



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (IG)
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

MELISSA RODRIGUES DA COSTA

**AUTOCORRELAÇÃO DE ONDAS DE CORPO COMO VÍNCULO DAS
PROPRIEDADES CRUSTAIS NA BACIA DOS PARECIS E NO CRÁTON
AMAZÔNICO**

Brasília/DF

2023

MELISSA RODRIGUES DA COSTA

**AUTOCORRELAÇÃO DE ONDAS DE CORPO COMO VÍNCULO DAS
PROPRIEDADES CRUSTAIS NA BACIA DOS PARECIS E NO CRÁTON
AMAZÔNICO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de bacharel em Geofísica.

Orientador: Giuliano Sant'Anna Marotta

Coorientador: George Sand Leão Araújo de França

Brasília/DF

2023

MELISSA RODRIGUES DA COSTA

**AUTOCORRELAÇÃO DE ONDAS DE CORPO COMO VÍNCULO DAS
PROPRIEDADES CRUSTAIS NA BACIA DOS PARECIS E NO CRÁTON
AMAZÔNICO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências da Universidade de
Brasília (UnB), como parte dos requisitos
necessários à obtenção do título de bacharel
em Geofísica.

Brasília, 20 de dezembro de 2023

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta
Universidade de Brasília

Prof^a. Dra. Mônica Giannocaro Von Huelsen
Universidade de Brasília

MSc. Daniele Ingredy Gomes Silva
Universidade de Brasília

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me dado saúde, coragem e discernimento para lidar com todos os desafios da minha vida e nunca recuar ou desistir.

A minha vó, Aurelina, por sempre ter acreditado no meu caráter e no meu potencial e ao meu companheiro e amigo de longa data, Bruno, por ter sempre me ajudado e incentivado nesses anos de graduação.

Aos professores do Instituto de Geociências por todo conhecimento perpetuado ao longo desses anos e as oportunidades que me forneceram. Ao meu orientador, Giuliano Sant'Anna Marotta, pela paciência e auxílio na construção deste trabalho, bem como nas soluções das situações-problema que, porventura, ocorreram. Também ao meu coorientador, George Sand Leão Araújo de França, pela paciência e por ter me confiado esse tema, auxiliando em seu desenvolvimento. À Susanne Tainá Ramalho Maciel, por toda sua solicitude com qualquer viés do estudo.

Aos meus amigos e colegas de graduação que me auxiliaram grandiosamente em alguns momentos dessa jornada, em especial ao Alamim Justino, Brandow Lee Neri, Danilo Portela e ao Marcos Vinicius. Também à minha amiga Joyce Ribeiro, por ter sido minha companheira e trilhado todos esses anos de curso ao meu lado, representando a força feminina. E a todos que me ensinaram algo durante esse processo.

Ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS-UnB), por ter aberto as portas da Sismologia para mim, e àqueles que me propiciaram grandes oportunidades nesse percurso, em especial aos professores Lucas Vieira Barros e Marcelo Peres Rocha. Também à professora Monica Giannoccaro Von Huelsen, por seu carinho e atenção.

Por fim, a todos que contribuíram direta ou indiretamente neste trabalho, incluindo àqueles que propuseram soluções aos problemas enfrentados, meus sinceros agradecimentos.

“A curiosidade é o que nos faz buscar o conhecimento, a persistência é o que nos leva a encontrá-lo.”

- Richard Branson

RESUMO

A Função do Receptor (FR) é uma das técnicas de obtenção da estrutura crustal utilizada ao longo dos tempos. Trata-se de uma abordagem que utiliza a incidência de uma onda em uma estação associada, a partir de uma onda P irradiada de um telessismo, o qual tenha idealmente um epicentro localizado entre 30° e 90° de distância em relação a respectiva estação, de modo a obter um raio praticamente verticalizado sob a subsuperfície. Então, através do processo de deconvolução, é possível isolar a resposta do meio abaixo de uma estação, possibilitando o cálculo da profundidade em que se encontra a interface sob a superfície. Para isso a FR baseia-se na recuperação de fases do traço sísmico relacionadas à conversão da onda primária (P) em onda secundária (S) ao interagir com uma interface. Porém, uma desvantagem do método é que apenas tais fases são recuperadas. A partir do uso da autocorrelação entre o registro de componentes verticais e radiais, combinadas aos resultados propostos pela FR, é possível recuperar a fase associada à reflexão na Moho (Pmp), à qual é atenuada durante o processo de deconvolução. Para aplicabilidade da técnica uma das premissas, além do pré-requisito da distância epicentral, é uma seleção de eventos telessísmicos com magnitudes associadas à geração de um sinal de boa qualidade, isto é, com chegadas suficientemente claras em detrimento de uma boa razão sinal-ruído. Nesse sentido, este trabalho visa aplicar a técnica de autocorrelação de forma de onda perante duas estações (PDRB, localizada na Bacia dos Parecis, e PTLB, localizada no Cráton Amazônico) pertencentes à RSBR, em regiões geologicamente distintas quanto ao tipo de província estrutural. Para isso um conjunto de eventos foi selecionado para cada estação, sendo aplicado um pré-processamento prévio à autocorrelação envolvendo critérios pré-estabelecidos, tais como aplicação de filtro e corte dos dados, com o auxílio de rotinas desenvolvidas em Python e do Seismic Analysis Code (SAC). Por fim, o empilhamento dos traços autocorrelacionados forneceu valores de espessura crustal, razão V_p/V_s e V_p média da camada. Os parâmetros obtidos através do processamento foram comparados aos que os estudos prévios propõem sob análises distintas para os mesmos meios. Ambas as estações demonstraram resultados na faixa de aceitação de trabalhos anteriores, contribuindo e agregando, assim, para o entendimento da estrutura crustal das regiões do estudo. Tendo em vista o exposto, conforme propõe a bibliográfica, o trabalho demonstra a que a junção dos métodos de Função do Receptor e da autocorrelação podem fornecer parâmetros relevantes como vínculos das propriedades crustais.

ABSTRACT

Receiver Function (RF) is one of the techniques used over time to obtain crustal structure. It is an approach that utilizes the incidence of a wave at an associated station, based on a P-wave radiated from a teleseism, ideally with an epicenter located between 30° and 90° away from the respective station, in order to obtain a nearly vertically oriented ray beneath the subsurface. RF allows, through the process of deconvolution, the isolation of the medium response beneath a station, enabling the calculation of the depth at which the interface is located beneath the surface. To achieve this, RF is based on the recovery of seismic trace phases related to the conversion of the primary wave (P) into the secondary wave (S) upon interaction with an interface. However, a disadvantage of the method is that only such phases are recovered. By using autocorrelation between the vertical and radial components of the record, combined with the results proposed by RF, it is possible to recover the phase associated with the Moho reflection (Pmp), which is attenuated during the deconvolution process. For the applicability of the technique, one of the premises, in addition to the epicentral distance prerequisite, is a selection of teleseismic events with magnitudes associated with the generation of a signal of good quality, that is, with sufficiently clear arrivals, considering the good signal-to-noise ratio. In this context, this work aims to apply the waveform autocorrelation technique to two stations (PDRB, located in the Parecis Basin, and PTLB, located in the Amazon Craton) belonging to the RSBR, in geologically distinct regions regarding the type of structural province. For this purpose, a set of events was selected for each station, and a preprocessing was applied before autocorrelation involving pre-established criteria, such as the application of filters and data cutting, with the assistance of routines developed in Python and the Seismic Analysis Code (SAC). In the end, the stacking of autocorrelated traces provided values for crustal thickness, V_p/V_s ratio, and average V_p of the layer. The parameters obtained through the processing were compared to those proposed in previous studies under different analyses for the same environments. Both stations demonstrated results within the range of acceptance of previous works, contributing to and adding to the understanding of the crustal structure in the study regions. Considering the above, as suggested by the literature, the work demonstrates that the combination of Receiver Function and autocorrelation methods can provide relevant parameters as ties to crustal properties.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Representação esquemática da propagação das ondas corporais e seus respectivos movimentos de partículas (em vermelho) associados para **a)** Onda primária (P) e **b)** Onda secundária (S) (modificado de Bolt, 1982)..... 17
- Figura 2. Tipos de vibrações e deformações elásticas atreladas ao meio perante a propagação das ondas superficiais, demonstrando o padrão de interferência que ocorre: **a)** Ondas Rayleigh; **b)** Ondas Love. (Modificado de Bolt, 1982)..... 19
- Figura 3. Ilustração da ocorrência de conversões entre a interface e a superfície livre perante a incidência de uma onda aproximadamente plana, demonstrando a conversão da onda primária em secundária (Ps), além das reflexões múltiplas (PpPms e PsSms+PsPms) em que se baseiam o método da FR (Albuquerque, 2017)..... 20
- Figura 4. Exemplificação da interferência da distância epicentral, a esquerda com a zona de sombras (Modificado de Lay; Wallace, 1995). A direita com o modelo de velocidade e os caminhos percorridos pelos raios em função da profundidade e da distância epicentral (Modificado de Lefevre; Helmberger, 1989)..... 21
- Figura 5. Modelo crustal simplificado demonstrando a trajetória dos raios das principais fases dessa porção e a curva de tempo-distância associada, com ênfase na fase que representa a reflexão da Moho, em vermelho (Modificado de Bormann; Engdahl; Kind, 2012). 22
- Figura 6. Comparação entre os resultados propostos pela autocorrelação perante a componente vertical (**A**) e radial (**B**) em relação ao gerado pela função do receptor (**C**), considerando sismogramas sintéticos correlatos a uma onda plana incidindo em uma interface. Os picos dos sismogramas são conectados por traços segundo a polaridade, negativa (azul) ou positiva (vermelha), prevista para uma determinada fase. Nota-se que a Pmp não é aparente para o resultado da função do receptor (Modificado de Delph; Levander; Niu, 2019)..... 22
- Figura 7. Demonstração do cálculo da autocorrelação, onde qualquer par de pulsos propiciam um único pulso espelhado, considerando ao final somente a porção positiva do deslocamento e, assim, associando os picos aos tempos correspondentes às fases da onda (Delph; Levander; Niu, 2019)..... 23
- Figura 8. Gráfico paralelo de soluções, à esquerda, para o empilhamento H-k (**A**) e para o empilhamento H-k Vp (**B**) e seus respectivos histogramas de soluções (à direita). As linhas coloridas representam a amplitude relativa da solução, conectadas entre as coordenadas paralelas, demonstrando correlação. A linha média presente no *box plot* dos histogramas representam a maior amplitude de solução e/ou máxima amplitude de empilhamento, e não a mediana, como é comumente esperado (Delph; Levander; Niu, 2019). 27
- Figura 9. Reverberações que ocorrem na camada sedimentar (de espessura h) devido o alto contraste de impedância. θ_P s e θ_P c denotam o ângulo de incidência da frente de onda nos sedimentos e na crosta, respectivamente (Wang *et al.*, 2020). 28
- Figura 10. Modelos de velocidades representativos de contextos geológicos com (em vermelho) ou sem (em preto) a presença de uma bacia sedimentar (**a**) e o resultado da autocorrelação proposto para cada um, incluindo àquele submetido ao branqueamento espectral (em azul) (**b**) (Wang *et al.*, 2020). 29

Figura 11. Fluxograma de pré-processamento aplicado aos dados. Fonte: elaborado pelo autor (2023).	31
Figura 12. Sinal sísmico da estação PDRB do dia 22 de janeiro de 2019: dado bruto (a) versus dado obtido ao final do pré-processamento (b). Fonte: elaborado pelo autor.	32
Figura 13. Localização das estações sismográficas perante as regiões de estudo, pertencentes à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). As siglas retratam as províncias estratigráficas, de forma que: 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. Fonte: Elaborado pelo autor (2023).....	34
Figura 14. Domínios geocronológicos do Cráton Amazônico (Santos, 2004).	35
Figura 15. Localização da Bacia dos Parecis e da estação sismográfica associada utilizada no estudo (PDRB), juntamente às demais bacias sedimentares no Brasil. Fonte: Elaborado pelo autor (2023).	36
Figura 16. Mapa com a separação das sub-bacias de Rondônia, Juruema e Alto Xingu perante a Bacia dos Parecis (Haeser <i>et al.</i> , 2014).	37
Figura 17. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos, juntamente ao resultado proposto pela Função do Receptor. As linhas pretas tracejadas representam o resultado do empilhamento H-k, enquanto as linhas coloridas em azul ou vermelho definem o <i>move-out</i> das fases para o empilhamento H-k Vp. Além disso, o sombreado em torno das linhas coloridas indica o erro associado à estimativa de tempo da fase.....	39
Figura 18. Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando o resultado para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado, condizente com a maior amplitude de solução.....	40
Figura 19. Trajetórias das ondas para um modelo em que a velocidade (V) aumenta com a profundidade (Z), demonstrando que a distância (X) aumenta com a redução do parâmetro de raio (p) quando diante deste modelo. (Modificado de Bormann; Engdahl; Kind, 2012).....	41
Figura 20. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos (linhas sólidas vermelhas ou azuis), juntamente a FR (linhas pretas tracejadas). O sombreado em torno das linhas sólidas refere-se ao erro associado à estimativa de tempo da fase. Já, nesse caso de duas soluções, a cor do sombreado (laranja ou azul claro) denota a solução retratada conforme Figura 21.	42
Figura 21. 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, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado para cada uma das soluções.....	43
Figura 22. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos (linhas sólidas vermelhas ou azuis), juntamente a FR (linhas pretas tracejadas). As linhas sólidas definem o <i>move-out</i> das fases para o empilhamento H-k Vp. Além disso, o sombreado em torno das linhas coloridas indica o erro associado à estimativa de tempo da fase.....	44

Figura 23. Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando o resultado para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado, condizente com a maior amplitude de solução.....	45
Figura 24. Autocorrelação das componentes radiais (a) e verticais (b), respectivamente, para um parâmetro de raio equivalente a 6 s/deg, demonstrando o maior pico negativo associado a bacia nos primeiros segundos (tracejado circular).	46
Figura 25. Resultado da autocorrelação para empilhamento linear, utilizando branqueamento espectral (a) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (b).	47
Figura 26. Resultado da autocorrelação para empilhamento por fase, utilizando branqueamento espectral (a) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (b).	48
Figura 27. Espessura crustal do Cráton Amazônico estimada por Almeida <i>et al.</i> (2021), de acordo com as províncias geocronológicas, integrada à disposição das estações de estudo (PDRB e PTLB).	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Informações das estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).....	30
Tabela 2 – Resultados de espessura crustal (H), razão V_p/V_s e V_p para cada estação	38
Tabela 3 – Comparação entre os resultados obtidos para espessura crustal (H) e razão V_p/V_s (k) para a estação de PTLB em relação aos estudos prévios. As colunas em vermelho (*) indicam os resultados obtidos por Albuquerque (2017).....	40
Tabela 4 – Soluções possíveis para o empilhamento H-k V_p da estação de PDRB	43
Tabela 5 - Comparação entre os resultados obtidos para espessura crustal (H) para a estação de PDRB em relação aos estudos prévios (*). Colunas em azul, vermelho e verde indicam os resultados obtidos por, respectivamente, Albuquerque (2014), Albuquerque (2017) e Nascimento (2022).	48
Tabela 6 - Comparação entre os resultados obtidos para razão V_p/V_s (k) para a estação de PDRB em relação aos estudos prévios (*). Colunas em azul, vermelho e verde indicam os resultados obtidos por, respectivamente, Albuquerque (2014), Albuquerque (2017) e Nascimento (2022).	49

LISTA DE SÍMBOLOS

V_p – Velocidade da onda sísmica P

V_s – Velocidade da onda sísmica S

SH – Onda S horizontal

SV – Onda S vertical

K – Módulo de compressibilidade

μ – Módulo de cisalhamento

ρ – Densidade do meio

σ – Coeficiente de Poisson

ψ – Módulo de Elasticidade ou Módulo Axial

λ – Parâmetro de Lamé

$\omega_1, \omega_2, \omega_3$ – Pesos das fases

ω – Frequência angular

p – Parâmetro de raio

H – Espessura ou profundidade

Δ – Distância epicentral

SW – Branqueamento espectral

SB – Normalização temporal do bit de sinal

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Objetivo	15
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
2.1	Ondas Sísmicas.....	16
2.1.1	Ondas de Corpo	16
2.1.2	Ondas de Superfície.....	18
2.2	Função do Receptor (FR)	19
2.3	Autocorrelação	21
2.3.1	Empilhamento H-k	24
2.3.2	Empilhamento H-k Vp	25
2.4	Autocorrelação e Bacias Sedimentares	28
3	METODOLOGIA	30
3.2	Seleção de dados e processamento	30
3.2.1	Seleção de dados	30
3.2.2	Processamento	31
3.3	Área de estudo	34
3.3.1	Cráton Amazônico.....	34
3.3.2	Bacia dos Parecis.....	35
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	38
4.1	Cráton Amazônico.....	38
4.2	Bacia dos Parecis.....	42
5	CONCLUSÕES	50
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

1 INTRODUÇÃO

Segundo Mousavi e Beroza (2022), a sismologia busca compreender a estrutura e as propriedades do interior da Terra por meio do estudo da propagação das ondas sísmicas. Dessa maneira, estipular o tempo associado à essas ondas em dados sísmicos contínuos são essenciais para a compreensão da área. Com uma terminologia oriunda do grego (*seismos*: terremoto; *logos*: ciência), a sismologia permite, portanto, atribuir conclusões sobre a constituição interna planetária tendo-se em vista as ondas geradas a partir de um terremoto, às quais seriam analisadas, em síntese, segundo origem, propagação através do interior da Terra e registro, esse último por intermédio das diversas estações sismográficas disponíveis em escala global (Båth, 1979).

Pelo exposto, a técnica sismológica de Função do Receptor (FR), desenvolvida por Langston (1979), surge como aliada ao processo de entendimento da estrutura interna da Terra, buscando determinar a estrutura da crosta e do manto superior sob uma estação sismográfica com o auxílio do registro de ondas telessísmicas. Essas ondas de corpo, ao interagirem com interfaces com velocidades e/ou impedâncias distintas, desencadeariam em reflexões, refrações e/ou conversões (Wilson; Aster, 2005). Desse modo a FR, por intermédio da técnica de deconvolução, permite isolar a resposta do meio abaixo de uma estação, baseando-se na recuperação das fases do traço sísmico relacionadas à conversão da onda primária (P) em onda secundária (S) ao interagir com uma interface (ondas Ps) (p. ex., Langston, 1977; Ammon, 1991).

Uma das desvantagens da técnica de Função do Receptor é que apenas as fases associadas às conversões são recuperadas. No entanto, explorando essa desvantagem, a aplicação da técnica de autocorrelação de sismogramas, por meio das componentes verticais e radiais de telessismos, possibilita recuperar a fase associada à reflexão na descontinuidade de Mohorovicic (Pmp), à qual é atenuada durante o processo de deconvolução. Dessa forma, é possível obter uma velocidade média de uma camada (V_p) de maneira independente, contribuindo a estimativas e parâmetros que sejam mais fidedignos ao meio (Delph; Levander; Niu, 2019).

Dadas as particularidades envolvidas nas técnicas apresentadas, a motivação deste trabalho fundamentou-se na aplicabilidade da autocorrelação perante estações previamente

selecionadas, pertencentes à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), com o intuito de obter as propriedades crustais associadas ao meio abaixo de uma estação e, assim, analisá-las e compará-las aos resultados propostos por estudos prévios.

1.1 Objetivo

O principal objetivo deste trabalho é aplicar a técnica de autocorrelação de forma de onda perante duas estações (PDRB, localizada na Bacia dos Parecis, e PTLB, localizada no Cráton Amazônico) pertencentes à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), em regiões geologicamente distintas quanto ao tipo de província estrutural. Verificando, portanto, como o método se comporta. Além disso, comparar os resultados obtidos aos de trabalhos anteriores.

Assim, o intuito é contribuir e agregar resultados para o entendimento da estrutura crustal dessas regiões, tendo por análise o que os estudos prévios propõem para os mesmos meios, tal como realizado por Albuquerque (2017), Almeida *et al.* (2021) e Nascimento (2022) por meio de diferentes técnicas.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Concebida como um ramo da “física da Terra sólida”, a Sismologia investiga o interior da Terra por intermédio de observações indiretas, essencialmente utilizando registros sismográficos, os quais retratam a propagação das ondas sísmicas. O estudo dessas ondas, por sua vez, contribui para diferentes interpretações sobre a estrutura interna do planeta Terra (Båth, 1979).

2.1 Ondas Sísmicas

Uma onda sísmica pode ser conceituada como uma perturbação elástica capaz de se propagar através de um meio (Duarte, 2010), transportando energia cinética ou potencial e sendo ocasionada a partir de uma fonte, sendo ela artificial (como uma detonação) ou natural (Stein; Wysession, 2003). As ondas sísmicas podem ser classificadas quanto a dois tipos: ondas de corpo e de superfície.

2.1.1 Ondas de Corpo

As ondas de corpo englobam àquelas que se propagam pelo interior da Terra e podem ser subdivididas em dois grupos (Stein; Wysession, 2003).

As ondas primárias (P) constituem o primeiro grupo dessa subdivisão, recebendo tal nomenclatura por viajar com uma maior velocidade em relação às demais e, portanto, alcançar o receptor em primeira instância. Também denominada por compressiva ou longitudinal, esse tipo de onda caracteriza-se por fazer com que as partículas do meio oscilem na mesma direção de sua propagação, por compressão e dilatação, podendo navegar perante sólidos e/ou líquidos. Já as ondas secundárias (S), também conhecidas como de cisalhamento ou transversais, sucedem a chegada da onda P, fazendo com que as partículas do meio vibrem perpendicularmente à direção de propagação da onda e, por tal motivo, tem como uma de suas características principais o fato de não propagar-se perante fluidos, isto é, gases e líquidos (Dentith; Mudge, 2014). Ambas são demonstradas na Figura 1.

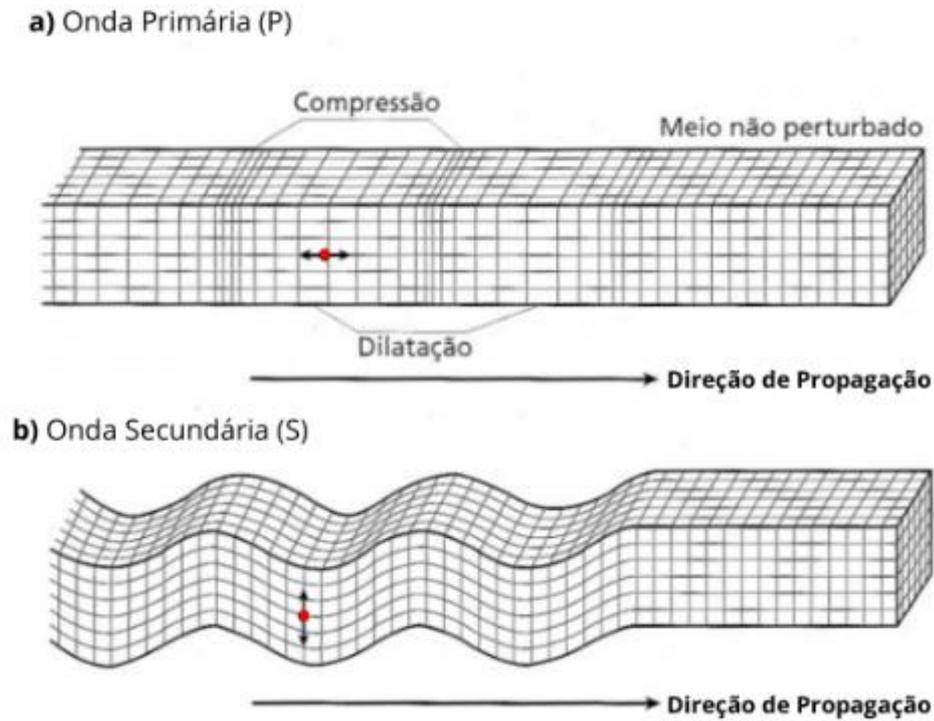


Figura 1. Representação esquemática da propagação das ondas corporais e seus respectivos movimentos de partículas (em vermelho) associados para **a)** Onda primária (P) e **b)** Onda secundária (S) (modificado de Bolt, 1982).

Ainda segundo Dentith e Mudge (2014), a velocidade de uma onda de corpo está essencialmente atrelada à densidade e ao módulo elástico de um meio, quando esse é homogêneo e isotrópico. Logo, de forma geral, a velocidade seria dada por:

$$V_{\text{Onda Corporal}} = \sqrt{\frac{\text{módulo elástico}}{\rho}} \quad (1)$$

Considerando o tipo de deformação associada, isto é, compressional uniaxial ou cisalhamento puro para P e S, respectivamente, cada onda teria sua velocidade definida por seu respectivo módulo:

$$V_p = \sqrt{\frac{\psi}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + 4\mu/3}{\rho}} \quad (2)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

A razão entre ambas velocidades (V_p/V_s), assim, pode fornecer um indicador litológico de suma importância para os estudos sismológicos, a razão de Poisson (σ), caracterizando as rochas no interior terrestre e sendo estimada pela relação (Kearey; Brooks; Hill, 2009; Bormann; Robert Engdahl; Kind, 2012):

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (4)$$

Considerando as equações (1), (2) e (3), ρ representa a densidade do material, ψ o módulo axial, μ o módulo de cisalhamento, λ o parâmetro de Lamé e K o módulo de compressibilidade, o qual fornece uma estimativa da capacidade que um corpo possui de não alterar seu volume em virtude de esforços compressivos (White, 1983).

2.1.2 Ondas de Superfície

Após as chegadas das ondas P e S, ocorrem as ondas superficiais (Figura 2), às quais percorrem um caminho nas proximidades da superfície que as limitam, isto é, apresentam energia concentrada ao longo da superfície da Terra. Essas ondas de longo período são categorizadas em dois tipos: ondas Love e ondas Rayleigh (Stein; Wysession, 2003).

As ondas Love são caracterizadas por apresentar vibração de partícula de forma paralela à superfície, sendo também ortogonal à direção de propagação da onda. Sendo assim, essas ondas representam um padrão de interferência de ondas S horizontais (SH). Quanto às ondas Rayleigh, elas apresentam vibrações que ocorrem elipticamente na mesma direção de propagação, porém, diante de planos ortogonais à superfície. Representam, portanto, um padrão de interferência entre a P e a S vertical (SV) (Kearey; Brooks; Hill, 2009; Stein; Wysession, 2003).

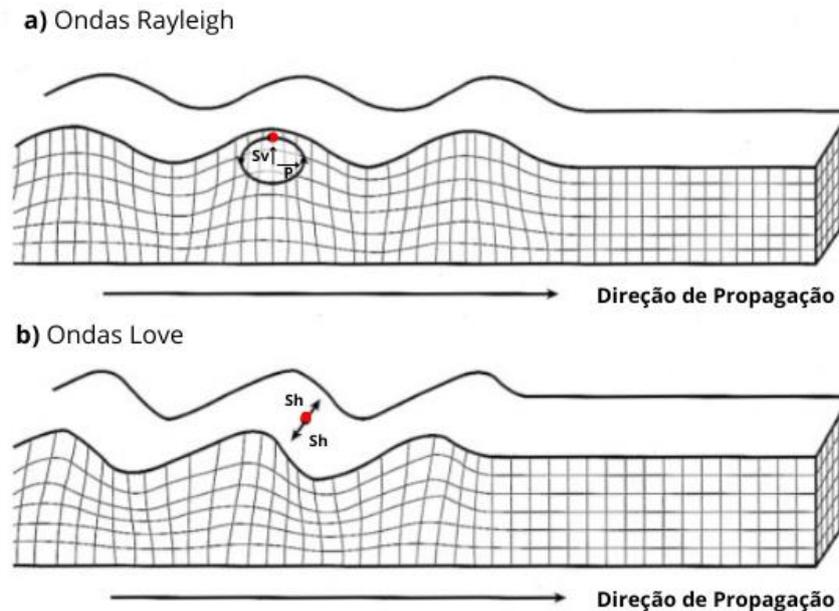


Figura 2. Tipos de vibrações e deformações elásticas atreladas ao meio perante a propagação das ondas superficiais, demonstrando o padrão de interferência que ocorre: **a)** Ondas Rayleigh; **b)** Ondas Love. (Modificado de Bolt, 1982).

2.2 Função do Receptor (FR)

A Função do Receptor (FR) é uma técnica de obtenção da estrutura crustal desenvolvida por Langston (1979). Ela baseia-se no registro de ondas de corpo telessísmicas, utilizando estações de banda larga de três componentes (receptor), às quais estejam distantes o suficiente de sua fonte, isto é, de forma que seja possível considerá-las como ondas planas ao incidirem em uma interface. Assim, o método tem por princípio as conversões que ocorrem durante a incidência da onda nessa descontinuidade (Figura 3), tendo em vista que, ao atingi-las, as ondas P telessísmicas podem ter parte de sua energia convertida em ondas S (fase Ps), como também podem ocorrer múltiplas reflexões entre a interface e a superfície livre (Langston, 1977). Logo, ao utilizar eventos telessísmicos para observar as fases associadas à conversão da onda P em S, modelando-as em relação ao tempo e à amplitude, é possível obter estimativas de espessura da crosta terrestre, bem como dos contrastes de velocidade de uma dada interface por intermédio da aplicabilidade da técnica de deconvolução (Langston, 1979).

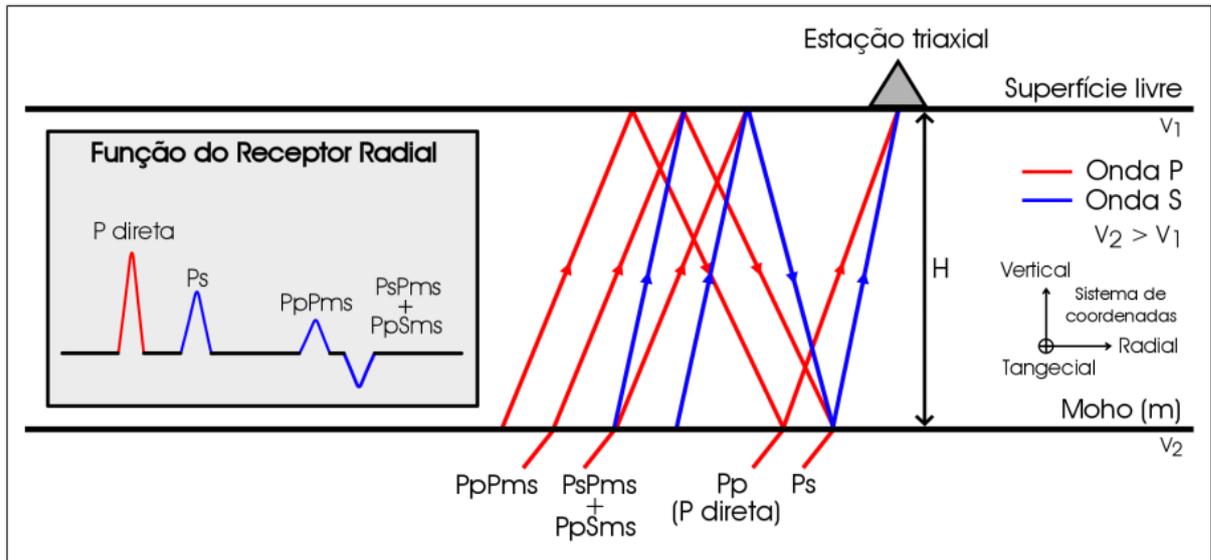


Figura 3. Ilustração da ocorrência de conversões entre a interface e a superfície livre perante a incidência de uma onda aproximadamente plana, demonstrando a conversão da onda primária em secundária (P_s), além das reflexões múltiplas (P_pP_{ms} e $P_sP_{ms}+P_pS_{ms}$) em que se baseiam o método da FR (Albuquerque, 2017).

Os telessismos representam sismos cujo epicentro esteja situado a longas distâncias de um determinado receptor, superando a faixa de 1000 km. Imageando, portanto, pontos profundos da estrutura interna da Terra (Duarte, 2010). Nesse sentido, Langston (1979) define que, para aplicabilidade da técnica, os telessismos utilizados na FR devem estar situados com distâncias epicentrais (Δ) entre 30° e 90° em relação a um ponto de observação. A distância superior à 30° se justifica para evitar os efeitos de triplicação do manto, enquanto o limiar inferior à 90° permite evitar a zona de sombras, uma porção terrestre onde ocorre a atenuação das ondas sísmicas.

O efeito de triplicação do manto refere-se à chegada das ondas sísmicas perante uma faixa específica de distâncias epicentral, conforme demonstrado na Figura 4. Quando abaixo de 30° , a modelagem do meio torna-se mais complexa, haja vista a coexistência de chegadas mais tardias associadas às descontinuidades mais rasas (como devido à zona de baixa velocidade - ZBV), bem como chegadas mais precoces associadas a maiores profundidades dificultando, assim, o entendimento sobre o meio (Lefevre; Helmberger, 1989).

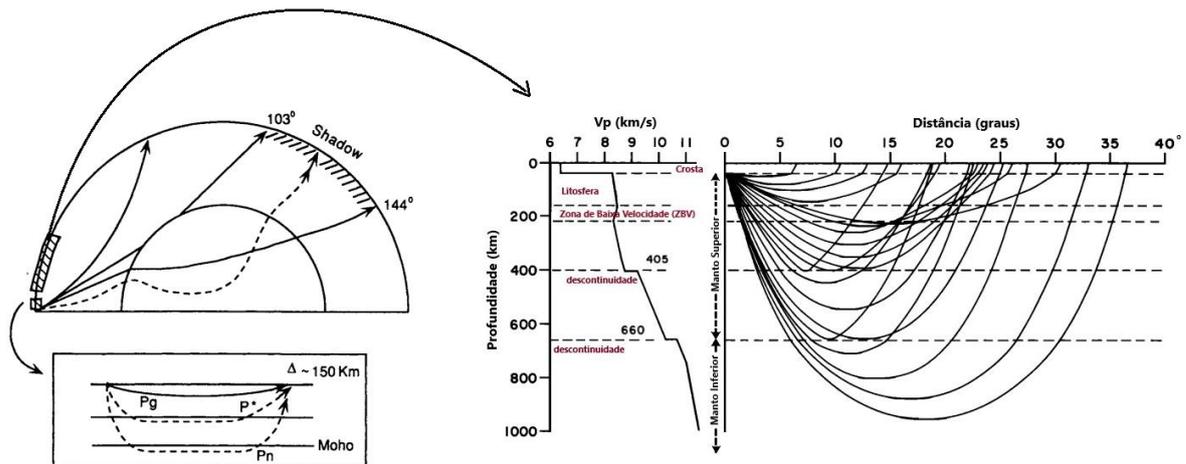


Figura 4. Exemplificação da interferência da distância epicentral, a esquerda com a zona de sombras (Modificado de Lay; Wallace, 1995). A direita com o modelo de velocidade e os caminhos percorridos pelos raios em função da profundidade e da distância epicentral (Modificado de Lefevre; Helmberger, 1989).

2.3 Autocorrelação

O dado fornecido por um sismograma é um aliado na compreensão do interior da Terra a partir da ocorrência de um terremoto, uma vez que, fornece por meio do traço sísmico informações que transpõem características da fonte, do meio onde propagou-se, bem como da resposta do instrumento. Nesse sentido, retirando-se os dados espúrios, como os efeitos da fonte, uma modelagem detalhada dos 20 a 30 segundos iniciais de um sismograma pode enfatizar a resposta impulsiva do meio, propiciando alcançar parâmetros relevantes sobre a estrutura abaixo de um receptor (Ammon, 1991).

Assim, a técnica de autocorrelação de sismogramas, a partir das componentes verticais e radiais de telessismos, possibilita recuperar a fase associada à reflexão na descontinuidade de Mohorovicic (denominada Pmp), Figura 5, à qual é bastante atenuada durante o processo de deconvolução tradicional na FR, como demonstrado na Figura 6. O uso da fase na construção de estimativas, corrobora a parâmetros mais fidedignos ao meio (Delph; Levander; Niu, 2019).

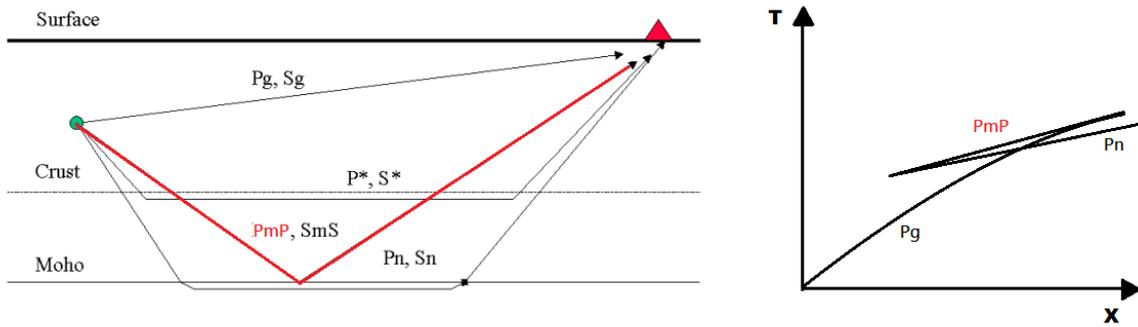


Figura 5. Modelo crustal simplificado demonstrando a trajetória dos raios das principais fases dessa porção e a curva de tempo-distância associada, com ênfase na fase que representa a reflexão da Moho, em vermelho (Modificado de Bormann; Engdahl; Kind, 2012).

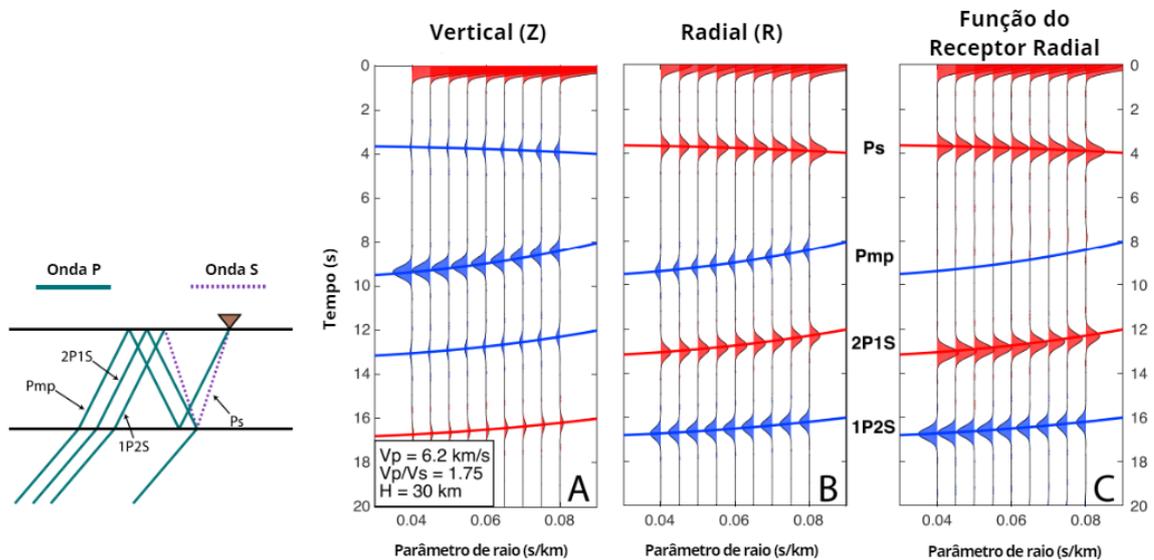


Figura 6. Comparação entre os resultados propostos pela autocorrelação perante a componente vertical (A) e radial (B) em relação ao gerado pela função do receptor (C), considerando sismogramas sintéticos correlatos a uma onda plana incidindo em uma interface. Os picos dos sismogramas são conectados por traços segundo a polaridade, negativa (azul) ou positiva (vermelha), prevista para uma determinada fase. Nota-se que a Pmp não é aparente para o resultado da função do receptor (Modificado de Delph; Levander; Niu, 2019).

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 (ou seja, que ocorre tanto no eixo positivo, quanto no negativo, como visualizado na Figura 7). Todavia, em virtude dessa simetria, considera-se uma resposta unilateral, isto é, somente a porção positiva do deslocamento. Dessa maneira, enquanto a função do receptor 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 (Pham; Tkalčić, 2017).

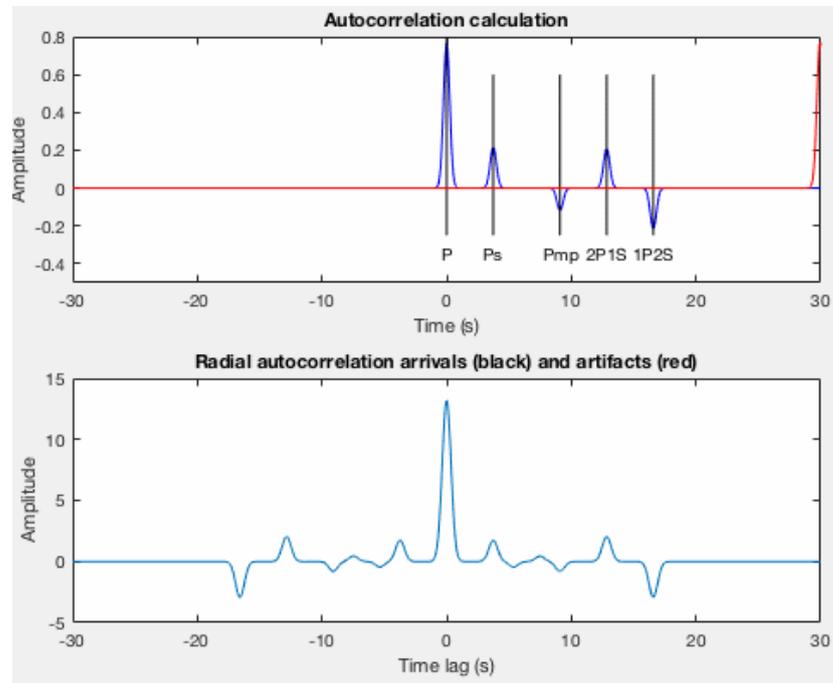


Figura 7. Demonstração do cálculo da autocorrelação, onde qualquer par de pulsos propiciam um único pulso espelhado, considerando ao final somente a porção positiva do deslocamento e, assim, associando os picos aos tempos correspondentes às fases da onda (Delph; Levander; Niu, 2019).

Tauzin, Pham e Tkalčić (2019) enfatizaram a similaridade entre a técnica iniciada por Pham e Tkalčić (2017) para obter as fases Pmp a partir de registros telessísmicos, com a deconvolução realizada pelo método de função do receptor, sendo essa última sintetizada por:

$$RFr(\omega, p) = \frac{R(\omega, p) Z^*(\omega, p)}{Z'(\omega, p)} G(\omega) \quad (5)$$

Onde “ $G(\omega)$ ” é um filtro gaussiano, tal que $G(\omega) = \exp\left(-\frac{\omega}{4a^2}\right)$ e o parâmetro “ a ” define a largura desse filtro.

Enquanto a resposta vertical do meio a partir da autocorrelação, ou também chamada de função do receptor vertical, seria determinada pela equação (6), na qual “ $Z'(\omega, p)$ ” representa a componente vertical regularizada:

$$RFz(\omega, p) = \frac{Z(\omega, p) Z^*(\omega, p)}{Z'(\omega, p)} G(\omega) \quad (6)$$

Um diferencial dessa nova abordagem ocorre através da aplicação de uma versão suavizada do espectro da componente vertical ($Z''(\omega, p)$), o qual é conhecido como branqueamento espectral, ou balanceamento, diminuindo o conteúdo de baixa frequência e amplificando o de alta frequência a partir da seguinte relação:

$$\widehat{RFz}(\omega, p) = \frac{Z(\omega, p) Z^*(\omega, p)}{Z''(\omega, p)} G(\omega) \quad (7)$$

Além disso, a expressão matemática demonstra que o produto entre Z e seu conjugado perante a equação (7) cancela a fase e permite obter picos que podem ser associados a refletividade vertical da estrutura.

2.3.1 Empilhamento H-k

A diferença de tempo entre a onda P direta e a fase Ps, associada à conversão, permite que seja aplicada a técnica de empilhamento H-k, tendo posse das velocidades médias da camada. Trata-se de uma metodologia que possibilita obter a profundidade da interface (H) e a razão V_p/V_s (k) utilizando diversos eventos para empilhar suas FRs e, assim, obter uma boa razão sinal- ruído. Para alcançar esse objetivo, a seguinte relação é utilizada (Zhu; Kanamori, 2000):

$$H = \frac{t_{ps} - t_p}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}} \quad (8)$$

sendo os parâmetros V_p e V_s retratadores das velocidades médias do meio para as ondas P e S, respectivamente, H a espessura da descontinuidade e p o parâmetro de raio da onda incidente (Zandt; Myers; Wallace, 1995)

A abordagem H-k, envolve o empilhamento das amplitudes das FRs nos tempos de percurso calculados para as fases Ps e múltiplas, dado um certo valor de H e k. Logo, a função de empilhamento é dada por:

$$s(H, k) = \omega_1 r(t_1) + \omega_2 r(t_2) + \omega_3 r(t_3) \quad (9)$$

onde $r(t)$ define a função do receptor radial; t_1 , t_2 e t_3 abordam os tempos de chegada previstos para as fases Ps, PpPs (2P1S) e PpSs+PsPs (1P2S); enquanto ω_i são fatores de peso, de forma que $\sum \omega_i = 1$.

Ademais, os tempos de percurso das fases convertidas, com base no tempo de chegada da onda P, são definidos conforme as expressões (10), (11) e (12) (Zandt; Myers; Wallace, 1995):

$$t_{ps} = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \quad (10)$$

$$t_{2p1s} = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \quad (11)$$

$$t_{1p2s} = 2H \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} \quad (12)$$

Tanto ambas as velocidades quanto a espessura são tratadas como grandezas desconhecidas perante tais funções, tornando o tempo das fases dependente desses termos. Dessa maneira, ao aplicar o empilhamento H-k (Figura 8, A), uma dessas incógnitas (V_p) geralmente é inferida (Zhu; Kanamori, 2000).

2.3.2 Empilhamento H-k V_p

A aplicação da técnica de autocorrelação corrobora à percepção da fase correlata à reflexão na Moho (Pmp), conforme ilustrado na Figura 6, cujo tempo é dado por:

$$t_{Pmp} = 2H \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \quad (13)$$

A expressão demonstra que, uma vez tendo posse do parâmetro de raio (p), o tempo associado à chegada da onda é essencialmente dependente de V_p e da espessura da camada (H). Apesar de haver formas de adquirir uma V_p média com o auxílio da função do receptor, quando encontrada pela autocorrelação o tempo análogo a fase propicia duas vantagens principais: contribuir à verificação do resultado proposto pelo empilhamento H-k e obter uma fase mais

acentuada, em relação à Ps e à 2P1S, visto que o termo t_{pmp} independe de Vs. Vale ressaltar que além disso, esse tipo de empilhamento, assim como o tradicional H-k, tem melhor funcionalidade quando está diante de camadas homogêneas envolvendo interfaces planas. Em conclusão ao exposto, o produto da autocorrelação auxilia no processo de restrição da solução no espaço H-k Vp. Sendo assim, todas as fases de interesse, envolvendo FR e autocorrelação, podem ser somadas através da expressão (Delph; Levander; Niu, 2019), demonstrando que ambas as técnicas podem ser usadas em conjunto conforme propôs (Phạm; Tkalčić, 2017):

$$S(H, k, Vp) = \sum_{l=1}^L \left(\sum_{i=1}^M w_i \tilde{r}_{il} + \sum_{j=1}^N w_M + j \tilde{Z}_{jl} + \sum_{k=1}^O w_M + N + k \tilde{R}_{kl} \right) \quad (14)$$

De forma que \tilde{r} , \tilde{Z} e \tilde{R} denotam o empilhamento das amplitudes das fases de FR e autocorrelação e w transpõe um fator de ponderação, cuja soma equivale a 1, atrelado às fases M, N e O, o qual é incluído na análise de empilhamento das autocorrelações verticais, radiais e funções do receptor.

Segundo, por exemplo, Crotwell e Owens (2005), apesar da estimativa de Vp ser associada a uma maior faixa de incerteza quando proveniente da autocorrelação (Figura 8, **B**), essa estimativa limitada pelos dados ainda teria vantagem sobre suposições feitas a priori, às quais teriam por base a região geográfica e afins.

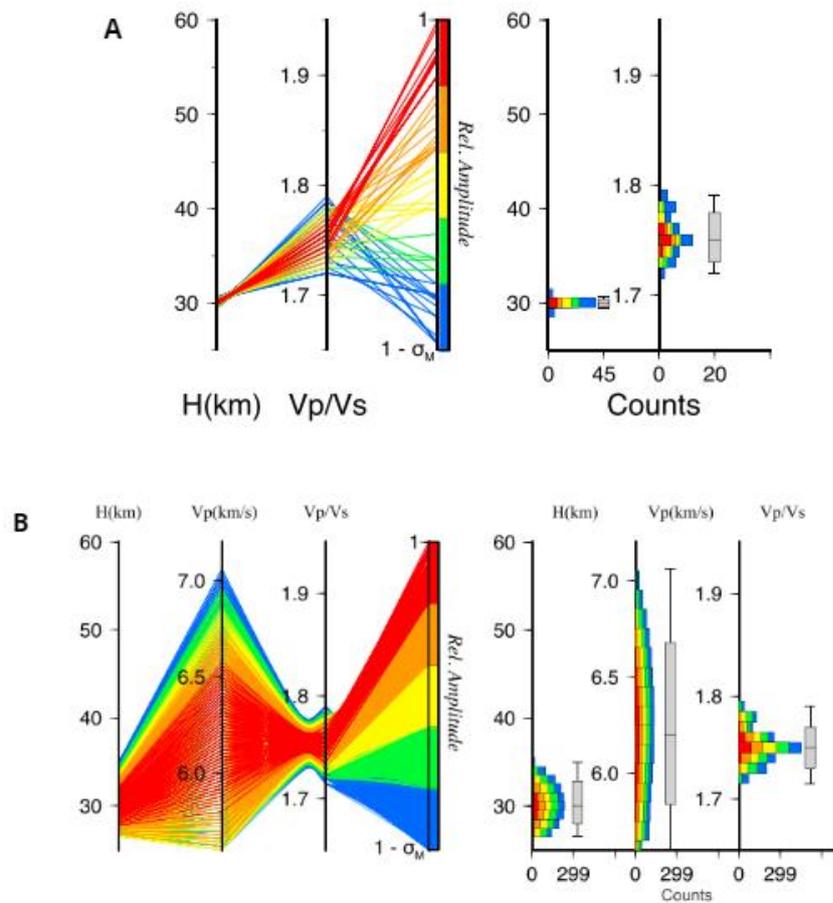


Figura 8. Gráfico paralelo de soluções, à esquerda, para o empilhamento H-k (A) e para o empilhamento H-k Vp (B) e seus respectivos histogramas de soluções (à direita). As linhas coloridas representam a amplitude relativa da solução, conectadas entre as coordenadas paralelas, demonstrando correlação. A linha média presente no *box plot* dos histogramas representam a maior amplitude de solução e/ou máxima amplitude de empilhamento, e não a mediana, como é comumente esperado (Delph; Levander; Niu, 2019).

2.4 Autocorrelação e Bacias Sedimentares

Ambientes de bacias sedimentares apresentam um alto contraste de impedância em virtude da baixa velocidade da camada sedimentar. Nesse sentido, essas regiões costumam ocasionar diversas reverberações e conversões da onda P e S (Figura 9), que poluem os sismogramas das FRs radiais por um efeito dominante de ressonância (Frederiksen; Delaney, 2015; Zheng; Zhao; Chen, 2005).

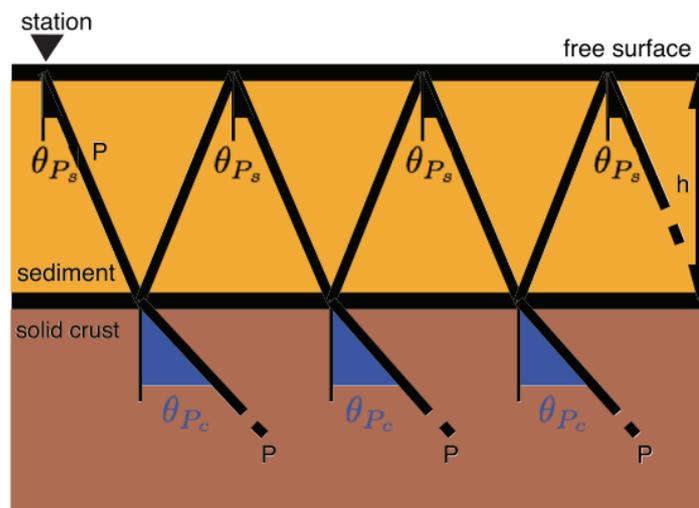


Figura 9. Reverberações que ocorrem na camada sedimentar (de espessura h) devido o alto contraste de impedância. θ_{P_s} e θ_{P_c} denotam o ângulo de incidência da frente de onda nos sedimentos e na crosta, respectivamente (Wang *et al.*, 2020).

Como visto no trabalho desenvolvido Wang *et al.* (2020), a autocorrelação de ondas de corpo a partir de eventos telessismicos auxilia no processo de estudo da estrutura crustal, mesmo em ambientes em que haja a presença de uma bacia sedimentar. Quando está sob a presença de uma bacia, o resultado da autocorrelação propõe uma alta amplitude negativa que demarca essa interface logo nos primeiros segundos, após a P direta. O processo de branqueamento espectral, por sua vez, corroboraria à identificação da reflexão da Moho (Pmp) nos registros verticais e radiais dos sismogramas autocorrelacionados (Figura 10).

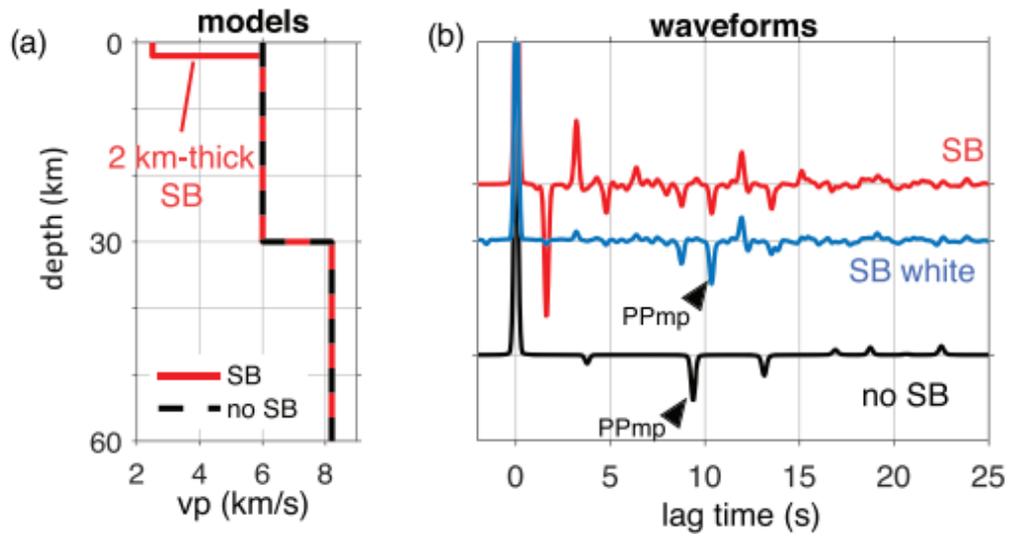


Figura 10. Modelos de velocidades representativos de contextos geológicos com (em vermelho) ou sem (em preto) a presença de uma bacia sedimentar (a) e o resultado da autocorrelação proposto para cada um, incluindo àquele submetido ao branqueamento espectral (em azul) (b) (Wang *et al.*, 2020).

3 METODOLOGIA

3.2 Seleção de dados e processamento

3.2.1 Seleção de dados

Foram selecionados eventos telessísmicos registrados pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) com magnitude superior a 5,5, de modo a garantir uma boa razão sinal-ruído. Além disso, assim como definido por Langston (1979) para aplicabilidade da FR, os telessismos utilizados na autocorrelação devem estar situados com distâncias epicentrais entre 30° e 90° em relação a um ponto de observação. A distância superior à 30° deve-se para evitar os efeitos de triplicação do manto, enquanto o limiar inferior à 90° permite evitar a zona de sombras, uma porção terrestre onde ocorre a atenuação das ondas sísmicas.

As componentes dos sismogramas originais, baseadas no sistema de coordenadas convencional de aquisição da estação (Vertical, Norte-Sul, Leste-Oeste), foram rotacionadas de forma a obter o conjunto de componentes ZRT (Vertical, Radial e Tangencial), às quais variam em detrimento da direção de propagação do telessismo. Tendo em vista o modo de propagação da onda P, conforme descrito no tópico 2.1, somente as componentes verticais e radiais foram utilizadas após a rotação, já que é onde verifica-se a maior amplitude desse tipo de onda. Além disso, foi feita uma análise visual a fim de identificar as chegadas claras de onda P, excluindo-se àquelas que não se encaixavam no quesito, com o intuito de criar um controle de qualidade. Foram utilizadas rotinas desenvolvidas em Python, bem como o auxílio do Seismic Analysis Code – SAC (Goldstein; Snoke, 2005) para a seleção visual dos dados.

A seleção de dados ocorreu a partir de duas estações da RSBR, ambas na região Centro Oeste, no estado do Mato Grosso (MT). As informações das estações, bem como o período considerado para a seleção dos eventos estão descritos na Tabela 1.

Tabela 1 - Informações das estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Estação	Lat (°)	Long (°)	Elevação (m)	Cidade/Estado	Período
PDRB	-11,6123	-56,7296	330	Porto dos Gaúchos/ MT	01/01/2020 a 31/12/2022
PTLB	-15,4487	-59,1368	72	Pontes e Lacerda/ MT	01/01/2019 a 31/12/2022

3.2.2 Processamento

Do mesmo modo que a parte de seleção de dados, o processamento foi aplicado a partir da geração de *scripts* em Python e processamento das formas de onda e inspeção visual dos traços por meio do Seismic Analysis Code – SAC (Goldstein; Snoke, 2005) e, por fim, procedeu-se a aplicação da autocorrelação por meio do código desenvolvido e distribuído em MATLAB por Delph, Levander e Niu (2019).

Uma vez selecionado o banco de dados, foi realizado um pré-processamento para o preparo das formas de onda para a autocorrelação, conforme demonstrado no fluxograma da Figura 11. Nesta etapa de pré-processamento, também foram desenvolvidos *shell scripts* para facilitar a aplicação dos procedimentos diante do banco de dados, tais como modificação de cabeçalhos, filtragem, entre outros.

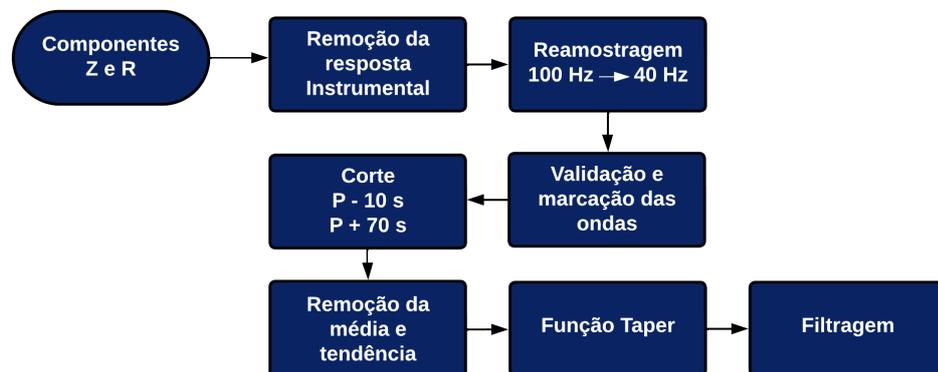


Figura 11. Fluxograma de pré-processamento aplicado aos dados. Fonte: elaborado pelo autor (2023).

Cada evento foi rotacionado de modo a obter as componentes verticais (Z) e radiais (R), às quais tiveram a resposta instrumental removida, eliminando os efeitos indesejados introduzidos pelo instrumento e buscando ressaltar a resposta impulsiva do meio e/ou refletividade.

O passo seguinte consistiu na reamostragem dos dados, alterando-os de uma taxa de 100 Hz para 40Hz (Gomes, 2022). Com isso, seguiu-se para validação prévia das formas de onda, utilizando o SAC para marcação do tempo de chegada da onda P em ambas as

componentes. A marcação, por sua vez, permitiu delimitar a janela de interesse, uma vez que, o corte do traço sísmico foi referenciado com base nesse tempo. Conforme demonstrado por Pham e Tkalčić (2017), a dimensão da janela está atrelada a profundidade da descontinuidade que deseja-se obter. Dessa forma, sismogramas de maior intervalo temporal resolveriam descontinuidades mais profundas. As aplicações que envolvem a aplicabilidade na Moho teriam sismogramas com 60 segundos de duração, por exemplo, sendo 10 segundos prévios ao tempo de chegada da onda P. Por outro lado, interfaces mais rasas (como a interface gelo-rocha) apresentariam registros de 30 segundos, sendo 5 segundos prévios à P. Com o intuito de demonstrar justamente a Moho, foi aplicado o corte preservando um sismograma com tempo de 80 segundos, sendo 10 segundos prévios e 70 segundos após à chegada (do mesmo modo ao realizado por Gomes, 2022).

Prosseguindo as etapas de processamento, removeu-se a média e a tendência dos dados, aplicando-se uma função taper tipo *Hanning* em seguida, com o intuito de reduzir os efeitos de borda e melhorar a qualidade dos dados, atenuando a amplitude do sinal nessas extremidades, evitando oscilações abruptas. Por fim, houve uma filtragem prévia dos dados, tipo passa-banda, com intervalo de frequências definido entre 0,05 e 8 Hz. Os eventos pré-processados (Figura 12) foram dispostos, assim, para uso do *script* desenvolvido em MATLAB por Delph, Levander e Niu (2019), onde foi realizado o processamento final para obtenção do resultado da autocorrelação. Para isso, foram necessárias algumas definições prévias a serem inseridas no código, tais como o tempo prévio à chegada da onda P e o intervalo da nova filtragem a ser aplicada.

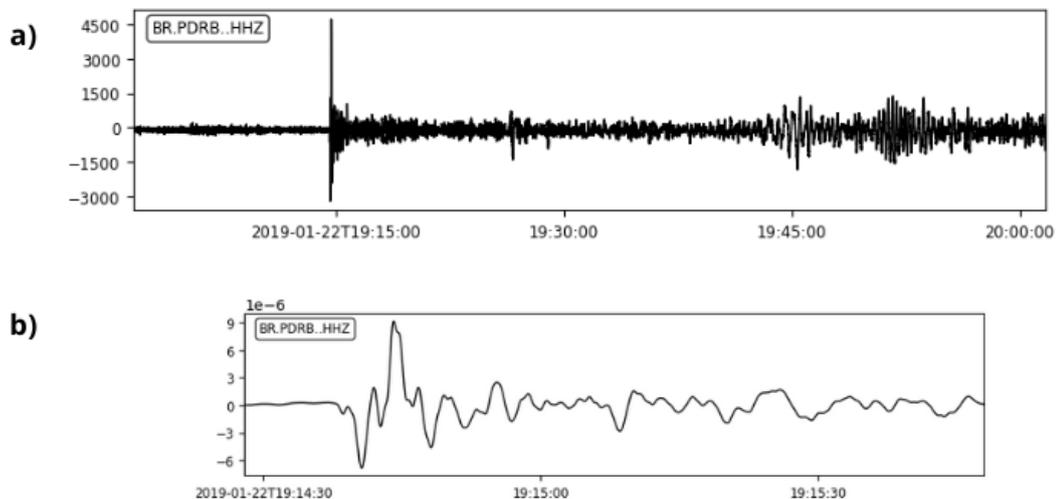


Figura 12. Sinal sísmico da estação PDRB do dia 22 de janeiro de 2019: dado bruto (a) versus dado obtido ao final do pré-processamento (b). Fonte: elaborado pelo autor.

O programa desenvolvido em MATLAB por Delph, Levander e Niu (2019) permite que as FRs dos eventos sejam calculadas no mesmo *script*, para isso considerou-se um filtro Gaussiano de 2,5, por apresentar-se como um valor de equilíbrio na metodologia, filtrando o ruído de elevada frequência e, ao mesmo tempo, buscando não atenuar muito a amplitude dos traços (Albuquerque, 2017). No empilhamento H-k a escolha dos pesos está atrelada à clareza das fases e como a Ps geralmente é a de maior amplitude em sequência à P, utiliza-se os valores recomendados por Zhu e Kanamori (2000), atribuindo maior peso à essa fase: 0,7, 0,2 e 0,1 para $\omega_1, \omega_2, \omega_3$, respectivamente. Semelhantemente, o empilhamento H-k Vp também atribui pesos às fases, entretanto, considerando Ps, PpPs (2P1S) e Pmp. Delph, Levander e Niu (2019) sugerem 0,4, 0,2 e 0,4 para essas fases. Porém, analisando a clareza das fases dos dados de estudo, optou-se por utilizar os pesos 0,5, 0,2 e 0,3.

Foi definido o intervalo de 20 a 50 km para a espessura da crosta (H), de 1,6 a 1,9 para a razão Vp/Vs (k) e, inicialmente, um intervalo de Vp entre 6,4 e 7,0 km/s (Nascimento, 2022). Porém, conforme visto na seção 2.3.2, esse último parâmetro está associado a uma maior faixa de incerteza. Para tanto, o intervalo final de cada estação foi definido após um processo iterativo, observando o ajuste dos histogramas (por exemplo, Figura 18) em função das mudanças, buscando não realizar alterações muito significativas. Ao final, definiu-se 6,4 a 6,9 km/s para PDRB, enquanto para PTLB preservou-se o inicial, de 6,4 a 7,0 km/s.

Também foi preciso assumir um valor inicial de Vp para o empilhamento H-k, utilizado posteriormente para comparação com os resultados de H-k Vp. Dessa forma, foi escolhido o valor de 6,4 km/s (Albuquerque, 2017).

3.3 Área de estudo

Conforme retratado na seção 1.1, o objetivo foi analisar o vínculo das propriedades crustais nas regiões do Cráton Amazônico e da Bacia dos Parecis através da aplicabilidade da técnica de autocorrelação diante das estações de PTLB e PDRB, respectivamente. A localização das estações nas regiões de estudo está apresentada na Figura 13.

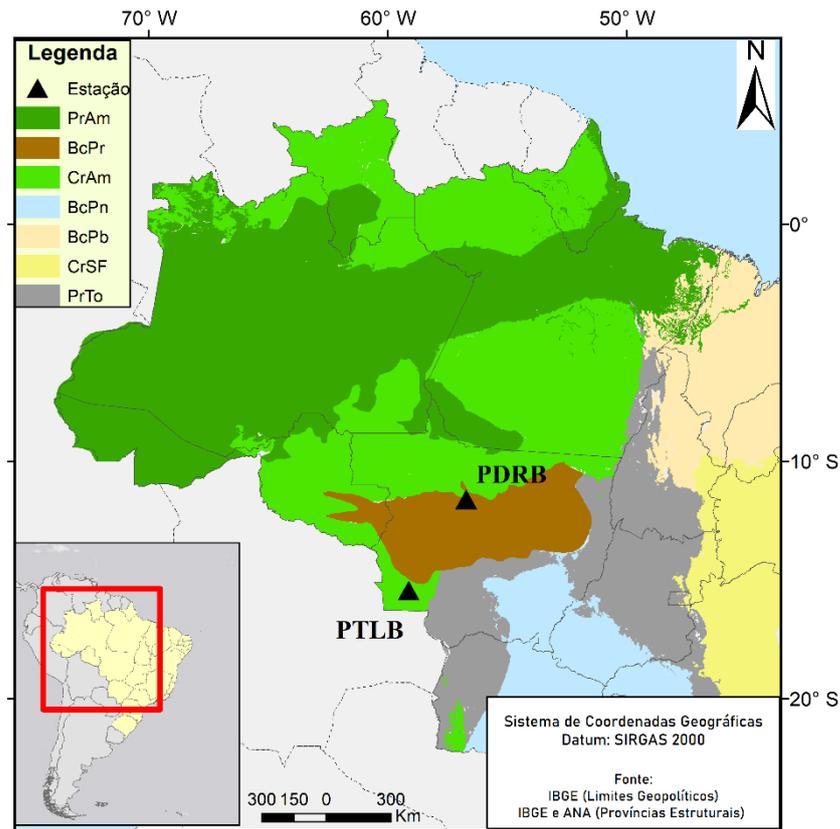


Figura 13. Localização das estações sismográficas perante as regiões de estudo, pertencentes à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). As siglas retratam as províncias estruturais, de forma que: PrAm: Província Amazonas; BcPn: Bacia do Paraná; CrAm: Cráton Amazônico; BcPb: Bacia do Parnaíba; CrSF: Cráton São Francisco; PrTo: Província Tocantins; BcPr: Bacia dos Parecis. Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

3.3.1 Cráton Amazônico

Localizado ao norte da América do Sul, o Cráton Amazônico representa uma das maiores regiões cratônicas do globo. Sua extensa área, avaliada em aproximadamente 4.300.000 km², ocorre através dos escudos pré-cambrianos de Guaporé e das Guianas, os quais são divididos pela bacia sedimentar amazônica (Tassinari; Macambira, 1999).

Províncias geocronológicas demarcam a subdivisão do cráton a partir de tendências estruturais, proporções litológicas, dados geofísicos e idade (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et*

al., 1996; Pinho *et al.*, 2001). Segundo Santos (2004), a subdivisão geocronológica dá-se da seguinte forma, conforme demonstrado na Figura 14: 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) e Sunsás (1,45 a 0,99 Ga).

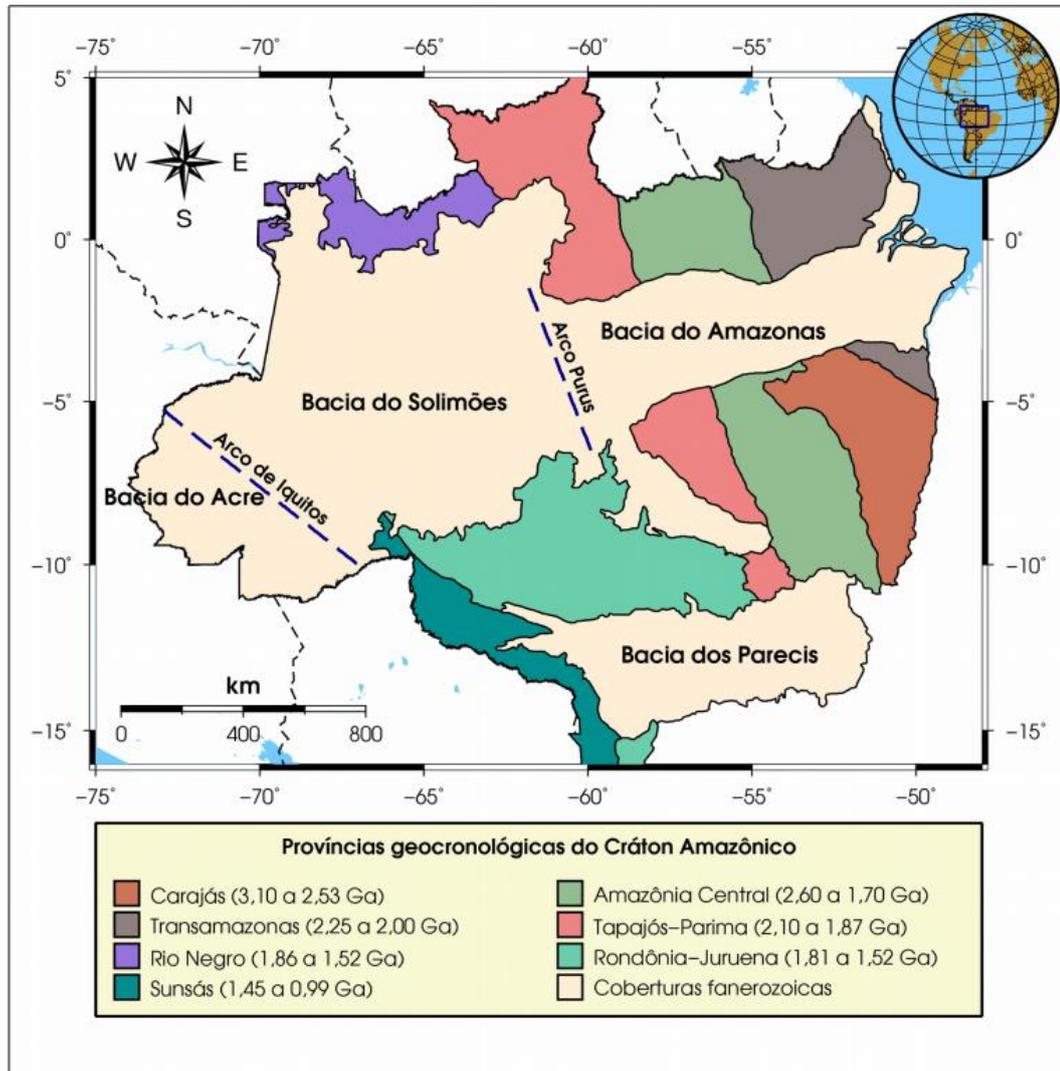


Figura 14. Domínios geocronológicos do Cráton Amazônico (Santos, 2004).

A região é caracterizada pela presença de bacias fanerozóicas a nordeste, sul, sudoeste, oeste, norte e centro sendo representadas, respectivamente, por Maranhão, Xingu e Alto Tapajós, Parecis, Solimões, Tacutu e Amazonas (Bizzi *et al.*, 2003).

3.3.2 Bacia dos Parecis

Localizada diante das regiões brasileiras Norte e Centro-Oeste, mais especificadamente através dos estados de Mato Grosso (MT) e Rondônia (RO) com uma área

aproximada de 500.000 km², a Bacia dos Parecis (Figura 15) compreende tectonicamente a fração sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé. Conceituada com uma das mais expressivas bacias intracratônicas do Brasil, a bacia tem o embasamento formado pelo Cráton Amazônico, com rochas metamórficas de alto e baixo grau, além de rochas intrusivas (básicas e ultrabásicas, do mesozóico). A estimativa é que o seu aporte sedimentar, principalmente siliciclástico (englobando paleozóico, mesozóico e cenozóico), supere a faixa de 6.000 m (Bahia *et al.*, 2007). A Figura 15 denota as bacias sedimentares em território brasileiro, com ênfase na localização da Bacia dos Parecis e a estação de estudo associada.

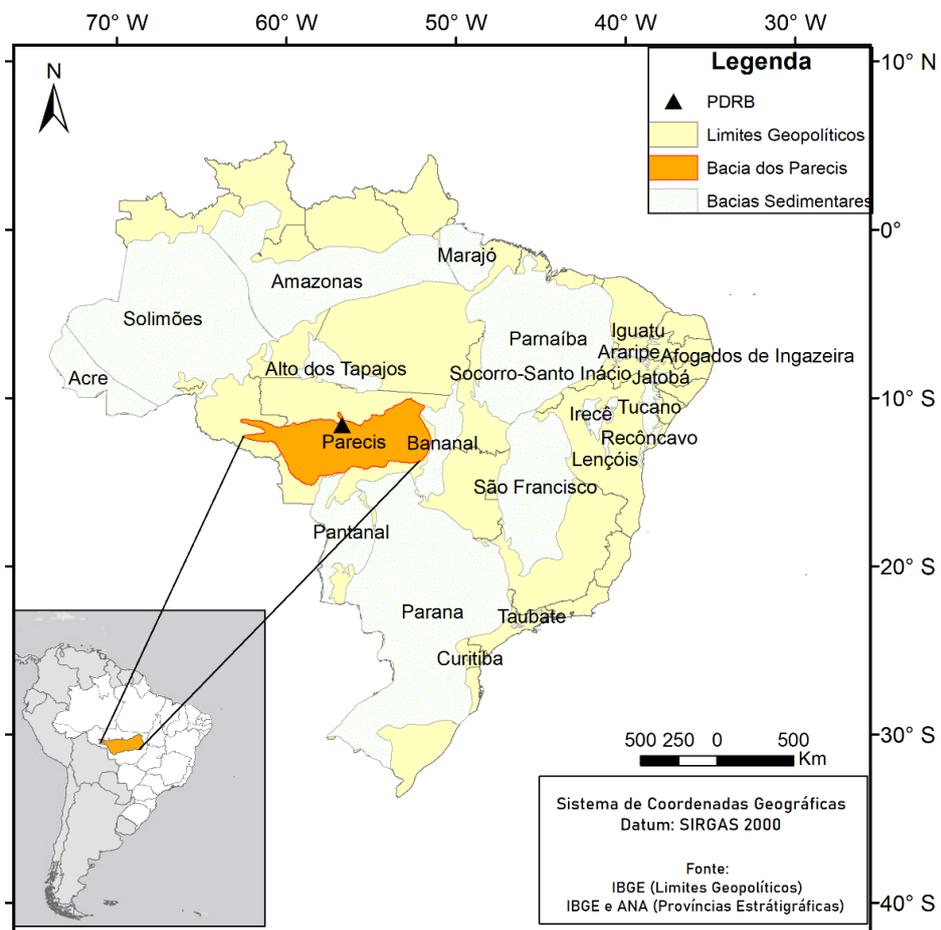


Figura 15. Localização da Bacia dos Parecis e da estação sismográfica associada utilizada no estudo (PDRB), juntamente às demais bacias sedimentares no Brasil. Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Três domínios tectono-sedimentares (Figura 16) distintos foram sumarizados para a bacia de acordo com Siqueira (1989): a Fossa Tectônica de Rondônia (Sub-bacia de Rondônia) a oeste; o Baixo Gravimétrico dos Parecis (Sub-bacia do Jurema) a sudoeste; e a Depressão do Alto Xingu (Sub-bacia do Alto Xingu) em sua porção leste.

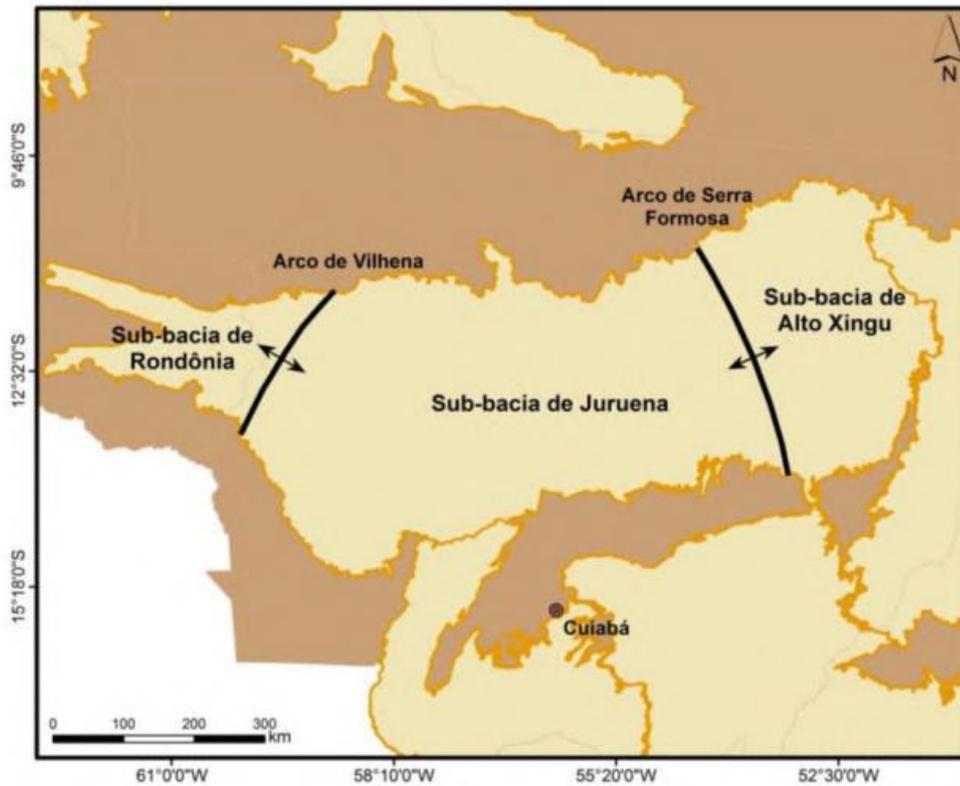


Figura 16. Mapa com a separação das sub-bacias de Rondônia, Juruena e Alto Xingu perante a Bacia dos Parecis (Haeser *et al.*, 2014).

A divisão das sub-bacias seria demarcada pelos arcos de Vilhena e Serra Formosa (Siqueira, 1989; Siqueira; Teixeira, 1993). Segundo, ainda, as estimativas propiciadas pela integração dos métodos sísmicos, gravimétricos e magnetotelúricos, a profundidade aproximada que poderia ser alcançada na Sub-bacia de Juruena, porção central da bacia, é de cerca de 7.000 m (Haeser *et al.*, 2014).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Considerando a etapa de processamento e a exclusão dos eventos com chegadas consideradas ruins durante a seleção visual dos dados, a quantidade de telessismos usada para cada estação está descrita na Tabela 2. Ainda na tabela, está apresentado os resultados de espessura crustal (H), razão V_p/V_s e V_p obtidos com a junção dos métodos da Função do Receptor (empilhamento H-k) e da autocorrelação (através do empilhamento H-k V_p) (Tauzin; Pham; Tkalčić, 2019).

Tabela 2 – Resultados de espessura crustal (H), razão V_p/V_s e V_p para cada estação

Estação	Nº Eventos	H (km)		V_p (Km/s)		V_p/V_s	
PDRB	107	26,2	+ 0,2	6,84	+ 0,00	1,750	+ 0,025
			- 1,4		- 0,30		- 0,010
PTLB	128	41,4	+ 2,6	6,40	+ 0,32	1,820	+ 0,005
			- 0,4		- 0,04		- 0,015

4.1 Cráton Amazônico

O resultado da autocorrelação para a estação de PTLB está demonstrado na Figura 17. Os histogramas representam a quantidade de eventos utilizada pelo programa no empilhamento para cada parâmetro de raio (eixo x), enquanto o eixo y denota o tempo da janela. Os valores de espessura crustal (H), velocidade média da onda P (V_p) e razão V_p/V_s (k) obtidos após o processamento e o empilhamento H-k V_p estão demonstrados na Tabela 2, bem como seus erros associados.

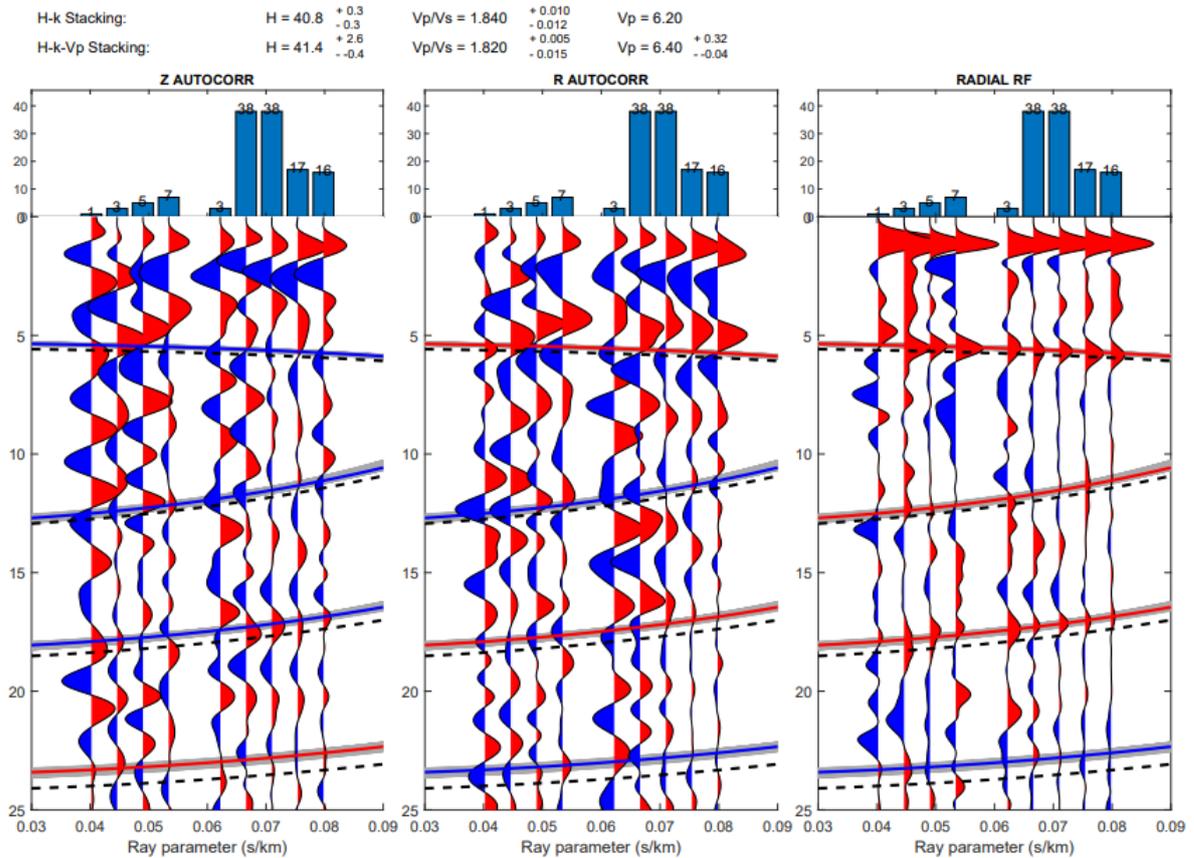


Figura 17. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos, juntamente ao resultado proposto pela Função do Receptor. As linhas pretas tracejadas representam o resultado do empilhamento H-k, enquanto as linhas coloridas em azul ou vermelho definem o *move-out* das fases para o empilhamento H-k Vp. Além disso, o sombreamento em torno das linhas coloridas indica o erro associado à estimativa de tempo da fase.

O resultado da autocorrelação forneceu uma espessura crustal de 41,4 km sob a estação localizada no cráton amazônico, aproximando-se dos valores fornecidos em estudos prévios. Christensen e Mooney (1995), por sua vez, estimaram uma espessura média crustal de 41,5 km para escudos e plataformas. Já Albuquerque (2017), obteve $41,1 \pm 0,3$ km através do método tradicional de 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 $1,68 \pm 0,01$. 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. Segundo Musacchio *et al.* (1997), os valores inferiores a 1,80 são demonstrativos de uma crosta essencialmente félsica enquanto, os maiores, máfica. A comparação dos valores obtidos em relação aos das referências consta na Tabela 3. A distribuição dos histogramas para o resultado do empilhamento H-k Vp está na Figura 18.

Tabela 3 – Comparação entre os resultados obtidos para espessura crustal (H) e razão Vp/Vs (k) para a estação de PTLB em relação aos estudos prévios. As colunas em vermelho (*) indicam os resultados obtidos por Albuquerque (2017).

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

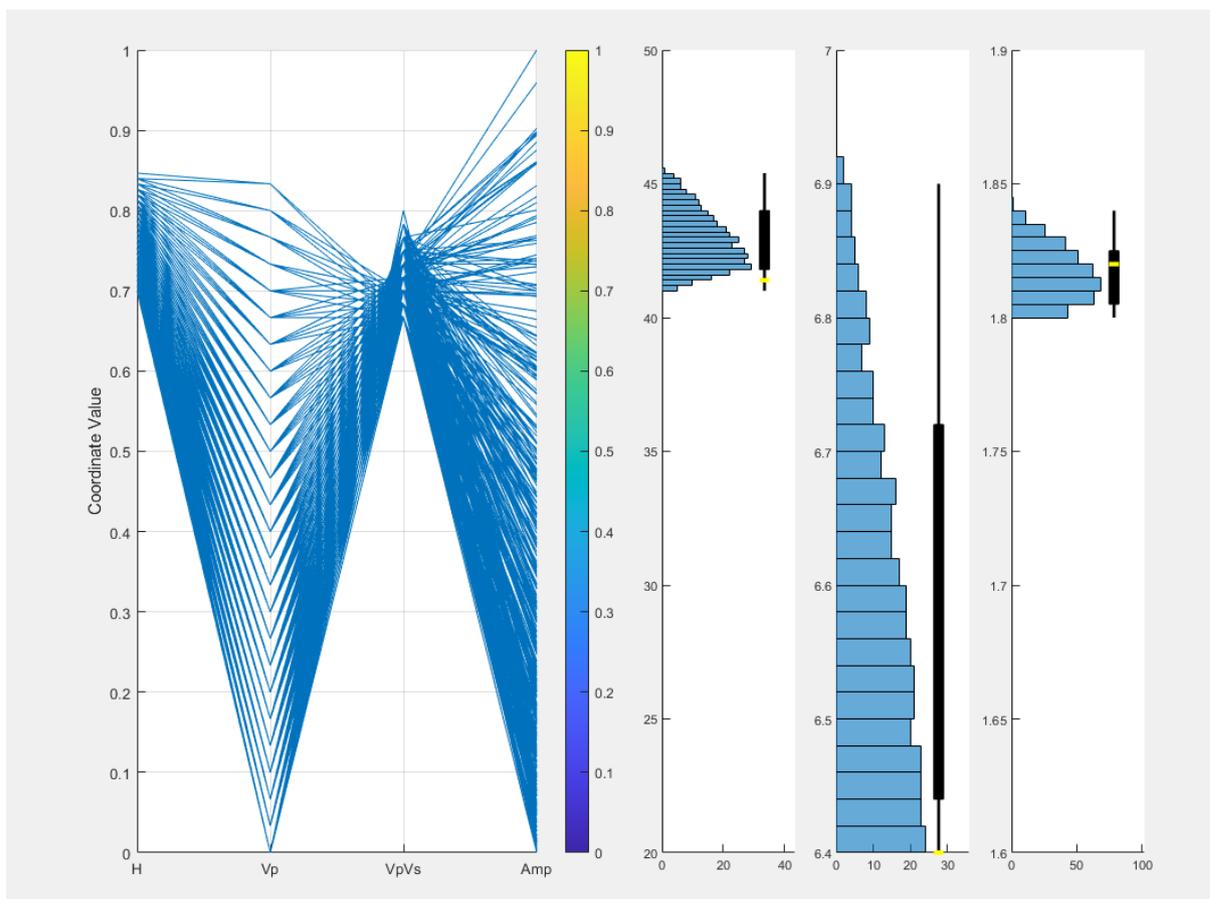


Figura 18. Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando o resultado para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado, condizente com a maior amplitude de solução.

Apesar da divergência encontrada para a razão Vp/Vs, Rivadeneyra-vera *et al.* (2019) demonstra em seu estudo que algumas regiões do cráton fogem ao padrão dessas médias, como justamente a porção que representa o Escudo do Brasil Central, apresentando uma tendência a relações mais elevadas ($k > 1,75$), o que pode ter afetado mais o resultado da metodologia deste trabalho em relação ao resultado da FR.

Outra possível hipótese para a distinção dos valores de k está atrelado à seleção dos telessismos deste estudo. Na Figura 17 é possível observar que os menores parâmetros de raio

($p < 0,065$) sofreram com a baixa contribuição de número de eventos ($n < 7$) durante o empilhamento. Tendo em vista que menores parâmetros de raios estão associados a maiores distâncias, como demonstrado na Figura 19 (Bormann; Engdahl; Kind, 2012), o percurso das ondas desta análise estaria principalmente sob influência de maiores profundidades e, como proposto por Musacchio *et al.* (1997), a crosta demonstraria um aumento da razão V_p/V_s em função da profundidade (de 1,64 a 1,84). Com o menor número de eventos nessa faixa e a mesma contribuição diante da autocorrelação, o intervalo poderia contribuir a erros mais significativos.

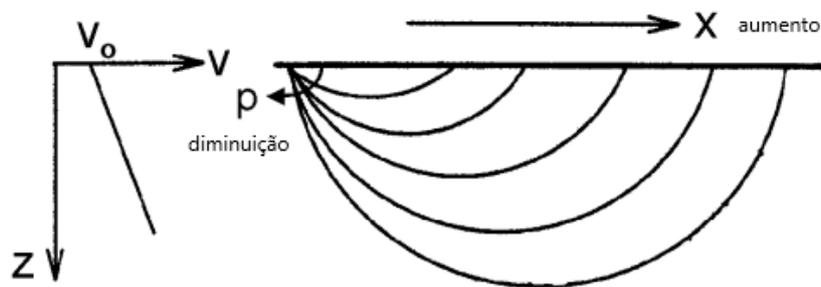


Figura 19. Trajetórias das ondas para um modelo em que a velocidade (V) aumenta com a profundidade (Z), demonstrando que a distância (X) aumenta com a redução do parâmetro de raio (p) quando diante deste modelo. (Modificado de Bormann; Engdahl; Kind, 2012)

4.2 Bacia dos Parecis

Diferentemente da primeira província estrutural trabalhada, a Bacia dos Parecis demonstrou um resultado mais complexo, propondo duas soluções distintas, conforme pode ser visto na Figura 20 e Figura 21. Os parâmetros estimados para cada uma constam na Tabela 4.

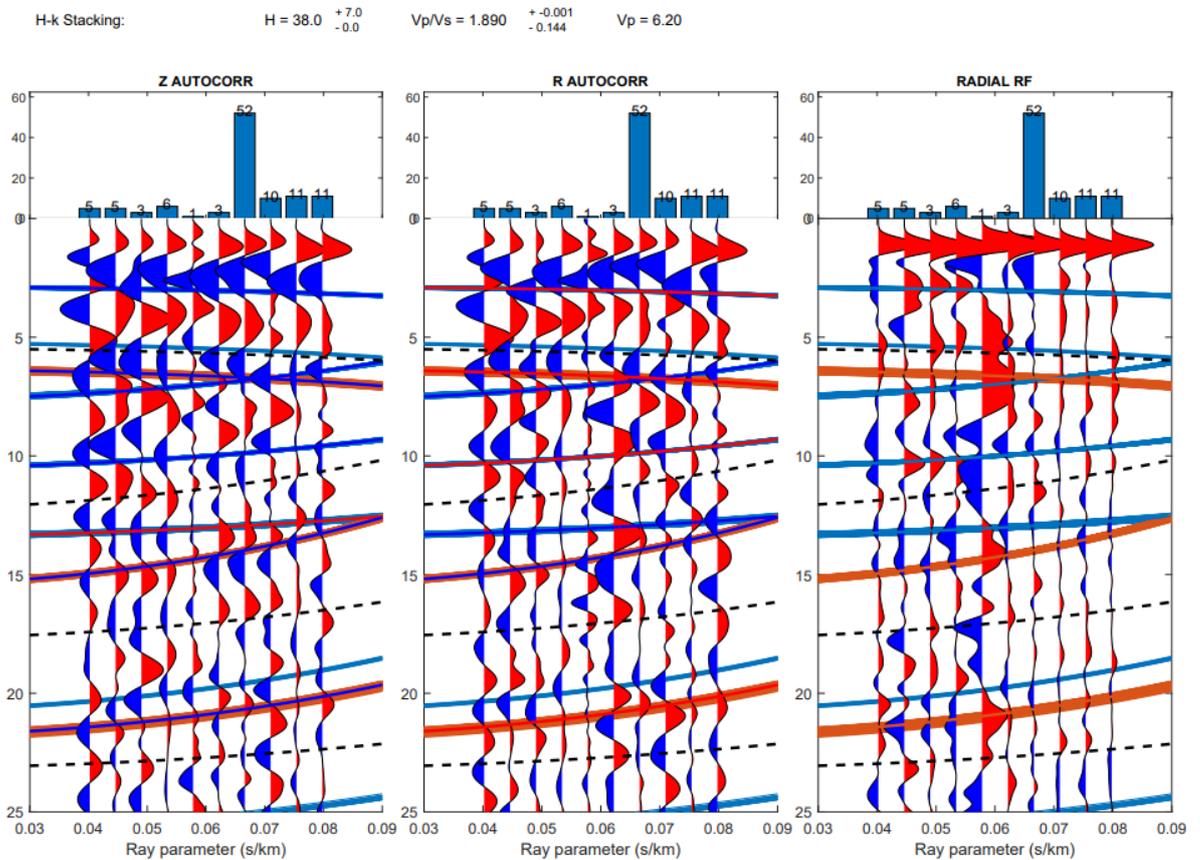


Figura 20. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos (linhas sólidas vermelhas ou azuis), juntamente a FR (linhas pretas tracejadas). O sombreamento em torno das linhas sólidas refere-se ao erro associado à estimativa de tempo da fase. Já, nesse caso de duas soluções, a cor do sombreamento (laranja ou azul claro) denota a solução retratada conforme Figura 21.

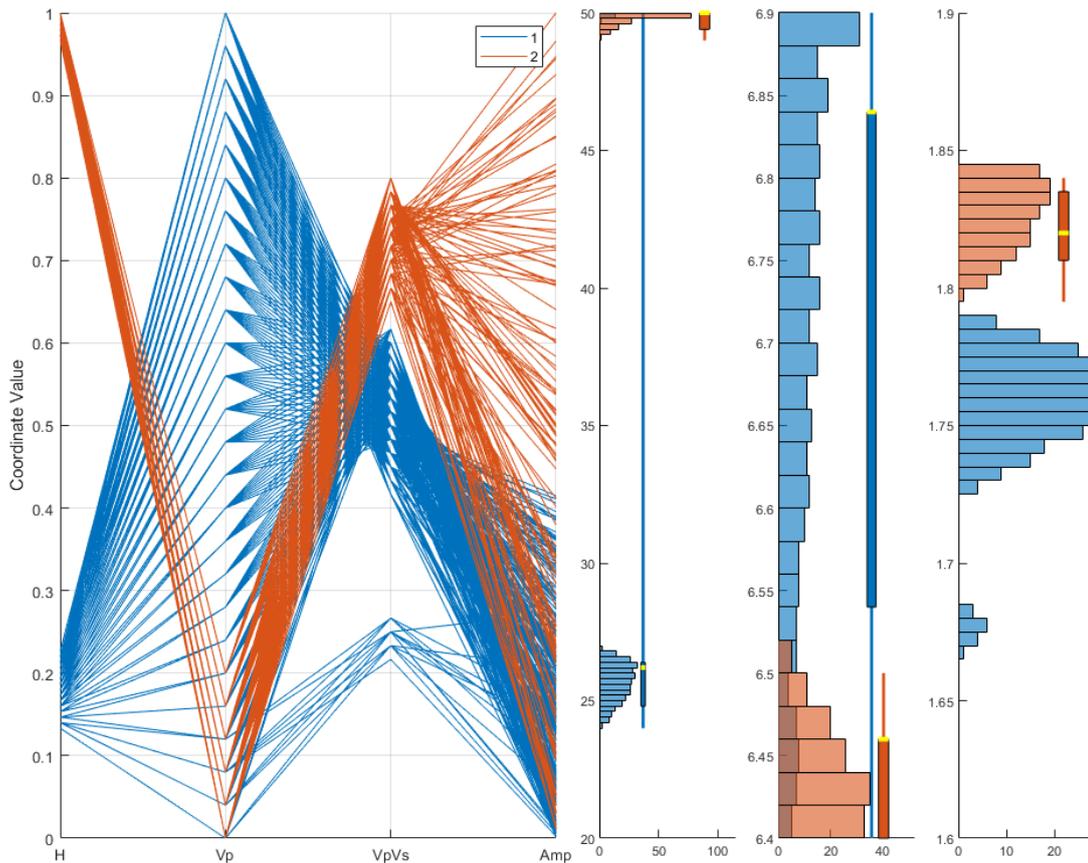


Figura 21. Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando os dois resultados possíveis para o empilhamento H-k Vp a partir dos intervalos pré-definidos, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado para cada uma das soluções.

Tabela 4 – Soluções possíveis para o empilhamento H-k Vp da estação de PDRB

Solução	H (km)		Vp (Km/s)		Vp/Vs	
1 (azul)	26,2	+ 0,2	6,84	+ 0,00	1,750	+ 0,025
		- 1,4		- 0,30		- 0,010
2 (laranja)	50,0	+ 0,0	6,46	+ 0,00	1,820	+ 0,015
		- 0,6		- 0,06		- 0,010

Cada solução demonstrada na Figura 21 apresentou uma determinada faixa possível de H, Vp e Vp/Vs, sendo que a primeira solução (1) foi correlacionada a duas faixas de Vp/Vs distintas. Um ponto importante a respeito da média obtida pelas duas soluções para a

espessura crustal nesta etapa (aproximadamente 38 km) é a sua proximidade com o valor médio obtido para a Bacia dos Parecis por Albuquerque (2017): 37,2 km.

Apesar da segunda solução estar associada a uma maior amplitude, ela acaba não sendo bem definida nos intervalos definidos e, excedê-los, não corresponderia bem ao contexto geológico da área, mesmo sendo feito alguns testes para melhor disposição dos histogramas. Além disso, padronizando o *script* para que as amplitudes de sinais opostos não sejam somadas durante o empilhamento, a melhor solução fornecida é a “1”, mostrada na Figura 22, juntamente a sua análise da Figura 23.

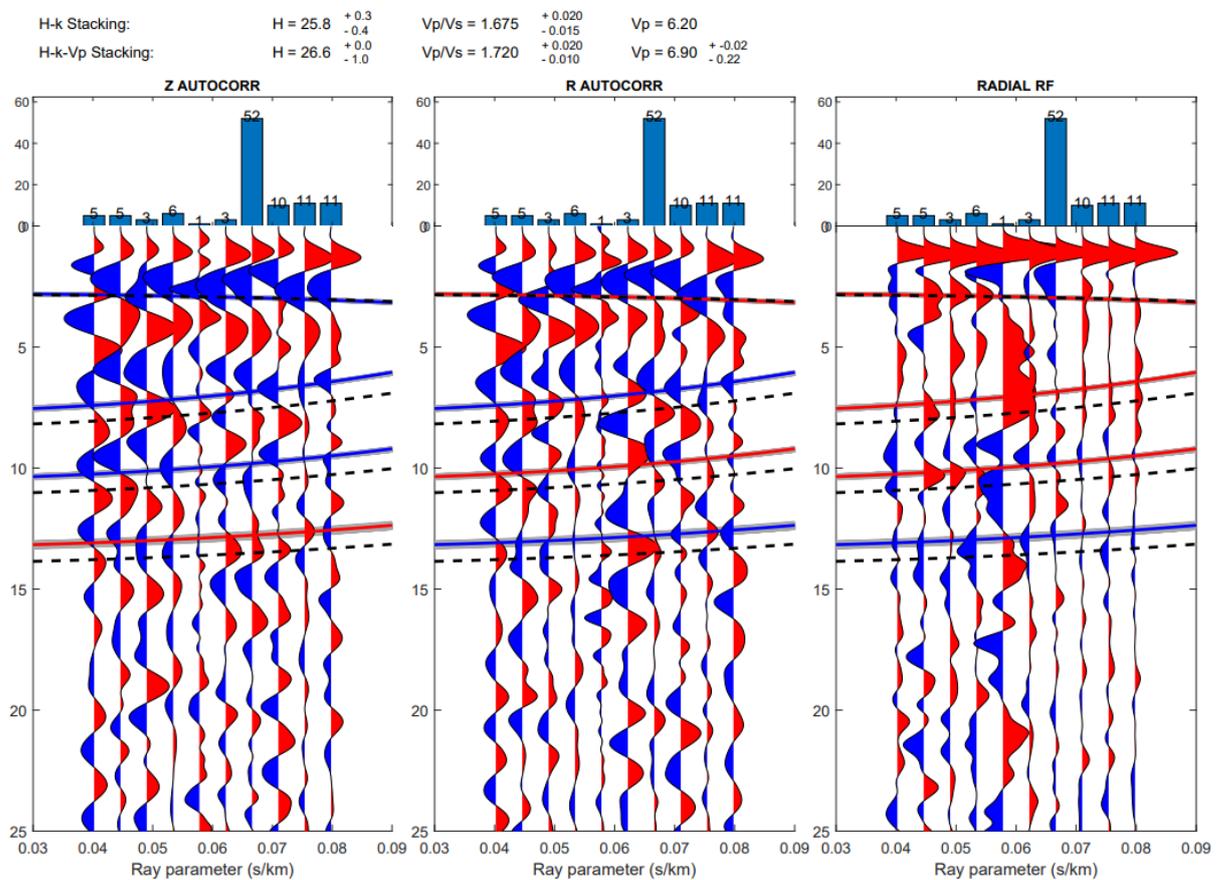


Figura 22. Resultado da autocorrelação para as componentes verticais (Z) e radiais (R) dos eventos (linhas sólidas vermelhas ou azuis), juntamente a FR (linhas pretas tracejadas). As linhas sólidas definem o *move-out* das fases para o empilhamento H-k Vp. Além disso, o sombreado em torno das linhas coloridas indica o erro associado à estimativa de tempo da fase.

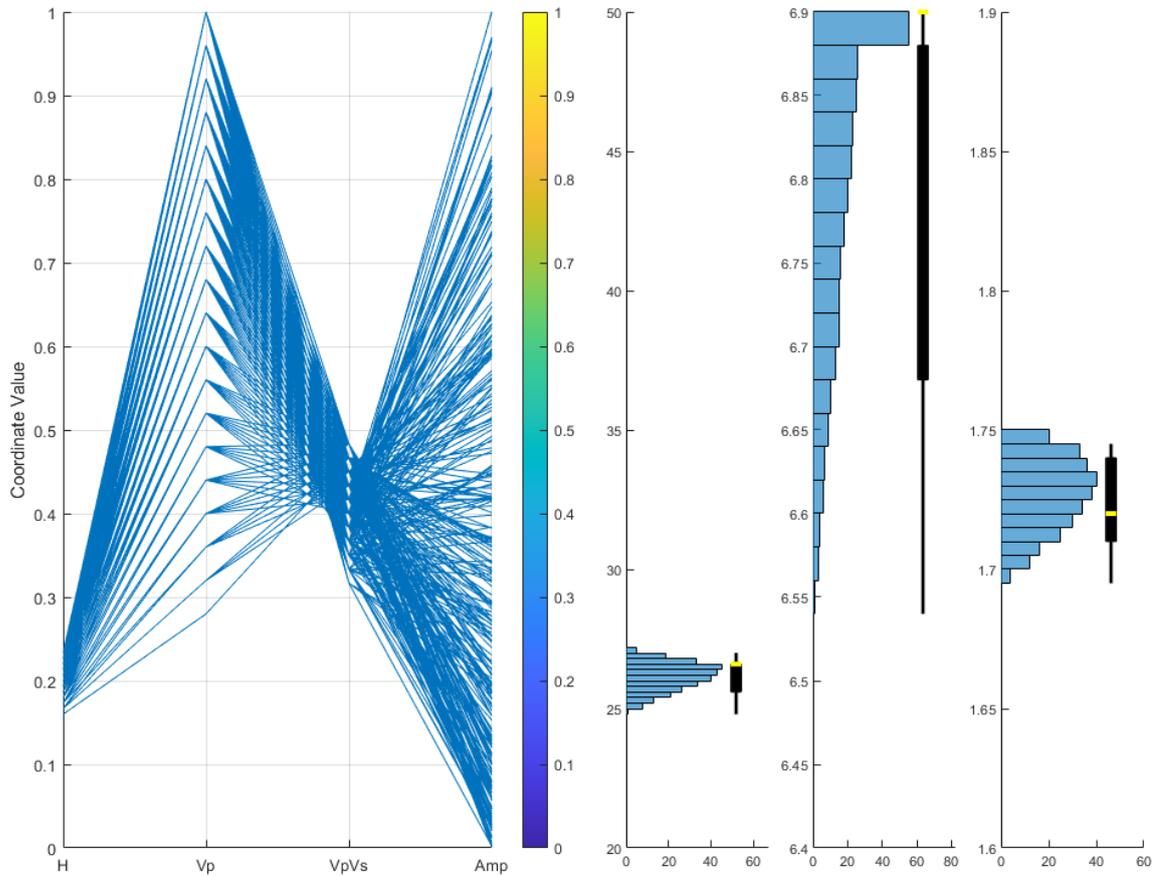


Figura 23. Gráfico de coordenadas paralelas e a distribuição dos histogramas demonstrando o resultado para o empilhamento H-k Vp dentro dos limites pré-definidos, sendo que a linha amarela denota o melhor resultado, condizente com a maior amplitude de solução.

Um ponto a se destacar sobre o resultado proposto para PDRB é a alta amplitude da polaridade negativa (Figura 24), que pode ser delineada nos primeiros segundos do resultado, conforme previsto por Wang *et al.* (2020), Figura 10, demonstrando a interface que demarca a base dos sedimentos.

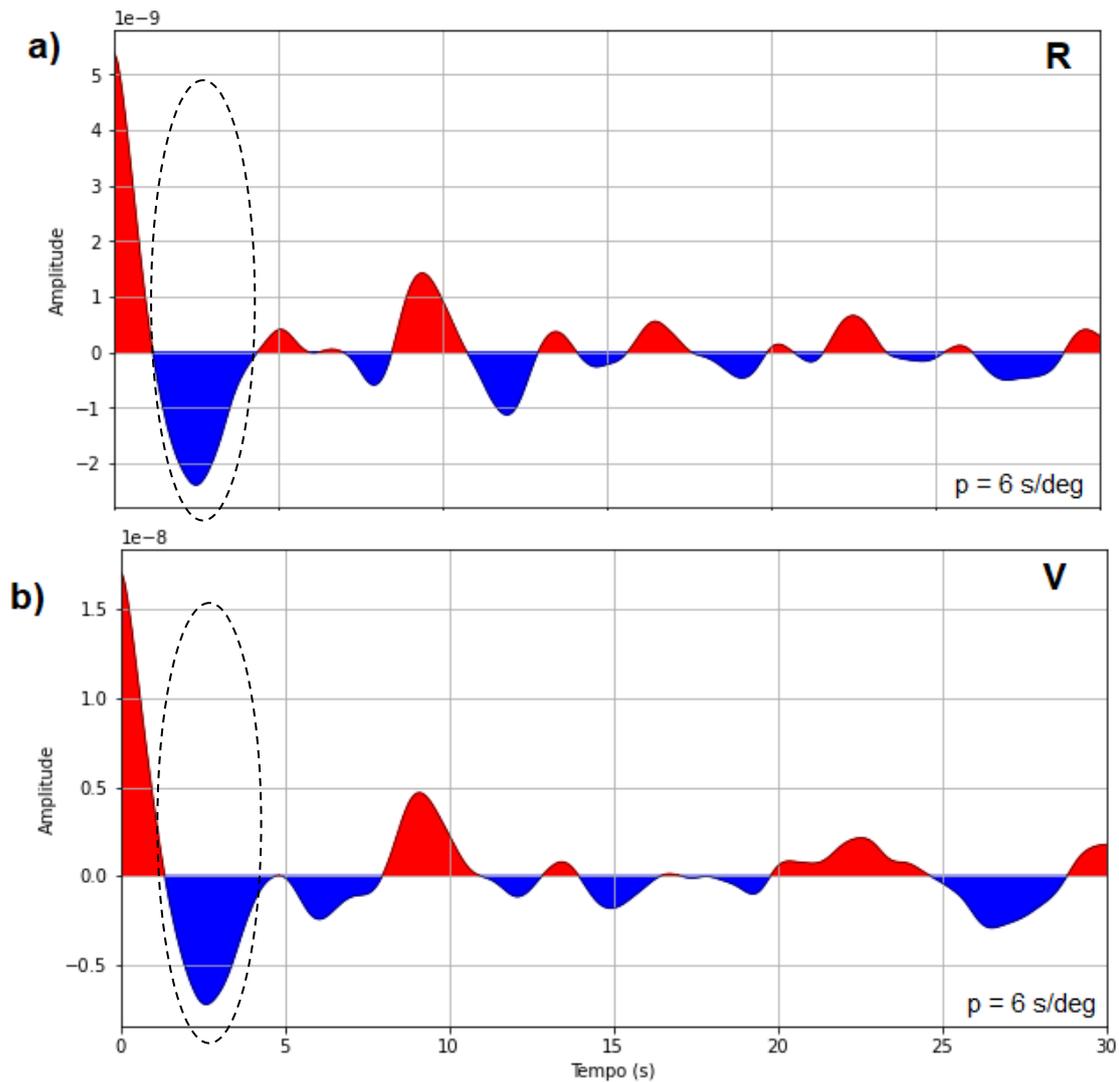


Figura 24. Autocorrelação das componentes radiais (a) e verticais (b), respectivamente, para um parâmetro de raio equivalente a 6 s/deg, demonstrando o maior pico negativo associado a bacia nos primeiros segundos (tracejado circular).

Com base na fundamentação da seção 2.4, aplicou-se o branqueamento espectral (Z'' na equação (7)) para auxiliar na percepção da Pmp em um ambiente de bacia sedimentar, à qual acaba sendo mascarada. Testou-se valores para a largura da janela de suavização (W), uma vez 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. Também aplicou-se a normalização temporal do bit de sinal (SB), um procedimento que geralmente sucede a o branqueamento (SW), conforme realizado em trabalhos prévios de ruído ambiente. Além disso, após analisar os resultados para um empilhamento linear e para o empilhamento

por peso de fase (o qual enfatiza sinais que estão sincronizados, isto é, em fase), notou-se que o último teve uma melhor utilidade na percepção da Pmp.

Os resultados para o empilhamento linear (LIN) sem e com a normalização temporal está na Figura 25. Enquanto o empilhamento por peso de fase (PW) sem e com a normalização está demonstrado na Figura 26. 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 22).

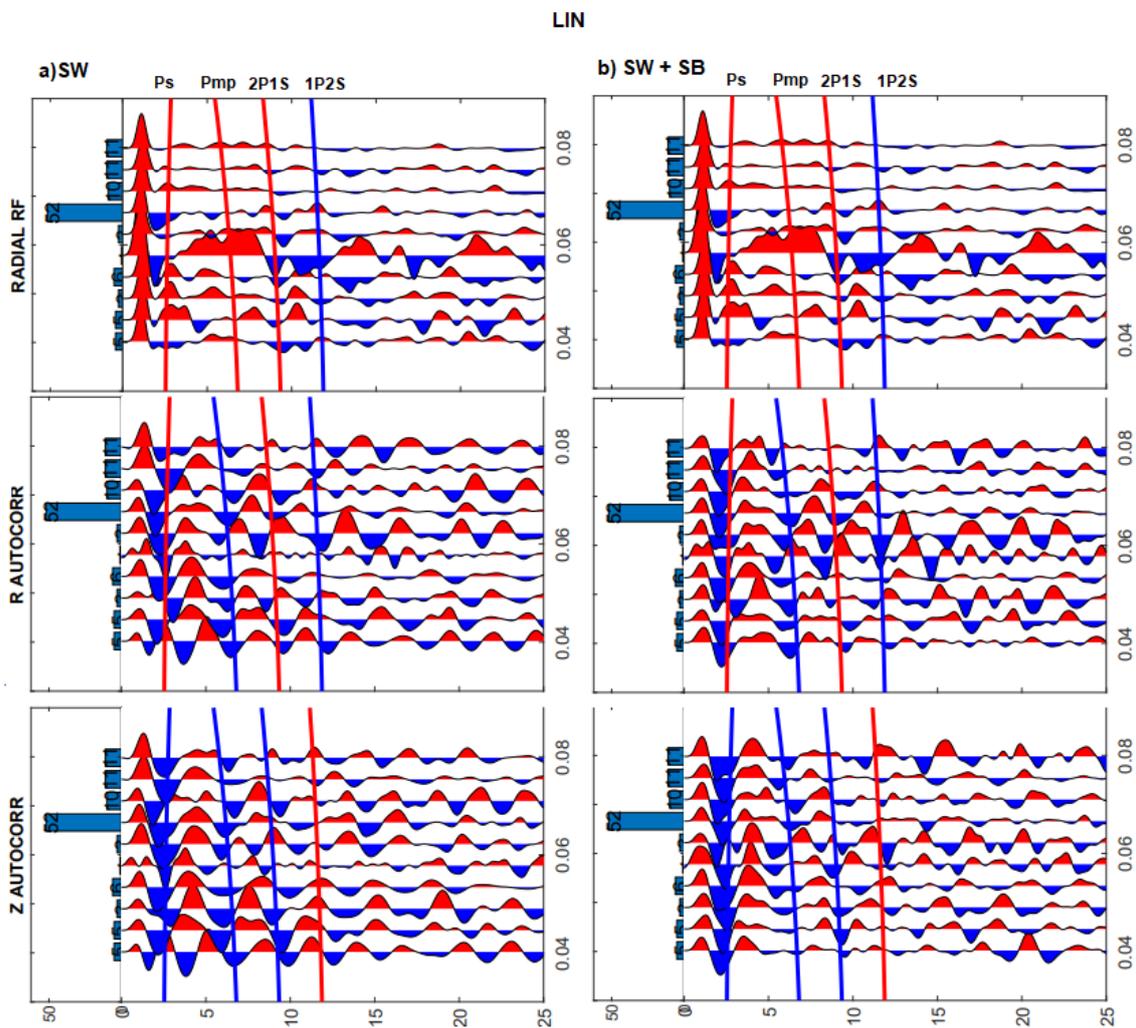


Figura 25. Resultado da autocorrelação para empilhamento linear, utilizando branqueamento espectral (a) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (b).

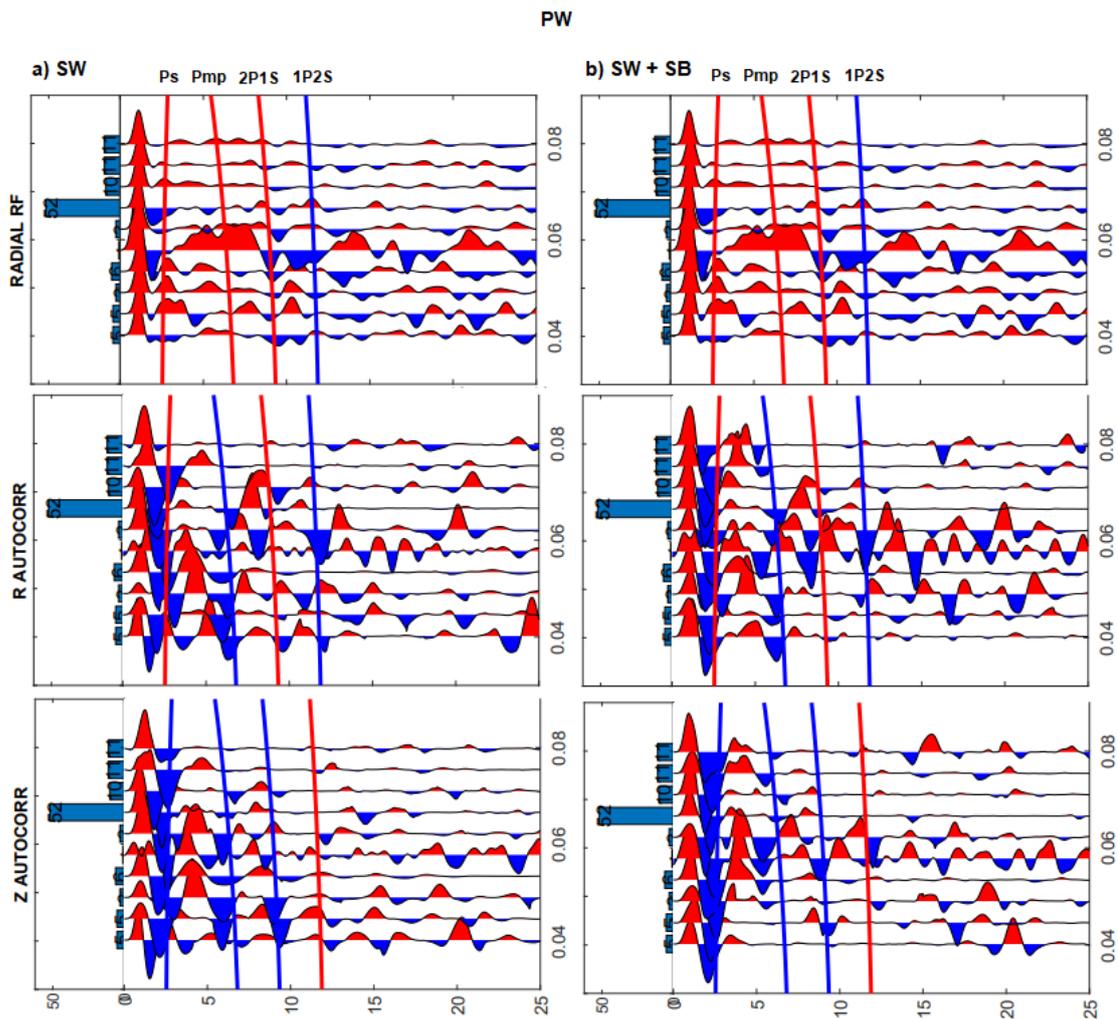


Figura 26. Resultado da autocorrelação para empilhamento por fase, utilizando branqueamento espectral (a) e branqueamento espectral acrescido de normalização temporal (b).

As comparações entre os valores obtidos em relação aos das referências prévias constam nas Tabela 5 e Tabela 6.

Tabela 5 - Comparação entre os resultados obtidos para espessura crustal (H) para a estação de PDRB em relação aos estudos prévios (*). Colunas em azul, vermelho e verde indicam os resultados obtidos por, respectivamente, Albuquerque (2014), Albuquerque (2017) e Nascimento (2022).

Estação	H (km)		H (km)*	H (km)*	H (km)*
PDRB	26,6	+ 0,0	39,2 ± 1,4	40,4 ± 2,2	24,1 ± 0,1
		- 1,0			

Tabela 6 - Comparação entre os resultados obtidos para razão Vp/Vs (k) para a estação de PDRB em relação aos estudos prévios (*). Colunas em azul, vermelho e verde indicam os resultados obtidos por, respectivamente, Albuquerque (2014), Albuquerque (2017) e Nascimento (2022).

Estação	Vp/Vs		Vp/Vs*	Vp/Vs*	Vp/Vs*
PDRB	1,720	+ 0,020	1,88 ± 0,02	1,48 ± 0,03	1,82 ± 0,01
		- 0,010			

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 27.

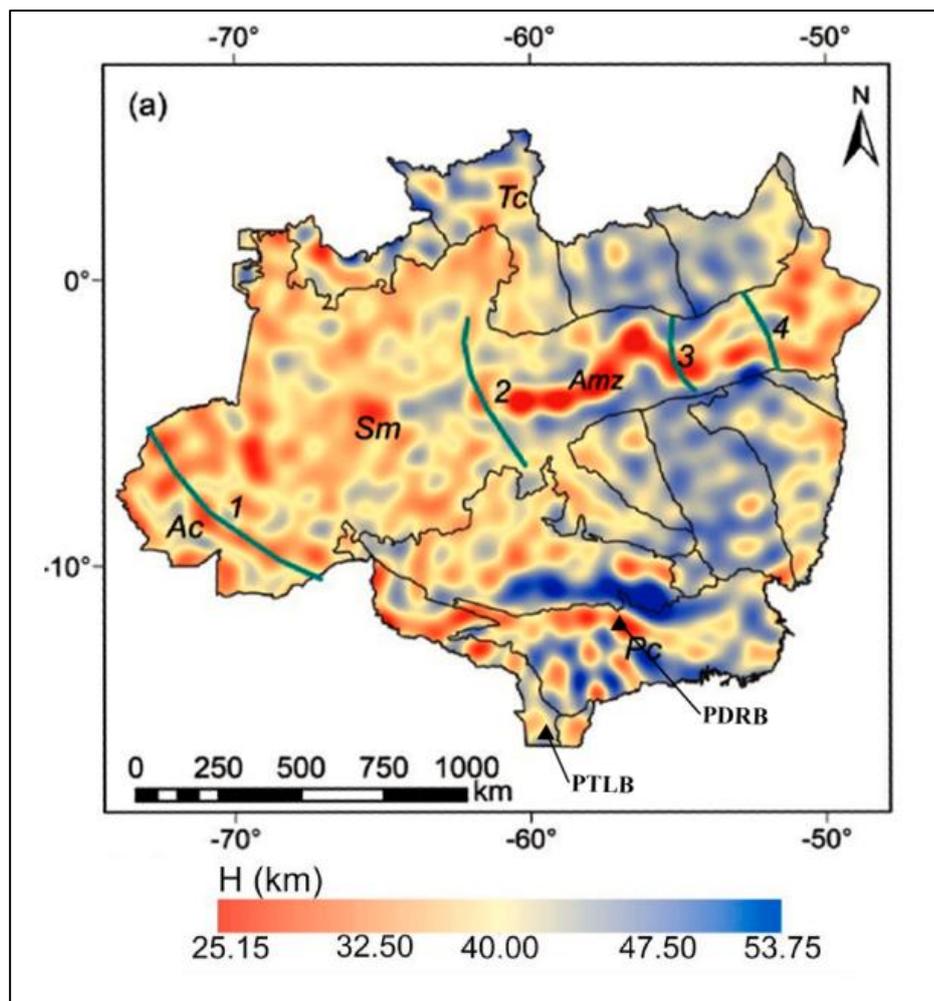


Figura 27. Espessura crustal do Cráton Amazônico estimada por Almeida *et al.* (2021), de acordo com as províncias geocronológicas, integrada à disposição das estações de estudo (PDRB e PTLB).

5 CONCLUSÕES

A partir dos resultados encontrados nesta pesquisa, verificou-se 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 verificar e estimar a estrutura de descontinuidade abaixo de uma estação.

Apesar disso, conforme previsto por Delph, Levander e Niu (2019), o método é afetado por geologias complexas, sendo mais efetivo para regiões homogêneas e com descontinuidades planas ou aproximadamente planas. O que seria uma hipótese para a variação nos resultados propostos para PDRB, que em virtude do contexto geológico da região, acaba dificultando a estimativa da profundidade da crosta na presença de uma bacia. Assim como demonstrado por Wang *et al.* (2020), verificamos a melhoria do resultado ao aplicar o branqueamento espectral nos sismogramas autocorrelacionados. Porém, apesar do aperfeiçoamento, os traços ainda foram bastante marcados pela amplitude elevada da primeira polaridade negativa (demarcando a reflexão da bacia). Mesmo com isso, a espessura crustal obtida aproximou-se das estimativas encontradas por Almeida *et al.* (2021) e Nascimento (2022), enquanto k apresentou valores em torno do observado por Albuquerque (2014) e Nascimento (2022), também se aproximando da média geral da bacia (1,75) obtida por Albuquerque (2017).

Já em relação à PTLB, a estação no Cráton Amazônico apresentou resultados mais controlados, mostrando-se condizente com as espessuras crustais estimadas em estudos anteriores. Quanto a relação V_p/V_s , apesar da divergência com o resultado de FR proposto por Albuquerque (2017), o valor encontrado está dentro da faixa de aceitação definida por Musacchio *et al.* (1997) para a crosta, como também se embasa no fato de algumas localidades do Escudo do Brasil Central apresentarem tendências a razões mais elevadas.

Dito o exposto, como propõe Tausin, Pham e Tkalčić (2019), a junção dos métodos da Função do Receptor e da autocorrelação podem fornecer parâmetros relevantes como vínculo das propriedades crustais. Demonstrando, portanto, conforme objetivo inicial, agregar resultados para o entendimento da estrutura terrestre. Apesar de encontradas estimativas condizentes com estudos prévios, este trabalho demonstrou haver a existência de padrões variáveis, *outliers*, que necessitam de análise adicional, principalmente atrelada às regiões de contexto geológico mais complexo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

BAHIA, Ruy Benedito Calliari; MARTINS-NETO, Marcelo A.; BARBOSA, Maria Silvia C.; PEDREIRA, Augusto José. **Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais**. 2007.

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

BIZZI, Luiz Augusto; SCHOBENHAUS, Carlos; VIDOTTI, Roberta Mary; GONÇALVES, João H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. CPRM, 2003.

BOLT, Bruce A. **Inside the Earth: Evidence from Earthquakes**. W.H. Freeman, 1982.

BORMANN, Peter; ENGDAHL, Bob; KIND, Rainer. Seismic wave propagation and earth models. In: **New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP2)**. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. p. 1-105.

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.

DENTITH, Michael; MUDGE, Stephen T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. New York: Cambridge University Press, 2014.

DUARTE, Osvaldo de Oliveira. **Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia**. 4^aed. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), 2010.

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.

HAESER, Bolívar da Silva; ZALÁN, Pedro Victor; FERREIRA, Marina Abelha; PETERSOHN, Eliane. Revisão litoestratigráfica da Bacia dos Parecis e implicações para a exploração de petróleo. In: **Rio Oil & Gas Espo and Conference**. 2014.

KEAREY, Philip.; BROOKS, Michael.; HILL, Ian. **Geofísica de exploração**. Oficina de Textos, 2009.

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.

LAY, Thorne; WALLACE, Terry C. Determination of Earth Structure. In: **Modern Global Seismology**. 1995. v. 58, p. 236–309.

LEFEVRE, L. V.; HELMBERGER, D. V. Upper mantle P velocity structure of the Canadian shield. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B12, 1989.

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.

PHAM, 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.

PINHO, Márcia Aparecida De Sant'ana Barros; LIMA, Evandro Fernandes de; FETTER, Allen; SCHUMUS, W. Randall Van; JÚNIOR, Farid Chemale. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da formação iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico - Aripuanã - Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 37–42, 2001.

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.

SIQUEIRA, Luiz P. Parecis Basin, Middle West, Brazil; Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.3. Rio de Janeiro: 1989.

SIQUEIRA, L.Peixoto; TEIXEIRA, L. Brito. Bacia dos Parecis: Nova Fronteira Exploratória da Petrobrás. *In: 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. European Association of Geoscientists & Engineers, 1993. p. cp-324-00038.

STEIN, Seth; WYSESSION, Michael. **An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure**. 2003.

TASSINARI, Colombo C. G.; CORDANI, Umberto G.; NUTMAN, Allen P.; SCHUMUS, W. R. Van; BETTENCOURT, Jorge S.; TAYLOR, Paul N. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Río Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. **International Geology Review**, v. 38, n. 2, p. 161–175, 1996.

TASSINARI, Colombo C.G.; MACAMBIRA, Moacir J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 22, n. 3, p. 174–182, 1999.

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.

TEIXEIRA, Wilson; TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; CORDANI, Umberto Giuseppe; KAWASHITA, Koji. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, n. 3–4, p. 213–227, 1989.

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.

WHITE. Application of seismic waves, 1983.

WILSON, David; ASTER, Richard. Seismic imaging of the crust and upper mantle using regularized joint receiver functions, frequency-wave number filtering, and multimode Kirchhoff migration. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 110, n. 5, p. 1–12, 2005.

ZANDT, George; MYERS, Stephen C; WALLACE, Terry C. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N 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.