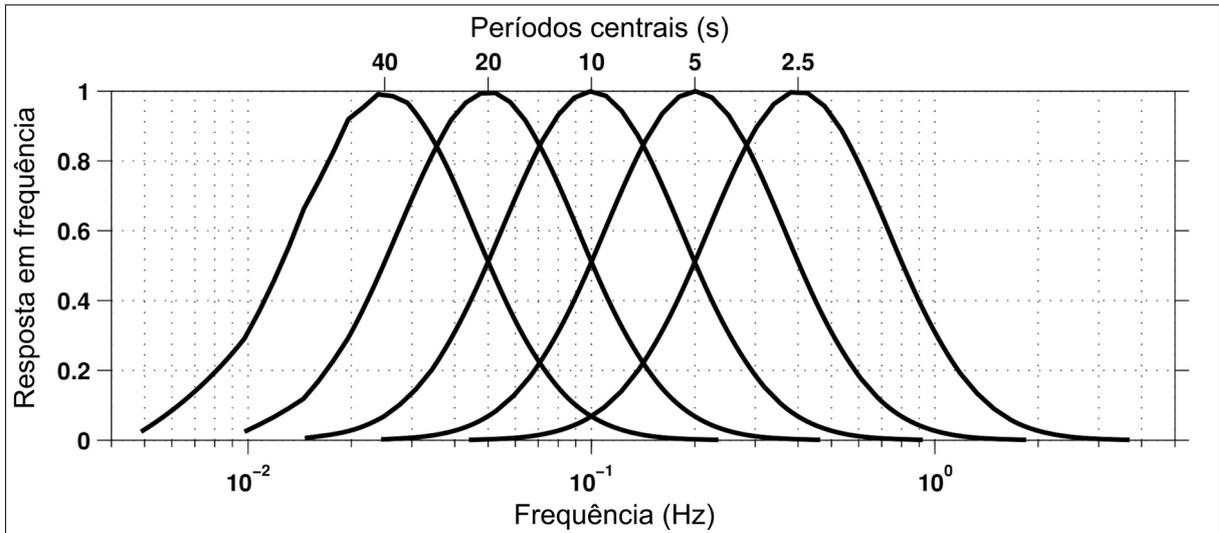


Figura 20. Resposta em frequência dos cinco filtros gaussianos, utilizados na correlação cruzada, com períodos centrais de 40, 20, 10, 5 e 2,5 segundos. Fonte: adaptado de Tian, Sigloch e Nolet, 2009 (p. 1.386).

5.2.2.2 Correções de tempo

As correções de tempo levam em consideração diferenças conhecidas a respeito da simetria esférica da Terra a fim de remover alguns dos fatores que influenciam significativamente no tempo de percurso das ondas sísmicas. No caso da TSMF, as correções são removidas do tempo de atraso (δT) obtido a partir da correlação cruzada:

$$\delta T = T_{obs} - \delta T_{cor}, \quad (20)$$

$$\delta T_{cor} = T_{pre} + \delta T_{el} + \delta T_{cru} + \delta T_{top}, \quad (21)$$

onde T_{obs} e T_{pre} são os tempos de chegada observado e previsto pelo modelo. Já δT_{cor} é o tempo de correção e δT_{el} , δT_{cru} e δT_{top} são as correções de elipticidade, crustal e topográfica, respectivamente (TIAN et al., 2007a).

Os modelos utilizados na previsão dos tempos de chegada das ondas sísmicas são esféricos (e.g. AK135 e IASP91). A Terra, contudo, possui um formato de elipsoide de revolução, com achatamento $f = 1/298,3$, fazendo com que o raio dos polos seja cerca de 22 km menor do que o da região equatorial. Em função disso, é

preciso aplicar uma correção para remover efeitos de perturbações elípticas no caminho do raio sísmico (NOLET, 2008; TIAN et al., 2007a).

A correção de elipticidade combina o método de Dziewonski e Gilbert (1976), que leva em consideração a deflexão completa δr ao longo do raio, e o Princípio de Fermat. Desse modo, é possível remover perturbações no percurso por meio da soma das contribuições devido ao prolongamento ou encurtamento do raio sísmico na sua extremidade, ao deslocamento de descontinuidades ao longo do raio e às perturbações de velocidade $(\partial c/\partial r)\delta r$ ocasionadas pela perturbação elíptica δr . Logo, a correção de elipticidade é dada por:

$$\delta T_{el} = \frac{1}{p_0} \int_0^{\Delta} \frac{r^3}{c^3} \frac{\delta r}{r} \frac{dc}{dr} d\phi \pm \sum_d \delta r \left(\frac{\cos i_1}{c_1} - \frac{\cos i_2}{c_2} \right), \quad (22)$$

onde ϕ é a coordenada polar e o somatório é aplicado para todas as descontinuidades d . O índice 1 representa uma onda incidente e o 2, uma onda transmitida. O sinal positivo (+) é utilizado para raios transmitidos e reflexões no topo de uma descontinuidade (e.g. fase ScS) e o sinal negativo, para reflexões na parte de baixo de uma descontinuidade (e.g. fase SS) (TIAN et al., 2007a).

Para uma Terra com elipticidade $\epsilon(r)$, a deflexão δr é função da profundidade e da latitude:

$$\frac{\delta r}{r} \approx \epsilon(r) \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right). \quad (23)$$

A correção topográfica deve ser aplicada devido à diferença entre a altitude das estações sismográficas e o elipsoide. O modelo crustal CRUST2.0 (BASSIN; LASKE; MASTERS, 2000) inclui variações topográficas, mas seu espaçamento médio de $2^\circ \times 2^\circ$ pode ocasionar uma topografia residual pequena, que pode ser aproximada por:

$$\delta T_{top} = (h - h_{3D}) \frac{|\cos i|}{c_{3D}}, \quad (24)$$

onde i é o ângulo e a velocidade c_{3D} é constante e igual aos valores na superfície. Como a ZF é larga para reflexões na superfície, assume-se que a topografia média dada pelo CRUST2.0 é suficiente para prever efeitos topográficos, isto é, $h = h_{3D}$ (TIAN et al., 2007a).

Os comprimentos de onda típicos para tomografias de grande escala são, geralmente, muito maiores que as dimensões de anomalias crustais. Entretanto, estas podem influenciar de forma não desprezível o tempo de percurso das ondas sísmicas. Assim, ao invés de inferir a estrutura crustal de uma região, utiliza-se um modelo para corrigir sua influência, de tal forma que os atrasos se aproximem daqueles que seriam obtidos se a Terra tivesse uma crosta lateralmente homogênea (NOLET, 2008; TIAN et al., 2007a). A correção crustal (δT_{cru}) é, então, dada por:

$$\delta T_{cru} = t_{3D} - t_R, \quad (25)$$

onde t_R é o tempo de percurso da onda sísmica na crosta segundo o modelo de referência (e.g. AK135 ou IASP91) e t_{3D} é o tempo de percurso calculado por meio do modelo tridimensional, neste caso, o CRUST2.0 (BASSIN; LASKE; MASTERS, 2000).

5.2.2.4 Inversão

A Teoria da Inversão Geofísica (TIG) é um conjunto organizado de técnicas matemáticas utilizadas para a obtenção de informações a respeito do mundo físico com base em inferências realizadas a partir de observações. Ao contrário da teoria direta, definida como o processo de prever dados com base em um princípio geral e um conjunto de condições específicas relevantes ao problema, a TIG parte dos dados e um princípio geral, teoria ou modelo quantitativo para determinar o modelo de parâmetros (MENKE, 2012).

Na TSMF, a inversão consiste em estimar um modelo de perturbações ou anomalias de velocidade a partir da medição de resíduos de tempo obtidos por meio da correlação cruzada de sinais em múltiplas bandas de frequência, isto é, para

cada *Kernel* de Fréchet. A forma geral do problema inverso foi dada pela Equação 15, que pode ser linearmente representado por um sistema de equações do tipo:

$$\begin{cases} d = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]^T, \\ m = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]^T, \end{cases} \quad (26)$$

$$d = Gm, \quad (27)$$

onde d é o vetor de comprimento N que representa os dados, m é o vetor de comprimento M que representa os parâmetros a serem estimados (incluindo as correções) e G é a matriz que representa a projeção do *Kernel* de Fréchet na parametrização do modelo (MENKE, 2012; ZAROLI, 2010).

A parametrização tem por finalidade representar a Terra, segundo uma geometria, como um conjunto de parâmetros discretos. Neste caso, foi utilizada a Parametrização da Terra Cubada (PTC), também conhecida como *Cubed Earth* ou *Princeton Standard Grid* (Figura 21), obtida a partir da adaptação da esfera cubada de Ronchi, Iacono e Paolucci (1996).

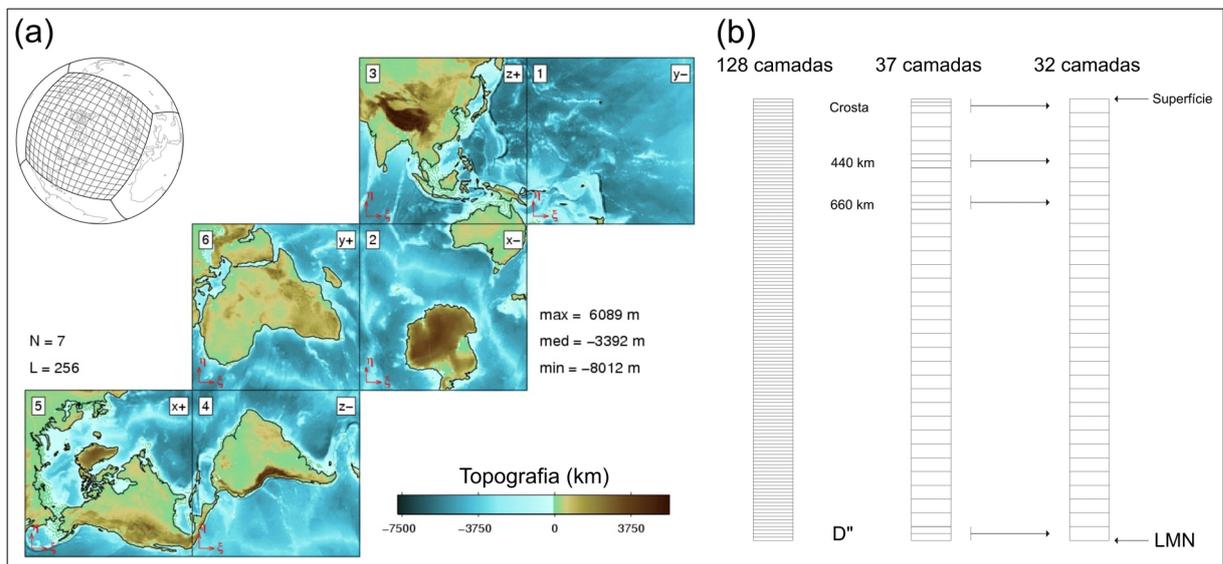


Figura 21. (a) Divisões do globo (canto superior esquerdo) para a Parametrização da Terra Cubada. (b) Camadas subamostradas a partir de 128 camadas com espessuras iguais. Fonte: adaptado de Charléty et al., 2013 (p. 4.890) e Simons et al., 2011 (p. 971).

Na PTC (Figura 21a), a Terra é dividida em seis quadrados, cada um amostrado por 128x128 volumes ou *voxels* (análogos tridimensionais dos *pixels*). Em profundidade, os quadrados possuem 37 camadas distribuídas de forma desigual por meio da subamostragem de uma divisão original de 128 camadas de espessuras iguais, totalizando 3.637.248 *voxels* (Figura 21b). As dimensões dos *voxels* são menores no Limite Manto Núcleo (40x40x90 km) do que na superfície (80x80x90 km). A divisão do globo e dos *voxels* permite a aplicação da tomografia, em escalas regional e global, no imageamento da maioria dos fenômenos geodinâmicos do manto (CHARLÉTY et al., 2013; NOLET et al., 2018; SIMONS et al., 2011).

O problema inverso na TSMF é mal posto e, portanto, apresenta instabilidade e não unicidade. A instabilidade é ocasionada pela alta sensibilidade dos parâmetros a pequenas variações nos dados. A consequência da não unicidade, por sua vez, é a existência de vários parâmetros que produzem as mesmas soluções. Uma forma de contornar esses problemas é aplicando uma regularização de Tikhonov, que consiste em impor restrições aos parâmetros a serem estimados (KRESS, 1998; TIKHONOV; ARSEININ, 1977).

A regularização do problema inverso envolve a inclusão dos parâmetros de amortecimento e suavização na Equação 27, obtendo o sistema linear discreto a partir da forma contínua dada pela Equação 15. Dessa forma, têm-se que:

$$\begin{cases} m = \sum_j m_j b_j \\ d_i = \sum_j G_{ij} m_j \\ G_{ij} = \int_V K_i b_j d^3r \end{cases} \quad (28)$$

$$\overbrace{\begin{pmatrix} G \\ \varepsilon_1 I \\ \varepsilon_2 R \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta \ln V_S \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}}^{G_{ij} m = d_i} = \begin{pmatrix} \delta T \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (29)$$

onde G contém os *Kernels* de Fréchet, I é a matriz identidade, R é o operador laplaciano de suavidade, ε_1 e ε_2 são os parâmetros de amortecimento e suavização e b_j é a parametrização do modelo. O vetor do lado direito da igualdade contém os

dados d_i , com os tempos de atraso δT já incluindo as correções de elipticidade, topografia e de estrutura crustal. Já o vetor que representa o modelo contém as anomalias de velocidade das Ondas S ($\delta \ln V_s$) (TIAN et al., 2007b; TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009; ZAROLI, 2010).

O amortecimento é utilizado para manter o modelo inicial próximo ao modelo de referência, enquanto a suavização permite que não ocorram mudanças abruptas entre parâmetros espacialmente adjacentes. Considerando o amortecimento e a suavização, podemos formular o problema inverso regularizado como:

$$\phi = \|d - Km\|^2 + \varepsilon_1^2 I \|m\|^2 + \varepsilon_2^2 \|\nabla^2 m\|^2, \quad (30)$$

onde $\|d - Km\|^2$ é a parte da função objetivo que inclui o erro ocasionado por ruído e simplificações. A minimização da Equação 30 é realizada por meio do algoritmo de Regressão por Mínimos Quadrados por Fatoração QR (LSQR – *Least Squares Regression by QR Factorization*) de Paige e Saunders (1982).

Para verificar o comportamento do ajuste dos dados em relação ao grau de regularização do modelo, foi utilizada a estatística χ^2 . Neste caso, considerou-se χ^2/N como uma medida de desajuste entre os dados observados em relação aos previstos pela Teoria das Múltiplas Freqüências, segundo a equação:

$$\frac{\chi^2}{N} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - \sum_j G'_{ij} m_j}{\sigma_i} \right)^2, \quad (31)$$

onde G'_{ij} é a submatriz formada pela primeira linha das duas primeiras matrizes na Equação 30, σ_i é a incerteza do dado d_i e N é o número total de dados (TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009).

Se σ_i estiver corretamente estimado, χ^2/N deve ficar próximo a 1 para um modelo que se ajusta aos dados, isto é, $\chi^2 = N$. Valores mais altos que N indicam que o desajuste será mais alto que o esperado quando se considera o erro conhecido dos dados, enquanto valores muito menores que N indicam que o modelo está tentando se ajustar aos erros dos dados. Se dois raios próximos, por exemplo,

possuem anomalias de tempo diferindo em 0,8 segundo e o desvio padrão estimado é de 1,0 segundo, é aceitável que um modelo suavizado preveja a mesma anomalia para ambos, em vez de introduzir um gradiente de velocidade abrupto no modelo tridimensional para satisfazer a diferença (NOLET, 2008; TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009).

A análise do comportamento da Curva L ou *Tradeoff Curve* (Figura 22), gerada pelos valores do Resíduo Médio Quadrático (RMS - *Root Mean Square*) ou da norma de $|m|^2$ e χ^2/N , pode auxiliar na escolha dos modelos. Se houver uma redução significativa no RMS ou em $|m|^2$, gerando uma pequena variação em χ^2/N , é um indicativo de que o erro dos dados foi subestimado (ponto A), ocasionando um modelo mais rugoso. De forma contrária, se houver um aumento significativo em χ^2/N enquanto ocorre uma pequena redução no RMS ou em $|m|^2$ (ponto C), é um indicativo de que os erros foram superestimados, ocasionando um modelo mais suavizado (NOLET, 2008).

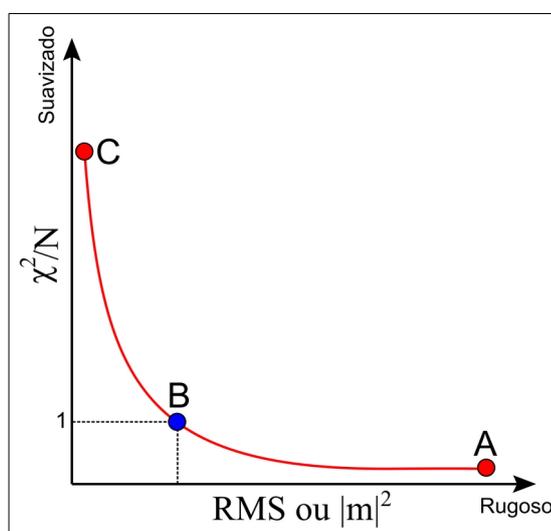


Figura 22. Curva L ou *Tradeoff Curve* considerando uma alta rugosidade (ponto A), um forte amortecimento (ponto C) e um equilíbrio entre os dois (ponto B). Fonte: adaptado de Nolet, 2008 (p. 259).

Os pontos A e C da Figura 22 representam situações extremas, uma vez que em A ocorre a tentativa de se ajustar os erros ($\chi^2/N < 1$), criando feições erráticas no modelo e, no ponto C, ocorre um forte amortecimento ($\chi^2/N > 1$), removendo feições de menor escala. O ideal é encontrar um equilíbrio entre rugosidade e suavização na região próxima à inflexão da curva (ponto B), com $\chi^2/N \approx 1$ (NOLET, 2008).

6. RESULTADOS

Esta seção apresenta os resultados de três artigos produzidos no âmbito da tese. O primeiro, intitulado “*Orientation error estimation for the Brazilian Seismographic Network (RSBR) using particle motion analysis of teleseismic P-waves*”, foi submetido ao *Bulletin of the Seismological Society of America* (BSSA). Por ser uma rede aberta e de importância mundial e cobrir regiões ainda pouco estudadas por métodos sismológicos, esse artigo teve como foco a identificação de estações da RSBR com erro de orientação. Também é discutida uma possível correlação entre geologia regional e variação de desvios azimutais e a influência dos erros de orientação no método da Função do Receptor. O comprovante de submissão do artigo encontra-se no APÊNDICE B.

O segundo artigo, intitulado “*Estimating seismometer orientations from teleseismic P-wave Particle Motion*”, foi submetido ao *Brazilian Journal of Geophysics* (BrJG), com foco em identificar erros de orientação em estações de redes temporários e que não possuem dados abertos, como as redes XC-USP e OS-UnB. Embora sejam fechadas, tais redes têm sido de grande relevância em diversos projetos de pesquisa em nível nacional e internacional, incluindo a Tomografia Sísmica. Esse artigo foi aceito e as revisões sugeridas já foram realizadas e submetidas e, no momento, ele está “Aguardando Lista de Verificação de Produção”. Os comprovantes de submissão e aceite do artigo encontram-se no APÊNDICE C.

O terceiro artigo, com título provisório “*Imaging paleocontinents under Brazil from S-wave Multiple Frequency Seismic Tomography*”, está em fase de redação e será submetido após a defesa, uma vez que a intenção é incluir as críticas e correções realizadas pela banca avaliadora. Os resultados, contudo, são apresentados neste capítulo e discutidos no Capítulo 7.

6.1 Orientação das estações

Foram utilizados 6.632 sismogramas triaxiais, que correspondem a um total de 336 telessismos ocorridos no período de 09/11/2012 a 23/10/2019 (Figura 23a). A maior parte dos eventos (82,17%) ocorreu a distâncias epicentrais de até 60° (Figura

23a). A grande maioria dos eventos (83,63%) possui magnitudes menores que 7,0 (Figura 23c), sendo a maior registrada a do terremoto ocorrido no Chile (8,3 m_w), em 16/09/2015, às 22:54:32 (Hora Origem UTC), a uma profundidade de 22,0 km. Em termos de distribuição de profundidade, 75,59% dos eventos ocorreram em até 60 km, 20,24% ocorreram entre 60 km e 300 km e somente 4,17% acima de 300 km (Figura 23d). Para a maioria dos eventos registrados (86,61%), a Onda P incidiu com ângulos entre 20° e 40° em relação à normal (Figura 23e).

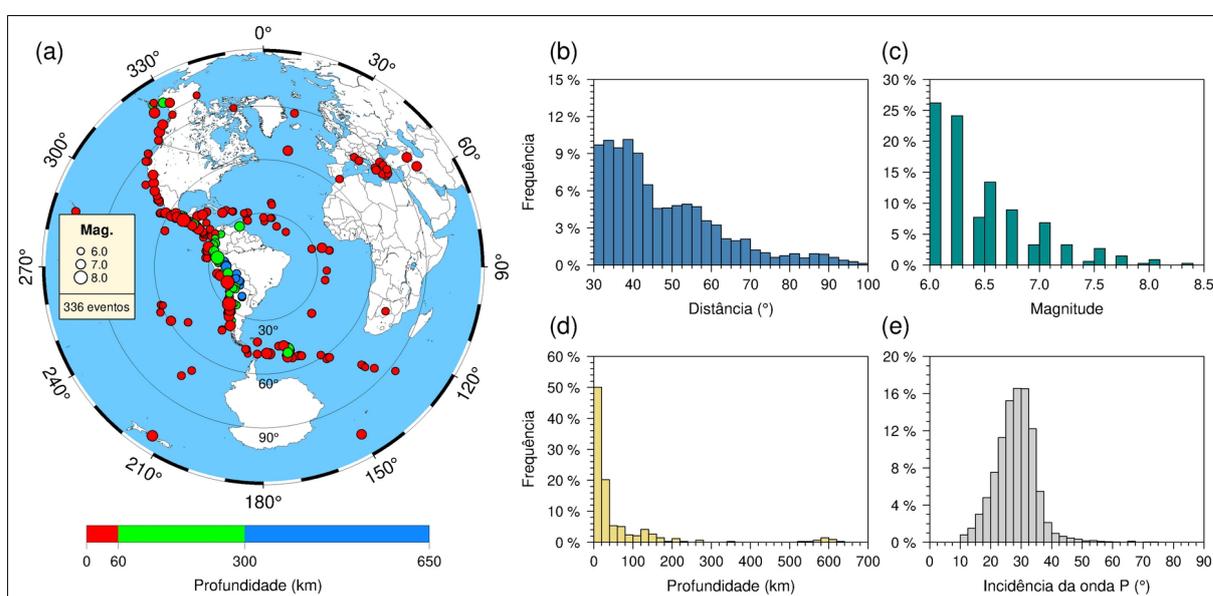


Figura 23. (a) Localização dos telessismos (círculos) utilizados na Análise de Movimento de Partícula de Ondas P para verificar a orientação das estações. O tamanho de cada círculo é proporcional à magnitude e as linhas concêntricas indicam distâncias de 30°. As distribuições de frequência dos valores de distância epicentral, magnitude, profundidade e ângulo de incidência das Onda P são apresentadas em (b), (c), (d) e (e), respectivamente.

Foram analisados dados de 141 estações, das quais 90 pertencem à RSBR, 28 à rede XC-USP e 23 à rede OS-UnB. As Figuras 24 a 26 apresentam os resultados de erro de orientação (θ_E), variação do desvio azimutal ($\Delta\theta$), assim como os valores de \bar{R} e o número de eventos (N). As estatísticas foram calculadas para cada sismômetro e, em caso de correção de orientação realizada em campo ou troca do equipamento, foram considerados os períodos anterior e posterior a esse procedimento. A compilação das estimativas e estatísticas de todos os parâmetros encontra-se nas Tabelas 3 a 8 do APÊNDICE A.

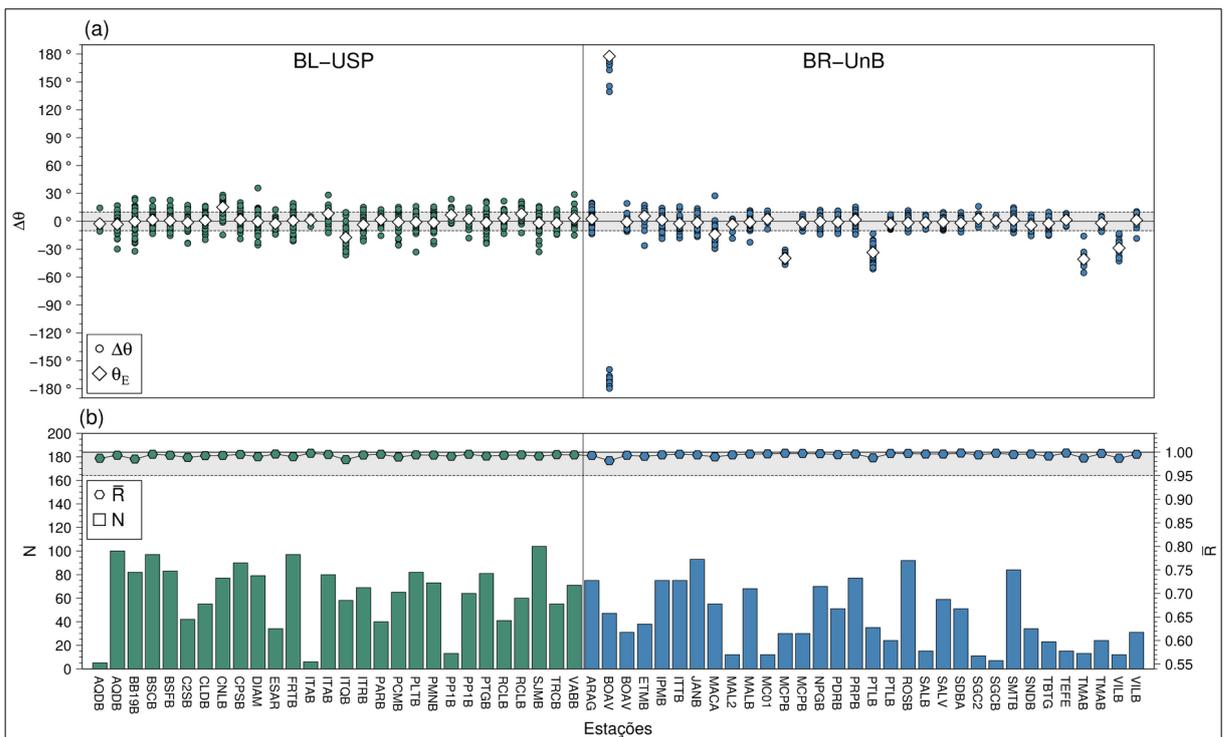


Figura 24. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das sub-redes BL-USP e BR-UnB da RSBR. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.

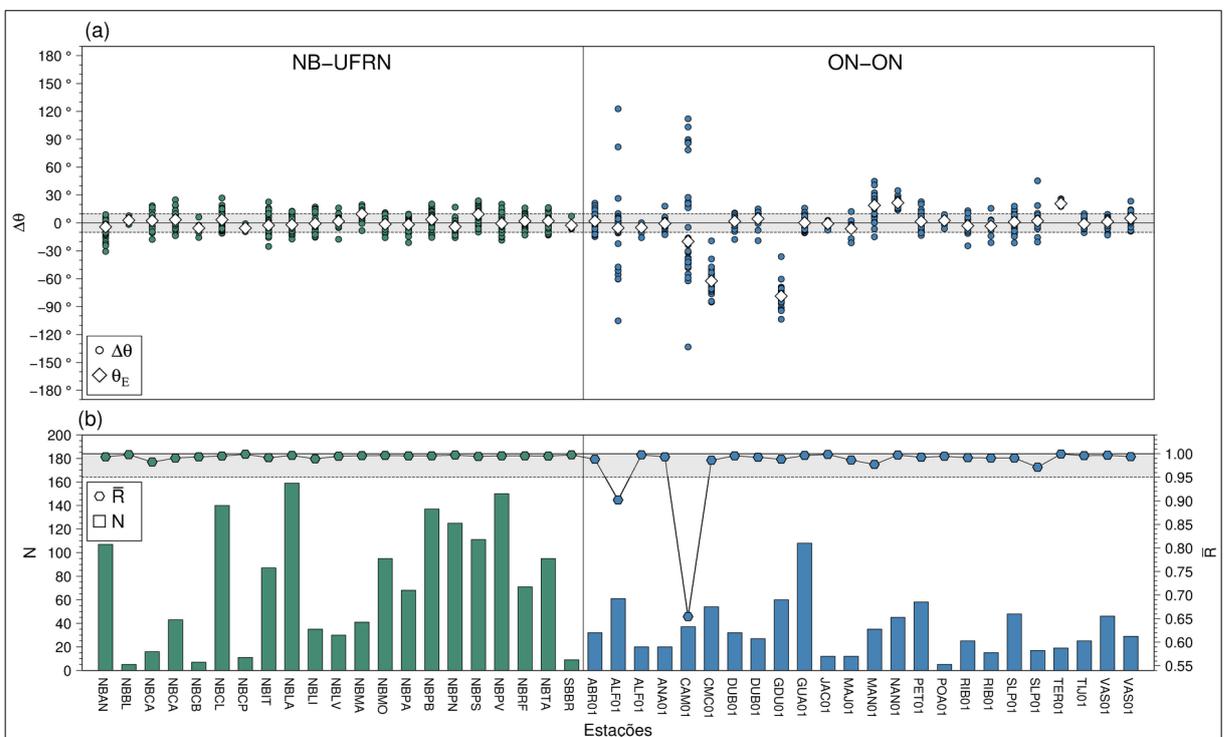


Figura 25. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das sub-redes NB-UFRN e ON-ON da RSBR. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.

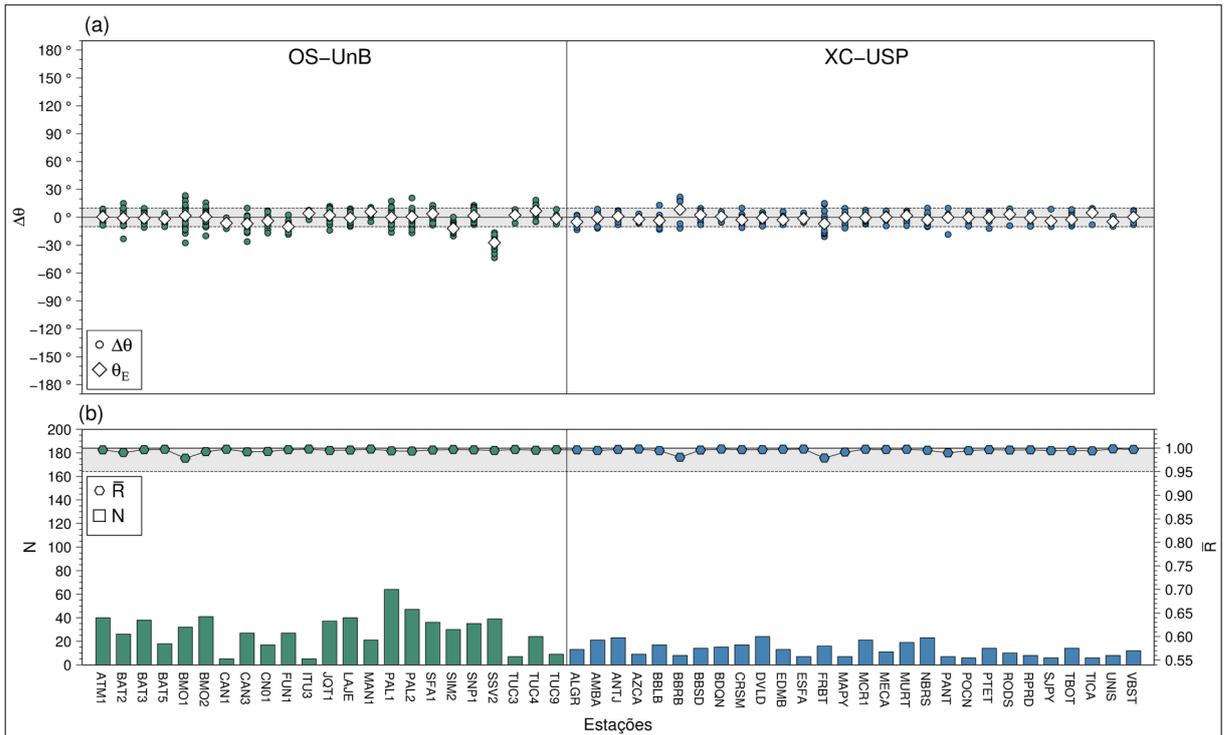


Figura 26. (a) Desvio azimutal $\Delta\theta$ e erro de orientação θ_E estimados para as estações das redes OS-UnB e XC-USP. (b) Comprimento médio resultante R estimado a partir dos valores de $\Delta\theta$ para uma quantidade N de eventos.

Do total de 156 sismômetros analisados, 139 possuem erro de orientação absoluto ($|\theta_E|$) de até 10° , 7 possuem erro entre 10° e 20° , 10 possuem erro igual ou maior que 20° . Somente o sismômetro da estação BOAV, que faz parte da sub-rede BR-UnB (Figura 24a), possui erro de orientação maior que $\pm 90^\circ$ ($+177,5^\circ$), considerando a análise realizada com dados de um período anterior à reorientação manual executada em visita técnica. Após esse procedimento, o erro de orientação de BOAV foi estimado em $-0,7^\circ$. A Figura 27 apresenta a localização e as estimativas de $|\theta_E|$ obtidas para cada estação sismográfica.

Considerando a incerteza azimutal a priori de $\pm 1,5^\circ$ (Equação 6) e possíveis variações nas estimativas ocasionadas pelas condições geológicas locais, foi estimado um critério de $\pm 10^\circ$ para definir que uma estação necessita de correção de orientação. Dessa forma, a sub-rede BL-USP possui 2 estações com erro de orientação absoluto acima de 10° (CNLB e ITQB), a sub-rede BR-UnB possui 6 (BOAV, MACA, MCPB, PTLB, TMAB e VILB), a sub-rede ON-ON possui 6 (CAM01, CMC01, GDU01, MAN01, NAN01 e TER01) e a rede OS-UnB possui 3 (FUN1, SIM2

e SSV2). Não foram identificadas estações com erro de orientação na sub-rede NB-UFRN e na rede XC-USP.

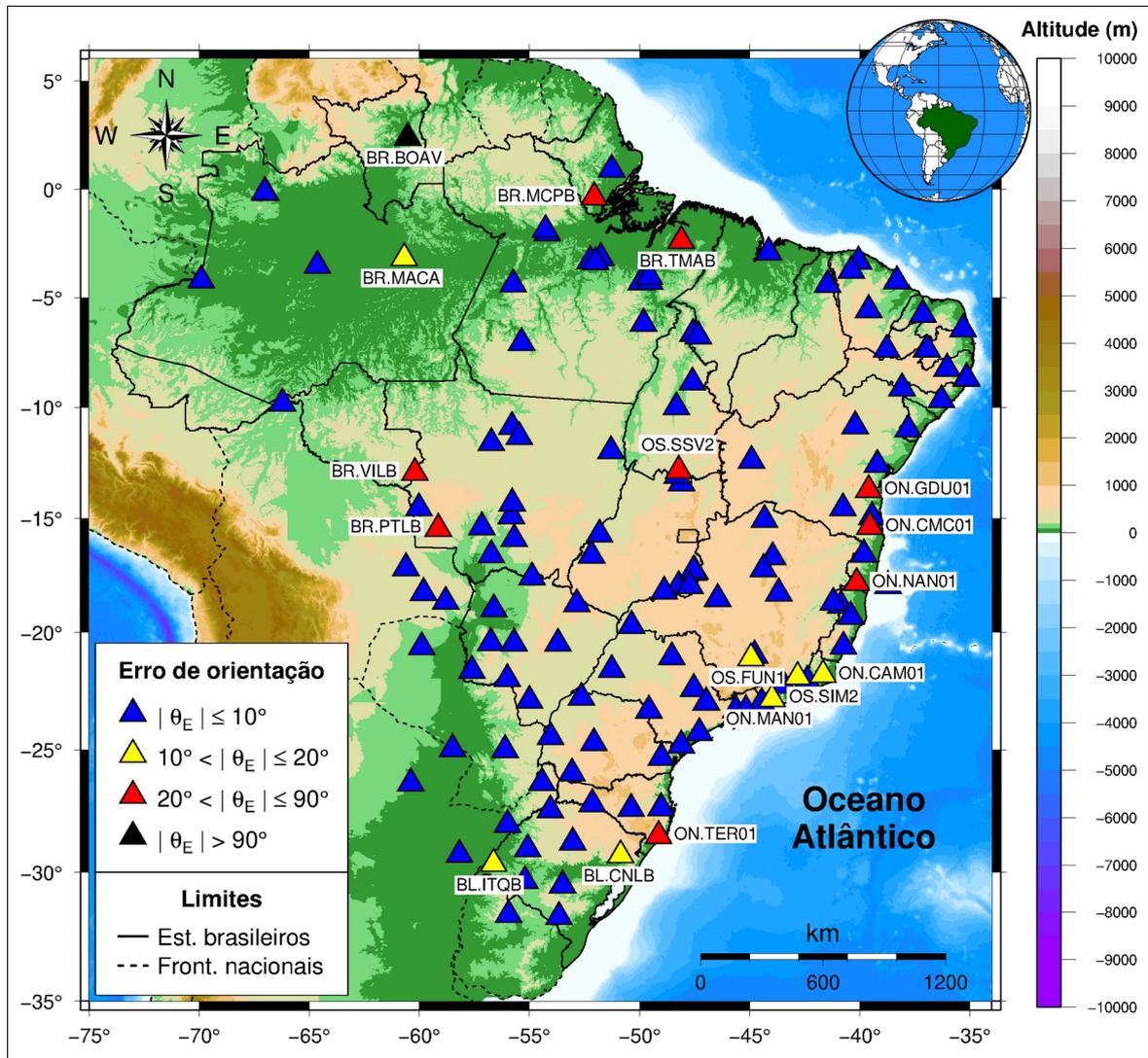


Figura 27. Localização das estações (triângulos) com a indicação do erro de orientação absoluto $|\theta_E|$. As 17 estações com $|\theta_E|$ superior a 10° estão identificadas no mapa.

Não foram encontradas informações confiáveis a respeito dos modelos e períodos de funcionamento dos sismômetros instalados nas estações da rede OS-UnB. Algumas estações já passaram por manutenção e substituição do sismômetro sem que isso tivesse sido informado no arquivo de metadados (*dataless*) ou nos relatórios de campo. Por essa razão, foi necessário considerar que o sismômetro registrado no *dataless* disponível funcionou durante todo o período de dados analisado.

Em termos da quantidade de telessismos (N) utilizada nas estimativas e na análise estatística, 22 sismômetros registraram até 10 eventos, 82 registraram entre 10 a 50 eventos, e 52 registraram mais que 50 eventos (Figuras 24b a 26b). A estação que registrou o maior número de telessismos foi NBLA (159), pertencente à sub-rede NB-UFRN (Figura 25b). Já com relação ao comprimento médio resultante \bar{R} , somente duas estações possuem valores menores que 0,95, ALF01 e CAM01, ambas pertencentes à sub-rede ON-ON (Figura 25b).

Todos os valores de p , calculados por meio do Teste de Uniformidade de Rayleigh, são menores que 0,05. A combinação dos valores de \bar{R} e de p indicam que os desvios azimutais $\Delta\theta$ se concentram ao redor do erro de orientação médio θ_E . A dispersão de $\Delta\theta$, para as estações ALF01 e CAM01 (Figura 25a), ocorreu, possivelmente, devido ao ruído nas chegadas das Ondas P, que afetaram a Análise do Movimento de Partícula.

6.1.1 Comparação com resultados da literatura

Bianchi (2015) utilizou o pacote de programas SeismicHandler (STAMMLER, 1993) para estimar, de forma automática, o azimute reverso obtido pelo movimento de partícula das Ondas P e compará-lo com o valor teórico. Como critério de seleção dos dados, utilizou eventos ocorridos em distâncias de 30° a 100° e magnitudes a partir de 5,5. Como parâmetros para o processamento das formas de onda, aplicou uma janela fixa de 10 segundos após a chegada teórica da fase P, dada pelo modelo IASP91 (KENNETT; ENGDAHL, 1991), e os filtros passa-alta e passa-faixa com frequências de corte de 0,03 Hz e de 0,5 a 2,0 Hz, respectivamente.

As aferições de orientação do sismômetro, durante visitas técnicas a 7 estações da sub-rede BR-UnB (Tabela 1), permitiram estabelecer um critério objetivo para comparar os resultados deste trabalho e os de Bianchi (2015). Para auxiliar na identificação da causa do erro de orientação (Seção 6.1.2), foram incluídas as declinações magnéticas estimadas pelo modelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (THÉBAULT et al., 2015) e os valores efetivamente utilizados pelo técnico de campo para declinar a bússola nas datas de instalação e manutenção dos sismômetros.

Tabela 1. Valores de declinação magnética estimados utilizando o IGRF (D_{IGRF}), referentes aos dias de instalação do sismômetro e de correção de sua orientação. D_{Rel} é o valor da declinação informado no relatório de campo. As últimas 4 colunas apresentam um comparativo entre os valores de erro de orientação medidos com a bússola em campo, os estimados por este estudo e os estimados por Bianchi (2015).

ESTAÇÃO	INSTALAÇÃO			CORREÇÃO			ERRO DE ORIENTAÇÃO				
	Data	D_{IGRF}	D_{Rel}	Data	D_{IGRF}	D_{Rel}	Relatório	Este estudo		Bianchi (2015)	
							Medido (bússola)	Antes da correção	Após a correção	Antes da correção	Após a correção
BL.CNLB	091/2011	-16,4°	-	-	-	-	-	+15,3°	-	+17,0°	-
BL.C2SB	212/2012	-18,2°	-	-	-	-	-	-1,1°	-	+21,0°	-
BL.ITQB	340/2013	-12,4°	-	-	-	-	-	-17,4°	-	-18,0°	-
BR.BOAV	027/2014	-15,1°	-19,2°	335/2016	-15,2°	-15,4°	180,0°	+177,5°	-0,7°	+28,0°	-
BR.MACA	100/2014	-14,9°	-14,9°	-	-	-	-	-14,0°	-	-14,0°	-
BR.MCPB	209/2014	-19,0°	-19,1°	093/2016	-19,0°	-19,0°	-38,5°	-39,7°	-1,6°	-41,0°	-
BR.PTLB	348/2013	-14,7°	-18,9°	216/2016	-14,2°	-15,0°	-27,5°	-33,3°	-2,8°	-29,0°	-
BR.SMTB	254/2012	-21,0°	-	-	-	-	0°	+1,1°	-	-	-
BR.TBTG	243/2014	-8,5°	-8,6°	240/2016	-8,9°	-8,6°	0°	-2,2°	-2,2°	+167,0°	-
BR.TMAB	221/2014	-20,3°	-20,3°	050/2016	-20,3°	-20,2°	-40,2°	-40,6°	-2,0°	+90,0°	-
BR.VILB	088/2014	-14,4°	-23,9°	219/2015	-14,6°	-14,5°	-28,0°	-28,8°	+1,4°	-16,0°	-
NB.NBMA	094/2013	-22,2°	-	-	-	-	-	+9,7°	-	+12,0°	-
ON.CAM01	228/2011	-22,8°	-	-	-	-	-	-19,9°	-	+32,0°	-
ON.CMC01	099/2014	-23,5°	-	-	-	-	-	-62,4°	-	-60,0°	-
ON.GDU01	118/2014	-23,4°	-	-	-	-	-	-78,6°	-	-68,0°	-
ON.MAN01	279/2011	-21,9°	-	-	-	-	-	+18,9°	-	+19,0°	-
ON.NAN01	252/2015	-23,7°	-	-	-	-	-	+21,1°	-	+22,0°	-
ON.TER01	184/2012	-18,5°	-	-	-	-	-	+20,9°	-	-	-
ON.TRI01	140/2018	-24,9°	-	-	-	-	-	-	-	+19,0°	-

Bianchi (2015) identificou 17 estações da RSBR com erros absolutos de orientação maiores que 10° , das quais 9 possuem valores similares (diferença de até $\pm 5^\circ$) aos obtidos neste trabalho (Tabela 1): BL.CNLB, BL.ITQB, BR.MACA, BR.MCPB, BR.PTLB, NB.NBMA, ON.CMC01, ON.MAN01 e ON.NAN01. Para as demais estações, contudo, há grandes discrepâncias, possivelmente ocasionadas pelas diferentes abordagens metodológicas.

Enquanto Bianchi (2015) aplicou um procedimento automático, neste trabalho, foi realizada uma análise visual das formas de onda para selecionar somente os eventos com polaridade clara, considerando um ciclo completo de chegada (janela de tempo variável), conforme os exemplos das Figura 5, 7 e 8. Tal análise permitiu o descarte de eventos com chegada ou polaridade duvidosa, que poderiam ocasionar grande dispersão nos valores de azimute reverso e, portanto, afetar a qualidade das estimativas de erro de orientação.

Os valores de erro de orientação medidos com a bússola (Tabela 1) são próximos aos estimados nesta pesquisa, o que sugere que a metodologia utilizada obteve maior êxito em identificar estações com erro de orientação. Isso pode ser constatado pelas estimativas obtidas para BR.BOAV, BR.TBTG e BR.TMAB. Enquanto, neste trabalho, os erros de tais estações foram estimados em $+177,5^\circ$, $-2,2^\circ$ e $-40,6^\circ$, Bianchi (2015) obteve $+28,0^\circ$, $+167,0^\circ$ e $+90,0^\circ$, respectivamente.

6.1.2 Possíveis causas dos erros de orientação

Erros durante a instalação de estações sismográfica podem ocorrer devido a falhas instrumentais, humanas ou por fatores geológicos. Como não havia registros de problemas na bússola nos relatórios de campo e a descrição geológica dos locais de instalação não indicava a presença de rochas ou materiais que poderiam afetar o campo magnético local e induzir a uma definição incorreta do Norte Geográfico, essas hipóteses não foram consideradas. Também não havia registro de problemas nas massas dos sismômetros que pudessem afetar de forma desigual as componentes dos sismogramas. Portanto, por exclusão, a hipótese mais plausível é a de que os erros de orientação identificados podem ter sido ocasionados pelo

posicionamento incorreto do sismômetro por descuido ou pela aplicação de uma declinação incorreta na bússola.

A Figura 28 fornece exemplos de como erros de orientação podem ser ocasionados pela declinação incorreta da bússola. Em qualquer ponto do território brasileiro, a declinação magnética é negativa, de forma que o ajuste da declinação dever ser realizado no sentido anti-horário. Se a declinação for aplicada corretamente, considerando um local com declinação de -20° , por exemplo, a estimativa de erro de orientação é nula (Figura 28a). Se o erro de orientação for negativo, é possível que a bússola não tenha sido declinada (Figura 28b) ou o procedimento foi realizado no sentido oposto, causando um erro igual ao dobro da declinação (Figura 28c). Já no caso de erro positivo, a declinação foi aplicada no sentido correto, mas com um ângulo maior que o fornecido pelo IGRF (Figura 28d).

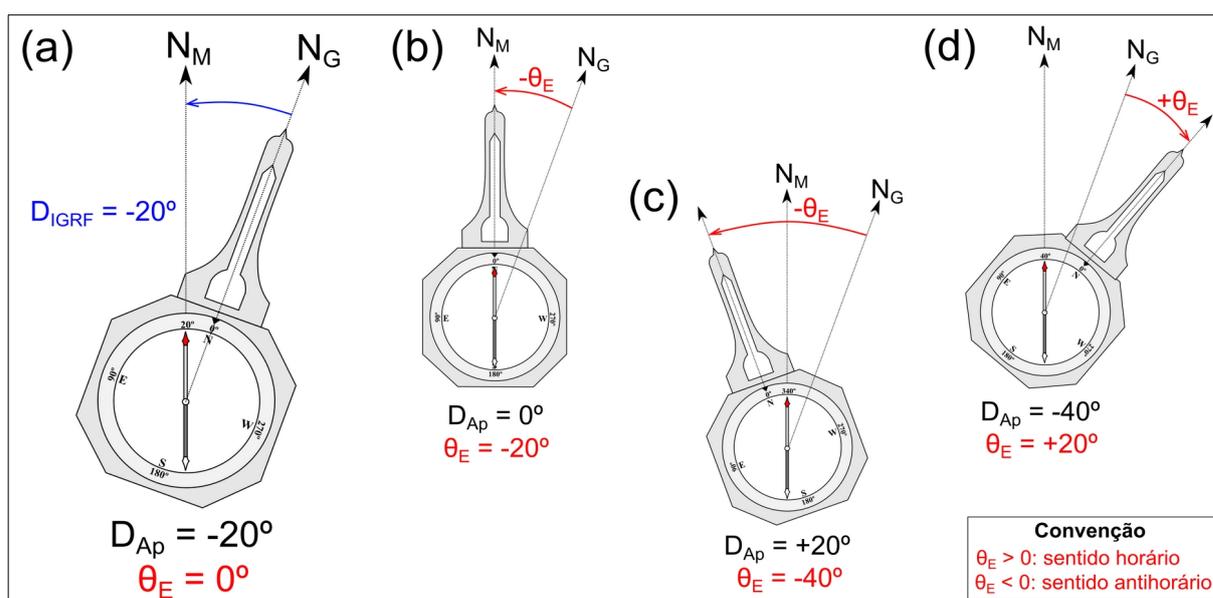


Figura 28. (a) Bússola com declinação magnética aplicada (D_{Ap}) igual à do IGRF ($D_{IGRF} = -20^\circ$) ou do Norte Magnético (N_M), para um local qualquer do território brasileiro, gerando um erro de orientação (θ_E) nulo em relação ao Norte Geográfico (N_G). (b) Bússola sem declinação magnética, gerando um valor de θ_E igual ao D_{IGRF} . (c) Bússola com D_{Ap} igual ao D_{IGRF} em magnitude, mas com ajuste realizado em sentido contrário, gerando θ_E negativo e igual a dobro da D_{IGRF} . (d) Bússola com D_{Ap} maior que D_{IGRF} , gerando um θ_E com metade do valor de D_{IGRF} em módulo.

Com exceção da estação BR.BOAV, que teve seu sismômetro instalado com a componente Norte-Sul invertida, os erros de orientação observados foram ocasionados, principalmente, pela declinação incorreta da bússola. A Tabela 2

apresenta as estações que, possivelmente, tiveram seus sismômetros orientados com uma bússola declinada incorretamente segundo as situações descritas na Figura 28.

Tabela 2. Tipos de erros de declinação que podem ter ocorrido na bússola utilizada para orientar os sismômetros de 14 estações. O “X” indica o tipo de erro identificado para a estação.

ESTAÇÃO	TIPOS DE ERRO DE DECLINAÇÃO		
	Não aplicada	Sentido incorreto	Valor incorreto
BL.CNLB			X
BL.ITQB	X		
BR.MACA	X		
BR.MCPB		X	
BR.PTLB		X	X
BR.TMAB		X	
BR.VILB		X	
ON.CAM01	X		
ON.CMC01		X	X
ON.GDU01		X	X
ON.MAN01			X
ON.NAN01			X
ON.TER01			X
OS.SSV2	X		

Algumas estações se enquadram no caso em que a estimativa de erro de orientação é semelhante ao valor de declinação (Figura 28b), indicando que a bússola não foi declinada: BL.ITQB (θ_E estimado = $-17,4^\circ$; D_{IGRF} = $-12,4^\circ$), BR.MACA (θ_E estimado = $-14,0^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-14,9^\circ$), ON.CAM01 (θ_E estimado = $-19,9^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-22,8^\circ$) e OS.SSV2 (θ_E estimado = $-27,2^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-21,2^\circ$).

As estações que se enquadram no caso de declinação realizada no sentido incorreto (Figura 28c) são: BR.MCPB (θ_E medido = $-38,5^\circ$; θ_E estimado = $-39,7^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-19,1^\circ$), BR.PTLB (θ_E medido = $-27,5^\circ$; θ_E estimado = $-33,3^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-18,9^\circ$), BR.TMAB (θ_E medido = $-40,2^\circ$; θ_E estimado = $-40,6^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-20,3^\circ$), BR.VILB (θ_E medido = $-28,0^\circ$; θ_E estimado = $-28,8^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-23,9^\circ$), ON.CMC01 (θ_E estimado = $-62,4^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-23,5^\circ$) e ON.GDU01 (θ_E estimado = $-78,6^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-23,4^\circ$). Destas, 3 tiveram estimativas ou medidas de θ_E aproximadamente o dobro de D_{IGRF} , sugerindo que o ajuste foi realizado com o

ângulo de declinação correto, mas no sentido contrário. A Figura 11b confirma que a bússola utilizada para orientar o sismômetro de BR.VILB foi declinada no sentido incorreto, pois a posição da agulha está à direita do braço de visada.

Ao orientar as estações BR.PTLB, ON.CMC01 e ON.GDU01, ocorreu uma combinação de erros: a declinação foi aplicada no sentido incorreto (Figura 28c) e com um valor que não corresponde ao IGRF do local de instalação. Já para as estações BL.CNLB (θ_E estimado = $+15,3^\circ$; $D_{IGRF} = -16,4^\circ$), ON.MAN01 (θ_E estimado = $+19,9^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-21,9^\circ$), ON.NAN01 (θ_E estimado = $+21,1^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-23,7^\circ$) e ON.TER01 (θ_E estimado = $+20,9^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-18,5^\circ$), a declinação foi aplicada no sentido correto, mas com um valor maior que a dada pelo IGRF para os locais de instalação e, portanto, enquadra-se no caso ilustrado pela Figura 28d.

Embora as estações OS.FUN1 e OS.SIM2 possuam erros de orientação iguais a $-10,1^\circ$ e $-11,9^\circ$, respectivamente, se for considerada a incerteza *a priori* de $\pm 1,5^\circ$, não se pode afirmar que os sismômetros de tais estações estejam orientados incorretamente.

A Figura 29 apresenta o caso da estação BR.BOAV, em que o sismômetro foi instalado com a componente Norte-Sul invertida e a declinação aplicada foi maior do que a estimada pelo IGRF ($D_{IGRF} = -15,1^\circ$; D_{IGRF} aplicada = $-19,2^\circ$). No corpo do sismômetro, há uma linha vertical com uma letra N indicando a direção Norte (Figura 29b), que deve ser apontada para o Norte Geográfico (N_G). Contudo, o técnico posicionou o equipamento com tal marcação apontando para o Sul Geográfico (S_G), acarretando um erro de orientação de 180° .

A inversão das componentes pode ser constatada pela posição do conector, dos cabos e da marcação feita na base de cimento (círculo branco). Se o posicionamento do sismômetro tivesse sido realizado corretamente, não seria possível ver o conector na Figura 29b e a marcação de S_G não estaria apontando para N_G , como mostra a Figura 29c. Ademais, a diferença entre o erro de orientação medido com a bússola (180°) e o estimado ($+177,5^\circ$) pode ser consequência da diferença entre a declinação dada pelo IGRF ($-15,1^\circ$) e a que foi aplicada ($-19,2^\circ$).

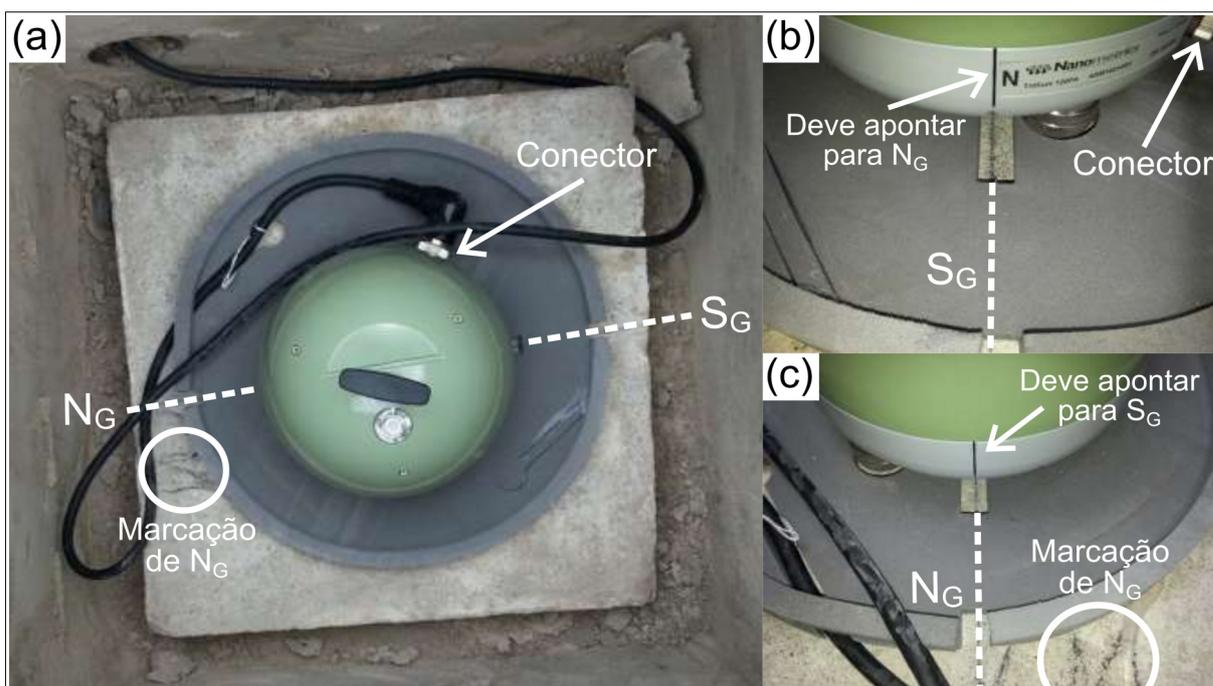


Figura 29. (a) Sismômetro instalado na estação BR.BOAV, indicando a direção do Norte Geográfico (N_G), do Sul Geográfico (S_G), da posição do conector e a marcação de N_G na base de cimento. (b) Marcação indicando que o Norte (N) do sismômetro está apontando para S_G . (c) Marcação indicando que o Sul do sismômetro está apontando para N_G . Fotos: Carvalho, 2014 (p. 4).

6.1.3 Influência da geologia regional

A geologia também é um fator que pode influenciar na relação sinal/ruído das Ondas P e, portanto, nas estimativas de erro de orientação. Das 141 estações com $N \geq 5$ (APÊNDICE A, Tabelas 3 a 8), 80 foram instaladas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano (EPC), 60 em Coberturas Fanerozoicas (CF) e somente 1 na Plataforma Continental (PC). Em relação às características geológicas locais, 51 foram instaladas sobre rochas aflorantes e 10 em sedimentos inconsolidados ou solo. Para o restante das estações, não foi possível encontrar informações dessa natureza nos relatórios, fotografias ou tal informação não foi disponibilizada pelas instituições que gerenciam as sub-redes da RSBR.

A fim de investigar se há alguma diferença estatisticamente significativa entre os valores de desvio azimutal ($\Delta\theta$) estimados para EPC e CF, foi aplicado o Teste Não Paramétrico de Watson U^2 para $\Delta\theta$ de estações com $N \geq 10$, $\bar{R} \geq 0,95$ e $\theta_E \leq 15^\circ$. Além disso, como as amplitudes de chegada das Ondas P tendem a ser mais

ruidosas em sedimentos inconsolidados (TRNKOCZY et al., 2012), foram utilizadas somente as estações instaladas sobre rochas aflorantes.

Os critérios estatísticos e geológicos foram necessários para isolar a influência da geologia regional de um possível viés ocasionado por valores de $\Delta\theta$ extremos, por estações com erros de orientação, pelo tipo de sismômetro e pela geologia local. Dessa forma, foram utilizadas 46 estações de banda-larga, 27 localizadas em EPC (1.913 valores de $\Delta\theta$) e 19 em CF (1.070 valores de $\Delta\theta$), como mostra a Figura 30a.

A escolha do teste estatístico mais apropriado, para a realização de inferências a respeito do conjunto de dados de cada contexto geológico, teve como base características das distribuições de $\Delta\theta$. As distribuições, tanto para o caso dos valores de $\Delta\theta$ obtidos com estações localizadas em EPC quanto em CF, são de Von Mises, equivalente à distribuição normal para dados direcionais. Contudo, o parâmetro de concentração (κ) de cada uma é diferente (EPC = 83,62 e CF = 62,62) (Figura 30f,g), impossibilitando a aplicação de um teste paramétrico, como o de Watson-Williams. Dessa forma, foi necessário escolher um teste que possibilitasse comparar os conjuntos de dados de forma genérica, isto é, sem assumir que as distribuições sejam de Von Mises ou que κ seja igual para ambas. Por essas razões, foi escolhido o Teste Não Paramétrico de Watson U^2 para realizar inferências a respeito dos dois conjuntos de dados.

A média circular e os valores de desvio padrão, para estações localizadas em EPC ($M_c = 0,04 \pm 0,11^\circ$), são menores do que para aquelas localizadas em CF ($M_c = 0,80 \pm 0,13^\circ$), como mostra a Figura 30c,d. O Teste de Watson U^2 estimou um valor de p menor que 0,001 para um nível de significância α de 0,05. Como valor da estatística (0,803) é maior que o valor crítico (0,187) (Figura 30a), pode-se rejeitar a hipótese H_0 , que diz que as amostras de EPC e CF vieram da mesma distribuição.

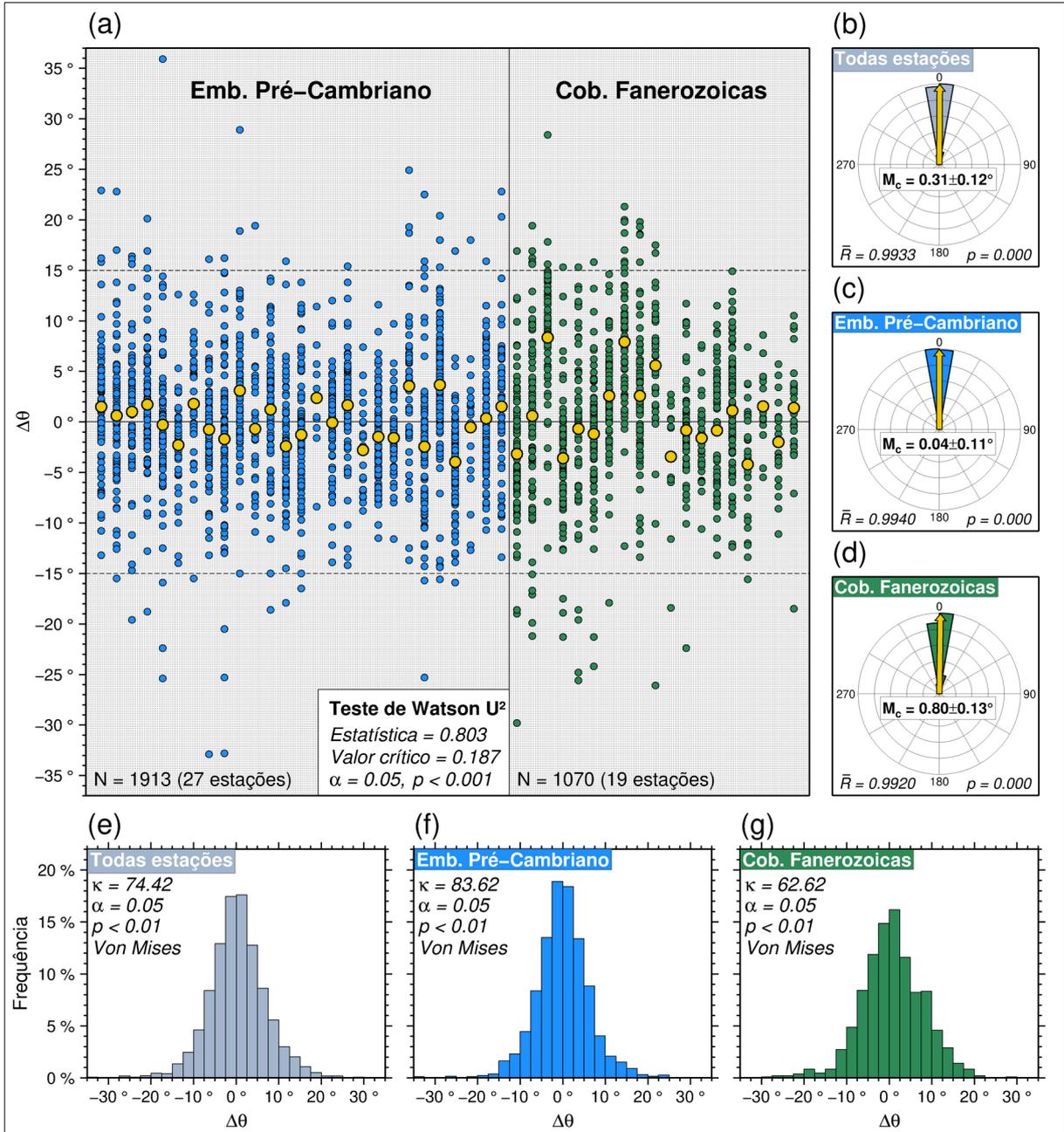


Figura 30. Análise estatística da relação entre os erros de orientação e as características geológicas das estações. (a) Desvio azimutal ($\Delta\theta$) e erro de orientação médio (círculos amarelos) estimados para estações localizadas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano e Coberturas Fanerozoicas. N é a quantidade total de valores de $\Delta\theta$ para cada ambiente geológico, R é o comprimento médio resultante e p é o p-valor estimado pelo Teste de Uniformidade de Rayleigh. (b) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_c) e seu desvio padrão, para todos os valores de $\Delta\theta$. (c) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_c) e seu desvio padrão, para os valores de $\Delta\theta$ das estações localizadas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano. (d) Diagrama de roseta, com a indicação da direção preferencial média (M_c) e seu desvio padrão, para os valores de $\Delta\theta$ das estações localizadas em regiões de Coberturas Fanerozoicas. Os histogramas em (e), (f) e (g) apresentam a distribuição de frequência de $\Delta\theta$ para todas as estações e para cada contexto geológico. Os parâmetros indicados em cada histograma foram estimados pelo Teste de Watson para a Distribuição Von Mises, considerando um nível de significância (α) de 0,05. Kappa (κ) é o parâmetro de concentração dado pelo Teste de Watson.

A diferença estatística entre os desvios azimutais de estações instaladas em regiões de EPC em relação àquelas instaladas em CF pode ser decorrente da estrutura crustal nas proximidades do receptor. Bacias sedimentares, de forma geral, possuem estruturas complexas, que podem ocasionar reverberações das ondas sísmicas em seu interior devido ao contraste de velocidade entre o embasamento e o aporte da bacia. Esse efeito tende a diminuir a relação sinal/ruído das chegadas das Ondas P e, conseqüentemente, a definição do azimute reverso por meio da Análise do Movimento de Partícula. Além disso, bacias tendem a ser mais suscetíveis ao ruído sísmico devido à presença de sedimentos inconsolidados e menor compactação das rochas (PAROLAI, 2012).

6.2 Tomografia sísmica

Foram utilizados, inicialmente, dados de 137 estações de banda-larga (120 s a 10/50/100 Hz) e de período intermediário (30 s a 50/100 Hz), em que foi possível estimar o erro de orientação (Tabelas 3 a 8, APÊNDICE A). Não foram utilizadas estações de período curto (1 s a 50 Hz), pois o programa de correlação cruzada rejeita registros nessas bandas de frequência.

Os sismogramas horizontais das estações com erro de orientação maior que $\pm 10^\circ$ foram corrigidos com o programa SAC (HELFFRICH; WOOKEY; BASTOW, 2013). Como a Onda S é transversal, foi necessário fazer uma mudança no sistema coordenadas original da estação, Norte-Sul/Leste-Oeste (NL), para o sistema Radial-Tangencial (RT), a fim de deixar essa fase com maior amplitude na componente Tangencial. Somente os sismogramas desta componente foram utilizados na correlação cruzada.

Foram selecionados eventos com magnitudes a partir de 5,5 M e distâncias de 30° a 100° para a fase S. A princípio, foram selecionados eventos com magnitudes a partir de 4,5, contudo, constatou-se que as chegadas das Ondas S de eventos com magnitudes menores que 5,5 tendiam a ser ruidosas, principalmente para as estações mais distantes. Por essa razão, estabeleceu-se um limiar de magnitude a partir de 5,5 a fim de remover eventos de baixa qualidade e poupar tempo de processamento. Já o intervalo de distância foi escolhido devido ao efeitos

de triplicação para distâncias de 15° a 30° (LEFEVRE; HELMBERGER, 1989) e à presença de Zonas de Sombra das Ondas S a partir de 95°-100°, aproximadamente (SHEARER, 2009).

6.2.1 Correlação cruzada

Foi realizada uma pré-seleção visual dos telessismos com o intuito de remover sismogramas com lacunas, problemas nas componentes horizontais (travamento, ruído eletrônico) ou com ruído de fundo de grande amplitude. Tais efeitos podem afetar a chegada da fase S e, portanto, a correlação cruzada das formas de onda. Além disso, foram removidas a média e a tendência linear de todos os sinais. A Figura 31 apresenta o número de eventos originalmente selecionados (dados brutos) e aqueles que restaram após as etapas de pré-seleção e de correlação cruzada.

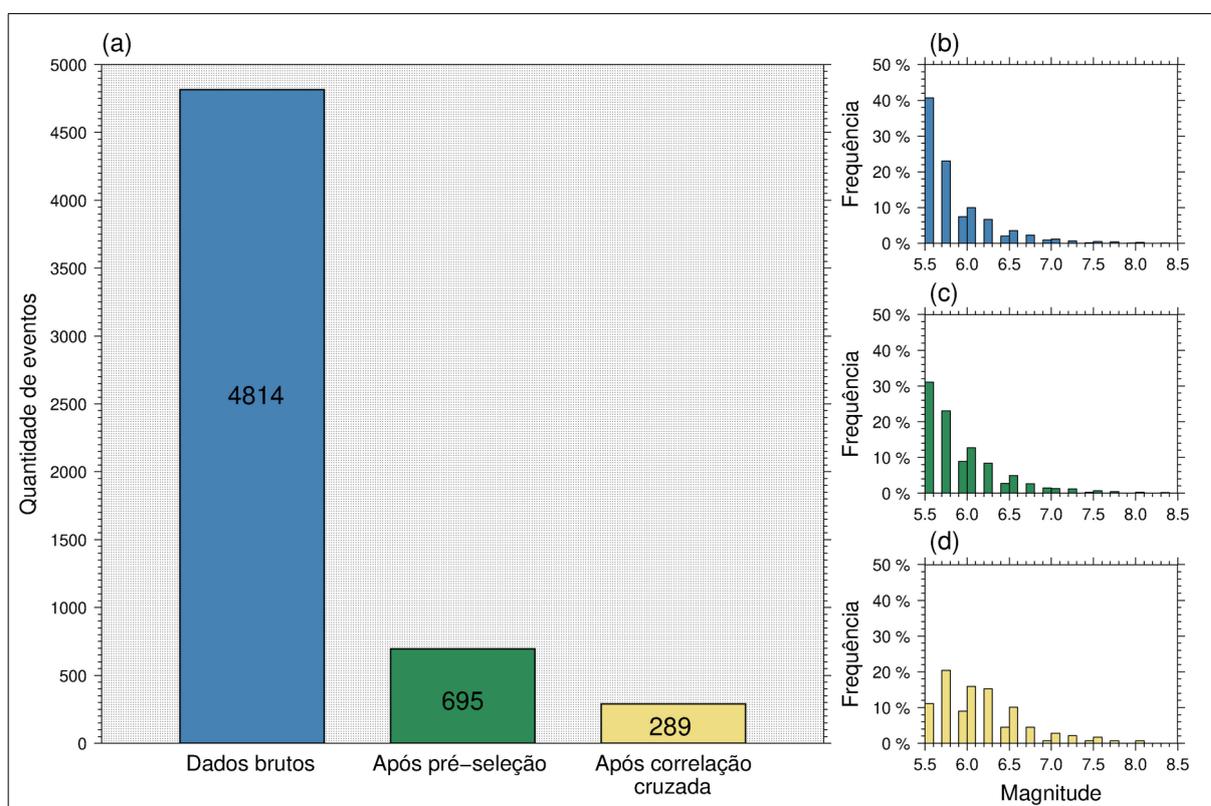


Figura 31. (a) Quantidade de eventos originalmente selecionados (dados brutos) e os que restaram após as etapas de pré-seleção e de correlação cruzada. (b) Distribuição de frequência das magnitudes dos dados brutos. (c) Distribuição de frequência das magnitudes após a pré-seleção dos dados. (d) Distribuição de frequência das magnitudes após a correlação cruzada.

Nota-se que a quantidade de eventos caiu drasticamente após cada etapa. Os que restaram após a pré-seleção representam cerca de 14,44% da quantidade inicial e, após a correlação cruzada, esse número caiu para 6%. Os histogramas em (b), (c) e (d) da Figura 31 indicam que os eventos descartados possuíam, em geral, magnitudes menores que 6,0.

A Figura 32 apresenta a localização e a distribuição de frequência das profundidades e das magnitudes dos 289 eventos que foram utilizados na correlação cruzada e que obtiveram resultado para, pelo menos, uma banda de frequência. A maioria possui profundidade menor que 60 km (91,0%), magnitudes abaixo de 7,0 (91,3%). A maior magnitude registrada foi 8,1 m_w para o terremoto ocorrido na costa do México, em 08/09/2017 às 04:49:20 (Hora Origem UTC), com profundidade de 56,0 km.

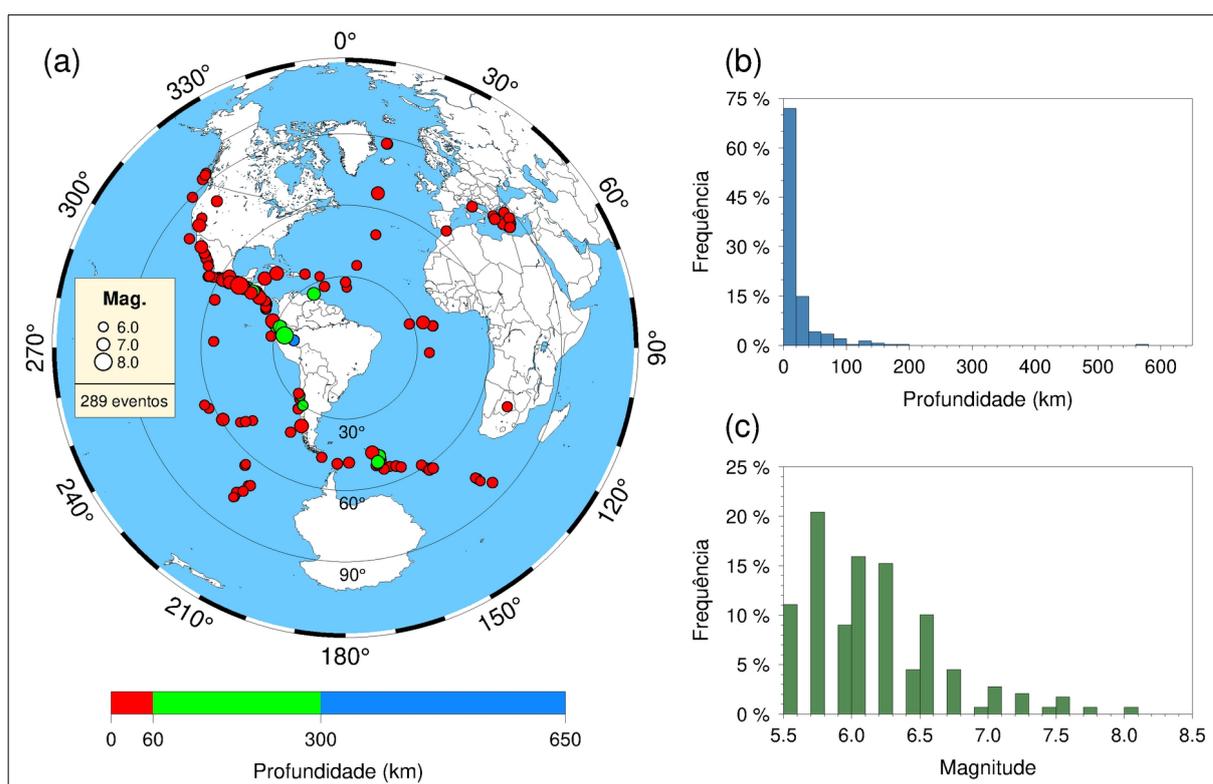


Figura 32. (a) Localização dos telessismos (círculos) que obtiveram resultado para, pelo menos, uma banda de frequência. O tamanho de cada círculo é proporcional à magnitude e as linhas concêntricas indicam distâncias de 30°. As distribuições de frequência dos valores de profundidade e magnitude são apresentadas em (b) e (c), respectivamente.

A correlação cruzada foi executada com o programa *crosscor*, que utiliza o método de Bonnin et al. (2014) para estimar os tempos de atraso para múltiplas bandas de frequência. Neste caso, foram escolhidos 5 filtros gaussianos com períodos centrais de 2,5, 10, 20 e 40 segundos, conforme a Figura 20 (TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009). Como parâmetros de entrada, foi escolhido um coeficiente de correlação mínimo de 0,85 e um número mínimo de intercorrelações igual a 5, referente à quantidade de estações que registraram simultaneamente um evento para que o programa *crosscor* aceite uma estimativa de tempo de atraso para determinada banda de frequência. Para o parâmetro de amortecimento, que força os resíduos a se alinharem ao redor do modelo IASP91 (KENNETT; ENGDAHL, 1991), foi escolhido um valor de 0,1. Para a rejeição de tempos de atraso extremos (*outliers*), foi estipulado um valor de 10 segundos.

Não há diferenças significativas entre os modelos IASP91, AK135 (KENNETT; ENGDAHL; BULAND, 1995) e PREM (DZIEWONSKI; ANDERSON, 1981) em profundidades mantélicas. Por essa razão, as discrepâncias entre eles são desprezíveis em relação aos tempos teóricos de chegada das Ondas S. Assim, foi utilizado o modelo AK135 em todas as etapas do processamento, como sugerido no manual do pacote de programas *BDsoft* (versão 2021-04-16), utilizado na Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências (NOLET et al., 2018).

O programa *crosscor* também exige a definição de um sismograma de referência para a polaridade da correlação e de uma janela de tempo a partir de dois intervalos, t_1 e t_2 , relacionados aos tempos anterior e posterior à chegada teórica (Equações 18 e 19). A escolha de uma polaridade de referência é necessária, pois podem ocorrer chegadas positivas e negativas do mesmo evento, a depender da localização da estação em relação ao plano de falha. Tal escolha se baseia na qualidade da chegada e na quantidade de sismogramas com a mesma polaridade.

A janela de tempo pode ser fixa ou variável, a depender de como o processamento é realizado. Se a intenção for executar a correlação cruzada de forma automatizada, define-se uma janela fixa. Se a intenção for analisar de forma pormenorizada a chegada das fases de interesse, define-se uma janela variável.

A vantagem da janela fixa é a rapidez no processamento, uma vez que não depende de análise visual na escolha da largura de tempo do pulso d_{pulso} (Equação

19) e da polaridade de referência da correlação. Contudo, isso pode acarretar alguns problemas: uma janela estreita poderá remover chegadas de baixa frequência e uma janela larga demais poderá correlacionar fases diferentes e até ruído. As fases S direta e sS, por exemplo, podem ter chegadas próximas e, caso tenham amplitudes semelhantes, o programa pode acabar correlacionando fases diferentes.

Embora demande mais tempo, a análise visual para definir uma janela de tempo com, pelo menos, um pulso completo da fase S, pode contornar os problemas mencionados e aumentar a confiabilidade da correlação. Também pode aumentar a quantidade de resíduos obtidos, como é evidenciado pela distribuição dos resíduos obtidos pelo programa *crosscor* para uma janela fixa de 12 s (sem considerar f_c^{-1}) e outra variável (Figura 33).

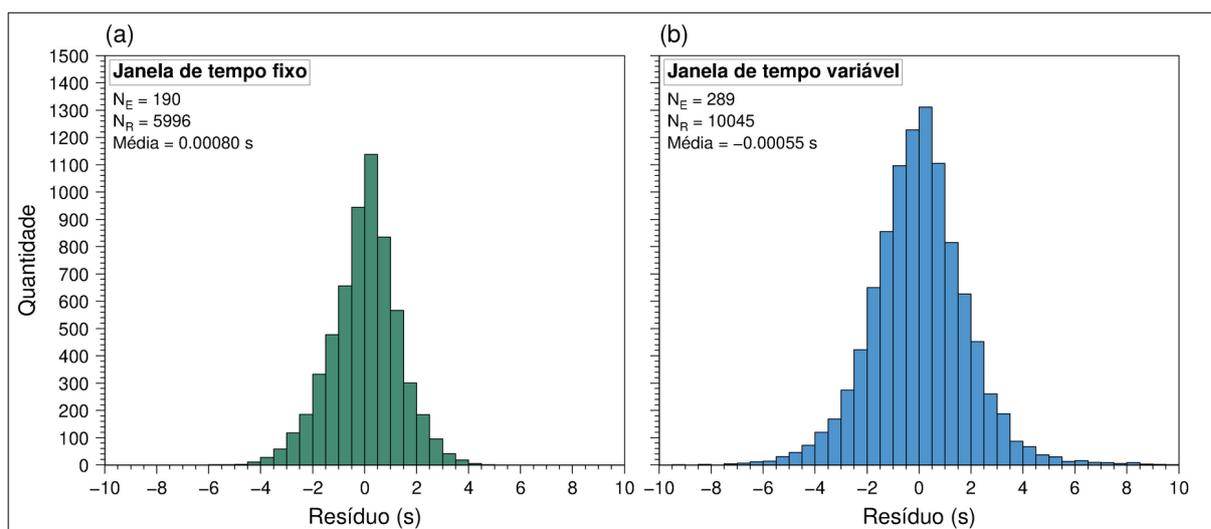


Figura 33. Distribuição dos resíduos de tempo da fase S obtidos para: (a) uma janela de tempo fixo de 12 segundos; (b) uma janela de tempo variável. N_E é o número de eventos e N_R é o número de resíduos.

Um total de 90 eventos foram aceitos pelo programa para o primeiro caso (Figura 33a), consideravelmente menor do que para o segundo (289) (Figura 33b). Além disso, a quantidade de resíduos obtidos pela janela variável foi de 10.045, cerca de 67,5% maior que os obtidos pela janela fixa (5.996). Em função disso, foi escolhida uma janela de tempo variável, em que somente os tempos da janela de suavização foram fixados ($d_{taper1}, d_{taper2} = 1s$).

A quantidade de eventos aceitos pela correlação cruzada, aplicando uma janela de tempo variável para cada filtro gaussiano (Figura 34), foi de 214 (0,0250 Hz ou 40 s), 257 (0,0500 ou 20 s), 256 (0,1000 ou 10 s) e 131 (0,2000 ou 5 s). A maior quantidade de resíduos (3.155) foi obtida com o filtro de 0,0500 Hz (Figura 34b) e, a menor quantidade, para o filtro de 0,2000 Hz (Figura 34d).

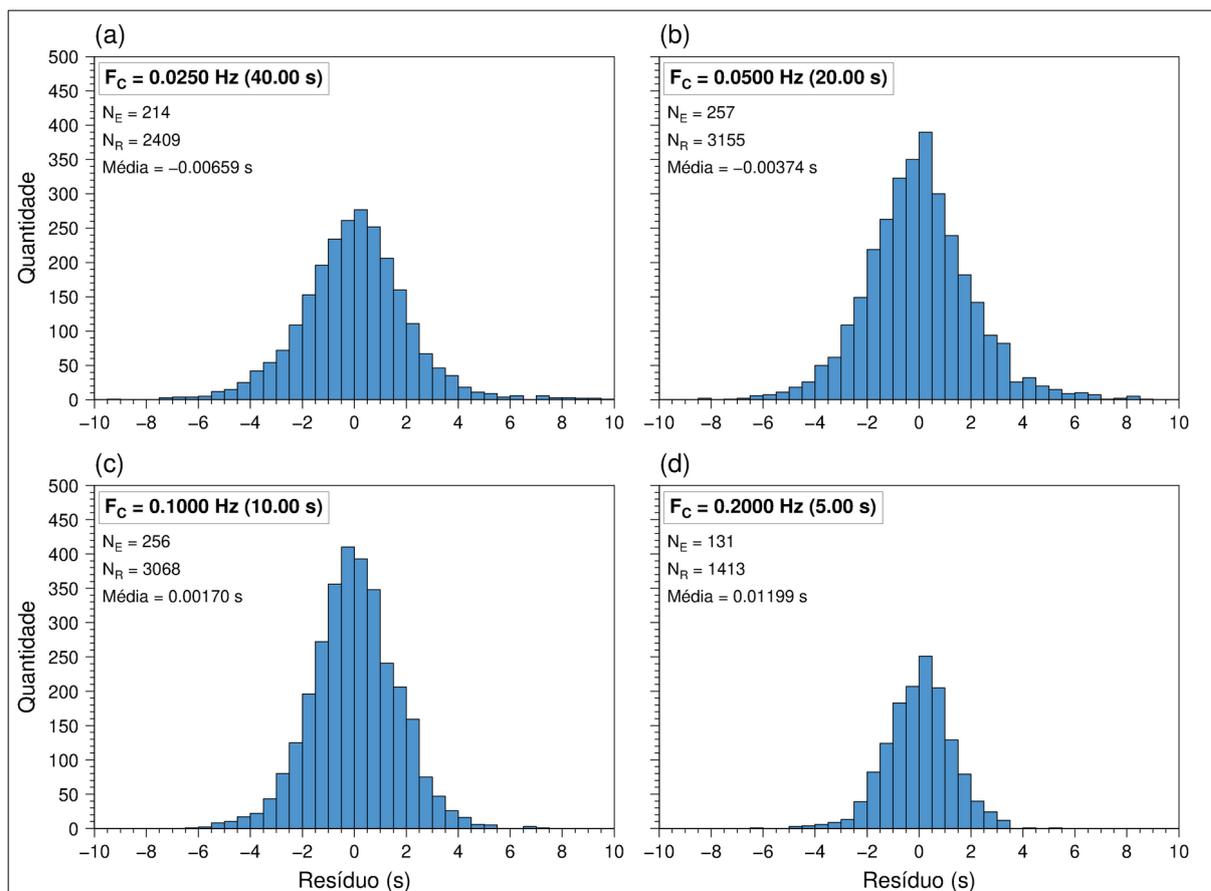


Figura 34. Distribuição dos resíduos relativos, aceitos pela correlação cruzada com janela de tempo variável, aplicando os filtros gaussianos com frequências centrais (F_C) de: (a) 0,0250 Hz (40,00 s), (b) 0,0500 Hz (20,00 s), (c) 0,1000 Hz (10,00 s) e (d) 0,2000 Hz (5,00 s). O número total de eventos (N_E) e de resíduos (N_R) e a média destes são mostrados no canto superior esquerdo de cada histograma.

A título de exemplo, a Figura 35 apresenta as componentes tangenciais dos sismogramas do telessismo com magnitude 6,8 m_W , ocorrido na costa da Guatemala em 22/06/2017 às 12:31:04 (Hora Origem UTC), a 46,0 km de profundidade. Esse evento foi registrado por 19 estações e seus sismogramas foram filtrados em 5 bandas (Figura 20), das quais 4 foram aceitas pelo programa *crosscor* (Figuras 36).

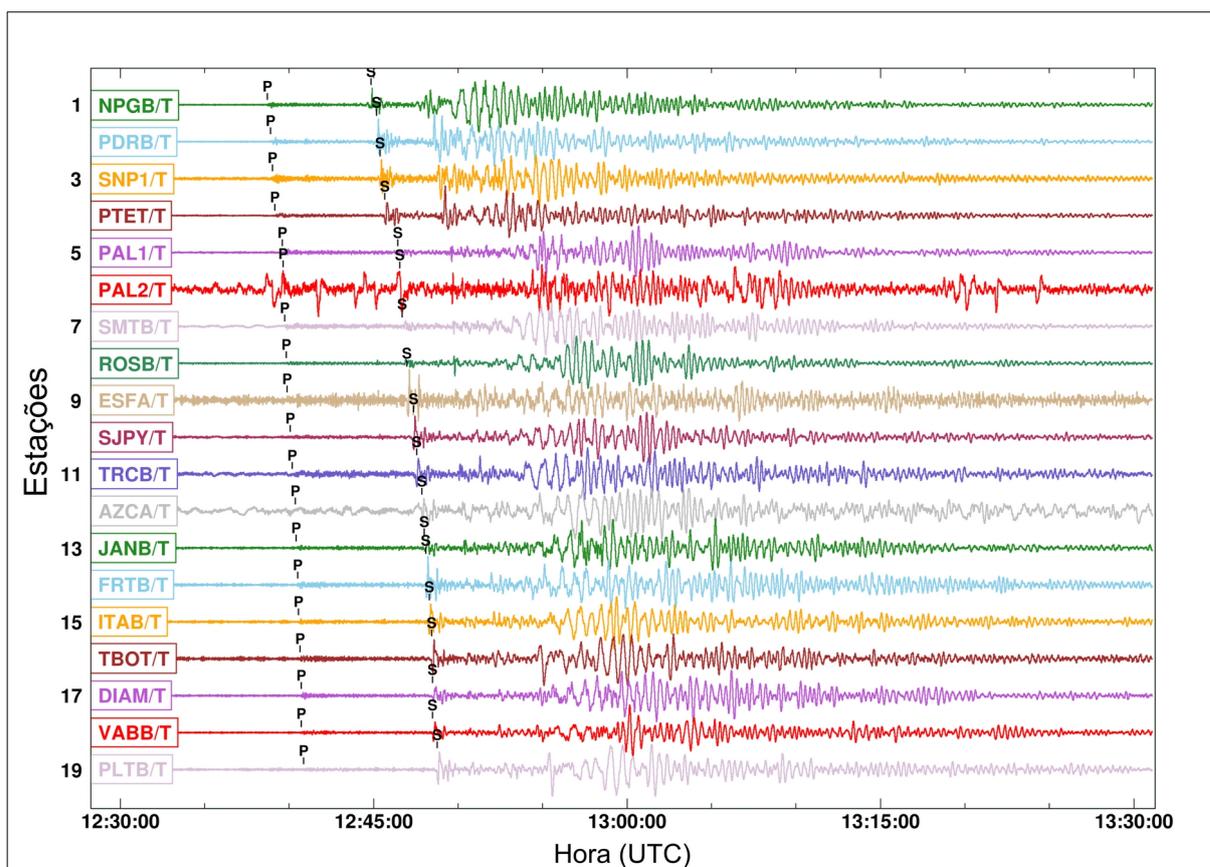


Figura 35. Telessismo de magnitude 6,8 m_w , ocorrido na costa da Guatemala, em 22/06/2017 às 12:31:04 (Hora Origem UTC), a uma profundidade de 46,0 km. O eixo vertical indica as componentes tangenciais das 19 estações, ordenadas por distância epicentral. A estação mais próxima é BR.NPGB ($40,93^\circ$) e a mais distante, NB.NBPV ($57,71^\circ$). As chegadas teóricas das fases P e S, segundo o modelo IASP91, são indicadas pelos traços verticais.

A Figura 36 apresenta os sismogramas originais e os aceitos pela correlação cruzada depois de filtrados em 4 bandas com frequências centrais (F_c) de 0,0250 Hz (40 s), 0,0500 Hz (20 s), 0,1000 Hz (10 s) e 0,2000 (5 s). As frequências centrais efetivas (F_{CE}), obtidas pelo espectro de potência do sismograma empilhado, foram: 0,0281 Hz (35,62 s), 0,0464 Hz (21,56 s), 0,0781 Hz (12,80 s) e 0,1221 Hz (8,19 s).

Os tempos de chegada teóricos foram corrigidos a fim de se verificar se os resíduos foram estimados corretamente pela correlação cruzada. Os sinais da segunda coluna da Figura 36b estão, aproximadamente, em fase, o que indica que os resíduos foram calculados corretamente para todas as bandas. Na Figura 36c, é possível observar a distribuição geográfica dos resíduos de cada estação (círculos). Se o resíduo for positivo (vermelho), significa que o tempo de chegada da fase S, obtido pela correlação cruzada, é maior que o tempo teórico, indicando que a onda

vijou a uma velocidade menor que a do modelo. Se for negativo (azul), o tempo de chegada é menor que o tempo teórico, indicando a onda viajou a uma velocidade maior que a do modelo.

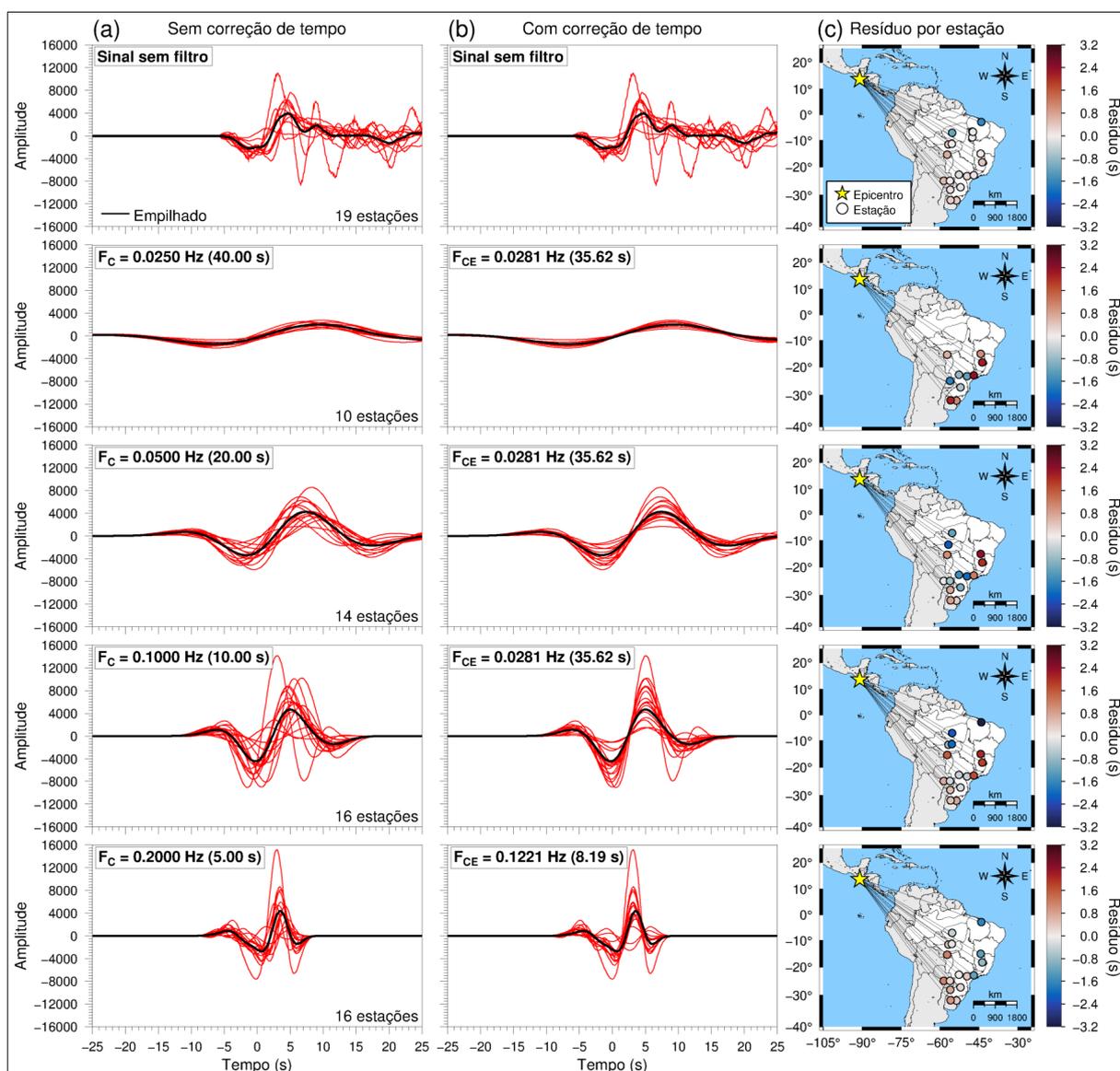


Figura 36. (a) Sismogramas sem correção de tempo referentes ao telessismo da Figura 35, mostrando os sinais originais e filtrados em 4 bandas, com a frequência central (F_c) indicada no canto superior esquerdo. (b) Sismogramas com correção de tempo, mostrando os sinais originais e filtrados em 4 bandas, com frequência central efetiva (F_{ce}) indicada no canto superior esquerdo. (c) Mapas com a localização do evento (estrela) e das estações (círculos). Os valores de resíduo, para cada estação, estão representados de acordo com a escala de cores.

Embora tanto a Tomografia de Múltiplas Frequências quanto a técnica de correlação cruzada de Bonnin et al. (2014) permitam que se utilizem outras fases,

como a ScS e a SS, estas não foram incluídas devido a inconsistências nos resíduos obtidos. A grande dificuldade reside no fato de que ambas as fases não são facilmente identificáveis visualmente, de forma que foi necessário definir uma janela de tempo fixo para a correlação cruzada. Essa janela pode ter correlacionado fases diferentes ou ruído, ocasionando essas inconsistências.

Os *Kernels* de Fréchet se estreitam nas proximidades da fonte e do receptor (Figuras 18 e 19), de tal forma que a sensibilidade deles é fortemente influenciada por anomalias próximas à superfície, fazendo com que os resíduos de tempo sejam afetados por estruturas rasas logo abaixo do receptor (TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009). Para verificar essa influência, foram estimadas as médias dos resíduos da correlação cruzada de sismogramas não filtrados (Figura 37).

Os resíduos com valores médios negativos, isto é, com chegada adiantada em relação ao modelo, estão localizados, em sua maioria, nos Crátons Amazônico e São Francisco e na Bacia do Paraná (Figura 37). Essas regiões possuem litosferas espessas (até 250 km) e frias, formadas pela união de blocos arqueanos e proterozoicos (ALMEIDA; BRITO NEVES; DAL RÉ CARNEIRO, 2000), que também estão relacionadas a anomalias de alta velocidade nos modelos tomográficos mais recentes (AFFONSO et al., 2021; COSTA et al., 2020; ROCHA et al., 2019a), de forma que isso pode ser a causa dos resíduos médios negativos. Esse mesmo efeito foi observado por Tian, Sigloch e Nolet (2009) em regiões cratônicas do oeste dos Estados Unidos.

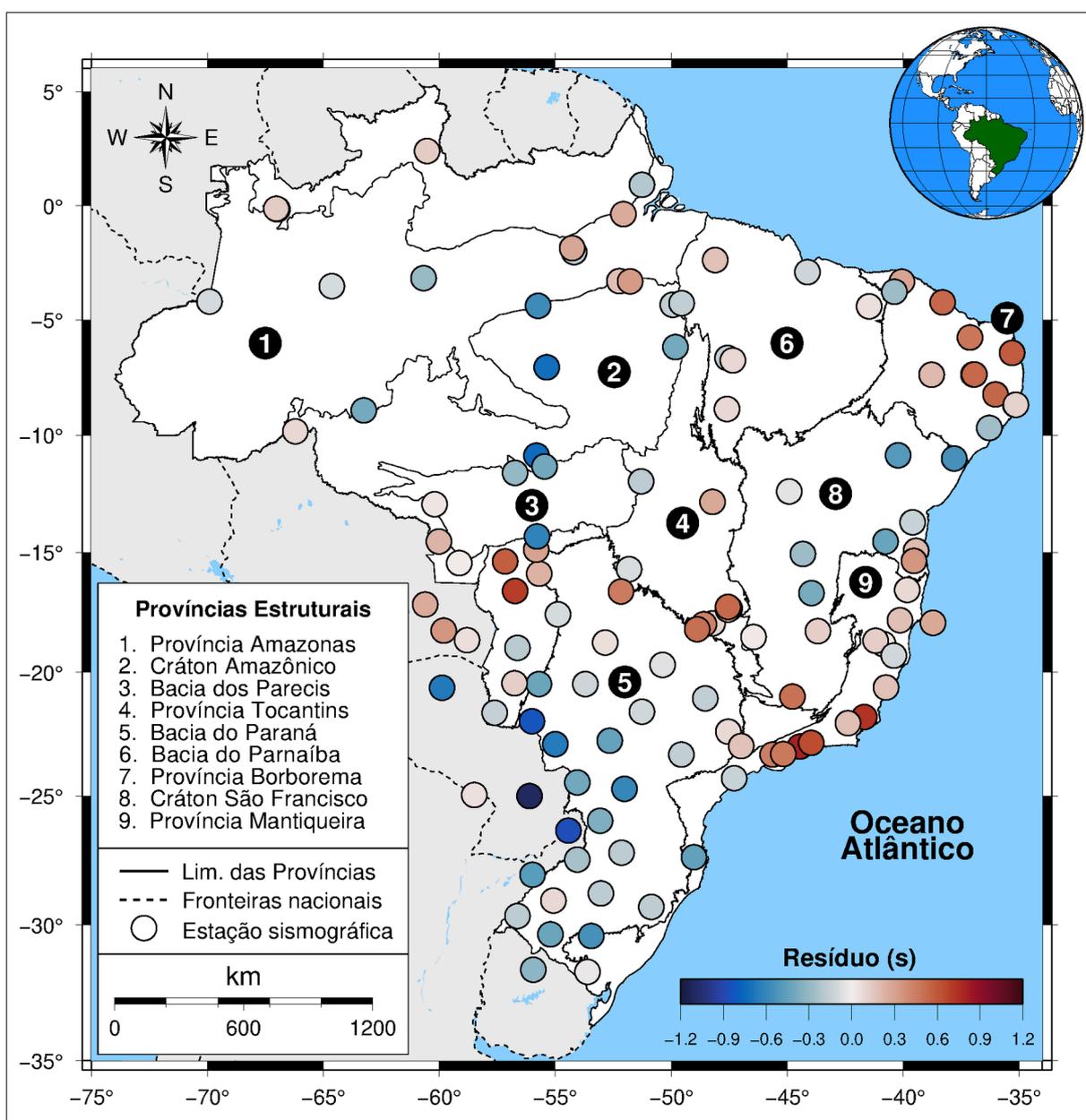


Figura 37. Resíduos médios por estação obtidos pela correlação cruzada sem filtragem dos sismogramas. Valores negativos (em azul) indicam anomalias de alta velocidade em profundidades próximas à estação. Os valores positivos (em vermelho) indicam anomalias de baixa velocidade.

Os resíduos positivos, isto é, com chegada atrasada em relação ao modelo, estão localizados, em sua maioria, nas Províncias Borborema e Mantiqueira e nas bordas da Bacia do Paraná e do Cráton Amazônico (Figura 37). Essas províncias possuem litosferas mais finas e, possivelmente, com maior temperatura, como indicam os modelos tomográficos mais recentes dessas regiões (AZEVEDO, 2017; ROCHA et al., 2016, 2019b). Como o aumento da temperatura é um fator importante

na redução da velocidade das ondas sísmicas, sobretudo das Ondas S, essa pode ser uma das possíveis causas do atraso na chegada dessa fase mostrado na Figura 37.

6.2.2 Inversão

Foram realizadas 43 inversões dos resíduos de tempo estimados pela correlação cruzada das fases S. Nas inversões iniciais, foram incluídos os resíduos das fases S, ScS e SS. Contudo, a inversão simultânea dessas 3 fases gerou Curvas L disformes, com valores de RMS e de χ^2/N extremos (Figura 38a).

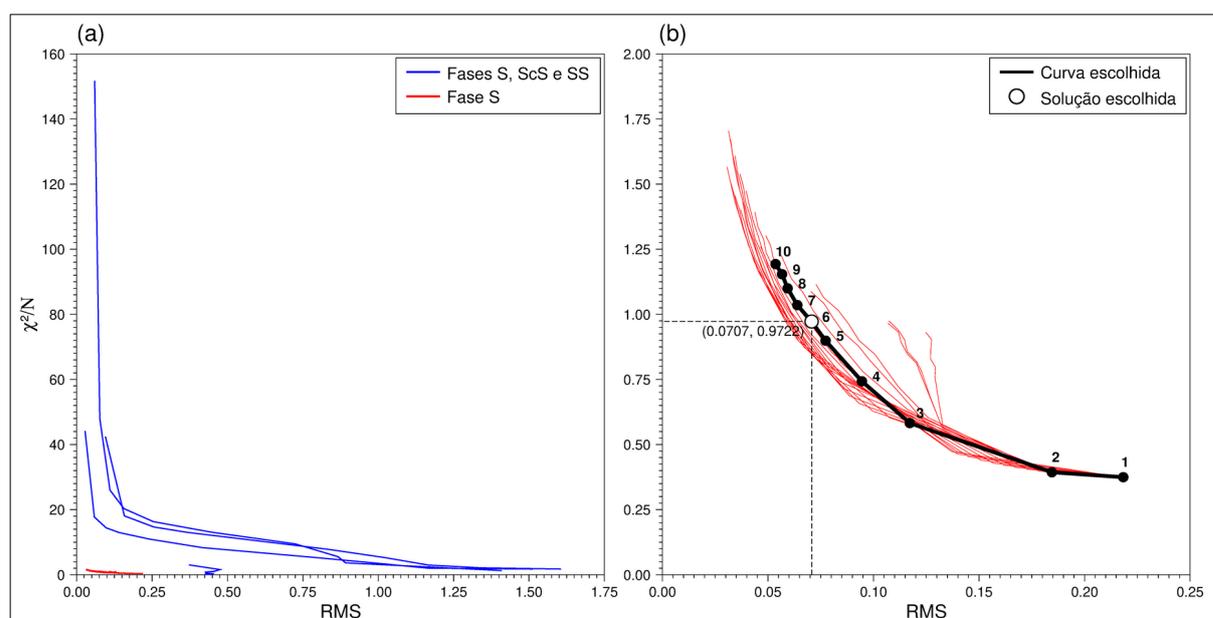


Figura 38. (a) Curvas L geradas para as inversões dos resíduos de tempo das fases S, ScS e SS (linhas azuis) e somente S direta (linhas vermelhas). (b) 38 inversões realizadas utilizando somente os resíduos da fase S direta. A curva escolhida está destacada em preto e a solução final é indicada pelo círculo com $\text{RMS} = 0,0707$ e $\chi^2/N = 0,9722$.

Os critérios de regularização, utilizados na definição dos melhores resultados, foram aplicado com o objetivo de: (i) remover soluções que necessitam de um alto valor de amortecimento, em que os erros iniciais foram subestimados e produzidos por dados de baixa qualidade; (ii) identificar os modelos subamortecidos; (iii) selecionar um modelo entre os restantes (ZAROLI et al., 2013).

Foram testados diversos valores para os parâmetros de suavidade e de amortecimento, mas não houve melhoria nos resultados. Somente após a remoção dos resíduos das fases ScS e SS, a inversão começou a gerar Curvas L semelhantes à da Figura 22, com valores finais de χ^2/N e de RMS mais baixos (Figura 38b). Esse comportamento é um indicativo da presença de erros na determinação dos resíduos ou que este foi subestimado para as fases ScS e SS. Nas demais inversões (Figura 38b), foram utilizados somente os resíduos da fase S direta.

Para verificar o comportamento das curvas e dos modelos de anomalia de velocidade da fase S, foram realizados testes variando os parâmetros de amortecimento ε_1 e de suavização ε_2 (Equações 28 e 29). Na primeira etapa, ambos foram alterados simultaneamente, com incrementos de 0,1 a cada modelo calculado, fazendo com que ε_2 diminuísse enquanto ε_1 aumentava. Na segunda etapa, ε_2 foi mantido constante (0,95) enquanto se variava o valor de ε_1 com incrementos de 0,1.

Os testes demonstraram que o amortecimento afetou mais intensamente a curva, como já era de se esperar. Como os valores próximos ao ponto de inflexão das curvas ainda possuíam valores de $\chi^2/N < 1$, então foi decidido que o critério da inflexão não poderia ser aplicado diretamente. É necessário enfatizar que, quando se utiliza a Curva L, é comum a impossibilidade de escolha de uma solução ao redor do ponto de inflexão, onde ocorre o equilíbrio entre minimizar χ^2/N e o RMS. Portanto, quando esse equilíbrio não é possível de ser atingido com um determinado conjunto de dados, mesmo após uma revisão para identificar possíveis fontes de erros e remoção dos dados de baixa qualidade, a escolha da solução com uma regularização ótima é, em grande parte, arbitrária (ZAROLI et al., 2013).

Por isso, foi escolhida uma solução a partir de uma curva com valores de amortecimento pequenos, em que $\chi^2/N \approx 1$, utilizando um amortecimento menor possível ($\varepsilon_2 = 0,30$) para uma suavização mais amena ($\varepsilon_1 = 0,70$). Assim, foi escolhida a Solução 6, com $\chi^2/N = 0,9722$ e RMS = 0,0707 (Figura 38b). Tian, Sigloch e Nolet (2009), utilizando TSMF para Ondas S, também desconsideraram o critério do ponto de inflexão na seleção dos modelos tomográficos, dando preferência para a solução em que $\chi^2/N \approx 1$.

Os programas utilizados foram originalmente desenvolvidos para tomografias globais, de forma que é necessário reduzir a influência de anomalias externas à região de estudo que possam contaminar o resultado (NOLET et al., 2018). Para isso, foi aplicado um amortecimento regional extra (f) igual a 10, para uma semiesfera com centro nas coordenadas lat. $-12,50^\circ$ e long. $-52,50^\circ$ e raio de 4.000 km. Como não foram encontrados artefatos de grande amplitude que pudessem influenciar os resultados, não foi aplicado um amortecimento extra maior.

A Figura 39 apresenta todas as soluções da Curva L destacada em preto na Figura 38b, partindo da solução com maior RMS e menor amortecimento (1) até a solução com menor RMS e maior amortecimento (10).

É possível notar que à medida que o amortecimento aumenta, há uma redução da rugosidade, ocorrendo a remoção de artefatos das soluções com maior RMS. Além disso, após a Solução 5, a variação entre as soluções é pequena, mas perceptível, principalmente nos pontos com anomalias de grande amplitude, como no centro da Província Tocantins e na borda nordeste do Cráton São Francisco, no limite com a Província Borborema.

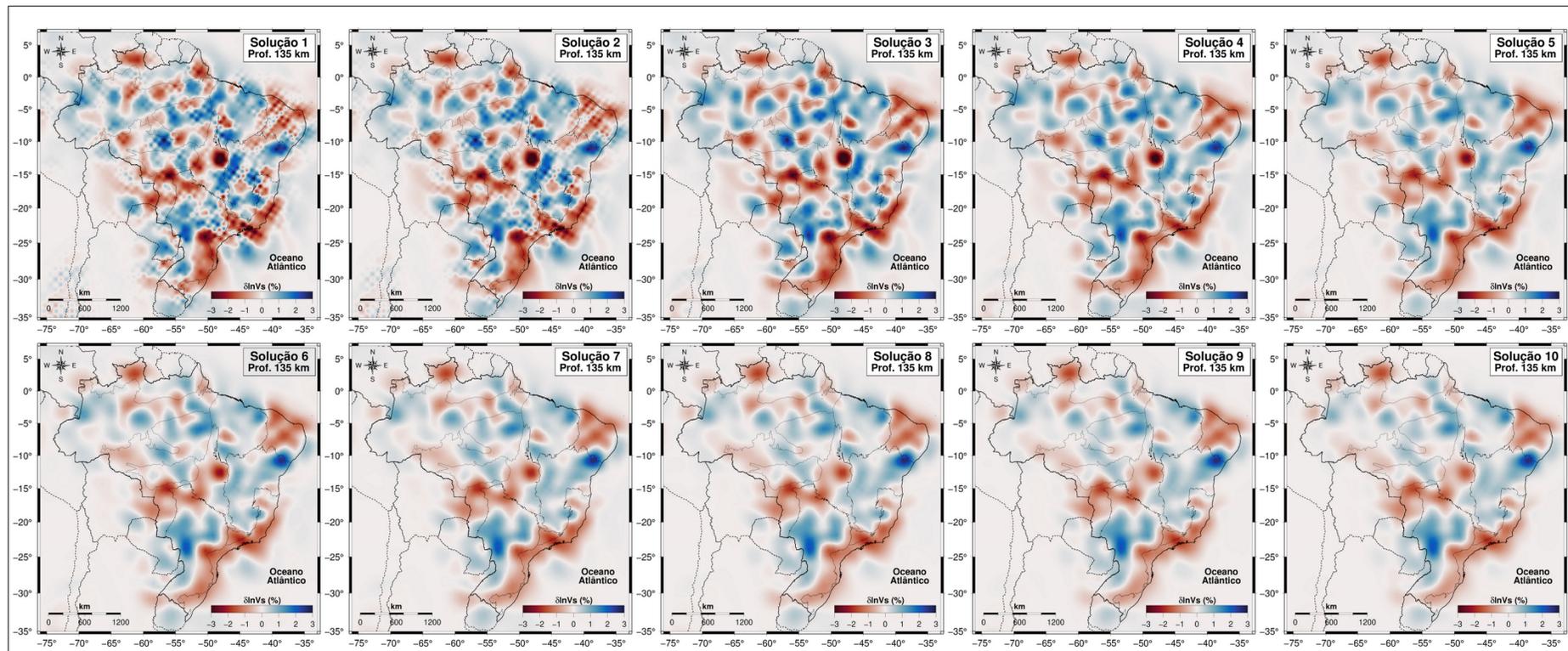


Figura 39. Soluções da inversão, para cada ponto da Curva L em destaque na Figura 38, considerando uma profundidade de 135 km. A escala de cores representa a variação da anomalia de velocidade das Ondas S ($\delta \ln V_s$) em relação ao modelo AK135. O vermelho indica anomalias de baixa velocidade e o azul, de alta velocidade. Os parâmetros utilizados para a Solução 6, indicada em cinza, foram escolhidos para o resultado final.

6.2.3 Densidade da matriz *kernel*

Uma forma de verificar a sensibilidade de um modelo de parâmetros, que representa a Terra, a um conjunto de *Kernels* de Fréchet é calcular a densidade da matriz kernel D_j , definida como:

$$D_j = \frac{\sum_{i=j}^N |G_{ij}|}{\max_j \left\{ \sum_{i=1}^N G_{ij} \right\}}, \quad (32)$$

onde G_{ij} é matriz de sensibilidade do problema inverso, com $j = \{1, 2, \dots, M\}$ (TIAN; SIGLOCH; NOLET, 2009; ZAROLI, 2010).

Na prática, a Equação 32 permite a visualização espacial da distribuição e cruzamento dos *kernels*, indicando as regiões de maior e menor amostragem. A Figura 40 apresenta a densidade da matriz *kernel* para a região de estudo, considerando 9 profundidades, variando de 68 km a 655 km.

De forma geral, a densidade de *kernels*, para toda a região de estudo, aumenta até 316 km. Em profundidades maiores, a densidade é variável para a maioria das províncias, diminuindo nas profundidades de 384, 429 e 655 km e aumentando nas profundidades de 497 e 587 km. Esse comportamento é consequência da quantidade e espaçamento entre as estações em determinadas regiões e do número de eventos utilizados em cada banda de frequência, além da não utilização de fases que cruzam o planeta (e.g. SKS).

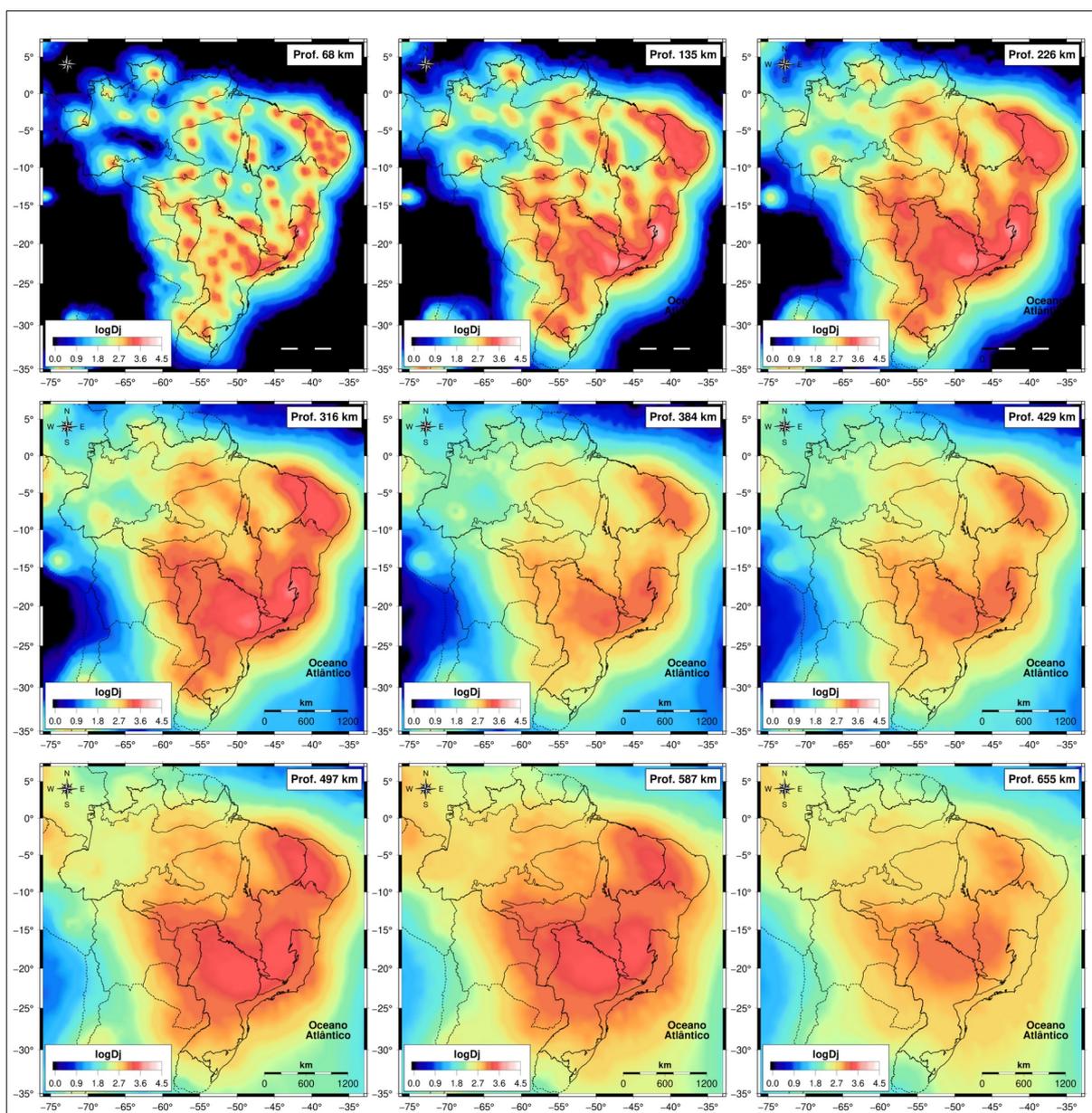


Figura 40. Densidade da matriz *kernel* para profundidades variando de 68 a 768 km. A escala de cores ($\log D_j$) varia do preto (densidade nula) para o branco (maior densidade).

Em profundidades menores (Figura 40, prof. 68 km), os *kernels* são mais estreitos, concentrando-se nos arredores das estações. Por essa razão, para amostrar melhor porções mais rasas da litosfera, é necessária uma cobertura maior, mais densa e uniforme de estações. Já com o aumento da profundidade (Figura 40, prof. até 316 km), não só a quantidade de *kernels* aumenta, como sua largura, fazendo com que esse problema seja minimizado. As áreas sem *kernel* também começam a diminuir à medida em que profundidade aumenta.

As províncias com maior densidade de *kernel*s, considerando profundidades de até 316 km, são a Bacia do Paraná, a porção sul do Cráton São Francisco, e as Províncias Borborema e Mantiqueira. Entre 384 e 459 km de profundidade, a densidade de *kernel*s começa a diminuir abruptamente, com melhor amostragem na região que corresponde ao leste da Bacia do Paraná, sudeste da Província Tocantins e sul do Cráton São Francisco. A Província Borborema, com exceção da zona costeira, também possui uma boa densidade de *kernel*s.

O Cráton Amazônico possui densidade de *kernel*s menor que as demais províncias, reflexo da menor quantidade e densidade de estações nessa região. Isso também pode ser observado na Província Tocantins, na Bacia do Parnaíba e na porção norte do Cráton São Francisco.

6.2.4 Testes de resolução

Na Tomografia Sísmica, as anomalias de velocidade podem ser influenciadas por fatores como geometria fonte-receptor, teoria aplicada e regularização da inversão. Por essa razão, é fundamental utilizar testes de resolução para avaliar a qualidade das soluções em termos do tamanho das estruturas que podem ser imageadas para uma determinada região.

Um dos mais utilizados é o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*), que consiste em calcular os dados sintéticos (d_{sin}) para um modelo sintético de entrada (m_{sin}), construído a partir da alternância de anomalias de baixa e de alta velocidade. Os dados sintéticos são, assim, invertidos para que se possa comparar o modelo recuperado (m_{rec}) com o modelo de entrada. Dessa forma, tem-se que:

$$d_{sin} = Gm_{sin}, \quad (33)$$

$$m_{rec} = G^{-1}d_{sin} = G^{-1}Gm_{sin} = Rm_{sin}, \quad (34)$$

onde $R = G^{-1}G$ é a matriz de resolução e G é a matriz de sensibilidade ou *Kernel* de Fréchet. Esse teste permite avaliar de forma visual como um modelo de entrada específico é recuperado no processo de inversão (RAWLINSON; SPAKMAN, 2016).

O Teste de Tabuleiro de Xadrez possui como vantagem a possibilidade de lidar com grandes quantidades de dados de forma relativamente rápida e simplificada, fornecendo uma noção geral da confiabilidade do modelo recuperado. Entretanto, essa vantagem carrega algumas limitações inerentes à natureza do teste: fornece somente evidências indiretas das medidas quantitativas de confiabilidade, como resolução e incerteza; pode levar a interpretações errôneas a respeito da escala das anomalias que podem ser resolvidas; pode sofrer distorções ocasionadas pela distribuição heterogênea dos dados; e não permite que artefatos produzidos pela inversão sejam percebidos pelo modelo (RAWLINSON; SPAKMAN, 2016; ROCHA, 2008b).

Como parâmetros de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez, foram utilizadas anomalias com amplitudes de -3% e 3% e dimensões de 5x5x5 *voxels*. Na inversão sintética, foram utilizados os mesmos valores de amortecimento e suavização da inversão com dados reais ($\varepsilon_1 = 0,30$ e $\varepsilon_2 = 0,70$). As Figuras 41 a 43 apresentam, para toda a região de estudo, o modelo sintético de entrada (a), o modelo sintético recuperado (b) e o resultado da inversão utilizando dados reais (c), considerando profundidades que variam de 68 km a 655 km. Já as Figuras 44 a 47 apresentam os mesmos resultados para os perfis A-A', B-B', C-C' e D-D', indicados nas Figuras 41 a 43.

Considerando as profundidades de 68, 135 e 226 km (Figura 41b), observa-se uma boa recuperação de amplitude e forma das anomalias de velocidade sintéticas nas províncias localizadas à leste e ao sul do limite demarcado pela linha tracejada. Na região à oeste deste limite, que corresponde a uma parte da Província Amazonas e do Cráton Amazônico, a resolução é baixa, devido à baixa densidade de estações sismográficas e, conseqüentemente, de *kernels*. Por conseguinte, essa região não possui resolução adequada para a realização de interpretações geológicas de maior detalhe (estruturas menores) com base nas anomalias de velocidade recuperadas, especialmente para menores profundidades.

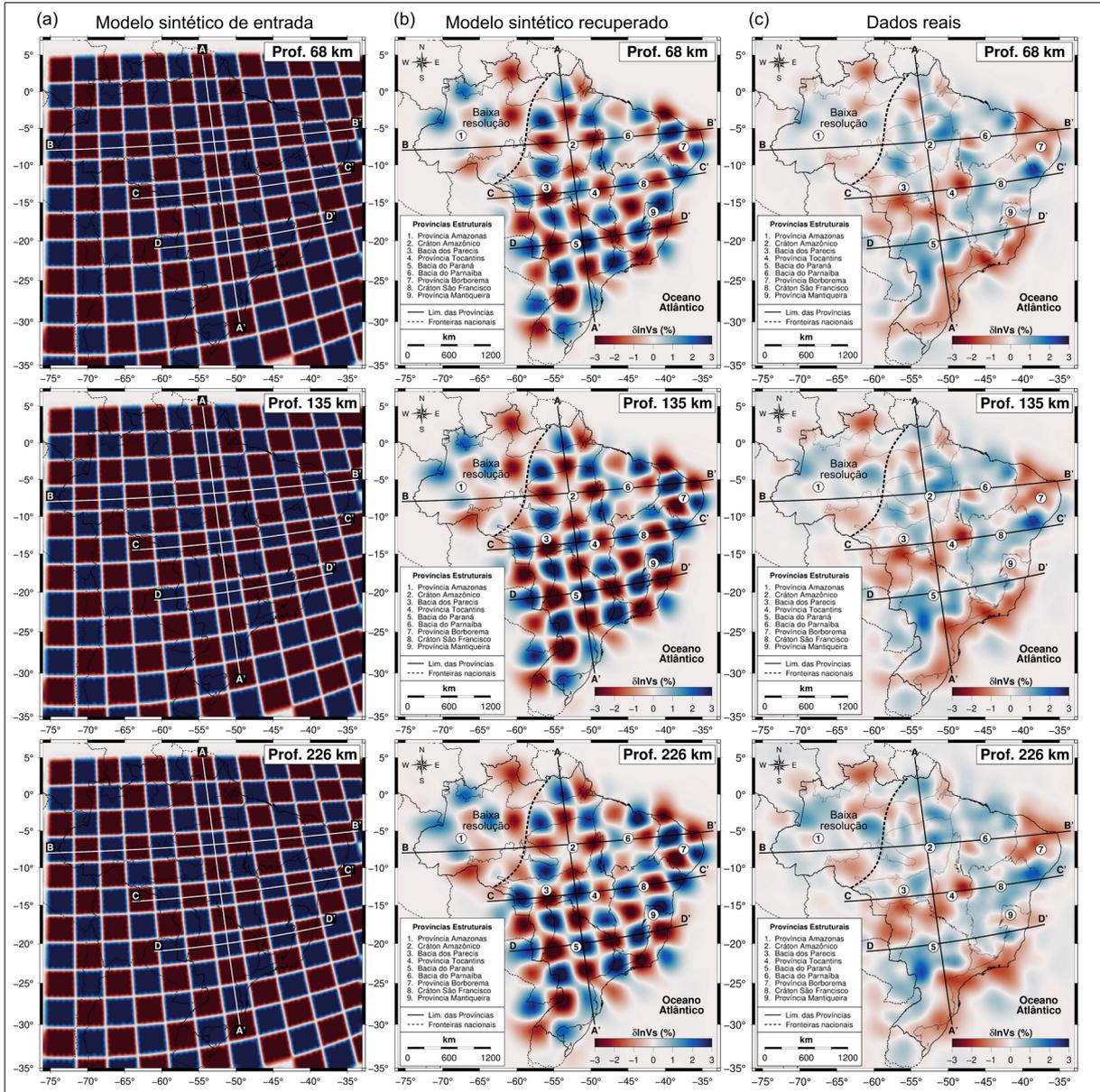


Figura 41. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 68 a 226 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5×5 voxels. A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.

Nas profundidades de 316 km e 429 km (Figura 42b), observa-se uma redução generalizada na qualidade da recuperação tanto com relação à forma quanto à amplitude das anomalias. A região de menor resolução encontra-se à oeste da linha tracejada, que corresponde a uma parte da Província Amazonas e do Cráton Amazônico. Isso é consequência da baixa densidade de estações e, portanto, de *kernels*, fazendo com que qualquer interpretação geológica das anomalias de

velocidade dessa região seja pouco confiável. Há, também, uma tendência de alongamento e fusão de anomalias de mesmo sinal em determinadas direções, indicando que a inversão possui sensibilidade insuficiente para definir o contraste de velocidade entre os *voxels* sintéticos. Por fim, na profundidade de 384 km, há uma baixa recuperação das anomalias sintéticas em toda a região de estudo, devido ao efeito de borda entre *voxels* verticais.

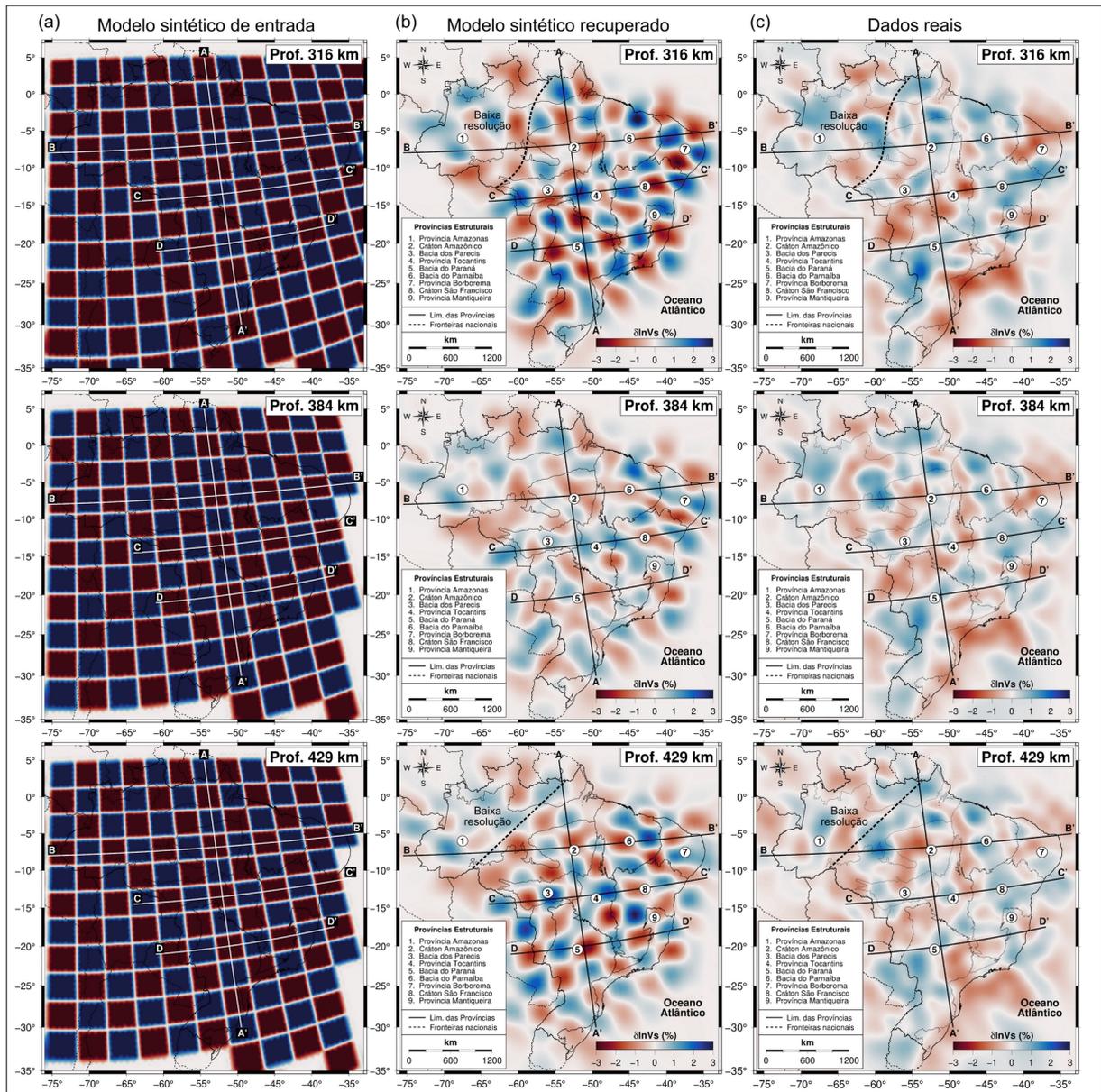


Figura 42. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 316 a 429 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5×5 *voxels*. A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.

Nas profundidades de 497 km e 587 km (Figura 43b), houve um aumento significativo na recuperação, tanto em termos de amplitude quanto de forma das anomalias de velocidade. Houve, também, uma redução da região com baixa resolução (à oeste da linha tracejada), consequência do afastamento vertical das bordas dos *voxels* e do aumento da densidade da matriz *kernel*. O contrário ocorre a partir de 655 km, onde as anomalias começam a perder resolução novamente.

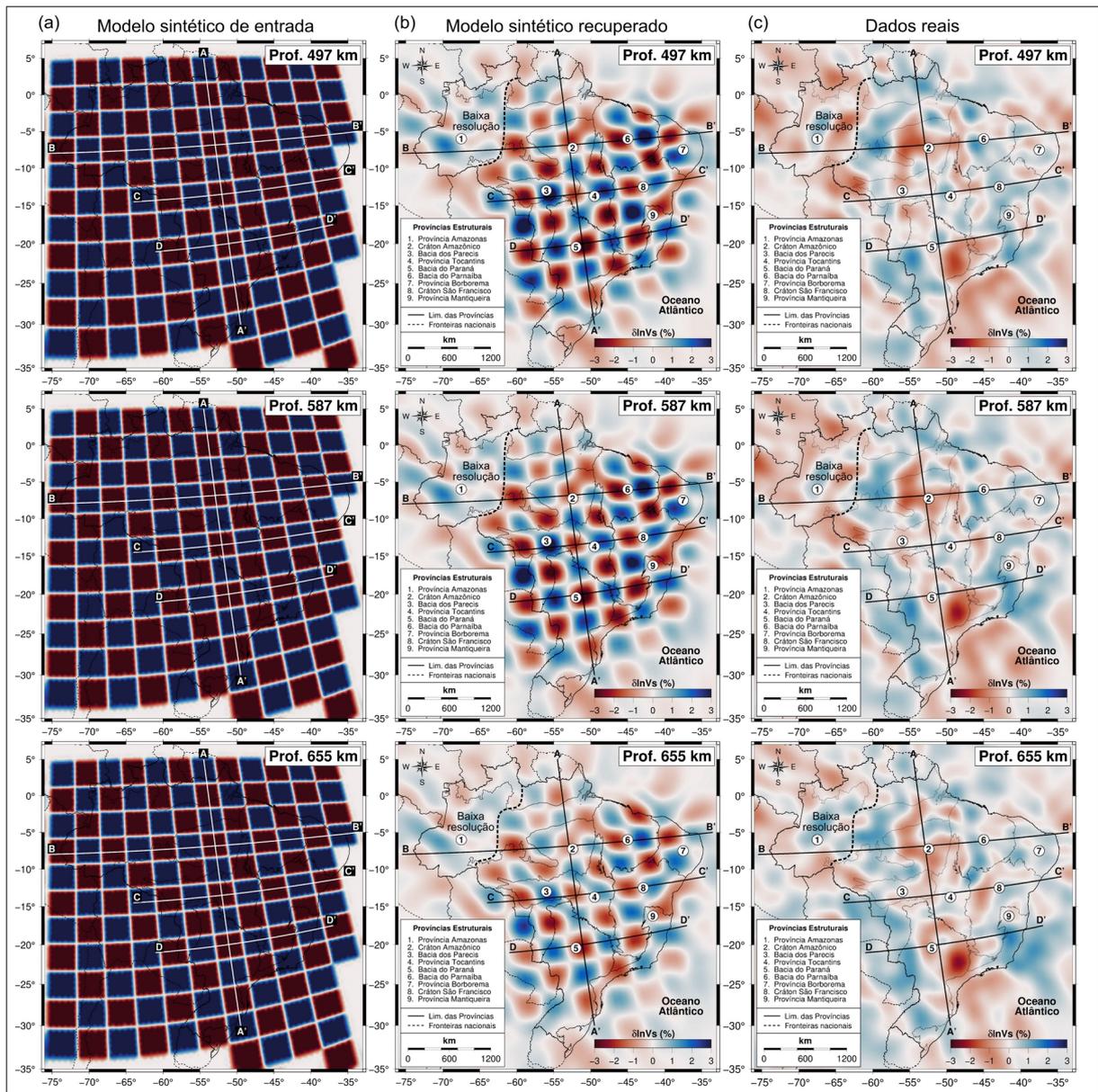


Figura 43. (a) Modelos sintéticos de entrada gerados para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Modelos sintéticos recuperados pela inversão. (c) Resultado da inversão com dados reais. As profundidades variam de 497 a 655 km, com anomalias de dimensões horizontais iguais a 5x5 *voxels*. A-A', B-B', C-C' e D-D' indicam os perfis apresentados pelas Figuras 44 a 47. A linha tracejada demarca a região com baixa resolução.

O perfil A-A' (Figura 44) atravessa, de oeste para leste, o Cráton Amazônico, a Província Amazonas, uma pequena parte da Bacia dos Parecis e da Província Tocantins, a Bacia do Paraná e uma estreita faixa da Província Mantiqueira. Com exceção das bordas do perfil (linhas tracejadas) e de uma área de baixa resolução na interseção de A-A' e B-B' (quadrado tracejado), o Teste de Tabuleiro de Xadrez obteve boa recuperação das anomalias sintéticas. Assim, a região interpretável geologicamente está definida entre 3,5° e 33° de distância aproximadamente.

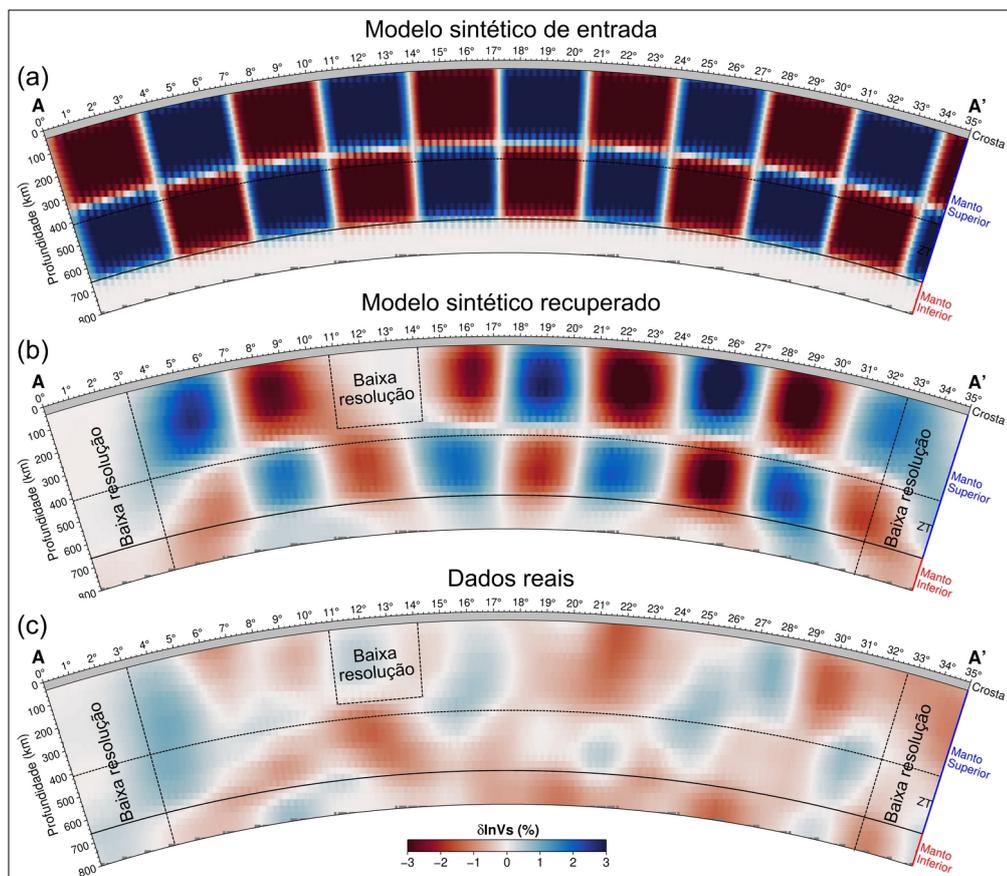


Figura 44. (a) Perfil A-A' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 voxels. A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.

O perfil B-B' (Figura 45) atravessa, de oeste para leste, a Província Amazonas, o Cráton Amazônico, uma estreita faixa da Província Tocantins, a Bacia do Parnaíba e a porção norte da Província Borborema. Com exceção da borda leste do perfil (linha tracejada) e de uma área de baixa resolução na interseção de A-A' e B-B' (quadrado tracejado), o Teste de Tabuleiro de Xadrez obteve uma recuperação

razoável das anomalias sintéticas em termos de posição, mas houve distorção na forma e uma redução na amplitude das anomalias. Assim, a região interpretável geologicamente está definida entre 17° e 33° de distância, para uma profundidade de até 350 km, e de 13° a 33°, para uma profundidade de 350 a 660 km aproximadamente.

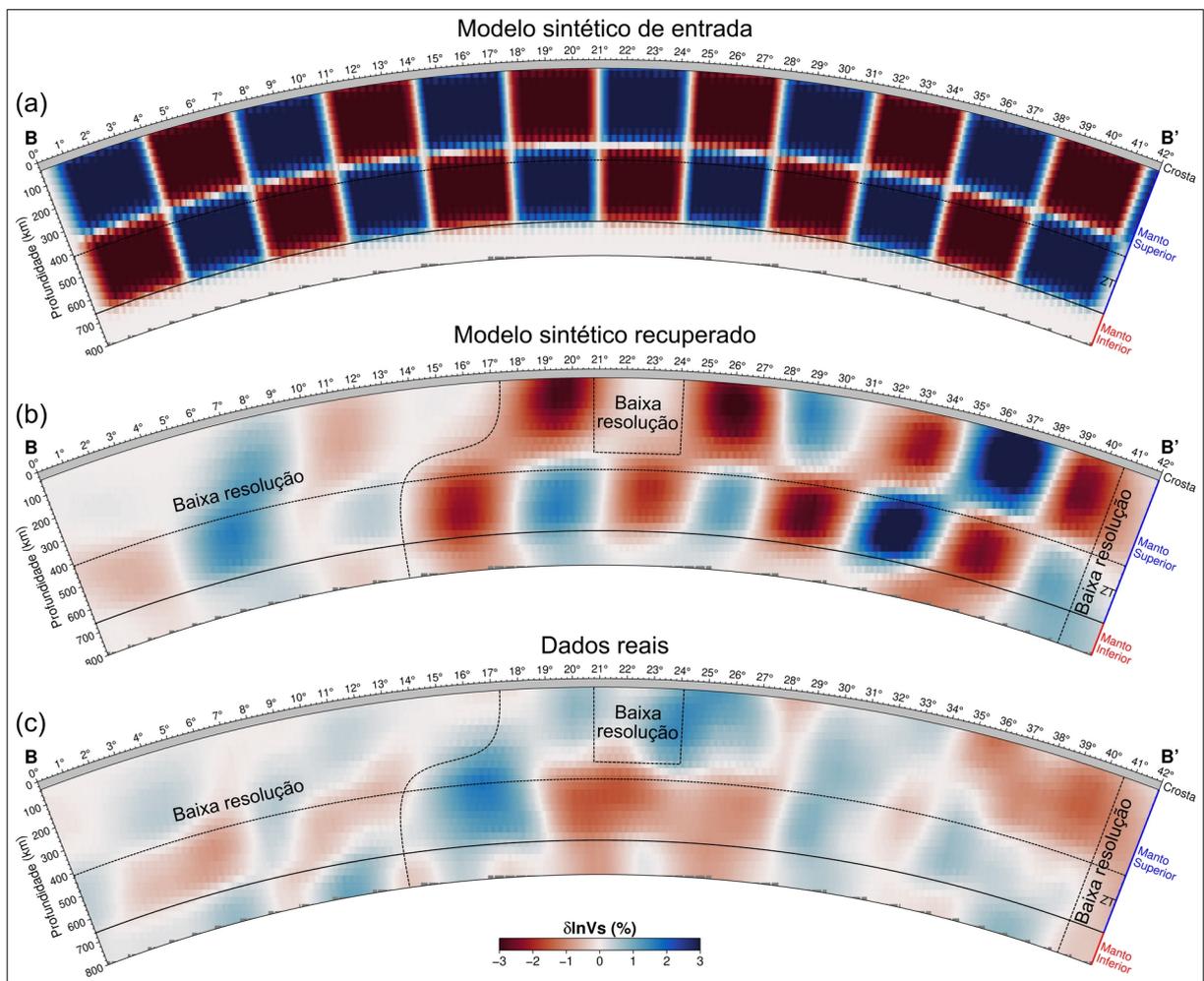


Figura 45. (a) Perfil B-B' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 voxels. A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.

O perfil C-C' (Figura 46) atravessa, de oeste para leste, uma estreita faixa do Cráton Amazônico, a Bacia dos Parecis, a Província Tocantins e o Cráton São Francisco. Com exceção da borda leste do perfil (linha tracejada), o Teste de Tabuleiro de Xadrez obteve uma boa recuperação das anomalias sintéticas, tanto em

relação à forma quanto à amplitude. Assim, a região interpretável é basicamente todo o perfil até a profundidade de 660 km.

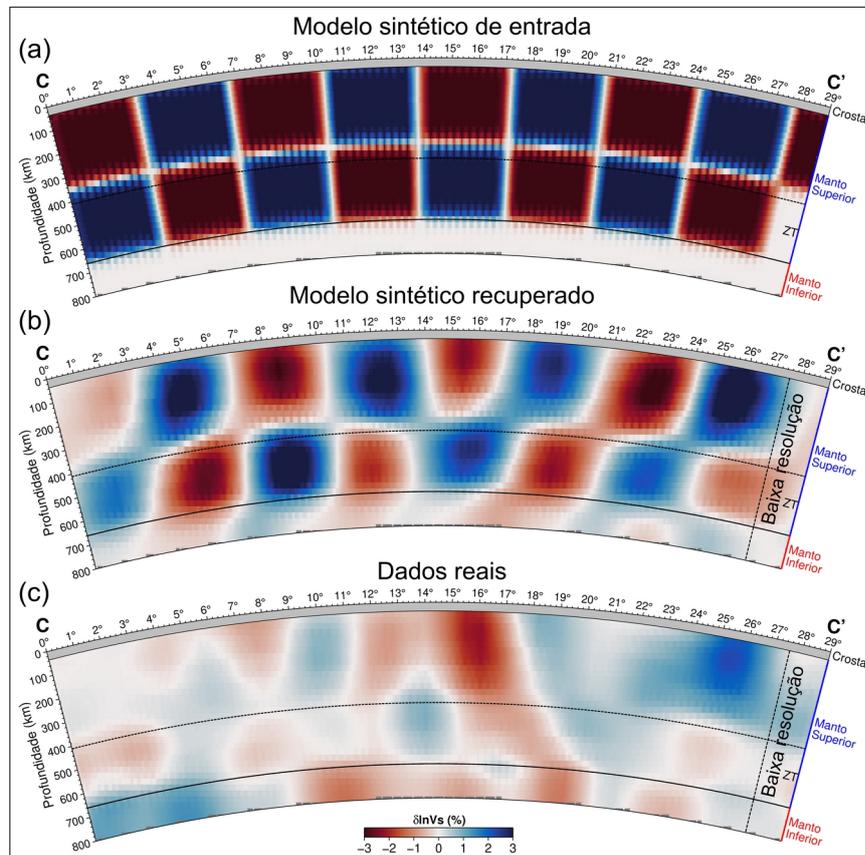


Figura 46. (a) Perfil C-C' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 voxels. A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.

O perfil D-D' atravessa (Figura 47), de oeste para leste, uma estreita faixa da Bacia do Pantanal, a Bacia do Paraná, uma estreita faixa da Província Tocantins, o sul do Cráton São Francisco e a Província Borborema. Com exceção das extremidades do perfil (linhas tracejadas), o Teste de Tabuleiro de Xadrez obteve uma boa recuperação das anomalias sintéticas, tanto em relação à forma quanto à amplitude. Dessa forma, a região geologicamente interpretável é, basicamente, todo o perfil até uma profundidade de 660 km.

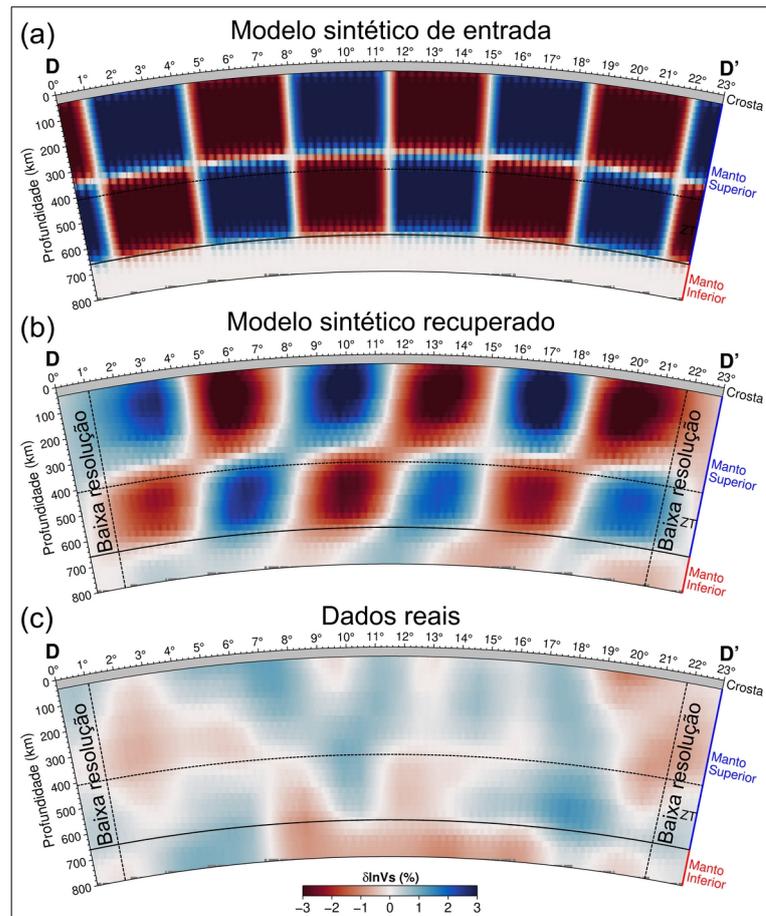


Figura 47. (a) Perfil D-D' com o modelo sintético de entrada para o Teste de Tabuleiro de Xadrez (*Checkerboard Test*). (b) Perfil com o modelo sintético recuperado na inversão. (c) Perfil com o resultado da inversão de dados reais. As anomalias possuem dimensões horizontal e vertical de 5x5 voxels. A sigla ZT indica a Zona de Transição do manto.

Como as anomalias de velocidade são geradas por *Kernels* de Fréchet que conectam os hipocentros aos receptores, caso ocorra concentração de eventos em determinados azimutes haverá um alongamento das anomalias em determinadas direções. Isso pode ser observado nos perfis B-B', C-C' e D-D' (Figuras 45b a 47b), em que o alongamento das anomalias ocorre para oeste, resultado da maior quantidade de eventos oriundos dos Andes.

A análise dos resultados obtidos pelo Teste de Tabuleiro (Figuras 41 a 47) permitiu a definição das regiões com resolução suficiente para a realização de interpretações geológicas com boa margem de confiança. As províncias estruturais com melhor resolução foram: Bacia do Paraná, Bacia dos Parecis, Bacia do Parnaíba, Província Tocantins, Província Borborema, Província Mantiqueira e Cráton São Francisco. Uma boa parte do Cráton Amazônico e da Província Amazonas

possui baixa recuperação das anomalias nos testes sintéticos, de forma que qualquer interpretação geológica dessa região seria questionável.

7. DISCUSSÃO

Regiões cratônicas possuem uma litosfera tipicamente mais fria e espessa, podendo ultrapassar 300 km de profundidade, e velocidades sísmicas geralmente mais altas que as adjacências. Tais características permitem delimitar os crátons por meio da distribuição das anomalias de alta velocidade na litosfera obtidas por intermédio da Tomografia Sísmica (ARTEMIEVA et al., 2004; RAVENNA et al., 2018).

Nesse sentido, foi realizada uma discussão dos resultados em termos gerais para todo o Brasil (Seção 7.1) e dentro do contexto das Províncias Estruturais cujos Testes de Tabuleiro de Xadrez indicaram uma resolução suficiente para uma interpretação geotectônica confiável (Seções 7.2 a 7.8). Quando possível, os resultados foram comparados com os de estudos de Tomografia Sísmica baseados na Teoria Geométrica do Raio ou na abordagem de Múltiplas Frequências.

7.1 Território brasileiro

O primeiro estudo com abrangência nacional foi realizado por Azevedo (2017), utilizando Tomografia Sísmica de Ondas P baseada na TGR. De forma geral, esse trabalho imageou os principais blocos cratônicos e trouxe novas discussões a respeito de regiões do Brasil que até então não possuíam estudos dessa natureza, como o Cráton Amazônico.

Apesar da grande abrangência, o estudo de Azevedo (2017) possui algumas limitações, como amplas regiões sem cobertura de raios, principalmente em profundidades menores que 250 km (Figura 48a). Tais limitações são decorrentes da baixa densidade de estações em grande parte do Cráton Amazônico, na porção central da Bacia do Parnaíba e norte do Cráton São Francisco. Além disso, a própria TGR impõe limitações ao imageamento de estruturas devido aos efeitos discutidos na Seção 5.2.1, o que intensifica mais os problemas mencionados.

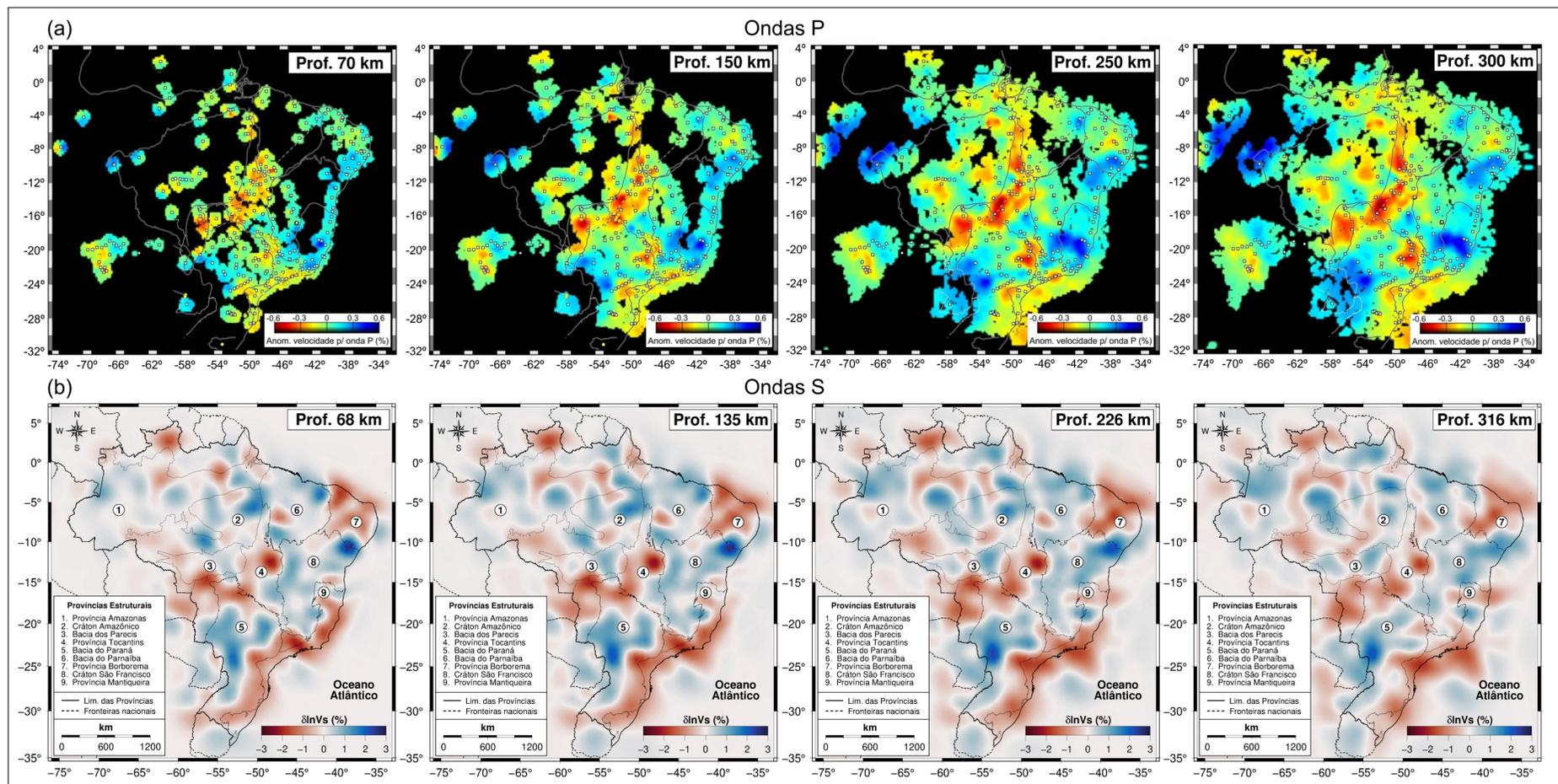


Figura 48. (a) Resultados obtidos por Azevedo (2017), utilizando Tomografia Sísmica de Ondas P baseada na Teoria Geométrica do Raio, para as profundidades de 70 km, 150 km, 250 km e 300 km. As regiões escuras são aquelas em que não há cobertura de raios. (b) Resultados obtidos neste trabalho, utilizando Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências de Ondas S, para as profundidades de 68 km, 150 km, 226 km e 316 km.

Embora algumas limitações ainda prevaleçam tanto neste estudo quanto no de Azevedo (2017), a TSMF de Ondas S permitiu imagear, com melhor resolução, regiões com baixa densidade de estações, algo que não seria possível com métodos baseados na TGR. O Cráton Amazônico e a Bacia do Parnaíba, por exemplo, possuem uma melhor definição das anomalias de velocidade de Ondas S (Figura 48b) do que de Ondas P (Figura 48a). Isso é consequência direta da utilização dos *Kernels* de Fréchet em múltiplas bandas de frequência, que aumentaram significativamente a região imageada pela tomografia.

7.2 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (CrAm) constitui o embasamento de grandes bacias sedimentares, como a do Amazonas (BcAm), a do Solimões (BcSm), a do Acre (BcAc) e a dos Parecis (BcPc). Tais bacias possuem formação e desenvolvimento policíclico, que podem ter deixado vestígios na estrutura de velocidade do manto litosférico e sublitosférico. A Figura 49 apresenta os mapas de anomalia de velocidade de Ondas S, para profundidades variando de 68 km a 316 km, e os perfis com profundidade de 800 km, que atravessam, em quatro direções, a região com melhor resolução do Cráton Amazônico.

De forma geral, o CrAm possui uma distribuição de anomalias em que predominam as de alta velocidade. Estas, por sua vez, estão relacionadas aos blocos cratônicos e encontram-se alinhadas em uma direção NNO-SSE, sendo separadas por anomalias de baixa velocidade com a mesma tendência (Figura 49a), que representam as faixas colisionais entre os blocos. A disposição das principais anomalias, dentro da área de melhor resolução dos mapas e perfis, corrobora a tese de que o CrAm se formou pela amalgamação de blocos litosféricos menores durante sucessivos processos de colisão continental (SANTOS, 2003; TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

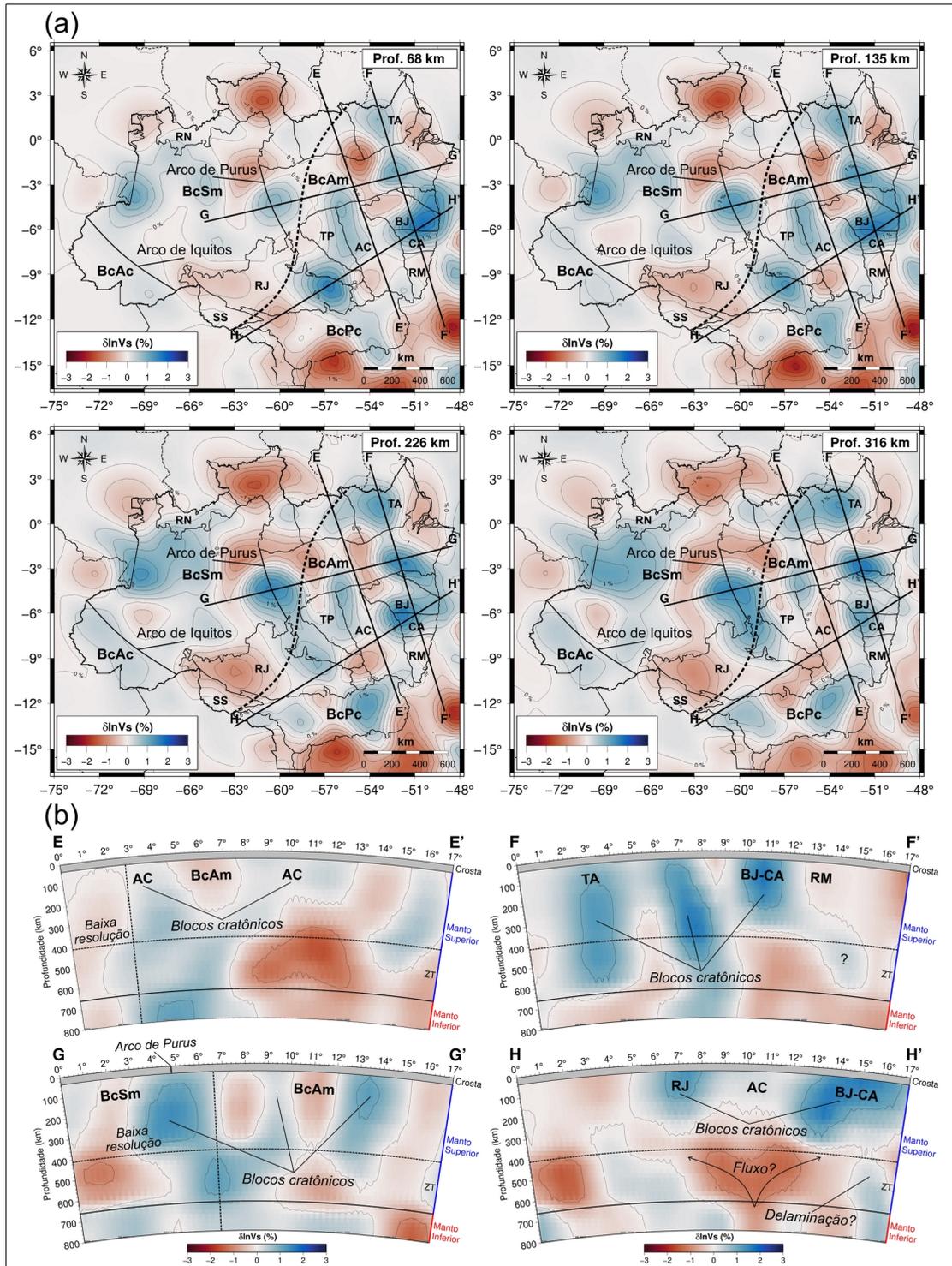


Figura 49. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob o Cráton Amazônico, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis E-E', F-F', G-G' e H-H' indicados em (a). As províncias tectônicas do Cráton Amazônico (Santos, 2003) são indicadas pelas siglas: SS (Sunsás), RJ (Rondônia-Juruena), TP (Tapajós-Parima), AC (Amazônia Central), CA (Carajás), TA (Transamazonas) e RN (Rio Negro). Os domínios Bacajá, Carajás e Rio Maria são indicados pelas siglas BJ, CA e RM, respectivamente. As principais bacias são designadas pelas siglas: BcAc (Bacia do Acre), BcSm (Bacia do Solimões), BcAm (Bacia do Amazonas) e BcPc (Bacia dos Parecis). As linhas tracejadas verticais delimitam a região com baixa resolução. A sigla ZT representa a Zona de Transição do manto.

Nos perfis E-E', F-F' e G-G' (Figura 49b), as anomalias de alta velocidade podem ultrapassar 400 km de profundidade e representam os principais blocos cratônicos das Províncias Amazônia Central (AC), Transamazonas (TA) e Carajás (CA). Tais blocos estão separados por anomalias de baixa velocidade alternadas, que podem ser a expressão litosférica do processo de dispersão de esforços que deu origem à Bacia do Amazonas (BcAm) no fechamento do Ciclo Brasileiro (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

No perfil F-F' (Figura 49b), observa-se uma clara divisão entre anomalias sob a Província TA e os Domínios Bacajá (BJ) e Carajás (CA), sugerindo que se tratam de blocos cratônicos independentes. Além disso, há um prolongamento da anomalia de alta velocidade sob BJ-CA em direção ao Domínio Rio Maria (RM), indicado pela interrogação, que poderia ser interpretado como vestígio de uma subducção. No entanto, os modelos atuais de fechamento do Oceano Goiás (Ciclo Brasileiro), mostram que o mergulho da placa oceânica ocorreu sob o CrAm (STRIEDER; SUITA, 1999).

No perfil H-H' (Figura 49b), além dos blocos cratônicos sob a Província Rondônia-Juruena (RJ) e sob os Domínios BJ e CA, observa-se uma anomalia de alta velocidade com formato que sugere uma possível delaminação da litosfera. Além disso, a presença de uma grande anomalia de baixa velocidade com formato cardioide pode ser um indicativo da direção do fluxo mantélico sob a Província AC.

Na região de melhor resolução (à leste da linha tracejada), a disposição e o formato das anomalias são semelhantes aos de trabalhos que aplicaram tanto a Tomografia de Ondas P baseadas na TGR (AZEVEDO, 2017) quanto na abordagem de múltiplas frequências (COSTA et al., 2020).

7.3 Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (CrSF), em termos tomográficos, é caracterizado pela presença de anomalias de alta velocidade cujas formas e distribuição geográfica podem ser utilizadas para determinar seus limites em subsuperfície. A Figura 50 apresenta os mapas com as anomalias de velocidade de Ondas S para profundidades de 68 km a 316 km, com a indicação dos Aulacógenos Paramirim

(APa) e Pirapora (APi), além dos perfis que atravessam o cráton em três direções com profundidades de 800 km.

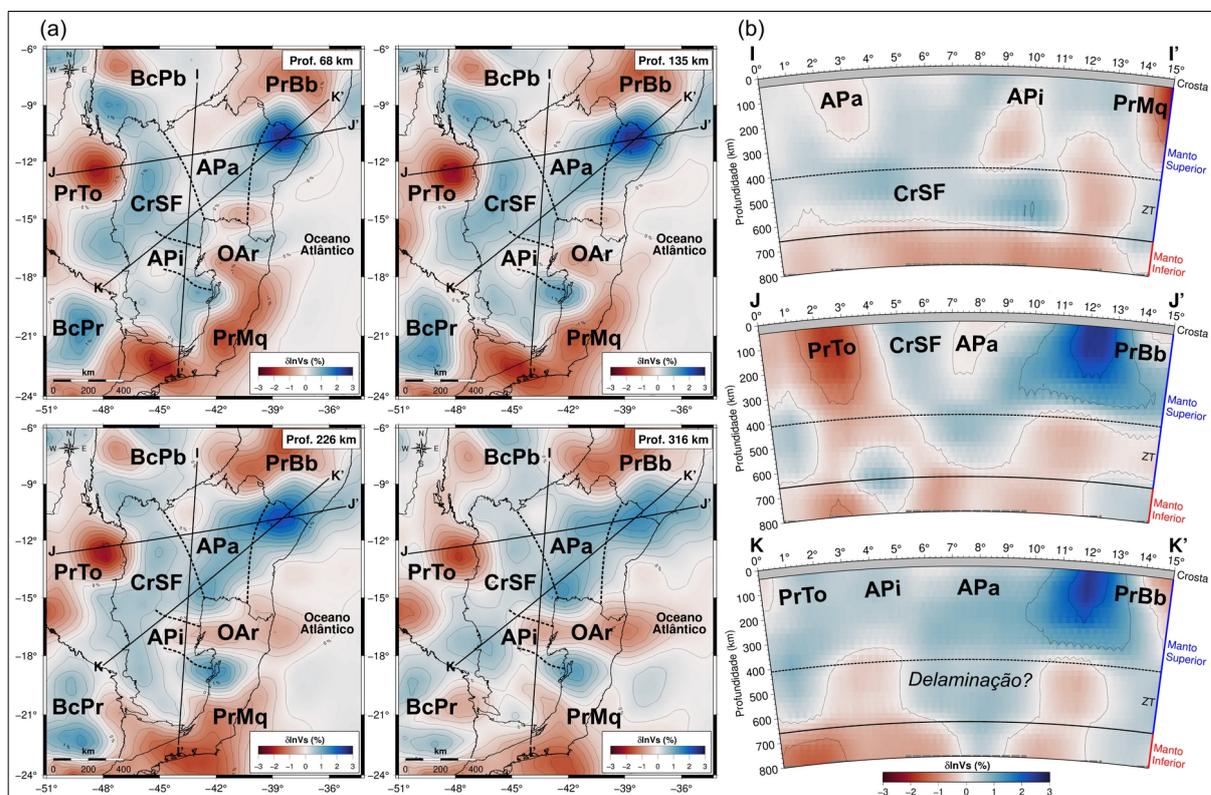


Figura 50. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob o Cráton São Francisco, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis I-I', J-J' e K-K' indicados em (a). As siglas designam: APa (Aulacógeno Paramirim), APi (Aulacógeno Pirapora), OAr (Orógeno Araçuai), PrTo (Província Tocantins), CrSF (Cráton São Francisco), PrBb (Província Borborema), BcPr (Bacia do Paraná), PrMq (Província Mantiqueira) e ZT (Zona de Transição do manto).

Em relação ao CrAm, as amplitudes das anomalias do CrSF são mais uniformes e tendem a acompanhar os contornos definidos por Delgado et al. (2003). Somente a região localizada no limite com a Província Borborema (PrBb) possui uma anomalia de alta velocidade com amplitude que se destaca em relação ao restante do cráton (Figura 50a). A posição e a amplitude dessa anomalia indicam o local de ruptura entre o CrSF e o Cráton do Congo (CELLI et al., 2020b), durante o processo de fragmentação do supercontinente Pangeia. Além disso, essa anomalia possui continuidade litosférica sob a Província Borborema, corroborando trabalhos anteriores (e.g. ASSUMPÇÃO et al., 2017; AZEVEDO, 2013; ROCHA et al., 2019a).

Nas profundidades de 226 km e 326 km (Figura 50a), é possível observar uma anomalia de alta velocidade que se prolonga do CrSF, atravessando o Orógeno (OAr) de oeste para leste. Tal anomalia também está presente nos modelos tomográficos de Ondas P obtidos Rocha et al. (2019a), que a interpretaram como um possível fragmento que conectava o CrSF ao Cráton do Congo além da ponte Bahia-Gabão.

O perfil I-I' (Figura 50b) atravessa o CrSF na direção NNE-SSO, passando por dois aulacógenos (APi e APa). Embora Azevedo (2017) tenha proposto que as raízes do CrSF podem alcançar profundidades de até 250 km, as anomalias de alta velocidade presentes no perfil I-I' sugerem que, na verdade, tais raízes são planas e podem ultrapassar 600 km. Essa geometria, contudo, pode ser consequência da ausência de fases verticalizadas, que prejudicou a resolução vertical do CrSF. Também é possível observar no perfil I-I' a existência de duas anomalias de baixa velocidade no interior do CrSF, uma na porção norte do APa e outra no APi.

No perfil J-J' (Figura 50b), há um espessamento no CrSF no seu limite com a Província Tocantins, possivelmente ocasionado pela colisão de blocos continentais no Ciclo Brasileiro. Já no perfil K-K' (Figura 50b), há uma alternância entre espessamento e afinamento do cráton, com a região central possuindo uma feição indicativa de uma delaminação litosférica.

7.4 Bacia do Paraná

Diversos modelos geofísicos foram propostos com a finalidade de delimitar os blocos cratônicos da Bacia do Paraná (e.g. CORDANI et al., 2008; MANTOVANI; BRITO NEVES, 2005; MILANI; RAMOS, 1998; ROCHA et al., 2019b). O modelo mais recente foi obtido por Affonso et al. (2021) utilizando TSMF de Ondas P (Figura 51a), que permitiu a determinação da arquitetura litosférica do Bloco Paranapanema (BIPr) e dos Crátons Rio Apa (CrRA) e Luiz Alves (CrLA).

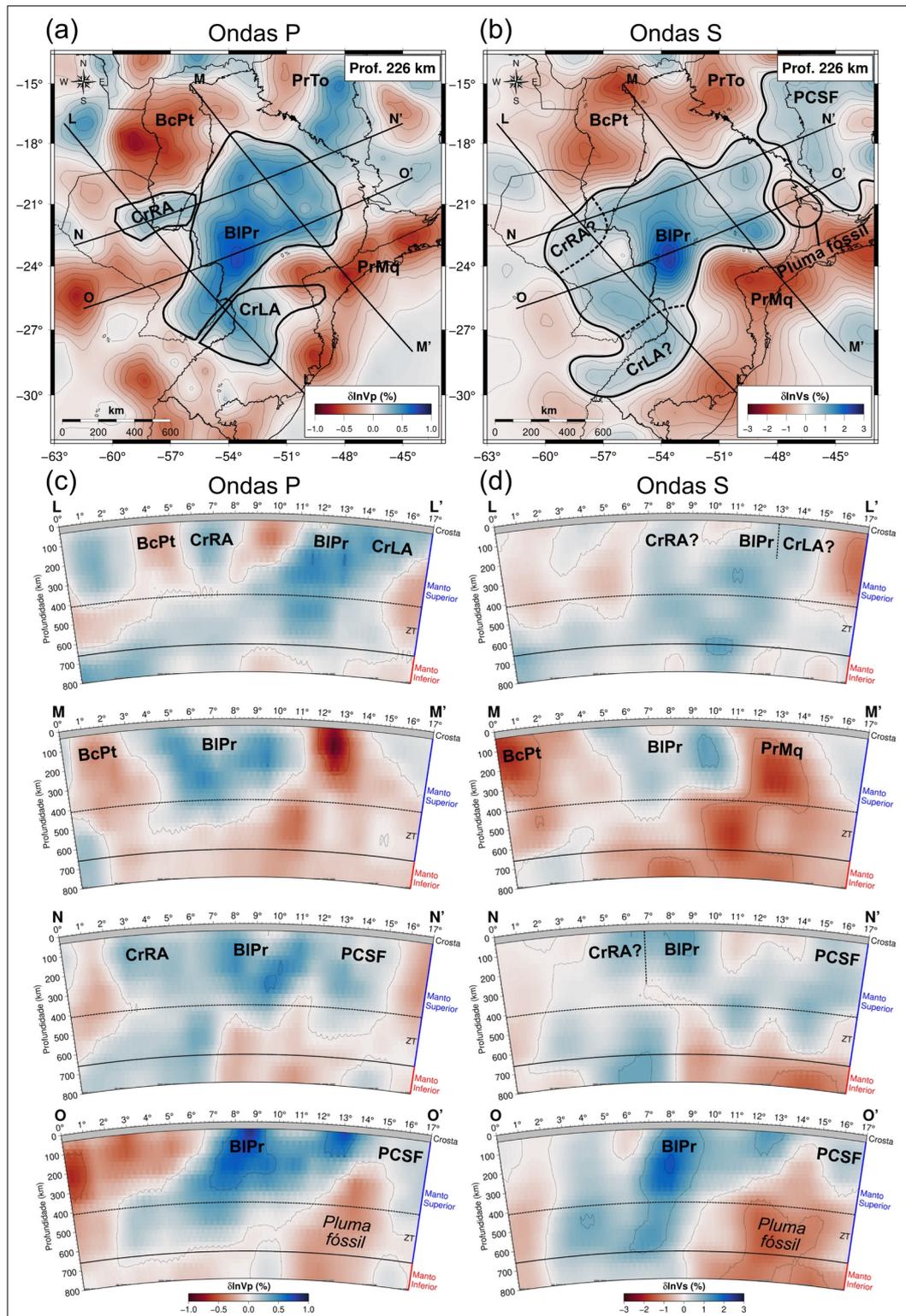


Figura 51. (a) Modelo de anomalia de velocidade de Ondas P obtido com TSMF por Affonso et al. (2021). (b) Modelo de anomalia de velocidade de Ondas S obtido com TSMF. (c) Perfis L-L', M-M', N-N' e O-O' obtidos a partir do modelo de Affonso et al. (2021). (d) Perfis L-L', M-M', N-N' e O-O' obtidos a partir do modelo deste trabalho. Os blocos cratônicos são indicados pelas siglas: BIPr (Bloco Paranapanema), CrLA (Cráton Luiz Alves), CrRA (Cráton Rio Apa) e PCSF (Paleocontinente São Francisco). As demais siglas representam: BcPt (Bacia do Pantanal), PrTo (Província Tocantins), PrMq (Província Mantiqueira) e ZT (Zona de Transição do manto).

Comparando o modelo de estruturação litosférica obtido neste trabalho (Figura 51b) com o de Affonso et al. (2021) (Figura 51a), é possível constatar algumas diferenças relacionadas à geometria, direção e posição dos blocos cratônicos da região que compreende a Bacia do Paraná e parte das Bacias do Pantanal (BcPt) e do Chaco.

No trabalho de Affonso et al. (2012), o BIPr é definido como uma anomalia de alta velocidade de grande escala, com formato aproximadamente triangular e orientação NE-SO. O núcleo do BIPr encontra-se próximo ao ponto médio do perfil O-O' (Figura 51a), sendo constituído por uma anomalia de alta velocidade com pequenas dimensões, mas com grande amplitude ($\delta \ln V_p \approx 1\%$). O CrRA foi definido como a região de alta velocidade à oeste do BIPr, com formato retangular e direção ENE-OSO, enquanto o CrLA se encontra à sudeste, alongando-se em direção à Província Mantiqueira.

No modelo de Ondas S obtido neste trabalho (Figura 51b), a anomalia de alta velocidade relacionada ao BIPr também possui grandes dimensões e um núcleo com grande amplitude, mas sua forma é aproximadamente retangular, com direção ENE-OSO. Não foi possível definir o CrRA e o CrLA (linhas tracejadas), de modo que os três blocos cratônicos dessa região constituem uma só anomalia de grande extensão. Além disso, a porção possivelmente relacionada ao CrLA possui área e geometria distintas das estabelecidas pelo modelo de Affonso et al. (2021).

Nos perfis L-L' (Figuras 51c e d), observa-se uma anomalia de baixa velocidade que separa o CrRA do BIPr. No entanto, no segundo perfil, tal divisão é aparente somente em profundidades menores que 80 km. Logo, não é possível, em ambos os perfis, observar um limite litosférico entre o BIPr do CrLA, sugerindo ambos fazem parte do mesmo bloco ou que o método não possui resolução suficiente para estabelecer um limite claro entre eles.

Há algumas diferenças entre os perfis M-M' (Figuras 51c e d). Porém, em ambos, o BIPr é representado por uma anomalia de alta velocidade com grande extensão e profundidade que ultrapassa 400 km, sendo rodeado por anomalias de baixa velocidade com grande amplitude.

No perfil N-N' (Figura 51c), é possível observar um contorno com anomalia próxima a 0% separando o CrRA, o BIPr e PCSF. Embora haja, no mesmo perfil da

Figura 51d, uma possível divisão (linha tracejada), sugerida pelo formato das anomalias do CrRA e do BIPr, as características são distintas do perfil da Figura 51c. A divisão entre os blocos fica evidente somente entre o BIPr e o PCSF, separados por uma grande anomalia de baixa velocidade.

O perfil O-O' (Figuras 51c e d) atravessa o núcleo da anomalia de alta velocidade do BIPr, indicada pela região com grande amplitude. No perfil da TSMF de Ondas S, há uma anomalia de alta velocidade, entre 2,5° e 5,5°, que não existe no perfil de Ondas P, possivelmente, um artefato da inversão ou efeito de estiramento das anomalias devido a excessos de raios oriundos de eventos dos Andes. Em ambos os perfis, observa-se uma anomalia subvertical de baixa velocidade que separa o BIPr do Paleocontinente São Francisco (PCSF) em profundidades a partir de 100 km. VanDecar, James e Assumpção (1995) interpretaram essa anomalia como uma estrutura fóssil relacionada à pluma de Tristão da Cunha, responsável pelos episódios de derrames basálticos na Bacia do Paraná.

Embora haja diferenças entre os modelos de Ondas P e S, principalmente com relação à geometria das anomalias, ambos corroboram a existência de blocos cratônicos neoproterozoicos na Bacia do Paraná, que se aglutinaram com o fechamento do Oceano Adamastor no Ciclo Brasileiro/Pan Africano, entre 900 e 500 milhões de anos atrás. O mesmo processo pode também ter dado origem à anomalia de alta velocidade interpretada como o CrLA, que adquiriu essas dimensões por meio da sua aglutinação com os microcontinentes Amparo, Campo do Meio e Maciço Curitiba (HASUI, 2010).

7.5 Bacia do Parnaíba

Nos mapas e perfis obtidos com a TSMF de Ondas S (Figura 52), a Bacia do Parnaíba (BcPn) possui como característica principal a predominância de anomalias de alta velocidade, em que as maiores amplitudes se concentram na região do Cráton São Luís (CrSL). Este, por sua vez, é constituído por uma anomalia de grande amplitude, que alcança profundidades de aproximadamente 250 km (Figura 52b, perfil P-P').

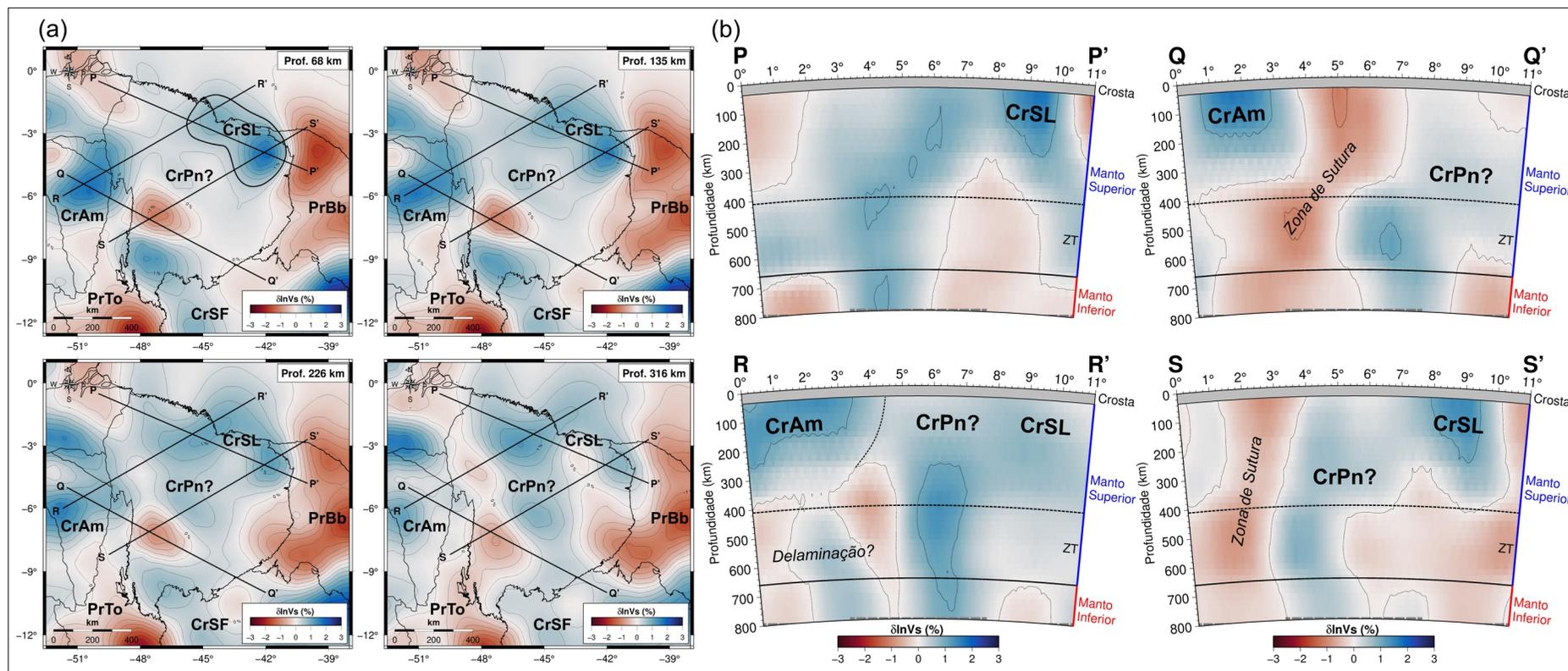


Figura 52. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob a Bacia do Parnaíba, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis P-P', Q-Q', R-R' e S-S' indicados em (a). As siglas designam: CrSL (Cráton São Luís), CrPn (Cráton Parnaíba), CrAm (Cráton Amazônico), CrSF (Cráton São Francisco), PrTo (Província Tocantins), PrBb (Província Borborema) e ZT (Zona de Transição do manto).

Embora os resultados apresentados na Figura 52 tenham preenchido lacunas de estudos anteriores, como o de Azevedo (2017), a ausência de estações sismográficas no interior da bacia ainda é um fator limitante para a obtenção de melhores modelos. Isso ocorre porque a densidade de estações influencia diretamente na densidade de *kernels* que atravessam a região e, conseqüentemente, a resolução dos modelos.

A geometria das anomalias de alta velocidade com maior amplitude permitiu a delimitação do CrSL em uma profundidade de pouco mais de 200 km (Figura 52b, perfil P-P'). Alguns modelos geológicos indicam que o CrSL ocupa toda a porção norte da BcPn (e.g. KLEIN; MOURA, 2008; SADOWSKI; CAMPANHA, 2004), o que não é observado nos resultados deste trabalho. Ao que tudo indica, o CrSL se limita à porção nordeste da BcPn, na fronteira com a Província Borborema.

A anomalia de baixa velocidade separando o Cráton Amazônico (CrAm) e a BcPn (Figura 52b, perfis Q-Q' e S-S') pode estar relacionada a uma zona de sutura da colisão do CrAm com o Cráton Parnaíba (CrPn) no Ciclo Brasileiro. Outra característica importante, observada no perfil R-R' (Figura 52b), é a presença de uma anomalia de alta velocidade que pode estar relacionada a uma delaminação da litosfera. O formato alongado dessa anomalia indica um desprendimento de material litosférico da base do CrAm, sob a região da Província Carajás.

A semelhança entre as anomalias de velocidade de Ondas S com as encontradas em estudos recentes de tomografia no continente africano (e.g. CELLI et al., 2020a, 2020b) é mais uma evidência que reforça a teoria de que o CrSL é um fragmento remanescente da separação entre África e América do Sul (ALMEIDA et al., 1981; SADOWSKI; CAMPANHA, 2004; VILLENEUVE; CORNÉE, 1994).

7.6 Província Borborema

A Província Borborema (PrBb) é uma ampla região constituída, predominantemente, por anomalias de baixa velocidade (Figura 53a), confinada pelas anomalias de alta velocidade da BcPn e do CrSF. Embora, de forma geral, os resultados estejam em consonância com os de Azevedo (2017) e de Simões Neto, Julià e Schimmel (2018), os modelos obtidos neste trabalho, a partir da TSMF com

Ondas S, possuem maior resolução, principalmente para profundidades menores que 200 km.

O contraste de velocidade observado entre a PrBb e as províncias confinantes reforça a tese de que duas colisões continentais neoproterozoicas foram responsáveis pela formação da PrBb. A primeira colisão ocorreu com o Bloco Parnaíba e a segunda, com o Cráton São Francisco-Congo (ARAUJO, 2014). Além disso, em termos de anomalias de baixa velocidade, há uma correspondência entre a PrBb e a região do Golfo da Guiné, reforçando a tese de que América do Sul e África faziam parte do mesmo continente (CELLI et al., 2020b).

Os limites litosféricos da PrBb, indicados pelas anomalias de baixa velocidade, diferem daqueles definidos no contexto das Províncias Estruturais brasileiras (Figura 53a, prof. 226 km). O CrSF adentra a região sudeste da PrBb (perfil W-W'), enquanto esta se estende para além dos limites da BcPn, como mostram os perfis U-U' e V'-V' da Figura 53b.

A PrBb possui quatro domínios principais separados por zonas de cisalhamento: Domínio Ceará (DCE), Domínio Rio Grande do Norte (DRN), Domínio Transversal ou Central (DTC) e Domínio Sul ou Externo (DSE) (DELGADO et al., 2003). Por não ter sido observada uma correlação entre os contornos das anomalias de alta velocidade e as Zonas de Cisalhamento Patos (ZCPT) e Pernambuco (ZCPE), é possível que estas não possuam expressão em profundidades litosféricas (Figura 53a).

As Zonas de Cisalhamento Tatajuba (ZCTj) e Jaguaribe (ZCJg) se correlacionam com os limites das anomalias de baixa velocidade ao centro e à nordeste da PrBb para profundidades de até 135 km (Figura 53a). Nos perfis T-T' e U-U' (Figura 53b), a delimitação entre DCE e DRN, pelas ZCTj e ZCJg, está marcada pela presença de uma anomalia de velocidade com amplitude de aproximadamente 0% (linha tracejada).

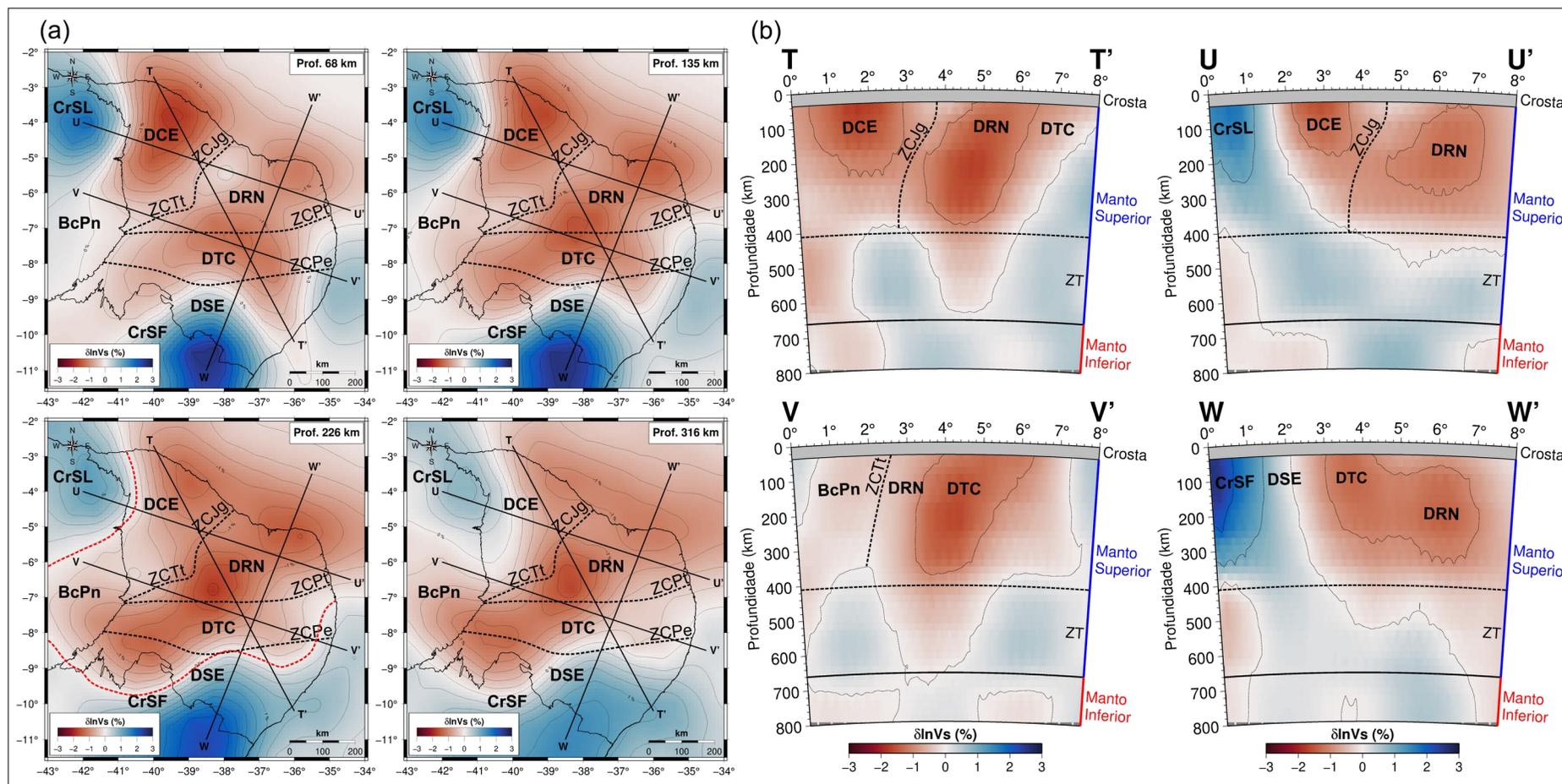


Figura 53. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob a Província Borborema, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km, com a indicação dos principais domínios, das zonas de cisalhamento e das províncias estruturais confinantes: DCE (Domínio Ceará), DRN (Domínio Rio Grande do Norte), DTC (Domínio Transversal ou Central), DSE (Domínio Sul ou Externo), ZCTj (Zona de Cisalhamento Tatajuba), ZCJg (Zona de Cisalhamento Jaguaribe), ZCPT (Zona de Cisalhamento Patos), ZCPE (Zona de Cisalhamento Pernambuco), CrSF (Cráton São Francisco), BcPn (Bacia do Parnaíba) e CrSL (Cráton São Luís). A linha tracejada em vermelho (Prof. 226 km) indica os limites litosféricos da Província Borborema. (b) Perfis T-T', U-U', V-V' e W-W' indicados em (a). A sigla ZT representa a Zona de Transição do manto.

7.7 Província Tocantins

A Província Tocantins (PrTo) é caracterizada pela predominância de anomalias de baixa velocidade com grande amplitude, que fazem limite com o CrAm, o CrSF, a BcPr e a BcPn (Figura 54a). O contorno das anomalias de baixa velocidade acompanha as bordas das regiões cratônicas, indicando a existência de uma zona de sutura remanescente das colisões do Ciclo Brasileiro. Tais características também foram observadas em trabalhos que utilizaram Tomografia de Ondas P e S baseadas na TGR (e.g. ASSUMPÇÃO et al., 2004; AZEVEDO, 2017; DE AZEVEDO et al., 2015; ROCHA et al., 2016, 2019b; ROCHA; SCHIMMEL; ASSUMPÇÃO, 2011) e Tomografia de Múltiplas Frequências de Ondas P (e.g. AFFONSO et al., 2021; COSTA et al., 2020).

A anomalia de baixa velocidade com grande amplitude na região central da PrTo (Figura 54a), no cruzamento dos perfis X-X' e Z-Z', pode ter sido ocasionada por um afinamento litosférico que provocou a ascensão de material astenosférico de maior temperatura (ASSUMPÇÃO et al., 2004; ROCHA et al., 2016). Essa anomalia é subvertical, possui diâmetro de aproximadamente 250 km e atinge profundidades de cerca de 380 km.

O perfil Y-Y' (Figura 54b) atravessa a anomalia de baixa velocidade na região que compreende parte BcPt e o norte da BcPr, alcançando o CrSF. É possível observar, na fronteira da BcPr com a PrTo, uma estrutura com profundidade entre 400 e 660 km aproximadamente, que foi interpretada por Assumpção et al. (2004) como a estrutura fóssil da Pluma de Trindade. Na porção sudeste da PrTo, observa-se uma anomalia de alta velocidade que se assemelha a um prologamento do CrSF.

A BcPt, em geral, é composta por anomalias de baixa velocidade que alcançam profundidades maiores que 400 km (Figura 54b, perfil Y-Y'). Isso corrobora as observações de Affonso et al. (2021), que demonstraram que o Cráton Rio Apa não se estende ao norte, por debaixo dessa bacia, como sugere o trabalho de Dragone et al. (2017).

Um indício de que as anomalias de baixa velocidade que se encontram ao norte da BcPr e na região central da PrTo são causadas por aumento de temperatura

é o comportamento semelhante observado nos mapas tomográficos de Ondas P e S das Figuras 51a e b. Além disso, o maior fluxo de calor e a presença de intrusões alcalinas reforçam essa hipótese, principalmente na região norte da BcPr (ASSUMPÇÃO et al., 2004).

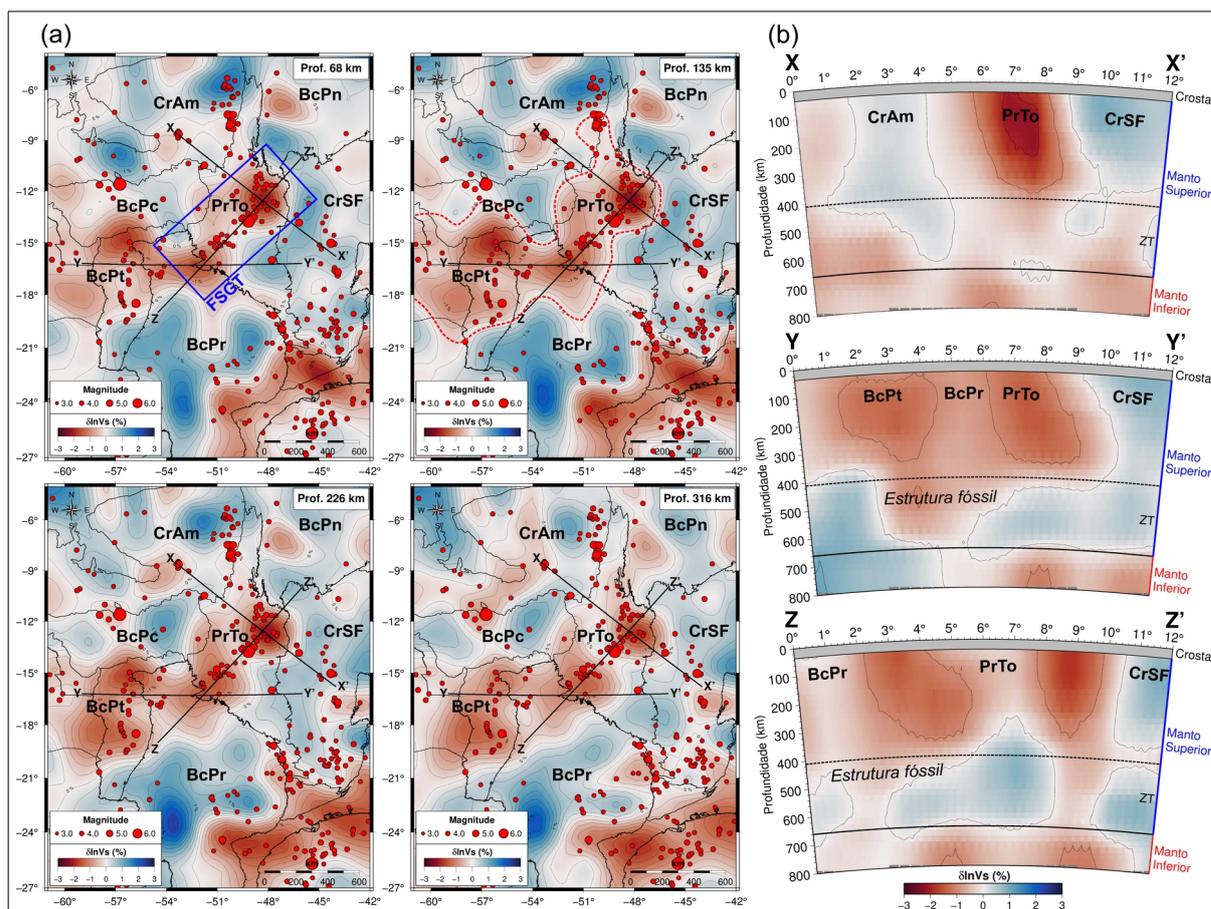


Figura 54. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob região da Província Tocantins e adjacências, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis X-X', Y-Y' e Z-Z' indicados em (a). As siglas designam: PrTo (Província Tocantins), CrAm (Cratão Amazônico), BcPn (Bacia do Parnaíba), CrSF (Cratão São Francisco), BcPr (Bacia do Paraná), BcPc (Bacia dos Parecis), BcPt (Bacia do Pantanal) e ZT (Zona de Transição do manto). A linha tracejada em vermelho (Prof. 226 km) indica os limites da zona de sutura entre os blocos cratônicos. Os círculos vermelhos representam os epicentros dos sismos com magnitude a partir de 3,0, ocorridos entre 01/01/1980 e 26/07/2021, extraídos do catálogo do IAG-USP (Fonte: www.moho.iag.usp.br). A área delimitada pelo retângulo azul é a Faixa Sísmica Goiás-Tocantins (FSGT).

A PrTo também possui uma sismicidade relevante, principalmente na região conhecida como Faixa Sísmica Goiás-Tocantins (FSGT) (Figura 54a), e nas regiões que acompanham as bordas do Cratão Amazônico (ASSUMPÇÃO et al., 2012). Tal sismicidade pode consequência do surgimento de zonas de fraqueza geradas por

um afinamento litosférico com a ascensão da astenosfera mais quente. De maneira geral, uma litosfera menos espessa faz com que os esforços compressivos que atuam na Placa Sul-Americana fiquem concentrados na crosta, gerando falhas ou reativando falhas antigas, favorecendo a ocorrência da sismicidade observada na região da FSGT (ASSUMPÇÃO et al., 2004; ROCHA et al., 2016).

7.8 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (PrMq) é constituída, em quase sua totalidade, por anomalias de baixa velocidade, sendo confinada por anomalias de alta velocidade relacionadas ao CrSF e ao BIPr (Figura 55a). Embora essas anomalias pareçam suavizadas, os modelos obtidos com TSMF de Ondas S para a PrMq estão em consonância com trabalhos anteriores que aplicaram Tomografia de Ondas P baseada na TGR (e.g. ASSUMPÇÃO et al., 2017; AZEVEDO, 2017; ROCHA et al., 2019a). Além disso, houve uma melhoria significativa na resolução dos modelos em relação a esses trabalhos, principalmente na região do OAr.

O perfil A1-A1' (Figura 55b) possui direção NNE-SSO e atravessa a região do OAr. Este, por sua vez, é dividido em duas partes por uma anomalia de alta velocidade que se prolonga do CrSF e atinge grandes profundidades. O OAr fazia parte de um grande cinturão orogênico do continente Gondwana Ocidental, denominado Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (ALKMIM et al., 2017).

A anomalia de alta velocidade, que atravessa de oeste para leste o OAr, indica a existência de um fragmento preservado do PCSF no embasamento do OAr. Rocha et al. (2019a) interpretaram tal anomalia como uma conexão entre o CrSF e o Cráton do Congo por meio de uma ponte litosférica (Ponte Bahia-Congo).

O perfil B1-B1' possui direção NO-SE e parte da PrTo, atravessando a PrMq na região da Faixa Ribeira, caracterizada por uma anomalia de baixa velocidade com grande amplitude. A divisão entre a PrTo e a PrMq fica clara pelo contraste de velocidades. Além disso, esse perfil atravessa uma anomalia de baixa velocidade, interpretada por VanDecar, James e Assumpção (1995) como uma estrutura fóssil da Pluma de Tristão da Cunha. Essa anomalia também foi observada em trabalhos

posteriores (e.g. ROCHA, 2003, 2008b; SCHIMMEL; ASSUMPCÃO; VANDECAR, 2003).

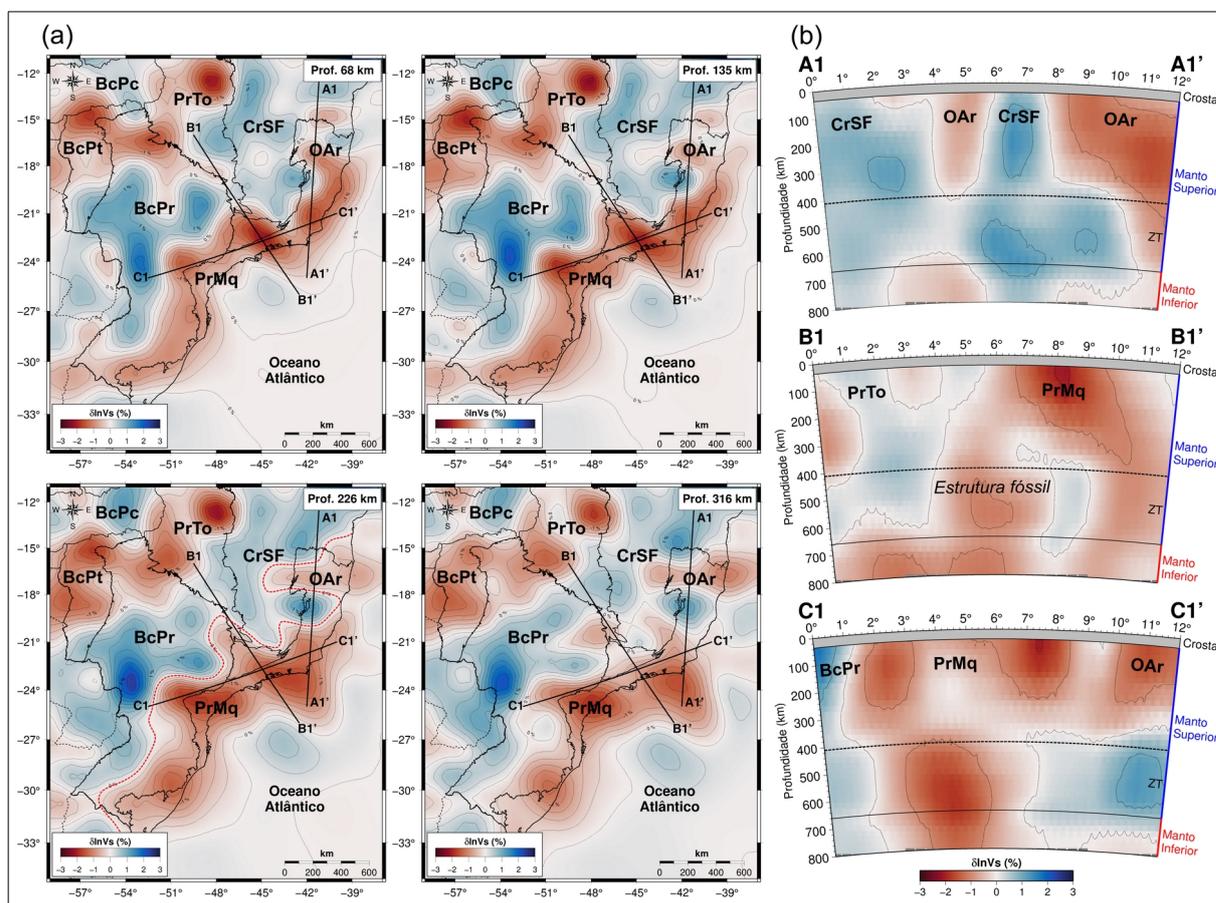


Figura 55. (a) Anomalias de velocidade de Ondas S ($\delta \ln V_s$), sob região da Província Mantiqueira e adjacências, nas profundidades de 68 km, 135 km, 226 km e 316 km. (b) Perfis A1-A1', B1-B1' e C1-C1' indicados em (a). As siglas designam: PrMq (Província Mantiqueira), PrTo (Província Tocantins), CrSF (Cráton São Francisco), BcPr (Bacia do Paraná), BcPc (Bacia dos Parecis), BcPt (Bacia do Pantanal), OAr (Orógeno Araçuaí) e ZT (Zona de Transição do manto). A linha tracejada em vermelho (Prof. 226 km) indica os limites litosféricos da PrMq.

O perfil C1-C1' atravessa uma região da PrMq predominantemente de baixa velocidade, com a presença de quatro anomalias de grande amplitude, separadas por porções de anomalias próximas de 0%, das quais três se encontram em profundidades menores que 400 km. Tais anomalias de grande amplitude sugerem que há um aumento de temperatura nessa região em relação às áreas adjacentes, possivelmente consequência do afinamento litosférico produzido durante a separação entre América do Sul e África.

8. CONCLUSÕES

A etapa de controle de qualidade dos dados sismológicos, realizada por meio da Análise do Movimento de Partícula de Ondas P telessísmicas, permitiu a identificação de estações com erros de orientação superiores a $\pm 10^\circ$. Tais erros poderiam comprometer o procedimento de rotação das componentes horizontais, gerando formas de onda com menor relação sinal/ruído que, em última instância, afetariam a correlação cruzada e a inversão tomográfica dos resíduos de tempo.

Do total de 156 sismômetros analisados, 139 possuem erro de orientação absoluto de até 10° , 7 possuem erro entre 10° e 20° , 10 possuem erro igual ou maior que 20° . Somente o sismômetro da estação BOAV, que faz parte da sub-rede BR-UnB, possui erro de orientação maior que $\pm 90^\circ$ ($+177,5^\circ$), considerando a análise dos dados de um período anterior à reorientação manual executada em visita técnica. Após esse procedimento, o erro de orientação de BOAV foi estimado em $-0,7^\circ$. Não foram identificadas estações com erro de orientação maior que $\pm 10^\circ$ na sub-rede NB-UFRN (RSBR) e na rede XC-USP.

Com exceção da estação BOAV, que teve seu sismômetro instalado com a componente Norte-Sul invertida, os erros de orientação observados foram ocasionados, principalmente, pela declinação incorreta da bússola durante o procedimento de definição do Norte Geográfico.

Comparado ao trabalho de Bianchi (2015), a combinação do método de Análise do Movimento de Partículas das Ondas P telessísmicas com a Estatística Direcional, utilizada neste trabalho, mostrou-se mais acurada na identificação das estações orientadas incorretamente. Isso foi corroborado pelas aferições de orientação dos sismômetros realizadas em visitas técnicas.

Os resultados do Teste Não Paramétrico de Watson U^2 indicaram que há uma diferença estatisticamente significativa entre as estimativas de desvio azimutal obtidas com estações instaladas em regiões de Embasamento Pré-Cambriano e as estimativas obtidas com estações instaladas em Coberturas Fanerozoicas. Isso corrobora a hipótese de que a geologia pode influenciar na relação sinal/ruído das Ondas P e, portanto, nas estimativas de erro de orientação.

A partir dos resultados de Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências com Ondas S, foi possível imagear regiões com maior resolução em relação a estudos abrangentes, como o de Azevedo (2017). Embora algumas limitações ainda prevaleçam tanto neste estudo quanto no de Azevedo (2017), a abordagem de múltiplas frequências permitiu imagear, com melhor resolução, regiões com baixa densidade de estações (Cráton Amazônico e Bacia do Parnaíba), algo que não seria possível com métodos baseados na Teoria Geométrica do Raio. Isso é consequência direta da utilização dos *Kernels* de Fréchet em múltiplas bandas, que aumentaram significativamente a região imageada pela tomografia.

A aplicação da Tomografia Sísmica de Múltiplas Frequências com Ondas S permitiu a identificação dos principais blocos cratônicos brasileiros, das zonas de sutura e de afinamento litosférico. As anomalias de alta velocidade observadas estão relacionadas ao Bloco Paranapanema (Bacia do Paraná) e aos Crátons Amazônico, São Francisco e São Luís (Bacia do Parnaíba).

A disposição das principais anomalias, dentro da área de melhor resolução dos mapas e perfis, corrobora a tese de que o Cráton Amazônico se formou pela amalgamação de blocos litosféricos menores durante sucessivos processos de colisão continental (SANTOS, 2003; TASSINARI; MACAMBIRA, 2004). Além disso, a disposição e o formato das anomalias do Cráton Amazônico são semelhantes aos de trabalhos que aplicaram tanto a Tomografia de Ondas P baseadas na TGR (AZEVEDO, 2017) quanto na abordagem de múltiplas frequências (COSTA et al., 2020).

As amplitudes das anomalias presentes no Cráton São Francisco, em relação ao Cráton Amazônico, são mais uniformes e tendem a acompanhar os contornos definidos por Delgado et al. (2003). Somente a região localizada no limite com a Província Borborema possui uma anomalia de alta velocidade com amplitude que se destaca em relação ao restante do cráton. A posição e a amplitude dessa anomalia indicam o local de ruptura entre o Cráton São Francisco e o Cráton do Congo (CELLI et al., 2020b), durante o processo de fragmentação do supercontinente Pangeia. Além disso, essa anomalia possui continuidade litosférica sob a Província Borborema, corroborando trabalhos anteriores (e.g. ASSUMPÇÃO et al., 2017; AZEVEDO, 2013; ROCHA et al., 2019a).

Comparando o modelo de estruturação litosférica da Bacia do Paraná obtido neste trabalho com o modelo de Affonso et al. (2021), foi possível constatar algumas diferenças relacionadas à geometria, direção e posição dos blocos cratônicos dessa região. Entretanto, ambos corroboram a existência de blocos cratônicos neoproterozoicos na Bacia do Paraná, que se aglutinaram com o fechamento do Oceano Adamastor no Ciclo Brasileiro, entre 900 e 500 milhões de anos atrás. O mesmo processo também pode ter dado origem à anomalia de alta velocidade interpretada como o Cráton Luiz Alves, que adquiriu essas dimensões por meio da sua união com os microcontinentes Amparo, Campo do Meio e Maciço Curitiba (HASUI, 2010).

A geometria das anomalias de alta velocidade com maior amplitude presentes na Bacia do Parnaíba permitiu a delimitação do Cráton São Luís, que alcança uma profundidade de pouco mais de 200 km. Alguns modelos geológicos indicam que esse cráton ocupa toda a porção norte da Bacia do Parnaíba (e.g. KLEIN; MOURA, 2008; SADOWSKI; CAMPANHA, 2004), o que não é observado nos resultados deste trabalho. Ao que tudo indica, o Cráton São Luís se limita somente à porção nordeste da bacia.

A anomalia de baixa velocidade, separando o Cráton Amazônico e a Bacia do Parnaíba, pode ser uma zona de sutura gerada por uma colisão cratônica no Ciclo Brasileiro. Outra característica importante observada é a presença de uma possível delaminação da litosfera na fronteira entre a Bacia do Parnaíba e a Província Carajás.

O contraste de velocidade entre a Província Borborema e as províncias confinantes reforça a tese de formação a partir de duas colisões continentais neoproterozoicas: uma com o Cráton São Francisco-Congo e outra com o Bloco Cratônico Parnaíba (ARAUJO, 2014). Além disso, em termos de anomalias de baixa velocidade, há uma correspondência entre a Província Borborema e a região do Golfo da Guiné, reforçando a tese de que América do Sul e África faziam parte do mesmo continente (CELLI et al., 2020b).

A Província Tocantins é caracterizada pela predominância de anomalias de baixa velocidade que contornam as bordas do Cráton Amazônico, indicando a existência de uma zona de sutura entre os blocos cratônicos no Ciclo Brasileiro. Foi

observada uma anomalia de baixa velocidade com grande amplitude, que pode ter sido ocasionada por um afinamento litosférico e a conseqüente ascensão de material astenosférico de maior temperatura. Esse mecanismo, associado à concentração de esforços na crosta, pode ser o responsável pela sismicidade observada na região da Faixa Sísmica Goiás Tocantins (ASSUMPÇÃO et al., 2004; ROCHA et al., 2016).

Foi observada, na Província Mantiqueira, uma anomalia de alta velocidade que atravessa, de oeste para leste, o Orógeno Araçuaí, com velocidades típicas de crátons, sugerindo um fragmento preservado do Paleocontinente São Francisco no embasamento. Rocha et al. (2019a) interpretaram tal anomalia como uma conexão entre o Cráton São Francisco e o Cráton do Congo por meio de uma ponte litosférica (Ponte Bahia-Congo).

REFERÊNCIAS

- ACHAUER, U.; THE KRISP TELESEISMIC WORKING GROUP. **New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments**. *Tectonophysics*, v. 236, n. 1–4, p. 305–329, 1994.
- AFFONSO, G. M. P. C. et al. **Lithospheric architecture of the Paranapanema Block and adjacent nuclei using multiple-frequency P-wave seismic tomography**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021.
- AGOSTINELLI, C. **R package “CircStats”: Circular Statistics**, 2018. Disponível em: <<https://cran.r-project.org/web/packages/CircStats/CircStats.pdf>>
- AGOSTINELLI, C.; LUND, U. **R package “circular”: Circular Statistics**, 2017. Disponível em: <<https://r-forge.r-project.org/projects/circular/>>
- AKI, K. et al. **Three dimensional seismic velocity anomalies in the crust and the upper mantle under the USGS California seismic array**. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Anais. San Francisco: American Geophysical Union (AGU), 1974.
- AKI, K. **Three dimensional seismic velocity anomalies in the lithosphere: method and summary of results**. *Journal of Geophysics*, v. 43, n. 1, p. 235–242, 1977.
- AKI, K.; CHRISTOFFERSSON, A.; HUSEBYE, E. S. **Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana Lasa**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 66, n. 2, p. 501–524, 1976.
- AKI, K.; CHRISTOFFERSSON, A.; HUSEBYE, E. S. **Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere**. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 2, p. 277–296, 1977.
- AKI, K.; LEE, W. H. K. **Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model**. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, n. 23, p. 4381–4399, 1976.
- ALKMIM, F. F. **O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo**. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 17–35.
-

-
- ALKMIM, F. F. et al. **The Araçuaí Belt**. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Cham: Springer International Publishing, 2017. p. 255–276.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. **Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil**. *Marine and Petroleum Geology*, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M. DE et al. **Brazilian structural provinces: An introduction**. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. DE; BRITO NEVES, B. B. DE; DAL RÉ CARNEIRO, C. **The origin and evolution of the South American Platform**. *Earth-Science Reviews*, v. 50, n. 1–2, p. 77–111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M. DE; CARNEIRO, C. D. R. **Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 43–58.
- ANDERSON, D. L.; DZIEWONSKI, A. M. **Seismic tomography**. *Scientific American*, v. 251, p. 60–68, 1984.
- ARAUJO, C. E. G. DE. **Evolução Tectônica da Margem Ativa Neoproterozoica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2014.
- ARTEMIEVA, I. M. et al. **Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle**. *Geophysical Journal International*, v. 157, n. 2, p. 607–628, 2004.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. **Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots**. *Geophysical Journal International*, v. 159, n. 1, p. 390–399, 2004.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. **Intraplate seismicity in Brazil**. In: *Intraplate Earthquakes*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. p. 50–71.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. **Lithospheric Features of the São Francisco Craton**. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). *Regional Geology Reviews*. Cham: Springer International Publishing, 2017. p. 15–25.
- AZEVEDO, P. A. DE. **Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso com ondas P**. Brasília: Universidade de Brasília, 2013.
-

AZEVEDO, P. A. DE. **Estudo do Manto Superior sob o Brasil Utilizando Tomografia Sísmica de Tempo de Percurso com ondas P**. Brasília: Universidade de Brasília, 2017.

BACKUS, G. E.; GILBERT, J. F. **Numerical Applications of a Formalism for Geophysical Inverse Problems**. *Geophysical Journal International*, v. 13, n. 1–3, p. 247–276, 1967.

BACKUS, G.; GILBERT, F. **The Resolving Power of Gross Earth Data**. *Geophysical Journal International*, v. 16, n. 2, p. 169–205, 1968.

BACKUS, G.; GILBERT, F. **Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data**. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 266, n. 1173, p. 123–192, 1970.

BAHIA, R. B. C. et al. **Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 639–649, 2007.

BAIG, A. M.; DAHLEN, F. A. **Traveltime biases in random media and the S-wave discrepancy**. *Geophysical Journal International*, v. 158, n. 3, p. 922–938, 2004.

BASSIN, C. G. L.; LASKE, G.; MASTERS, G. **The current limits of resolution for surface wave tomography in North America**. *EOS Trans AGU* 81:F897. *Eos*, v. 81, p. F897, 2000.

BEHR, Y. et al. **The Virtual Seismologist in SeisComp3: A New Implementation Strategy for Earthquake Early Warning Algorithms**. *Seismological Research Letters*, v. 87, n. 2A, p. 363–373, 2016.

BENZ, H. M.; ZANDT, G.; OPPENHEIMER, D. H. **Lithospheric structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle**. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. B4, p. 4791, 1992.

BEYREUTHER, M. et al. **ObsPy: A Python Toolbox for Seismology**. *Seismological Research Letters*, v. 81, n. 3, p. 530–533, 2010.

BIANCHI, M. **RSBR automatic sensor orientation analysis by P-wave incidence direction**. 1st Brazilian Symposium on Seismology. Anais. Brasília: 2015. Disponível em: <<https://zenodo.org/record/45563>>

BIANCHI, M. B. et al. **The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil**. *Seismological Research Letters*, v. 89, n. 2A, p. 452–457, 2018.

BOIS, P. et al. **ESSAI DE DETERMINATION AUTOMATIQUE DES VITESSES SISMIQUES PAR MESURES ENTRE PUITES***. *Geophysical Prospecting*, v. 19, n. 1, p. 42–83, 1971.

BOIS, P. et al. **WELL-TO-WELL SEISMIC MEASUREMENTS**. *GEOPHYSICS*, v. 37, n. 3, p. 471–480, 1972.

BONNIN, M. et al. **Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone**. *Geophysical Journal International*, v. 198, n. 3, p. 1458–1473, 2014.

BORMANN, P.; ENGD AHL, E. R.; KIND, R. **Seismic Wave Propagation and Earth models**. In: *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. p. 1–105.

BUCHBINDER, G. G. R.; HADDON, R. A. W. **Azimuthal anomalies of short-period P- wave arrivals from Nahanni aftershocks, Northwest territories, Canada, and effects of surface topography**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 80, n. 5, p. 1272–1283, 1990.

CARVALHO, J. M. DE. **Relatório técnico de instalação da estação sismográfica BOAV (RSBR)**. Brasília: Observatório Sismológico (SIS-UnB), 2014.

CELLI, N. L. et al. **The upper mantle beneath the South Atlantic Ocean, South America and Africa from waveform tomography with massive data sets**. *Geophysical Journal International*, v. 221, n. 1, p. 178–204, 2020a.

CELLI, N. L. et al. **African cratonic lithosphere carved by mantle plumes**. *Nature Communications*, v. 11, n. 1, p. 92, 2020b.

CHARLÉTY, J. et al. **Global seismic tomography with sparsity constraints: Comparison with smoothing and damping regularization**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, n. 9, p. 4887–4899, 2013.

CLAYTON, R. W.; HEARN, T. H. **A tomographic analysis of lateral velocity variations in southern California**. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, v. 63, p. 1036, 1982.

CORDANI, U. G. et al. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Republicação)**. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 1, p. 137–204, 2008.

COSTA, I. S. L. et al. **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*, v. 101, n. February, p. 102608, 2020.

-
- CUNHA, P. R. DA C. **Bacia do acre**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 207–215, 2007.
- CUNHA, P. R. DA C.; MELO, J. H. G. DE; SILVA, O. B. DA. **Bacia do Amazonas**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 227–251, 2007.
- D'AGRELLA-FILHO, M. S.; CORDANI, U. G. **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Cham: Springer International Publishing, 2017.
- DAHLEN, F. A.; HUNG, S.-H.; NOLET, G. **Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes-I. Theory**. Geophysical Journal International, v. 141, n. 1, p. 157–174, 2000.
- DE ALMEIDA, F. F. M. et al. **Províncias Estruturais Brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste**. Anais. Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), 1977.
- DE AZEVEDO, P. A. et al. **Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography**. Geophysical Journal International, v. 201, n. 1, p. 61–69, 2015.
- DE HOOP, M. V.; VAN DER HILST, R. D. **On sensitivity kernels for 'wave-equation' transmission tomography**. Geophysical Journal International, v. 160, n. 2, p. 621–633, 2005.
- DELGADO, I. DE M. et al. **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). . Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2003. p. 227–334.
- DRAGONE, G. N. et al. **Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data**. Precambrian Research, v. 291, p. 162–177, 2017.
- DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. **Preliminary reference Earth model**. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 25, n. 4, p. 297–356, 1981.
- DZIEWONSKI, A. M.; GILBERT, F. **The Effect of Small, Aspherical Perturbations on Travel Times and a Re-examination of the Corrections for Ellipticity**. Geophysical Journal International, v. 44, n. 1, p. 7–17, 1976.
- DZIEWONSKI, A. M.; HAGER, B. H.; O'CONNELL, R. J. **Large-scale heterogeneities in the lower mantle**. Journal of Geophysical Research, v. 82, n. 2, p. 239–255, 1977.
- EIRAS, J. F. et al. **Bacia do Solimões**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 17–45, 1994.
-

ELLSWORTH, W. L.; KOYANAGI, R. Y. **Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii**. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 33, p. 5379–5394, 1977.

ESCALANTE, C. **Tomografia sísmica do Manto Superior abaixo do Sudeste e Centro Oeste do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo (USP), 2002.

FEIJÓ, F. J.; SOUZA, R. G. **Bacia do Acre**. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 9–16, 1994.

FINLAY, C. C. et al. **International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation**. *Geophysical Journal International*, v. 183, n. 3, p. 1216–1230, 2010.

FRIEDERICH, W. **Propagation of seismic shear and surface waves in a laterally heterogeneous mantle by multiple forward scattering**. *Geophysical Journal International*, v. 136, n. 1, p. 180–204, 1999.

FUCK, R. A. et al. **Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction**. *Precambrian Research*, v. 244, n. 1, p. 53–74, 2014.

GANADE DE ARAUJO, C. E.; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. **Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process**. *Terra Nova*, v. 26, n. 2, p. 157–168, 2014.

GLAHN, A.; GRANET, M. **Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben**. *Geophysical Journal International*, v. 113, n. 2, p. 399–418, 1993.

GOES, S.; GOVERS, R.; VACHER, P. **Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, n. B5, p. 11153–11169, 2000.

GOLDSTEIN, P. et al. **85.5 SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers**. In: *International Geophysics*. Livermore: Lawrence Livermore National Laboratory, 2003. v. 81p. 1613–1614.

GOLDSTEIN, P.; SNOKE, A. **SAC Availability for the IRIS Community**. *DMS Electronic Newsletter* Incorporated Institutions for Seismology (IRIS), 2005. Disponível em: <www.iris.edu/news/newsletter/vol7no1/page1.htm>

GRAEBER, F. M.; HOUSEMAN, G. A.; GREENHALGH, S. A. **Regional teleseismic tomography of the western Lachlan Orogen and the Newer Volcanic Province, southeast Australia**. *Geophysical Journal International*, v. 149, n. 2, p. 249–266, 2002.

-
- GRAND, S. P.; VAN DER HILST, R. D.; WIDIYANTORO, S. **Global seismic tomography: A snapshot of convection in the earth**. *GSA Today*, v. 7, n. 4, p. 1–7, 1997.
- HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional**. *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141–169, 2010.
- HAVSKOV, J.; BORMANN, P.; SCHWEITZER, J. **Seismic source location**. In: **New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)**. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. p. 1–36.
- HEILBRON, M. et al. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203–234.
- HELFFRICH, G.; WOOKEY, J.; BASTOW, I. **The Seismic Analysis Code: A Primer and User's Guide**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- HIRAHARA, K. **A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the sea of Japan**. *Journal of Physics of the Earth*, v. 25, n. 4, p. 393–417, 1977.
- HUMPHREYS, E. D.; CLAYTON, R. W. **Tomographic image of the southern California mantle**. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, n. B12, p. 19725, 1990.
- HUNG, S.-H.; DAHLEN, F. A.; NOLET, G. **Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes-II. Examples**. *Geophysical Journal International*, v. 141, n. 1, p. 175–203, 2000.
- JACKSON, D. D. **Interpretation of Inaccurate, Insufficient and Inconsistent Data**. *Geophysical Journal International*, v. 28, n. 2, p. 97–109, 1972.
- JPL. **Petroleum exploration assessment: Phase 1**. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, 1976.
- KENNETT, B. L. N.; ENGDAHL, E. R. **Traveltimes for global earthquake location and phase identification**. *Geophysical Journal International*, v. 105, n. 2, p. 429–465, 1991.
- KENNETT, B. L. N.; ENGDAHL, E. R.; BULAND, R. **Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes**. *Geophysical Journal International*, v. 122, n. 1, p. 108–124, 1995.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. **São Luís Craton and Gurupi belt (Brazil): Possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts**. *Geological Society Special Publication*, v. 294, n. January, p. 137–151, 2008.
-

-
- KRESS, R. **Ill-Conditioned Linear Systems**. In: Graduate Texts in Mathematics. New York: Springer, 1998. v. 181p. 77–92.
- LEFEVRE, L. V.; HELMBERGER, D. V. **Upper mantle P velocity structure of the Canadian Shield**. Journal of Geophysical Research, v. 94, n. B12, p. 17749, 1989.
- LEI, J.; ZHAO, D. **Global P-wave tomography: On the effect of various mantle and core phases**. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 154, n. 1, p. 44–69, 2006.
- LI, X.-D.; ROMANOWICZ, B. **Comparison of global waveform inversions with and without considering cross-branch modal coupling**. Geophysical Journal International, v. 121, n. 3, p. 695–709, 1995.
- LIU, X.; ZHAO, D. **P and S wave tomography of Japan subduction zone from joint inversions of local and teleseismic travel times and surface-wave data**. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 252, p. 1–22, 2016.
- LUO, Y.; SCHUSTER, G. T. **Wave-equation travelttime inversion**. GEOPHYSICS, v. 56, n. 5, p. 645–653, 1991.
- LUZ, R. M. N.; JULIÀ, J.; DO NASCIMENTO, A. F. **Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 120, n. 5, p. 3848–3869, 2015.
- MANTOVANI, M. S. M.; BRITO NEVES, B. B. **The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories**. Gondwana Research, v. 8, n. 3, p. 303–315, 2005.
- MARDIA, K. V.; JUPP, P. E. **Directional Statistics**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 1999.
- MARQUERING, H.; DAHLEN, F. A.; NOLET, G. **Three-dimensional sensitivity kernels for finite-frequency traveltimes: the banana-doughnut paradox**. Geophysical Journal International, v. 137, n. 3, p. 805–815, 1999.
- MARQUERING, H.; NOLET, G.; DAHLEN, F. A. **Three-dimensional waveform sensitivity kernels**. Geophysical Journal International, v. 132, n. 3, p. 521–534, 1998.
- MENKE, W. **Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory**. 3rd. ed. Amsterdam: Elsevier, 2012.
- MENKE, W. H. **Lateral inhomogeneities in P velocity under the Tarbela array of the lesser Himalayas of Pakistan**. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 67, n. 3, p. 725–734, 1977.
-

MERCERAT, E. D.; NOLET, G. **On the linearity of cross-correlation delay times in finite-frequency tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 192, n. 2, p. 681–687, 2013.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. **OROGENIAS PALEOZÓICAS NO DOMÍNIO SUL-OCIDENTAL DO GONDWANA E OS CICLOS DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA DO PARANÁ**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. **Sedimentary Basins of South America**. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), 2000. p. 389–449.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America**. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199–205, 1999.

MILJANOVIC, V. **Geotool Software User Guide**. Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization, 2016. Disponível em: <https://www.ctbto.org/fileadmin/user_upload/procurement/2016/RFQ2016-0139-GEOTOOL_SOFTWARE_USER_GUIDE.pdf>

MONTELLI, R. **Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle**. *Science*, v. 303, n. 5656, p. 338–343, 2004.

MONTELLI, R. et al. **Global P and PP traveltimes tomography: rays versus waves**. *Geophysical Journal International*, v. 158, n. 2, p. 637–654, 2004.

MONTELLI, R. et al. **A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography**. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7, n. 11, 2006.

NOLET, G. **A Breviary of Seismic Tomography**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.

NOLET, G. et al. **Finite-frequency tomography software**, 2018. Disponível em: <<https://www.geoazur.net/GLOBALSEIS/Soft.html>>

NOLET, G. et al. **Imaging the Galápagos mantle plume with an unconventional application of floating seismometers**. *Scientific Reports*, v. 9, n. 1, p. 1326, 2019.

NOLET, G.; DAHLEN, F. A.; MONTELLI, R. **Traveltimes and amplitudes of seismic waves: A re-assessment**. In: LEVANDER, A.; NOLET, G. (Eds.). *Seismic Earth: array analysis of broadband seismograms*. Wiley Online Library, 2005. v. 157p. 37–47.

NUNES, K. C. **Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos**. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical

Society. Anais. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993. Disponível em: <<https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609-pdb.324.152>>

OLIVEIRA, C. M. M. DE. **Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre**. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1994.

ONCESCU, M. C. et al. **Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian arc**. Tectonophysics, v. 106, n. 3–4, p. 305–319, 1984.

PAIGE, C. C.; SAUNDERS, M. A. **LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares**. ACM Transactions on Mathematical Software, v. 8, n. 1, p. 43–71, 1982.

PAROLAI, S. **Investigation of Site Response in Urban Areas by Using Earthquake Data and Seismic Noise**. In: New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. p. 1–38.

PEDREIRA, A. J.; BAHIA, R. B. C. **Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis, região Amazônica, Brasil**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Disponível em: <[http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/4950/Bacia dos Parecis.pdf?sequence=1&isAllowed=y](http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/4950/Bacia%20dos%20Parecis.pdf?sequence=1&isAllowed=y)>.

PHILLIPS, D. L. **A Technique for the Numerical Solution of Certain Integral Equations of the First Kind**. Journal of the ACM, v. 9, n. 1, p. 84–97, 1962.

PORTNER, D. E. et al. **Detailed Structure of the Subducted Nazca Slab into the Lower Mantle Derived From Continent-Scale Teleseismic P Wave Tomography**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 125, n. 5, 2020.

RAVENNA, M. et al. **Shear-Wave Velocity Structure of Southern Africa's Lithosphere: Variations in the Thickness and Composition of Cratons and Their Effect on Topography**. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 19, n. 5, p. 1499–1518, 2018.

RAWLINSON, N.; KENNETT, B. L. N. **Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen, Australia**. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 167, n. 1–2, p. 84–97, 2008.

RAWLINSON, N.; POZGAY, S.; FISHWICK, S. **Seismic tomography: A window into deep Earth**. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 178, n. 3–4, p. 101–135, 2010.

RAWLINSON, N.; READING, A. M.; KENNETT, B. L. N. **Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 111, n. B2, p. 1–21, 2006.

-
- RAWLINSON, N.; SPAKMAN, W. **On the use of sensitivity tests in seismic tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 205, n. 2, p. 1221–1243, 2016.
- REAGAN, R. L. **A Finite-Difference Study of Subterranean Cavity Detection and Seismic Tomography**. Missouri: University of Missouri, 1978.
- RINGLER, A. T. et al. **Seismic Station Installation Orientation Errors at ANSS and IRIS/USGS Stations**. *Seismological Research Letters*, v. 84, n. 6, p. 926–931, 2013.
- ROCHA, M. P. **Ampliação da tomografia sísmica no manto superior no sudeste e centro-oeste do Brasil com ondas P**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2003.
- ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2008a.
- ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2008b.
- ROCHA, M. P. et al. **Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography**. *Tectonophysics*, v. 680, p. 1–7, 2016.
- ROCHA, M. P. et al. **Delimiting the Neoproterozoic São Francisco Paleontinental Block with P-wave travelttime tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 219, n. 1, p. 633–644, 2019a.
- ROCHA, M. P. et al. **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*, v. 124, n. 7, p. 7120–7137, 2019b.
- ROCHA, M. P.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M. **Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional travelttime tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 184, n. 1, p. 268–286, 2011.
- RODRÍGUEZ, E. E. et al. **Mantle dynamics of the Andean Subduction Zone from continent-scale teleseismic S-wave tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 224, n. 3, p. 1553–1571, 2021.
- ROMANOWICZ, B. A. **Seismic structure of the upper mantle beneath the United States by three-dimensional inversion of body wave arrival times**. *Geophysical Journal International*, v. 57, n. 2, p. 479–506, 1979.
- ROMANOWICZ, B. A. **A study of large-scale lateral variations of P velocity in the upper mantle beneath western Europe**. *Geophysical Journal International*, v. 63, n. 1, p. 217–232, 1980.
-

RONCHI, C.; IACONO, R.; PAOLUCCI, P. S. **The “Cubed Sphere”: A New Method for the Solution of Partial Differential Equations in Spherical Geometry**. *Journal of Computational Physics*, v. 124, n. 1, p. 93–114, 1996.

RSBR. **Rede Sismográfica Brasileira**. Disponível em: <www.rsbr.gov.br>. Acesso em: 22 abr. 2021.

SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. DA C. **Grandes falhas no Brasil continental**. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 407–421.

SALTZER, R. L.; HUMPHREYS, E. D. **Upper mantle P wave velocity structure of the eastern Snake River Plain and its relationship to geodynamic models of the region**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 102, n. B6, p. 11829–11841, 1997.

SANTOS, J. O. S. et al. **A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology**. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453–488, 2000.

SANTOS, J. O. S. **Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central**. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Do Brasil (CPRM)*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2003. p. 169–226.

SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M.; VANDECAR, J. C. **Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, n. B4, 2003.

SCHOBENHAUS, C.; NEVES, B. B. DE B. **A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana**. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2003. p. 5–25.

SHEARER, P. M. **Introduction to Seismology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

SIGLOCH, K. **Multiple-frequency body-wave tomography**. Princeton: Princeton University, 2008.

SILVA, A. J. P. DA et al. **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores**. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2003. p. 55–85.

SILVA, F. F. **Relatório técnico de instalação da estação sismográfica VILB (RSBR)**. Brasília: Observatório Sismológico da Universidade (SIS-UnB), 2014.

-
- SIMÕES NETO, F. L.; JULIÀ, J.; SCHIMMEL, M. **Upper mantle structure of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave tomography: Implications for rheology and volcanism.** *Geophysical Journal International*, v. 216, n. 1, p. 231–250, 2018.
- SIMONS, F. J. et al. **Solving or resolving global tomographic models with spherical wavelets, and the scale and sparsity of seismic heterogeneity.** *Geophysical Journal International*, v. 187, n. 2, p. 969–988, 2011.
- SNIEDER, R. **Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity: 1. Theory and numerical examples.** *Journal of Geophysical Research*, v. 93, n. B10, p. 12055, 1988a.
- SNIEDER, R. **Large-Scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity: 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean.** *Journal of Geophysical Research*, v. 93, n. B10, p. 12067, 1988b.
- SOUZA, Z. S. DE et al. **Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 68–96, 2016.
- STAMMLER, K. **Seismichandler—Programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analyses.** *Computers & Geosciences*, v. 19, n. 2, p. 135–140, 1993.
- STECK, L. K. et al. **Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles Caldera, New Mexico: Results from the Jemez teleseismic tomography experiment.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 103, n. B10, p. 24301–24320, 1998.
- STRIEDER, A. J.; SUITA, M. T. D. F. **Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil.** *Journal of Geodynamics*, v. 28, n. 2–3, p. 267–289, 1999.
- SUN, Y. et al. **S wave tomography of the crust and uppermost mantle in China.** *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. B11, p. B11307, 2008.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. **A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico.** In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471–485.
- TAYLOR, S. R.; TOKSÖZ, M. N. **Three-dimensional crust and upper mantle structure of the northeastern United States.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 84, n. B13, p. 7627–7644, 1979.
-

THÉBAULT, E. et al. **International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation**. *Earth, Planets and Space*, v. 67, n. 1, p. 79, 2015.

THURBER, C.; RITSEMA, J. **Theory and Observations - Seismic Tomography and Inverse Methods**. In: *Treatise on Geophysics*. Amsterdã: Elsevier, 2015. v. 1p. 307–337.

TIAN, Y. et al. **Dynamic ray tracing and traveltimes corrections for global seismic tomography**. *Journal of Computational Physics*, v. 226, n. 1, p. 672–687, 2007a.

TIAN, Y. et al. **Computing traveltimes and amplitude sensitivity kernels in finite-frequency tomography**. *Journal of Computational Physics*, v. 226, n. 2, p. 2271–2288, 2007b.

TIAN, Y.; SIGLOCH, K.; NOLET, G. **Multiple-frequency SH-wave tomography of the western US upper mantle**. *Geophysical Journal International*, v. 178, n. 3, p. 1384–1402, 2009.

TIKHONOV, A. N. **Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method**. *Soviet Mathematics*, v. 4, p. 1035–1038, 1963.

TIKHONOV, A. N.; ARSENIN, V. Y. **Solutions of Ill Posed Problems**. New York: Vh Winston, 1977.

TRNKOCZY, A. et al. **Site Selection, Preparation and Installation of Seismic Stations**. In: *New manual of seismological observatory practice 2*. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. p. 1–143.

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*, v. 80, n. 1, p. 150–169, 1990.

VANDECAR, J. C.; JAMES, D. E.; ASSUMPÇÃO, M. **Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces**. *Nature*, v. 378, n. 6552, p. 25–31, 1995.

VASCO, D. W.; JOHNSON, L. R. **Whole Earth structure estimated from seismic arrival times**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 103, n. B2, p. 2633–2671, 1998.

VASCO, D. W.; MAJER, E. L. **Wavepath traveltimes tomography**. *Geophysical Journal International*, v. 115, n. 3, p. 1055–1069, 1993.

VAZ, P. T. et al. **Bacia do Parnaíba**. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 253–263, 2007.

VILLENEUVE, M.; CORNÉE, J. J. **Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic.** *Precambrian Research*, v. 69, n. 1–4, p. 307–326, 1994.

VORONIN, S. et al. **Solving large tomographic linear systems: size reduction and error estimation.** *Geophysical Journal International*, v. 199, n. 1, p. 276–285, 2014.

WALCK, M. C.; CHAEL, E. P. **Optimal backazimuth estimation for three-component recordings of regional seismic events.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 81, n. 2, p. 643–666, 1991.

WANG, X. et al. **Seismic Sensor Misorientation Measurement Using P-Wave Particle Motion: An Application to the NECsaids Array.** *Seismological Research Letters*, v. 87, n. 4, p. 901–911, 2016.

WIELANDT, E. **On the validity of the ray approximation for interpreting delay times.** In: *Seismic Tomography*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1987. p. 85–98.

WIGGINS, R. A. **The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure.** *Reviews of Geophysics*, v. 10, n. 1, p. 251, 1972.

YAO, Z. S.; QUINTERO, R.; ROBERTS, R. G. **Tomographic imaging of P- and S-wave velocity structure beneath Costa Rica.** *Journal of Seismology*, v. 3, n. 2, p. 177–190, 1999.

YOMOGIDA, K. **Fresnel zone inversion for lateral heterogeneities in the earth.** *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, v. 138, n. 3, p. 391–406, 1992.

ZAROLI, C. **Global multiple-frequency S-wave tomography of the Earth's mantle.** Strasbourg: Université de Strasbourg, 2010.

ZAROLI, C. et al. **An objective rationale for the choice of regularisation parameter with application to global multiple-frequency S-wave tomography.** *Solid Earth*, v. 4, n. 2, p. 357–371, 2013.

ZAROLI, C. et al. **Global S-wave tomography using receiver pairs: An alternative to get rid of earthquake mislocation.** *Geophysical Journal International*, v. 199, n. 2, p. 1043–1057, 2014.

ZAROLI, C.; DEBAYLE, E.; SAMBRIDGE, M. **Frequency-dependent effects on global S-wave traveltimes: Wavefront-healing, scattering and attenuation.** *Geophysical Journal International*, v. 182, n. 2, p. 1025–1042, 2010.

ZHAO, D. **Multiscale Seismic Tomography.** Tokyo: Springer Japan, 2015.

ZHAO, L.; JORDAN, T. H.; CHAPMAN, C. H. **Three-dimensional Frechet differential kernels for seismic delay times**. *Geophysical Journal International*, v. 141, n. 3, p. 558–576, 2000.

APÊNDICE A

Informações técnicas das estações sismográficas e resultados da verificação de erro de orientação.

Tabela 3. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede BL-USP da RSBR.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_e (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
AQDB	-20,4758	-55,6997	158	Kinematics Streckeisen STS-2 2P Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 10 Hz 120 s – 100 Hz	150/2003 – 153/2004 200/2011 – presente	150/2003 – 267/2019	5 100	-2,5 -3,2	0,9872 0,9933	0,0015 0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
BB19B	-21,0662	-48,5279	571	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	309/2010 – presente	309/2010 – 267/2019	82	-0,3	0,9853	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
BSCB	-20,9984	-44,7635	935	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	332/2010 – presente	047/2011 – 269/2019	97	+1,5	0,9954	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
BSFB	-18,8313	-40,8465	185	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	161/2011 – presente	161/2011 – 272/2019	83	+0,6	0,9936	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
C2SB	-18,7688	-52,8377	757	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	212/2012 – presente	228/2012 – 267/2019	42	-1,1	0,9887	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
CLDB	-10,8732	-55,7965	298	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	105/2013 – presente	112/2013 – 269/2019	55	+1,0	0,9925	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
CNLB	-29,3148	-50,8533	712	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	091/2011 – presente	091/2011 – 267/2019	77	+15,3	0,9931	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
CPSB	-30,4123	-53,4432	300	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	125/2011 – presente	125/2011 – 270/2019	90	+1,7	0,9950	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
DIAM	-18,2952	-43,6648	1.280	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	015/2014 – presente	020/2015 – 272/2019	79	-0,3	0,9905	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
ESAR	-23,0200	-44,4350	6	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 100 Hz	322/2002 – presente	024/2010 – 267/2019	34	-2,3	0,9958	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
FRTB	-23,3439	-49,5640	518	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	328/2010 – presente	328/2010 – 267/2019	97	+0,6	0,9906	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
ITAB	-27,2349	-52,1313	459	Kinematics Streckeisen STS-2 2P Nanometrics Trillium 120PA	120 s – 10 Hz 120 s – 100 Hz	287/2002 – 116/2004 314/2011 – presente	288/2002 – 267/2019	6 80	+1,1 +8,4	0,9978 0,9950	0,0000 0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
ITQB	-9,6638	-56,6275	95	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	340/2013 – presente	341/2013 – 269/2019	58	-17,4	0,9839	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
ITRB	-19,7042	-50,3590	426	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	210/2012 – presente	302/2012 – 267/2019	69	-3,6	0,9940	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
PARB	-23,3421	-45,6246	777	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	137/2013 – presente	149/2013 – 267/2019	40	+1,8	0,9954	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
PCMB	-21,6074	-51,2619	346	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	290/2013 – presente	297/2013 – 267/2019	65	-0,7	0,9896	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
PLTB	-31,7637	-53,6045	412	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	108/2011 – presente	115/2011 – 270/2019	82	-0,8	0,9944	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
PMNB	-18,5400	-46,4400	950	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	295/2010 – presente	295/2010 – 269/2019	73	-1,2	0,9940	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
PP1B	-17,6003	-54,8796	368	Kinematics Streckeisen STS-2 G3 Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 10 Hz 120 s – 100 Hz	272/2002 – 138/2005 248/2013 – presente	272/2002 – 020/2018	13 64	+6,9 +2,6	0,9911 0,9955	0,0000 0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
PTGB	-24,7210	-52,0118	981	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	001/2011 – presente	322/2011 – 267/2019	81	-1,3	0,9919	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
RCLB	-22,4191	-47,5310	650	Güralp CMG-3E Nanometrics Trillium 120P, 1	30 s – 100 Hz 120 s – 100 Hz	313/2002 – 230/2014 230/2014 – presente	001/2009 – 267/2019	41 60	+3,3 +7,9	0,9935 0,9944	0,0000 0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
SJMB	-18,7029	-41,1847	243	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	030/2011 – presente	039/2011 – 272/2019	104	-1,7	0,9918	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
TRCB	-22,7946	-52,6357	490	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	023/2011 – presente	110/2011 – 267/2019	55	-1,8	0,9948	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
VABB	-23,0021	-46,9657	866	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	062/2012 – presente	062/2012 – 267/2019	72	+3,3	0,9936	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha

Tabela 4. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede BR-UnB da RSBR.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_e (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
ARAG	-15,7060	-51,8120	237	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	273/2013 – presente	275/2013 – 269/2019	75	+2,6	0,9930	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
BOAV	2,3953	-60,5225	114	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	027/2014 – presente	027/2014 – 272/2019	47 31	+177,5* -0,7	0,9819* 0,9936	0,0000 0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
ETMB	-9,8168	-66,2137	196	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	208/2014 – presente	209/2014 – 310/2019	38	+5,6	0,9914	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
IPMB	-17,9830	-48,2117	706	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	300/2012 – presente	300/2012 – 269/2019	75	+1,2	0,9942	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
ITTB	-4,3672	-55,7343	118	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	124/2014 – presente	128/2014 – 296/2019	75	-2,4	0,9955	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
JANB	-15,0581	-44,3112	693	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	320/2012 – presente	326/2012 – 296/2019	93	-1,3	0,9944	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
MACA	-3,1615	-60,6838	75	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	100/2014 – presente	101/2014 – 269/2019	55	-14,0	0,9901	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
MAL2	-2,0184	-54,1807	222	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	171/2018 – presente	172/2018 – 269/2019	12	-3,4	0,9944	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
MALB	-1,8529	-54,2649	27	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	125/2014 – 132/2018	125/2014 – 132/2018	68	-0,8	0,9961	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
MC01	-16,7074	-43,9417	740	Güralp CMG-40T	30 s – 100 Hz	134/2014 – presente	134/2014 – 296/2019	12	+2,4	0,9965	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
MCPB	-0,3602	-52,0567	127	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	209/2014 – presente	209/2014 – 269/2019	30 30	-39,7* -1,6	0,9977* 0,9974	0,0000 0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
NPGB	-7,0454	-55,3579	266	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	124/2014 – presente	127/2014 – 269/2019	70	-0,1	0,9966	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
PDRB	-11,6123	-56,7296	322	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	342/2012 – presente	342/2012 – 269/2019	51	-0,9	0,9945	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
PRPB	-6,1724	-49,8150	265	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	275/2013 – presente	130/2014 – 269/2019	77	+1,7	0,9958	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
PTLB	-15,4487	-59,1368	72	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	348/2013 – presente	076/2014 – 269/2019	35 24	-33,3* -2,8	0,9878* 0,9971	0,0000 0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
ROSB	-2,8967	-44,1246	60	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	034/2014 – presente	034/2014 – 269/2019	92	-1,5	0,9972	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
SALB	-15,9012	-55,6936	213	Nanometrics Trillium 120PA	120 s – 100 Hz	150/2012 – 125/2014	153/2012 – 125/2014	15	-1,3	0,9958	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
SALV	-15,9012	-55,6936	213	Nanometrics Trillium 120PA	120 s – 100 Hz	125/2014 – presente	125/2014 – 269/2019	59	-0,9	0,9961	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
SDBA	-12,4085	-44,9030	623	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	314/2013 – presente	175/2014 – 269/2019	51	-1,6	0,9979	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
SGC2	-0,1514	-66,9776	82	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	290/2018 – presente	290/2018 – 269/2019	11	+2,7	0,9941	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Sedimento
SGCB	-0,1223	-67,0306	70	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	277/2016 – 234/2018	281/2018 – 234/2018	7	+0,4	0,9978	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Sedimento
SMTB	-8,8617	-47,5886	292	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	254/2012 – presente	254/2011 – 269/2019	84	+1,1	0,9952	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
SNDB	-11,9742	-51,2943	252	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	313/2013 – presente	272/2014 – 269/2019	34	-4,2	0,9960	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
TBTG	-4,1868	-69,9090	91	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	243/2014 – presente	243/2014 – 269/2019	23	-2,2	0,9916	0,0000	Cob. Fanerozoica	Sedimento
TEFE	-3,5090	-64,6347	52	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	323/2016 – presente	323/2016 – 269/2019	15	+1,5	0,9979	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha
TMAB	-2,3704	-48,0957	26	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	221/2014 – presente	223/2014 – 269/2019	13	-40,6*	0,9875*	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha

									24	-2,0	0,9972	0,0000		
VILB	-12,9528	-60,2002	434	Nanometrics Trillium 120P, 1	120 s – 100 Hz	088/2014 – presente	088/2014 – 269/2019	12	-28,8*	0,9869*	0,0000		Cob. Fanerozoica	Rocha
								31	+1,4	0,9953	0,0000			

Tabela 5. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede NB-UFRN da RSBR.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_E (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
NBAN	-9,6687	-36,2747	261	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	243/2011 – presente	243/2011 – 272/2019	107	-4,3	0,9936	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBBL	-8,6820	-35,1512	64	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	339/2017 – presente	339/2017 – 272/2019	5	+2,8	0,9982	0,0011	Emb. Pré-Cambriano	-
NBCA	-8,2258	-36,0130	613	Mark L-4C Reftek RT151	1 s – 100 Hz 120 s – 50 Hz	100/2012 – 136/2013 249/2015 – presente	100/2012 – 148/2019	16 43	+2,5 +3,5	0,9824 0,9910	0,0000 0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
NBCB	-9,1253	-38,0598	345	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	243/2016 – presente	243/2016 – 037/2017	7	-5,5	0,9934	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBCL	-4,2244	-38,2910	24	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	146/2011 – presente	146/2011 – 245/2019	140	+3,6	0,9950	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBCP	-12,5999	-39,1727	234	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	270/2011 – 079/2016	270/2011 – 079/2016	11	-5,5	0,9989	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBIT	-14,9307	-39,4345	188	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	286/2011 – presente	286/2011 – 272/2019	87	-2,5	0,9918	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
NBLA	-10,9925	-37,7890	196	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	246/2011 – presente	246/2011 – 272/2019	159	-1,9	0,9965	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBLI	-7,3646	-36,9497	616	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	199/2011 – 171/2015	199/2011 – 171/2015	35	-0,7	0,9891	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBLV	-7,3577	-36,9217	602	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	160/2015 – presente	160/2015 – 077/2019	30	+1,7	0,9948	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBMA	-7,3654	-38,7640	436	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	187/2011 – presente	187/2011 – 353/2018	41	+9,7	0,9958	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
NBMO	-3,3104	-40,0429	103	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	361/2011 – presente	361/2010 – 272/2019	95	-1,3	0,9964	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBPA	-5,7503	-37,1121	93	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	102/2011 – presente	102/2011 – 272/2019	68	-1,8	0,9956	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBPB	-5,5432	-39,5837	256	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	149/2011 – presente	149/2011 – 247/2019	137	+3,7	0,9955	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
NBPN	-10,8470	-40,1990	386	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	267/2011 – presente	267/2011 – 031/2019	125	-4,0	0,9973	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
NBPS	-4,3940	-41,4457	712	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	120/2011 – presente	120/2011 – 272/2019	111	+9,5	0,9943	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
NBPV	-6,4175	-35,2905	89	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	095/2011 – presente	095/2011 – 272/2019	150	-0,6	0,9954	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBRF	-8,6795	-35,1272	53	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	214/2011 – 339/2017	214/2011 – 339/2017	71	+2,1	0,9953	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBTA	-9,1253	-38,0598	345	Reftek RT151	120 s – 50 Hz	208/2011 – presente	066/2000 – 272/2019	95	+2,2	0,9952	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
SBBR	-3,7452	-40,3717	116	Geotech KS-2000	120 s – 50 Hz	154/2018 – presente	300/2010 – 272/2019	9	-2,5	0,9978	0,0000	Cob. Fanerozoica	Rocha

Tabela 6. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da sub-rede ON-ON da RSBR.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_E (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
ABR01	-17,9646	-38,6959	38	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	347/2014 – presente	348/2014 – 272/2019	32	+2,1	0,9882	0,0000	Plataforma	Rocha
ALF01	-20,6169	-40,7252	22	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	225/2011 – 093/2017	225/2011 – 272/2019	61	-5,4	0,9021	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Sedimento
				Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	093/2017 – presente		20	-4,9	0,9978	0,0000		
ANA01	-14,5310	-40,7452	741	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	152/2018 – presente	186/2018 – 165/2019	20	-0,5	0,9934	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
CAM01	-21,8257	-41,6574	31	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	228/2011 – presente	228/2011 – 204/2019	37	-19,9	0,6541	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Sedimento
CMC01	-15,3601	-39,5191	169	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	099/2014 – presente	099/2014 – 204/2019	54	-62,4	0,9860	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
DUB01	-22,0810	-42,3742	623	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	228/2011 – 100/2017	228/2011 – 204/2019	32	+1,9	0,9953	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
				Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	100/2017 – presente		27	+4,5	0,9927	0,0000		
GDU01	-13,7200	-39,5753	251	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	118/2014 – presente	116/2014 – 187/2019	60	-78,6	0,9883	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
GUA01	-16,5835	-39,8053	198	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	300/2013 – presente	262/2013 – 187/2019	108	+0,3	0,9962	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
JAC01	-24,8114	-48,1024	297	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	299/2011 – presente	299/2011 – 188/2015	12	-0,9	0,9984	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
MAJ01	-27,3972	-49,0118	344	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	332/2011 – presente	332/2011 – 204/2019	12	-6,3	0,9868	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
MAN01	-22,8652	-43,9641	617	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	279/2011 – presente	279/2011 – 204/2019	35	+18,9	0,9772	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
NAN01	-17,8442	-40,1257	206	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	252/2015 – 325/2016	252/2015 – 325/2016	46	+21,7	0,9951	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
PET01	-24,2901	-47,2753	150	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	094/2011 – presente	094/2011 – 204/2019	58	+1,5	0,9925	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	Rocha
POA01	-27,4300	-50,3800	38	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	283/2018 – presente	091/2019 – 164/2019	5	+2,6	0,9948	0,0012	Cob. Fanerozoica	-
RIB01	-19,3142	-40,3944	216	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	094/2011 – 088/2017	094/2011 – 204/2019	25	-3,0	0,9919	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
				Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	088/2017 – presente		15	-3,5	0,9909	0,0000		
SLP01	-23,3243	-45,1559	1,117	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	126/2011 – 188/2017	126/2011 – 204/2019	48	+1,2	0,9908	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
				Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	188/2017 – presente		17	+2,3	0,9713	0,0000		
TER01	-28,5318	-49,1291	315	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	184/2012 – presente	189/2012 – 164/2019	19	+20,9	0,9992	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
TIJ01	-25,3235	-49,0046	1,049	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	335/2011 – presente	335/2011 – 204/2019	25	-1,0	0,9959	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
VAS01	-22,2801	-43,4426	402	Kinematics Streckeisen STS-2	120 s – 10 Hz	257/2011 – 103/2017	257/2011 – 204/2019	46	+1,3	0,9968	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
				Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	103/2017 – presente		29	+4,9	0,9937	0,0000		

Tabela 7. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da rede OS-UnB.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_E (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
ATM1	-3,2885	-52,2249	183	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	281/2014 – presente	281/2014 – 213/2019	40	+0,4	0,9964	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
BAT2	-17,3580	-47,4719	856	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	255/2014 – presente	255/2014 – 204/2019	26	-0,8	0,9907	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
BAT3	-17,3991	-47,5395	779	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	062/2016 – presente	062/2016 – 204/2019	40	-0,9	0,9970	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
BAT5	-17,2854	-47,5353	890	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	050/2016 – presente	050/2016 – 204/2019	19	-1,1	0,9968	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
BMO1	-3,1546	-51,7558	37	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	322/2014 – presente	322/2014 – 213/2019	32	+1,7	0,9784	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
BMO2	-3,3474	-51,9887	117	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	323/2014 – 343/2019	323/2014 – 213/2019	44	+0,3	0,9927	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
CAN1	-13,4175	-48,0852	380	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	133/2015 – 245/2019	133/2015 – 213/2019	5	-6,2	0,9975	0,0011	Emb. Pré-Cambriano	-
CAN3	-13,0830	-48,2872	430	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	323/2014 – presente	323/2014 – 213/2019	28	-7,0	0,9922	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
CN01	0,9309	-51,2578	66	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	091/2016 – 344/2019	091/2016 – 213/2019	18	-4,0	0,9932	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
FUN1	-21,1121	-44,9318	922	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	323/2014 – 244/2017	323/2014 – 244/2017	27	-10,1	0,9966	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
ITU3	-18,2201	-48,8743	544	Nanometrics Trillium Compact	120 s – 100 Hz	304/2014 – presente	304/2014 – 269/2019	5	+4,3	0,9981	0,0011	Emb. Pré-Cambriano	-
JQT1	-17,2394	-44,3577	615	Güralp CMG 40T	1 s – 100 Hz	152/2015 – presente	152/2015 – 213/2019	39	+2,0	0,9942	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
LAJE	-9,9816	-48,3185	294	Güralp CMG 40T	1 s – 100 Hz	323/2014 – presente	323/2014 – 213/2019	41	-0,8	0,9961	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
MAN1	-14,8876	-55,8173	357	Nanometrics Trillium Compact	120 s – 100 Hz	330/2014 – presente	330/2014 – 187/2019	23	+5,9	0,9980	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
PAL1	-6,6467	-47,5638	191	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	147/2014 – presente	147/2014 – 213/2019	64	0,0	0,9941	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
PAL2	-6,7478	-47,3273	248	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	323/2014 – presente	323/2014 – 213/2019	47	+0,6	0,9939	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
SFA1	-17,9707	-47,7018	825	Güralp CMG 40T	1 s – 100 Hz	247/2014 – presente	247/2014 – 204/2019	36	+3,9	0,9960	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
SIM2	-21,9159	-42,8069	345	Güralp CMG 40T	1 s – 100 Hz	001/2015 – presente	001/2015 – 204/2019	30	-11,9	0,9973	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
SNP1	-11,3298	-55,4553	315	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	132/2015 – 363/2018	132/2015 – 363/2018	36	+2,1	0,9958	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
SSV2	-12,8505	-48,2093	298	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	335/2016 – 102/2018	335/2016 – 102/2018	39	-27,2	0,9951	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
TUC3	-4,2829	-49,9166	152	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	348/2015 – 206/2018	348/2015 – 206/2018	7	+2,3	0,9971	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
TUC4	-4,2514	-49,5368	114	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	325/2014 – 125/2020	325/2014 – 125/2020	25	+6,1	0,9935	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
TUC9	-4,0204	-49,5480	111	Güralp CMG 40T	30 s – 100 Hz	076/2017 – 100/2018	076/2017 – 100/2018	9	-1,4	0,9966	0,0000	Cob. Fanerozoica	-

Tabela 8. Informações técnicas, estatísticas de orientação e geologia do local de instalação das estações da rede XC-USP.

Estação	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m)	Modelo do sismômetro	Banda	Período de operação (JJJ/AAAA)	Período dos dados (JJJ/AAAA)	N	θ_E (°)	\bar{R}	Valor de p	Geologia	Local
ALGR	-28,7981	-53,0280	775	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	135/2016 – 286/2018	135/2016 – 286/2018	14	-5,0	0,9967	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
AMBA	-22,9269	-54,9905	330	Kinematics Streckeisen STS-2.5 Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 50 Hz 120 s – 150 Hz	130/2016 – 212/2018 212/2018 – presente	129/2016 – 028/2019	22	-0,2	0,9951	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
ANTJ	-21,9999	-56,0046	532	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	129/2016 – 102/2018	129/2016 – 102/2018	25	+0,1	0,9940	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
AZCA	-28,0799	-55,9832	212	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	229/2016 – 187/2018	229/2016 – 187/2018	9	-2,0	0,9980	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
BBLB	-18,6652	-58,7996	226	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	235/2016 – 310/2018	239/2016 – 012/2018	18	-3,6	0,9946	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
BBRB	-18,2780	-59,8087	376	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	244/2016 – 308/2018	241/2016 – 193/2018	9	+7,0	0,9807	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
BBSD	-17,1875	-60,6099	366	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	233/2016 – presente	245/2016 – 216/2018	16	+2,6	0,9963	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
BDQN	-20,4487	-56,7497	180	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	223/2016 – presente	224/2016 – 075/2019	18	-0,1	0,9973	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
CRSM	-27,4937	-54,0433	304	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	138/2016 – 286/2018	138/2016 – 286/2018	18	-2,5	0,9969	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
DVLD	-16,6374	-52,1646	548	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	086/2016 – 232/2019	086/2016 – 096/2018	24	-0,7	0,9969	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
EDMB	-26,3635	-54,4305	228	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	210/2016 – 188/2018	210/2016 – 188/2018	16	-1,3	0,9967	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
ESFA	-24,9575	-58,4883	86	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	344/2016 – 183/2018	344/2016 – 183/2018	7	-1,3	0,9979	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
FRBT	-25,9750	-53,0626	697	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	107/2016 – 189/2018	107/2016 – 189/2018	16	-6,8	0,9789	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
MAPY	-20,6369	-59,8836	140	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	070/2017 – 055/2019	070/2017 – 055/2019	9	-0,7	0,9934	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
MCR1	-24,4591	-54,0367	334	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	061/2016 – 190/2018	061/2016 – 190/2018	23	-0,1	0,9967	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
MECA	-29,2969	-58,1735	93	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	234/2016 – 186/2018	234/2016 – 186/2018	11	+0,3	0,9971	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
MURT	-21,6592	-57,6100	123	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	227/2016 – presente	229/2016 – 075/2019	21	+2,0	0,9968	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
NBR5	-14,3224	-55,7773	490	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	083/2016 – 234/2019	083/2016 – 093/2018	25	-2,6	0,9952	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
PANT	-18,9893	-56,6168	271	Kinematics Streckeisen STS-2.5 Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 50 Hz 120 s – 150 Hz	170/2016 – 208/2018 208/2018 – presente	172/2016 – 073/2019	8	-0,1	0,9914	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
POCN	-16,6213	-56,7343	116	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	124/2016 – 239/2019	124/2016 – 188/2018	6	-0,2	0,9946	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
PTET	-15,3795	-57,1610	185	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	125/2016 – 137/2019	126/2016 – 091/2018	15	-0,2	0,9970	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
RODS	-30,3481	-55,1976	241	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	128/2016 – 290/2018	127/2016 – 288/2018	10	+3,3	0,9960	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
RPRD	-20,4808	-53,7008	343	Kinematics Streckeisen STS-2.5 Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 50 Hz 120 s – 150 Hz	181/2016 – 215/2018 215/2018 – presente	191/2016 – 075/2019	8	-0,6	0,9962	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
SJPY	-24,9972	-56,1037	377	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	075/2017 – presente	075/2017 – 053/2019	6	-4,1	0,9946	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
TBOT	-31,6827	-55,9373	160	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	001/2017 – 225/2019	005/2017 – 075/2019	14	-2,3	0,9949	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
TICA	-26,3886	-60,3828	101	Nanometrics Trillium 120Q	120 s – 150 Hz	340/2016 – 183/2018	340/2016 – 183/2018	6	+5,0	0,9942	0,0000	Cob. Fanerozoica	-
UNIS	-29,0682	-55,0719	319	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	126/2016 – 287/2018	126/2016 – 287/2018	8	-4,8	0,9983	0,0000	Cob. Fanerozoica	-

VBST	-14,5330	-60,0153	235	Kinematics Streckeisen STS-2.5	120 s – 50 Hz	128/2016 – 239/2019	129/2016 – 089/2018	12	+0,2	0,9973	0,0000	Emb. Pré-Cambriano	-
------	----------	----------	-----	--------------------------------	---------------	---------------------	---------------------	----	------	--------	--------	--------------------	---

APÊNDICE B

Artigo submetido ao periódico
Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA).

Bulletin of the Seismological Society of America
Orientation error estimation for the Brazilian Seismographic Network (RSBR) using
particle motion analysis of teleseismic P-waves
 --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Article
Section/Category:	Regular Issue
Full Title:	Orientation error estimation for the Brazilian Seismographic Network (RSBR) using particle motion analysis of teleseismic P-waves
Corresponding Author:	Diogo Farrapo Albuquerque, MSc. University of Brasília Brasília, Federal District BRAZIL
Corresponding Author's Institution:	University of Brasília
Corresponding Author E-Mail:	diogofarrapo@gmail.com
Order of Authors:	Diogo Farrapo Albuquerque, MSc Marcelo Peres Rocha, PhD Marco Ianniruberto, PhD George Sand França, PhD Reinhardt Fuck, PhD Matheus Figueredo de Paulo, Undergraduate Marcos Breno Aguiar, Undergraduate
Abstract:	Seismometer orientation is one of the most critical parameters for modern seismology, especially for methods that take wave field polarization effects into account, such as receiver functions, seismic anisotropy, surface wave dispersion, shear-wave splitting and seismic tomography. Using P-wave particle motion combined with directional statistics, we analyzed the orientation of 105 seismometers (90 stations) of the Brazilian Seismographic Network (RSBR). We observed that 91 seismometers (86.67%) have an absolute orientation error equal or less than 10°, 5 have absolute error between 10° and 20° (4.76%), 8 have absolute error between 20° and 90° (7.62%) and only 1 has orientation error greater than 90° (0.95%). ON and BR are the subnetworks of RSBR with the largest number of sensors with orientation errors larger than 10° (6 for each one) and NB is the only subnetwork with no misoriented stations. All the estimated orientations were close to the measured in the field, which is evidence that our approach is more accurate to detect misoriented stations than previous studies that analyzed the orientation of RSBR stations. The statistical tests also showed that the back-azimuth deviations for Precambrian Basement and Phanerozoic Covers were significantly different, which indicates that regional geology may be affecting back-azimuth deviations and, therefore, orientation errors. We also tested the influence of orientation errors on receiver functions and on crustal thickness and VP/VS estimates. Using the amplitudes of P and Ps phases of receiver functions, we found a threshold of 85° as the maximum orientation error to consider data useless for this method. H-k stacking analysis corroborated this threshold by showing that crustal thickness and VP/VS are more strongly influenced by orientation errors equal or greater than 85°.
Author Comments:	
Suggested Reviewers:	Susan Beck, PhD Professor, University of Arizona slbeck@arizona.edu Marcelo Bianchi, PhD Professor, University of São Paulo m.bianchi@usp.br

APÊNDICE C

Artigo aceito pelo periódico
Brazilian Journal of Geophysics (BrJG).

09/08/2021

ScholarOne Manuscripts

 Brazilian Journal of Geophysics

 Home

 Author

Author Dashboard

2 Manuscripts with Decisions >

[Start New Submission](#) >

[5 Most Recent E-mails](#) >

[English Language Editing Service](#) >

Manuscripts with Decisions

ACTION	STATUS	ID	TITLE	SUBMITTED	DECISIONED
	ADM: Reis Xavier, Adriana <ul style="list-style-type: none"> Immediate Accept (02-Jul-2021) Awaiting Production Checklist 	GeoPhys-2021-0005.R1	Estimating Seismometer Orientations from Teleseismic P-wave Particle Motion Analysis View Submission	28-Jun-2021	02-Jul-2021
	view decision letter ✉ Contact Journal				
a revision has been submitted (GeoPhys-2021-0005.R1)	ADM: Reis Xavier, Adriana <ul style="list-style-type: none"> Minor Revision (27-Apr-2021) a revision has been submitted 	GeoPhys-2021-0005	Estimating Seismometer Orientations from Teleseismic P-wave Particle Motion Analysis View Submission	04-Mar-2021	27-Apr-2021
	view decision letter ✉ Contact Journal				