



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
LABORATÓRIO DE ESTUDOS DA LITOSFERA

**ESPESSURA CRUSTAL E RAZÃO DE POISSON DO BRASIL
CENTRAL: UMA APROXIMAÇÃO POR FUNÇÃO DO
RECEPTOR**

Cíntia Rocha da Trindade

Dissertação de Mestrado n° 70

Orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Brasília-DF, agosto de 2014

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
LABORATÓRIO DE ESTUDOS DA LITOSFERA

**ESPESSURA CRUSTAL E RAZÃO DE POISSON DO BRASIL
CENTRAL: UMA APROXIMAÇÃO POR FUNÇÃO DO RECEPTOR**

Cíntia Rocha da Trindade
Dissertação de Mestrado n° 70

Orientador:
Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares (UnB)

Banca Examinadora
Prof. Dr. Cláudio de M. Valeriano - membro externo (UERJ)
Prof. Dr. João Willy Corrêa Rosa (UnB)

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas
Área de concentração Geofísica Aplicada

Brasília- DF, agosto de 2014

REFERÊNCIA

Trindade, C.R. 2014.

Espessura crustal e razão de Poisson do Brasil central: uma aproximação por função do receptor.

Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado.

Palavras-chave: Função do receptor, Brasil central, espessura crustal, razão de Poisson, Lineamento Transbrasiliano.

À Deus, aos meus Pais e Irmãos.

*“Meu coração exulta no Senhor;
no Senhor minha força é exaltada.
Minha boca se exalta sobre os meus inimigos
pois me alegro em tua libertação.
Não há ninguém santo como o Senhor;
não há outro além de ti;
não há rocha alguma
como nosso Deus.”*

1 Samuel 2. 1-2

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Francisco e Eronice, por apoiarem meus sonhos, meus planos e nunca permitirem que eu desistisse nas dificuldades. Aos meus irmãos, Ge e Eulinha, por todos os momentos de tensão convertidos em piadas e brincadeiras. Ao meu amigo e namorado Filipe, por ser ombro amigo em todo tempo.

A Prof^a Dra. Adriana Chatack o primeiro contato com a Geociências, pela amizade, atenção, conselhos e discussões sobre o trabalho. Uma grande profissional! Ao meu orientador Prof. Dr. José Eduardo por fornecer os dados, pelas valiosas discussões que deram qualidade ao trabalho, pela paciência ao ensinar Geologia a uma Física.

À Capes pela bolsa de mestrado concedida de agosto de 2012 a agosto de 2014, ao INCT para Estudos Tectônicos e ao Projeto Transbrasiliano pelo suporte aos trabalhos de campo.

Aos meus amados amigos de jornada Umberto, Paulo (Índio), B2, Márcio, Júlia, Lô e Guilherme Ferreira. Vocês foram minha inspiração, força para continuar nessa árdua jornada. Obrigada pelos conselhos, almoços descontraídos no RU, pizzas e cafés. A minha amiga Cássia (Miss Simpatia LabLitos), pela sua existência feminina na Geofísica, o que seria de mim sem uma companheira de campo e consultora de cosméticos?! Ao Renato Borges pela contribuição nas discussões geológicas.

Ao meu companheiro de viagem Gama- Asa Norte Vitor (Abadá), companheiro de alegria e tristeza, obrigada por compartilhar sua experiência e pelos helps Geosoft. Ao meu Cap, que torna um almoço no RU super divertido! Aos colegas de campo Classe A Fábio (Madruga), Robson e Fábio.

SUMÁRIO

Lista de Figuras.....	i
Lista de tabelas.....	vii
Resumo.....	viii
Abstract.....	ix
1. INTRODUÇÃO.....	01
1.1 Crosta continental.....	01
1.2 Contexto da pesquisa.....	03
1.3 Justificativa.....	05
1.4 Objetivos.....	05
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	07
2.1 Província Tocantins.....	07
2.1.1 Faixa Araguaia.....	09
2.1.2 Faixa Brasília.....	10
2.1.2.1 Arco Magmático de Goiás.....	11
2.1.2.2 Maciço de Goiás.....	11
2.1.2.3 Zona externa.....	12
2.2 Bacia do Parnaíba.....	12
2.2.1 Embasamento da Bacia.....	13
2.3 Lineamento Transbrasiliano.....	14
3. FUNÇÃO DO RECEPTOR.....	15
3.1 Princípios da função do receptor.....	15
3.2 Programa <i>Pwaveqn</i>	17
3.2.1 NÍVEL DE ÁGUA.....	18
3.2.2 FILTRO GAUSSIANO.....	19
3.3 Efeitos da distância entre a fonte e o receptor nos resultados de função do receptor.....	20
3.4 Influências da estruturação do meio nas respostas de função do receptor.....	21
3.5 Cálculo da espessura e razão V_p/V_s médias da crosta.....	24

3.6 Programa <i>Hk-stacking</i>	25
4. PROCESSAMENTO DOS DADOS	27
4.1 Função do Receptor.....	27
4.2 Dados topográficos.....	33
4.3 Dados gravimétricos.....	33
5. RESULTADOS	38
5.1 Paleocontinente Amazônico.....	39
5.2 Paleocontinente Parnaíba.....	49
5.3 Terrenos entre paleocontinentes.....	60
5.4 Paleocontinente São Francisco.....	67
6. DISCUSSÕES	75
6.1 Geometria da Moho.....	75
6.1.1 EQUILÍBRIO ISOSTÁTICO REGIONAL.....	78
6.2 Compartimentação e evolução tectônica do Brasil central.....	81
7. CONCLUSÕES	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE FIGURAS

1. Introdução

Figura 1.1: Tipos de crostas usados para construir o modelo crustal *CRUST 2.0* (Bassin *et al.*, 2000). Os tipos foram derivados do cálculo médio baseado nos perfis de refração realizado em cada tipo de crosta, idade específica ou contexto tectônico. Modificado de <http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/crustaltypes.html>.....02

Figura 1.2: Modelo de espessura crustal global, *CRUST 2.0*, com grid 2''x 2''. (Bassin *et al.*, 2000).....04

Figura 1.3: Mapa de localização da área de estudo (8 – 16° S / 45 – 51° W), mostrando a distribuição das estações sismográficas (triângulos), a linha sísmica de refração Porangatu e de Cavalcante, e as principais drenagens presentes na região.....06

2. Contexto Geológico e Geofísica

Figura 2.1: Mapa geológico do Brasil central mostrando a distribuição das estações sismográficas (triângulos) e a linha sísmica de refração Porangatu e de Cavalcante. Na porção central da área, encontra-se a porção norte da Província Tocantins, a oeste o Cráton Amazônico, a norte a Bacia do Parnaíba e a leste o Cráton do São Francisco. Modificado de Soares *et al.* (2006).....09

Figura 2.2: Seção geológica da Bacia do Parnaíba. Modificado de Góes *et al.* (1990)..... 13

3. Função do Receptor

Figura 3.1: Diagrama de raio da Função do Receptor. a) Incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P (traço em vermelho) em onda S_direta (traço em azul ciano) e reflexões S_múltiplas (traço em azul ciano) na descontinuidade de Moho e as fases PpPms, PsPms + PpSms reflexões S_múltiplas. A letra “m” representa a descontinuidade de Moho. b) Traço radial da função do receptor. (França, 2003).....16

Figura 3.2: Exemplo de espectro de potência do traço com o uso do Parâmetro de Nível de Água. a) A Figura apresenta um espectro com o Nível de Água destacado. b) O espectro após a aplicação do Nível de água. Modificado de Ammom (1997)..... 18

Figura 3.3: Gráfico da função do filtro Gaussiano para dois valores distintos de a . Na curva verde $a=2 \cdot x$, e em laranja $a= x$19

Figura 3.4: Efeito triplicação. À esquerda, estudo sísmico da estrutura do manto superior. a) Sismograma sintético e b) Sismograma observado, plotado com uma velocidade de redução de 10°/s (Stein & Wysession, 2003). C) Curva tempo x distância (Shearer, 2009).....20

Figura 3.5: Percurso do raio para onda P, que atravessa o manto e o núcleo externo (França, 2003)..... 21

Figura 3.6: Modelo de velocidade para onda S em função da profundidade da crosta e sismogramas sintéticos correspondentes para cada modelo. a) Moho abrupta, b) Moho transicional, c) Presença de camada de baixa velocidade e Moho transicional e d) Camada rasa com Moho abrupta. Modificado de Hazarika *et al.* (2010).....22

Figura 3.7: Modelo sintético de função do receptor para uma estação instalada sobre uma camada sedimentar de baixa velocidade. O eixo das abscissas corresponde ao tempo de propagação da forma de onda e o eixo das ordenadas a amplitude. O filtro gaussiano aplicado é igual a 2.5 (Herrmann, 2012).....23

Figura 3.8: Resultado de espessura crustal e razão V_p/V_s para a estação LJDO. a) Diagrama *Hk-stacking*, calculado com os pesos $w_1 = 0,7$, $w_2 = 0,2$ e $w_3 = 0,3$. b) Traços de função do receptor radial, banco de dados de entrada para o programa *Hk-Stacking*..... 26

4. Processamento dos dados

Figura 4.1: Projeção equidistante da localização dos eventos usados para gerar função do receptor de julho de 2008 a janeiro de 2014. A localização dos epicentros é indicada pelos círculos que variam a dimensão conforme a magnitude e a cor com a faixa de profundidade.....28

Figura 4.2: a) Sismograma mostrando as componentes vertical, norte-sul e leste-oeste de evento telessísmico registrado no dia 15/01/2012 pela estação RET3, localizada na transição entre a Faixa Araguaia e o Arco Magmático de Goiás. b) Respostas da função do receptor nas componentes radial e tangencial..... 29

Figura 4.3: Respostas de função do receptor na radial para estação MATE mostrando resultado de teste do Filtro Gaussiano e Nível de água. a) Filtro Gaussiano com fator = 2 e Nível de água com fator $c = 0,001$. b) Filtro Gaussiano com fator = 4 e Nível de água com fator $c = 0,001$. c) Filtro Gaussiano com fator = 2 e Nível de água com fator $c = 0,0001$. d) Filtro Gaussiano com fator = 4 e Nível de água com fator $c = 0,0001$ 30

Figura 4.4: Respostas de função do receptor do evento telessísmico de magnitude 6,6 registrado no dia 15/01/2012 às 13h 40 min 19 s, pelas estações MATE (no Grupo Urucuia), SFTO (no Grupo Urucuia), PATO (limite Bacia do Parnaíba – Urucuia), MOCA (na Bacia do Parnaíba) e RET4 (Província Tocantins)..... 31

Figura 4.5: a) Quatro respostas de função do receptor da estação PARN. b) Resultado do empilhamento dos quatro traços de função do receptor.....32

Figura 4.6: Mapa topográfico (derivado de dados *SRTM*) com valores de altitude positivos na área de estudo, com os limites geológicos, e da localização das estações sismográficas e linha sísmica de refração.....35

Figura 4.7: Mapa topográfico com valores de altitude negativos, gerado a partir da interpolação do valores da Figura 4.7, da área de estudo, com os limites geológicos, e com a localização das estações sismográficas e da linha sísmica de refração..... 36

Figura 4.8 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer, com limites geológicos, mostrando os limites dos paleocontinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PPB- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre paleocontinentes e PSF- Paleocontinente São Francisco..... 37

5. Resultados

Figura 5.1: Resultado de função do receptor da **estação RET2**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 40

Figura 5.2: Resultado de função do receptor da **estação RET8**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....41

Figura 5.3: Resultado de função do receptor da **estação RET9**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....43

Figura 5.4: Todas as respostas de função do receptor da **estação RET3**, mostrando dependência azimutal. a) Traços de função do receptor dispostos por azimute x tempo. b) Traços de função do receptor pertencentes ao grupo de azimutes entre 30° a 240 °. c) Traços de função o receptor pertencentes ao grupo de azimutes que variam de 270° a 330° 44

Figura 5.5: Resultado de função do receptor da **estação RET3, Azimute entre 30°-240°**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 45

Figura 5.6: Resultado de função do receptor da **estação RET3, Azimute entre 270°-330°**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e Vp/Vs médias

da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 46

Figura 5.7: Resultado de função do receptor da **estação PIUM**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 48

Figura 5.8: Resultado de função do receptor da **estação SAMA**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 50

Figura 5.9: Resultado de função do receptor da **estação LJDO**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....52

Figura 5.10: Resultado de função do receptor da **estação NOAC**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 53

Figura 5.11: Resultado de função do receptor da **estação MOCA**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 55

Figura 5.12: Resultado de função do receptor da **estação PATO**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 56

Figura 5.13: Resultado de função do receptor da **estação SFTO**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas

pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 58

Figura 5.14: Resultado de função do receptor da **estação MATE**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 59

Figura 5.15: Resultado de função do receptor da **estação RET4**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 61

Figura 5.16: Todas as respostas de função do receptor da **estação PEXB**, mostrando dependência azimutal. a) Traços de função do receptor dispostos por azimute x tempo. b) Traços de função do receptor pertencentes ao grupo de azimutes entre 0° a 260° . c) Traços de função do receptor pertencentes ao grupo de azimutes que variam de 270° a 330°62

Figura 5.17: Resultado de função do receptor da **estação PEXB, azimute 0° - 260°** . Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado..... 64

Figura 5.18: Resultado de função do receptor da **estação PEXB, azimute 270° - 330°** . Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....65

Figura 5.19: Resultado de função do receptor da **estação RET1**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....66

Figura 5.20: Resultado de função do receptor da **estação PARN**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....68

Figura 5.21: Resultado de função do receptor da **estação NTVD**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....70

Figura 5.22: Resultado de função do receptor da **estação DIAN**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmicos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.....71

Figura 5.23: Mapa de espessura crustal do Brasil Central, mostrando as variações de profundidade da Moho nos domínios dos Paleocontinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PPB- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre Paleocontinentes e PSF – Paleocontinente do São Francisco.....73

Figura 5.24: Mapa de razão V_p/V_s para crosta do Brasil Central, mostrando as variações na composição da crosta nos domínios dos Paleocontinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PPB- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre Paleocontinentes e PSF – Paleocontinente do São Francisco.....74

6. Discussões

Figura 6.1- Perfis traçados na área de estudo, modelo da crosta sob as linhas sísmicas de refração Porangatu- Cavalcante, modificado de Soares et al. (2006) e composição ternária da profundidade da Moho (vermelha), topografia (verde) e anomalia Bouguer (azul) com limites dos paleocontinentes, na cor branca e limites geológicos na cor preta. Cada perfil apresenta as curvas topográfica na cor verde, a da profundidade da Moho em vermelho e curva referente a anomalia Bouguer em azul.....80

Figura 6.2- Evolução do Brasil central, durante o orogenia Brasileira. a) e b) subdução para oeste da porção oceânica da Paleoplaca São Francisco; c) colisão do Paleocontinente São Francisco com os terrenos de arco de ilha e Paleocontinente Parnaíba a norte-noroeste e Paleocontinente Paranapanema a sul e d) a subdução invertida com consumo para leste da porção oceânica da Paleoplaca Amazônica. A região de sutura está bem caracterizada por duplicação crustal (ST). O número 1 representa possível continuação de arco continental encoberto pela Bacia do Parnaíba, o número 2 representa a posição dos complexos Rio do Manguês e Porto Nacional. Modificado de Soares (2005).....83

LISTA DE TABELAS

4. Processamento de dados

Tabela 4.1: Localização, modelo e rede sismográfica das estações sismográficas, das quais foram obtidos os registros telessísmicos para gerar a função do receptor.....28

5. Resultados

Tabela 5.1: Resumo dos resultados obtidos na pesquisa e da literatura organizados por domínio de paleocontinente, incluindo a localização das estações e tiros, espessura crustal e razão V_p/V_s com desvio padrão e ambiente geológico de cada ponto.....72

RESUMO

O Brasil central foi estruturado no Neoproterozoico em consequência da colisão dos paleocontinentes São Francisco (Cráton do São Francisco e zona externa Faixa Brasília) e Amazônico (Cráton Amazônico e Faixa Araguaia), com os grandes blocos do Paranapanema (encoberto pela Bacia do Paraná) e Parnaíba (encoberto pela Bacia do Parnaíba). Entre os paleocontinentes e os grandes blocos foram amalgamados blocos menores/terrenos representados pelo Arco Magmático de Goiás (neoproterozoico) e o Maciço de Goiás (arqueano/paleoproterozoico).

Novas determinações de espessura e de médias da razão de Poisson da crosta obtidas por função do receptor, somadas a dados da literatura, foram utilizadas para gerar mapa de profundidade da Moho para o Brasil central, caracterizar o comportamento da crosta continental nos diferentes domínios tectônicos e, em associação com dados gravimétricos e topográficos, discutir o equilíbrio isostático e a compartimentação tectônica regional.

A espessura da crosta do Brasil central varia entre 33 e 53 km, com valores característicos para os diferentes domínios tectônicos. A Bacia do Parnaíba possui crosta de 44 km e $V_p/V_s=1,71$, em contraste com a crosta da parte norte da zona externa da Faixa Brasília, que tem espessura de 40 km e $V_p/V_s=1,70$. O contato entre esses dois domínios é abrupto. A parte sul da zona externa da Faixa Brasília, dominada por coberturas metassedimentares, apresenta espessura crustal de 42-44 km e $V_p/V_s=1,70$.

A crosta do Arco Magmático de Goiás varia entre 35 km a sul e 42 km a norte, com V_p/V_s de 1,72. O Paleoc continente Amazônico possui crosta com espessura variando de 40-49 km e V_p/V_s de 1,78. No contato do Paleoc continente Amazônico com os terrenos do Arco Magmático de Goiás e com os granulitos de Porto Nacional, ao longo do limite oeste do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central, a crosta está duplicada com espessura acima de 50 km e razão V_p/V_s menor que 1,70, aparentemente marcando a frente de colisão do Paleoc continente Amazônico no Brasil central.

De forma geral, a mudança de espessura crustal não reflete a variação da resposta gravimétrica observada, sugerindo que o equilíbrio isostático regional tenha sido alcançado, principalmente, por variações nas propriedades físicas do manto litosférico dos diferentes blocos, com menor contribuição crustal.

Ajustes isostáticos regionais ocorridos no Fanerozoico levaram à implantação da Bacia do Parnaíba e reajustes isostáticos locais resultaram em soerguimento de blocos, erosão e exposição de porções expressivas do embasamento. Como resultado final, o Brasil central apresenta *trend* geológico NS na Faixa Araguaia e NE na Faixa Brasília, onde a trama do embasamento influencia fortemente o Lineamento Transbrasiliano.

ABSTRACT

The central Brazil was structured in the Neoproterozoic as a result of the collision of paleocontinents São Francisco (Paleoproterozoic) and Amazônico (Archean), with large blocks hidden by the Paraná and Parnaíba sedimentaries basins. Among the paleocontinents and the large blocks, smaller blocks were amalgamated represented by the Goiás Magmatic Arc (Neoproterozoic) and Goiás Massif (Archean/Paleoproterozoic) terranes.

New determinations of thickness and average Poisson's ratio of the crust obtained by receiver functions, combined with data from the literature, were used to: generate the Moho depth map for central Brazil and to characterize the behavior of the continental crust in different domains and, in association with gravity and topographic data, to discuss the isostatic balance and tectonic compartmentation of central Brazil.

The thickness of the crust varies between 33 and 53 km, with characteristic values for the different tectonic domains. The Parnaíba Basin has a 44 km crust and $V_p/V_s = 1.71$, in contrast to the crust of the northern part of the external zone of the Brasília Belt, which has a thickness of 40 km and $V_p/V_s = 1.70$. The contact between these two domains is abrupt. The southern part of the external zone of the Brasília Belt, dominated by metasedimentary covers, presents thickness of 42-44 km and $V_p/V_s = 1.70$.

Although the determined V_p/V_s ratio for the Goiás Magmatic Arc is 1.72, the crustal thickness varies from 35 km in the southern to 42 km in the northern portion. The Amazonas Palecontinent presents crustal thickness ranging from 40-49 km and V_p/V_s of 1.78. The contact among the Amazonas Palecontinent and the eastern terranes, along the western boundary Bouguer anomaly, is characterized by duplicate crust (thicker than 50 km) and V_p/V_s ratio lower than 1.70, apparently defining the collision front of the Amazonas Palecontinent in central Brazil.

In general, the observed crustal thickness values in central Brazil do not reflect the observed gravimetric response, suggesting that the regional isostatic equilibrium has been achieved mainly by variations in the physical properties of the lithospheric mantle of the blocks with small crustal contribution.

Phanerozoic extension led to regional isostatic adjustment with the impounding of the Parnaíba Basin and to some local isostatic adjustments resulting in blocks uplift, erosion and exposure of significant portions of the basement. As a result, the central Brazil geologic area presents a N-S structural trend in the Araguaia Belt and a NE-SW in the Brasília Belt, where the Transbrasiliano Lineament is influenced by basement structures.

INTRODUÇÃO

A litosfera constitui a camada mais externa da Terra, formada por porção rasa do manto e a crosta. Compreende a região que corresponde de forma rúptil aos esforços. Subdivide-se em oceânica e continental, que diferem em espessura, composição e formação. A determinação de sua estrutura atual é crucial para o entendimento dos processos referentes à formação do relevo, bem como aos processos que envolvem a dinâmica das placas tectônicas e a interação litosfera-astenosfera (Artemieva, 2011).

A crosta é a porção externa da litosfera e sua base é marcada pela descontinuidade de Moho, que caracteriza o limite crosta-manto. A Moho tem importância histórica por ser a primeira descontinuidade de caráter global determinada por métodos geofísicos.

O limite crosta-manto foi descrito pelo sismólogo Andrija Mohorovičić, em 1909, ao observar a propagação das ondas sísmicas geradas por terremotos na Europa. Registrou que a mudança na inclinação do alinhamento das primeiras chegadas das fases sísmicas com o aumento da distância da fonte poderia ser interpretada como mudança na velocidade das ondas sísmicas P e S (Cook *et al.*, 2009).

Para homenagear Andrija, essa descontinuidade é conhecida como descontinuidade de Mohorovičić ou simplesmente Moho.

1.1 Crosta continental

A crosta foi formada ao longo do tempo geológico a partir de processo de diferenciação global, no qual a matéria parental é depletada e o material menos denso ascende e se acumula no topo (Meissner, 1986).

Assim, como a litosfera, a crosta apresenta porções continentais e oceânicas. A crosta oceânica possui composição mais primitiva (máfica) e é reciclada no manto em uma escala de aproximadamente 200 Ma, enquanto a crosta continental é mais diferenciada (félsica) e tende a ser preservada, registrando a história tectônica e geológica da Terra dos últimos 4,0 Ga (Artemieva, 2011).

Como consequência, a estrutura da crosta continental é bastante complexa e o mapeamento da estruturação atual é que permite inferir os processos que levaram à sua formação e evolução.

As características sísmicas da crosta dependem do ambiente tectônico relacionado. Estudos de refração sísmica, sismologia e gravimetria permitem estabelecer tendências para as propriedades físicas da crosta, em termos de espessura, velocidade média da onda P, razão V_p/V_s e densidade (Figura 1.1).

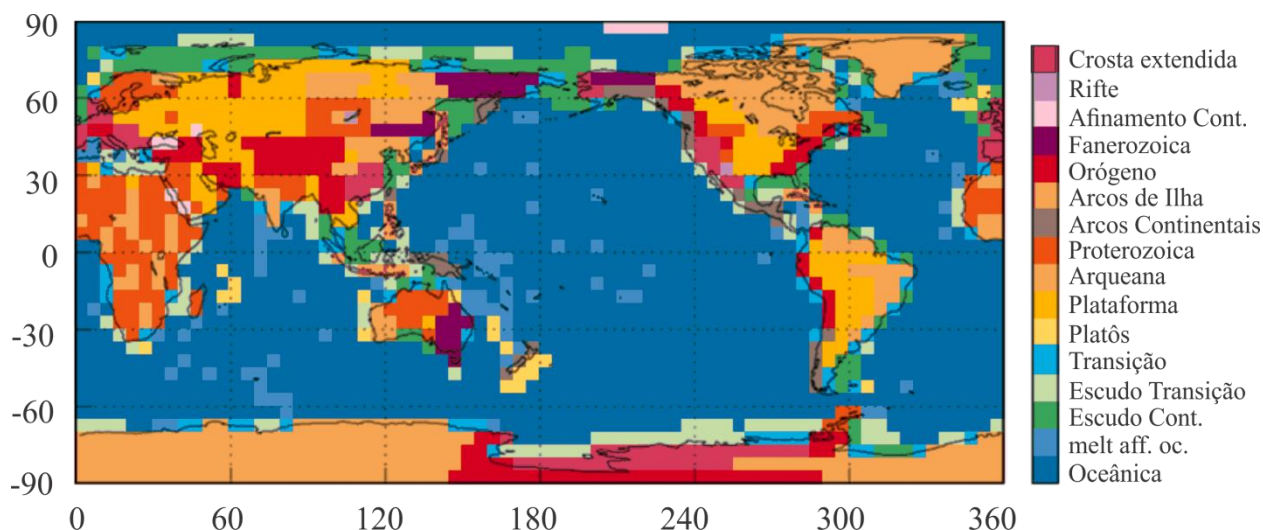


Figura 1.1 – Tipos de crostas usados para construir o modelo crustal *CRUST 2.0* (Bassin *et al.*, 2000). Os tipos foram derivados do cálculo médio baseado nos perfis de refração realizado em cada tipo de crosta, idade específica ou contexto tectônico. Modificado de <http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/crustaltypes.html>.

Para obter um modelo global de espessura da crosta, Christensen & Mooney (1995) compilaram resultados de perfis de refração sísmica profunda de diferentes ambientes tectônicos e determinaram que a crosta continental apresenta espessuras variando entre 14 e 80 km, com valor médio de $39,17 \pm 8,52$ km e velocidade da onda P (V_p) igual a $6,45 \pm 0,21$ km/s.

As regiões de escudo tem espessura média de 41 ± 7 km (Mooney *et al.*, 1998) e V_p média entre 6,2 e 6,6 km/s (Holbrook *et al.*, 1992).

Os ambientes de paleo-plataforma apresentam espessura média de 41,44 km, V_p média entre 6,3 e 6,6 km/s e razão V_p/V_s de 1,78 (Zandt & Ammon 1995).

Os orógenos jovens, como os Andes e Himalaias, tem crosta com espessura variável chegando até 70 km. A espessura média da crosta dos orógenos mais antigos é de 46 km (Christensen & Mooney 1995) com valores que podem variar entre 36 e 50 quilômetros (Figura 1.2).

As bacias intracratônicas possuem crosta com 43,68 km de espessura média (Bassin *et al.*, 2000). Assumpção *et al.* (2013) sugerem valor semelhante de $42,2 \pm 2,8$ km para as bacias intracratônicas do Brasil.

As regiões de rift apresentaram crosta com espessura de aproximadamente de 36 km e as regiões de crosta estendida apresentaram 31 km de espessura (Christensen & Mooney 1995; Mooney *et al.*, 1998).

Para a Placa Sul-americana, Assumpção *et al.* (2013) e Chulick *et al.* (2013) propuseram modelos crustais utilizando espessuras crustais compiladas de dados de função do receptor, sísmica de refração, dispersão de ondas superficiais e anomalias gravimétricas.

A espessura média encontrada para a crosta continental é 38, 17, diferindo 1 quilômetro da espessura média global (Chulick *et al.*, 2013). Na cordilheira do Andes a espessura crustal chega a 75 km, contrastando com valores de espessuras do Equador e sul da Colômbia, que apesar das altas altitudes apresentam crosta de, aproximadamente, 40 km. Nos ambientes de plataforma continental estável a espessura média é de 38 ± 5 km, sem observar diferenças sistemáticas entre os crátons arqueanos – paleoproterozoicos, faixas neoproterozoicas e bacias sedimentares intracratônica (Assumpção *et al.*, 2013).

A Província Borborema, no nordeste brasileiro, é uma exceção de crosta com espessuras entre 30 e 35 km. No Brasil central, o Arco Magmático de Goiás, que bordeja o limite leste do Cráton Amazônico, apresenta espessura de crosta inferior a 35 km (Assumpção *et al.*, 2013).

Apesar do progresso dos estudos sobre a estrutura crustal, os modelos globais revelaram ausência de informações na Placa Sul-americana, com exceção da região Andina. Com esse entendimento, há aproximadamente quinze anos, o Laboratório de Estudos da Litosfera (LabLitos) do Instituto de Geociências (IG)/Universidade de Brasília vem realizando estudos de sísmica de refração profunda, função do receptor e gravimetria no Brasil central com intuito de caracterizar a estrutura da crosta na região.

1.2 Contexto da pesquisa

Este trabalho é uma continuidade dos estudos iniciados com o projeto temático de pesquisa “Estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da Província Tocantins, Brasil central” (financiado pela FAPESP - 1998-2003), que tinha dentre outros objetivos o entendimento do significado do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central e sua relação com a estruturação tectônica da porção norte da Província Tocantins. Naquele projeto

foi realizado o primeiro grande levantamento de refração sísmica profunda do Brasil. Também foram realizadas campanhas gravimétricas que permitiram definir a forma e a extensão do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006).

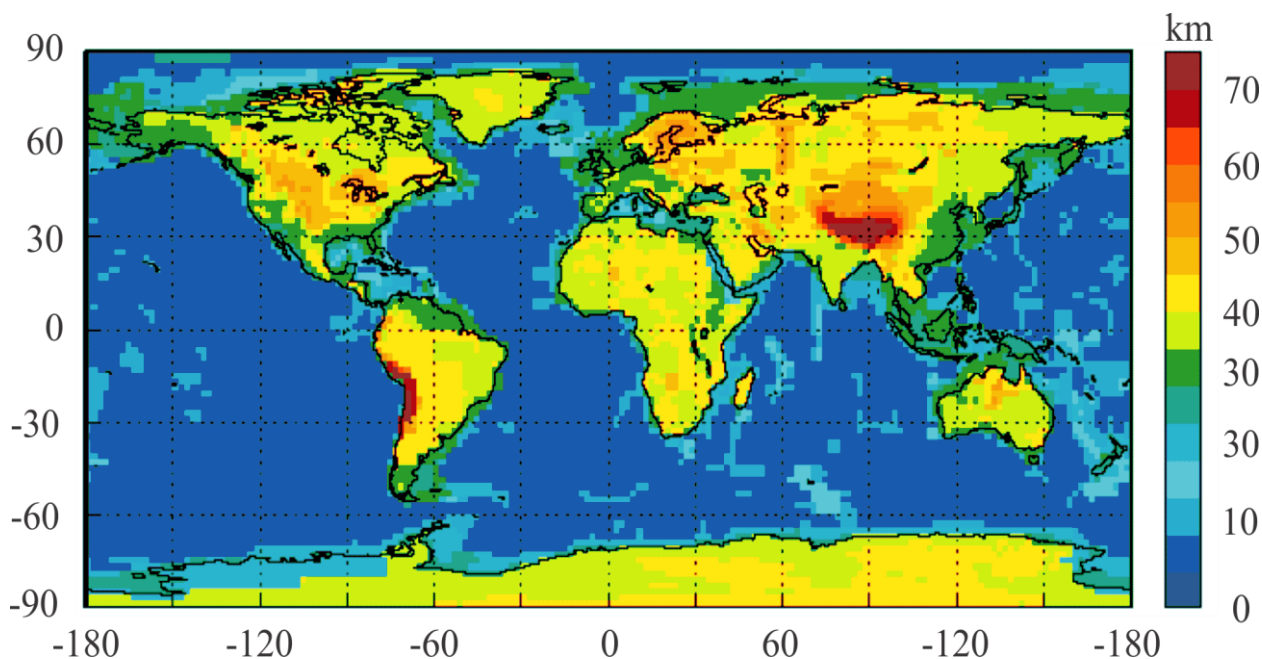


Figura 1.2 – Modelo de espessura crustal global, *CRUST 2.0*, com grid 2''x 2''. (Bassin *et al.*,2000).

Como desdobramento desses estudos, foi criado o Laboratório de Estudos da Litosfera do IG/UnB e constituída a rede sismográfica para estudos tectônicos (RSET) do LabLitos. Em primeiro momento, a instalação da rede sismográfica foi financiada pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF), dentro do projeto de pesquisa “Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos” (2007-2009) e, posteriormente, pelo projeto de pesquisa “Lineamento Transbrasiliano: origem, evolução e influência na sedimentação de bacias fanerozoicas”, financiado pela Petróleo Brasileiro S. A (Petrobrás) (2010-2014).

A priori a rede sismográfica ocupou a porção norte da Província Tocantins, cobrindo o limite com a Faixa Araguaia, e posteriormente migrou para a zona externa da Faixa Brasília e porção sudeste da Bacia do Parnaíba, abrangendo a região cortada pelo Lineamento Transbrasiliano.

Neste contexto, esta dissertação é o resultado da aquisição e análise de dados de função do receptor interpretados em conjunto com demais dados sísmicos da literatura, dados gravimétricos e topográficos da área compreendida entre as latitudes 8°S-16°S e longitudes 45°-51°W (Figura 1.3).

Os dados de função do receptor e sísmica de refração permitiram gerar mapa de profundidade da Moho para o Brasil central. Os dados gravimétricos e topográficos foram integrados ao mapa de espessura crustal, permitindo inferir os principais limites tectônicos da área de estudo, e analisar o equilíbrio isostático e a compartimentação tectônica do Brasil central.

1.3 Justificativa

O Brasil central representa sistema orogênico Neoproterozoico de dimensões continentais, cuja evolução fanerozoica é marcada por processos distensivos regionais/globais, que na Placa Sul-americana, culminaram com a implantação das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná no Paleozoico e a abertura do Atlântico Sul no Mesozoico. Apesar de submetida a processos distensivos de grande monta, a litosfera do Brasil central foi pouco afetada e mantém estruturas reliquias representativas dos processos tectônicos que levaram à estruturação do Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 2000; Cordani *et al.*, 2002; Fuck *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2013; Brito Neves & Fuck, 2013 e Fuck *et al.*, 2014).

Embora a formação do Brasil central seja bem conhecida, a estrutura profunda da região ainda precisa ser melhor caracterizada para validar as interpretações suportadas principalmente por dados geológicos de superfície.

Portanto, este trabalho reflete esforços desenvolvidos pelo LabLitos/IG/UnB, em parceria com o INCT para Estudos Tectônicos, com intuito de contribuir com o mapeamento da litosfera do Brasil, de forma geral, e do Brasil central, em particular.

1.4 Objetivos

A presente dissertação tem por objetivo principal determinar a espessura e razão V_p/V_s médias da crosta sob as estações sismográficas da RSET (Figura 1.3) para: i) obter mapa de contorno da profundidade da descontinuidade de Moho no Brasil central; (ii) integrar a espessura da crosta a dados topográficos e gravimétricos de anomalia Bouguer; iii) discutir a compartimentação tectônica e o equilíbrio isostático regional e, como consequência, iv) propor modelo de evolução tectônica para o Brasil central.

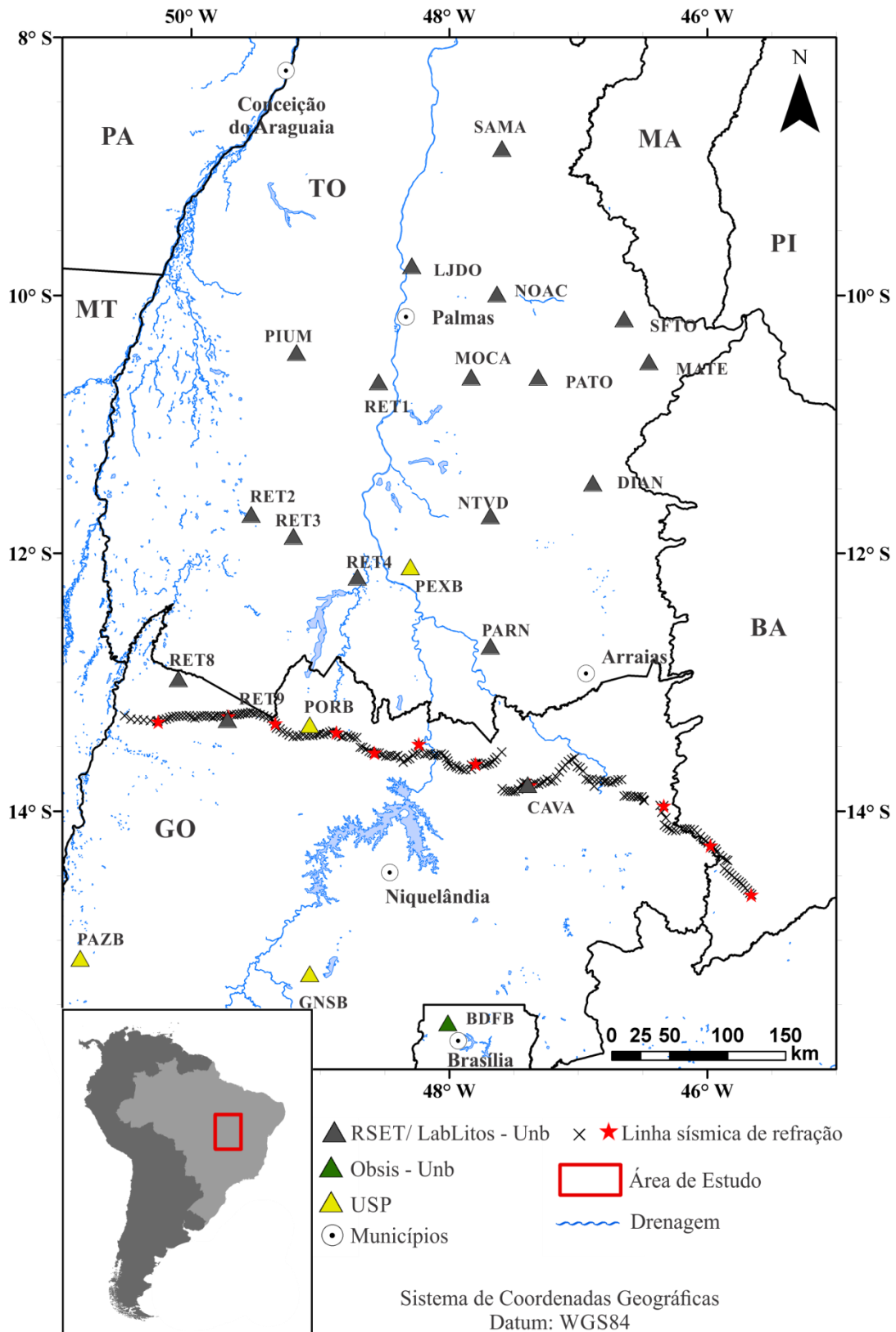


Figura 1.3- Mapa de localização da área de estudo (8 – 16° S / 45 – 51° W), mostrando a distribuição das estações sismográficas (triângulos), a linha sísmica de refração Porangatu e de Cavalcante, e as principais drenagens presentes na região.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A estruturação do embasamento da Plataforma Sul-americana está fortemente marcada pelos processos orogênicos do final do Neoproterozoico responsável pela aglutinação e colagem de crátons e blocos menores gerando as faixas dobradas brasileiras e estruturando as principais províncias brasileiras.

Neste contexto, o Brasil central representa um extenso orógeno Neoproterozoico (Figura 2.1) resultado da aproximação e subsequente colisão das paleoplacas Amazônica, São Francisco, Paranapanema e Parnaíba. Nesse processo, também foram envolvidos fragmentos continentais menores, como o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás. Atualmente, as paleoplacas Paranapanema e Parnaíba são recobertas por rochas sedimentares fanerozoicas que formam as bacias do Paraná e Parnaíba e a Província Tocantins engloba as faixas dobradas Araguaia e Brasília e demais terrenos situados entre os crátons Amazônico e São Francisco (Brito Neves *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2008; Fuck *et al.*, 2014).

A área foco deste trabalho é constituída pelo Cráton Amazônico a oeste, porção norte da Província Tocantins na região central, Bacia do Parnaíba a norte e Cráton do São Francisco a leste. A área é cortada pelo Lineamento Transbrasiliano que atravessa toda a Província Tocantins e Bacia do Parnaíba (Figura 2.1).

2.1 Província Tocantins

A porção norte da Província Tocantins, localizada na porção central da área de estudo, engloba as faixas móveis Araguaia, bordejando o limite leste do Cráton Amazônico e oeste da Bacia do Parnaíba, e Brasília, perfazendo a borda oeste do Cráton São Francisco (Figura 2.1). Apresenta *trend* geológico N-S ao longo da Faixa Araguaia e NE-SW na Faixa Brasília, onde a trama do embasamento influencia fortemente o Lineamento Transbrasiliano. Segundo Fuck *et al.* (2007) a Província Tocantins possui cerca de 2.000 km de comprimento e largura de 800 km.

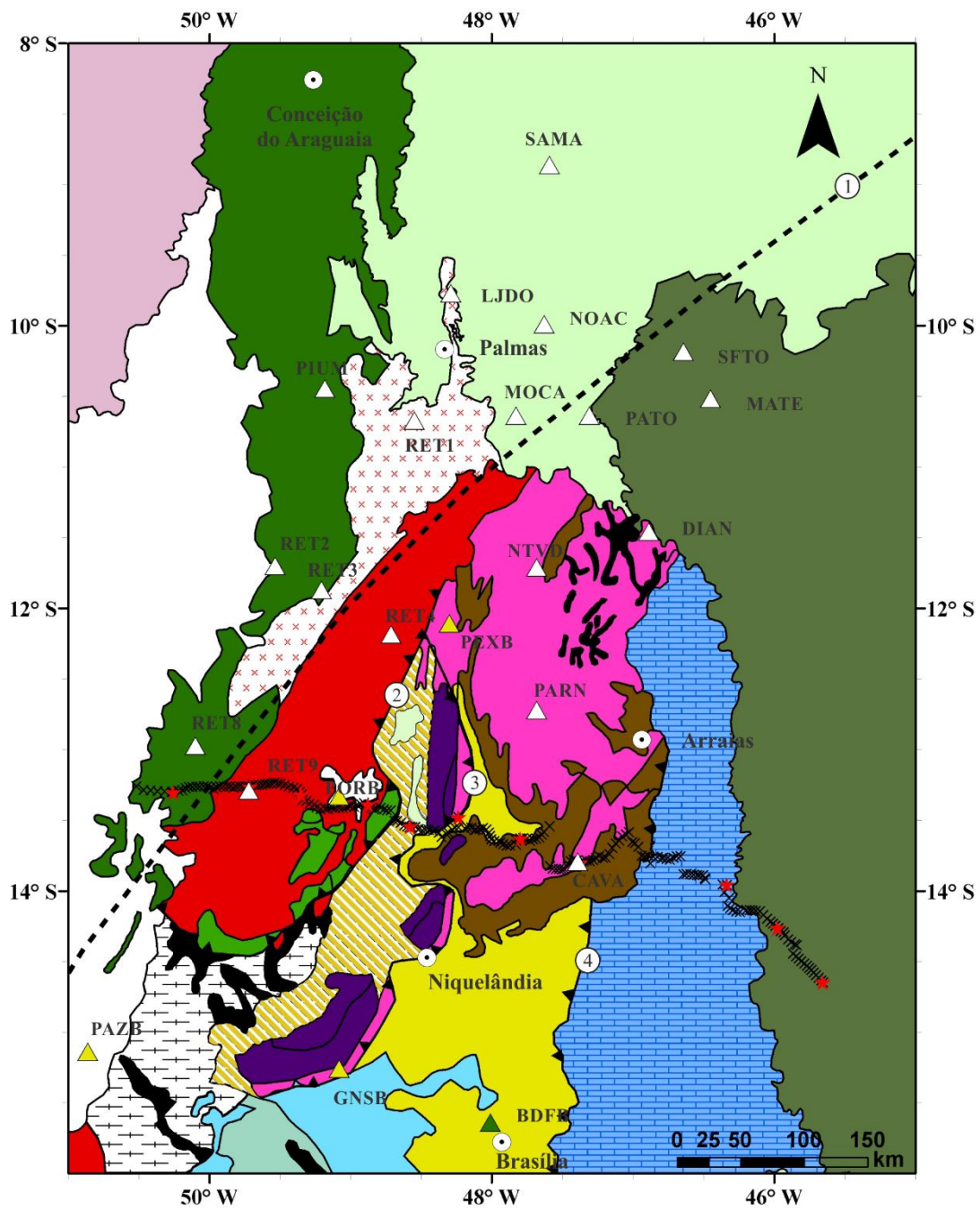




Figura 2.1 – Mapa geológico do Brasil central mostra a distribuição das estações sismográficas (triângulos) e as linhas sísmicas de refração profunda de Porangatu e de Cavalcante. Na porção central da área, encontra-se a porção norte da Província Tocantins, a oeste o Cráton Amazônico, a norte a Bacia do Parnaíba e a leste o Cráton do São Francisco. Modificado de Soares *et al.* (2006).

2.1.1 FAIXA ARAGUAIA

A Faixa Araguaia apresenta direção geral N-S, comprimento de cerca de 1200 km e largura de 100 km. A norte, a maior parte de seus terrenos é recoberta pelos sedimentos paleozoicos da Bacia Parnaíba (Figura 2.1). Na porção sul a Faixa Araguaia é bordejada pelas rochas granulíticas dos complexos Porto Nacional e Rio do Manguês e a sudeste limita-se com as rochas neoproterozoicas do Arco Magmático de Goiás (Alvarenga *et al.*, 2000; Moura *et al.*, 1993; Pinheiro *et al.*, 2011).

A Faixa Araguaia é composta por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, com menor contribuição de rochas carbonáticas, máficas e ultramáficas e intrusões graníticas (Alvarenga *et al.*, 2000). O embasamento é constituído por domínios Arqueano e Paleoproterozoico (Pinheiro *et al.*, 2011) com grau metamórfico aumentando de leste para

oeste. A vergência das estruturas (dentro da Faixa) é para oeste em direção ao Cráton Amazônico (Moura *et al.*, 2008).

Cerca de 550 Ma, com a colisão do Cráton Amazônico os sedimentos marinhos foram empurrados para a borda oeste do Cráton Amazônico, culminando na formação da Faixa Araguaia (Moura *et al.*, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011).

Zircões detríticos de idades variando do arqueano ao neoproterozoico (Moura *et al.*, 2008) sugerem que fontes distintas de sedimentos contribuíram para formação/preenchimento da bacia oceânica. As áreas fonte mais prováveis são o Cráton Amazônico, o bloco Parnaíba e o Arco Magmático de Goiás. No entanto, o Cráton São Francisco, o bloco Paranapanema, o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás são possíveis fontes para as rochas da Faixa, segundo Pinheiro *et al.* (2011).

Na área de estudo, a Faixa Araguaia é representada por rochas metassedimentares e pelos complexos Porto Nacional e Rio dos Manguês. As coberturas são marcadas por baixos topográfico e gravimétrico, discordando do alto gravimétrico presente nos granulitos de Porto Nacional, que perfazem o extremo norte do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central (Soares *et al.*, 2006).

2.1.2 FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília ocupa a porção centro-leste do Brasil central e está localizada a leste da Faixa Araguaia e a oeste do Cráton São Francisco. Ao norte, a Faixa desaparece sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba (Fuck *et al.*, 2005). Estende-se por 1100 km na direção N-S e constitui a faixa neoproterozoica mais bem preservada e completa da Orogenia Brasileira (Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2014).

É formada por unidades de rochas supracrustais depositadas e deformadas sobre a borda oeste do Cráton do São Francisco, com graus de metamorfismo e deformação mais intensos para o oeste.

A Faixa é estruturada em dois segmentos, um braço norte com direção estrutural dominante NE- SW, e o sul com direção NW-SE. Na porção norte, a estruturação tectônica é marcada pelo Arco Magmático de Goiás, pelos terrenos exóticos do Maciço de Goiás e pela zona externa da Faixa Brasília (Fuck *et al.*, 2005; Valeriano *et al.*, 2008).

O Arco Magmático encontra-se mais a oeste e seu limite com o Maciço de Goiás é marcado pela zona de cisalhamento Rio dos Bois. Em direção a leste situa-se a zona externa que tem o limite com o Maciço de Goiás marcado pelo sistema de Falhas Rio Maranhão. A

Falha Paranã separa a sequência de margem passiva da zona externa dos metassedimentos do Grupo Bambuí localizados no Cráton São Francisco (Fuck *et al.*, 2005).

2.1.2.1 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás situa-se a sudeste da Faixa Araguaia (Figura 2.1). Estende-se por mais de 1000 km, na direção NE-SW, e ocupa uma área de cerca de 50.000 km² (Fuck *et al.*, 2009). Sua extremidade norte é recoberta por sedimentos fanerozoicos da Bacia do Parnaíba, enquanto a sul e leste têm limites tectônicos com o Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 2007; Valeriano *et al.*, 2008).

É constituído por ortognaisses e sequências vulcano-sedimentares, de composição gabro a granítica, com grande proporção de tonalitos metamorfizados, dioritos e granodioritos. É interpretado como um arco de ilha que sofreu ação da erosão e é definido por duas principais áreas de crosta juvenil neoproterozoicas denominadas de Arenópolis e Mara Rosa, respectivamente, ao sul e norte (Pimentel *et al.*, 2000a).

Constitui a porção de crosta menos espessa da Província onde ocorre expressiva anomalia Bouguer positiva relacionada ao soerguimento do manto. Com estudos de refração sísmica profunda mapeou-se a oeste um degrau na descontinuidade de Moho que marca o limite com a Faixa Araguaia, caracterizado como a frente de colisão da Paleoplaca Amazônica com os terrenos do Arco Magmático que resultou em duplicação crustal (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011).

2.1.2.2 Maciço de Goiás

O Maciço de Goiás situa-se a leste da margem passiva do Cráton São Francisco e bordeja o Arco Magmático de Goiás a oeste. O limite com a zona externa da faixa é definido pela zona de cisalhamento Rio dos Bois (Fuck *et al.*, 2005).

Estende-se por 600 km na direção SW-NE, e é interpretado como provável microcontinente constituído por rochas de idades arqueanas e paleoproterozoicas (Valeriano *et al.*, 2008).

O bloco arqueano, localizado a sul do Maciço, é caracterizado por Granito-*Greenstone*, associados com tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), e sequências supracrustais que foram retrabalhados durante a Orogenia Brasileira. Ao norte, o bloco paleoproterozoico apresenta camada basal de ortognaisse recoberto por rochas

metassedimentares fortemente dobradas pertencentes ao Grupo Serra da Mesa (Pimentel *et al.*, 2000; Soares *et al.*, 2006).

O limite leste é marcado pelos complexos máfico-ultramáficos acamadados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava. Esses corpos são as principais intrusões acamadadas e são interpretados como parte de um rifte continental (Brito Neves *et al.*, 1999; Fuck *et al.* 2005; Pimentel *et al.*, 2000; Valeriano *et al.*, 2008).

2.1.2.3 Zona externa

A zona externa da Faixa Brasília compreende os terrenos situados entre o Maciço de Goiás e o Cráton São Francisco (Figura 2.1).

A parte norte é formada por embasamento exposto de idade paleoproterozoica e sequências metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Araí que constituem o Bloco Cavalcante-Natividade. A leste, o bloco está em contato com o Maciço de Goiás e a norte com os sedimentos da Bacia do Parnaíba (Fuck *et al.*, 2014).

A porção sul da zona externa é formada por sequências (meta)sedimentares de margem passiva caracterizadas por sistema de nappes com vergência para o Cráton São Francisco e o núcleo metamórfico, formado por granulitos e rochas metassedimentares de alto grau metamórfico (Pimentel *et al.*, 2004; Fuck *et al.*, 2005; Soares *et al.*, 2006).

Ao leste, ao longo da Falha Paranã, a zona extena é empurrada por sobre o Grupo Bambuí que cobre parte do embasamento do Cráton São Francisco.

2.2 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma depressão intracratônica de grande dimensões com formato arredondado, localizada em partes das regiões norte e nordeste brasileira, abrangendo parte dos estados do Pará, Maranhão, Piauí, Tocantins, Ceará e Bahia. Tem 1000 km de extensão e 970 km de largura (Brito Neves *et al.*, 1984).

Seu embasamento é de idade paleoproterozoica limitado por zonas de cisalhamento Brasilianas, constituindo uma complexa litoestrutura e rede tectônica formada durante a colagem orogênica Neoproterozoica-Eopaleozoica (Cordani *et al.*, 2009; Castro *et al.*, 2014).

A estratigrafia da Bacia é dividida em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias que abrangem extensas regiões (Figura 2.2). As rochas são principalmente

sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos- regressivos, com depocentro de 3.500 m (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

Na área de estudo é formada por rochas sedimentares da porção sul da sub-Bacia do Parnaíba. As rochas do Grupo Urucuia recobrem a porção sudeste da Bacia (Figura 2.1).

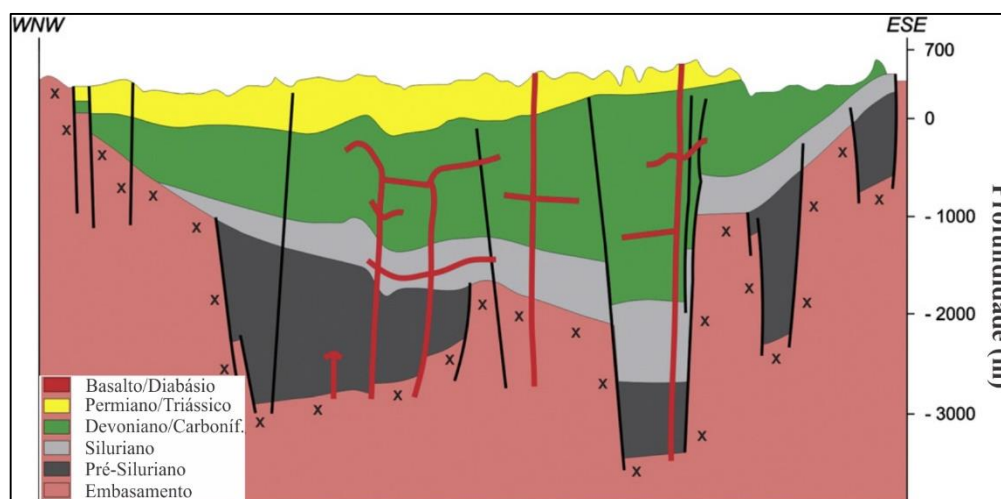


Figura 2.2-Seção geológica da Bacia do Parnaíba. Modificado de Góes *et al.* (1990).

2.2.1 EMBASAMENTO DA BACIA

O embasamento pré-cambriano, encoberto pelas rochas da Bacia do Parnaíba, é pouco conhecido e formado por uma série de segmentos crustais resultantes de processos de aproximação e aglutinação neoproterozoica-eopaleozoica do Gondwana ocidental. A colagem dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco gerou a junção de massas neoproterozoicas na porção central formando o embasamento/Bloco Parnaíba (Castro *et al.*, 2014).

Castro *et al.* (2014) caracterizam a Bacia do Parnaíba como um amplo baixo gravimétrico com suas bordas definidas por anomalia positiva. O baixo grávímétrico na porção central (da Bacia) pode estar relacionado à porção cratônica/Bloco Parnaíba (Castro *et al.*, 2014) ou a presença de um sistema de grabens com direção NW (Cordani *et al.*, 2009).

Do ponto de vista sísmico a estrutura crustal sob a Bacia é pouco conhecida. Há apenas estudos de função do receptor de Rosa *et al.* (2012) no limite da Bacia com o embasamento paleoproterozoico (complexos Porto Nacional e Rio dos Manguês), onde determinaram espessura crustal de 41 km, com razão V_p/V_s de 1,71.

2.3 Lineamento Transbrasiliano

O Lineamento Transbrasiliano foi primeiramente definido por Schobbenhaus (1975) que em suas observações descreveu a existência de um lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudeste e ultrapassa seus limites territoriais.

Corta todo o Brasil central como zona de cisalhamento transcorrente de direção N30°-N35° e coloca em contato diferentes unidades de mapeamento e rochas de idades variadas (Dantas *et al.*, 2007). Apesar de idade controversa, estudos mais recentes propõe idade Neoproterozoica, 650 Ma (Delgado *et al.*, 2003) e 570 Ma (Dantas *et al.*, 2007), para o Lineamento.

A importância do Lineamento Transbrasiliano como uma descontinuidade litosférica é bastante evidente em levantamentos geofísicos e em produtos de sensores remotos, principalmente em modelos digitais de elevação.

Em análises de anomalias magnéticas, o Lineamento mostra-se como uma destacada estrutura de escala continental, como uma zona com assinatura de baixa amplitude magnética que separa o Cráton Amazônico dos terrenos localizados a sudeste (Fairhed & Maus, 2003).

FUNÇÃO DO RECEPTOR

A função do receptor é um método geofísico indireto que utiliza telessismos e permite isolar a estrutura da Terra abaixo da estação sismográfica dos efeitos da fonte e de estruturas distantes.

O procedimento desenvolvido por Langston (1977, 1979) inicialmente foi denominado *P wave equalization* e, atualmente, é conhecida como função do receptor (Owens *et al.*, 1984; Ammon *et al.*, 1991). O método é comumente utilizado em estudos da estrutura da crosta continental e é eficaz na estimativa de espessura crustal e da razão V_p/V_s sob estações sismográficas.

Quando uma frente de onda plana P de um telessísmo incide sobre uma descontinuidade abaixo de uma estação sismográfica, com um ângulo próximo a vertical, parte da sua energia é convertida em onda S_direta e outra parte sofre reflexões S_múltiplas. O registro dessa onda P será predominante na vertical e da onda S, direta e múltiplas, será principalmente na radial (Figura 3.1).

A deconvolução da componente vertical da componente radial fornece a resposta da estrutura da Terra sob a estação sismográfica na forma de série temporal, com o primeiro pulso contendo a energia da onda P direta e os demais pulsos, a energia das ondas S direta e múltiplas (Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984).

3.1 Princípios da função do receptor

O registro telessísmico ($D(t)_{(V, R, T)}$) é formado pela convolução da assinatura da fonte (*wavelet-w(t)*), com a estrutura da Terra abaixo da estação sismográfica ($e(t)_{(V, R, T)}$) e a resposta do instrumento ($i(t)$). As componentes vertical, radial e tangencial do registro são representadas por (Owens *et al.*, 1984):

$$D_V(t) = w(t) * e_V(t) * i(t) \quad (3.1)$$

$$D_R(t) = w(t) * e_R(t) * i(t) \quad (3.2)$$

$$D_T(t) = w(t) * e_T(t) * i(t) \quad (3.3)$$

os termos V , R , T e t representam, respectivamente, as componentes vertical, radial, transversal do registro sísmico e o tempo. O símbolo asterisco (*) representa o operador matemático convolução.

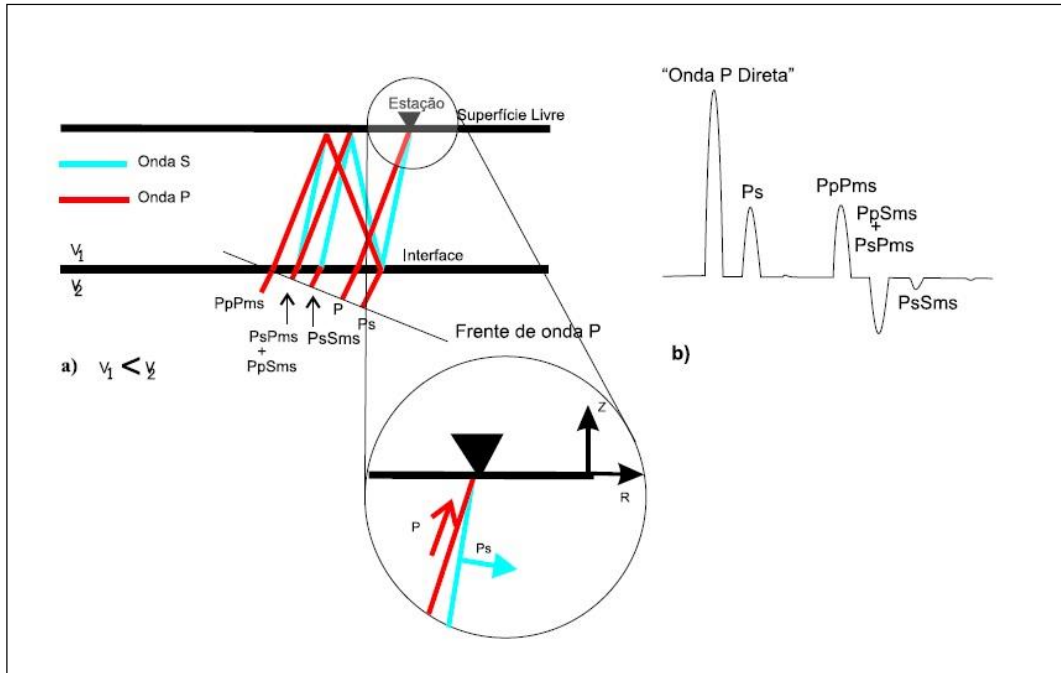


Figura 3.1 - Diagrama de raio da Função do Receptor. a) Incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P (traço em vermelho) em onda S_direta (traço em azul ciano) e reflexões S_múltiplas (traço em azul ciano) na descontinuidade de Moho e as fases PpPms, PsPms + PpSms reflexões S_múltiplas. A letra “m” representa a descontinuidade de Moho. b) Traço radial da função do receptor. (França, 2003).

Ao aplicar a Transformada de Fourier nas equações 3.1, 3.2 e 3.3, a convolução torna-se uma multiplicação espectral mostrada nas equações abaixo:

$$D_V(w) = W(w) \cdot E_V(w) \cdot I(w) \quad (3.4)$$

$$D_R(w) = W(w) \cdot E_R(w) \cdot I(w) \quad (3.5)$$

$$D_T(w) = W(w) \cdot E_T(w) \cdot I(w) \quad (3.6)$$

Em que w é frequência radial.

Para onda P telessísmica incidindo próxima a vertical sob a estação sismográfica, a estrutura da terra (e_V) não influencia no registro vertical. Matematicamente, e_V pode ser representado pela função delta de Dirac (elemento neutro da deconvolução):

$$e_V \approx \delta(t) \quad (3.7)$$

$$D_V(t) \approx i(t) * s(t) \quad (3.8)$$

Ao aplicar a deconvolução na componente vertical de registro ($D_V(t)$), das componentes horizontais ($D_R(t)$ ou $D_T(t)$), isola-se a estrutura abaixo da estação na direção radial ($e_R(t)$) e tangencial $e_T(t)$.

No domínio da frequência, a deconvolução é uma divisão espectral mostrada abaixo,

$$E_R(w) = \frac{D_R(w)}{D_V(w)} \approx \frac{\delta(t)I(w)S(w)}{I(w)S(w)} \approx \delta(t) \quad (3.9)$$

$$E_T(w) = \frac{D_T(w)}{I(w)S(w)} \approx \frac{D_T(w)}{D_V(w)} \quad (3.10)$$

A estimativa da espessura crustal e da razão V_p/V_s é determinada a partir da função do receptor (Figura 3.1b) na radial. A função do receptor na componente tangencial não deve conter resposta coerente. Caso apresente alinhamento de fases está acusando a existência de anisotropia na crosta (McNamara & Owens, 1993) e/ou a existência de interfaces inclinadas (Langston, 1977; Zhu *et al.*, 1995).

3.2 Programa *Pwaveqn*

O programa *Pwaveqn* é aplicado para obter resultados de função do receptor no domínio da frequência. O programa de domínio público (Ammon, 1997) encontra-se disponível no sítio <http://eqseis.geosc.psu.edu/%7ecammon/Archives/RftnCodes.tar.gz>. O *Pwaveqn* exige como dados de entrada a determinação do parâmetro Nível de Água e a banda de frequência a ser utilizada.

3.2.1 NÍVEL DE ÁGUA

A deconvolução no domínio da frequência é uma divisão espectral (Equação 3.9), que gera instabilidade quando há em seu denominador amplitudes muito pequenas. A solução para a instabilidade é substituir os pequenos valores de amplitudes por uma fração do maior valor de amplitude do denominador (Ammon, 1997). Essa fração é denominada Parâmetro de Nível de Água (c) (Figura 3.2).

O valor de c determina a amplitude mínima no denominador da equação 3.11 e deve variar entre 0 e 1 (Ammon, 1997):

$$E_R(w) = \frac{D_R(w) \cdot D_V^*(w)}{\max[D_V(w) \cdot D_V^*(w), c \cdot \max[D_V(w) \cdot D_V^*(w)]]} \quad (3.11)$$

O valor de Nível de Água apropriado é obtido por tentativa e erro e deve ser o menor possível, de forma a estabilizar a operação matemática sem aumentar o nível de ruído do traço de função do receptor.

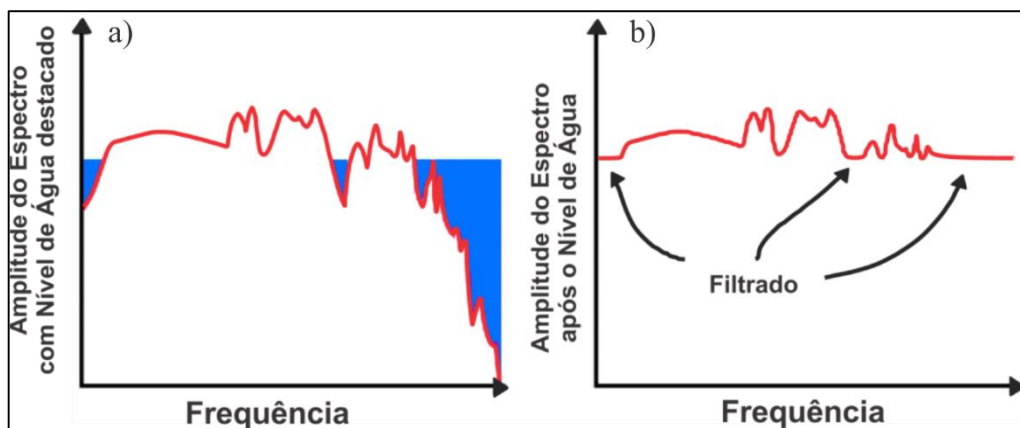


Figura 3.2 -Exemplo de espectro de potência do traço com o uso do parâmetro de Nível de Água. a) A Figura apresenta um espectro com o Nível de Água destacado. b) O espectro após a aplicação do Nível de Água. Modificado de Ammon (1997).

3.2.2 FILTRO GAUSSIANO

O Filtro Gaussiano é utilizado para eliminar o ruído de alta frequência na função do receptor.

$$G(w) = \frac{e^{-w^2}}{4a^2}, \quad (3.12)$$

onde a é denominado fator de extensão do Filtro Gaussiano e w é a frequência.

O Filtro Gaussiano é um filtro passa-baixa. A Transformada de Fourier da Gaussiana é uma função Gaussiana, o que faz o filtro ser suave. A Figura 3.3 representa o gráfico da função 3.12.

Para o fator $a = x$, em laranja, elimina-se frequências maiores que $x/2$, a escolha de um fator de maior extensão, $a = 2 \cdot x$ elimina frequências superiores a x . Nota-se na interpretação da distribuição Gaussiana (Figura 3.3) que quanto menor a abertura da curva maior é o conteúdo de frequências eliminadas. O parâmetro a do filtro gaussiano pode variar de 1 a 10.

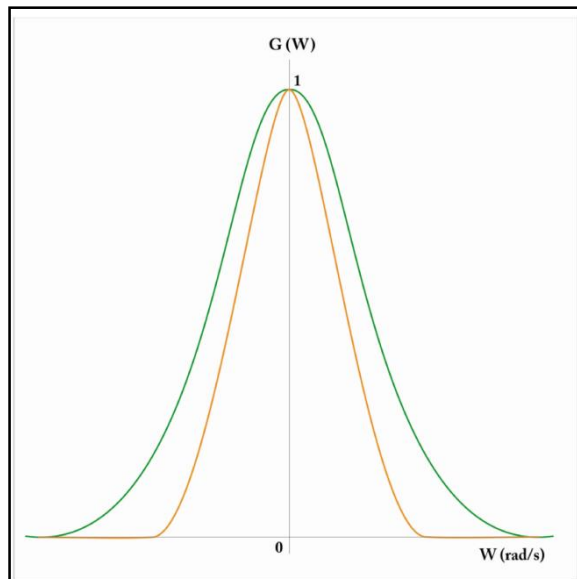


Figura 3.3 -Gráfico da função do filtro Gaussiano para dois valores distintos de a . Na curva verde $a = 2 \cdot x$ e, em laranja, $a = x$.

3.3 Efeitos da distância entre a fonte e o receptor nos resultados de função do receptor

Estudos sismológicos permitiram identificar no manto superior quatro discontinuidades de primeira ordem na estrutura interna da Terra: a discontinuidade de Moho, o limite litosfera-astenosfera e as discontinuidades do manto superior em 410 km e 670 km (Shearer, 2009).

Essas discontinuidades são marcadas por mudanças nas velocidades das ondas P e S. No manto superior, as discontinuidades de 410 km ($\sim 20^\circ$) e de 670 km ($\sim 30^\circ$) provocam a triplicação do sinal sísmico, ou seja, o sinal obtido a distâncias entre 19° e 30° do epicentro é afetado por chegadas adicionais (reflexões e refrações) com diferentes parâmetros de raio (Figura 3.4).

Eventos com distância epicentral abaixo de 30° devem ser evitados, pois geram mais de uma fase para a mesma discontinuidade e dificultam a identificação do percurso da fase P que chega até a estação.

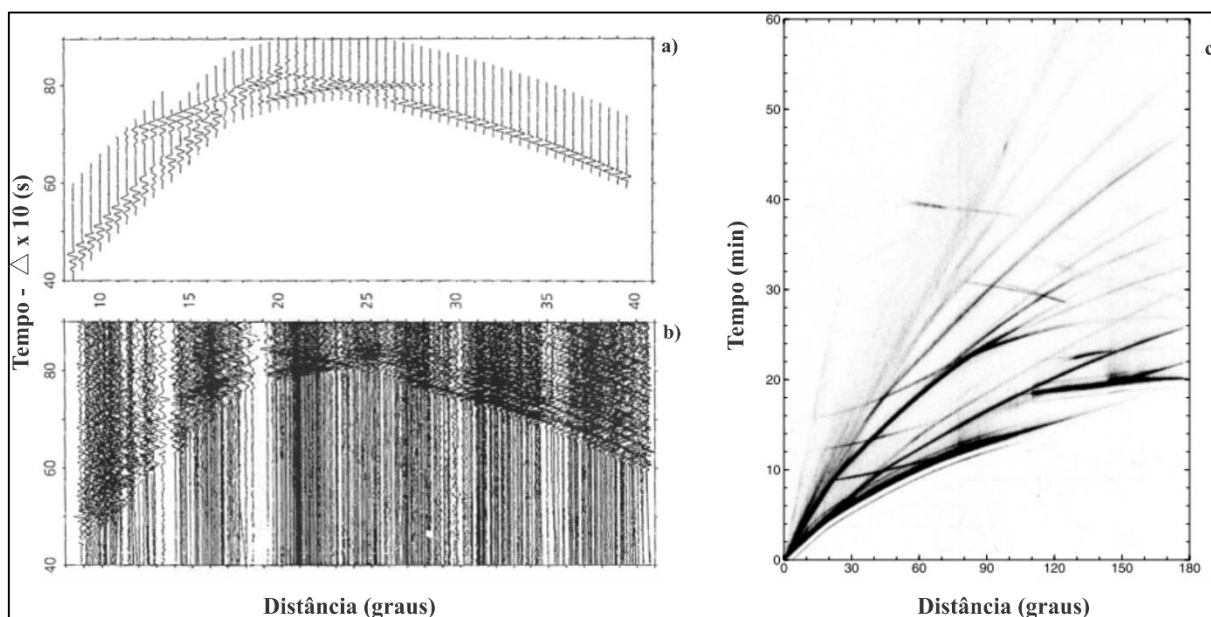


Figura 3.4 – Efeito triplicação. À esquerda, estudo sísmico da estrutura do manto superior. a) Sismograma sintético e b) Sismograma observado, plotado com uma velocidade de redução de $10^\circ/\text{s}$ (Stein & Wysession, 2003). C) Curva tempo x distância (Shearer, 2009).

Além do efeito de triplicação, não se usa eventos da denominada Zona de Sombra, região com distância epicentral entre 103° e 144° , a qual não há registro da onda P que percorre o manto (Figura 3.5).

Os efeitos da distância entre a fonte e o receptor afetam diretamente os valores de amplitude e os tempo de chegada das ondas P, que são dependentes da distância epicentral dos eventos à estação. Quanto maior a distância epicentral, menor é a amplitude da fase da onda Os observada.

No caso do Brasil, quando o número de eventos telessísmicos é pequeno para uma dada estação, utiliza-se eventos da região Andina por serem abundantes e suprirem a falta de eventos para a determinação da função do receptor, apesar de apresentarem distância epicentral menor que 30°.

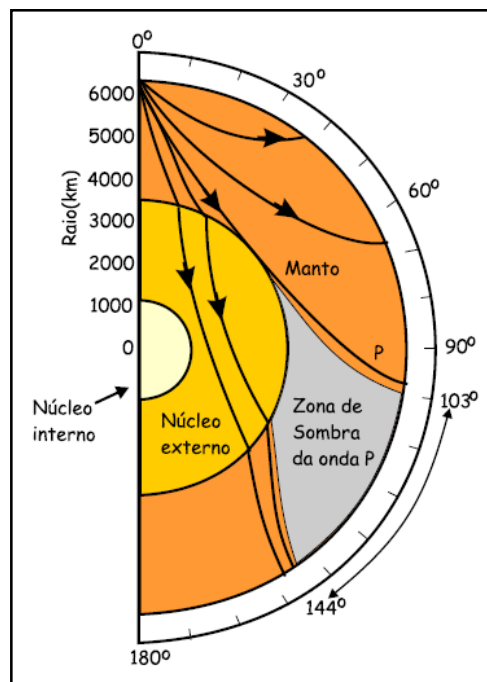


Figura 3.5 – Percurso do raio para onda P, que atravessa o manto e o núcleo externo (França, 2003).

3.4 Influências da estruturação do meio nas respostas de função do receptor

Os resultados de função do receptor marcam precisamente as discontinuidades existentes no meio de forma que a estruturação da crosta influencia diretamente na forma final do traço de função receptor. A seguir, serão apresentados exemplos que mostram o efeito produzido no traço de função do receptor pela natureza/forma da discontinuidade de Moho, o efeito de camada de baixa velocidade na crosta e o efeito causado por camada inconsolidada em superfície (Figura 3.6).

Quando a Moho é caracterizada por discontinuidade de primeira ordem, a fase Ps apresenta comportamento impulsivo e as múltiplas são bem determinadas, caracterizando descontinuidade abrupta (Figura 3.6a). No entanto, se a descontinuidade for transicional,

camada com alto gradiente de velocidade, a fase Ps apresenta caráter emergente e as múltiplas tendem a desaparecer, aumentando as incertezas no cálculo da espessura e na razão de Poisson da crosta. Nestes casos o resultado do programa *Hk-stacking* fica comprometido e a opção é calcular a espessura da crosta a partir da leitura da fase Ps inferindo valor para a razão V_p/V_s .

Ocorrendo camada de baixa velocidade na crosta, o traço de função do receptor apresenta “dipolo” formado por fases negativas e positivas após a fase P direta, com a fase negativa marcando o topo da camada e a fase positiva a base (Figura 3.6c). Adicionalmente, devem aparecer fases múltiplas relacionadas a cada interface.

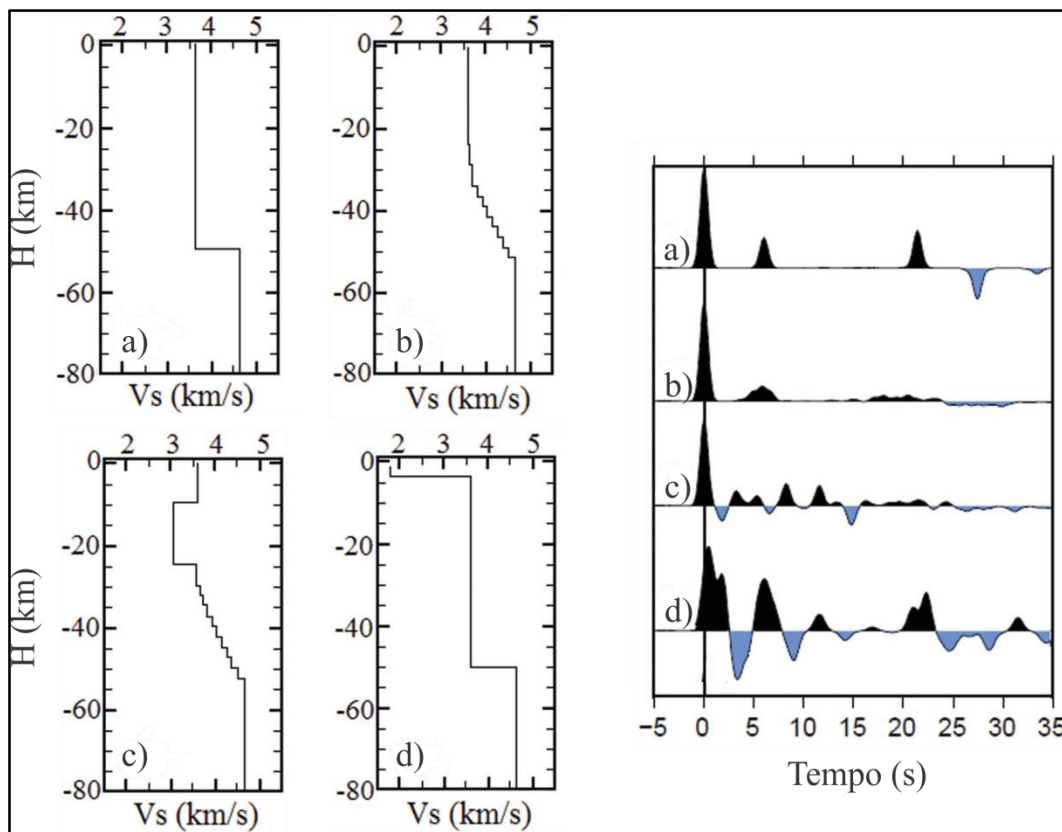


Figura 3.6 – Modelo de velocidade para onda S em função da profundidade da crosta e sismogramas sintéticos correspondentes para cada modelo. a) Moho abrupta, b) Moho transicional, c) Presença de camada de baixa velocidade e Moho transicional e d) Camada rasa com Moho abrupta. Modificado de Hazarika *et al.* (2010).

Experimentos sísmicos (ativos e passivos) realizados no Himalaia indicaram a presença de camada de baixa velocidade na crosta superior, que foram interpretadas como

resultado da presença de fluidos na crosta superior devido à fusão parcial gerada por cisalhamento e/ou metamorfismo (Li & Mooney, 1998; Xu *et al.*, 2007).

Camada de baixa velocidade em superfície, característica de bacias sedimentares ou intrusões félsicas de grande dimensão, podem gerar fase positiva junto a fase P direta marcando a base da camada.

Os traços de função do receptor, de estação sismográfica instalada sobre uma camada sedimentar, apresentam características peculiares. Herrmann (2012), gerando modelos sintéticos (Figura 3.7), demonstrou que a camada sedimentar, por apresentar baixa velocidade, gera efeito de atraso na chegada da fase P e sucessivas reverberações, que tornam as fases Ps e múltiplas ilegíveis.

Na Figura 3.7 nota-se que à medida que o parâmetro de raio aumenta, o efeito da camada sedimentar sobre o sinal é maior, diminuindo a confiabilidade da resposta da função do receptor. Para realizar a análise dos resultados de estações, nesse ambiente geológico, deve-se priorizar os eventos que chegam próximo a vertical, ou seja, tem parâmetro de raio menor.

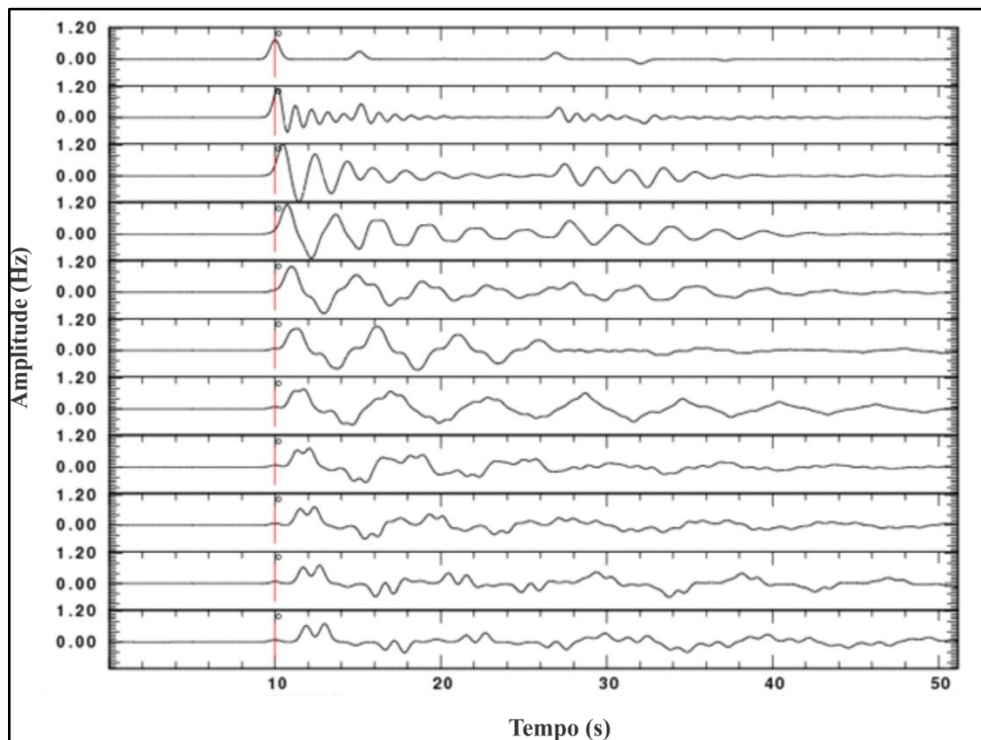


Figura 3.7 – Modelo sintético de função do receptor para uma estação instalada sobre uma camada sedimentar de baixa velocidade. O eixo das abscissas corresponde ao tempo de propagação da forma de onda e o eixo das ordenadas a amplitude. O filtro gaussiano aplicado é igual a 2.5 (Herrmann, 2012).

Esse efeito dificulta a identificação das fases P, Ps e múltiplas e , conseqüentemente, aumenta a incerteza no cálculo da espessura crustal e da razão Vp/Vs.

3.5 Cálculo da espessura e razão Vp/Vs médias da crosta

O tempo de percurso das ondas Ps e P na crosta depende da espessura da camada (h), do parâmetro de raio (ρ), das velocidades médias da onda P (V_p) e da razão Vp/Vs. A relação entre as variáveis foi definida por Zandt *et al.* (1995) como:

$$t_{Ps} - t_p = h \left[\left(V_s^{-2} - \rho^2 \right) - \left(V_p^{-2} - \rho^2 \right)^{1/2} \right] \quad (3.13)$$

$$t_{PpPms} - t_p = 2h \left(\frac{1}{V_p^2} - \rho^2 \right)^{1/2}, \quad (3.14)$$

Onde o termo t_{Ps} é o tempo de chegada da onda Ps, o t_p é o tempo de chegada da onda P e t_{PpPms} é o tempo de chegada da primeira múltipla.

A razão entre as equações 3.13 e 3.14 estabelece a relação entre as velocidades Vp e Vs,

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - \rho^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_p}{t_{PpPms} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + \rho^2 V_p^2 \right\}^{1/2} \quad (3.15)$$

Para estimar a razão Vp/Vs, não é necessário o valor da espessura crustal. Entretanto, para determinar a espessura crustal, é necessário informar o valor de Vp/Vs e Vp, conforme a relação abaixo:

$$h = \frac{V_p(t_{P_s} - t_P)}{\left(\sqrt{\frac{V_p^2}{v_s^2} - p^2 V_p^2} - \sqrt{1 - p^2 V_p^2}\right)} \quad (3.16)$$

3.6 Programa *Hk-stacking*

O programa *Hk-stacking* é um programa de inversão que realiza inspeção em *grid* no banco de dados de função do receptor e fornece estimativa da espessura média da crosta em função da razão V_p/V_s (Zhu & Kanamori, 2000).

O método baseia-se nas equações 3.15 e 3.16, sendo necessário informar *a priori* a velocidade média da onda P na crosta e atribuir pesos (w_i) para as fases P_s , $PpPms$ (1ª múltipla) e $PpSms + PsPms$ (2ª múltipla). O somatório dos pesos deve ser igual a 1 ($\sum_{i=1}^3 w_i = 1$).

O programa *Hk-stacking* é definido pela equação:

$$s(h, V_p / V_s) = w_1 \cdot r(t_1) + w_2 \cdot r(t_2) - w_3 \cdot r(t_3), \quad (3.17)$$

onde, a função do receptor é representada por $r(t_j)$, $j= 1,2,3$ e os pesos das fases S por w_i . Zhu & Kanamori (2000) sugerem como referência valores de 0,7, 0,2 e 0,1 para os pesos w_1 , w_2 e w_3 , respectivamente. O maior peso é dado para a fase P_s , que normalmente é mais clara e de maior amplitude.

A Figura 3.8 apresenta cálculo de espessura versus V_p/V_s para a estação LJDO (RSET) obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os pesos atribuídos às fases S foram 0,7; 0,2 e 0,1 e o valor de V_p foi de 6,4 km/s. A elipse vermelha representa o desvio padrão da incerteza. A espessura crustal e a razão V_p/V_s , determinadas pelo método *HK-Stacking*, foram de $42, 4 \pm 0,4$ e $1,72 \pm 0,02$, respectivamente.

A escolha do peso, maior ou menor, para as fases múltiplas altera o resultado e pode aumentar ou diminuir as incertezas.

Há incertezas associadas a cada um dos parâmetros obtidos pelo programa *Hk-stacking*. A estimativa dessas incertezas é feita por aplicação do método “*bootstrap*” (Efron & Tibshirani, 1991). A partir do conjunto de funções do receptor, o programa cria subconjuntos contendo traços sorteados aleatoriamente. O método *Hk-stacking* é repetido para cada subconjunto resultando em um conjunto de parâmetros H e Vp/Vs (Bianchi, 2008). O resultado para a estação LJDO (Figura 3.8) foi obtido considerando 200 subconjuntos.

As principais vantagens do método são a estimativa de incertezas, a grande quantidade de formas de onda que podem ser coerentemente processadas, a desnecessária marcação de fases e o empilhamento de funções do receptor de diferentes distâncias epicentrais e azimutais (Zhu & Kanamori, 2000).

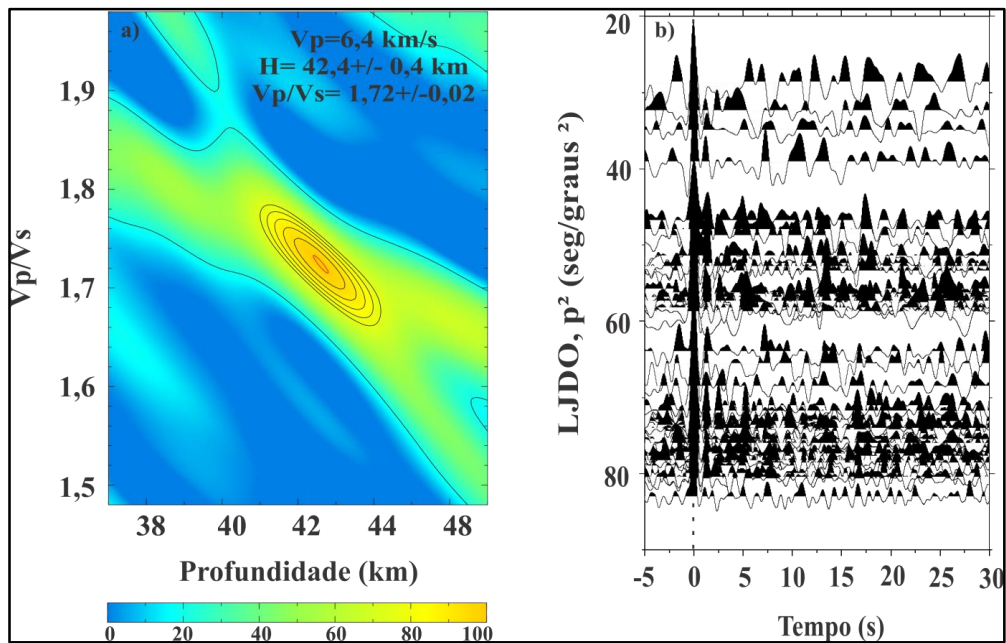


Figura 3.8 – Resultado de espessura crustal e razão Vp/Vs para a estação LJDO. a) Diagrama *Hk-stacking*, calculado com os pesos $w_1 = 0,7$, $w_2 = 0,2$ e $w_3 = 0,1$. b) Traços de função do receptor radial, banco de dados de entrada para o programa *Hk-Stacking*.

PROCESSAMENTO DOS DADOS

O banco de dados utilizado compreende eventos telessísmicos registrados em estações sismográficas e mapas gravimétrico de anomalia Bouguer, do modelo de gravidade do Mundo (WGM 2012), e topográfico (SRTM).

Nos dados sismológicos, foi aplicada a técnica de função do receptor com o objetivo de gerar mapa de contorno da descontinuidade de Moho para a área de estudo. Os mapas gravimétricos e topográficos foram utilizados para discutir o equilíbrio isostático e compartimentação tectônica do Brasil central.

4.1 Função do receptor

O acervo de dados empregado na análise da espessura crustal é constituído por registros telessísmicos da RSET e da estação PEXB da rede Brasis, disponíveis na rede. O período de aquisição dos dados foi de julho/2008 a janeiro/2014. A RSET é formada por seis estações sismográficas tri-axiais banda-larga da marca Geotech, registrador SMART-24R, e sismômetros de banda larga, modelo KS-2000M, pertencentes ao LabLitos, e quatro marca Reftek, registrador DAS -130, e sismômetros de banda larga, modelo 151 pertencentes ao Pool de equipamentos geofísicos do Brasil (PEG-BR) (Tabela 4.1).

O tratamento dos dados consistiu na seleção dos eventos telessísmicos com magnitude a partir de 5,5 *M_b* e distância epicentral entre 30° e 90° para cada estação com banco de dados representativo. Para estações com banco de dados restrito, a distância epicentral empregada variou de 20° a 90°, com a inclusão de eventos com distância epicentral menores que 30°, profundos e provenientes da região Andina .

A Figura 4.1 mostra a distribuição azimutal dos eventos selecionados, de acordo com magnitude e distância epicentral, para gerar a função do receptor. Nota-se que há boa distribuição de eventos na faixa de distância epicentral escolhida, maior densidade de eventos provenientes da porção oeste com epicentro em zonas de colisão de placas.

Tabela 4.1: Localização, modelo e rede sismográfica das estações sismográficas, das quais foram obtidos os registros telessísmicos para gerar a função do receptor.

Sigla da Estação	Município	Estado	Latitude S ϕ (Graus)	Longitude W θ (Graus)	Elevação (m)	Marca	Rede
DIAN	Dianópolis	TO	11,46	46,89	516,15	Geotech	RSET
LJDO	Lajeado	TO	9,77	48,29	272,91	Reftek	RSET
MATE	Mateiros	TO	10,52	46,45	518,26	Reftek	RSET
MOCA	Monte do Carmo	TO	10,63	47,83	261,58	Reftek	RSET
NOAC	Novo Acordo	TO	9,99	47,63	292,10	Geotech	RSET
NTVD	Natividade	TO	11,71	47,68	348,70	Reftek	RSET
PARN	Paraná	TO	12,74	47,65	382,15	Geotech	RSET
PATO	Ponte Alta do Tocantins	TO	10,64	47,31	348,62	Geotech	RSET
PEXB	Peixe	TO	12,1056	48,3006	346	Reftek	BRASIS
PIUM	Pium	TO	10,44	49,18	266,54	Geotech	RSET
RET1	Porto Nacional	TO	10,67	48,55	251,70	Geotech	RSET
RET2	Formoso do Araguaia	TO	11,70	49,53	193,83	Geotech	RSET
RET3	Cariri	TO	11,87	49,21	279,53	Geotech	RSET
RET4	Sucupira	TO	12,18	48,71	264,50	Geotech	RSET
RET8	São Miguel do Araguaia	GO	12,97	50,10	264,22	Geotech	RSET
RET9	Novo Planalto	GO	13,29	49,72	275,23	Geotech	RSET
SAMA	Santa Maria do Tocantins	TO	8,86	47,59	311,62	Geotech	RSET
SFTO	São Félix do Tocantins	TO	10,18	46,64	364,70	Geotech	RSET

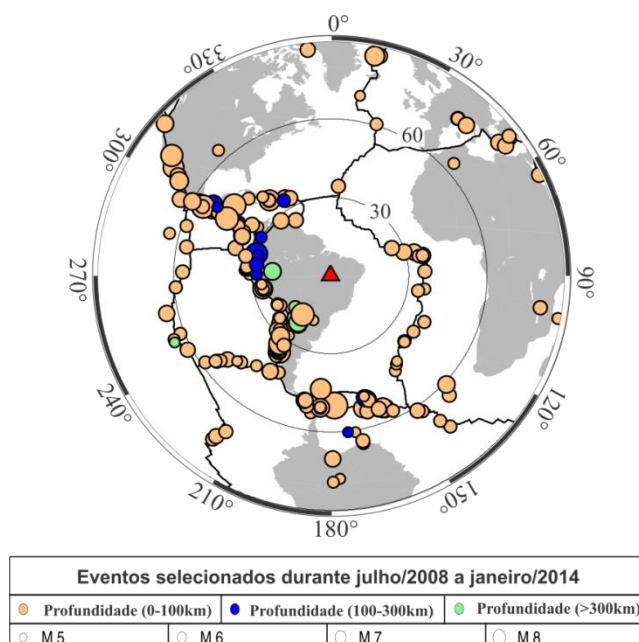


Figura 4.1- Projeção equidistante da localização dos eventos usados para gerar função do receptor de julho de 2008 a janeiro de 2014. A localização dos epicentros é indicada pelos círculos que variam a dimensão conforme a magnitude e a cor com a faixa de profundidade.

Antes da deconvolução, os dados foram pré-processados no programa SAC (*Seismic Analysis Code*). A aplicação do SAC implicou na conversão dos registros para o formato SAC, abastecimento de informações da fonte e aplicação de filtros e correção de sinal.

A obtenção dos traços de função do receptor foi feita no programa *Pwavqn* (Ammon, 1997). O programa solicita parâmetros de forma interativa e aceita arquivos de entrada no formato SAC. O programa *Pwaveqn* rotaciona as componentes verticais e horizontais de cada evento telessísmico e realiza o processo de deconvolução no domínio da frequência, procedimentos que geram a função do receptor.

A deconvolução é a remoção das respostas da fonte, dos efeitos de percurso e do instrumento de registro. Neste processo, busca-se a forma da onda P na componente em que há somente registro da onda S. Todas as vezes que ocorre uma busca da forma de onda, o processo de deconvolução gera um “pico” que indica que naquele tempo ocorreu uma conversão (Bianchi 2008).

A Figura 4.2 apresenta um evento telessísmico registrado pela estação RET3 e o resultado da deconvolução, as respostas de função do receptor nas componentes radial e tangencial.

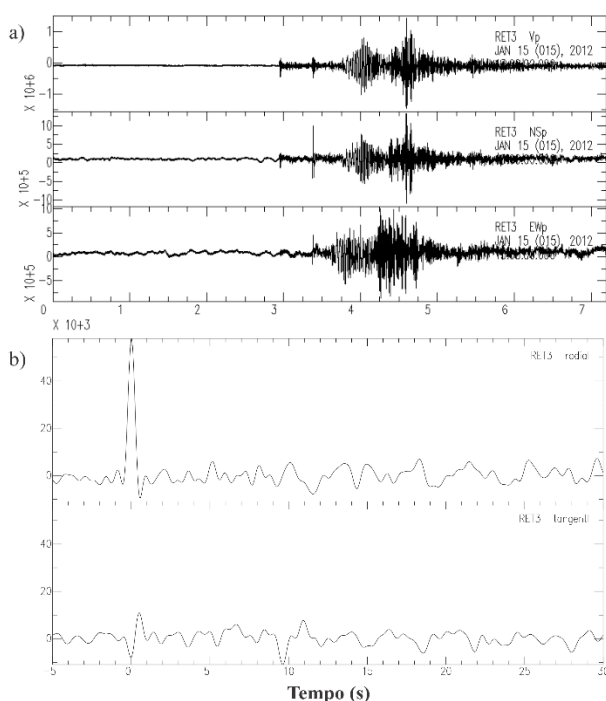


Figura 4.2 – a) Sismograma mostrando as componentes vertical, norte-sul e leste-oeste de evento telessísmico registrado no dia 15/01/2012 pela estação RET3, localizada na transição entre a Faixa Araguaia e o Arco Magmático de Goiás. b) Respostas da função do receptor nas componentes radial e tangencial.

Como parâmetro de entrada, no programa *Pwaveqn*, aplicou-se para o filtro Gaussiano fator $a=4$ (equivalente a frequência de 2 Hz) e Nível de Água fator $c = 0,001$. Atribuiu-se os mesmos parâmetros em todos os registros das estações. No entanto, um número maior de testes foram realizados para as estações MATE e SFTO, por terem sido afetadas pelos efeitos da camada sedimentar (Hermann, 2012) do Grupo Urucua e por apresentarem resultados piores (Figura 4.3 e Figura 4.4).

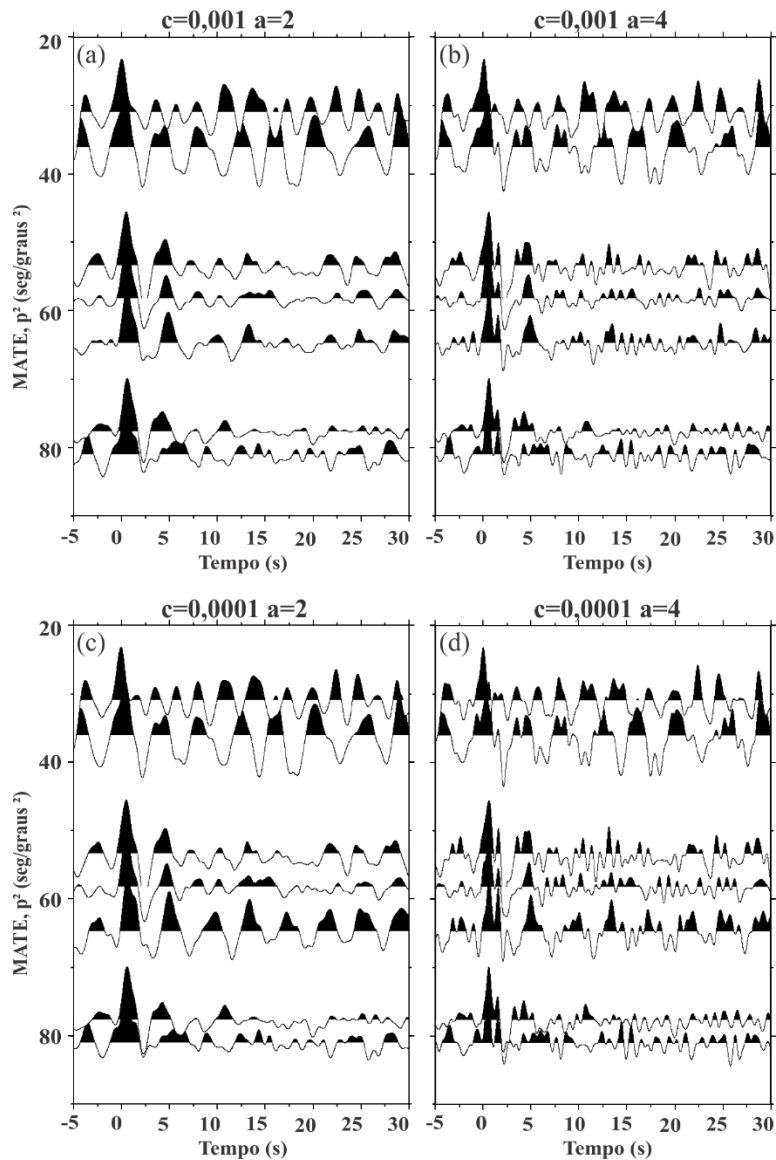


Figura 4.3 – Respostas de função do receptor na radial para estação MATE mostrando resultado de teste do Filtro Gaussiano e Nível de água. (a) Filtro Gaussiano com fator = 2 e Nível de água com fator $c = 0,001$. (b) Filtro Gaussiano com fator = 4 e Nível de água com fator $c = 0,001$. (c) Filtro Gaussiano com fator = 2 e Nível de água com fator $c = 0,0001$. (d) Filtro Gaussiano com fator = 4 e Nível de água com fator $c = 0,0001$.

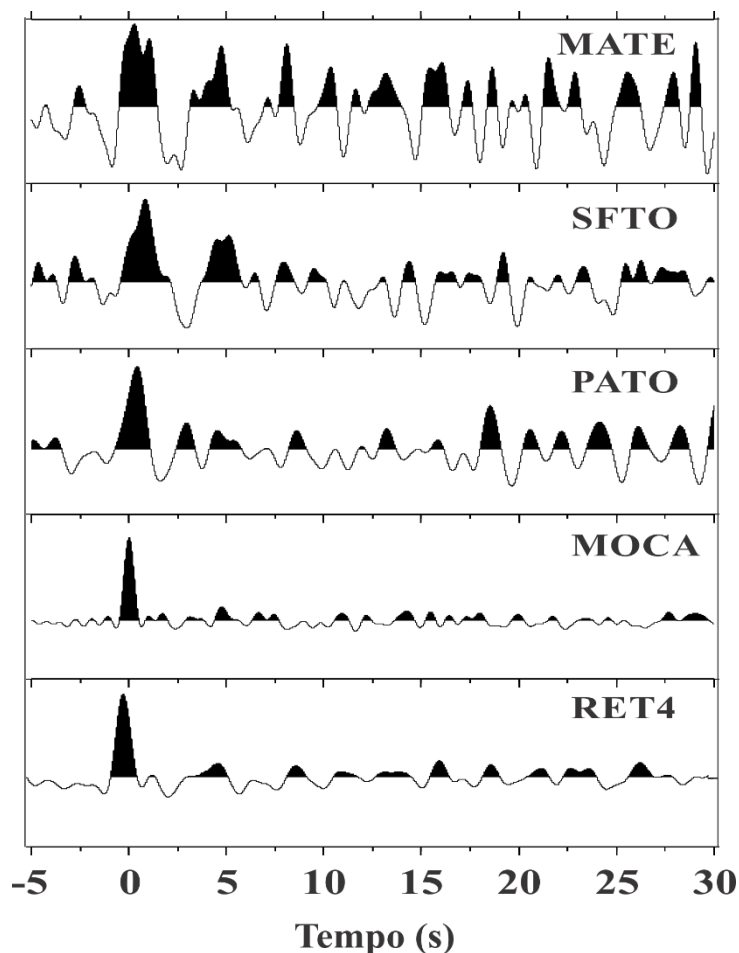


Figura 4.4 – Respostas de função do receptor do evento telessísmico de magnitude 6,6 registrado no dia 15/01/2012 às 13h 40 min 19 s, pelas estações MATE (no Grupo Urucua), SFTO (no Grupo Urucua), PATO (limite Bacia do Parnaíba – Urucua), MOCA (na Bacia do Parnaíba) e RET4 (Província Tocantins).

Por inspeção visual, selecionou-se traços de função do receptor com fases P e S claras. Esses traços foram empilhados, independente do azimuth, levando em consideração a diferença de até 3,5 s/grau de parâmetro de raio. Este procedimento não foi adotado para as estações RET3 e PEXB, por apresentarem forte dependência azimuthal.

Os traços da estação RET3 foram divididos em dois grupos, os de azimuth variando de 30° a 240° e os de azimuth variando entre 270° e 330°. Os traços da estação PEXB também foram divididos em dois grupos, os de azimuthes de 0° a 240° e os de azimuthes variando entre 240° e 300°. O processo de empilhamento foi realizado separadamente para cada grupo.

Após o procedimento de empilhamento, os traços foram plotados por parâmetro de raio ao quadrado em função do tempo, mostrando alinhamento positivo para a fase Ps e negativo para as fases múltiplas (França & Assumpção, 2004).

A Figura 4.5 mostra o empilhamento de quatro respostas de função do receptor, componente radial, da estação PARN. Os traços apresentam parâmetro de raio ao quadrado variando entre 35.9837 s/grauss² e 37.8829 s/grauss². O processo de empilhamento mostrou-se eficaz, principalmente, na determinação de espessura crustal por meio da leitura de fases, por realçar as fases Ps e múltiplas.

Os resultados de espessura da crosta (H) e razão Vp/Vs das estações com vasto banco dados foram obtidos pelo programa *Hk-stacking*. Para a velocidade da onda P (Vp) aplicou-se o valor de 6,4 km/s, obtido de trabalhos de refração sísmica realizados na Província Tocantins (Assumpção *et al.*, 2004; Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011) e valores de velocidade média característicos de regiões de Escudo compilados da literatura (Christensen & Mooney, 1995).

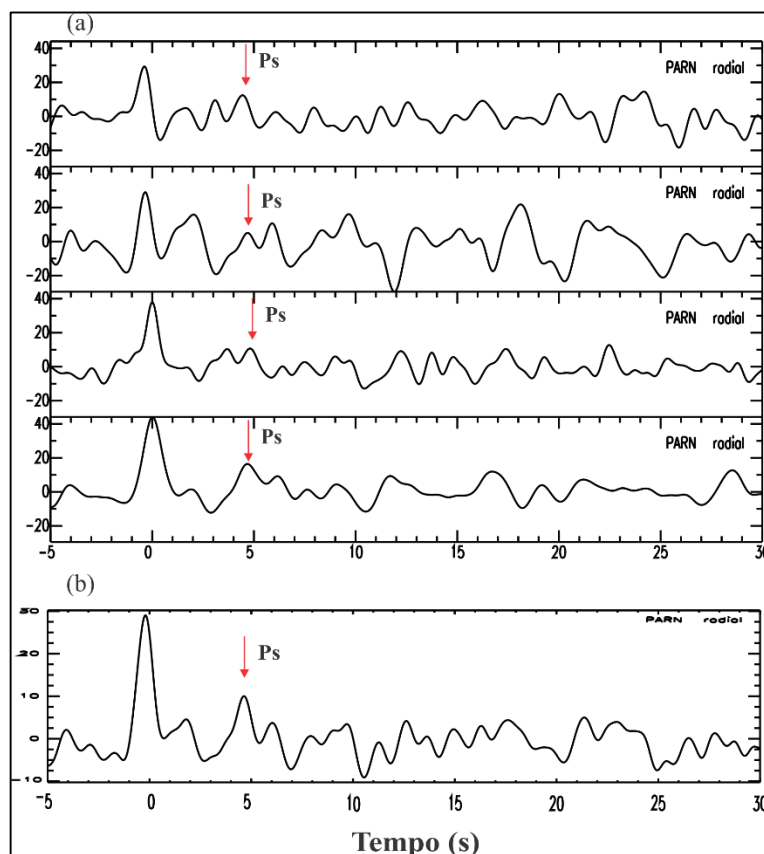


Figura 4.5 – (a) Quatro respostas de função do receptor da estação PARN. (b) Resultado do empilhamento dos quatro traços de função do receptor.

Foram atribuídos pesos 0,6 para a fase Ps, 0,3 para PpPms (1^a múltipla) e 0,1 PpSms + PsPms (2^a múltipla). A determinação das incertezas, feita pelo método “*bootstrap*”, foi realizada com 200 subconjuntos para todas as estações.

O banco de dados de entrada do programa *Hk-stacking* foi composto pelos traços de função do receptor na componente radial antes do empilhamento, por diminuir às incertezas e aumentar as correlações.

As estações com banco de dados reduzido (DIAN, PARN, NOAC) e aquelas instaladas sobre coberturas cretáceas do Grupo Urucuia (SFTO, MATE, PATO), cujos resultados são fortemente prejudicados por camada sedimentar rasa, tiveram espessuras determinadas a partir da leitura da fase Ps, aplicadas na *equação 3.16* (Zandt *et al.*, 1995). Para as estações DIAN e PARN foi utilizada razão Vp/Vs de 1,70 e para as demais (NOAC, SFTO, MATE e PATO) a razão Vp/Vs de 1,71. Os valores de Vp/Vs foram determinados a partir de resultados de outras estações que ocupam o mesmo domínio geológico.

4.2 Dados topográficos

Os dados topográficos foram obtidos do projeto Topodata, que oferece o Modelo Digital de Elevação do território brasileiro. O banco de dados do projeto Topodata foi previamente processado, sendo que o primeiro conjunto de dados apresentava espaçamento de 3 arco-segundos (resolução de ~90m). Após a interpolação destes dados as grades de altitude passaram a ter 1 arco-segundo (resolução de ~30m).

Foram adquiridos 50 grades, referentes à área de estudo, de altitude de 1 arco-segundo de resolução, formato GRD (programa *Surfer*). O processamento dos dados foi realizado no software *Oasis Montaj* versão 7.1 da Geosoft e consistiu em gerar mapas com altitudes positivas (Figura 4.6) e negativas (Figura 4.7).

A partir do mapa topográfico com valores de altitudes positivos foi possível definir perfis mostrando as variações de altitudes em cada ambiente tectônico e geológico. O mapa topográfico com valores de altitudes negativas tornou-se facilitador na interpretação do modelo isostático da crosta na área de estudo.

4.3 Dados gravimétricos

Os dados gravimétricos utilizados neste trabalho são provenientes do modelo de gravidade do Mundo (WGM) de 2012, disponível no sítio *International Gravimetric Bureau*.

O modelo é derivado do modelo geopotencial EGM2008, que é resultante de dados do satélite *GRACE*.

As medidas de gravimétricas foram disponíveis em arquivo XYZ. O pré-processamento que gera a anomalia Bouguer (correções de ar-livre, maré, *drift* instrumental e Bouguer) foi realizado pela instituição que gerou o modelo *WGM*.

O processamento dos dados consistiu em gerar mapa de anomalia Bouguer, com interpolador curvatura mínima e tamanho de célula de 0,03°. Todo o tratamento dos dados foi realizado no software *Oasis Montaj* versão 7.1 da Geosoft.

O mapa de anomalia Bouguer permitiu gerar perfis sobre as principais anomalias presentes no Brasil central e auxiliar na interpretação do modelo isostático, da evolução tectônica e identificar os principais limites tectônicos.

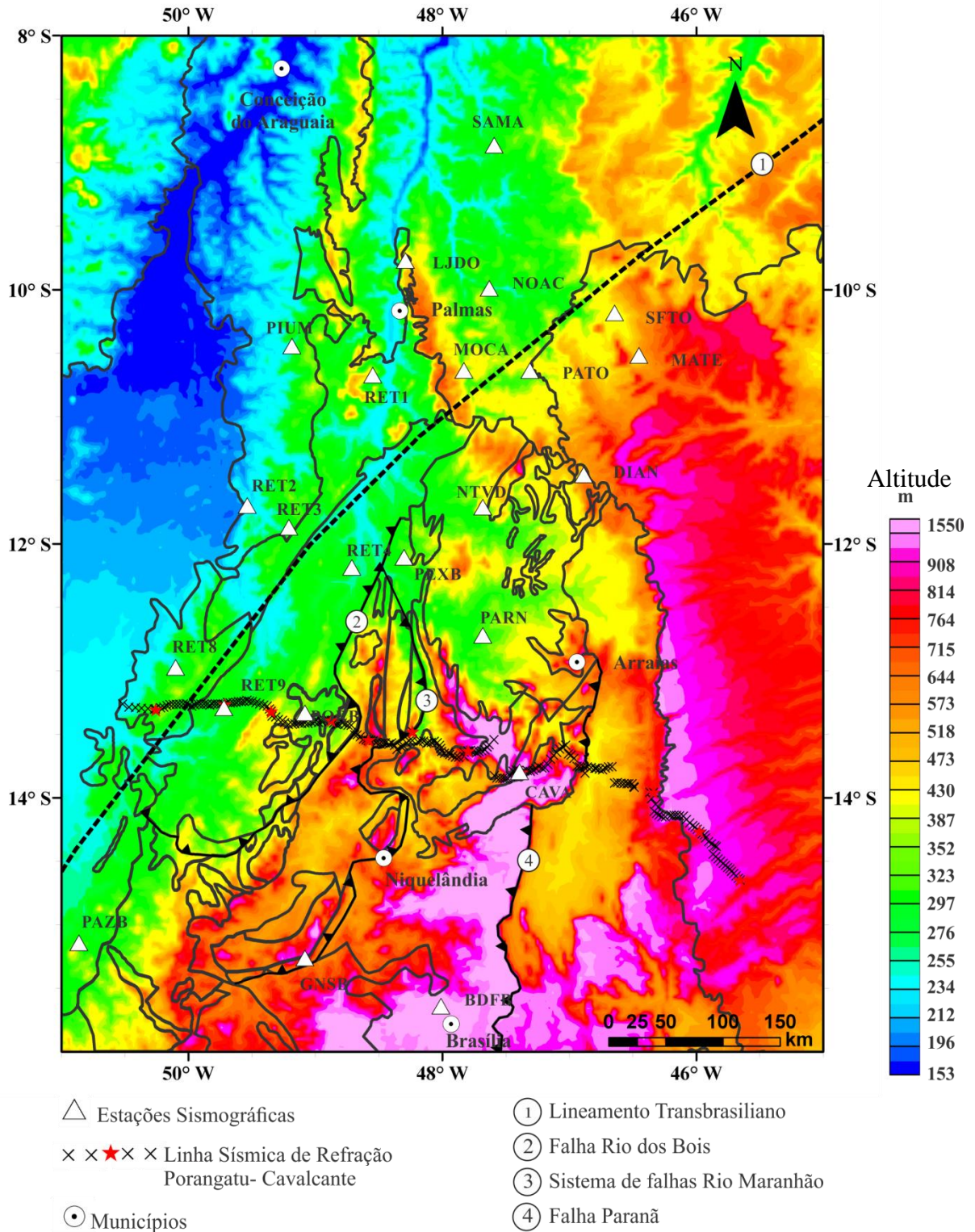


Figura 4.6 – Mapa topográfico (derivado de dados *SRTM*) com valores de altitude positivos na área de estudo com os limites geológicos, e localização das estações sismográficas e na linha sísmica de refração.

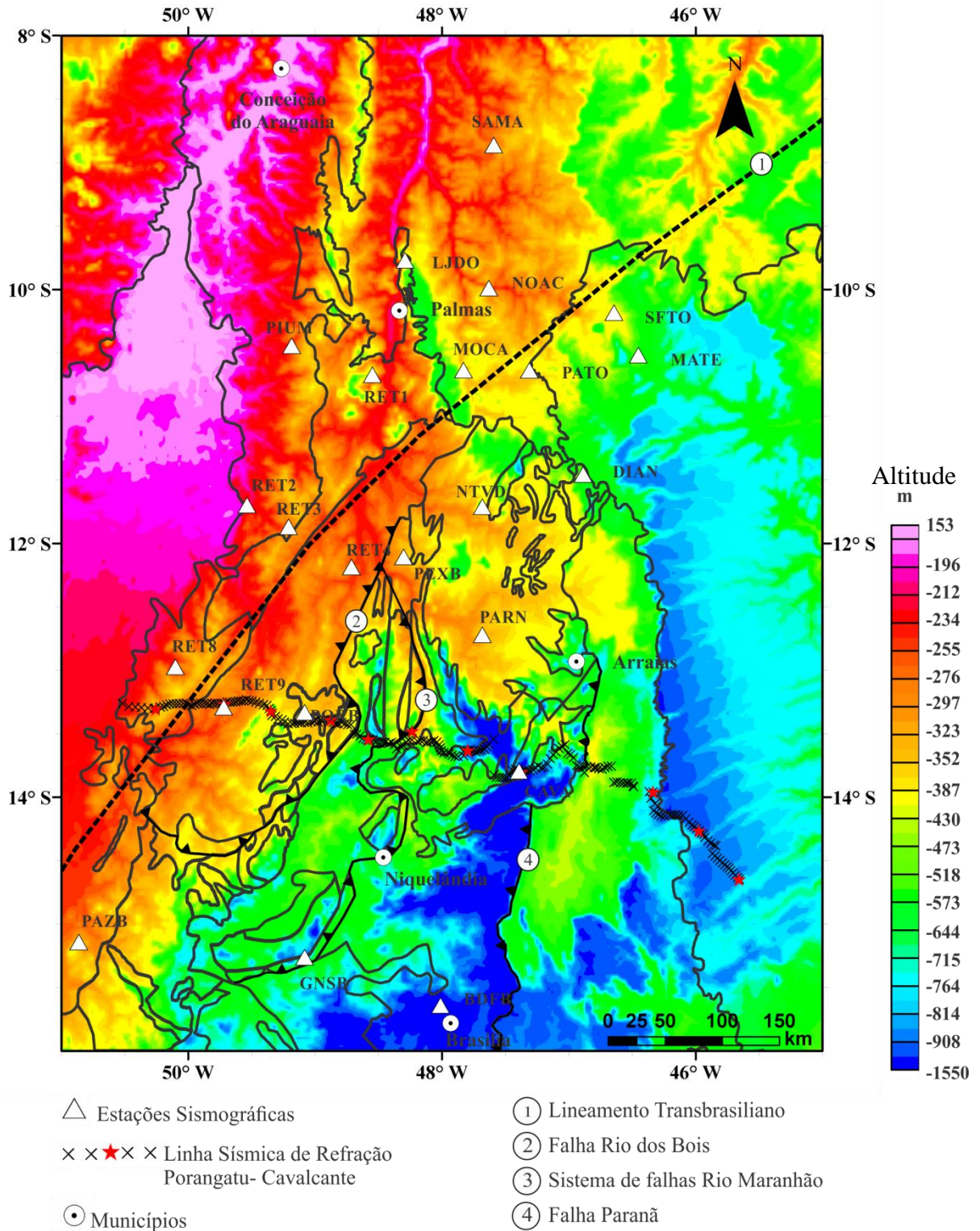
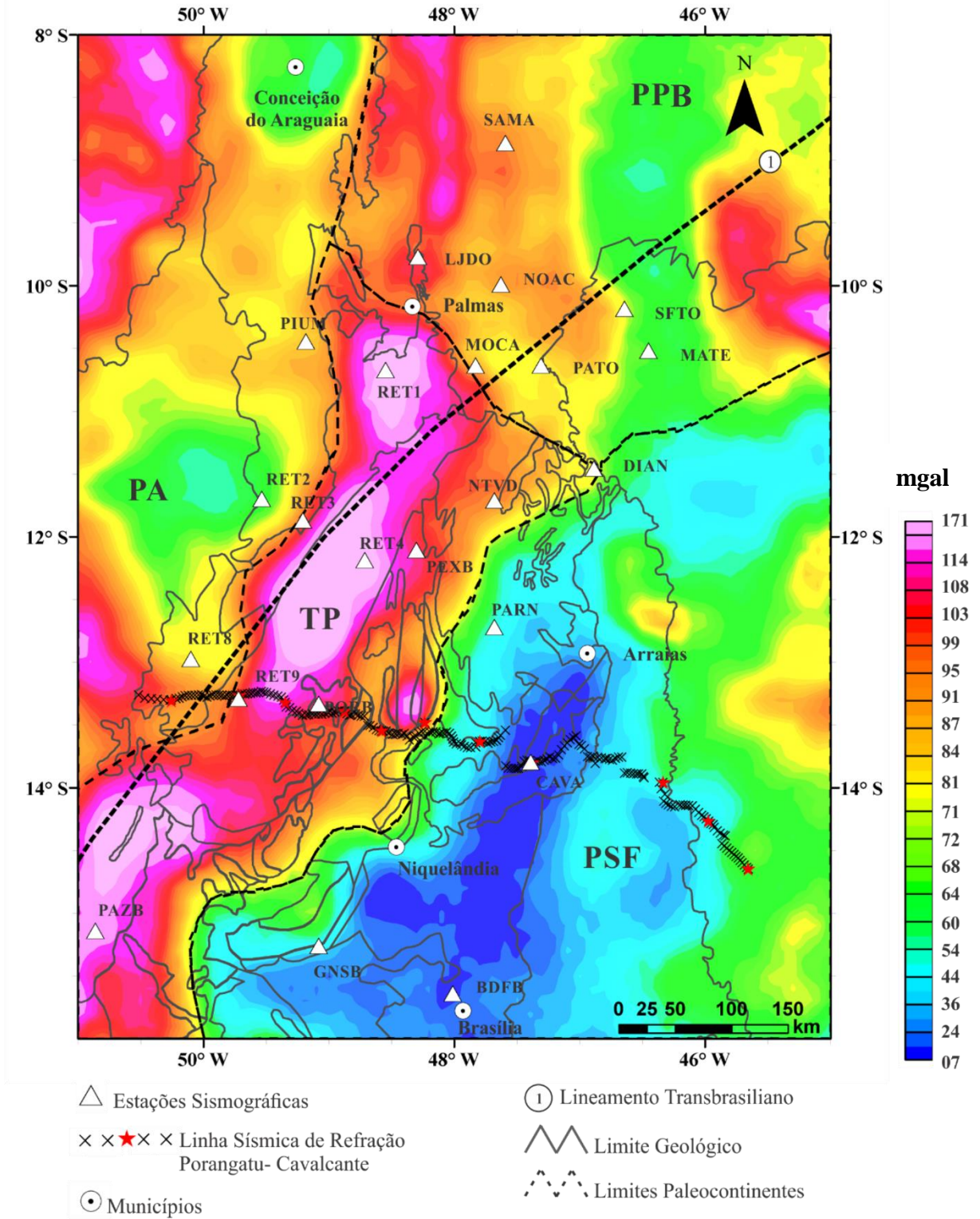


Figura 4.7 – Mapa topográfico com valores de altitude negativos, gerado a partir da interpolação dos valores da Figura 4.7, da área de estudo, com os limites geológicos, e com a localização das estações sismográficas e da linha sísmica de refração.



Sistema de Coordenadas Geográficas
 Datum: WGS84

Figura 4.8 – Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer, com limites geológicos, mostrando os limites dos paleocontinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PPB- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre paleocontinentes e PSF- Paleocontinente São Francisco.

RESULTADOS

Os métodos que utilizam a propagação de ondas sísmicas, como por exemplo, função do receptor e refração sísmica, tem contribuído significativamente com o estudo da crosta continental. Esses métodos possibilitam determinar a geometria das discontinuidades crustais, particularmente a discontinuidade de Moho e o campo de velocidade das ondas sísmicas ($V_p, V_p/V_s$), que são importantes para diminuir as ambiguidades das interpretações dos dados gravimétricos.

A função do receptor, por sua vez, fornece informações pontuais sobre a espessura da Moho e razão de Poisson (V_p/V_s) médias da crosta sob a estação sismográfica. A qualidade e confiabilidade dos resultados são proporcionais à quantidade de dados disponíveis para cada estação.

Neste trabalho, foram integrados trinta e dois valores de espessura crustal e razão de Poisson, resultados de levantamentos utilizando função do receptor e refração sísmica profunda, para determinar a topografia da Moho no Brasil central. Do total dos resultados utilizados, dezoito pontos são decorrentes do processamento e análise de dados de função do receptor realizados nesta pesquisa e quatorze são referentes a resultados da literatura (Soares *et al.*, 2006, Ventura *et al.*, 2011; Assumpção *et al.*, 2004).

Será dado enfoque as fases de função do receptor relacionadas à interface crosta-manto (Moho) e discontinuidades internas da crosta. Os resultados serão apresentados por estação sismográfica, considerando os domínios dos paleocontinentes Amazônico, Parnaíba e São Francisco e terrenos intermediários (Arco Magmático de Goiás, porções do Maciço de Goiás, e complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional).

A análise dos resultados levará em consideração os aspectos pertinentes ao número de registros telessísmicos, qualidade dos dados, clareza e variação de fases segundo o ambiente geológica e erros associados às determinações de espessura crustal e razão de Poisson.

5.1 Paleocontinente Amazônico

No domínio do Paleocontinente Amazônico estão instaladas as estações RET2 e RET8. Na transição do Paleocontinente Amazônico com os terrenos a leste, sobre o gradiente gravimétrico oeste do Brasil central, estão instaladas as estações RET9, RET3 e PIUM (Figura 4.8).

A estação RET2 está localizada sobre a Faixa Araguaia (Figura 2.1). Seu banco de dados, apesar de representativo em número de eventos, possui baixa razão sinal- ruído, o que dificultou a obtenção de bons resultados de função do receptor. No total, foram selecionados/obtidos vinte e dois traços de função do receptor para dois anos e meio de funcionamento da estação.

A fase Ps é maior que 5s, caracterizando crosta espessa. As múltiplas não são claras. Na componente tangencial, o pico da onda P direta aparece em quase todos os traços (Figura 5.1).

Os resultados de espessura e razão Vp/Vs para as estação RET2, obtidos pelo método *Hk-stacking*, são de $48,9 \pm 2,4$ km e Vp/Vs $1,79 \pm 0,13$ (Figura 5.1). Apesar do erro da Vp/Vs ser relativamente grande, o resultado obtido indica crosta anormalmente espessa sob a estação.

A estação RET8 está localizada sobre a porção sul da Faixa Araguaia (Figura 2.1). Juntamente, com a estação RET9 resolvem a profundidade da Moho sob o limite oeste do perfil de refração sísmica profunda de Porangatu, complementando o imageamento da Moho na transição entre os terrenos do Arco Magmático de Goiás e o Paleocontinente Amazônico (Figura 4.8). Seu banco de dados é representativo em número de eventos, apresenta boa razão-sinal ruído e distribuição de eventos em todas as faixas de azimute. Os resultados foram obtidos considerando cento e sete respostas de função do receptor.

A fase Ps é bastante clara com tempo de chegada próximo de 5s (Figura 5.2). Em valores de tempo entre 1-2s, o “dipolo” representado por fase negativa-positiva sugere existência de camada de baixa velocidade na porção rasa da crosta. A espessura crustal determinada pelo *Hk-stacking* foi de $39,7 \pm 2,0$ km e a razão Vp/Vs foi de $1,78 \pm 0,04$.

Os resultados das estações RET2 e RET8 determinam Vp/Vs de 1,78 para a crosta da Paleoplaca Amazônica (Faixa Araguaia) e acusam variação de cerca de 9 km na espessura da crosta entre as estações. Sob a estação RET8 a descontinuidade de Moho parece ser mais abrupta do que sob a estação RET2. A camada de baixa velocidade está registrada também na componente tangencial.

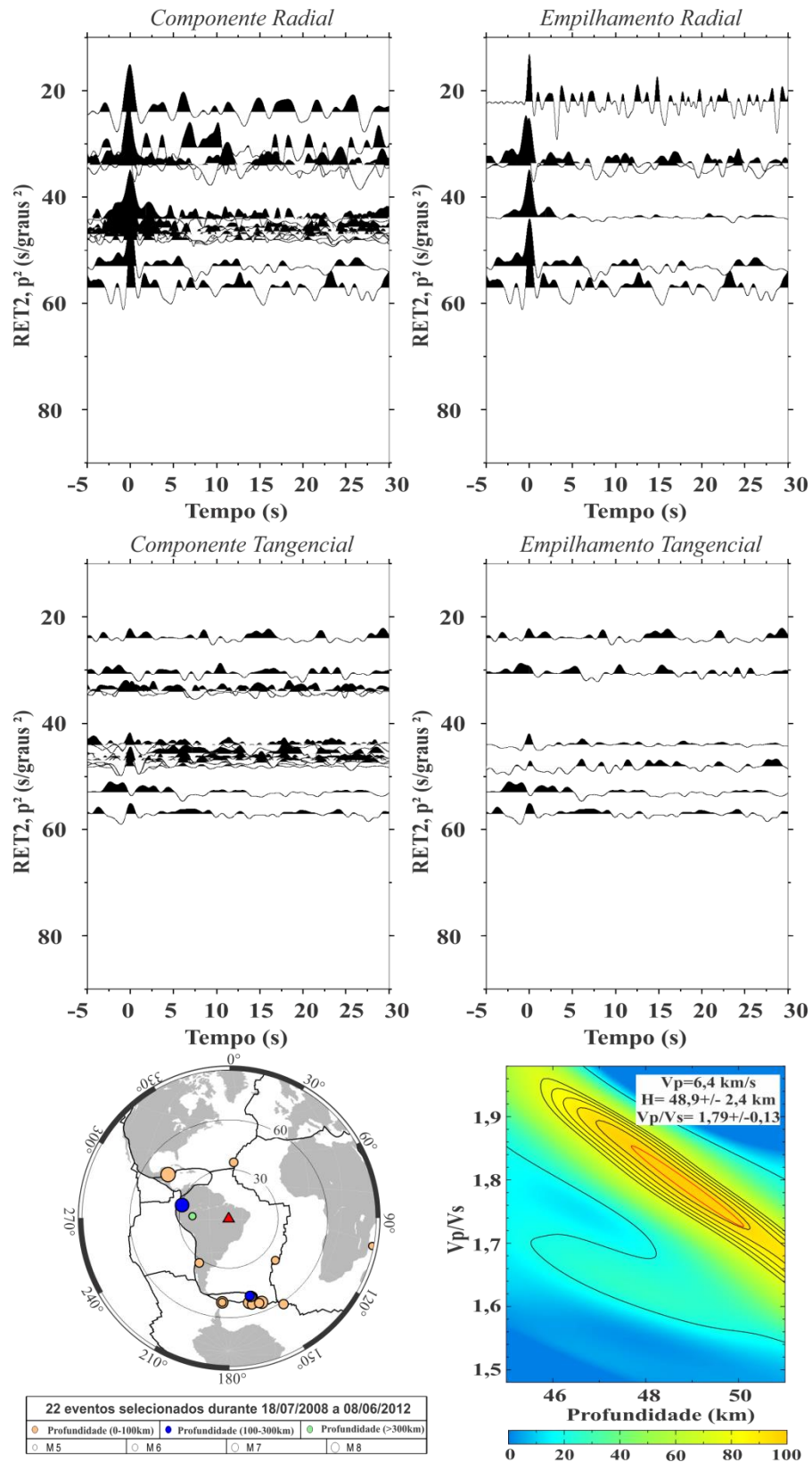


Figura 5.1 - Resultado de função do receptor da **estação RET2**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

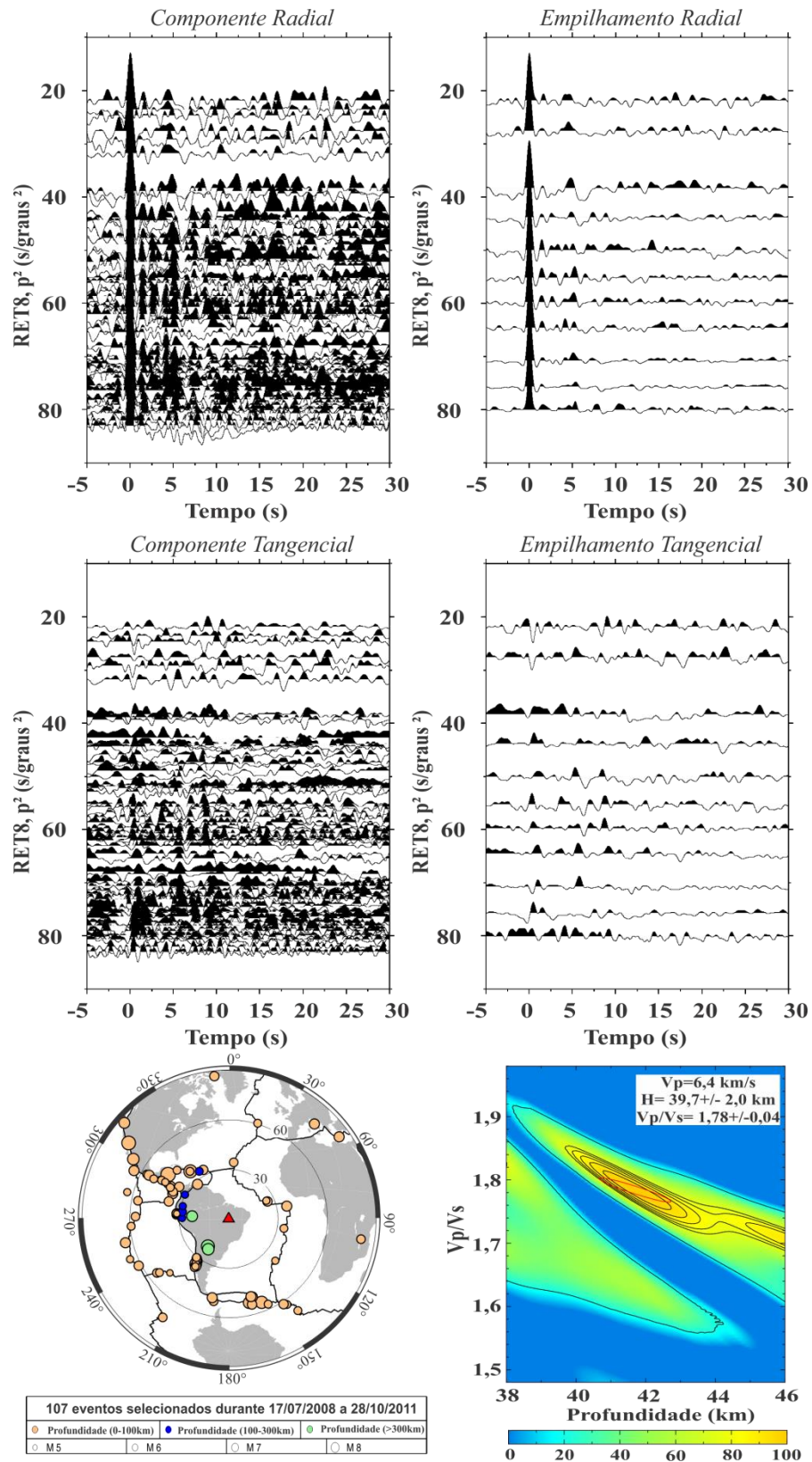


Figura 5.2 - Resultado de função do receptor da **estação RET8**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

A estação RET9 está situada sobre o gradiente gravimétrico do Brasil central, na transição dos domínios Faixa Araguaia-Arco Magmático de Goiás (Figura 2.1 e Figura 4.8). Em conjunto com a estação RET8, a estação RET9 foi instalada com o objetivo de determinar a descontinuidade de Moho no extremo oeste da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Resultados preliminares de função do receptor dessa estação foram apresentados por Ventura *et al.* (2011).

O banco de dados para a estação RET9 é representativo em número de eventos e em distribuição azimutal, os resultados de função do receptor apresentaram boa razão sinal-ruído. A partir desses registros foram geradas cento e vinte seis respostas de função do receptor (Figura 5.3).

A fase Ps está bem marcada e apresenta tempo de chegada bem acima de 5s e a primeira múltipla (PpPms) está próxima de 17,5s. Logo após a fase P, há um “dipolo” discreto de fase negativa e positiva, que provavelmente representa camada de baixa velocidade na crosta rasa. Aparentemente, a camada de baixa velocidade está registrada na componente tangencial.

Os valores de espessura e razão V_p/V_s da estação RET9 foram determinados em $52,9 \pm 0,9$ km e $1,68 \pm 0,04$, utilizando o programa *Hk-stacking* (Figura 5.3). Esse resultado foi interpretado por Ventura *et al.* (2011) como resultado de duplicação crustal relacionado à subducção amazônica.

A estação RET3 está localizada sobre o gradiente gravimétrico oeste do Brasil central, no limite da Faixa Araguaia com os terrenos granulíticos de Porto Nacional (Figura 2.1). O banco de dados disponível é representativo, apresenta resultados de função do receptor com alta razão sinal-ruído, e os eventos tem boa distribuição epicentral. Foram gerados sessenta e dois traços de função do receptor

A análise dos componentes radiais da estação RET3 mostrou que o tempo de chegada da fase Ps sofre variação com a direção dos eventos, caracterizando dependência azimutal para os resultados. Depois de análise prévia, o banco de dados foi dividido em eventos com azimute entre 30° - 240° e 270° - 330° (Figura 5.4).

O grupo de eventos com azimutes de 30° - 240° apresenta fase Ps bem definida e próxima a 5s e discreto “dipolo” (fases negativa e positiva), após a fase P direta, o que possivelmente indica camada de baixa velocidade na crosta superior. A fase PpPms está por volta de 16s. O resultado do programa *Hk-stacking* para esse grupo foi de $41,1 \pm 0,9$ km para espessura crustal e $1,73 \pm 0,02$ para a V_p/V_s (Figura 5.5).

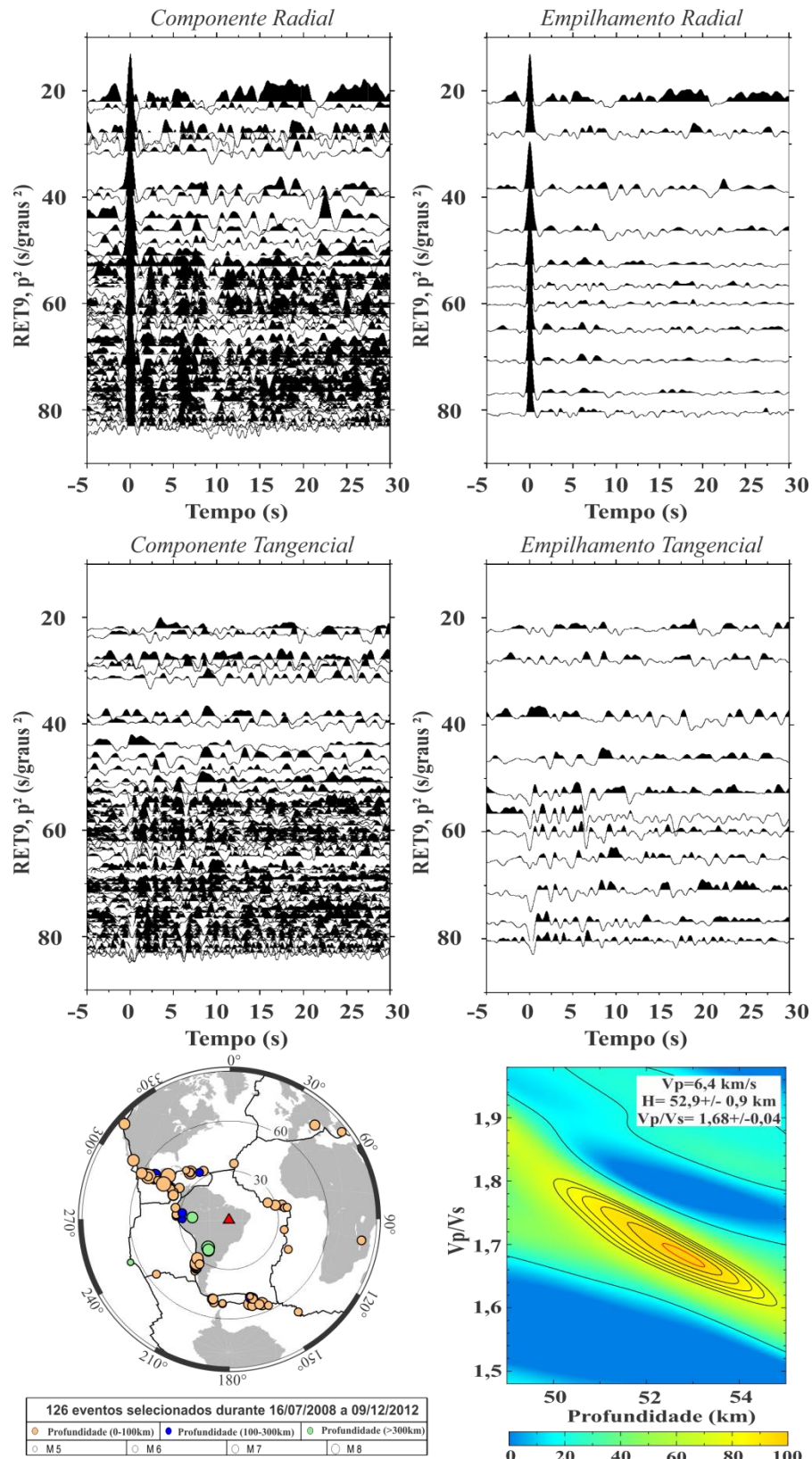


Figura 5.3 - Resultado de função do receptor da estação RET9. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessismos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

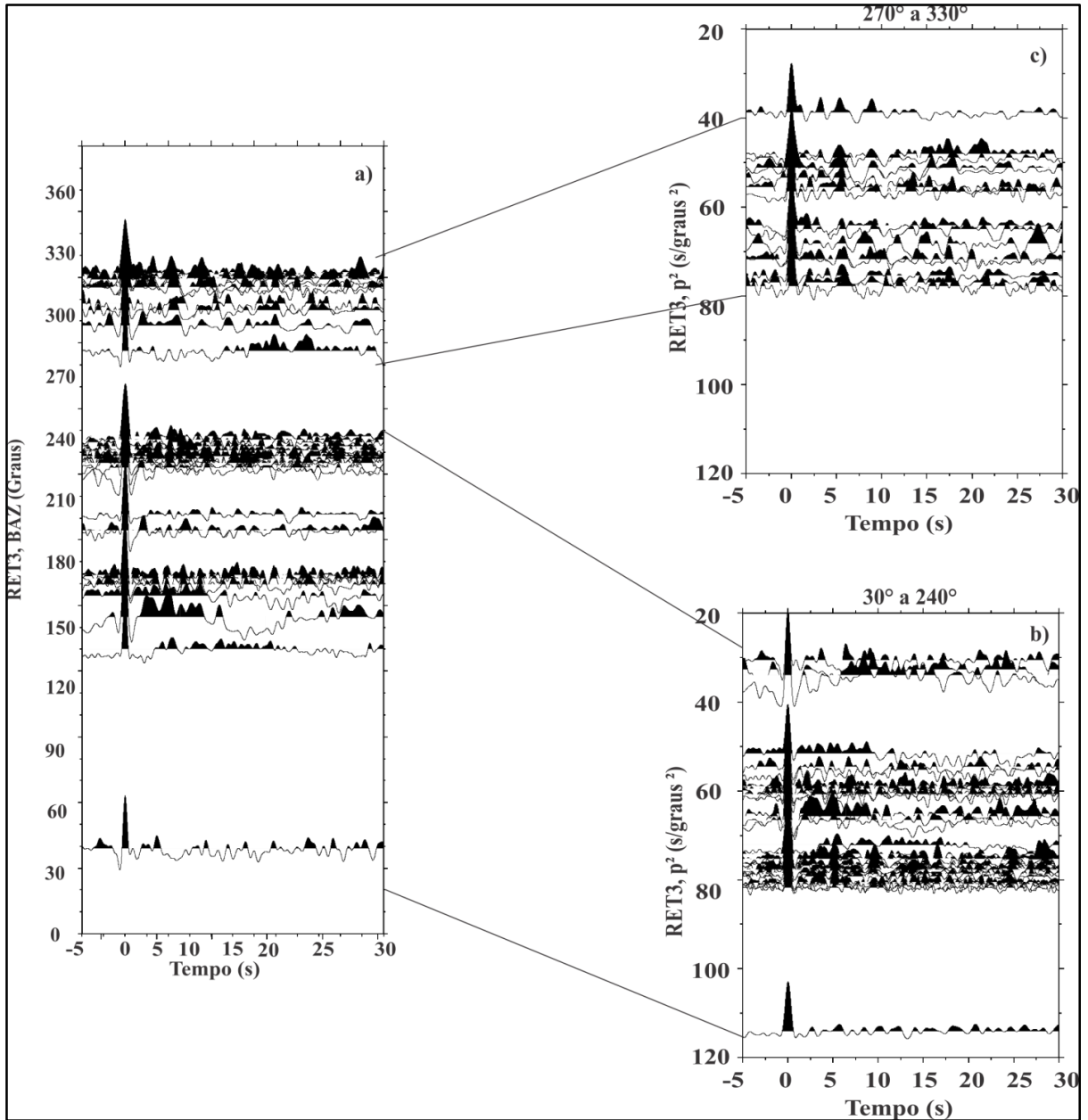


Figura 5.4 - Todas as respostas de função do receptor da **estação RET3**, mostrando dependência azimutal. a) Traços de função do receptor dispostos por azimute x tempo. b) Traços de função do receptor pertencentes ao grupo de azimutes entre 30° a 240 °. c) Traços de função o receptor pertencentes ao grupo de azimutes que variam de 270° a 330°.

Discreto alinhamento de fases nas componentes tangenciais parece marcar camada de baixa velocidade identificada nas componentes radiais de função do receptor.

O grupo com azimutes entre 270° -330° apresenta fase Ps com tempo de chegada maior que 5s, e múltipla PpPms bem definida próxima a 17s. As fases Ps e PpPms neste grupo são mais claras que no grupo de azimute 30° -240°.

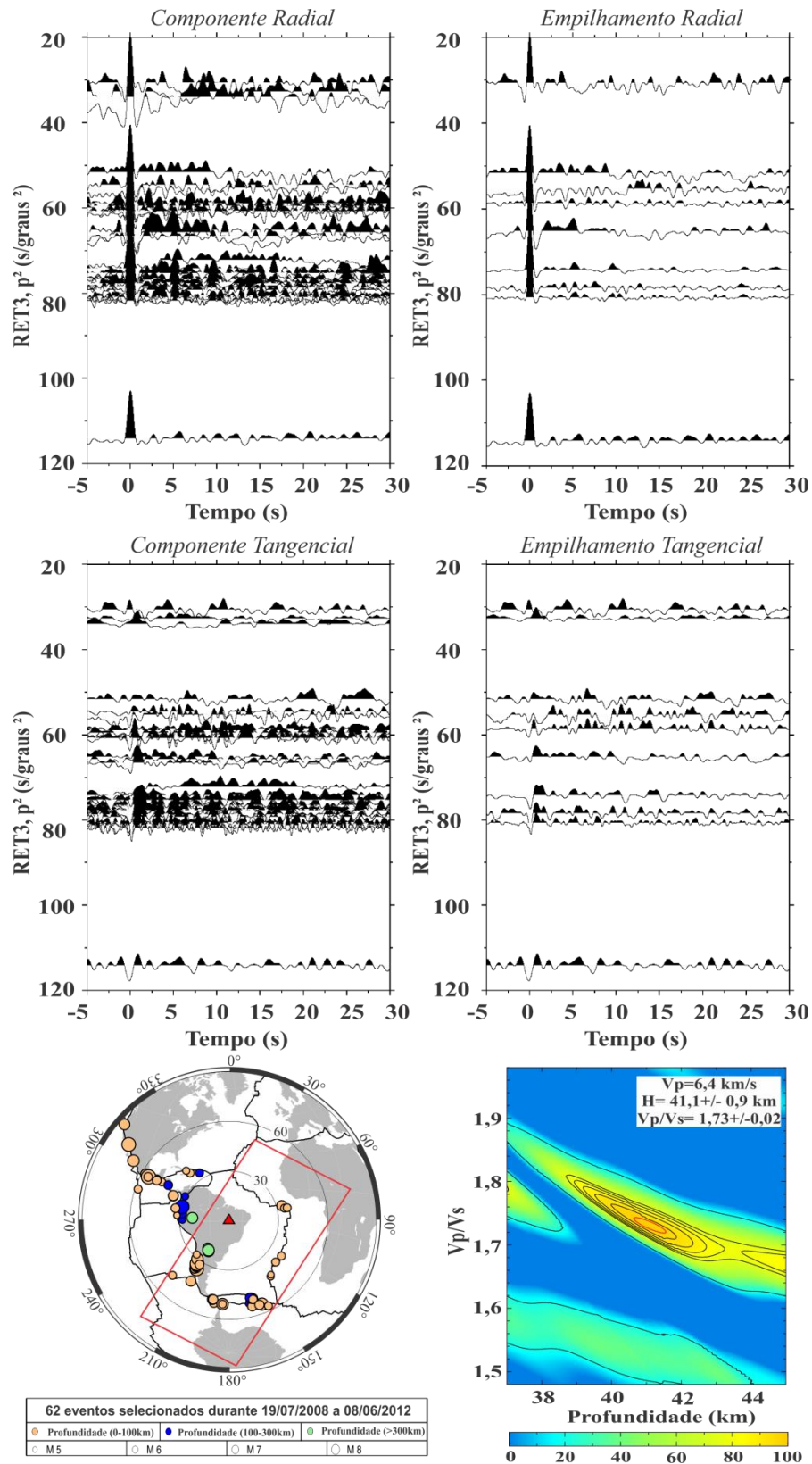


Figura 5.5 - Resultado de função do receptor da estação RET3, Azimute entre 30°-240°. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

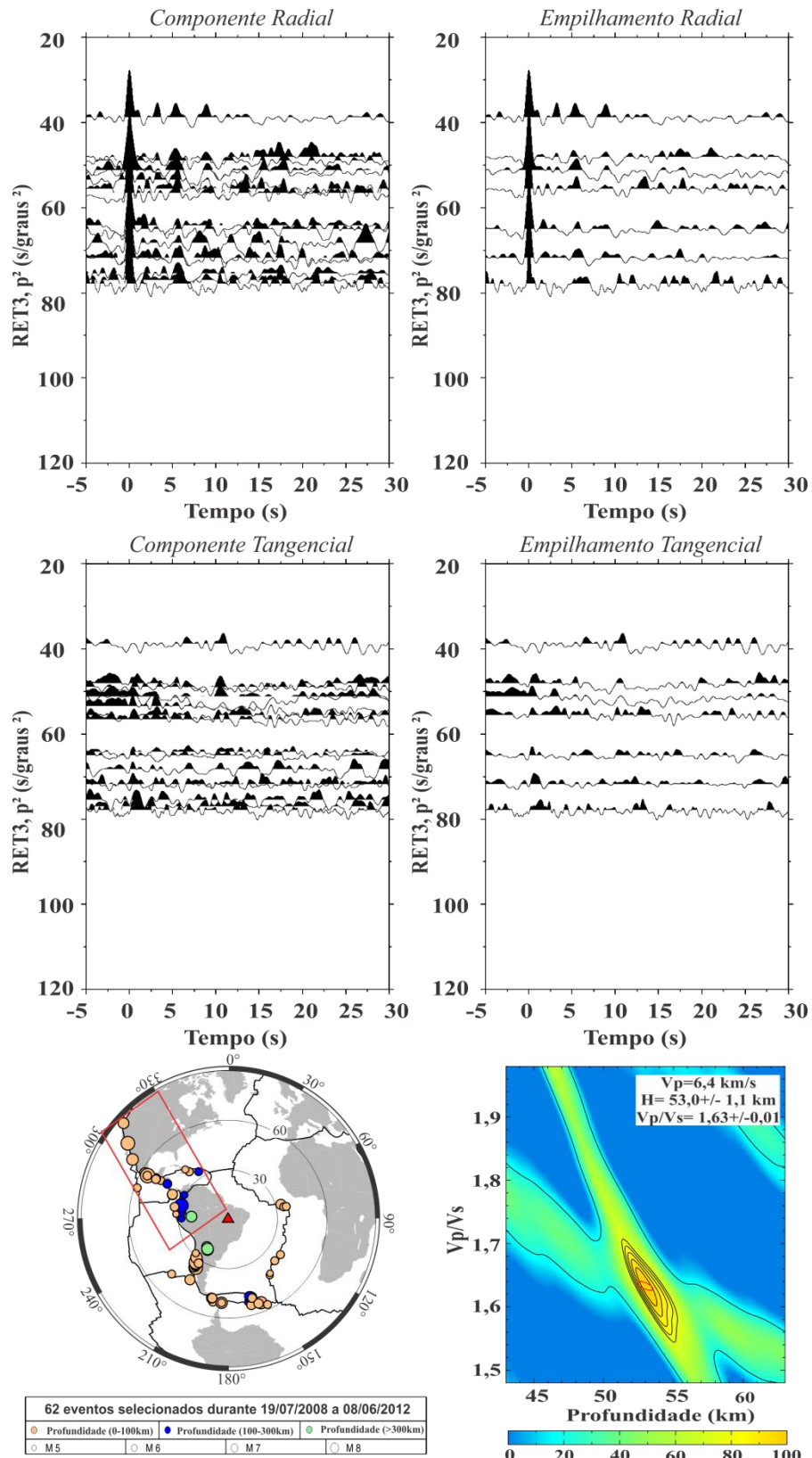


Figura 5.6 - Resultado de função do receptor da estação RET3, Azimute entre 270°-330°. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessismos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

Os valores determinados, no programa *Hk-stacking*, para a espessura crustal foi $53 \pm 1,1$ km e V_p/V_s $1,63 \pm 0,01$. A componente tangencial não apresenta alinhamento marcante de fases (Figura 5.6).

Do ponto de vista estatístico, esse resultado é consistente e o gráfico do programa *Hk-stacking* (Figura 5.6) mostra que, mesmo para os valores de V_p/V_s maiores que 1,63, próximos a 1,70- 1,73, por exemplo, a crosta a NW da estação RET3 continuaria com espessura acima de 50 km. O valor baixo para a razão V_p/V_s (1,63) fica mais consistente/significativo quando comparado com os resultados das estações RET9 e PIUM, ambas com espessura da crosta acima de 50 km e V_p/V_s abaixo de 1,68.

A estação RET3 está localizada sobre descontinuidade crustal e litosférica, com a crosta espessando cerca de 10 km de SE para NW, mostrando variações de espessura entre os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional e os metassedimentos da Faixa Araguaia.

A estação PIUM está localizada na porção norte da Faixa Araguaia, sobre o gradiente gravimétrico oeste do Brasil central e próximo ao limite entre os metassedimentos da faixa e os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional (Figura 2.1). A estação tem banco de dados representativos, porém os resultados de função do receptor não apresentam fase Ps clara, o que levou a utilização de eventos profundos da região Andina para aumentar o bando de dados. O uso desses registros registrou em trinta e oito respostas de função do receptor (Figura 5.7).

Na componente radial, o pico referente à fase P direta está claro em todos os traços. No entanto, as fases Ps não apresentam alinhamento marcante. A análise visual dos traços radiais empilhados permite determinar o valor de tempo de chegada para a fase Ps maior que 5s, apesar do comportamento disperso. As fases múltiplas não são claras.

Apesar das fases não estarem bem definidas, o programa *Hk-stacking* convergiu para espessura crustal de $53 \pm 2,3$ km e razão V_p/V_s $1,67 \pm 0,08$ (Figura 5.7).

O resultado obtido para a estação PIUM é concordante com os resultados das estações RET9 e RET3. As três estações estão sobre o gradiente gravimétrico oeste (limite do Paleocontinente Amazônico), apresentam espessura crustal acima de 50 km e razão V_p/V_s média da crosta menor que 1,70. Em particular os resultados da estação PIUM sugerem que a descontinuidade de Moho possui caráter transicional.

Os resultados de função do receptor mostram crosta anormalmente espessa para a porção NW da área (49 km para RET2) e espessura normal na porção SW (40 km para RET8), sugerindo descontinuidade na crosta entre as estações RET8 e RET2. No limite oeste do Paleocontinente Amazônico, marcado pelo gradiente gravimétrico Bouguer, a crosta apresenta espessura acima de 50 km ao longo de aproximadamente 300 km de extensão, acompanhando o

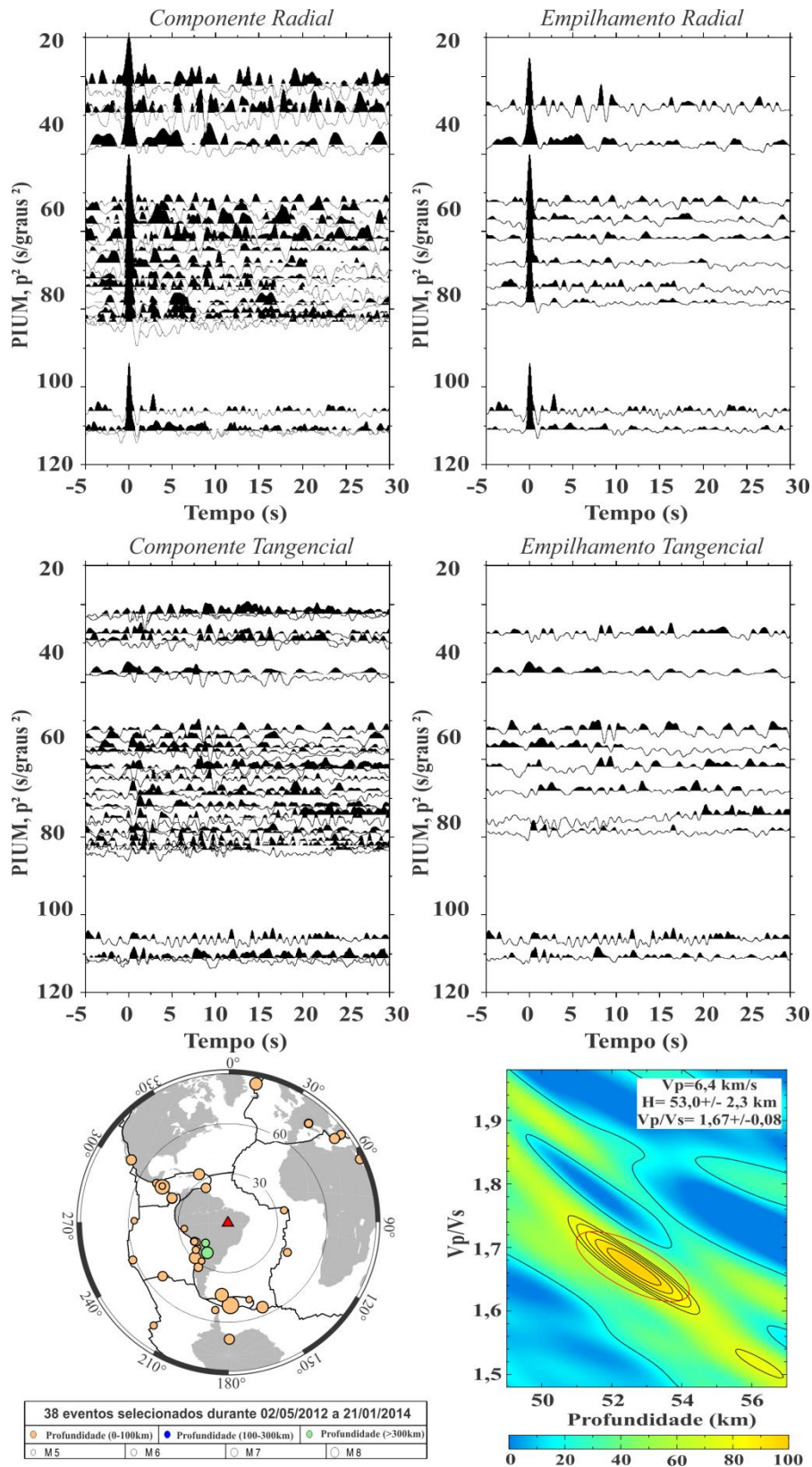


Figura 5.7 - Resultado de função do receptor da **estação PIUM**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

gradiente gravimétrico (Figura 4.8). Esses resultados são interpretados como crosta localmente duplicada fruto da colisão e interdigitação da porção continental da Paleoplaca Amazônica com os terrenos a leste. É a expressão da frente de colisão da porção oeste do Paleocontinente Amazônico no Brasil central. Os valores de V_p/V_s sistematicamente baixos (menores que 1,70) sugerem composição félsica para a crosta duplicada.

A variação da resposta gravimétrica entre alto-baixo gravimétrico não acompanha a variação de espessura da crosta, mas a variação nas propriedades físicas dos mantos litosféricos. O alto gravimétrico marca corredor de manto neoproterozoico que, apesar de mais quente, é menos depletado e, conseqüentemente, mais denso que os mantos litosféricos adjacentes relacionados aos paleocontinentes Amazônico e São Francisco (Soares *et al.*, 2006).

5.2 Paleocontinente Parnaíba

Os resultados de espessura crustal e razão V_p/V_s para a crosta do domínio do Paleocontinente Parnaíba (Figura 2.2) foram determinados pelos resultados de função do receptor das estações SAMA, LJDO, NOAC, MOCA, PATO, SFTO e MATE. As três últimas estações estão localizadas sobre as coberturas cretáceas do Grupo Urucuia e ao longo do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano (Figura 2.1).

A estação SAMA está localizada na Bacia do Parnaíba, na porção mais a norte da área de estudo (Figura 1.3). Funcionou sob os cuidados do LabLitos por curto período de tempo e foi substituída por estação permanente da Rede BRASIS. O banco de dados analisado corresponde ao período em que a estação esteve sob os cuidados do LabLitos e os resultados são conclusivos. Foram gerados cinquenta e dois traços de função do receptor, com alta razão sinal-ruído, com eventos oriundos, principalmente, do lado oeste da estação.

O sismograma radial apresenta alinhamento claro para a fase Ps próximo a 5 s e alinhamento para a múltipla PpPms próximo a 15s. Interno à crosta se destaca "dipolo" formado por fase negativa-positiva (logo após a chegada da P), possivelmente marcando camada de baixa velocidade na crosta superior (Figura 5.8). O resultado do programa *Hk-stacking* é consistente com $44,1 \pm 0,7$ km para espessura da crosta e $1,70 \pm 0,01$ para a razão V_p/V_s .

Os traços tangenciais de função do receptor não apresentam alinhamento de fases.

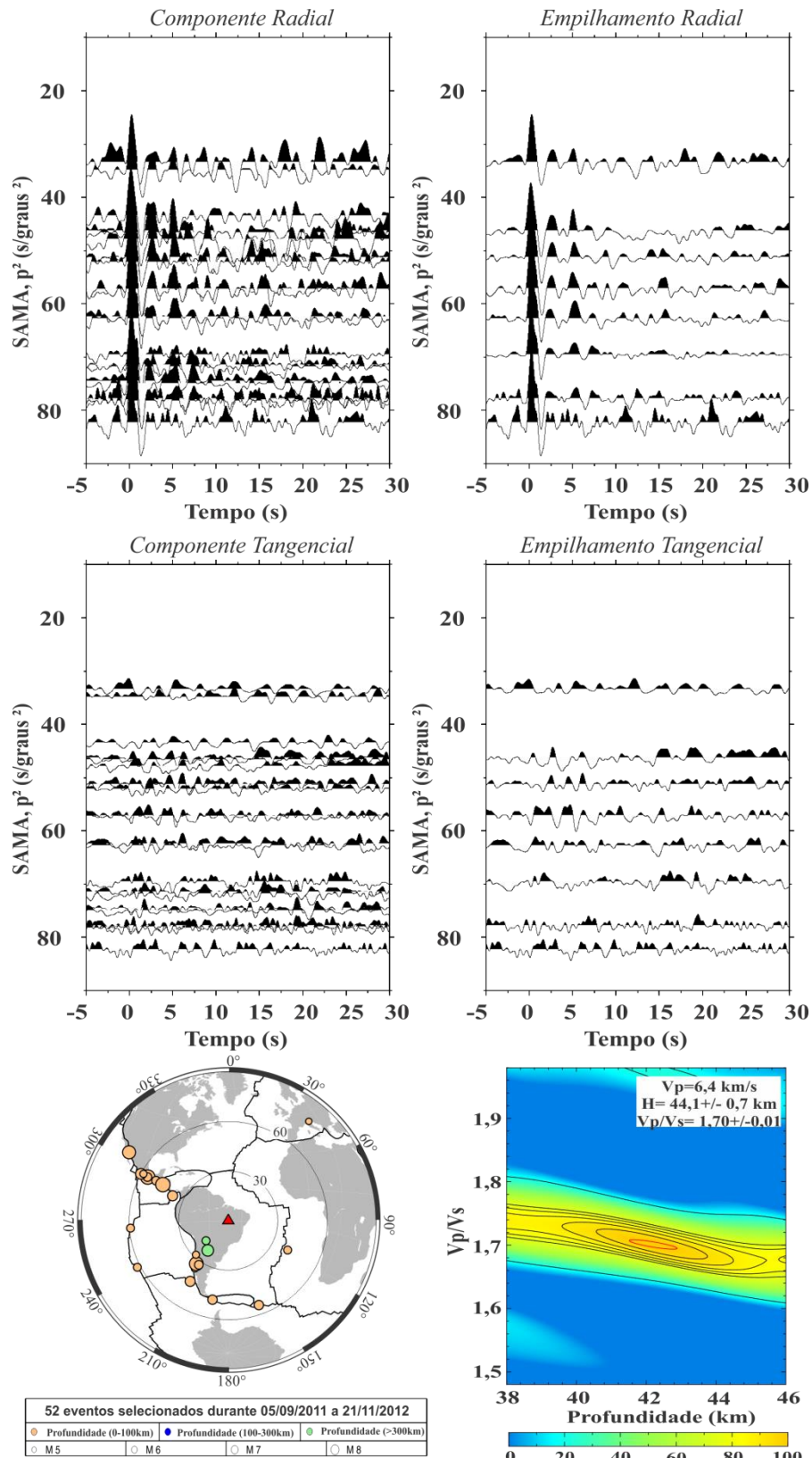


Figura 5.8 - Resultado de função do receptor da **estação SAMA**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

A falta de fase positiva, após a fase P direta, marcando o embasamento da Bacia, pode significar bacia muito rasa, não resolvida pelo conteúdo de frequência dos traços de função do receptor.

A estação LJDO está instalada na transição da Bacia do Parnaíba com o domínio dos complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional (Figura 2.1). Possui banco de dados representativo em número de eventos. Foram obtidos cinquenta e quatro resultados de função do receptor com boa razão sinal-ruído (Figura 5.9).

O sismograma radial é marcado por fase Ps relativamente clara, com chegada em torno de 5s e pela múltipla PpPms bem definida, com chegada em torno de 17s e a segunda múltipla, com tempo de chegada em torno de 22s. Na parte interna da crosta, destaca-se "dipolo" formado por fase negativa-positiva logo após a fase P, possivelmente marcando camada de baixa velocidade na crosta superior. O valor determinado para espessura crustal foi de $42,9 \pm 0,4$ km, com razão V_p/V_s de $1,72 \pm 0,02$. Uma característica interessante da estação LJDO é a clareza das fases múltiplas para uma fase Ps de menor expressão. A fase do embasamento não aparece nos resultados (Figura 5.9). As componentes tangenciais parecem marcar a camada de baixa velocidade.

A estação NOAC está localizada sobre os sedimentos da Bacia do Parnaíba, apresenta banco de dados restrito e resultados de função do receptor com baixa razão sinal-ruído. Os eventos selecionados/utilizados são rasos e possuem epicentro, predominantemente, a oeste da estação. A partir dos registros telessísmicos, foram geradas 23 respostas de função do receptor (Figura 5.10).

Na componente radial, a fase P direta está visível em todos os traços, fases adicionais causadas por reverberações diminuem a razão sinal-ruído dos traços, mas não dificultam a identificação da fase Ps, que tem tempo chegada maior que 5s. Os traços apresentam fases negativas e positivas após a fase P direta, que caracterizam suposta camada de baixa velocidade na crosta superior. A fase do embasamento também não aparece nos resultados da estação de Novo Acordo.

Com o banco de dados limitado, o resultado do programa *Hk-stacking* não foi satisfatório e a espessura da crosta foi obtida utilizando a Equação 3.20 (Zandt *et al.*, 1995), a partir da leitura do tempo de chegada da fase Ps nos traços radiais de função do receptor empilhados. Foi considerada razão V_p/V_s de 1,71, valor inferido a partir das razões V_p/V_s das estações próximas, e V_p de 6,4 km/s. O valor da espessura crustal obtida foi de $44,8 \pm 0,9$ km (Figura 5.10).

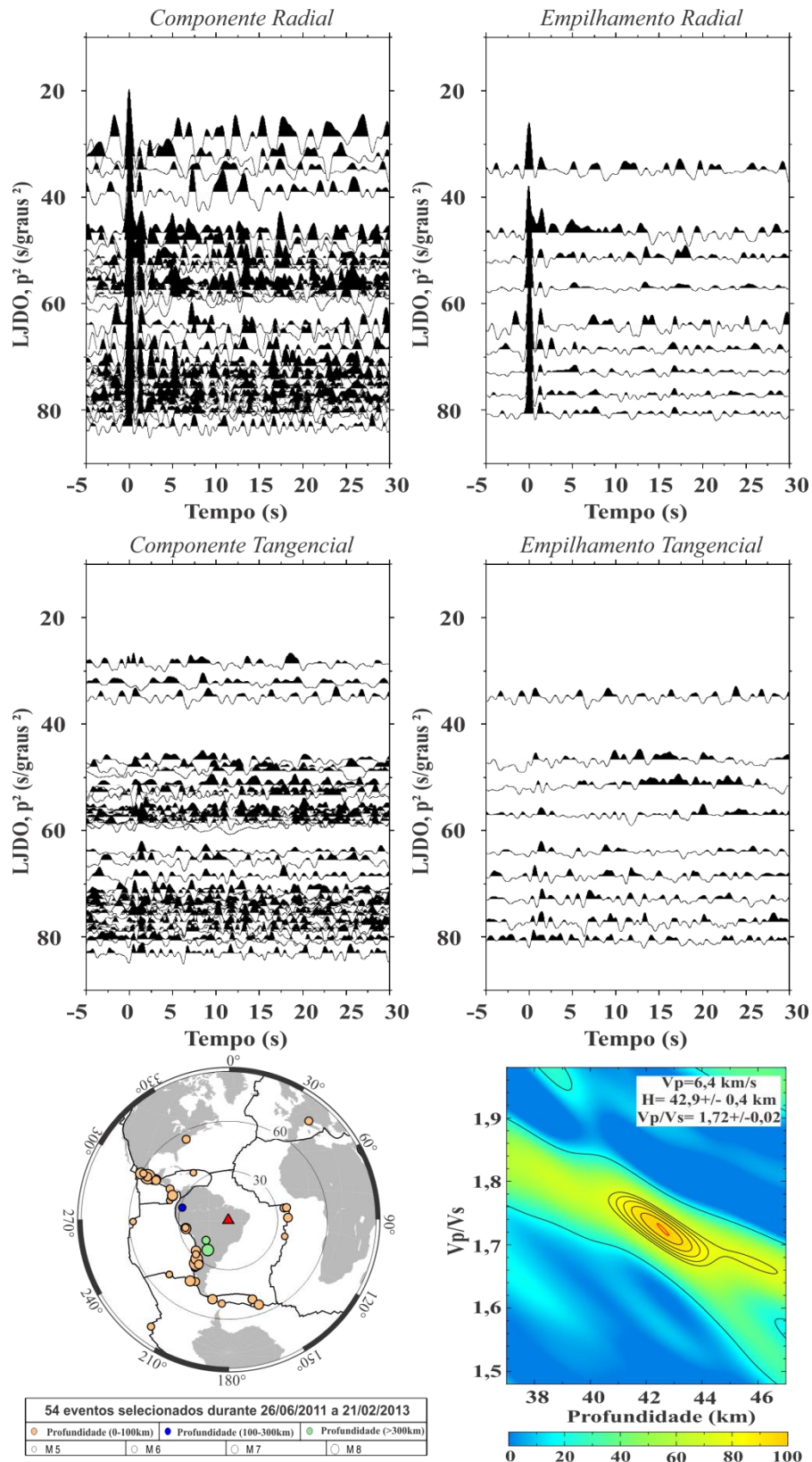


Figura 5.9 - Resultado de função do receptor da **estação LJDO**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

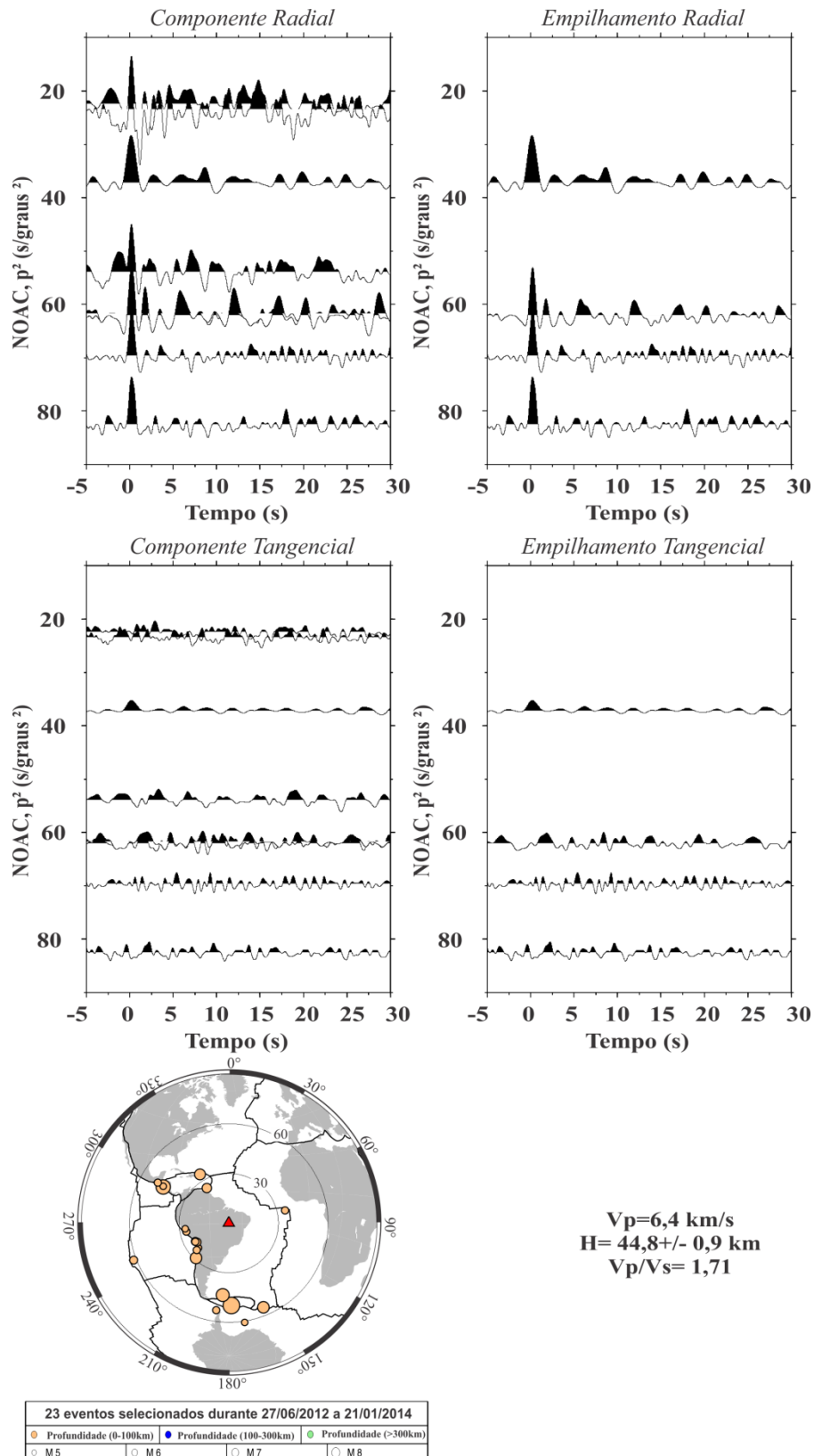


Figura 5.10 - Resultado de função do receptor da **estação NOAC**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

A estação MOCA está localizada na Bacia do Parnaíba, e possui banco de dados numeroso e de boa qualidade. Foram obtidos cinquenta e quatro resultados de função do receptor (Figura 5.11). A fase Ps está bem definida com alinhamento em torno de 5s e a primeira múltipla (PpPms), apesar de mais dispersa, aparece por volta de 16s.

O registro da fase Ps nos traços com parâmetro de raio ao quadrado, entre 60-80 s²/graus², sugere caráter abrupto para a descontinuidade de Moho sob a estação. A presença de "dipolo" discreto, formado por fases negativa-positiva logo após a fase P provavelmente indica camada de baixa velocidade na crosta superior. O pico da fase positiva está próximo a 1s.

Discreto alinhamento de fases nas componentes tangenciais parece confirmar a presença da camada de baixa velocidade na crosta superior.

A espessura da crosta e a razão Vp/Vs foram obtidas pelo programa *Hk-stacking* e os resultados correspondem a $43,9 \pm 0,6$ km e razão Vp/Vs de $1,71 \pm 0,01$ (Figura 5.11) .

A estação PATO encontra-se na Bacia do Parnaíba, sob o domínio do Grupo Urucua (Figura 2.1). De forma geral, os dados apresentam baixa razão sinal-ruído e, com banco de dados representativo, foram obtidos vinte e nove resultados de função do receptor (Figura 5.12).

As fases Ps estão acima de 5s, mas não são claras e as múltiplas não aparecem. O "dipolo" formado por fase negativa-positiva após a fase P marca camada de baixa velocidade na crosta superior.

Vários testes foram realizados utilizando o programa *Hk-stacking*, porém os resultados obtidos não apresentaram coerência. A espessura da crosta foi obtida utilizando a Equação 3.20 (Zandt *et al.*,1995), considerando razão Vp/Vs de 1,71 (média dos valores de Vp/Vs das estações LJDO, SAMA e MOCA) e valor de Vp de 6,4 km/s. A espessura crustal calculada foi de $44,7 \pm 2,7$ km.

Fase P bem definida e fases Ps e múltiplas dispersas e/ou ausentes (Figura 5.12) são indicativos de caráter transicional para a descontinuidade de Moho.

As estações SFTO e MATE apresentam resultados de função do receptor semelhantes, mas diferentes das demais estações analisadas. Ambas estão localizadas na Bacia do Parnaíba, sobre as coberturas cretáceas do Grupo Urucua. Apesar de banco de dados numeroso, os resultados são fortemente afetados pela camada sedimentar do Grupo Urucua, que aparenta ser mais espesso e/ou inconsolidado nessa região.

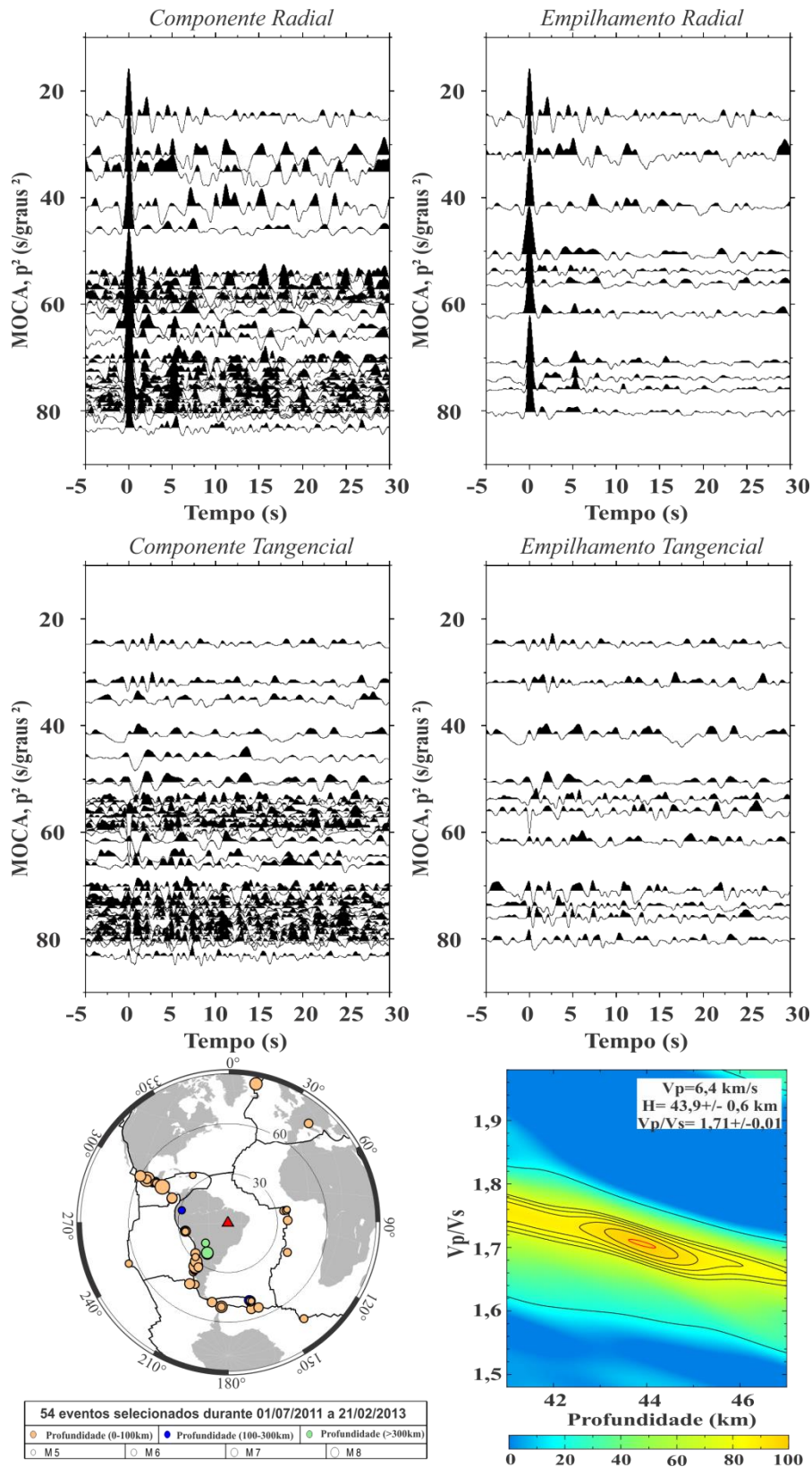


Figura 5.11 - Resultado de função do receptor da estação MOCA. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

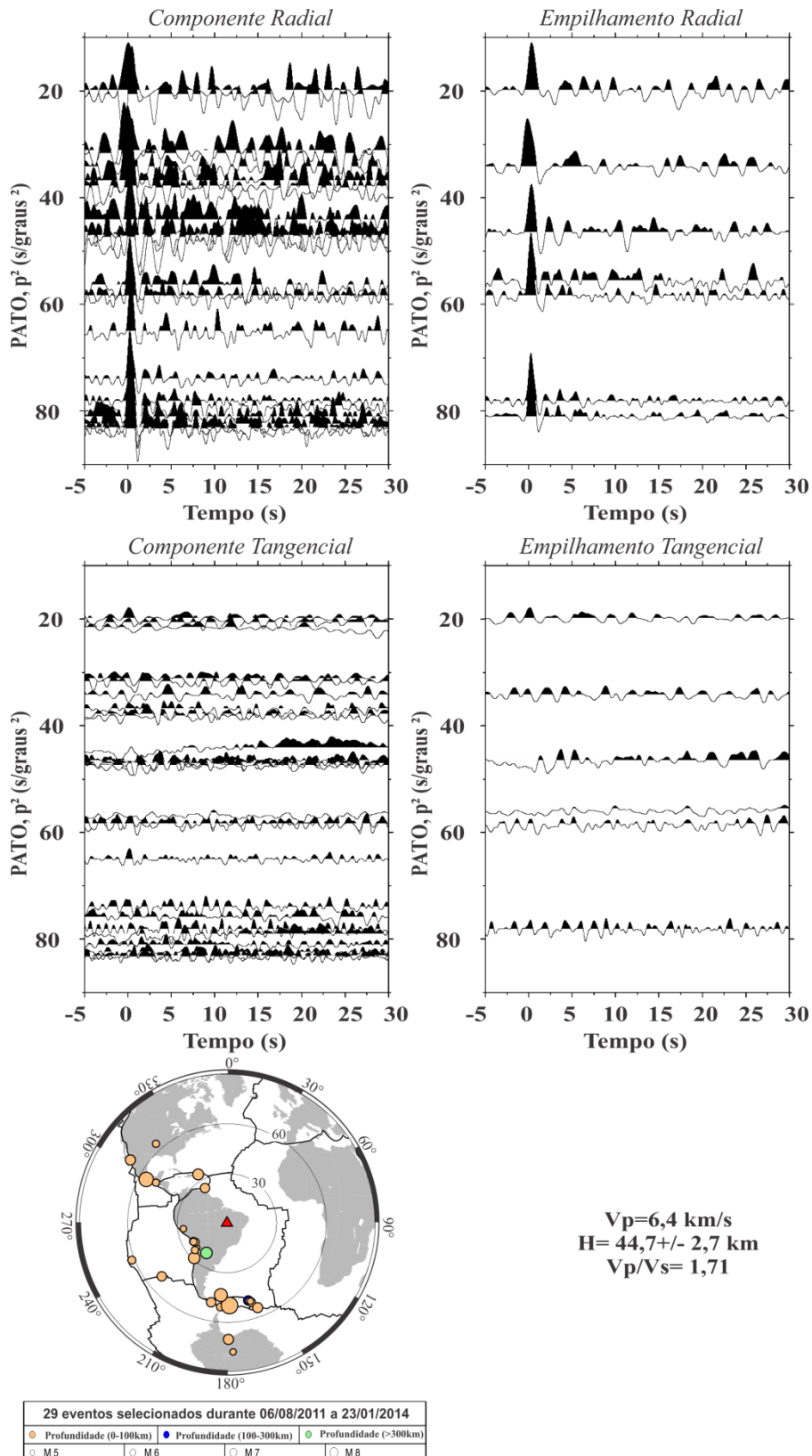


Figura 5.12 - Resultado de função do receptor da estação PATO. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

O efeito mais marcante nos resultados é o deslocamento da fase P para valores de tempo positivos, à medida que o parâmetro de raio aumenta, acompanhado do desaparecimento da fase Ps, como visto na Figura 3.7. Nessas condições, a espessura da crosta é melhor definida pela leitura da fase Ps nos traços de função do receptor empilhados com entrada na crosta próximo à vertical, no caso das estações SFTO e MATE, com parâmetro de raio em torno de 5,0 s/grau.

Para a estação SFTO o valor de espessura da crosta foi determinado mediante a leitura da fase Ps nos traços radiais empilhados, considerando razão V_p/V_s de 1,71 e valor de V_p de 6,4 km/s. A espessura da crosta obtida é de $46,7 \pm 1,4$ km (Figura 5.13).

Os resultados para a estação MATE são melhores do que os da estação SFTO. Apesar da baixa relação sinal-ruído, foram obtidos quinze resultados de função do receptor a partir de eventos rasos com direção preferencial sudoeste (Figura 5.14). A fase Ps está definida na maioria dos traços com tempo de chegada próximo a 5,2 s e as múltiplas, não são identificáveis. O valor de espessura crustal considerado é de $44,7 \pm 2,35$ km e, obtido a partir da leitura de fases Ps nos traços radiais empilhados para razão V_p/V_s de 1,71 e valor de V_p de 6,4 km/s.

Em ambas as estações aparece fase positiva imediatamente após a fase P, o que provavelmente representa o embasamento da Bacia do Parnaíba. Como essa fase não aparece nas demais estações do Paleocôntinente Parnaíba, é razoável concluir que a Bacia está mais espessa nessa região. O espessamento pode estar traduzindo a sobreposição do Grupo Urucua, ou mesmo possível controle estrutural imposto pelo Lineamento Transbrasiliano. Em seguida, aparece "dípolo" formado por fases negativa-positiva, acusando camada de baixa velocidade na crosta superior.

Os dados apresentados mostram a porção sul-sudeste da Bacia do Parnaíba, com bom controle sobre a região cortada pelo Lineamento Transbrasiliano. A Bacia do Parnaíba é caracterizada por crosta espessa, com espessura média de 44,7 km e razão V_p/V_s de 1,71. A ausência de fase do embasamento nos resultados de função do receptor da maioria das estações é evidência de bacia rasa, com espessura menor que 4 km. As exceções são os resultados das estações de Mateiros (MATE) e São Félix do Tocantins (SFTO) que apresentam fase do embasamento em torno de 1s. Nessa região a Bacia é mais espessa devido a cobertura dos sedimentos do Grupo Urucua e/ou devido a controle tectônico imposto pelo Lineamento Transbrasiliano. Podemos afirmar que na sua porção sudeste, a Bacia é mais espessa próxima ao Lineamento Transbrasiliano.

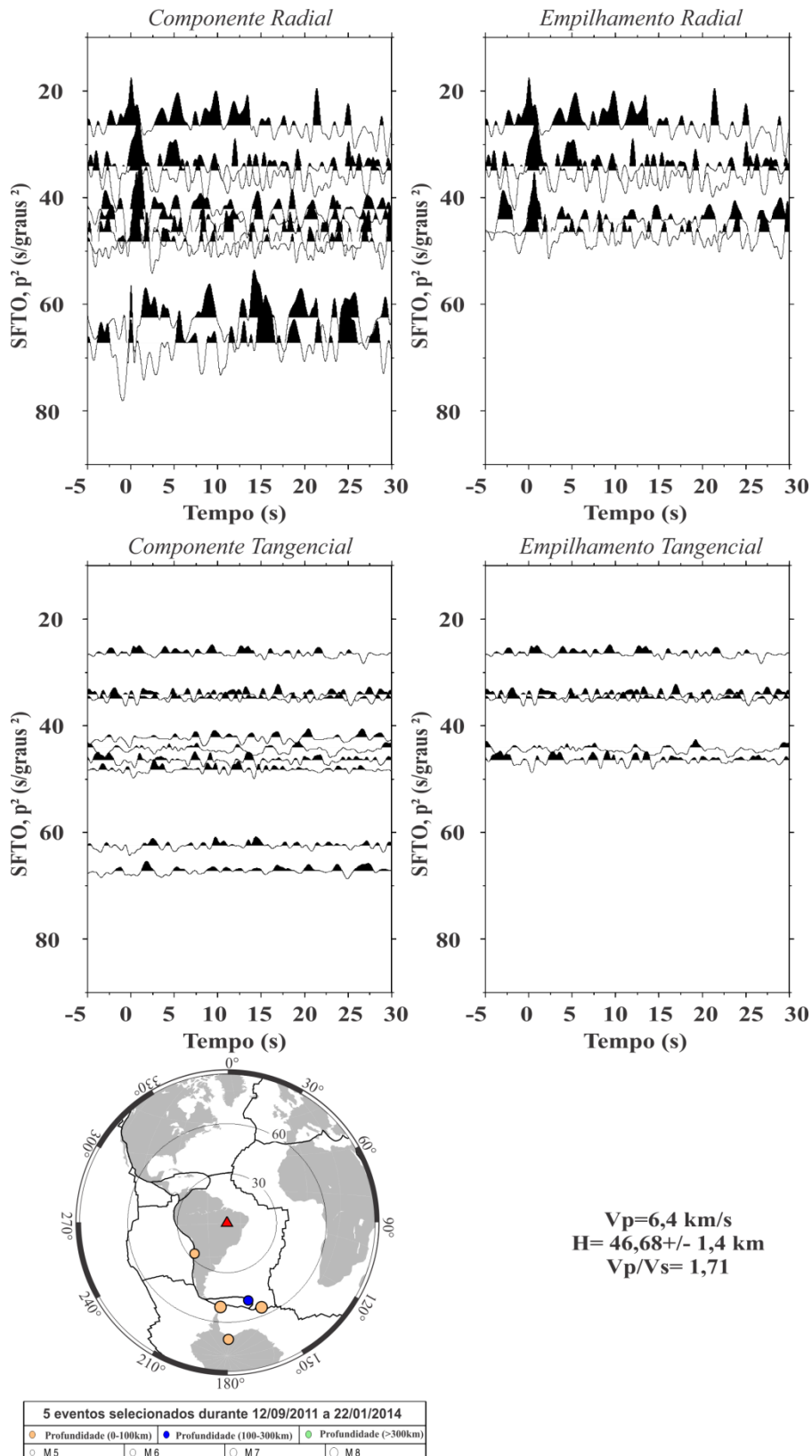


Figura 5.13 - Resultado de função do receptor da **estação SFTO**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

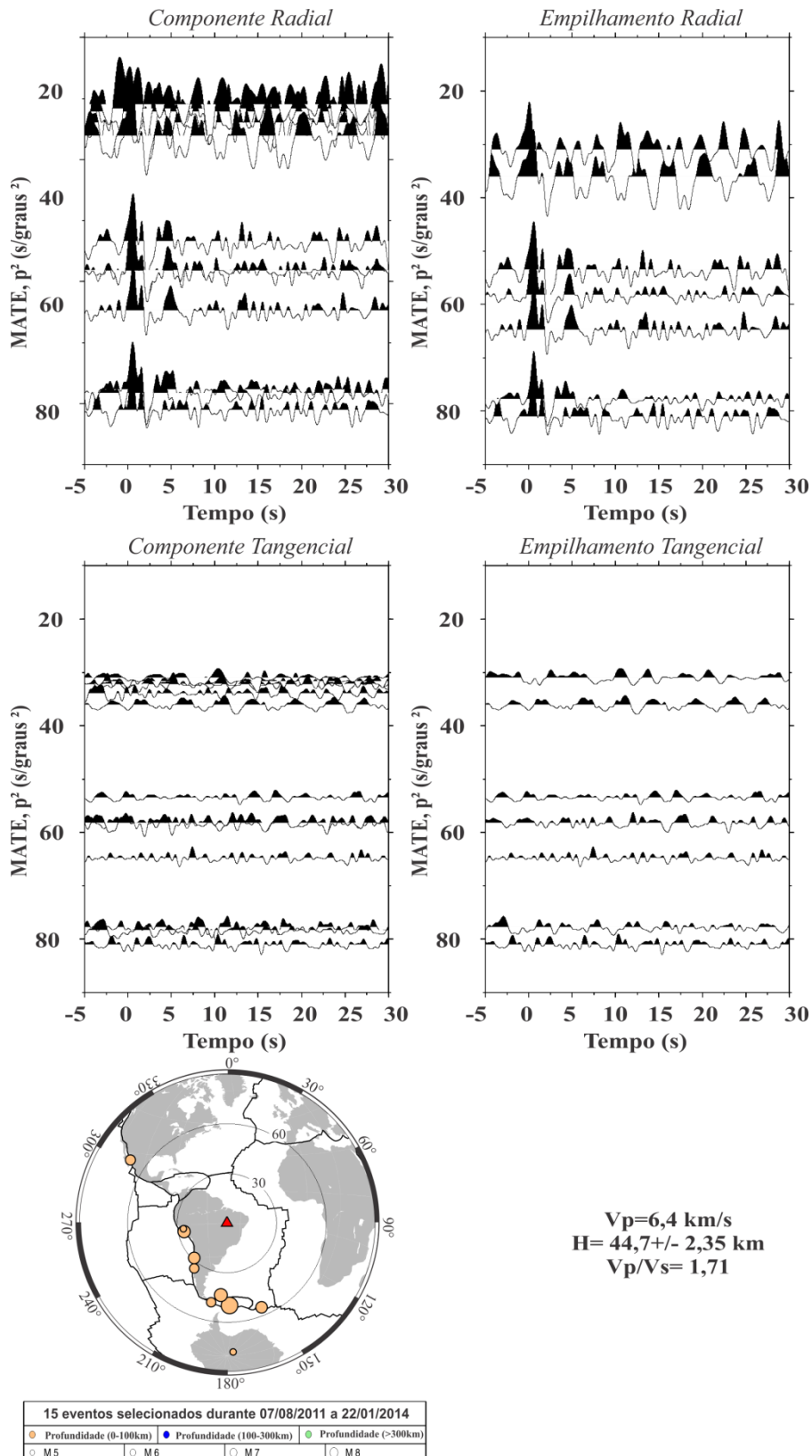


Figura 5.14 - Resultado de função do receptor da **estação MATE**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

Todas as estações acusam existência de camada de baixa velocidade na crosta superior.

5.3 Terrenos entre paleocontinentes

No domínio dos terrenos situados entre os paleocontinentes Amazônico, Parnaíba e São Francisco, marcado pelo alto gravimétrico Bouguer do Brasil central, estão instaladas as estações RET4, PEXB e RET1 (Figura 4.8). As estações RET4 e PEXB estão muito próximas e situadas sobre os terrenos do Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás e a estação RET1, localizada mais a norte, sobre os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional, próxima à cidade de Porto Nacional (Figura 2.1).

A estação RET4 está localizada na porção norte do Arco Magmático de Goiás (Figura 2.1) apresenta banco de dados representativo, com resultados de função do receptor com alta razão sinal-ruído e boa distribuição azimutal. Dos eventos selecionados foram gerados cento e uma respostas de função do receptor (Figura 5.15).

Na componente radial, a fase Ps é bem marcada, com chegada próxima a 5s e as múltiplas não aparecem. Devido a baixa frequência da Ps e a falta de múltiplas, é razoável inferir caráter transicional para a descontinuidade de Moho na região. Os valores numéricos foram determinados pelo programa *Hk-stacking*, com espessura crustal de $41,9 \pm 3,3$ km e razão Vp/Vs de $1,70 \pm 0,04$ (Figura 5.15).

A estação PEXB, da rede BRASIS, localiza-se próximo à estação RET4 e do limite com os terrenos do Arco Magmático de Goiás (Figura 2.1). No entanto, os valores de espessura e razão Vp/Vs obtidos por Assumpção *et al.* (2013), $37,8 \pm 1,2$ km e razão Vp/Vs $1,76 \pm 0,05$, discordam ligeiramente dos resultados obtidos para a estação RET4 ($41,9 \pm 3,3$ km e razão Vp/Vs de $1,70 \pm 0,04$). Como é uma estação aberta, processou-se os dados do período de Janeiro/2011-Janeiro/2013. O banco de dados é expressivo e os resultados de função do receptor têm boa razão sinal-ruído. Foram obtidas 43 respostas de função do receptor para eventos com epicentro situados preferencialmente a oeste da estação.

A análise dos traços radiais mostrou variação do tempo de chegada da fase Ps segundo a direção do evento e levou à separação do banco de dados em azimutes entre 0° - 260° e 270° - 330° (Figura 5.16). O grupo de eventos com azimutes 0° - 260° mostra, na componente radial, fase Ps identificável, valores de tempo menores que 5s e fases múltiplas ausentes. A partir do programa *Hk- stacking* foi determinada espessura crustal de $38,8 \pm 2,0$ km e razão Vp/Vs $1,72 \pm 0,9$ (Figura 5.17).

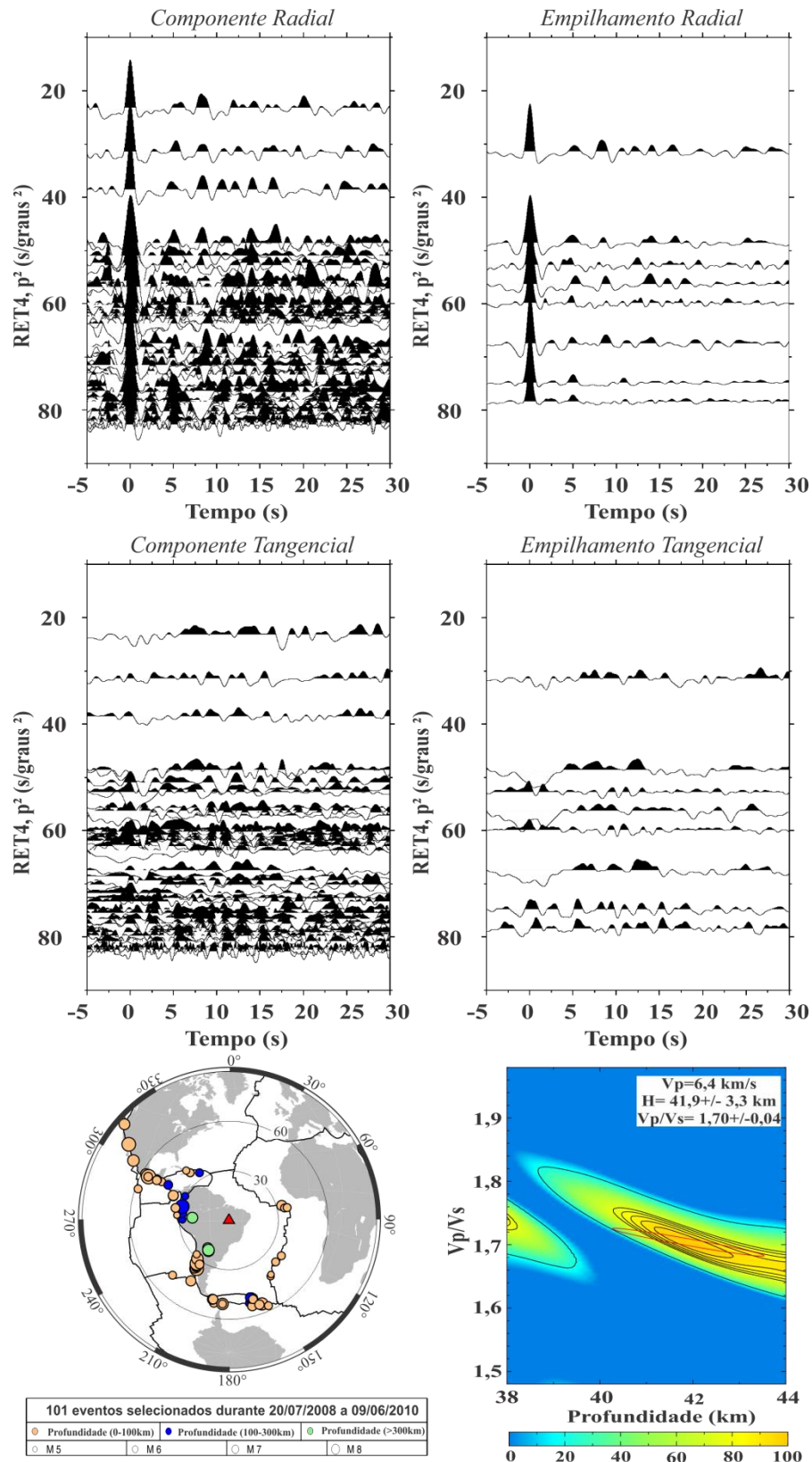


Figura 5.15 - Resultado de função do receptor da **estação RET4**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

O grupo de eventos com azimutes 270° - 330° apresentam fase Ps definida em valores de tempo de chegada acima de 5 s. A fase PpPms não é clara em todos os traços, mas aparece por volta de 16s. Na componente tangencial, a fase Ps parece estar marcada, sugerindo anisotropia na crosta.

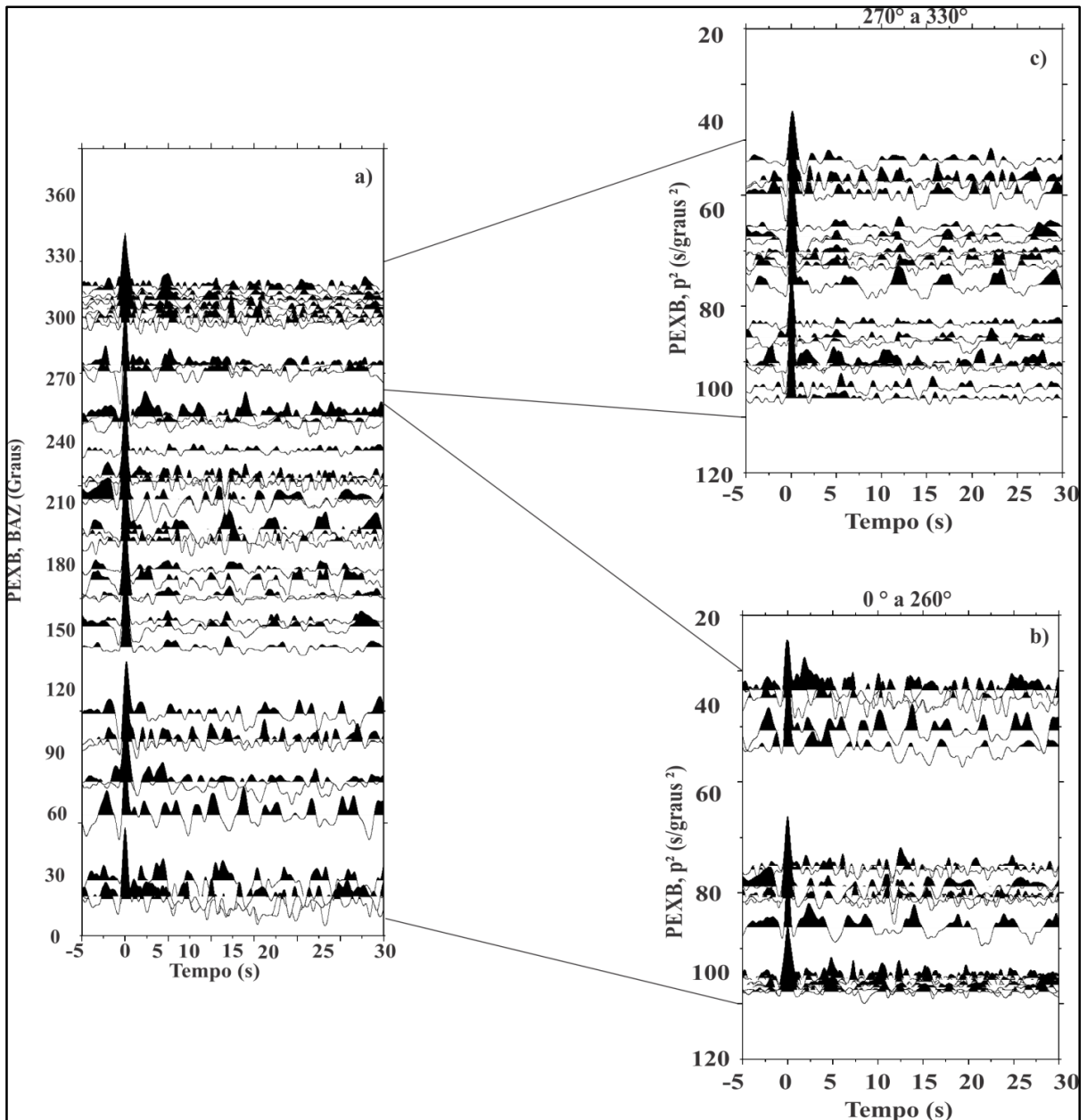


Figura 5.16 - Todas as respostas de função do receptor da **estação PEXB**, mostrando dependência azimutal. a) Traços de função do receptor dispostos por azimute x tempo. b) Traços de função do receptor pertencentes ao grupo de azimutes entre 0° a 260° . c) Traços de função o receptor pertencentes ao grupo de azimutes que variam de 270° a 330° .

Utilizando o programa *Hk-stacking* o resultado convergiu para espessura de $42,3 \pm 2,4$ km e razão V_p/V_s de $1,73 \pm 0,05$ (Figura 5.18). Esse resultado é próximo do obtido para a estação RET4.

A estação RET1 situa-se sobre os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional (Figura 2.1). O banco dados é representativo em número de eventos e com resultados de função do receptor com boa razão sinal-ruído. No total, foram obtidos noventa traços de função do receptor (Figura 5.19).

A componente radial é marcada por comportamento disperso das fases Os, com valores de tempo de chegada maiores que 5s, e primeira múltipla (PpPms) indefinida, embora seja possível sugerir alinhamento próximo a 16s.

O programa *Hk-stacking* convergiu para espessura crustal de $41,3 \pm 1,3$ km e razão V_p/V_s $1,79 \pm 0,04$ (Figura 5.19). A razão V_p/V_s de 1,79 é diferente dos resultados obtidos para as estações próximas, mas se assemelha ao valor obtido para a Paleoplaca Amazônica (RET2 e RET8).

Para resultados em níveis crustais os traços de função do receptor apresentam fase positiva próximo a fase P direta e marcam camada de baixa velocidade na crosta superior. A fase positiva rasa pode estar marcando a base do batólito sobre o qual a estação está instalada. Aproximação grosseira ($t = 0,8$ s; $V_p = 5,8$ km/s; V_p/V_s de 1,70) sugere profundidade em torno de 6 km para a base do batólito. Na componente tangencial, as fases Ps e PpPms estão presentes, indicando leve anisotropia na crosta.

Os terrenos do Arco Magmático de Goiás são caracterizados por crosta mais fina a sul e mais espessa a norte, com valores de razão V_p/V_s em torno de 1,70-1,72. Na região de Porangatu (a sul das estações RET4 e PEXB), resultados de refração sísmica profunda apresentam valores de 1,70-1,71 para a razão de Poisson e espessura da crosta variando de 36-38 km.

Os terrenos da região de Porto Nacional, embora sobre o alto gravimétrico Bouguer, são porção de crosta continental Paleoproterozoica e apresentam razão V_p/V_s similar ao do Paleocontinente Amazônico (RET2 e RET8).

A variação de espessura da crosta de sul para norte dos terrenos sobre o alto gravimétrico Bouguer não altera a resposta gravimétrica regional.

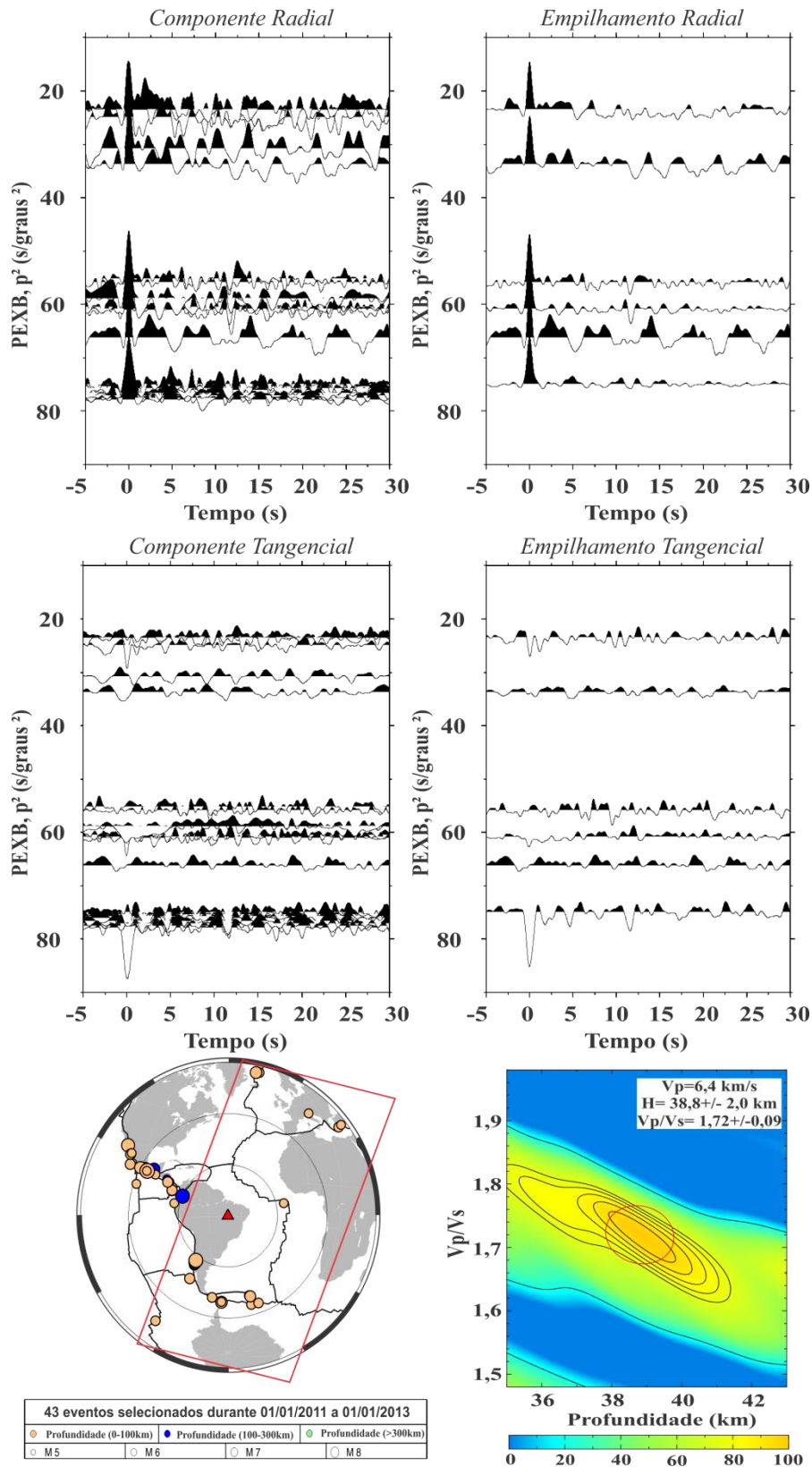


Figura 5.17 - Resultado de função do receptor da estação PEXB, azimute 0°-260°. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessismos e a espessura e Vp/Vs médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

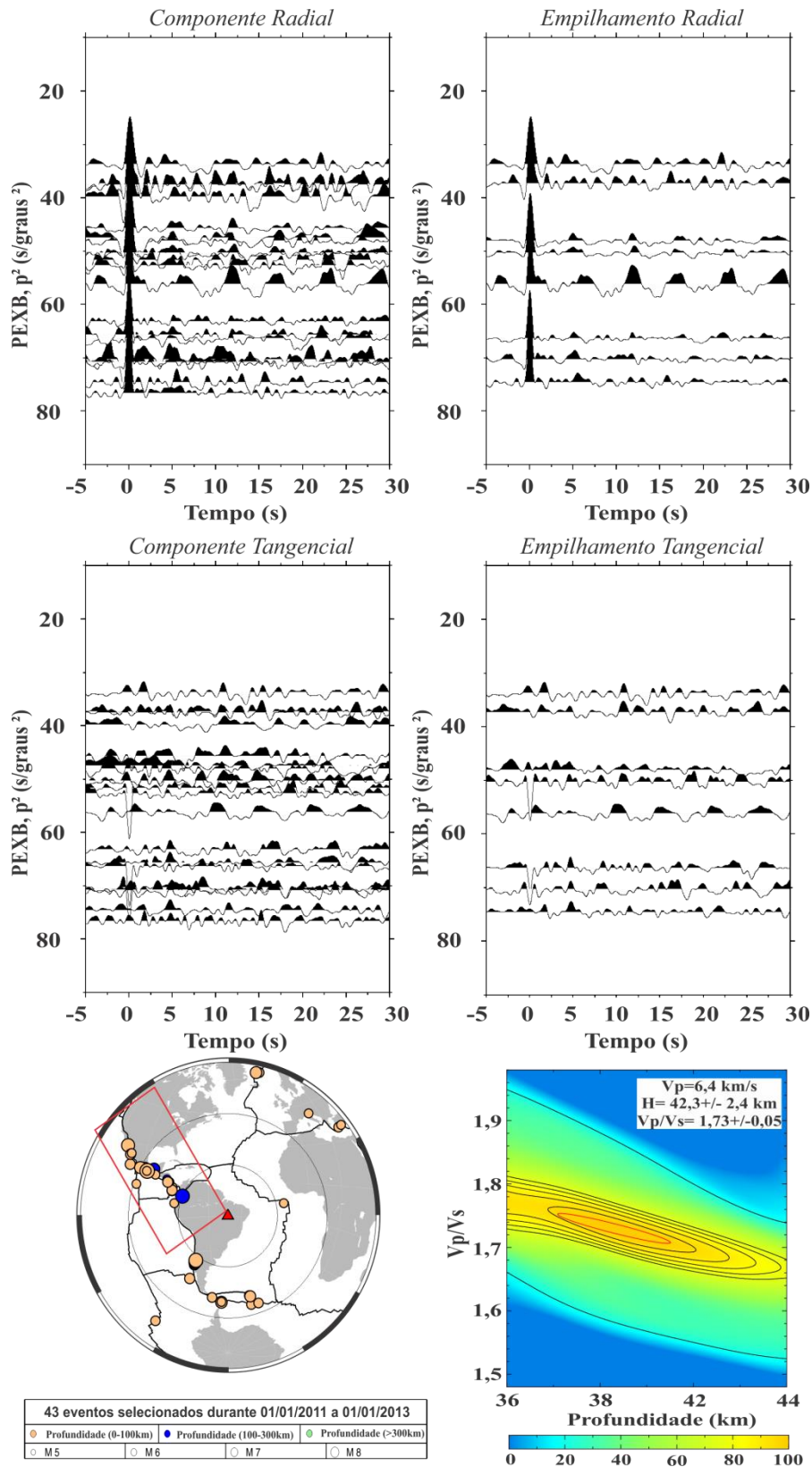


Figura 5.18 - Resultado de função do receptor da **estação PEXB**, **azimute 270°-330°**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessismos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

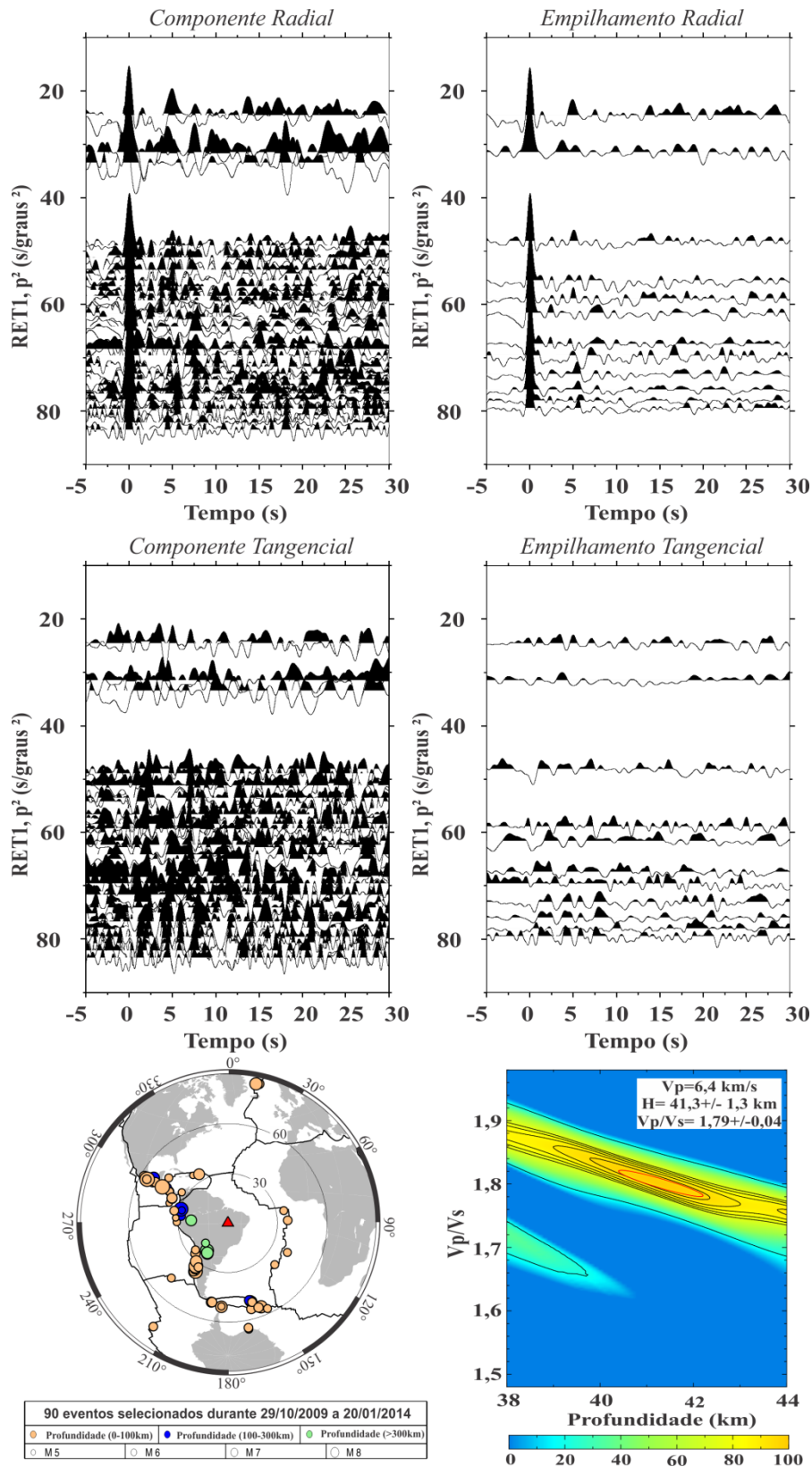


Figura 5.19 - Resultado de função do receptor da **estação RET1**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

5.4 Paleocontinente São Francisco

A porção do Paleocontinente São Francisco mostrado nesse trabalho se resume à região de embasamento exposto da parte norte da Faixa Brasília, envolvendo as estações sismográficas de Paranã (PARN), Natividade (NTVD) e Dianópolis (DIAN) (Figura 2.1). Demais dados são resultados de trabalhos anteriores.

A estação PARN encontra-se sobre o embasamento exposto da Faixa Brasília. Apresenta banco de dados restrito, com resultados de função do receptor com baixa razão sinal-ruído. Os eventos selecionados são rasos e oriundos da porção sudeste da estação. Foram geradas nove respostas de função do receptor (Figura 5.20).

Na componente radial, a fase Ps está alinhada com tempo de chegada inferior a 5s.

Devido as poucas respostas de função do receptor, a determinação da espessura foi feita pela leitura das fases Ps dos traços radiais empilhados considerando V_p/V_s de 1,70. O valor de 1,70 concorda com o valor obtido para a estação NTVD e com determinações anteriores de razão de Poisson obtidos para o domínio da Paleoplaca do São Francisco, utilizando dados telessísmicos e resultados de refração sísmica profunda (Assumpção et al., 2002; Soares *et al.*, 2006). A espessura da crosta sob a estação PARN é de $39,8 \pm 0,7$ km para valores de V_p de 6,4 km/s (Figura 5.20).

A estação NTVD também situa-se sobre os ortognaisses da zona externa da porção norte da Faixa Brasília (Figura 2.1). O banco de dados da estação NTVD é representativo em números de eventos e com resultados de função do receptor com boa razão sinal-ruído. No total, foram geradas sessenta e duas respostas de função do receptor (Figura 5.21).

Na componente radial, as fases Ps são claras, com tempo de chegada próximo a 5s. O aspecto emergente da fase Ps associado a falta de múltipla (PpPms) clara nos traços radiais de função do receptor, sugerem caráter transicional para a descontinuidade de Moho.

Resultados do programa *Hk-stacking* convergem para espessura da crosta de $39,4 \pm 1,0$ km e razão V_p/V_s de $1,70 \pm 0,04$ (Figura 5.21). A razão V_p/V_s de 1,70 é o valor de razão de Poisson característico da Paleoplaca do São Francisco. Interno à crosta é possível considerar camada de baixa velocidade na crosta superior, identificado por "dipolo" formado por fases negativa-positiva logo após a fase P. Esse "dipolo" está bem marcado nos traços tangenciais.

A estação DIAN está localizada no contato da porção norte da Faixa Brasília com a Bacia do Parnaíba (Figura 2.1). Apresenta banco de dados representativo, porém com resultados de função do receptor com razão sinal-ruído média. Os eventos registrados são

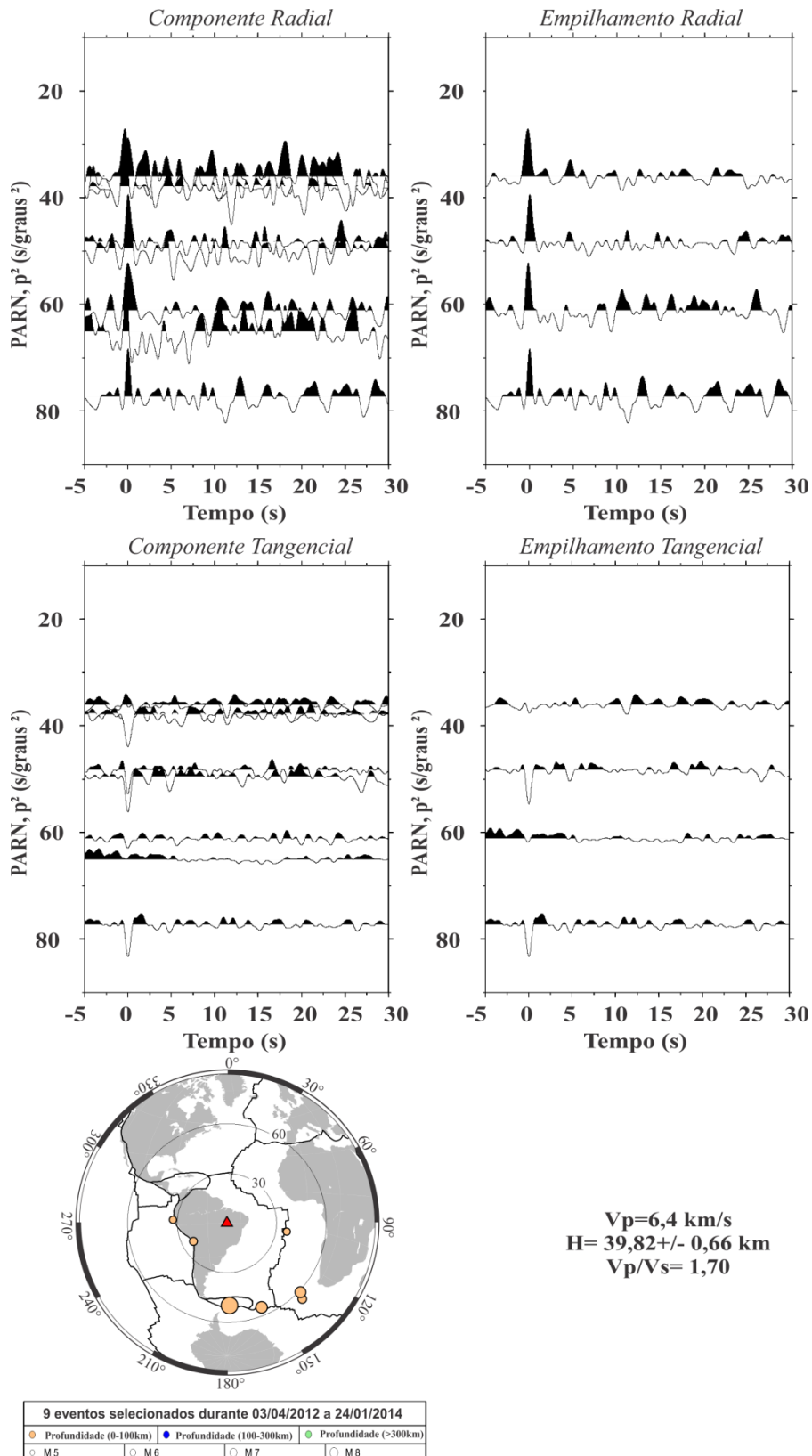


Figura 5.20 - Resultado de função do receptor da **estação PARN**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

oriundos, principalmente, do lado oeste da estação e no total foram gerados vinte e sete respostas. A componente radial apresenta fase Ps mal resolvida com tempo de chegada próximo a 5 s. A fase PpPms não está clara.

A pouca clareza nas fases múltiplas implicou em resultados incoerentes no programa *Hk-stacking*, portanto a determinação do valor de espessura da Moho foi feita a partir da leitura da fase Ps nos traços empilhados, para V_p/V_s sugerida de 1,70, valor determinado para a Paleoplaca do São Francisco. O resultado de espessura crustal encontrado foi de $40,4 \pm 1,2$ km (Figura 5.22).

As estações PARN, NTVD e DIAN amostraram a zona externa da faixa Brasília norte, e os resultados convergiram para um valor de profundidade da crosta com espessura de 40 km e razão V_p/V_s de 1,70. Esses resultados acusam descontinuidade na crosta entre os domínios da Paleoplaca do São Francisco e a Bacia do Parnaíba a norte e os terrenos de Porto Nacional a oeste. Comparados com os resultados obtidos para Faixa Brasília sul, os resultados deste trabalho sugerem ascensão do embasamento da porção norte, com remoção das coberturas metassedimentares.

5.5 Mapas de profundidade da Moho e razão V_p/V_s

A Tabela 5.1 resume as determinações de espessura crustal e razão V_p/V_s obtidas neste trabalho acrescidos aos dados da literatura. Esses valores foram interpolados com o algoritmo de mínima curvatura para gerar os mapas de profundidade da Moho e da razão V_p/V_s para o Brasil central (Figuras 5.23 e 5.24).

O mapa de profundidade mostra Moho irregular com espessuras crustais variando entre 33 e 55 km. Esses valores variam de acordo com os domínios tectônicos (Figura 5.23). O mapa de razão V_p/V_s apresenta as variações composicionais da crosta dentro dos domínios tectônicos, com valores variando de 1,63 a 1,86 (Figura 5.24).

Além de caracterizar a Moho e a razão V_p/V_s quanto a valores numéricos, os mapas permitiram diferenciar domínios tectônicos de acordo com as variações de espessuras e composição.

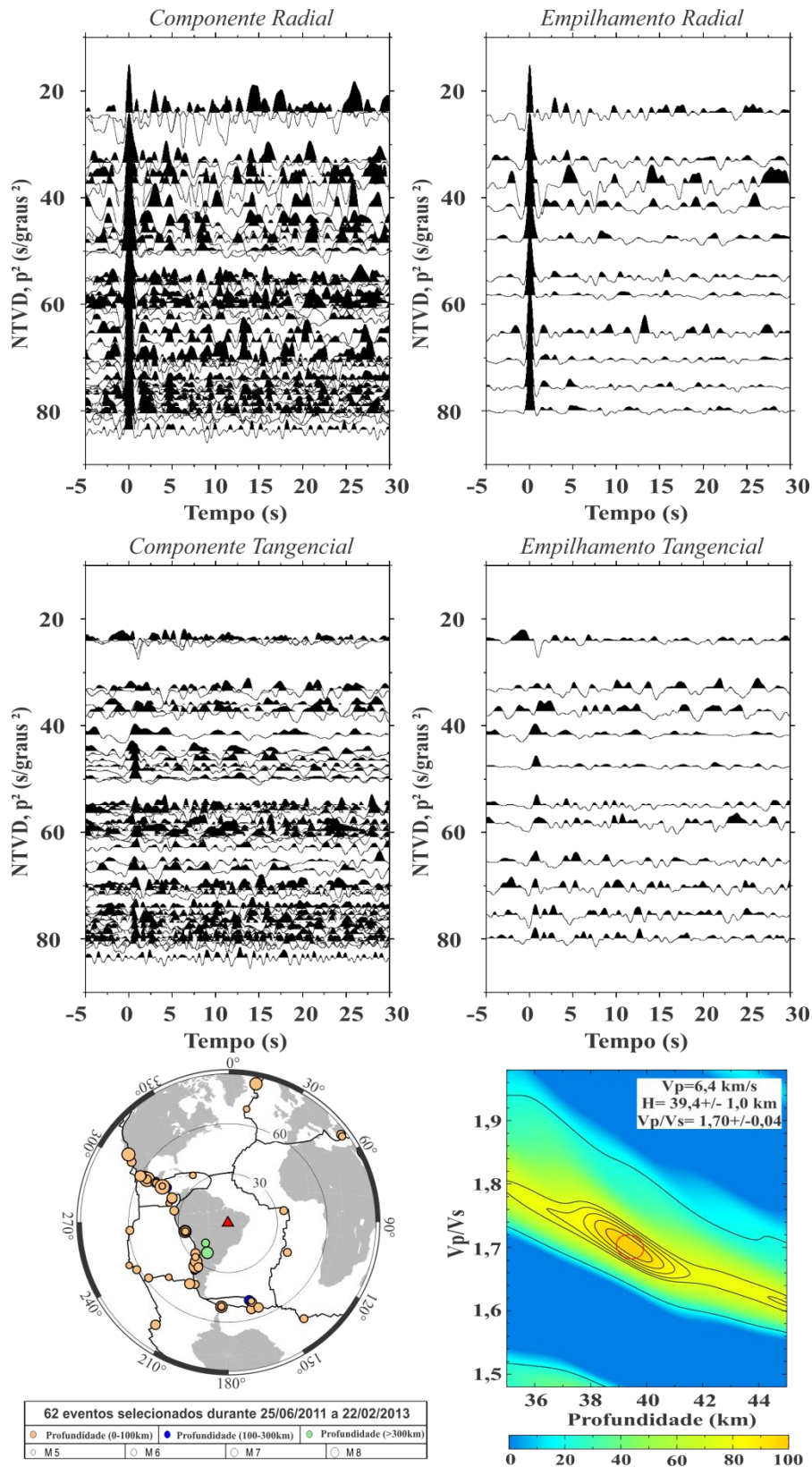


Figura 5.21 - Resultado de função do receptor da **estação NTVD**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pelo programa *Hk-stacking*. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

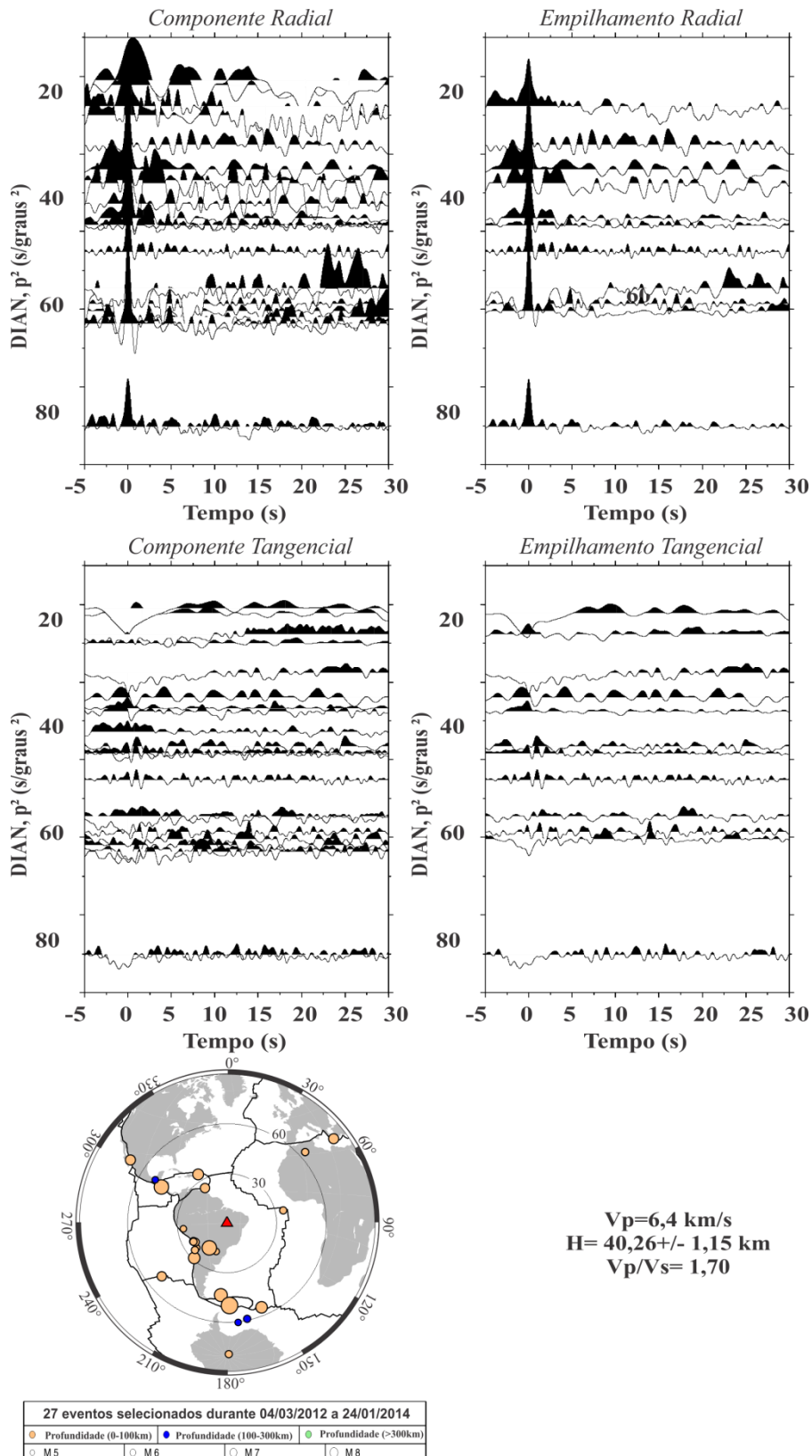


Figura 5.22 - Resultado de função do receptor da **estação DIAN**. Da esquerda para direita e de cima para baixo são apresentados os traços radiais de função do receptor e os traços radiais empilhados, os traços tangenciais de função do receptor e os traços tangenciais empilhados, a localização dos telessísmos e a espessura e V_p/V_s médias da crosta obtidas pela leitura de fases Ps. Os traços de função do receptor estão plotados segundo o parâmetro de raio ao quadrado.

Tabela 5.1- Resumo dos resultados obtidos na pesquisa e da literatura organizados por domínio de paleocontinente, incluindo a localização das estações e tiros, espessura crustal e razão Vp/Vs, com desvio padrão e ambiente geológico de cada ponto.

Sigla da Estação	Latitude	Longitude	Elevação	H (km)	Vp/Vs	Ambiência Geológica
	S ϕ (Graus)	W θ (Graus)	(m)			
PIUM	10,44	49,18	266,54	53,0 \pm 2,3	1,67 \pm 0,08	Faixa Araguaia
RET2	11,7	49,53	193,83	48,8 \pm 2,4	1,79 \pm 0,13	Faixa Araguaia
RET3(SE)	11,87	49,21	279,53	41,1 \pm 0,9	1,73 \pm 0,02	Limite Fx. Araguaia Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional
RET3 (NW)	11,87	49,21	279,53	53,0 \pm	1,63 \pm 0,01	Limite Fx. Araguaia Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional
RET9	13,29	49,72	275,23	52,9 \pm 0,9	1,68 \pm 0,04	Arco Magmático de Goiás
RET8	12,97	50,1	264,22	39,7 \pm 2,0	1,78 \pm 0,04	Faixa Araguaia
LJDO	9,77	48,29	272,91	42,9 \pm 0,4	1,72 \pm 0,02	Bacia do Parnaíba
SAMA	8,86	47,59	311,62	44,1 \pm 0,7	1,70 \pm 0,01	Bacia do Parnaíba
NOAC	9,99	47,63	292,1	44,8 \pm 0,9	1,71	Bacia do Parnaíba
MOCA	10,63	47,83	261,58	43,9 \pm 0,6	1,71 \pm 0,01	Bacia do Parnaíba
PATO	10,64	47,31	348,62	44,7 \pm 2,7	1,71	Limite Bacia do Parnaíba e Grupo Uruçuia
SFTO	10,18	46,64	364,7	46,68 \pm 14	1,71	Grupo Uruçuia
MATE	10,52	46,45	518,26	44,7 \pm 2,35	1,71	Grupo Uruçuia
RET1	10,67	48,55	251,7	41,3 \pm 1,3	1,79 \pm 0,04	Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional
RET4	12,18	48,71	264,5	41,9 \pm 3,3	1,70 \pm 0,04	Arco Magmático de Goiás
PEXB(NW)	12,1056	48,3006	346	42,3 \pm 2,4	1,73 \pm 0,05	Zona externa da Fx. Brasília
² TIRO3	13,32	49,35	375	36	1,71	Arco Magmático de Goiás
¹ PORB	13,33	49,08	365	37,1 \pm 0,9	1,75 \pm 0,02	Arco Magmático de Goiás
² TIRO4	13,38	48,87	365	37,194	1,71	Arco Magmático de Goiás
² TIRO5	13,54	48,57	520	37,804	1,7	Maçço de Goiás
² TIRO6	13,48	48,24	500	38,414	1,7	Limite Maçço e Zona externa da Fx. Brasília
¹ PAZB	15,14	50,86	410	33,2 \pm 0,4	1,76 \pm 0,01	Cobertura cenozoica
PEXB(SE)	12,1056	48,3006	346	38,8 \pm 2,0	1,71 \pm 0,09	Zona externa da Fx. Brasília
PARN	12,74	47,65	382,15	39,82 \pm 0,66	1,7	Zona externa da Fx. Brasília
NTVD	11,71	47,68	348,7	39,4 \pm 1,0	1,70 \pm 0,04	Zona externa da Fx. Brasília
DIAN	11,46	46,89	516,15	40,26 \pm 1,15	1,7	Zona externa da Fx. Brasília
² CAVA(E)	13,63	47,8	1000	37,11	1,67	Zona externa da Fx. Brasília
² TIRO7	13,64	48,81	875	44,146	1,69	Zona externa da Fx. Brasília
² CAVA(W)	13,63	47,8	1000	41,1	1,7	Zona externa da Fx. Brasília
² TIRO9	13,96	46,33	625	42,56	1,69	Grupo Bambuí
² TIRO10	14,27	45,97	875	42,57	1,69	Grupo Uruçuia
² TIRO11	14,65	45,66	875	42,57	1,69	Grupo Uruçuia
¹ GNSB	15,26	49,08	1100	42,6 \pm 0,9	1,72 \pm 0,01	Maçço de Goiás
¹ BDFB	15,64	48,01	1095	41,9 \pm 0,8	1,70 \pm 0,01	Zona externa da Fx. Brasília

¹ Extraído de Assumpção *et al.* (2004)

² Extraído de Soares *et al.* (2006)

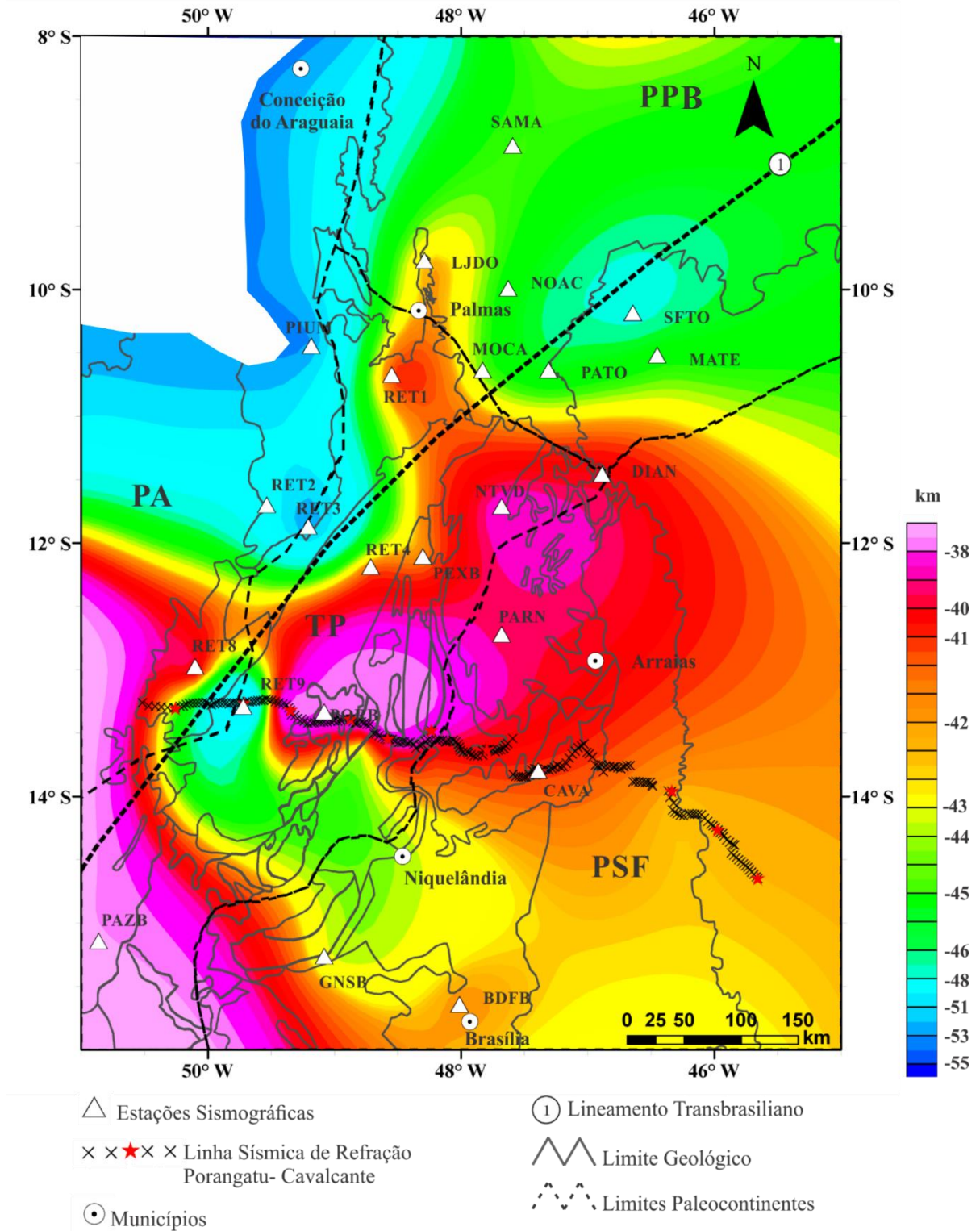


Figura 5.23- Mapa de espessura crustal do Brasil Central, mostrando as variações espessura da Moho nos domínios dos Paleocóntinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PP- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre Paleocóntinentes e PSF – Paleocontinente do São Francisco.

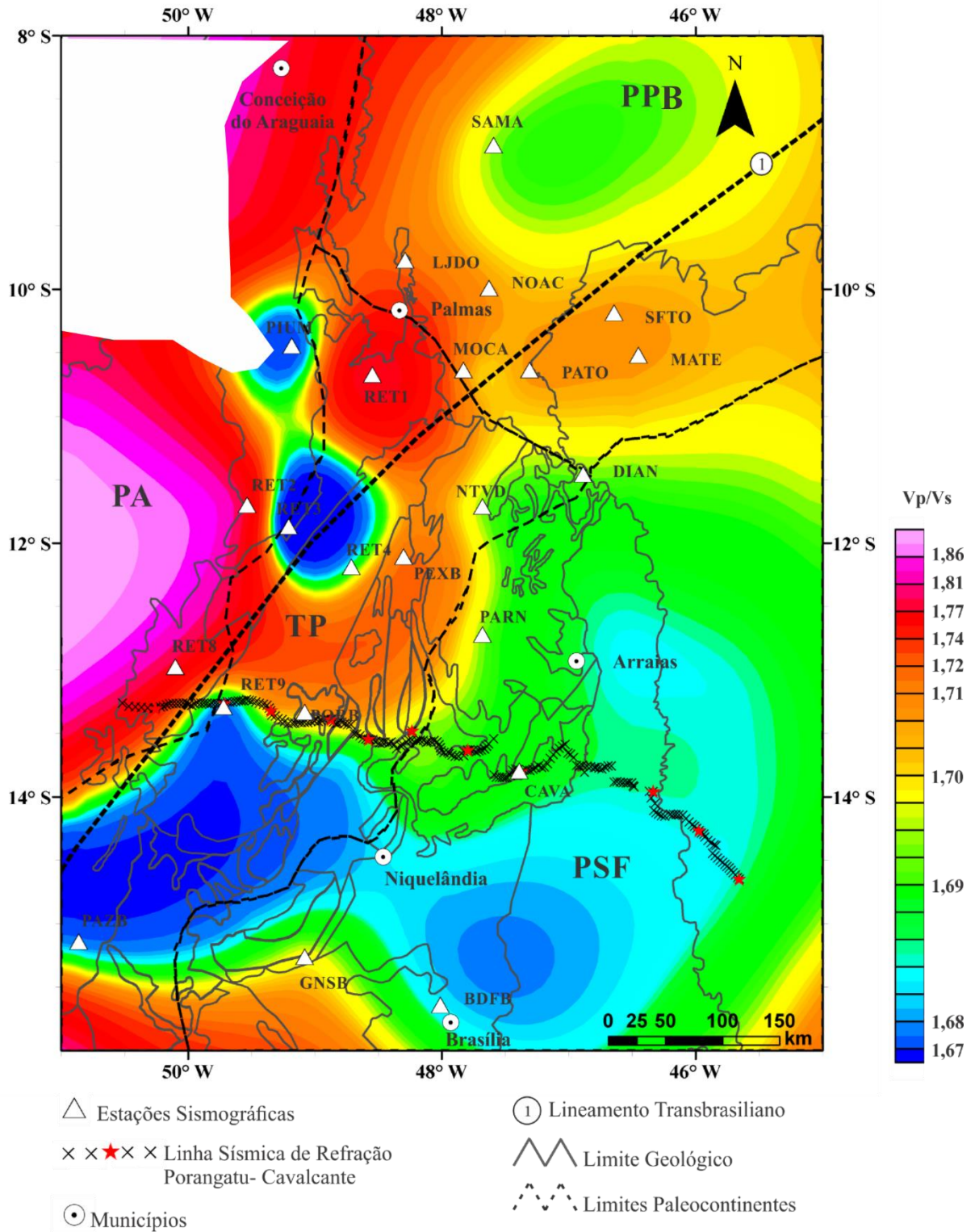


Figura 5.24- Mapa de razão Vp/Vs para crosta do Brasil Central, mostrando as variações na composição da crosta nos domínios dos Paleocontinentes. PA- Paleocontinente Amazônico, PP- Paleocontinente Parnaíba, TP- Terrenos entre Paleocontinentes e PSF – Paleocontinente do São Francisco.

DISCUSSÕES

A litosfera do Brasil central encontra-se preservada e mantém estruturas reliquias representativas dos processos tectônicos que culminaram com a estruturação do Gondwana Ocidental. A formação do Brasil central é bem conhecida, no entanto, há muito que compreender a respeito da estrutura profunda dos domínios tectônicos que compõem a região, no intuito de validar as interpretações geológicas.

O estudo de função do receptor realizado neste trabalho, além de caracterizar a estrutura crustal do Brasil central, reacendeu discussões sobre os limites das paleoplasas que colidiram durante a orogenia Brasileira, sobre o equilíbrio isostático regional, a compartimentação e evolução tectônica da área, e a influência do Lineamento Transbrasiliano na estruturação final do Brasil central.

6.1 Geometria da Moho

A descontinuidade de Moho no Brasil central é uma interface irregular com profundidade entre 33 e 55 km, de acordo com a ambiência tectônica (Figura 5.23).

O Paleocontinente Amazônico, localizado a oeste da área, é formado pelo Cráton Amazônico e Faixa Araguaia e foi amostrado ao longo do domínio da Faixa Araguaia pelas estações RET8 e RET2 (Figura 2.1). Apresenta espessura de 49 km sob a estação RET2 e 40 km sob RET8 na porção sul, com razão V_p/V_s média para a crosta de 1,78. Essa variação de aproximadamente 10 km na espessura da crosta sugere descontinuidade crustal entre as estações. No limite leste da Faixa Araguaia, que coincide com o limite do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central, a crosta apresenta-se anormalmente espessa, com valor de espessura crustal superior a 50 km e razão V_p/V_s menor que 1,70 (estações RET9, RET3 e PIUM).

Na parte sul da área, sob o perfil de refração sísmica, Soares *et al.* (2006) e Ventura *et al.* (2011), caracterizaram esse limite como sendo a região de sutura (frente de colisão) entre a Paleoplasca Amazônica e os terrenos do Arco Magmático de Goiás a leste. Em profundidade a descontinuidade de Moho apresenta degrau de aproximadamente 15 km de espessura, interpretado como região de duplicação crustal. Comportamento semelhante foi observado mais a norte sob as estações RET3 e PIUM (Figura 5.23), sugerindo que a zona de

sutura acompanha o limite entre os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional na porção central e com a Bacia do Parnaíba a norte.

Ressalta-se o caráter félsico da crosta ao longo da região de duplicação. Considerando que a crosta da Paleoplaca Amazônica apresenta V_p/V_s de 1,78 (50 km a oeste da sutura) é de se esperar que a crosta da região de sutura, além de duplicada, tenha perdido possível porção máfica que formava a base da crosta.

Mesmo com poucos resultados, é possível afirmar que o Paleocontinente Amazônico apresenta a porção de crosta mais espessa do Brasil central.

A Bacia do Parnaíba, cujos limites se confundem com os limites do Paleocontinente Parnaíba, é caracterizada por crosta de cerca de 44 km de espessura e valores de V_p/V_s de 1,71. Na porção SE da Bacia, sob o domínio do Grupo Urucua, a crosta chega a 46 km de espessura.

Observação importante é que os traços de função do receptor não apresentam fase positiva marcando o embasamento da Bacia, exceto os traços das estações sobre o Grupo Urucua (SFTO e MATE), onde a crosta fica pouco mais espessa. De forma geral esses resultados mostram que a Bacia do Parnaíba é rasa na porção sul (< 1 km), erigida sobre crosta continental félsica e espessa, muito provavelmente suportada por manto litosférico de alta densidade. Aparenta ter sido formada a partir de ampla flexura da crosta/litosfera possivelmente em resposta à redistribuição local de massa em profundidade, relacionadas a intrusões máficas na base da crosta-topo do manto ao longo do eixo da Bacia do Parnaíba, e acúmulo de sedimentos em superfície.

Aparentemente, o comportamento da crosta em geral e da Bacia do Parnaíba em particular, não são condicionados pelo sistema de falhas Lineamento Transbrasiliano. Não se observa nenhuma variação de espessura da crosta através do Lineamento.

O Paleocontinente São Francisco é formado pelos terrenos suportados por baixo gravimétrico regional, região que envolve o Cráton do São Francisco e as faixas marginais (Pereira, 2007). Na área de estudo, compreende os terrenos situados a leste do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central e a sul da Bacia do Parnaíba, relacionados à zona externa da Faixa Brasília e porção oeste do Cráton do São Francisco. A parte norte da zona externa da Faixa Brasília é formada pelo bloco Cavalcante- Natividade (Fuck *et al.*, 2014), região de embasamento exposto (Figura 2.1), com crosta de 39-40 km de espessura e V_p/V_s de 1,70. Na porção sul da área, sobre as coberturas metassedimentares da zona externa da faixa, a crosta apresenta espessura de 42-44 km e razão V_p/V_s de 1,70 (Soares *et al.*, 2006).

Esses resultados individualizam o bloco Cavalcante-Natividade e sugerem que em algum momento da história geológica do Brasil central esse bloco foi alçado em relação aos terrenos vizinhos e, como consequência, suas coberturas metasedimentares foram removidas.

O limite entre os paleocontinentes São Francisco e Parnaíba é marcado por expressiva variação de espessura da crosta.

Os terrenos intermediários são aqueles amalgamados entre os paleocontinentes Amazônico, São Francisco e Parnaíba, no Neoproterozóico. São os terrenos relacionados ao alto gravimétrico Bouguer do Brasil central, formados pelo Arco Magmático de Goiás, pelo Maciço de Goiás e pelos complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional (Figura 2.1).

O Maciço de Goiás foi amostrado na parte sul da área, ao longo da linha de refração sísmica profunda e definido com espessura crustal de 38 km e razão V_p/V_s de 1,70. Os resultados sísmicos mostram, também, que não existe descontinuidade na Moho marcando o limite entre esses terrenos e os terrenos juvenis do Arco Magmático de Goiás a oeste (Soares *et al.*, 2006).

No domínio do Arco Magmático de Goiás a crosta é mais fina a sul e mais espessa a norte, sugerindo inclinação para NE do bloco Arco Magmático de Goiás. No extremo sudoeste da área a estação PAZB, a crosta apresenta espessura de 33 km, sob a linha de refração sísmica espessura de 37 km e, mais a norte, sob a estação RET4, espessura de 42 km e V_p/V_s de 1,70 (Figura 5.23). A norte da estação RET4, o Arco Magmático acompanha o *trend* do Lineamento Transbrasiliano e parece adentrar a Bacia do Parnaíba, possivelmente perfazendo o limite dos paleocontinentes São Francisco e Parnaíba, encobertos pelos sedimentos atuais da Bacia do Parnaíba. O alto gravimétrico, no entanto, sofre inflexão para norte e está relacionado com o bloco Rio dos Manguês- Porto Nacional, amostrado pela estação RET1. Esse bloco possui espessura crustal de 42 km e razão V_p/V_s de 1,78. É um domínio, aparentemente, diferente dos demais.

O alto gravimétrico Bouguer é insensível à variação de espessura da crosta e à variação na natureza das rochas da crosta ao longo da anomalia. Os resultados mostram que a crosta sob o alto gravimétrico não é necessariamente mais fina do que a crosta fora do alto gravimétrico.

6.1.1 EQUÍBRIO ISOSTÁTICO REGIONAL

A Figura 6.1 apresenta mapa ternário (RGB) compondo profundidade da Moho (red), topografia invertida (green) e anomalia Bouguer (blue), além de mostrar sete perfis, com a descontinuidade de Moho, anomalia Bouguer e topografia, cruzando os diversos limites geotectônicos do Brasil central.

No mapa ternário, regiões com crosta espessa, baixos valores de anomalia Bouguer e topografia elevada (que no mapa é invertida) tendem à cor preta, ao passo que crosta fina, valores elevados de anomalia Bouguer e baixos topográficos tendem para a cor branca.

De forma geral, nota-se, a partir do mapa, e ao longo dos perfis, que ocorre mudança na relação da curva da Moho e da resposta gravimétrica a medida que se muda de domínio. Não existe uma relação direta entre espessura da crosta e anomalia Bouguer, ou seja, crosta espessa não significa necessariamente baixos valores de anomalia Bouguer e vice-versa. Os perfis E-E' e D-D' são exemplos de relação inversa entre a espessura da crosta e a resposta gravimétrica. Em ambos os perfis, as curvas da profundidade da Moho e de anomalia Bouguer acusam a mudança de domínio, mas divergem. A resposta gravimétrica é mais alta para a crosta mais espessa e mais baixa para a crosta mais fina.

O que estes dados estão mostrando/comprovando é que a resposta gravimétrica regional é função, principalmente, da variação das propriedades físicas e espessura do manto litosférico de cada um dos domínios.

A resposta gravimétrica mais alta do Paleocontinente Parnaíba em relação ao Paleocontinente São Francisco significa manto litosférico mais denso, o que confere ao bloco Parnaíba menor fluabilidade, independente do caráter félsico de sua crosta (V_p/V_s de 1,71), explicando porque o bloco Parnaíba é uma bacia.

O bloco São Francisco, por outro lado, apresenta baixa resposta gravimétrica e alta fluabilidade, possivelmente refletindo manto litosférico ultradepletado em Fe e Mg (Soares *et al.*, 2006; Assumpção *et al.*, 2002; Koosak *et al.*, 2007). Certamente o caráter félsico de sua crosta (V_p/V_s de 1,70) aumenta sua fluabilidade.

O alto gravimétrico Bouguer do Brasil central está relacionado a manto litosférico mais denso do que os mantos dos domínios adjacentes. O alto gravimétrico é interpretado como corredor de manto Neoproterozoico (quente, primitivo, denso), que contrasta com manto Arqueano-Paleoproterozoico (depletado e frio) das paleoplasas Amazônica e São Francisco. Envolve os terrenos gerados e/ou retrabalhados no Neoproterozoico (Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e complexos Rio do Manguês e Porto Nacional)

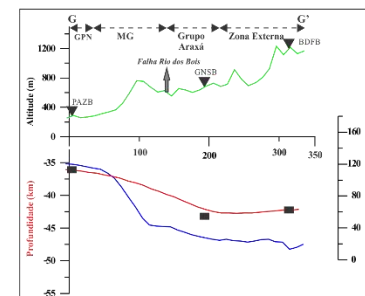
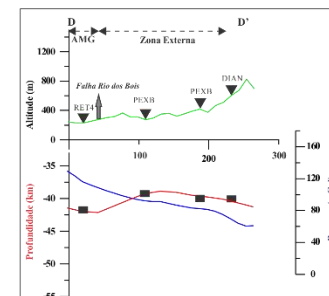
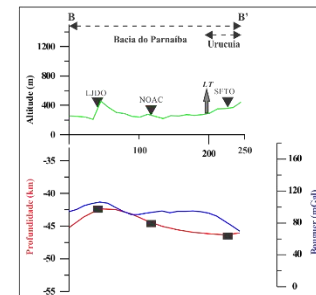
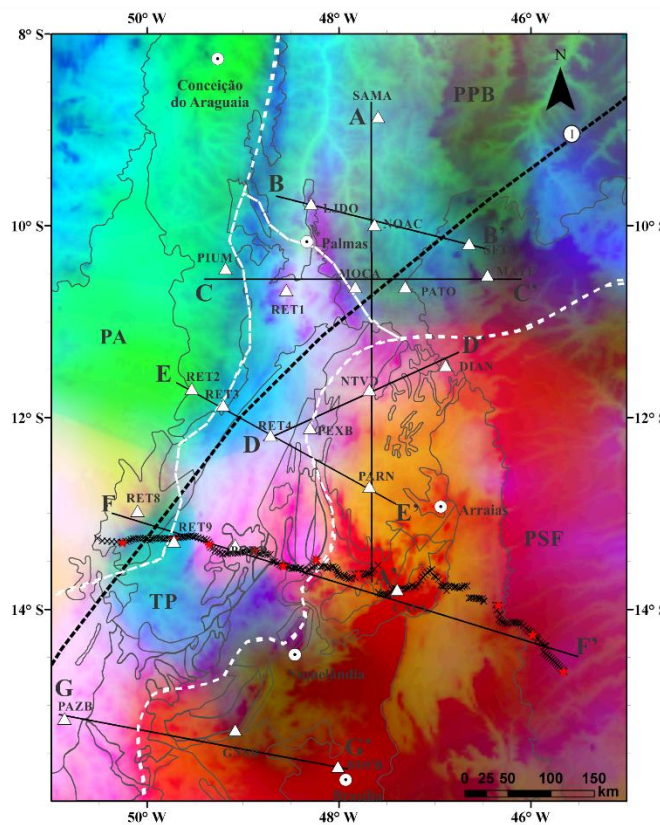
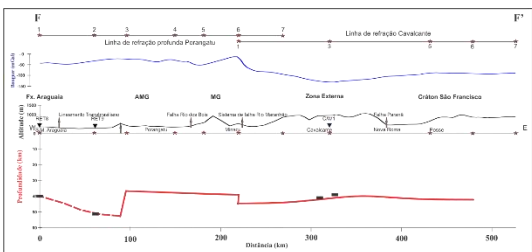
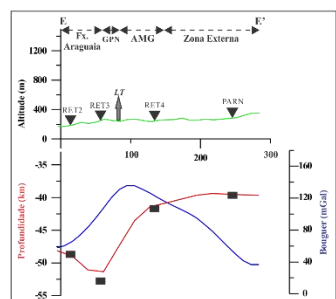
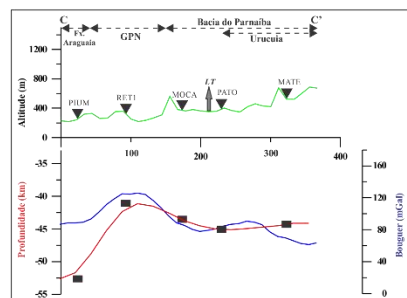
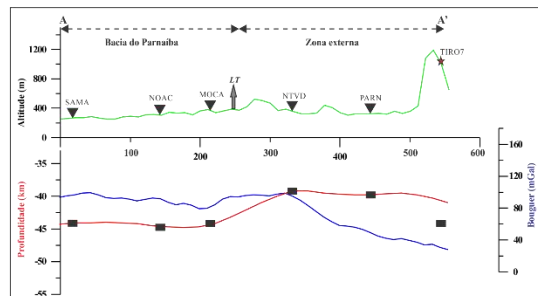
(Soares *et al.*, 2006; Koosak *et al.*, 2007; Ventura *et al.*, 2011; Azevedo, 2013), aqueles que durante a formação do Brasil central, foram amalgamados entre os blocos maiores.

Em síntese, os paleocontinentes Amazônico e São Francisco funcionaram como grandes blocos no Neoproterozoico (unidos por uma mesma raiz litosférica) e o bloco Parnaíba foi estruturado no Neoproterozoico e, a partir de então, mantêm a mesma unidade até o recente. No Fanerozoico, os blocos responderam de forma coesa às trações que culminaram com a implantação das bacias intracratônicas brasileiras, no Siluriano, e do oceano Atlântico Sul, no Cretáceo. Sofreram reajustes internos (ao bloco litosférico), marcado por magmatismo na Bacia do Parnaíba e movimentação de blocos na porção NW da Paleoplaca do São Francisco, mas sem que os blocos perdessem a identidade.

Na Paleoplaca do São Francisco, o bloco Cavalcante-Natividade e a “calha” do Bambuí se destacam pela baixa topografia e crosta mais fina, apesar de envolvidos por um baixo gravimétrico regional (Figura 2.1 e Figura 6.1). Mesmo que envolvidos pelo mesmo substrato litosférico, os diferentes terrenos/blocos da parte NW da Paleoplaca do São Francisco foram isostaticamente reequilibrados, com destaque para o bloco Cavalcante-Natividade, que foi alçado, as coberturas removidas e o relevo, invertido.

Ao longo do Lineamento Transbrasiliano, não existe estrutura específica que sugira sua influência sobre o comportamento da crosta. No domínio do Arco Magmático, o Lineamento está associado ao alto gravimétrico Bouguer do Brasil central e, na Bacia do Parnaíba, corta corredor de baixo gravimétrico. As mudanças observadas na crosta estão condicionadas pelo ambiente tectônico e não pelo Lineamento Transbrasiliano, que aparentemente cruza o limite entre os blocos sem gerar deslocamentos.

Figura 6.1- Perfis traçados na área de estudo, modelo da crosta sob as linhas sísmicas de refração Porangatu- Cavalcante, modificado de Soares *et al.* (2006) e composição ternária da profundidade da Moho (vermelha), topografia (verde) e anomalia Bouguer (azul) com limites dos paleocontinentes, na cor branca e limites geológicos na cor preta. Cada perfil apresenta as curvas topográfica na cor verde, a da profundidade da Moho em vermelho e curva referente a anomalia Bouguer em azul.



- △ Estações Sismográficas
- × × × × × Linha Sísmica de Refração Porangatu- Cavalcante
- Municípios
- ① Lineamento Transbrasiliano



- LEGENDA PERFIS**
- Topografia
 - Profundidade da Moho
 - Bouguer
 - Espessura crustal obtida por FR
 - ▲ Estações sismográficas
 - Lineamento e Falhas
 - AMG- Arco Magmático de Goiás
 - GPN- Granulitos de Porto Nacional
 - MG- Maciço de Goiás
 - LT- Lineamento Transbrasiliano

6.2 Compartimentação e evolução tectônica do Brasil central

O mapa da Figura 6.1 permite individualizar os grandes domínios tectônicos do Brasil central e pode contribuir para refinar os limites entre os blocos.

Na porção NW da Pleoplaca do São Francisco, o limite sugerido por Pereira (2007) deve ser deslocado em direção às estações sismográficas PEXB e NTVD, perfazendo o limite, em superfície, do bloco Cavalcante-Natividade.

O Paleocontinente Amazônico é formado pelo Cráton Amazônico e Faixa Araguaia, o Paleocontinente Parnaíba é formado pelos terrenos encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e, em parte, pelo grupo Urucuia. O Paleocontinente do São Francisco é formado pelo Cráton São Francisco e zona externa da Faixa Brasília, e pelos demais terrenos (Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e granulitos de Porto Nacional- Complexos Rio dos Manguês), que estão amalgamados entre os blocos maiores.

No Neoproterozoico os paleocontinentes São Francisco e Amazônico funcionaram como blocos coesos, individualizados por uma mesma raiz litosférica, e o atual paleocontinente Parnaíba, apesar de estar em estruturação (Castro *et al.*, 2014), conseguiu unidade litosférica preservando a raiz. Os terrenos intermediários, no entanto, foram gerados e/ou retrabalhados na Orogênese Brasileira, de forma que tiveram sua raiz litosférica rejuvenescida.

A cerca de 900 Ma, o Brasil central era dominado pelo extenso Oceano de Goiás (*Pharusian*), com presença de arcos intraoceânicos e blocos menores, de origem incerta (Cordani *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2008; Soares, 2005), mostrados na Figura 6.2a.

Neste cenário, a borda oeste do Paleocontinente São Francisco formava margem passiva, bordejando o Oceano de Goiás. Com movimento relativo para oeste, a porção oceânica da Paleoplaca do São Francisco foi consumida em ambiente de arco de ilhas, a oeste, e sob o Paleocontinente Parnaíba a noroeste (Figura 6.2).

A possível continuidade dos terrenos de arco de ilha sob a Bacia do Parnaíba, acompanhando o Lineamento Transbrasiliano ou perfazendo o limite entre os paleocontinentes São Francisco e Parnaíba, não é resolvido pelos resultados de função do receptor. As respostas gravimétricas regionais, no entanto, mostram alinhamento de altos gravimétricos para NE, interpretado como limite do paleocontinente São Francisco (Pereira, 2007), que sugere continuidade das estruturas presentes no Brasil central.

A sudoeste, o consumo da Paleoplaca do São Francisco ocorreu sob o bloco/Paleocontinente do Paranapanema.

Finda a subducção, com conseqüente colisão das porções continentais das paleoplacas, os esforços continuaram e a subducção no Brasil central foi invertida, iniciando consumo da porção oceânica da paleoplaca Amazônica para leste-sudoeste (Figura 6.2c).

Na parte sul da área, a movimentação e consumo de placa sob o Arco Magmático de Goiás, se deu com movimentação para sudeste e mais a norte, sob o complexo Rio dos Manguês e terrenos encobertos pela bacia, com movimentação para leste.

A sutura final do Paleocontinente Amazônico é caracterizada por duplicação crustal, com a crosta formando um corredor de espessuras acima de 50 km e razão V_p/V_s menor que 1,70, acompanhado por alto gravimétrio marcando região de manto neoproterozoico. A norte da estação PIUM, o limite proposto aparece em azul no mapa RGB (Figura 6.1) e acompanha o limite leste da Faixa Araguaia.

Dentro dessa dinâmica, os complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional compõem o bloco superior da subducção Amazônica e, aparentemente, não se justificam como embasamento da Faixa Araguaia. Possível relação com o embasamento da Bacia do Parnaíba não é suportado pelos valores de V_p/V_s que divergem consideravelmente. Aparentemente, esse bloco é um *inlier*, à semelhança do bloco arqueano do Maciço de Goiás.

No Fanerozoico, eventos distensivos produziram ajustes internos importantes nos blocos maiores, com magmatismo e desenvolvimento de bacias nos blocos Parnaíba e Amazônico e individualização da borda leste do Paleocontinente São Francisco, gerando intrusões alcalinas e ajustes isostáticos regionais, mas sem que os blocos perdessem sua identidade litosférica.

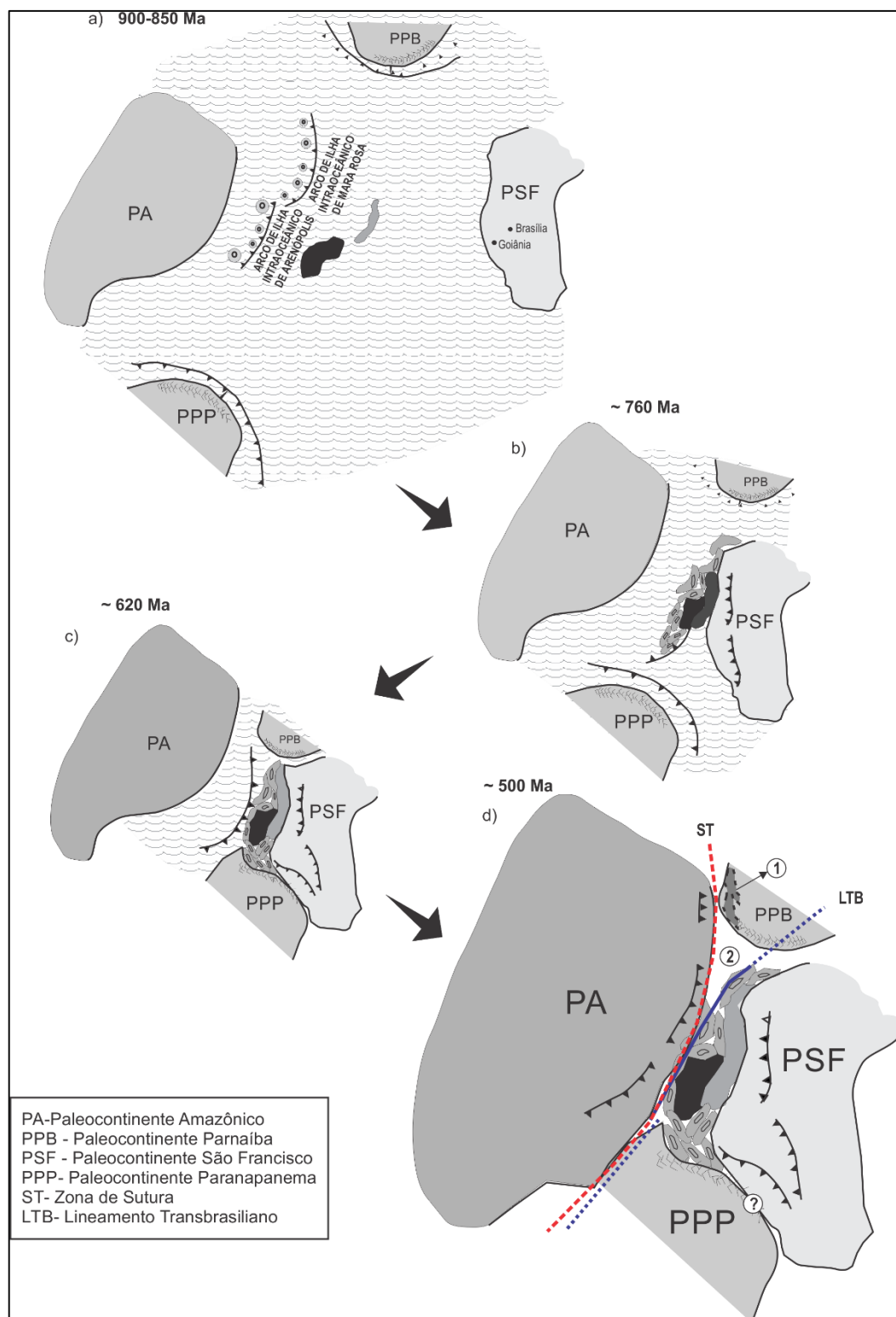


Figura 6.2- Evolução do Brasil central, durante o orogenia Brasiliana. a) e b) subdução para oeste da porção oceânica da Paleoplaca São Francisco; c) colisão do Paleocontinente São Francisco com os terrenos de arco de ilha e Paleocontinente Parnaíba a norte-noroeste e Paleocontinente Paranapanema a sul e d) a subdução invertida com consumo para leste da porção oceânica da Paleoplaca Amazônica. A região de sutura está bem caracterizada por duplicação crustal (ST). O número 1 representa possível continuação de arco continental encoberto pela Bacia do Parnaíba, o número 2 representa a posição dos complexos Rio do Manguês e Porto Nacional. Modificado de Soares (2005).

CONCLUSÕES

Os resultados de função do receptor desse trabalho, somados aos resultados da literatura, permitiram bom controle do comportamento da crosta (espessura e razão Vp/Vs) dos diferentes blocos/terrenos do Brasil central.

Com base no comportamento da crosta é possível concluir que:

- i) O equilíbrio isostático dos diferentes blocos que compõem o Brasil central é influenciado principalmente por diferenças na espessura e propriedades físicas (densidade) do manto litosférico desses blocos. Os efeitos causados pela variação de espessura da crosta são de menor contribuição;
- ii) As espessuras crustais e resposta gravimétrica permitiram delimitar o Paleocontinente São Francisco, formado pelos domínios do Cráton São Francisco e zona externa da Faixa Brasília, o Paleocontinente Amazônico, formado pelo Cráton Amazônico e Faixa Araguaia, o Paleocontinente Parnaíba, encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, e os terrenos relacionados ao alto gravimétrico, representados pelo Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e complexos Rio dos Manguês e Porto Nacional, amalgamados entre os blocos maiores;
- iii) Apesar do Lineamento Transbrasiliano ser uma estrutura transcontinental, não condiciona o comportamento da crosta ao longo dos diferentes domínios amostrados;
- iv) A região de sutura da Paleoplaca Amazônica no Brasil central passa a leste da Faixa Araguaia, perfazendo o limite com o Arco Magmático de Goiás a sul (13°S), com os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional na porção central (10°S-12°S) e com a Bacia do Parnaíba mais a norte. Sismicamente, a sutura é caracterizada por corredor de crosta duplicada, com espessura superior a 50 km, e razão Vp/Vs menor que 1,70;
- v) o terreno Rio dos Mangues-Porto Nacional é, muito provavelmente, um *inlier* amalgamado entre os blocos maiores, que ocorreu durante a colisão dos paleocontinentes no Neoproterozoico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga C.J.S.de, Moura C.A.V., Gorayeb P.S.de.S., Abre F.de.A.M.de. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A.Thomaz Filho, D.A. Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Internacional Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 pp.
- Ammon C.J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81 (6): 2504-2510.
- Ammon C.J. 1997. An overview of receiver-function analysis, obtido via internet: < <http://www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>> Acesso: 06/07/2013.
- Artemieva I. M.1961. Lithosphere: an interdisciplinary approach. Library of Congress Cataloging in Publication data, Estados Unidos, 794 pp.
- Assumpção M., James D., Snoke A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, 107, B12006, doi: 10.1029/2001JB000422.
- Assumpção M., Na M., Biachi M., França G.S.L., Rocha M.R., Barbosa J.R., Berrocal J. 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388:173-185.
- Assumpção M., Feng M., Tassara A., Julià J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>.
- Azevedo P.A. 2012. Estudo do Manto superior sob o Brasil central utilizando tomografia sísmica de tempo de percuro. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 106pp.
- Bassin C., Laske G., Masters G. 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America. *EOS Trans AGU*, 81: 897.
- Berrocal J., Marangoni Y., Côgo de Sá N., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388: 187-199.
- Bianchi M.B.2008. Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosférica, Universidade de São Paulo, 133 pp.

- Brito Neves B.B.de, Fuck R.A., Cordani U.G., Thomaz A .F°. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1: 495-510.
- Brito Neves B.B.de, Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brito Neves B.B.de, Neto M.C.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- Brito Neves B.B.de & Fuck R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.
- Castro D.L., Fuck R.A., Phillips J.D., Vidotti R.M., Bezerra F.H.R., Dantas E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614: 128-145.
- Christensen N.I. & Mooney W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 9761-9788.
- Chulick G.S., Detweiler S., Mooney W.D. 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 260-276.
- Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall J., Clowes R.M. 2009. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47:315–351.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B.de, Agrella-Filho Manoel S.D'. 2002. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*. In: International Association for Gondwana Research, Japan, 6(2): 275-283.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B.de, Filho A.T. 2009. *Geociências da Petrobrás*, 17 (1):205-219.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43 (3): 583-597.
- Dantas E.L., Araújo Filho J.O., Oliveira C.G.de, Chiarini M.F.N., Fuck R.A., Sordi D.A.de. 2007. Folha Porangatu –SD.22-X-D-I, escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM, PGB/LGB, Brasília.
- Delgado I.deM., Souza J.D.de, Silva L.C.da, Silveira Filho N.C.da, Santos R.A.dos, Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.deA., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho

- J.V.de, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A.2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Shobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Edits.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM, Brasília, 674 pp.
- Efron B., Tibshirani R. 1991. Statistical data analysis in the computer age. *Science*, 253, (5018): 390–395. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/253/5018/390>>.
- Fairhead J.D. & Maus S.2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22 (8): 779-783.
- França G.S.F & Assumpção M. 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 743–758.
- França G.S.L.A. 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 163 pp.
- Fuck R.A., Pimental M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas, pp.26-27.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Sordi D.A.de, Chiarini M.F.N., Oliveira C.G.de.2007. Folha Santa Terezinha de Goiás- SD.22-Z-A-III, escala 1:100:000. In: C.J.S de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM, PGB/LGB, Brasília.
- Fuck R.A., Brito Neves B.B.de, Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160: 108-126.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., DantasE.L., Oliveira C.G., Junges S.L., Laux J.H.2009. Episodic crust forming events recorded in the Goiás Magmatic Arc, central Brasil: tectonic implications to Neoproterozoic crustal growth.In: Geological Society of London, Jane Watson Meeting: Evolution of the Continental Crust, *Abstract Book*, p.33.
- Fuck R.A, Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges S.L., Soares J.E., Praxedes I.F.2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 3884, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>.
- Góes A.M.O., Souza J.M.P., Teixeira L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim em Geociências da Petrobrás*, 4 (1): 55–64.

- Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim em Geociências da Petrobrás, 08 (1): 57-67.
- Hazarika D., Arora B.R., Chandan B. 2012. Crustal structure and deformation in the northeast India-Asia collision zone: constraints from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 188: 737-749.
- Herrmann, R. 2012. Effect of a shallow sediment layer on RFTN, obtido via internet: < http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/TUTORIAL/RFTN3/index.htm >. Acesso: 30/04/2013.
- Holbrook W.S, Mooney W.D., Christensen N.I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In *Continental Lower Crust, Dev. In Geotectonics*, 23, editado por D.M. Fountain, R. Arculus & R.W. Kay, p. 1-34, Elsevier Sci., New York.
- Koosah M., Vidotti R., Soares J.E.P., Fuck R.A. 2007. Gravimetric and seismic data integration in a 2D forward gravimetric modeling for the crust and lid mantle beneath northern Brasilia Belt. In: SBGf, 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, *Expanded Abstract Volume*, CD-ROM.
- International Gravimetric Bureau < <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012> > Acessado em 03/01/2014.
- Langston C. A. 1977. The effect of planar dipping structure source and receiver responses for constant ray parameter. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67:1029-1050.
- Langston C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 85: 4749–4762.
- Li S. & Mooney W.D. 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profile. *Tectonophysics*, 288:105–113.
- McNamara D. E. & Owens T. J. 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the basin and range province using Moho Ps converted phase. *Journal of Geophysical Research*, 98: 12003–12017.
- Meissner R. 1986. *The continental crust: a geophysical approach*. Academic Press Inc, Orlando, 426 pp.
- Mooney W. D., Laske G., Masters T.G. 1998. CRUST 5.1: global crustal model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1): 727-747.
- Moura C.A.V. & Gaudette H. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan- African deformation in the Araguaia Belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 23 (2): 117-123.

- 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 paleogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. *Geological Society*, 294: 173-196.
- Owens T. J., Zandt G. & Taylor S. R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89: 17783-7795.
- Pereira R.S. Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. 2007. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 183 pp.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gióia S.M.C.L. 2000a. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 035-039.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani E.J., Milani A., Thomaz Filho D.A., Campos (Edits). *Tectonic Evolution of South American*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 p.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. 673p.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 41 (2): 304-318.
- Rosa J. W. C., Rosa, J. W. C., Fuck, R. A. 2012. Crust and upper mantle structure in central Brazil derived by receiver functions and SKS splitting analysis. *Journal South American Earth Science*, 34: 33-46.
- Schobbenhaus C. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília, DNPM.
- Stein S. & Wysession M. 2003. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing, Estados Unidos, 507 pp.
- Shearer P.M. 2009. Introduction to Seismology. Scripps Institution of Oceanography University of California, San Diego, 412 pp.
- Soares J.E.P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 128 pp.

- Soares J.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W., Ventura D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, 111, B12302, doi: 10.1029/2005JB003769.
- Topodata <<http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>> Acessado em 20/12/2012.
- United States Geological Survey (USGS) <http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/crustaltypes.html>. Acessado em 20/08/2013.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, na early assembly of Gondwana. *Geological Society*, 294, 197-210.
- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Filho J.R.W., Travassos W.S. 2007. A Bacia do Parnaíba. *Boletim em Geociências da Petrobrás*, 15 (2): 253-263.
- Ventura D.B.R., Soares J.E., Fuck R.A., Caridade L.C.C. 2011. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, 41 (1): 130-140.
- Xu L., Rondenay S., Van der Hilst R.D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. *Physical Earth Planet Internacional.*, 165: 176–193.
- Zandt G. & Ammon C.J. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ration. *Nature*, 374: 152-154.
- Zandt G., Myers S. C., Wallace T. C. 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37± latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100: 10529-10548.
- Zhu L., Owens T. J., Randall G. E. 1995. Lateral variation in crustal structure of the Northern Tibetan Plateau inferred from Teleseismic Receiver Functions. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85:1531–1540.
- Zhu L. & Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2696-2980.