



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA

**IMAGEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO CRUSTAL DA BACIA DO PARANÁ AO
LONGO DO PERFIL SÍSMICO PABBRISE, SE DO BRASIL**

Dissertação de Mestrado n° 198

Matheus Fernandes da Cruz

Brasília – DF
2022



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA

**IMAGEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO CRUSTAL DA BACIA DO PARANÁ AO
LONGO DO PERFIL SÍSMICO PABBRISE, SE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas; Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Coorientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido
Gomes de Lima

Brasília – DF

2022

MATHEUS FERNANDES DA CRUZ

**IMAGEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO CRUSTAL DA BACIA DO PARANÁ AO
LONGO DO PERFIL SÍSMICO PABBRISE, SE DO BRASIL**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck
(Instituto de Geociências-UnB)

Prof. Cíntia Rocha da Trindade
(Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA)

Brasília – DF

2022

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Fi Fernandes da Cruz, Matheus
 IMAGEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO CRUSTAL DA BACIA DO PARANÁ
 AO LONGO DO PERFIL SÍSMICO PABBRISE, SE DO BRASIL / Matheus
 Fernandes da Cruz; orientador Jose Eduardo Pereira Soares;
 co-orientador Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima. --
 Brasília, 2022.
 82 p.

 Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências
 Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2022.

 1. Bacia do Paraná. 2. Common Conversion Point. 3. Função
 do Receptor. 4. Descontinuidade de Moho. 5. Vp/Vs. I.
 Pereira Soares, Jose Eduardo, orient. II. Aparecido Gomes
 de Lima, Marcus Vinicius, co-orient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (PPGGAG) pela oportunidade, bem como a todos os professores e servidores da UnB.

Ao meu orientador, Professor José Eduardo Pereira Soares, pela oportunidade de trabalharmos juntos, pela possibilidade de trabalhar com os dados, pelos ensinamentos, correções e por todo conhecimento adquirido durante esta jornada.

Ao meu coorientador, Professor Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima, pela grande ajuda no processamento dos dados, por todo apoio desde a graduação e durante todo mestrado e por todos os ensinamentos passados.

Aos colegas das disciplinas no mestrado, onde mesmo online por conta da pandemia, tivemos muitas discussões e momentos de descontração. Um agradecimento especial ao colega Brandow Lee Neri, pelo apoio nos meus primeiros dias em Brasília e por me apresentar alguns lugares desta linda capital.

Aos colegas do LabLitos/UnB, pelas discussões e boas conversas durante a fase final do mestrado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), pelo apoio financeiro por meio da bolsa de mestrado.

Por fim, um agradecimento especial à minha família. Aos meus pais, José Lindomar, que sempre me apoiou e incentivou durante toda minha jornada e minha amada mãe, Elisabete da Cruz, que mesmo não presente mais neste plano, continua ao meu lado servindo como grande fonte de inspiração. E à minha namorada, Luana Machado, por sempre me apoiar, incentivar e percorrer comigo esta jornada.

“O amor é a única coisa que somos capazes de perceber que transcende as dimensões do tempo e do espaço”.

Dr. Brand (Interestelar, 2014)

RESUMO

No presente trabalho foi utilizada a abordagem do empilhamento *Common Conversion Point* (CCP) multipainéis de dados de Função do Receptor (FR), objetivando o imageamento da estrutura da bacia e crosta subjacente e obtenção da razão V_p/V_s para a região do perfil PABBRISE, localizado na porção NE da Bacia do Paraná, estado de São Paulo. Para a aplicação da técnica, foi utilizado um modelo de velocidade de onda P, resultado da Refração/Reflexão de Ângulo Amplo (WARR) e dados de FR. O método compara visualmente as interfaces do embasamento da bacia e descontinuidade de Mohorovicic do modelo sísmico, com as conversões das fases de um perfil de FRs visualizadas em imagens CCP. O ajuste entre as interfaces possibilita a obtenção de valores da razão V_p/V_s para bacia e embasamento, uma vez que se conhece os valores de V_p . Para o pacote sedimentar, a imagem CCP mostra boa correlação com a interface do embasamento do modelo sísmico. Os valores da razão V_p/V_s para a bacia estão no intervalo de 1,8 a 2,5. Valores mais baixos foram encontrados na região central (1,8 – 2,1) e valores mais altos nos extremos da bacia (2,3 – 2,5). Para o embasamento crustal, a imagem CCP mostra ótima correlação com a interface da Moho, onde foram encontrados valores da razão V_p/V_s próximos de 1,73 e 1,78, sendo possível dividir a crosta em dois domínios. O primeiro domínio (primeiros 400 km do perfil) possui razão V_p/V_s de 1,73 e V_p médio de 6,4 km/s, sugerindo que o embasamento nessa região seja contínuo e uniforme em propriedades físicas. O segundo domínio se inicia em 400 km do perfil e possui V_p/V_s de 1,78 e valores baixos de V_p para crosta inferior (6,5 km/s), sugerindo presença de fases hidratadas e/ou fluídos intersticiais na crosta inferior. A abordagem utilizada combina dados sísmicos e de FR e possibilitou a distinção entre o domínio do embasamento da bacia, formado por blocos arqueano-paleoproterozóicos, com valores da razão V_p/V_s próximos de 1,73 e o domínio da crosta pertencente às faixas móveis neoproterozóicas, com razão V_p/V_s maior que 1,78.

Palavras-chave: Bacia do Paraná. Common Conversion Point. Função do Receptor. Descontinuidade de Moho. V_p/V_s .

ABSTRACT

In the present work, the Common Conversion Point (CCP) multi-panel stacking approach of Receiver Function (RF) data were used, aiming to image the structure of the basin and underlying crust and obtain the Vp/Vs ratio for the region of the PABBRISE profile, located in the NE portion of the Paraná Basin, state of São Paulo. For the application of the technique, a P-wave velocity model was used, resulting from Wide Angle Refraction/Reflection (WARR) and RF data. The technique visually compares the interfaces of the basin basement and Moho discontinuity of the seismic model, with the conversions of the phases of a RFs profile visualized in CCP images. The adjustment between the interfaces makes it possible to obtain values of the Vp/Vs ratio for basin and basement, once the values of Vp are known. For the sedimentary package, the CCP image shows a good correlation with the basement interface of the seismic model. The values of the Vp/Vs ratio for the basin are in the range of 1.8 to 2.5. Lower values were found for the central region (1.8 - 2.1) and higher values were found at the border regions of the basin (2.3 – 2.5). For the crustal basement, the CCP image shows an excellent correlation with the Moho interface, where values of the Vp/Vs ratio close to 1.73 and 1.78 were found, making it possible to divide the crust into two domains. The first domain (first 400 km of the profile) has a Vp/Vs ratio of 1.73 and an average Vp of 6.4 km/s, suggesting that the basement in this region is continuous and uniform in physical properties. The second domain starts at 400 km of the profile and has a Vp/Vs of 1.78 and low Vp values for the lower crust (6.5 km/s), suggesting the presence of hydrated phases and/or interstitial fluids in the lower crust. The approach used combines seismic and RF data and made it possible to distinguish between the basin basement domain, formed of Archean-Paleoproterozoic blocks with Vp/Vs ratio values close to 1.73, and the crust domain belonging to the Neoproterozoic mobile belts, with a Vp/Vs ratio greater than 1.78.

Keywords: Paraná Basin. Common Conversion Point. Receiver Function. Moho discontinuity. Vp/Vs

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa de localização da área de estudo mostrando o arranjo de estações sismográficas do perfil PABBRISE que serão utilizadas no trabalho (triângulos verdes), o perfil sísmico (linha preta contínua) e o limite da Bacia do Paraná (linha branca contínua). **19**
- Figura 2** - Mapa tectônico simplificado da área de estudo (modificado de Bernardes, 2015). 1 – Bacias cenozóicas do tipo rifte; 2 – Plútons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Bacia do Paraná; 3 – Grupo Bauru (Cretáceo Superior); 4 – Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior); 5 – Rochas pré-vulcânicas (Mesozóico/Paleozóico); 6 – Terreno Oriental (Arco Rio Negro); 7 – Terreno Apiaí-São Roque; 8 – Terreno Embu-Paraíba do Sul; 9 – Nappe Socorro-Guaxupé; 10 – Sistema de nappes Andrelândia, Nappe Passos e Klippe Carrancas; Cráton do São Francisco e seu antepaís; 11 – Cobertura (Grupo Bambuí); 12 – Cráton do São Francisco. LTC – Limite Tectônico Central (sutura). A linha tracejada em branco representa a influência da frente de deformação da Faixa Ribeira (segundo Trouw et al., 2013). Triângulos verdes representam as estações sismográficas utilizadas. A linha preta contínua representa o perfil sísmico. Círculos amarelos destacam a localização de algumas cidades. **20**
- Figura 3** – Mapa geológico da Bacia do Paraná mostrando as supersequências segundo Milani (1997). **23**
- Figura 4** – Modelos do embasamento da Bacia do Paraná segundo (A) Milani e Ramos (1998), (B) Mantovani et al. (2005), (C) Cordani et al. (2009) e (D) Pinto e Vidotti (2019). (Modificado de Pinto, 2019). **25**
- Figura 5** - Em a) o mapa de localização do perfil PABBRISE com as estações sismográficas utilizadas. Em b) o mapa mostrando os eventos telessísmicos utilizados. **32**
- Figura 6** – Traços de Função do Receptor da componente radial para a estação PBS05. Abaixo a distribuição dos traços para a estação em relação ao Back-azimuth e acima a soma dos traços (Modificado do Peixoto, 2015). **33**
- Figura 7** - Perfil de traços de Função do Receptor (radial) empilhados (Retirado de Peixoto, 2015). Em 0 segundos se encontra o alinhamento da fase P. A linha tracejada laranja representa a fase do pacote sedimentar da Bacia do Paraná. A linha tracejada azul-marinho corresponde ao alinhamento interpretado das fases múltiplas da Bacia. Os círculos vermelhos correspondem à fase Ps (Moho). Os círculos verdes correspondem a alinhamentos de fases identificadas abaixo da Moho e a linha tracejada roxa corresponde ao alinhamento de possíveis discontinuidades existentes na crosta e manto. A linha tracejada azul-claro corresponde ao *underplate* também detectado por Bernardes (2015). **35**
- Figura 8** - Mapa topográfico com a localização do perfil sísmico PABBRISE. As estrelas representam os pontos de tiro (PT) e os círculos azuis representam as estações de registro do experimento. (Modificado de Bernardes, 2015). **37**
- Figura 9** - Modelo de velocidades de ondas P para a crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE. a) Porção superior do modelo destacada. b) O modelo completo. Os triângulos pretos demonstram as posições dos pontos de tiro. Os números em cada camada indicam a V_p (em km/s) para a região. Os limites geotectônicos em superfície estão indicados na porção superior da figura. (Modificado de Bernardes, 2015). **39**

Figura 10 - Modelo de velocidades de ondas P para a crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE. a) Porção superior do modelo em detalhe. b) O modelo atualizado de Bernardes (2015). Os triângulos pretos demonstram as posições dos pontos de tiro. Os números em cada camada indicam a Vp (em km/s) para a região. Os limites geológicos de superfície estão indicados na porção superior da figura.	41
Figura 11 – Modelo da razão Vp/Vs para o perfil PABBRISE. Acima: perfil topográfico com os limites geológicos. Abaixo: Domínio I (0 – 170 km) intrusões máficas na crosta e manto robusto/denso; Domínio II (170 – 525 km) crosta superior preservada com sutil aumento da Vp/Vs no final do domínio sugerindo correlação com a Nappe Socorro, underplating máfico na base da crosta inferior, manto transicional; Domínio III (525 – 700 km) crosta superior félsica indica granitogênese, crosta inferior hidratada e manto quente/menos competente (Retirado de Simões, 2018).	43
Figura 12 - (A) Modelo simplificado mostrando o caminho percorrido pelas ondas e suas principais conversões. (B) Registro de tempo e amplitude das ondas em termos da Função do Receptor.	44
Figura 13 - Ilustração mostrando a rotação do sistema de coordenadas da estação.	45
Figura 14 – Ilustração do efeito da triplicação das ondas sísmicas. Acima um sismograma sintético gerado pelo modelo da imagem abaixo (Stein & Wysession, 2003).	48
Figura 15 – Esquema mostrando o caminho dos raios das ondas P e S e suas respectivas zonas de sombra. (Retirado de Tanner e Calvari, 2012).	49
Figura 16 - Espectro de amplitude com a utilização do nível de água. Em (A) espectro de amplitude com nível de água real e em (B) espectro de amplitude após a aplicação do nível de água (Adaptado de Ammon, 1997).	50
Figura 17 – Gráfico da função do filtro gaussiano para dois valores de a. Em vermelho $a=x$ e em azul $a=2x$	51
Figura 18 – Exemplo da estimativa da espessura crustal e razão Vp/Vs pelo método <i>HK-Stacking</i> , utilizando diferentes fases da FR para estação CB.NJ2, localizada em Nanjing, China.	52
Figura 19 – Esquema mostrando o impacto da estrutura crustal nas Funções do Receptor. (a) À esquerda o modelo de velocidade simulando descontinuidade de Moho abrupta de 40 km de espessura. À direita o traço de FR, mostrando a fase Ps impulsiva centrada em 5 segundos e as múltiplas da Moho bem marcadas. (B) À esquerda o modelo de velocidade simulando Moho transicional, em que as conversões das ondas ocorrem em uma grande faixa de velocidade de 15 km de espessura. À direita o traço de FR mostrando o sinal mais fraco e difuso, principalmente nas conversões múltiplas. (C) À esquerda o modelo de velocidade simulando crosta com 40 km de espessura, com a presença de bacia sedimentar e à direita o traço de FR que apresenta distorções causadas pelas conversões das ondas na interface da bacia, mais próxima da superfície (Retirado de Ogden, et al., 2019).	53
Figura 20 - Esquema representando o empilhamento dos traços de Função do Receptor. A elipse amarela mostra a região onde os traços são empilhados (Retirado de Queiroz, 2019).	54
Figura 21 – Exemplo de imagem CCP usando a conversão primária P para S (Ps) para transecta na Sierra Nevada, Califórnia (Retirado de Frassetto et al., 2011). Acima o perfil topográfico e abaixo a imagem CCP com as interpretações realizadas.	56

Figura 22 – Exemplo do empilhamento CCP utilizando a conversão primária e as múltiplas para a Bacia do Parnaíba (Schiffer et al., 2021). (a) e (b) mostram sismograma radial de FR (esquerda), gerado a partir de um modelo unidimensional da crosta (direita), para uma crosta homogênea (a) e modelo similar incluindo uma bacia sedimentar (b). Em (a), nota-se que a conversão primária (Ps) e as múltiplas (PpPs e PsPs + PsSs) são limpas e impulsivas. Em (b) as fases da bacia se somam com a fase P e com a conversão primária Ps. (c) Ilustração dos caminhos dos raios da FR. P é a conversão primária Ps, M1 é a primeira múltipla (PpPs), M2 é a segunda múltipla (PpPs+PpSs). De (d) a (g) são exemplos de imagens CCP usando a conversão primária (d) e as múltiplas (e)-(f). E em (g) a imagem CCP da soma das duas primeiras múltiplas. As linhas tracejadas em (d) a (g) marcam a profundidade do embasamento da bacia do modelo sísmico. A linha pontilhada em (g) marca a interpretação do embasamento da bacia com base na imagem CCP. 57

Figura 23 – Fluxograma mostrando os procedimentos adotados para a obtenção da razão Vp/Vs para a crosta. 59

Figura 24 – Painéis CCP da soma das fases múltiplas (PpPs – (PsPs+PpPs)) para a interface do embasamento da Bacia do Paraná, utilizando valores constantes da Vp/Vs de 1,6 a 2,5. Linhas cinza contínuas representam a interface da camada de basaltos (mais superficial) e do embasamento da bacia e linhas cinzas tracejadas representam as incertezas. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo. 63

Figura 25 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da soma das conversões múltiplas para a bacia (PpPs – (PsPs+PpPs)). A linha cinza contínua representa a interface do embasamento da bacia e as linhas tracejadas representam as incertezas. Em c) o modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste, utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a Vp/Vs para cada parte do modelo. 65

Figura 26 - Painéis CCP da fase Ps para a crosta utilizando valores constantes da Vp/Vs de 1,66 a 1,84. Linhas cinza contínuas representam, do topo para a base do modelo sísmico: a interface dos derrames basálticos, embasamento da bacia, limite crosta superior-inferior, topo do *underplate* e descontinuidade de Moho e linhas cinza tracejadas representam as incertezas inferidas para a Moho. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo. 67

Figura 27 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Ps. A linha cinza contínua representa as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas. Em c) o modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a Vp/Vs para cada porção do modelo. 68

Figura 28 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Ps, o retângulo azul destaca alinhamentos no topo do manto superior. As linhas cinza contínua representam as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas nas profundidades da Moho. Em c) o modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a Vp/Vs para cada porção do modelo. 69

Figura 29 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Os com o filtro; o retângulo azul destaca alinhamentos no topo do manto superior. As linhas cinza contínua representam as

interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas das profundidades das interfaces. Em c) o modelo da razão V_p/V_s obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a V_p/V_s para cada região do modelo. **70**

Figura 30 – No topo da figura é mostrado o perfil topográfico com os limites geológicos. Abaixo a compilação dos resultados. Os valores representam a velocidade média da onda P (km/s) (Bernardes, 2015) para crosta e a V_p/V_s obtida a partir do empilhamento CCP. O traço pontilhado representa o limite interpretado entre os dois domínios identificados. No primeiro domínio destaca-se a presença de intrusões verticais na crosta inferior, e alinhamento de fases no topo do manto superior. No segundo domínio destaca-se a possível presença de fluidos na crosta inferior, caracterizada pelos baixos valores de V_p e altos valores de V_p/V_s para região. **73**

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Informações sobre as estações sismográficas utilizadas.....	30
--	-----------

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1 Objetivos	17
1.1.1 Objetivo Geral	17
1.1.2 Objetivos Específicos	17
1.2 Justificativa	18
1.3 Área de estudo	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1 Bacia do Paraná	21
2.2 Faixa Brasília meridional: <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé	26
2.3 Faixa Ribeira	27
3. O PERFIL PABBRISE	29
3.1 Dados Sismológicos	29
3.2 Dados Sísmicos	36
3.2.1 Processamento e Modelagem de Refração Sísmica	38
4. METODOLOGIA	44
4.1 Função do Receptor	44
4.2 Efeitos da distância entre a fonte e o receptor	47
4.3 Filtros	49
4.4 Método <i>HK-Stacking</i>	51
4.5 Common Conversion Point (CCP)	54
4.5.1 Abordagem multipainéis CCP	55
4.6 Processamento CCP	58
4.7 Obtenção da Razão V_p/V_s	59
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	62
6. CONCLUSÃO	74



CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A investigação geofísica de bacias sedimentares até níveis profundos da litosfera, utilizando principalmente métodos sísmicos e sismológicos para o entendimento dos mecanismos geodinâmicos que atuaram na evolução de margens continentais passivas (Ros et al., 2017), na identificação de modelos globais de compartimentação tectônica (Christensen e Mooney, 1995) e na caracterização da natureza crustal dos embasamentos de bacias sedimentares (Loureiro et al., 2018).

Basicamente, as propriedades físicas determinadas a partir da análise de dados sísmicos e sismológicos consistem das velocidades das ondas sísmicas e das geometrias das camadas geológicas. Ambas as informações estão diretamente relacionadas com a estrutura e composição da crosta e do manto superior e são elementos-chave para a compreensão dos processos tectônicos que ocorrem em escala litosférica.

No Brasil exemplos destes estudos estão detalhados nos trabalhos de Soares (2005), Soares et al. (2006), Rocha et al. (2011), Assumpção et al. (2013), Trindade (2014), Azevedo et al. (2015), Lima et al. (2015), Bernardes et al. (2016), entre outros.

Além dos trabalhos citados, destaca-se o levantamento de dados realizado no projeto “Estudo da Transição da Crosta Continental-Crosta Oceânica na Região Sudeste do Brasil: Experimentos de Refração Sísmica Profunda e Magnetotelúrico e Estudos Geológicos na Faixa Ribeira e Bacia do Paraná (PETROBRAS/UnB – 2012/05132)”, cujo foco consistiu no estudo da litosfera da região sudeste do Brasil ao longo do perfil denominado PABBRISE (***PARaná Basin, Brasília-Ribeira belts Seismic Experiment***).

O perfil sísmico PABBRISE é a extensão continental dos levantamentos *offshore* de sísmica de refração profunda conduzidos pelo IFREMER (Instituto Francês de Estudos do Mar) na Bacia de Santos, realizados no âmbito do projeto SanBa (Evain et al., 2015). Na porção continental, além dos dados de refração profunda, foram instaladas estações sismográficas de três componentes que permitiram a aquisição



de eventos telessísmicos utilizados em estudos de Função do Receptor (Peixoto, 2015).

A aquisição de dados do perfil PABBRISE permitiu o desenvolvimento de modelos 2-D da estrutura da crosta e manto superior em termos da distribuição de velocidades de onda P pela análise dos tempos de percurso de refração e reflexão de ângulo amplo (Bernardes, 2015), a obtenção da espessura crustal e razão V_p/V_s média sob as estações sismográficas, utilizando o método *HK-Stacking* de Função do Receptor (Peixoto, 2015) e a modelagem 2-D do campo de onda S a partir das chegadas das ondas S interpretadas nos sismogramas de refração (Simões, 2018).

Neste contexto, o presente trabalho de mestrado entra como um desdobramento do conhecimento já produzido em trabalhos anteriores e tem como proposta realizar o imageamento da estrutura crustal e a caracterização sísmica do pacote sedimentar e da crosta da Bacia do Paraná ao longo do perfil PABBRISE, a partir da abordagem proposta por Schiffer et. al (2021), envolvendo a técnica de empilhamento CCP de dados de Função do Receptor vinculada a modelos sísmicos obtidos por dados de refração sísmica profunda. Conhecendo o modelo de velocidade de ondas P e a profundidade do embasamento da bacia e da espessura da crosta subjacente (Bernardes, 2015), a migração CCP permitirá, além do imageamento da estrutura da bacia e crosta/manto subjacentes, a estimativa da razão V_p/V_s para o pacote sedimentar e crosta da região.

A premissa é que a aplicação do método CCP, por meio da integração de dados e resultados gerados por dois métodos independentes, tende a produzir modelos mais robustos e confiáveis. Cabe ressaltar que a imagem da estrutura da bacia e crosta produzida por meio desta técnica é até então inédita para o perfil PABBRISE, bem como a capacidade de fornecer estimativas da razão V_p/V_s para o pacote sedimentar e para o embasamento crustal, separadamente. Embora tenham sido obtidas medidas de V_p/V_s utilizando abordagens tradicionais, como a modelagem de onda S dos dados de refração sísmica (Simões, 2018), ou pela análise dos dados de FR realizada por Peixoto (2015), não foi possível inferir isoladamente a resposta da bacia em termos da razão V_p/V_s .



1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral é o imageamento da estrutura da bacia, crosta e manto superior e a obtenção de valores da razão V_p/V_s para a bacia e crosta subjacente ao perfil PABBRISE, por meio da aplicação da técnica do empilhamento CCP de dados de Função do Receptor.

1.1.2 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos do trabalho são:

- (i) Aplicação da técnica CCP nos dados de Função do Receptor de Peixoto (2015) considerando o modelo de onda P atualizado de Bernardes (2015);
- (ii) Utilização das conversões múltiplas (PpPs e PpSs+PsPs) para imageamento da interface bacia-embasamento e da fase Ps para imageamento das estruturas da crosta, com destaque para a descontinuidade de Moho.
- (iii) Obtenção de valores da razão V_p/V_s para o pacote vulcano-sedimentar da Bacia do Paraná e crosta subjacente ao perfil PABBRISE, utilizando as conversões múltiplas e a fase Ps, respectivamente.
- (iv) Análise e interpretação dos resultados obtidos e correlação com informações geofísicas e geológicas obtidas por trabalhos realizados anteriormente na mesma área.



1.2 Justificativa

A determinação da estrutura e propriedades físicas de bacias interiores e de seu embasamento, em especial em regiões de margens passivas rifteadas contribui para a compreensão da evolução tectônica e dinâmica recente das margens continentais. A obtenção da razão V_p/V_s é parte essencial do processo de caracterização sísmica da litosfera continental e, em conjunto com a V_p , fornece evidências sobre a composição da crosta que, combinada à caracterização estrutural, torna-se ferramenta importante para o estudo de bacias sedimentares *onshore* e *offshore*.

1.3 Área de estudo

A área de estudo está localizada na região sudeste do Brasil, contida integralmente no estado de São Paulo. O acesso à área e aos pontos de coleta de dados é relativamente fácil, devido à densa malha rodoviária e de estradas vicinais do estado de São Paulo.

O perfil PABBRISE é uma linha sísmica de 702 km de extensão, que atravessa o estado de São Paulo na direção NW-SE, com início no município de Sta. Clara D'Oeste (divisa dos estados de SP, MS e MG), estendendo-se até o litoral, em Caraguatatuba (Figura 1).

A topografia no perfil possui variações com relação à elevação, sendo possível identificar dois domínios topográficos: para os primeiros 350 km do perfil, observam-se valores mais baixos de elevação, em torno de 500 metros, coincidentes com a região dos derrames basálticos do Grupo Serra Geral. A partir de 400 km do perfil, os valores de elevação aumentam e a topografia apresenta maior variação.

Ao longo do perfil foram instaladas 34 estações sismográficas de três componentes de curto período, distribuídas aproximadamente a cada 20 km, que operaram de forma contínua por um período de 4 a 6 meses, e cerca de 340 sensores verticais para a aquisição de dados de refração sísmica profunda.

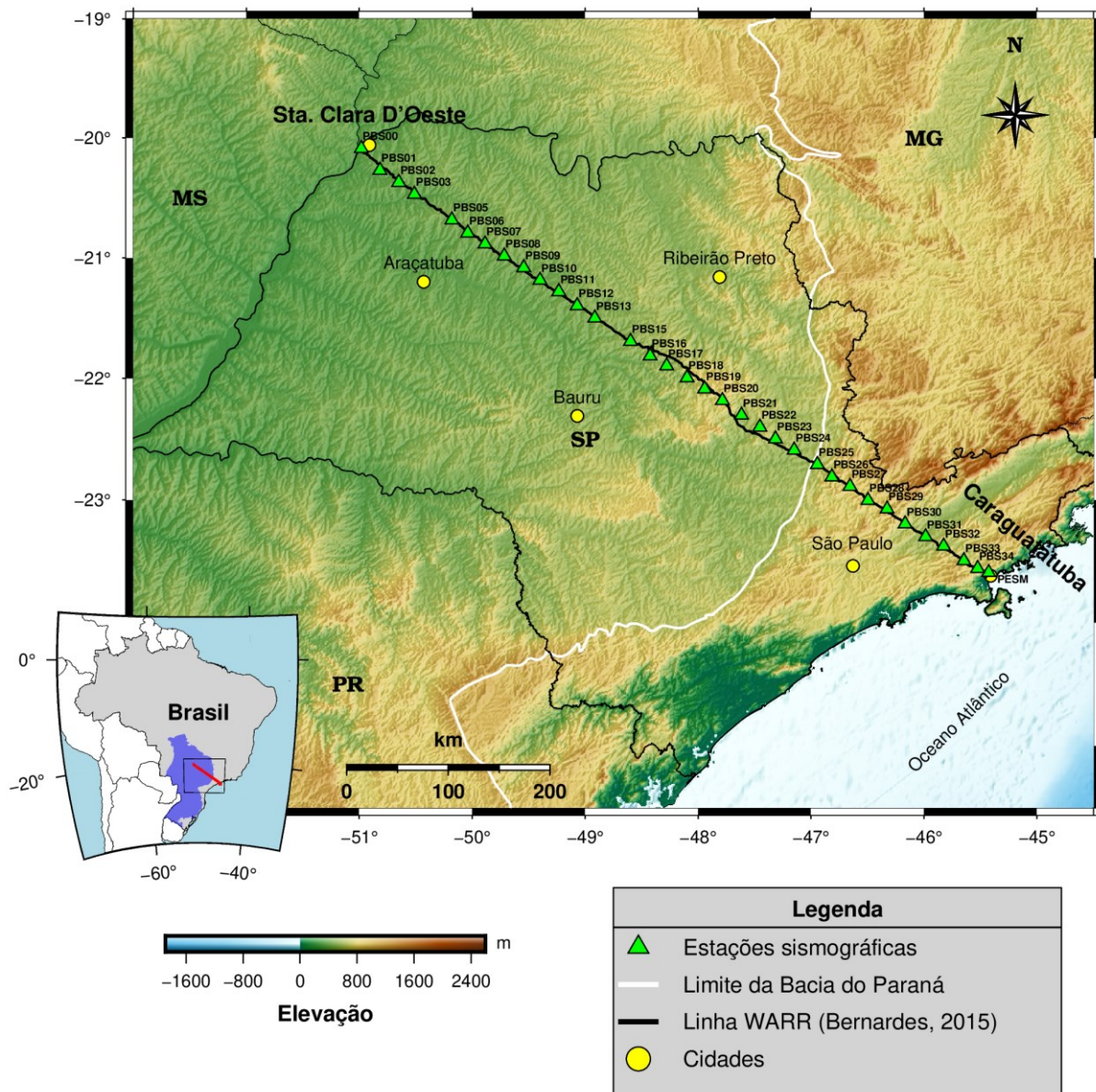


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo mostrando o arranjo de estações sismográficas do perfil PABBRIFE que serão utilizadas no trabalho (triângulos verdes), o perfil sísmico (linha preta contínua) e o limite da Bacia do Paraná (linha branca contínua).



CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

O perfil PABBRISE atravessa de noroeste a sudeste, porções das seguintes unidades geotectônicas: nordeste da Bacia do Paraná (Grupo Bauru, Grupo Serra Geral e rochas pré-vulcânicas), Faixa Brasília Meridional (*Nappe Socorro-Guaxupé*), Faixa Ribeira (Terrenos Apiaí-São Roque e Embu-Paraíba do Sul), segmento meridional do Graben de Taubaté e novamente, porções da Faixa Ribeira (Terreno Oriental/Arco Magmático Rio Negro) (Figura 2).

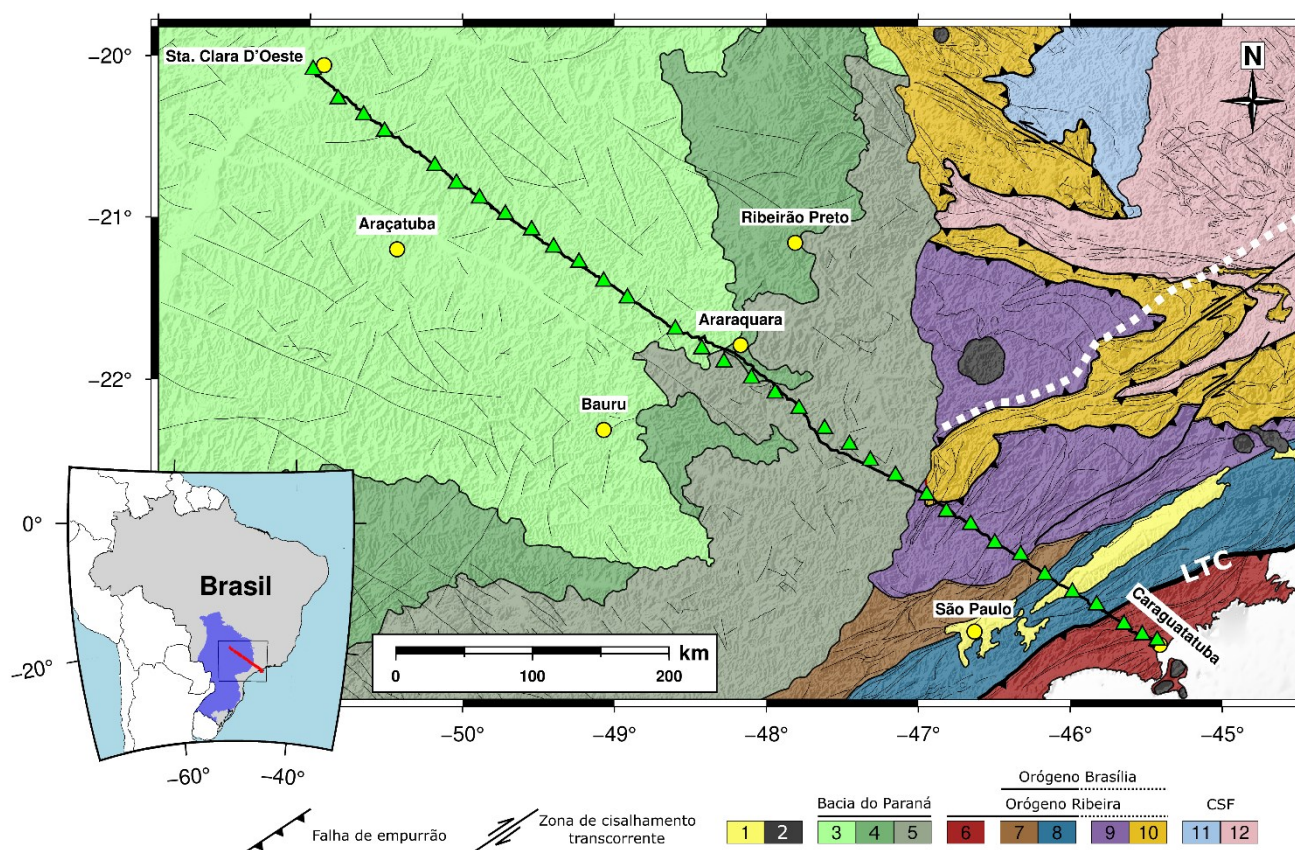


Figura 2 - Mapa tectônico simplificado da área de estudo (modificado de Bernardes, 2015). 1 – Bacias cenozóicas do tipo rifte; 2 – Plútons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Bacia do Paraná: 3 – Grupo Bauru (Cretáceo Superior); 4 – Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior); 5 – Rochas pré-vulcânicas (Mesozóico/Paleozóico); 6 – Terreno Oriental (Arco Rio Negro); 7 – Terreno Apiaí-São Roque; 8 – Terreno Embu-Paraíba do Sul; 9 – *Nappe Socorro-Guaxupé*; 10 – Sistema de nappes Andrelândia, *Nappe Passos* e *Klippe Carrancas*; Cráton do São Francisco e seu antepaís: 11 – Cobertura (Grupo Bambuí); 12 – Cráton do São Francisco. LTC – Limite Tectônico Central (sutura). A linha tracejada em branco representa a influência da frente de deformação da Faixa Ribeira (segundo Trouw et al., 2013). Triângulos verdes representam as estações sismográficas utilizadas. A linha preta contínua representa o perfil sísmico. Círculos amarelos destacam a localização de algumas cidades.



2.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná, classificada por Fulfaro et al. (1982) como intracontinental, possui forma alongada de direção SW-NE, com seu eixo maior medindo aproximadamente 1.750 km de extensão e largura média de aproximadamente 900 km, totalizando área de $\sim 1,7 \times 10^6$ km². Em território brasileiro a bacia ocupa área de 1.050.000 km², se estendendo para Argentina (400×10^3 km²), Uruguai e Paraguai (100×10^3 km²) (Zalán et al., 1990).

O depocentro da bacia está localizado em sua porção centro-oeste, onde seu registro sedimentar e vulcânico possui espessura cumulativa de aproximadamente 7.500 m, dos quais 5.500 m são rochas sedimentares, cuja deposição durou aproximadamente 385 Ma, com início no Ordoviciano e término no Cretáceo (Milani, 1997).

A bacia apresenta a maior manifestação de vulcanismo fissural registrado em região continental, resultando no empilhamento de até 2.000 m de lavas sobre seus sedimentos (Milani e Thomaz Filho, 2000). O vulcanismo está relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo, que resultou em uma das maiores províncias ígneas do mundo, a Província Paraná-Etendeka, caracterizada pelo vulcanismo basáltico-riolítico, preservado por meio de 1.000.000 km³ de rochas vulcânicas (Peate, 1997; Rocha-Campos et al., 2011; Rossetti et al., 2018).

O contorno atual da bacia é determinado por limites erosivos e/ou tectônicos (arcos e soerguimento), que são associados a eventos tectônicos atuantes no Continente Sul-Americano e, em sua maioria, ocorreram durante o Meso-Cenozóico (Zalán et al., 1990; Milani et al., 2007).

O flanco leste da bacia foi esculpido pela erosão em função do soerguimento marginal ao Rifte Sul-Atlântico, que expôs seu embasamento cristalino. Na região oeste a bacia é limitada pelo Arco de Assunção, feição originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pela região andina (Milani, 2004).

O flanco norte-nordeste da bacia é delimitado pelo Arco de Goiânia/Alto Paranaíba. Zalán et al (1990) interpretam esse arco como a resposta flexural da crosta



às cargas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná. Na borda nordeste da bacia, onde o perfil PABBRISE está localizado, a sul do Arco de Goiânia/Alto Paranaíba e a norte da zona de falha Guapiara, as sequências sedimentares afinam para leste ou foram erodidas sem significativa associação tectônica por falhamentos (Zalán et al., 1990, 1991).

Milani (1997) organizou os ciclos de preenchimento da bacia em seis supersequências, denominadas Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Figura 3). As três primeiras são definidas por ciclos transgressivos-regressivos relacionados a variações do nível do mar paleozóico e as demais revelam progressiva continentalização dos depósitos sedimentares da bacia (Milani 1997; Milani e Ramos, 1998; Milani et al., 2007).

Há dois episódios magmáticos interceptando os sedimentos da Bacia do Paraná. O mais antigo é o Basalto Três Lagoas, associado à supersequência Rio Ivaí, datada de 443 ± 10 Ma (Milani, 2004), e o segundo, o magmatismo Serra Geral (Supersequência Gondwana III), está associado a diques e soleiras.

Com relação a origem e evolução da Bacia do Paraná, há pelo menos cinco interpretações principais. Fulfaro et al. (1982) defendem que calhas de direção NW-SE, com características aulacogênicas, condicionaram o início da sedimentação na bacia. Zalán et al. (1990) atribuem a contração térmica após a Orogenia Brasileira (890 – 490 Ma) como responsável pela implantação do mecanismo de subsidência. Soares (1991, *apud* Milani et al., 2007) atribui o controle da deposição inicial ao mecanismo de flexura litosférica que gerou o abatimento de blocos do embasamento. Marques et al. (1993, *apud* Milani, 2004) descrevem que o responsável pela acomodação do pacote sedimentar da Supersequência Rio Ivaí seria um rifte central alinhado ao eixo NE-SW do Rio Paraná. Para Milani (1997) e Milani e Ramos (1998), a subsidência inicial da bacia é associada à reativação de zonas de fraqueza NE-SW resultantes do Orogenia Brasileira.

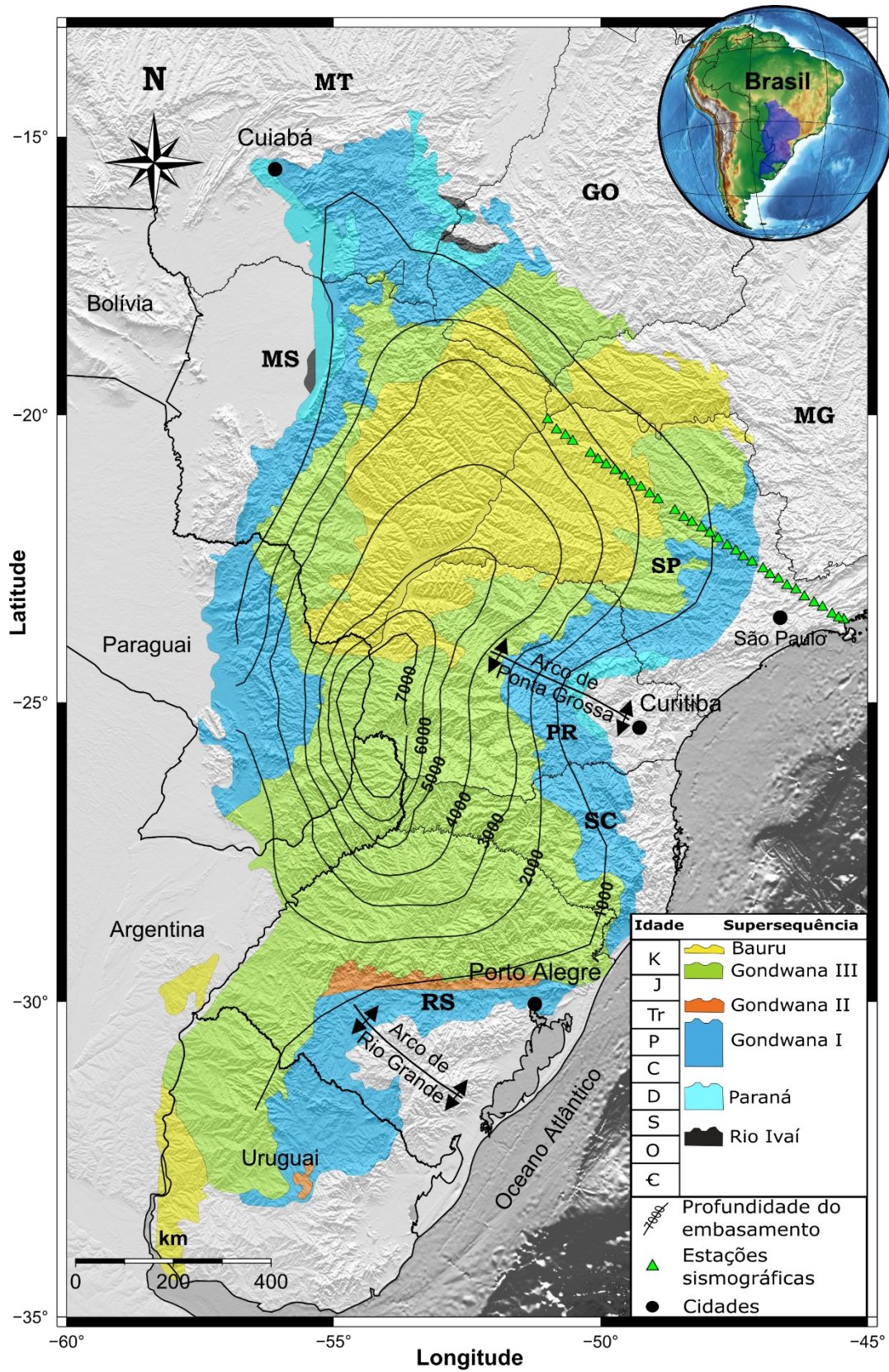


Figura 3 – Mapa geológico da Bacia do Paraná mostrando as superseqüências segundo Milani (1997).



De modo similar, a natureza crustal do embasamento da Bacia do Paraná é historicamente objeto de amplo debate que recorrentemente emprega investigações por diferentes métodos geológicos e geofísicos. A ausência de afloramentos nas porções interiores e a quantidade limitada de furos que trazem informações do embasamento dificultam a análise direta.

A presença de um núcleo cratônico único sob a Bacia do Paraná foi mencionada pela primeira vez por Fyfe e Leonardos Jr. (1974). O bloco foi delimitado por dados geológicos regionais do Brasil por Soares et al. (1978) e essa hipótese foi refinada por Cordani et al. (1984), utilizando informações de testemunhos de sondagem.

Milani (1997) e Milani e Ramos (1998), utilizando dados de furos de sondagens, interpretaram o embasamento da bacia como formado por blocos cratônicos separados por faixas móveis (Figura 4a).

Quintas (1995) e Mantovani et al. (2005), utilizando dados gravimétricos, obtiveram mapa de anomalia gravimétrica Bouguer para o embasamento da bacia, que evidenciou uma anomalia gravimétrica positiva alinhada com a porção central da bacia. Os autores interpretaram essa anomalia como um bloco litosférico e o denominaram Bloco Paranapanema (Figura 4b).

Cordani et al (2009), por sua vez, adicionaram análises dos domínios litoestruturais da bacia, explicando o contexto geotectônico dos blocos do embasamento e a origem das faixas móveis durante a formação do Gondwana Ocidental (Figura 4c).

Pinto e Vidotti (2019), a partir do processamento e análise de dados gravimétricos e magnéticos, descreveram novos limites para os domínios do embasamento da Bacia do Paraná. Os domínios geofísicos sugeridos pelos autores foram agrupados de acordo com os Sistemas Orogênicos Brasileiros (Figura 4d).

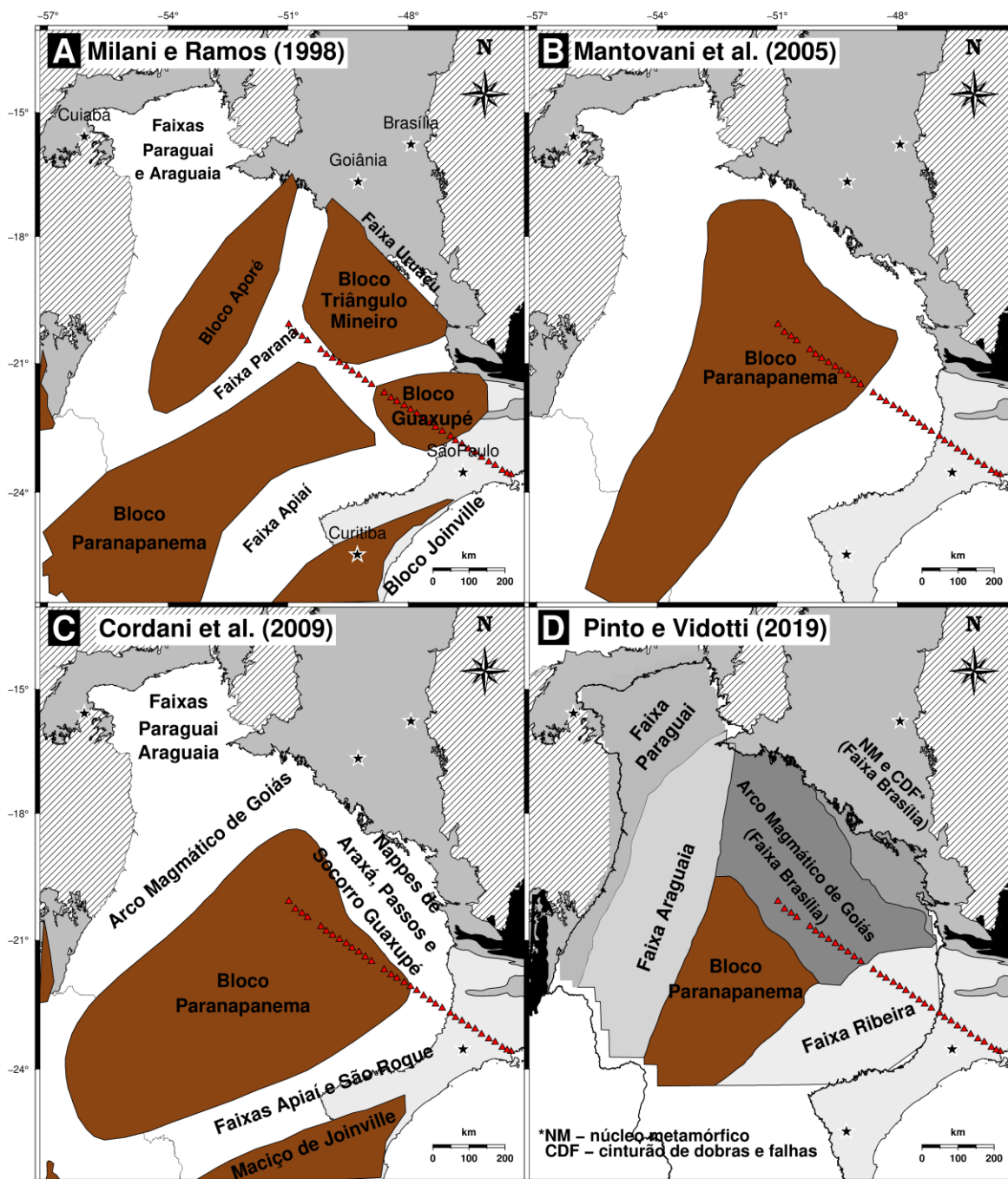


Figura 4 – Modelos do embasamento da Bacia do Paraná segundo (A) Milani e Ramos (1998), (B) Mantovani et al. (2005), (C) Cordani et al. (2009) e (D) Pinto e Vidotti (2019). (Modificado de Pinto, 2019).



2.2 Faixa Brasília meridional: *Nappe* Socorro-Guaxupé

As faixas Brasília, Paraguai e Araguaia compõem o conjunto dos cinturões orogênicos pertencentes à Província Tocantins (Almeida et al., 1981).

A Faixa Brasília se estende ao longo do limite oeste-sudoeste do Cráton do São Francisco e é subdividida em dois segmentos: a Faixa Brasília setentrional, onde predominam exposições de embasamento paleoproterozóico parcialmente coberto por sequências paleo-, meso- e neoproterozóicas; e a Faixa Brasília meridional, onde predominam sistemas de *nappes*, dobras e empurrões (Fuck et al., 1994, 2005, 2017; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000; Valeriano et al., 2008; Valeriano, 2017).

A Faixa Brasília é compartimentada em dois segmentos distintos, a zona externa, a leste, e zona interna, a oeste (Fuck et al., 1994, 2005, 2017; Valeriano et al., 2008; Valeriano, 2017), que se diferenciam pela intensidade deformacional e por apresentarem polaridade metamórfica crescente para oeste, em direção à zona interna.

A zona externa é composta por unidades metassedimentares (grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá), interpretadas como sequências de margem passiva com idade neoproterozóica e porções expostas do seu embasamento, estando presentes estruturas de cinturão de dobras e empurrões (Fuck et al., 1994).

A zona interna compreende rochas metassedimentares do Grupo Araxá, parte do Grupo/Megassequência Andrelândia, o complexo granulítico Anápolis-Itauçu, o Maciço de Goiás, o Arco Magmático de Goiás e a *Nappe* Socorro-Guaxupé, no extremo sudeste da faixa móvel (Valeriano et al., 2008). A estruturação desta zona é complexa, possuindo forte tectônica tangencial, expressa sob a forma de *nappes* materializadas por sistemas de cavalgamento/dobras e escamas litotectônicas, com vergência para o Cráton do São Francisco.

A *Nappe* Socorro-Guaxupé é dividida nos domínios Guaxupé, ao norte, e Socorro, ao sul, separadas por uma megaestrutura antiformal e por zonas de cisalhamento. Compreende três unidades distintas, a unidade granulítica basal, que é tida como derivada de protólitos ígneos de arco magmático (Campos Neto et al., 1996), a unidade intermediária composta por gnaisses graníticos e migmatitos



metaluminosos e a unidade migmatítica superior que é composta por pacote de rochas sedimentares migmatíticas (Vasconcellos et al., 1991).

A *Nappe* Socorro-Guaxupé é interpretada como a raiz deformada e exumada de um arco magmático Neoproterozóico formado ao longo da paleomargem continental ativa (Campos Neto e Figueiredo, 1995), corroborada pelo trabalho de Trouw et al. (2013), que correlacionam a *Nappe* ao Arco Magmático de Goiás e ao Complexo granulítico Anápolis-Itauçu.

2.3 Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira pertence ao Sistema Orogênico Mantiqueira, formado pela aglutinação de parte do Gondwana Ocidental durante a Orogênese Brasileira, entre o Neoproterozoico e o Cambriano. A Faixa Ribeira possui tendência estrutural geral NE-SW, resultado da interação entre o Cráton do São Francisco-Congo e demais terrenos amalgamados no Neoproterozoico.

A Faixa Ribeira é constituída por cinco unidades tectônicas principais, que são limitadas por empurrões ou zonas de cisalhamento oblíquas: terrenos Ocidental, Embu, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Heilbron et al., 2000, 2004, 2017).

O Terreno Ocidental, composto por porções de embasamento retrabalhado, derivado do Cráton do São Francisco, intercalado com rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo/Megassequência Andrelândia, interpretado por Paciullo et al. (2000) como representativo do ambiente de uma paleomargem passiva.

O terreno Embu contém lentes alongadas de embasamento paleoproterozoico e cobertura metassedimentar e é descrito como um corpo lenticular, delimitado pela Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguarí-Buquira, a noroeste, e a Zona de Cisalhamento Cubatão, a sudeste.

O Terreno Paraíba do Sul é composto por duas unidades principais: embasamento paleoproterozóico e complexo metassedimentar. A transição entre os terrenos Embu e Paraíba do Sul é tradicionalmente dada por uma zona de cisalhamento. Eirado et al. (2006), porém, descrevem que a transição entre esses



terrenos parece ser gradual, pois as rochas pertencentes a ambos são muito similares, com alguns autores tratando esses terrenos como uma única entidade, chamada Terreno Embu-Paraíba (Heilbron et al., 2008; Trouw et al., 2013).

O Terreno Oriental é representado pelo Arco Magmático Rio Negro, de idade neoproterozoica, envolto por paragnaisses do Domínio Costeiro, possivelmente também do Neoproterozoico (Trouw et al., 2013). A colisão entre o Terreno Oriental e o Terreno Ocidental é representada por zona de sutura que se estende aproximadamente 400 km a partir do litoral de São Paulo até a transição da Faixa Araçuaí.

O Terreno Cabo Frio apresenta um evento tectono-metamórfico de idade cambriana, sendo acrescentado tardiamente ao Terreno Oriental, ao longo de uma falha de empurrão com mergulho para sudeste (Schmitt et al., 2004, 2008b).



CAPÍTULO 3

O PERFIL PABBRISE

Ao longo do perfil PABBRISE foram realizados trabalhos com foco na estrutura e composição da crosta, utilizando métodos sísmicos e sismológicos (Peixoto, 2015; Bernardes, 2015; Simões, 2018) e magnetotelúrico (Minei, 2015).

A seguir estão descritos os dados e os modelos gerados pelos trabalhos de Bernardes (2015), Peixoto (2015) e Simões (2018).

3.1 Dados Sismológicos

Os dados de Função do Receptor utilizados neste trabalho foram processados por Peixoto (2015). O banco de dados é composto por registros provenientes de 34 estações sismográficas instaladas em arranjo linear aproximadamente regular, que operaram simultaneamente durante um período de até 6 meses.

Em relação aos equipamentos, as estações foram constituídas por registradores Reftek DAS 130 (3 canais) e por sensores triaxiais Sercel modelo L4A-3D (com frequência natural de 2Hz).

Os equipamentos foram emprestados do Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEG-BR), do Observatório Nacional no Rio de Janeiro.

A Tabela 1 sintetiza as informações referentes às estações sismográficas utilizadas.



Tabela 01 – Informações sobre as estações sismográficas utilizadas.

Estação	Distância (km)	Município	Longitude (°)	Latitude (°)	Elevação (m)	Domínio Geológico
PBS000	0	Santa Clara D'Oeste	-50.982083	-20.087367	336	B. Paraná
PBS010	26.61	Santana da Ponte Pensa	-50.817183	-20.270583	401	B. Paraná
PBS020	46.73	São Francisco	-50.650350	-20.370583	404	B. Paraná
PBS030	64.89	Ponta Linda	-50.512833	-20.471417	379	B. Paraná
PBS050	106.61	Floreal	-50.181050	-20.684817	498	B. Paraná
PBS060	125.60	Nhandeara	-50.039917	-20.793483	453	B. Paraná
PBS070	144.37	União Paulista	-49.887433	-20.885300	489	B. Paraná
PBS080	165.19	José Bonifácio	-49.717167	-20.985500	464	B. Paraná
PBS090	185.95	Nova Aliança	-49.544367	-21.081417	460	B. Paraná
PBS100	204.96	Irapuã	-49.400067	-21.187233	416	B. Paraná
PBS110	225.07	Urupês	-49.233483	-21.281267	464	B. Paraná
PBS120	246.26	Itajobi	-49.071300	-21.397767	485	B. Paraná
PBS130	266.12	Itápolis	-48.914783	-21.501433	460	B. Paraná
PBS150	305.08	Tabatinga	-48.599050	-21.693033	565	B. Paraná
PBS160	327.49	Gavião Peixoto	-48.425067	-21.814017	566	B. Paraná
PBS170	345.15	Boa Esperança do Sul	-48.278150	-21.895967	536	B. Paraná
PBS180	366.65	Ibaté	-48.096933	-21.993283	536	B. Paraná
PBS190	385.67	São Carlos	-47.942283	-22.086550	817	B. Paraná
PBS200	404.96	Itirapina	-47.785700	-22.181767	780	B. Paraná
PBS210	426.96	Rio Claro	-47.616400	-22.303200	661	B. Paraná
PBS220	446.91	Araras	-47.453383	-22.400533	669	B. Paraná
PBS230	464.93	Limeira	-47.309683	-22.493633	610	B. Paraná
PBS240	484.52	Artur Nogueira	-47.150133	-22.590200	634	B. Paraná
PBS250	509.43	Pedreira	-46.943767	-22.708733	666	N. Socorro
PBS260	526.61	Amparo	-46.816100	-22.813200	941	N. Socorro
PBS270	545.11	Bragança Paulista	-46.655567	-22.888483	822	N. Socorro
PBS280	565.71	Bragança Paulista	-46.496483	-23.003083	842	N. Socorro
PBS290	584.51	Piracaia	-46.327267	-23.073983	870	N. Socorro
PBS300	605.61	Igaratá	-46.167933	-23.196517	705	F. Ribeira
PBS310	627.53	Jacareí	-45.985883	-23.299483	563	B. Taubaté
PBS320	645.75	Santa Branca	-45.827167	-23.377667	638	F. Ribeira
PBS330	668.36	Paraibuna	-45.647250	-23.496800	765	F. Ribeira
PBS340	682.60	Paraibuna	-45.526217	-23.560983	748	F. Ribeira
PESM	692.97	Caraguatatuba	-45.427750	-23.593300	60	F. Ribeira



Para a geração da lista de eventos telessísmicos, Peixoto (2015) utilizou os seguintes parâmetros de busca: distância epicentral entre 30° e 90° e magnitude igual ou superior a 5.

A geração das Funções do Receptor foi realizada com o pacote Rftn.Codes (The Receiver-Function Analysis Computer Programs), (Ammon, 1997).

Os parâmetros utilizados para a equalização foram filtro nível d'água de 0,001 e filtro gaussiano de 4, correspondendo a um filtro passa baixa com frequência de corte igual a 2 Hz.

Após a geração das FRs, foi realizada análise visual das mesmas e selecionadas aquelas que possuíam a melhor razão sinal/ruído.

Após a seleção das FRs, um total de 324 traços restaram do banco de dados inicial. Esses eventos estão mostrados na Figura 5. Nota-se a partir da Figura 5, que a maior concentração de eventos telessísmicos registrados provêm da região dos Andes, a oeste do perfil sísmico.

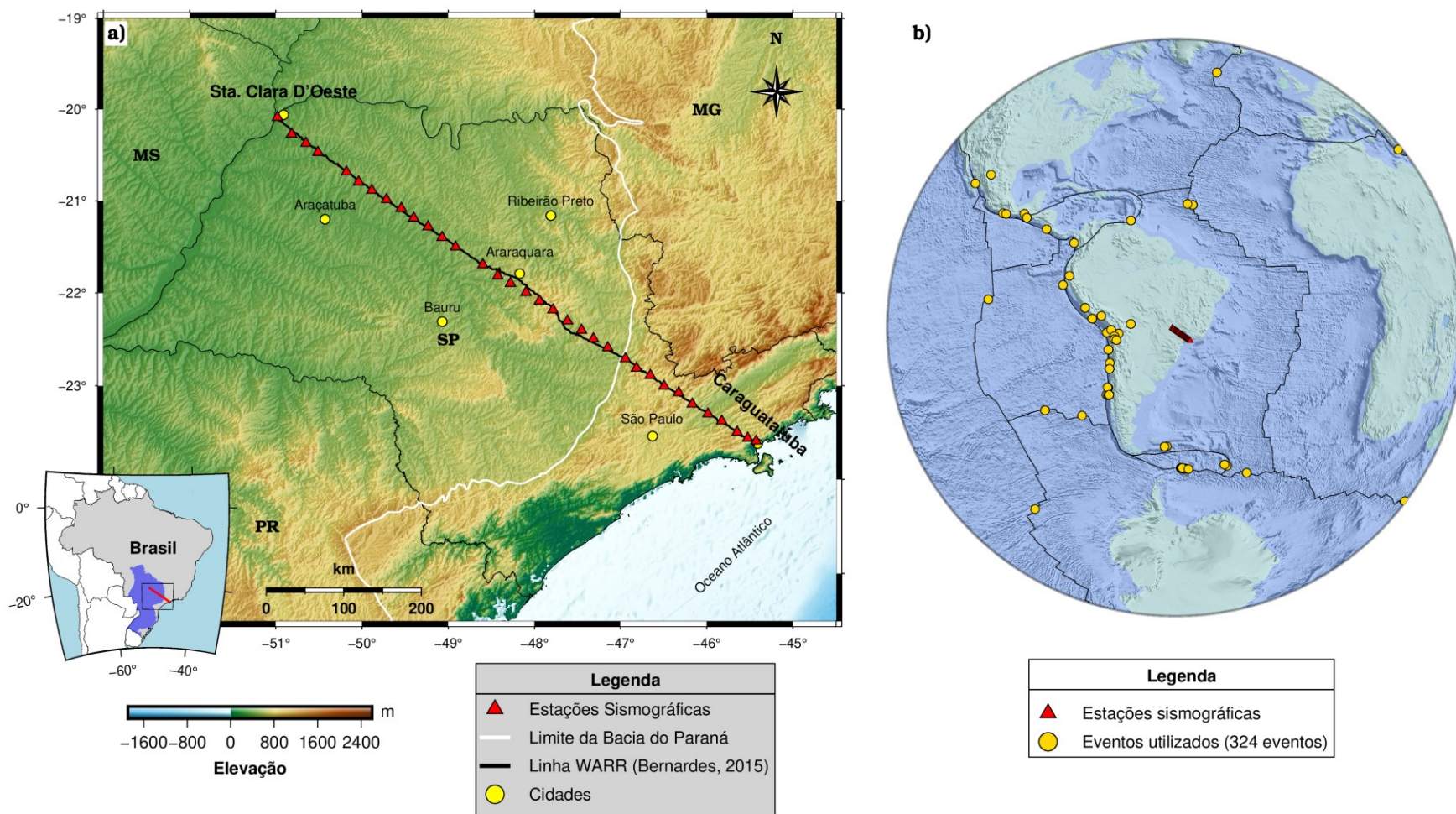


Figura 5 - Em a) o mapa de localização do perfil PABBRISE com as estações sismográficas utilizadas. Em b) o mapa mostrando os eventos tectônicos utilizados.



A Figura 6 apresenta os traços de FR para a componente radial obtidos para a estação PBS05.

Nos traços se observam as chegadas da onda P direta centrada em 0 segundos, e a fase Ps (conversão da onda P em S na descontinuidade de Moho) após 5 segundos, sugerindo crosta com mais de 40 km de espessura. Além disso, é possível identificar chegadas após a onda P direta próximo de 1 segundo, que representam reverberações das ondas sísmicas geradas na interface da bacia-embasamento.

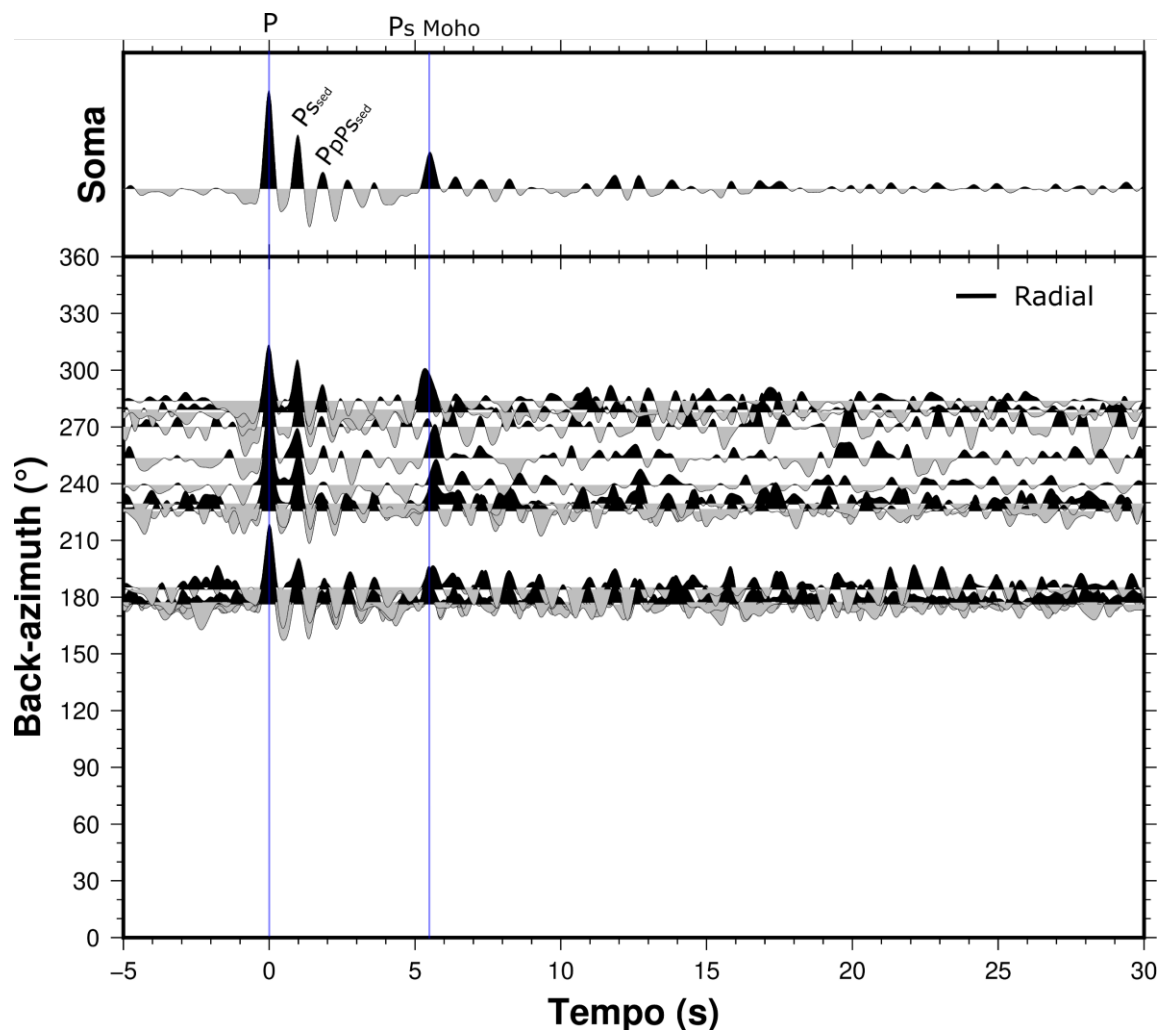


Figura 6 – Traços de Função do Receptor da componente radial para a estação PBS05. Abaixo a distribuição dos traços para a estação em relação ao Back-azimuth e acima a soma dos traços (Modificado do Peixoto, 2015).



As FRs obtidas por Peixoto (2015) (Figura 7) permitiram a obtenção de valores da espessura crustal e razão Vp/Vs média sob o perfil por meio do método *HK-Stacking*.

Os resultados permitiram subdividir o perfil nos seguintes domínios crustais: i) na porção inicial (km 0-305) o perfil de traços de FR obtido mostra espessura crustal média de 42,1 km e Vp/Vs média de 1,76; ii) na porção central (km 305-525) a crosta possui espessura média de 39,4 km e Vp/Vs de 1,76; e iii) no final do perfil (km 525-700) a espessura média da crosta é de 32 km e as razões Vp/Vs obtidas possuem a maior variabilidade (1,73-1,83), com média de 1,78, valores interpretados como refletindo a presença de fluídos na crosta inferior.

Os dados da razão Vp/Vs obtidos por Peixoto (2015), utilizando o método *HK-Stacking*, são valores médios para a crosta, não sendo isolada a contribuição dos valores referentes ao pacote vulcano-sedimentar.

Deste modo, os valores obtidos podem diferir quando calculada primeiramente a contribuição da bacia, para posterior investigação da razão Vp/Vs da crosta.

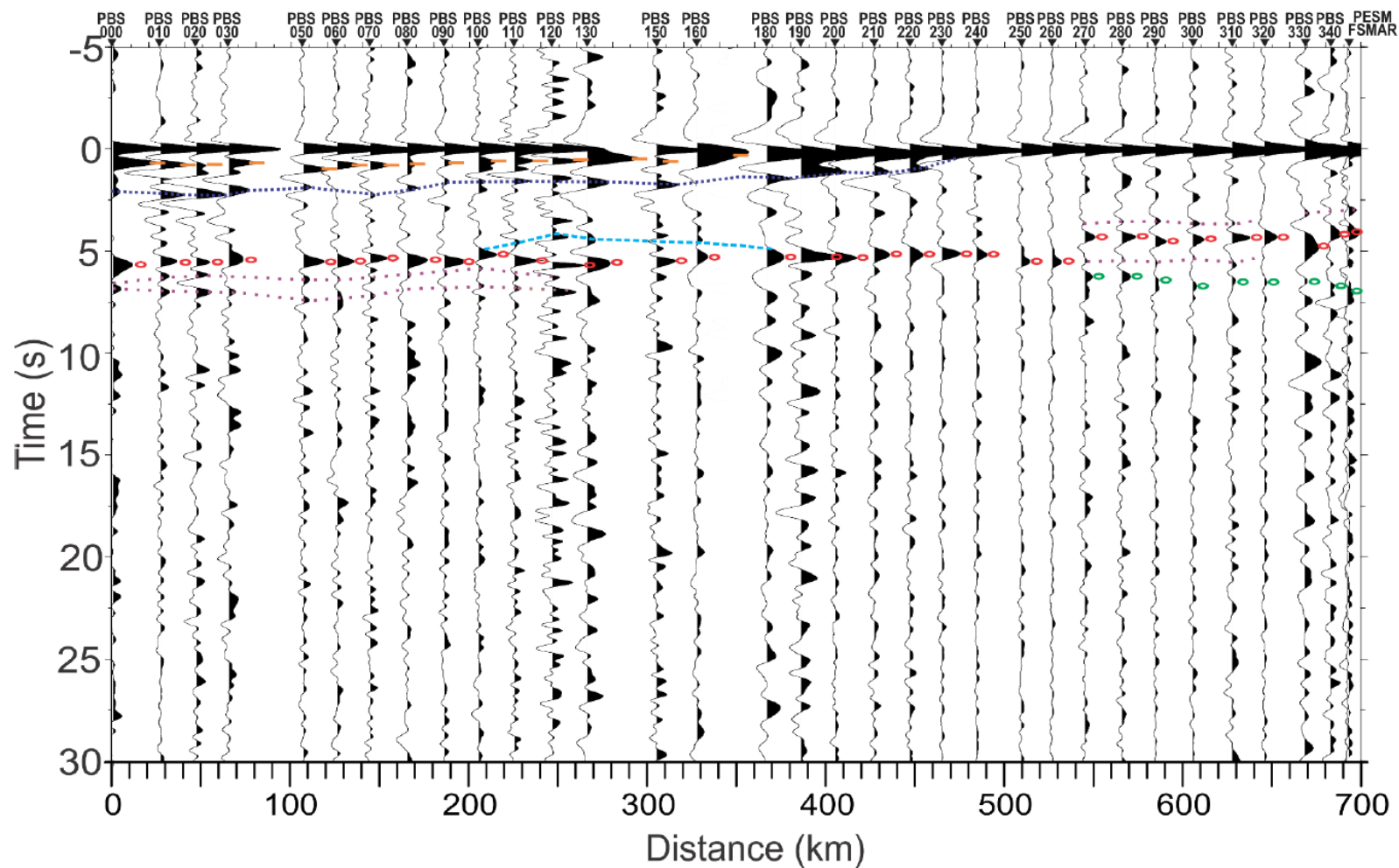


Figura 7 - Perfil de traços de Função do Receptor (radial) empilhados (Retirado de Peixoto, 2015). Em 0 segundos se encontra o alinhamento da fase P. A linha tracejada laranja representa a fase do pacote sedimentar da Bacia do Paraná. A linha tracejada azul-marinho corresponde ao alinhamento interpretado das fases múltiplas da Bacia. Os círculos vermelhos correspondem à fase Ps (Moho). Os círculos verdes correspondem a alinhamentos de fases identificadas abaixo da Moho e a linha tracejada roxa corresponde ao alinhamento de possíveis discontinuidades existentes na crosta e manto. A linha tracejada azul-claro corresponde ao *underplate* também detectado por Bernardes (2015).



3.2 Dados Sísmicos

O modelo de velocidade de onda P utilizado é resultado de estudos de refração/reflexão de ângulo amplo proposto por Bernardes (2015).

Para a aquisição dos dados, foram utilizadas 347 estações receptoras (pares sensor-registrador), instaladas a cada 2 km e 13 explosões controladas (ponto de tiro - PT), realizadas aproximadamente a cada 50 km (Figura 8).

Os equipamentos utilizados para a realização da aquisição dos dados foram os seguintes:

- a) 315 registradores digitais monocanal (marca Reftek, modelo Texan 125A);
- b) 315 sensores sísmicos analógicos verticais, 2Hz/0,5 s, 5500 ohms (marca Sercel, modelo L-4A);
- c) 32 registradores digitais de 3 canais (marca REF TEK, modelo DAS130-01/3);
- d) 32 sensores sísmicos analógicos triaxiais, 2 Hz/0,5 s, 5500 ohms (marca Sercel, modelo L-4-3D).

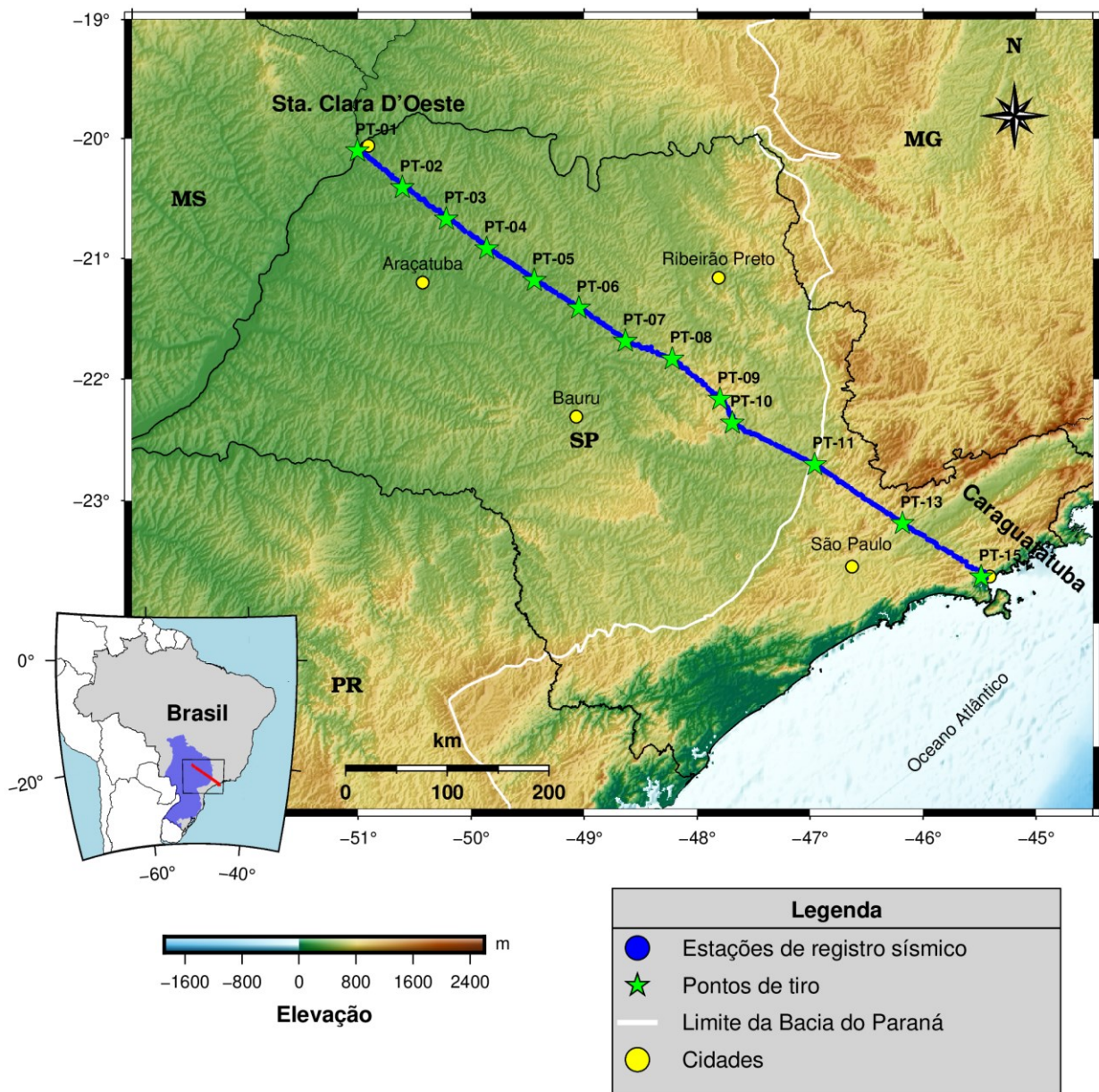


Figura 8 - Mapa topográfico com a localização do perfil sísmico PABBRISE. As estrelas representam os pontos de tiro (PT) e os círculos azuis representam as estações de registro do experimento. (Modificado de Bernardes, 2015).



3.2.1 Processamento e Modelagem de Refração Sísmica

A descrição detalhada do processamento e modelagem dos dados sísmicos de refração sísmica profunda é apresentada por Bernardes (2015). As etapas de processamento estão listadas abaixo:

- 1) Correção do tempo de deriva;
- 2) Conversão dos dados brutos de cada registrador para formato SAC;
- 3) Edição e preenchimento do cabeçalho de cada arquivo;
- 4) Inspeção visual da qualidade dos traços sísmicos;
- 5) Geração das seções sísmicas para cada ponto de tiro;
- 6) Identificação e leitura dos alinhamentos de fases sísmicas;
- 7) Modelagem direta e ajustes.

Na etapa da modelagem direta Bernardes (2015) gerou modelo inicial, levando em consideração os limites geológicos de superfície e incorporando a topografia ao modelo.

Após a modelagem inicial, foi empregada a abordagem de “remoção de camada”, recomendada por Zelt & Smith (1992) e Zelt (1999), que basicamente consiste em modelar primeiramente as camadas mais superficiais, seguindo a modelagem para as camadas mais profundas.

Nesta etapa foram incorporadas ao modelo as isópacas dos derrames basálticos (Zalán et al., 1990) e do embasamento da Bacia do Paraná (Bizzi et al., 2003), possibilitando a inversão de velocidade sísmica. Além disso, foi utilizado o modelo magnetotelúrico de alta resolução (Minei, 2015) para validar a geometria da bacia.

O modelo de velocidades de ondas P da estrutura da crosta e topo do manto ao longo do perfil PABBRISE resultante é mostrado na Figura 9.

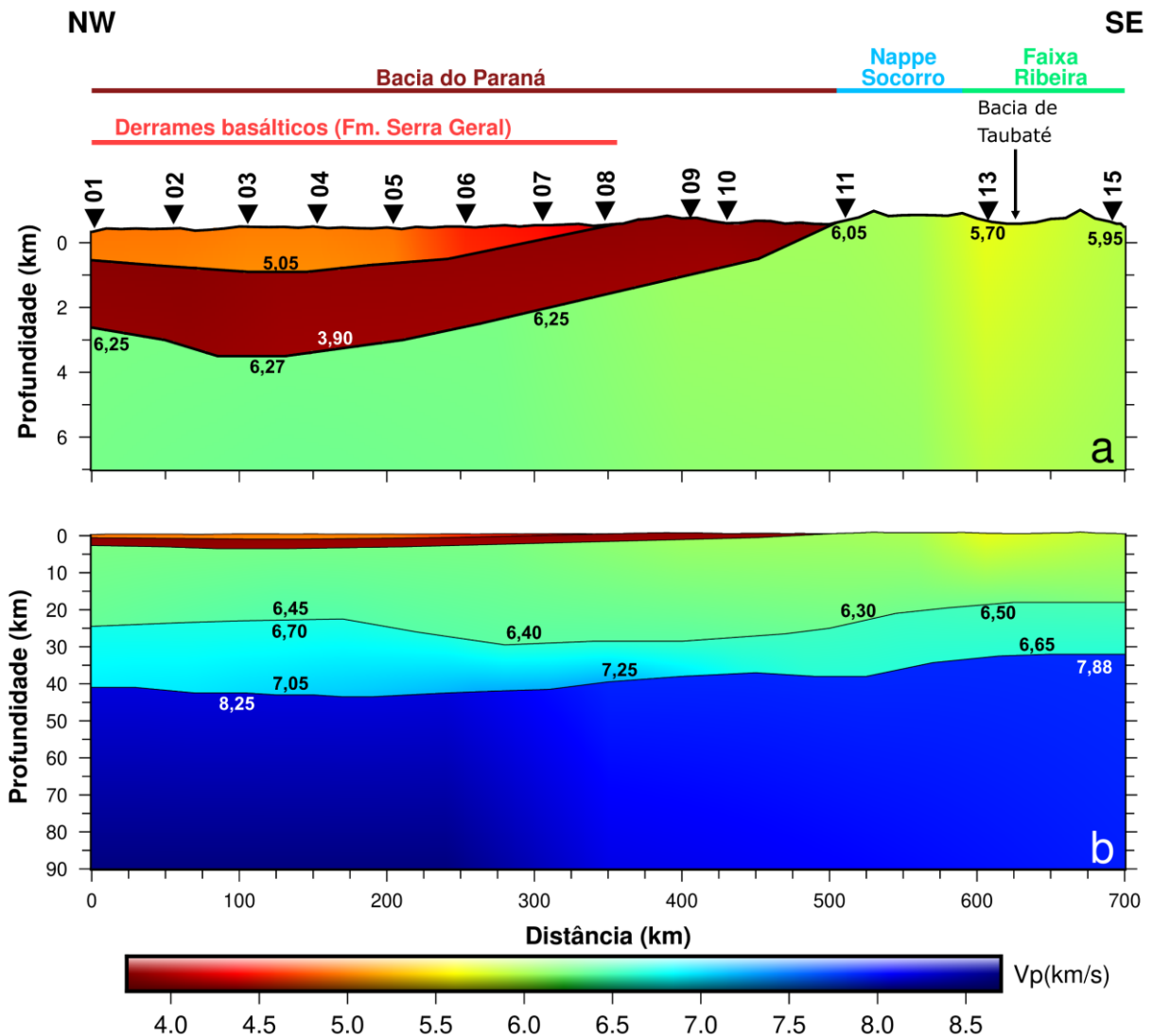


Figura 9 - Modelo de velocidades de ondas P para a crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE. a) Porção superior do modelo destacada. b) O modelo completo. Os triângulos pretos demonstram as posições dos pontos de tiro. Os números em cada camada indicam a Vp (em km/s) para a região. Os limites geotectônicos em superfície estão indicados na porção superior da figura. (Modificado de Bernardes, 2015).

O modelo possui 700 km de extensão e 90 km de profundidade, sendo constituído por cinco camadas: 1) derrames basálticos da Formação Serra Geral; 2) rochas sedimentares pré-vulcânicas; 3) crosta superior; 4) crosta inferior e 5) topo do manto superior.



A interpretação do modelo sísmico proposta por Bernardes (2015) já indicava a presença de uma camada de alta velocidade na base da crosta inferior, muito provavelmente relacionada à existência de *underplate* máfico na porção central do modelo. Essa camada, porém, não havia sido modelada até a publicação de sua dissertação.

O modelo foi então atualizado posteriormente e está em fase de publicação. A atualização contou com a inserção de uma camada de alta velocidade na base da crosta, caracterizada por corpo intrusivo máfico provavelmente gerado por processo de *underplating* crustal.

O modelo atual e utilizado neste trabalho, portanto, possui 6 camadas: 1) derrames basálticos do Grupo Serra Geral; 2) rochas sedimentares pré-vulcânicas; 3) crosta superior; 4) crosta inferior; 5) *underplate* máfico na base da crosta inferior e 6) topo do manto superior (Figura 10).

A partir do modelo sísmico proposto, foi possível mostrar que a descontinuidade de Moho é uma interface irregular e transicional, com profundidades variando entre 32 e 43,5 km, sendo mais rasa próxima à margem continental.

A partir das geometrias das camadas e da distribuição dos valores de velocidade obtidos por meio da modelagem de ondas P, Bernardes (2015) classificou a crosta em 3 domínios sísmicos: i) na porção inicial do modelo (km 0-170 do perfil) o sismograma de refração apresenta aspecto reverberado para a crosta inferior, interpretado como resultado da interação da frente de onda com intrusões máficas descontínuas, a velocidade da onda P neste domínio é de 6,70-7,05 km/s; ii) no domínio central (km 170-525) a crosta superior possui espessura 3 vezes maior que a crosta inferior, com a crosta inferior apresentando forte gradiente positivo de velocidade, interpretado como um corpo máfico na base da crosta ($V_p = 7,10-7,25$ km/s); iii) No domínio externo (km 525-700), a crosta inferior apresenta velocidades P anormalmente baixas ($V_p = 6,48-6,65$ km/s) que, associadas às elevações das serras do Mar e Mantiqueira, à espessura crustal de apenas 32 km e aos dados de anomalias Bouguer, sugere que a porção máfica da crosta inferior tenha sido delaminada por processos desencadeados pela abertura do Oceano Atlântico Sul.

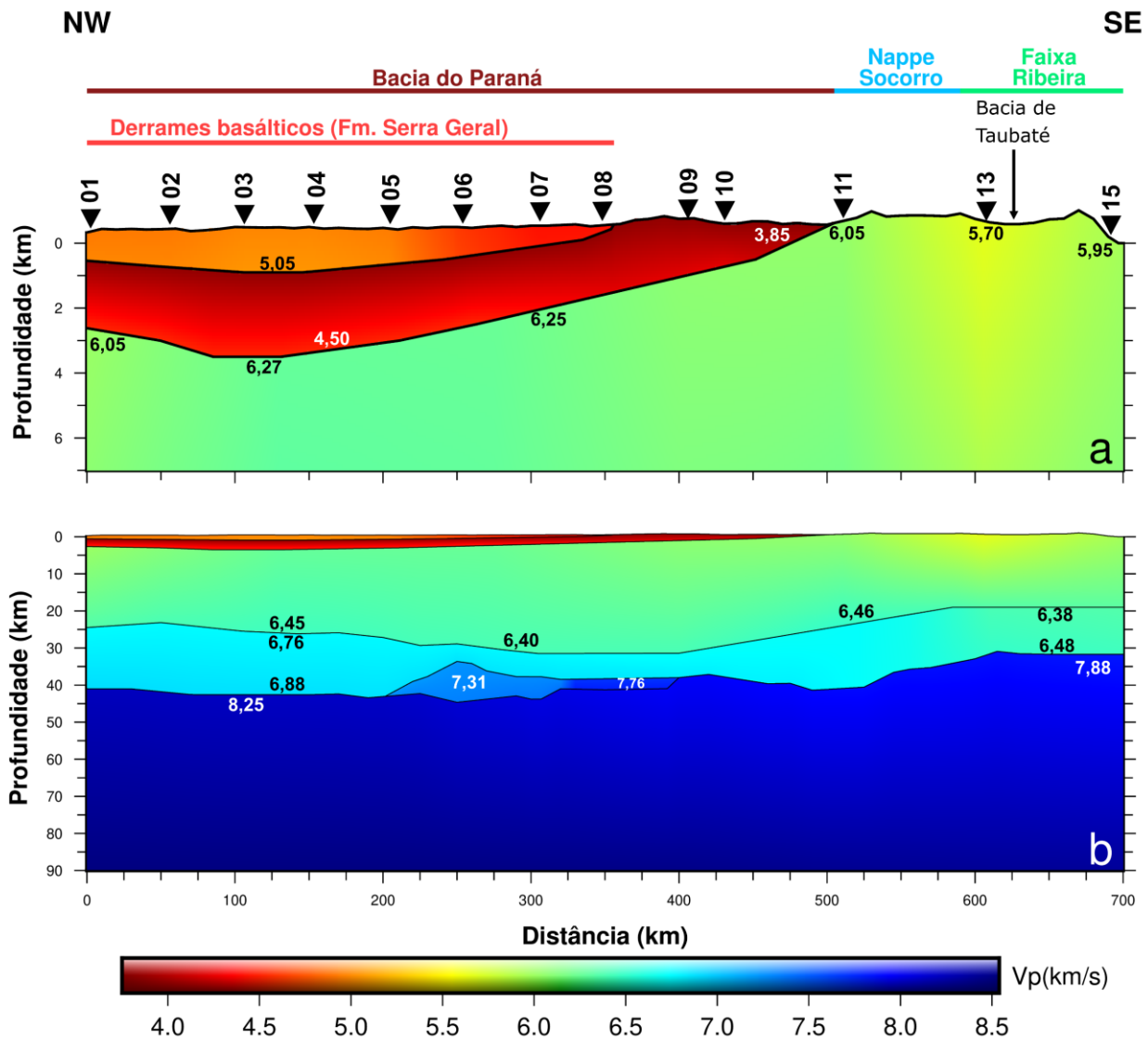


Figura 10 - Modelo de velocidades de ondas P para a crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE. a) Porção superior do modelo em detalhe. b) O modelo atualizado de Bernardes (2015). Os triângulos pretos demonstram as posições dos pontos de tiro. Os números em cada camada indicam a Vp (em km/s) para a região. Os limites geológicos de superfície estão indicados na porção superior da figura.



Simões (2018), a partir de modelagem sísmica dos tempos de percurso das fases S (refrações e reflexões) identificadas nos dados de refração profunda, propõe modelo de velocidades de onda S, tendo como ponto de partida o modelo de onda P de Bernardes (2015).

De maneira análoga, Simões (2018), a partir de valores da V_p/V_s (Figura 11), caracteriza a crosta em três domínios principais: i) no primeiro domínio foram obtidos altos valores para razão V_p/V_s , que associados aos dados de FR e V_p , foram interpretados como dutos que alimentaram o magmatismo Serra Geral para esta parte do modelo; ii) no domínio central, os valores de V_p/V_s obtidos ressaltam o *underplate* máfico na base da crosta inferior; e iii) no domínio externo foram identificados valores altos de V_p/V_s ($> 1,80$) para crosta inferior, onde ocorrem valores relativamente baixos para V_p (6,48 – 6,65 km/s). Ambas as características são indicativos de presença de fluidos intersticiais na crosta inferior.

No modelo apresentado por Simões (2018) não foi possível a obtenção de valores de velocidade da onda S e conseqüentemente da razão V_p/V_s para a camada do pacote sedimentar, devido à ambigüidade na identificação das fases provenientes dessas feições nos sismogramas.

No caso do presente trabalho os dados utilizados para a aplicação do CCP correspondem ao campo de velocidades de onda P e as interfaces bacia-embasamento e limite entre a crosta e o manto de Bernardes (2015) e as FRs de Peixoto (2015). A obtenção dos valores da razão V_p/V_s está condicionada ao ajuste entre as interfaces e as fases (múltiplas e convertida) das FRs migradas para a profundidade.

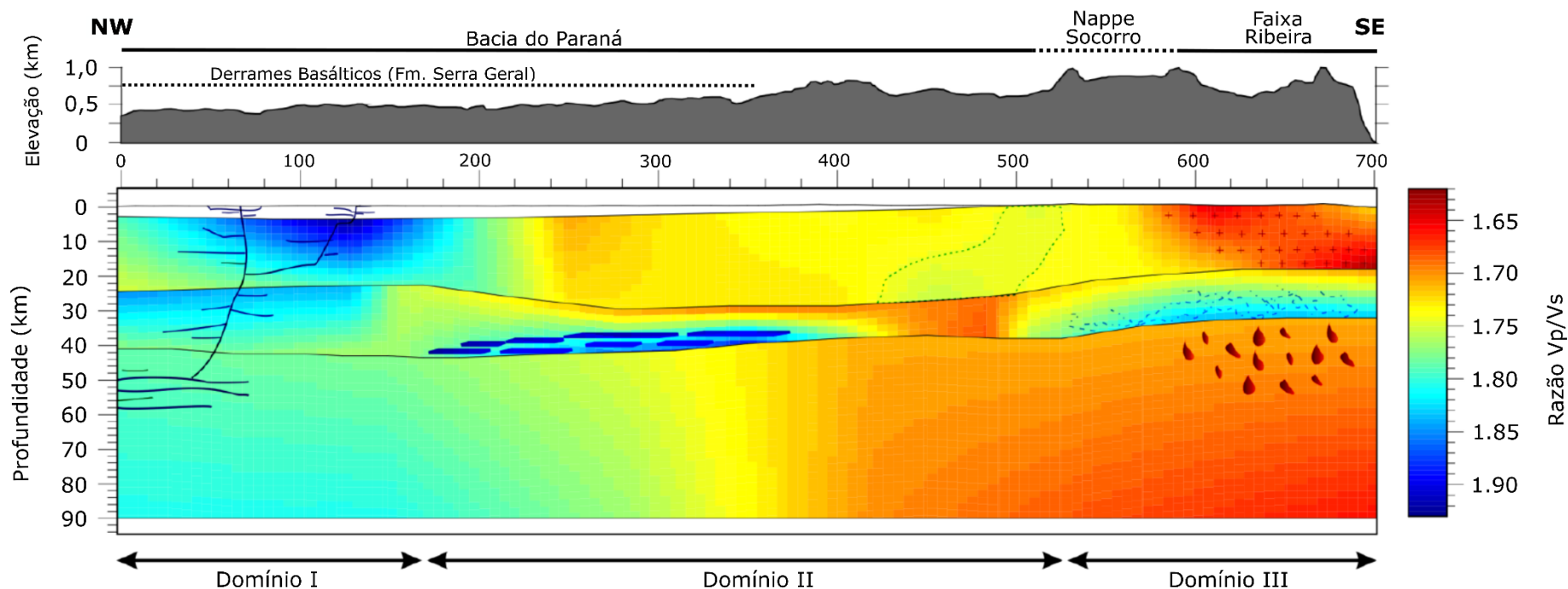


Figura 11 – Modelo da razão Vp/Vs para o perfil PABBRISE. Acima: perfil topográfico com os limites geológicos. Abaixo: Domínio I (0 – 170 km) intrusões máficas na crosta e manto robusto/denso; Domínio II (170 – 525 km) crosta superior preservada com sutil aumento da Vp/Vs no final do domínio sugerindo correlação com a Nappe Socorro, underplating máfico na base da crosta inferior, manto transicional; Domínio III (525 – 700 km) crosta superior félsica indica granitogênese, crosta inferior hidratada e manto quente/menos competente (Retirado de Simões, 2018).



CAPÍTULO 4

METODOLOGIA

4.1 Função do Receptor

O método Função do Receptor, desenvolvido por Langston (1979), tem como objetivo inferir a estrutura crustal, em termos da espessura da crosta e da razão V_p/V_s sob as estações sismográficas. O método utiliza ondas P geradas por telessismos que, ao incidirem numa interface que separa meios com velocidades de propagação diferentes para as ondas P e S, como por exemplo, a descontinuidade de Mohorovicic, com um ângulo inferior a 40° com relação a vertical, são refratadas e têm parte de sua energia convertida em ondas S (Ps) e outra parte sofre reflexões múltiplas ($PpPs$ e $PpSs + PsPs$), as quais são registradas nas estações sismográficas (Figura 12).

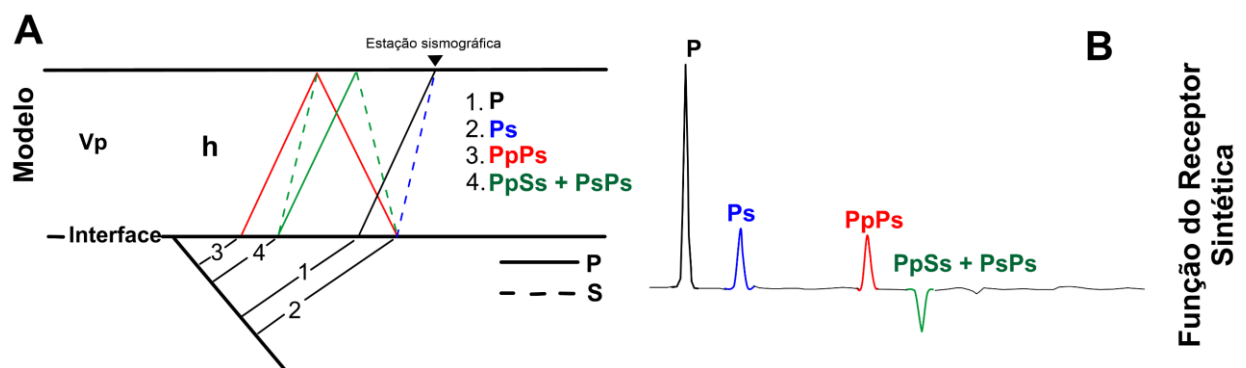


Figura 12 - (A) Modelo simplificado mostrando o caminho percorrido pelas ondas e suas principais conversões. (B) Registro de tempo e amplitude das ondas em termos da Função do Receptor.

O primeiro registro de fase na estação é a onda P, seguida da sua principal conversão, a onda Ps , e posteriormente ocorre a chegada de suas reflexões múltiplas $PpPs$ e $PpSs + PsPs$. Como as velocidades das ondas P e S são distintas, é possível correlacionar seus tempos de registro com suas velocidades (V_p e V_s) e espessura da camada (h), possibilitando inferir a profundidade da descontinuidade de Moho.

As estações registram geralmente os sismos utilizando o sistema de coordenadas geográficas ZNE (Vertical, Norte-Sul, Leste-Oeste) e o primeiro passo



para a obtenção da Função do Receptor é a separação das ondas P e S. Para isso, é necessário fazer a rotação do sistema de registro ZNE para o sistema ZRT (Vertical, Radial e Transversal), o qual se baseia na direção de polarização das ondas P e S. Neste sistema a componente radial é posicionada paralelamente ao sentido de propagação da onda P (Figura 13).

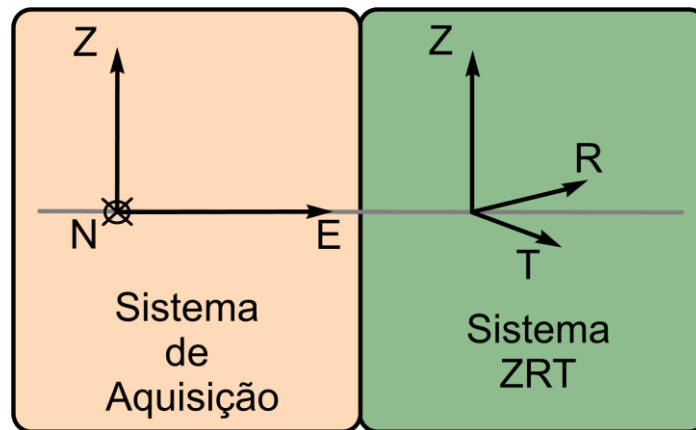


Figura 13 - Ilustração mostrando a rotação do sistema de coordenadas da estação.

O registro de um sismo por estação sismográfica traz informações referentes à resposta da fonte $S(t)$, do instrumento $I(t)$ e da estrutura crustal sob a estação $H(t)$. Deste modo, Langston (1979) desenvolveu o método da Função do Receptor a fim de isolar a resposta equivalente apenas à estrutura crustal.

O método consiste na deconvolução dos registros das componentes radial e tangencial pela componente vertical.

No domínio do tempo um sinal telessísmico pode ser representado pelas equações abaixo:

$$R_v(t) = I(t) * S(t) * H_v(t) \quad (1)$$

$$R_R(t) = I(t) * S(t) * H_R(t) \quad (2)$$

$$R_T(t) = I(t) * S(t) * H_T(t) \quad (3)$$



Em que $R_v(t)$, $R_R(t)$ e $R_T(t)$ representam as componentes vertical, radial e tangencial, respectivamente, $H_v(t)$, $H_R(t)$ e $H_T(t)$ são as respostas das estruturas sob as estações e suas componentes vertical, radial e transversal, respectivamente.

A onda P telessísmica, cujo ângulo de incidência em relação à superfície é próximo da vertical, gera registro de um pico inicial no resultado de Função do Receptor. Os picos secundários registrados possuem amplitude desprezível, quando comparados ao inicial. Desta forma, é possível desprezá-los e fazer uma aproximação do registro vertical como sendo representativa da assinatura da fonte $H_v(t)$:

$$H_v(t) \cong \delta(t) \quad (4)$$

Na operação de convolução a função impulso ($\delta(t)$) não modifica o resultado final. Desta forma, o sinal registrado na componente vertical, pode ser representado pela substituição da equação (4) na equação (1) da seguinte forma:

$$R_v(t) \cong I(t) * S(t) \quad (5)$$

Com o objetivo de obter as expressões no domínio da frequência, a operação de convolução torna-se uma multiplicação espectral, aplicando-se a transformada de Fourier nas expressões 2, 3 e 5, obtendo as seguintes relações:

$$R_v(\omega) \cong I(\omega)S(\omega) \quad (6)$$

$$R_R(\omega) \cong I(\omega)S(\omega)H_R(\omega) \quad (7)$$

$$R_T(\omega) \cong I(\omega)S(\omega)H_T(\omega) \quad (8)$$

Em que (ω) representa a frequência angular.

Substituindo a equação (6) nas equações (7) e (8), eliminam-se os termos referentes à resposta do instrumento $I(\omega)$ e da fonte $S(\omega)$:



$$R_R(\omega) \cong R_v(\omega)H_R(\omega) \quad (9)$$

$$R_T(\omega) \cong R_v(\omega)H_T(\omega) \quad (10)$$

Isolando o termo $H_R(\omega)$ e $H_T(\omega)$ nas equações (9) e (10), temos:

$$H_R(\omega) \cong \frac{R_R(\omega)}{R_v(\omega)} \quad (11)$$

$$H_T(\omega) \cong \frac{R_T(\omega)}{R_v(\omega)} \quad (12)$$

Em que $H_R(\omega)$ e $H_T(\omega)$ representam a resposta das estruturas sob a estação nas componentes radial e transversal, respectivamente. Desta forma, por meio da deconvolução das componentes radial e tangencial pela componente vertical é possível obter a informação referente à estrutura crustal sob a estação sismográfica.

4.2 Efeitos da distância entre a fonte e o receptor

Para a aplicação do método Função do Receptor, é necessária a obtenção de eventos telessísmicos e na escolha dos eventos, é necessário descartar eventos que sofram triplicação do sinal sísmico, efeito causado por descontinuidades presentes no interior da Terra (Langston, 1979).

Essas descontinuidades estão no manto superior, uma a 410 km e a outra a 670 km, e causam a triplicação do sinal sísmico para distâncias epicentrais entre 19° e 30°, respectivamente (Figura 14), fazendo com que o sinal apresente reflexões e refrações adicionais, devido à interação da onda sísmica com essas descontinuidades (Shearer, 2009).

Desta forma, eventos com distâncias epicentrais abaixo de 30° devem ser evitados para não contaminar as fases no traço de FR com as reflexões e refrações que ocorrem nessas descontinuidades.

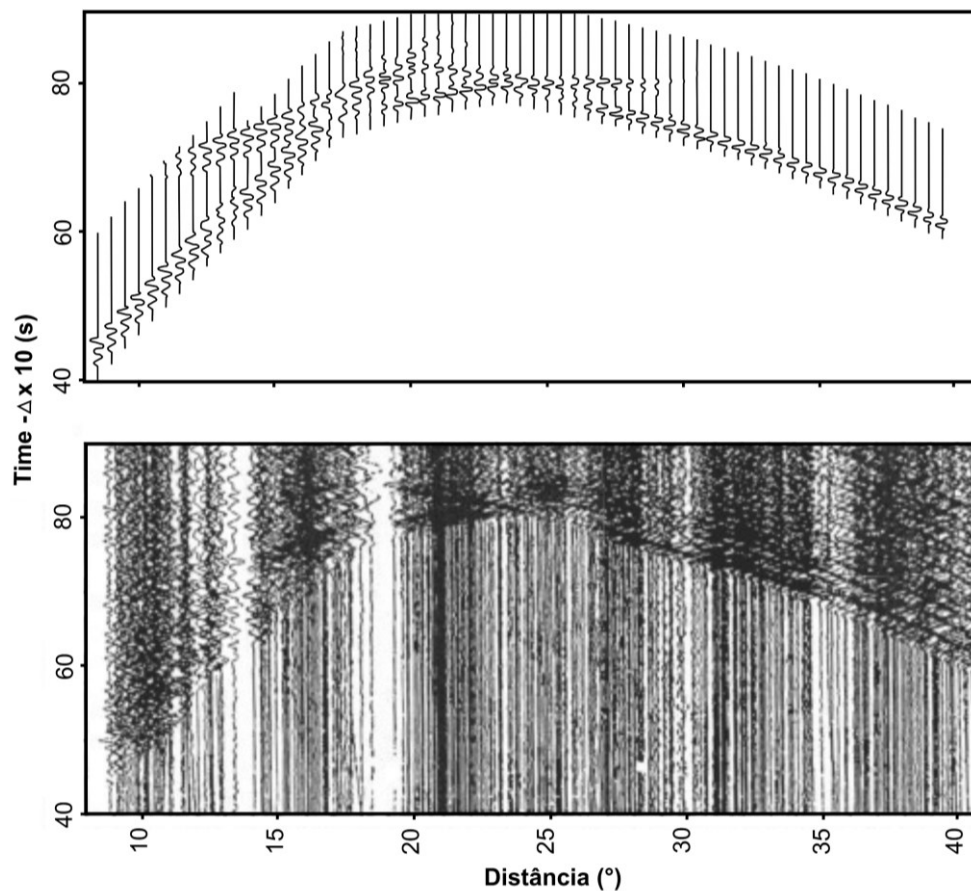


Figura 14 – Ilustração do efeito da triplicação das ondas sísmicas. Acima um sismograma sintético gerado pelo modelo da imagem abaixo (Stein & Wysession, 2003).

Outro efeito que deve ser considerado no momento da seleção dos eventos é o efeito de sombra da Terra, que é a região entre 104° e 140° aproximadamente, onde não há registro da onda P direta. Para a onda S a zona de sombra está entre 104° e 180° de distância (Figura 15).

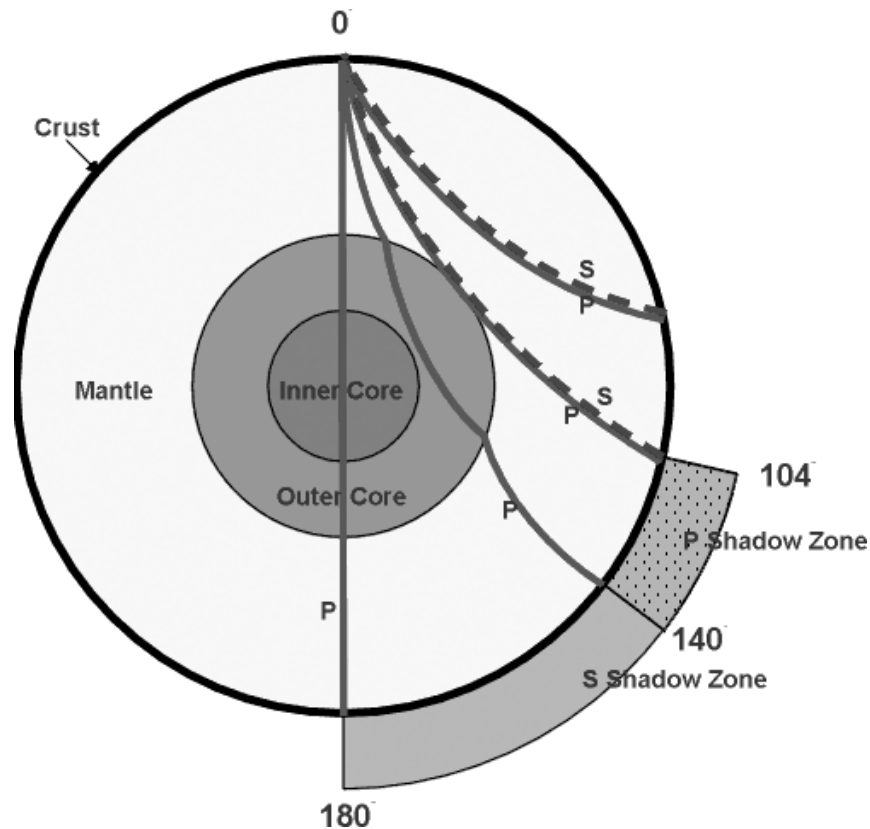


Figura 15 – Esquema mostrando o caminho dos raios das ondas P e S e suas respectivas zonas de sombra (Retirado de Tanner e Calvari, 2012).

4.3 Filtros

Para a obtenção da Função do Receptor no domínio da frequência, é necessário informar os valores de dois filtros: o Filtro Nível D'água e o Filtro Gaussiano.

A deconvolução utilizada para obter a Função do Receptor é uma divisão espectral (Equações 11 e 12). Deste modo, quando o denominador possui valor muito pequeno, uma instabilidade pode ser gerada. Para contornar essa instabilidade, pode-se substituir os pequenos valores de amplitude por uma fração do maior valor de amplitude do denominador (Ammon, 1997). A fração é chamada de parâmetro de nível de água (c) e foi proposto por Clayton & Wiggins (1976). O valor de c determina a amplitude mínima permitida no denominador da equação (13):

$$E_R(W) = \frac{D_R(W)D_V^*}{\max[D_V(W).D_V^*(W), c.\max[D_V(W).D_V^*(W)]]} \quad (13)$$



Substituindo os valores pequenos por valores maiores no denominador da equação (13), atenua-se as frequências para as quais a componente vertical tem amplitude pequena (Figura 16). O valor de nível d'água deve ser escolhido de modo a não aumentar o nível de ruído do traço da Função do Receptor.

Para os dados de Função do Receptor utilizados neste trabalho, Peixoto (2015) utilizou o valor de 0,001 para o filtro nível d'água.

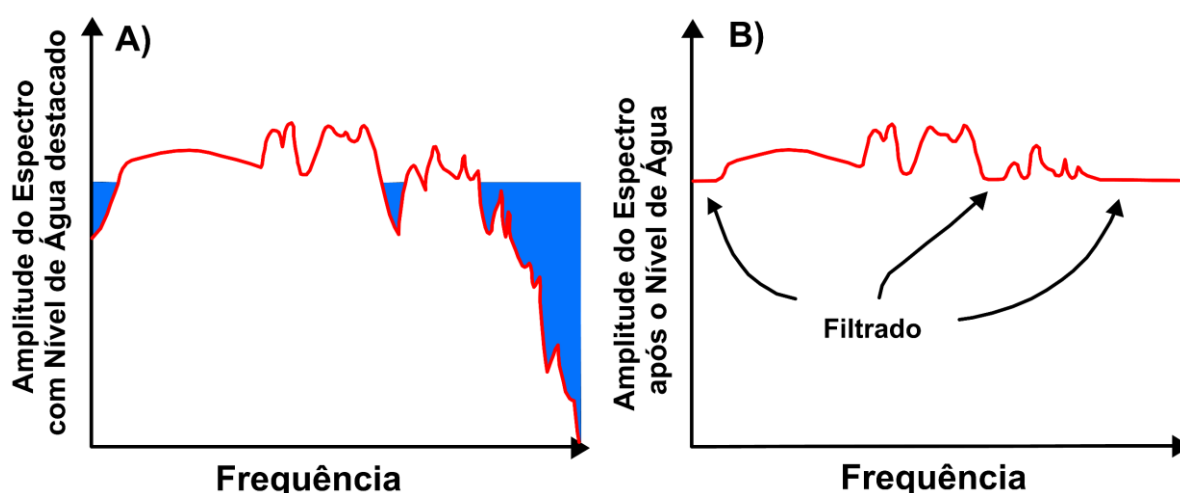


Figura 16 - Espectro de amplitude com a utilização do nível de água. Em (A) espectro de amplitude com nível de água real e em (B) espectro de amplitude após a aplicação do nível de água (Adaptado de Ammon, 1997).

Com o objetivo de eliminar ruídos de alta frequência na Função do Receptor, utiliza-se filtro passa-baixa representado por uma curva gaussiana (Figura 17), dada pela seguinte expressão:

$$G(W) = \frac{e^{-W^2}}{4a^2} \quad (14)$$

Em que a é denominado fator de extensão do filtro gaussiano e W é a frequência central.



Valores baixos para o filtro gaussiano tendem a suavizar os efeitos de heterogeneidades de pequena escala na crosta (França, 2003). Para os dados de Função do Receptor, Peixoto (2015) utilizou o valor de 4 para o fator gaussiano, que corresponde a um filtro passa-baixa com frequência de corte de 2 Hz.

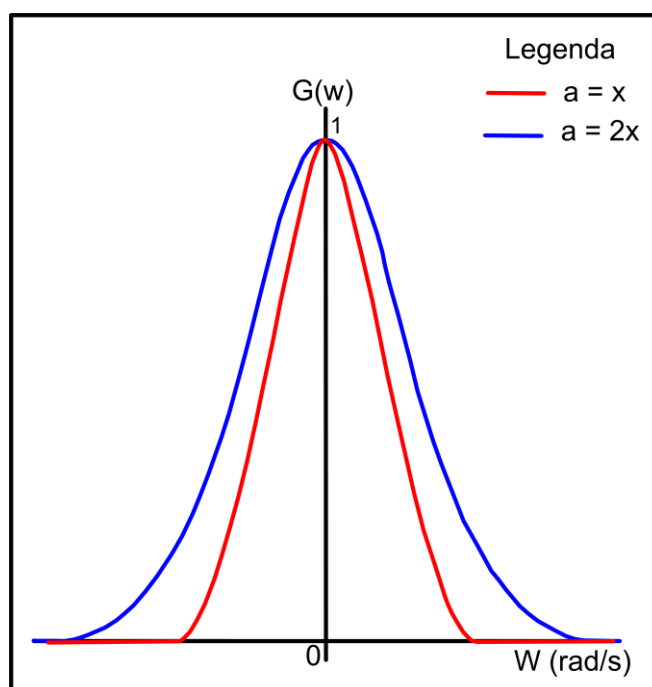


Figura 17 – Gráfico da função do filtro gaussiano para dois valores de a . Em vermelho $a=x$ e em azul $a=2x$.

4.4 Método *HK-Stacking*

O método *HK-Stacking* (Zhu e Kanamori, 2000) é um método tradicional, relativamente simples e rápido, que utiliza dados de FR, objetivando inferir a estrutura crustal por meio da relação entre a espessura da crosta e a razão V_p/V_s em função da sobreposição (coerência) dos tempos de percurso das diferentes fases registradas, considerando valores fixos para velocidade da onda P.

A Figura 18 mostra o resultado da aplicação do método *HK-Stacking*. Trata-se de um gráfico da razão V_p/V_s versus Profundidade (km), em que a escala de cores representa o grau de coerência em porcentagem (%). O círculo vermelho na imagem



representa os valores de espessura (H) e razão V_p/V_s (K) que melhor se ajustam nos tempos de chegada das fases analisadas.

O método *HK-Stacking* fornece valores médios de espessura crustal e razão V_p/V_s para o meio, não separando as contribuições de heterogeneidades presentes na crosta, tais como regiões com bacias sedimentares, intrusões e Moho transicional.

Particularmente, na Bacia do Paraná ocorrem sedimentos sobrepostos e intercalados por basaltos, além de evidências de *underplate* máfico na base da crosta (Bernardes, 2015). As diversas conversões das ondas que ocorrem nessas interfaces impactam na qualidade do sinal do traço de Função do Receptor (Figura 19) (Ogden, et al., 2019), dificultando a aplicação do *HK-Stacking* que considera o traço de FR individualmente.

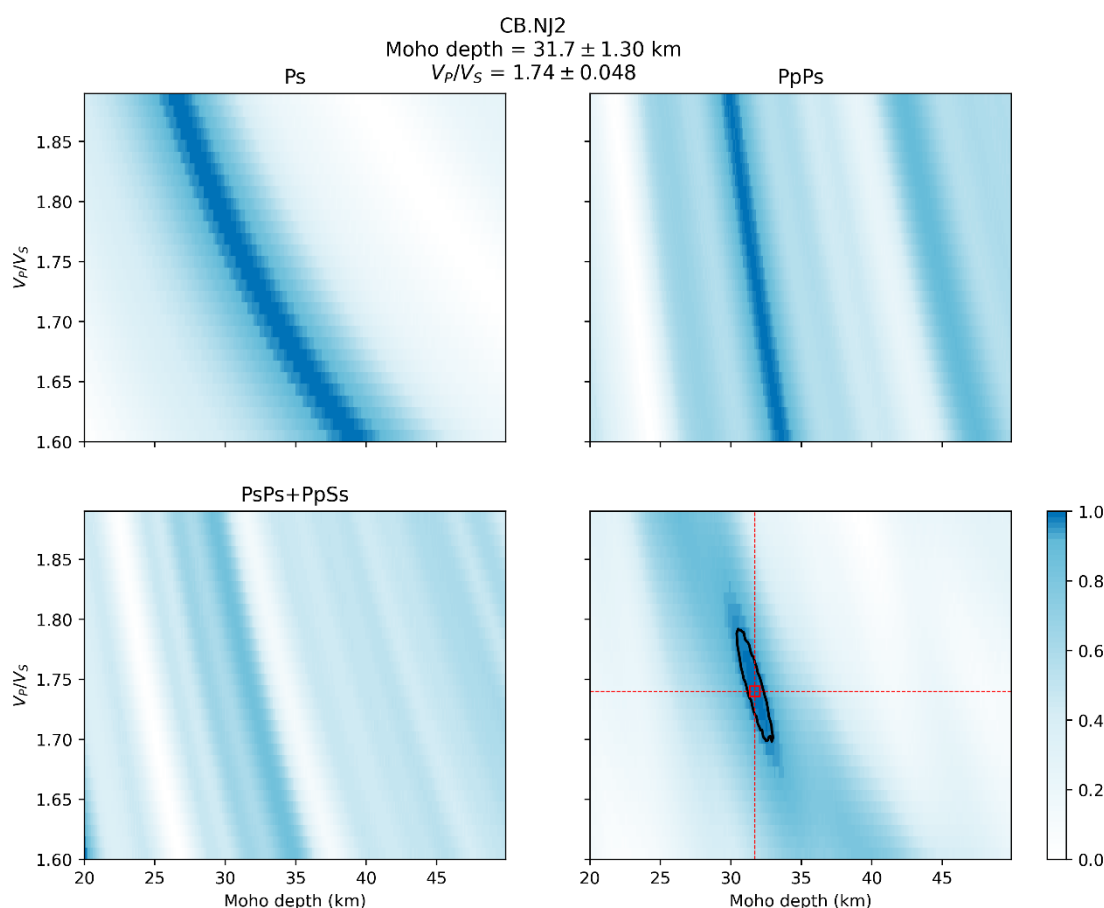


Figura 18 – Exemplo da estimativa da espessura crustal e razão V_p/V_s pelo método *HK-Stacking*, utilizando diferentes fases da FR para estação CB.NJ2, localizada em Nanjing, China.



Outras abordagens de FR para estudos crustais empregam esquemas de inversão conjunta de FR com dispersão de ondas de superfície (Julià et al., 2000) e empilhamento de dados de FR pela técnica *Common Conversion Point* (e.g. Frassetto et al., 2010; Schiffer et al., 2021).

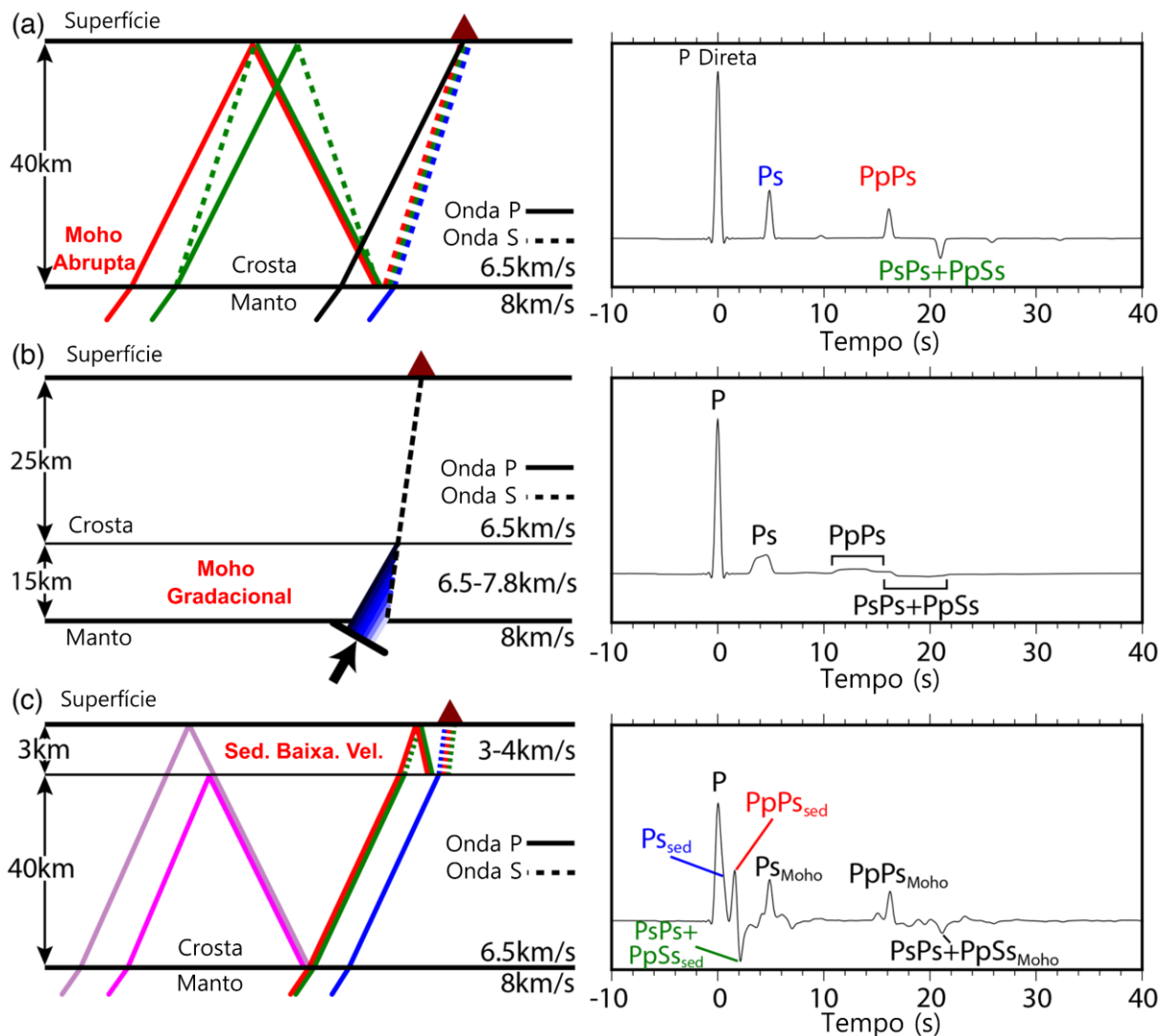


Figura 19 – Esquema mostrando o impacto da estrutura crustal nas Funções do Receptor. (a) À esquerda o modelo de velocidade simulando descontinuidade de Moho abrupta de 40 km de espessura. À direita o traço de FR, mostrando a fase Ps impulsiva centrada em 5 segundos e as múltiplas da Moho bem marcadas. (B) À esquerda o modelo de velocidade simulando Moho transicional, em que as conversões das ondas ocorrem em uma grande faixa de velocidade de 15 km de espessura. À direita o traço de FR mostrando o sinal mais fraco e difuso, principalmente nas conversões múltiplas. (C) À esquerda o modelo de velocidade simulando crosta com 40 km de espessura, com a presença de bacia sedimentar e à direita o traço de FR que apresenta distorções causadas pelas conversões das ondas na interface da bacia, mais próxima da superfície (Retirado de Ogden, et al., 2019).



4.5 Common Conversion Point (CCP)

O método Common Conversion Point (Dueker & Sheehan, 1997) é convenientemente aplicado em arranjos relativamente densos de estações sismográficas ou em estações sismográficas dispostas em perfil. O método possibilita a migração das formas de ondas das Funções do Receptor da escala de tempo para profundidade e realiza o empilhamento dos traços de diferentes parâmetros de raio e azimutes para um mesmo ponto de conversão.

A aplicação do empilhamento CCP de Funções do Receptor parte do pressuposto de que as conversões das fases de onda P em S ocorrem em interface horizontal, sendo consistentes com os caminhos dos raios que obedecem à Lei de Snell (Sheehan et al., 2000).

O método utiliza modelo de velocidades de onda P e onda S a priori para a determinação dos caminhos dos raios para cada terremoto. A trajetória do raio e a forma de onda da FR são estimadas em três dimensões e em seguida são projetadas no plano do perfil, formando uma seção, sendo realizado para cada evento de cada estação. Por fim, as amplitudes são agrupadas em *grid* espacial regular e os raios que cruzam a mesma célula do *grid* são somados (Svenningsen et al., 2007) (Figura 20).

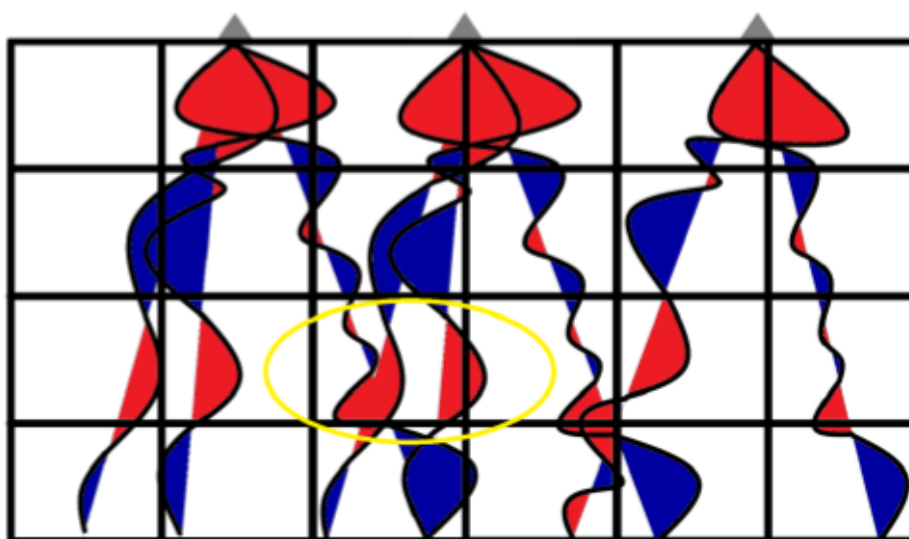


Figura 20 - Esquema representando o empilhamento dos traços de Função do Receptor. A elipse amarela mostra a região onde os traços são empilhados (Retirado de Queiroz, 2019).



Neste trabalho foi utilizado o procedimento adotado por Schiffer et al. (2021), que consiste na determinação do traçado de raios 3D das Funções do Receptor, utilizando modelo de velocidades 2,5-D de referência. O empilhamento resulta em imagens da crosta para as diferentes fases (múltiplas e conversões) da FR.

4.5.1 Abordagem multipainéis CCP

A abordagem multipainéis CCP consiste na geração de modelos de onda S a partir do modelo de velocidade de onda P, assumindo valor constante da razão V_p/V_s . Para um intervalo previamente definido de valores possíveis da razão V_p/V_s são gerados os modelos de V_s correspondentes. Então, para esta gama de modelos da razão V_p/V_s aplica-se o empilhamento CCP, gerando uma imagem para cada V_p/V_s . A partir das imagens CCP das conversões e múltiplas, são construídos os multipainéis CCP, em que cada grupo de multipainéis é associado ao empilhamento de uma fase específica para o intervalo de V_p/V_s pré-definido. Essa técnica é chamada de empilhamento CCP multipainel e foi apresentada originalmente por Schiffer et al. (2021).

Para o imageamento da Moho foi utilizada a abordagem “clássica” do CCP, a partir das conversões primárias P para S (P_s) (Figura 21). Neste caso, o valor do fator gaussiano aplicado aos dados de FR foi equivalente a 2, correspondendo à frequência de 1 Hz. Esse valor é utilizado para realçar comprimentos de onda compatíveis com estruturas de escala crustal.

Para o imageamento da porção sedimentar são utilizadas as conversões múltiplas, sendo produzidas imagens CCP separadas para a primeira (P_pP_s) e segunda múltipla ($P_sP_s+P_pS_s$) e para a soma das duas primeiras múltiplas (P_pP_s e $P_sP_s+P_pS_s$) com a segunda múltipla invertida, pois possui polaridade invertida (Figura 22). Para a porção sedimentar foi utilizado o valor de 4 para o fator Gaussiano, que corresponde à frequência de 2 Hz.

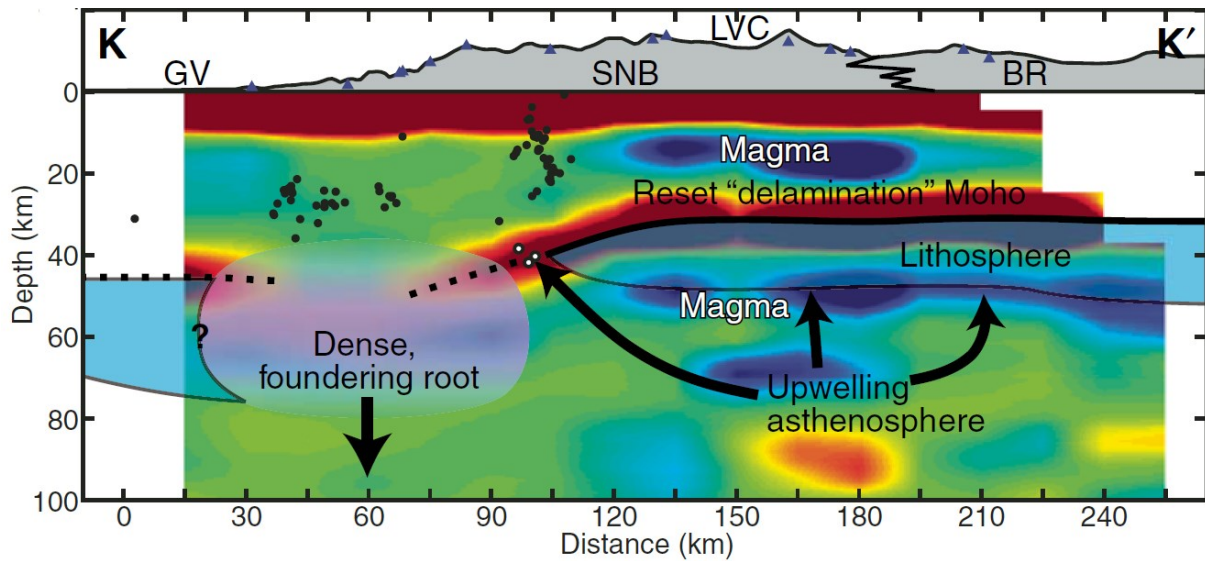


Figura 21 – Exemplo de imagem CCP usando a conversão primária P para S (Ps) para transecta na Sierra Nevada, California (Retirado de Frassetto et al., 2011). Acima o perfil topográfico e abaixo a imagem CCP com as interpretações realizadas.

A ideia central é que o empilhamento de FRs registradas por estações próximas tende a melhorar a razão sinal/ruído e, assim as amplitudes das fases da onda podem ser realçadas, resultando em imagens mais contínuas da estrutura da crosta e do manto superior, melhorando a coerência lateral (e.g. Kosarev et al., 1999; Frassetto et al., 2010; Schiffer et al., 2014, 2021), em contraste ao *HK-Stacking*, em que o empilhamento é realizado individualmente para cada estação.

Outro aspecto da abordagem proposta é a possibilidade de obter valores da V_p/V_s para o pacote de rochas sedimentares e posteriormente para a crosta, isolando o efeito da porção superficial da bacia, utilizando as reverberações causadas pelo alto contraste de impedância acústica entre as rochas sedimentares e o embasamento da bacia.

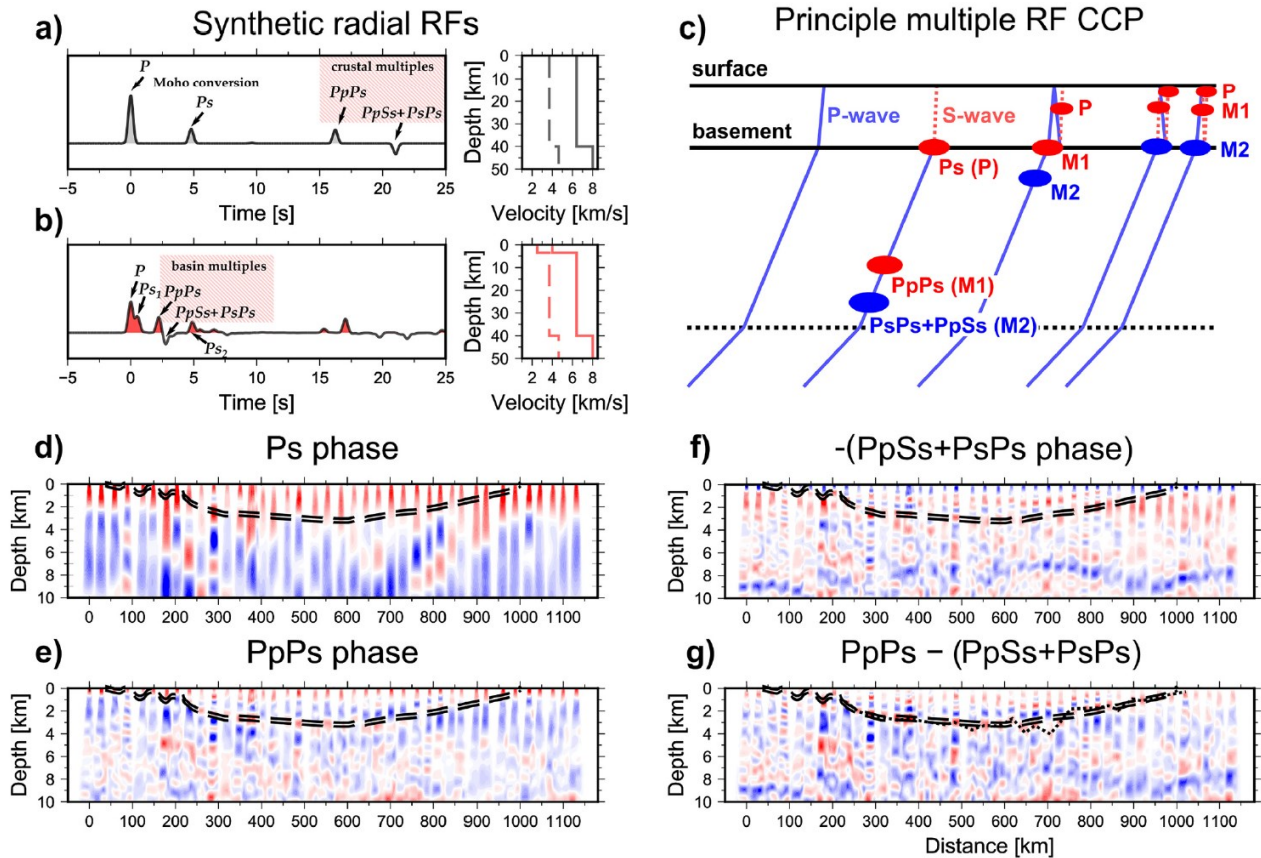


Figura 22 – Exemplo do empilhamento CCP utilizando a conversão primária e as múltiplas para a Bacia do Parnaíba (Schiffer et al., 2021). (a) e (b) mostram sismograma radial de FR (esquerda), gerado a partir de um modelo unidimensional da crosta (direita), para uma crosta homogênea (a) e modelo similar incluindo uma bacia sedimentar (b). Em (a), nota-se que a conversão primária (P_s) e as múltiplas ($PpPs$ e $PpSs + PsPs$) são limpas e impulsivas. Em (b) as fases da bacia se somam com a fase P e com a conversão primária P_s . (c) Ilustração dos caminhos dos raios da FR. P é a conversão primária P_s , $M1$ é a primeira múltipla ($PpPs$), $M2$ é a segunda múltipla ($PpPs + PpSs$). De (d) a (g) são exemplos de imagens CCP usando a conversão primária (d) e as múltiplas (e)-(f). E em (g) a imagem CCP da soma das duas primeiras múltiplas. As linhas tracejadas em (d) a (g) marcam a profundidade do embasamento da bacia do modelo sísmico. A linha pontilhada em (g) marca a interpretação do embasamento da bacia com base na imagem CCP.



4.6 Processamento CCP

A aplicação do método CCP está dividida em 2 etapas, executadas em sub-rotinas escritas em Matlab, códigos implementados por Schiffer et al. (2014) e atualizados por Schiffer et al. (2021).

A primeira etapa consiste na preparação e organização dos dados de Função do Receptor. Esses dados são convertidos do formato original SAC, para o formato Matlab. Nessa etapa ocorre também a preparação dos modelos de velocidade utilizados, sendo também convertidos para o formato Matlab. A conversão dos dados é feita utilizando o programa Matlab/Octave e os programas adicionais que são usados para a realização desta etapa são VMED (Zelt & Smith, 1992), para a visualização e exportação do modelo de velocidades e Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel, et al., 2019), utilizado para realizar as operações matemáticas com os *grids* de velocidade.

A segunda etapa consiste na execução da rotina CCP propriamente dita, em que é realizada a migração dos dados de FR do domínio do tempo para profundidade e realizado o empilhamento dos traços. É nesta etapa que são utilizados os modelos de velocidade que foram preparados na etapa 1. A rotina é executada dentro do Matlab e os resultados do CCP para cada uma das fases analisadas são exportados em formato Matlab e posteriormente convertidos para a representação gráfica das imagens em multipainéis CCP.

A razão V_p/V_s é obtida a partir da análise dos multipainéis, considerando o ajuste entre as interfaces do modelo atualizado de refração sísmica (Bernardes, 2015) e as FRs migradas para profundidade.



4.7 Obtenção da Razão Vp/Vs

A obtenção dos valores da razão Vp/Vs sob o perfil é realizada em duas etapas: primeiramente é realizado o ajuste da bacia, onde é obtido modelo da razão Vp/Vs para esta camada e posteriormente, com o modelo da bacia fixado, é realizado o ajuste da Moho. O fluxograma da Figura 23 resume os procedimentos adotados.

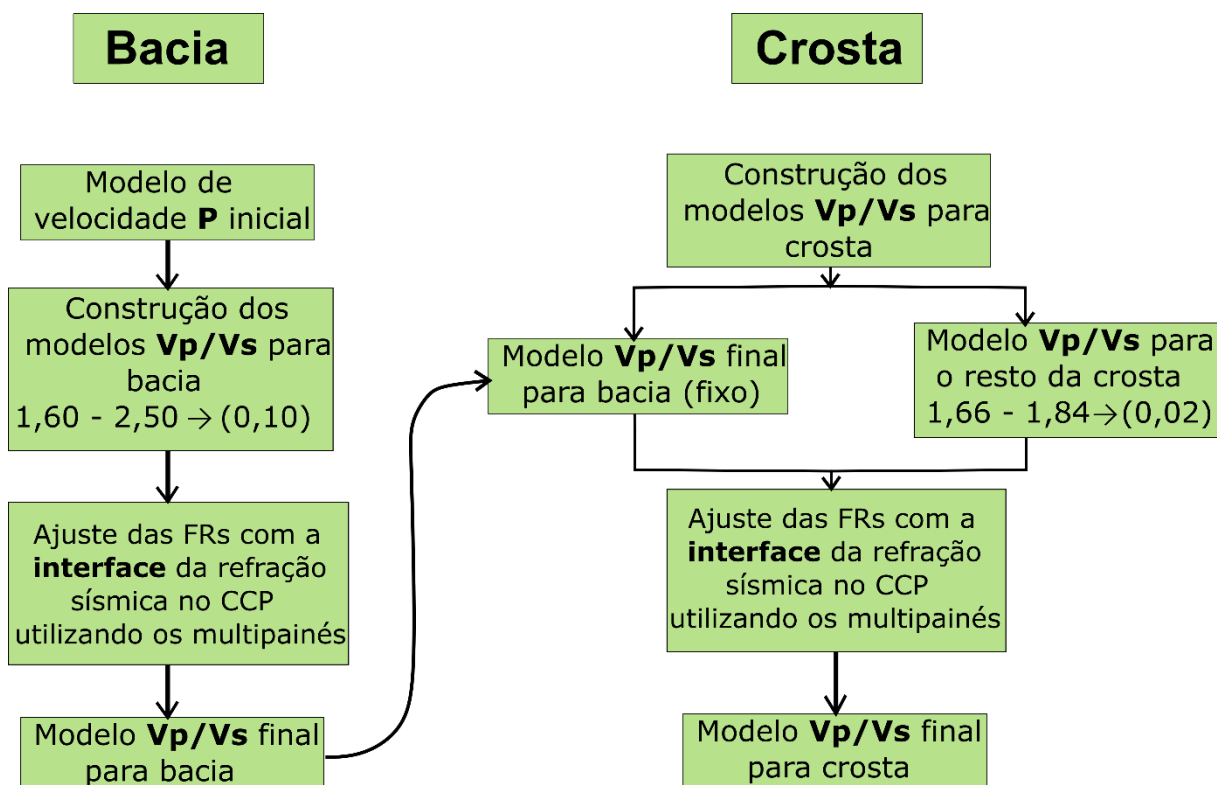


Figura 23 – Fluxograma mostrando os procedimentos adotados para a obtenção da razão Vp/Vs para a crosta.

Na primeira etapa é aplicado o empilhamento CCP, considerando as múltiplas reverberações da bacia nos dados de FR (PpPs, PpSs + PsPs), objetivando a obtenção de modelo da razão Vp/Vs para esta região. A geometria e profundidade da interface entre o pacote de rochas sedimentares e o embasamento da bacia são as informações a priori derivadas do modelo sísmico.



A partir do modelo de velocidade P para a região da bacia, são obtidos modelos de Vs calculados a partir de uma série de valores homogêneos de razão Vp/Vs, variando de 1,60 a 2,50 com incremento de 0,1.

Após a construção dos modelos de Vs para bacia, é realizado o empilhamento CCP dos dados de Função do Receptor para cada um dos modelos de Vp/Vs pré-definidos. Nesta etapa as fases analisadas são a fase PpPs (1ª múltipla) e PpSs+PsPs (2ª múltipla), usadas para realização da soma entre ambas, com a segunda múltipla invertida (PpPs – (PpSs+PsPs)).

Para se obter o modelo da razão Vp/Vs final para região da bacia, são utilizados multipainéis CCP, em que cada painel representa o valor da razão Vp/Vs assumido para o cálculo do empilhamento CCP. Esses painéis de imagens CCP são comparados visualmente com a interface do embasamento da bacia do modelo de refração sísmica. Os valores da razão Vp/Vs são obtidos a partir da “amarração” das interfaces do modelo sísmico com as imagens das respectivas fases nos dados de FR. O ajuste é alcançado quando a forma de onda da fase da Função do Receptor coincide com a interface.

Para a realização do ajuste da imagem CCP às interfaces do modelo sísmico, foi considerada uma incerteza máxima no modelo sísmico de 0,5 km para a profundidade do embasamento da bacia e 2 km para a profundidade da Moho. Valores de incerteza semelhantes foram utilizados por Schiffer et al. (2021).

O modelo Vp/Vs obtido para região da bacia é, portanto, utilizado para o ajuste da crosta na Etapa 2.

Na segunda etapa é repetido o processo anterior, considerando a razão Vp/Vs da crosta. Para isso, é utilizada a interface da Moho do modelo sísmico, o modelo da razão Vp/Vs obtido na etapa anterior para a bacia e o modelo de velocidades de onda P inicial.

Os modelos de velocidade de onda S utilizados nesta etapa são uma combinação entre o modelo de Vp/Vs obtido na Etapa 1 para bacia, o qual permanecerá fixo, e para o restante da crosta, serão calculados para uma série de modelos homogêneos de Vp/Vs, variando de 1,64 a 1,84 com incremento de 0,02.



Após a construção dos modelos de velocidade para a crosta, é realizado o empilhamento CCP dos dados de Função do Receptor para cada um dos modelos Vp/Vs estabelecidos. Nesta etapa utiliza-se a abordagem clássica do CCP, usando a fase Ps para obter informações da descontinuidade de Moho.

Para obter o modelo Vp/Vs final para a crosta, a abordagem é semelhante à Etapa 1, isto é, são utilizados multipainéis CCP, cada painel representando valor específico da Vp/Vs para a crosta. Os painéis que melhor se ajustarem visualmente às conversões das FRs com a interface da Moho do modelo sísmico serão escolhidos. Ao final é gerado modelo Vp/Vs para a crosta, combinando os valores dos painéis selecionados, incluindo a informação da Vp/Vs da bacia, resolvida isoladamente na Etapa 1.



CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Conforme descrito na seção anterior, a abordagem foi inicialmente aplicada considerando os dados e o modelo relacionados à bacia. Foram gerados painéis CCP, com valores constantes da razão V_p/V_s variando de 1,6 a 2,5 para a porção sedimentar (Figura 24). As regiões onde se observa o ajuste entre a interface do embasamento e a imagem CCP são determinadas e indicadas com as setas em preto.

Nota-se, a partir da distribuição das setas, que foi possível ajustar as fases à interface da bacia quase que ao longo de toda a estrutura. Para a parte final da bacia (SE do perfil), o ajuste não foi possível, pois a espessura da bacia é relativamente fina, fazendo com que os dados de FR não tenham resolução suficiente para diferenciar a fases P (direta) das demais fases. Deste modo, o último ajuste determinado com relativa confiança foi na posição ~350 km do perfil, e a partir daí o valor foi extrapolado até a região final da bacia.

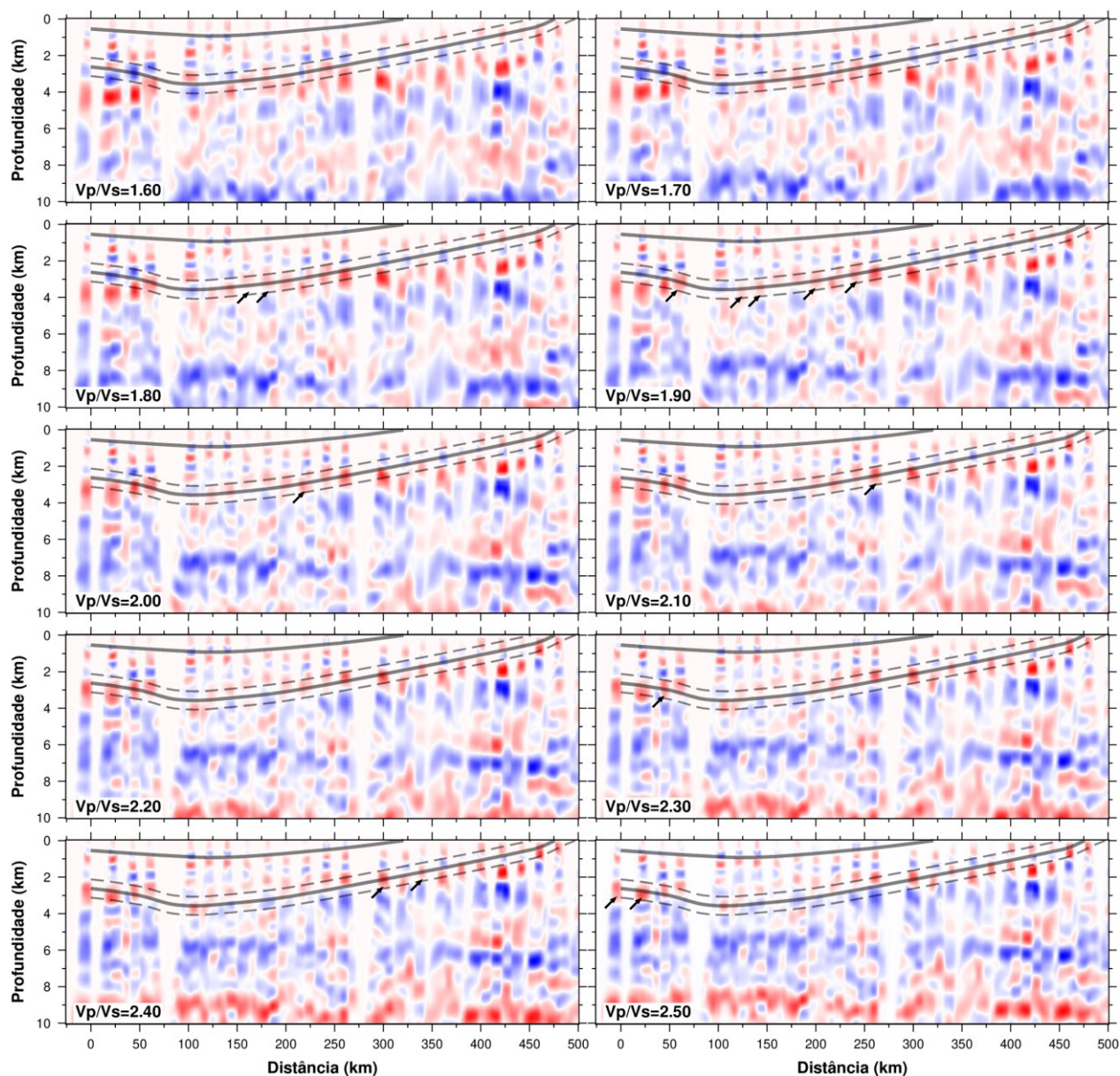


Figura 24 – Painéis CCP da soma das fases múltiplas (PpPs – (PsPs+PpPs)) para a interface do embasamento da Bacia do Paraná, utilizando valores constantes da V_p/V_s de 1,6 a 2,5. Linhas cinza contínuas representam a interface da camada de basaltos (mais superficial) e do embasamento da bacia e linhas cinzas tracejadas representam as incertezas. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo.



A partir do ajuste da Figura 24, foi construído modelo da razão V_p/V_s final para a bacia e por fim executada novamente a rotina CCP, considerando as variações laterais da razão V_p/V_s (Figura 25).

A imagem CCP final obtida (Figura 25b) mostra boa correlação entre as conversões das fases múltiplas das FRs e do embasamento da bacia do modelo sísmico.

O resultado apresenta pequenos desvios pontuais como, por exemplo, na posição 100 km do perfil, onde a imagem CCP mostra que o embasamento estaria mais profundo que a interface do modelo de referência. Essa diferença pode estar relacionada com a qualidade dos dados, uma vez que as estações próximas ajustaram a interface à imagem. Outra hipótese que justifica a falta de ajuste nesta porção pode estar relacionada com a ocorrência de intrusões máficas, causando a atenuação do sinal de FR nesta região do modelo, característica também identificada por Peixoto (2015).

De maneira geral, considerando os limites estabelecidos pelas incertezas do modelo sísmico, a imagem está ajustada satisfatoriamente, resultando em valores de razão V_p/V_s com incerteza estimada em torno de 0,05.

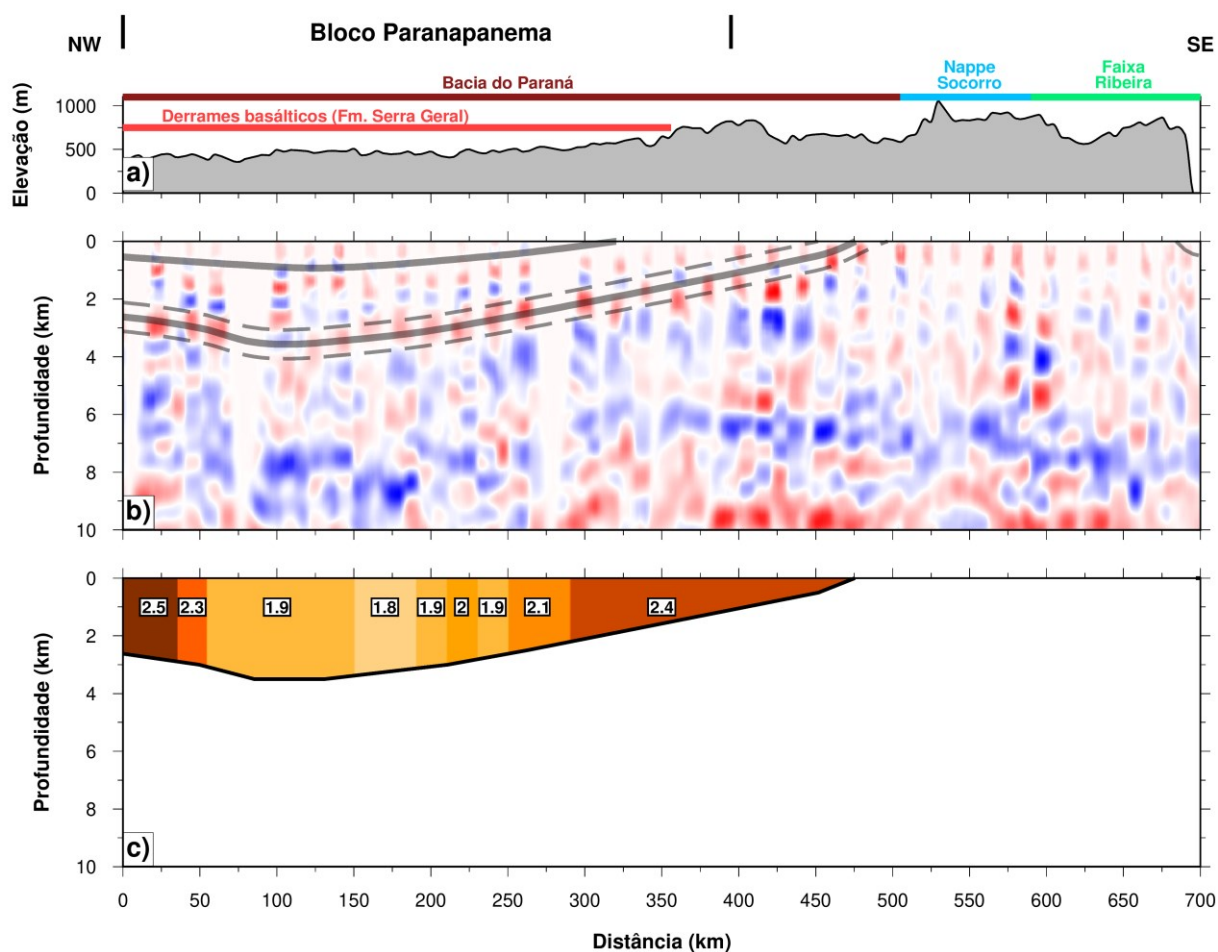


Figura 25 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da soma das conversões múltiplas para a bacia (PpPs – (PsPs+PpPs)). A linha cinza contínua representa a interface do embasamento da bacia e as linhas tracejadas representam as incertezas. Em c) o modelo da razão V_p/V_s obtido a partir do ajuste, utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a V_p/V_s para cada parte do modelo.

O modelo de razão V_p/V_s final obtido para o pacote vulcano-sedimentar da Bacia do Paraná (Figura 25b) exibe valores no intervalo de 1,8 a 2,5. Os valores mais baixos (1,8 – 2,1) estão localizados na parte central e, coincidentemente, mais espessa da bacia, entre 50 km e 300 km do perfil. Valores mais altos da razão V_p/V_s para a bacia são encontrados nas bordas do modelo (2,3 – 2,5).

Considerando os limites geológicos de superfície, a diferença entre os valores mais baixos de V_p/V_s do centro do modelo (1,8 – 2,1) e mais altos de suas bordas (2,3 - 2,5) pode estar relacionada à presença de fluídos nas rochas sedimentares pré-vulcânicas. Os valores da porção central da bacia estão compatíveis com regiões de basaltos.



Os valores da razão V_p/V_s obtidos também estão de acordo com outros trabalhos que utilizaram dados de FR para investigação da razão V_p/V_s de bacias sedimentares. Schiffer et al. (2021) identificaram valores de 1,7 - 2,2 utilizando a mesma técnica em dados levantados na Bacia do Parnaíba, Yeck et al. (2013) obtiveram valores de 1,66 - 2,54 para as bacias de Powder River em Montana e Denver no Colorado, utilizando estações do US Array e Agostinetti et al. (2018) estimaram valores de ~1,9 - 2,4 para razão V_p/V_s no Rift do Leste da África.

Após a obtenção do modelo de V_p/V_s para a bacia, foram construídos modelos de V_p/V_s variando de 1,66 a 1,84 (Figura 26) para a aplicação do CCP para o restante da crosta. Os painéis gerados utilizam a conversão primária P para S (P_s) na descontinuidade de Moho.

Observando a Figura 26, nota-se que não houve ajuste para valores menores que 1,70. Os primeiros 400 km do perfil foram ajustados com valores de V_p/V_s de 1,72 e 1,74 e a parte final do modelo foi ajustada utilizando valores de V_p/V_s próximos a 1,78.

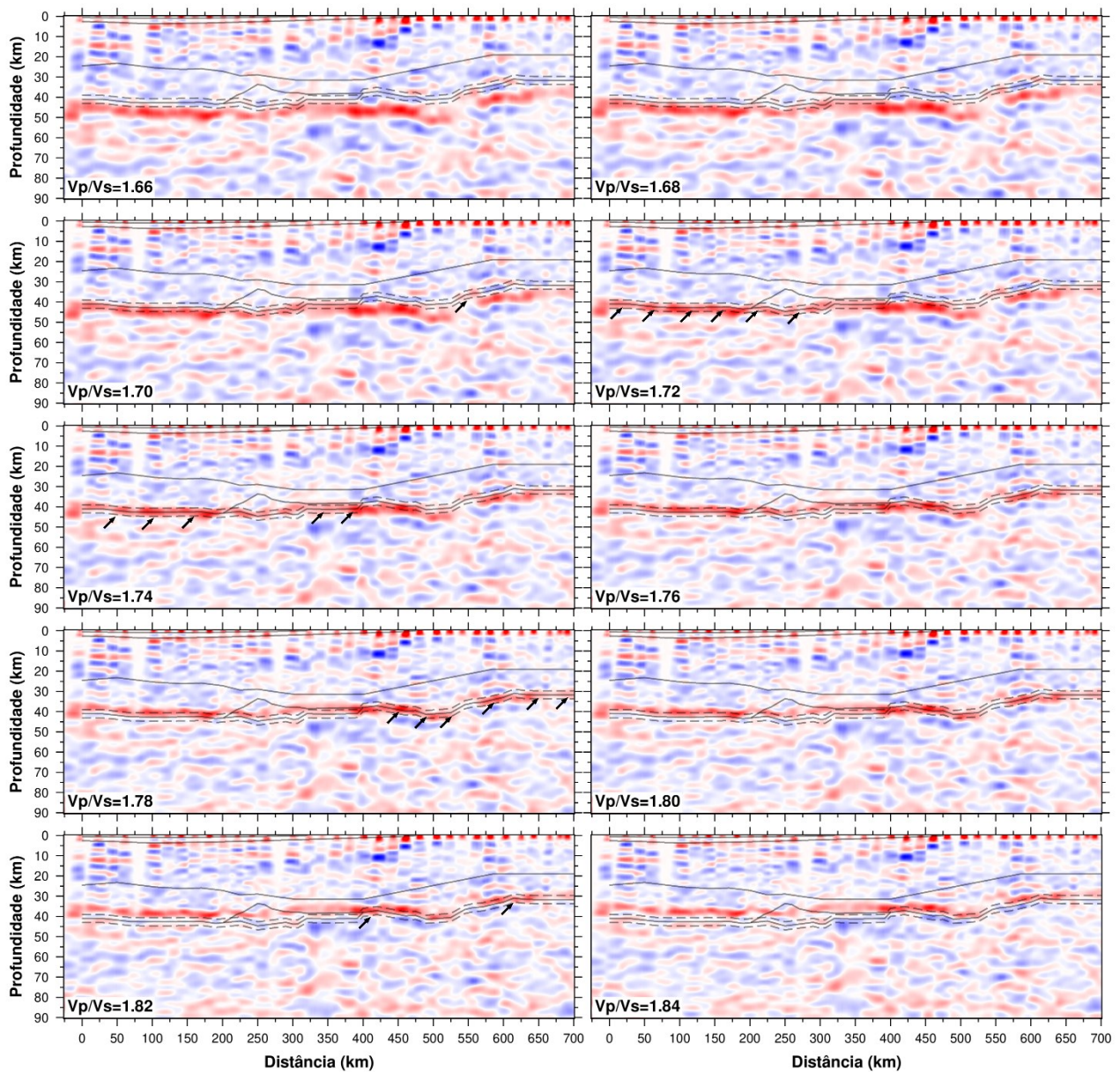


Figura 26 - Painéis CCP da fase Ps para a crosta utilizando valores constantes da V_p/V_s de 1,66 a 1,84. Linhas cinza contínuas representam, do topo para a base do modelo sísmico: a interface dos derrames basálticos, embasamento da bacia, limite crosta superior-inferior, topo do *underplate* e descontinuidade de Moho e linhas cinza tracejadas representam as incertezas inferidas para a Moho. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo.



A partir da análise dos painéis CCP apresentados na Figura 26, foi obtido o modelo da razão V_p/V_s para a crosta, utilizando os valores que melhor ajustam a fase Ps da imagem CCP à interface da Moho do modelo sísmico.

A Figura 27 mostra o modelo de razão V_p/V_s para a crosta e a imagem CCP resultante. É possível observar que o modelo crustal pode ser classificado em dois domínios: de 0 a 400 km com V_p/V_s de 1,73 e de 400 a 700 km com $V_p/V_s > 1.78$.

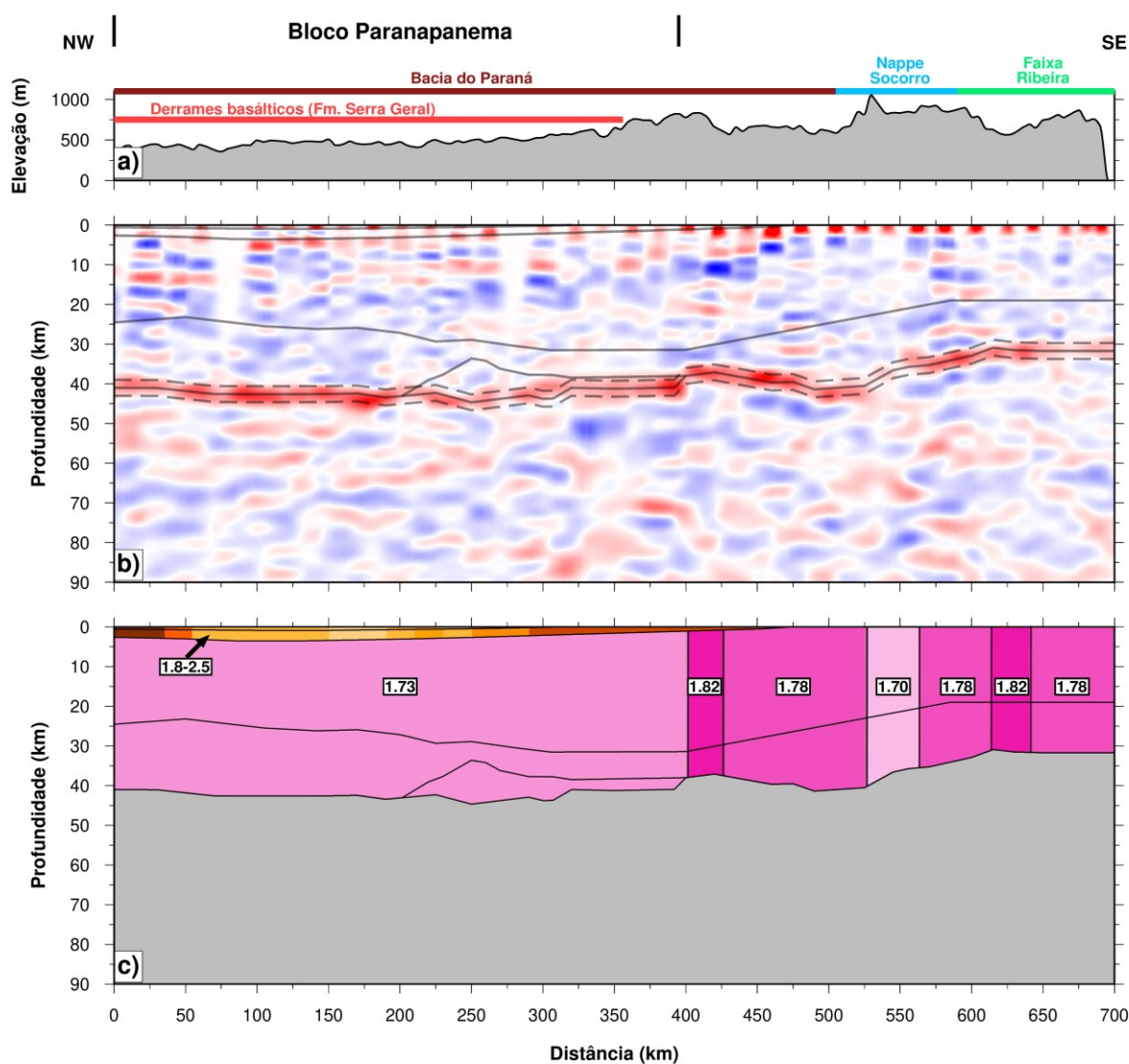


Figura 27 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Ps. A linha cinza contínua representa as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas. Em c) o modelo da razão V_p/V_s obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a V_p/V_s para cada porção do modelo.



O valor de 1,70 presente no segundo domínio (~500 km) é um valor pontual e muito provavelmente a sua inferência é pouco confiável.

O modelo apresentado na Figura 27c foi simplificado, equalizando os valores de V_p/V_s do segundo domínio. Foi observado que, mesmo após a simplificação, o ajuste da imagem CCP à descontinuidade de Moho se mantém acurado (Figura 28).

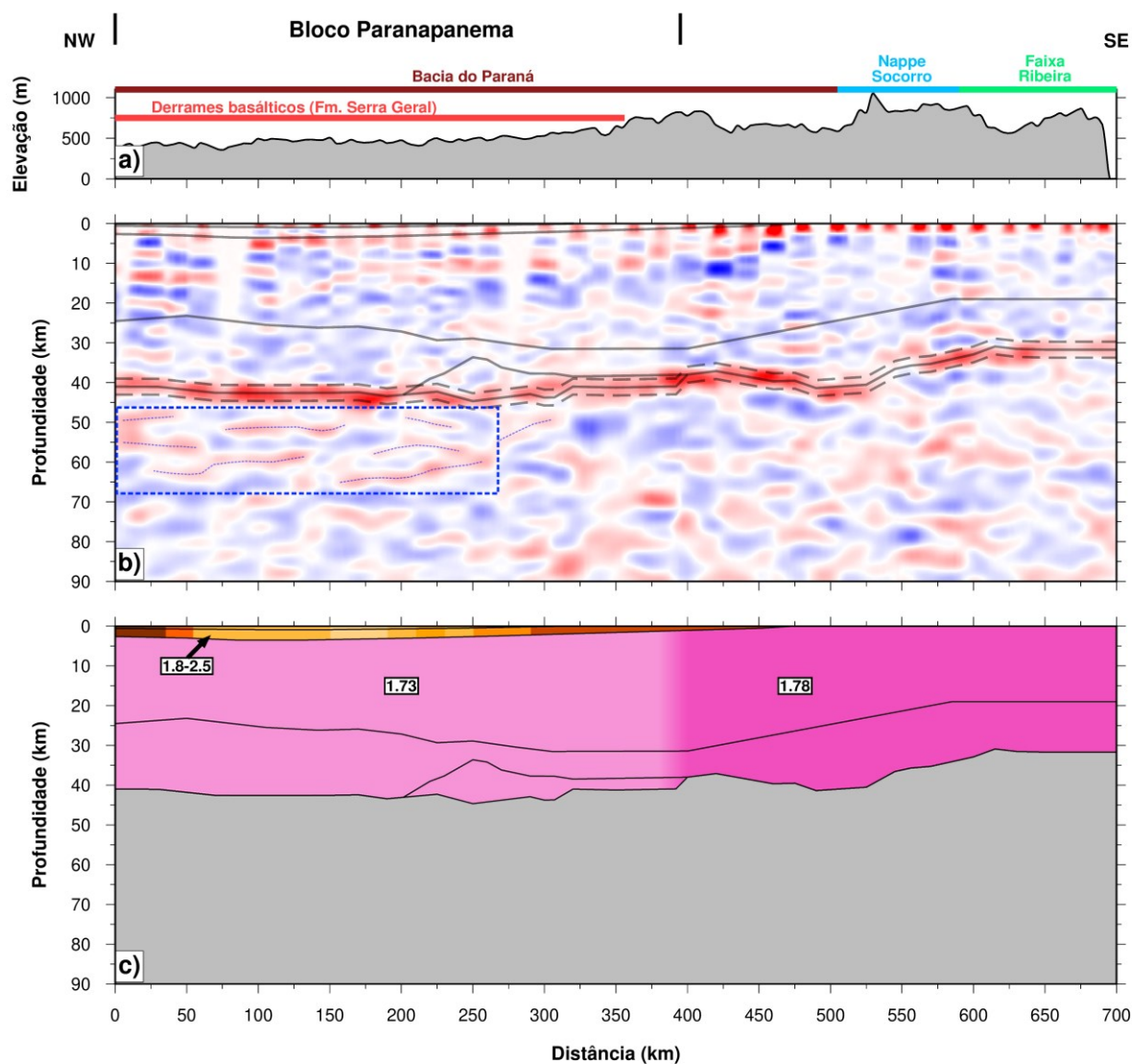


Figura 28 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Ps, o retângulo azul destaca alinhamentos no topo do manto superior. As linhas cinza contínua representam as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas nas profundidades da Moho. Em c) o modelo da razão V_p/V_s obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a V_p/V_s para cada porção do modelo.



Aplicando filtro espacial na imagem CCP da Figura 28, foi possível realçar a visualização das fases migradas, ressaltando a coerência lateral das principais feições crustais, em particular na identificação da Moho (Figura 29).

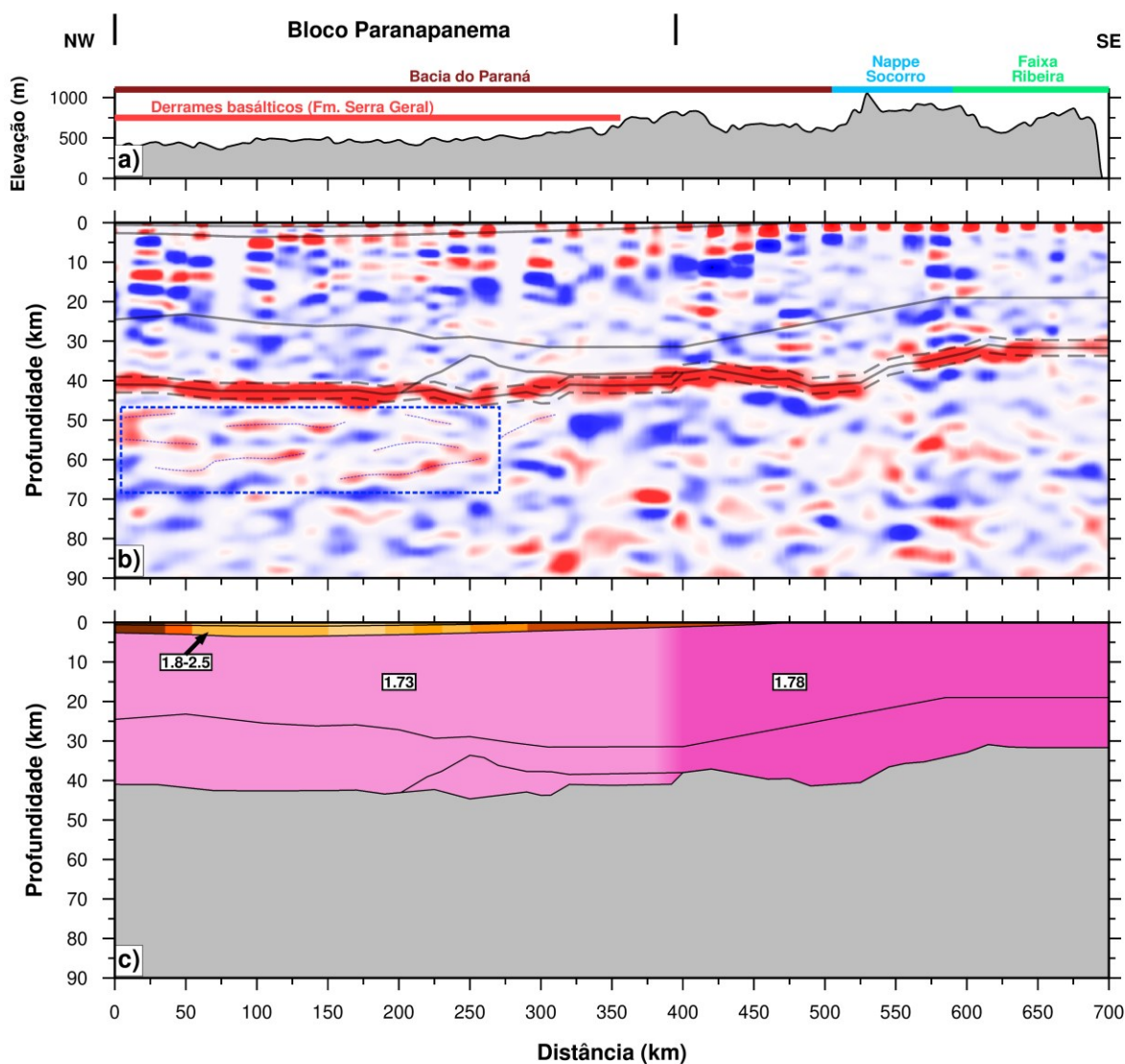


Figura 29 – Em a) o perfil topográfico com os limites geológicos. Em b) a imagem CCP da fase Ps com o filtro; o retângulo azul destaca alinhamentos no topo do manto superior. As linhas cinza contínua representam as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas das profundidades das interfaces. Em c) o modelo da razão V_p/V_s obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP; os valores indicam a V_p/V_s para cada região do modelo.

A imagem CCP final para a crosta sob o perfil PABBRICE (Figura 28b, 29b) apresenta nítido alinhamento ao longo de todo perfil, diretamente correlacionado com a Moho do modelo sísmico.



Excepcionalmente na região entre 525 km e 575 km do perfil, onde o modelo sísmico apresenta diminuição abrupta na profundidade da Moho, passando de ~40 km para ~32 km, não foi obtido o ajuste entre a conversão Ps e a interface da Moho. Este aparente desajuste pode estar relacionado com a limitação da modelagem dos dados de refração, que tende a suavizar as estruturas mapeadas, não resolvendo anomalias pontuais. Nessa transição a descontinuidade de Moho apresenta geometria mais complexa do que o sugerido pelo modelo de refração.

Além disso, podem ser observadas nos primeiros 300 km do perfil fases horizontalmente alinhadas no topo do manto superior (retângulo azul), entre 50 e 65 km de profundidade. Tais feições também foram identificadas por Bernardes (2015), caracterizadas por conjunto de alinhamentos de fases pós PmP. Segundo Bernardes (2015), a existência de manto estruturado está provavelmente relacionada aos eventos tectono-magmáticos que afetaram a região no Ordoviciano e Cretáceo, evidenciados por amostras de testemunhos de sondagem e afloramentos de basaltos do Grupo Serra Geral.

Para os primeiros 200 km do perfil, onde os dados sísmicos de refração apresentam “textura” reverberada nos sismogramas, interpretada inicialmente como consequência das intrusões na crosta inferior, é observada na imagem CCP aspecto transparente, sugerindo crosta inferior homogeneizada. Portanto, ambas as características juntas são interpretadas como sendo geradas por intrusões verticais na crosta inferior, a exemplo do que foi definido por Lima et al. (2019) para a sub-Bacia Grajaú, Bacia do Parnaíba. Os dados de FR não resolvem descontinuidades verticais, o que explica o aspecto transparente para a crosta inferior na imagem CCP.

O modelo final da razão V_p/V_s para a crosta sob o perfil PABBRISE (Figura 28c, 29c) é relativamente simples, razoavelmente homogêneo e reflete a distribuição regional da razão V_p/V_s para o perfil. O intervalo de valores encontrados foi de 1,73 a 1,78, com a transição entre esses valores localizada aproximadamente em 400 km do perfil. Identifica-se, portanto, dois domínios principais para a crosta da região sob o perfil PABBRISE.

Para os primeiros 400 km do perfil, os valores de 1,73 para V_p/V_s crustal e 6,4 km/s para a V_p média são compatíveis com crosta de composição félsica. Ademais,



Vp/Vs de 1,73 é característica de crosta arqueana-paleoproterozóica (Christensen e Mooney, 1995). O ponto contraditório é que mesmo no início do perfil, onde os dados de refração evidenciaram intrusões na crosta inferior, ou mesmo no domínio do *underplate*, o valor de Vp/Vs médio é consistentemente 1,73. Uma explicação plausível para este fato é que, devido ao comportamento dúctil-rúptil, a crosta superior não foi contaminada pelo magmatismo e a Vp/Vs maior para crosta inferior é compensada pela Vp/Vs mais baixa da crosta superior, mantendo a razão Vp/Vs média de 1,73.

Para o *underplate* máfico (200 km a 400 km do perfil), o ajuste entre a imagem CCP e a interface do modelo sísmico foi realizado para a base do *underplate*, sugerindo que o topo representa limite transicional na crosta inferior, pois não foram identificados alinhamentos significativos nas imagens CCP para a interface do topo do *underplate*.

A partir de 400 km do perfil, o valor da razão Vp/Vs aumenta para 1,78, valor semelhante ao obtido por Peixoto (2015), utilizando a técnica do *HK-Stacking*.

Analisando isoladamente, esses valores de razão Vp/Vs sugerem crosta de composição máfica. Porém, Bernardes (2015) obteve para esta região valores baixos para Vp da crosta inferior (6,48 – 6,65 km/s), o que não caracteriza a presença de rochas máficas (Christensen & Mooney, 1995). Valores altos para Vp/Vs e valores baixos para Vp, portanto, estão relacionados à presença de fluídos e/ou fases hidratadas na crosta inferior, uma vez que a razão Vp/Vs também é sensível à presença de fluídos (Christensen, 1996; Musachio et al., 1999).

Em princípio, os valores da razão Vp/Vs distinguem o domínio do embasamento da bacia, provavelmente formado por blocos arqueano-paleoproterozóicos, do domínio da crosta neoproterozóica (litosfera) das faixas móveis Brasília e Ribeira, presentes na região SE do perfil.

A Figura 30 abaixo mostra a interpretação final dos resultados, indicando os valores de velocidade para cada domínio, bem como a interpretação do provável limite entre os dois domínios crustais caracterizados pelos valores de Vp/Vs.

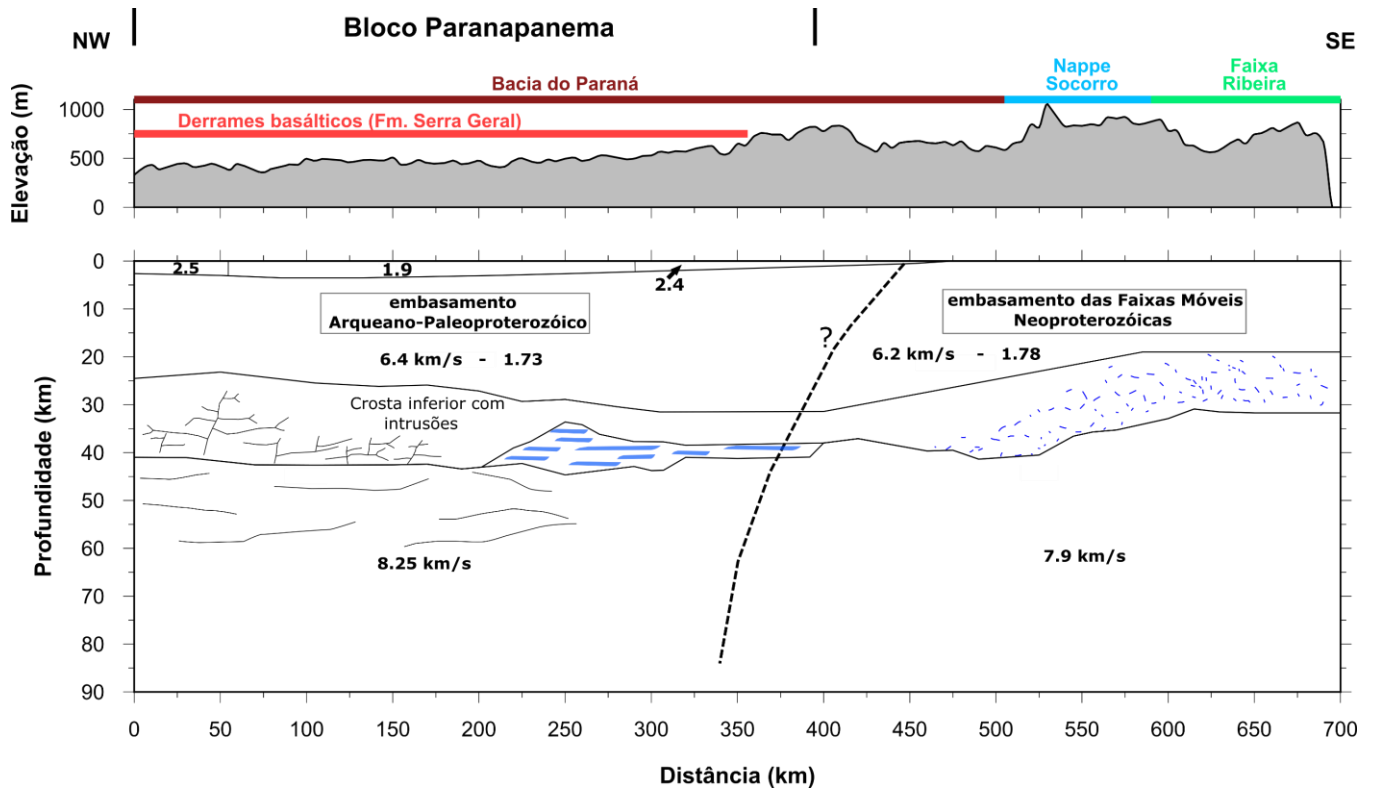


Figura 30 – No topo da figura é mostrado o perfil topográfico com os limites geológicos. Abaixo a compilação dos resultados. Os valores representam a velocidade média da onda P (km/s) (Bernardes, 2015) para crosta e a V_p/V_s obtida a partir do empilhamento CCP. O traço pontilhado representa o limite interpretado entre os dois domínios identificados. No primeiro domínio destaca-se a presença de intrusões verticais na crosta inferior, e alinhamento de fases no topo do manto superior. No segundo domínio destaca-se a possível presença de fluidos na crosta inferior, caracterizada pelos baixos valores de V_p e altos valores de V_p/V_s para região.

A Figura 30 apresenta a compilação dos resultados obtidos a partir da aplicação do empilhamento CCP para os dados do perfil PABBRISE. Para a camada de rochas sedimentares, identificou-se valores mais altos da razão V_p/V_s em torno de 2,3 a 2,5 para as regiões nos limites da bacia e valores mais baixos (1,8 – 2,1) na parte central.

O limite entre os dois domínios foi identificado na posição 400 km do perfil e está representado pela linha tracejada na Figura 30.



CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

No presente trabalho foi aplicada a abordagem do empilhamento CCP multipainéis apresentada por Schiffer et al. (2021) para a Bacia do Parnaíba, na região sob o perfil PABBRISE, localizado na porção NE da Bacia do Paraná. A técnica compara visualmente as interfaces do embasamento da bacia e Moho definidas pela análise de dados de refração sísmica com conversões de FR visualizadas em imagens CCP, possibilitando a obtenção de valores da razão V_p/V_s para bacia e crosta subjacente a partir de modelo de onda P a priori.

A utilização combinada de FRs e dados sísmicos para realizar o empilhamento CCP se apresentou como ferramenta robusta para obter a razão V_p/V_s , fornecendo informações para bacia e crosta, quando comparada com a análise separada dessas metodologias.

Para o pacote sedimentar, o intervalo de valores de razão V_p/V_s obtidos foi de 1,8 a 2,5 e as imagens CCP obtidas a partir das conversões múltiplas mostraram boa correlação com a interface do embasamento do método sísmico. A variação dos valores de V_p/V_s entre 1,8 - 2,1 para a parte central da bacia possivelmente reflete diferentes fases de intrusão de basalto, bem como diferentes graus de compactação das rochas na bacia. Os valores mais altos da razão V_p/V_s encontrados nas bordas da bacia no modelo indicam a presença de fluidos nas rochas sedimentares pré-vulcânicas.

Para a crosta, o modelo da razão V_p/V_s é simples e reflete valores médios, sendo possível classificar a crosta em dois domínios.

O primeiro domínio, com valor da razão V_p/V_s de 1,73 e V_p médio de 6,4 km/s, está associado ao Bloco Paranapanema (Cordani et al., 2009). Os dados sugerem que o embasamento é contínuo e uniforme (em propriedades físicas) sob o perfil NE da Bacia do Paraná/PABBRISE.



Identificou-se ainda, alinhamentos horizontais de fases no manto superior para o primeiro domínio, sugerindo manto estruturado, também identificado por Bernardes (2015) e Peixoto (2015).

O segundo domínio do modelo inicia-se em cerca de 400 km do perfil, com valores de V_p/V_s de 1,78, e valores anormalmente baixos de V_p para crosta inferior (6,5 km/s). Ambas as características (altos valores de V_p/V_s e baixos valores de V_p) sugerem a presença de fases hidratadas e/ou fluidos intersticiais na crosta inferior. Este domínio está associado às faixas móveis neoproterozoicas Brasília e Ribeira.

Utilizando metodologia até então inédita para o perfil PABBRISE, o trabalho alcançou seus objetivos, resultando em imagem da estrutura da bacia e crosta subjacente em termos das conversões das fases das FRs, além de modelo da razão V_p/V_s para a crosta e o pacote sedimentar, sendo este último também um resultado inédito para o perfil, complementando com informações importantes os trabalhos anteriormente realizados no perfil.



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGOSTINETTI, N.; PIANA MARTINI, F.; MONGAN, J. 2018. Sedimentary basin investigation using receiver function: an East African Rift case study. *Geophys. J. Int.* 215, 2105–2113.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17, 1-29.
- AMMON, C. J. 1997. An overview of Receiver-Functions Analysis. [Online] Available at: <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.
- ASSUMPTÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F.L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; ... & LOPES, E. V. 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 43, p. 74–85.
- AZEVEDO, P.A.; ROCHA, M.P.; SOARES, J.E.P.; FUCK, R.A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and Sao Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, v. 201, p. 61-69.
- BERNARDES, R. B. 2015. Modelo de velocidade sísmica de ondas P da crosta e manto superior ao longo do perfil PABBRISE, estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- BERNARDES, R. B.; SOARES, J.E.P.; PEIXOTO, C. L. O.; SIMÕES, C.H.S.P.; FUCK, R.A.; LIMA, M. V. A. G.; VIANA, A. 2016. The PABBRISE profile, onshore SE Brazil In: IASPEI Regional Assembly Latin - American and Caribbean Seismological Commission - LACSC, San Jose. Abstracts.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; CABY, R. 1996. Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim IG-USP*, São Paulo, 18:11-14.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 8, 143-162.
- CHRISTENSEN, N. I. & MOONEY, W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, Volume 100(B7), pp. 9761 9788.
- CHRISTENSEN, N.I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B2, 3139-3156.
- CLAYTON, R. W. & WIGGINS, R. A. 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 47, n. 1, p. 151–177.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo Preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das Bacias Sedimentares



Brasileiras. Revista Ciência Técnica-Petróleo. Sessão de Exploração de Petróleo. Petrobrás/CENPES/Sintep, Publ. 15, 70 p.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; THOMAZ FILHO, A. 2009. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (atualização). Boletim de Geociências da Petrobrás, 17 (1), 205-219.

DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Org.). Tectonic Evolution of South America. 1st Ed. Rio de Janeiro: Brazil, p. 231- 263.

DUEKER, K. G. & SHEEHAN, A. F. 1997. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track. Journal of Geophysical Research., 102, 8313–8327.

EIRADO, L.G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H. 2006. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências 36, 426-436.

EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C.; LOUREIRO, A.; ALVES, D.; KLINGELHOEFER, F.; ... & ASLANIAN, D. 2015. Deep structure of the Santos basin-São Paulo plateau system, SE Brazil. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(8), 5401-5431.

FRANÇA G. S. L. A. 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, p. 163.

FRASSETTO, A.; ZANDT, G.; GILBERT, H.; OWENS, T. J.; JONES, C. H. 2010. Improved imaging with phase-weighted common conversion point stacks of receiver functions. Geophysical Journal International, 182(1), 368-374.

FRASSETTO, A.; ZANDT, G.; GILBERT, H.; OWENS, T. J.; JONES, C. H. 2011. Structure of the Sierra Nevada from receiver functions and implications for lithospheric foundering. Geosphere, 7(4), 898-921.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SILVA, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins (Extended Abstract). Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Brasil, SBG, vol. 1, pp. 215-216.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SOARES, J.E.P.; DANTAS, E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia. p. 26-27.

FUCK R.A.; PIMENTEL M.M.; ALVARENGA C.J.; DANTAS E.L. 2017. The northern Brasília belt. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim, F.F. (eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, Regional Geology Reviews. Berlin, Heidelberg: Springer, p. 205-220.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. D.; VIANNA, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. In: Geologia da bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo: Consórcio PAULIPETRO/CESP/ IPT, p. 75-115.



FYFE, W.S. & LEONARDOS JR., O.H. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, p. 247-251.

HEILBRON M.; MOHRIAK W.; VALERIANO C.M.; MILANI E.; ALMEIDA J.C.H.; TUPINAMBÁ M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: M. Talwani & W. Mohriak (eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, Geophysical Monograph Series, 115, American Geophysical Union, pp. 1-34.

HEILBRON M.; PEDROSA-SOARES A.C.; CAMPOS NETO M.; SILVA L.C., TROUW R.A.J.; JANASI V. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso- Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, pp. 203-234.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JR., O.; TROUW, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A. J.; BRITO NEVES, B.B. & DE WIT, M. (Eds.). *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Journal Geological Society London, Special Publication, vol. 294, pp. 211-232.

HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIN, F.F. 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, Springer, Switzerland, 2, pp. 3-14.

JULIÀ, J.; AMMON, C.J.; HERRMANN, R.B.; CORREIG, A.M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.* 143, 99–112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>.

KOSAREV, G.; KIND, R.; SOBOLEV, S.V.; YUAN, X.; HANKA, W.; ORESHIN, S. 1999. Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet. *Science*, 283, 1306-1309.

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

LIMA, M. V. A. G.; BERROCAL, J.; SOARES, J.E.P.; FUCK, R.A. 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, p. 335-349.

LIMA, M. V. A. G.; STEPHENSON, R. A.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A.; DE ARAÚJO, V. C.; LIMA, F. T.; & ROCHA, F. A. 2019. Characterization of crustal structure by comparing reflectivity patterns of wide-angle and near vertical seismic data from the Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, 218(3), 1652-1664.

LOUREIRO, A.; SCHNÜRLE, P.; KLINGELHOEFER, F.; AFILHADO, A.; PINHEIRO, J.; EVAIN, M., ... & ROUDAUT, M. 2018. Imaging exhumed lower continental crust in the distal Jequitinhonha basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 351-372.

MANTOVANI, M.S.M.; QUINTAS, M.C.L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO NEVES, B.B. 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic Block: a geophysical contribution. *Episodes*, 28: 18-22.



MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; DE PAULA, O.B. 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. PETROBRAS – Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, 87 p. (Relatório interno).

MILANI, E.J. 1997. Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Ocidental. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 255 p.

MILANI, E.J. & RAMOS, V.A. 1998. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e o ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), p. 527-544.

MILANI, E. J.; FILHO, A. T. 2000. Sedimentary basins of south America. Tectonic Evolution of South America. In-Fólio Produção Editorial, Rio de Janeiro, Brasil, v. 31, p. 389–449.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 265-279.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná, *Bol. de Geociências da Petrobrás*, 15(2), 265–287.

MINEI, C.O. 2015. Imageamento Crustal e Litosférico no Nordeste da Bacia do Paraná por Sondagens Magnetotélúricas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 61 p.

MUSACCHIO, G.; KAY, I.; WHITE, D.; ASUDEH, I.; ROBERTS, B.; FORSYTH, D.; ... & FARRELL, D. 1999. Imaging the Moho and Vp/Vs ratio in the western Superior Archean craton with wide angle reflections. *Geophysical Research Letters*, 26(16), 2585-2588.

OGDEN, C. S.; BASTOW, I. D.; GILLIGAN, A.; & RONDENAY, S. 2019. A reappraisal of the H–k stacking technique: implications for global crustal structure. *Geophysical Journal International*, 219(3), 1491-1513.

PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 200-202.

PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendenka province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planet Food Vulcanism*. American Geophysical Union, pp. 217–245.

PEIXOTO, C. L. O. 2015. Caracterização sísmológica da crosta sob o perfil PABBRISSE: uma aproximação por função do receptor e razão espectral H/V. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Org.). *The Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31. IGC, p. 195- 229.



PINTO, M. L. & VIDOTTI, R. M. 2019. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232.

QUEIROZ, D. S. D. 2019. Transecta sísmica NS através do depocentro da Bacia do Parnaíba: aproximação por função do receptor e CCP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

QUINTAS, M.C.L. 1995. O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, S.Paulo, 218 p.

RAMOS, V.A. E ALLMENDINGER, R.W. 1990. Field guide to geology of the Central Andes (31°-33° SL). International Union of Geological Sciences, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 68 p.

ROCHA, M.P.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M. 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, v. 184, p. 268-286.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; BASEI, M.A.; NUTMAN, A.P.; KEIMAN, L.E.; VARELA, R.; LLAMBIAS, E.; CANILE, F.M.; ROSA, O.C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Res.* 19 (2), 509–523. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.003>.

ROS, E.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARAÚJO, M.; THOALDO ROMEIRO, M.; ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; MORGAN, J. P. 2017. Lower crustal strength controls on melting and serpentinization at magma-poor margins: Potential implications for the South Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4538-4557.

ROSSETTI, L., LIMA, E. F., WAICHEL, B. L., HOLE, M. J., SIMÕES, M. S., & SCHERER, C. M. 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 98-114.

SCHIFFER, C.; BALLING, N.; JACOBSEN, B. H.; STEPHENSON, R. A.; & NIELSEN, S. B. 2014. Seismological evidence for a fossil subduction zone in the East Greenland Caledonides. *Geology*, 42(4), 311-314.

SCHIFFER, C.; DE LIMA, M. V.; SOARES, J. E.; STEPHENSON, R.; DE ARAÚJO, V. C.; LIMA, F. T.; ... & FUCK, R. A. 2021. Vp/Vs ratios in the Parnaíba Basin from joint active-passive seismic analysis—Implications for continental amalgamation and basin formation. *Tectonophysics*, 801, 228715.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133, 29-61.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PASSCHIER, C.W. 2008b. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., BRITO NEVES, B.B. & DE WIT, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic*



correlations across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publications, 294: 279-296

SHEARER, P. M. 2009. Introduction to Seismology. 2. ed. [S.l.]: Cambridge University Press.

SHEEHAN, F. A.; SHEARER, P. M.; GILBERT, H. J.; DUEKER, K. G. 2000. Seismic migration processing of P-SV converted phases for mantle discontinuity structure beneath the Snake River Plain, western United States. *Journal of Geophysical Research*, 105, 19055-19065.

SIMÕES, C. H. S. P. 2018. Modelagem sísmica de ondas S e imageamento Vp/Vs da crosta sob o perfil sísmico NW-SE do SE do Brasil: NE Bacia do Paraná, Faixa Brasília Meridional e Faixa Ribeira Central. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. 56 p.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89 (2), 181-191.

SOARES, P.C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles. Tese para provimento de vaga de Professor Titular, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 131 p.

SOARES, J. E. P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. 128 p.

SOARES, J. E. P.; BERROCAL, J.A.; FUCK, R.A.; MOONEY, W.D.; VENTURA, D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, p. 302-333.

STEIN, S. & WYSESSION, M. 2003. An introduction to seismology, Earthquakes and Earth Structure. s.l.:Blackwee Publishing.

SVENNINGSSEN, L.; BALLING, N.; JACOBSEN, B. H.; KIND, R.; WYLEGALLA, K. 2007. Crustal root beneath the highlands of southern Norway resolved by teleseismic receiver functions. *Journal of Geophys*, 170, 1129-1138.

TANNER, L.; CALVARI, S. 2012. *Volcanoes: Windows on the Earth*. New Mexico Museum of Natural History and Science.

TRINDADE, C. R. 2014. Espessura crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma aproximação por função do receptor. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

TROUW, R.A.J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C. C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília Belt and the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 48, 43-57 p.

VALERIANO, C.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; TROUW, R.A.J.; ALMEIDA, J.C.H. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Geological Society of London, Special Publications, vol. 294, pp. 197-210.



VALERIANO C.M. 2017. The Southern Brasília Belt. In: Helibron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil – Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. Berlin / Heidelberg: Springer, p. 189-203.

VASCONCELLOS, A. C. B. C.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. C. 1991. The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust nappe, southeastern Brazil. Res. Terras. Ser., 85:86.

WESSEL, P.; LUIS, J. F.; UIEDA, L.; SCHARROO, R.; WOBBE, F.; SMITH, W. H. F. & TIAN, D. 2019. The Generic Mapping Tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>

YECK, W.L.; SHEEHAN, A.F.; SCHULTE-PELKUM, V. 2013. Sequential H-k stacking to obtain accurate crustal thicknesses beneath sedimentary basins. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2142–2150.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. Interior cratonic basins. AAPG Memoir, 51. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (Coords.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS. Rio de Janeiro: Ed. Gávea. p. 135-164.

ZELT, C. A. & SMITH, R. B. 1992. Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical International Journal*, 108, 16-34.

ZELT, C. A. 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data. *Geophysical Journal International*, 139: 183–204.

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