



UnB

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**IMAGEAMENTO DA SUTURA TOCANTINS-ARAGUAIA,
LATITUDE 5,3°S: APROXIMAÇÃO POR REFRAÇÃO SÍSMICA
PROFUNDA E FUNÇÃO DO RECEPTOR**

Flávio Tadeu Lima

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 404

Reinhardt A. Fuck
Orientador

José Eduardo P. Soares
Coorientador

Brasília
DF 2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

UnB

**IMAGEAMENTO DA SUTURA TOCANTINS-ARAGUAIA,
LATITUDE 5,3°S: APROXIMAÇÃO POR REFRAÇÃO SÍSMICA
PROFUNDA E FUNÇÃO DO RECEPTOR**

Flávio Tadeu Lima

Dissertação de Mestrado

Nº 404

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck - UnB

Coorientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares - UnB

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges - UnB

Prof. Dr. Renato Luiz Prado – IAG-USP

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck - UnB

Brasília – DF
20 de Fevereiro de 2018

"Homens do passado pisando no futuro, vivendo no presente. Há três tipos de gente: os que não sabem o que acontece, os que imaginam o que acontece e os que fazem acontecer."

– Sabotage

AGRADECIMENTOS

Primeiramente aos meus pais, José Rodrigues e Mariseth, meus heróis invencíveis e imortais, por sempre batalharem para dar estrutura e suporte aos meus estudos, além disso, carinho, amor e apoio incondicional em toda minha vida até aqui. Muito obrigado!

Aos meus orientadores, professores Reinhardt A. Fuck e José Eduardo P. Soares, pelos ensinamentos, discussões geológicas, descobertas e convite para trabalhar nesse grande projeto que me agregou mais sabedoria no decorrer desses anos.

Ao professor Randell Stephenson, pela engrandecedora troca de experiência e conhecimento durante visita acadêmica da equipe Lablitos à *University of Aberdeen*.

Ao professor da UNIPAMPA Marcus Vinícius A. G. de Lima por compartilhar seus superconhecimentos dos métodos aqui empregados, além de processar parte dos dados adquiridos em campo e participar desse projeto.

Aos colegas do Lablitos/UnB pelas discussões geológicas/geofísicas, momentos de descontração e ensinamentos

A todos os que participaram do experimento para realização do perfil sísmico PBAP: alunos de graduação e pós-graduação da UnB, corpo técnico científico do IG/UnB e Lablitos/UnB, INPE ('Lilico e Isac'), PASSCAL (Pnina) e técnicos/alunos da Universidade Federal do Ceará. A todos muito obrigado.

Aos proprietários de terra e algumas empresas que permitiram que as explosões controladas fossem realizadas em suas propriedades. Sem a importante compreensão e colaboração de vocês o experimento não teria acontecido.

Por fim, mas não menos importante, aos meus amigos geológicos que sempre me acompanharam nessa breve vida com muitos papos, discussões acaloradas, momentos únicos de descontrações, risos e compartilhamento de conhecimento. Meus sinceros agradecimentos a vocês por estarem no caminho da minha vida.

Flávio Tadeu Lima

ÍNDICE

Lista de figuras.....	i
Lista de tabelas.....	iv
Resumo	v
Abstract.....	vi
Estrutura da dissertação	vii

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO _____ **1**

CAÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA _____ **3**

2.1 O Método Sísmico de Refração/Reflexão de Ângulo Amplo (WARR)....	3
2.1.1 <i>Pacote de Programas RAYINVR e Traçados de Raios</i>	7
2.2 O Método da Função do Receptor.....	10

CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIÉNTIFICO _____ **15**

3.1 INTRODUÇÃO	16
3.2 CONTEXTO TECTÔNICO.....	17
3.3 PROCESSAMENTO E AQUISIÇÃO.....	22
3.3.1 <i>Sísmica de Refração Profunda</i>	22
3.3.2 <i>Função do Receptor</i>	27
3.4 TOMOGRAFIA SÍSMICA.....	29
3.5 MODELO SÍSMICO.....	32
3.6 ESPESSURA CRUSTAL E RAZÃO V_p/V_s	36
3.7 ANÁLISE DA INCERTEZA DOS DADOS SÍSMICOS.....	41
3.7.1 <i>Análise do Modelo Derivado da Tomografia</i>	41
3.7.2 <i>Análise do Modelo Derivado por Traçados de Raios</i>	43
3.8 DISCUSSÃO.....	45
3.9 CONCLUSÃO	54

REFERÊNCIAS _____ **56**

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** Mapa com algumas zonas de suturas fanerozóicas e proterozóicas espalhadas por toda crosta continental. (adaptado de Burke *et al.*, (1977))_____ **2**
- Figura 2.1** Curvas tempo-distância de um sismograma hipotético mostrando as relações entre ondas diretas, refratadas e refletidas (adaptado de Soares, 2005 e Bernardes (2015))_____ **4**
- Figura 2.2** Exemplo de parametrização do modelo de velocidade adaptado de Zelt & Smith, 1992. O Modelo está definido por 26 parâmetros independentes_____ **8**
- Figura 2.3** Modelo crustal hipotético e curvas tempo-distância para os alinhamentos de fases sísmicas Psed, Pg, Pi, Pn, Pc1P, Pc2P e PmP (adaptado de Bernardes 2015))_____ **10**
- Figura 2.4** Diagrama do caminho percorrido pela onda P direta e suas conversões. Em a) um evento telessísmico distante viaja até a estação. Em b) traço radial da função do receptor calculada para o evento no domínio do tempo_____ **11**
- Figura 3.1** Mapa de relevo ETOPO1 com a localização do perfil sísmico PBAP_____ **18**
- Figura 3.2** Mapa tectônico da região em estudo (adaptado de Fuck *et al.*, 2008)_____ **19**
- Figura 3.3** Exemplo de seção sísmica, normalizada para (a) SP01, (b) SP02 e (c) SP04 com velocidade de redução igual a 8,0 km/s_____ **24**
- Figura 3.4** Exemplo de seção sísmica, normalizada para (a) SP06, (b) SP07 e (c) SP09 com velocidade de redução igual a 8,0 km/s _____ **25**
- Figura 3.5** Seção de registro sísmico normalizado para o tiro SP02 com tempos de viagem teóricos de ondas P calculadas para o modelo da crosta usando a técnica de tração de raio_____ **27**

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.6** Mapa mostrando os lugares de ocorrência de telessismos captados pelas estações triaxiais. Círculos verdes representam telessismos ocorridos a profundidade de até 100km. Círculos amarelos, profundidade de 100 a 300 km. Triângulo vermelho simboliza o local das estações três componentes _____ **28**
- Figura 3.7** Resultados da tomografia 2 D de tempos de percurso de primeiras quebras da onda P para o perfil PBAP. Em (a) o modelo de velocidade de onda P com isolinhas de velocidades. Em (b) o modelo do perfil PBAP com a cobertura de raios _____ **31**
- Figura 3.8** Modelo bidimensional de velocidade sísmica de ondas P para crosta e manto superior derivado por modelagem direta do traçado de raios por meio do pacote de programas RAYINVR (Zelt & Smith, 1992) ao longo do perfil PBAP _____ **34**
- Figura 3.9** Traços da função do receptor ordenados por empilhamento radial. A fase Ps (Moho) é identificada por volta de 5 segundos. As estações que mostram mais ruído foram instaladas na Bacia do Parnaíba _____ **37**
- Figura 3.10** Modelo de espessura crustal obtido por meio do método da função do receptor acompanhado com perfil topográfico (ETOPO 1 - Amante & Eakins (2009)) _____ **39**
- Figura 3.11** Seção composta por HK-Stacking da estação triaxial BP070 com todos os traços da função do receptor da mesma estação _____ **40**
- Figura 3.12** Gráfico sobre precisão e incerteza para o modelo derivado por inversão tomográfica para tempos de viagem das primeiras chegadas (fases Psed, Pg e Pn) _____ **42**
- Figura 3.13** Representação da incerteza para o modelo derivado por traçado de raios de ondas refratadas e refletidas usando o programa RAYINVR (Zelt & Smith, 1992). a) Erro RMS para pontos de tiros consecutivos com valor médio de 0,108 s. b) Cobertura de raios para modelo PBAP porção oeste _____ **44**

Figura 3.14	Seção sísmica de reflexão profunda adaptado de Daly <i>et al.</i> , (2014) mostrando o pacote metassedimentar da Faixa Araguaia empurrado e jogado para cima das rochas do Cráton Amazônico	46
Figura 3.15	Evolução do modelo numérico desenvolvido por Magni <i>et al.</i> , (2017)	50
Figura 3.16	Mapa tectônico simplificado modificado de Fuck <i>et al.</i> , (2008)	51
Figura 3.17	Figura esquemática do atual estado da Litosfera sob o perfil sísmico PBAP obtida por interpretação conjunta de dados do tipo WARR, reflexão profunda, função do receptor e tomografia sísmica	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 Localização e parâmetros das fontes explosivas utilizadas no perfil PBAP _____ **23**

Tabela 3.2 Espessura (H) e razão V_p/V_s para as estações triaxiais obtidos pelo método HK-Stacking de Zhu & Kanamori (2000) _____ **38**

RESUMO

LIMA, F.T. 2018. **Imageamento da sutura Tocantins-Araguaia, Latitude 5,3°S: Aproximação por Refração Sísmica Profunda e Função do Receptor.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Com aproximadamente 1200 km de extensão o levantamento sísmico-sismológico de grande escala, inserido no *Parnaíba Basin Analysis Program* (PABP) financiado pela *British Petroleum* (BP), investigou a estrutura de velocidade da crosta e do manto superior na região da Bacia do Parnaíba com suas fronteiras, Província Borborema a leste, Faixa Araguaia e parte do Cráton Amazônico a oeste. Esta experiência incluiu 20 tiros registrados por mais de 600 estações sísmicas distribuídas ao longo do perfil. Na parte oeste perto do limite entre Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba, a modelagem do tempo de trânsito das ondas P juntamente com dados da função do receptor possibilitaram a segmentação da crosta continental em domínios tectônicos distintos. A espessura da crosta ao longo do perfil varia de 38-39 km na área do cráton para ~ 52 km abaixo da Faixa Araguaia voltando a ~43 km na região da bacia. O modelo sísmico mostra que a elevada espessura que a crosta atinge (> 50 km) ocorre na área de influência da sutura Tocantins-Araguaia, resultado da colisão que aconteceu entre a paleoplaca amazônica com o bloco Parnaíba no final do Neoproterozóico. Os dados obtidos pela função do receptor demonstram que a crosta também varia composicionalmente ao longo do perfil sísmico. De acordo com resultados a razão V_p/V_s de 1,73 abaixo do Cráton Amazônico confere composição crustal intermediária contrastando com a razão V_p/V_s de 1,69 de caráter félsico da Faixa Araguaia e máfico da bacia ($V_p/V_s = 1,75$). A característica máfica da crosta sob a Bacia do Parnaíba pode ser atribuída em parte a estrutura de alta velocidade V_p (> 7,2 km/s) que se prolonga por toda extensão da bacia no limite crosta-manto interpretado como *underplating* máfico. As características sísmicas observadas no modelo permitem concluir que a Faixa Araguaia está assentada (*overthrusting*) sobre o embasamento do cráton. A diferença de espessura entre crosta superior e inferior aponta que provavelmente os processos tectônicos limitaram-se a envolver mais a crosta inferior preservando estruturalmente a crosta superior ao longo da evolução geológica. Com as velocidades V_p no manto superior é possível dividir a região auscultada em dois blocos distintos, Bloco Amazônico/Araguaia ($V_p = 8,0$ km/s) e Bloco Parnaíba ($V_p = 8,3$ km/s). Essas diferentes velocidades revelam domínios litosféricos de origem e evolução distintos.

Palavras-Chaves: Programa PBAP, Modelo Sísmico, Sutura Tocantins-Araguaia, Função do Receptor.

ABSTRACT

LIMA, F.T. 2018. **The Tocantins-Araguaia Suture Seismic Imaging from Latitude 5.3°S: Deep Seismic Refraction and Receiver Function Approach.** Dissertation (M.Sc.in Geology) – Institute of Geosciences, University of Brasilia, Brasilia.

The approximately 1200 km long deep seismic refraction experiment, as part of the Parnaíba Basin Analysis Program (PBAP) sponsored by British Petroleum, investigated the velocity structure of the crust and upper mantle across the Parnaíba Basin and its borders, the Borborema Province to the east, the Araguaia Belt and the Amazonian Craton to the west. This experiment included 20 shots recorded by more than 600 seismic stations distributed along the profile. In the western part of the experiment, encompassing the boundary between the Amazonian Craton, the Araguaia Belt and the Parnaíba Basin, modeling of the P waves transit time together with receiver function data allowed to distinguish the different tectonic domains of the continental crust. The thickness of the crust along the profile ranges from 38-39 km in the craton area to ~52 km below the Araguaia Belt, decreasing to ~43 km in the basin region. The seismic model shows that the large thickness of the crust (>50 km) occurs in the influence area of the Tocantins-Araguaia suture that resulted from the late Neoproterozoic collision between the Amazonian paleoplate and the Parnaíba block. Receiver function data show that the crust also varies in composition along the seismic profile. V_p/V_s ratio of 1.73 below the Amazonian Craton confers intermediate crustal composition, contrasting with the V_p/V_s ratio of 1.69 of the Araguaia Belt felsic character and with the mafic character ($V_p/V_s = 1.75$) below the Parnaíba Basin. The mafic characteristic of the crust under the Parnaíba Basin can be attributed in part to the high velocity structure V_p (>7.2 km/s) that is recorded throughout the basin at the crust-mantle boundary, interpreted as mafic underplating. The seismic characteristics observed in the model allow to conclude that the Araguaia Belt is thrust over the Amazonian Craton basement. The difference in thickness between the upper and lower crust suggests that tectonic processes have probably been limited to the lower crust, preserving structurally the upper crust along the geological evolution. V_p velocities within the upper mantle allow to divide the study region into two distinct blocks, the Amazonian Craton/Araguaia Belt ($V_p = 8.0$ km/s) and the Parnaíba Block ($V_p = 8.3$ km/s). These different velocities reveal lithosphere domains of different origin and evolution.

Palavras-Chaves: PBAP Program, Seismic Velocity Model, Tocantins-Araguaia Suture, Receiver Function.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em três partes, sendo a primeira constituída dos capítulos 1 e 2, onde é apresentada uma introdução ao alvo de estudo juntamente com o objetivo (capítulo 1) e a fundamentação teórica sobre os métodos utilizados (capítulo 2). A segunda parte está organizada no formato de artigo, primeiramente em língua portuguesa, a ser submetido para publicação em periódico científico que abrange o assunto, como via de regra para obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG) da Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.

A terceira e última parte corresponde ao material suplementar composto com os dados levantados no escopo do projeto PBAP tais como as modelagens 2D da sísmica de refração profunda e traços da função do receptor.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A Terra com seus continentes e bacias oceânicas, bem como todos os outros planetas de estado sólido do sistema solar, tem uma crosta (Meissner, 1986). A formação de uma crosta é um fenômeno global e até mesmo planetário, podendo ser entendido como um processo de diferenciação muito geral, pelo qual o material mais leve se separa de um material original e, finalmente, se instala como um resíduo. Obviamente o processo de formação é complexo e envolve diversos fatores como, densidade, pontos de fusão, composição de magmas, estruturas tectônicas, entre outros. Por isso, as crostas terrestres, e especialmente a crosta continental da Terra, são diferentes de um lugar para outro.

Investigações sísmicas e sismológicas têm dado importantes contribuições para estudos do estado atual da crosta. Para tal finalidade, o método de refração/reflexão sísmica de ângulo amplo e o de função do receptor desempenham papel expressivo na investigação, pois permite obter a estrutura de velocidade do meio e a composição média da crosta (razão de Poisson). Como consequência, a distribuição de sismicidade com profundidade, assim como a velocidade de ondas sísmicas, fornecem informações acerca do comportamento rúptil ou dúctil de uma estrutura e seu posicionamento.

Os modelos sísmicos e sismológicos têm colaborado na interpretação da compartimentação da crosta em diversos ambientes geológicos (Assumpção *et al.*, 2002; Soares *et al.*, 2006; Bernardes, 2015; Lima *et al.*, 2015; Peixoto, 2015) em especial nas zonas de suturas (Beamish & Smythe 1986; Grad *et al.*, 2003; Daly *et al.*, 2014). Para Dewey (1977) essas zonas marcam o lugar de obliteração da litosfera oceânica por subducção com soldagem intracontinental de massas continentais, como consequência da colisão, e ocorrem por todo globo terrestre (Figura 1.1)

A zona de sutura é muitas das vezes representada em superfície por um orógeno. Orogenia (ou orogênese) significa criação de cadeias de montanhas e esse termo é empregado, nesse sentido, devido aos processos tectônicos que ocorrem em regiões orogênicas produzindo, frequentemente, elevações topográficas (Neves, 2008). A topografia é geralmente uma resposta ao espessamento crustal causado pela atuação de regimes compressivos (por exemplo, colisão continental) e adição de matéria (magmas) à crosta continental.

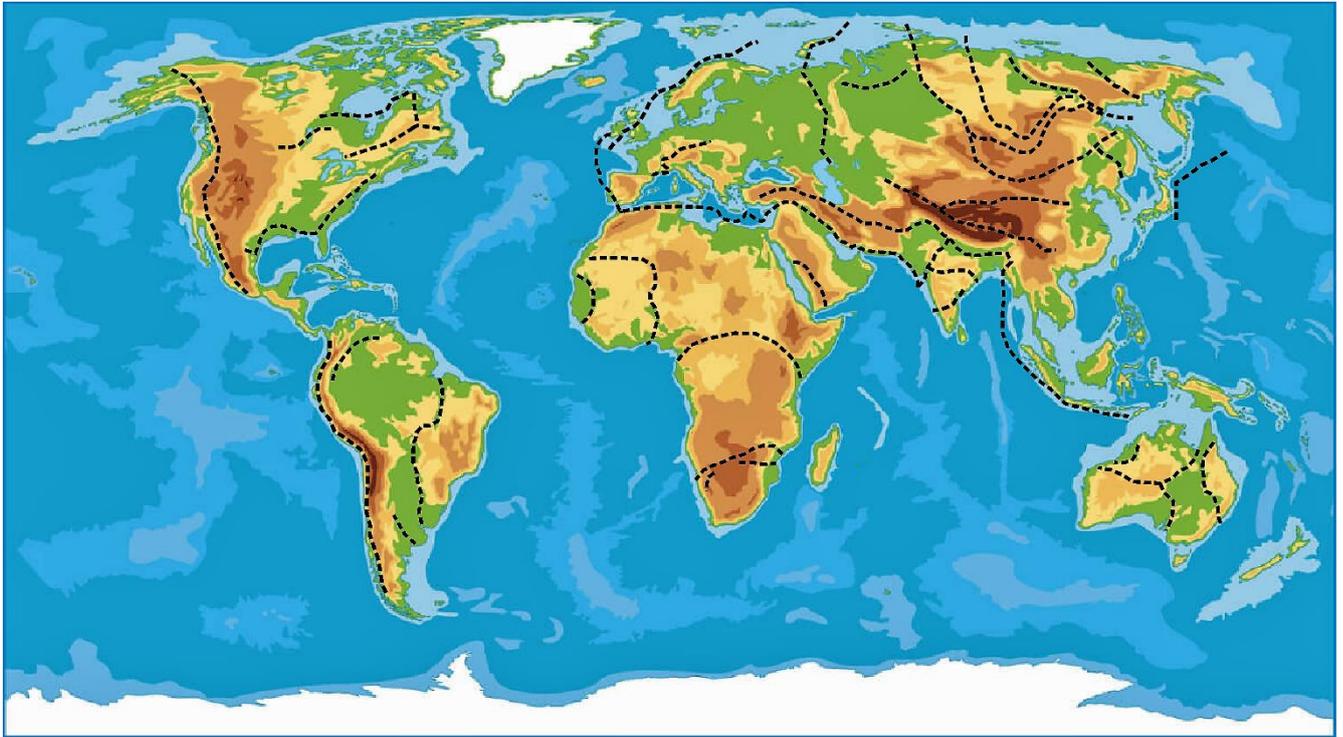


Figura 1.1: Mapa com algumas zonas de suturas fanerozóicas e proterozóicas espalhadas na crosta continental (adaptado de Burke *et al.*, 1977).

O termo orogênese é restringido, normalmente, para regiões afetadas por deformação contracional intensa (seja no presente ou no passado), independentemente de apresentarem expressão geomorfológica. A deformação orogênica é caracterizada por dobramentos e falhamentos de amplas regiões, acompanhada, em geral, de vulcanismo, plutonismo e metamorfismo. Regiões sujeitas a estes processos são chamadas de cinturões orogênicos ou orógenos (Neves, 2008).

O principal objetivo desta dissertação é determinar a estrutura e o campo de velocidade da crosta e do topo do manto superior, assim como a composição média (razão V_p/V_s), sob a sutura Tocantins-Araguaia. Para compreender a evolução da sutura e das unidades adjacentes, como faixas móveis neoproterozóicas, blocos litosféricos e crátons, como também sua influência nessas entidades geotectônicas, realizou-se experimento sísmico na região norte do Brasil no âmbito do *Parnaíba Basin Analysis Program* (PBAP). O programa PBAP engloba vários estudos geofísicos e geológicos sobre a Bacia do Parnaíba e foi financiado pela empresa petrolífera *British Petroleum* (BP). A presente dissertação mostra os trabalhos de processamento, modelagem e interpretação dos dados de refração sísmica profunda e função do receptor, levantados no perfil sísmico PABP no segundo semestre de 2015.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. - O Método Sísmico de Refração/Reflexão de Ângulo Amplo

Entre as técnicas geofísicas utilizadas para o estudo da litosfera, destacam-se as que se baseiam na propagação de ondas elásticas. Onda é definida como um fenômeno periódico que se propaga em um meio, transportando energia, podendo ser classificada em onda eletromagnética ou mecânica. Entre exemplos de ondas mecânicas, temos as ondas sísmicas, que se propagam em meios elásticos e são divididas em ondas de superfície e de corpo. As ondas de corpo são subdivididas em compressivas (longitudinais, P) ou cisalhantes (transversais, S). Dada sua capacidade de serem transmitidas, refratadas e refletidas, as ondas sísmicas (P e S) são utilizadas em levantamentos de refração sísmica para caracterizar a crosta e o manto litosférico, por fornecerem informações acuradas de porções crustais profundas do globo terrestre.

O primeiro experimento sísmico de refração foi realizado em 1860 (Artemieva, 2002). Desde a década de 1920, a sísmica de refração tem sido rotineiramente utilizada na exploração de petróleo e, desde o início dos anos 40, fornece a base para a determinação da estrutura de velocidade de toda crosta (Artemieva, 2002). O método sísmico de refração/reflexão de ângulo amplo (da sigla, em inglês, WARR: *Wide-Angle Reflection/Refraction*) utiliza fontes controladas (explosões/tiros ou vibrações) associados a arranjos de sensores/receptores com espaçamento regular em perfil, para gerar e registrar as ondas sísmicas. Levantamentos de refração utilizam o tempo de propagação de ondas diretas e refratadas para determinar a distribuição de velocidades das ondas sísmicas. As porções que são refratadas e/ou refletidas, retornam à superfície, gerando alinhamentos de fases sísmicas em curvas tempo-distância (Figura 2.1) que, por sua vez, são utilizadas por meio de cálculo, para traduzir as características físicas e estruturais do meio que percorrem (Bernardes, 2015).

O método pode envolver perfis de dezenas de metros a centenas de quilômetros. Como apontado por Green (1974), a diferença não é uma questão de princípio, mas de escala, ou em outras palavras, a extensão do arranjo de fontes e sensores é calculada nos objetivos de cada experimento, inclusive na profundidade de interesse a ser atingida. Soares (2005) discorre que em estudos crustais são utilizados arranjos com extensões de sete a dez vezes maiores que a profundidade visada para investigação.

Green (1974) postula que há algumas condições básicas para que as ondas sísmicas percorram a distância da fonte até os receptores. Entre elas, a velocidade sísmica das ondas refratadas deve aumentar com a profundidade ($V_n > V_{n-1} > \dots > V_1$). Tal condição pode parecer restritiva, mas na maioria dos casos ela é sustentada (Green, 1974). Outra condição que o autor elenca é que a espessura de cada camada deve ser pequena em comparação com a extensão do arranjo de sensores. Com as condições básicas satisfeitas, o fenômeno sísmico pode ser interpretado geometricamente com base na teoria do raio sísmico (Červený *et al.*, 1977; Červený, 2001).

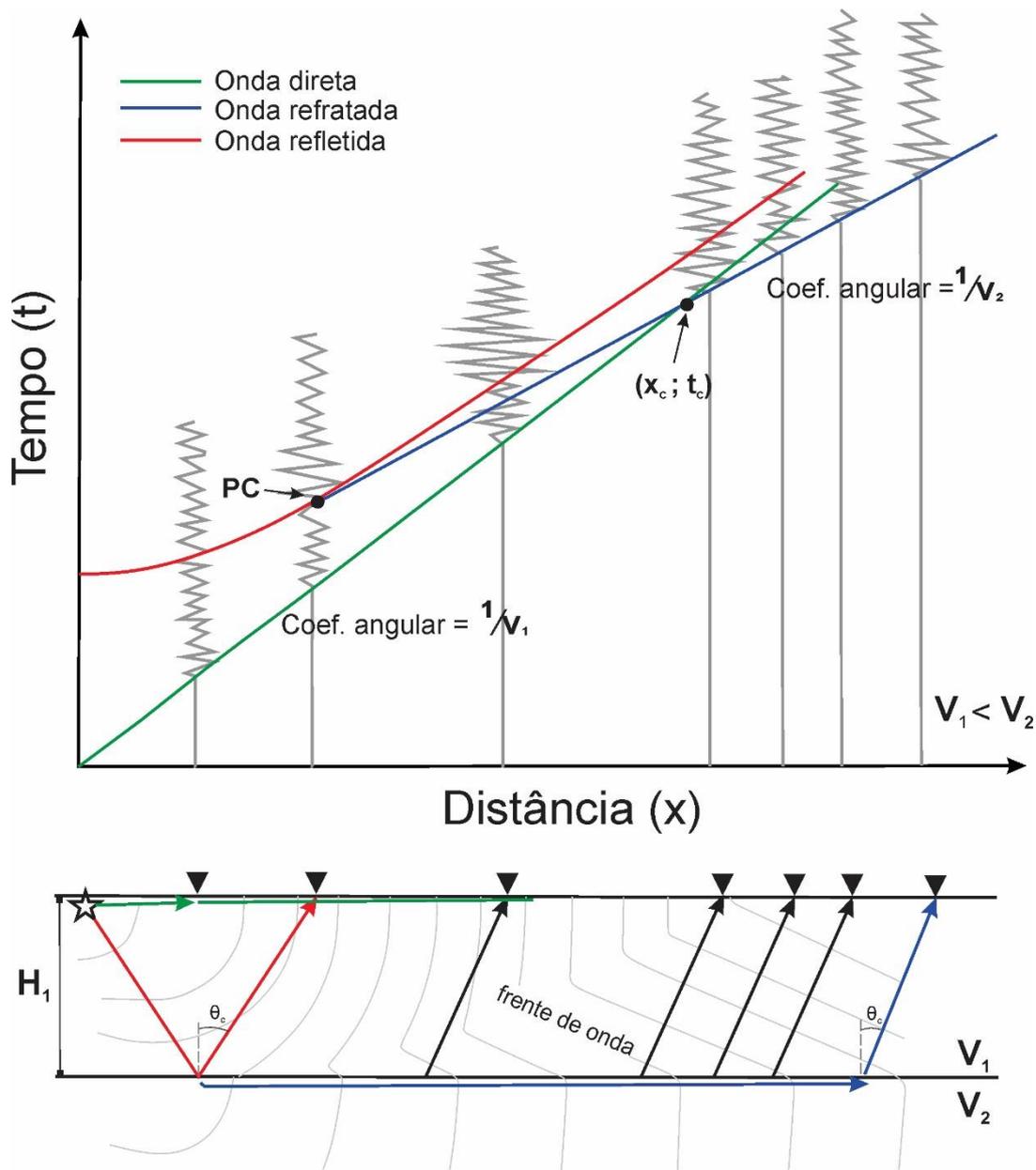


Figura 2.1: Curvas tempo-distância de um sismograma hipotético mostrando as relações entre ondas diretas, refratadas e refletidas. A estrela representa o ponto de tiro controlado e os triângulos em preto são os sensores. V_1 e V_2 são respectivamente, as velocidades da camada um e dois. A onda direta é uma reta que passa pela origem dos eixos e seu coeficiente angular é igual ao inverso da velocidade da primeira camada. O ponto crítico (PC) marca a incidência crítica da frente de onda. A onda refratada é uma reta com início no ponto PC e tem seu coeficiente angular igual ao inverso da velocidade da segunda camada. A onda refletida é uma hipérbole, assintota à onda direta para grande distância. O ponto (x_c, t_c) é conhecido como ponto de *crossover*. Adaptado de Soares (2005) e Bernardes (2015).

A propagação das ondas sísmicas em meio elástico é regida pela lei de Snell, que descreve o comportamento da trajetória da onda quando da mudança de meio físico:

$$\frac{\text{sen } \theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_2}{V_2} \quad (\text{Equação 2.1})$$

onde θ_1 é o ângulo de incidência, θ_2 é o ângulo de refração, V_1 e V_2 são as velocidades de propagação nas camadas 1 e 2, respectivamente.

Quando uma onda passa de um meio de menor velocidade (V_1) para um meio com maior velocidade (V_2), existe um ângulo de incidência para o qual o ângulo de transmissão (θ_2) é de 90° . Nestas condições, quando $\theta_2 = 90^\circ$, o ângulo de incidência se torna crítico (θ_c) e a equação 2.1 pode ser escrita como:

$$\text{sen } \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (\text{Equação 2.2})$$

sendo que V_1 representa a velocidade sísmica na camada 1, enquanto V_2 representa a velocidade na camada 2. Obedecendo esse requisito, o fenômeno da refração ocorre, e a propagação da onda sísmica se dá ao longo da interface de separação entre os dois meios (Figura 2.1).

Com base nestes princípios físicos, é possível determinar a velocidade das ondas sísmicas em propagação assim como seus tempos de trânsito e espessura das diferentes camadas que compõem o subsolo (Neves *et al.*, 2014). No caso de uma camada homogênea, isotrópica e horizontal, de espessura H_1 e velocidade V_1 , sobreposta a uma outra camada também isotrópica e de velocidade V_2 , satisfazendo as premissas básicas citadas (por exemplo $V_1 < V_2$) o tempo de propagação t_1 para o raio direto é dado por:

$$t_1 = \frac{x}{V_1} \quad (\text{Equação 2.3})$$

no qual x é a distância horizontal do receptor em relação ao ponto de tiro (Figura 2.1).

A inclinação da reta definida pela equação 2.3 pode ser obtida, derivando t_1 em relação a x

$$\frac{dt_1}{dx} = \frac{1}{V_1} \quad (\text{Equação 2.4})$$

com isso, a velocidade da camada 1 pode ser determinada. V_1 corresponde ao coeficiente angular da reta que representa o alinhamento de fases da onda direta (Bernardes, 2015).

Para o raio refratado (Figura 2.1), o tempo de propagação t_2 é dado por

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + 2 \left(\frac{H_1}{V_1} \right) \cos \theta_c \quad (\text{Equação 2.5})$$

onde θ_c (ângulo crítico) pode ser obtido pela equação 2.2. A inclinação da reta do raio refratado definida pela equação 2.5 segue o mesmo raciocínio da equação 2.4, portanto

$$\frac{dt_2}{dx} = \frac{1}{V_2} \quad (\text{Equação 2.6})$$

Assim, a velocidade da camada inferior, V_2 , também pode ser determinada. Para um caso mais complexo, no qual ocorrem várias camadas isotrópicas e horizontais ($n-1$), a equação tempo-distância para a n -ésima refração passa a ser dada por

$$t_n = \frac{x}{V_n} + 2 \sum_{k=0}^{n-1} \frac{H_k}{V_k} \cos \theta_c \quad (\text{Equação 2.7})$$

Na Figura 2.1 o ponto assinalado (x_c, t_c) é definido como ponto *crossover*, onde alinhamentos de ondas diretas e refratadas se interceptam. Com o ponto a espessura H_1 da camada pode ser calculada:

$$t_c = \frac{x_c}{V_2} + 2 \left(\frac{H_1}{V_1} \right) \cos \theta_c \quad (\text{Equação 2.8})$$

As reflexões de alto ângulo (Figura 2.1) são de suma importância porque fornecem a velocidade média do meio acima do refletor e sua profundidade (método x^2-t^2). Ela é definida pela fórmula

$$t^2 = \frac{x^2}{\bar{V}^2} + \frac{(2H)^2}{\bar{V}^2} \quad (\text{Equação 2.9})$$

As relações trigonométricas e suas respectivas equações são a base para a interpretação de dados de refração sísmica profunda. O meio geológico pode impor dificuldades na interpretação desse tipo de dados. As variáveis como camadas inclinadas, falhas, inversões de velocidades, entre outros, interferem nas curvas tempo-distância exigindo bom conhecimento do intérprete para não subvalorizar os dados do tipo WARR.

2.1.1 - Pacote de Programas RAYINVR e Traçado de Raios

O caminho que o raio percorre entre fonte e receptor, tomado pela energia sísmica e imerso em meio heterogêneo, é um problema comum em estudos sísmicos. Existem hoje inúmeros algoritmos baseados no método de traçado de raios, alguns dos mais populares são os de Červený *et al.*, (1977) e Červený *et al.*, (2001) para solução rápida e precisa das propriedades da onda sísmica. Esse método foi utilizado no presente trabalho por proporcionar a previsão do comportamento das ondas sísmicas (principalmente o tempo de viagem) e de ser eficiente e preciso computacionalmente.

O método de traçado de raios é utilizado para simplificar o cálculo do caminho que uma onda percorre através de um meio com regiões de diferentes velocidades de propagação (Bernardes, 2015). Para isso, ele fornece uma solução aproximada da equação da onda, conhecida como solução assintótica utilizada para parâmetros adimensionais muito grandes ou muito pequenos. Cada onda pode ser modelada por um conjunto de raios que passam exaustivamente por ajustes, por meio de equações diferenciais ordinárias de primeira ordem, para cálculo de direções de propagação, até um caminho de raio (fonte-receptor) ser completado.

O pacote de programas RAYINVR (Zelt & Smith, 1992) utiliza o método traçado de raios em meio 2D parametrizado, para o cálculo do caminho que a onda percorre. A parametrização do modelo 2D, nesse programa, consiste na criação de sequências de camadas separadas por interfaces compostos de segmentos de linha com inclinação arbitrária. As camadas são divididas em rede de blocos trapezoidais irregulares definidos

por parâmetros independentes como nós de velocidade e profundidade (Figura 2.2). Cada nó de velocidade no trapezóide é usado para interpolar um campo de velocidade no interior de sua região, de modo que a velocidade varie linearmente ao longo de sua geometria. O número e a posição dos nós de velocidade e profundidade que delimitam cada camada podem ser ajustados de acordo com a necessidade dos dados, permitindo também a incorporação do relevo superficial e afinamento de camadas no modelo (Zelt & Smith, 1992).

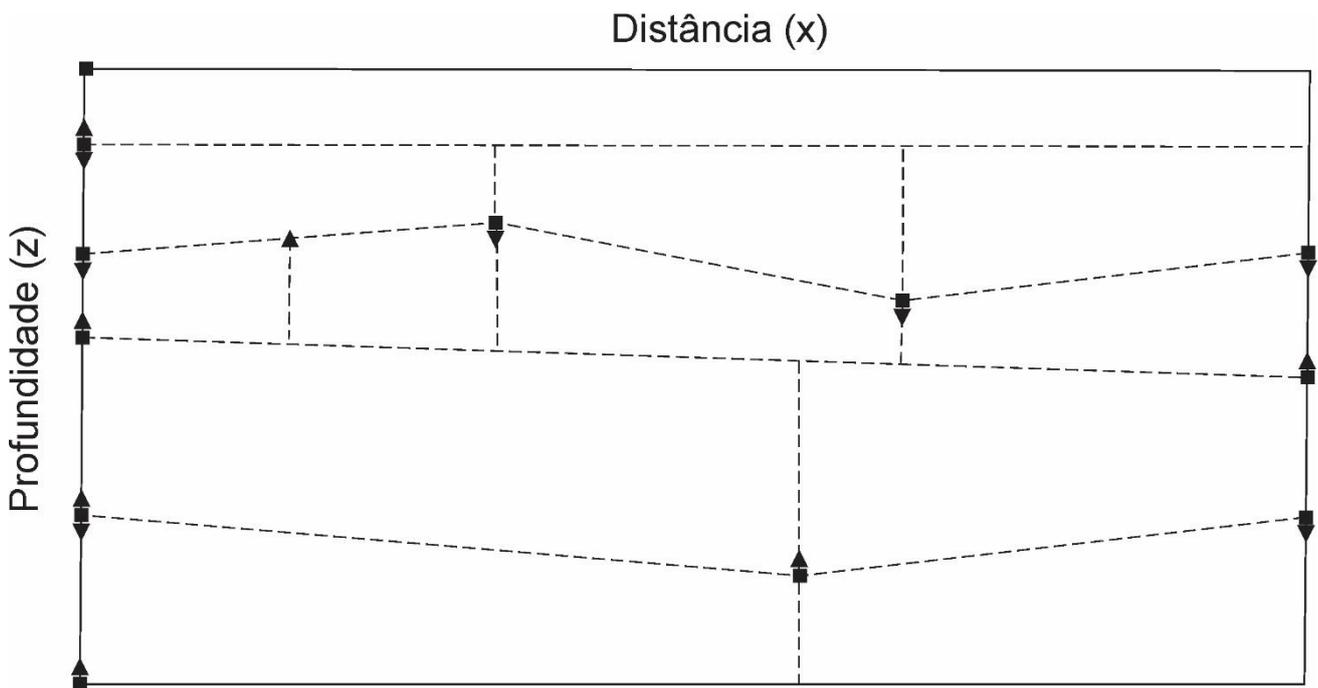


Figura 2.2: Exemplo de parametrização do modelo de velocidade adaptado de Zelt & Smith (1992). O modelo está definido por 26 parâmetros independentes. Os nós quadrados representam a geometria enquanto os triângulos representam as velocidades. Com o objetivo de traçar os raios o modelo é dividido em 12 trapezóides.

Após a parametrização do modelo de velocidade, os raios são traçados pelo programa RAYINVR (Zelt & Smith, 1992), de acordo com a teoria do raio assintótico por solução de equações do traçado de raios. A cada interação o traçado do raio é automaticamente ajustado para aumentar a precisão do modelo e os tempos de viagem são calculados por integração ao longo da trajetória dos raios (Zelt & Ellis, 1988).

Zelt (1999) aponta que um modelo sísmico desenvolvido a partir da análise dos dados de tempo de viagem é tão bom quanto as leituras em que se baseia. Bernardes (2015) complementa que a identificação de alinhamentos de fases sísmicas é procedimento fundamental no estágio de análise de dados sísmicos de refração/reflexão de ângulo amplo. Em experimentos sísmicos de escala crustal, como também neste trabalho, as principais fases sísmicas são identificadas em seções sísmicas como (Figura 2.3):

- i. *P_{sed}*: conhecida como P sedimentar. Onda direta da bacia sedimentar que evidencia a velocidade sísmica da bacia e sua estruturação
- ii. *P_g*: onda refratada que percorre o topo da crosta superior evidenciando a estruturação do embasamento da bacia (se tiver) e/ou da crosta superior
- iii. *P_{iP}* ou *P_{c1P}* (neste trabalho): corresponde a ondas refletidas por descontinuidade mesocrustal expressiva (Bernardes, 2015); percorre a crosta superior, evidenciando a estruturação de sua base
- iv. *P_{c2P}* (neste trabalho): igualmente a *P_{c1P}*, porém suas ondas refletidas carregam informação de estruturas que estão na base da crosta
- v. *P_i*: ondas refratadas que trazem informações da estruturação do topo da crosta inferior
- vi. *P_{mP}*: conhecida pelo nome “P moho P” são ondas refletidas do limite crosta-manto e trazem parâmetros sísmicos da base da crosta inferior
- vii. *P_n*: ondas refratadas pelo topo do manto superior trazendo informações sísmicas da estruturação da Moho.

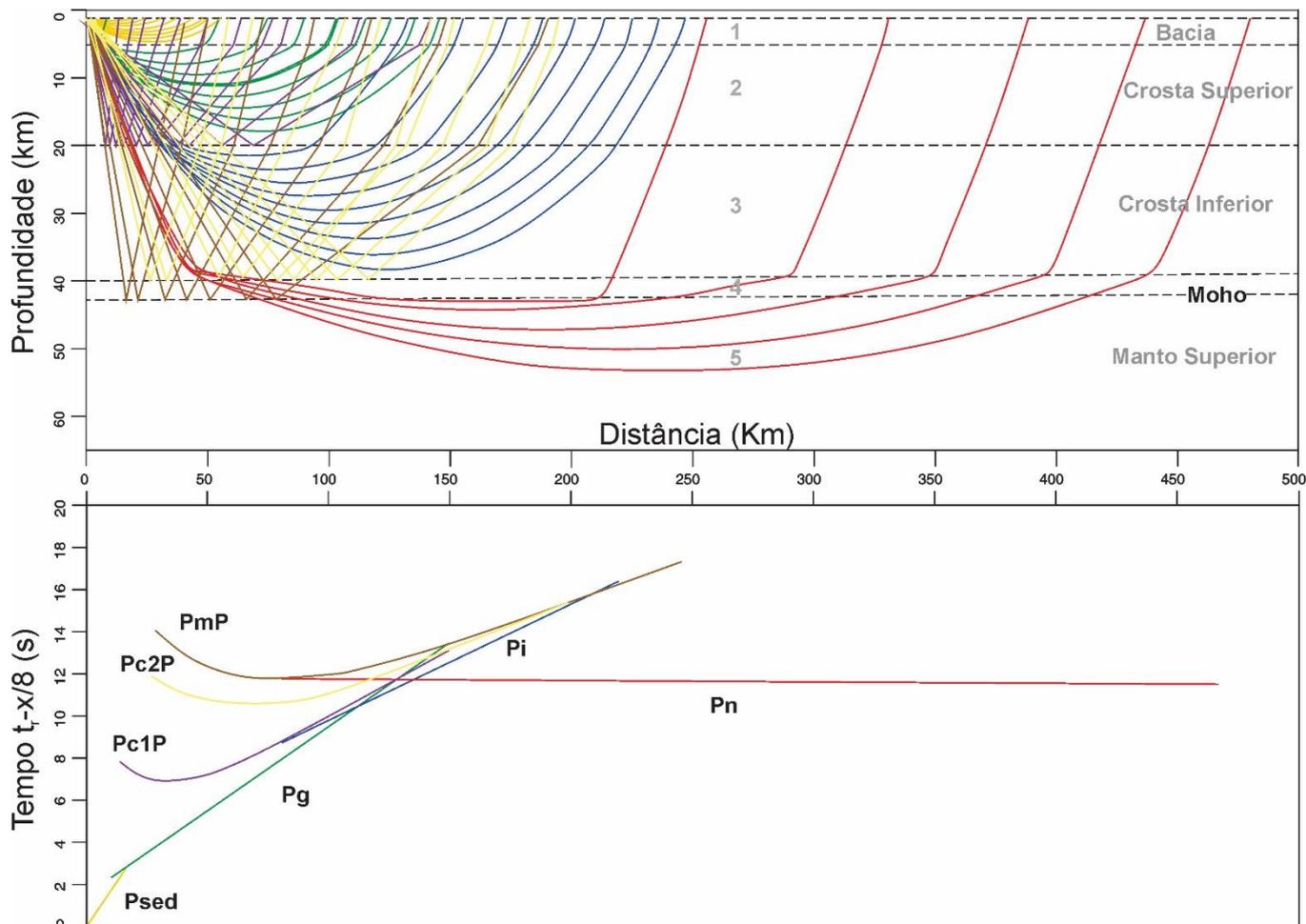


Figura 2.3: Modelo crustal hipotético (acima) e curvas tempo-distância (abaixo) para os alinhamentos de fases sísmicas Psed, Pg, Pi, Pn, Pc1P, Pc2P e PmP. Curvas geradas no programa RAYINVR pelo método de traçado de raio com tempo de redução igual a 8,0 km/s. Adaptado de Bernardes (2015).

2.2 - O Método da Função do Receptor

O método da função do receptor foi amplamente utilizado nos últimos anos por vários grupos de pesquisa para estimar e caracterizar discontinuidades importantes da crosta e do manto superior. A técnica foi originalmente desenvolvida por Langston (1979) e melhorada posteriormente para diferentes aspectos como estimativa espectral, inversão, anisotropia crustal entre outros. Alguns dos desenvolvimentos importantes na técnica são dados nos estudos de Owens *et al.*, (1988), Ammon *et al.*, (1990), e Ligorria & Ammon (1999). Na técnica de função do receptor, as formas de onda telesísmicas são usadas para criar imagens das estruturas da crosta abaixo das estações sísmicas. Essas formas de onda contêm informações relacionadas a fonte, estrutura da Terra sob a estação e resposta do instrumento, todas úteis para desenvolvimento de um modelo crustal.

O aspecto básico deste método é que parte dos sinais de ondas P de eventos distantes (telessísmos) incidentes em uma descontinuidade na crosta ou manto superior serão convertidos em ondas S (Ps) que chegam à estação de três componentes dentro da coda de onda P após a onda P direta (Figura 2.4). Basicamente, as ondas S viajam mais lentamente do que as ondas P, portanto, uma medida direta da profundidade da descontinuidade é calculada pela diferença de tempo na chegada da onda P direta e da fase convertida (Ps), desde que o modelo de velocidade seja conhecido. Sendo assim, a forma de onda de uma função do receptor (Figura 2.4b) é composta pela onda direta P e pelas ondas convertidas (P para S) a uma determinada profundidade, que reverberam na estrutura abaixo do sismômetro.

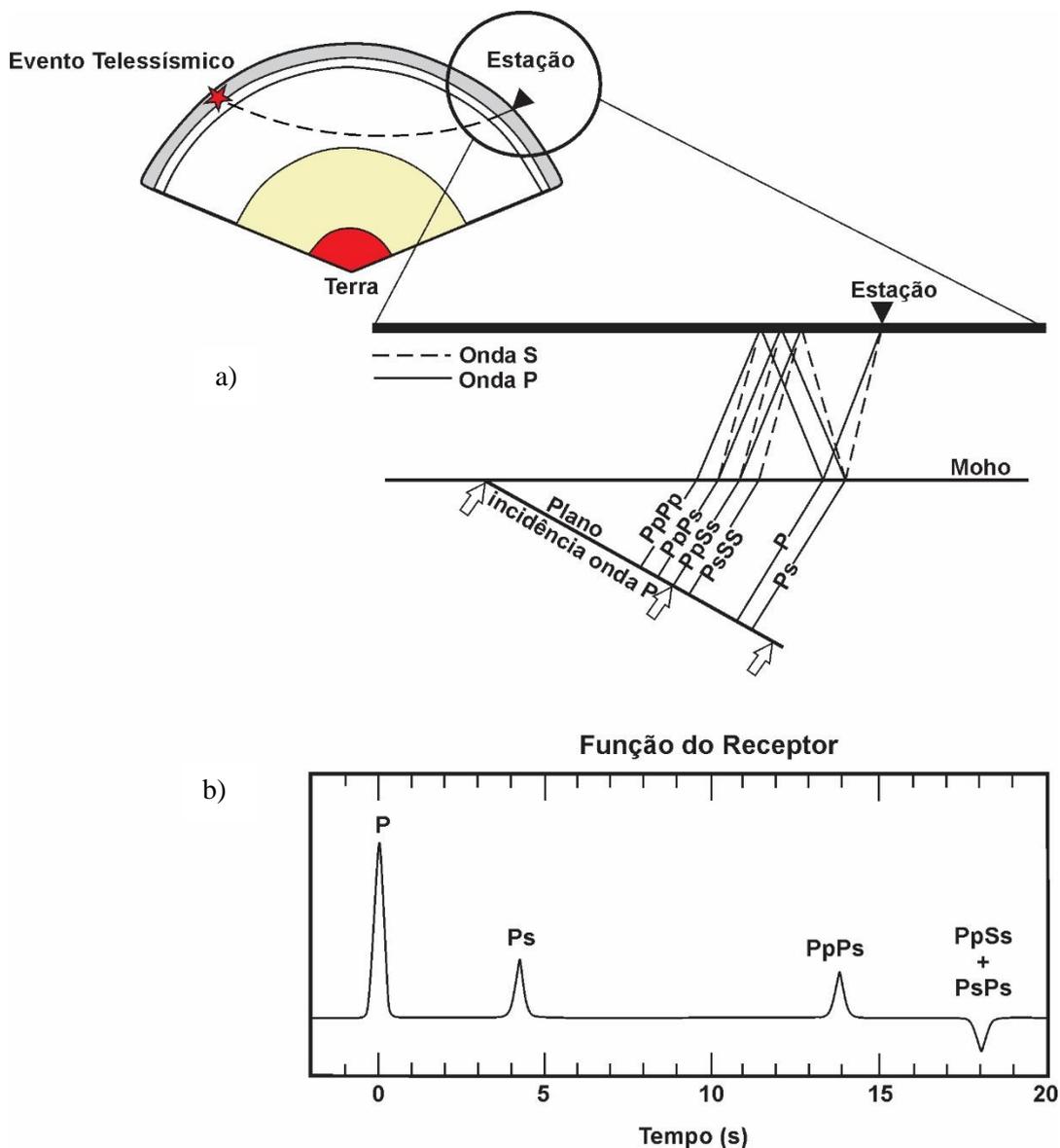


Figura 2.4: Diagrama do caminho percorrido pela onda P direta e suas conversões. Em a) ondas de evento telessísmico distante viajam até a estação onde a frente de onda P plana incide numa descontinuidade (Moho) ocasionando a conversão da onda P em onda S (Ps) e suas múltiplas. Em b) traço radial da função do receptor calculada para o evento no domínio do tempo. Adaptado de Ammon (1997) e Peixoto (2015)

O registro radial da função do receptor (Figura 2.4b) terá o primeiro pico positivo, representando a chegada da onda P (toda energia) na estação, seguido por picos menores gerados por reverberações e conversões conforme enunciado acima.

Langston (1979) demonstra que o registro numa estação $D(t)$ de um deslocamento teórico da onda P telessísmica pode ser representado como

$$\begin{aligned} D_v(t) &= I(t) * S(t) * E_v(t) \\ D_r(t) &= I(t) * S(t) * E_r(t) \\ D_t(t) &= I(t) * S(t) * E_t(t) \end{aligned} \quad \text{(Equação 2.10)}$$

onde $D_v(t)$, $D_r(t)$ e $D_t(t)$ são as componentes vertical, radial e transversal, respectivamente. $I(t)$ é a resposta do instrumento, $S(t)$ a função temporal da fonte enquanto $E_v(t)$, $E_r(t)$ e $E_t(t)$ são as respostas vertical, radial e transversal da estrutura abaixo do sismômetro. O símbolo (*) é o operador convolução, todos no domínio do tempo.

O cálculo da função de receptor é um problema de deconvolução. A deconvolução da componente vertical com a componente horizontal removerá efeitos que trazem ruídos (como caminho de propagação) e assim as funções resultantes conterão, no caso ideal, apenas as conversões diretas e os múltiplos de descontinuidades abaixo das estações sísmicas. Desse modo, a convolução (*) pode ser tratada como uma multiplicação espectral no domínio da frequência (ω). Aplicando Transformada de Fourier na equação (2.10) as componentes ficam

$$\begin{aligned} D_v(\omega) &= I(\omega)S(\omega)E_v(\omega) \\ D_r(\omega) &= I(\omega)S(\omega)E_r(\omega) \\ D_t(\omega) &= I(\omega)S(\omega)E_t(\omega) \end{aligned} \quad \text{(Equação 2.11)}$$

Para eventos telessísmicos a onda P deve conter quase toda a energia registrada em sua componente vertical e a onda S na componente horizontal. Desse modo, as múltiplas crustais e as fases convertidas na componente vertical são consideradas insignificantes e fazem com que $D_v(t)$ se comporte como um delta de Dirac ($D_v(t) \approx \delta(t)$). Logo, da equação (2.11) $D_v(\omega)$ pode ser escrito como:

$$D_v(\omega) \approx I(\omega)S(\omega)$$

Sendo assim, as equações (2.11) podem ser reescritas como

$$E_r(\omega) = \frac{D_r(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)} \quad (\text{Equação 2.12})$$

$$E_t(\omega) = \frac{D_t(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} = \frac{D_t(\omega)}{D_v(\omega)} \quad (\text{Equação 2.13})$$

As equações (2.12) e (2.13) são definidas como função do receptor na componente radial e tangencial, respectivamente. De posse das funções do receptor radial e tangencial no domínio da frequência é possível obter as mesmas no domínio do tempo, realizando a Transformada de Fourier Inversa. Um importante passo, antes de calcular a função, é a aplicação do filtro Gaussiano passa-baixa. Este filtro elimina ruídos de alta frequência e seleciona a faixa de frequência de interesse. Ele é definido pela fórmula

$$G(\omega) = \xi e^{\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right)} \quad (\text{Equação 2.14})$$

onde ξ é uma constante que equaliza o filtro no domínio do tempo, ω frequência angular e a largura do filtro.

Existem diferentes técnicas para realizar a deconvolução que calcula a função do receptor. Ela pode ser feita no domínio da frequência ou no domínio do tempo. Na frequência, a aplicação mais utilizada é a divisão espectral com nível de água (Clayton e Wiggins, 1976), enquanto que no tempo a deconvolução iterativa proposta por Ligorria e Ammon (1999) se destaca. Todas as técnicas de deconvolução funcionam bem e fornecem resultados similares. Porém, dependendo do nível de ruído dos dados, a deconvolução iterativa é melhor principalmente na identificação das chegadas das múltiplas (Ligorria e Ammon, 1999). Esse método (adotado neste trabalho), calcula a função do receptor por meio dos mínimos quadrados.

A função, nesse caso, será tratada como traço composto por sucessivas adições de deltas (cada adição é tratada como uma iteração) e no final do processo, estipula a porcentagem do sinal recuperado (o quanto ele é similar com sinal original) pela função do receptor na componente horizontal. O método tem a vantagem de definir primeiro as grandes amplitudes (onda P direta) e depois as fases convertidas. Isso auxilia bastante na identificação das chegadas das fases.

CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIENTÍFICO

Imageamento da Sutura Tocantins-Araguaia, Latitude 5,3⁰ S: Aproximação por Refração Sísmica Profunda e Função do Receptor.

Flávio Tadeu Lima¹, Reinhardt A. Fuck^{1,2}, José Eduardo P. Soares¹

¹ Universidade de Brasília (UnB), Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brasil

² Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCT-ET), Brasília, Brasil

Resumo

Com aproximadamente 1200 km de extensão o levantamento sísmico-sismológico de grande escala, inserido no *Parnaíba Basin Analysis Program* (PBAP) financiado pela *British Petroleum* (BP), investigou a estrutura de velocidade da crosta e do manto superior na região da Bacia do Parnaíba com suas fronteiras, Província Borborema a leste, Faixa Araguaia e parte do Cráton Amazônico a oeste. Esta experiência incluiu 20 tiros registrados por mais de 600 estações sísmicas distribuídas ao longo do perfil. Na parte oeste perto do limite entre Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba, a modelagem do tempo de trânsito das ondas P juntamente com dados da função do receptor possibilitou a segmentação da crosta continental em domínios tectônicos distintos. A espessura da crosta ao longo do perfil varia de 38-39 km na área do cráton para ~ 52 km abaixo da Faixa Araguaia voltando a ~43 km na região da bacia. O modelo sísmico mostra que a elevada espessura que a crosta atinge (> 50 km) ocorre na área de influência da sutura Tocantins-Araguaia, resultado da colisão que aconteceu entre a paleoplaca amazônica com o bloco Parnaíba no final do Neoproterozóico. Os dados obtidos pela função do receptor demonstram que a crosta também varia composicionalmente ao longo do perfil sísmico. De acordo com resultados a razão V_p/V_s de 1,73 abaixo do Cráton Amazônico confere composição crustal intermediária contrastando com a razão V_p/V_s de 1,69 de caráter félsico da Faixa Araguaia e máfica da bacia ($V_p/V_s = 1,75$). O caráter composicional máfica da crosta sob a Bacia do Parnaíba pode ser atribuída em parte a estrutura de alta velocidade V_p (> 7,2 km/s) que se prolonga por toda extensão da bacia no limite crosta-manto interpretado como *underplating* máfico. As características sísmicas observadas no modelo permitem concluir que a Faixa Araguaia está assentada (*overthrusting*) sobre o embasamento do cráton. A diferença de espessura entre crosta superior e inferior aponta que provavelmente os processos tectônicos limitaram-se a envolver mais a crosta inferior preservando estruturalmente a crosta superior ao longo da evolução geológica. Com as velocidades V_p no manto superior é possível dividir a região auscultada em dois blocos distintos, Bloco Amazônico/Araguaia ($V_p = 8,0$ km/s) e Bloco Parnaíba ($V_p = 8,3$ km/s). Essas diferentes velocidades revelam domínios litosféricos de origem e evolução distintos.

Palavras chaves: Projeto PBAP, Modelo Sísmico, Sutura Tocantins-Araguaia, Função do Receptor.

3.1 - INTRODUÇÃO

De forma simples, uma zona de sutura corresponde à região de união de distintos terrenos ao longo de uma grande zona de falha, muitas das vezes representada na superfície por orógeno. Para Dewey (1977) zonas de sutura marcam os locais de obliteração da litosfera oceânica por subducção e conseqüente colagem de massas continentais. Afloramentos de suturas podem variar em largura de algumas centenas de metros a quilômetros. São normalmente associados a intrusões ígneas e lentes tectônicas com diferentes tipos de rochas plutônicas, podendo conter fragmentos ofiolíticos

As zonas de suturas são análogas dúcteis das zonas de falha rúpteis e ocorrem em muitos terrenos metamórficos de alto grau. A forma “terminal” da sutura geralmente é precedida, por longa história em várias escalas e resulta na geração de grande variedade de zonas de alto *strain* que podem se assemelhar a suturas *stricto sensu*, mas muitas das quais não marcam locais de obliteração da litosfera e podem não penetrar na litosfera (Dewey, 1977).

A estrutura e evolução do contato (em profundidade) entre o Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba são problemas tectônicos no Brasil que ainda não estão muito bem compreendidos. A sutura Tocantins-Araguaia (Almeida 1974; Herz *et al.*, 1989) é uma zona estruturalmente complexa, de acreção e deformação do final do Neoproterozóico, que separa os terrenos arqueanos do Cráton Amazônico dos terrenos mais jovens a leste, como a Faixa Araguaia e o Bloco Parnaíba (Brito Neves & Fuck, 2013). Essa sutura, com aproximadamente 1000 km de extensão, é uma manifestação de colisões complexas que resultou no fechamento do antigo oceano Goiás-Farusiano suturando blocos, Laurentiano-Oeste Amazônico e Africano Central (Castro *et al.*, 2016).

A maioria dos detalhes da estrutura das zonas de sutura, em escala crustal, provém de estudos com métodos sísmicos e sismológicos (Abramovitz *et al.*, 1999; Grad *et al.*, 2003; Angus *et al.*, 2006; Starostenko *et al.*, 2013). Assim, para melhor compreender a evolução da sutura Tocantins-Araguaia, bem como sua influência nas unidades geotectônicas adjacentes e na estrutura da litosfera, foi realizado em 2015 o experimento de refração/reflexão sísmica de ângulo amplo e sismológico no âmbito do projeto PBAP (figura 3.1). O *Parnaíba Basin Analysis Program* (PBAP) é um conjunto de

estudos geológicos e geofísicos sobre a Bacia do Parnaíba, financiado pela *British Petroleum* (BP) em parceria com universidades brasileiras e instituições britânicas, objetivando entender sua gênese e evolução tectônica.

O experimento de refração sísmica PBAP (Figura 3.1a) foi projetado para fornecer modelo da estrutura sísmica de velocidade da onda P da crosta e do manto superior na área da bacia, bem como sua relação com as complexas fronteiras a oeste (Província Tocantins) e leste (Província Borborema). Este artigo enfoca a compreensão da estrutura crustal da sutura Tocantins-Araguaia (TAS, do inglês *Tocantins-Araguaia Suture*), por meio de modelo sísmico de onda P, descrevendo os trabalhos de processamento e interpretação dos dados do levantamento sísmico-sismológico (método função do receptor) na parte oeste do perfil PBAP (Figura 3.1b)

3.2 - CONTEXTO TECTÔNICO

O perfil do experimento de refração sísmica profunda PBAP atravessa, em superfície, de oeste para leste, parte de importantes unidades geotectônicas da Plataforma Sul-Americana: Cráton Amazônico, Província Tocantins (Faixa Araguaia), Bacia do Parnaíba e Província Borborema (Figura 3.2). O foco desse trabalho está na parte oeste do perfil PBAP (Figura 3.1b), abrangendo parte do Cráton Amazônico, da Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba.

No início do Neoproterozóico, o Supercontinente Rodínia começou a se fragmentar, ensejando a formação riftes e intrusões magmáticas, culminando com a separação de continentes e abertura de oceanos entre eles. Em domínios marinhos formaram-se arcos insulares e acumulação de depósitos de rochas sedimentares. A era Neoproterozóica, conforme Brito Neves & Fuck (2013), foi considerada uma das etapas mais importantes da evolução da crosta continental e transição dos processos dominantes de grandes massas continentais para a atual tectônica de placas. Os autores ainda assinalam que dentro da Plataforma Sul-Americana se destacam grandes domínios, por exemplo o Cráton Amazônico, com suas características geológicas e geotectônicas peculiares bem como seu papel na formação do Gondwana.

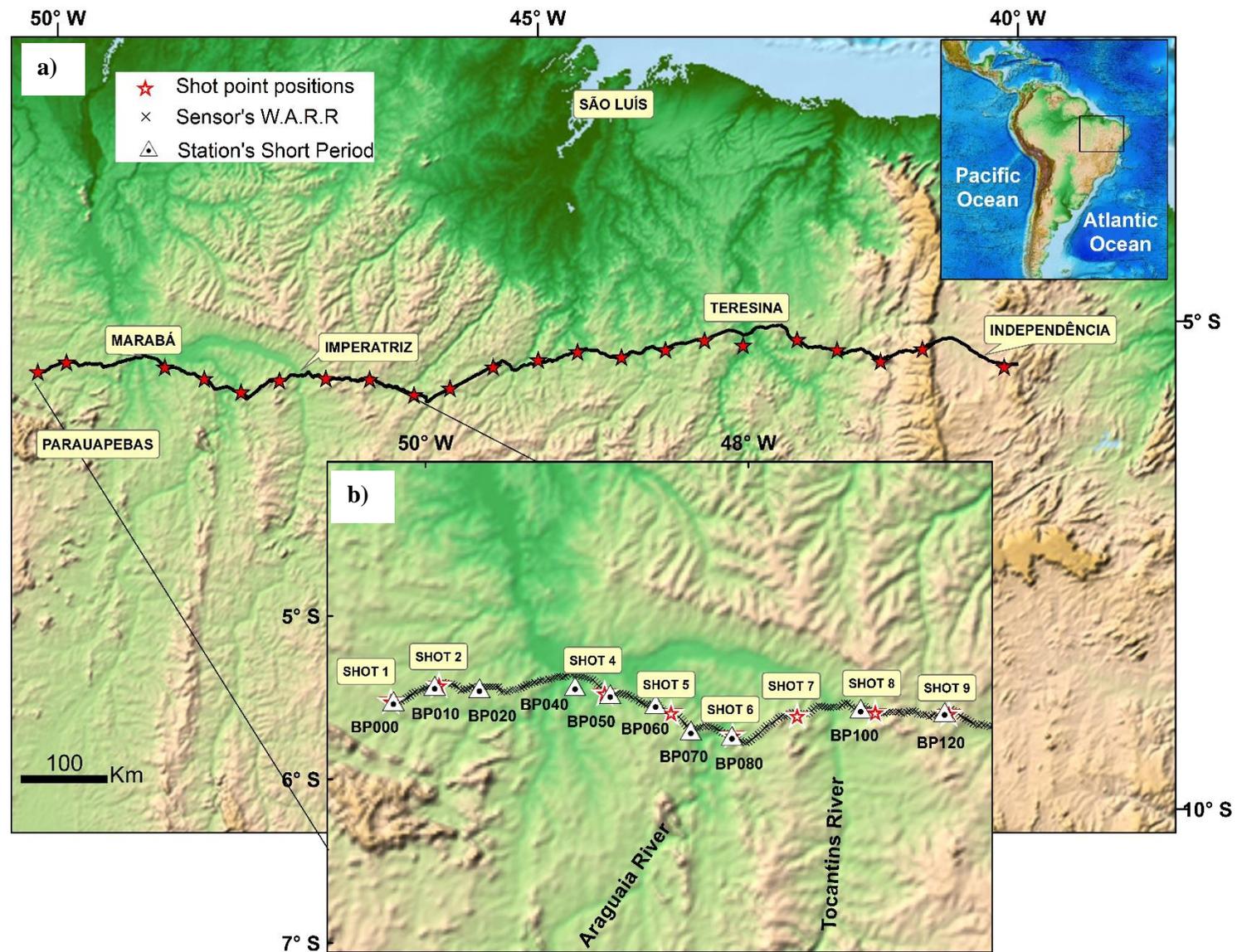


Figura 3.1: Mapa de relevo ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009) com a localização do perfil sísmico PBAP. O perfil engloba parte dos estados do Pará, Tocantins, Maranhão, Piauí e Ceará. Em a) o perfil total com as principais cidades. Em b) porção oeste do perfil PBAP (alvo deste artigo) em detalhe.

O Cráton Amazônico é considerado o maior e melhor descendente da quebra do Rodinia na América do Sul, fornecendo importante registro de formação de rochas que resultaram na formação de faixas móveis e núcleos cratônicos (Fuck *et al.*, 2008). Está contido predominantemente no Brasil e se estende para outros países da América do Sul sendo que, no Brasil, essa unidade geotectônica é limitada em superfície pelas faixas Araguaia e Paraguai, de idade neoproterozóica (Alvarenga *et al.*, 2000).

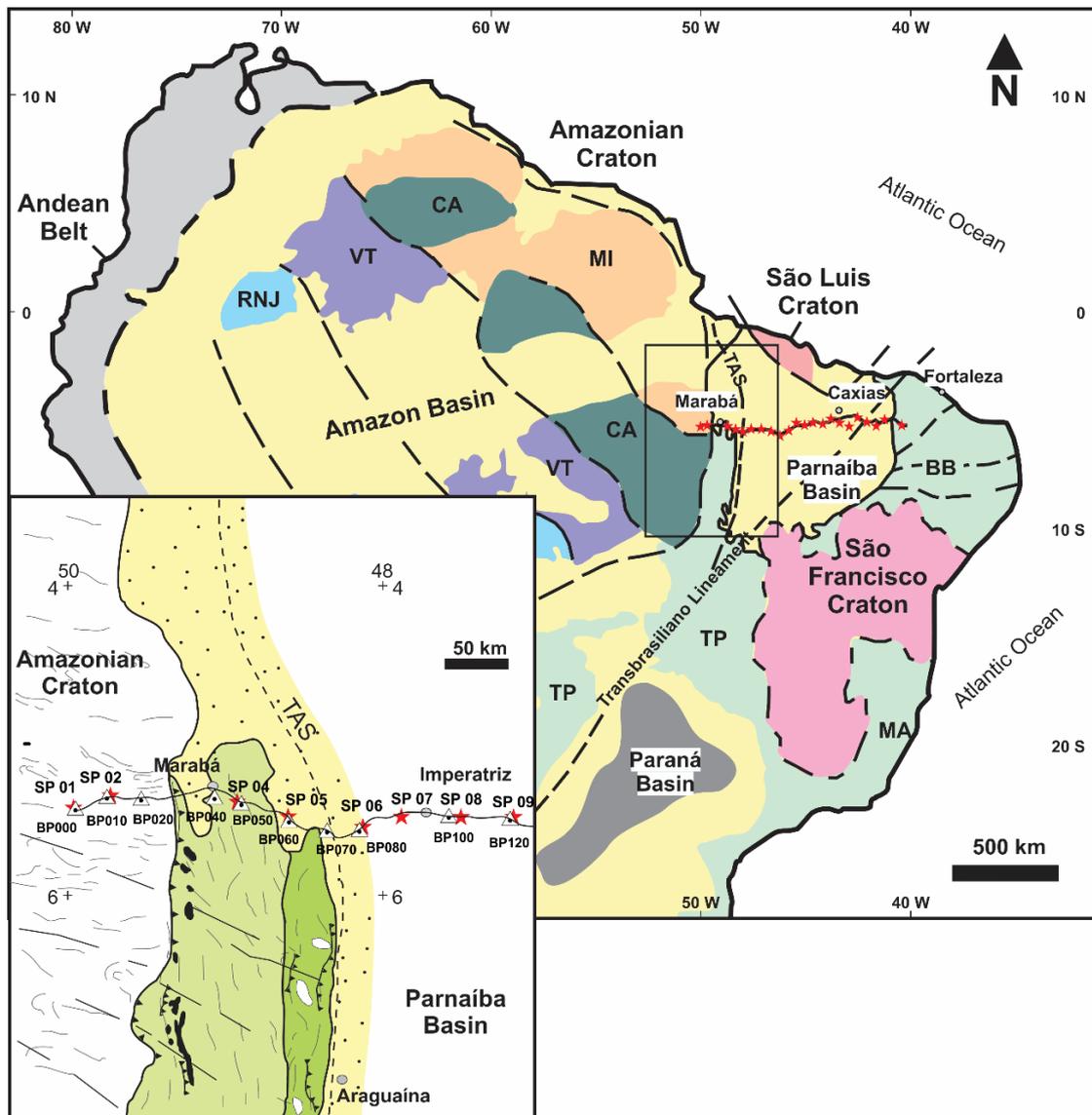


Figura 3.2: Mapa tectônico simplificado modificado de Fuck *et al.*, (2008) com detalhe da região de estudo, modificado de Alvarenga *et al.*, (2000). TP (Província Tocantins), BB (Província Borborema) MA (Província Mantiqueira), RNJ (Rio Negro-Juruena), VT (Ventuari-Tapajós), CA (Amazônia Central), MI (Maroni-Itacaiúnas) e TAS (Sutura Tocantins-Araguaia). Áreas em verde pálido (figura maior) representam terrenos neoproterozóicos e em amarelo coberturas fanerozóicas. Grupo Tocantins é representado pela cor verde claro e Grupo Estrondo pela cor verde escuro (ambos na figura de detalhe). As estrelas em vermelho representam as fontes sísmicas (SP) e triângulos representam as estações 3 (três) componentes. Corpos pretos são ofiolitos (figura inferior) enquanto que os de cor branca arredondados são embasamentos.

Alguns estudos geológicos, geocronológicos (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000), geofísicos (Costa & Hasui, 1997) entre outros, foram realizados para melhor entender a gênese e evolução do Cráton. Com base em investigações geocronológicas, Tassinari & Macambira (1999) dividiram o cráton em seis províncias geocronológicas, compreendendo um núcleo antigo (Província Amazônia Central > 2.3 Ga) bordejado por cinco províncias (Maroni-Itacaiunas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro – Juruena, Rondoniano-São Ignácio e Sunsás) com idades variáveis de 2.2 Ga a 1.0 Ga. A evolução crustal do cráton, segundo os padrões geocronológicos, envolveu núcleos de idade arqueana (micro continentes independentes) que foram amalgamados por cinturões móveis paleoproterozóicos, entre 2.2 e 1.95 Ga (Tassinari & Macambira, 1999).

Várias são as propostas de divisão para o Cráton Amazônico. Santos *et al.*, (2000) propõem a divisão por províncias tectônicas com base em interpretação de dados U-Pb e Sm-Nd. Para os autores os núcleos antigos são representados por blocos, Carajás e Imataca, e províncias juvenis geradas pelos eventos de acreção crustal no Paleoproterozóico, relacionados a arcos magmáticos. Essas províncias exibem uma tendência geral NNW-SSE e crescimento crustal de nordeste para sudoeste (Brito Neves & Fuck, 2013). Já Costa & Hasui (1997), baseando-se em dados gravimétricos e magnetométricos, sugerem que o Cráton é formado por 12 blocos graníticos-*greenstone belts*. Suas margens caracterizam-se por cinturões orogênicos altamente deformadas resultantes de colisões durante o Arqueano-Paleoproterozóico, sendo reativados em períodos seguintes. De qualquer forma, independentemente de propostas de divisões, o Cráton Amazônico foi crucial para o desenvolvimento da Plataforma Sul-Americana. Comportou-se como núcleo cratônico na orogenia neoproterozóica, exercendo a função de *foreland* para a evolução dos cinturões Araguaia e Paraguai (Brito Neves & Fuck, 2013).

A Província Tocantins (Figura 3.2) foi formada durante a amalgamação do Gondwana Ocidental, quando convergiram os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema (Castro *et al.*, 2014). Ela é composta pelas faixas Araguaia, Brasília e Paraguai. A Faixa Araguaia é um cinturão de dobramentos com 1000 km de extensão e 100 km de largura, composto por rochas psamíticas e pelíticas metamorfisadas, como também rochas máfico-ultramáficas, constituindo complexos ofiolíticos (por exemplo Serra do Tapa e Quatipuru, Paixão *et al.*, 2008) divididos entre Grupo Tocantins e Grupo Estrondo que formam juntos o Supergrupo Baixo Araguaia (Alvarenga *et al.*, 2000). Para

Costa & Hasui (1997) a evolução do cinturão Araguaia começou com a formação de uma bacia *semigraben*, onde a deposição dos sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia ocorreu em uma sequência transgressiva.

A parte leste do cinturão Araguaia coberta por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, é onde o metamorfismo atinge seu mais alto grau, segundo Alvarenga *et al.*, (2000). Parte desse metamorfismo pode estar relacionado com a sutura Tocantins-Araguaia (TAS). Essa sutura, com ~1000 km de extensão, representa a colisão entre o Cráton Amazônico e o bloco Parnaíba (Brito Neves & Fuck, 2013) e pode ter sido responsável pelo empurrão do cinturão Araguaia para cima do cráton.

A Bacia do Parnaíba (Figura 3.2) é uma típica bacia do tipo *sag* que ocupa grande área no norte do território brasileiro e não mostra um rift preferencial que controle sua deposição. A bacia é rodeada por unidades pré-cambrianas (Castro *et al.*, 2014). Ao norte, ela é delimitada pelo Cráton São Luís e Cinturão Gurupi e na parte oeste pelo Cráton Amazônico e Província Tocantins (Figura 3.2). No seu limite sul e leste, a Bacia do Parnaíba faz fronteira com o Cráton do São Francisco e Província Borborema, respectivamente. A bacia apresenta complexa história de deposição subdividida em sub-bacias Parnaíba (Siluriano-Carbonífero), Alpercatas (Jurássico) e Grajaú (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007), incluindo dois eventos magmáticos. O magmatismo da Formação Mosquito é datado de 199 +/-2,4 Ma (Merle *et al.*, 2011), sendo correlacionado com a província ígnea do Atlântico Central e representado, na bacia, por grandes derrames basálticos enquanto a Formação Sardinha (129-124 Ma, Fodor *et al.*, 1990) é representada por diques e soleiras. Em conjunto essas formações apresentam coluna de até 800 m de espessura (Daly *et al.*, 2014).

Recentemente, Castro *et al.*, (2014) referiu que a Bacia do Parnaíba cobre uma área estruturalmente complexa e chave para estudo de Rodinia. Para os autores seu embasamento pré-cambriano é composto por vários segmentos crustais, sendo resultado do processo neoproterozóico-eopaleozóico de aglutinação do Gondwana Ocidental.

3.3 - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

3.3.1 - Sísmica de Refração Profunda

O experimento de refração/reflexão sísmica de ângulo amplo PBAP foi realizado em setembro-outubro de 2015, ao longo de uma linha com aproximadamente 1200 km de extensão, na parte norte-nordeste do Brasil (Figura 3.1a). Este experimento colaborativo internacional envolveu comunidades geofísicas e geológicas do Brasil, Estados Unidos, Reino Unido e Romênia. O registro das ondas sísmicas de 22 explosões, das 24 fontes planejadas, foi realizado por aproximadamente 600 estações receptoras (pares sensor-registrador), com espaçamento nominal de estação-estação de 2 km por toda extensão do perfil PBAP (Figura 3.1a). As fontes sísmicas (SP) foram alocadas a cada 50 km, em geral, ao longo da linha e duas delas (SP05 e SP08), devido a problemas técnicos (falta de energia suficiente), não foram registradas pelos pares sensor-registrador. Para as fontes SP03 e SP23 não foram concedidas permissão para realização da explosão, ocasionando assim um total efetivo de 20 seções de registro. O grande número de pontos de tiros e receptores ao longo da linha e a excelente eficiência das fontes (apesar dos problemas com as fontes SP05 e SP08) produziram dados de alta qualidade, que permitiram elaboração do modelo sísmico detalhado da crosta e manto superior no perfil PBAP.

A parte oeste do experimento PBAP é o foco deste trabalho e os exemplos das seções de registro dos tiros SP01, SP02, SP04, SP06, SP07 e SP09 (1500-2500 kg de massa explosiva cada uma, tabela 3.1), obtidos ao longo dele, são mostrados nas figuras 3.3-3.4. Dois tiros (SP07 e SP09) levaram energia a *offsets* maiores que 1000 km, cobrindo quase toda extensão do perfil, porém aqui neste trabalho, não foram utilizados em toda sua totalidade. O campo de ondas P nos sismogramas tem alta relação sinal-ruído e contém chegadas bem claras de ondas refratadas e refletidas das camadas sedimentares, da crosta e do manto superior. O mesmo não ocorre para os traços da função do receptor, visto que a função do receptor é altamente dependente do meio físico e geológico. O processamento dos dados de refração sísmica deste trabalho segue os mesmos procedimentos adotados e descritos por Lima (2011) e Bernardes (2015). A identificação e correlação das fases sísmicas foram feitas por meio de processo manual, utilizando *softwares* que permitem o uso flexível da escala, filtragem e velocidade de redução.

Tabela 3.1 Localização e parâmetros das fontes explosivas utilizadas no perfil PBAP.

Nº do ponto de tiro	Φ , N (grau)	λ , E (grau)	Altitude (m)	Carga TNT (kg)
SP01	-5,51565	-50,21400	245	1500
SP02	-5,43434	-49,91012	210	2500
SP04	-5,46593	-48,88802	150	1400
SP05	-5,58804	-48,47832	157	1500
SP06	-5,72414	-48,09599	137	1200
SP07	-5,59721	-47,70016	172	1500
SP08	-5,58471	-47,21232	217	1300
SP09	-5,58369	-46,77678	223	1500

As ondas refratadas da cobertura sedimentar (Psed) são observadas como as primeiras chegadas na proximidade dos pontos de tiro SP06, SP07 e SP09 (Figuras 3.4a, 3.4b e 3.4c) em deslocamentos de 1-8 km. A velocidade aparente é de 3,5-4,0 km/s na parte correspondente à Bacia do Parnaíba. As camadas sedimentares individuais da bacia não podem ser modeladas devido ao espaçamento dos receptores ser relativamente alto (~2 km) em comparação com a espessura total da coluna sedimentar.

Após a fase Psed, da cobertura sedimentar, a refração da crosta superior cristalina (Pg) é detectada como a primeira chegada dentre os primeiros 200 km de *offsets*. A topografia do embasamento e as variações nas possíveis estruturas presentes podem explicar a ondulação na fase Pg em algumas das seções sísmicas (por exemplo SP04, Figura 3.3c). Não há transições abruptas entre as refrações da crosta superior e inferior; em vez disso, é observada transição gradual entre elas. A fase Pg é observada nos *offsets* de 0-200 km ao longo da extremidade oeste do perfil (SP01, SP02 e SP04), com velocidades aparentes de 6,0-6,1 km/s (Figura 3.3a, 3.3b e 3.3c). Na porção de influência da bacia (SP06, SP07 e SP09), esta fase é vista em *offsets* mais curtos (150-170 km) com velocidades aparentes mais baixas de 5,5-6,0 km/s (Figura 3. 4a, 3.4b e 3.4c). As refrações da crosta inferior são reconhecidas como chegadas secundárias nas seções sísmicas, principalmente em distâncias maiores, onde se fundem com reflexões de ângulo amplo (PmP). Essas refrações são registradas, aproximadamente, nos *offsets* de 170-270 km e são muito importantes para a determinação de velocidades na crosta inferior

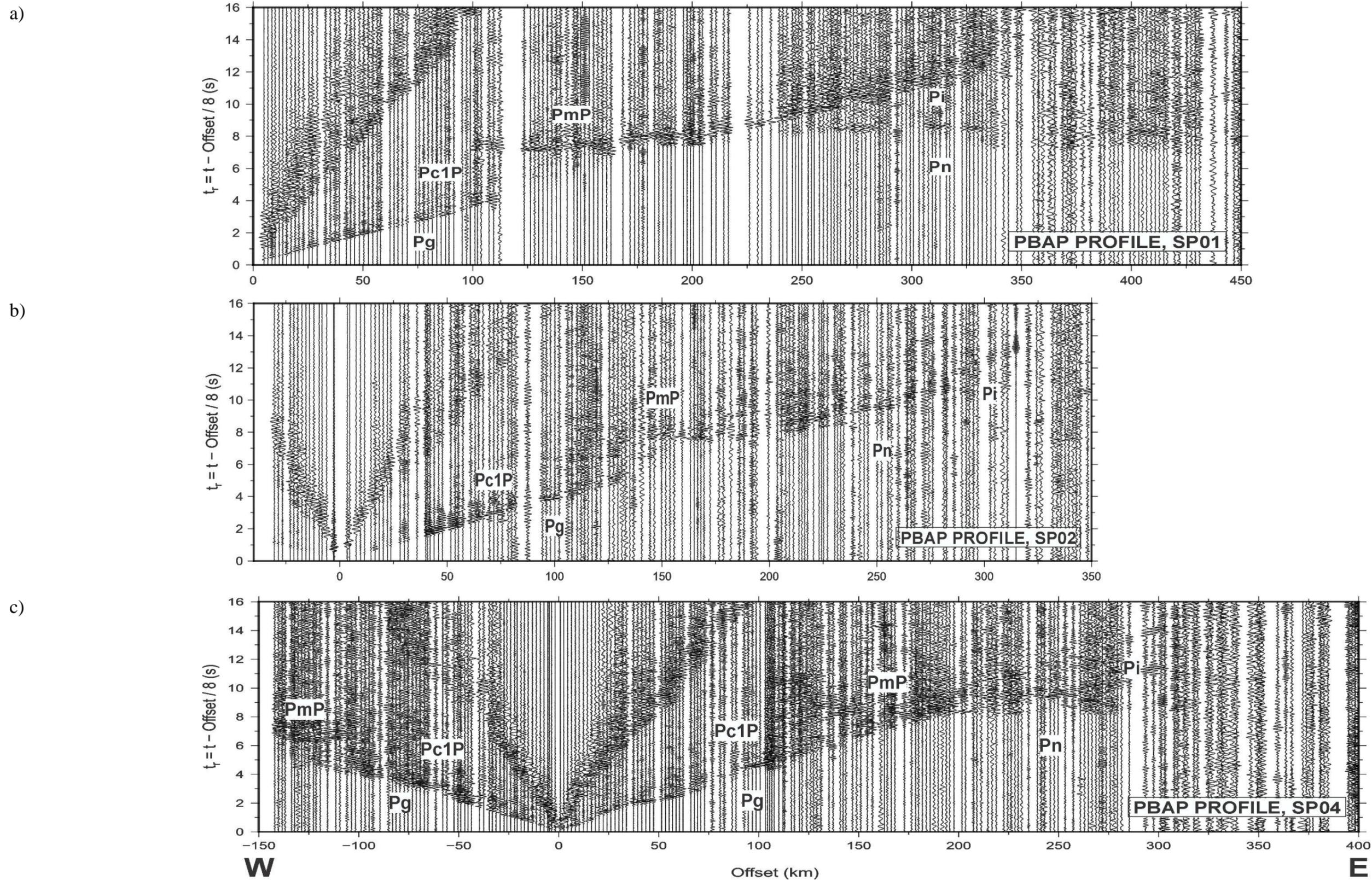


Figura 3.3: Exemplo de seção sísmica, normalizada para (a) SP01, (b) SP02 e (c) SP04. Um filtro passa baixa (2-8 hz) foi aplicado nas seções sísmicas. Pn e PmP são fases refratada e refletida da Moho, respectivamente. Pg ondas refratadas do embasamento. Pc1P ondas refletidas da descontinuidade mesocrustal. Velocidade de redução = 8.0 km/s.

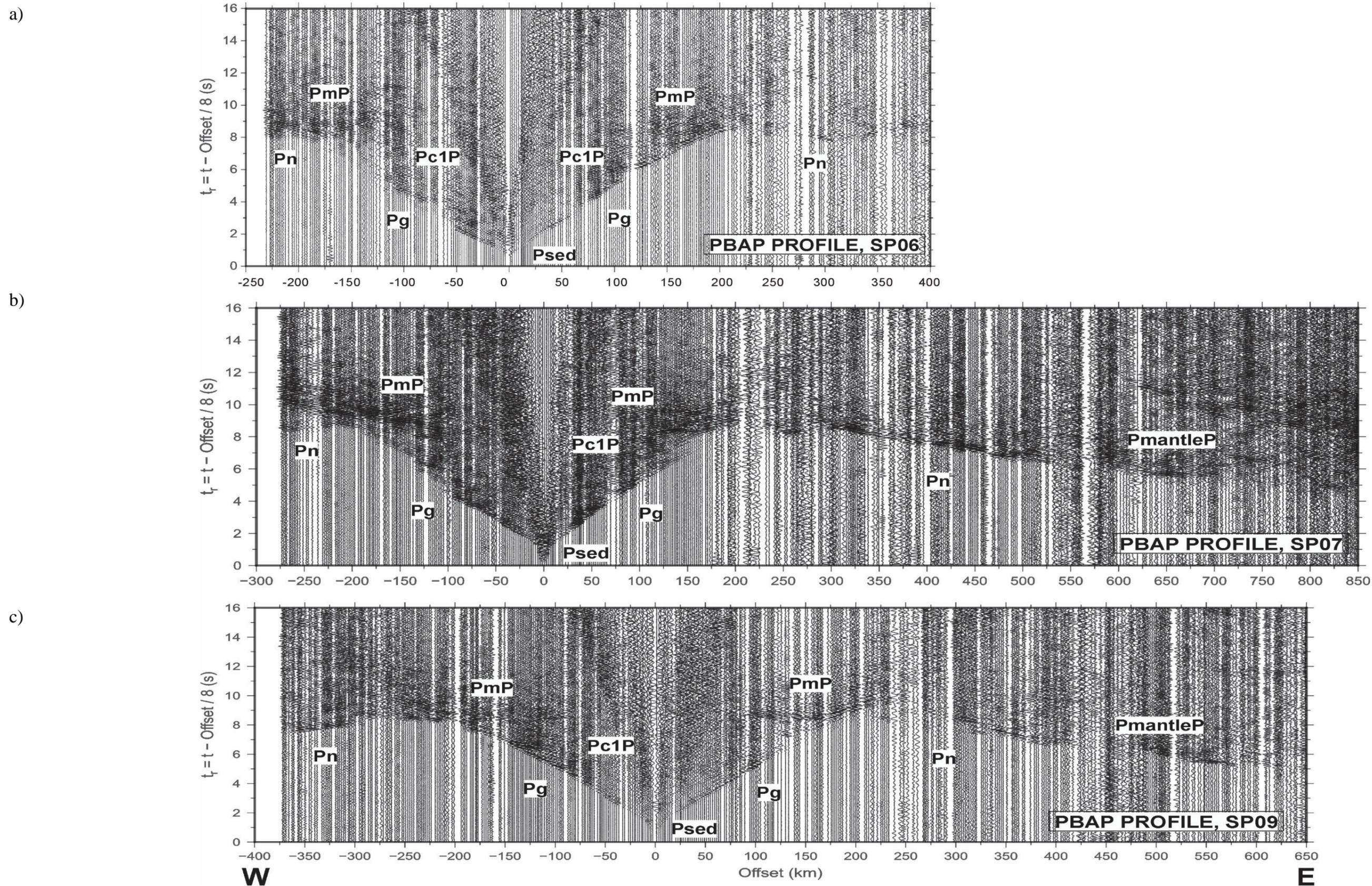


Figura 3.4: Exemplo de seções sísmicas, traços normalizados para (a) SP06, (b) SP07 e (c) SP09. PmantleP é a fase refletida do manto superior, não tratada nesse trabalho. Um filtro passa baixa (2-8 hz) foi aplicado nas seções sísmicas. Pn e PmP são fases refratada e refletida da Moho, respectivamente. Pg ondas refratadas do embasamento. Velocidade de redução = 8.0 km/s.

A crosta se mostra altamente reflexiva, principalmente na zona de sutura Tocantins-Araguaia (SP04 e SP06), e várias outras pequenas reflexões estão correlacionadas. As reflexões do topo da crosta inferior (fase Pc1P) estão identificadas em todos sismogramas e podem ser observadas ao longo de todo perfil. Esta fase mostra amplitude variável ao longo do perfil e é seguida por coda longa de menor refletividade crustal. Em contrapartida a fase Pc2P, que contém informações da base da crosta, não é facilmente identificada nas seções de registro. Comumente esta fase aparece nos sismogramas depois da Pc1P e antes da PmP diminuído a razão sinal-ruído destas (Figura 3.4a; 3.4b e 3.4c).

O ponto de cruzamento (*crossover*) entre as refrações da crosta e do manto (Pn) varia no perfil PBAP, demonstrando que estão presentes variações significativas na espessura da crosta e na estrutura da velocidade. No oeste, âmbito do Cráton Amazônico e Faixa Araguaia adjacente, esta distância de cruzamento é acima de 200 km (Figura 3.3a, 3.3b e 3.3c), enquanto que na parte leste do perfil, transição entre a Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba, o *crossover* fica entre 180 e 190 km (Figura 3.4b e 3.4c).

Reflexões da Moho (PmP) são observadas em todas as seções sísmicas. A fase PmP é geralmente clara para tiros localizados na porção oeste (SP01 e SP02), indicando forte contraste entre rochas da crosta e topo do manto superior. Particularmente na seção SP02 é possível a observação de uma fase reflexiva entre as fases Pc1P e PmP (Figura 3.5) possivelmente resposta de massa ofiolítica da crosta inferior. Quando se compara tiros mais a leste (SP06, SP07 e SP09), as PmP's não são muito bem definidas, sugerindo que a Moho possa não ser uma descontinuidade de primeira ordem e que a crosta esteja intrudida por rochas máfico-ultramáficas (fases Pc2P), afetando assim, a reflexão. O deslocamento crítico, onde as amplitudes são maiores, é de 100-150 km no oeste (SP01 e 02), 80-145 km na parte central do perfil (SP04 e 06) e 85-150 km a leste (SP07 e 09). A fase PmP pós-crítica é comumente observada a deslocamentos de 175 km no oeste e a 200 km no extremo leste. Essas diferenças indicam variações estruturais pronunciadas ao longo do perfil.

A refração do manto superior (Pn) pode ser identificada como primeira quebra na maioria das seções sísmicas. A velocidade aparente varia entre 8,0 e 8,1 km/s ao longo do perfil, embora uma velocidade aparente muito maior na parte leste do perfil indica

mudança na profundidade da Moho e manto superior mais estruturado (Figuras 3.4b - 3.4c). Porém, o *offset* onde ocorre essa mudança está além da parte do modelo sísmico apresentado nesse trabalho. As reflexões do manto superior ($P_{mantleP}$) são observáveis nas seções sísmicas SP07 e SP09 e não foram aqui modeladas.

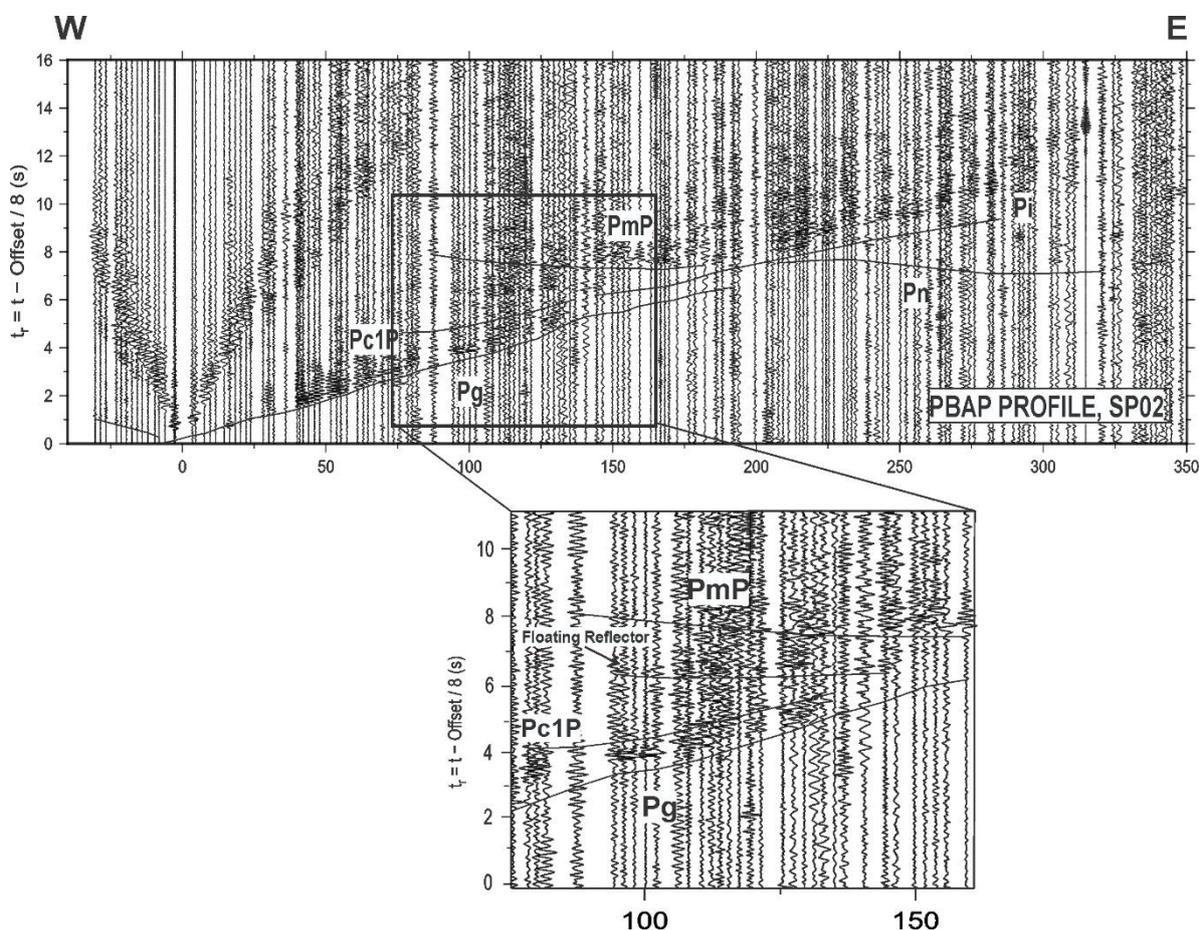


Figura 3.5: Seção de registro sísmico normalizado para o tiro SP02 com tempos de viagem teóricos de ondas P calculadas para o modelo da crosta, usando a técnica de traçado de raios RAYINVIR (Zelt & Smith, 1992). A parte ampliada da seção mostra uma fase reflexiva de alta amplitude assinalada como “*floating reflector*” entre a P_{mP} e P_{c1P} .

3.3.2 - Função do Receptor

Concomitantemente à refração sísmica profunda foi realizado outro experimento, com base no método função do receptor. Na ocasião, este experimento contou com total de 36 estações triaxiais de período curto (modelo Reftek DAS 130/3; sensor Sercel L4A-3D), com taxa de amostragem de 100 sps, dispostas aproximadamente a cada 25 -30 km ao longo do perfil PBAP. As estações triaxiais permaneceram instaladas entre julho de

2015 e janeiro de 2016, com o objetivo de definir a espessura crustal e auxiliar o melhor ajuste para o modelo sísmico, principalmente na determinação da descontinuidade de *Mohorovičić*.

Da totalidade de receptores, 10 (dez) foram usados neste trabalho (anexo 2) para caracterizar a espessura crustal sob o domínio da sutura Tocantins-Araguaia. Três estações (BP030, BP090 e BP110) não obtiveram registros por problemas técnicos na aquisição de dados. Para calcular as funções do receptor foram selecionadas formas de ondas de eventos telessísmicos com magnitude acima de 5,0 (Figura 3.6) e distâncias epicentrais entre 30° e 90°. O sismograma de cada evento foi cortado em uma janela de tempo 60 segundos antes e 90 segundos depois da chegada da onda P e reduzidos a uma taxa de amostragem uniforme de 10 sps (amostras por segundo), após passar filtro passa baixa para reduzir o efeito de *aliasing* nos traços.

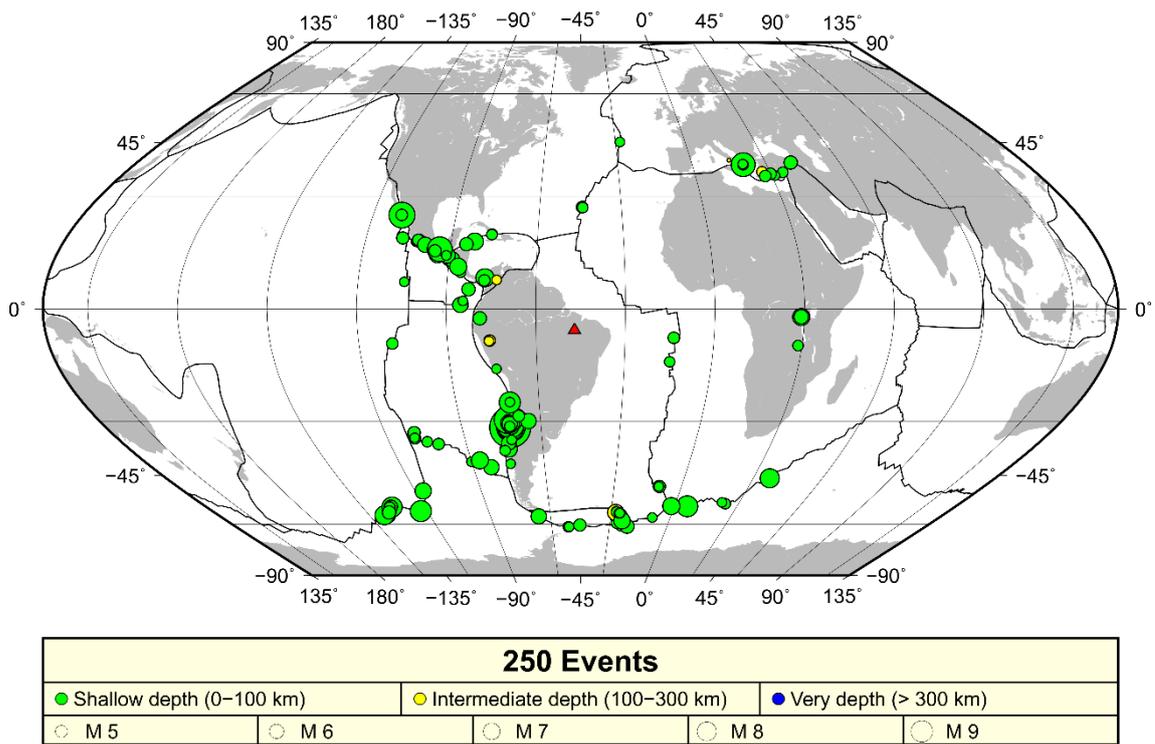


Figura 3.6: Mapa mostrando os locais de ocorrência de telessísmos registrados pelas estações triaxiais. Ao todo, dos 250 eventos telessísmicos captados pelas estações triaxiais, 190 foram aproveitados. Círculos verdes representam telessísmos ocorridos a profundidade de até 100km. Círculos amarelos, profundidade de 100 a 300 km. Triângulo vermelho simboliza o local das estações de três componentes.

As funções do receptor radial e transversal foram então obtidas a partir dos traços filtrados, girando os componentes horizontais em torno do componente vertical e, em seguida, aplicando o procedimento de deconvolução iterativa no domínio do tempo de Ligorria e Ammon (1999) com 500 iterações. O procedimento de deconvolução iterativa requer aplicação de filtro gaussiano às formas de ondas originais para remover possíveis ruídos de alta frequência. O cálculo da função foi realizado em duas bandas de frequência correspondentes a larguras gaussianas de $a = 2,5$ e $a = 4,0$.

Finalmente, um controle de qualidade foi conduzido nos traços, de modo que as funções receptoras que não reproduziram pelo menos 70% da forma de onda original quando deconvolvidas de volta com o traçado vertical, bem como as que eram visivelmente instáveis, foram excluídas. As funções do receptor transversais não foram utilizadas nesse trabalho visto que em análise preliminar elas não traziam informações elementares (por exemplo, anisotropia crustal) da região estudada.

Nesse estudo usamos a técnica da função do receptor para estimar dois parâmetros que define a crosta: A espessura crustal que é definida pela profundidade da Moho (comentado acima) e a razão V_p/V_s crustal média, com base no método *HK-Stacking* (Zhu e Kanamori, 2000), para definir a composição da crosta.

3.4 - Tomografia Sísmica

Um modelo preliminar de velocidade da onda P foi calculado, usando o pacote de programas de inversão tomográfica PROFIT (*PROfile Forward and Inverse Tomographic modeling*; Koulakov *et al.*, 2010). O PROFIT é um código para tomografia sísmica de inversão e modelagem direta combinadas, que podem ser aplicadas à modelagem de dados marinhos e de terra, usando as primeiras quebras. Seu código é eficiente na velocidade de cálculo e permite a criação de modelos sísmicos complexos de entrada para posterior modelagem direta e inversa. De acordo com Koulakov *et al.*, (2010), a proposta do PROFIT de unir conceito de traçado de raios com modelagem direta e inversão tomográfica pode fornecer imagens mais confiáveis e realistas da estrutura da crosta do que a aplicação destes métodos individualmente.

O traçado de raios usado pelo programa é baseado no princípio de Fermat e consiste em procurar o caminho entre fonte e receptor no menor tempo. Essa ideia é a base do método de flexão do traçado de raios (Um & Thurber, 1987), amplamente aplicado por diferentes códigos de tomografia (Korenaga *et al.*, 2000; Zelt & Barton, 1998). A distribuição de velocidade derivada da tomografia por tempo de percurso de primeira quebra é mostrada na Figura 3.7a. As fases Psed, Pg e Pn, consideradas primeiras quebras ou chegadas, foram extraídas das seções sísmicas (Figuras 3.3 e 3.4) de modo manual (“aquisição fase por fase”). O modelo é parametrizado em *grid* uniforme de nós, com espaçamentos de 0,3 km (direção y) e 3,8 km (direção x), enquanto que os valores das anomalias de velocidade são interpolados bilinearmente entre os nós. O número total de chegadas de tempo de viagem foi de 2838, resultando um modelo com 500 km extensão por 60 km de profundidade.

O programa PROFIT requer um modelo de partida 1-D simples para realizar a inversão. Nesse trabalho definimos velocidade de 3,0 km/s na superfície para 8,8 km/s na parte inferior do modelo a 60 km de profundidade. Várias inversões foram feitas com parametrizações (*grid* de nós, modelo de velocidade 1D entre outros) ligeiramente diferentes. As restrições de suavização e amortização foram utilizadas com pesos variados para variações verticais e horizontais. Por fim, inversões com diferentes restrições, como número de iterações, foram repetidas e o modelo com menor desajuste em tempos de viagem foi selecionado como o modelo tomográfico final (Figura 3.7a).

Os depósitos da Bacia do Parnaíba são pouco expressivos (Figura 3.7a), podendo ser identificados nos primeiros quilômetros como extensa (km 225-500) e fina zona de baixa velocidade, assim como os *semigrabens* localizados na região da Faixa Araguaia. O embasamento da bacia é levemente ondulado, em termos de geometria da interface, e sua velocidade baixa (~6,0 km/s). De acordo com modelo tomográfico 2D (Figura 3.7a), há um contraste significativo entre crosta superior e inferior, na espessura e estrutura de velocidade, sob a Bacia do Parnaíba. Aparentemente a crosta superior possui quase duas vezes o tamanho da espessura da crosta inferior e sua velocidade, no geral, não mostra variações brusca lateralmente.

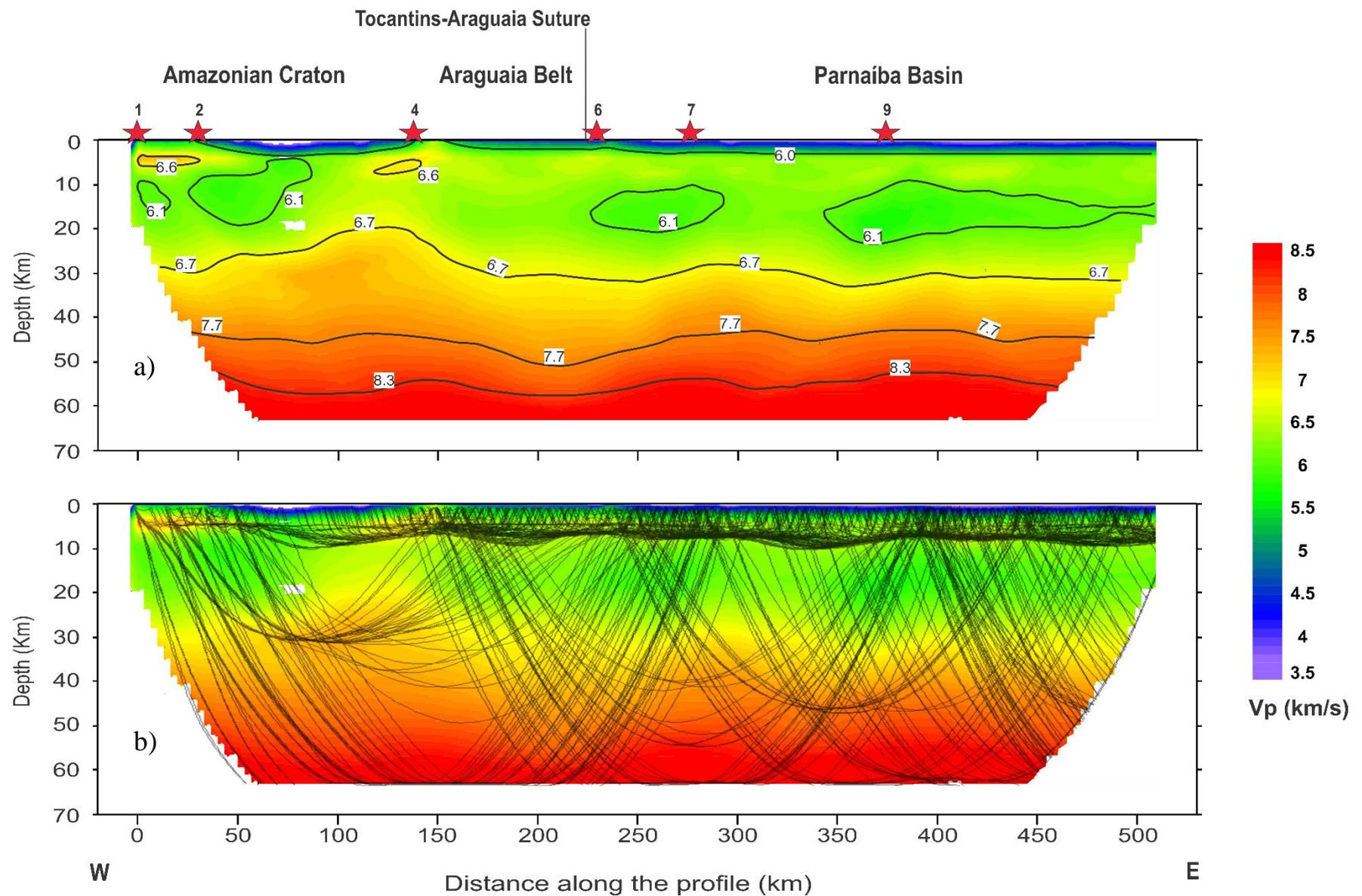


Figura 3.7: Modelo de velocidade de onda P bidimensional ao longo do perfil sísmico PBAP obtido usando o programa de inversão tomográfica PROFIT (Koulakov *et al.*, 2010) após 10 iterações. Em (a) o modelo com isolinhas de velocidade na cor preta. Em (b) cobertura de raios. Velocidade de redução igual 8,0 km/s. Os números nos quadros brancos são velocidades da onda P em Km/s e as estrelas representam os pontos de tiros.

A crosta superior mostra pequenas anomalias de alta velocidades relacionadas com a estruturação da região auscultada, possivelmente afetada por intrusões máficas. Os programas de tomografia sísmica não são projetados para definir interfaces. Assim, para comparar este modelo (Figura 3.7a) com outros modelos, a interface deve ser apresentada por isolinha, que é a média das velocidades acima e abaixo da própria. Com isso, foram destacadas algumas isolinhas de velocidade (ver Figura 3.7a; linhas de cor preta) no modelo para representar possíveis interfaces. Entre os km 100 e 200 do modelo as isolinhas mostram padrão peculiar, com alta velocidade (maiores que 6,5 km/s), ascendendo para a parte superior do modelo sugerindo possível cavalgamento entre rochas da crosta inferior e superior.

A Moho é melhor representada pela isolinha de velocidade de 7,7 km/s (Figura 3.7a), de modo que sua profundidade de ~ 41 km sob o Cráton Amazônico, aumenta para próximo de 50 km sob a Faixa Araguaia entre os km 150 e 250 do modelo. Sob a margem oeste da Bacia do Parnaíba (km 250-300) há diminuição da profundidade da Moho para ~ 45 km que continua para leste. A sutura Tocantins-Araguaia não expressa anomalia de velocidade entre a região da Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba. Porém, a Moho atinge sua maior profundidade, de acordo com o modelo, na área de ocorrência da sutura, no limite faixa móvel/bacia (km 200-250 do modelo).

3.5 - Modelo Sísmico

O programa de traçado de raios RAYINVR (Zelt & Smith, 1992) para modelagem direta bidimensional e inversão de tempos de trânsito de ondas sísmicas foi utilizado para obter um modelo sísmico de velocidade e dos tempos de chegadas das fases refletidas e refratadas das seis (6) seções sísmicas. O modelo sísmico e alguns exemplos dos resultados da modelagem das camadas são mostrados na figura 3.8 e no material anexo 1. A estratégia adotada para modelagem procedeu na abordagem de “remoção de camada” (*layer-stripping approach*) recomendada por Zelt & Smith (1992) e Zelt (1999). Essa estratégia visa uma aproximação do tipo *across-and-down* (Zelt, 1999), em que a modelagem sempre começa das camadas superficiais para as mais profundas. Em cada etapa a profundidade e as velocidades na parte superior e na base são ajustadas

camada a camada. Na modelagem os tempos de viagem das fases refratadas e refletidas são usados para determinar a espessura da camada e sua velocidade.

O modelo sísmico obtido possui 500 km de extensão e 90 km de profundidade, com cobertura de raio até 65 km, e constituído por cinco camadas. Ele mostra uma sequência de feições com estrutura e espessura variáveis ao longo do perfil entre os km 100 e 200 (Figura 3.8, parte superior do modelo). Essas feições são correlacionadas com os *semigrabens* pertencentes a Bacia do Parnaíba, preenchidos em geral, por rochas metassedimentares e suas profundidades não ultrapassam 1 km, de acordo com modelo. A característica mais significativa entre as sequências metassedimentares/sedimentares que ocorre no modelo é a Bacia do Parnaíba que se estende do km 200 ao km 500 e tem até 3,0 km de profundidade. Na bacia as sequências sedimentares consistem em depósitos do Cenozóico, Cretáceo, parte do Jurássico e Triássico, cujas espessuras são bem conhecidas de perfurações e estudos sísmicos detalhados (Daly *et al.*, 2014). Esses estratos não foram definidos na modelagem devido ao espaçamento dos registradores. O que se tem é uma variação de velocidade entre 3,2-3,8 km/s (topo) e 4,05-4,2 km/s (base) nos km 275-425, provavelmente atribuído a rochas máficas das formações Mosquito e/ou Sardinha que ocorrem na bacia.

As velocidades obtidas para as intrusões máficas, correlacionadas com as formações Mosquito e Sardinha (V_p de 4,05-4,2 km/s) se assemelha com aquelas encontradas por Bernardes (2015) na Bacia do Paraná ($V_p = 4,15-5,05$ km/s) e Planke & Cambray (1998) (V_p média de 4,17 km/s) na pilha de derrames basálticos da margem sudeste da Groenlândia. A distribuição de velocidade é em geral bimodal, com velocidades que aumentam com a profundidade, de 2,5 a 5,5 km/s e passam a ser mais uniformes (5,0 e 6,0 km/s) nas porções maciças da intrusão ou derrame (Planke & Cambray, 1998). As variações da V_p podem ser atribuídas a mudanças sistemáticas na porosidade total, geometria dos poros, espessura dos derrames/intrusões e alterações mineralógicas secundárias (Bernardes, 2015).

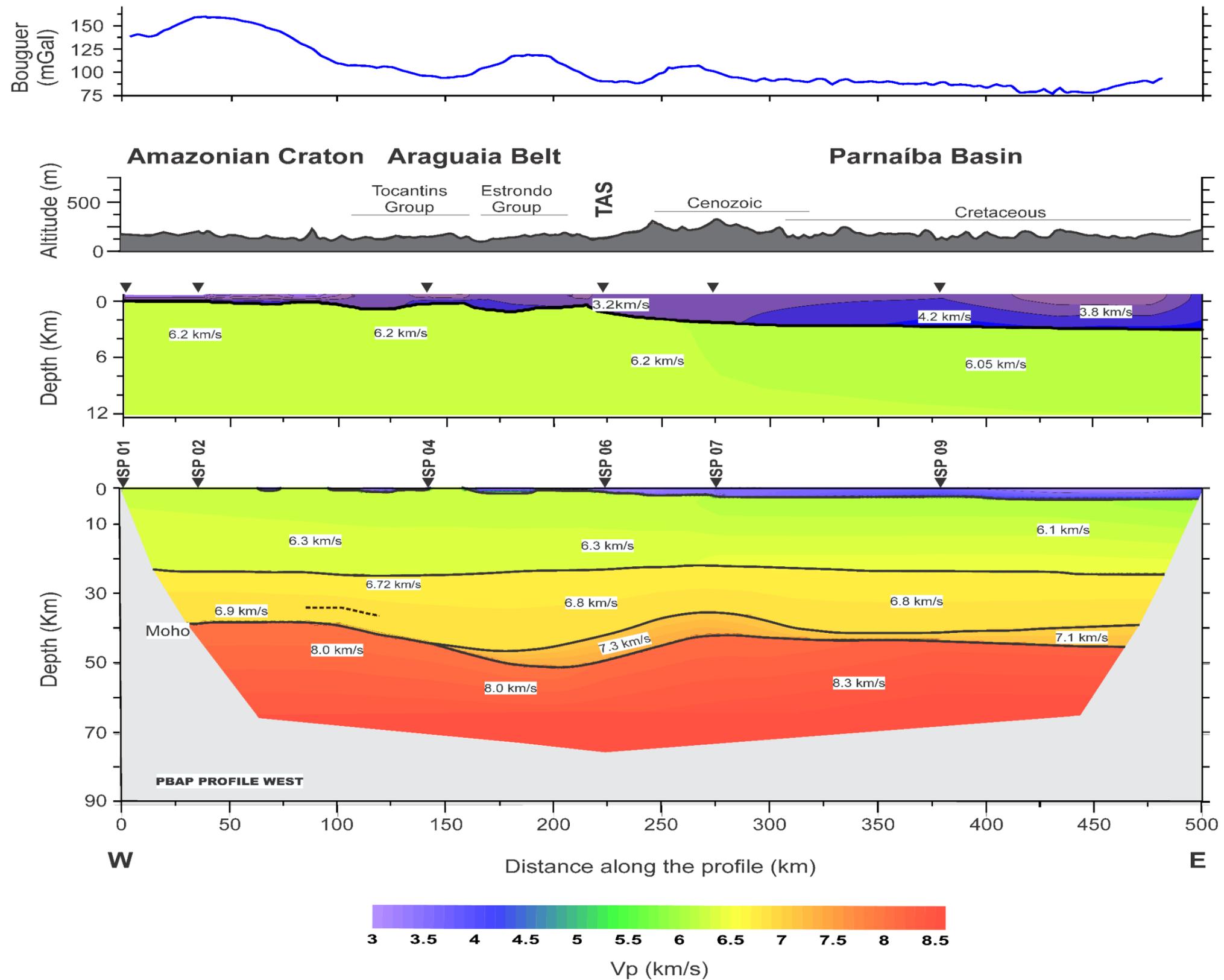


Figura 3.8: Modelo bidimensional de velocidade sísmica de ondas P para crosta e manto superior derivado por meio do pacote de programas RAYINVR (Zelt & Smith, 1992) ao longo do perfil PBAP (parte oeste), acompanhado por perfil de anomalia Bouguer (diagrama superior) obtido por sensores orbitais e topografia (ETOPO1 – Amante & Eakins, 2009). Os limites geotectônicos em superfície estão indicados no diagrama da topografia. Os números inseridos nos retângulos brancos indicam a V_p em km/s enquanto os triângulos pretos demonstram as posições dos pontos de tiros SP. A linha pontilhada (próximo ao km 100 do modelo, parte inferior) simboliza refletor flutuante interpretado como possível lasca ofiolítica. A porção do modelo em cinza indica que o local não tem cobertura de raios.

A estrutura da velocidade da crosta superior é diferente nos dois lados da sutura Tocantins-Araguaia, enquanto as velocidades da crosta inferior são similares ao longo do perfil (Figura 3.8). O topo do embasamento cristalino é levemente ondulado na zona que compreende o Cráton Amazônico e Faixa Araguaia e a espessura da crosta superior nesse bloco é de ~ 24 km. A velocidade média da onda P, no embasamento do bloco cráton/faixa, é de 6,2 km/s contrastando com a Vp de 6,05 km/s logo abaixo da sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba (Figura 3.8). A crosta superior é totalmente homogênea em termos de espessura ao longo de todo modelo. Sua relação de proporcionalidade com a camada da crosta inferior, em espessura, chega a ser quase duas vezes mais espessa.

A descontinuidade mesocrustal, que separa a crosta continental em superior e inferior, ocorre em profundidades de 24-25 km. A crosta inferior tem espessuras entre ~14-20 km e gradiente de velocidade que varia pouco ao longo do modelo, de 6,72-6,9 km/s no bloco formado por cráton/faixa e 6,7-6,9 km/s na parte dominada pela Bacia do Parnaíba. Com isso a Vp média de toda crosta inferior se estabelece em 6,8 km/s. A maior espessura dessa camada é registrada entre os km 150 e 225 do perfil, fato esse relacionado à região de influência da sutura. Entre a crosta inferior e o topo do manto superior (Moho) é observado uma estrutura de alta velocidade, que se estende do km 150 até o final do modelo. Seu gradiente de velocidade é elevado (7,1-7,3 km/s) e sua espessura varia de 6 km para ~ 2 km (no km 370 do modelo). Soares *et al.*, (2017, submetido) interpretam essa estrutura como *underplating* relacionado à tectônica de subsidência que a Bacia do Parnaíba sofreu ao longo de sua história. Sua expressão nas seções sísmicas pode ser observada nos tiros SP06, SP07e SP09 (Figura 3.4a; 3.4b; 3.4c), fazendo com que a Moho não seja mais uma descontinuidade de primeira ordem. Em outras palavras, a identificação da fase PmP (Moho) nos sismogramas SP07-09 torna-se difícil.

Existe uma topografia pronunciada na Moho ao longo do perfil (Figura 3.8). No Cráton Amazônico, a espessura da crosta é de ~39 km, com mudança acentuada na região da Faixa Araguaia, onde salta para ~ 51 km, próximo ao limite faixa/bacia. Essa característica de espessamento pode ser expressão da TAS, registrada nas fases Pn dos tiros SP01 e SP09. Na Bacia do Parnaíba a espessura da crosta varia entre 42 e 44 km. As chegadas das fases Pn mostram que as velocidades do topo do manto superior são significativamente diferentes a oeste da sutura Tocantins-Araguaia (Vp média 8,0 km/s) e a leste dela (Vp média 8,3 km/s), significando composições mantélicas diferenciadas.

3.6 - Espessura Crustal E Razão Vp/Vs

As funções do receptor são séries temporais, calculadas a partir de sismogramas de três componentes, que mostram a resposta relativa da estrutura da Terra abaixo do receptor. A forma de onda na função do receptor é um composto de ondas P convertidas para S (Ps) que reverberam em determinada estrutura abaixo do sismômetro. A modelagem da amplitude e do tempo das ondas reverberantes pode fornecer informações importantes sobre a geologia subjacente. As amplitudes das chegadas na função do receptor dependem do ângulo de incidência da onda P e dos contrastes de velocidade, gerando as conversões (Ps) e múltiplas (PpPs, PpSs +PsPs e PpSs).

A fase convertida Ps e as múltiplas crustais PpSs+PsPs contêm uma riqueza de informações sobre as propriedades da crosta, como a profundidade da Moho e a relação Vp/Vs (Rychert & Harmon, 2016). Na Figura 3.9 a conversão direta da Moho (Ps) é visível nas funções do receptor como uma fase de polaridade positiva (vermelho) em ~5s. Na região de domínio da sutura Tocantins-Araguaia (Faixa Araguaia) essa fase salta para ~ 6,5 s e depois decresce até se estabilizar por volta de 5s na Bacia do Parnaíba. A reverberação da fase PpPs não é bem visível em todos traços, porém é possível estimar que esteja registrada acima 15s com polaridade positiva. Igualmente a fase PpPs, as múltiplas PpSs+PsPs, são pouco claras e com baixas amplitudes de ondas, visíveis por volta de 20s na polaridade negativa (azul). A função do receptor é sensível à variação de terrenos em superfície. As estações triaxiais que foram instaladas na Bacia do Parnaíba mostram traços bem ruidosos em comparação com as instaladas fora da bacia (Figura 3.9 e tabela 2).

Em particular, utilizando conversões P para S de forma consistente e confiável, as funções do receptor podem ser usadas para obter a estimativa da espessura crustal média (Rychert & Harmon, 2016). Além dessa propriedade, podem trazer a relação Vp/Vs que auxilia na caracterização e composição da crosta abaixo da estação sísmica. Zhu & Kanamori (2000) desenvolveram um método de empilhamento de função do receptor para determinar essas variáveis (espessura crustal média (H) e razão Vp/Vs (K)) e o denominaram de *HK-Stacking*. Basicamente, o método empilha as amplitudes das

funções no horário de chegada previsto para a conversão da Moho e suas múltiplas, para diferentes taxas de espessuras crustais H e V_p/V_s .

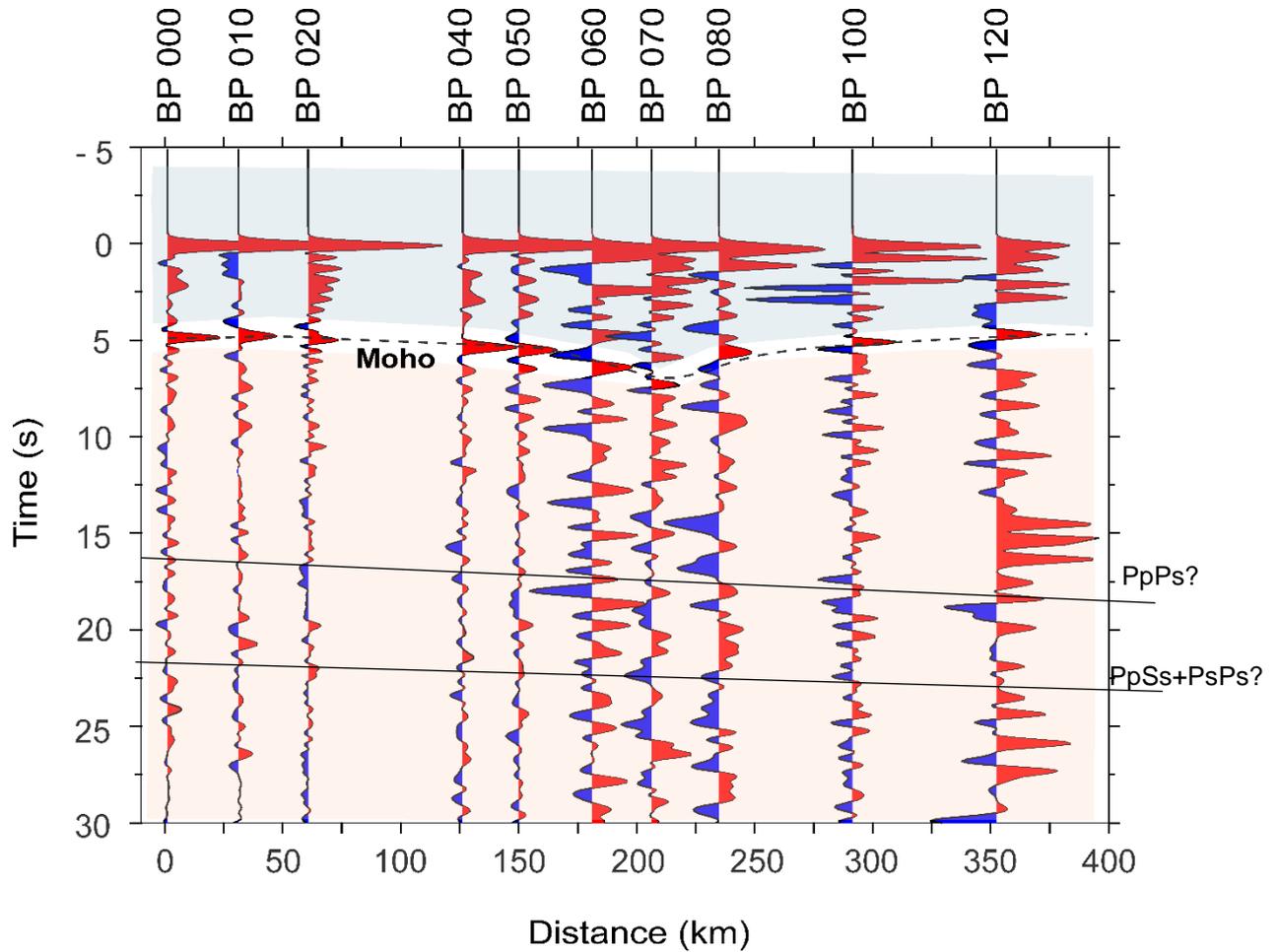


Figura 3.9: Traços da função do receptor ordenados por empilhamento radial. A fase Ps (Moho) é identificada por volta de 5 segundos. As estações que mostram mais ruído foram instaladas na Bacia do Parnaíba.

Chen *et al.*, (2010) reporta que a razão V_p/V_s está exclusivamente relacionada com a propriedade elástica da crosta, definida pela razão de Poisson, dada pela formula:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \quad (1)$$

A composição crustal está intimamente relacionada com a relação V_p/V_s , ou, de forma equivalente, a razão de Poisson (σ). As medidas laboratoriais sugerem que a

pressão ou a temperatura têm pouco efeito na razão V_p/V_s . No entanto, a mineralogia das rochas desempenha um papel fundamental na variação da relação V_p/V_s (Christensen, 1996). A abundância relativa de quartzo ($V_p/V_s = 1.49$) e plagioclásio ($V_p/V_s = 1.87$) tem um efeito dominante na relação V_p/V_s de rochas ígneas comuns ou seus equivalentes metamorfisados. Um aumento do conteúdo de plagioclásio ou uma diminuição do teor de quartzo pode aumentar a relação V_p/V_s de uma rocha (Chen *et al.*, 2010). As rochas ígneas máficas/ultramáficas, representadas por gabros, peridotitos e dunitos, geralmente possuem altos índices de V_p/V_s porque se originaram da diferenciação magmática. Além disso, a fusão parcial também tem um efeito importante na relação V_p/V_s , o que aumenta significativamente com uma fração fluida crescente (Chen *et al.*, 2010).

Tabela 3.2: Espessura (H) e razão V_p/V_s para as estações triaxiais obtidos pelo método *HK-Stacking* de Zhu & Kanamori (2000).

Estação	Espessura (km)	V_p/V_s (km/s)	V_p (km/s)	Ambiente Tectônico
BP000	39,2 +/- 1,8	1,72 +/- 0,03	6,4	Cráton Amazônico
BP010	39,3 +/- 0,2	1,72 +/- 0,03	6,4	Cráton Amazônico
BP020	39,2 +/- 1,6	1,75 +/- 0,05	6,4	Cráton Amazônico
BP040	45,6 +/- 0,9	1,68 +/- 0,02	6,3	Faixa Araguaia
BP050	46,4 +/- 0,9	1,68 +/- 0,02	6,3	Faixa Araguaia
BP060	52,1 +/- 1,0	1,70 +/- 0,02	6,2	Faixa Araguaia
BP070	53,6 +/- 2,3	1,70 +/- 0,03	6,2	Bacia do Parnaíba
BP080	45,0 +/- 2,0	1,72 +/- 0,05	6,2	Bacia do Parnaíba
BP100	37,9 +/- 1,8	1,76 +/- 0,04	6,2	Bacia do Parnaíba
BP120	42,3 +/- 2,2	1,76 +/- 0,04	6,2	Bacia do Parnaíba

Os *HK-Stacking* das estações sobre o perfil PBAP foram satisfatórios, com boa taxa de correlação. Os resultados (em detalhe no anexo 2) mostram que existe variação conjunta da espessura da crosta ao longo da linha e relação V_p/V_s (Figura 3.10). A crosta do Cráton Amazônico possui caráter composicional predominantemente máfico-intermediário com espessura média em torno de 39 Km. Em contraste, a Faixa Araguaia exhibe brusca espessura na crosta, chegando a ~ 53 km (Figura 3.10), além de ser altamente félsica ($V_p/V_s = 1,68$ Km/s).

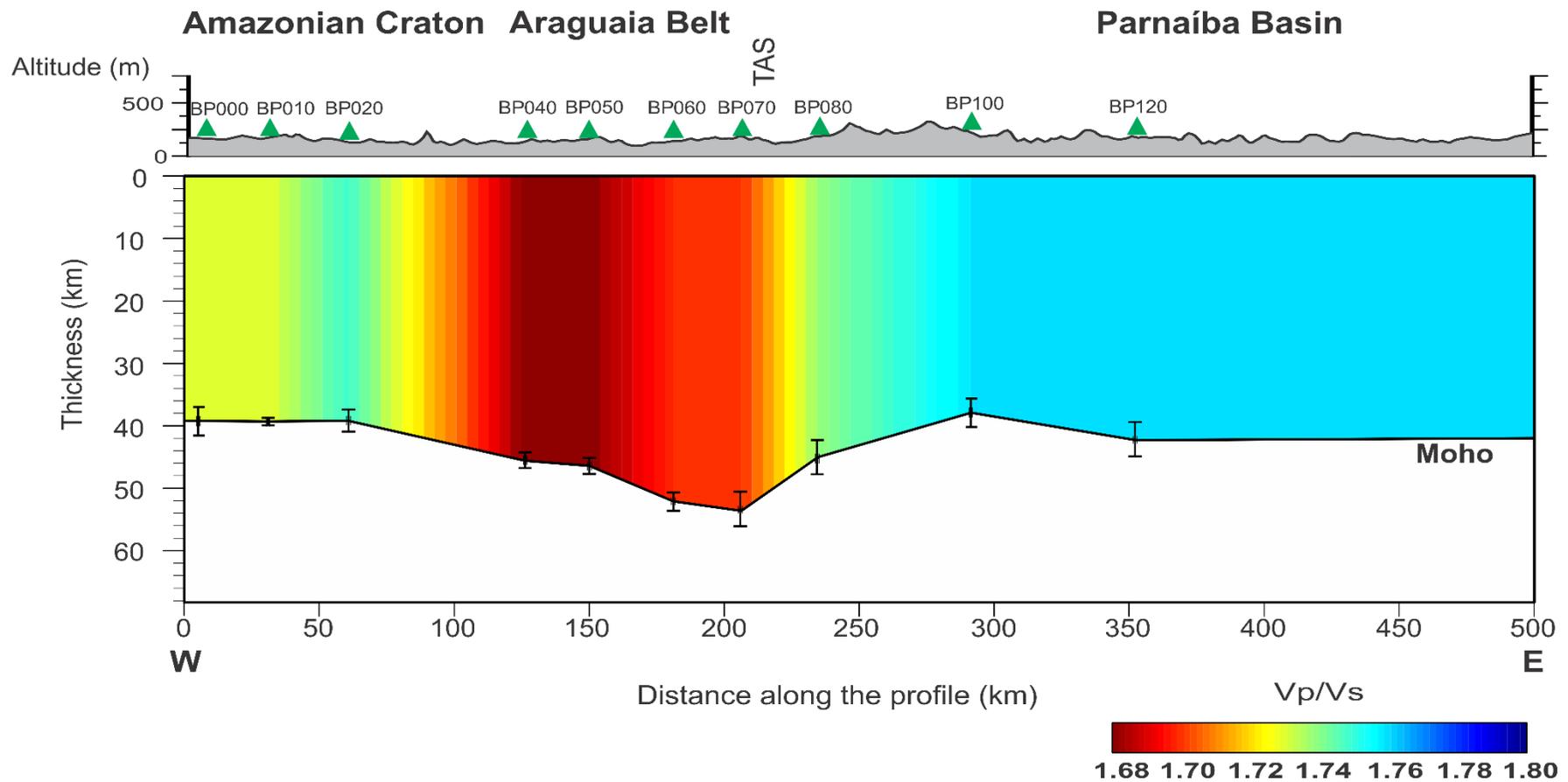


Figura 3.10: Modelo de espessura crustal obtido por meio do método da função do receptor acompanhado com perfil topográfico (ETOPO 1 - Amante & Eakins, 2009). As informações da razão V_p/V_s , assim como a profundidade da Moho sob cada estação, foram retiradas do *HK-stacking* (Zhu & Kanamori, 2000). Os triângulos verdes representam as estações triaxiais instaladas ao longo do perfil PBAP. As barras de erros assinaladas na interface da Moho também foram retiradas do *HK-stacking* e mostram as possíveis variação de espessura que a crosta possa ter na região imageada.

A estação BP070 (Figura 3.11) registrou a maior espessura, que pode estar relacionada com a sutura Tocantins-Araguaia. A leste no perfil PBAP, a crosta afina sob a Bacia do Parnaíba e sua composição, de acordo com a razão V_p/V_s , passa a ser mais máfica com $V_p/V_s > 1,75$ km/s. Resumo sobre os resultados do *HK_Stacking* por estação pode ser visto na tabela 3.2.

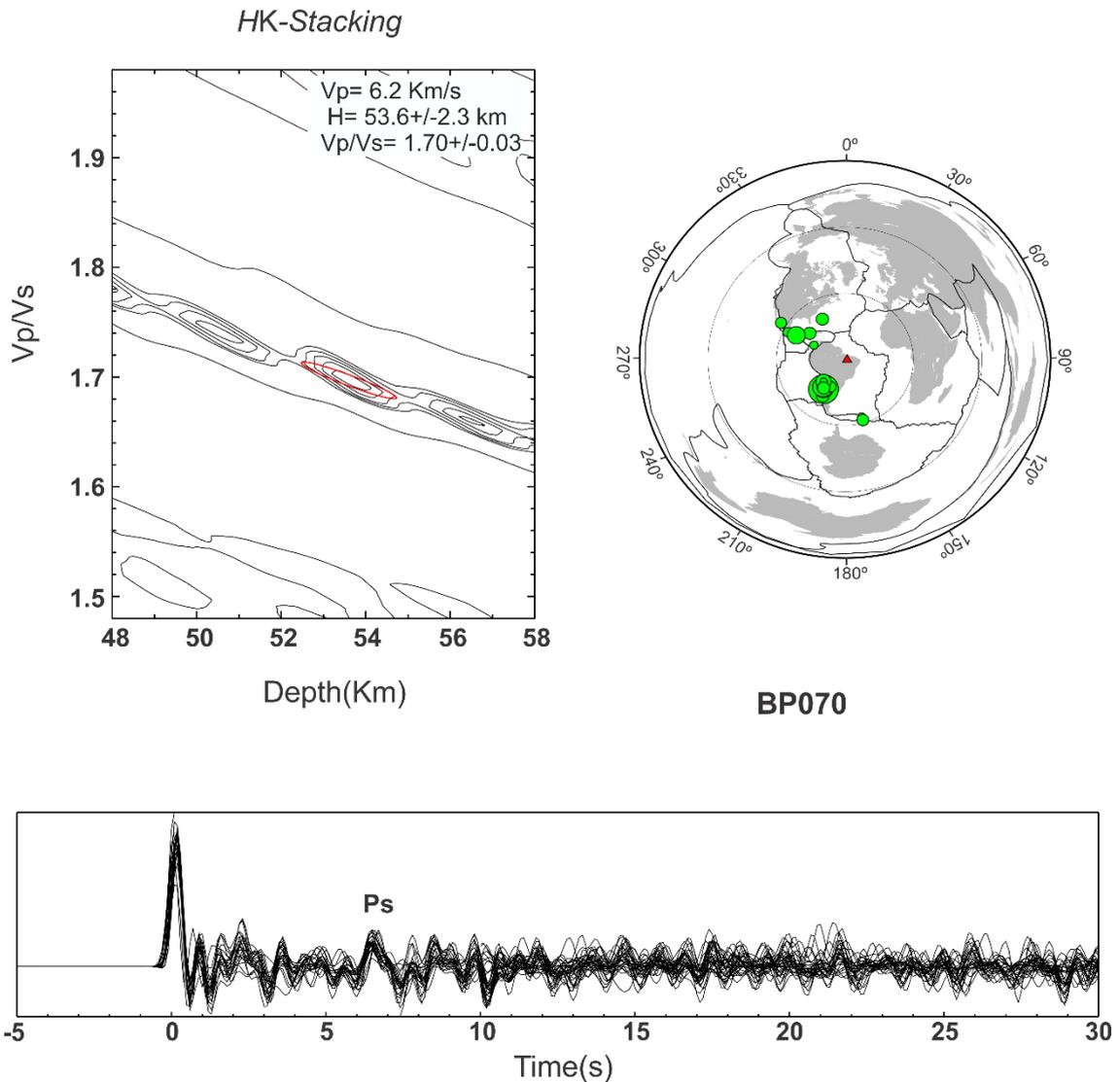


Figura 3.11: Seção composta por *HK-stacking* da estação triaxial BP070 com todos os traços juntos (*stacked*) da função do receptor da mesma estação (figura inferior). O mapa de eventos (à direita do *HK-stacking*) mostra os telessismos (círculos verdes) captados pela estação (triângulo vermelho). O tamanho de cada círculo verde representa a ordem da magnitude do evento variando na escala de 5 (círculo menor) a 9 (círculo maior). A fase convertida Ps, indicada na figura inferior da seção, mostra que a crosta sob a estação atinge espessura maior que 40 km.

3.7 - ANÁLISE DA INCERTEZA DOS DADOS SÍSMICOS

Os tempos e locais de disparo para tiros e receptores são medidos com técnicas GPS para precisões da ordem de 1 ms e dezenas de metros, respectivamente. Tais erros são insignificantes em experimento de escala crustal. As incertezas das restrições de velocidade e profundidade no modelo obtido pela técnica de traçado de raios originam-se principalmente das incertezas dos tempos de viagem escolhidos subjetivamente. No entanto, a incerteza diminui com a melhoria da qualidade e aumento da quantidade de dados (quantidade de tiros, receptores, eficácia das fontes, relação sinal-ruído entre outros (Starostenko *et al.*, 2013)).

O conjunto de dados obtidos (anexo 1) é de boa qualidade. Para a maioria das seções sísmicas é possível obter informações para um deslocamento de 350 km, permitindo bom controle da estrutura da crosta e disposição da descontinuidade Moho, bem como a velocidade no manto litosférico superior. Para alguns tiros (SP07 e SP09), existem alinhamentos de fases claros ao longo de todo o perfil, como significantes deslocamentos maiores que 1000 km para o tiro SP07 (Figura 3.4b). As reflexões provenientes de uma descontinuidade ou descontinuidades abaixo da Moho ($P_{mantleP}$) são bem registradas por esses tiros, porém não modeladas neste trabalho.

As principais fases aqui analisadas são geradas nos limites da pilha sedimentar da Bacia do Parnaíba e de rochas metassedimentares da Faixa Araguaia (P_{sed}), na crosta superior (P_g); como reflexão da base da crosta superior (P_{c1P}); refração que atravessa a crosta inferior (P_i); fases refletidas em um limite crustal inferior (P_{c2P}) e, finalmente, a reflexão e refração da Moho (P_{mP} e P_n , respectivamente).

3.7.1 - Análise do Modelo Derivado da Tomografia

A tomografia por tempo de percurso baseia-se na inversão dos resíduos de tempo das ondas sísmicas, que são usados para definir o modelo tomográfico. Este tipo de resíduo apresenta grandes contribuições de erros relacionados com o evento sísmico e o caminho que as ondas percorrem desde a fonte até o receptor, e são dados pela diferença entre tempo observado em um sismograma com o tempo calculado.

A diferença média entre os tempos de viagem observados e os tempos de viagem teóricos calculados a partir do modelo final foi de 0,106 s depois de 10 iterações. Esses resíduos são mostrados em conjunto com o RMS (do inglês *Root Mean Square*) para cada iteração na Figura 3.12. A densidade do raio reflete a confiabilidade e a resolução do modelo. A cobertura do raio é melhor nos 15 km da crosta superior, onde o número médio atingindo as células foi maior. Em contrapartida, o número médio de raios por célula é baixo entre os km 50 -100 do modelo (Figura 3.7b). Abaixo de 25 km, o número de raios diminui, atingindo poucos raios por célula, porém mantendo-se constante até a profundidade de 60 km (Figura 3.7b).

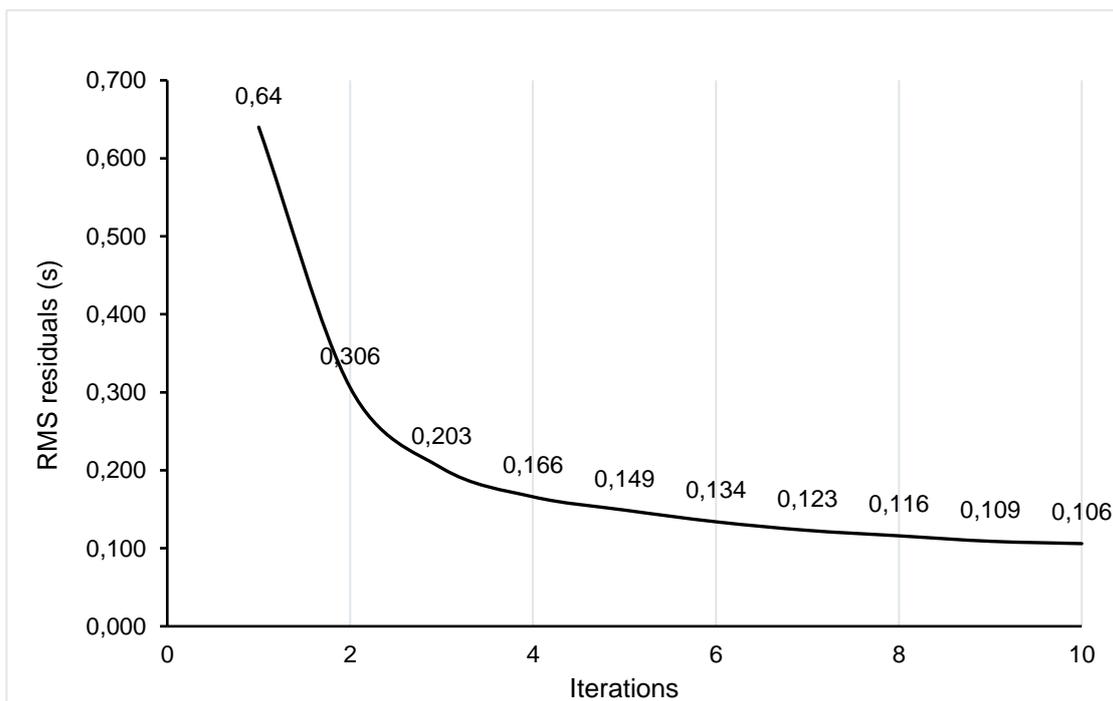


Figura 3.12: Gráfico sobre precisão e incerteza do modelo derivado por inversão tomográfica para tempos de viagem das primeiras chegadas (fases Psed, Pg e Pn).

Esta abordagem de modelagem exige que as mudanças de velocidade entre células vizinhas sejam limitadas, o que geralmente produz gradientes de velocidade mais suaves do que realmente estão presentes. Na inversão tomográfica foram utilizadas 2006 leituras das 2838 escolhidas para chegar no modelo final. Apesar da grande quantidade de leituras desperdiçadas, o modelo é consistente, com boas aproximações de profundidades das interfaces e variação lateral de velocidades.

3.7.2 - Análise do Modelo Derivado por Traçado de Raio

As incertezas dos parâmetros do modelo são combinações de uma série de fatores. A subjetividade não pode ser evitada, pois os tempos de chegada das fases são escolhidos manualmente nos sismogramas. Para as primeiras chegadas a subjetividade é menor, mas as fases posteriores (como PmP) fornecem informações importantes que não devem ser ignoradas, mesmo que seus tempos de chegadas estejam sujeitos a maior incerteza (Grad *et al.*, 2003). A precisão do modelo (Figura 3.8) foi testada por análise de sensibilidade para muitas chegadas. Na Figura 3.13a é mostrado um gráfico de colunas comparando os erros RMS por tiros.

O RMS médio calculado por pontos de tiro mostra diferentes padrões de distribuição, que refletem diretamente o contexto geológico. Os pontos de tiros 1 e 2 localizados no Cráton Amazônico apresentam valor RMS próximo à média. No entanto, o levantamento do ponto de tiro 4 demonstra RMS mais alto (aproximadamente 0.190 s), traduzindo a complexidade do domínio geológico da sutura Tocantins-Araguaia (TAS). No geral, o modelo oeste do perfil PBAP considerou 1400 *picks* para as fases de onda P, obtendo valor de qui-quadrado (χ^2) de 1,107. Com dados da qualidade produzida pelo experimento PBAP, as incertezas de velocidade e profundidade dos modelos derivados da modelagem direta 2-D são boas para modelo crustal com certo grau de complexidade.

Os espaçamentos dos tiros fornecem extensa cobertura de raios. Em geral, há cobertura densa de raios reversos para refrações em todas as discontinuidades de primeira ordem, enquanto que apenas a base da crosta superior bem como a crosta inferior e o manto superior, têm boa cobertura por reflexões (Figura 3.13b). Nos materiais suplementares (anexo 1), a cobertura de raios para tiros no Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba podem ser visualizados, assim como os ajustes das fases. A cobertura geral do raio (Figura 3.13b) e os resíduos do tempo de viagem (Figura 3.13a) mostram a confiabilidade do modelo.

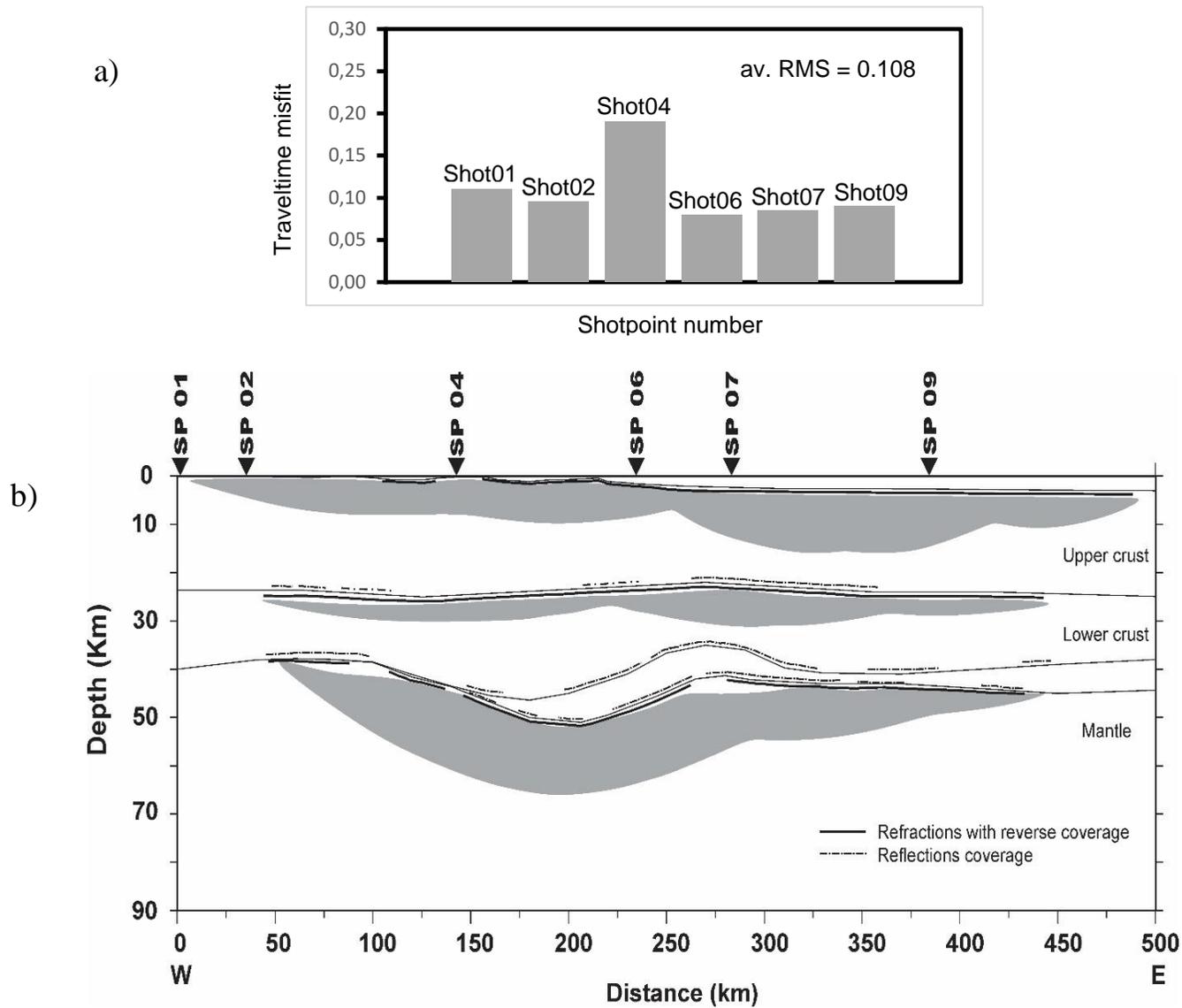


Figura 3.13: Representação da incerteza para o modelo derivado por traçado de raios de ondas refratadas e refletidas usando o programa RAYINVR (Zelt & Smith, 1992). a) Erro RMS para pontos de tiros consecutivos com valor médio de 0,108 s. b) Cobertura de raios para o modelo PBAP porção oeste. Áreas em cinza correspondem a penetração de ondas refratadas. Linhas pretas contínuas indicam cobertura de raio reverso.

3.8 - Discussão

O perfil de refração sísmica profunda PBAP, na sua extremidade oeste, exhibe a estrutura da crosta entre o Cráton Amazônico e a Bacia do Parnaíba. Tanto o modelo sísmico como os empilhamentos radiais derivados da função do receptor mostram as mesmas variações estruturais ao longo da região imageada. Em cada modelo, de forma generalizada, a espessura da crosta varia consideravelmente: 38-39 km na área do Cráton Amazônico, ~50-53 km abaixo da Faixa Araguaia e acima de 42 km na parte da bacia. Estudos anteriores, como Daly *et al.*, (2014), documentam estrutura crustal semelhante aos resultados obtidos neste trabalho, ou seja, uma crosta de espessura variável, limitada por estruturas profundas e às vezes íngremes, como a sutura Tocantins-Araguaia (TAS).

A característica mais notável no modelo de velocidade sísmica (Figura 3.8) e na função do receptor (Figura 3.10) é a espessura da crosta, associada provavelmente a TAS, que abrange a Faixa Araguaia. Todos os dados mostram que essa feição se ajusta a uma profundidade maior que 50 km e que suas rochas, com V_p média 6,2-6,3 km/s na crosta superior, estão cavalgadas (*overthrusting*) para cima da crosta do Cráton Amazônico (Daly *et al.*, 2014). Com base em compilações de velocidade sísmica para vários tipos de rocha (por exemplo, Christensen & Mooney, 1995), materiais que possuem essas velocidades, na profundidade definida no modelo, devem ser produto de rochas de origem sedimentar metamorfisadas em fácies de baixo grau a intermediário. Esta característica correlaciona-se com os tipos mais comuns de rochas metamórficas encontradas na Faixa Araguaia, que são geralmente xistos e filitos (Alvarenga *et al.*, 2000) provindos de fontes crustais situados a sudeste (Cráton São Francisco, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás), como aponta Moura *et al.*, (2008) em datações ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb para grãos de zircões detríticos da Formação Morro do Campo.

O perfil de refração sísmica foi construído aproximadamente paralelo ao de reflexão apresentado por Daly *et al.*, (2014). No perfil de reflexão (Figura 3.14) a Faixa Araguaia compreende eventos de alta amplitude, descontínuos, dobrados e aparentemente repetidos com mergulho geral para leste. Além disso, ocorrem dois *semigrabens* no topo da seção relacionados espacialmente com as unidades cretáceas da Bacia do Parnaíba, igualmente imageados pela refração (Figura 3.8). Essas estruturas conferem um movimento atípico (ondulado) nas seções de registro SP04 e SP06 (Figuras 3.3-3.4) nos

primeiros 100 km de *offset* e contém rochas com uma velocidade inferior a 3.5 km/s a profundidade de até 1 km.

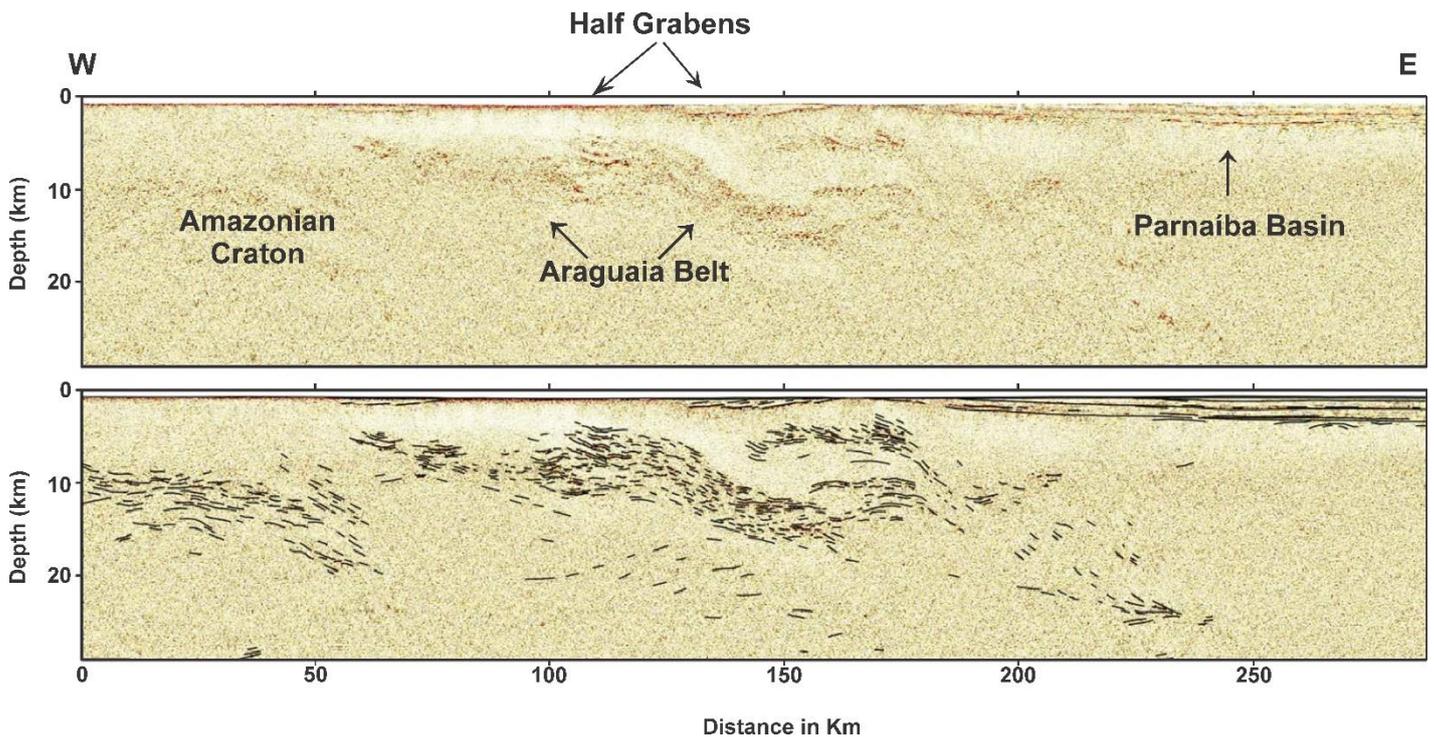


Figura 3.14: Seção sísmica de reflexão profunda adaptado de Daly et al., (2014) mostrando o pacote metassedimentar da Faixa Araguaia empurrado e jogado para cima das rochas do Cráton Amazônico.

A sutura Tocantins-Araguaia não mostra topografia marcada no embasamento nem em superfície, o que a torna uma sutura críptica na região imageada. No entanto, ela promove a alta espessura crustal mostrada pelo modelo sísmico (Figura 3.8, Km 100-200) e se responsabiliza, em parte, pela baixa razão V_p/V_s média ($V_p/V_s = 1,69$), obtida pelo método *HK-stacking* (Zhu & Kanamori, 2000). Essa baixa razão confere à crosta, sob o domínio da Faixa Araguaia, caráter composicional félsico em toda sua extensão até o contato com os terrenos do Arco Magmático de Goiás como mostrado por outros estudos ao sul do perfil PBAP (Soares *et al.*, 2006; Trindade, 2014). Tais relações V_p/V_s baixas podem, por exemplo, ser explicadas por rochas ricas em quartzo sob as estações ou atribuídas pelo metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito gerado pela sutura, aliado com remoção parcial da crosta inferior durante a orogenia que formou a Faixa Araguaia. Christensen (1996) mostra em seu trabalho que rochas pelíticas submetidas a grau metamórfico de fácies xisto verde a anfibolito têm a tendência de ter baixa razão de Poisson (σ) ocasionado pelo desenvolvimento de muscovita e quartzo em filitos e xistos atribuindo assim composição mais félsica para a crosta. Além de estar associada a alta

espessura e baixa razão V_p/V_s , a TAS provoca um deslocamento/degrau na Moho de quase 10 km entre a faixa e bacia nos km 200 –250 (Figura 3.8).

No Cráton Amazônico, a superfície do embasamento é ligeiramente plana, mas sobreposta por rochas da Faixa Araguaia que, em grande parte, indicam atividade tectônica durante a formação do cinturão orogênico no Neoproterozóico. A espessura da crosta superior no cráton é de 22 a 24 km, e tem velocidades da onda P relativamente baixas (6,2-6,3 km/s) para profundidade citada. No modelo de refração sísmica (figura 3.8) as velocidades na crosta inferior são uniformes, 6,7 km/s no topo e 6,9 km/s na base, e dentro da média global apontado por Christensen & Mooney (1995) para regiões cratônicas. A área do Cráton Amazônico é pouco imageada pelo perfil, compreendendo apenas 100 km, mas em contrapartida se apresenta no modelo estruturada em 3 camadas com a Moho relativamente plana a uma profundidade aproximada de 39 km e flexionada, o que é semelhante aos valores expostos por Daly *et al.*, (2014). A espessura de crosta continental parece ser claramente o resultado de vários eventos de deformação sofrida ao longo do tempo. Drummond & Mooney (1992) apontam evidências de que crostas arqueanas tem apenas 27-40 km de espessura, exceto em limites de colisões onde podem se espessar ou afinar dependendo de fatores secundários, enquanto crostas proterozóicas ficam entre 40 e 55 km. A relação V_p/V_s estimada pela função do receptor difere da Faixa Araguaia. O valor médio sob o cráton gira em torno de 1,73. Esse valor sugere que a crosta seja de composição intermediária a máfica, como referido por Zandt & Ammon (1995) para dados obtidos em escudos cristalinos.

A linha de refração sísmica atravessa a Bacia do Parnaíba nos seus dois extremos (Figura 3.2). No extremo oeste, segundo o modelo de refração, a bacia está em contato tectônico (em profundidade) com a Faixa Araguaia por meio da TAS, que é encoberta em superfície por suas rochas. O embasamento da Bacia do Parnaíba, pelo modelo (figura 3.8), apresenta-se semiplano com estrutura de velocidade monótona e baixa ($V_p = 6.05$ km/s) sem variações laterais bruscas, porém dentro da média (Christensen & Mooney, 1995) para um embasamento metamórfico e raso (Góes & Feijó, 1994). A cobertura sedimentar é de até 3,0 km de espessura e diferentemente do seu embasamento, mostra variações laterais e verticais significantes com V_p de 3,2 km/s a 4,2 km/s. Essas variações podem estar relacionadas com o magmatismo da bacia uma vez que o perfil atravessa terrenos onde há ocorrência de extrusões/intrusões basálticas da Formação Mosquito datadas do Jurássico/Triássico e interpretados como evidência da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) no Brasil (Merle *et al.*, 2011). A camada da crosta superior

abaixo da bacia é bastante regular em espessura (24 km em média) e se assemelha à do Cráton Amazônico. No entanto, mostra alto gradiente de velocidade entre topo e base (6,1 km/s e 6,5 km/s, respectivamente), o que reflete diferença significativa em termos de velocidade entre as crostas do cráton e bacia. A relação V_p/V_s é diferente. A média V_p/V_s no domínio da Bacia do Parnaíba é de 1,75 contra 1,73 do cráton, ou seja, composicionalmente a crosta é mais máfica. As velocidades V_p médias para todo o pacote crustal (incluindo a bacia) flutuam entre 6,15 e 6,25 km/s, valores próximos aos obtidos por Bernardes (2015) na modelagem do perfil PABBRISE na Bacia do Paraná.

Grande parte da estimativa de composição máfica determinada pela função do receptor no domínio da Bacia do Parnaíba pode estar relacionada com o *underplating* na base da crosta. O *underplating* foi proposto originalmente como um processo magmático que se acumula na base da crosta e foi deduzido a partir de considerações petrológicas (Thybo & Artemieva, 2013). No modelo, a estrutura se caracteriza por alta velocidade V_p (7,1 km/s a 7,3 km/s) confinada inteiramente sob a extensão da bacia. Thybo & Artemieva (2013) referem que a identificação de material máfico intrusivo com base em observações geofísicas não é única. Os discriminadores são alta velocidade de onda P e S, alta razão V_p/V_s e alta densidade, porém, tais características também podem ser aplicadas a granulitos da crosta inferior que foram metamorfisados em fácies eclogito. Infelizmente não há como comprovar se a alta velocidade V_p no perfil PABP é um produto de metamorfismo de granulito da crosta inferior ou de material máfico intrusivo, por falta de amostragem física dessa região, como xenólitos. No entanto, podemos especular por meio de alguns estudos sísmicos em regiões continentais estáveis que o *underplating* magmático é frequentemente associado a blocos de crosta arqueana que foram retrabalhados no Proterozóico, provavelmente em ambientes colisionais como apontado por Thybo & Artemieva (2013). Em um dos exemplos citados pelos autores o perfil de refração sísmica SAREX (*Southern Alberta Refraction Experiment*; Clowes *et al.*, 2002), entre o norte dos Estados Unidos e sul do Canadá, corta três domínios crustais arqueanos e exibe uma estruturação crustal semelhante ao modelado neste trabalho com a estrutura localizando-se logo após a sutura de blocos e com alta velocidade V_p . Por meio de dados sísmico e amostras de xenólitos, foi mostrado que a estrutura era derivada de uma mistura com granulito máfico e pequena fração de rochas ultramáficas, explicando as altas velocidades ($V_p > 7.4$ km/s) (Clowes *et al.*, 2002).

O exemplo da morfologia crustal citada acima demonstra que os processos relacionados à intrusão magmática na base da crosta são altamente variáveis e que a

estrutura pode assumir muitas formas. Recentemente Magni *et al.*, (2017) realizaram uma série de modelos numéricos 3D simulando o que acontecia após a ruptura ou quebra do *slab* em subducção em regime de colisão. Os autores mostraram que um dos produtos dessa quebra é o *underplating*. De acordo com modelo de referência (Figura 3.15), parte do bloco continental da placa em subducção é arrastada em profundidade podendo chegar a 200 km ou mais de profundidade. Após o início da colisão a velocidade de subducção diminui, a convergência para, e o *slab* se aquece. Aproximadamente 35 Ma após o início da colisão, o *slab* quebra (Figura 3.15) e neste ponto a crosta com flutuação positiva é capaz de subir sem exumar através da sutura aplanando-se por baixo da placa (Figura 3.15). Esse processo é referido como *underplating* (Magni *et al.*, 2017).

O manto superior sob a linha PBAP pode ser bem definido devido à grande quantidade de alinhamentos de fase Pn e seus *offsets* longos exibidos em quase todas as seções de registro. Com as leituras realizadas foi possível modelar e estabelecer as velocidades do manto e assim dividir o modelo em basicamente dois domínios: domínio do Bloco Amazônico/Araguaia e domínio do Bloco Parnaíba, igualmente proposto por Soares *et al.*, (2017). O manto que ocorre sob o Bloco Amazônico/Araguaia é definido por $V_p = 8,00$ km/s entre os km 0 e 200 do perfil sísmico. O modelo sugere forte gradiente vertical positivo, com aumento da profundidade. No domínio do Bloco Parnaíba (km 235 - 500) o topo do manto litosférico possui V_p anômala de 8,3 km/s e gradiente vertical abrupto ($V_p > 8,5$ km/s) abaixo dos 60 km de profundidade próximo ao km 375 do perfil. Ambos os domínios estão em contraste com a média global de $V_p = 8,07$ km/s, compilada por Christensen & Mooney (1995). As V_p obtidas podem estar associadas com variações de temperatura, anisotropia e composição refletindo os diferentes processos geodinâmicos que os moldaram. Os domínios mantélicos bastante contrastantes parecem ser separados por uma região do manto litosférico que remete a uma paleosubducção do Neoproterozóico (Figura 3.8) ou então a expressão da sutura Tocantins – Araguaia no topo do manto superior.

Bernardes (2015) e Soares *et al.*, (2006) relatam V_p próximo do obtido neste trabalho sob o Bloco Parnaíba. Em seu modelo sísmico 2D, Bernardes (2015) obteve $V_p = 8,25$ km/s na parte da Bacia do Paraná que ele denomina de Manto Litosférico Paraná Norte. De acordo com o autor a velocidade obtida está associada a variação composicional provavelmente oriunda de um manto diferenciado, enriquecido. Soares *et al.*, (2006) exibem V_p de 8,23 km/s abaixo da zona externa da Faixa Brasília e Cráton São Francisco, atribuindo a alta V_p ao estado frio das rochas do manto. Crátons

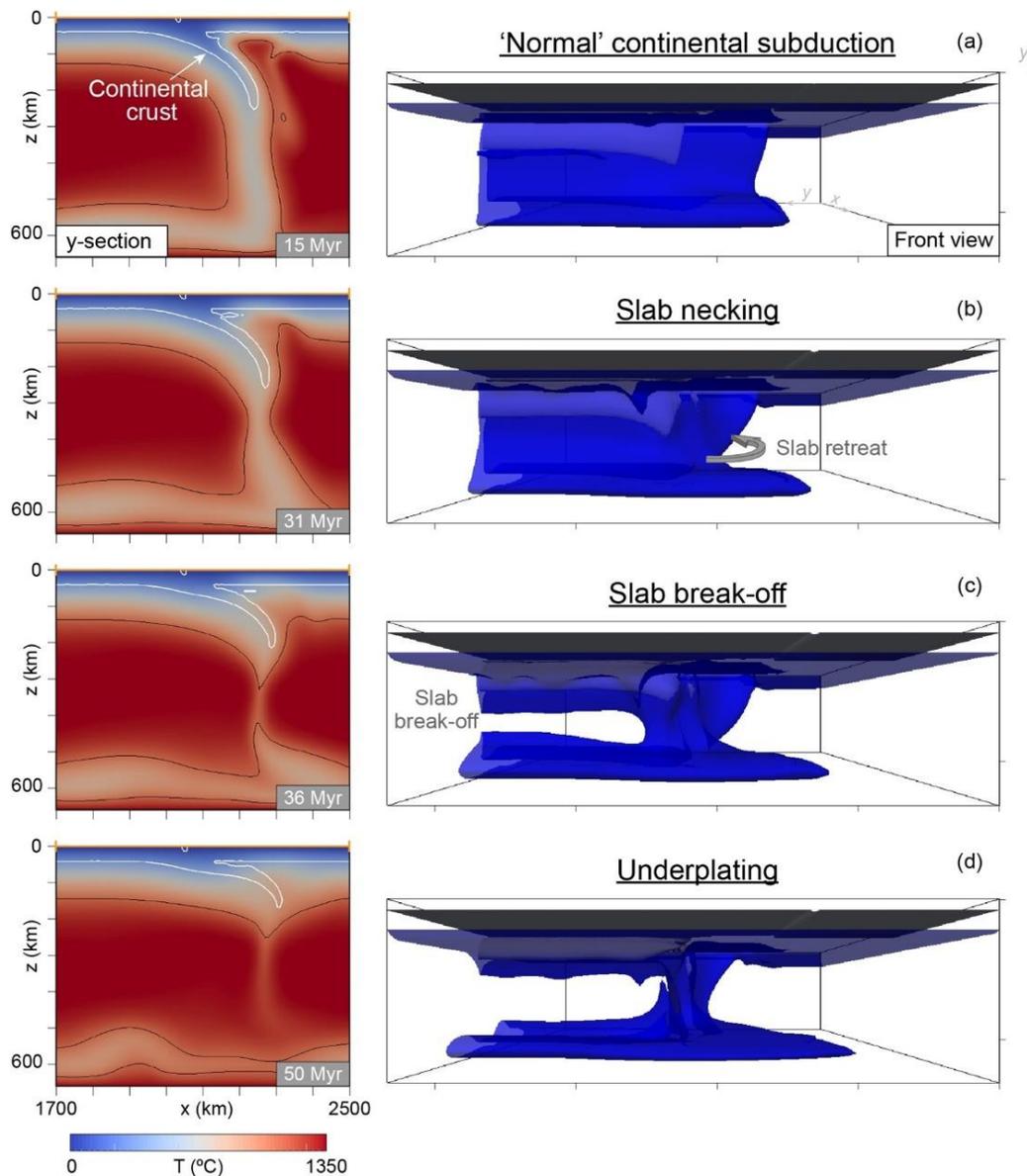


Figura 3.15: Evolução do modelo numérico desenvolvido por Magni *et al.*, (2017) onde a) é a primeira fase da subducção continental, b) processo de *necking* do *slab*, c) a quebra do *slab* e d) o *underplating*. De acordo com Magni *et al.*, (2017), o *underplating* pode se estender até 200 km após a sutura e tem duração de 50 Ma, em média, contados a partir do início da colisão.

pré-cambrianos possuem raiz litosférica fria e quimicamente empobrecida e suas variações de densidade, como também de velocidades sísmicas são controladas mais por diferenças termais do que diferenças químicas (Bernardes, 2015). Não há como saber por hora se há uma relação genética ligando esses três tipos de mantos com velocidades P próximas. Porém, quando colocados espacialmente lado a lado, delimitam um corredor de manto litosférico (neoproterozóico?) de alta velocidade V_p abaixo da crosta continental do Brasil (figura 3.16).

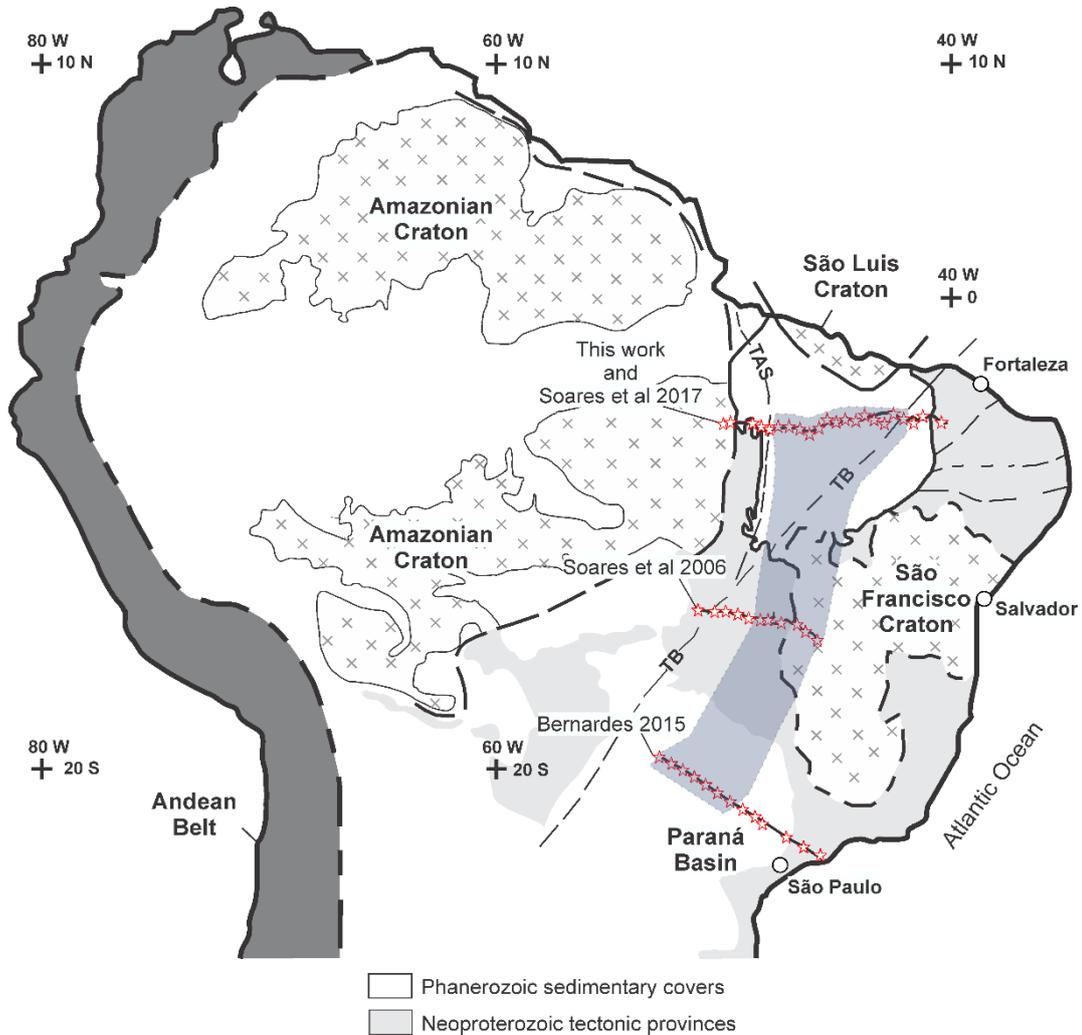


Figura 3.16: Mapa tectônico simplificado modificado de Fuck *et al.*, (2008). Três linhas de refração sísmica profunda são mostradas no mapa. A área destacada delimita o lugar onde a velocidade V_p do topo do manto superior é $> 8,2$ km/s. As estrelas representam as fontes sísmicas controlada. TAS (Sutura Tocantins Araguaia) e TB (lineamento Transbrasiliiano).

A estrutura de velocidade ao longo do perfil sísmico, somada à transição de mantos com diferentes V_p , coincide espacialmente, ou está próximo, com região de moderada a elevada anomalia Bouguer de grande comprimento de onda, logo a leste da TAS. Sua forma, em perfil (ver Figura 3.8, diagrama superior), se assemelha com a interface crosta/manto (km 200-250) do modelo sísmico. Isso pode ser indício de que, nessa região, o limite crosta-manto seja a superfície de compensação regional. O *underplating* identificado no método da refração sísmica não é volumoso o suficiente para ser causador da anomalia. Em discordância com Castro *et al.*, 2014, que descreve essa anomalia como resposta da continuação do Arco Magmático de Goiás por baixo da Faixa da Araguaia, o modelo sísmico permite a inferência de possível existência de cunha mantélica em vista da coincidência da anomalia Bouguer com a sutura TAS.

A origem e evolução da sutura Tocantins-Araguaia está diretamente ligada à história tectônica do Gondwana Ocidental, assim como as unidades geotectônicas Cráton

Amazônico, Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba. No entanto, muitas lacunas e questões não foram respondidas sobre essa região, como a gênese da Bacia do Parnaíba, tida como clássica bacia do tipo *sag* evoluída por sucessivos rifteamentos (Goes & Feijó, 1994; Armitage & Allen, 2012; Castro *et al.*, 2016) e com eventos de subsidência de longa duração que é contestado por Soares *et al.*, (2017) devido ao manto litosférico sob a bacia ser denso e de alta velocidade e com isso a evolução/subsidência estaria geneticamente relacionada a carga do manto.

Os dados de refração sísmica profunda, reflexão, função do receptor e tomografia sísmica, combinados, permitem obter o atual estado da litosfera (Figura 3.17) e colher algumas informações sobre os possíveis eventos e mecanismos que atuaram na evolução tectônica da região. Os processos tectônicos ocorridos no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico marcou a montagem do Gondwana Ocidental por meio de fechamento das bacias oceânicas, amalgamação de fragmentos cratônicos e desenvolvimento de cinturões orogênico (Oliveira & Mohriak, 2003). Esses processos acabaram por influenciar na definição de limites litosféricos e na individualização de diferentes domínios de manto, como mostrado na Figura 3.8. A sutura Tocantins-Araguaia, desenvolvida nessa orogenia, teve seu papel como uma importante estrutura profunda e íngreme (Daly *et al.*, 2014) suturando esses domínios e obliterando a litosfera.

A colisão da paleoplaca do Bloco Amazônico/Araguaia com o Bloco Parnaíba foi de suma importância por enriquecer e individualizar o manto litosférico peculiar modelado sob a Bacia do Parnaíba. O *underplating* pode ter sido desenvolvido a partir dessa colisão, sendo mais tarde estirado, juntamente com a crosta inferior (Figura 3.17), por possíveis regimes tectônicos extensionais. Alternativamente, Soares *et al.*, (2017) argumenta que essa estrutura possa ter sua origem ligada ao Cretáceo por coincidir espacialmente, na superfície, com as formações cretáceas da Bacia do Parnaíba. A discussão sobre a estrutura é ampla e deve ser melhorada por trabalhos posteriores. A grande espessura da Faixa Araguaia, clássico exemplo de cinturão orogênico desenvolvido em litosfera relativamente fria e resistente como a do Cráton Amazônico, foi originada na colisão das paleoplacas com o fechamento da antiga bacia oceânica existente entre os blocos e duplicação da crosta na região. Keary *et al.*, (2009) aponta que cinturões orogênicos que evoluem em sistemas onde a litosfera é fria e resistente tendem a ser relativamente estreitos de 100-400 km de largura como observado na Faixa Araguaia.

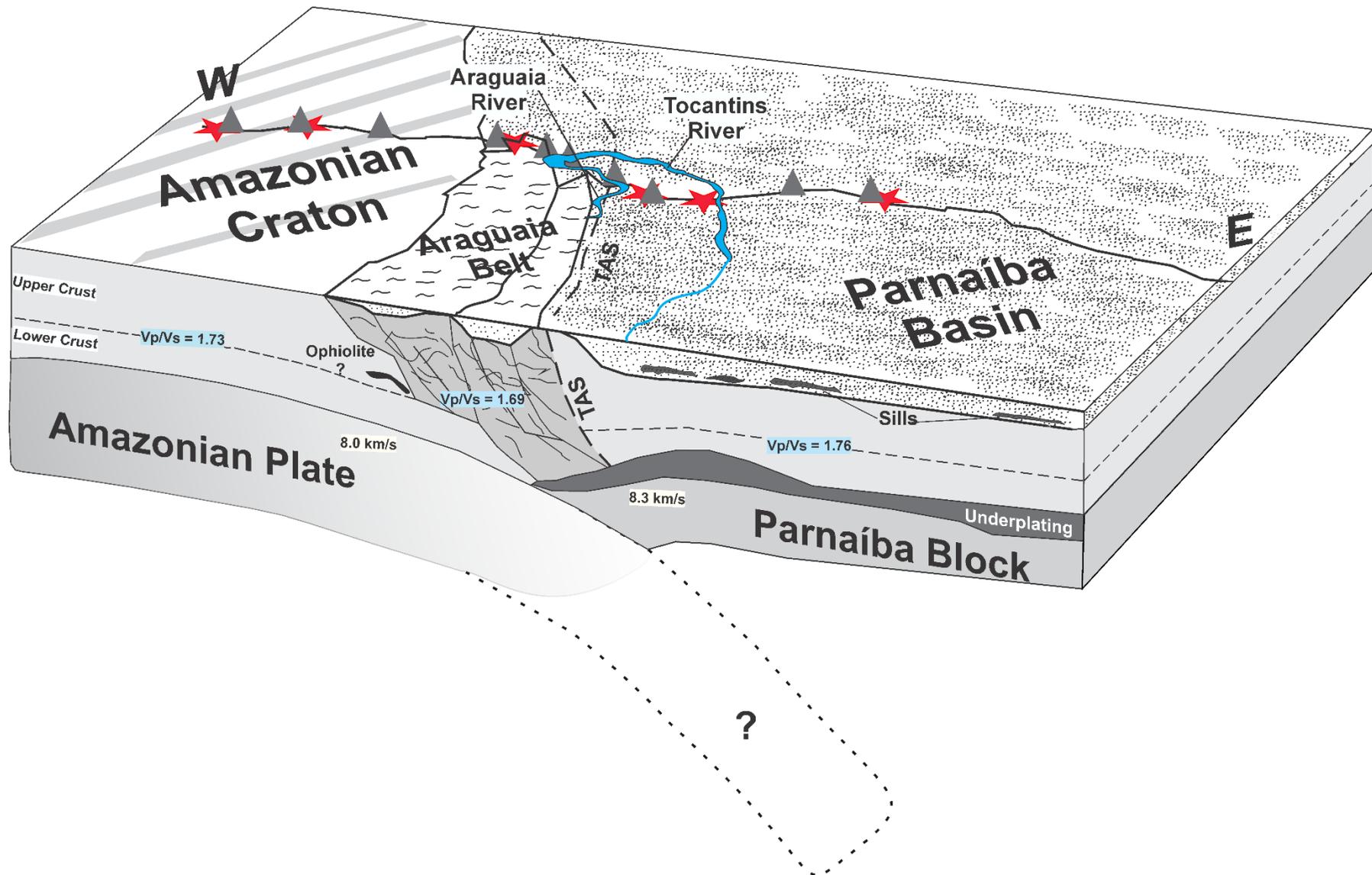


Figura 3.17: Figura esquemática do atual estado da litosfera sob o perfil sísmico PBAP obtida por interpretação conjunta de dados do tipo WARR, reflexão profunda, função do receptor e tomografia sísmica. Retângulos brancos indicam velocidades V_p enquanto retângulos em tons de azul são razão V_p/V_s . Estrelas vermelhas representam os pontos de tiros (SP) e triângulos cinzas as estações 3 componentes de período curto. Os rios Tocantins (do lado E) e Araguaia (do lado W) são assinalado na figura com traço azul sinuoso.

3.9 - Conclusão

O levantamento de refração/reflexão sísmica de ângulo amplo de 500 km de comprimento, PBAP, na sua parte oeste, delimitou a estrutura da crosta em toda região próximo a TAS assim como os dados sísmológicos na função do receptor. Com base na espessura observada e na estrutura de velocidade da crosta, conclui-se que:

- 1) Ao longo do perfil sísmico as profundidades para a descontinuidade de Mohorovičić estão entre 39,0 e 52,0 km, com sua espessura máxima ocorrendo sob a Faixa Araguaia.
- 2) A Faixa Araguaia está cavalgada por cima do Cráton Amazônico e seu embasamento é o próprio cráton com velocidades de onda P igual a 6,2 km/s para ambas unidades geotectônicas.
- 3) A Bacia do Parnaíba é uma grande estrutura (>225 km de largura no modelo) com embasamento metamórfico de $V_p = 6.05$ km/s e pouco ondulado, preenchida por estratos sedimentares durante o Paleozoico e Mesozóico. O preenchimento da bacia ($V_p < 4,2$ km/s) atinge espessura de 3,0 km e é truncado por corpos basálticos da Formação Mosquito e possivelmente Sardinha.
- 4) A sutura Tocantins-Araguaia é uma estrutura críptica na região auscultada, somente marcada no perfil sísmico de reflexão devido ao contraste de refletores das unidades adjacentes a ela. Principal responsável pela duplicação crustal mostrada pelo modelo sísmico 2D e função do receptor, a sutura se responsabiliza, em parte, pela razão V_p/V_s baixa de 1,68 da Faixa Araguaia.

- 5) Não há indícios sísmicos de que o Arco Magmático de Goiás continue para norte na direção do perfil PBAP. A alta anomalia Bourguer provavelmente está relacionada a remanescente cunha mantélica, sugerido pela alta velocidade $V_p = 8,3$ km/s a leste da sutura.
- 6) Há dois domínios de manto litosférico bastante distintos ao longo do perfil sísmico: o manto litosférico sob o Bloco Amazônico/Araguaia ($V_p = 8,0$ km/s no topo) e o manto litosférico sob o Bloco Parnaíba ($V_p = 8,3$ km/s no topo). Esses mantos são responsáveis, em parte, pelo comportamento mecânico e geodinâmico de cada região sob sua influência.
- 7) *Underplating* ocorre em toda extensão da Bacia do Parnaíba no modelo proposto e se manifesta com geometria tabular e fina. Pelo menos parte dessa estrutura deve ter se formado na época da colisão, de maneira similar ao modelo numérico exposto por Magni *et al.*, (2017) e depois retrabalhado e estirado juntamente com a crosta inferior no Cretáceo. A discussão sobre a origem da estrutura é ampla e deve ser melhor definida por trabalhos posteriores.
- 8) A subsidência da Bacia do Parnaíba provavelmente foi dada pela combinação de diferentes mecanismos de subsidência que atuaram em diferentes momentos de sua história. No entanto, o manto litosférico de alta velocidade e denso sob a bacia foi um dos principais percussores na evolução tectônica desta.
- 9) A grande espessura da crosta superior evidencia que provavelmente não foi afetada pelos regimes tectônicos impostos na região imageada e que suas estruturas remontem ao pré-cambriano.

REFERÊNCIAS

- ABRAMOVITZ, T., THYBO, H. & GROUP, M. L. W., (1999). Seismic structure across the Caledonian Deformation Front along MONA LISA profile 1 in the southeastern North Sea. *Tectonophysics*, Volume 288, pp. 153-176.
- ALLEN, P.A. & ARMITAGE, J.J. (2012). Cratonic basins. In: BUSBY, C.J. & AZOR, A. (Eds.): *Tectonics of sedimentary basins: Recent Advances*, United Kingdom: Wiley-Blackwell. p. 602-620.
- ALMEIDA, F. F. M. (1974). Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 28, Anais, 4. Sociedade Brasileira de Geologia*, 9–17
- ALVARENGA, C. J. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S. & ABREU, F. A. M. (2000). Paraguay and Araguaia belts. *In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds) Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 183–193.
- AMMOM, C. J., (1990). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, December, Volume 81, pp. 2504-2510.
- AMMON CJ. (1997). An overview of Receiver-Function Analysis. Disponível em: <http://quake.eas.slu.edu/People/CJAmmon-/HTML/RftnDocs/rftn01.html> Acesso em: 20 nov. 2017.
- AMANTE, C. & EAKINS, B.W. (2009). ETOPO1 1-Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M (Acessado em: 05 de novembro de 2016).
- ANGUS. D.A, WILSON. D.C, SANDVOL. E and NIJ. F, (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophys. J.Int*, 166, p 1335-1346.
- ARTEMIEVA, I.M. (2002). Continental Crust. in *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*; Developed under the Auspices of the UNESCO, EOLSS Publishers, Oxford, UK (<http://www.eolss.net>). Chapter 6.16.3.1.
- ASSUMPÇÃO, M.; JAMES, D.; SNOKE, A. (2002). Crustal thicknesses in SE Brazilian shield with receiver function: implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, United States of America, v. 107, n. B1, p. 2-1–2-14.

- BEAMISH, D & SMYTHE, D.K., (1986). Geophysical images of the deep crust: The Iapetus suture. *Journal of the Geological Society, Londo*, vol. 143, pp.489-497.
- BERNADES, 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 (Mestrado). Instituto de Geociência, Universidade de Brasília, Brasília. 92p.
- BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An Approach to the Brasiliano-Pan African Cicle and Orogenic Collage. *Episodes*, **22**(3):115-166.
- BRITO NEVES B.B., FUCK, R.A., (2013). Neoproterozoic evolution of the basement of the South American Platform. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 72–89.
- BURKE, K., DEWEY, J.F. and KIDD, W.S.F., (1977): Word distribution of sutures – the sites of former oceans. In: M.V. McElhinny (editor), *The Past Distribution of Continents. Tectonophysics*, 40: p 69-99.
- CASTRO, D. L., R. A. FUCK, J. D. PHILLIPS, R. M. VIDOTTI, F. H. R. BEZERRA, and E. L. DANTAS (2014), Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil, *Tectonophysics*, 614, 128–145.
- CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H. R., FUCK.R. A & VIDOTTI, R.M (2016). Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7, 529–548.
- ČERVENÝ, V. (2001). *Seismic Ray Theory*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 724pp.
- ČERVENÝ, V.; MOLOTKOV, I.A.; PŠENČÍK, I. (1977). *Ray Method in Seismology*. Charles Univ. Press, Praha. 214 pp.
- CHEN, Y., F. NIU, R. LIU, Z. HUANG, H. TKALČIĆ, L. SUN, and W. CHAN (2010), Crustal structure beneath China from receiver function analysis, *J. Geophys. Res.*, 115, B03307, doi:10.1029/2009JB006386.
- CHRISTENSEN, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B2, 3139-3156.
- CHRISTENSEN, N.I. & MOONEY, W.D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, n. B7, p. 9761-9788.

- CLAYTON, R. W. & WIGGINS, R. A., (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *J. R. Astron. Soc.*, Volume 47, pp. 151-177.
- CLOWES, R.M., BURIANYK, M.J.A., GORMAN, A.R., *et al.*, (2002). Crustal velocity structure from SAREX, the Southern Alberta Refraction Experiment. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 351–373. <http://dx.doi.org/10.1139/E01-070>.
- CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A., (2000). Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 p.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y (1997). Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. and Angélica, R.S.eds. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, pp.15-90.
- DALY, M. C., ANDRADE, V., BAROUSSE, C. A., COSTA, R., MCDOWELL, K., PIGGOTT, N., and POOLE, A. J. (2014).: Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile, *Tectonics*, 33, 1–19.
- DEWEY, J.F. (1977): Suture zone complexities: a review. In: M.W. McElhinny (editor), *The Past Distribution of Continents*. *Tectonophysics*, 40: p 53-67.
- DURRHEIM, R. J., & W. D. MOONEY. (1992). Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology--Reply, *Geology*, 20, 665-666.
- FODOR R.V., SIAL A.N., MUKASA S.B., MCKEE E.H. (1990). Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(5):555-567.
- FUCK, R.A., BRITO NEVES, B.B., SCHOBENHAUS, C., (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res.* 160, 108–126.
- GÓES, A. M. O., & F. J. FEIJÓ (1994), Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8, 57–67.
- GRAD, M., JENSEN, S. L., KELLER, G. R., GUTERCH, A., THYBO, H., JANIK, T., TIIRA, T., YLINIEMI, J., LUOSTO, U., MOTUZA, G., NASEDKIN, V., CZUBA, W., GACZYNSKI, E., SRODA, P., MILLER, K. C., WILDE-PIORKO, M., KOMINAHO, K., JACYNA, J., KORABLIOVA, L. (2003): Crustal structure of the Trans-European suture zone region along *POLONAISE '97* seismic profile P4. *Journal of Geophysical Research*, v 108.

- GREEN, R. (1974). The seismic refraction method – A review. *Geoexploration*, 12, p. 259-284.
- HERZ, N., HASUI, Y., COSTA, J.B.S. and MATTA, M.A. da S., (1989). The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated BrasilianoPan-African cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Res.*, 42: 371-386.
- KEAREY P., KLEPEIS K.A., VINE F.J. (2009). *Global Tectonics* (3rd edition), Chichester, Wiley-Blackwell, 482 p.
- KORENAGA, J., W. S. HOLBROOK, G. M. KENT, P. B. KELEMEN, R. S. DETRICK, H.-C. LARSEN, J. R. HOPPER, and T. DAHL-JENSEN, (2000), Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography: *Journal of Geophysical Research*, **105**, no. B9, 21591–21614.
- KOULAKOV I., T. STUPINA, H. KOPP, (2010), Creating realistic models based on combined forward modeling and tomographic inversion of seismic profiling data, *Geophysics*, 75, n.3, B115, 10.1190/1.3427637.
- LANGSTON, C. A., (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, Volume 42, pp. 4749-4762.
- LIGORRIA, J. P. & AMMON, C. J., (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Volume 89.
- LIMA, M.V.A G. (2011). Emprego do método de refração sísmica profunda para a determinação da estrutura crustal da Zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo: São Paulo. 91 p.
- 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.
- MAGNI, V., ALLEN, M. B., VAN HUNEN, J. & BOUILHOL, P., (2017) Continental underplating after slab break-off. *Earth and Planetary Science Letters* **474**, 59–67, doi:[10.1016/j.epsl.2017.06.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.017).
- MERLE R., MARZOLI A., BERTRAND H., REISBERG L., VERATI C., ZIMMERMANN C., CHIARADIA M., BELLINI G., ERNESTO M., (2011).

40Ar/39Ar ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122(3-4):137-151.

MEISSNER R., (1986). *The Continental Crust: A Geophysical Approach*. Academic Press, Orlando. 426 pp.

MOURA C. A. V., PINHEIRO B. L. S., NOGUEIRA A. C. R., GORAYEB P. S. S & GALARZA M. A., (2008). Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 2008; v. 294; p. 173-196, doi: 10.1144/SP294.10

NEVES, S.P. (2008): *Dinâmica do Manto e Deformação Continental: Uma introdução à geotectônica*. Edição Universitária da UFPE. 166p.

NEVES, S., BORGES, F.J., CALDEIRA, B., MOITA, P., PEDRO, J & BOAVENTURA, R., (2014): Aspectos sobre os métodos de refração sísmica. *Geonovas* 28. P 79-92.

OLIVEIRA, D.C. & MOHRIAK, W.U. (2003). Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil, *Marine Petroleum Geology*, 20, 351-383.

OWENS, T., (1988). Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform. *Journal of Geophysical Research*, Volume 92, pp. 6391-6402.

PAIXÃO, M. A. P., A.A. NILSON, and E. L. DANTAS (2008), The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa, in *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, edited by R. J. Pankhurst et al., Geol. Soc. London Spec. Publ., 294, 297–318.

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

PLANKE, S. & CAMBRAY, H. (1998). Seismic properties of flood basalts from Hole 917A downhole data, Southeast Greenland Volcanic Margin. *In: SAUNDERS, A.D.; LARSEN, H.C.; & WISE, S.W., JR. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 152: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. p. 453-462.

RYCHERT, C.A., & N. HARMON (2016), Stacked P-to-S and S-to-P receiver functions determination of crustal thickness, Vp and Vs: The H-V stacking method, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1487-1494, doi: 10.1002/2015GL067010.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, 3(4): 453-488.

SOARES, J.E.P. (2005). Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de doutorado, n. 73. Brasília. p. 128.

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.

SOARES, J.E.P.; STEPHENSON, R.; FUCK, R.A.; LIMA, M.V.A.G.; ARAÚJO, V.C.M.; LIMA, F.T.; Rocha, F.A.S. (2017). Crustal and upper mantle structure beneath the Parnaíba basin, Brazil, from wide angle reflection – refraction data. *Geological Society of London. Special Publication* (in progress).

STAROSTENKO, V.; JANIK, T.; KOLOMIYETS, K.; CZUBA, W.; ŚRODA, P.; GRAD, M.; KOVÁCS, I.; STEPHENSON, R.; LYSYNCHUK, D.; THYBO, H.; ARTEMIEVA, I.M.; OMELCHENKO, V.; GINTOV, O.; KUTAS, R.; GRYN, D.; GUTERCH, A.; HEGEDÜS, E.; KOMMINAHO, K.; LEGOSTAEVA, O.; TIIRA, T.; TOLKUNOV, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, p. 1049-1072.

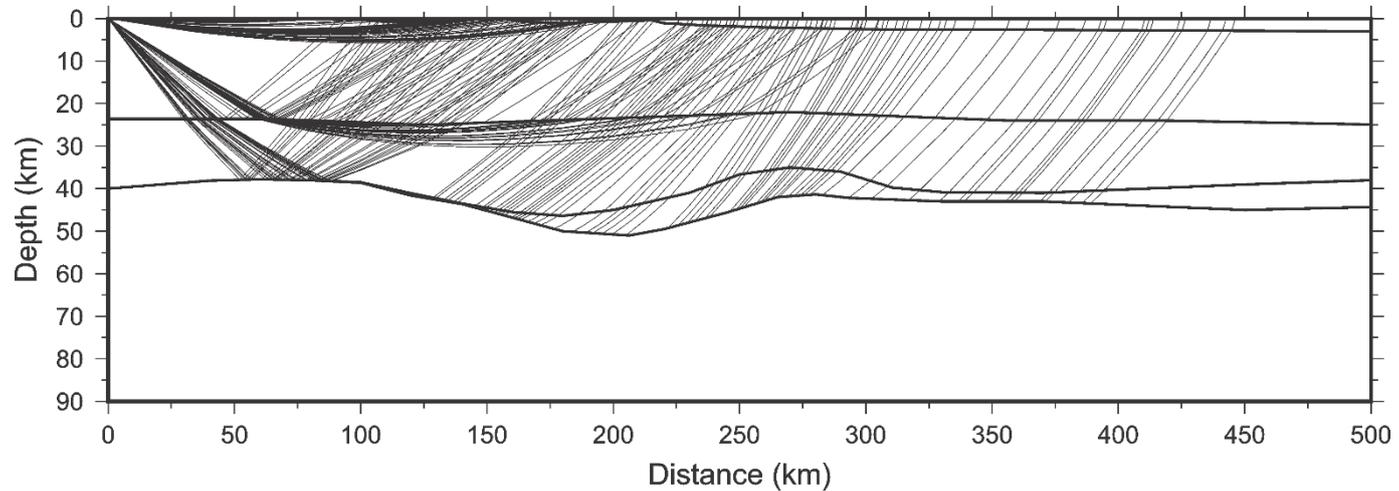
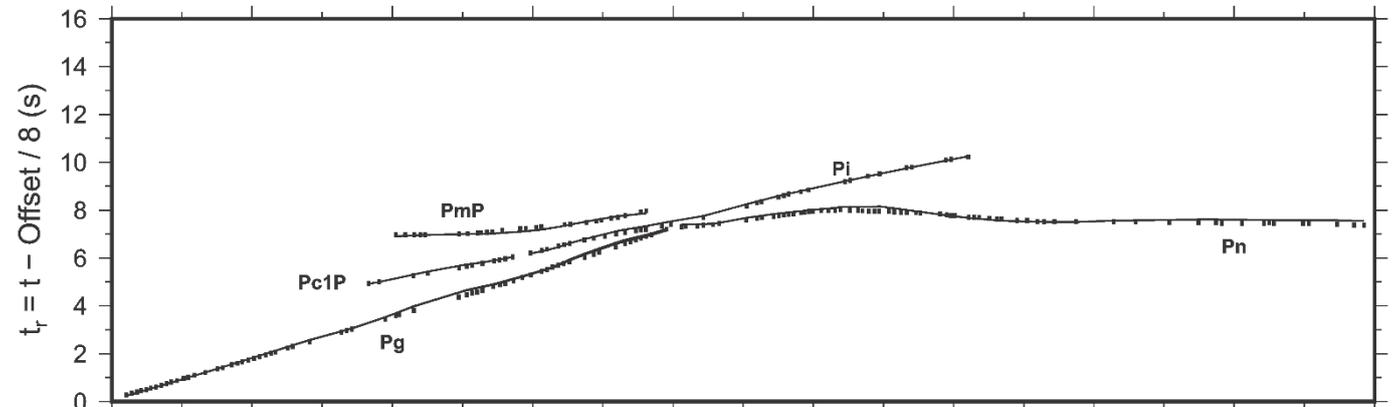
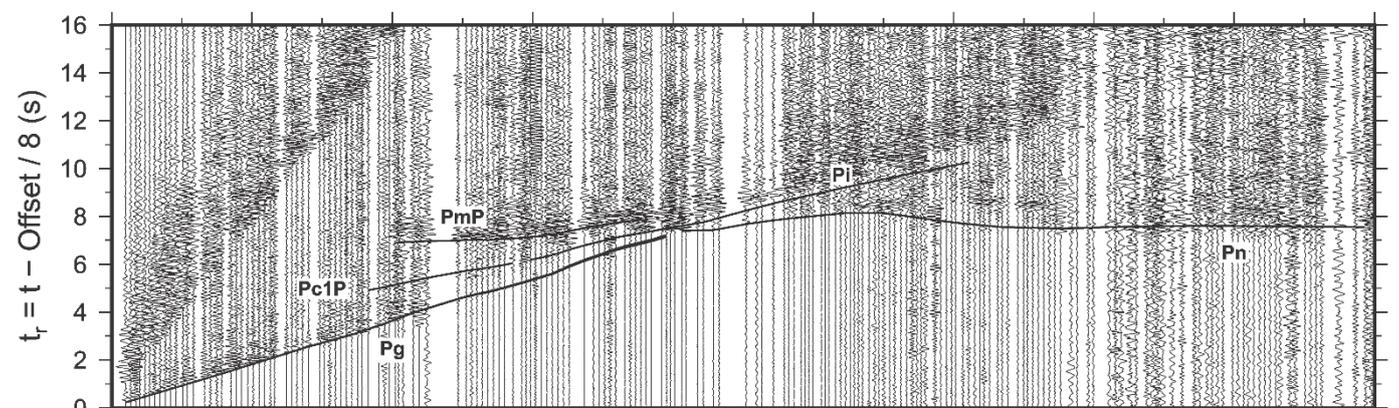
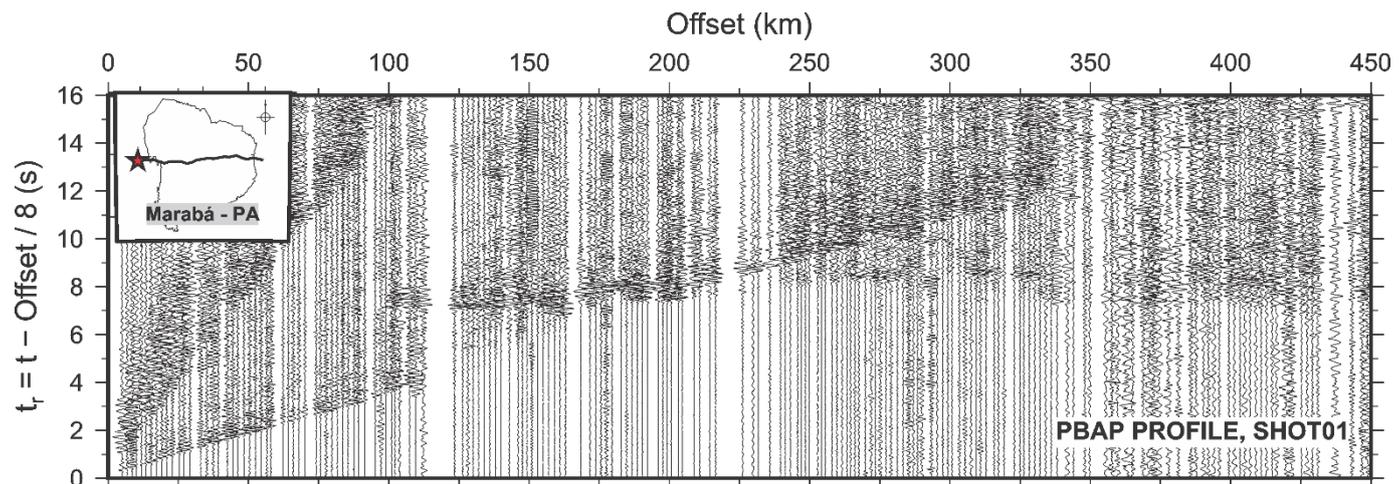
TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. (1999) Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.

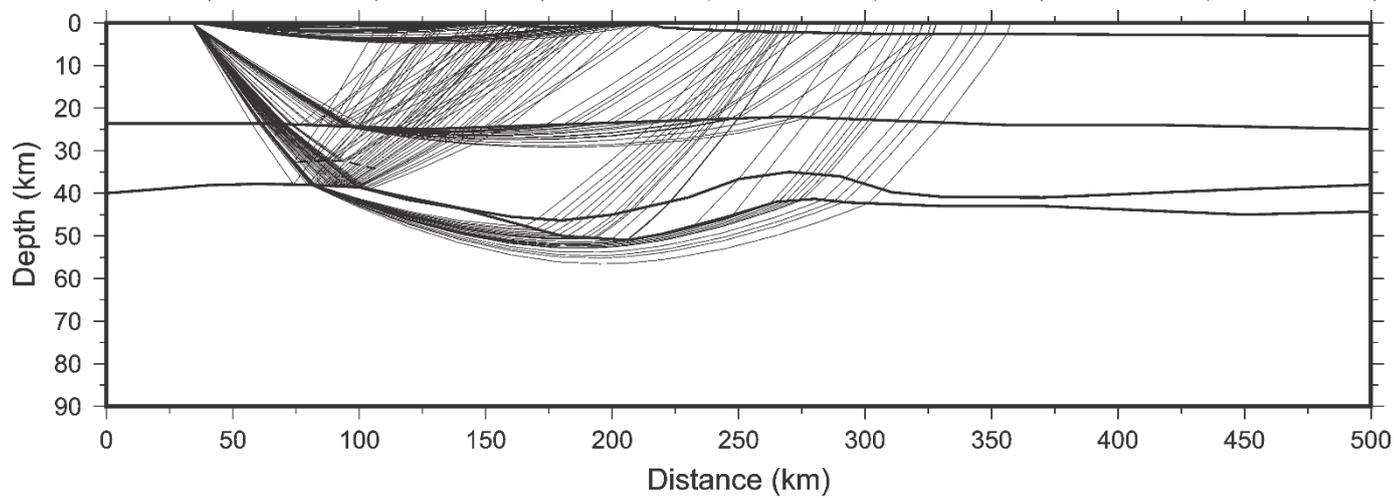
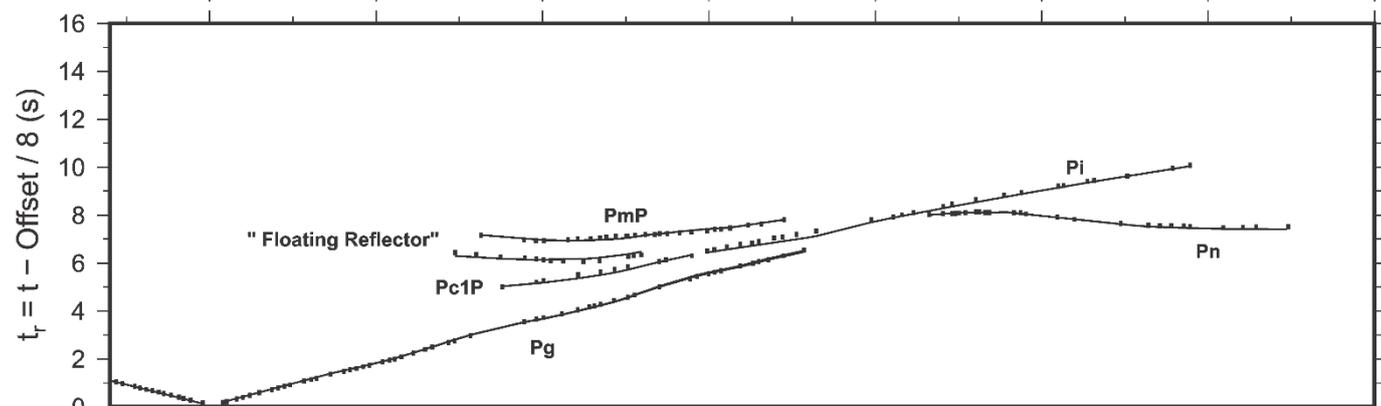
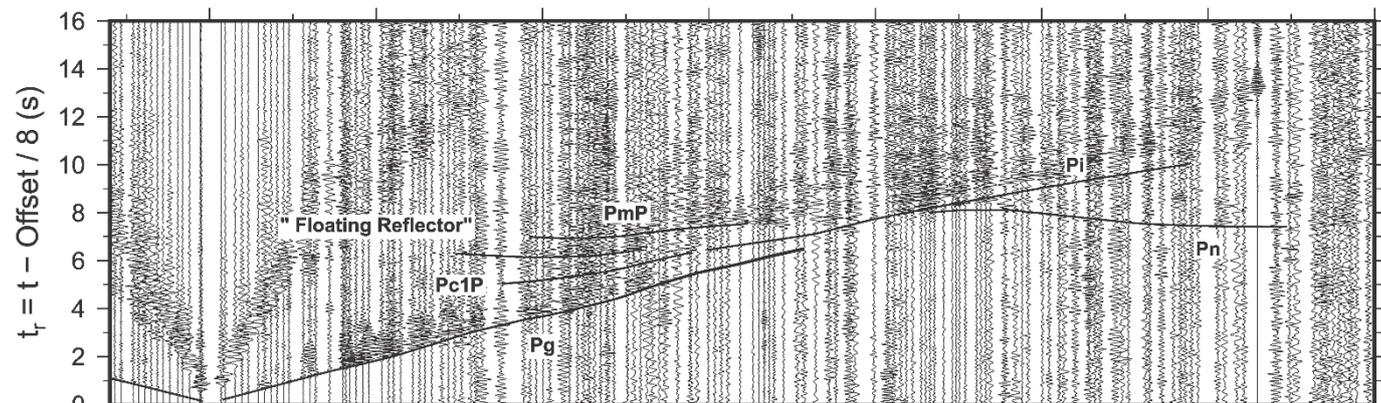
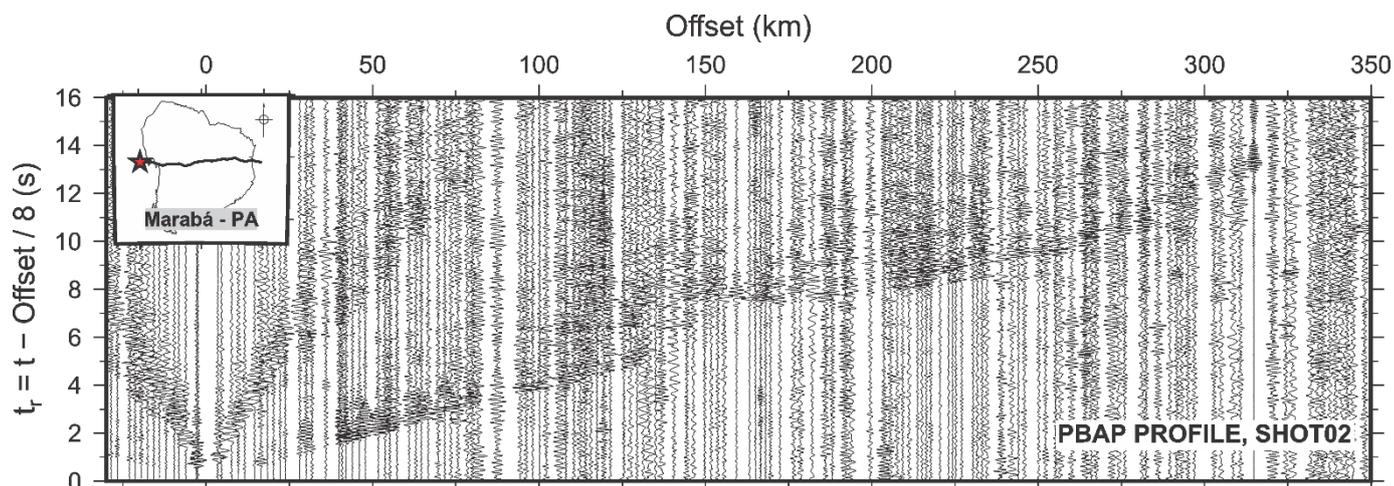
THYBO, H. & ARTEMIEVA, I.M. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 605-619.

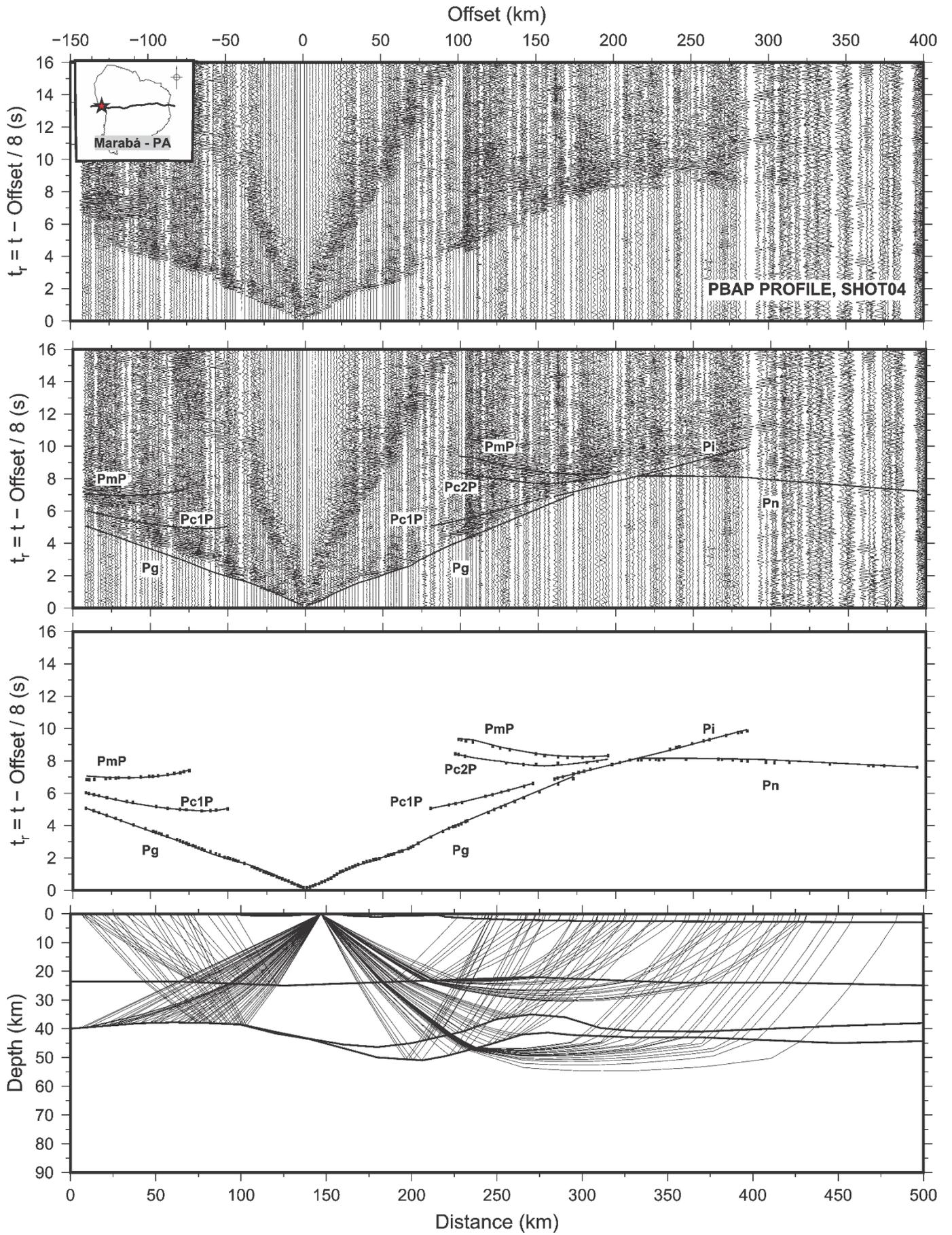
TRINDADE, C.R. 2014. Espessura crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma aproximação por função do receptor. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 90p.

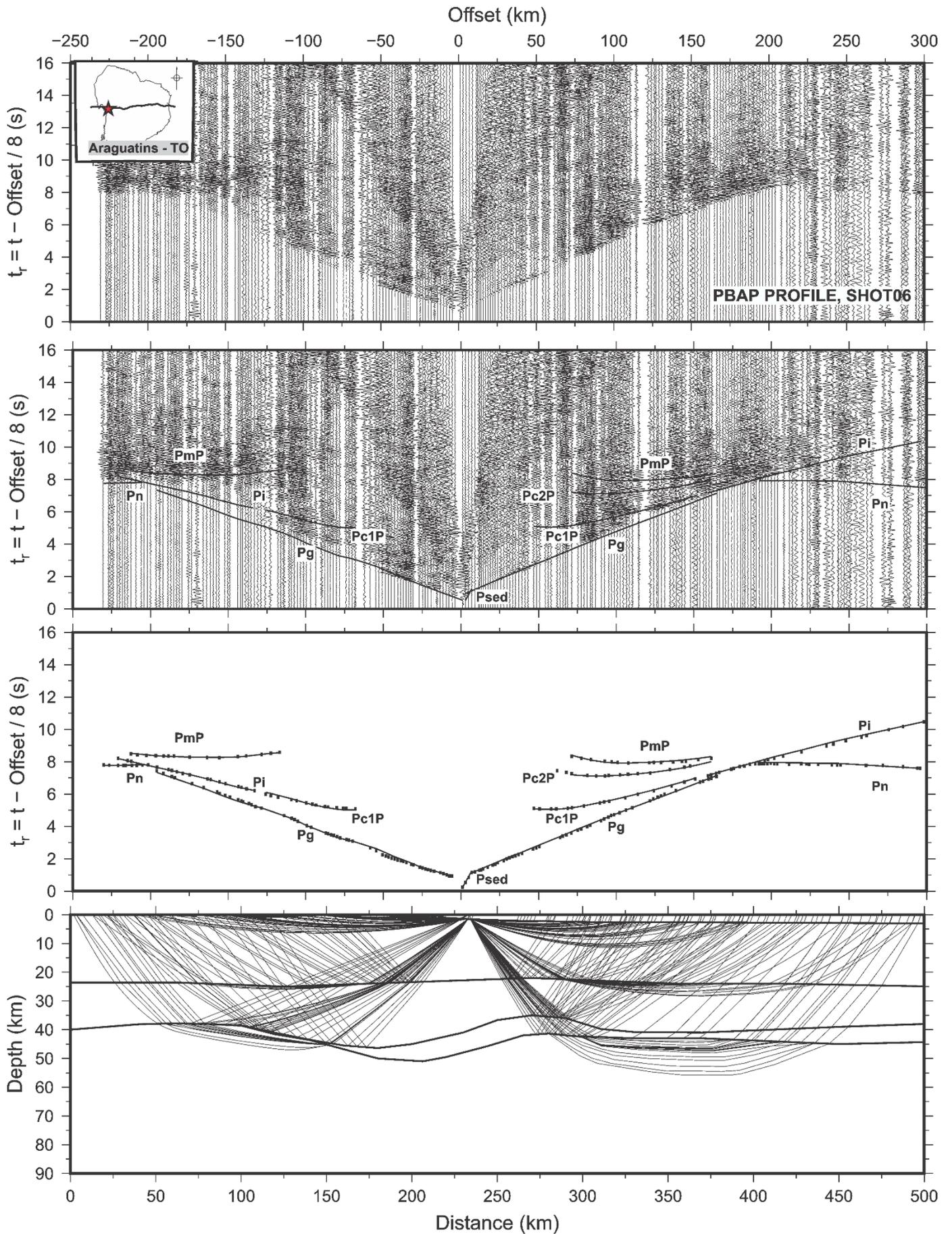
- UM, J., & C. THURBER, (1987). A fast algorithm for two-point seismic ray tracing: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 972–986.
- VAZ, P.T., REZENDE, N.G.A.M., WANDERLEY FILHO, J.R., TRAVASSOS, W.A.S., (2007). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 253-263.
- ZELT, C.A. (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data. *Geophysical Journal International*, 139: 183–204. doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00934. x.
- ZELT, C.A. & ELLIS, R.M. (1988). Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling, *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 24, 16-31.
- ZELT, C. A., & P. J. BARTON. (1998). Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe basin, *J. Geophys. Res.*, *103*, 7187– 7210.
- ZELT, C.A. & SMITH, R.B. (1992). Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical International Journal*, 108, 16-34.
- ZHU & H. KANAMORI. (2000). Moho depth variation in Southern California from teleseismic functions. *J. Geophys. Res.*, 105 2969-2980.

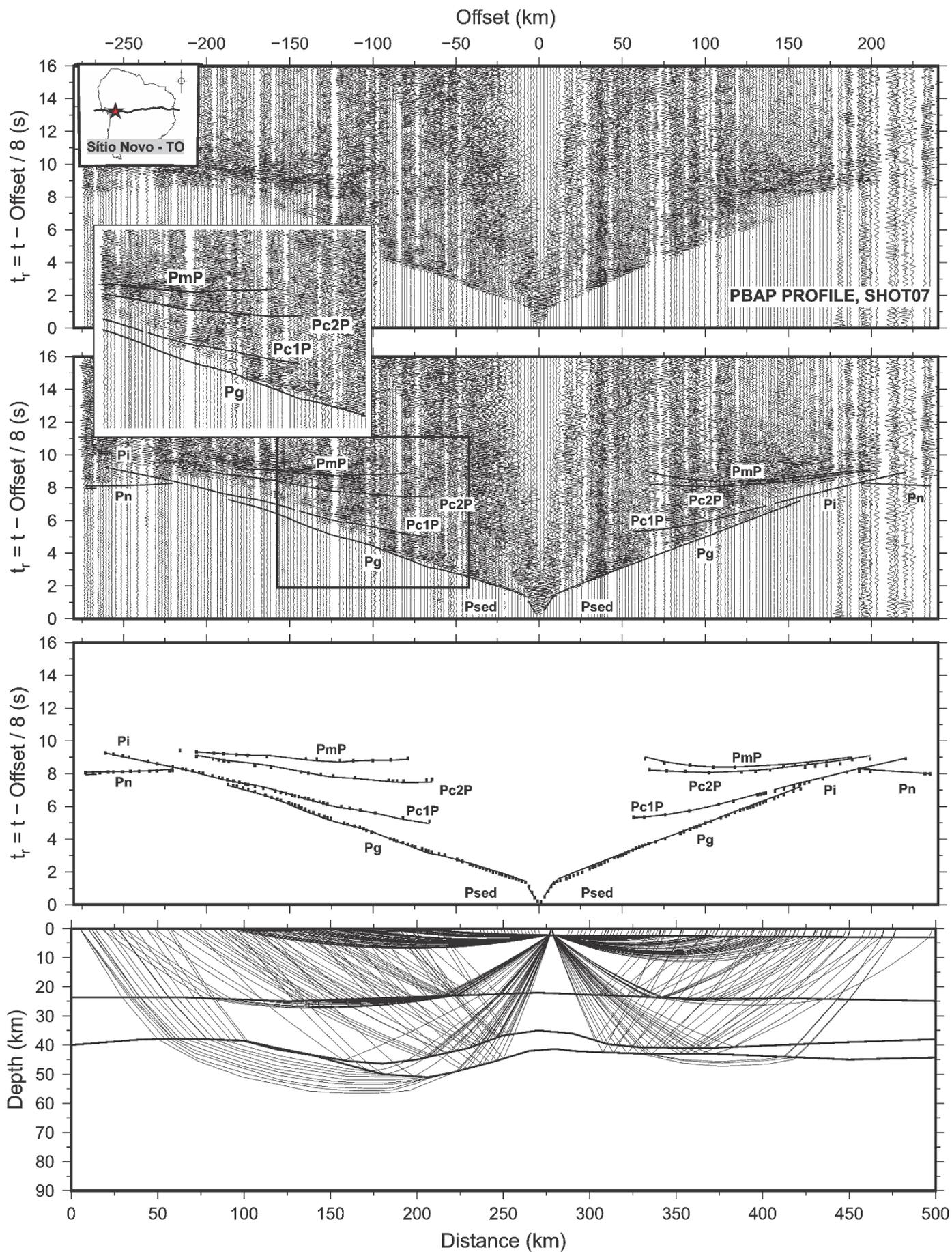
ANEXO 1

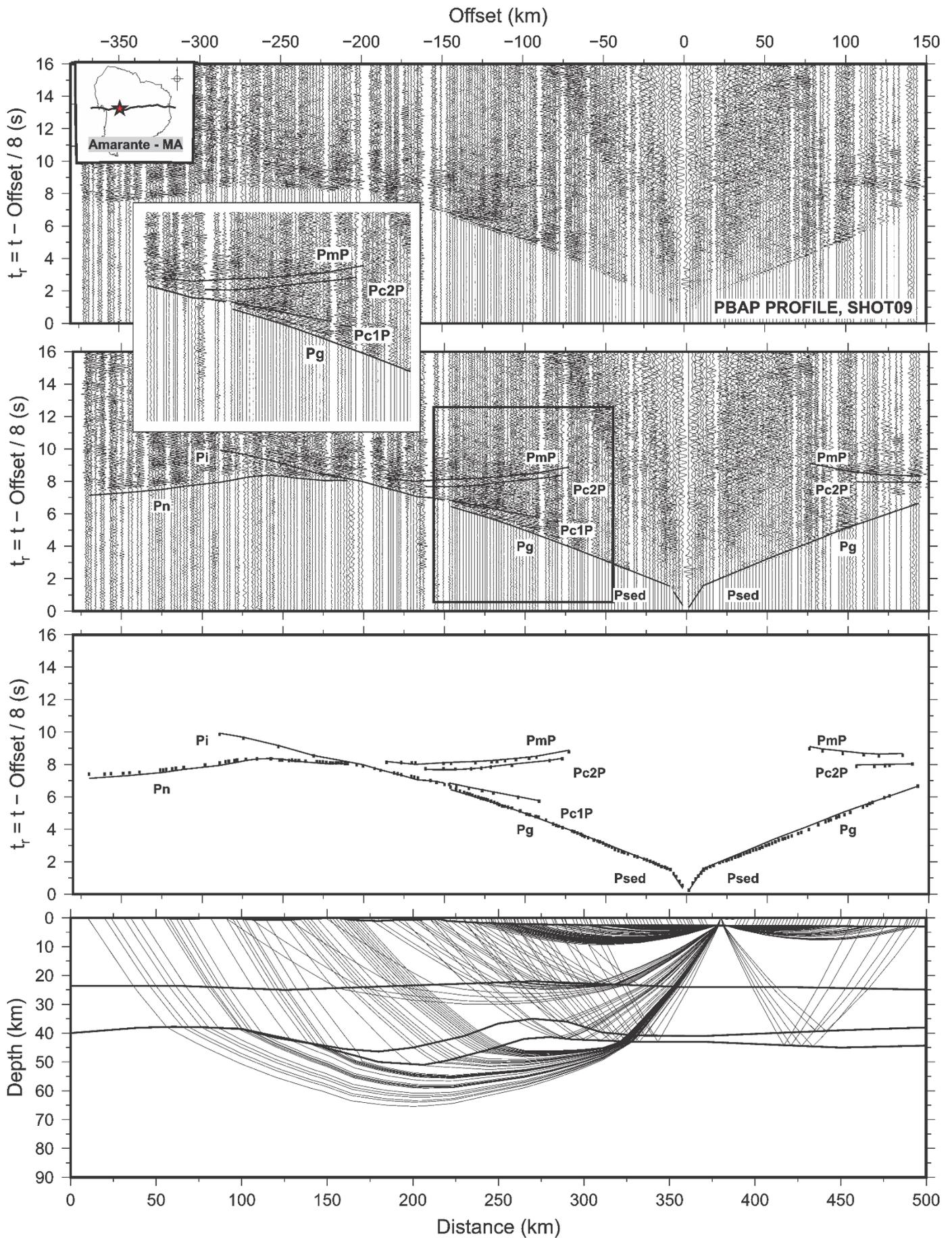






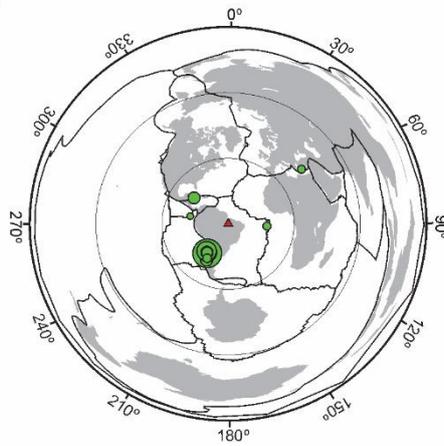
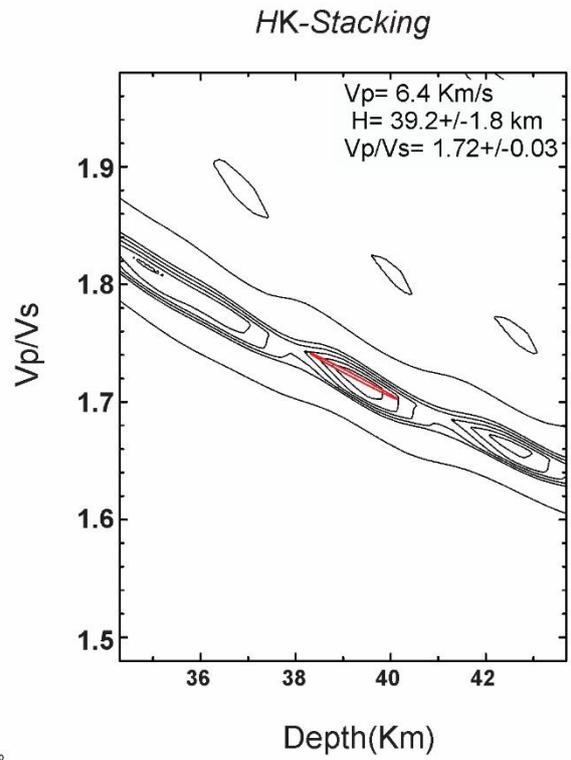
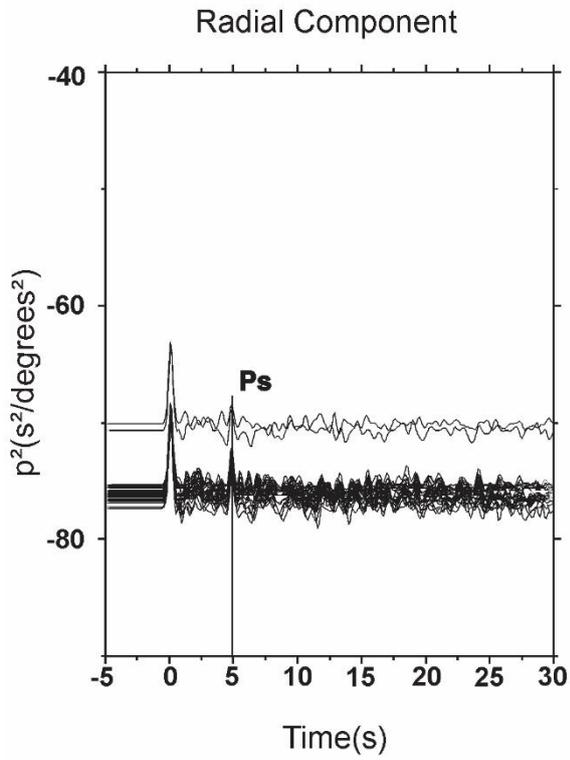




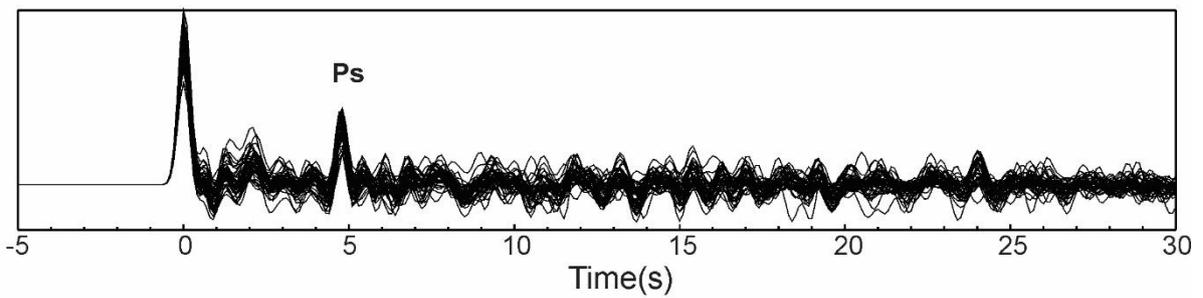


ANEXO 2

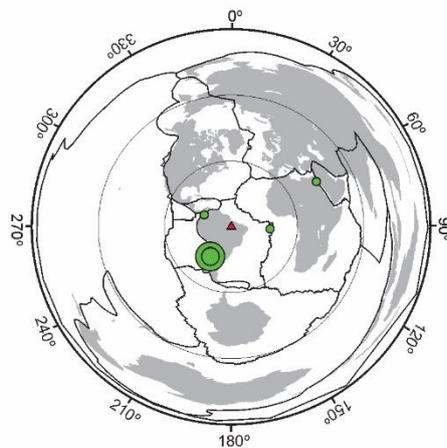
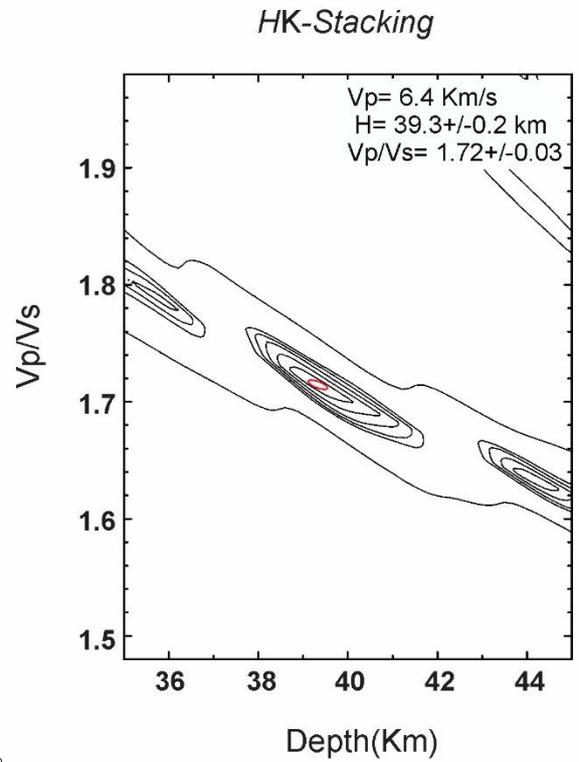
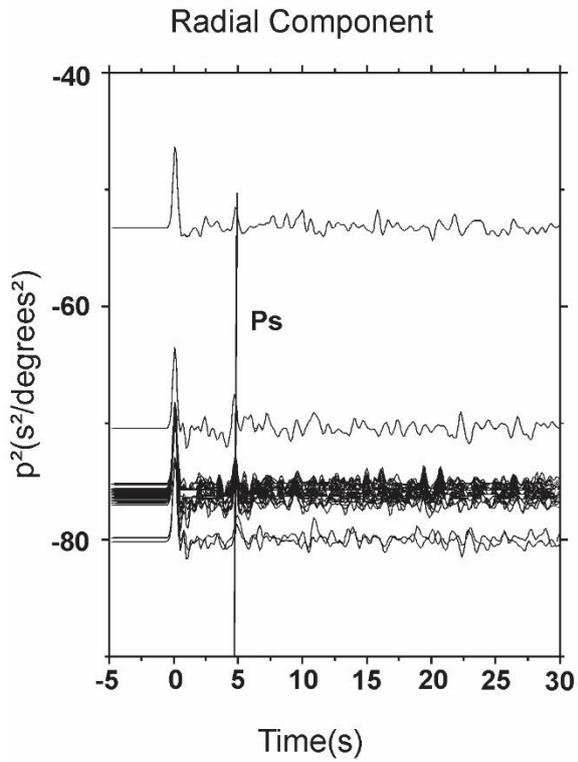
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 000



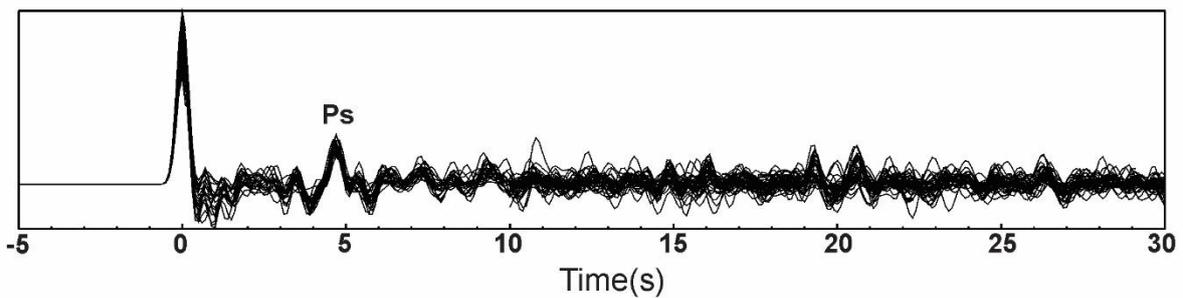
20 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



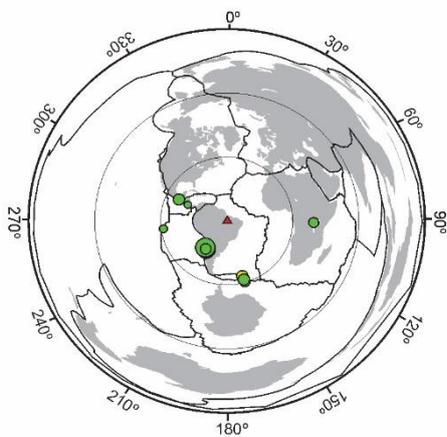
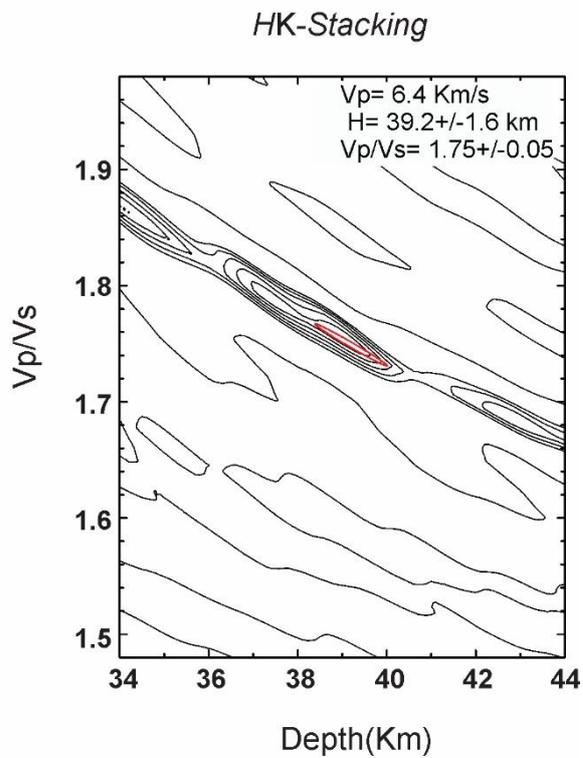
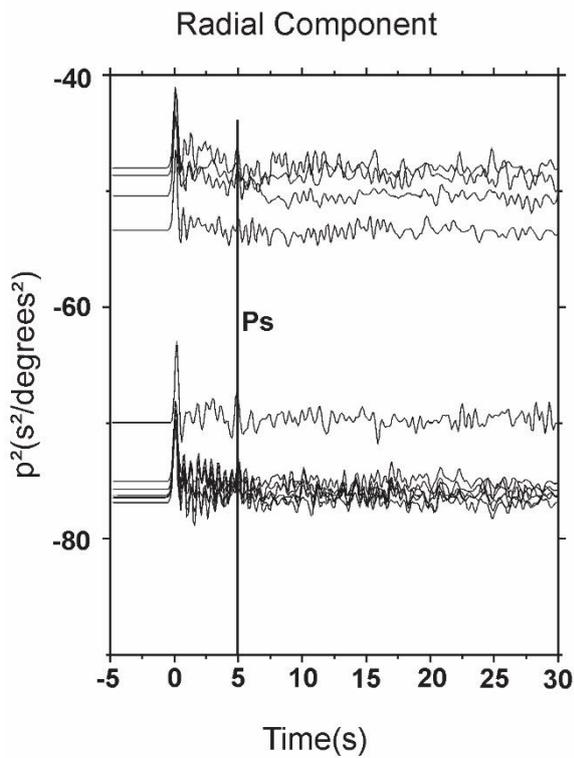
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 010



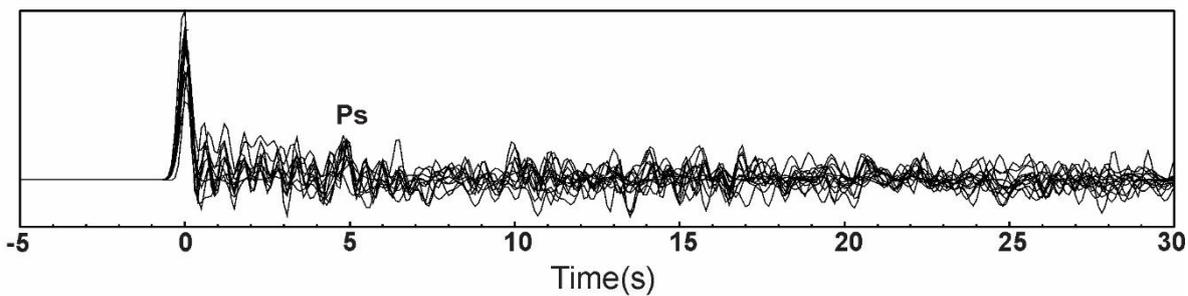
19 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



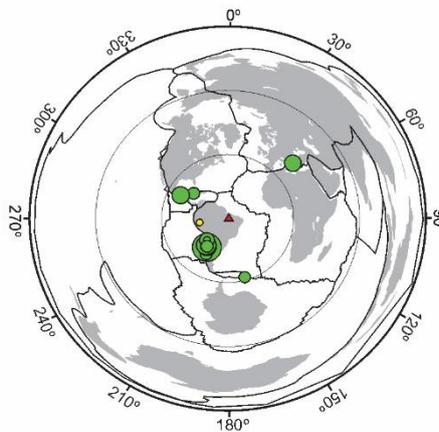
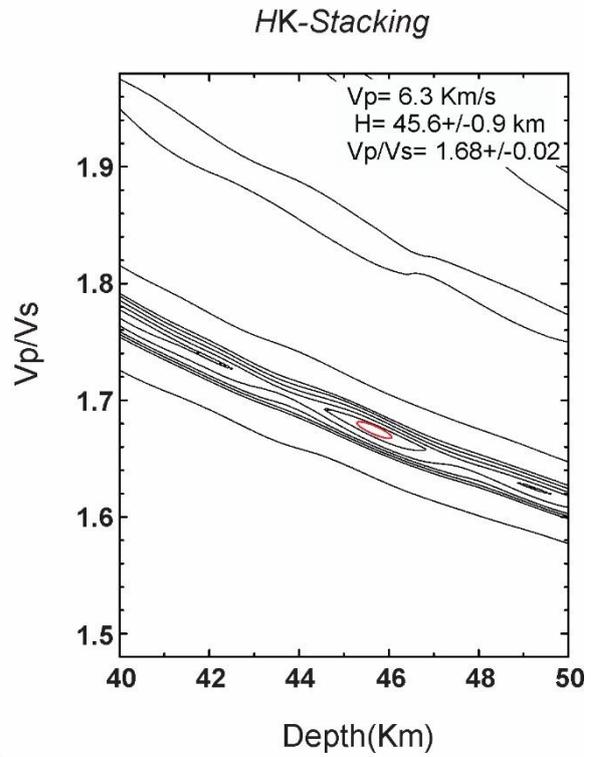
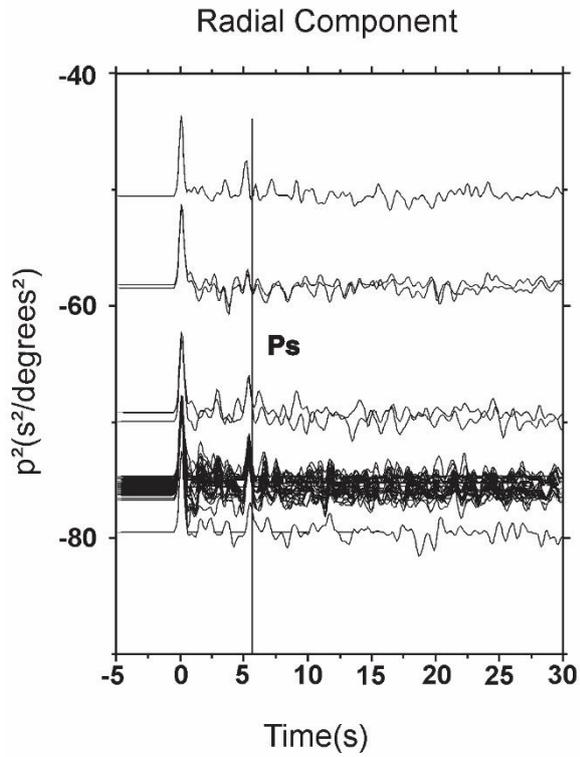
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 020



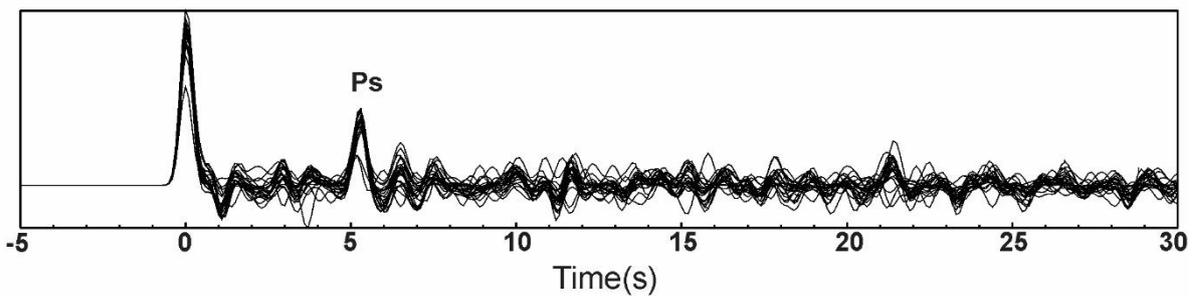
14 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



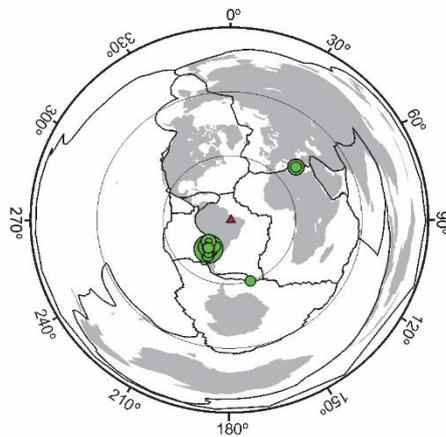
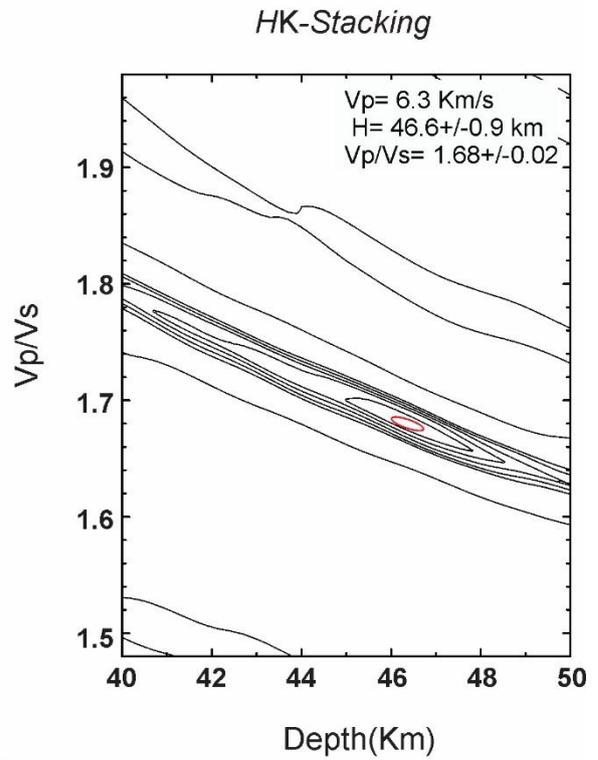
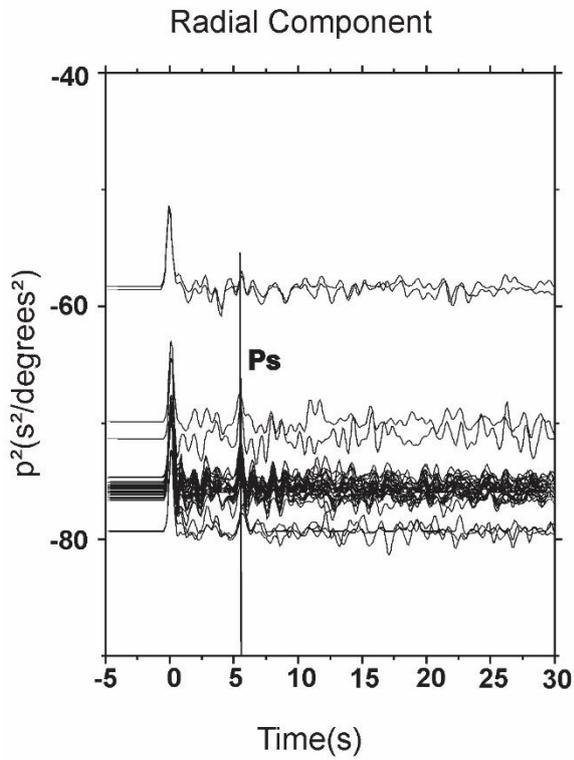
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 040



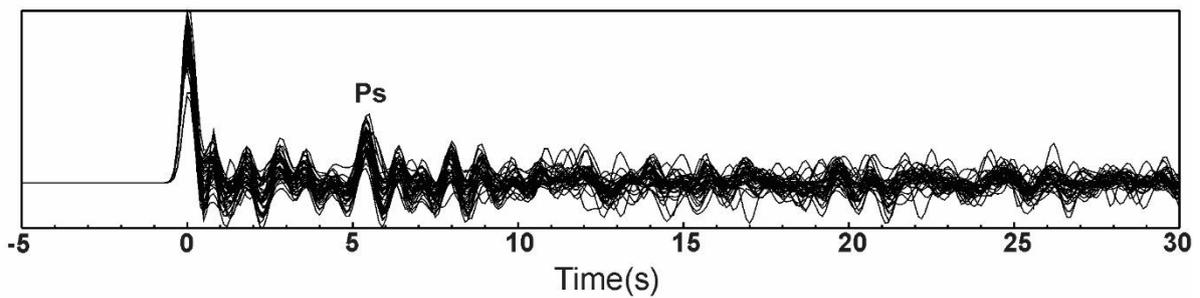
21 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



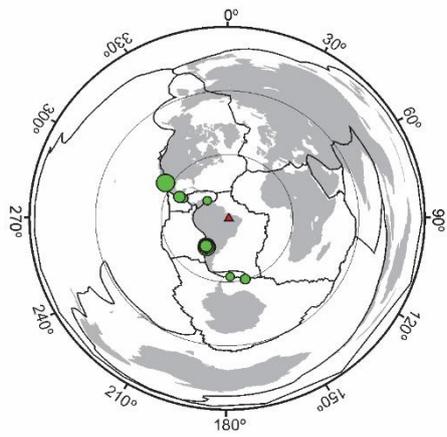
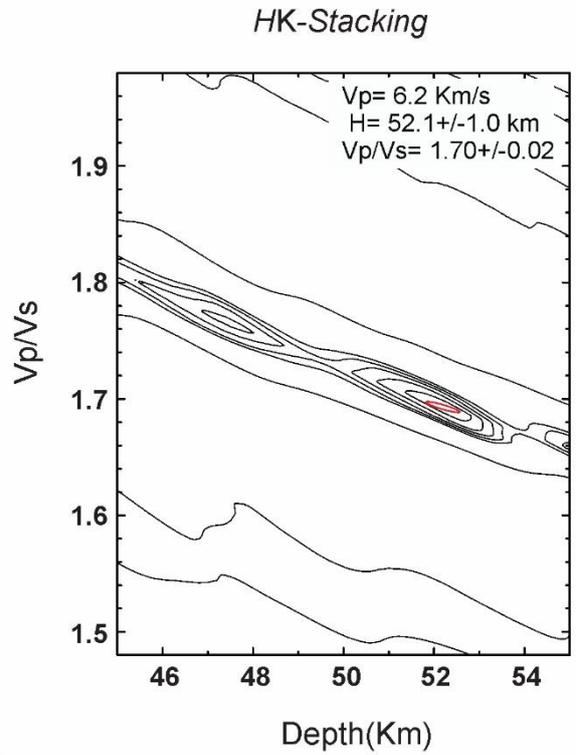
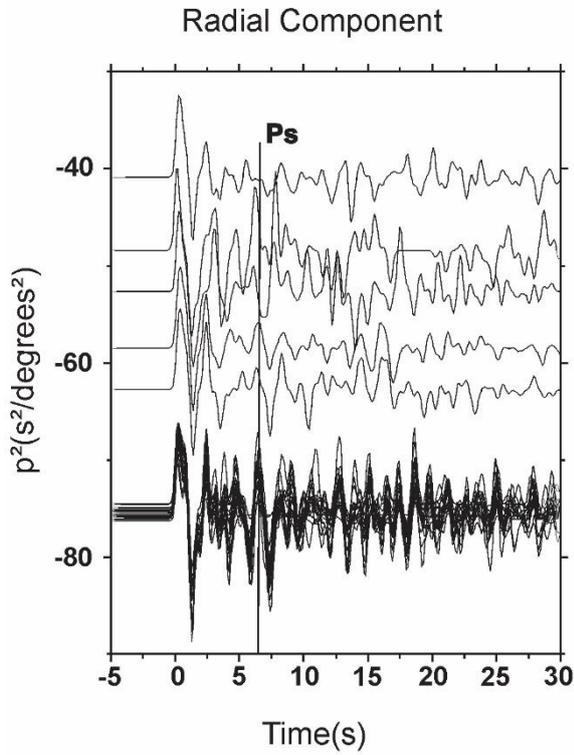
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 050



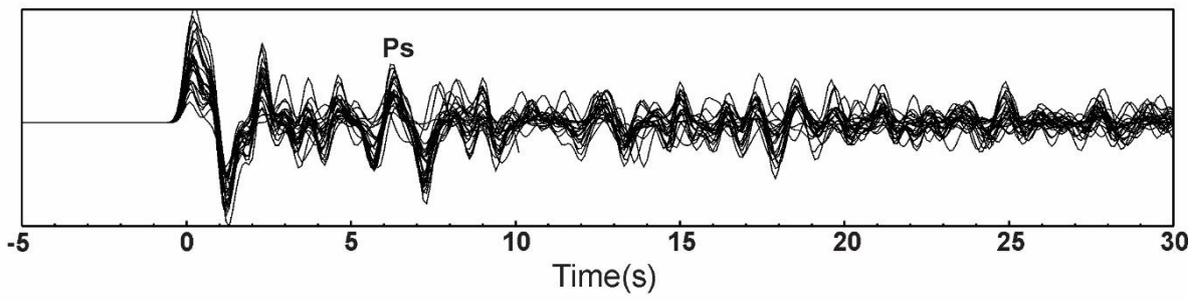
24 Events				
● Shallow depth (0–100 km)	● Intermediate depth (100–300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



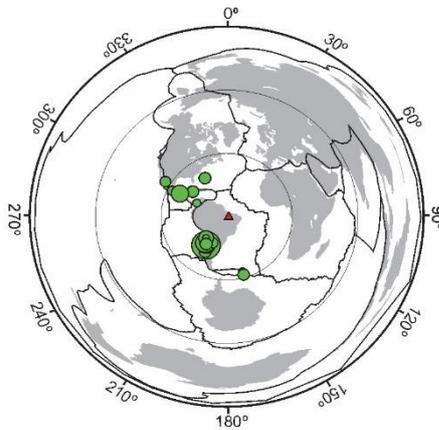
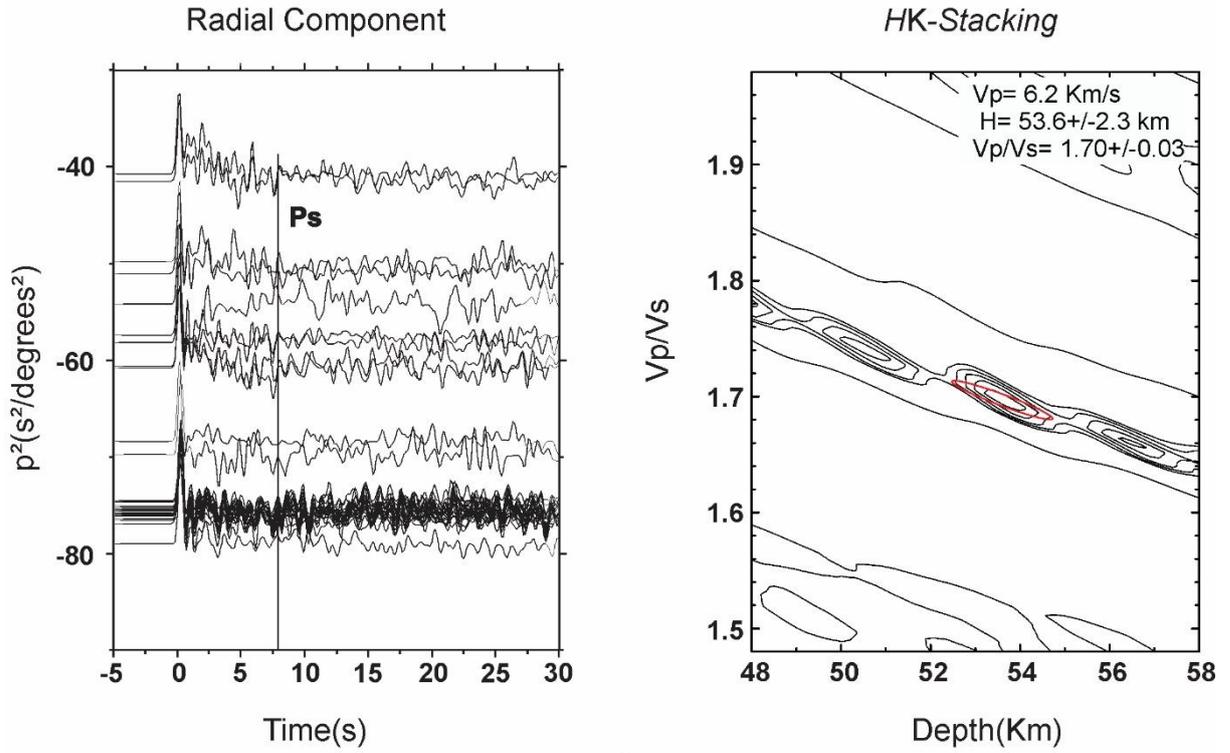
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 060



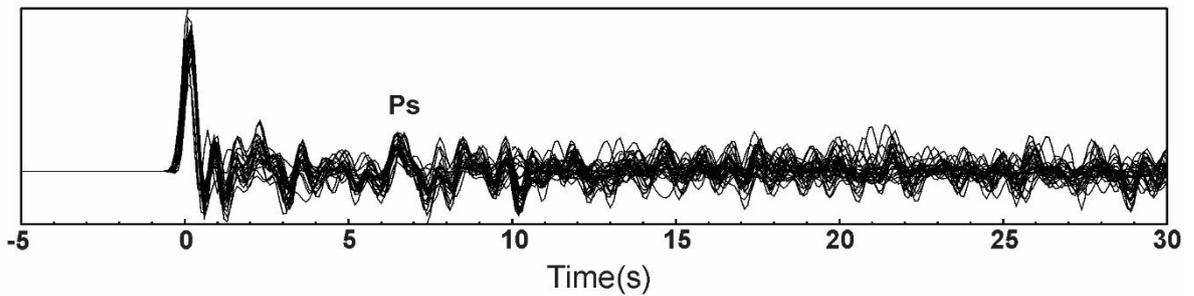
23 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



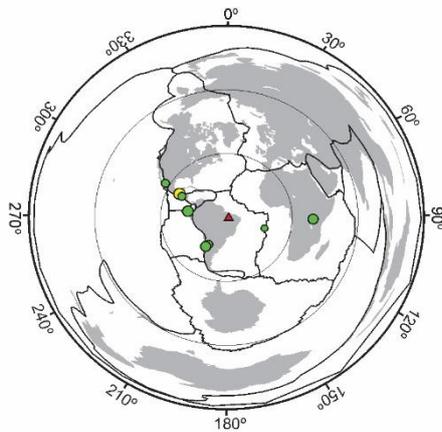
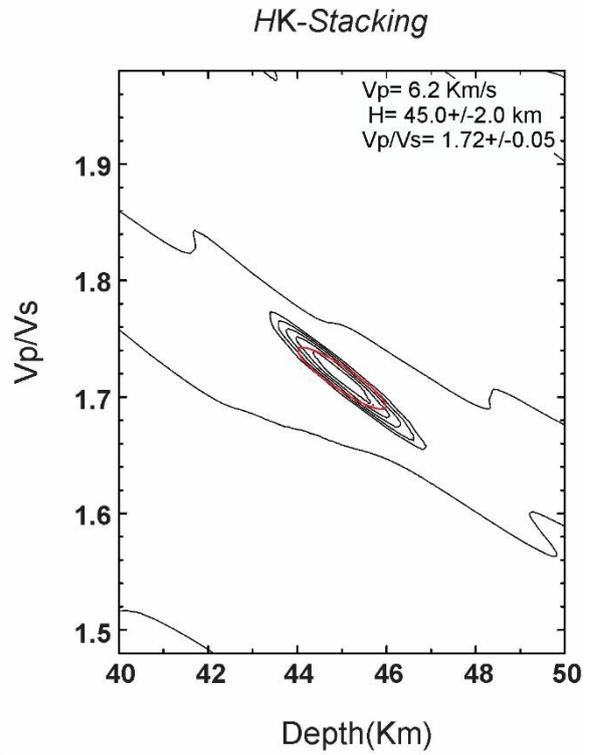
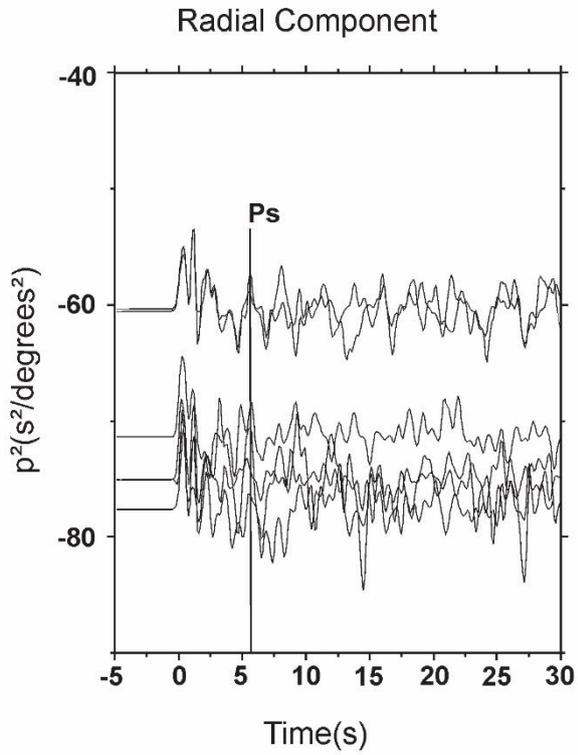
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 070



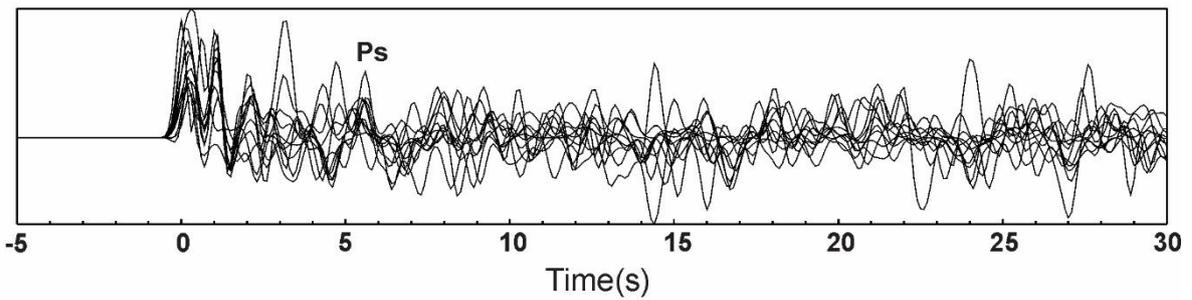
26 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



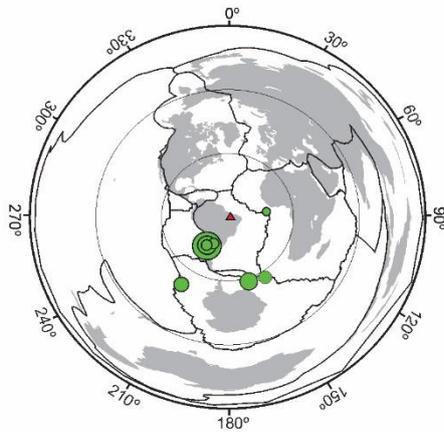
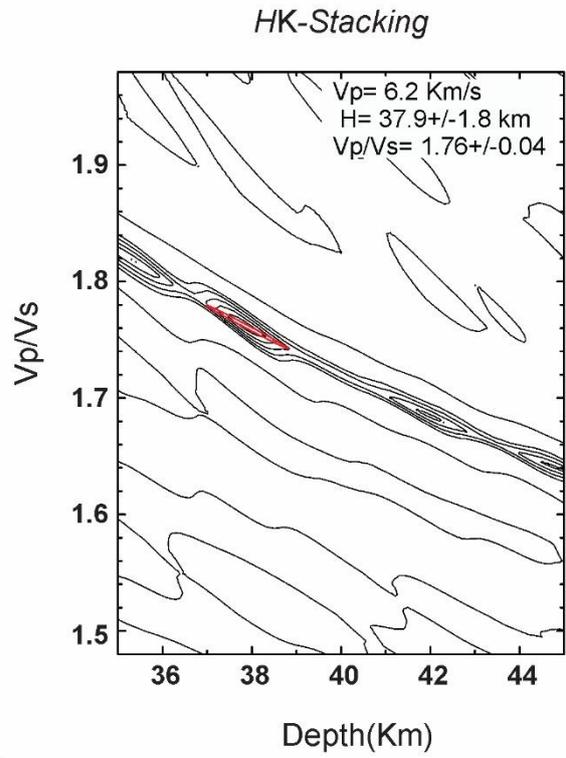
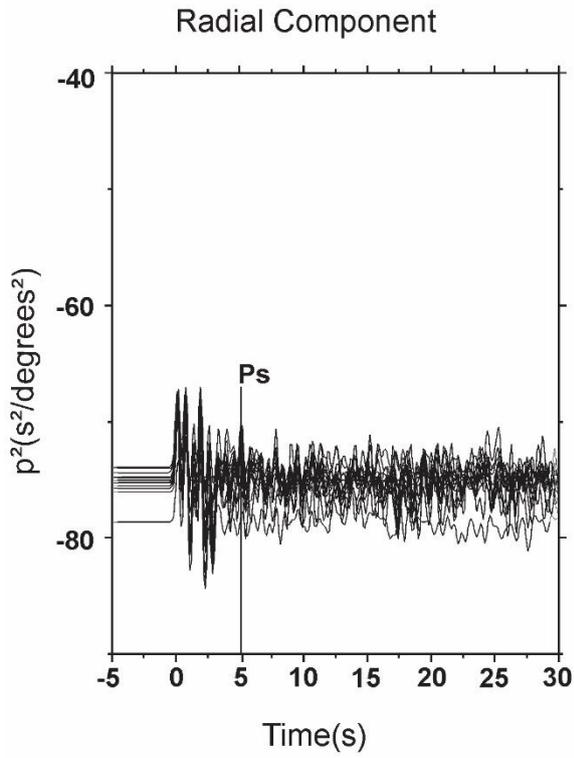
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 080



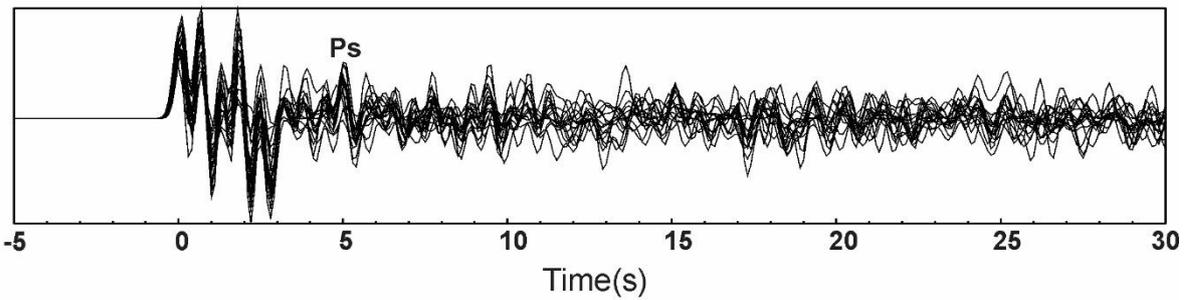
9 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



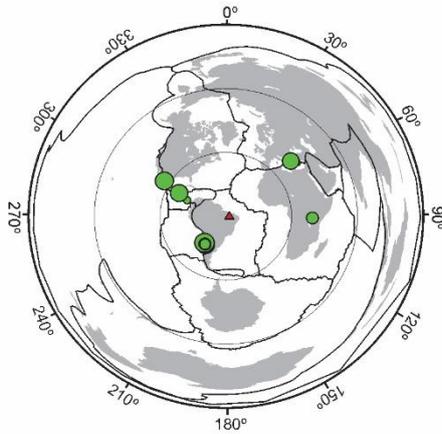
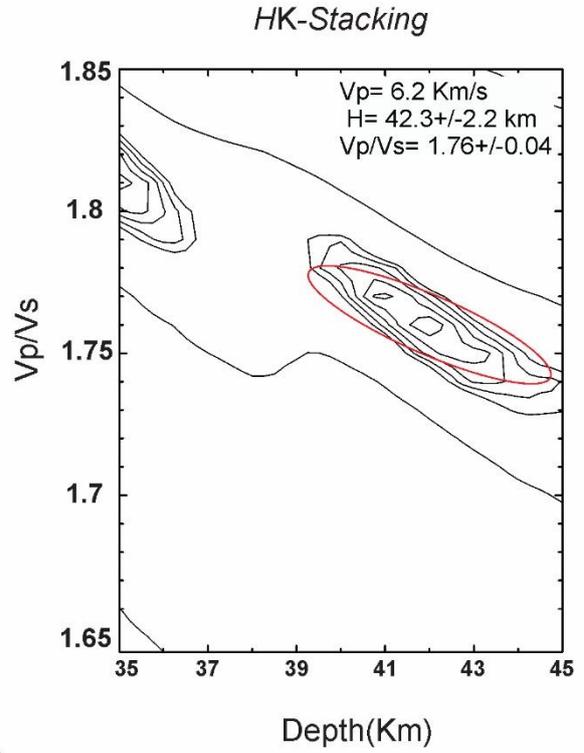
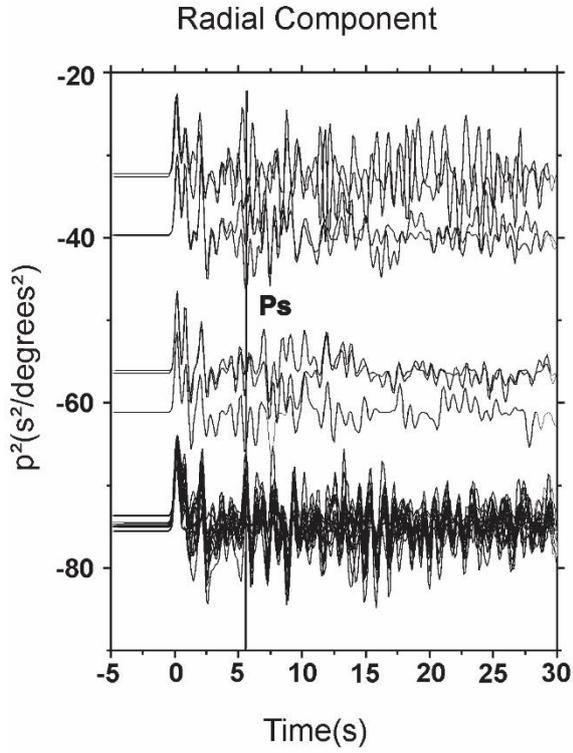
Parnaiba Basin - Receiver Function BP 100



18 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9



Parnaiba Basin - Receiver Function BP 120



16 Events				
● Shallow depth (0-100 km)	● Intermediate depth (100-300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9

