Autocorrelação de ondas de corpo como vínculo das propriedades crustais na Bacia dos Parecis e no Cráton Amazônico

Melissa Rodrigues da Costa[1], Giuliano Sant'Anna Marotta[1], George Sand Leão Araújo de França[2], Susanne Tainá Ramalho Maciel[3]
[1]Instituto de Geociências e Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, [2]Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo, [3]Faculdade UnB Planaltina, Brasília

Copyright 2024, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no IX Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salvador, 08 a 10 de outubro de 2024. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do X SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

Uma desvantagem da técnica de Função do Receptor é a recuperação apenas de fases do traço sísmico relacionadas à conversão da onda primária (P) em onda secundária (S) ao interagir com uma interface. O processo de autocorrelação surge, então, como aliado na obtenção da estrutura crustal, possibilitando recuperar a fase associada à reflexão na Moho (Pmp), à qual é atenuada durante o processo de deconvolução. A junção dos métodos propõe, então, estabelecer parâmetros mais acurados das propriedades crustais. Logo, sua aplicabilidade é testada para duas estações pertencentes à RSBR, em regiões geologicamente distintas quanto ao tipo de província estrutural.

Introdução

A sismologia permite estudar a constituição interna planetária a partir das ondas geradas de um terremoto, às quais seriam analisadas segundo origem, propagação através do interior da Terra e o registro perante estações sismográficas (Båth, 1979). Nesse sentido, a técnica sismológica de Função do Receptor (FR), desenvolvida por Langston (1979), permite isolar a resposta do meio abaixo de uma estação, baseando-se na recuperação das fases do traço sísmico relacionadas à conversão da onda P em S ao interagir com uma interface (ondas Ps) (p. ex., Langston, 1977; Ammon, 1991). Porém, apenas as fases associadas às conversões são recuperadas.

A autocorrelação refere-se a uma metodologia que engloba sismogramas correlacionados de forma cruzada com eles mesmos, onde qualquer par de pulsos propiciam um único pulso espelhado. Dessa maneira, enquanto a FR enfatiza as conversões ocorridas numa interface, a autocorrelação propicia uma observação das reflexões. Com o intuito de restringir as características do meio, ambas as técnicas podem ser usadas em conjunto (Figura 1) (Phạm; Tkalčić, 2017).

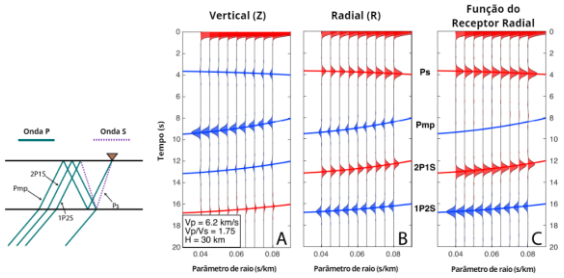

Figura 1 – Resultados propostos pela autocorrelação para componentes verticais (A) e radiais (B) em relação a FR (C), considerando sismogramas sintéticos. Os picos são conectados por traços segundo a polaridade da fase. Nota-se que Pmp não é aparente para o resultado da FR. Fonte: Modificado de Delph, Levander e Niu (2019).

A abordagem H-k envolve o empilhamento das amplitudes das FRs nos tempos de percurso calculados para as fases Ps e múltiplas, dado valores de espessura da camada (H) e razão Vp/Vs (k) (Zandt; Myers; Wallace, 1995). Ao aplicá-la, a incógnita Vp geralmente é inferida (Zhu; Kanamori, 2000).

Através da autocorrelação, o tempo associado à chegada da onda refletida é dado por:

$$t_{Pmp} = 2H\sqrt{\frac{1}{Vp^2} - p^2}$$

Logo, a expressão independe de Vs, propiciando como uma das vantagens principais contribuir ao resultado proposto pelo empilhamento H-k, auxiliando na restrição da solução no espaço H-k Vp (Delph; Levander; Niu, 2019). Apesar da estimativa de Vp apresentar uma maior faixa de incerteza quando proveniente da autocorrelação, essa estimativa limitada pelos dados ainda teria vantagem sobre suposições feitas a priori como na FR (Crotwell; Owens, 2005).

Delph, Levander e Niu (2019) demonstram que o método tem melhor funcionalidade quando diante de camadas homogêneas, envolvendo interfaces aproximadamente planas. Porém, um diferencial dessa abordagem ocorre através da aplicação de uma versão suavizada do espectro, o qual é conhecido como branqueamento espectral, ou balanceamento (Tauzin, Pham e Tkalčić, 2019). Em um ambiente de bacia sedimentar, onde é comum a poluição dos sismogramas das FRs devido a ocorrência de diversas reverberações e conversões das ondas P e S (Frederiksen; Delaney, 2015; Zheng; Zhao;

Chen, 2005), o processo corroboraria à identificação da reflexão (Pmp) nos registros verticais e radiais dos sismogramas autocorrelacionados, como demonstrado por Wang *et al*. (2020).

Metodologia

A metodologia consistiu na seleção de eventos telessísmicos registrados pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) com magnitude superior a 5,5, de modo a garantir uma boa razão sinal-ruído. Assim como definido por Langston (1979) para aplicabilidade da FR, os telessismos utilizados na autocorrelação também estiveram situados a distâncias epicentrais entre 30º e 90º em relação a um ponto de observação. A distância superior à 30º deve-se para evitar os efeitos de triplicação do manto, enquanto o limiar inferior à 90º permite evitar a zona de sombras, uma porção terrestre onde ocorre a atenuação das ondas sísmicas. A seleção dos dados ocorreu a partir de duas estações da RSBR (Figura 2), ambas na região Centro Oeste, Mato Grosso (MT).

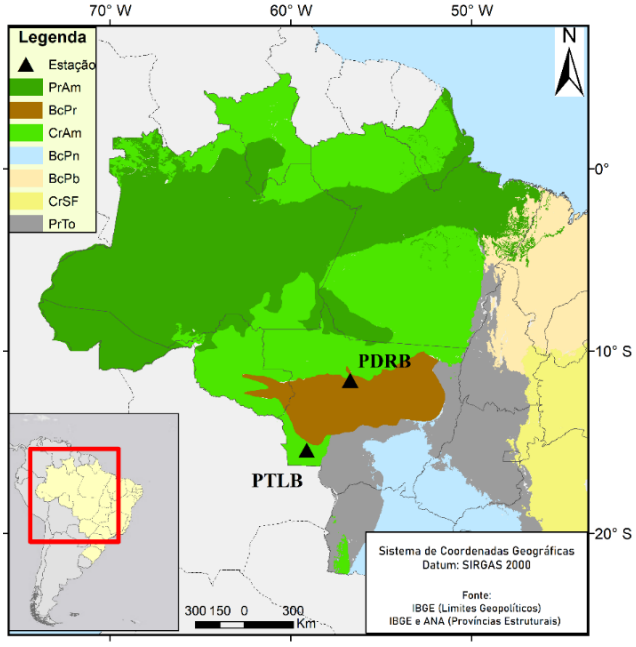

Figura 2 – Localização das estações sismográficas nas regiões de estudo, pertencentes à RSBR. As siglas retratam as províncias estratigráficas: PrAm: Província Amazonas; BcPn: Bacia do Paraná; CrAm: Cráton Amazônico; BcPb: Bacia do Parnaíba; CrSF: Cráton São Francisco; PrTo: Província Tocantins; BcPr: Bacia dos Parecis.

Uma vez selecionado o banco de dados, foi realizado um pré-processamento para o preparo das formas de onda, conforme demonstrado no fluxograma da Figura 3.

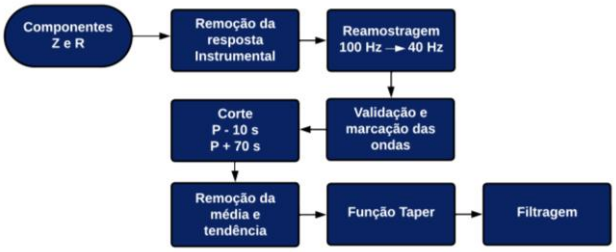

Figura 3 – Fluxograma de pré-processamento aplicado aos dados.

Cada evento foi rotacionado para obter as componentes verticais (Z) e radiais (R), às quais tiveram a reposta instrumental removida, buscando ressaltar a resposta impulsiva do meio (refletividade). Os dados foram reamostrados para 40Hz (Gomes, 2022) e o Seismic Analysis Code – SAC (Goldstein; Snoke, 2005) foi utilizado para inspeção visual dos traços e processamento das formas de onda. Conforme demonstrado por Phạm e Tkalčić (2017), a dimensão da janela está atrelada a profundidade da descontinuidade que deseja-se obter, logo foi definida duração do sismograma assim como Gomes (2022). A média e a tendência foram removidas e uma função taper tipo *Hanning* aplicada, para reduzir os efeitos de borda e melhorar a qualidade dos dados. Por fim, houve uma filtragem prévia dos eventos (0,05 - 8 Hz), obtendo resultados iniciais análogos aos da Figura 4**.**

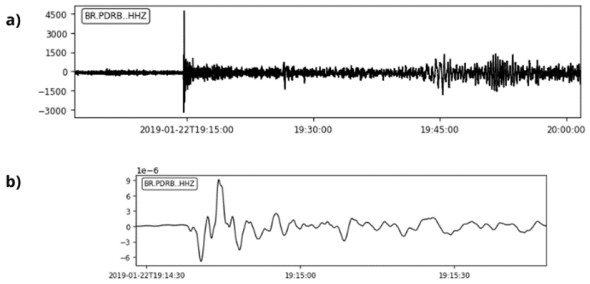

*Figura 4 – Sinal sísmico da estação PDRB do dia 22 de janeiro de 2019: dado bruto (**a**) versus dado obtido ao final do pré-processamento (**b**).*

Resultados

Por meio do código desenvolvido e distribuído por Delph, Levander e Niu (2019), foi realizado o processamento para obtenção do resultado da autocorrelação. As FRs foram calculadas utilizando um filtro Gaussiano de 2,5, um valor de equilíbrio na metodologia (Albuquerque, 2017). A junção dos métodos da Função do Receptor (empilhamento H-k) e da autocorrelação (empilhamento H-k Vp) propuseram os resultados de espessura crustal (H), razão Vp/Vs e Vp (Tauzin; Pham; Tkalčić, 2019) para cada estação e, consequentemente, cada região de estudo.

Cráton Amazônico

O resultado para a estação de PTLB é proposto nas Figuras 5 e 6. Os histogramas representam a quantidade de eventos utilizada no empilhamento para cada parâmetro de raio (eixo x), enquanto o eixo y denota o tempo da janela.

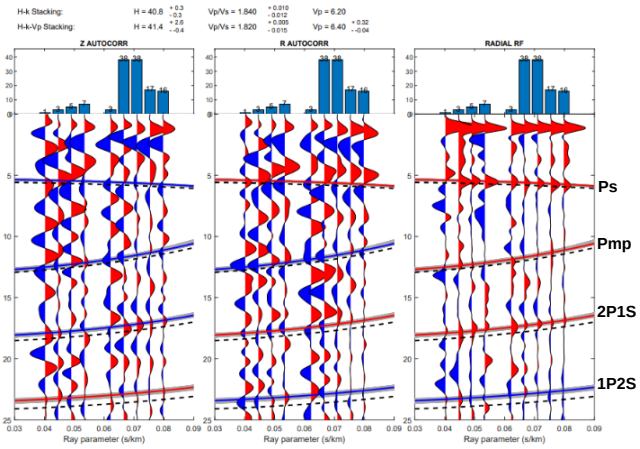

Figura 5 – Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos, juntamente ao resultado proposto pela FR. As linhas pretas tracejadas representam o resultado do empilhamento H-k, enquanto as linhas coloridas em azul ou vermelho definem o move-out das fases para o empilhamento H-k Vp. O sombreamento em torno das linhas coloridas indica o erro associado à estimativa de tempo da fase.

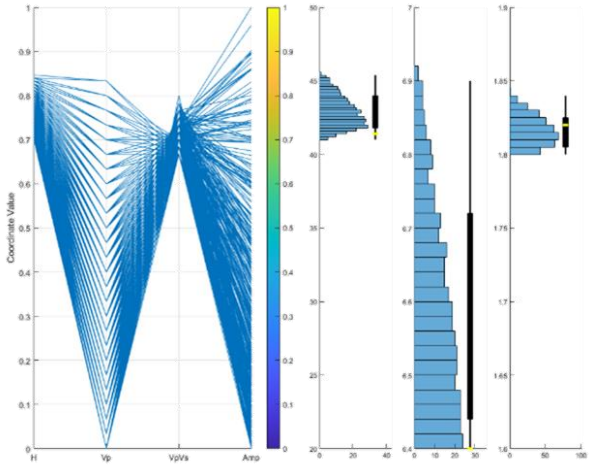

Figura 6 – Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos. A linha amarela denota o melhor resultado, condizente com a maior amplitude de solução.

A comparação dos valores obtidos neste estudo em relação aos resultados propostos anteriormente consta na Tabela 1.

Tabela 1 – Solução obtida para a estação de PTLB. As colunas sinalizadas (*) indicam os resultados apresentados pela referência de Albuquerque (2017) para a mesma estação.

Estação	H (km)		H (km)*
PTLB	41,4	+ 2,6	41,1 ± 0,3
		- 0,4	
	k		**k***
	1,820	+ 0,005	1,68 ± 0,01
		- 0,015	

O processamento forneceu uma espessura crustal de 41,4 km, aproximando-se dos valores fornecidos em estudos prévios. Christensen e Mooney (1995), por sua vez, estimaram uma espessura crustal média de 41,5 km para escudos e plataformas. Enquanto Albuquerque (2017), obteve 41,1 km através da FR.

Já a razão Vp/Vs mostrou-se mais variável em relação às referências anteriores, com um valor aproximado de 1,82, o qual diverge do obtido por Albuquerque (2017), avaliado em 1,68. Ainda para o autor, a média do parâmetro para o Cráton Amazônico seria de 1,69, enquanto para Albuquerque *et al*. (2017) seria de 1,71. Apesar disso, Rivadeneyra-vera *et al*. (2019) demonstra em seu estudo que algumas regiões do cráton fogem ao padrão dessas médias, como justamente a porção do Escudo do Brasil Central, apresentando uma tendência a relações mais elevadas (k > 1,75).

Bacia dos Parecis

Diferentemente da primeira província estrutural trabalhada, a Bacia dos Parecis demonstrou um resultado mais complexo, propondo inicialmente duas soluções distintas, conforme Figuras 7 e 8.

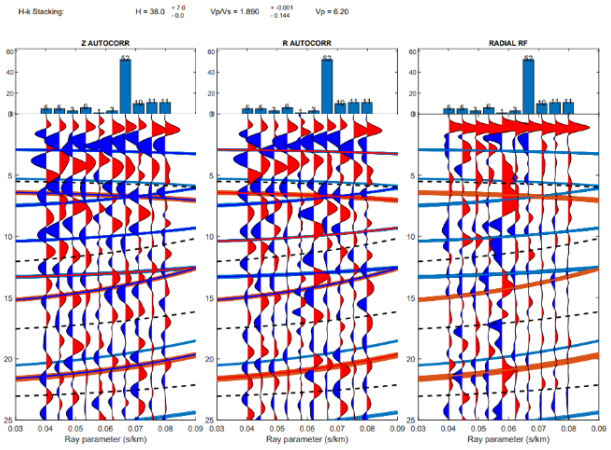

Figura 7 – Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos, juntamente ao resultado proposto pela FR.

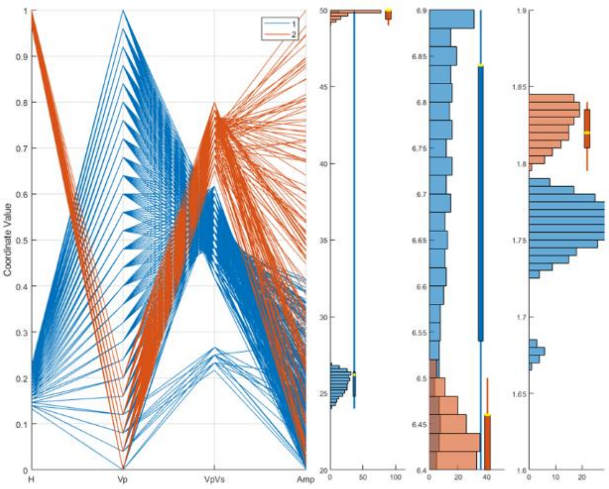

Figura 8 – Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando os dois resultados possíveis para o empilhamento H-k Vp a partir dos intervalos pré-definidos.

Apesar da segunda solução estar associada a uma maior amplitude, ela acaba não sendo bem definida nos intervalos e, excedê-los, não corresponderia bem ao contexto geológico da área. Além disso, padronizando o *script* para que as amplitudes de sinais opostos não sejam somadas durante o empilhamento, a melhor solução fornecida foi a "1" (azul), mostrada na Figura 9, juntamente à sua análise da Figura 10. Os valores obtidos para essa solução são comparados às referências prévias através da Tabela 2.

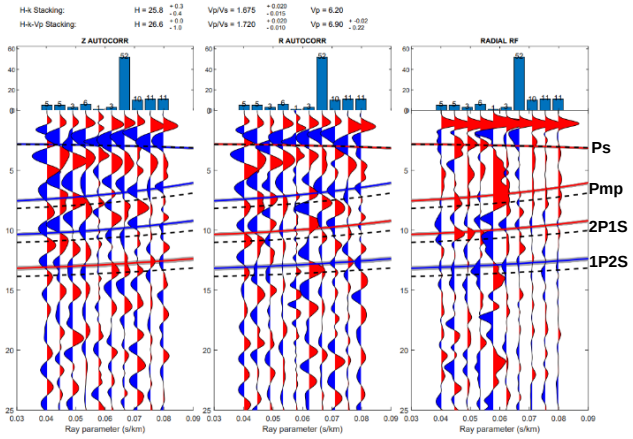

Figura 9 – Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos, juntamente ao resultado proposto pela FR.

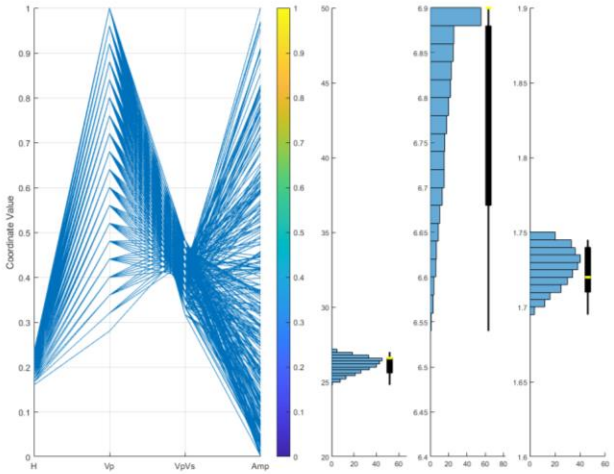

Figura 10 – Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando o resultado para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos.

Tabela 2 - Comparação entre as soluções obtidas para espessura crustal (H) e razão Vp/Vs (k) em relação aos estudos prévios de Albuquerque (2014)[1], Albuquerque (2017)[2] e Nascimento (2022)[3].

Estação	H (km)		H¹	H²	H³
PDRB	26,6	+0,0	39,2 ±1,4	40,4 ±2,2	24,1 ±0,1
		-1,0			
	k		**k¹**	**k²**	**k³**
	1,720	+0,020	1,88 ±0,02	1,48 ±0,03	1,82 ±0,01
		-0,010			

Também testamos a aplicabilidade do branqueamento espectral para auxiliar na percepção da Pmp em um ambiente de bacia sedimentar, à qual acaba sendo mascarada mesmo no resultado proposto na Figura 9. Admitiu-se valores para a largura da janela de suavização (W), já que o parâmetro é qualitativo, porém as melhores e mais semelhantes ficaram entre 0,0175 e 0,34 Hz, sendo essa última escolhida para a demonstração do resultado. A normalização temporal do bit de sinal (SB) também foi feita, um procedimento que geralmente sucede o branqueamento (SW), conforme realizado em trabalhos prévios de ruído ambiente. Além disso, após analisar os resultados para um empilhamento linear (LIN - Figura 11) e para o empilhamento por peso de fase (PW - Figura 12), o qual enfatiza sinais que estão sincronizados, isto é, em fase, notou-se que o último teve uma melhor utilidade na percepção da Pmp. Ambas as soluções melhor se adequaram a uma crosta com profundidade em torno de 24 km, definida visualmente. Isto é, aproximadamente 2 km abaixo do proposto de forma interativa no empilhamento H-k Vp sem o branqueamento e a normalização (Figura 9).

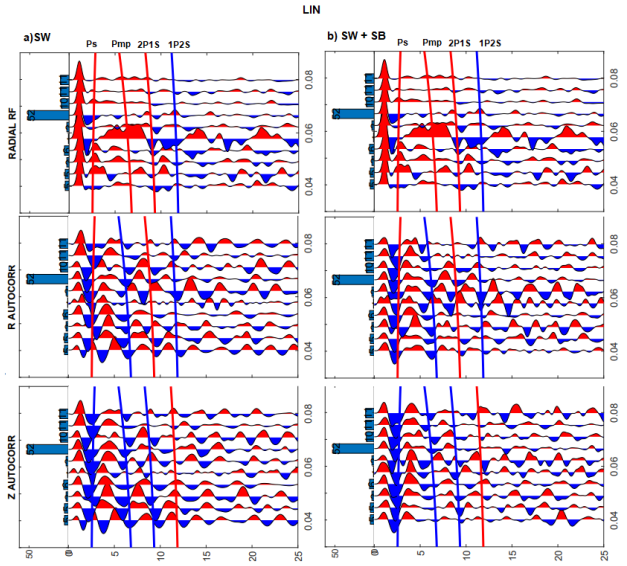

*Figura 11 – Resultado da autocorrelação para empilhamento linear, utilizando branqueamento espectral (**a**) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (**b**).*

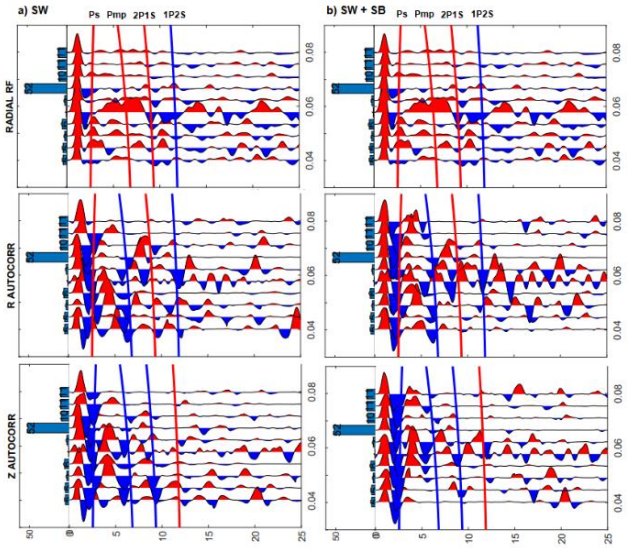

*Figura 12 – Resultado da autocorrelação para empilhamento por fase, utilizando branqueamento espectral (**a**) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (**b**).*

Discussão e Conclusões

Os resultados encontrados nesta pesquisa verificaram a eficiência da técnica da autocorrelação de ondas de corpo na recuperação da fase referente à reflexão na descontinuidade de Mohorovicic (Pmp), bem como para estimar a estrutura de descontinuidade abaixo de uma estação. Conforme previsto por Delph, Levander e Niu (2019), o método é afetado por geologias complexas, sendo mais efetivo para regiões homogêneas e com descontinuidades aproximadamente planas, o que explica a proposição de resultados melhor definidos no cráton.

Um destaque sobre a solução proposta para PDRB é a alta amplitude da polaridade negativa (Figura 13), que pode ser delineada nos primeiros segundos do traço, conforme propõe Wang *et al*. (2020), denotando a interface que demarca a base dos sedimentos.

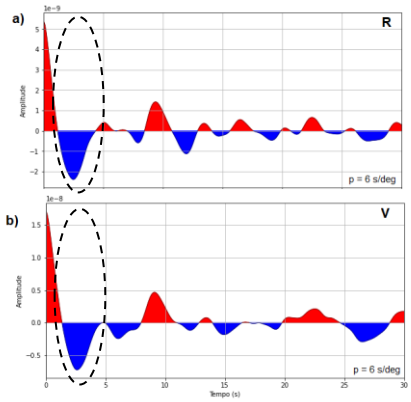

*Figura 13 – Autocorrelação das componentes radiais (**a**) e verticais (**b**), respectivamente, para um parâmetro de raio equivalente a 6 s/º, demonstrando o maior pico negativo associado a bacia nos primeiros segundos (tracejado circular).*

Também associamos a espessura crustal obtida neste trabalho à estimada através de dados gravimétricos para o Cráton Amazônico por Almeida *et al*. (2021). Tanto PDRB (26,6 km), quanto PTLB (cerca de 41,4 km), coincidiram com os intervalos dados em suas localizações (cores quentes e frias, respectivamente), conforme Figura 14.

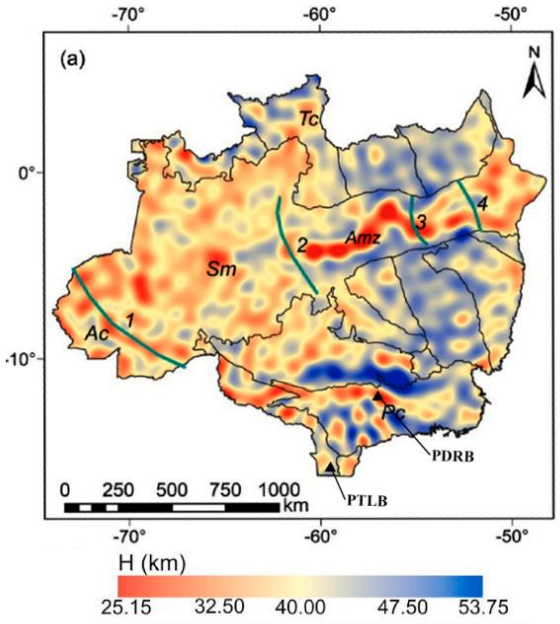

Figura 14 – Espessura crustal do Cráton Amazônico estimada por Almeida et al. (2021), de acordo com as províncias geocronológicas, integrada à disposição das estações de estudo (PTLB e PDRB).

Assim, a espessura crustal da estação do Cráton Amazônico aproximou-se do que propõem Albuquerque (2017), Almeida *et al*. (2021) e Christensen e Mooney (1995) em seus respetivos estudos. O mesmo ocorreu com k, o qual está no limiar proposto por Rivadeneyra-vera *et al*. (2019) (k>1,75). Além do valor encontrado estar na faixa de aceitação definida por Musacchio *et al*. (1997) para a crosta (1,64 a 1,84).

Quanto PDRB, a espessura aproximou-se dos valores definidos por Almeida *et al*. (2021) e Nascimento (2022), enquanto k demonstrou similaridades aos de Nascimento (2022) e à média geral da bacia (1,75) dada por Albuquerque (2017). Dessa maneira, a pesquisa mostrou resultados condizentes com estudos prévios. Apesar disso, ainda existem padrões variáveis (*outliers*) que necessitariam de análise restrita e adicional, principalmente atrelada às regiões de contexto geológico mais complexo.

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores pela confiança e incentivo na abordagem desse tema. Ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), Instituto de Geociências (IG), e professores associados, que me propiciaram grandes oportunidades nesse percurso. A todos que contribuíram direta ou indiretamente neste trabalho, incluindo aqueles que propuseram soluções aos problemas trabalhados, meus sinceros agradecimentos.

Referências

ALBUQUERQUE, D.F. **Determinação de espessuras crustais utilizando o método da Função do Receptor**. 2014. 117 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Geofísica) - Universidade de Brasília (UnB), Brasília, 2014.

ALBUQUERQUE, Diogo Farrapo; FRANÇA, George Sand; MOREIRA, Lucas Paes; ASSUMPÇÃO, Marcelo; BIACHI, Marcelo; BARROS, Lucas Vieira; QUISPE, Cristobal Condori; OLIVEIRA, Magda Estrela. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 431–442, 2017.

ALBUQUERQUE, Diogo. **Estudos crustais nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil**. 2017. Dissertação de Mestrado (Geociências Aplicadas) - Universidade de Brasília (UnB), Brasília, 2017.

ALMEIDA, Yellinson de Moura; MAROTTA, Giuliano Sant'Anna; FRANÇA, George Sand; VIDOTTI, Roberta Mary; FUCK, Reinhardt Adolfo. Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the Amazonian Craton from gravity data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103449, 2021.

AMMON, Charles J. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v.81, n.6, p. 2504-2510, 1991.

BÅTH, Markus. **Introduction to Seismology**. 2. ed. Basel: Birkhäuser Basel, 1979.

CHRISTENSEN, Nikolas I; MOONEY, Walter D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 100, n. B6, p. 9761-9788, 1995.

CROTWELL, H. Philip; OWENS, Thomas J. Automated receiver function processing. **Seismological Research Letters**, v. 76, n. 6, p. 702-709, 2005.

DELPH, Jonathan R.; LEVANDER, Alan; NIU, Fenglin. Constraining Crustal Properties Using Receiver Functions and the Autocorrelation of Earthquake-Generated Body Waves. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, n. 8, p. 8981–8997, 2019.

FREDERIKSEN, A. W.; DELANEY, C. Deriving crustal properties from the P Coda without deconvolution: the southwestern Superior Province, North America. **Geophysical Journal International**,, v. 201, n. 3, p. 1491–1506, 2015.

GOLDSTEIN, P; SNOKE, A. SAC Availability for the IRIS Community. **Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter**, v. 7, n. UCRL-JRNL-211140, 2005.

GOMES, José Richarles Almeida. **Determinação da espessura crustal no escudo brasileiro com funções do receptor verticais**. YouTube, 20 de dezembro de 2022. Disponível em: https://www.youtube.com/watch?app=desktop&v=D2rpEkVh_1Q. Acesso em: 23 de julho de 2023.

LANGSTON, Charles A. Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 67, n. 3, p. 713-724, 1977.

LANGSTON, Charles A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 84, n. B9, p. 4749-4762, 1979.

MUSACCHIO, Gemma; MOONEY, Walter D.; LUETGERT, James H. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios . **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B7, p. 15225–15241, 1997.

NASCIMENTO, João Pedro Rabelo do. **Estudo da estrutura da bacia dos parecis utilizando função do receptor**. 2022. 48 p. Trabalho de Conclusão de Curso

(Geofísica) - Universidade de Brasília (UnB), Brasília, 2022.

PHẠM, Thanh Son; TKALČIĆ, Hrvoje. On the feasibility and use of teleseismic P wave coda autocorrelation for mapping shallow seismic discontinuities. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 122, n. 5, p. 3776–3791, 2017.

RIVADENEYRA-VERA, Carolina; BIANCHI, Marcelo; ASSUMPÇÃO, Marcelo; CEDRAZ, Victoria; JULIÀ, Jordi; RODRÍGUEZ, Martín; SÁNCHEZ, Leda; SÁNCHEZ, Gerardo; LOPEZ-MURUA, Luciana; FERNANDEZ, Gonzalo; FUGARAZZO, Rafael; 3-BASINS. An Updated Crustal Thickness Map of Central South America Based on Receiver Function Measurements in the Region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, Southwestern Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, n. 8, p. 8491–8505, 2019.

TAUZIN, Benoit; PHAM, Thanh Son; TKALČIĆ, Hrvoje. Receiver functions from seismic interferometry: A practical guide. **Geophysical Journal International**, v. 217, n. 1, p. 1–24, 2019.

WANG, Chuang; TAUZIN, Benoît; PHAM, Thanh-Son; TKALČIĆ, Hrvoje. On The Efficiency of P-Wave Coda Autocorrelation in Recovering Crustal Structure: Examples From Dense Arrays in the Eastern United States. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 125, n. 12, p. e2020JB020270, 2020.

ZANDT, George; MYERS, Stephen C; WALLACE, Terry C. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37øN latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. **Journal Of Geophysical Research**, v. 100, n. B6, p. 10529-10548, 1995.

ZHENG, Tianyu; ZHAO, Liang; CHEN, Ling. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 152, n. 3, p. 129–143, 2005.

ZHU, Lupei; KANAMORI, Hiroo. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 105, n. B2, p. 2969–2980, 2000.