



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

CÍNTIA ROCHA DA TRINDADE

**IMAGEAMENTO SISMOLÓGICO DA LITOSFERA DO BRASIL
CENTRAL: SUBSÍDIOS AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO
TECTÔNICA REGIONAL**

Tese de Doutorado n° 46

BRASÍLIA

2019



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

CÍNTIA ROCHA DA TRINDADE

IMAGEAMENTO SISMOLÓGICO DA LITOSFERA DO BRASIL
CENTRAL: SUBSÍDIOS AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO
TECTÔNICA REGIONAL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Área de concentração: Geofísica Aplicada e Geodinâmica.
Linha de pesquisa: Sismologia.

ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ EDUARDO PEREIRA SOARES (UNB)

BRASÍLIA

2019

CÍNTIA ROCHA DA TRINDADE

IMAGEAMENTO SISMOLÓGICO DA LITOSFERA DO BRASIL
CENTRAL: SUBSÍDIOS AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO
TECTÔNICA REGIONAL

Tese apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geociências Aplicadas pelo de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica da Universidade de Brasília.

Aprovado em 11 de março de 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares
Universidade de Brasília
Presidente

Profa. Dr^a Mônica G. Von Huelsen
Universidade de Brasília
Membro

Prof. Dr. Sérgio Luiz Fontes
Observatório Nacional
Membro

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
Universidade Federal do Oeste do Pará
Membro

BRASÍLIA

2019

REFERÊNCIA

Trindade, C.R. 2019.

Imageamento Sismológico da Litosfera do Brasil Central: Subsídios ao entendimento da evolução tectônica regional

Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado.

Palavras-chave: função do receptor, dispersão de onda de superfície, inversão conjunta, estrutura da litosfera, velocidade da onda S, evolução tectônica, compensação isostática, Província Tocantins, Bacia do Parnaíba, crátons Amazônico e do São Francisco.

“Ora, a fé é a certeza daquilo que esperamos e a prova das coisas que não vemos. ”

Hebreus 11:1

*À Francisco Rodrigues da Trindade e Eronice
Rocha da Trindade, meus pais amados.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

Ao meu bom Deus.

Aos meus queridos pais por todo incentivo em momentos difíceis, apoios financeiro e emocional.

Ao meu companheiro, esposo e amigo Robson Rocha dos Santos por estar ao meu lado em todos os momentos, seja nas noites em claro de processamento de dados e escrita ou no desespero causado pela falta de inspiração e prazos apertados. Você é o maior incentivador de desenvolvimento de tese que existe no mundo e nunca vou esquecer o que fizeste por mim.

Ao meu orientador Professor José Eduardo Pereira Soares por todo aporte científico e financeiro necessários para a realização desta pesquisa, por compartilhar seu vasto conhecimento e incentivar para que eu continuasse na carreira acadêmica. Obrigada por todas as oportunidades de desenvolver os trabalhos de campo e participações em congressos científicos.

Ao Professor Reinhardt Adolfo Fuck pelas contribuições geológicas.

Aos meus colegas do Laboratório de Estudos da Litosfera pelo apoio nos trabalhos de campo e processamento de dados, em especial a Brunna Palmer por toda dedicação e amizade durante os quatros anos deste trabalho.

A Umberto Travaglia por ampliar seu programa incluindo o código de obtenção de curvas de dispersão médias de ondas de superfície.

Ao Professor Marcus Vinicius da UNIPAMPA por toda ajuda na parte computacional.

Ao projeto Programa de Análise da Bacia do Parnaíba pela concessão de recursos para aquisição dos dados, visita a Universidade de Arberdeen e bolsa de doutorado.

A CAPES pela concessão de bolsa de doutorado.

Ao colegas e coordenador do curso de Geofísica da Universidade Federal do Oeste do Pará pelo apoio concedido para que eu pudesse concluir esta tese.

RESUMO

O Brasil central (porção norte da Província Tocantins, sul da Bacia do Parnaíba e leste do Cráton Amazônico) é um orógeno Neoproterozoico, constituído por terrenos/blocos menores amalgamados entre os crátons Amazônico, do São Francisco e São Luiz/Oeste África por meio de zonas de subducção atuantes nas bordas dos crátons, onde as margens cratônicas funcionaram como margens passivas. A litosfera atual é resultado da formação do Gondwana oeste no Neoproterozoico (650- 500 Ma) e de processos subsequentes que deram origem a Bacia do Parnaíba no Siluriano e culminaram com a implantação do oceano Atlântico no Jurássico-Cretáceo. Este trabalho apresenta modelo 1D de velocidade S para a crosta e manto litosférico para vinte e seis estações sismográficas de banda larga localizados nos diferentes domínios/blocos que compõem o Brasil central, obtidos a partir de resultados de função do receptor nos domínios do tempo e da frequência e inversão conjunta de dados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície. A crosta do Brasil central tem espessura de 36 km a 55 km e razão V_p/V_s de 1,70 a 1,80, com variações (de espessura e velocidade S) relacionadas a mudanças no ambiente tectônico. A crosta é mais fina no Cráton Amazônico e mais espessa ao longo da zona de sutura Tocantins-Araguaia. Os resultados mostram que a zona de sutura passa no limite oeste dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, sugerindo que a Paleoplaca Amazônica subductou (para oeste por sob) os complexos, o Arco Magmático de Goiás e demais blocos que compõem o embasamento da Bacia do Parnaíba e atualmente estão encobertos pelos sedimentos da Bacia. A Bacia do Parnaíba apresenta embasamento formado por crosta félsica, de cerca de 42 km de espessura e a Bacia mostra profundidade de menos de 1km na porção sul e cerca de 2km na parte norte, espessando no sentido do depocentro. Na base da crosta do domínio Grajaú, a presença de alto gradiente de velocidade S (3,86- 4,44 km/s) pode estar relacionado com intrusão de rochas máficas na base da crosta. De forma geral, a crosta do Brasil central é espessa, sem evidências de estiramento. Os resultados sugerem movimentações verticais na parte norte da Província Tocantins e sul da Bacia do Parnaíba interpretadas como reajustes isostáticos (*rebounds*) ocorridos em resposta as trações impostas pela implantação do oceano Atlântico. Aparentemente os movimentos detectados não são controlados pelo Lineamento Transbrasiliano, que atravessa a área de estudo sem gerar grandes deslocamentos entre os domínios geológicos ou degraus no limite crosta-manto.

ABSTRACT

The central Brazil (northern portion of the Tocantins Province, south of the Parnaíba basin and eastern of Amazonian Craton) is a Neoproterozoic orogen, constituted by smaller terrains/blocks amalgamated between the Amazonian, São Francisco and São Luiz/West Africa cratons through subduction zones acting on the boundary of the cratons, where the cratonic margins functioned as passive margins. The current lithosphere results from the West Gondwana formation in Neoproterozoic (650- 500 Ma) and subsequent processes that gave origin to the Parnaíba basin in the Silurian and culminated with the implantation of the Atlantic Ocean in the Jurassic-Cretaceous. This work presents 1-D models of S velocity for the crust and lithospheric mantle for twenty six broad band seismographic stations located in different domains/blocks that compose the central Brazil, obtained from receiver function results in time and frequency domain and joint inversion of receiver function and surface wave dispersion. The central Brazil crust has thickness between 36 km and 55 km and V_p/V_s ratio of 1.70 – 1.80, with variations (thickness and S velocity) related to changes in the tectonic domain. The crust is thinner in Amazonian Craton and thicker along the Tocantins- Araguaia suture zone. The results show that the suture zone passes in the western boundary of the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes, suggesting that the Amazonian Paleoplate subducted (to the west under) the complexes, the Magmatic Arc of Goiás and other blocks that form the basement of the Parnaíba Basin and are currently covered by sediments of the Basin. The Parnaíba basin has a basement formed by felsic crust, with thickness of about 42 km and the Basin shows depth of less than 1km in the southern portion and about 2km in the north, thickening towards the depocenter. At the base of the crust of the Grajaú domain, the presence of a high S velocity gradient (3.86-4.44 km/s) may be related to intrusions of mafic rocks in the crust base. In general, the central Brazil crust is thick, with no evidence of stretching. The results suggest vertical motions in the northern part of the Tocantins Province and south of Parnaíba basin interpreted with as isostatic readjustments (rebounds) occurred in response to the traction imposed by the implantation of the Atlantic Ocean. Apparently, the movements detected are not controlled by the Transbrasiliano Lineament, which crosses the study area without generating large displacements between the geological domains or steps in the crust-mantle boundary.

SUMÁRIO

Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tabelas.....	vix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Contexto da Pesquisa.....	2
1.3 Objetivos.....	3
1.4 Considerações sobre os métodos.....	5
1.4.1 FUNÇÃO DO RECEPTOR.....	5
1.4.1.1 Deconvolução no domínio da frequência.....	6
1.4.1.2 Deconvolução no domínio do tempo.....	7
1.4.1.3 Método <i>Hk-stacking</i> (Hk).....	9
1.4.1.4 Processamento.....	10
1.5.1 DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE.....	12
1.5.1.1 Dispersão.....	15
1.5.1.2 Medidas de velocidade.....	16
1.5.1.3 Processamento.....	18
1.6 Estrutura da tese.....	20
1.7 Referências.....	22

2. INVERSÃO CONJUNTA DE DADOS SINTÉTICOS DE FUNÇÃO DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE **26**

Resumo	27
1. Introdução.....	28
2. Métodos.....	29
2.1 Função do Receptor.....	29
2.2 Dispersão de onda de superfície.....	31
2.3 Inversão Conjunta.....	33
3. Testes sintéticos.....	35
3.1 Dados sintéticos sem ruído.....	36
3.2 Dados sintéticos com ruídos realísticos.....	44
3.3 Inversão conjunta de modelos sintéticos mais complexos.....	49
4. Discussões.....	55
4.1 Testes sintéticos.....	55
4.2 Inversão conjunta de modelos sintéticos mais complexos.....	56
5. Conclusões.....	58
6. Agradecimentos.....	58
7. Referências.....	59

**3. CRUSTAL THICKNESS BENEATH THE SOUTHWEST PARNAÍBA BASIN AND
NORTH TOCANTINS PROVINCE FROM RECEIVER FUNCTION DATA 63**

Abstract	64
1. Introduction.....	65
2. Geotectonic Context.....	66
3. Data and Methods.....	72
3.1 Receiver Function (RF)	73
3.2 Calculation of crust thickness.....	74
4. Receiver function results.....	76
4.1 Parnaíba Basin.....	77
4.2 Cavalcante-Natividade Block and Bambuí Group.....	80
4.3 Goiás Magmatic Arc.....	81
4.4 Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes.....	82
4.5 Araguaia Belt.....	82
5. Discussion.....	85
6. Conclusions.....	90
7. Acknowledgements.....	91
8. References.....	92

4. CRUSTAL AND UPPERMOST MANTLE S VELOCITY STRUCTURE OF THE CENTRAL BRASIL FROM JOINT INVERSION OF SURFACE WAVE DISPERSION AND RECEIVER FUNCTION DATA **97**

Resumo	98
1. Introdução.....	99
2. Contexto Geológico	103
2.1 Província Tocantins.....	103
2.2 Bacia do Parnaíba.....	107
2.3 Cráton Amazônico.....	108
3. Dados e processamento.....	109
4. Estrutura da litosfera.....	111
4.1 Espessura crusta e razão V_p/V_s	111
4.2 Inversão Conjunta	115
4.3 Perfis de velocidade S.....	120
5. Discussão.....	128
5.1 Estrutura crustal e do manto superior	129
5.2 Alta velocidade na crosta inferior.....	131
6. Conclusão.....	135
7. Agradecimentos.....	136
8. Referências.....	136

5. CONCLUSÕES

144

APÊNDICES

I

Apêndice A - Coordenada das estações sismográficas da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos.....I

Apêndice B- Material Complementar do artigo “Inversão conjunta de dados sintéticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície”.III

Apêndice C- Material complementar do artigo “*Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brasil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data*”.....VI

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

- Figura 1.1-** Mapa altimétrico mostrando a localização da área de estudo, a distribuição das estações sismográficas de banda larga (BB) da RSET que estão ativas (triângulos na cor preta), as estações de banda larga que não estão em funcionamento (triângulos na cor branca), LTB representa o Lineamento Transbrasiliano. PBAP é a linha de refração sísmica da Bacia do Parnaíba e POR-CAV é a linha de refração Porangatu –Cavalcante.....04
- Figura 1.2-** Diagrama de raio da Função do Receptor. (a) incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P em onda S_{direta} e reflexões S_{múltiplas} 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.....05
- Figura 1.3-** Sequência do processo de deconvolução de uma estação. a) Impulso da fonte. b) Forma de onda sintética correspondente. Note que os pulsos maiores são obtidos nas primeiras iterações (Adaptado de Kikuchi e Kanamori, 1982).....08
- Figura 1.4-** Resultado obtido pelo método HK. a) Estimativa de espessura da crosta e razão V_p/V_s médias da crosta para a estação LJDO. O resultado foi obtido pelo método HK. b) Traços de função do receptor na radial utilizados como entrada no programa HK.....10
- Figura 1.5** – Somas resultantes do empilhamento de traços de função do receptor na radial, para parâmetros a do filtro gaussiano iguais a 4 e 2,5, da estação AGAZ. Baz é o valor do back-azimute e p é o parâmetro de raio.....12
- Figura 1.6** - Mapa mostrando a trajetória das ondas de corpo e superfície do terremoto de magnitude 7,4 Mw, que ocorreu em Oxaca no México, até a estação RET3 e o sismograma triaxial. As componentes vertical e radial mostram as ondas Rayleigh e a componente transversal mostra a chegada das ondas Love.....13
- Figura 1.7** - (a) Incidência pós-crítica da onda SV em uma superfície livre originando uma onda P e SV, que se propagam ao longo de uma superfície livre. (b) Existência simultânea das ondas P e SV viajando horizontalmente ao longo de uma superfície livre (Lay & Wallace, 1995).....14
- Figura 1.8** - Soma de duas ondas com frequências ligeiramente distintas. A velocidade de grupo (U) é a velocidade do envelope de longo período e a velocidade de fase (c) é referente a velocidade dos picos individuais.....16
- Figura 1.9-** Curva de dispersão de velocidade de grupo obtida por MFT para um evento tectossísmico da estação RET4. a) Traço original. b) Traço filtrado após a aplicação do matched

filter, isolando o modo fundamental de vibração. Os contornos coloridos indicam a amplitude instantânea do espectro em função da velocidade de grupo e do período. Para cada período, o ponto com amplitude máxima mostra a velocidade de grupo do modo fundamental.18

Figura 1.10- Dados de dispersão de ondas de superfície da estação AGAZ. a) Localização epicentral dos eventos telessísmicos utilizados. b) Curvas de velocidade de grupo, do modo fundamental da onda Rayleigh, selecionadas no período de 7s a 60s. c) Curva média e desvio padrão calculados a partir de 61 curvas mostradas na Figura 4 (b). d) Curva de dispersão média utilizada na inversão conjunta.....20

Capítulo 2

Figura 1- Diagrama de raio da Função do Receptor. (a) incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P em onda S_direta e reflexões S_múltiplas 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.....30

Figura 2- Interface gráfica do programa *do_mft* do CPS mostrando a análise da velocidade de grupo da onda Rayleigh. Nesta etapa aplicou-se os filtros MFT e PMF (Match) e é possível editar visualmente os valores para definir a curva de dispersão.....33

Figura 3- (a) Perfil de velocidade da onda S utilizado na inversão dos dados sintéticos. (b) Função do receptor correspondente ao perfil de velocidade (a), computada assumindo fator a do filtro Gaussiano de 2,5 e parâmetro de raio (p) de 0,066 graus/segundos. (c) Função do receptor correspondente ao perfil de velocidade (a), computada assumindo fator a do filtro Gaussiano de 4,0 e parâmetro de raio (p) de 0,066 graus/segundos. (d) Curva de velocidade de grupo do modo fundamental da onda Rayleigh, gerada a partir do modelo de velocidade S em (a).....35

Figura 4- Inversão conjunta para diferentes modelos iniciais. (a) Modelos iniciais e verdadeiro. O modelo na cor sólida vermelha representa o modelo verdadeiro. O modelo na cor sólida cinza é o ak-135F, o modelo na cor cinza tracejada é o da função do receptor e o modelo na cor cinza claro sólida é o modelo da dispersão de onda de superfície. (b) Modelo de velocidade da onda S obtido da inversão conjunta, com os três modelos iniciais. (c) Ajuste das funções do receptor para os diferentes modelos iniciais. (d) Ajuste da curva de dispersão para os diferentes modelos iniciais...39

Figura 5- Representação gráfica do número de iterações *versus* RMS da velocidade S. A seta na cor preta indica o número de 70 iterações, escolhida para correr a inversão conjunta.....40

Figura 6- Comparação dos modelos de velocidade da onda S para os valores de amortecimento iguais a 0,5 , 1, 5 e 10. A linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético sem ruído. O RMS da velocidade S é mostrado para cada caso.....41

Figura 7- Modelos de velocidade S resultantes da inversão com ou sem suavidade ponderada, a linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético sem ruído. Os modelos foram invertidos com modelo inicial ak135-f, 70 iterações e fator amortecimento igual a 5. (a) Modelo de velocidade S gerado sem o vínculo de suavidade ponderada. (b) Modelo de velocidade S gerado com o vínculo de suavidade ponderada.....42

Figura 8- Traços de função do receptor, curvas de dispersão e modelos resultantes das inversões com parâmetros de influência $p=0,1$, $p=0,5$ e $p=0,9$. A linha sólida representa o resultado da inversão e a linha tracejada representa os dados observados.....43

Figura 9- Modelos contaminados com ruído realístico. A esquerda é mostrada a função do receptor na radial do modelo da Fig. 3, função do receptor na transversal e o empilhamento gerando uma função do receptor na radial contaminada. A direita tem-se a curva de dispersão do modelo da Fig. 3 (linha sólida) e modelo contaminado (linha tracejada).....45

Figura 10- Inversão conjunta para diferentes modelos iniciais. (a) Modelos iniciais e verdadeiro. O modelo na cor sólida vermelha representa o modelo verdadeiro. O modelo na cor sólida cinza é o ak-135F, o modelo na cor cinza tracejada é o da função do receptor e o modelo na cor cinza claro sólida é o modelo da dispersão de onda de superfície. (b) Modelo de velocidade da onda S obtido da inversão conjunta, com os três modelos iniciais. (c) Ajuste das funções do receptor para os diferentes modelos iniciais. (d) Ajuste da curva de dispersão para os diferentes modelos iniciais...46

Figura 11- Representação gráfica do número de iterações *versus* RMS da velocidade S. A seta na cor preta indica o número de 60 iterações, escolhida para correr a inversão conjunta.....47

Figura 12- Comparação dos modelos de velocidade da onda S para os valores de amortecimento iguais a 0,5 , 1, 5 e 10. A linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético com ruído.....48

Figura 13- Modelos de velocidade S resultantes da inversão com ou sem suavidade, a linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético com ruído. (a) Modelo de velocidade S gerado sem o vínculo de suavidade. (b) Modelo de velocidade S gerado com o vínculo de suavidade.....49

Figura 14- Traços de função do receptor, curvas de dispersão e modelos resultantes das inversões com parâmetros de influência $p=0,1$, $p=0,5$ e $p=0,9$. A linha sólida representa o resultado da inversão e a linha tracejada representa os dados observados.....50

Figura 15- Resultados de inversão conjunta para o modelo de bacia sedimentar. O modelo e dados verdadeiros são representados pela linha tracejada na cor preta. O modelo resultante da inversão é mostrado pela linha sólida na cor preta e o modelo inicial é representado na cor laranja.....53

Figura 16- Resultados de inversão conjunta para os modelos da zona de sutura e cráton sem cobertura sedimentar. O modelo e dados verdadeiros são representados pela linha tracejada na cor preta. O modelo resultante da inversão é mostrado pela linha sólida na cor preta e o modelo inicial é representado na cor laranja.....54

Capítulo 3

Figure 1- Physiographic map showing the study area and the distribution of the RSET seismographic stations. The red square shows the boundaries of the study area, the black triangles represent the triaxial-broadband seismographic stations and the white triangle represents the short period triaxial seismographic station. TBL is the Transbrasiliano Lineament. The black line represents the tectonic boundaries and the gray one represents the states.....66

Figure 2- Geological and gravimetric Bouguer anomaly maps of the study area, showing the seismographic stations in black triangles and the Transbrasiliano Lineament as a dotted line (TBL). a) The central portion of the area is the northern part of the Tocantins Province, the Amazonian Craton to the west, the Parnaíba Basin to the north and the São Francisco Craton to the east (Modified from Fuck *et al.*, 1992; Source: CPRM 1 millionth.), (b) Gravimetric Bouguer anomaly map, obtained from the 2012 World Gravity Model (WGM).....68

Figure 3- Epicentral location of the events used to generate the receiver function, which occurred between July 2008 and January 2014. The locations of the epicenters are indicated by circles that vary in size according to magnitude, and vary in color according to depth.....72

Figure 4- Receiver function in the frequency domain for the MOCA station. a) Radial component of the receiver function. b) Transverse component of the receiver function. P indicates the arrival of the P-phase, Ps represents the conversion of the P-phase into an S-wave at the Moho, PpPms is the first multiple phase, PpSms + PsPms indicate the likely position of the second multiple.....74

Figure 5- Crustal thickness and V_p/V_s ratio results for the LJDO station. a) Hk-stacking diagram, calculated with weights $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$ and $w_3 = 0.1$. b) Radial RF traces showing the different arrival times of the converted Ps, PpPms and PpSms + PsPms phases (in red).....75

Figure 6- Receiver function results for the LJDO, MOCA, SAMA, NOAC, PATO, SFTO and MATE stations, located in the Parnaíba Basin. The radial receiver function traces and the average crust thickness and V_p/V_s results obtained by Hk-stacking are shown. The ellipse in the Hk diagram represents the standard deviation of the uncertainty. The results of the stations that did not undergo Hk-stacking were obtained by reading the arrival time of the Ps-phases.....78

Figure 7- Receiver function results for the PARN, NTVD and DIAN stations located on the Cavalcante-Natividade Block, and SFCA station located on the Bambuí Group. The radial receiver

function traces and the crust thickness results, which were obtained from the reading of the Ps-phases from the PARN and DIAN stations and from the Hk program for the NTVD and SFCA stations, are shown.....81

Figure 8- Receiver function results for the RET4, RET1 and RET2 stations. a) The RET4 station is located on the Goiás Magmatic Arc. The receiver function traces, as well as the crustal thickness and Vp/Vs ratio results obtained by the Hk-stacking program are shown. b) Receiver function traces and Hk-stacking program results for the RET1 station located on the Rio dos Mangues-Porto Nacional complexes. c) Receiver function results for the RET2 station located on the Araguaia Belt. The radial receiver function traces, as well as the average crust thickness and Vp/Vs ratio results obtained by reading the Ps-phase are shown.....83

Figure 9- Results of the receiver function and joint inversion for the RET3 station. a) Radial receiver function traces separated by NW, SW and SE azimuths. The Ps-phase presents values of over 5.0 s for the events with NW azimuth. b) Hk-stacking program result, considering the 9a receiver function traces. c) Velocity model S obtained from the joint inversion of the events with epicenters to the NW of the station. The gray velocity curve represents the initial model, while the black is the joint inversion result. d) Velocity model S obtained from the joint inversion of events with epicenters to the SW and SE of the station. The gray velocity curve represents the initial model and the black, the joint inversion result. The velocity curves obtained for the different azimuths are the same. UC is the upper crust, MC is the middle crust and LC represents the lower crust.....84

Figure 10- Crustal thickness and Vp/Vs ratio estimated by Hk-stacking methods, reading of the Ps-phases and joint inversion of the receiver function and surface wave dispersion. AA' is the N-S profile across the Parnaíba Basin and the Cavalcante-Natividade Block. BB' is the NW-SE profile across the Araguaia Belt, the Goiás Magmatic Arc and the Cavalcante-Natividade Block.....87

Figure 11- Profiles AA 'and BB' (Fig. 10) showing the topography (solid gray line), crustal thickness below the stations and the Bouguer anomaly curve (solid black line). The dashed line represents the Moho. RMC = Rio dos Mangues - Porto Nacional complexes, ARC = Goiás Magmatic Arc, TBL = Transbrasiliano Lineament.....90

Capítulo 4

Figura 1- Mapa fisiográfico mostrando a localização da área de estudo. É dado os limites das províncias tectônicas brasileiras, o quadrado azul delimita a área de estudo/Brasil central, os triângulos representam as estações sismográficas de banda larga. POR-CAV é a linha sísmica de refração profunda Porangatu – Cavalcante, PBAP é linha sísmica pertencente ao Programa de análise da Bacia intracratônicas do Parnaíba.....101

Figura 2- Mapa geológico do Brasil central. 1- Falha Rio dos Bois, 2- Sistema de Falhas Rio Maranhão e 3- Falha Paranã. Modificado de Soares et al. (2006).....104

Figura 3- Dados de dispersão de ondas de superfície da estação AGAZ. a) Localização epicentral dos eventos telessísmicos utilizados. b) Curvas de velocidade de grupo, do modo fundamental da onda Rayleigh, selecionadas no período de 7s a 60s. c) Curva média e desvio padrão calculados a partir de 61 curvas mostradas na Figura 4 (b). d) Curva de dispersão média utilizada na inversão conjunta.....111

Figura 4- Resultados do Hk-stacking para nove estações da RSET. É mostrado o resultado do Hk-stacking (acima) e os sismogramas da função do receptor na radial para cada estação (abaixo).....113

Figura 5- Resultados de inversão conjunta para as estações (a) ELCA e (b) RET4 situadas no Cráton Amazônico e Arco Magmático de Goiás, respectivamente. Os dados observados e o modelo de velocidade S invertido são mostrados na cor preta e os dados preditos e o modelo inicial aK135-f estão representados na cor vermelha. Os números nos painéis das formas de ondas da função do receptor indicam o número de formas de ondas utilizadas no cálculo da função do receptor média, a média do back-azimute e o desvio padrão, e o parâmetro de raio médio e o desvio padrão. A linha horizontal na cor vermelha nos modelos de velocidade indica a interpretação para a descontinuidade de Moho (M). UC é referente a crosta superior e HV é a camada de alta velocidade na base da crosta inferior.....119

Figura 6- Mapa de localização mostrando perfis que atravessam distintos ambientes tectônicos. O retângulo delimita as estações que estão localizadas no bloco Cavalcante- Natividade.....120

Figura 7- Perfis de velocidade-profundidade 1-D resultantes da inversão conjunta da função do receptor e curvas de velocidade de grupo obtidas para o modo fundamental da onda Rayleigh. A disposição dos resultados está de acordo com os perfis da Figura 7. Para cada estação o RMS é mostrado. As linhas vermelhas são as estimativas de espessura crustal obtidas nesse trabalho com o Hk-stacking e por Trindade et al. (2019, submetido). As linhas tracejadas na cor preta são as interpretações do modelo de velocidade s para a descontinuidade de Moho (M) e camada sedimentar (B), e a linha cinza indica a base da crosta superior.....125

Figura 8- Mapa tectônico do Brasil central mostrando a Zona de Sutura Araguaia e valores de espessura e razão V_p/V_s de cada domínio tectônico da área de estudo.....133

Figura 9- Mecanismo de formação de camada de alta velocidade na base da crosta inferior causada pelo processo e subducção A) Colisão do Paleocontinente São Francisco com os terrenos de arco de ilha, blocos Parnaíba, Paranapanema. B) subducção invertida com consumo para leste da porção oceânica da Paleoplaca Amazônica. C) Colocação de fragmentos crustais derivados do oceano durante a subducção e / ou colisão. D) Densificação da crosta inferior preexistente por processos metamórficos. Modificado de Trindade (2014) e Pelkum *et al.* (2017).....134

LISTA DE TABELAS

Capítulo 1

Tabela 1.1- Valores de α adequados para faixas de distâncias epicentrais (Levshin <i>et al.</i> , 1989).....	17
--	----

Capítulo 2

Tabela 1- Modelo de velocidade simplificado utilizado para gerar os dados sintéticos de teste. H é a espessura da camada, Vp e Vs são as velocidades da onda P e S nas respectivas camadas e ρ é densidade. O <i>Half-space</i> indica o final do modelo, por isso sua espessura é 0 km.	36
---	----

Tabela 2- Modelos de velocidade simplificados utilizados para gerar os dados sintéticos para a bacia sedimentar, cráton e zona de sutura. H é a espessura da camada, Vp e Vs são as velocidades da onda P e S nas respectivas camadas e ρ é densidade. O <i>Half-space</i> indica o final do modelo, por isso sua espessura é 0 km.....	51
---	----

Capítulo 3

Table 1: Teleseismic events used to generate the group velocity dispersion curve.....	76
--	----

Capítulo 4

Tabela 1- Espessura crustal e razão Vp/Vs no Brasil central. Os resultados obtidos nesse trabalho estão destacados em negritos e os demais foram determinados por Trindade et al. (2019, submetido). Os valores de Vp foram obtidos da refração sísmica das linhas POB-CAV e PBAP (Soares et al., 2006; Soares et al., 2018).....	116
--	-----

Tabela 2- Resumo dos resultados de espessura e razão Vp/Vs para a crosta obtidos da função do receptor –método Hk-stacking, leitura de fases Ps (em negrito) e da inversão conjunta da função do receptor e dispersão de ondas de superfície. São mostrados a razão Vp/Vs para o manto superior determinados pela Vs da inversão conjunta e valores de Vp são oriundos dos modelos de refração de Soares et al. (2006) e (2018).....	127
---	-----

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

O conhecimento da estrutura e composição da litosfera é crucial para a compreensão da evolução geológica da Terra, dos processos de formação da litosfera primitiva, da formação de relevo, bem como aos processos que envolvem a dinâmica das placas tectônicas e a interação crosta-manto (Artemieva, 2011).

A formação da litosfera do Brasil central se confunde com a formação do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico. O supercontinente Gondwana é dividido em ocidental e oriental e foi formado a partir de colisões de massas continentais ocorridas durante 650- 500 Ma, dando origem a diversos cinturões orogênicos Brasileiros e Pan-Africanos e fechando o Oceano Brasileiro *Clymene* (Johansson , 2014; Babinski *et al.*, 2018).

De forma geral, o supercontinente Gondwana compreende um complexo arranjo de grandes, intermediários e pequenos segmentos crustais, incluindo embasamentos *inliers*, pedaços de crosta, maciços, arcos magmáticos, zonas internas e externas as faixas brasileiras do Neoproterozoico (Cordani *et al.*, 2002; Fuck *et al.*, 2008; Brito Neves e Fuck, 2013 e Fuck *et al.*, 2014).

Neste contexto, o Brasil central, Figura 1.1, representa sistema orogênico Neoproterozoico de dimensões continentais cuja evolução fanerozoica é marcada por processos distensivos regionais/globais, que na Placa Sul-Americana, culminaram na implantação das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná no Paleozoico e a abertura do Atlântico Sul no Mesozoico. Como consequência, a litosfera do Brasil central, formada no Neoproterozoico, foi submetida a processos distensivos no Fanerozoico. Porém, mantém as 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 e Fuck, 2013 e Fuck *et al.*, 2014).

As questões sobre os processos colisionais que resultaram na formação da litosfera do Brasil central, o consumo de litosfera oceânica, presença de zona de sutura e o alto gravimétrico na Província Tocantins são bastante embasadas (Pimentel *et al.*, 2000; Dardene, 2000; Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011). No entanto, não há uma caracterização detalhada da estrutura e da natureza das rochas da litosfera dos diferentes blocos que compõem a área estudo, principalmente da região da zona de sutura Tocantins-Araguaia e pouco se conhece sobre o contato da Província Tocantins com a Bacia do Parnaíba, crátons Amazônico e do São Francisco, e de que maneira o Lineamento Transbrasiliano afeta a crosta nos diferentes domínios.

Portanto, esta tese de doutoramento busca o entendimento dessas questões a partir da análise das características sísmicas da litosfera da porção centro-norte do Brasil. Para isso, foram utilizados dados geofísicos e geológicos regionais a fim de ampliar o conhecimento acerca da estrutura profunda da região, caracterizar os grandes domínios crustais presentes na área de estudo, investigar como os processos tectônicos afetaram a crosta inferior e mapear o comportamento sísmico da zona de sutura Tocantins-Araguaia (Figura 1.1).

1.2 Contexto da Pesquisa

O presente trabalho é parte do projeto de pesquisa denominado Programa de Análise da Bacia Intracratônica do Parnaíba (financiado pela *British Petroleum*- BP), que nos últimos quatro anos vem utilizando dados geológicos e geofísicos para estudar a litosfera da Bacia do Parnaíba e seus limites. Dentro da temática de geofísica foram realizados trabalhos de sísmica de reflexão refração, e sismologia (Daly *et al.*, 2014; Soares *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2019) e foi ampliada a Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET) já existente no Brasil central (Figura 1.1).

A RSET é uma rede móvel composta por dez estações sismográficas de banda larga que, ao longo dos últimos anos, ocupou vinte e seis pontos na porção norte da Província Tocantins, sul da Bacia do Parnaíba e limites com os crátons Amazônico e do São Francisco (Figura 1.1). As estações sismográficas foram estrategicamente distribuídas entre as linhas de refração sísmica Porangatu-Cavalcante (1998) e PBAP (2015), cobrindo os principais limites tectônicos, parte do Lineamento Transbrasiliano e o gradiente do alto gravimétrico Bouguer existente na área. As informações das estações sismográficas da RSET são apresentadas na Tabela A.1 do Apêndice I.

Os registros sísmicos das vinte e seis estações da rede foram utilizados nesse trabalho. Aos dados foram aplicadas as técnicas de função do receptor nos domínios da frequência e do tempo e inversão conjunta de ondas de superfície e função do receptor. Os resultados obtidos foram interpretados conjuntamente com informações geológicas, dados gravimétricos e sísmicos e forneceram importantes informações sobre a estrutura da crosta e do manto superior do Brasil central.

1.3 Objetivos

O objetivo principal é determinar as discontinuidades e estrutura de velocidade da onda S para a crosta e manto superior abaixo de vinte e seis estações sismográficas localizadas na porção norte da Província Tocantins, sudeste do Cráton Amazônico e sudoeste da Bacia do Parnaíba, a fim de caracterizar sismologicamente a litosfera e oferecer subsídios ao entendimento da evolução tectônica regional.

Os objetivos específicos visam:

- i)** Determinar a espessura e razão V_p/V_s da crosta aplicando a técnica de função do receptor de onda P;
- ii)** Realizar inversão conjunta de dispersão de ondas de superfície e função do receptor para banco de dados existente;
- iii)** Integrar os resultados obtidos com dados de refração e gravimetria existentes;
- iv)** Realizar a interpretação conjunta dos resultados. .

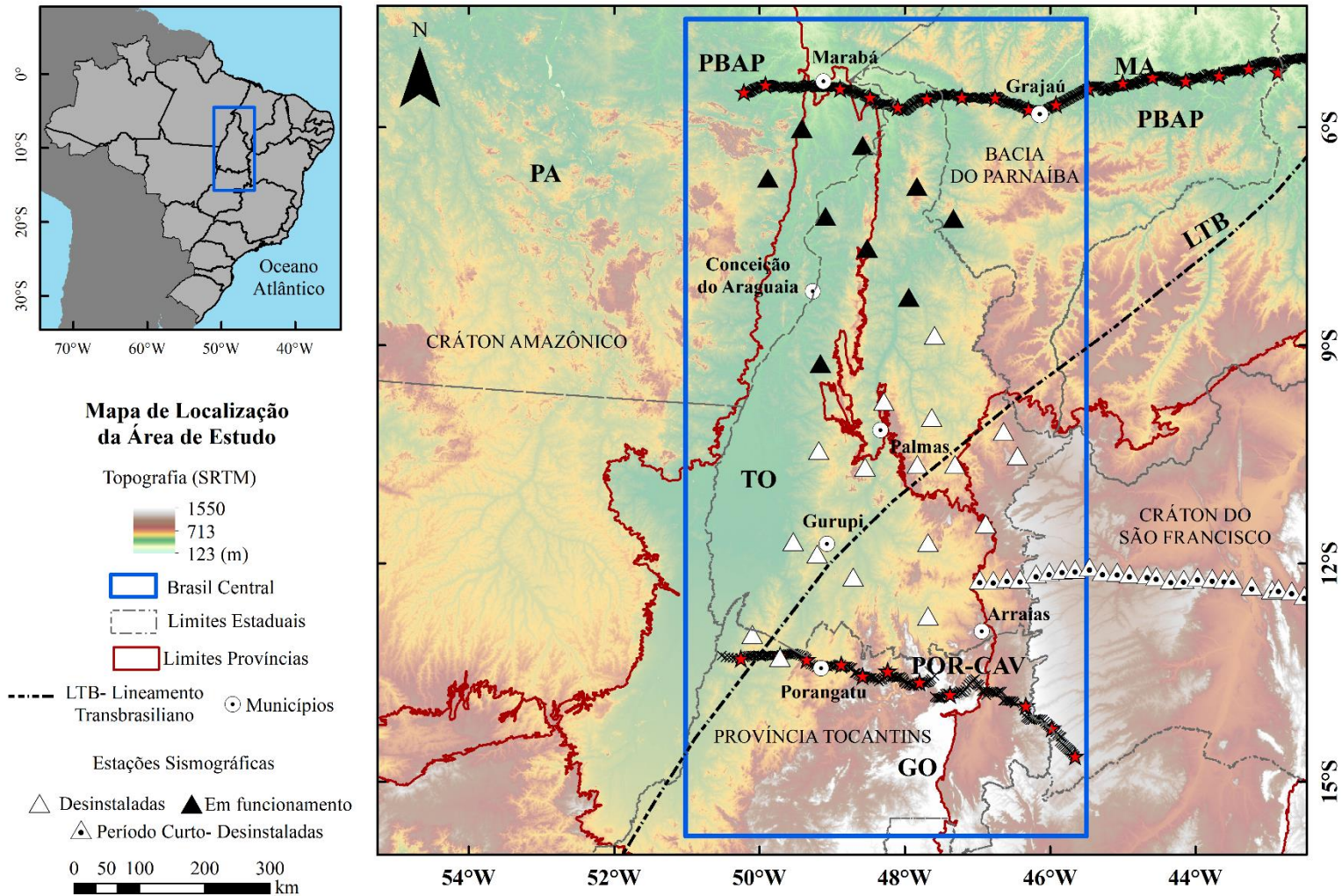


Figura 1.1- Mapa altimétrico mostrando a localização da área de estudo, a distribuição das estações sismográficas de banda larga (BB) da RSET que estão ativas (triângulos na cor preta), as estações de banda larga que não estão em funcionamento (triângulos na cor branca), LTB representa o Lineamento Transbrasiliano. PBAP é a linha de refração sísmica da Bacia do Parnaíba e POR-CAV é a linha de refração Porangatu –Cavalcante.

1.4 Considerações sobre os métodos

1.4.1 FUNÇÃO DO RECEPTOR

A função do receptor é uma técnica bastante difundida e empregada para obter informações da estrutura da crosta continental abaixo de estações sismográficas tri-axiais. É uma série temporal obtida pela deconvolução da componente vertical das horizontais, sendo que o tempo e a amplitude das chegadas no sismograma são sensíveis a estrutura da Terra (Ligorria e Ammon, 1999).

A FR baseia-se no fato de que as ondas sísmicas de corpo se convertem uma na outra no limite de camadas com contraste de velocidade. A FR de onda P tem como modelo a conversão da onda P em onda SV na descontinuidade de Mohorovicic (Moho).

A conversão ocorre quando uma frente de onda plana P de um telessismo de distância entre 30° e 90° incide sobre uma descontinuidade abaixo de uma estação sismográfica, com um ângulo próximo a vertical, parte da sua energia é convertida em onda SV direta e parte sofre reflexões S múltiplas. O registro desta onda P será predominante na vertical e da onda S direta e múltiplas será principalmente na radial (Figura 1.2).

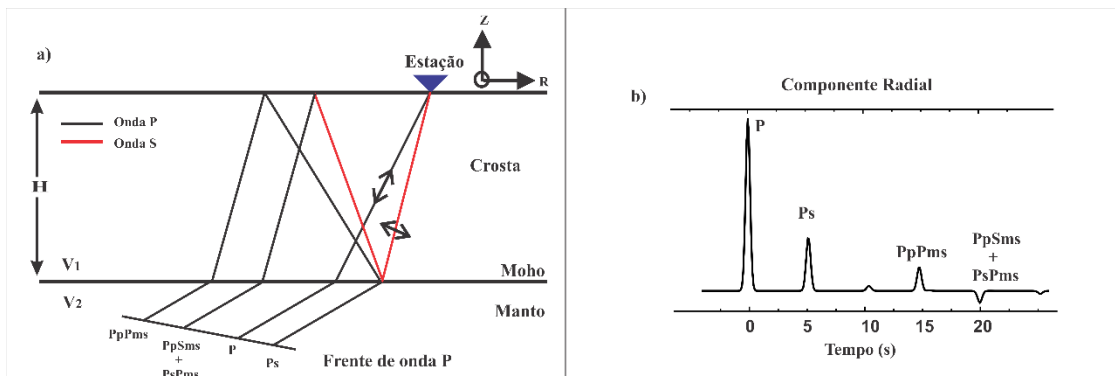


Figura 1.2- Diagrama de raio da Função do Receptor. (a) incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P em onda S direta e reflexões S múltiplas na descontinuidade de Moho e as fases PpPms, PsPms + PpSms reflexões S múltiplas. A letra m representa a descontinuidade de Moho. (b) Traço radial da função do receptor.

O cálculo da função do receptor é um problema de deconvolução, que pode ser resolvido utilizando distintas ferramentas matemáticas, sendo as mais comuns a divisão de espectro no domínio da frequência (Clayton e Wiggins, 1976; Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984; Ammon, 1991) e a deconvolução iterativa no domínio do tempo (Ligorria e Ammon, 1999).

1.4.1.1 Deconvolução no domínio da frequência

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):

$$D_V(t) = w(t) * e_V(t) * i(t) \quad (1.1)$$

$$D_R(t) = w(t) * e_R(t) * i(t) \quad (1.2)$$

$$D_T(t) = w(t) * e_t(t) * i(t) \quad (1.3)$$

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

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:

$$D_V(w) = W(w) \cdot E_v(w) \cdot I(w) \quad (1.4)$$

$$D_R(w) = W(w) \cdot E_R(w) \cdot I(w) \quad (1.5)$$

$$D_T(w) = W(w) \cdot E_R(w) \cdot I(w). \quad (1.6)$$

Em que w é frequência radial.

Para onda P telessísmica incidindo próximo 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),

$$e_V \approx \delta(t) \quad (1.7)$$

$$D_V(t) \approx i(t) * w(t). \quad (1.8)$$

Ao deconvolver a 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 tangencial ($e_R(t)$ ou $e_T(t)$). No domínio da frequência, a deconvolução é uma divisão espectral mostrada abaixo,

$$E_R(w) = \frac{D_R(w)}{D_V(w)} \approx \frac{\delta(t)I(w)W(w)}{I(w)W(w)} \approx \delta(t) \quad (1.9)$$

$$E_T(w) = \frac{D_T(w)}{I(w)S(w)} \approx \frac{D_T(w)}{D_V(w)}. \quad (1.10)$$

A estimativa da espessura crustal e razão V_p/V_s é determinada usando a função do receptor na radial (Figura 1.2 b). 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 e Owens, 1993) e/ou a existência de interfaces inclinadas (Langston, 1977; Zhu *et al.*, 1995).

1.4.1.2 Deconvolução no domínio do tempo

O método de deconvolução iterativa é uma técnica do domínio do tempo desenvolvida por Kikuchi e Kanamori (1982) para estimar as assinaturas da fonte (*wavelet-w(t)*) de grandes terremotos e foi adaptado por Lígorría e Ammon (1999) para computar a função do receptor.

Esta metodologia propõe uma abordagem simples e intuitiva para a geração da função do receptor, a qual é interpretada como combinações lineares da função delta de Dirac $\delta(t)$, deslocadas no tempo, cada uma relacionada a um pico diferente gerado pela conversão das ondas sísmicas abaixo da estação sismográfica,

$$RF(t) = \sum_{i=1}^N a_i \delta(t - t_i). \quad (1.11)$$

Em que, a_i é a amplitude da função delta de Dirac no tempo e t_i é obtida em i iterações.

A deconvolução iterativa no domínio do tempo é uma minimização por mínimos quadrados da diferença entre o sismograma horizontal observado e o sinal estimado gerado pela convolução de um trem de impulsos reavaliado iterativamente com o sismograma vertical correspondente.

As etapas seguintes estão envolvidas em cada iteração para computar a deconvolução iterativa (Figura 1.3):

- i) Correlação cruzada entre a componente radial (D_R^{i-1}) e a componente vertical (D_V), onde $D_R^{(0)}$ é o sismograma radial original;
- ii) Localização do tempo t_i e da amplitude a_i da correlação máxima;

- iii) Determinação do coeficiente escalar a_i que melhor ajusta a componente vertical deslocada no tempo com D_R^{i-1} ;
- iv) Adição da função delta de Dirac da amplitude a_i no instante t_i para a função do receptor atual;
- v) Cálculo do resíduo D_R^i e D_R^{i-1} a partir da relação:

$$D_R^i = D_R^{i-1} - a_i D_V * \delta(t - t_i) \quad (1.12)$$

- vi) O processo retorna para a próxima iteração e é finalizado quando o ajuste entre a função do receptor convolvida com a componente vertical e componente radial com picos adicionais torna-se insignificante ou quando a maioria da energia da componente radial é reduzida.

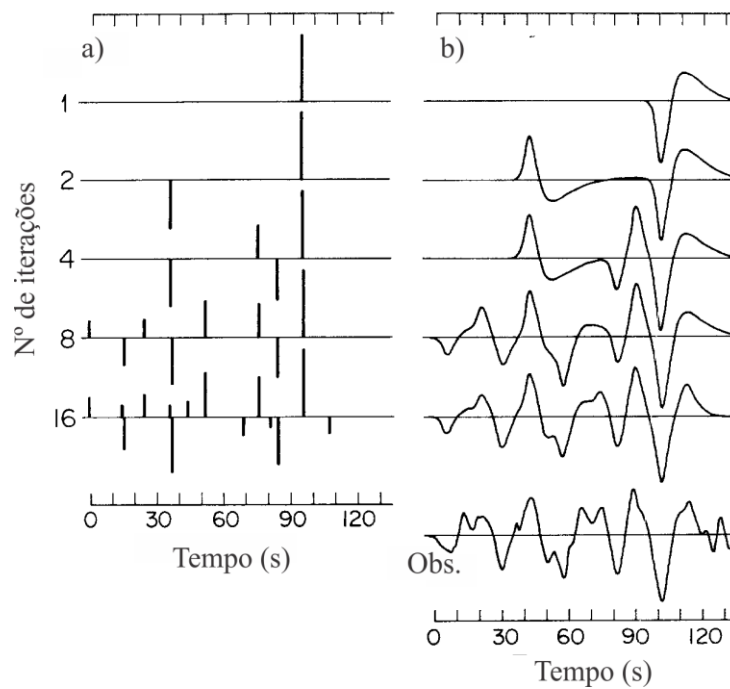


Figura 1.3 -Sequência do processo de deconvolução de uma estação. a) Impulso da fonte. b) Forma de onda sintética correspondente. Note que os pulsos maiores são obtidos nas primeiras iterações (Adaptado de Kikuchi e Kanamori, 1982).

1.4.1.3 Método *Hk-stacking* (Hk)

O método Hk é um programa de inversão que realiza inspeção em gride 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 e Kanamori *et al.*, 2000). O método baseia-se nas equações de Zandt *et al.* (1995), exigindo como informação a priori a velocidade média da onda P na crosta e atribuição de pesos para as fases Ps, PpPms e PpSms + PsPms . Sendo que o somatório dos pesos deve ser igual a 1.

O *Hk-stacking* é definido pela equação,

$$s(h, V_p/V_s) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3) \quad (1.13)$$

em que o traço de função do receptor é representada por $r(t_j)$, $i= 1,2,3$ e os pesos das fases S por $W(i)$. Os valores frequentemente utilizados para os pesos, $w(2)$ e $w(3)$ são 0,7, 0,2 e 0,1 , respectivamente.

O maior peso é dado para a fase Ps, que normalmente é mais clara e de maior amplitude. A Figura 1.4 apresenta a relação de espessura versus razão V_p/V_s para a estação LJDO obtida pelo programa Hk. Os pesos atribuídos às fases S foram 0,7; 0,2 e 0,1 e a velocidade da onda P foi de 6,2 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, foram de $41,0 \pm 0,8$ km e $1,73 \pm 0,04$, respectivamente.

A escolha de 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, a estimativa dessas incertezas é feita pelo método “*bootstrap*” (Efron e 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 V_p/V_s (Bianchi, 2008).

O resultado para a estação LJDO 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 agilidade no processamento por não necessitar de marcação de fases e o empilhamento de funções do receptor de diferentes distâncias epicentrais e azimutes.

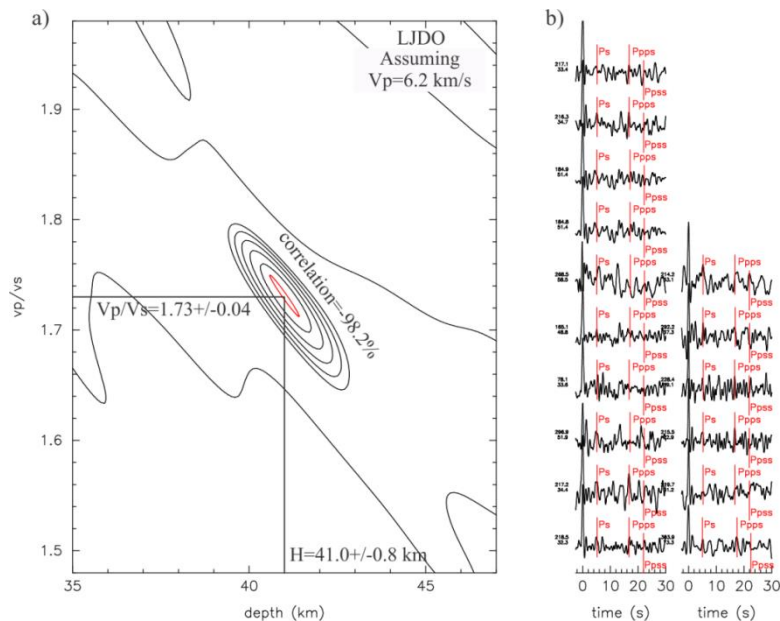


Figura 1.4- Resultado obtido pelo método HK. a) Estimativa de espessura da crosta e razão V_p/V_s médias da crosta para a estação LJDO. O resultado foi obtido pelo método HK. b) Traços de função do receptor na radial utilizados como entrada no programa HK.

1.4.1.4 Processamento

O processamento de dados foi dividido em duas etapas: (i) processamento da FR no domínio da frequência e (ii) processamento da FR no domínio do tempo.

O processamento foi realizado por rotinas computacionais em *Shell script* e consistiu das seguintes etapas: seleção dos eventos, pré-processamento dos registros, obtenção das funções do receptor nos domínios da frequência e do tempo, cálculo da espessura e razão V_p/V_s médias da crosta e empilhamento dos traços para a inversão conjunta.

Primeiramente, obteve-se os parâmetros da fonte (localização, tempo de origem e profundidade) do catálogo do *United States Geological Survey*. A seleção dos eventos tectossísmicos foi feita com base em dois critérios: magnitude e distância epicentral.

Foram escolhidos eventos com magnitude maior ou igual a 5,0. A seleção dos eventos pela distância epicentral foi realizada levando em consideração os efeitos da triplicação e a zona de sombra. A distância epicentral, de estações com vasto banco de dados, variou de 30° a 90° . Para estações com banco de dados escasso a distância variou de 20° a 90° . Os eventos menores que 30° utilizados são provenientes da região Andina e apresentam profundidades, geralmente, maiores que 300 km.

Após a seleção dos eventos, os dados foram pré-processados no programa *Seismic Analysis Code* (SAC) (Helffrich *et al.*, 2013). A aplicação do SAC implicou na conversão dos registros para o formato SAC, abastecimento de informações da fonte e aplicação de filtros.

A obtenção dos traços de função do receptor no domínio da frequência foi feita no programa *Pwaveqn* (Ammon, 1997). O programa solicita parâmetros de forma interativa e arquivos de entrada no formato SAC. O *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.

Como parâmetro de entrada, no *Pwaveqn*, aplicou-se para o Filtro Gaussiano fator $a=4$ (equivalente a frequência de ~ 2 Hz) e Nível de Água fator $c = 0,001$. Atribui-se os mesmos parâmetros em todos os registros das estações, a tomada de decisão sobre os filtros foi realizada a partir de teste nos registros mais e menos ruidosos.

Os resultados de espessura da crosta (H) e razão V_p/V_s das estações com vasto banco dados foram obtidos pelo programa *Hk-stacking*. Para a velocidade da onda P (V_p) aplicou-se valores de velocidade coerentes com o ambiente tectônico, obtidos de trabalhos de refração sísmica realizados na Província Tocantins, Bacia do Parnaíba e crátons Amazônico e do São Francisco (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011 e Soares *et al.*, 2018) e valores de velocidade média característicos de regiões de escudo compilados da literatura (Christensen e Mooney, 1995).

Atribuiu-se pesos iguais a 0,7 para a fase Ps, 0,2 para PpPms (1ª múltipla) e 0,1 PpSms + PpPms (2ª múltipla). A determinação das incertezas foi realizada com 200 subconjuntos para todas as estações. O banco de dados de entrada do Hk constitui-se dos traços de função do receptor na componente radial antes do empilhamento.

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

Os resultados de função do receptor no domínio da frequência de quinze estações sismográficas estão no artigo *Crustal Thickness beneath of southwest Parnaíba Basin and north Tocantins Province from receiver function data*, artigo 2 da tese (capítulo 3) já submetido.

A obtenção da função do receptor no domínio do tempo foi feita utilizando o programa ITERDECON (versão 1.04) de Lígoria e Ammon (1999). Para gerar a função do receptor aplicou-se filtro gaussiano de fator α iguais a 2,5 e 4,0 e 500 iterações.

Para nove estações sismográficas mais a norte do arranjo sismográficos (triângulos na cor preta, Figura 1.1), calculou-se a espessura e razão V_p/V_s da crosta no programa Hk, a partir dos traços de FR na radial no domínio do tempo, com mesmos parâmetros do domínio da frequência. Os resultados estão no artigo *Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brazil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data*, no Capítulo 4.

Os traços de FR na radial no domínio do tempo obtidos de todas as estações da RSET foram empilhados de acordo com variação máxima de parâmetro de raio de 0,2 s/km e variação máxima no azimute de cerca de 4° para realizar o processo de inversão conjunta. Na Figura 1.5 é dado um exemplo do empilhamento de cinco traços na radial para a estação AGAZ.

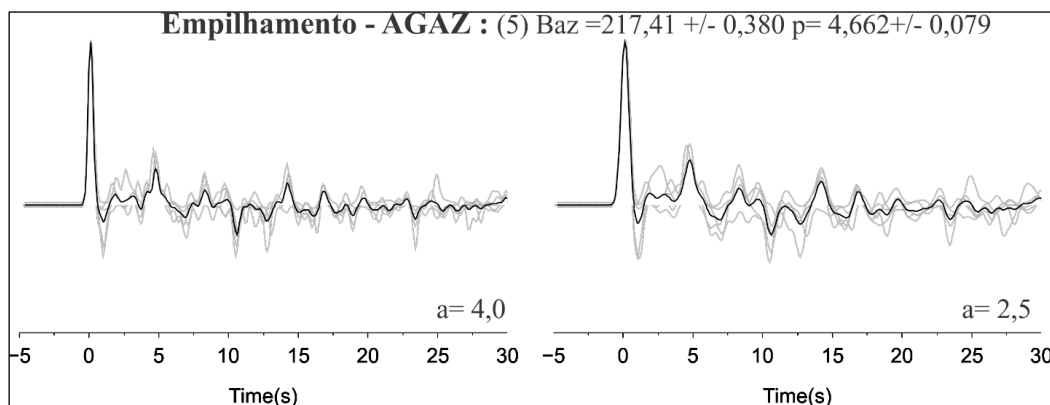


Figura 1.5 – Somas resultantes do empilhamento de traços de função do receptor na radial, para parâmetros a do filtro gaussiano iguais a 4 e 2,5, da estação AGAZ. Baz é o valor do back-azimute e p é o parâmetro de raio.

1.5.1 DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE

Na análise do sismograma de um evento telessísmico são identificadas chegadas de diferentes amplitudes. As ondas de corpo P e S, geralmente as primeiras chegadas, apresentam amplitudes pequenas em relação as ondas de superfície (Figura 1.6).

As principais características das ondas de superfície são que: (i) elas se propagam com velocidades menores que as ondas de corpo; (ii) as amplitudes das ondas de superfície decaem menos com a profundidade e (iii) as ondas de superfície são dispersivas, portanto suas velocidades são dependentes da frequência ou período.

As ondas de corpo espalham-se esfericamente e o decaimento de amplitude (A) é dado por:

$$A \sim \frac{1}{r} \quad (1.14)$$

em que r é a distância percorrida pelo onda até a estação. Devido ao espalhamento geométrico, o decaimento da amplitude com a distância das ondas de superfície é

$$A \sim \frac{1}{\sqrt{r}} \quad (1.15)$$

Assim, ondas de corpo têm menores amplitudes do que das ondas de superfície.

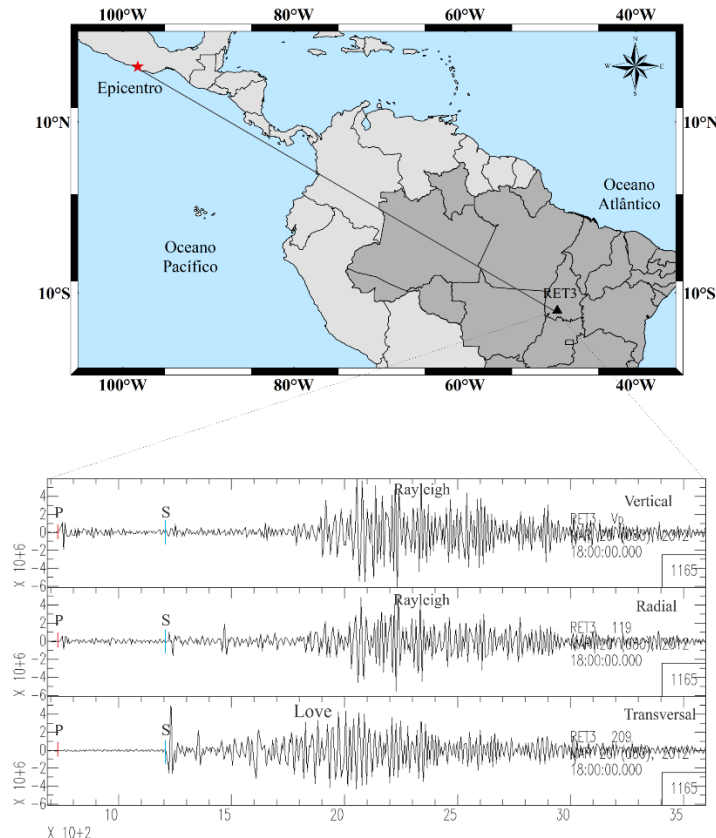


Figura 1.6 - Mapa mostrando a trajetória das ondas de corpo e superfície do terremoto de magnitude 7,4 Mw, que ocorreu em Oxaca no México, até a estação RET3 e o sismograma tri-axial. As componentes vertical e radial mostram as ondas Rayleigh e a componente transversal mostra a chegada das ondas Love.

As ondas de superfície são divididas em dois tipos: Rayleigh e Love (Figura 1.6). Essas ondas se propagam ao longo da superfície da Terra e são resultados da interação das ondas de corpo com as condições de contorno do meio (Shear, 2009).

A onda Rayleigh resulta da interação de uma onda de corpo SV (onda S na vertical) com uma superfície livre gerando onda P_R evanescente e SV_R refletida viajando ao longo da superfície com velocidade menor do que a velocidade da onda cisalhante (SV) e com amplitudes que decaem exponencialmente com a profundidade (Figura 1.7). As interferências construtivas dessas ondas permitem que suas energias se propaguem horizontalmente ao longo da superfície (Lay & Wallace, 1995).

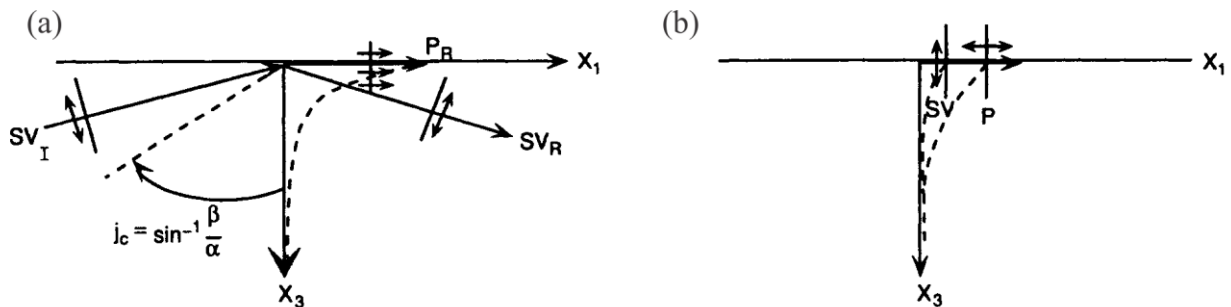


Figura 1.7 - (a) Incidência pós-crítica da onda SV em uma superfície livre originando uma onda P e SV, que se propagam ao longo de uma superfície livre. (b) Existência simultânea das ondas P e SV viajando horizontalmente ao longo de uma superfície livre (Lay & Wallace, 1995).

Essa onda de superfície é influenciada de acordo com as mudanças de propriedades do meio e quando suas velocidades de fase variam com a frequência ocorre o fenômeno de dispersão (Nascimento, 2010). A dispersão de ondas de superfície vem sendo utilizada para estudo da estrutura de velocidade da onda S em diferentes escalas de profundidade. As ondas de período curto, ~0,5 s a 2 s, fornecem informações sobre a porção mais rasa da Terra, como sedimentos, até poucos quilômetros de profundidade. As ondas de superfície de períodos longo (até 200s) são aplicadas no estudo da estrutura da crosta e do manto, até aproximadamente 300 km (An, 2004).

Neste trabalho, será realizado o estudo de dispersão de ondas de superfície Rayleigh de período longo de 7 a 100s.

1.5.1.1 Dispersão

A dispersão de ondas de superfície é utilizada para estudar o comportamento da velocidade da onda S em relação a profundidade. Este fenômeno ocorre quando diferentes componentes de frequência se propagam com diferentes velocidades (Shear, 2009; Lay e Wallace, 1995).

Para entender a variação de velocidade, considera-se a soma de duas ondas harmônicas de diferentes frequências e números de onda:

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x). \quad (1.16)$$

Dado as médias da frequência angular (ω) e número de onda (k), tem-se

$$\omega_1 = \omega - \delta\omega, k_1 = k - \delta k \quad (1.17)$$

$$\omega_2 = \omega + \delta\omega, k_2 = k + \delta k \quad (1.18)$$

Substituindo em 1.16, obtem-se

$$\begin{aligned} u(x, t) &= \cos(\omega t - \delta\omega t - kx + \delta kx) + \cos(\omega t + \delta\omega t - kx - \delta kx) \\ &= 2\cos(\omega t - kx)\cos(\delta kx - \delta\omega t). \end{aligned} \quad (1.19)$$

A soma das ondas harmônicas acima é o produto de duas funções cossenos. A dispersão é caracterizada pela diferença da velocidade dos longos períodos que atingem profundidade maior e os curtos período que trafegam na parte rasa da Terra. Os períodos curtos viajam com velocidade $\frac{\omega}{k}$ (velocidade de fase) e os períodos longos viajam com velocidade $\frac{\delta\omega}{\delta k}$ (velocidade de grupo), Figura 1.8. Com limite de $\delta\omega$ e $\delta k \rightarrow 0$ a velocidade de grupo pode ser descrita da seguinte forma:

$$U = \frac{d\omega}{dk}. \quad (1.20)$$

Ou em função da velocidade de fase,

$$U = c + k \frac{dc}{dk} = c \left(1 - k \frac{dc}{d\omega}\right)^{-1}. \quad (1.21)$$

Para Terra, as velocidades de fase para as ondas de superfície aumentam com o período e $\frac{dc}{d\omega} < 0$. Logo, as velocidades de grupo são menores do que as velocidades de fase ($U < c$).

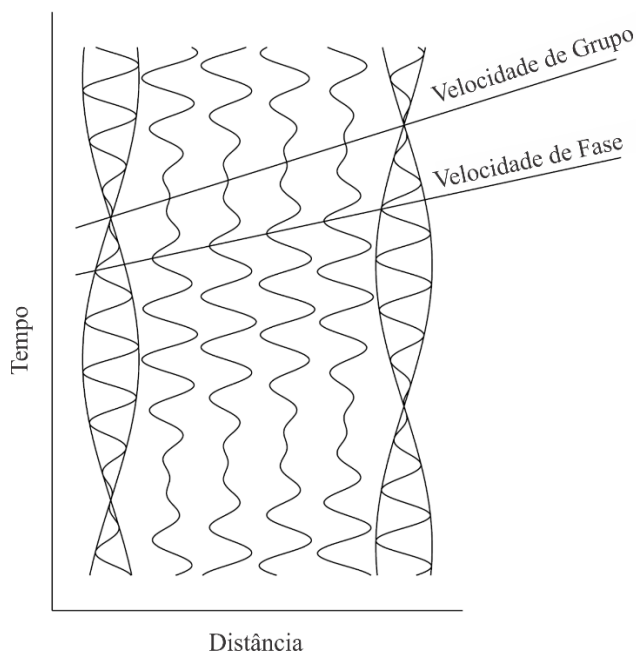


Figura 1.8 - Soma de duas ondas com frequências ligeiramente distintas. A velocidade de grupo (U) é a velocidade do envelope de longo período e a velocidade de fase (c) é referente a velocidade dos picos individuais. Modificado de Shearer (2009).

1.5.1.2 Medidas de velocidade

A medida das curvas de dispersão, geralmente, é complexa pois o sismograma é resultado de soma de modos normais. Porém, o conhecimento da curva de dispersão da velocidade de grupo pode fornecer informações da estrutura de velocidade da onda S da litosfera e da fonte sísmica. Esse poder de observações está atrelado ao fato que a velocidade pode ser medida em um número de diferentes frequências, fornecendo modelos diretos de velocidade *versus* profundidade para os locais ao longo do trajeto da fonte até o receptor.

O grande desafio é determinar as velocidades de fase e/ou de grupo para determinadas frequências. Para isso, existem duas formas para realizar o cálculo: (i) Método de única estação, que consistem em estimar a velocidade de grupo a partir de registros de uma estação, se conhecidos os parâmetros da fonte; e (ii) Método inter-estação é aplicado para isolar o campo de velocidade local utilizando eventos alinhados em um par de estações (Lay e Wallace, 1995).

Para o cálculo da velocidade de grupo e isolar o modo fundamental, para o método de única estação, aplica-se as técnicas de filtragem múltipla (*Multiple Filter Technique*, MFT) de

Dziewonski *et al.* (1969) e a filtragem fase emparelhada (*Phase Matched Filter*, PMF) de Herrin e Gogorth (1977).

A MFT tem como base a propriedade de um sinal dispersivo que diferentes componentes de frequência chegam em tempos distintos. O método consiste na aplicação de filtros em sinais sísmicos complexos, que podem resolver sinais transitórios compostos por vários períodos dominantes que chegam à estação de gravação quase simultaneamente.

O principal filtro aplicado é o gaussiano no domínio da frequência, com o intuito de obter uma boa resolução nas proximidades imediata de cada valor da frequência central e da velocidade (An, 2004). O filtro é representado por:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2}. \quad (1.22)$$

Nesta função da janela de frequência, ω_n denota a frequência central para o n -ésimo período, e a resolução é controlada pela constante α . Levshin *et al.* (1989) recomendou que os valores de α mude de acordo com a distância epicentral. Os valores da Tabela 1 são adequados para períodos na faixa 4-100s.

Tabela 1.1- Valores de α adequados para faixas de distâncias epicentrais (Levshin *et al.*, 1989).

Faixa de Distância (km)	α
1000	25
2000	50
4000	100
8000	200

Herrin e Gogorth (1977) propuseram a técnica de fase emparelhada (PMF) para remover o efeito do ruído e outros modos do sinal sísmico de modo a isolar o modo fundamental. O PMF comprime a forma de onda em uma janela de tempo centrada próximo do tempo zero, permitindo que o ruído seja cortado para fora da janela, tomando o espectro desta janela menor. O PMF pode ser usado para remover efeitos de multi-caminhos, isolar o modo fundamental e melhorar a relação sinal-ruído.

A Figura 1.9 apresenta um exemplo da aplicação das técnicas MFT e PMF. A Figura 1.9 (a) inclui os contornos contaminados pela onda S e as ondas de superfície de modos mais elevados. A Figura 4.2(b) mostra o resultado do MFT do traço de saída do filtro PMF

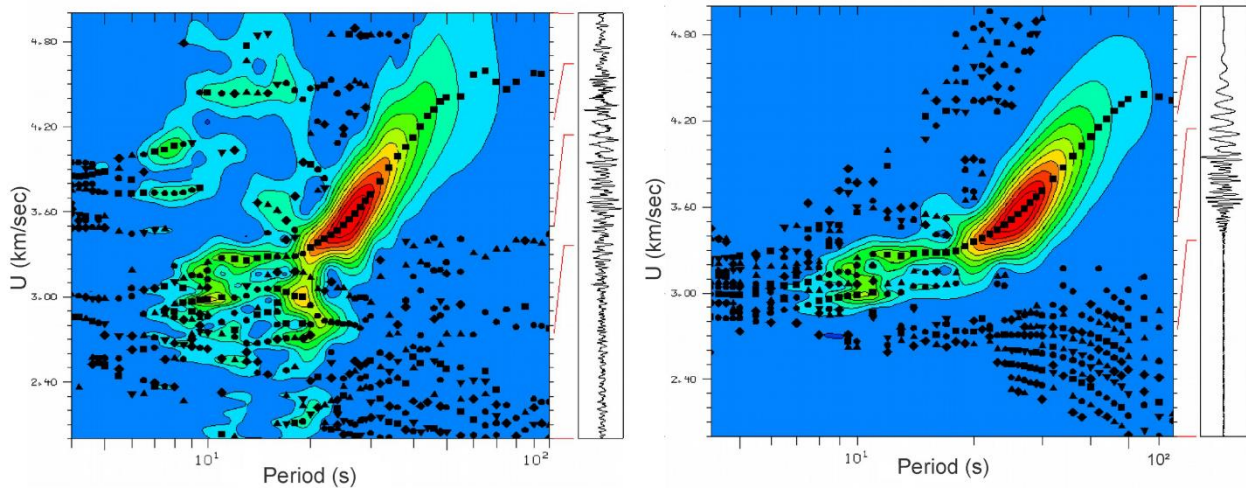


Figura 1.9- Curva de dispersão de velocidade de grupo obtida por MFT para um evento telessísmico da estação RET4. a) Traço original. b) Traço filtrado após a aplicação do *Matched Filter* isolando o modo fundamental de vibração. Os contornos coloridos indicam a amplitude instantânea do espectro em função da velocidade de grupo e do período. Para cada período, o ponto com amplitude máxima mostra a velocidade de grupo do modo fundamental.

1.5.1.3 Processamento

A intenção em utilizar a dispersão de ondas de superfície de onda Rayleigh é obter a curva de velocidade S da litosfera. Para isso aplicou-se o método de única estação com o intuito de isolar o modo fundamental e calcular a curva de dispersão média de velocidade de grupo para cada estação sismográfica da RSET.

O processamento dos dados consistiu das seguintes etapas: (i) seleção dos registros telessísmicos; (ii) pré-processamento dos registros; (iii) determinação da curva de dispersão para cada evento; e (iv) determinação da curva de dispersão média a ser invertida conjuntamente com a função do receptor.

Devido ao numeroso banco de dados, realizou-se o pré-processamento a partir de rotinas computacionais em *Shell script*.

Primeiramente, obteve-se os parâmetros da fonte (localização, tempo de origem e profundidade) do catálogo do *United States Geological Survey*, sítio <http://neic.usgs.gov>. A

seleção dos eventos telessísmicos foi feita com base nos critérios magnitude, distância epicentral e profundidade. Foram escolhidos eventos com magnitude maior ou igual a 5,0, distância epicentral entre 22° e 65° e até 40 km de profundidade.

Após a seleção dos eventos, 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. Por fim, aplicou-se a correção da resposta instrumental de cada registro de acordo com modelo e características de cada estação sismográfica.

Para finalizar o pré-processamento inspecionou-se visualmente todos os registros e uma seleção baseada na razão sinal-ruído e presença marcante de fase das ondas P, S e de superfície foi feita.

Os registros telessísmicos verticais selecionados por estação serviram de entrada para programa *do_mft*. Este programa é um *software* livre e pertence ao pacote do *Computer Programs in Seismology* (CPS) (Herrmann, 2013). O *do_mft* aplica as técnicas MFT e PMF, descritas acima, e gera a curva de dispersão da onda Rayleigh para o modo fundamental.

A partir das curvas de dispersão obtidas para cada estação, calculou-se a curva de dispersão média utilizando o programa livre ImagEM (Travaglia Filho, 2016). Um exemplo da localização dos epicentros selecionadas para o cálculo da curva de dispersão média, gerada a partir da média de 61 curvas da estação AGAZ, é mostrada na Figura 1.10. A utilização de curvas média permite a eliminação de períodos pouco amostrados, aumentando a confiança do método de inversão conjunta na determinação da velocidade da onda S.

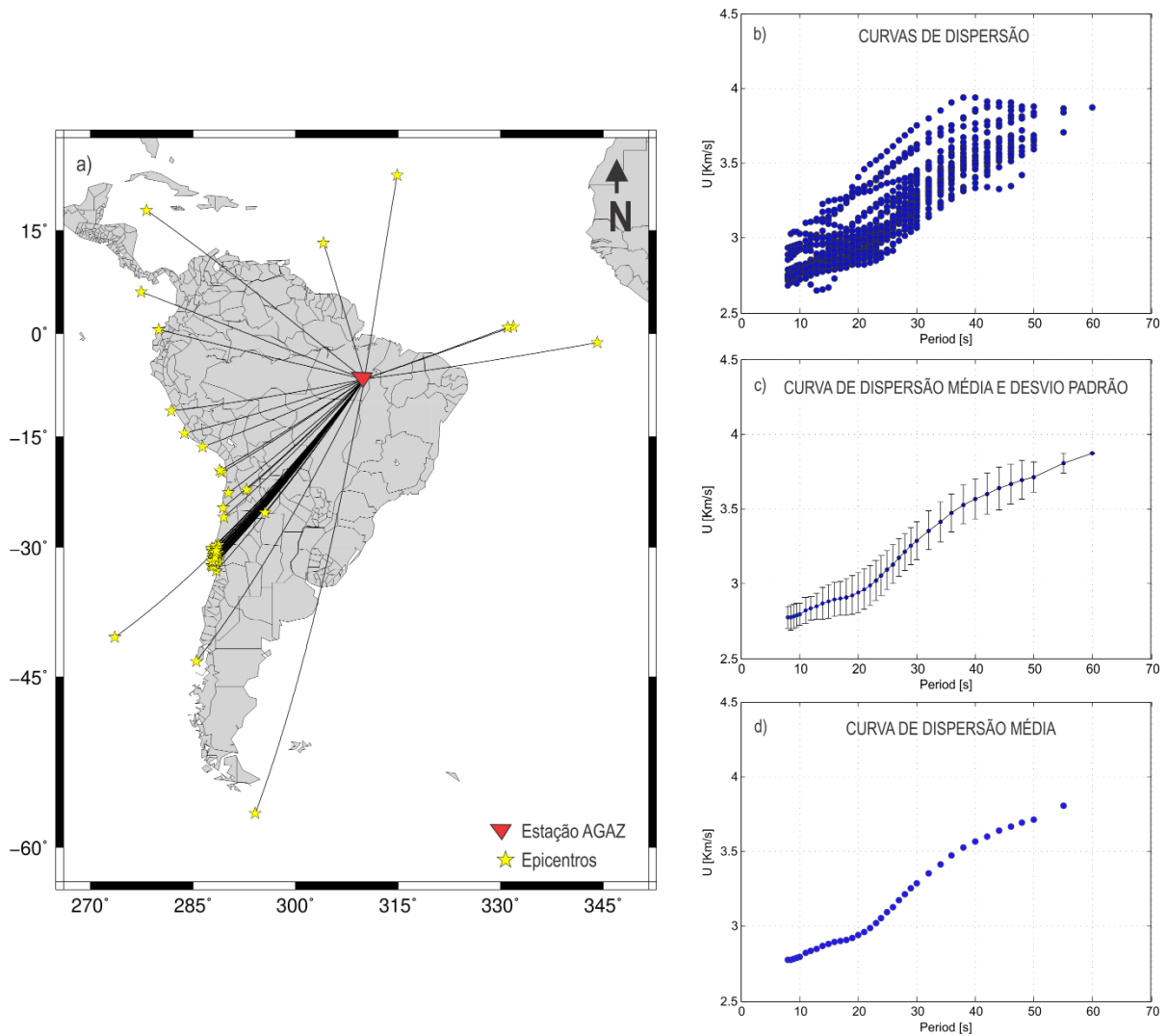


Figura 1.10- Dados de dispersão de ondas de superfície da estação AGAZ. a) Localização epicentral dos eventos telessísmicos utilizados. b) Curvas de velocidade de grupo, do modo fundamental da onda Rayleigh, selecionadas no período de 7s a 60s. c) Curva média e desvio padrão calculados a partir de 61 curvas mostradas na Figura 4 (b). d) Curva de dispersão média utilizada na inversão conjunta.

1.6 Estrutura da tese

Esse volume consiste em 5 capítulos. O presente capítulo contextualiza a área de estudo, os métodos e justifica a finalidade da tese e os questionamentos que a norteiam. Por último apresenta sucintamente os métodos empregados.

O Capítulo 2 apresenta o manuscrito *Inversão conjunta de dados sintéticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície*. Nesse artigo, gerou-se dados sintéticos, a partir do modelo de velocidade da onda P existente para ambientes tectônicos de cráton, bacia sedimentar e

zona de sutura com intuito de averiguar o funcionamento da rotina de inversão conjunta de Hermann e Ammon (2002) e compreender os fatores que controlam a inversão. Primeiramente, os testes foram realizados em dados sintéticos sem ruído e em seguida com dados sintéticos contaminados com ruídos realísticos. O desenvolvimento desse trabalho auxiliou na tomada de decisão dos vínculos e fatores de controlam a inversão conjunta aplicada aos dados reais.

O Capítulo 3 é relativo ao manuscrito *Crustal thickness beneath of southwest Parnaíba Basin and north Tocantins Province from receiver function data* submetido ao *Journal of South American Earth Sciences* no mês de novembro de 2018. O artigo é referente a estrutura da crosta no limite da Bacia do Parnaíba e Província Tocantins, determina as espessuras e V_p/V_s médias da crosta em diferentes domínios tectônicos e discute o balanço isostático regional. A metodologia empregada é a função do receptor no domínio da frequência e inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície aplicada para dados da estação RET3.

O Capítulo 4 apresenta o manuscrito *Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brazil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data*. Nesse trabalho, utiliza-se a metodologia de inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície em todo o banco de dados da tese para obter modelos de velocidade da onda S em uma dimensão (1-D). Os modelos 1-D foram expostos em perfis que cortam distintos ambientes tectônicos da área e suas análises permitiram analisar a estrutura de velocidades S da crosta e do manto superior. Por fim, foi feita uma caracterização mais ampla da zona de sutura Tocantins-Araguaia ao longo de 900 km de extensão.

As conclusões obtidas na tese são listadas no Capítulo 5.

O Apêndice A apresenta as coordenadas das estações sismográficas da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos.

O Apêndice B é referente ao material complementar do artigo Inversão conjunta de dados sintéticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície.

O Apêndice C mostra o material complementar do artigo “*Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brazil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data.*”

1.7 Referências

- Ammon C.J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81 (6): 2504-2510.
- An M. 2004. Estrutura Crustal da Bacia do Paraná com Inversão de Ondas de Superfície e Funções do Receptor. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 129 pp.
- Artemieva I. M. 1961. Lithosphere: an interdisciplinary approach. *Library of Congress Cataloging in Publication data*, Estados Unidos, 794 pp.
- Babinski M., McGee B., Tokashiki C. C., Tassinari G. S. S., Pinho F. E. C. 2018. Comparing two arms of an orogenic belt during Gondwana amalgamation: Age and provenance of the Cuiabá Group, northern Paraguay Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 85: 6-42.
- 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. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.
- 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.
- Christensen, N.I. and Mooney, W.D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, n. B7, p. 9761-9788.

- Clayton R. W., & Wiggins, R. A., 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophysics Journal Research Applied Society*, 47:151–177.
- 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., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A.2013. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43 (3): 583-597.
- Daly M.C., Andrade V., Barousse C.A., Costa R.A., McDowell K., Piggott, N., Poole A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brasil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 1-19.
- Dardenne, M. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro/RJ, p. 231-264.
- Dziewonski A; Bloch, S; Landisman M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America, The Seismological Society of America*, v. 59, n. 1, p. 427–444.
- 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>>.
- 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>.
- Fuck R.A., Brito Neves B.B.de, Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160: 108-126.

- Helfrich G., Wookey J. and Bastow I. 2013. The Seismic Analysis Code. Cambridge, Estados Unidos, Ed.1.173 pp.
- Herrin E., and Goforth T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of Seismological Society American*, 67:1259–1275.
- Herrmann R. B. 2013 Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seismology Research Letter*, 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.
- Johansson A. 2014. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*. 244: 226-235.
- Kikuchi M., and Kanamori H. 1982. Inversion of complex body waves, *Bulletin of Seismology Society American*. 72:491-506.
- 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.
- Lay T., Wallace T. C., 1995. *Modern global seismology*. [S.l.]: Academic press, 1995. v. 58.
- Levshin A., Yanovskaya T.B., Lander, A., 1989. *Seismic Surface Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*.
- Ligorria J. P., & Ammon C. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of Seismology Society American*. 89:1395–1400.
- Lima T.L., Fuck R.A., Soares J.E., 2019. Imageamento da Sutura Tocantins- Araguaia, Latitude 5,3° S: Aproximação por Refração Sísmica e Função do Receptor. Em elaboração.
- 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.

- Nascimento R.M., 2010. Análise da dispersão de ondas de superfície na Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, UFRN.
- 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.
- 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.
- Shearer P.M. 2009. *Introduction to Seismology*. Scripps Institution of Oceanography University of California, San Diego, 412 pp.
- Soares J.E.P., Stephenson R., Fuck, R.A., Lima M.V.A.G., Araújo V.C.M., Lima F.T., Rocha F.A.S., Trindade C.R., 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection-refraction data. *Geological Society, London, Special Publications*, 472, doi: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>.
- 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.
- 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, 130-140.
- 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. and Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2696-2980.

CAPÍTULO 2

ARTIGO 1

INVERSÃO CONJUNTA DE DADOS SINTÉTICOS DE FUNÇÃO DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE

Cíntia Rocha da Trindade ^(1,2), José Eduardo P. Soares ⁽¹⁾, Raimundo Oscar Sousa Júnior ⁽²⁾

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Av. L3 Norte, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, Brasília /DF, Brasil

CEP 70910-900

(2) Instituto de Engenharia e Geociências, Universidade Federal do Oeste do Pará

Rua Veraz Paz, s/n – Salé, Santarém/PA, Brasil

CEP 68035-110

E-mail: **cintiarochat@gmail.com**; soares@unb.br; oscarfilho26@hotmail.com

RESUMO

Para reduzir a não unicidade que afeta a inversão de dados de função do receptor, algoritmos de inversão passaram a considerar medidas de dispersão de ondas de superfície como informação *a priori*. Logo surgiram algoritmos que invertem conjuntamente os bancos de dados e retornam modelos de velocidade da onda S confiáveis. Os modelos resultantes mostram que a função do receptor contribui com a estrutura de camadas do meio enquanto as medidas de dispersão controlam a velocidade média do modelo. Com intuito de compreender os fatores que controlam a inversão conjunta, oferecida pelo pacote de programas *Computer Programs in Seismology*, foram criados dados sintéticos, livres de ruído e com ruídos realísticos de diferentes complexidades. Ao banco de dados sintéticos foi aplicada a inversão conjunta linearizada variando os parâmetros de entrada de suavidade, números de interações e modelo inicial até o modelo verdadeiro ser recuperado. A análise dos dados sintéticos mostrou o comportamento da onda S em diferentes meios tectônicos, além de auxiliar no entendimento do procedimento de inversão conjunta. Os melhores ajustes ocorrem para um número de iterações maior que 50, com suavização ponderada e amortecimento igual a 1 para os modelos contaminados por ruído. A inclusão de informações *a priori* no modelo traz maior robustez para o modelo invertido.

Palavras-chave: Estrutura de velocidade da litosfera, dados sintéticos, inversão, ondas de corpo, ondas de superfície.

1 INTRODUÇÃO

O método de inversão conjunta da função do receptor de onda P e dispersão de ondas de superfície é utilizado para estimar a estrutura de velocidade da onda S na crosta e manto superior sob a estação sísmográfica. Independentemente, a função do receptor identifica as descontinuidades do meio a partir do tempo de viagem relativo a conversão das ondas reverberadas entre as interfaces e a dispersão das ondas de superfície fornece valores de velocidades médias absolutas em diferentes faixas de profundidade (Julià *et al.*, 2000).

Anteriormente, as inversões dessas metodologias eram realizadas individualmente, Owens *et al.* (1984) desenvolveram a primeira inversão sistemática de função do receptor e McEvelly (1964) foi pioneiro na inversão de curvas de dispersão de ondas de superfície. No entanto, o aprimoramento das técnicas de inversão mostrou que inverter conjuntamente esses métodos diminui as ambiguidades na interpretação na posição das descontinuidades e fornece restrições mais rigorosas para a estrutura de velocidade cisalhante que aplicando as técnicas individualmente.

Ozalaybey *et al.* (1997) adaptaram o procedimento de inversão linearizada-iterativa da função do receptor de Ammon *et al.* (1990) e incluíram como informação *a priori* medidas de velocidade de fase de onda de superfície para ajustar o modelo de velocidade da onda S gerado pela a inversão da função do receptor. Du e Foulger (1999) e Julià *et al.* (2000) combinaram os dados incluindo restrições no modelo *a priori* e atualmente suas metodologias são extensivamente utilizadas, ver Julià *et al.* (2008), Luz *et al.* (2015) e Coelho *et al.* (2018).

Herrmann (1978) desenvolveu o pacote de programas *Computer Programs in Seismology* (CPS), no qual reúne pacotes de processamento de dados sísmológicos. Em sua primeira versão incluiu ferramentas para análise de dados de ondas de superfície e inversão geofísica. Na terceira versão, Herrmann e Ammon (2002) implementaram os códigos de inversão da função do receptor e dispersão de ondas de superfície individualmente, e a inversão conjunta de ambos. O programa é livre, oferece facilidades na instalação e possui interface de usuário amigável, por isso foi escolhido para o procedimento de inversão de dados sintéticos deste trabalho.

Com o objetivo de conhecer e entender a influência de cada banco de dados e os fatores que controlam a inversão conjunta foram criados dados sintéticos de diferentes complexidades livres

de ruído e com ruídos realísticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície. Aos dados sintéticos correu-se uma sequência iterativa de inversões linearizadas por mínimos quadrados com diferentes testes de modelos iniciais, valores de amortecimento, suavidade e complementaridade.

2 MÉTODOS

A inversão conjunta de função do receptor e dispersão de onda de superfície permite obter perfil em uma dimensão (1-D) de velocidade da onda *S* versus profundidade da litosfera. As informações necessárias para gerar os perfis 1-D são adquiridas a partir de conjunto de dados independentes: i) de função do receptor de onda P e (ii) de velocidade de grupo obtida do modo fundamental da onda Rayleigh (0-100s).

2.1 Função do Receptor

A função do receptor é uma técnica empregada para obter a estrutura da Terra abaixo de uma estação sismográfica. É uma série temporal obtida pela deconvolução da componente vertical das componentes horizontais de registro e é particularmente empregada para a determinação da descontinuidade de Mohorovicic (Moho) (Langston, 1979). A função do receptor de onda P utiliza a conversão da frente de onda P em ondas S nas descontinuidades abaixo da estação.

A conversão ocorre quando uma frente de onda plana P de um evento telessísmico incide sobre uma descontinuidade abaixo de uma estação sismográfica, com um ângulo próximo a vertical (distância epicentral entre 30°-90°), ocasionando a conversão parcial da energia da onda P em onda S vertical direta (SV) e reflexões S múltiplas. O registro desta onda P será predominante na vertical e da onda S direta e múltiplas será principalmente na radial, Figura 1.

A função do receptor pode ser computada pelo método de deconvolução iterativa no domínio do tempo, desenvolvido por Kikuchi e Kanamori (1982) para estimar as assinaturas da fonte (*wavelet-w(t)*) de grandes terremotos e foi adaptado por Lígoria e Ammon (1999) para o cálculo da função do receptor.

Na estimativa da função do receptor, a deconvolução iterativa utiliza mínimos quadrados para minimizar a diferença entre o sismograma horizontal observado e aquele gerado pela convolução do componente vertical de registro com um trem de impulsos. Os dados sintéticos são

reavaliados iterativamente e comparados com o sismograma horizontal correspondente/real até que a diferença seja mínima (Lígorria e Ammon, 1999).

Primeiramente, realiza-se a correlação cruzada da componente radial com a componente vertical, onde o tempo e a amplitude das correlações máximas de cada passo da correlação cruzada forma um trem de *spikes* representativos das principais fases da função do receptor (Fig. 1b).

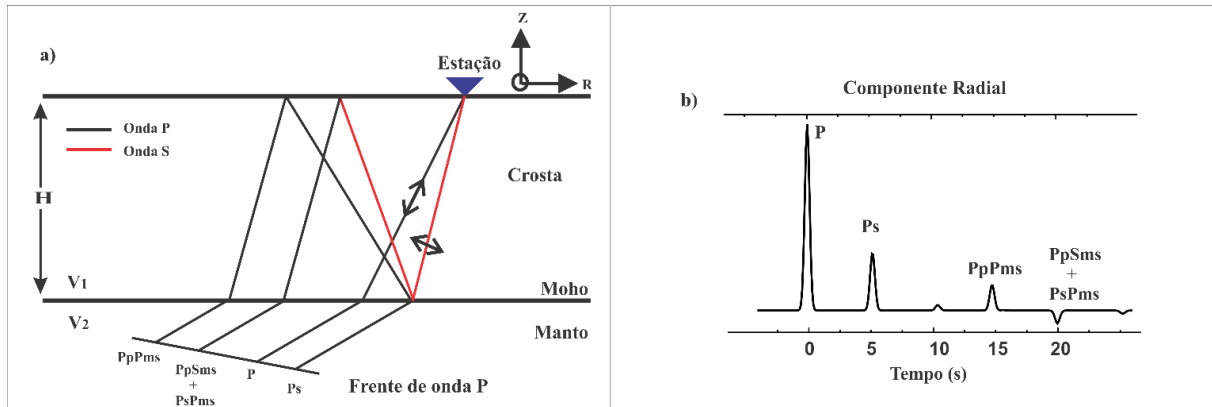


Figura 1- Diagrama de raio da Função do Receptor. (a) incidência de frente de onda P plana e principais conversões da onda P em onda S_direta e reflexões S_múltiplas na descontinuidade de Moho e as fases PpPms, PsPms + PpSms reflexões S_múltiplas. A letra m representa a descontinuidade de Moho. (b) Traço radial da função do receptor.

O procedimento de deconvolução iterativa é finalizado quando número de iterações é atingido. O número de iterações dever levar em consideração o ajuste entre a componente horizontal real e aquela obtida pela convolução (de um trem de *spikes*) da função do receptor com a componente vertical até que esse seja insignificante ou quando a maior parte da energia da componente radial é reduzida.

Durante o processo de deconvolução, aplica-se o filtro Gaussiano para remover ruídos de alta frequência, o fator que controla a filtragem da frequência é conhecido como a , seu valor pode variar de 1 a 10, sendo que a frequência de corte é de aproximadamente metade do valor de a . Nesse estudo as funções do receptor serão geradas com fatores a do filtro Gaussiano iguais a 2,5 e 4,0.

As funções do receptor na radial com alta razão sinal-ruído são selecionadas para o procedimento de inversão conjunta. Para determinar a velocidade da onda P considera-se a razão de velocidade entre as ondas P e S constante e a densidade pode ser estimada a partir de sua relação com a velocidade da onda P ou a partir da modelagem de dados gravimétricos. A profundidade das

interfaces está relacionada com o tempo de viagem da fase convertida até a estação (receptora), como por exemplo a Ps (Julià *et al.*, 2000). Teoricamente, quanto maior for o tempo de chegada da fase Ps mais profunda tende ser a interface.

A solução do problema inverso da função do receptor é não única e a sensibilidade em sua inversão está relacionada com o tempo de viagem relativo e ao contraste de velocidade entre as ondas P e S, e não a velocidade absoluta. Por isso, a única maneira de obter modelos de velocidade mais consistentes é incluir informações *a priori* na inversão, como por exemplo, modelo de velocidade obtido das ondas de superfície (An, 2004; Xu *et al.*, 2013; Sosa *et al.*, 2014).

2.2 Dispersão de onda de superfície

As ondas de superfície, Love e Rayleigh, se propagam nas porções mais rasas da Terra e suas amplitudes são maiores do que as das ondas de corpo devido ao fenômeno de espalhamento geométrico. Essas ondas são influenciadas pelas mudanças de propriedades do meio e quando suas velocidades variam com a frequência ocorre o fenômeno de dispersão (Nascimento, 2010).

A dispersão de ondas de superfície vem sendo utilizada para determinação da velocidade da onda S em diferentes escalas de profundidade. As ondas de período curto, $0,5 \text{ s} < T < 10 \text{ s}$, fornecem informações sobre a porção mais rasa da Terra até poucos quilômetros de profundidade. As ondas de superfície de períodos longos (acima de 10 s) são aplicadas no estudo da estrutura da crosta e do manto, até aproximadamente 300 km (An, 2004).

A dispersão é caracterizada por períodos diferentes chegando em tempos diferentes (Feing, 2004). Os períodos longos atingem profundidades maiores e viajam com velocidade de grupo $\left(\frac{\delta\omega}{\delta k}\right)$, enquanto os curtos períodos trafegam na parte rasa da Terra e viajam com velocidade de fase $\left(\frac{\omega}{k}\right)$. Com limite de $\delta\omega$ e δk tendendo a zero a velocidade de grupo (U) pode ser descrita da seguinte forma:

$$U = \frac{d\omega}{dk}. \quad (1)$$

Ou em função da velocidade de fase c (Lay e Wallace, 1995),

$$U = c + k \frac{dc}{dk} = c \left(1 - k \frac{dc}{d\omega}\right)^{-1} \quad (2)$$

em que k é o número de onda. Para Terra, as velocidades de fase para as ondas de superfície aumentam com o período e $\frac{dc}{d\omega} < 0$. Logo, as velocidades de grupo são menores do que as velocidades de fase ($U < c$).

As curvas de dispersão das velocidades de grupo e fase são sensíveis a variação da velocidade da onda S e menos sensíveis que a função do receptor ao contraste de impedância do meio, principalmente em camadas com mergulho e meios anisotrópicos (Ward *et al.*, 2014). Por esses motivos, a dispersão de ondas de superfície é usualmente invertida para determinação da velocidade cisalhante em função da profundidade, e a estimativa da velocidade da onda P é obtida da razão de velocidade da onda P e S e densidade de relações empíricas. Portanto, a curva de dispersão constrange a velocidade S absoluta e a função do receptor a posição das discontinuidades no modelo (Ozabeley *et al.*, 1997).

A resposta da curva de dispersão depende do trajeto percorrido pela onda sísmica da fonte até a estação sismográfica (receptor), e torna-se um desafio determinar as velocidades de fase e/ou de grupo para determinadas frequências. Para isso, existem duas formas de obter a curva de dispersão: (i) Método de única estação, que consistem em estimar a velocidade de grupo a partir de registros de uma estação, conhecendo os parâmetros da fonte; e (ii) Método inter-estação, no qual é aplicado quando há alinhamento da fonte com duas estações (Lay e Wallace, 1995).

A curva da velocidade de grupo do modo fundamental pode ser estimada a partir das técnicas de filtragem múltipla (Multiple Filter Technique, MFT) de Dziewonski *et al.* (1969) e a filtragem fase emparelhada (Phase Matched Filter, PMF) de Herrin e Goforth Gogorth (1977). O MFT utiliza uma série de filtros passa-banda que isolam o pacote das ondas que correspondem a frequência central de cada filtro. A velocidade de grupo para aquela frequência pode ser determinada dividindo o comprimento do caminho pelo tempo de percurso do pacote de ondas.

A Figura 2 apresenta um exemplo de curva de dispersão do modo fundamental calculado com as técnicas MFT e PMF.

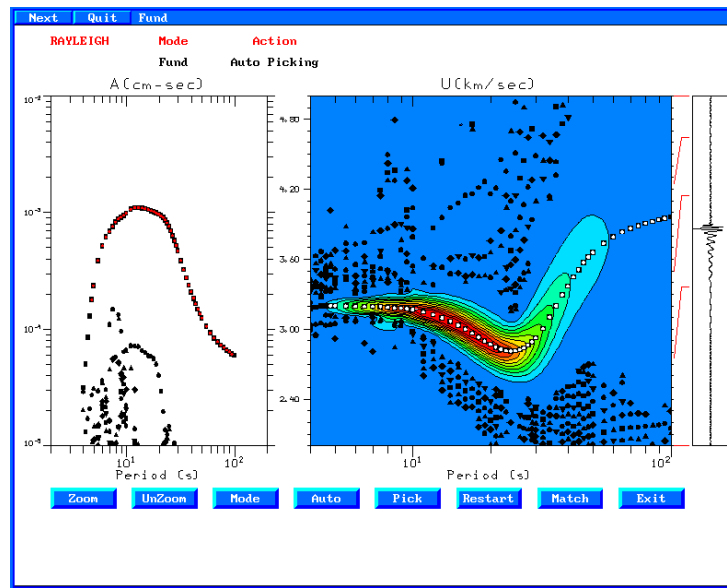


Figura 2- Interface gráfica do programa *do_mft* do CPS mostrando a análise da velocidade de grupo da onda Rayleigh. Nesta etapa aplicou-se os filtros MFT e PMF (Match) e é possível editar visualmente os valores para definir a curva de dispersão.

2.3 Inversão Conjunta

Com o desenvolvimento e avanço da técnica de inversão de dados geofísicos, na maioria das vezes, duas grandezas físicas podem ser medidas em função dos mesmos parâmetros, como por exemplo análise conjunta da função do receptor e dispersão da onda de superfície para determinar a estrutura da litosfera. O desafio maior nesse caso é reunir as informações contidas em ambos conjuntos de dados e simplificar em um modelo da estrutura da velocidade da onda S em subsuperfície.

A inversão conjunta da função do receptor e dispersão de onda de superfície é um problema não-linear e pode ser resolvido com o procedimento de inversão linearizada de Herrmann e Ammon (2002). O objetivo da inversão é determinar o modelo de velocidade S da crosta e do manto superior a partir da minimização funcional e equalização de diferentes unidades físicas e números de pontos. Nesse procedimento as espessuras das camadas são consideradas fixas e a velocidade é invertida.

Para executar a inversão conjunta o erro predito tem a seguinte forma:

$$S = \frac{(1-p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{r_i} - P_{r_i}}{\sigma_{r_i}} \right)^2 + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left(\frac{O_{s_j} - P_{s_j}}{\sigma_{r_j}} \right)^2. \quad (3)$$

Na equação 3, O_{r_i} é a função do receptor observada no período t_i , P_{r_i} é a função do receptor predita no período t_i , O_{s_j} é j'ésima observação de dispersão de onda de superfície, P_{s_j} é j'ésimo ponto de dispersão de onda de superfície previsto, σ_{r_i} e σ_{s_j} são os erros padrão das observações de cada banco de dados, assumindo que os dados são independentes estatisticamente, N_r e N_s são o número total de observações de cada conjunto de dados e p é fator influência, o peso de cada banco de dados para o resultado final.

O fator de influência reforça a necessidade de ponderar o banco de dados e corrigir as unidades físicas da função do receptor (s^{-1}) e da dispersão (km/s). A divisão pelo número de observações evita que um conjunto de dados domine sobre o outro.

Para realizar a análise da regressão linear, tendo a variância do erro aleatório como peso, a Equação 3 pode ser minimizada como

$$S = [(1-p)N_r + pN_s] \left[\frac{(1-p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{r_i} - P_{r_i}}{\sigma_{r_i}} \right)^2 + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left(\frac{O_{s_j} - P_{s_j}}{\sigma_{r_j}} \right)^2 \right] \quad (4)$$

A Equação 3 é minimizada pela aplicação de decomposição de valores singulares para estimar as mudanças no modelo (Δm). A metodologia aplicada, foi adaptada de Lawson e Hanson (1974):

$$w_r \frac{\partial r}{\partial m_1} \Delta m_1 + \dots + w_r \frac{\partial r}{\partial m_N} \Delta m_N = w_r \text{res} \quad (5)$$

$$w_s \frac{\partial r}{\partial m_1} \Delta m_1 + \dots + w_s \frac{\partial r}{\partial m_N} \Delta m_N = w_s \text{res} \quad , \quad (6)$$

em que os pesos são dados por

$$w_r = \left(\frac{(1-p)}{N_r \sigma_r^2} \right)^{1/2} \quad (7)$$

$$w_s = \left(\frac{(1-p)}{N_s \sigma_s^2} \right)^{1/2} \quad (8)$$

e são usados para a função do receptor e observação de dispersão, respectivamente. As derivadas parciais da função do receptor e da dispersão são calculadas pelo pacote de inversão do CPS. Para equalizar as unidades físicas no conjunto de dados são utilizados valores típicos para o erro padrão nas funções do receptor de 0,05 s e erro padrão de velocidade da onda de superfície é de 0,05 km/s nos pesos (Eq. 7 e Eq.8).

Como o problema direto é não-linear em termos de parâmetros do modelo, inversões linearizadas são computadas sequencialmente. O resíduo para o modelo atual é modelado como uma combinação linear de alterações do próprio modelo.

A principal dificuldade da inversão conjunta é estimar os erros padrão para a função do receptor e dispersão de ondas de superfície (σ_{r_i} e σ_{s_j}). Se as observações repetidas são incluídas e as observações médias calculadas, os erros devem ser os erros padrão da média. A estimativa do erro padrão médio só é possível quando a curva de dispersão for a médias de várias curvas e a função do receptor resultado do empilhamento de vários traços na componente radial.

Quando o modelo predito é computado, o erro do modelo predito para observações é computado também. Inicialmente o ajuste é menor e aumenta com o número de iterações.

3.0 TESTES SINTÉTICOS

A inversão de dado geofísico exige controle dos parâmetros de entrada e dos vínculos que influenciam a rotina de inversão. Portanto, os parâmetros devem ser escolhidos cuidadosamente para que a convergência do modelo seja mais rápida e os resultados finais confiáveis. Para entender que fatores controlam a inversão conjunta, correu-se o procedimento de inversão linearizada por mínimos quadrados de Herrmann & Ammon (2002) em dados sintéticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície sem e com ruído realístico.

Testes de vínculos de suavidade e amortecimento, inclusão de informações *a priori*, número de iterações e influência de cada banco de dados foram realizados nos experimentos com e sem ruído. Os dados livres de ruídos apresentaram melhores ajustes para o procedimento de inversão, como esperado. No entanto, a inversão de dados contaminados apresentou resultados robustos, apesar do aumento da incerteza ocasionada pelo ruído.

3.1 Dados sintéticos sem ruído

A primeira etapa consistiu em construir os dados sintéticos sem ruído a partir de um modelo de velocidades sísmicas e densidade. Um modelo simplificado de velocidade das ondas P e S representativo da crosta e manto superior do Cráton Amazônico foi obtido a partir de Soares et al. (2018) e Trindade (2019), Tabela. 1. O modelo consiste em 2 camadas (Fig.3

): crosta superior (1) e crosta inferior (2), mais o half-space. O half-space marca o limite entre a crosta e o manto superior e no procedimento de inversão fornece informação a priori ou seja o parâmetro físico do semi-espaço.

Tabela 1- Modelo de velocidade simplificado utilizado para gerar os dados sintéticos de teste. H é a espessura da camada, V_p e V_s são as velocidades da onda P e S nas respectivas camadas e ρ é densidade. O *Half-space* indica o final do modelo, por isso sua espessura é 0 km.

Camada	H (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (kg/m ³)
1	24	6,3	3,525	2,67
2	14	6,8	3,863	2,86
<i>Half-space</i>	-	8,0	4,35	3,25

Os traços sintéticos de função do receptor na radial foram gerados no programa *hrftn96* com parâmetros a do filtro Gaussiano de 2,5 e 4,0 e parâmetro de raio de 0,066 (Figura 3.(b) e (c)). As funções do receptor apresentaram fases positivas em 3 e 5 segundos relativas a base da crosta superior e limite crosta-manto (descontinuidade Moho), respectivamente. No programa *sdpegn96* criou-se a curva de dispersão do modo fundamental da onda Rayleigh para períodos até 100 s (Fig.(d)). A curva de dispersão aparenta ser bem menos sensível às descontinuidades internas da crosta, pois os comprimentos de onda associados às ondas de superfície não podem resolver variações de pequena escala no modelo.

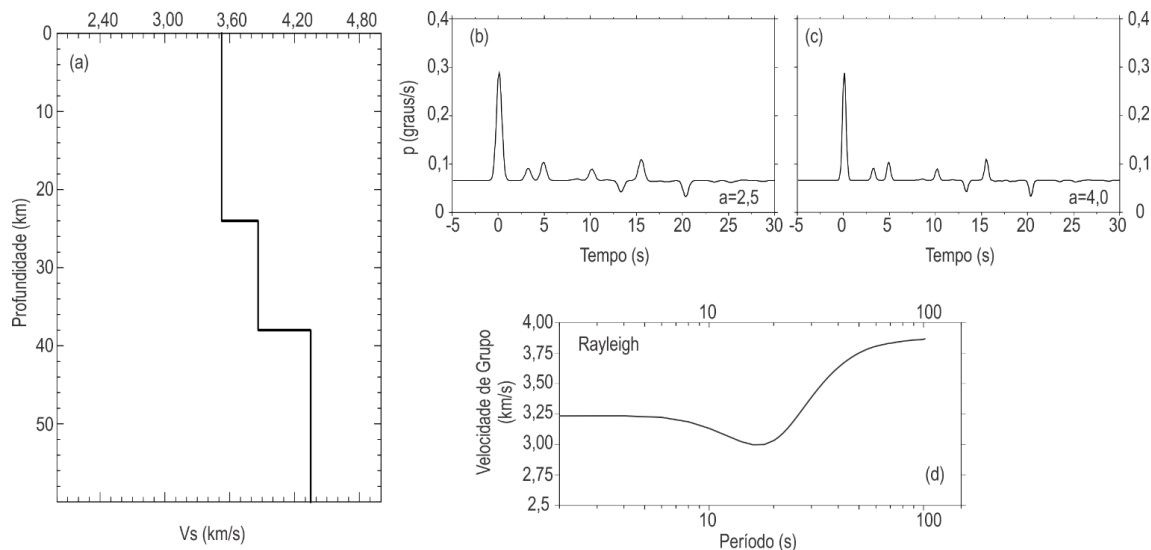


Figura 3- (a) Perfil de velocidade da onda S utilizado na inversão dos dados sintéticos. (b) Função do receptor correspondente ao perfil de velocidade (a), computada assumindo fator a do filtro Gaussiano de 2,5 e parâmetro de raio (p) de 0,066 graus/segundos. (c) Função do receptor correspondente ao perfil de velocidade (a), computada assumindo fator a do filtro Gaussiano de 4,0 e parâmetro de raio (p) de 0,066 graus/segundos. (d) Curva de velocidade de grupo do modo fundamental da onda Rayleigh, gerada a partir do modelo de velocidade S em (a).

O primeiro teste ocorreu para o modelo inicial, invertendo somente a velocidade da onda S. A escolha do modelo inicial é de extrema importância para ajustar os dados preditos com o observado e o que se recomenda, quando não se tem nenhuma informação a priori, é necessário escolher um modelo inicial coerente com o ambiente tectônico estudado.

A inversão conjunta linearizada é iniciada por modelo de velocidade contendo informações de espessura das camadas, velocidades das ondas P e S, valores de densidade e fatores de atenuação do meio. Foram testados três modelos iniciais, o inicial ak-135F, o inicial da dispersão de ondas de superfície e inicial função do receptor (Fig.4).

O ak-135F é um modelo de velocidade global composto por camadas finas de espessura fixa, velocidade e densidades uniformes, considerando o meio isotrópico e Terra esférica (Kennett *et al.*, 1995; Montagner *et al.*, 1995). O modelo tem 600 km de profundidade distribuídos em 25 camadas de 2 km de espessura cada, 10 camadas de 5 km e 50 camadas de 10 km. A velocidade e

a densidade são constantes para os 50 primeiros quilômetros do modelo e aumentam progressivamente com o aumento da profundidade. O modelo é apresentado no Apêndice B.

O modelo inicial de dispersão de ondas de superfície é referente ao resultado da inversão individual da curva de dispersão da Fig. 3 (d), o modelo de velocidade gerado na inversão da curva dispersão foi utilizado para retroalimentar a inversão conjunta e apresenta pouca variação de velocidade na parte rasa da crosta, porém no limite crosta-manto é marcado por um forte gradiente de velocidade (Fig.4(a)).

O modelo inicial da função do receptor consiste em duas camadas, crosta e manto superior. É baseado na informação *a priori* da espessura da crosta. O modelo inicial FR, mostrado na Fig. 4(a), foi determinado por Trindade *et al.* (2019, em elaboração) a partir do método *Hk-stacking* para uma estação localizada também no Cráton Amazônico.

Para inversão conjunta corrida com 40 iterações o *Root Mean Square* (RMS) foi de 0,0012 para o modelo aK-135, 0,0011 para o modelo da dispersão de ondas de superfície e 0,0020 para o modelo resultante da função do receptor. Menores ajustes para os traços de função do receptor e curva de dispersão foram observados para o modelo de velocidade gerado a partir do modelo inicial da função do receptor e ajustes similares e muitas vezes coincidentes ocorreram para os modelos ak-135F e da dispersão (Fig. 4(c) e (d)).

O RMS para inversão conjunta iniciada com modelo inicial de dispersão é ligeiramente menor do que a inversão conjunta iniciada com o modelo ak135-f, no entanto o ajuste médio da função do receptor é menor (~ 99,20%) do que os obtidos com o modelo ak135-f (~99,75 %) e da curva de dispersão é o mesmo (~99,99%). O que justifica o uso do ak-135F como modelo inicial para as inversões dos dados sintéticos sem ruído a seguir.

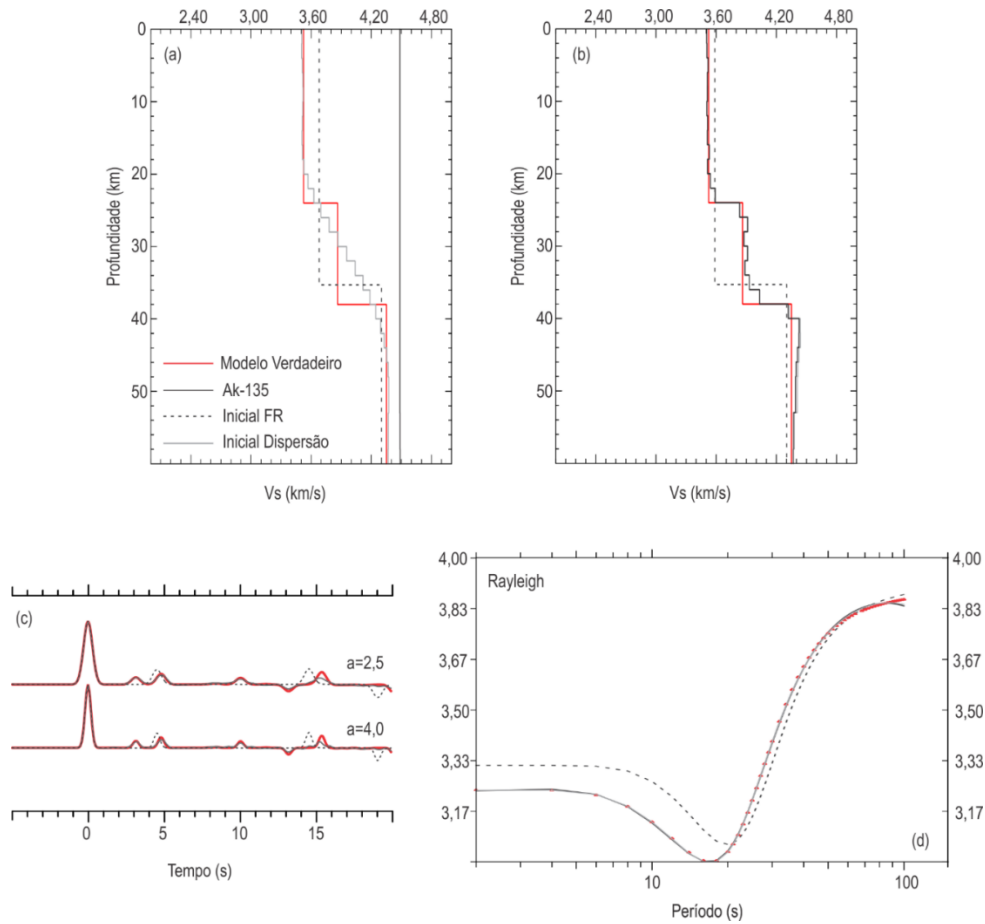


Figura 4- Inversão conjunta para diferentes modelos iniciais. (a) Modelos iniciais e verdadeiro. O modelo na cor sólida vermelha representa o modelo verdadeiro. O modelo na cor sólida cinza é o ak-135F, o modelo na cor cinza tracejada é o da função do receptor e o modelo na cor cinza claro sólida é o modelo da dispersão de onda de superfície. (b) Modelo de velocidade da onda S obtido da inversão conjunta, com os três modelos iniciais. (c) Ajuste das funções do receptor para os diferentes modelos iniciais. (d) Ajuste da curva de dispersão para os diferentes modelos iniciais.

Outro fator preponderante na inversão conjunta é o número de iterações em que se executa a inversão. No caso o ajuste modelo predito com o observado tende a melhorar com um número maior de iterações, mas o ajuste estabiliza-se em um determinado momento (iteração). Para averiguar o número ótimo de iterações inverteu-se as curvas de função do receptor e dispersão de ondas de superfície geradas a partir do modelo da Figura 3, considerando o modelo ak135-f como o modelo inicial e o número de 100 iterações. A curva do número de iterações *versus* RMS da velocidade S é mostrada na Figura 5.

A análise do gráfico, Figura 5, permite inferir que após 10 iterações o RMS continua diminuindo consideravelmente e que há estabilização do RMS em 70 iterações. Normalmente, o

aumento do número de iterações aumenta a exigência computacional, mas o programa de inversão conjunta (*joint96*) do CPS recuperou rapidamente o modelo até 100 iterações, justificando o uso de 70 iterações para a inversão conjunta nesse caso.

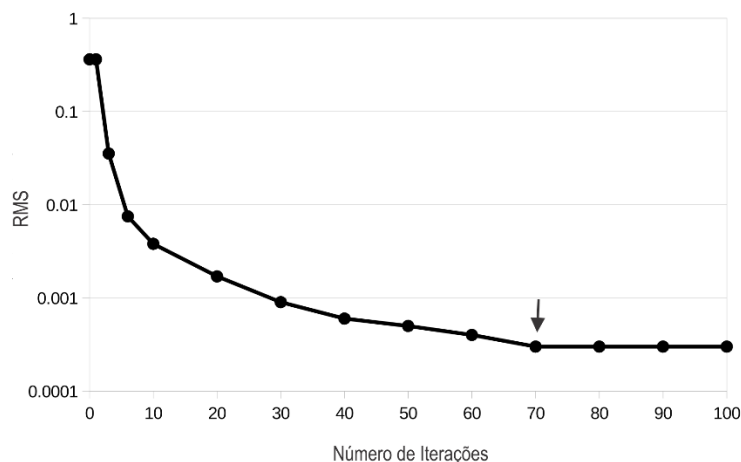


Figura 5- Representação gráfica do número de iterações *versus* RMS da velocidade S. A seta na cor preta indica o número de 70 iterações, escolhida para correr a inversão conjunta.

Na inversão linearizada de Herrmann e Ammon (2002) é possível incluir estabilizadores/vínculos de amortecimento e suavidade ponderada. O amortecimento, na inversão conjunta, controla a variação lateral de velocidade do modelo. Como resultado o modelo predito é uma solução suavizada da solução verdadeira, e os contrastes de velocidade no modelo verdadeiro são substituídos por gradientes de velocidade.

Os testes realizados para o modelo da Figura 3 mostraram que o valor mais adequado para o amortecimento é igual a 5 (Fig. 6). Os diferentes valores de amortecimento (0,5, 1, 5 e 10) parecem não afetar a camada até 20 km, que corresponde a crosta superior dos modelos invertidos e é bem recuperada. Próximo ao limite entre a crosta e o manto superior (em 40 km) ocorre uma suavização, principalmente para valor maior que 5 de amortecimento (Fig. 6 (c) e (d)).

O valor de amortecimento igual a 10 atribuiu forte gradiente próximo a descontinuidade de Moho e consequente desajuste nos traços da função do receptor (Fig. 6 (d)). Os modelos com valores menores que 5 mostraram desajuste para o manto superior, camada após 40 km.

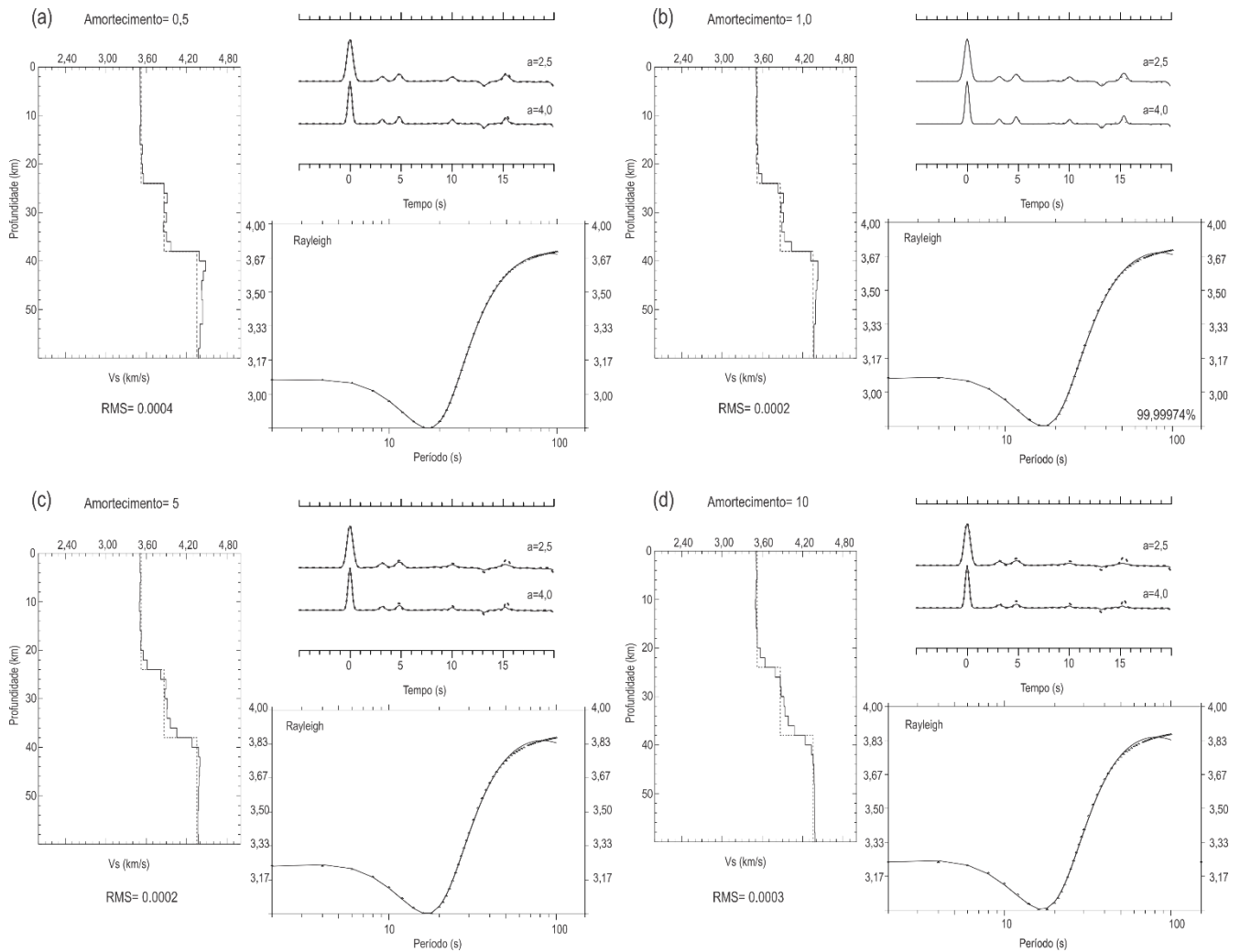


Figura 6- Comparação dos modelos de velocidade da onda S para os valores de amortecimento iguais a 0,5; 1; 5 e 10. A linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético sem ruído. O RMS da velocidade S é mostrado para cada caso.

O procedimento de inversão conjunta permite como opção incluir ou não a suavização ponderada. A escolha pela suavização ponderada concede pesos variando de 0 a 1 para cada camada do modelo. O objetivo é ajustar o tipo de suavização para uma determinada camada ou limite, alternando entre camada suavizada ou não suavizada, se necessário.

A atribuição dos pesos é vista como uma problemática, pois se os valores forem escolhidos arbitrariamente, os modelos de velocidade gerados podem não condizer com o modelo geológico real. Por outro lado, a atribuição dos pesos pode ser classificada como informações *a priori* e pode auxiliar a inversão a alcançar os melhores ajustes (Fig. 7).

Vários pesos foram considerados para o procedimento de inversão e o de melhor ajuste requereu pesos maiores para crosta superior, onde ocorre mudanças de velocidade mais abruptas, e pesos menores para camadas mais profundas, onde as mudanças de velocidade são mais suaves. Os pesos atribuídos por camada são mostrados no Apêndice B.2.

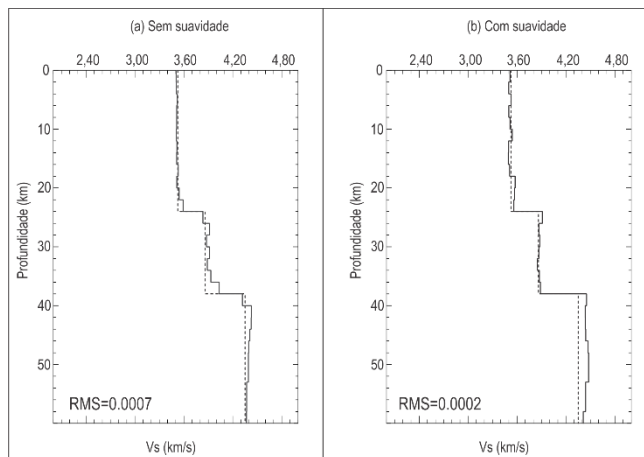


Figura 7- Modelos de velocidade S resultantes da inversão com ou sem suavidade ponderada, a linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético sem ruído. Os modelos foram invertidos com modelo inicial ak135-f, 70 iterações e fator amortecimento igual a 5. (a) Modelo de velocidade S gerado sem o vínculo de suavidade ponderada. (b) Modelo de velocidade S gerado com o vínculo de suavidade ponderada.

O modelo com suavização ponderada, Figura 7 (b), apresentou melhores ajustes quanto a posição das descontinuidades e a velocidade. A combinação da suavização ponderada com o amortecimento causou desajuste na camada referente ao manto superior, mas aumentou o ajuste do modelo para a crosta.

Para finalizar o experimento numérico é executada a inversão conjunta para três fatores de influência, com a condição $0,1 \leq p \leq 0,9$. Como descrito no tópico de inversão conjunta, sendo o fator influência de $p=0,0$ somente o dado da função do receptor é invertido e o para o fator influência de $p=1$ somente dados de dispersão serão invertidos. Para $p=0,1$ a inversão acata mais as informações de função do receptor, tornando o ajuste da função do receptor maior, mas o ajuste perfeito de algumas fases introduz no modelo velocidades não existentes. Nesse caso, não há bom ajuste da curva de dispersão nos períodos mais curtos, o que prejudica o modelo de velocidade nas camadas mais rasas.

Com o aumento do valor p aumenta o ajuste da curva de dispersão e diminui a acurácia do ajuste da função receptor. Para $p=0,9$ o ajuste da curva de dispersão é excelente, mas fases com tempos de chegada próximos 3, 5, 10, 13 e 15 segundos não são ajustadas (Fig. 8). Portanto, a escolha de $p=0,5$ implicará que os dois conjuntos de dados tenham influência igual sobre a solução da Equação 3.

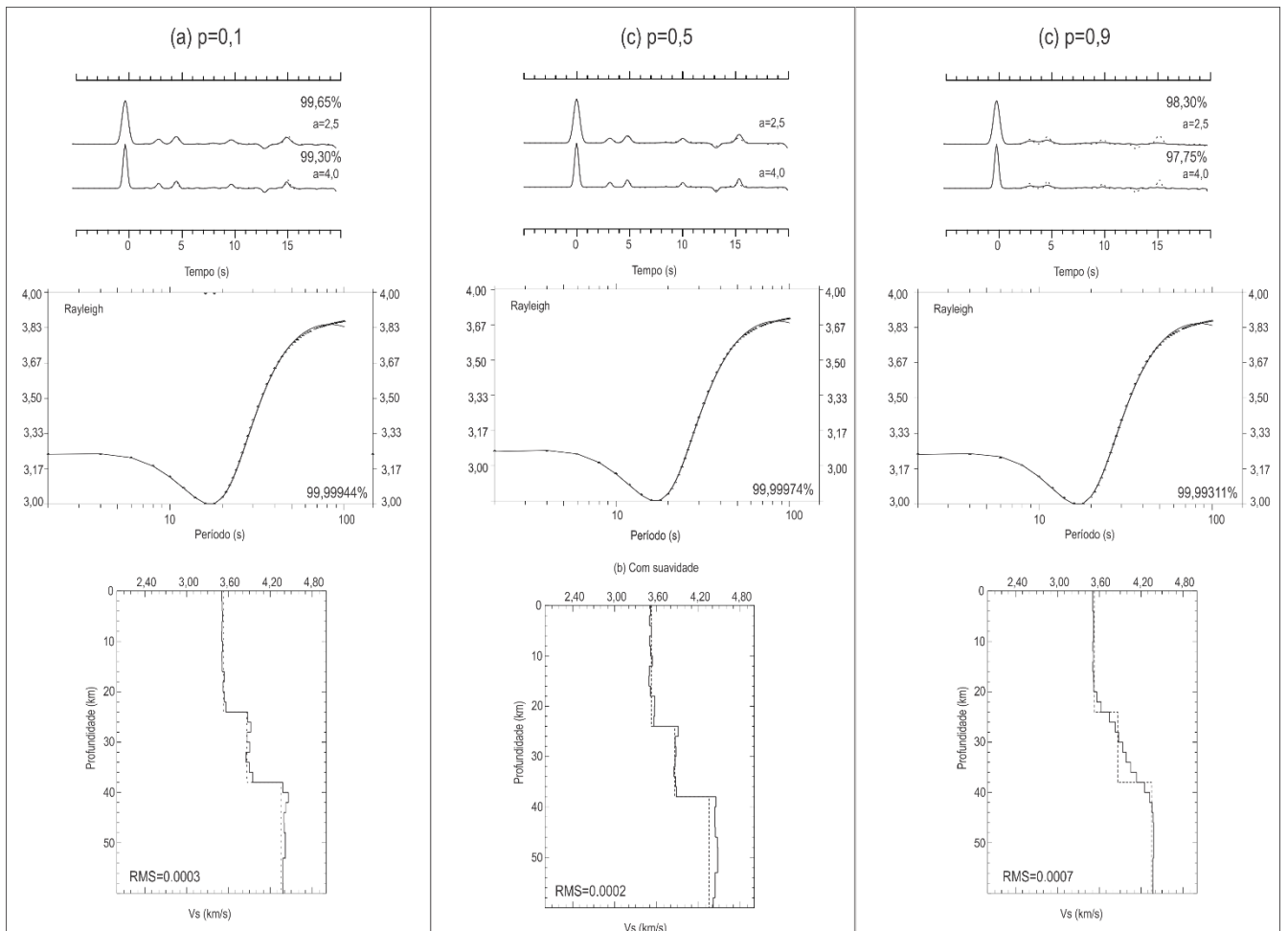


Figura 8- Traços de função do receptor, curvas de dispersão e modelos resultantes das inversões com parâmetros de influência $p=0,1$, $p=0,5$ e $p=0,9$. A linha sólida representa o resultado da inversão e a linha tracejada representa os dados observados.

3.2 Dados sintéticos com ruídos realísticos

A função do receptor é afetada pela heterogeneidade do meio, tais como existência de anisotropia na crosta, existência de interfaces inclinadas e dispersão (McNamara & Owens, 1993; Langston, 1977; Mangino et al., 1993). Os corpos de pequena escala na estrutura do meio geram pequenos comprimentos de onda que interagem com a frente de onda P e criam sinais dispersos que ao mesclarem com chegadas da estrutura vertical são registradas na componente radial (Julià et al., 2000).

Como o algoritmo da inversão não é capaz de identificar as chegadas de forma individual, fases referentes a dispersão são modeladas como descontinuidades e geram no modelo de velocidade variações inexistentes no modelo verdadeiro. Isso ocorre frequentemente em regiões de bacias sedimentares e de sedimentos inconsolidados, onde reverberações características da camada sedimentar são interpretadas pelo algoritmo como uma camada. Diferente da função do receptor a dispersão de ondas de superfície não é afetada pela heterogeneidade do meio, mas sim pelos efeitos de multi-caminhos e efeitos de superposições de modo contaminando frequentemente os dados.

O estudo da inversão conjunta em dados sintéticos sem ruído não leva em consideração os fatores que contaminam o dado e o fato do modelo não conter ruídos facilita o procedimento de inversão, mas não corresponde aos modelos de velocidade reais. Portanto, para testar a influência dos parâmetros de entrada, os vínculos de suavidade e amortecimento, e a complementaridade em dados sintéticos de diferentes naturezas, o modelo mostrado na Figura 3 foi contaminado com ruídos realísticos.

A contaminação da função do receptor na radial consistiu na adição da componente da função do receptor na transversal real de mesmo ambiente tectônico, no caso do Cráton Amazônico. Para contaminar a curva de dispersão adicionou-se o valor de 0,05 nos períodos curtos e subtraiu-se o valor de 0,05 nos períodos longos, esse valor escolhido está dentro do erro característico de medidas de dispersão (por exemplo Badal et al. (1996)) (Fig. 9).

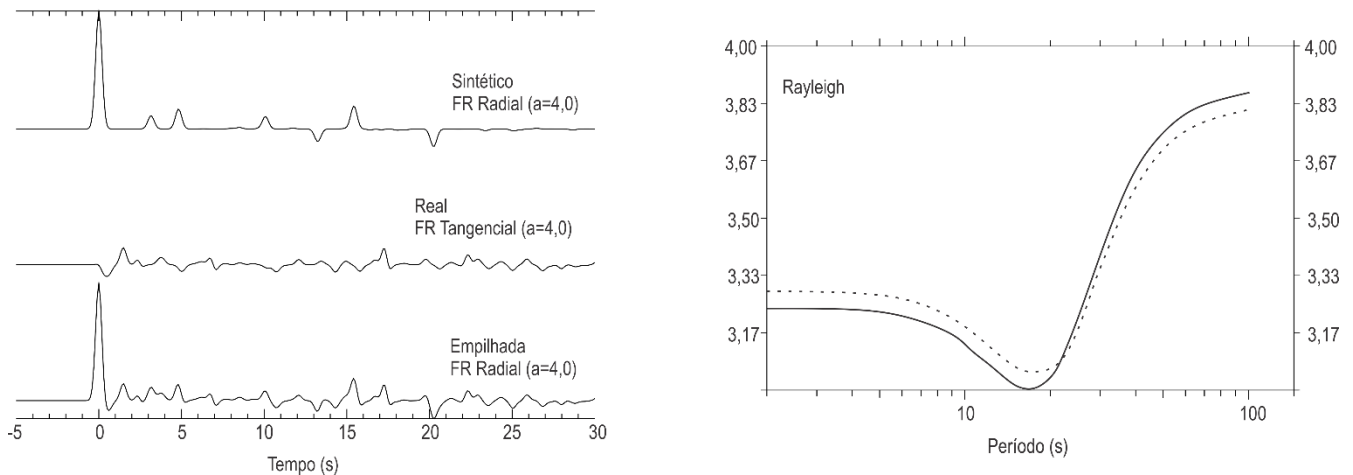


Figura 9- Modelos contaminados com ruído realístico. A esquerda é mostrada a função do receptor na radial do modelo da Fig. 3, função do receptor na transversal e o empilhamento gerando uma função do receptor na radial contaminada. A direita tem-se a curva de dispersão do modelo da Fig. 3 (linha sólida) e modelo contaminado (linha tracejada).

Os testes para os dados com ruído consistiram na mesma ordem dos realizados nos dados sintéticos sem ruído. Inicialmente, a inversão foi executada com os modelos iniciais ak135-F, o de dispersão de ondas de superfície e o da função do receptor (Fig. 10). Como esperado os ajustes entre os modelos observados e preditos são menores para dados com ruídos.

Para inversão conjunta com modelo inicial ak-135-F tendo como vínculo suavidade ponderada e 70 iterações o RMS foi de 0,0002, 0,0006 com o modelo da dispersão de ondas de superfície e 0,0012 com o modelo resultante da função do receptor. Menores ajustes para os traços de função do receptor e curva de dispersão foram observados nos modelos de velocidade gerados a partir dos modelos iniciais da função do receptor e dispersão de ondas de superfície (Fig. 10 (c) e (d)).

A inversão conjunta executada com os modelos iniciais ak135-F e dispersão recuperam bem a primeira camada do modelo (crosta superior), mas a inversão com modelo de dispersão não recuperou bem as velocidades da segunda camada que é referente a crosta inferior, sugerindo que o modelo inicial mais adequado para a inversão é o ak135-F (Fig. 10 (b)).

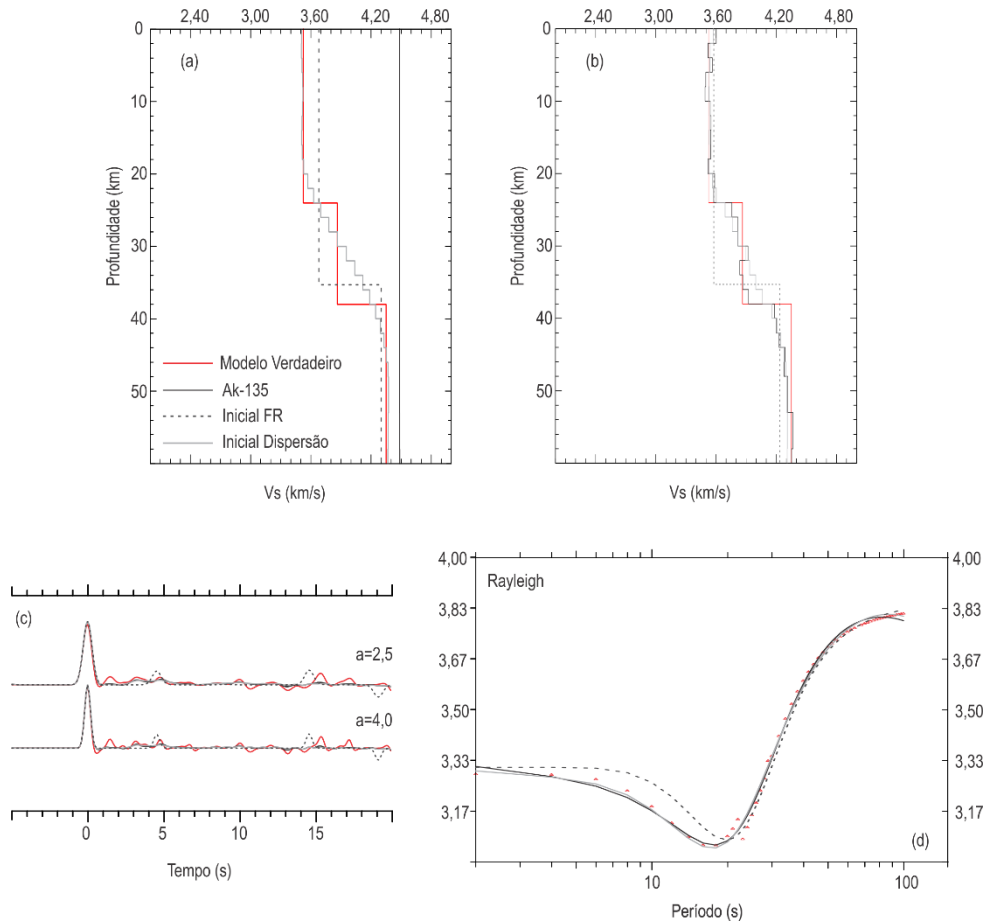


Figura 10- Inversão conjunta para diferentes modelos iniciais. (a) Modelos iniciais e verdadeiro. O modelo na cor sólida vermelha representa o modelo verdadeiro. O modelo na cor sólida cinza é o ak-135F, o modelo na cor cinza tracejada é o da função do receptor e o modelo na cor cinza claro sólida é o modelo da dispersão de onda de superfície. (b) Modelo de velocidade da onda S obtido da inversão conjunta, com os três modelos iniciais. (c) Ajuste das funções do receptor para os diferentes modelos iniciais. (d) Ajuste da curva de dispersão para os diferentes modelos iniciais.

Assim como para os dados sem ruídos, o teste de número de iterações foi realizado em função do RMS (Fig.11). A estabilização do RMS para o modelo com ruído ocorreu com 60 iterações, mostrando que essa relação é característica de cada modelo.

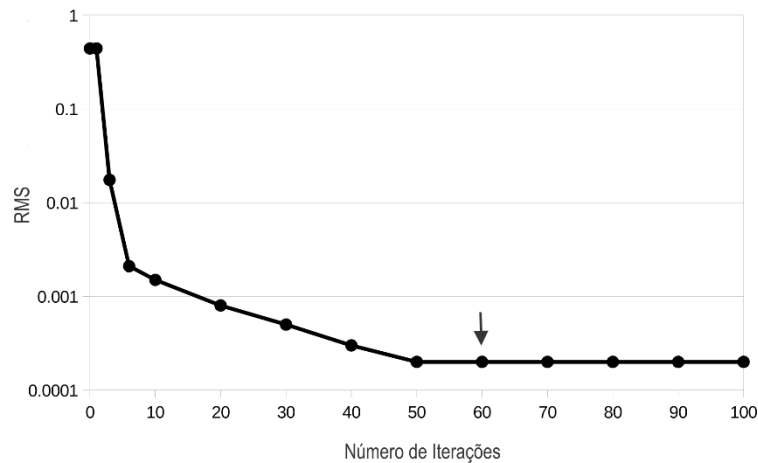


Figura 11- Representação gráfica do número de iterações *versus* RMS da velocidade S. A seta na cor preta indica o número de 60 iterações, escolhida para correr a inversão conjunta.

Com modelo inicial ak-135-F, 60 iterações e vínculo de suavidade ponderada foi realizado o teste do vínculo de amortecimento. Os valores de amortecimento acima de 1 tornaram o modelo mais transicional, no caso do valor de amortecimento igual a 10, há maior dificuldade na identificação das discontinuidades no modelo. Os valores de amortecimento menores que 1 trouxeram maior variação da velocidade de cada camada (Fig.12 (a)).

O modelo gerado com amortecimento igual a 1 apresentou RMS de 0,0002, ajuste médio entre a função do receptor observada e predita de 94,67 % e da curva de dispersão de 99,99%. O RMS para o modelo com valor de amortecimento igual 5 foi de 0,0003, o ajuste entre a função do receptor observada e predita foi de 91,76 % e para a curva de dispersão de 99,99%. Considerando a recuperação do modelo, os ajustes entre os dados preditos e observados o fator de amortecimento mais adequado para a inversão desses conjuntos de dados é o de valor igual 1. Além disso, os valores de velocidade S para a terceira camada (manto superior) são mais próximas do modelo verdadeiro (Fig.12).

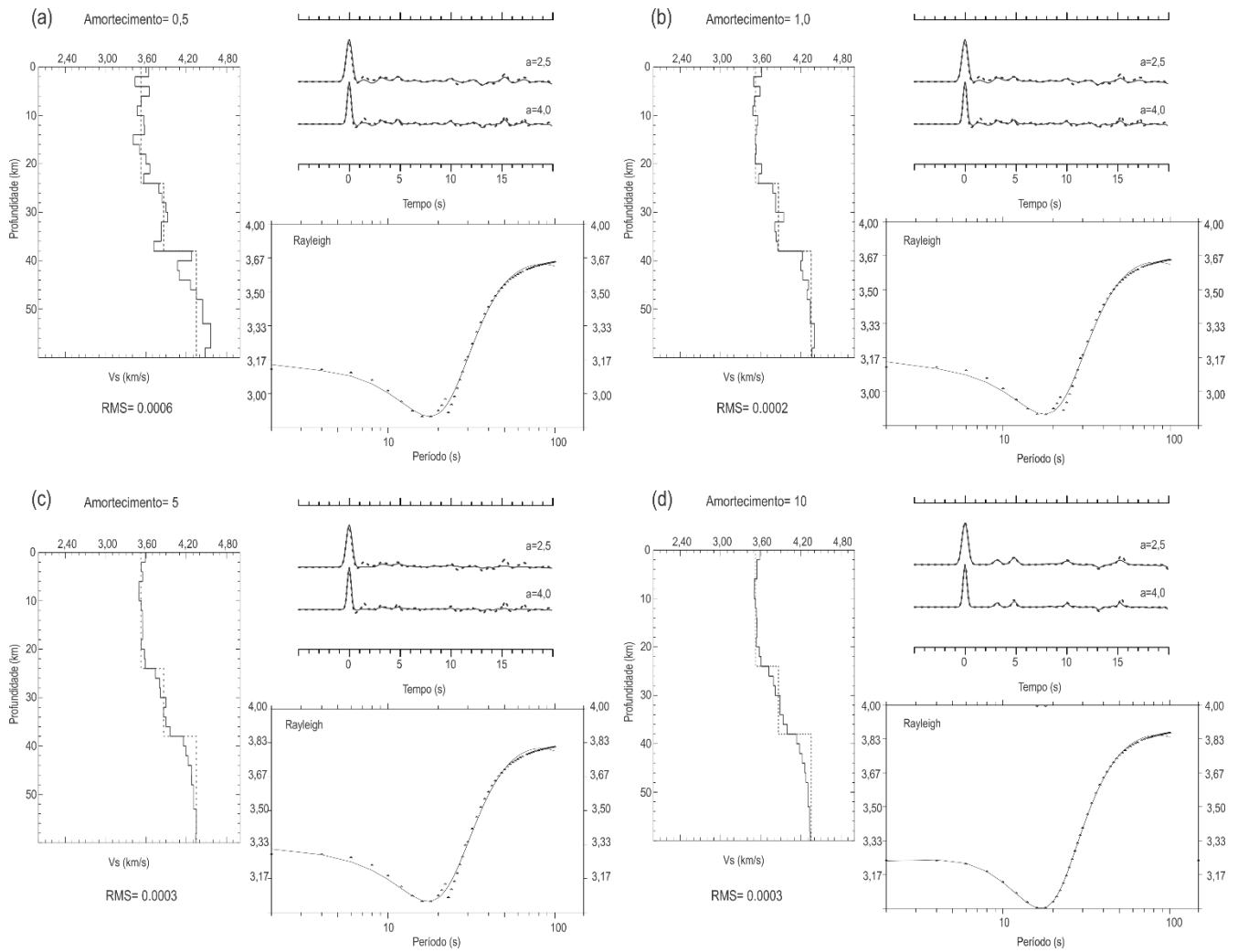


Figura 12- Comparação dos modelos de velocidade da onda S para os valores de amortecimento iguais a 0,5 , 1, 5 e 10. A linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético com ruído.

Para o teste de suavização ponderada, a inversão foi executada com 70 iterações e amortecimento igual a 1. A atribuição da suavidade assim como o amortecimento controla a variação da velocidade da onda S e aumentou a recuperação do modelo (Fig.13).

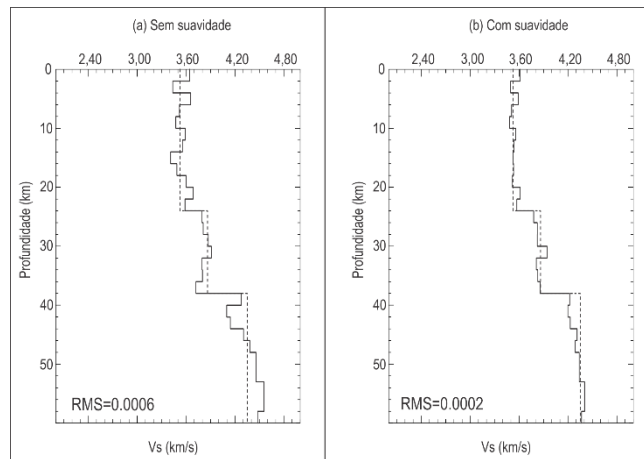


Figura 13- Modelos de velocidade S resultantes da inversão com ou sem suavidade, a linha sólida representa o modelo obtido da inversão e linha tracejada representa o modelo verdadeiro ou dado sintético com ruído. (a) Modelo de velocidade S gerado sem o vínculo de suavidade. (b) Modelo de velocidade S gerado com o vínculo de suavidade.

O teste final consistiu em executar a inversão conjunta para três fatores de influência, com a condição $0,1 \leq p \leq 0,9$. Com o aumento do valor p aumenta o ajuste da curva de dispersão também aumenta e diminui a acurácia do ajuste da função receptor. Para $p=0,9$ o ajuste da curva de dispersão é excelente, mas fases com tempo de chegada menor que 3s e próximas a 15s não são ajustadas (Fig. 14). Portanto, a escolha de $p=0,5$ implicará que os dois conjuntos de dados tenham influência igual sobre a solução (Eq.3).

No caso em que um dos bancos de dados que compõem a inversão conjunta esteja mais contaminado por ruído do que o outro, recomenda-se diminuir o valor de p do banco de dados ruidoso, assim há maior chance de ajustar o modelo e recuperar um modelo de velocidade confiável.

3.3 Inversão conjunta de modelos sintéticos mais complexos

O modelo da Tabela 1 é relativamente simples e os testes dos parâmetros com e sem ruído apresentaram-se robustos. Novos testes, com modelos mais complexos e contaminados com ruído, foram realizados utilizando mesmos parâmetros dos testes com ruídos do tópico 3.2 e com a inserção de informações *a priori* no modelo inicial ak135-F.

Para esse teste desenvolveu-se três modelos sintéticos com ruídos realísticos. O primeiro modelo é representativo para uma bacia sedimentar com alta velocidade na crosta inferior, o

segundo é referente a uma zona de sutura e o terceiro representa um ambiente de cráton sem cobertura (Tab.2).

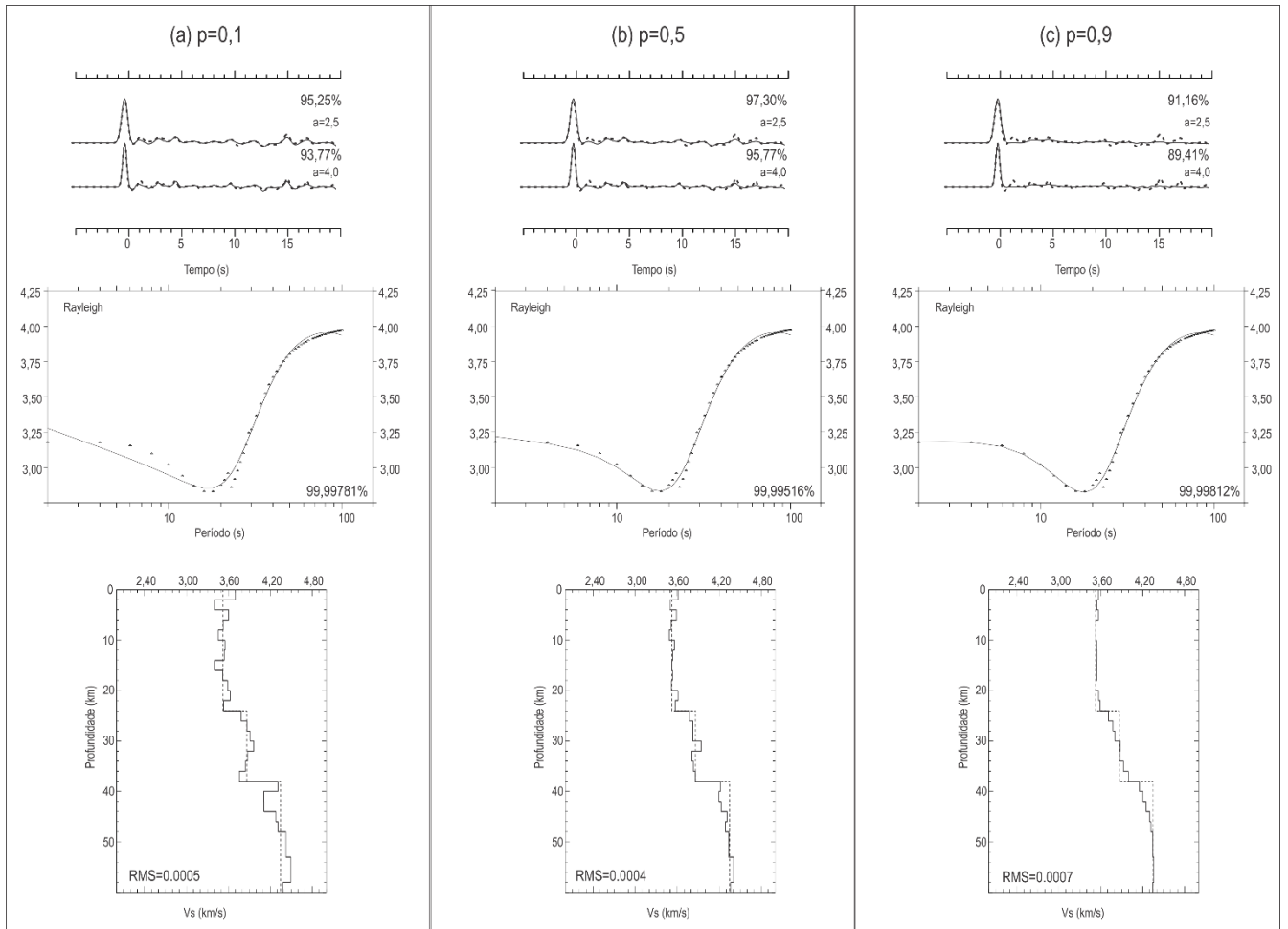


Figura 14- Traços de função do receptor, curvas de dispersão e modelos resultantes das inversões com parâmetros de influência $p=0,1$, $p=0,5$ e $p=0,9$. A linha sólida representa o resultado da inversão e a linha tracejada representa os dados observados.

Os dados de velocidade das ondas P consistiram do modelo de refração sísmica de Soares *et al.* (2018), as informações de densidade da crosta e do manto superior são para mesma região do modelo de refração (Tozer *et al.* (2017). As informações de velocidade da onda S são de modelos 1-D, determinados por Trindade *et al.* (2019, em elaboração) para mesmos ambientes tectônicos, porém a sul da linha de refração sísmica.

O modelo para bacia sedimentar é composto por 4 camadas e o *half-space*. A transição na base da crosta inferior geologicamente não é uma camada, como mostrado na Tabela 2, e sim uma zona de transição, com alta velocidade, próximo ao limite crosta-manto, foi assim considerada para verificar a recuperação do modelo de inversão para esse modelo geológico.

Tabela 2- Modelos de velocidade simplificados utilizados para gerar os dados sintéticos para a bacia sedimentar, cráton e zona de sutura. H é a espessura da camada, Vp e Vs são as velocidades da onda P e S nas respectivas camadas e ρ é densidade.

MODELO BACIA SEDIMENTAR					
Camada		H (km)	Vp(km/s)	Vs (km/s)	$\rho(\text{kg/m}^3)$
1	Camada sedimentar	1,66	3,00	1,90	2,46
2	Crosta superior	20,34	6,30	3,39	2,81
3	Crosta inferior (CI)	16,00	6,80	3,82	2,985
4	Transição na base da CI	7,50	7,30	4,22	3,125
<i>Half-space</i>	-	-	8,30	4,35	3,31
MODELO ZONA DE SUTURA					
1	Crosta superior	22	6,30	3,50	2,87
2	Crosta inferior	21	6,80	3,86	2,985
3	Transição na base da CI	6,00	7,30	4,20	3,125
<i>Half-space</i>	-	-	8,00	4,50	3,31
MODELO CRÁTON					
Camada		H (km)	Vp(km/s)	Vs (km/s)	$\rho(\text{kg/m}^3)$
1	Crosta superior	22	6,30	3,51	2,91
2	Crosta inferior	18	6,80	3,77	2,995
<i>Half-space</i>	-	-	8,00	4,48	3,31

A inversão conjunta para o modelo da bacia foi executada com 60 iterações, vínculo de suavidade ponderada, amortecimento igual a 1. Inicialmente, a inversão foi corrida com o modelo ak135-F, o mesmo utilizado nos testes anteriores (Fig. 14 (a)). A inversão recuperou bem os limites de primeira ordem do modelo verdadeiro, tais como a base das camadas 2 (crosta superior), 3 (crosta inferior) e 4 (transição na base da CI). A camada sedimentar do modelo invertido é ligeiramente mais espessa que a do modelo verdadeiro e os maiores desajustes estão relacionados a velocidade das camadas logo abaixo da camada sedimentar e para o *half-space* (Fig.15). A curva de dispersão não ajustou o primeiro ponto de velocidade e a função do receptor interpretou fases *down* como camadas de baixa velocidade.

Tendo o conhecimento *a priori* que a camada sedimentar na região tem espessura menor que 2km, valor fixado para as camadas do modelo inicial, modificou-se o ak135-F incluindo quatro camadas de 0,5 km sem alterar os valores de velocidade e densidade. O ajuste para a camada sedimentar melhorou, mas a inclusão dessas camadas desajustou ainda mais a base da camada 4. Os ajustes para a função do receptor e curva de dispersão observadas e previstas aumentaram em relação ao teste anterior.

O último teste para o modelo da bacia, consistiu em incluir no modelo ak135-F informações *a priori* de espessura, velocidade para ondas P e S obtidas do método de refração sísmica para a camada sedimentar (Soares *et al.*, 2018). Essas informações contribuíram com uma boa recuperação do modelo de velocidade verdadeiro (Fig. 15 (c)). O ajuste da velocidade S do modelo aumentou e as descontinuidades profundas foram bem recuperadas.

Os testes com outros valores de amortecimento não trouxeram aumento nos ajustes, sendo o 1 o valor mais adequado. O RMS da velocidade estabilizou em 60 iterações o mesmo para os testes com ruídos realísticos.

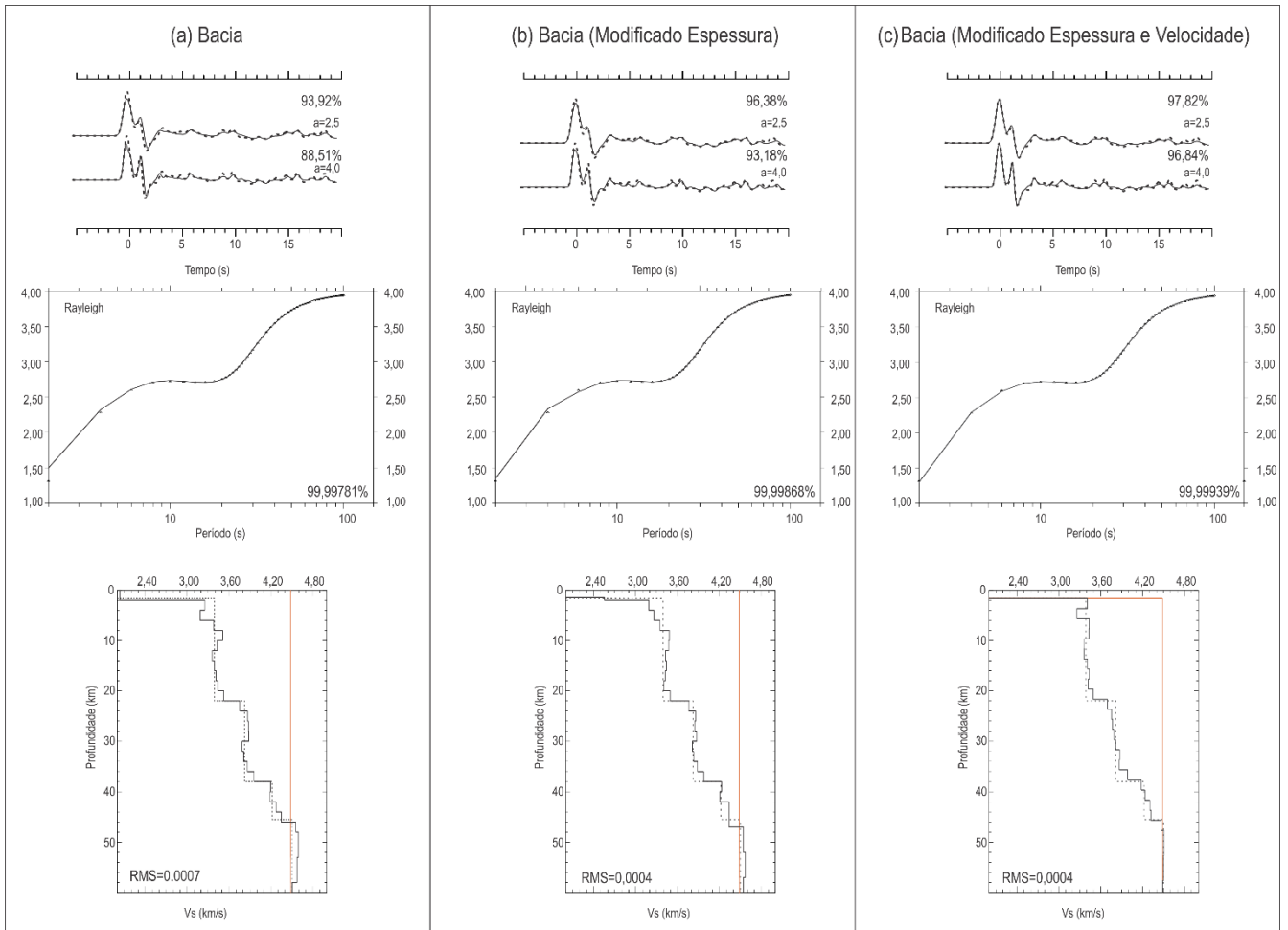


Figura 15- Resultados de inversão conjunta para o modelo de bacia sedimentar. O modelo e dados verdadeiros são representados pela linha tracejada na cor preta. O modelo resultante da inversão é mostrado pela linha sólida na cor preta e o modelo inicial é representado na cor laranja.

A inversão conjunta para os modelos da região de sutura e cráton foi realizada com os mesmos parâmetros da inversão para o modelo da bacia. A inversão para região de sutura mostrou maiores desajustes para as camadas profundas, a velocidade da camada de transição foi pouco recuperada e possui um forte gradiente de velocidade, que pode ter dificultado a recuperação da posição do topo e da base dessa camada (Fig.16 (a)).

Os testes de suavização ponderada e amortecimento foram realizados, mas os parâmetros que melhor ajustaram o modelo estão de acordo com o sugerido pelos testes com ruídos.

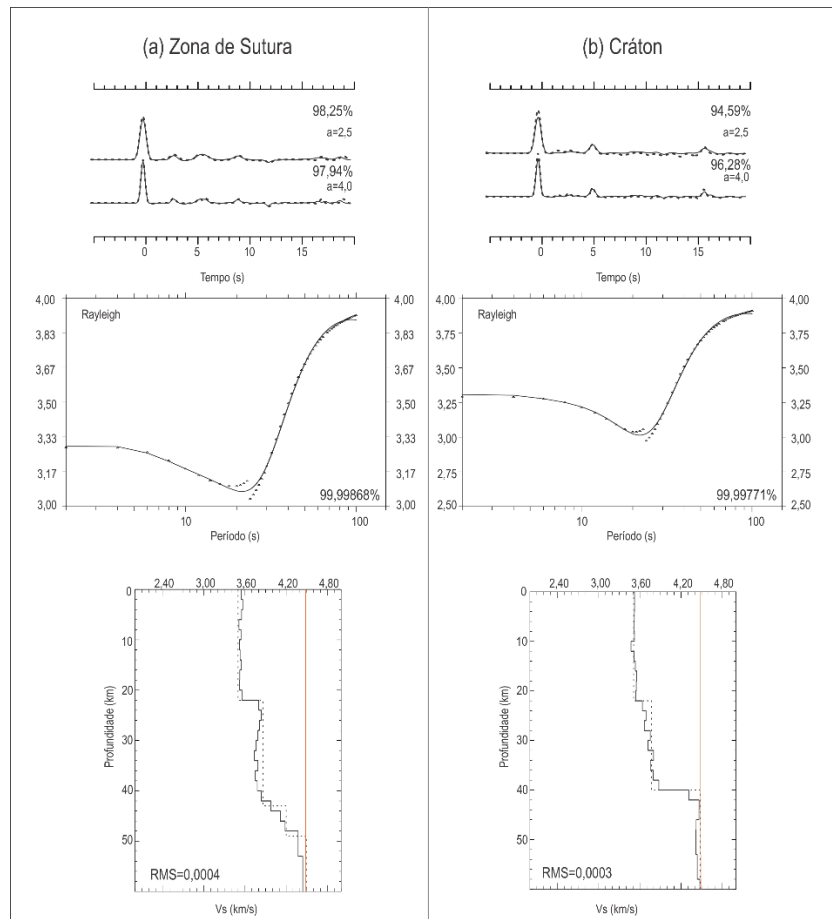


Figura 16- Resultados de inversão conjunta para os modelos da zona de sutura e cráton sem cobertura sedimentar. O modelo e dados verdadeiros são representados pela linha tracejada na cor preta. O modelo resultante da inversão é mostrado pela linha sólida na cor preta e o modelo inicial é representado na cor laranja.

A inversão conjunta para o modelo do cráton apresentou bons ajustes entre os dados observados e preditos. A base da camada 1 mostrou menor variação de velocidade e isso pode estar relacionado com o desajuste de fase da função do receptor em 3s. A velocidade para a segunda camada é menor do que a do modelo verdadeiro e o desajuste pode estar relacionado com a contaminação da curva de dispersão, que não apresentou comportamento contínuo. Os testes com outros parâmetros que controlam a inversão não melhoraram os ajustes (Fig.16 (b)).

5 DISCUSSÕES

5.1 Testes sintéticos

Os experimentos realizados com os dados sintéticos foram primordiais para o entendimento teórico e prático da inversão conjunta linearizada de Herrmann & Ammon (2002) e mostraram que a complementaridade dos métodos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície torna a inversão conjunta uma poderosa ferramenta na investigação da estrutura de velocidade da litosfera. As medidas de dispersão de onda de superfície restringem a velocidade média no modelo e a função do receptor restringe a estrutura de camadas.

Os testes sem e com ruído mostraram que os parâmetros de entrada, tais como modelo inicial, número de iterações, vínculos, fator de influência e informações *a priori* controlam diretamente a evolução da inversão conjunta e devem ser escolhidos de forma que os modelos resultantes da inversão tenham significância geológica, estatística e modelos de acordo com as propriedades do meio.

Como modelo inicial, o modelo de velocidade e densidade global, denominado ak-135F, mostrou-se melhor opção para a inversão conjunta, podendo ser modificado quando se há acesso a informações *a priori*. Os resultados obtidos da inversão, tendo como entrada o modelo ak-135F, apresentaram bons ajustes e não exigiu maior preparação de modelos de entrada, otimizando o tempo de processamento. Os bons ajustes das camadas devem-se ao fato de que o ak-135F é composto por camadas de espessuras fixas de 2 km, podendo assim ter maior detalhamento das estruturas presentes na litosfera, como por exemplo, camadas finas de baixa ou alta velocidade e bacias sedimentares. Os modelos pouco acamadados controlam a inversão de forma que esta ignora estruturas menores do que a espessura das camadas do modelo inicial, como visto na Figura 4(b). Outro fator importante é que informações *a priori* de espessuras e velocidades obtidas de métodos sísmicos e sismológicos podem ser incorporadas ao ak-135F com intuito de melhorar o resultado da inversão (Fig. 15 (c)).

O número de iterações controla a evolução da inversão conjunta, de forma que ocorra bom ajuste entre o modelo observado e o modelo predito. O número de iterações depende do tipo de inversão e do programa utilizado, como por exemplo, a inversão conjunta de dados sintéticos de

função do receptor e dispersão de ondas de superfície de Julià *et al.*(2000), em que o número de 3 iterações foi suficiente para ajustar os modelos observados e preditos. No caso da inversão conjunta desse trabalho, o RMS teve diminuição significativa a partir de 70 iterações para os dados sintéticos sem ruído e 60 iterações para os dados sintéticos com ruído (Fig. 5 e Fig.11). Porém, a estabilização do RMS foi diferente para os dados sintéticos sem ruídos e com ruídos. O recomendável é que para cada banco de dados, experimentos com diferentes valores de iteração devem ser feitos, pois dependendo da complexidade do modelo, este pode se ajustar com maior ou menor número de iterações.

Os vínculos de amortecimento e suavidade são reguladores/estabilizadores da inversão conjunta. Tanto o amortecimento quanto a suavidade controlaram a variação da velocidade da onda S, suavizando o modelo. Para dados sem ruídos, melhores ajustes da velocidade S ocorreram para amortecimento igual a 5. O aumento do amortecimento para 10 atribuiu ao modelo de velocidade um caráter transicional impossibilitando a identificação das principais descontinuidades internas da crosta. Para valores menores que 5, o modelo invertido apresentou camada abruptas que impediram o ajuste da velocidade (Fig.12).

Para os modelos com ruído o melhor valor de amortecimento foi igual 1. Isso ocorre, pois os modelos sem ruídos apresentam fases mais impulsivas na função do receptor e a curva de dispersão não mostrou interferências das descontinuidades mais internas da crosta. A contaminação do modelo com ruído, por sua vez, foi uma tentativa de reproduzir as complexidades do meio

A escolha da inclusão de suavidade ponderada diminuiu consideravelmente a existência de camadas e velocidades equivocadas no modelo (Fig. 7 e Fig.13). Esse é um importante vínculo, pois o peso atribuído a cada camada é uma informação *a priori* que pode ajustar o modelo ou causar o efeito contrário a partir da inserção de interfaces de velocidade que não condizem com o modelo geológico em profundidade. Portanto, o conhecimento prévio da estrutura da litosfera é importante para atribuir valores adequados de peso para cada camada. Nesse estudo, valores maiores de peso foram aplicados para as camadas mais rasas e os valores diminuíram com o aumento da profundidade, considerando que a mudança de velocidade é mais suave.

O fator influência (p) controla a contribuição de cada banco de dados no procedimento de inversão. Esse deve ser escolhido de acordo com a qualidade dos dados, quando ambos bancos de

dados possuem alta razão sinal ruído deve ser $p=0,5$. Os valores de p menores que 0,5 atribuem maior peso a função do receptor e maiores que 0,5 a curva de dispersão. A escolha do fator de influência maior para dado banco de dados causará desajustes no outro, portanto o fator de influência adequado equilibra o ajuste de ambos os bancos de dados. Recomenda-se realizar testes com diferentes parâmetros de influência de forma que o modelo apresente melhores ajustes.

Os testes realizados com ruído realístico mostraram que unir as informações de funções do receptor e curvas de dispersão em um único algoritmo não remove o efeito do ruído. Os ruídos contidos nesses bancos de dados são compatíveis se ambos imagearem o mesmo modelo de litosfera. Por causa da inserção de ruído nem sempre o modelo verdadeiro de velocidade estará dentro do limite de erro dado nos modelos de velocidade resultante. O modelo do teste é relativamente simples e os ajustes foram bons.

5.2 Inversão conjunta para modelos sintéticos mais complexos

Os testes da inversão conjunta em modelos mais complexos não só validaram os parâmetros que controlam a inversão como também trouxeram valiosas informações do comportamento do método para diferentes estruturas.

É notório que as funções do receptor e as curvas de dispersão são características de cada ambiente tectônico (Fig. 15 e Fig.16). Para a bacia, as funções do receptor de baixa e alta frequências apresentaram fase *up* logo após a fase P (em zero segundo). As camadas de baixa velocidade se comportam como artefatos no procedimento de inversão e são impressas com camada de baixa velocidade inexistentes no modelo verdadeiro.

Os desajustes para baixos períodos (0 -10 s), na curva de dispersão, afetam as camadas mais rasas e para os períodos longos afetam a base da crosta inferior e velocidade do manto.

A camada de transição da na base da crosta inferior é invertida com um forte gradiente de velocidade, característico pelo aumento brusco da velocidade em uma camada relativamente espessa.

5. CONCLUSÕES

A combinação da função do receptor e dispersão de ondas de superfície mostrou-se poderosa ferramenta para determinação da estrutura de velocidade da onda S da litosfera. A análise dos resultados sintéticos sem e com ruídos realísticos permitiram compreender os principais parâmetros e fatores que afetam a inversão conjunta linearizada de Herrmann e Ammon (2002).

Os resultados indicam que a função do receptor controla a estrutura de camadas do meio enquanto as medidas de dispersão restringem a velocidade média do modelo. A contribuição de cada banco de dados na inversão é controlada pelo fator de influência, o qual deve ser escolhido de acordo com a qualidade dos dados.

O modelo de velocidade S obtidos pode ser melhorado com a entrada de informação geológica *a priori*, principalmente para modelos de estrutura geológica complexas, como bacia sedimentar e zona de sutura.

Os modelos de velocidade S da bacia e zona de sutura trouxeram informações sobre as características dos dados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície em cada ambiente. Esses modelos ajudarão a identificar o tipo de ambiente tectônico em dados reais e a influência de cada dado no modelo de velocidade invertido.

O fato de considerar informações da camada sedimentar da bacia ocasionou melhores ajustes quanto a espessura e velocidade da camada. Isso mostra que a combinação da inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície com outras metodologias para estudo da estrutura da litosfera é eficaz, trazendo modelos cada vez mais robustos.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório de Estudos da Litosfera pelo fornecimento do banco de dados da RSET. Ao Programa de Análise da Bacia Intracratônica do Parnaíba pelo financiamento do levantamento de dados desse trabalho e bolsa de estudos concedida. À Capes pela bolsa de doutorado.

7.REFERÊNCIAS

- Ammon C.J., Randall G.E., Zandt G.1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, *Journal Geophysical Research*, 95, 15303-15318.
- An M. 2004. Estrutura Crustal da Bacia do Paraná com Inversão de Ondas de Superfície e Funções do Receptor. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 129 pp.
- Badal, J. Corchete, V., Payo, G. Pujades, L and Canas, J.A. 1996. Imaging of shear-wave velocity structure beneath Iberia, *Geophysics Journal International.*, 124, 591-611.
- Coelho D.L.O., Julià, J., Tribaldos, V.R., White, N., 2018. Deep crustal architecture of the Parnaíba basin of NE Brazil from receiver function analysis: implications for basin subsidence, 472.
- Du Z.J & Foulger G.R. 1999. The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves, *Geophysical Journal International*, 139, 419-432.
- Dziewonski, A; Bloch, S; Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, The Seismological Society of America, v. 59, n. 1, p. 427-444.
- Herrin, E., and Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulltin of the Seismological Society of America*, 67:1259-1275.
- Herrmann, R. B. (1978). *Computer Programs in Earthquake Seismology, Volume 1: General Programs*, R. B. Herrmann (Editor), Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, November 1978 (NTIS PB\ 292\ 462).
- Herrmann R.B., Ammon C.J. 2002. *Computer Programs in Seismology - An overview of synthetic seismogram computation*. St. Louis University, St. Louis, MO.
- Julià J., Assumpção M., Rocha M.P. 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, 113: B08318.

- Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M. 2000, Joint inversion of receive functions and surface-wave dispersion observations. *Geophysics Journal International*, **143**: 99-112.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, Wiley Online Library, **122**, n. 1, p. 108–124.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H. 1982. Inversion of complex body waves, *Bulletin of Seismological Society American*. **72**:491-506.
- 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.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. (1974) *Solving Least Squares Problems*. Prentice-Hall, New York.
- Lay, T., Wallace, T. C., 1995. *Modern global seismology*. [S.l.]: Academic press, 1995. v. 58.
- Ligorria J. P., & Ammon C. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of Seismology Society American*. **89**:1395–1400.
- Luz, R.M., Juliá J, Nascimento, A.F.2015. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. **120**: 3848-3869.
- Mangino S.G., Zandt G., Ammon C.J.1993. The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bulletin of Seismological Society of America*, **83**,542-560.
- McEvelly, T.V., 1964. Central U.S. crust-upper mantle structure from love and Rayleigh wave phase velocity inversion, *Bulletin Seismology Society American*, **54**: 1997-2015.
- 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.

- Montagner J. P; Kennett, B.L.N. 1995. How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, 125, 229–248.
- Nascimento, R. M. 2010. Análise da dispersão de ondas de superfície na Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Owens T. J., Zandt G. and 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.
- Ozalaybey S., Savage M.K., Sheehan A.F., Louse J.N., Brune J.N. 1997. Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver function and surface waves, *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, 183-189.
- Soares, J.E.P., Stephenson, R., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R., 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection-refraction data. *Geological Society, London, Special Publications*, 472, doi: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>.
- Sosa A., Thompson L., Velasco A. A., Romero R., Herrmann R. B. 2014. 3-D structure of the Rio Grande Rift from 1-D constrained joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 127-137.
- Tozer B., Watts A.B., Daly M.C. 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. DOI: 10.1002/2017JB014348.
- Trindade C.R., Soares J.E.P., Fuck R.A., Palmmer B.A. 2019. Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brazil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data. In elaboration.
- Ward K.M., Zandt G., Beck S., Christensen, H. M. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 43-53.

Xu Z. J., Song X., Zhu L. 2013. Crustal and uppermost mantle S velocity structure under Hi-CLIMB seismic array in central Tibetan Plateau from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data. *Tectonophysics*, 584, 209-220.

CAPÍTULO 3

ARTIGO 2

Artigo submetido ao Journal of South American Earth Sciences em novembro de 2018

CRUSTAL THICKNESS BENEATH THE SOUTHWEST PARNAÍBA BASIN AND NORTH TOCANTINS PROVINCE FROM RECEIVER FUNCTION DATA

Cíntia Rocha da Trindade^{a,b}, José Eduardo P. Soares^a, Reinhardt A. Fuck^a, Brunna Azevedo Palmer^a

^aInstitute of Geosciences, University of Brasília

Av. L3 Norte, University Campus Darcy Ribeiro ICC, Central Wing, Brasília /DF, Brazil
CEP 70910-900

^bInstitute of Engineering and Geosciences, Federal University of Western Pará

Rua Veraz Paz, s/n – Salé, Santarém/PA, Brazil

CEP 68035-110

E-mail: cintiarochat@gmail.com; soares@unb.br; reinhardt@unb.br;
brunna.palmer@gmail.com

ABSTRACT

New determinations of the crustal thickness and V_p/V_s ratio obtained through receiver function and joint inversion of receiver function and surface wave dispersion were used to characterize the continental crust of the southwest Parnaíba Basin and northern Tocantins Province. The crustal thickness of the study area varies between 36.7 and 44 km, with each tectonic domain displaying its characteristic value. Crust below the Parnaíba Basin is 41 km thick, with $V_p/V_s = 1.71$, in contrast to the crust of the Northern Brasília Belt external zone, which has a thickness of 39.5 km and V_p/V_s of 1.70. The contact between these two domains is abrupt. The metasedimentary rocks-dominated southern part of the Brasília Belt external zone presents crust thickness of 42–44 km and $V_p/V_s = 1.70$. The crust of the Goiás Magmatic Arc varies between 35 km in the south and 42 km in the north, with average V_p/V_s of 1.72. The Araguaia Belt has an average crustal thickness of 38 km and V_p/V_s of 1.78. On the eastern border of the Araguaia Belt the crust is thicker, reaching 44 km, which is characteristic of the suture zone (collision front) between the Amazonian paleo-plate and the Goiás Magmatic Arc terrains to the east. It is important to highlight the felsic character of the crust along the suture zone. Considering that the Araguaia Belt presents V_p/V_s of 1.78, it is believed that the crust of the suture zone, in addition to being duplicated, has lost a possible mafic portion, which used to form its base. In general, changes in crustal thickness do not reflect the variation of the observed gravimetric response, suggesting that the regional isostatic equilibrium was reached by variations in the physical properties of the different blocks' lithospheric mantle, with a reduced crustal contribution. Regional isostatic adjustments, which occurred in the Phanerozoic, led to the formation of the Parnaíba Basin and to local isostatic readjustment via basement block uplift, erosion, and the exposure of large basement portions. The sedimentary layer of the basin is thin in the SW portion. The Tocantins Province presents a NS geological trend through the Araguaia Belt and a NE trend in the Brasília Belt. There are no large crustal thickness variations along the Transbrasiliiano Lineament, which suggests that it does not affect the crust in the study area.

Keywords: crustal structure, receiver function, central Brazil, Tocantins Province, Parnaíba Basin.

1 Introduction

The northern part of the Tocantins Province and the basement underlying the southwestern part of the Parnaíba Basin are located in the center of Brazil and represent an extensive Neoproterozoic orogen resulting from the approach and subsequent collision of the Amazonian and São Francisco cratons, involving the Parnaíba block, which is currently covered by Phanerozoic sedimentary rocks that fill the Parnaíba basin (Brito Neves *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2008, 2014).

The study area (Fig. 1) comprises the transition between the two provinces and is a region where the crustal structure is poorly known. Rosa *et al.* (2012) published the receiver function result for the Lajeado region (~41 km, V_p/V_s of 1.71) and Trindade *et al.* (2014) presented a first approximation for the Moho depth of central Brazil using part of the database used in this work.

To the north and south of the study area, deep seismic refraction and reflection data (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006, 2018; Daly *et al.*, 2014) and seismology data (Assumpção *et al.*, 2004; Azevedo *et al.*, 2015; Coelho *et al.*, 2018) imaged part of the Tocantins Province lithosphere and the central portion of the Parnaíba Basin lithosphere. This work partially complements the existing information between these regions and characterizes the crust at the transition between the provinces.

In this study, teleseismic events were recorded by fourteen broadband and one short period seismographic stations, distributed in the northern part of the Tocantins Province and in the southwest of the Parnaíba Basin. The receiver function (RF) technique was applied to the data to determine the average thickness and V_p/V_s ratio of the crust under the stations and the results were interpreted together with gravimetric data. In addition to the crustal characterization of the different geological domains, the results provided important evidence regarding the regional isostatic equilibrium.

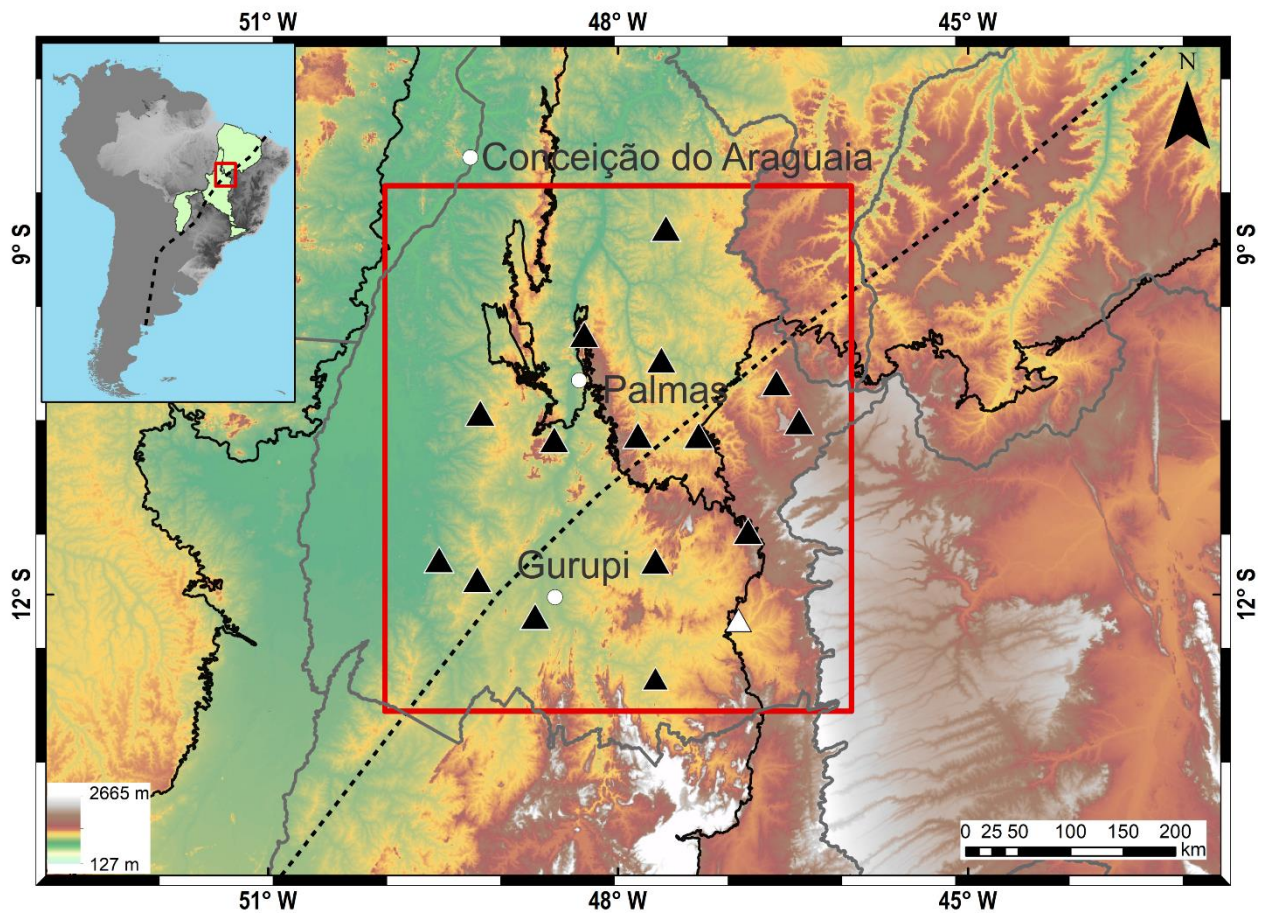


Figure 1- Physiographic map showing the study area and the distribution of the RSET seismographic stations. The red square shows the boundaries of the study area, the black triangles represent the triaxial-broadband seismographic stations and the white triangle represents the short period triaxial seismographic station. TBL is the Transbrasiliano Lineament. The black line represents the tectonic boundaries and the gray one represents the states.

2 GEOTECTONIC CONTEXT

The Tocantins Province in central Brazil underlies parts of the states of Tocantins, Goiás, Pará, Minas Gerais and Mato Grosso do Sul. It comprises a southern branch divided in the SW-NE-trending Paraguay Belt and the SE-NW-trending Brasília Belt and a northern branch with a dominant NE-SW direction (Fig. 1, inset).

The northern portion of the Tocantins Province was erected between the São Francisco and Amazonian cratons and due to the approach and collision of these cratons between the end of the Neoproterozoic and the beginning of the Paleozoic. First, the oceanic portion of the São Francisco

(paleo-) plate subducted under the oceanic Amazonian paleo-plate to the west, giving rise to the Goiás Magmatic Arc. The subduction ceased with the approach of the continental São Francisco plate, which, when colliding with the island arc system of the Goiás Magmatic Arc, closed the Goiás paleo-ocean and resulted in the Northern Brasília Belt. With the collision, the subduction reversed direction, consuming the oceanic part of the Amazonian paleo-plate, closing the back-arc basin between the arc and the Amazonian paleo-plate, and pushing the supracrustals of the Araguaia Belt over the eastern border of the Amazonian Craton (Brito Neves *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 2000; Alvarenga *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2005; Soares *et al.*, 2006). During this process, the smaller land masses, represented by the Goiás Massif (with Archaean - 2.8 – 2.6 Ga and Paleoproterozoic - 2.19 – 2.07 Ga basement), Goiás Magmatic Arc (900 – 540 Ma), Rio dos Mangues-Porto Nacional complexes (2.2 Ga) and other land masses hidden under the sedimentary and volcanic deposits of the basin, were amalgamated (Fuck *et al.*, 2005; Valeriano *et al.*, 2008; Cordeiro *et al.*, 2014) (Fig. 2).

In the map of Fig. 2a, the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes are part of and are considered to comprise the basement of the Araguaia Belt. The Goiás Magmatic Arc, the Goiás Massif and the Cavalcante-Natividade Block belong to the Brasília Belt and the Bambuí Group covers the São Francisco Craton.

The N-S-trending Araguaia Belt was pushed over the eastern border of the Amazonian Craton during the orogeny, and later covered by the sedimentary deposits of the Parnaíba Basin. In the central portion, basement granulites of the Porto Nacional Complex and gneisses and associated rocks of the Rio do Mangues Complex are exposed, limited by the Goiás Magmatic Arc to the south. The belt itself is comprised of psamitic and pelitic metasedimentary rocks, with lesser contribution of carbonate rocks. Metamorphism and deformation decrease towards the west, in the direction of the Amazonian Craton (Alvarenga *et al.*, 2000). The Araguaia Belt also contains mafic and ultramafic rocks, interpreted as ophiolites. Detrital zircon grains, varying in age from the Archaean to the Neoproterozoic (Moura *et al.*, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011), suggest that different sediment sources contributed to its formation. The most likely source areas are the Amazonian Craton and the Goiás Magmatic Arc; however, the São Francisco Craton and the Goiás Massif are also possible sources of the belt rocks. The basement consists of Archaean (2.85 Ga) and Paleoproterozoic domains (1.85 Ga, Paixão *et al.*, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011; Dias *et al.*, 2017).

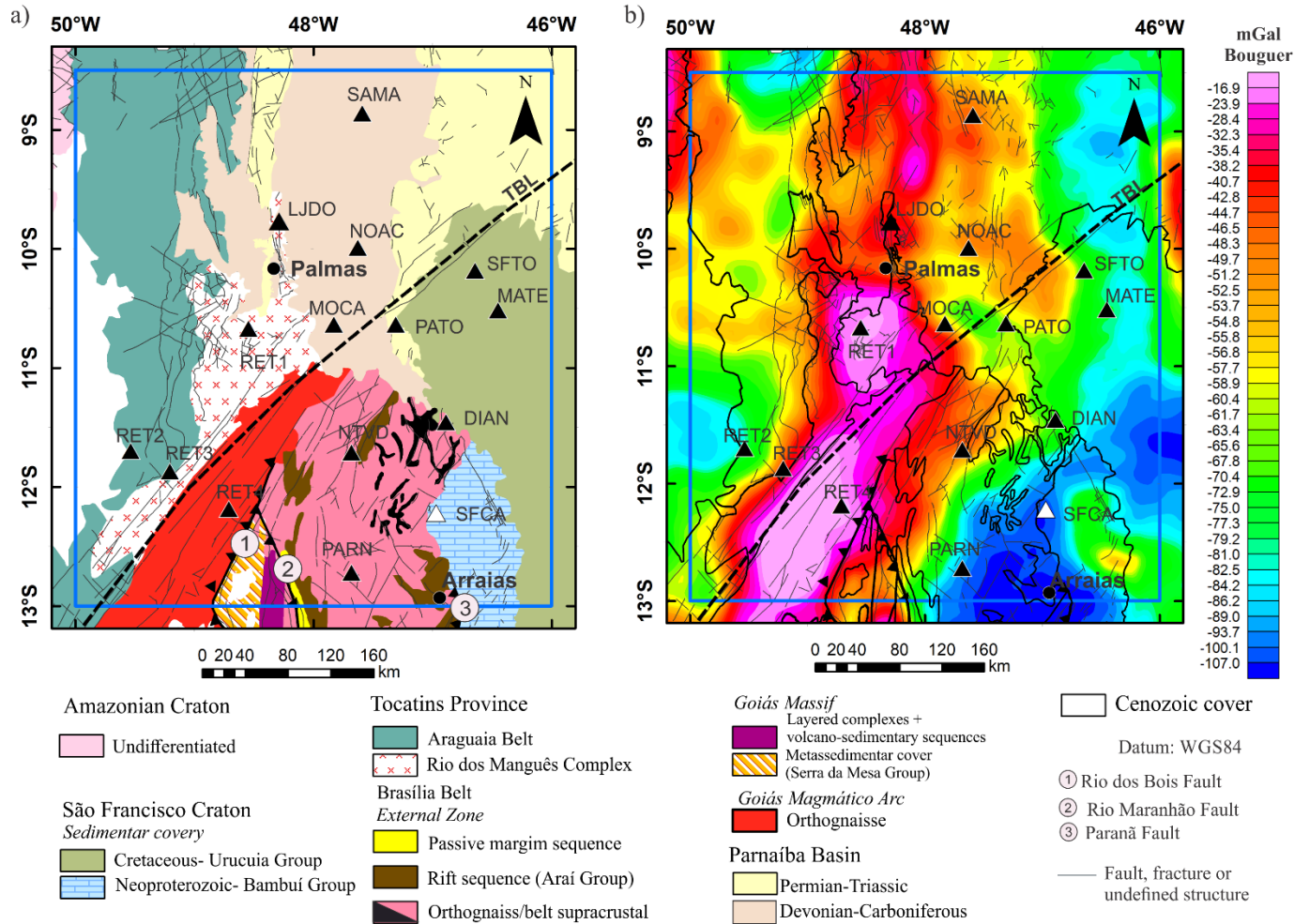


Figure 2- Geological and gravimetric Bouguer anomaly maps of the study area, showing the seismographic stations in black triangles and the Transbrasiliano Lineament as a dotted line (TBL). a) The central portion of the area is the northern part of the Tocantins Province, the Amazonian Craton to the west, the Parnaíba Basin to the north and the São Francisco Craton to the east (Modified from Fuck *et al.*, 1992; Source: CPRM 1 millionth.), (b) Gravimetric Bouguer anomaly map, obtained from the 2012 World Gravity Model (WGM).

The Rio dos Mangues and Porto Nacional basement complexes (Arcanjo and Moura, 2000), are situated between the Araguaia Belt supracrustals, the Goiás Magmatic Arc and the Parnaíba Basin. The former comprises granodiorite, tonalite and calc-silicate gneisses, with subordinate amphibolites and ages around 2.1–2.14 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013; Frasca, 2015). The latter is mainly formed of high-grade rocks, including mafic and felsic granulites dated at ~2.1-2.2 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000).

The Northern Brasília Belt occupies the central-east portion of the study area, exposed at the western border of the São Francisco Craton. The Goiás Massif and the Goiás Magmatic Arc form the western part of the Brasília Belt, according to the map in Fig. 2. The external zone is formed of units of supracrustal rocks, pushed over the western border of the São Francisco Craton, with metamorphism and deformation decreasing towards the craton. The study focuses on the Bambuí Trough and the Cavalcante-Natividade Block (Fuck *et al.*, 2014; 2017), which exposes the Paleoproterozoic basement and occurrences of the Late Paleoproterozoic metasedimentary and metavolcanic rocks of the Araí Group. The Bambuí Trough is delimited by the Paranã fault to the west, which separates the passive margin sequence from the Brasília belt to the sediments of the Bambuí Group (Fuck *et al.*, 2005).

To the west, the Rio Maranhão fault system (interpreted as a lithospheric discontinuity by Soares *et al.*, 2006), separates the external zone of the Northern Brasília Belt from the Goiás Massif. In the study area, the massif is characterized by Paleoproterozoic basement covered by the metasedimentary rocks of the Serra da Mesa Group. The Cana Brava mafic-ultramafic layered complex constitutes its eastern boundary. The Cana Brava Complex forms part of a regional trend of layered complexes, including also the Niquelândia and Barro Alto complexes, which form the eastern boundary of the Goiás Massif and were apparently pushed eastwards during the Neoproterozoic amalgamation.

To the west of the massif, and separated by the Rio dos Bois fault, are the juvenile terrains of the Goiás Magmatic Arc, consisting of orthogneisses and volcanic-sedimentary sequences. The former comprise rocks of gabbroic to granite composition, with a significant proportion of metamorphosed tonalites, diorites and granodiorites. The latter form narrow elongated belts of amphibolite, chlorite-amphibole schist and micaschist. These terrains together are interpreted as

island arc and continental arc rock associations that underwent erosion, underlying two main areas of Neoproterozoic crust called Arenópolis and Mara Rosa arcs (Pimentel *et al.*, 2000). The Goiás Magmatic Arc and Goiás Massif terrains are largely underlain by a regional high gravimetric anomaly known as the gravimetric high of central Brazil.

The boundary of the Goiás Magmatic Arc with the Amazonian Craton is well mapped between latitudes 13° and 14°S, where the joint interpretation of deep seismic-refraction and receiver function data defined an abrupt step of approximately 13 km at the Mohorovicic discontinuity (Moho). The crust increases from 40 km (in the west) under the craton, to 50 km at the contact, before abruptly reducing to 38 km under the arc, marking the collisional front of the Amazonian paleo-plate with the Goiás Magmatic Arc. The thickest point is interpreted to be due to possible crustal duplication, as result of the collision. At the surface, amongst other evidence of a suture zone, stands the Serra Azul, a segment of the Amazonian cratonic crust (2.9 Ga), which was obducted and embedded in the Neoproterozoic arc terrains (630–540 Ma) of the Goiás Magmatic Arc (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011; Trindade *et al.*, 2014).

The P and S-wave seismic refraction models of Soares *et al.* (2006) and Ventura *et al.* (2011) show that the São Francisco Craton presents a 40 – 44 km thick crust, with a low Vp/Vs ratio, and that the metasedimentary units of the Brasília Belt are thrust over the craton basement. The craton and the external zone of the Brasília Belt are marked by the same low Bouguer anomaly (Fig. 2b). This gravimetric low underlies the craton and marginal fold belt, and is interpreted as an expression of a deep and (Fe- and Mg) ultra-depleted cratonic root (Assumpção *et al.*, 2002; Soares *et al.*, 2006). Gravimetric modeling, performed along the seismic refraction transect (south of the study area), shows that the density of the lithospheric mantle under the São Francisco Craton is lower than the density of the mantle underlying the Amazonian Craton and the Goiás Magmatic Arc terrain (Koosah *et al.*, 2007; Ventura *et al.*, 2011).

The Parnaíba Basin is a large, almost round intraplate depression, located in north-northeast Brazil. It occupies an area of about 660,000 km², with a depth of up to 3,500 m in the depocenter (Brito Neves *et al.*, 1984; Daly *et al.*, 2014).

The basin is divided into three main depositional sites, known as the Parnaíba (Silurian-Carboniferous), Alpercarcatas (Permian-Jurassic) and Grajaú (Cretaceous-Cenozoic) sub-basins

(Góes and Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007), representing basin depocenter changes over time. The depocenter shifted to the central region during the Permian, and then to the NW, during the Cretaceous (Vaz *et al.*, 2007). Despite the significant changes in the dynamics of the basin, there is no evidence of the deposition being controlled by rift systems. There are rifts under the sedimentary layers, such as the significantly large Jaibaras and Riachão rifts that exert local influence and are of economic interest but are far from the basin depocenters. The Jaibaras rift forms the western side of and is controlled by the Transbrasiliano Lineament. It is identified under the basin deposits and outcrops to the north outside the basin, following the lineament (Oliveira and Mohriak, 2003; Castro *et al.*, 2014, 2016; Pedrosa *et al.*, 2017).

Recent work (Daly *et al.*, 2014; Tozer *et al.*, 2017; Soares *et al.*, 2018; Coelho *et al.*, 2018) shows that the crust under the Parnaíba Basin is thicker (> 40 km) than under the adjacent domains, presenting no signs of stretching or rifting of the upper crust. The conclusion is that the Parnaíba Basin basement does not present characteristics of rift basin crust and that the possible negative thrust possibly due to mantle-derived intrusions in depth flexed the crust downwards. The underplating defined by Soares *et al.* (2018) under the Grajaú sub-basin is strong evidence of this contribution.

The basement of the basin is comprised by the Parnaíba Block in the center, the São Luís Craton-Gurupi Belt, to the north, the Amazonian Craton–Araguaia Belt to the west, the Brasília Belt to the south and the Borborema Province and São Francisco Craton to the east. The contact with the São Francisco Craton is covered by the Cretaceous deposits of the Urucua Group, while the contact with the Natividade – Cavalcante block is of erosive nature (Fuck *et al.*, 2014).

The area is cut by the Transbrasiliano Lineament (Schobbenhaus *et al.*, 1975), a NE-SW shear zone of continental dimensions, which extends about 2,700 km across the Brazilian territory. It is one of the main tectonic structures of the South American Plate and interpreted as the suture that unites the Amazonian (Pre-Brasiliano) and extra-Amazonian (Brasiliano) domains (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves & Fuck, 2013). The lineament is evident in magnetometric geophysical surveys and in remote sensor products, mainly digital elevation models (Chamani, 2011).

3 DATA AND METHODS

The dataset used is comprised of teleseismic records of the Seismic Network for Tectonic Studies (RSET, for its acronym in Portuguese) in central Brazil (Fig. 1). RSET was established in the late 2000s and is managed by the Laboratory of Lithosphere Studies of the University of Brasília. It is a network of temporary stations, comprised of broadband seismographic stations that occupy a combined total of 15 points in the north of the Tocantins Province and southeast of the Parnaíba Basin. During this period, the seismographic network was made of ten Geotech stations with a SMART-24D recorder and a KS-2000M seismometer belonging to LabLitos, four Reftek stations with DAS-130 recorder and a model Streckeisen STS-2 seismometer, and a short period station with a Reftek DAS- 130 recorder and Sercel L4A-3C seismometer, belonging to PEG-BR (Pool of Brazilian Geophysical Equipment).

The period of data acquisition was from July 2008 to May 2016, with each station only operational for a specific sub-period. During this period, 381 teleseismic events with magnitude $M_b \geq 5.0$ and an epicentral distance between 30° and 90° were selected (Figure 3). The source parameters (location, time of origin and depth) were obtained from the US Geological Survey catalog (<http://neic.usgs.gov>).

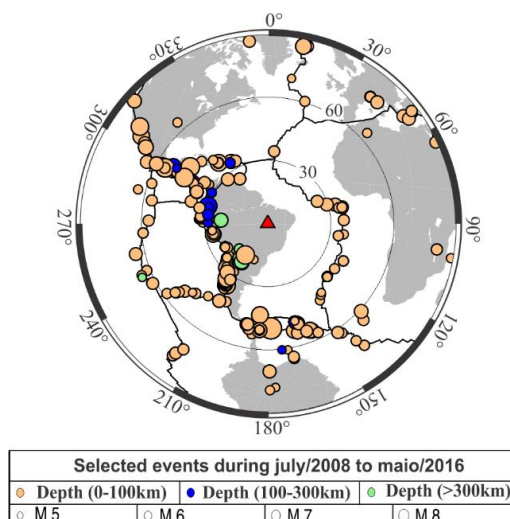


Figure 3- Epicentral location of the events used to generate the receiver function, which occurred between July 2008 and January 2014. The locations of the epicenters are indicated by circles that vary in size according to magnitude, and vary in color according to depth.

3.1 Receiver Function (RF)

The RF technique is based on the conversion of the P-wave into a vertical S-wave (S_v) at the Mohorovicic (Moho) discontinuity. When a plane P-wave front of a teleseismic event hits on a discontinuity below a seismographic station, with an angle close to vertical, part of its energy is converted into a direct S_v wave and another part converted into multiple S-reflections. The RF is a time-series record obtained by the deconvolution of the vertical component from the horizontal and transverse horizontal components, in which the time and the amplitude of the phases in the RF seismogram are the consequence of the Earth's internal structure (Langston, 1977, 1979; Owens *et al.*, 1984).

The events were cut in time windows of 150 s (60 s before and 90 s after the arrival of the P-wave) and band-pass filtered (0.02 – 3 Hz). The RFs were computed using the frequency domain deconvolution technique (Ammon, 1997) with 4 to the factor 'a' of the Gaussian filter. The RFs were visually inspected and those with a low signal-to-noise ratio were removed. RFs in the radial and tangential components were generated, however, only the radial ones are presented. The tangential components of the receiver function are usually at the noise level and do not have a coherent signal. As an example Fig. 4a – b shows the radial and tangential components of the receiver function for the MOCA station (Monte do Carmo). The data were plotted as the function of the square radius parameter and the P_s -phase from Moho, and the multiple phases are indicated by dashed lines in the radial components. The tangential components do not show coherence.

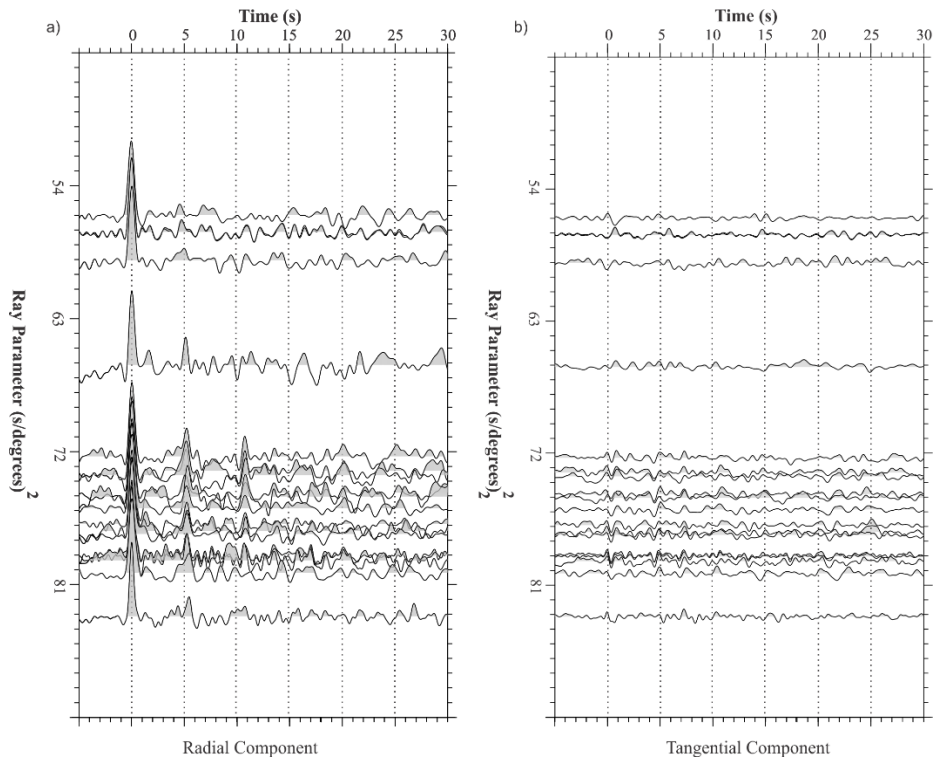


Figure 4- Receiver function in the frequency domain for the MOCA station. a) Radial component of the receiver function. b) Transverse component of the receiver function. P indicates the arrival of the P-phase, Ps represents the conversion of the P-phase into an S-wave at the Moho, PpPms is the first multiple phase, PpSms + PsPms indicate the likely position of the second multiple.

3.2 Calculation of crust thickness

The estimate average thickness and V_p/V_s ratio of the crust were obtained by the Hk-stacking (Hk) method (Zhu and Kanamori, 2000) for stations with a good signal-to-noise ratio (SNR) database, and from the arrival time readings of the Ps-phases for stations with a restricted database and low signal-to-noise ratio.

Hk-stacking is a program that performs grid inspection in the receiver function database and provides an estimate of the crust average thickness as a function of the V_p/V_s ratio. The method is based on the arrival time equations of the Ps-wave, as well as multiple other phases (Zandt *et al.*, 1995), requiring, as *a priori* information, the average speed of the P-wave in the crust and the weight assignment ($w_{(i)}$) of the Ps, PpPms and PpSms + PsPms phases, with the sum of the weights equal to 1 ($\sum_{i=1}^3 w_i = 1$). Fig. 5 shows the result of the Hk program for the LJDO station. The weights assigned to the S-phases were 0.7, 0.2 and 0.1 and the P-wave velocity was 6.2 km/s. The

red ellipse represents the standard deviation of the uncertainty obtained by the “*bootstrap*” method (Efron & Tibshirani, 1991), in which 200 iterations were considered. The crustal thickness and the Vp/Vs ratio for the Lajeado station were 41.0 ± 0.8 km and 1.73 ± 0.04 , respectively, in accordance with the result obtained by Rosa *et al.* (2012). The main advantages of the Hk program are the large number of waveforms that can be processed, the stacking of receiver functions of different epicentral distances and azimuths, the non-marking phase and the uncertainty estimation.

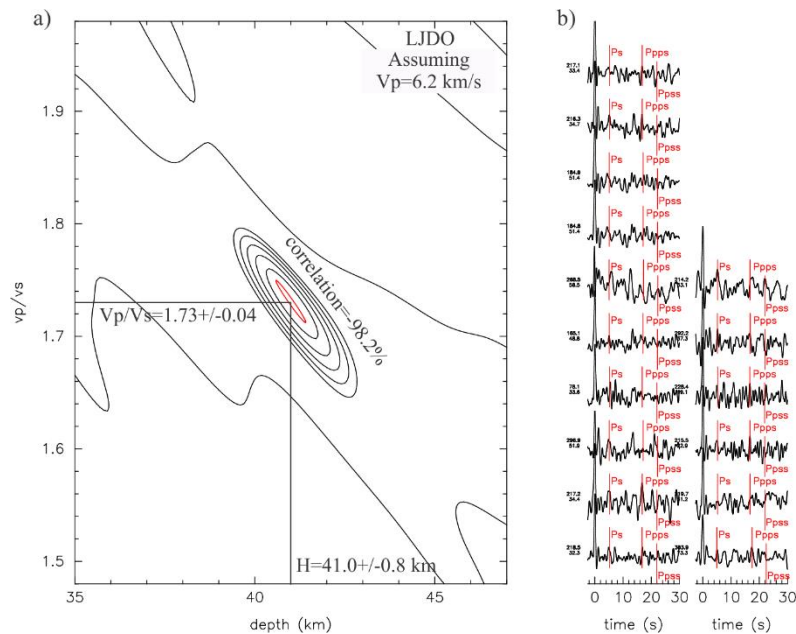


Figure 5- Crustal thickness and Vp/Vs ratio results for the LJDO station. a) Hk-stacking diagram, calculated with weights $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$ and $w_3 = 0.1$. b) Radial RF traces showing the different arrival times of the converted Ps, PpPms and PpSms + PsPms phases (in red).

The stations with a reduced database (DIAN, PARN, NOAC) and those installed on the soft sediments of the Cretaceous Urucuia Group (SFTO, MATE, PATO), had their thicknesses determined from the Ps-phase. The thicknesses were obtained considering maximum and minimum values of the Vp/Vs ratio, inferred from the results of nearby seismographic stations located in the same geological domain. For the DIAN and PARN stations, crustal thicknesses were calculated with Vp/Vs ratios of 1.71 and 1.73; for the NOAC, SFTO, MATE and PATO stations, Vp/Vs ratios of 1.71 and 1.75 were used, and for the RET2 station, the values were 1.73 and 1.79.

The RET3 station is located on the limit of the Araguaia Belt with the Rio dos Mangues - Porto Nacional complexes, over the western limit of the Bouguer gravimetric high of central Brazil (Fig. 2). This station presents azimuthal dependence (Trindade *et al.*, 2014) and the RFs were

divided into groups, with epicenters to SE-SW and NW of the station. The SE-SW events presented a Ps-phase close to 5.0 s and the NW events a Ps-phase greater than 5.0 s. Since the obtained results were not conclusive the joint inversion of the receiver function and Rayleigh surface wave dispersion were applied to better constrain the results.

For the inversion process, the receiver function was generated by iterative deconvolution in the time domain (Ligorria and Ammon, 1999), with 500 iterations and a Gaussian Filter factor of 2.5 and 4.0. The selected RFs present waveform adjustment greater than 75% and were stacked according to the timing of the Ps-phase, azimuth and radius parameter. For azimuths from 30° to 240° (Ps less than 5.0 s), 27 waveforms were stacked, and for the azimuth range of 270° to 330° (Ps greater than 5.0 s), 20 waveforms were stacked. The Rayleigh wave dispersion curve calculation was performed for the 8 teleseismic events listed in Table 1. Group velocities were determined by the multi-filtering technique (Herrmann, 1973) and these velocities were used to isolate the fundamental mode using the phase-matched filter. Once the dispersion curve was generated for each event, a mean dispersion curve per station was produced. The mean dispersion curve and the stacked receiver function were inverted by applying Herrmann's linearized inversion (Herrmann, 2013).

Table 1: Teleseismic events used to generate the group velocity dispersion curve.

Event	Year	Julday	Lat. (°)	Long. (°)	Depth (km)	mb	Dist. (°)
1	2011	10	-35.59	-73.06	24	5.9	31.9
2	2011	42	-37.2	-73.2	15	5.9	33.16
3	2011	170	-5.96	-80.98	10	5.5	31.6
4	2011	197	-33.82	-71.83	20	6	30.1
5	2012	42	-37.46	-73.88	20	5.6	33.73
6	2012	85	-35.2	-72.22	40	7.1	31.22
7	2012	108	32.62	-71.36	29	6.7	28.9
8	2012	159	-36.07	-70.57	8	6	30.85

4 RECEIVER FUNCTION RESULTS

Fourteen thickness and Vp/Vs ratio results were obtained from the RF processing, along with two results from the RET3 station derived from the joint RF inversion and surface wave dispersion. The results are presented by seismographic station, considering the domains of the

Parnaíba Basin, the Cavalcante-Natividade Block, the Goiás Magmatic Arc, the Rio dos Mangues-Porto Nacional complexes and the Araguaia Belt.

4.1 Parnaíba Basin

The Parnaíba Basin was sampled by the LJDO, MOCA, SAMA, NOAC, PATO, SFTO and MATE stations that occupy the central-southern portion of the basin. The results are presented in Figure 6.

The LJDO station is installed on the transition between the Parnaíba Basin and the Rio dos Mangues-Porto Nacional complexes (Fig. 2a) domain. The RF seismogram is marked by a relatively clear Ps-phase, with an arrival time of around 5.0 s, and by the PpPms multiple, well-defined around 17 s. The multiple phases of the LJDO station are quite clear, suggesting that the Moho could be an abrupt, first-order discontinuity. There is no phase indicating the basin-basement depth. The Hk method determined values of 41.0 ± 0.8 km and 1.73 ± 0.04 for the crustal thickness and Vp/Vs ratio, respectively, with a negative correlation of 98.2% (Fig. 6).

The MOCA station possesses good quality records, although the azimuthal coverage is restricted to the SW quadrant. The Ps-phase is impulsive, with alignment of around 5.0 s, suggesting an abrupt Moho discontinuity. The values obtained by the Hk-stacking program were 41.9 ± 2.9 km (crust thickness) and 1.72 ± 0.05 (Vp/Vs ratio), with a negative correlation of 99.8% (Fig. 6).

The SAMA station, located in the south-central portion of the Parnaíba Basin (Devonian-Carboniferous, Fig. 2a), presents alignment for the Ps-phase close to 5.0 s and alignment for the multiple PpPms of about 15 s. Different from the other stations, it presents a shallow "dipole", formed of negative-positive phase (immediately after the arrival of the P-wave), suggesting a low velocity layer in the upper crust (Fig. 6). The crust here has a thickness of 42.3 ± 3.6 km and a Vp/Vs ratio of 1.71 ± 0.06 , with a negative correlation of 99.2%.

The NOAC station is in the Devonian-Carboniferous sub-basin; it presents a significantly louder signal than the previous stations (Fig. 2a and Fig. 6). Its database is restricted and has low

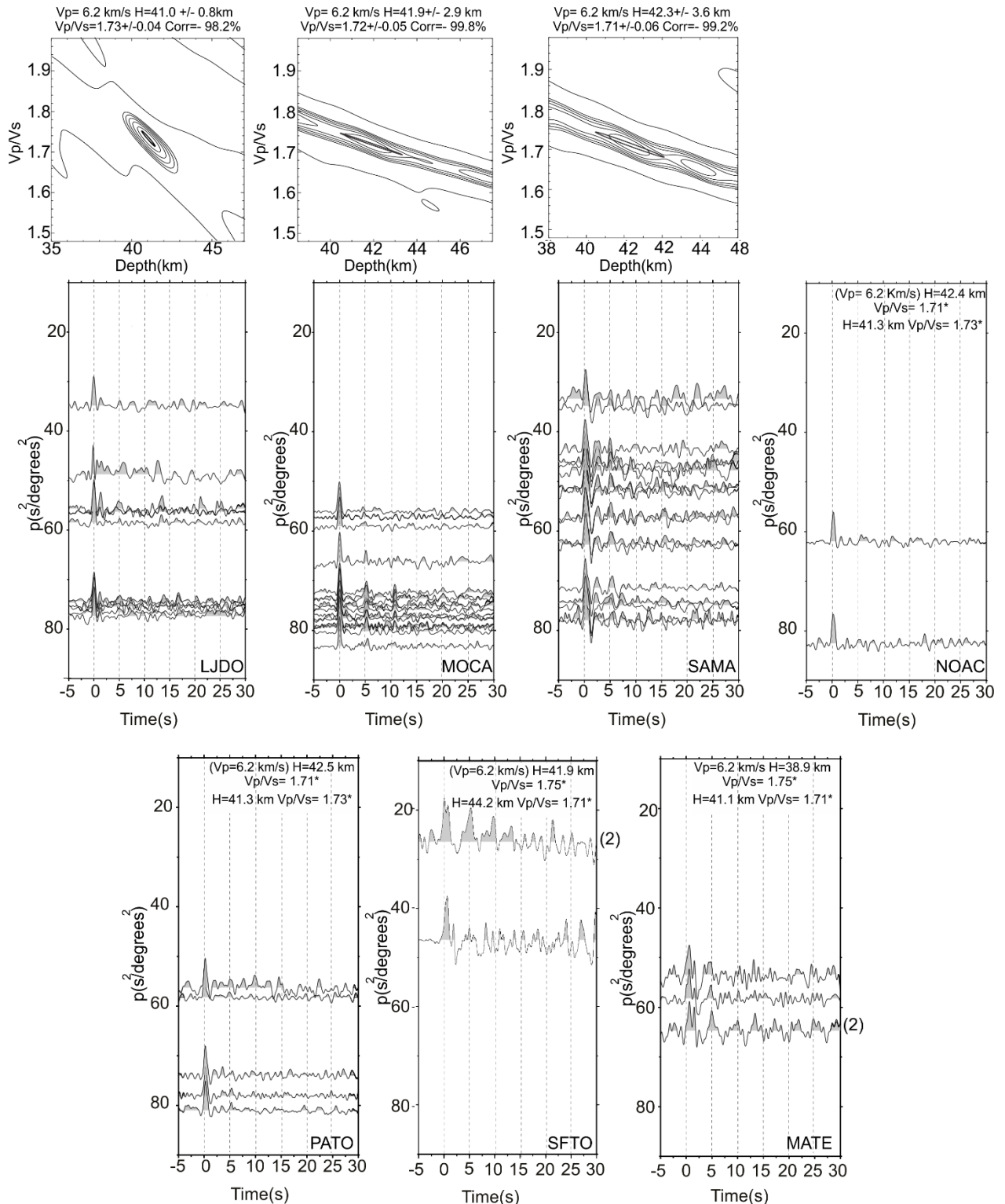


Figure 6- Receiver function results for the LJDO, MOCA, SAMA, NOAC, PATO, SFTO and MATE stations, located in the Parnaíba Basin. The radial receiver function traces and the average crust thickness and V_p/V_s results obtained by Hk-stacking are shown. The ellipse in the Hk diagram represents the standard deviation of the uncertainty. The results of the stations that did not undergo Hk-stacking were obtained by reading the arrival time of the Ps-phases.

signal-to-noise ratio RF results, allowing only two receiver function responses to be selected. The selected events are shallow and have an epicenter to the west of the station. The direct P-phase is well-defined, and the Ps-phase has an arrival time of around 5.0 s. To calculate the crustal thickness Vp/Vs ratio values of 1.71 and 1.73, which were determined from the Vp/Vs ratio of the LJDO, MOCA and SAMA stations, and a Vp of 6.2 km/s were considered. The crustal thickness obtained was 42.4 km for the Vp/Vs ratio of 1.71, and 41.3 km for the Vp/Vs ratio of 1.73 (Fig. 6). The LJDO, MOCA, SAMA and NOAC RF-seismograms do not present a P-phase displaced from the zero nor a positive phase marking the basin basement nor prominent multiples. The lack of these basin phases are interpreted to be due to the basin being very shallow and unresolved by the frequency content of the receiver function traces.

The PATO, SFTO and MATE stations are located on the Cretaceous Urucua Group (Fig. 2a). Despite a large database, the results are strongly affected by the Urucua sedimentary deposits, which appear to be thicker and unconsolidated in this region. The most striking effect of this is the P-phase shift towards positive times as the radius parameter increases, accompanied by the disappearance of the Ps-phase.

The PATO station generally presents data with a low signal-to-noise ratio. The Ps-phases are close to 5.0 s and their multiple phases are unclear. Several tests were carried out using the Hk-stacking program, but the results obtained were incoherent. The crust thickness was obtained considering Vp/Vs ratios of 1.71 and 1.73, similar to NOAC, and an inferred Vp of 6.2 km/s. The calculated crustal thickness is 42.5 km for the Vp/Vs ratio of 1.71 and 41.3 km for the Vp/Vs ratio of 1.73. The well-defined P-phase and dispersed or absent Ps and multiple phases (Fig. 6) are an indication of the transitional character of the Moho discontinuity.

For the SFTO station, the crust thickness value was obtained by the Ps-phase determined by stacking two other traces. Considering Vp/Vs ratios of 1.75 and 1.71 and a Vp of 6.2 km/s, the crust thickness obtained is 41.9 km and 44.2 km, respectively (Fig. 6). The MATE station results were obtained from four shallow events, with a preferential southwest direction. Ps is defined in most traces with an arrival time close to 5.0 s. The values of crustal thickness obtained were 38.96 km, for a Vp/Vs ratio of 1.75, and 41.1 km, for a Vp/Vs ratio of 1.71 (Fig. 6). In both stations, the P-phase was slightly displaced and the positive-negative phase appears immediately after, which represents the first multiple of the Parnaíba Basin basement. Since this phase does not appear in the other stations, it is reasonable to conclude that the basin is thicker in this region.

Despite small variations in thickness, the crust in the south-central portion of the basin is over 40 km, and does not appear to have been extensively stretched nor intruded during the formation of the basin.

4.2 Cavalcante-Natividade Block and Bambuí Group

The Cavalcante-Natividade Block was sampled by the Paranã (PARN), Natividade (NTVD) and Dianópolis (DIAN) seismic stations and the Bambuí trough by the SFCA station (Fig. 2a). The PARN and DIAN stations present a restricted database, thus the Hk-stacking method could only be applied to the NTVD station. For the PARN and DIAN stations, reading of the Ps-phase was carried out and the thickness of the crust was obtained considering Vp/Vs ratios of 1.71 and 1.73 and a Vp of 6.4 km/s.

The PARN station presents a low signal-to-noise ratio database. The selected events were shallow and come from southeast of the station. Considering a Vp of 6.4 km/s, the crust thickness under the PARN station is 40.6 km for a Vp/Vs ratio of 1.71, and 39.5 km for a Vp/Vs of 1.73 (Fig. 7).

The NTVD station has a representative number of events in the database, and receiver function results with good signal-to-noise ratios. The Ps-phases are clear, with arrival times close to 5.0 s. The emergent aspect of the Ps-phase, associated with the lack of a clear multiple (PpPms), suggest a transitional character for the Moho discontinuity. The result of the Hk-stacking program is a crust thickness of 38.40 ± 4.2 km, a Vp/Vs ratio of 1.71 ± 0.07 and a negative correlation of 98.6% (Fig. 7).

The DIAN station is located on the contact of the northern portion of the Cavalcante-Natividade Block with the Parnaíba Basin. Although the Ps-phase was clear in the selected traces, the amount of data was not sufficient for the Hk-stacking program to return a good result. The determined crust thickness was 38.5 and 39.5 km considering Vp/Vs ratios of 1.73 and 1.71, respectively (Fig. 7).

In summary, the crust of the Cavalcante-Natividade Block is of felsic composition (Vp/Vs ~ 1.71) with a thickness of less than 40 km.

The SFCA is in the domain of the Bambuí tectonic trough, which is limited to the west by the Cavalcante-Natividade Block (Fig. 2a). Its database is representative, with an average signal-to-noise ratio and Ps-phases arrival time slightly higher than 5.0 s. The Hk-stacking program

produces a crust thickness of 43.8 ± 2.9 km, a V_p/V_s ratio of 1.70 ± 0.05 and a negative correlation of 98.7% (Fig. 7).

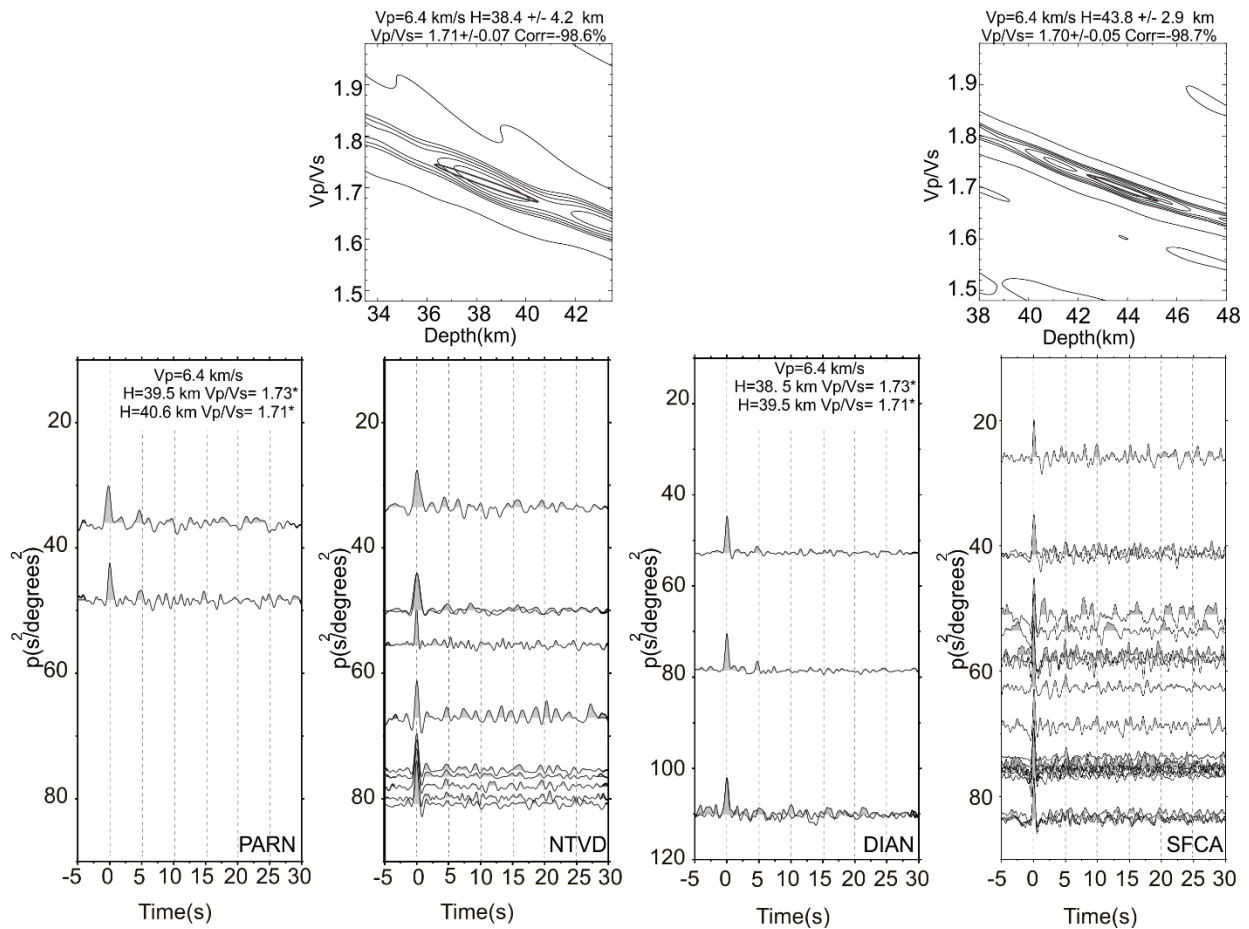


Figure 7- Receiver function results for the PARN, NTVD and DIAN stations located on the Cavalcante-Natividade Block, and SFCA station located on the Bambuí Group. The radial receiver function traces and the crustal thickness results, which were obtained from the reading of the Ps-phases from the PARN and DIAN stations and from the Hk program for the NTVD and SFCA stations, are shown.

4.3 Goiás Magmatic Arc

The crust of the northern portion of the Magmatic Arc is sampled by the RET4 station (Fig. 2a). The station presents a representative database, with high signal-to-noise ratio receiver function results and a good azimuthal distribution. In the radial component, the Ps-phase is well-defined, with an arrival time close to 5.0 s and unclear multiples. The Hk-stacking graph shows a crustal thickness of $41.9 \text{ km} \pm 3.3 \text{ km}$, a V_p/V_s ratio of 1.70 ± 0.04 and a negative correlation of 96.9% (Fig. 8a). The seismic results obtained in the Porangatu region (Berrocal *et al.*, 2004; Assumpção *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006), south of the RET4 station, indicate a crustal thickness of 37–38

km and a V_p/V_s of 1.73, suggesting that the crust of the Goiás Magmatic Arc tends to thicken towards the Parnaíba Basin.

4.4 Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes

The RET1 station is located on the Porto Nacional complexes. The database is representative in number of events and in the good signal-to-noise ratio receiver function results. RF results are marked by the dispersed behavior of the Ps-phases, with arrival times greater than 5.0 s. The Hk-stacking program converged to a crustal thickness of 41.5 ± 1.7 km and a V_p/V_s ratio of 1.79 ± 0.03 (Fig. 8b). The V_p/V_s ratio of 1.79 is different from the results obtained for the adjacent stations. The receiver function traces present a positive phase near the direct P-phase, which appears to mark a granite base on which the station is installed. (For a phase arrival at 0.8 s and considering a V_p of 5.8 km/s and a V_p/V_s of 1.70, the granite base depth obtained is around 6 km.) The crustal thickness is 41.5 km, close to the thickness of the Goiás Magmatic Arc, with a significantly higher V_p/V_s ratio (1.79). Despite the relatively thick crust, both stations are on the Bouguer gravimetric high of central Brazil.

4.5 Araguaia Belt

The Araguaia Belt is sampled by stations RET2 and RET3 (Fig. 2). The RET2 station has a database representative of the number of events; however, it was installed in the Araguaia River floodplain, which affected its records, reducing the signal-to-noise ratio and making it difficult to obtain good receiver function results. The crustal thickness obtained was 39.7 – 36.7 km and was solved from the reading of the Ps-phase of three events (Fig. 8c), considering V_p/V_s ratios of 1.73 – 1.79 and a V_p of 6.4 km/s. The V_p value of 6.4 km/s and V_p/V_s of 1.79 considered were those obtained for the Araguaia Belt domain (lat. 5°S) from deep seismic refraction and receiver function results (Lima *et al.*, 2019 – in prep.).

The RET3 station was installed at the boundary between the Araguaia metasedimentary belt and the Rio dos Mangues Complex, on the western boundary of the Bouguer gravimetric high of central Brazil (Fig. 2). Its database is representative, with high signal-to-noise ratio receiver function results and events with good azimuthal distribution. The database presents azimuthal dependence, with the events coming from the SW-SE, with Ps-phases close to 5.0 s and events from the NW with Ps-phases of about 5.5 s (Fig. 9a). Using the complete database, the Hk-stacking

program presents a trend of results, but converges to values of crustal thickness above 50 km with a V_p/V_s ratio of 1.54 (Fig. 9b). Applying the Hk-stacking method to the azimuth-separated database, the results were also inconclusive. Thus, the joint inversion of the receiver function with surface wave dispersion converged to crustal thickness of approximately 44.0 km for the NW events, and 38.0 km for the SW-SE azimuth events (Fig. 9c and Fig. 9d). The joint inversion was performed considering the same Rayleigh wave velocity curve for both databases (for the SW-SE database the Hk stacking program also converged to a 38.0 km thick crust). Apparently, there is a step in the Moho along the contact between the two domains.

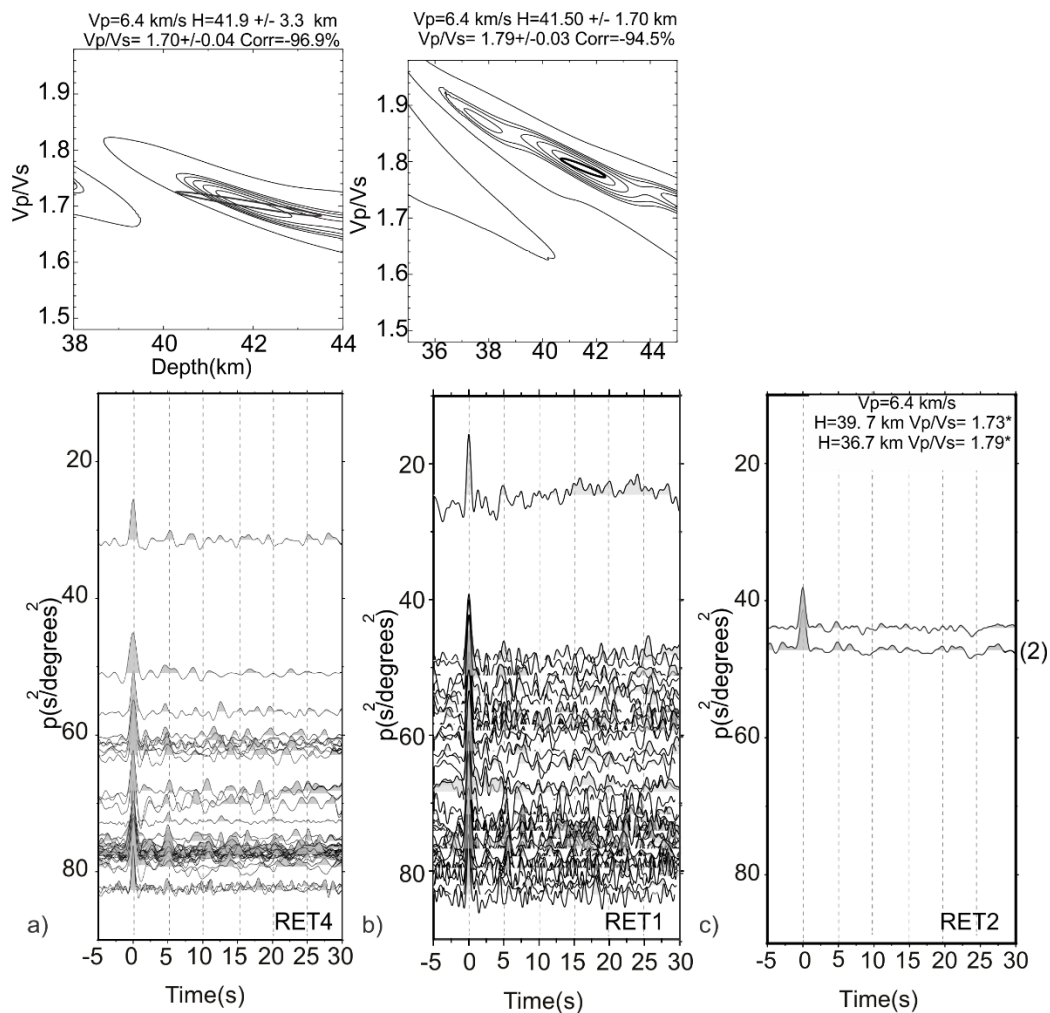


Figure 8- Receiver function results for the RET4, RET1 and RET2 stations. a) The RET4 station is located on the Goiás Magmatic Arc. The receiver function traces, as well as the crustal thickness and V_p/V_s ratio results obtained by the Hk-stacking program are shown. b) Receiver function traces and Hk-stacking program results for the RET1 station located on the Rio dos Mangues-Porto Nacional complexes. c) Receiver function results for the RET2 station located on the Araguaia Belt. The radial receiver function traces, as well as the average crustal thickness and V_p/V_s ratio results obtained by reading the Ps-phase are shown

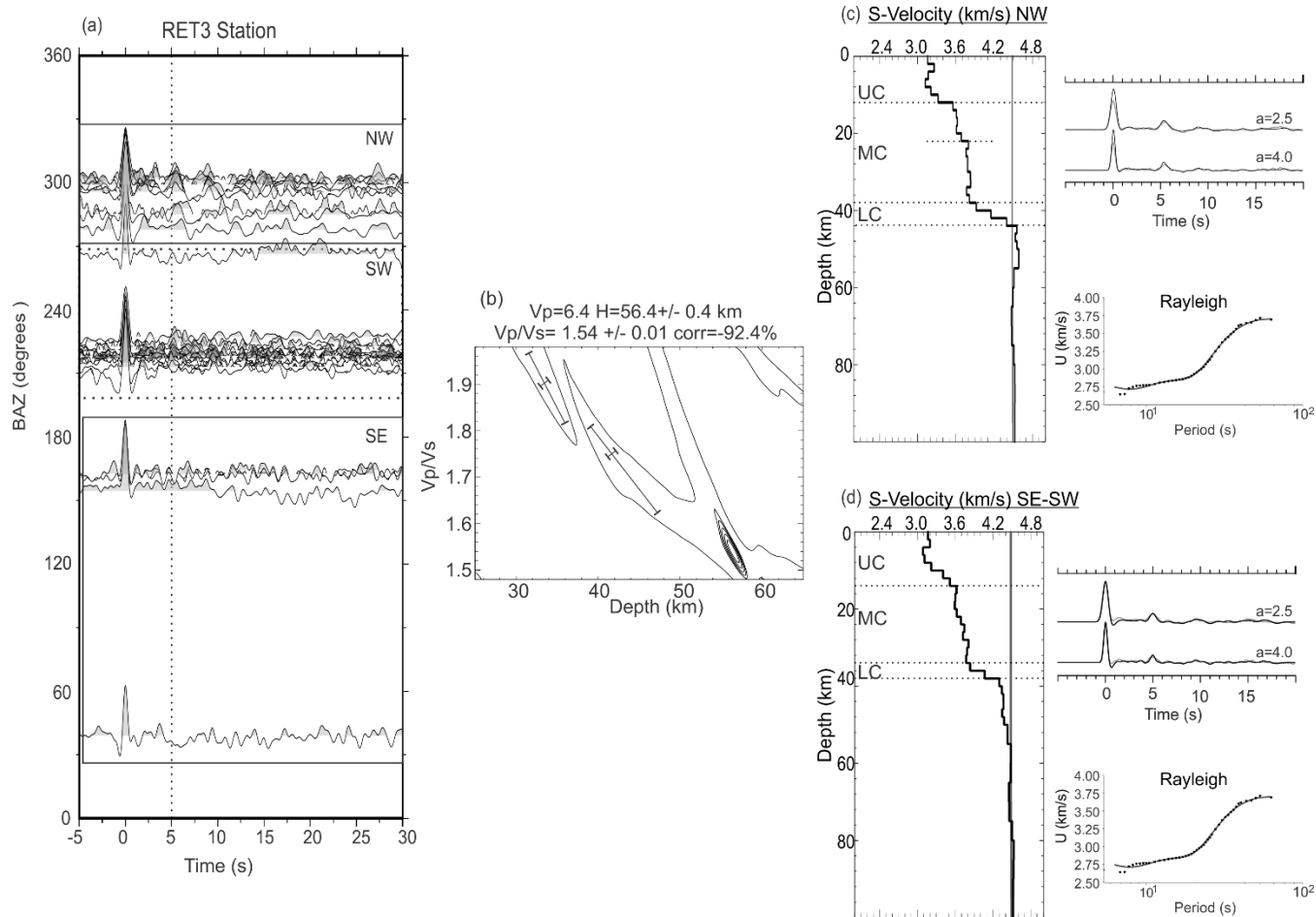


Figure 9- Results of the receiver function and joint inversion for the RET3 station. a) Radial receiver function traces separated by NW, SW and SE azimuths. The Ps-phase presents values of over 5.0 s for the events with NW azimuth. b) Hk-stacking program result, considering the 9a receiver function traces. c) Velocity model S obtained from the joint inversion of the events with epicenters to the NW of the station. The gray velocity curve represents the initial model, while the black is the joint inversion result. d) Velocity model S obtained from the joint inversion of events with epicenters to the SW and SE of the station. The gray velocity curve represents the initial model and the black, the joint inversion result. The velocity curves obtained for the different azimuths are the same. UC is the upper crust, MC is the middle crust and LC represents the lower crust.

In view of the results from the RET2, RET3 and RET4 stations (Fig. 2) it is possible to trace a crustal profile, with the Moho at approximately 37 km depth under the metasedimentary pile of the Araguaia Belt, at 44.0 km at the contact with the Rio dos Mangues Complex, abruptly changing to 38.0 km to the east of the contact and increasing to 42 km under the Goiás Magmatic Arc (Figs. 10 and 11).

5 DISCUSSION

The receiver function study carried out in this work characterized the crustal structure of the southern portion of the Parnaíba Basin and northern part of the Tocantins Province, sampling the different terrains and geological domains involved, including area crossed by the Transbrasiliano Lineament.

The Moho discontinuity is generally irregular, with the crustal thickness varying between 36.7 and 44 km, reflecting the different geological domains, comprising the southwest portion of the Parnaíba Basin, the Cavalcante-Natividade Block and Bambuí trough, the Goiás Magmatic Arc, the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes, the Araguaia Belt and suture zone (Fig. 10).

The crust in the southwest Parnaíba Basin is characterized by a thickness of 42 km and V_p/V_s ratios of 1.71–1.73, demonstrating that, as was determined to the north (~lat. 5°S) (Soares *et al.*, 2018), the crust of the southwest border of the basin does not appear to have been stretched. The V_p/V_s ratio value of 1.71 suggests a felsic composition and indicates that the crust in this region was not affected by the Mesozoic Mosquito and Sardinha magmatism identified further north. The traces of the receiver function do not present a Ps phase marking the basin's basement nor related multiples, except for the Urucua Group stations (SFTO and MATE), where the seismic multiples are clear. In general, these results confirm that the Parnaíba Basin is shallow in its southern portion, erected over a thick, felsic continental crust.

The basin portions sampled in this work are linked to the Devonian-Carboniferous cover, which in turn is associated to the relative Bouguer gravimetric high (Fig. 10), and to the domains of the Cretaceous Urucua Group. It appears that the Devonian-Carboniferous domain, with a N-S trend, was uplifted (even if discretely) in relation to the adjacent Permian-Triassic cover domain, contributing to the formation of the gravimetric high in this part and evidencing crustal movement in the southwest of the basin.

The Cavalcante-Natividade Block and the so called Bambuí trough are part of the external zone of the Northern Brasília Belt and the São Francisco Craton respectively and are within the regional negative gravimetric Bouguer anomaly that surrounds the São Francisco Craton and the marginal fold belts (Fig. 10). The Cavalcante-Natividade Block is comprised of a felsic crust ($V_p/V_s \sim 1.71$) with a thickness of less than 40 km, in contrast to the Bambuí trough, which has a thickness of 44 km and V_p/V_s of 1.70. According to Fuck *et al.* (2014), the Cavalcante-Natividade Block was uplifted and its cover was removed, which explains its thinner crust in relation to the neighboring domains, and reinforces the interpretation of regional crustal movement.

In general, these data are in accordance with the interpretation of regional isostatic readjustment in the Cretaceous, possibly related to the traction imposed by the South Atlantic Ocean opening. It is likely that during the Cretaceous, central Brazil underwent readjustment involving the São Francisco Craton and the external zone of the Brasília Belt (Soares *et al.*, 2006) as well as the southwest of the Parnaíba Basin.

The Goiás Magmatic Arc (of the Brasília Belt) and the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes are located on the Bouguer gravimetric high of central Brazil. The crust under the magmatic arc is 36–38 km thick to the south ($\sim 13^\circ\text{S}$), under the Porangatu deep seismic refraction line (Soares *et al.* 2006), and 38–42 km under the RET3 and RET4 stations ($\sim 12^\circ\text{S}$, Fig. 10), suggesting an inclination of the entire domain toward the NE.

To the north of the RET4 station, the magmatic arc follows the trend of the Transbrasiliano Lineament and appears to extend below the Parnaíba Basin, possibly disappearing or establishing the boundary between the São Francisco Craton and the Parnaíba Block, covered by the basin sedimentary deposits. The gravimetric high, however, is inflected to the north and is related to the Rio dos Mangues and Porto Nacional block, sampled by the RET1 station (Fig. 8b). This block has a crustal thickness of 41.5 km and a V_p/V_s ratio of 1.79, which suggests a mafic lower crust, differing from the other domains in the region.

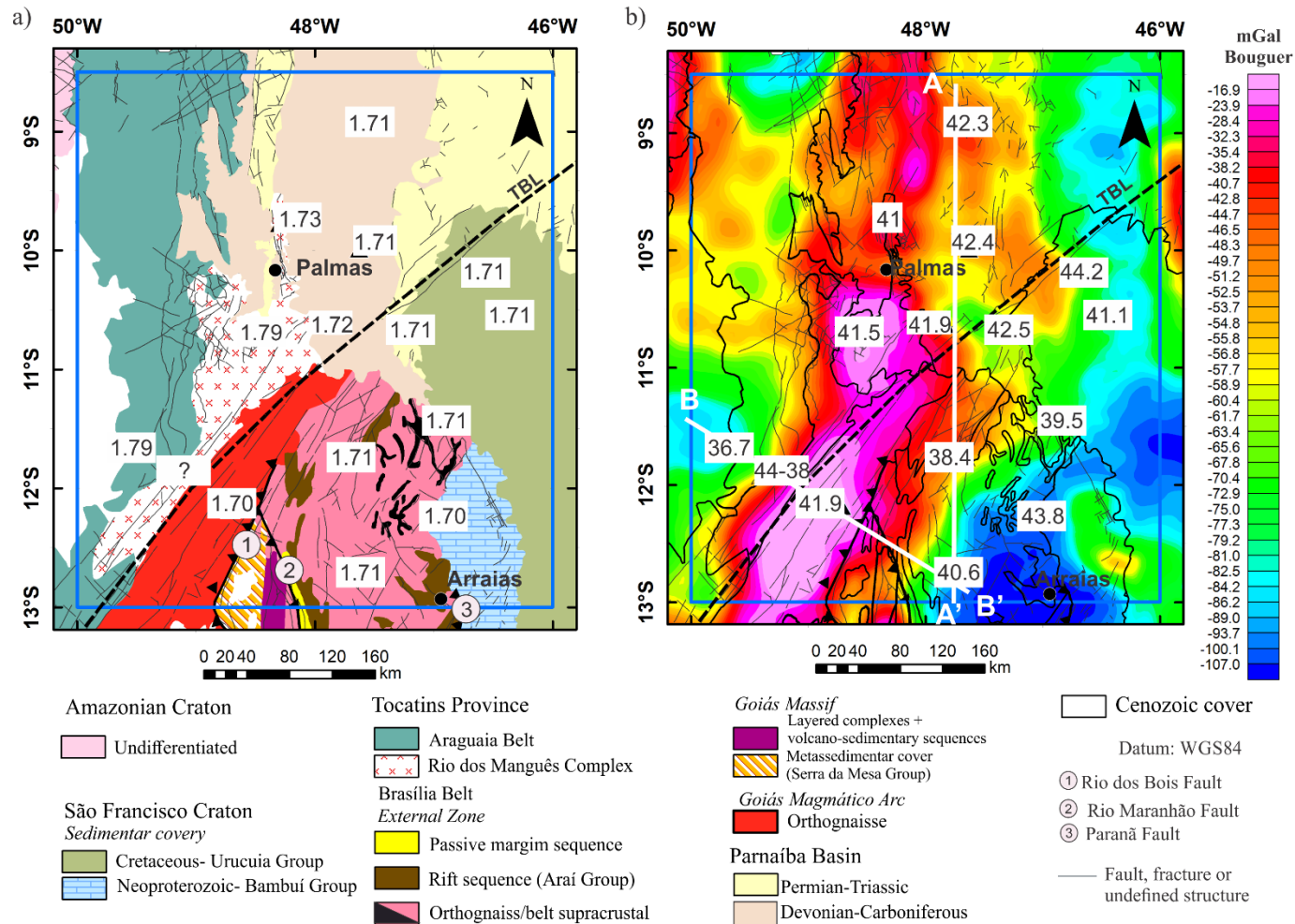


Figure 10- Crustal thickness and V_p/V_s ratio estimated by Hk-stacking methods, reading of the Ps-phases and joint inversion of the receiver function and surface wave dispersion. AA' is the N-S profile across the Parnaíba Basin and the Cavalcante-Natividade Block. BB' is the NW-SE profile across the Araguaia Belt, the Goiás Magmático Arc and the Cavalcante-Natividade Block.

The Araguaia Belt (was sampled by the RET2 station and partly by the RET3 station) presents an average thickness of 36.7 km with a V_p/V_s of 1.79. The V_p/V_s value of 1.79 is obtained for the Amazonian Craton and Araguaia Belt further north and the thickness also agrees with the results obtained by Lima *et al.* (2019 – in prep.) and with the value obtained by Trindade *et al.* (2016) in the south.

Towards the eastern boundary of the Araguaia Belt, which coincides with the boundary of the Bouguer gravimetric high of central Brazil, the crust thickens to 44 km (RET3 station). This thickening is interpreted as the expression of the collisional front of the Amazonian paleo-plate, which is well characterized to the north under the deep seismic profiles of the Parnaíba Basin (Daly *et al.*, 2014; Soares *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2018), and to the south under the Porangatu deep seismic refraction profile (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011). In both cases, the crust thickens to approximately 50 km at the suture front, which is thought to be the result of crustal duplication. Under the RET3 station, an abrupt step of 6 km was identified (Fig. 10), showing that the suture zone is marked by localized thickening of the crust and that, in this case, it constitutes the boundary between the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes and the Araguaia Belt. The boundary of the suture zone suggests that the complexes do not form basement of the belt, but that they are part of small continental portions (blocks) obducted and squeezed in the suture front. These blocks of composition and age of 2.2 Ma different from the Amazonian Craton basement 2.1 Ma and adjacent terrains may have been an inlier terrain agglomerated during the Brazilian orogeny, as it is the (Arquean) Goiás Massif in southern. Possibly a puzzle of minor continental blocks continues to northern, under the basin sediments, forming the basement of the Parnaíba basin.

The Transbrasiliano Lineament constitutes the western limit of the Goiás Magmatic Arc, following under the sedimentary layers of the basin at its southeast border. Although the Lineament is considered a transference fault zone, by contacting distinct crustal fragments and causing intense reworking in the surface rocks (Fraga, 2005), the crustal thickness is smooth across the Lineament results do not reflecting any the influence of the Lineament in crustal architecture. Apparently, the behavior of the crust in general, and the southern portion of the Parnaíba Basin in particular, are not affected by the fault system of the Transbrasiliano Lineament.

The results of the RF show that the thickness variations of the crust do not justify the variations observed in the regional gravimetric response (Figure 10). The Bouguer gravimetric high

involves different terrains and is apparently insensitive to the variation in crustal thickness and to the variation in the nature of the crustal rocks along the anomaly.

The N-S trending A-A' profile which crosses the Parnaíba Basin and the external zone of the Brasília Belt, including the Cavalcante-Natividade Block, as well as the NW-SE trending B-B' profile that cuts the Araguaia Belt, the Goiás Magmatic Arc and the Cavalcante-Natividade Block (Figs. 10 and 11), show the relation between the crustal thickness, the Bouguer anomaly and topography. These data show that there is no direct relationship between the crustal thickness and the Bouguer anomaly; that is, thick crust does not necessarily result in low Bouguer anomaly values, and vice-versa. In some cases, the profiles show the inverse relationship between the crust thickness and the gravimetric response; the gravimetric response is higher for thicker crust and lower for thinner crust (Fig. 11, profile B-B').

Therefore, it is thought that the regional gravimetric response is mainly a function of the variation in the physical properties of the lithospheric mantle of different domains (Fig. 11). The higher gravimetric response under the Parnaíba Basin in relation to the Cavalcante-Natividade Block means that, under the basin, the lithospheric mantle is denser and possibly thicker, making the basin region less buoyant, regardless of the thickness and felsic character of its crust (41 km thick, $V_p/V_s = 1.71$).

The Cavalcante-Natividade Block (Fig. 11), on the other hand, presents a low gravimetric response and high buoyancy, reflecting the properties of the lithospheric mantle, which is considered to be ultra-depleted, as well as thick. This same ultra-depleted lithosphere, represented by a gravimetric low, involves the São Francisco Craton as a whole and the marginal fold belts defining the limits of the São Francisco paleo-plate.

The Bouguer gravimetric high of central Brazil is related to the denser (and thinner) lithospheric mantle than the mantle of adjacent domains. It is interpreted as a Neoproterozoic, hot and dense mantle corridor, in contrast to the cold and depleted Archaean-Paleoproterozoic lithospheric mantle of the Amazonian ($V_p = 8.0$ km/s) and São Francisco cratons ($V_p = 8.23$ km/s). It involves the terrains formed and/or reworked in the Neoproterozoic (Soares *et al.*, 2006; Koosak *et al.*, 2007; Ventura *et al.*, 2011; Azevedo *et al.*, 2015).

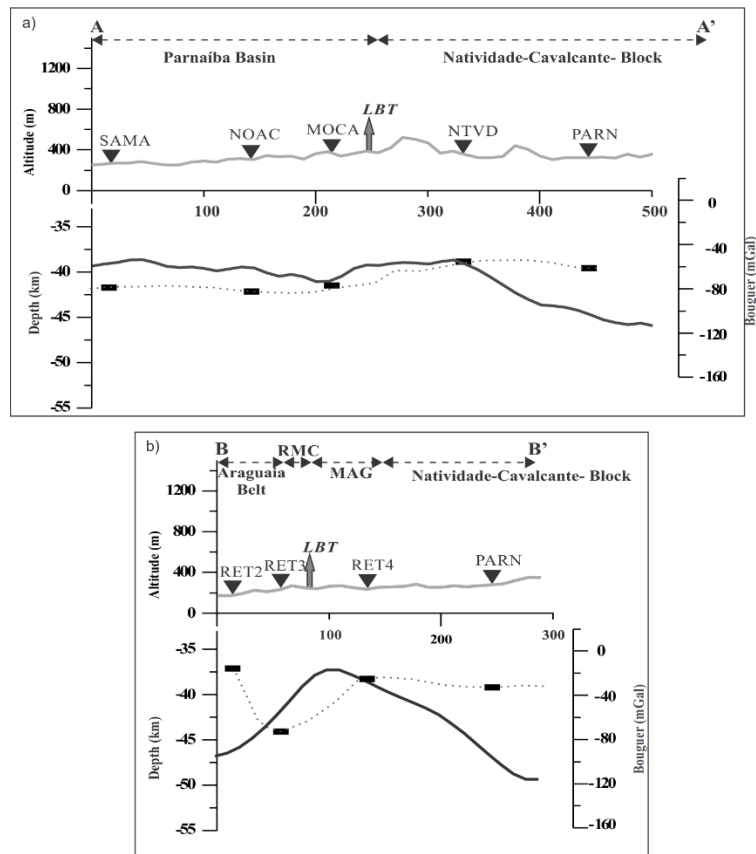


Figure 11- Profiles AA' and BB' (Fig. 10) showing the topography (solid gray line), crustal thickness below the stations and the Bouguer anomaly curve (solid black line). The dashed line represents the Moho. RMC = Rio dos Mangues - Porto Nacional complexes, ARC = Goiás Magmatic Arc, LBT = Transbrasiliano Lineament.

6 CONCLUSIONS

The crust in the northern region of the Tocantins Province and southwest of the Parnaíba Basin presents thickness variation between 37 and 44 km and V_p/V_s ratio of 1.71–1.73, except for the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes and the Araguaia Belt, which display V_p/V_s of 1.79. The crust is thicker along the Tocantins-Araguaia suture zone and thinner under the Araguaia Belt to the west.

The seismic and gravimetric data suggest that the Tocantins-Araguaia suture zone passes along the western boundary of the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes, suggesting that the Amazonian paleo-plate subducted below these complexes. Therefore, these complexes are probably not the basement of the Araguaia Belt, but rather one more block amalgamated between the Amazonian and São Francisco cratons during the Neoproterozoic.

The southern part of the Parnaíba Basin is shallow, displaying a thick crust (~42 km) and shows no signs of magmatism.

The thickness variations observed in the crust are related to changes in the tectonic environment and are apparently not controlled by the Transbrasiliano Lineament, which crosses the study area, without generating steps in the Moho or displacement between the borders of the provinces (Fig. 10).

The data suggest that central Brazil underwent isostatic adjustment that rebalanced the blocks, of which the Cavalcante - Natividade Block and the Bambuí trough are the most striking examples. The isostatic adjustment is most probably associated with the opening of the Atlantic Ocean during the Cretaceous.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank the Lithosphere Studies Lab for supplying the RSET database, the National Institute of Science and Technology Tectonics Studies, and Capes, for the PhD scholarship.

8. REFERENCES

- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: U.G.Cordani; E.J. Milani; A.Thomaz Filho, D.A.Campos (Org.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 183-193.
- Ammon C.J. 1997. An overview of receiver-function analysis, obtido via internet: < <http://www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>>
- Arcanjo, S.H.S., Moura, C.A.V., 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). Revista Brasileira de Geociências, 30, 665-670.
- Arcanjo, S.H.S., Abreu, F.A.M., Moura, C.A.V., 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. Brazilian Journal Geology, 43(3), 501-514.

- 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, ESE 2-1-ESE2-14.
- 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.
- Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P- wave tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 61-69.
- Berrocal, J., Marangoni, Y., Cogo, 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.
- 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, Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- 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.
- Castro, D.L., Bezerra F.H.R., Fuck, R.A., Vidotti, R.M., 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7, 529-548.

- Chamani, M.A.C., 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207 pp.
- Coelho D.L.O., Julià, J., Tribaldos, V.R., White, N., 2018. Deep crustal architecture of the Parnaíba basin of NE Brazil from receiver function analysis: implications for basin subsidence, 472, 16 May 2018, <https://doi.org/10.1144/SP472.8>
- Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., Schutesky, D.G., Dantas, E.L., Santos, R.V., 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, 151, 49-61.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R.A., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brasil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 1-19.
- Dias, A.N.C., Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Chemale, F., Girelli, T.J., Masuyama, K.M. 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences* 80, 174-191.
- Efron B., Tibshirani, R., 1991. Statistical data analysis in the computer age. *Science*, 253, 390–395.
- Frasca, A.A.S. 2015. Amalgamação do West Gondwana na Província Tocantins. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160, 108-126.
- 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, 53-74.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron, M.; Cordani, U.G.; Alkmim, F.F.. (Org.). *São Francisco Crato, Eastern Brazil*. 1ed. Zurich: Springer, p. 205-220.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Soares, J.E.P., Dantas, E.L., 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas, 26-27.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim em Geociências da Petrobrás*, 08, 57-67.
- Gorayeb, P.S.S., Moura C.A.V., Barros, G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 215-224.
- 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 Brasília Belt. In: SBGf, 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Expanded Abstract Volume, CD-ROM.
- 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.
- Ligorria, J. P., Ammon, C. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of Seismology Society American*, 89, 1395–1400.
- Herrmann, R.B., 1973. Surface wave generation by the south central Illinois earthquake of November 9, 1968. *Bulletim Seismological Society of America*, 63, 2121-2134.

- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in Seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84, 1081-1088.
- 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, 117-123.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351–383.
- 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.
- Paixão, M. A. P., Nilson A. A., Dantas, E. L., 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 297-318.
- Pedrosa, N.C., VIDOTTI, R.M., 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 27–40.
- 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, 304-318.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gióia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 035-039.
- 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, 34, 33-46.
- Schobbenhaus, C., 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM.
- 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.

- Soares, J.E.P., Stephenson, R., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R., 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection-refraction data. Geological Society, London, Special Publications, 472, doi: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>.
- Trindade, C. R., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Carmelo, A. C., Peixoto, C.L.O, 2014. Crustal structure of Central Brazil. *Comunicações Geológicas*, v. Especial I, 339-343.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, in 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. *Boletim em Geociências da Petrobrás*, 15, 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, 130-140.
- Zandt, G., Myers S. C., Wallace, T. C., 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at $37\pm$ latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100, 10529-10548.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2696-2980.

CAPÍTULO 4

ARTIGO 3

ESTRUTURA DE VELOCIDADES DA CROSTA E DO MANTO SUPERIOR DO BRASIL CENTRAL POR INVERSÃO CONJUNTA DE DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE E DE FUNÇÃO DO RECEPTOR

Cíntia Rocha da Trindade ^(1,2), José Eduardo P. Soares ⁽¹⁾, Christian Schiffer ⁽³⁾, Reinhardt A. Fuck⁽¹⁾, Brunna Palmer Azevedo ⁽¹⁾

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Av. L3 Norte, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC, Ala Central, Brasília /DF, Brasil

CEP 70910-900

(2) Instituto de Engenharia e Geociências, Universidade Federal do Oeste do Pará

Rua Veraz Paz, s/n – Salé, Santarém/PA, Brasil

CEP 68035-110

(3) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Durham

Durham DH1, Reino Unido

E-mail: cintiarochat@gmail.com; soares@unb.br; christian.schiffer@durham.ac.uk;

reinhardt@unb.br; brunna.palmer@gmail.com

RESUMO

A listofera do Brasil central foi caracterizada a partir da função do receptor e inversão conjunta da função do receptor e dispersão de ondas de superfície de vinte e seis estações situados no Brasil central. Os dados de espessura, razão V_p/V_s e V_s permitiram caracterizar a área nos domínios dos paleocontinentes Amazônico e do São Francisco, a Bacia do Parnaíba e os terrenos da Província Tocantins norte situados entre estes domínios, representados pelo Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional. A crosta do Brasil central apresentou espessura entre 36 km e 55 km, e a razão V_p/V_s variou de 1,70 a 1,81. A crosta do Paleocoincidente Amazônico é fina (< 40 km) e máfica ($V_p/V_s \sim 1,78$). A leste do Paleocoincidente Amazônico a zona de sutura Tocantins-Araguaia apresenta crosta com espessura em torno de 50 km e V_p/V_s de 1,70, caracterizando uma frente de colisão com possível duplicação crustal. O alto gradiente de velocidade S (3,84 km/s – 4,2 km/s) na base da crosta inferior da zona de sutura aumenta a V_s média da crosta e diminui a razão V_p/V_s média da crosta da região para 1,73. A Bacia do Parnaíba é caracterizado por crosta de cerca de 42 km de espessura e foi erigida sobre crosta continental félsica ($V_p/V_s \sim 1,70$), suportada por manto litosférico de alta densidade ($V_p/V_s \sim 1,85$). Aparenta ter sido formada a partir de ampla flexura da crosta/litosfera possivelmente em resposta à redistribuição de massa em profundidade. O limite crosta-manto da Bacia é marcado por gradiente de velocidade (3,86 – 4,4 km/s) que pode estar relacionado com a adição/intrusão de rochas magmáticas à base da crosta, seja por processos de diferenciação magmática ou na forma de *underplating* máfico. O Bloco Cavalcante-Natividade apresenta crosta de espessura média de 39,3 km e razão V_p/V_s de 1,75, e manto litosférico tem razão V_p/V_s de 1,88 valor muito similar ao encontrado para a Bacia do Parnaíba.

Palavras-chave: função do receptor, dispersão de ondas de superfície, inversão conjunta, Brasil central e estrutura da litosfera.

1 INTRODUÇÃO

A parte do território brasileiro aqui denominado de Brasil central estende-se por aproximadamente 1100 km na direção N-S e abrange a porção norte da Província Tocantins, o sudeste do Cráton Amazônico, o sudoeste da Bacia do Parnaíba e o noroeste do Cráton do São Francisco (Fig.1). A área de estudo engloba um mosaico complexo de terrenos de diferentes tamanhos, proveniências e idades geológicas, que foram amalgamados na colagem orogênica Brasileira, na formação do Gondwana Ocidental (Fuck *et al.*, 2008; Brito Neves e Fuck, 2013, 2014; Cordani *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2014; Brito Neves *et al.*, 2014).

A maioria dos estudos geofísicos realizados na área de estudo concentram-se nas porções sul e norte da Província Tocantins (por exemplo, Berrocal *et al.*, 2004; Assumpção *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006; Azevedo *et al.*, 2015; Rocha *et al.*, 2016; Fuck *et al.*, 2014; 2017;) e na porção centro norte da Bacia do Parnaíba (Daly *et al.*, 2014; Castro *et al.*, 2014, 2016; Tozer *et al.*, 2017; Soares *et al.*, 2018; Coelho *et al.*, 2018). A região entre os perfis sísmicos, envolvendo a porção leste do Cráton Amazônico, oeste do Cráton do São Francisco, e o sudoeste da Bacia do Parnaíba ainda são subamostrados do ponto de vista da estrutura crustal (Fig.1).

Trindade *et al.* (2019, submetido a JSAES) apresenta a primeira aproximação da espessura em função da razão V_p/V_s da crosta na transição da Província Tocantins com a Bacia do Parnaíba baseado em resultados de função do receptor obtidos com o programa Hk-stacking. A sul (linha POR-CAV) e a norte (linha PBAP) do arranjo sismográfico estudos de refração sísmica profunda e de reflexão profunda (seção CDP de 20 s) forneceram informações detalhadas da estrutura da litosfera ao longo de transectas E-W (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011; Daly *et al.*, 2014; Soares *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2019) (Fig. 1).

O perfil de refração sísmica profunda POR-CAV, dados telessísmicos e dados gravimétricos trouxeram as primeiras aproximações da estrutura da litosfera da porção norte da Província Tocantins. A parte sudoeste do Cráton Amazônico, a qual encontra-se em contato com os terrenos da Província Tocantins e Bacia do Parnaíba, é caracterizada por crosta com espessura de mais de 50 km sob os perfis sísmicos, interpretado como crosta inferior duplicada (Ventura *et al.*, 2011, Soares *et al.*, 2018 e Lima *et al.*, 2019), e com alta velocidade da onda P ($> 7,0$ km/s) para a base da crosta do perfil PBAP. Entre os perfis sísmicos, resultados de função do receptor sugerem o limite crosta-manto a aproximadamente 44 km de profundidade próximo a Gurupi-TO

e PIUM-TO (Trindade *et al.*, 2019, submetido a JSAES), caracterizando o espessamento da crosta ao longo da Zona de Sutura Tocantins-Araguaia.

Os terrenos da Província Tocantins norte que encontram-se entre os crátons do São Francisco e Amazônico possuem crosta fina e manto com velocidade da onda P menor do que sob o Cráton do São Francisco (Soares *et al.*, 2006). Estudos de tomografia telessísmica de ondas de corpo de Azevedo *et al.* (2015) e Rocha *et al.* (2016) mostraram anomalia de baixa velocidade de trend SW-NE, para litosfera da região. Essa anomalia acompanha o alto gravimétrico Bouguer e coincide com o trend do Lineamento Tranbrasiliano, o qual no Brasil central é paralelo a Faixa Sísmica Goiás-Tocantins (Figura 2).

A partir de dados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, Assumpção *et al.* (2004) interpretaram crosta fina de 33-37 km para a porção sul do Arco Magmático de Goiás (a sul da linha de refração sísmica de POR-CAV) e alta razão V_p/V_s média para crosta (1,74-1,76). Os valores de espessura foram concordantes com os de Soares *et al.* (2006), no entanto, a V_p média para crosta obtida por refração 6,5 km/s e V_p/V_s de 1,71, sugerindo crosta de composição félsica. O afinamento crustal na região do arco parece estar relacionado com o deslocamento e perda da raiz máfica-ultramáfica do Arco Magmático de Goiás, e está associado ao alto gravimétrico Bouguer do Brasil central (Soares *et al.*, 2006; Koosah *et al.* 2007).

O Maciço de Goiás, Zona externa da Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco, Figura 2, apresentam velocidade média da onda P de 6,4 km/s para a crosta e V_p/V_s de aproximadamente 1,70. No entanto o maciço tem crosta fina (38 km) com velocidade do manto de 8,05 km/s e a zona externa da Faixa Brasília crosta espessa (41- 44 km) com manto de alta velocidade (8,23 km/s) (Soares *et al.*, 2006). O manto sob a zona externa da Faixa Brasília e sob o Cráton do São Francisco apresentam alta velocidade para onda P (Azevedo *et al.* 2015) e baixos valores de anomalia Bouguer, interpretados como resposta dos materiais do manto que são ultradepletados em óxido de ferro (FeO) (Assumpção *et al.*, 2002).

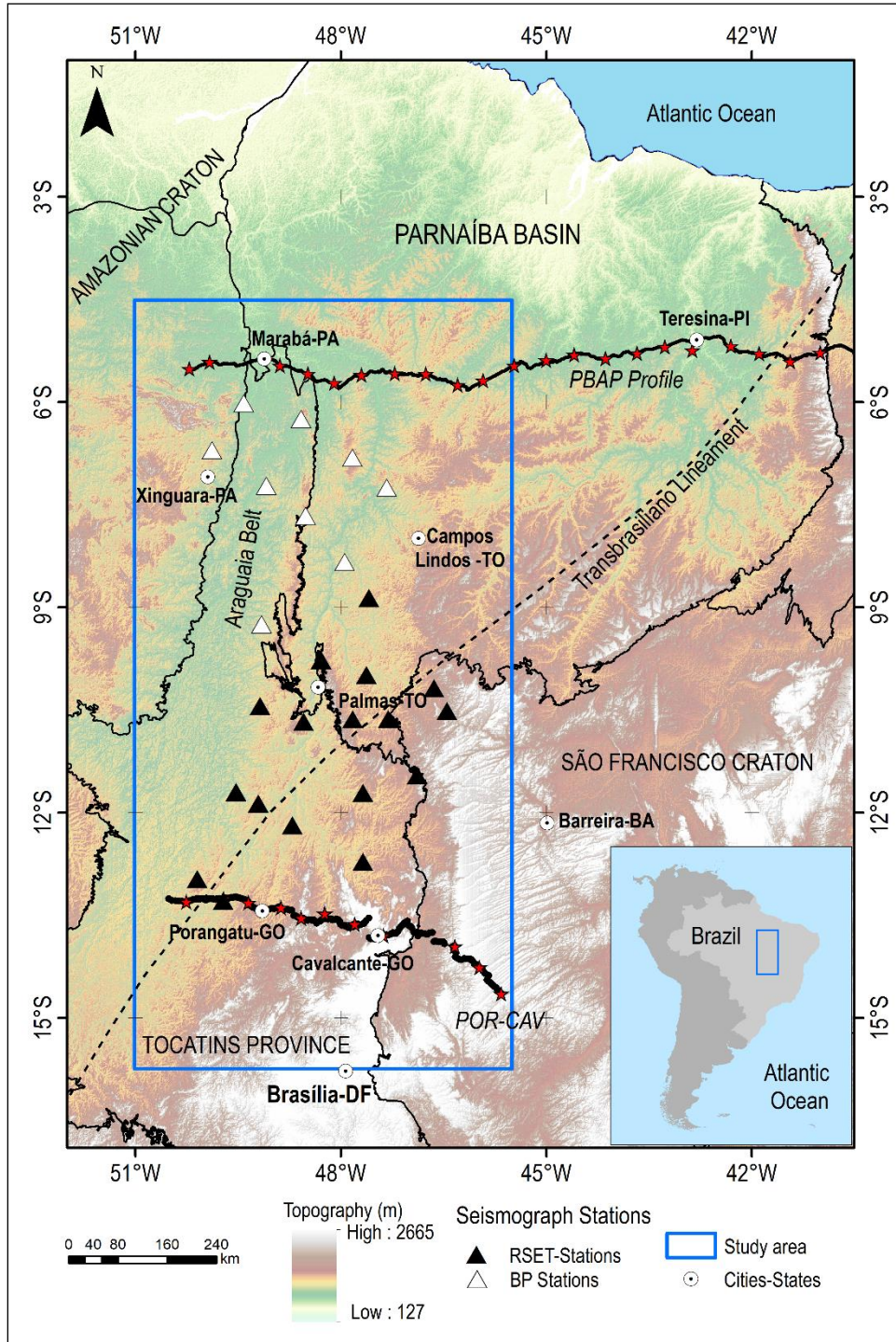


Figura 1- Mapa fisiográfico mostrando a localização da área de estudo. É dado os limites das províncias tectônicas brasileiras, o quadrado azul delimita a área de estudo/Brasil central, os triângulos representam as estações sismográficas de banda larga. POR-CAV é a linha sísmica de refração profunda Porangatu – Cavalcante, PBAP é linha sísmica pertencente ao Programa de análise da Bacia intracratônica do Parnaíba.

Os perfis de reflexão profunda, de refração sísmica profunda, de dados telessísmicos e Magnetotelúrico (Solon *et al.*, 2018) adquiridos, ao longo de mesmo trajeto E-W na porção central da Bacia do Parnaíba, trouxeram informações importantes sobre a estrutura da crosta e manto litosférico da Bacia (Fig.1). Daly *et al.* (2014) analisando dados de reflexão sísmica interpretaram três unidades crustais no embasamento: a Faixa Araguaia e Cráton Amazônico a oeste, o bloco Parnaíba na parte central da Bacia e a Província Borborema a leste. A Moho apresentou aproximadamente profundidade de 40 km abaixo da Bacia e 35 km sob a Província Borborema.

Soares *et al.* (2018), a partir do perfil de refração sísmica, mostraram dois domínios crustais sob a bacia, o Grajaú com alta velocidade na crosta inferior (V_p 7,0 – 7,3 km/s) e limite crosta-manto de 44 km de profundidade e o Teresina que é caracterizado por crosta fina de cerca de 39 km de espessura. O limite entre o Bloco Grajaú e o Cráton Amazônico atinge localmente uma profundidade de 51 km, marcando a sutura entre o Cráton Amazônico e o embasamento da Bacia (Lima *et al.*, 2019).

Ao longo de um percurso de 600 km cortando a parte central da bacia, Coelho *et al.* (2018) mostraram nove perfis de velocidade da onda S *versus* profundidade obtidos da inversão conjunta de função do receptor e ondas de superfície. Eles dividiram a crosta em quatro camadas: sedimentos (2- 3,5 km), crosta superior de 15-20 km de espessura ($(3,5 < V_s < 3,6$ km/s) e crosta inferior de 18-22 km ($3,7 < V_s < 3,8$ km/s) e crosta mais inferior próximo ao depocentro com 10-12 km de espessura e com velocidades S maiores (4,0–4,2 km/s). As velocidades S na faixa de 3,9 – 4,2 km/s correspondem as rochas máficas intrudidas na crosta inferior.

Os processos colisionais que resultaram na formação da litosfera do Brasil central, o consumo de litosfera oceânica, a presença da zona de sutura Tocantins-Araguaia, o significado do alto gravimétrico Bouguer na Província Tocantins e a estrutura da crosta sob a porção central da Bacia do Parnaíba estão bastante embasadas (Pimentel *et al.*, 2000; Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011; Dardene, 2000; Fuck *et al.*, 2008; Daly *et al.*, 2014 e 2017; Fuck *et al.*, 2017; Soares *et al.*, 2018). No entanto, não há uma caracterização detalhada da estrutura e natureza das rochas da litosfera dos diferentes blocos que compõem a área de estudo, com destaque para a região da sutura Tocantins-Araguaia e ao longo do Lineamento Transbrasiliiano.

Portanto, este trabalho caracteriza sísmicamente a crosta e o manto litosférico do Brasil central a partir de modelos 1-D de velocidade de cisalhamento obtidos da inversão conjunta de

resultados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície (Herrmann, 2013). A inversão conjunta foi aplicada em banco de dado da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET) coletados em 26 pontos distribuídos na área de estudo, Figura 1. Os resultados foram interpretados em conjunto com outros resultados de sísmica de refração e sismologia disponíveis.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Brasil central é resultado da aproximação e subsequente colisão dos crátons Amazônico, São Francisco e São Luiz (Oeste África) no Neoproterozoico. Nesse processo, foram envolvidos/amalgamados fragmentos continentais menores, como o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás e demais blocos que formam o embasamento das bacias do Paraná e Parnaíba, atualmente recobertos por rochas sedimentares fanerozoicas.

2.1 Província Tocantins

A Província Tocantins engloba as faixas dobradas Paraguai, Araguaia e Brasília e demais terrenos situados entre os crátons Amazônico e São Francisco, Fig.2 (Brito Neves *et al.*, 1984; Pimentel *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 2008; Fuck *et al.*, 2014). A província é subdividida em domínio sul, com trend NW-SE, e domínio norte com trend NE-SW. A porção norte ocupa a parte central da área de estudo e compreende as faixas Araguaia, bordejando o limite leste do Cráton Amazônico, e Brasília, perfazendo a borda oeste do Cráton Amazônico. Apresenta *trend* geológico N-S ao longo da Faixa Araguaia e NE-SW na Faixa Brasília (Fig.2).

A Faixa Araguaia destaca-se como unidade geotectônica neoproterozoica que segundo Moura (1993) divide a Plataforma Sul-Americana em dois domínios tectônicos diferentes: (1) o extra- Amazônico (Brito Neves e Fuck, 2014) ou pré- Brasileiro, em que não há registro da orogenia Brasileira/Pan-Africana e (2) o Domínio Brasileiro que retrabalhou rochas arqueanas e proterozoicas. Costa & Hasui (1988) sugeriram que a faixa foi formada a partir de uma Bacia do tipo semi-graben, em que a deposição ocorreu em sequência transgressiva de margem passiva. Estudos de reflexão profunda (Daly *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2018) mostraram que as rochas da faixa estão empurradas por sobre o embasamento do Cráton Amazônico, sugerindo o fechamento de oceano (de *backarc*) existente entre o Arco Magmático de Goiás e o embasamento da Bacia e a paleoplaca Amazônica, dando origem a sutura Tocantins-Araguaia.

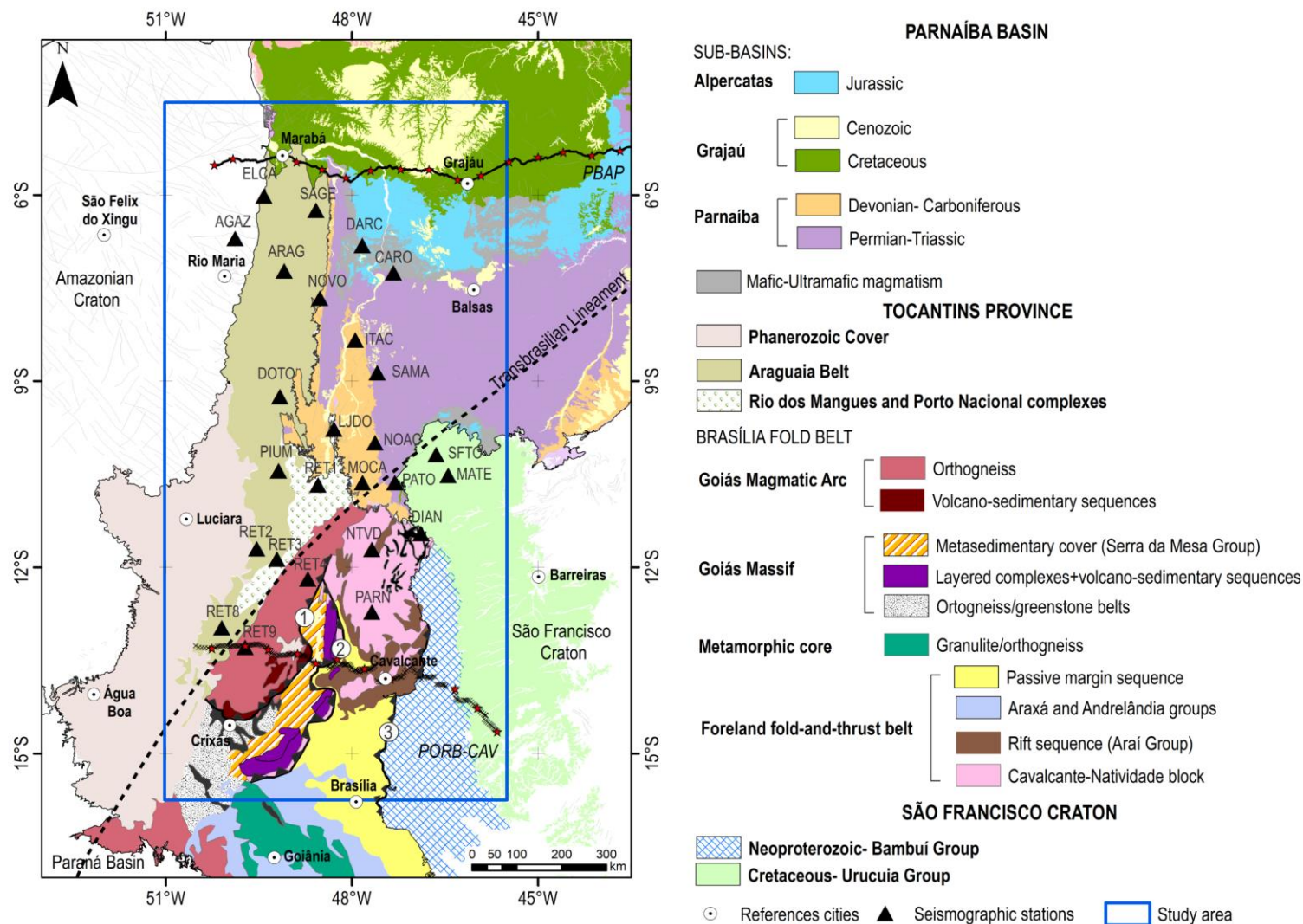


Figura 2- Mapa geológico do Brasil central. 1- Falha Rio dos Bois, 2- Sistema de Falhas Rio Maranhão e 3- Falha Paranã. Modificado de Soares *et al.* (2006 e 2018).

A faixa é composta por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, com menor contribuição de rochas carbonáticas, intrusões graníticas e rochas máficas e ultramáficas, interpretadas como ofiolitos (Alvarenga *et al.*, 2000). Os corpos ofiolíticos das Serras do Tapa, Quatipuru e Morro Agostinho, situados na parte oeste da Faixa Araguaia, provavelmente são lascas de crosta oceânica obductados durante a subducção e colisão da paleoplaca Amazônica com os blocos que hoje formam o embasamento da Bacia do Parnaíba (Paixão e Gorayeb, 2014).

Segundo Pinheiro *et al.* (2011) o embasamento da Faixa Araguaia é constituído por domínios Arqueano, Complexo Colmeia – 2,86 a 2,79 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000), e Paleoproterozoico, complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues – 2,12 a 2,05 Ga, sendo as vergências estruturais para oeste em direção ao Cráton Amazônico (Arcanjo e Moura, 2000; Moura *et al.*, 2008). No entanto, os complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues estão posicionados a leste da zona de sutura Tocantins-Araguaia (Trindade *et al.*, 2019 – submetido a JSAES) e, aparentemente, não se justificam como embasamento da faixa. Possível relação dos complexos com o embasamento da Bacia do Parnaíba não é suportado pelos valores de razão V_p/V_s que divergem consideravelmente. Aparentemente, esse bloco é um *inlier*, à semelhança do bloco arqueano do Maciço de Goiás, e foi amalgamado pela subducção para leste da paleoplaca Amazônica.

A Faixa Brasília ocupa a porção centro-leste do Brasil central e está localizada a leste da Faixa Araguaia e a oeste do Cráton do São Francisco. Ao norte, a faixa desaparece sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba (Fuck *et al.*, 2005). Estende-se por 1.100 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 depósitos sedimentares de margem passiva, sedimentos juvenis de mar profundo associados as rochas vulcânicas e intrusões graníticas do tipo colisionais, deformadas sobre a borda oeste do Cráton do São Francisco, com graus de metamorfismo e deformação mais intensos para o oeste. (Fuck *et al.*, 2017).

Na área de estudo, a Faixa Brasília é subdivida em três unidades: o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás e zona externa. 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 (Fig.2). Em direção a leste situa-se a zona externa da faixa que tem o limite com o Maciço de Goiás marcado pelo sistema

de falhas Rio Maranhão. A Falha do Paranã separa a sequência de margem passiva da zona externa das rochas do Grupo Bambuí localizados no domínio do Cráton São Francisco (Fuck *et al.*, 2005).

O Arco Magmático de Goiás é constituído por ortognaisses de composição gabro a granítica, com grande proporção de tonalitos metamorfizados, dioritos e granodioritos e sequências vulcano-sedimentares, formadas por rochas metavulcânicas máficas, intermediárias e ácidas e por rochas metassedimentares de origem detrítica e química. É interpretado como um arco de ilhas, seguido de arco de margem continental (Frasca, 2015) 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.*, 2000).

O Maciço de Goiás é interpretado como provável microcontinente constituído por rochas de idade arqueana e paleoproterozoica (Valeriano *et al.*, 2008). O bloco arqueano, localizado na porção sul do Maciço, é formado por terrenos granito-greenstone, formados por tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), e sequências supracrustais, ambos retrabalhados durante a Orogenia Brasileira. Na porção norte do maciço, o bloco paleoproterozoico apresenta camada basal de ortognaisse recoberto por rochas metassedimentares fortemente dobradas pertencentes ao Grupo Serra da Mesa (Pimentel *et al.*, 2000).

A Zona externa da Faixa Brasília compreende os terrenos situados entre o Maciço de Goiás e o Cráton do São Francisco. A parte norte é formada por embasamento exposto de idade paleoproterozoica e sequências metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Araí que constituem o Bloco Natividade - Cavalcante. A porção sul da zona externa é formada por sequências metassedimentares de margem passiva caracterizadas por sistema de nappes com vergência para o Cráton do São Francisco e o núcleo metamórfico, formado por granulitos e rochas metassedimentares de alto grau metamórfico denominado complexo Anápolis-Itauçu (Pimentel *et al.*, 2004). Ao leste, ao longo da Falha do Paranã, a zona externa da Faixa está empurrada por sobre o Grupo Bambuí que cobre parte do embasamento do Cráton do São Francisco.

2.2 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma extensa Bacia intraplaca do tipo *sag*, com formato quase circular, que ocupa área de aproximadamente 660.000 km² do norte e nordeste brasileiro, abrangendo parte dos estados do Pará, Maranhão, Piauí, Tocantins, Ceará e Bahia (Brito Neves *et al.*, 1984).

É sustentada/limitada pelas províncias tectônicas do Tocantins a oeste e Borborema a leste. Seu embasamento é formado por uma série de segmentos crustais menores amalgamados devido a aproximação e aglutinação dos crátons Amazônico, do São Francisco e São Luiz, durante a colagem Brasileira (Castro *et al.*, 2014; Daly *et al.*, 2014). Modelos obtidos de sísmica de reflexão e refração de Daly *et al.* (2014) e Soares *et al.* (2018), respectivamente, mostram que as colagens desses blocos são marcadas por espessamento crustal, relacionados com eventos térmicos fini- e pós- orogênico do Ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.*, 1984; Vaz *et al.*, 2007).

Diferente de outras bacias intracratônicas, a Bacia do Parnaíba não mostra direção preferencial de rifteamento controlando a deposição de sedimentos. O embasamento apresenta uma série de riftes de direções N-S, NW-SE e NE-SW, considerados como estruturas precursoras da Bacia (Nunes 1993; Oliveira e Mohriak 2003; Castro *et al.* 2016). Entre estes, o mais representativo é o rifte de Jaibaras, controlado pelo Lineamento Transbrasileiro, e exposto fora dos limites da Bacia do Parnaíba (Oliveira e Mohriak 2003; Pedrosa Jr *et al.* 2015, 2017). A história deposicional da Bacia do Parnaíba é bastante complexa e pode ser dividida em três períodos de deposição caracterizados como três sub-bacias (Fig.2): (i) Parnaíba (Siluriano –Carbonífero); (ii) Alpercatas (Permiano – Jurássico); (iii) Grajaú (Cretáceo – Cenozoico) (Vaz *et al.*, 2007).

A sub-Bacia do Parnaíba foi preenchida no Siluriano ao Carbonífero (Fig.2). A sequência do Siluriano marca o primeiro ciclo transgressivo-regressivo completo, depositado sobre rochas proterozoicas. Corresponde ao Grupo Serra Grande, que reporta o início da fase *sag* da bacia. O Grupo Serra Grande é contínuo ao longo de todo o embasamento (Daly *et al.*, 2018) e em superfície, aflora a leste no limite com a Província Borborema. A sequência Devoniana aflora nas porções leste e sudoeste, no contanto da Bacia com a Faixa Araguaia e Arco Magmático de Goiás. Em área, ocupa quase toda a Bacia e é formada pelo Grupo Canindé (Vaz *et al.*, 2007).

A sub-Bacia do Alpercatas é constituída pelas sequências do Permiano ao Jurássico (Figura 2.3). A mudança de depocentro no Permiano é atribuída à subsidência gerada pela carga

relacionada ao magmatismo Mosquito (CAMP), associado à ruptura de Gondwana e abertura do Atlântico Norte. É constituída somente pela Formação Pastos Bons (Góes e Feijó, 1994).

A ruptura do supercontinente Gondwana levou à abertura do Oceano Atlântico sul, no Cretáceo, conseqüentemente marcando o final da deposição de sedimentos do Jurássico e marcando novo deslocamento do depocentro da Bacia da região central para próximo do extremo norte e noroeste da Bacia. Neste contexto, ocorreu o magmatismo máfico regional da Formação Sardinha e acomodação de intrusões ígneas, como diques e soleiras (Merle *et al.* 2011). As rochas magmáticas derivadas desse evento tectônico têm espessura somada de 600 a 800 m intrudidas na pilha de sedimentos da Bacia (Daly *et al.*, 2014).

A sub-Bacia do Grajaú abrange seqüências do Cretáceo ao Cenozoico. Os sedimentos que preencheram a sub-Bacia são de origem marinha, e as transgressões e regressões provieram do oceano Atlântico central. Estas seqüências afloram nas porções norte e noroeste da Bacia e estão sobrepostas discordantemente sobre às rochas jurássicas e mais antigas. As formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru a constituem (Vaz *et al.*, 2007).

2.3 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é a porção menos estudada na Plataforma Sul-Americana, compreende uma área de aproximadamente 4.400.000 km² do território brasileiro (Hasui, 2012). É o descendente mais bem preservado de Rodínia e representa uma grande placa litosférica continental, composta por províncias crustais de idade variando do Arqueano ao Mesoproterozoico. Foi estabilizado tectonicamente em torno de 1,0 Ga e comportou-se com uma placa estável no Neoproterozoico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas brasileiras (B Brito Neves e Cordani, 1991; Brito Neves e Fuck, 2013).

O modelo geocronológico obtido por datação de U-PB subdivide o Cráton em sete províncias tectônicas: (i) Carajás (3,10 a 2,53 Ga), (ii) Amazônia Central (2,60 a 1,70 Ga), (iii) Transamazonas (2,25 a 2,00 Ga), (iv) Tapajós-Parima (2,10 a 1,87 Ga), (v) Rio Negro (1,86 a 1,52 Ga), (vi) Rondônia-Juruena (1,81 a 1,52 Ga), e (vii) Sunsás (1,45 a 0,99 Ga).

A área de estudo abrange a província tectônica dos Carajás, uma das maiores províncias minerais do planeta. É considerada a porção mais antiga e melhor preservada do Cráton

Amazônico (3,10 a 2,53 Ga), formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano e não afetada pela Orogenia Transamazônica (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari e Macambira, 1999).

A crosta sob o domínio dos Carajás é constituída de sequências metavulcanosedimentares e granitoides ricos em potássio. Segundo estudos de função de receptor de Albuquerque (2017) e Lima *et al.* (2019) a espessura da crosta neste domínio varia de 37 a 39 km e razão Vp/Vs média de 1,73. Em relação a outros crátons, como por exemplo, o do São Francisco, a crosta do Cráton Amazônico nesta região é relativamente fina.

3. DADOS E PROCESSAMENTO

O banco de dados utilizado consiste em registros telessísmicos da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET), gerenciada pelo Laboratório de Estudos da Listosfera da Universidade de Brasília como parte dos projetos de pesquisa “Lineamento Transbrasiliano: origem, evolução e influência na sedimentação de bacias fanerozoicas”, financiado pelo Petróleo S.A Brasil, e “Programa de Análise da Bacia Intracratônica do Parnaíba”, financiado pela companhia BP Energy do Brasil. A RSET é uma rede móvel composta por dez estações sismográficas de banda larga que, ao longo de dez anos, ocupou vinte e seis pontos na porção norte da Província Tocantins, sul da Bacia do Parnaíba e limites com os crátons Amazônico e do São Francisco (Fig.1). Um total de vinte e duas estações foram equipadas com sensor triaxial Smart24R da Geotech, com faixa de frequência de 120s a 50Hz e taxa de amostragem de 200 amostras por segundo. Quatro estações, pertencentes ao *Pool* de Equipamentos Geofísicos do Brasil, foram equipadas com registrador Reftek DAS -130 e sismômetro modelo 151 da Reftek, com faixa de frequência de 120 a 50 Hz e taxa de amostragem de 100 amostras por segundo.

Aos registros telessísmicos aplicou-se (1) a técnica de função do receptor de onda P e o programa Hk-stacking para obter a espessura média da crosta em função da razão Vp/Vs ($H \times Vp/Vs$) e (2) utilizando traço de função do receptor estaqueado (representativo da estação) foi realizada a inversão conjunta da função do receptor e velocidade da onda Rayleigh, que fornece modelo crustal com distribuição de velocidade das ondas S.

A função do receptor é uma série temporal obtida pela deconvolução da componente vertical das horizontais, sendo que o tempo e a amplitude das chegadas no sismograma são

sensíveis a estrutura da litosfera abaixo da estação sismográfica (Langston, 1979; Lígorria e Ammon, 1999). A função do receptor de onda P tem como modelo a conversão da onda P em onda S vertical (SV) no limite crosta-manto (descontinuidade de Mohorovicic- Moho). As formas de onda da função do receptor na radial foram obtidas de registros telessísmicos com distância epicentral entre 30° e 90° e magnitude maiores que 5,0 m_b registradas em 26 estações sismográficas no Brasil central,

O pré-processamento incluiu o corte do sinal em janelas de tempo de 150 s, 60s antes e 90s após a chegada da onda P, filtragem passa-banda de 0,02 a 3 Hz, para remover ruído de alta frequência e baixa frequência, rotação das componentes para vertical, radial e transversal e diminuição da taxa de amostragem para 10 amostras por segundo. As funções do receptor foram calculadas com o procedimento de deconvolução iterativa no domínio tempo de Lígorria e Ammon (1999), com 500 iterações. As funções do receptor foram obtidas em duas bandas de frequência sobrepostas de $f_c < \sim 1,25$ Hz e $f_c < \sim 2$ Hz, utilizando filtros gaussianos de $a= 2,5$ e $a=4,0$, respectivamente. O controle de qualidade incluiu a rejeição de funções do receptor com RMS menores que 70%.

Os dados de dispersão de ondas de superfície consistiram em curvas médias de velocidade de dispersão do modo fundamental da onda Rayleigh para cada estação sismográfica. Para obter as curvas selecionou-se as componentes verticais, com boa razão sinal-ruído, de eventos telessísmicos de distância epicentral entre 22° e 65°, profundidade até 40 km e magnitude maior que 5,0 m_w . As velocidades de grupo foram obtidas para períodos de 7 a 100s a partir das técnicas de filtragem múltipla (Multiple Filter Technique, MFT, Dziewonski *et al.*, 1969) e a filtragem fase emparelhada (Phase Matched Filter, PMF, Herrin e Gogorth, 1977). A partir das curvas de dispersão adquiridas para cada estação, calculou-se a curva de dispersão média utilizando o programa livre ImagEM (Travaglia Filho, 2016). Um exemplo de eventos selecionados e curva média para a estação AGAZ é mostrado na Figura 3.

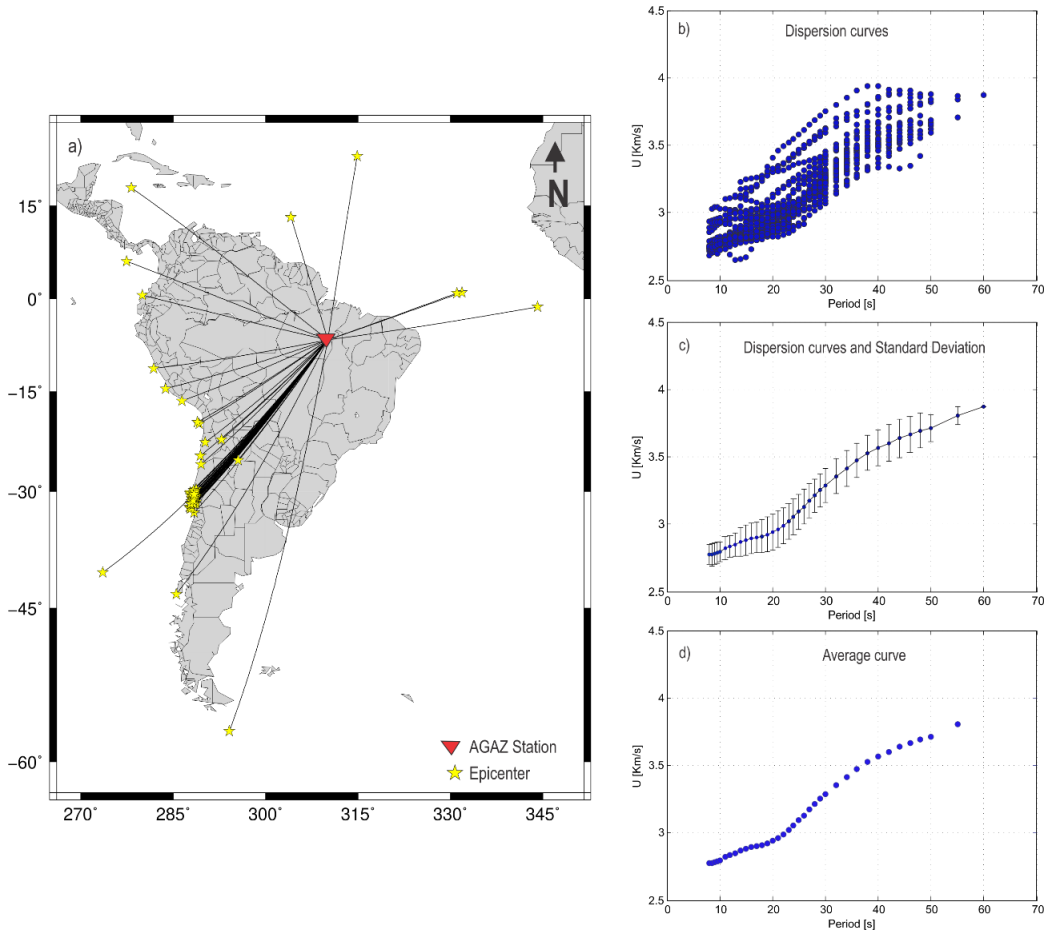


Figura 3- Dados de dispersão de ondas de superfície da estação AGAZ. a) Localização epicentral dos eventos telessísmicos utilizados. b) Curvas de velocidade de grupo, do modo fundamental da onda Rayleigh, selecionadas no período de 7s a 60s. c) Curva média e desvio padrão calculados a partir de 61 curvas mostradas na Figura 4 (b). d) Curva de dispersão média utilizada na inversão conjunta.

4. ESTRUTURA DA LITOSFERA

4.1 Espessura crustal e razão V_p/V_s

A primeira etapa consistiu em obter a espessura crustal e a razão V_p/V_s , para as nove estações da parte norte do arranjo sismográfico (Fig.1), aplicando o método *Hk-stacking* (Hk) (Zhu e Kanamori, 2000).

O Hk é um procedimento que realiza inspeção em grid sobre uma superfície de empilhamento gerada a partir da soma de uma combinação ponderada das amplitudes das fases P convertida em S na Moho (Ps) e suas múltiplas positiva (PpPms) e negativa (PsSms +PsPms), independentemente do parâmetro de raio (Julià *et al.*, 2008). O Hk exige como informação a priori

o valor de velocidade da onda P (V_p) e a atribuição de pesos para as fases Ps e múltiplas. Para as estações localizadas na Bacia do Parnaíba foi utilizada uma V_p de 6,2 km/s e para o Cráton Amazônico e Faixa Araguaia uma V_p de 6,4 km/s (Soares *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2019).

Os sismogramas de função do receptor na radial e os resultados do Hk, para nove estações, são mostrados na Figura 4. As estações ELCA e AGAZ estão localizadas no domínio do Cráton Amazônico. Para a estação ELCA selecionou-se 40 formas de onda da função do receptor com boa razão sinal-ruído. A fase Ps é clara com chegada próximo a 5s e aparentemente a fase múltipla positiva chega por volta de 14s. O método Hk determinou valores de $35.8 \pm 1,6$ km e $1,78 \pm 0.04$ para a espessura crustal e razão V_p/V_s , respectivamente, com uma correlação negativa de 98,2%. A estação AGAZ, semelhante a estação ELCA, apresenta boa razão sinal-ruído e fase Ps com tempo de chegada menor que 5s, o alinhamento de fases próximo a 14s pode indicar a fase múltipla positiva. Selecionou-se como entrada do método Hk 76 formas de onda de função do receptor na radial, a espessura crustal obtida foi de $34,9 \pm 0,9$ km e razão V_p/V_s de $1,80 \pm 0,03$, com correlação negativa de 98,2%.

As estações SAGE e ARAG estão sob os metassedimentos da Faixa Araguaia. A estação SAGE foi instalada próximo a planície de inundação do Rio Araguaia o que afetou as formas de ondas da função receptor selecionadas e apenas dois resultados é possível identificar com clareza a fase Ps ($> 5s$). A baixa razão sinal-ruído atribuiu ambiguidades ao resultado do método Hk, que identificou três possibilidades para a espessura crustal e razão V_p/V_s (Fig. 4). A primeira apresenta alta razão V_p/V_s ($\sim 1,85$) e espessura de aproximadamente 37 km., a segunda opção tem espessura de $41,5 \pm 3,4$, razão V_p/V_s igual a $1,76 \pm 0,09$ e correlação negativa de 3%. A terceira resposta possui razão V_p/V_s abaixo de 1,70 e espessura maior que 46 km.

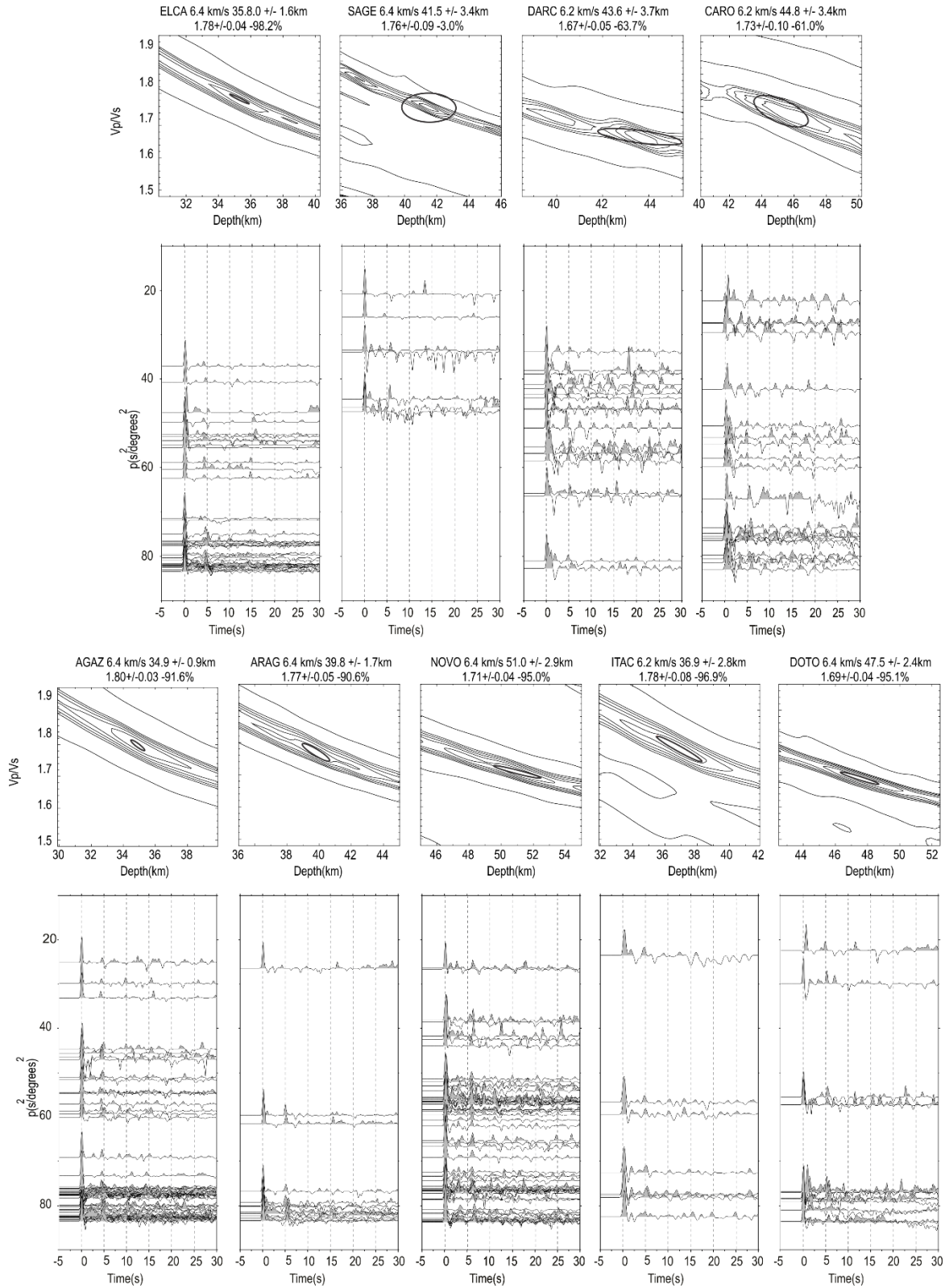


Figura 4- Resultados do Hk-stacking para nove estações da RSET. É mostrado o resultado do Hk-stacing (acima) e os sismogramas da função do receptor na radial para cada estação (abaixo).

O método selecionou a segunda opção por ter maior correlação que os demais, no entanto, o resultado é pouco confiável.

A estação ARAG tem banco de dados de boa qualidade, no entanto, a maioria dos eventos são de parâmetro de raio e azimute próximos. A fase Ps chega em 5 s e nos traços entre 76 - 84 s²/graus² há alinhamento de fase após 15s que provavelmente indica a fase múltipla positiva. A espessura da crosta é de $39,8 \pm 1,7$ e razão Vp/Vs de $1,77 \pm 0,05$, com correlação negativa de 90,6 %.

As estações DARC e CARO estão localizadas na Bacia do Parnaíba, em região onde o magmatismo máfico da Bacia aflora. A camada sedimentar mais as rochas magmáticas locais provavelmente afetaram as formas de onda da função do receptor das estações, dificultando o cálculo da espessura e razão Vp/Vs da crosta. A fase P encontra-se deslocada do tempo zero e sua característica mais “alargada” sugere que a fase convertida na base da Bacia foi somada a esta. Para a estação DARC, parte das fases Ps estão acima de 5s e parte têm fases Ps menores que 5s, mas nenhuma dependência azimutal foi observada. O método Hk apresentou duas respostas, a de maior correlação mostrou espessura crustal de $43,6 \pm 3,7$ km e razão Vp/Vs de $1,67 \pm 0,05$. Para a estação CARO, os eventos oriundos de azimute entre 0° e 130° a Ps têm valor acima de 5 s, os eventos de azimute 160° a 350° apresentaram Ps menores que 5s (ver no Apêndice C). Além do ruído, as diferenças na fase Ps ocasionaram aumento das incertezas dos resultados do Hk, principalmente, para a razão Vp/Vs. O resultado de maior correlação mostra crosta de espessura de $44,8 \pm 3,4$ km e razão Vp/Vs de $1,73 \pm 0,10$.

A estação ITAC está localizada na sub-Bacia do Parnaíba (Devoniano- Carbonífero) sobre o rifte de Palmas, e apenas 8 formas de onda apresentam boa razão sinal-ruído. Aparentemente, a fase da base da Bacia encontra-se próxima a fase P e indica que a espessura da camada sedimentar é menor para essa região do que para as estações DARC e CARO. A fase Ps chega em 5s e as fases múltiplas não são claras. O método Hk determinou espessura crustal de $36,9 \pm 2,8$ km, razão Vp/Vs de $1,78 \pm 0,08$ e correlação negativa de 96, 9%.

As estações DOTO e NOVO encontram-se no limite da Faixa Araguaia com a Bacia do Parnaíba, região da Zona de Sutura Tocantins-Araguaia. Ambos bancos de dados apresentaram fases Ps acima de 5s e múltiplas pobres. A estação NOVO possui vasto banco de dados, com 52 formas de onda e boa distribuição azimutal. O método HK identificou dois possíveis resultados de espessura crustal e razão Vp/Vs (Fig. 4). O primeiro tem espessura de aproximadamente 48 km e

razão Vp/Vs de cerca de 1,76. O segundo, selecionado pelo método Hk por ter maior correlação, possui espessura da crosta é de $51,0 \pm 2,9$ km, razão razão Vp/Vs $1,71 \pm 0,04$ e correlação negativa 95%. A estação DOTO tem banco de dados menor que da estação NOVO e apresentou espessura de $47,5 \pm 2,4$ km, razão Vp/Vs $1,69 \pm 0,04$, a correlação negativa é de -95,1%.

As estimativas da espessura e razão Vp/Vs médias da crosta para as demais estações da RSET foram determinadas por Trindade *et al.* (2019, submetido). O resumo dos resultados, erros e parâmetros relevantes é listado na Tabela 1. Para os resultados obtidos do Hk-stacking, em geral, atribuiu-se pesos de 0,6, 0,3 e 0,1 para a fase Ps, PpPms e PsSms +PsPms, respectivamente.

Os resultados da Tabela 1 revelam que as espessuras crustais no Brasil central variam entre 35 e 53 km e as relações Vp/Vs são mais variáveis e estão entre 1,67 e 1,80. A crosta do Cráton Amazônico é relativamente fina, de espessura média a de 35 km, e máfica (Vp/Vs ~ 1,8). A Faixa Araguaia apresenta espessura média de 38,7 km a sul e 41,5 km a norte sob a estação SAGE, com razão Vp/Vs de 1,77. Os valores de razão Vp/Vs são próximos aos encontrados para o Cráton Amazônico e a diferença de espessura aparentemente reflete o espessamento gerado pelo empurrão das rochas da Faixa por sobre o Cráton Amazônico.

A Bacia do Parnaíba apresentou crosta espessa (~44 km) na região mais a norte, sob DARC e CARO, a razão Vp/Vs para essa região é cerca de 1,70. Sob a estação ITAC, a crosta afina para 36,9 e a razão Vp/Vs aumenta para 1,78. O afinamento crustal nessa região pode estar relacionado com o rifte Palmas.

4.2 Inversão Conjunta

A modelagem da função do receptor apresenta solução não única, pois várias estruturas da velocidade cisalhante podem corresponder razoavelmente as formas de ondas observadas. A não unicidade foi mostrada claramente por Ammon *et al.* (1990) para distintos modelos crustais e ocorre porque a sensibilidade da função do receptor é o contraste de velocidade em cada interface e o tempo de viagem relativo por meio da camada, não a velocidade absoluta.

As informações de velocidade da onda S absoluta estão contidas na dispersão das ondas de superfícies. Por esses motivos, a dispersão de ondas de superfície é usualmente invertida conjuntamente com a função do receptor para determinação da velocidade cisalhante absoluta do meio. A combinação desses dados fornece restrições mais rigorosas para a estrutura de velocidade

cisalhante que aplicando as técnicas individualmente e a não unicidade dos modelos invertidos é reduzida (Özalaybey *et al.*, 1997; Du e Folger, 1999; Julià *et al.*, 2000).

Tabela 1- Espessura crustal e razão Vp/Vs no Brasil central. Os resultados obtidos nesse trabalho estão destacados em negritos e os demais foram determinados por Trindade *et al.* (2019, submetido). Os valores de Vp foram obtidos da refração sísmica das linhas POB-CAV e PBAP (Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2018).

Station	Lat S (°)	Long S (°)	Elevation (m)	Sensor Type	Vp (km/s)	H(km)	Vp/Vs	Correlation (%)	RF results
DIAN	11.46	46.89	516.15	Geotech- KS2000	6.4	39.5	1.71	-	4
LJDO	9.77	48.29	272.91	Reftek - 151-120	6.2	41±0.8	1.73±0.04	-98.2	16
MATE	10.52	46.45	518.26	Reftek - 151-120	6.4	41.1	1.71	-	4
MOCA	10.63	47.83	261.58	Reftek - 151-120	6.2	41.9±2.9	1.72±0.05	-99.8	19
NOAC	9.99	47.63	292.1	Geotech- KS2000	6.2	42.4	1.716	-	2
NTVD	11.71	47.68	348.7	Reftek - 151-120	6.4	38.4±4.2	1.71±0.07	-98.6	10
PARN	12.74	47.65	382.15	Geotech- KS2000	6.4	40.6	1.71	-	2
PATO	10.64	47.31	348.62	Geotech- KS2000	6.4	42.5	1.71	-	5
PIUM	10.44	49.18	266.54	Geotech- KS2000	6.4	53±2.3	1.67±0.08	-79.3	35
RET1	10.67	48.55	251.7	Geotech- KS2000	6.4	41.5±1.7	1.79±0.03	-94.5	20
RET2	11.7	49.53	193.83	Geotech- KS2000	6.4	36.7	1.79	-	3
RET3	11.87	49.21	279.53	Geotech- KS2000	6.4	38/44	-	-	-
RET4	12.18	48.71	264.5	Geotech- KS2000	6.4	41.9±3.3	1.7±0.04	-96.9	42
RET8	12.97	50.1	264.22	Geotech- KS2000	6.4	39.7±2.0	1.78±0.04	-94.6	104
RET9	13.29	49.72	275.23	Geotech- KS2000	6.4	52.9±0.9	1.68±0.04	-95.1	121
SAMA	8.86	47.59	311.62	Geotech- KS2000	6.2	42.3±3.6	1.71±0.06	-99.2	15
SFTO	10.18	46.64	364.7	Geotech- KS2000	6.4	44.2	1.71	-	3
AGAZ	6.69	49.91	243	Geotech- KS2000	6.4	34.9±0.9	1.8±0.03	-91.6	76
ELCA	6.02	49.41	150.73	Geotech- KS2000	6.4	35.8±1.6	1.78±0.04	-98.2	40
SAGE	6.26	48.58	185.33	Geotech- KS2000	6.4	41.5±3.4	1.76±0.09	-3	17
DARC	6.81	47.83	397.75	Geotech- KS2000	6.2	43.6±3.7	1.67±0.05	-63.7	22
NOVO	7.68	48.49	294.72	Geotech- KS2000	6.4	51±2.9	1.71±0.04	-95	52
ITAC	8.38	47.88	247.57	Geotech- KS2000	6.2	36.9±2.8	1.78±0.08	-96.9	11
DOTO	9.27	49.1	202.93	Geotech- KS2000	6.4	47.5±2.8	1.68±0.04	-95.1	18
ARAG	7.26	49.16	133.15	Geotech- KS2000	6.4	39.8±1.7	1.77±0.05	-90.6	16
CARO	7.24	47.41	210.28	Geotech- KS2000	6.2	44.8±3.4	1.73±0.10	-61	26

A metodologia de inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície foi aplicada aos dados das 26 estações sismográficas da RSET para gerar perfis em uma dimensão (1D) de velocidade da onda S em função da profundidade para cada estação, que depois de compostas permitem uma visão 2D da litosfera do Brasil central.

Primeiramente, com o intuito de verificar a existência de variações laterais na estrutura da crosta em torno da estação e garantir um modelo de velocidade único sob a estação, para cada estação, calculou-se a média da função do receptor de alta (2,5 Hz) e baixa frequência (1,25 Hz). As funções do receptor foram empilhadas com variação máxima de parâmetro de raio de 0,2 s/km e variação máxima no azimute de cerca de 4 graus. Logo após, curvas de dispersão médias foram construídas para cada estação como descrito na seção 3.

Em seguida, as funções do receptor e as curvas de dispersão médias, para cada estação, foram combinadas e invertidas conjuntamente pelo procedimento de inversão linearizada de Herrmann e Ammon (2002). O objetivo da inversão linearizada é determinar o modelo de velocidade S da crosta e do manto superior a partir da minimização funcional da diferença entre dados observados e preditos (RMS) e da equalização de diferentes unidades físicas e números de pontos, relacionados matematicamente, com o fator de influência (p). O parâmetro p é um valor *a priori*, com valores entre 0 e 1, que define a influência do conjunto de dados nos modelos invertidos. O fator p igual a 0,5 foi escolhido dando influência igual para cada banco de dados. Com intuito de obter maiores ajustes entre o modelo observado e predito foram considerados na inversão conjunta informações *a priori* de suavidade ponderada e amortecimento igual a 0,8 para controlar a variação lateral do modelo.

O modelo inicial adotado para a inversão foi ak135-F, que é formado por camadas finas de espessura fixa, velocidade e densidade uniformes, considerando o meio isotrópico e Terra esférica (Kennett *et al.*, 1995; Montagner *et al.*, 1995). O modelo tem 600 km de profundidade distribuídos em 25 camadas de 2 km de espessura cada, 10 camadas de 5 km e 50 camadas de 10 km. A velocidade e a densidade são constantes para os 50 primeiros quilômetros do modelo ($V_p=8,0398$ km/s; $V_s=4,4844$ km/s e densidade = $3,3248$ kg/m³) e aumentam progressivamente com o aumento da profundidade.

Os resultados da inversão conjunta para as estações ELCA e RET4 são ilustrados na Figura 5. Os ajustes entre as médias da função do receptor na radial e curva de dispersão para cada estação e os dados preditos, o modelo inicial e o modelo de velocidade resultante da inversão são mostrados. Para ambos os casos, a inversão foi corrida com 40 iterações, número suficiente para o processo iterativo convergir para um modelo de velocidade consistente.

O perfil de velocidade S versus profundidade para a estação ELCA (Fig. 5a), localizada no Cráton Amazônico, mostra crosta de espessura de 38 km ($V_s \sim 3,61$ km/s) com duas camadas: crosta superior e inferior. A crosta superior tem espessura média de 22 km e a V_s média de 3,4 km/s. A crosta inferior apresenta 16 km de espessura e V_s de 3,82 km/s, a base da crosta inferior tem uma região de transição de 8 km, em que ocorre o aumento da velocidade de 3,77 km/s para 4,12 km/s. O manto superior tem V_s média de 4,46 km/s até 100 km. O ajuste entre os dados observados e os preditos das funções do receptor e velocidades de dispersão são geralmente excelentes, apesar de algumas fases da função do receptor não terem sido modeladas adequadamente. O RMS do desajuste do modelo é de 0,007 km/s, o ajuste da função do receptor é de 87,24% e da curva de dispersão 99,99%.

O perfil de velocidade S versus profundidade para estação RET4, localizada no Arco Magmático de Goiás (Fig. 5b), mostra crosta de espessura de 40 km ($V_s \sim 3,48$ km/s) e duas camadas. A crosta superior apresenta espessura média de 16 km e V_s de 3,2 km/s. A crosta inferior tem espessura de 24 km e V_s de 3,7 km/s e compreende gradiente suave abaixo da crosta superior mais camada de alta velocidade até o limite crosta – manto, essa camada de transição possui 8 km de espessura e $V_s \sim 4$ km/s. A crosta nesse modelo tem caráter transicional, que pode estar relacionado com a fase P_s menos impulsiva nas formas de ondas da função do receptor, o limite crosta-manto foi identificado devido as mudanças da velocidade. A V_s do manto tem valor médio de 4,3 km/s. Os ajustes as médias das médias funções do receptor e velocidades de dispersão são geralmente excelentes, com valores de 88,4 % e 99,99%, respectivamente. O RMS do desajuste é de 0,05 km/s.

Ambas as inversões foram obtidas para p igual a 0,5. As inversões linearizadas são computadas sequencialmente e o RMS para o modelo atual é obtido como uma combinação linear de alterações do próprio modelo. Quando a solução converge ao mínimo, não são necessários os mínimos globais e a confiança nas mudanças é atribuída ao próprio modelo (Herrmann E Ammon 2002).

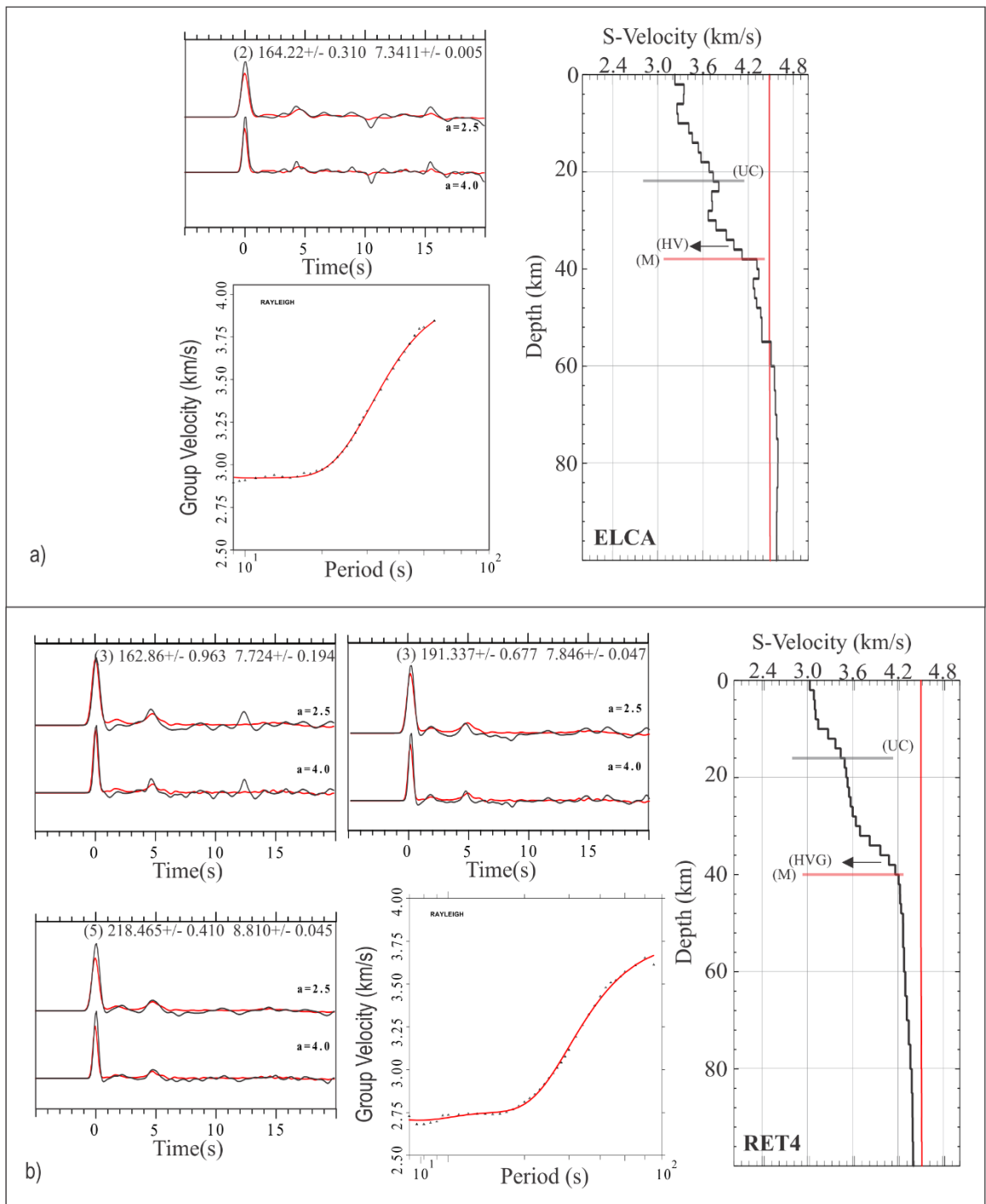


Figura 5- Resultados de inversão conjunta para as estações (a) ELCA e (b) RET4 situadas no Cráton Amazônico e Arco Magmático de Goiás, respectivamente. Os dados observados e o modelo de velocidade S invertido são mostrados na cor preta e os dados preditos e o modelo inicial aK135-f estão representados na cor vermelha. Os números nos painéis das formas de ondas da função do receptor indicam o número de formas de ondas utilizadas no cálculo da função do receptor média, a média do back-azimute e o desvio padrão, e o parâmetro de raio médio e o desvio padrão. A linha horizontal na cor vermelha nos modelos de velocidade indica a interpretação para a descontinuidade de Moho (M). UC é referente a crosta superior e HV é a camada de alta velocidade na base da crosta inferior.

4.3 Perfis de velocidade S

Os modelos de velocidade S *versus* profundidade de cada estação foram dispostos em 6 perfis, formando modelo 2D dos diferentes domínios tectônicos do Brasil central. O intuito é analisar as variações da estrutura da litosfera em cada domínio (Fig.6). Os resultados das estações NTVD e DIAN, localizadas no Bloco Cavalcante-Natividade, não foram incluídos nos perfis por estarem fora dos os alinhamentos e serão examinados a parte.

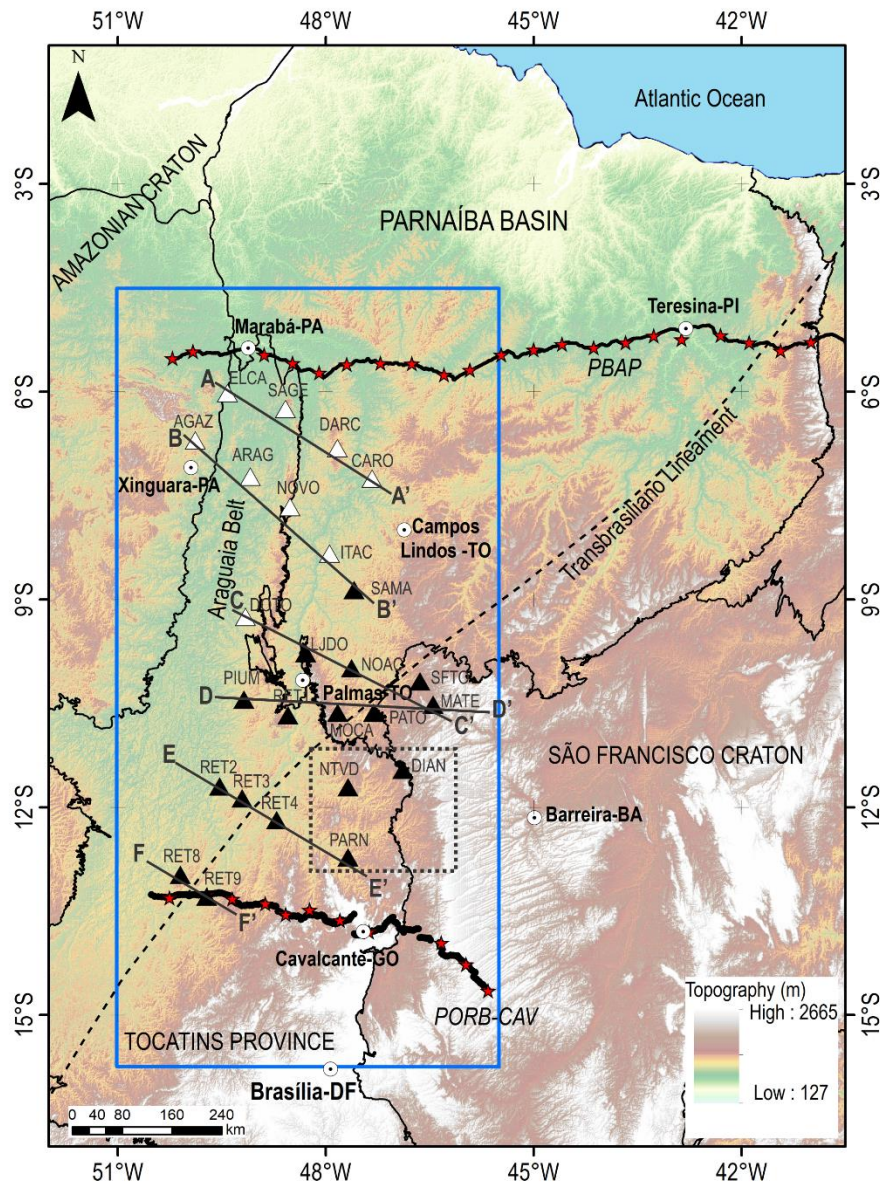


Figura 6- Mapa de localização mostrando perfis que atravessam distintos ambientes tectônicos. O retângulo delimita as estações que estão localizadas no bloco Cavalcante- Natividade.

De forma geral, os resultados dos modelos de velocidade S obtidos, mostrados na Figura 7, consistem em quatro camadas internas da crosta mais o manto litosférico. A camada mais superior representa as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e do Grupo Urucuaia, e as camadas seguintes são a crosta superior, a crosta inferior, e região de alto gradiente de velocidade na base da crosta e o manto litosférico.

Os perfis AA' e BB'' começam sobre o Cráton Amazônico, atravessam a Faixa Araguaia e a Zona de Sutura Tocantins-Araguaia e terminam na Bacia do Parnaíba (Fig.6). O perfil AA' mostra camada sedimentar, para a região da Bacia, com espessura de média de 2km e Vs de 2,64 km/s. A crosta superior tem espessura de 20 km a 22 km, sendo que os modelos abaixo da Bacia são afetados pelos efeitos das fases múltiplas da camada sedimentar e pelo magmatismo aflorando na região, a velocidade S média varia entre 3,4 km/s e 3,5 km/s. A crosta inferior apresenta dois domínios de velocidades distintas, um com velocidade quase constante e outro com alto gradiente de velocidade próximo a sua base. No geral, a crosta inferior tem espessura de 16 km a 28 km e a Vs média de 3,81 km/s a 4,00 km/s. A porção de alto gradiente de velocidade é bastante espessa abaixo da zona de sutura (~10 km) e afina em direção a Bacia(~6km). A velocidade da onda S aumenta consideravelmente abaixo das estações da bacia.

A crosta do perfil tem espessura de 38 km a 50 km a Vs média varia de 3,61km/s a 3,75 km/s, a crosta é mais fina na região do Cráton Amazônico e espessa na região da Zona de Sutura Tocantins-Araguaia (SAGE), onde o modelo apresenta maior velocidade, gradiente mais forte e o limite crosta-manto tem caráter transicional. O manto litosférico tem Vs variando de 4,46 km/s a 4,52 km/s, com Vs menor para a região do Cráton Amazônico (Fig.7).

O perfil BB' é praticamente paralelo ao perfil AA' e é constituído por modelos de velocidade de cinco estações que vão do Cráton Amazônico a Bacia do Parnaíba. A região da Bacia do Parnaíba tem camada sedimentar de 2 km de espessura e Vs média de 3,1 km/s. A crosta superior apresenta espessura de 20 -22 km e Vs de 3,4 km/s a 3,51 km/s. Aparentemente, a crosta superior abaixo da Bacia foi afetada pelas fases múltiplas da Bacia e o modelo da estação ITAC não apresentou descontinuidade que possa indicar a crosta superior. A crosta inferior do perfil possui espessura variando de 14 km sobre o Cráton Amazônico a 33 km na região de sutura (NOVO) e 18 km na Bacia. A Vs varia entre 3,51 km/s a 4,2 km/s, com camada de alto gradiente de velocidade de 6 km de espessura na zona de sutura e 4 km na região da Bacia, com velocidade aumentando consideravelmente em relação a Bacia (4,2 km/ – 4,4 km/s).

A geometria da crosta do perfil BB' é muito semelhante a do perfil AA', com espessura da crosta de 36 km na Faixa Araguaia, 49 km, na região de sutura e 38-42 km na região da Bacia. A crosta é consideravelmente fina na região do Cráton Amazônico e espessa abaixo da zona de sutura, localmente a espessura da crosta abaixo da estação ITAC é fina em relação aos demais resultados obtidos para a Bacia do Parnaíba. A Vs média da crosta varia de 3,54 km/s a 3,77 km/s, sendo mais baixa para a região do Cráton Amazônico e aumentando na zona de sutura, onde o gradiente de velocidade é mais forte, padrão observado para todas as estações da região de sutura. O limite entre a crosta e o manto é abrupto com exceção do modelo da estação NOVO. Os modelos mostram manto de Vs variando entre 4,42 km/s a 4,58 km/s (Fig.7).

O perfil CC' tem início na Faixa Araguaia, cruza a sutura Tocantins- Araguaia e termina sobre os sedimentos Cretáceos do Grupo Urucuaia, na Bacia do Parnaíba. No domínio do Grupo Urucuaia (SFTO e MATE) são identificadas duas camadas sedimentares distintas a da Bacia do Parnaíba e a do Grupo Urucuaia. O Grupo Urucuaia é formado por aproximadamente 2 km de sedimentos pouco consolidados com velocidade variando entre 2,1-2,4 km/s, depositados sobre os sedimentos da Bacia do Parnaíba. A Bacia do Parnaíba está bem definida nas estações SFTO e MATE, onde é caracterizada por 2 km de sedimentos com velocidade variando de 2,9-3,0 km/s. A estação NOAC, apresenta camada adicional de 2 km de espessura e velocidade de 3,15 km/s que não aparece em SFTO e MATE. A estação LJDO, apesar de estar na Bacia, foi instalada sobre o granito Lajeado e não marca a camada sedimentar. O embasamento raso é caracterizado por velocidade de 3,3-3,5 km/s.

Os modelos das estações SFTO e NOAC apresentaram menores ajustes para a função do receptor e curva de dispersão devido ao ruído associado ao efeito da reverberação da frente de onda nos sedimentos (ver Apêndice C.1). As múltiplas reverberações contaminaram o sinal da FR gerando alternância de camadas de alta e baixa velocidade para a crosta do Grupo Urucuaia falseando o modelo obtido. Apesar disso a descontinuidade de Moho está definida em 38 km para a estação MATE e 44 km para a SFTO. A crosta superior não é bem definida na maioria dos modelos, com exceção da região da Faixa Araguaia (estação DOTO) que tem crosta superior de 24 km e Vs de 3,4 km/s e crosta inferior de 20 km e Vs de 3,83 km/s.

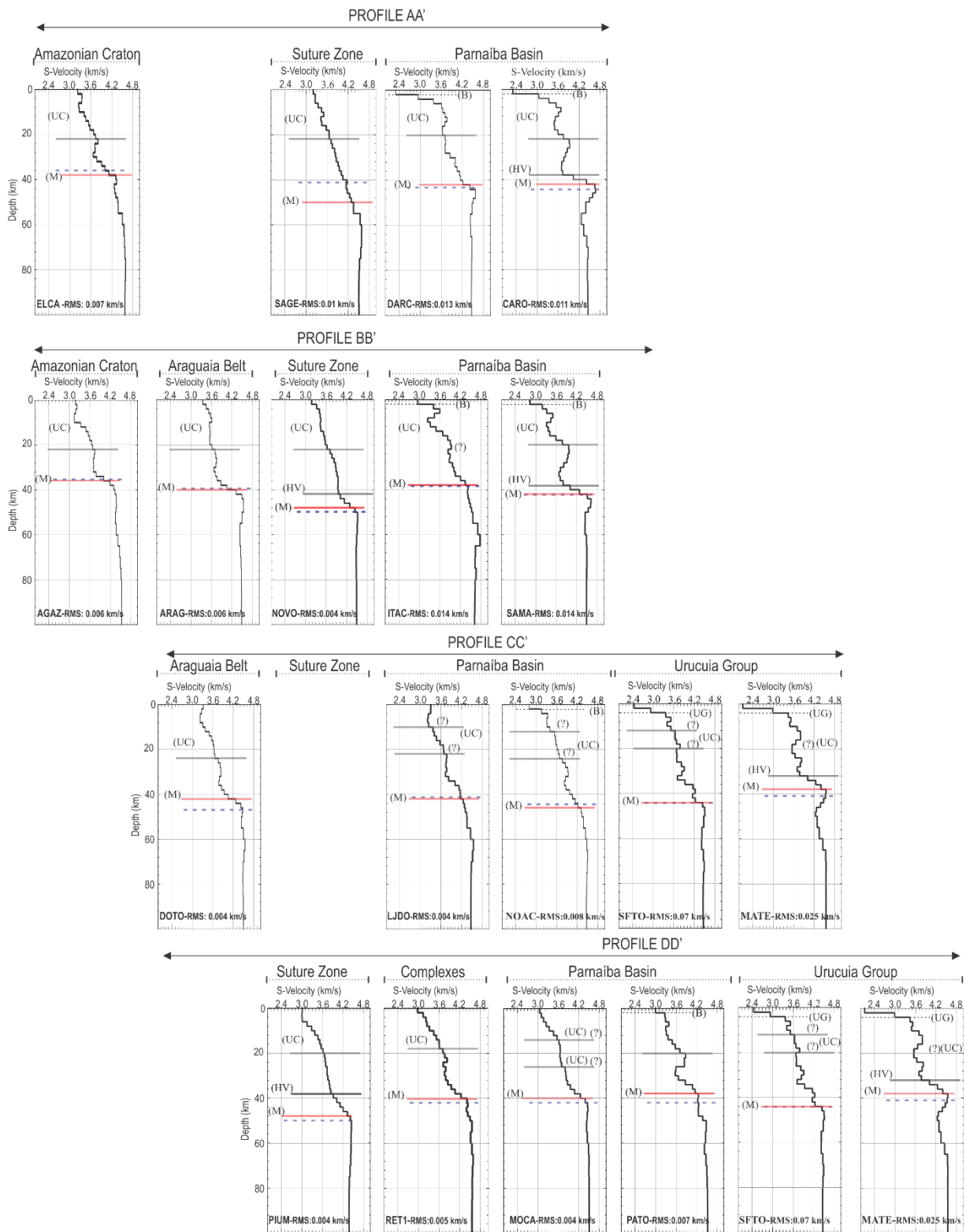
O limite crosta-manto é abrupto para a Faixa Araguaia e o Grupo Urucuaia e transicional para a Bacia do Parnaíba. A crosta do perfil CC' tem espessura média entre 41 -44 km e Vs de 3,62

km/ a 3,67 km/s. O manto litosférico dos modelos tem velocidades muito semelhantes com valores de 4,42 km/s a 4,48 km/s.

O perfil DD' tem início na zona de sutura (PIUM), cruza os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, a Bacia do Parnaíba e termina sobre o Grupo Urucuaia. A estação PIUM apresenta crosta com 48 km de espessura, dividida em crosta superior e inferior delimitadas pela mudança no gradiente de velocidade. Na base da crosta a velocidade aumenta de forma expressiva até o manto. A estação RET1 apresenta crosta de 40 km com camada de baixa velocidade no topo da crosta superior relacionada com o granito Matança, sugerindo que a base do batólito está acima de 2 km de profundidade com Vs de 3,00 km/s. A crosta superior é semelhante à da estação PIUM em espessura e velocidade, mas difere expressivamente em relação a crosta inferior mostrando a mudança de ambiente.

A camada sedimentar referente a Bacia do Parnaíba aparece apenas no modelo da estação PATO com espessura de 2 km e Vs de 3,1 km/s. Para a estação MOCA não foi possível identificar a camada sedimentar, o que sugere que a bacia é muito fina na região (< 2km). As informações para o Grupo Urucuaia são as mesmas descritas no perfil CC'. Nessa região a Moho está a aproximadamente 38-40 km de profundidade.

A crosta superior do perfil DD' 20 km e 18 km, para a zona de sutura (Vs~3,30 km/s) e complexos (Vs ~3,33 km/s), respectivamente. Na porção da Bacia e do Grupo Urucuaia há ambiguidades quanto a posição da base da crosta superior. Na estação PATO, a crosta superior tem 20 km de espessura e Vs média de 3,4 km/s. A crosta inferior tem espessura variando de 19 km a 37 km/s, sob as estações PIUM, RET1 e PATO e Vs de 3,83 km/s a 4,0 km /s. A região de alto gradiente de velocidade na base da crosta inferior é 6 km na região de sutura (PIUM) e afina em direção a Bacia, apresentando espessuras menores que 4 km. De forma geral a crosta é caracterizada por espessura variando de 39 km a 55 km e Vs média de 3,61km/s a 3,70 km/s. O contato com o manto superior é abrupto abaixo das estações RET1 e MOCA e transicional para as demais. O manto tem Vs parecidas variando de 4,4 km/s a 4,5 km/s.



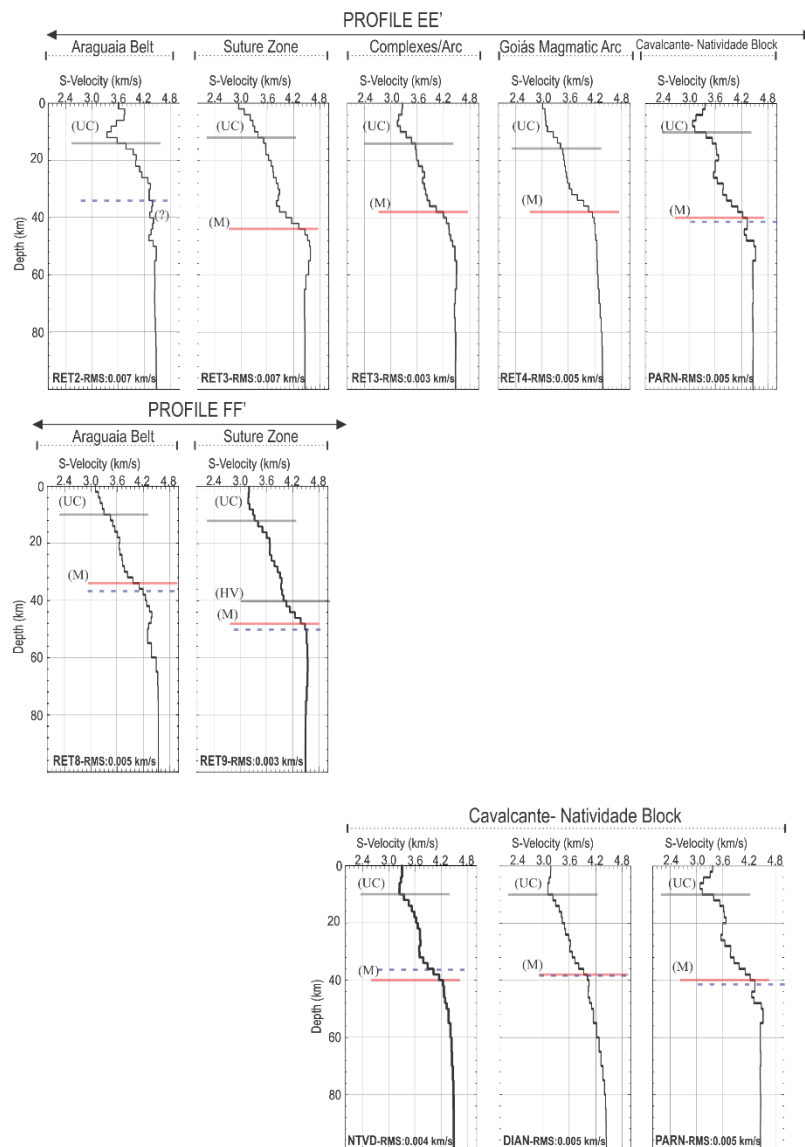


Figura 7- Perfis de velocidade-profundidade 1-D resultantes da inversão conjunta da função do receptor e curvas de velocidade de grupo obtidas para o modo fundamental da onda Rayleigh. A disposição dos resultados está de acordo com os perfis da Figura 7. Para cada estação o RMS é mostrado. As linhas vermelhas são as estimativas de espessura crustal obtidas nesse trabalho com o Hk-stacking e por Trindade et al. (2019, submetido). As linhas tracejadas na cor preta são as interpretações do modelo de velocidade s para a descontinuidade de Moho (M) e camada sedimentar (B), e a linha cinza indica a base da crosta superior.

O perfil EE' tem início na Faixa Araguaia, cruza a a zona de sutura, os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, o Arco Magmático de Goiás e termina sobre o Bloco Cavalcante-Natividade. Os modelos de velocidade nesse perfil apresentam crosta superior e inferior.

A crosta do perfil tem espessura de 36 km no Cráton Amazônico, 44 km na sutura e 38-40 km a leste, com Vs média de 3,48 km/s a 3,92 km/s. A estação RET3 apresenta dependência

azimutal e, portanto, foram gerados modelos para os eventos com azimutes NW e SE-SW (Trindade *et al.*, 2019, submetido). O modelo para os eventos provenientes de NW apresenta crosta de 44 km, mais espessa do que os 38 km obtidos para os eventos oriundos de SE-SW, o que caracteriza um degrau de 6 km na Moho na região de sutura. A crosta possui caráter transicional para todas as estações, exceto a RET3 localizada na zona de sutura. O manto litosférico apresenta Vs média de 4,41km/s a 4,49 km/s.

O perfil FF' apresenta os resultados obtidos para as estações RET8 e RET9, que complementam o perfil de refração POR-CAV (Fig. 6).

O modelo da estação RET8, localizada na Faixa Araguaia, mostra crosta de espessura de 37 km e Vs média de 3,6 km/s, característica da Faixa Araguaia-Craton Amazônico. A crosta superior tem 12 km de espessura e Vs média de 3,30 km/s e a crosta inferior 25 km de espessura e Vs média de 3,76 km/s. O manto superior apresenta Vs média de 4,43 km/s. A estação RET9, localizada na zona de sutura, apresenta caráter transicional para o limite crosta-manto e forte gradiente de velocidade. A crosta é espessa com 48 km e velocidade média é 3,70 km/s. A crosta superior tem espessura de 12 km e Vs de 3,23 km/s e a crosta inferior 36 km de espessura e Vs de 3,85 km/s. Na base da crosta inferior a região de alto gradiente de velocidade possui 8 km de espessura com velocidade aumentando de 3,95 km/s para 4,49 km/s. A Vs média do manto litosférico é de 4,50 km/s.

Ventura *et al.* (2011) apresentaram modelo de Vs para a crosta sob a estação RET9 obtido a partir de dados de refração sísmica profunda. A espessura obtida para a crosta foi de 50 km e Vs média de 3,92 km/s, o manto apresentou Vs de 4,72 km/s. Para a região do Maciço de Goiás a espessura crustal média foi de 40 km e a Vs 3,78 km/s, o manto tem mesma velocidade que o anterior.

Tabela 2- Resumo dos resultados de espessura e razão Vp/Vs para a crosta obtidos da função do receptor – método Hk-stacking, leitura de fases Ps (em negrito) e da inversão conjunta da função do receptor e dispersão de ondas de superfície. São mostrados a razão Vp/Vs para o manto superior determinados pela Vs da inversão conjunta e valores de Vp são oriundos dos modelos de refração de Soares et al. (2006) e (2018).

Geologic Settings	RF -Crust				JOINT- Crust				JOINT- Upper Mantle		
	Station	H(km)	Vp (km)	Vp/Vs	H (km)	Vp (km)	Vs (km)	Vp/Vs	Vp (km)	Vs (km)	Vp/Vs
Amazonian Craton and Araguaia Belt	ELCA	35.8±1.6	6.40	1.78±0.04	38.00	6.40	3.61	1.77	8.00	4.46	1.80
	AGAZ	34.9±0.9		1.8±0.03	36.00		3.54	1.81		4.42	1.81
	ARAG	39.80± 1.7		1.77± 0.05	40.00		3.64	1.76		4.48	1.78
	DOTO	47.5±2.8		1.69±0.04	42.00		3.64	1.77		4.48	1.78
	RET2	36.70		1.79	36.00		3.92	1.63		4.41	1.81
	RET8	39.7±2.0		1.78±0.04	37.00		3.60	1.77		4.43	1.81
	Suture Zone	SAGE		41.5±3.4	6.40		1.76±0.09	50.00		6.40	3.75
NOVO		51±2.9	1.71±0.04	49.00		3.75	1.71	4.48	1.78		
PIUM		53±2.3	1.67±0.08	55.00		3.70	1.73	4.40	1.82		
RET3		-	-	44.00		3.65	1.75	4.49	1.78		
RET9		52.9±0.9	1.68±0.04	48.00		3.70	1.73	4.50	1.78		
Parnaíba Basin	DARC	43.6±3.7	6.20	1.67±0.05	42.00	6.20	3.68	1.70	8.30	4.47	1.86
	CARO	44.8±3.4		1.73±0.10	42.00		3.64	1.70		4.47	1.86
	ITAC	36.9±2.8		1.78±0.08	39.00		3.77	1.64		4.58	1.81
	SAMA	42.3±3.6		1.71±0.06	42.00		3.64	1.70		4.52	1.84
	LJDO	41±0.8		1.73±0.04	42.00		3.64	1.70		4.42	1.87
	NOAC	42.40		1.71	45.00		3.66	1.70		4.44	1.87
	MOCA	41.9±2.9		1.72±0.05	40.00		3.63	1.71		4.47	1.86
	PATO	42.50		1.71	39.00		3.63	1.71		4.42	1.87
Urucua Group	SFTO	41.90	6.40	1.75	43.00	6.40	3.65	1.75	8.25	4.44	1.86
	MATE	38.9/41.1		1.75/1.71	42.00		3.67	1.74		4.45	1.85
Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes	RET1	41.5±1.7	6.40	1.79±0.03	40.00	6.40	3.61	1.77	8.05	4.50	1.79
Goiás Magnetic Arc	RET4	41.9±3.3	6.40	1.7±0.04	38.00	6.40	3.50	1.83	8.05	4.30	1.87
	RET3	-	-	-	38	6.40	3.56	1.79	8.05	4.41	1.83
Cavalcante- Natividade Block	DIAN	39.50/37.2	6.30	1.71/1.75	38.00	6.30	3.50	1.80	8.25	4.30	1.92
	NTVD	37.8±1.5		1.76±0.06	40.00		3.60	1.75	8.25	4.40	1.87
	PARN	40.6/35.0		1.71/1.75	40.00		3.60	1.75	8.25	4.42	1.86

O Bloco Cavalcante – Natividade é amostrado pelas estações NTVD, DIAN e PARN. Os modelos para o bloco mostram crosta de espessura de 38-40 km e Vs média variando de 3,47 km/s a 3,60 km/s. A crosta superior tem espessura de 10 km com Vs média de 3,2 km/s e a crosta inferior espessura de 28-30 km e Vs de 3,3-3,73 km/s. O manto superior do bloco possui Vs média de 4,4 km/s.

Considerando as velocidades da onda S obtidos da inversão conjunta e Vp dos modelos de refração de Soares *et al.* (2006; 2018) calculou-se para cada estação um valor de razão Vp/Vs. Os resultados obtidos da função do receptor e da inversão conjunta estão detalhados na Tabela 2.

5. DISCUSSÃO

O Brasil central é um orógeno Neoproterozoico, formado por diferentes terrenos/blocos menores amalgamados entre os crátons Amazônico, do São Francisco e São Luiz/Oeste África por meio de zonas de subducção atuantes nas bordas dos crátons, onde as margens cratônicas funcionaram como margens passivas.

No Paleozóico inferior, a relaxação dos esforços compressivos relacionados aos processos colisionais, culminou com a formação da bacia intraplaca do Parnaíba, cuja fase “sag” é representada pela deposição do Grupo Serra Grande no Siluriano.

No Jurássico-Cretáceo, os esforços distensivos relacionados à implantação do Oceano Atlântico Central e Atlântico Sul, gerou o magmatismo máfico representado pelas formações Mosquito e Sardinha na Bacia do Parnaíba e ajustes isostáticos nos demais domínios do Brasil central, configurando uma tectônica de blocos, no qual o bloco Cavalcante-Natividade é a expressão maior.

Segundo Trindade *et al.* (2019), as diferenças na espessura e Vp/Vs médias da crosta (do Brasil central) não são suficientes para explicar as diferenças nas respostas gravimétricas regionais, que refletem as diferenças na composição dos mantos litosféricos dos diferentes domínios tectônicos. Este trabalho complementa os resultados obtidos por Trindade *et al.* (2019), apresentando modelos de camadas e velocidade S para a crosta, e determinando a velocidade S do manto litosférico, o que possibilitou o cálculo da razão Vp/Vs do manto para os diferentes domínios.

5.1 Estrutura da crosta e do manto superior

A listofera do Brasil central foi caracterizada a partir da função do receptor e inversão conjunta da função do receptor e dispersão de ondas de superfície. As metodologias fornecem em comum a espessura e razão V_p/V_s médias da crosta. De forma geral, os resultados obtidos de ambos os métodos são concordantes e os valores obtidos pela inversão conjunta estão dentro dos limites de erro estipulados pelo método *Hk-stacking*.

Os dados de espessura, razão V_p/V_s e V_s estão sintetizados por domínios, que têm como referência o manto litosférico. São eles: os paleocontinentes Amazônico e do São Francisco, a Bacia do Parnaíba e os terrenos da Província Tocantins norte situados entre estes domínios, representados pelo Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional (Fig. 8)

O Paleocontinente Amazônico, localizado na parte oeste da área, é constituído pelo Cráton Amazônico e Faixa Araguaia. O domínio do Cráton Amazônico possui crosta com espessuras de 35-36 km e composição máfica, sugerido pelos valores de V_p/V_s em torno de 1,79 das estações ELCA e AGAZ. No domínio da Faixa Araguaia a crosta sofre ligeiro espessamento, com espessuras de 40 km e V_p/V_s de 1,78 (ARAG e RET8), marcando o empurrão da Faixa Araguaia por sobre o embasamento cratônico (Daly *et al.*, 2014). A estação RET2, embora situada no domínio da Faixa Araguaia, apresenta espessura e razão V_p/V_s do domínio cratônico sugerindo que a Faixa Araguaia é muito fina na região, ou sofreu estreitamento, como sugerido em mapa. Considerando que o embasamento da Faixa é o próprio Cráton, a borda leste do Paleocontinente Amazônico apresenta crosta fina e máfica, com espessura média de 38,3 km e razão V_p/V_s de ~1,78 (Fig.9). O manto litosférico possui velocidade de onda P de 8,0 km/s e razão V_p/V_s de 1,81 (Tab.2).

O limite leste do paleocontinente Amazônico é uma paleozona de sutura conhecida como Zona de Sutura Tocantins-Araguaia (Brito Neves e Fuck, 2013). A estrutura da crosta na Zona de Sutura Tocantins-Araguaia foi mapeada/determinada por métodos sísmicos ao longo dos perfis sísmicos de refração profunda POR-CAV (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011) na parte sul da área e por reflexão profunda (seção CDP-Daly *et al.*, 2014) e refração profunda (Soares *et al.*, 2018, Lima *et al.*, 2019) na Bacia do Parnaíba, parte norte. Sob ambos os perfis a região de sutura apresenta crosta com espessura em torno de 50 km e V_p/V_s de 1,70, caracterizando uma frente de colisão com possível duplicação crustal.

Os resultados das estações SAGE, NOVO, DOTO, PIUM, RET3 e RET9 (Tab. 2) complementam os resultados dos levantamentos sísmicos anteriores determinando a posição da sutura ao longo dos 330 km de extensão entre os perfis de refração (Tab.2 e Fig.8). Os resultados sísmológicos mostram que a crosta espessa de 40 km para 48-50 km (V_p/V_s de 1,73), e afina novamente para 42 km sob a Bacia do Parnaíba em distância inferior a 200 km, sugerindo descontinuidades abruptas na Moho, como sugerido pelos modelos de refração e interpretado sob a estação RET3.

A razão V_p/V_s de 1,70-1,73 sugere que a crosta ao longo da região de duplicação seja félsica, em contraste com o valor de 1,78 obtido para a crosta do Paleocontinente Amazônico. A estrutura da litosfera da região é complexa, e uma interpretação é que a crosta da região de sutura, além de duplicada, tenha perdido possível porção de crosta inferior máfica (durante a colagem ou como parte da evolução/dissecação do orôgeno) preservando possível duplicação de crosta superior. Os modelos de velocidade *versus* profundidade (para a zona de sutura) são caracterizados por forte gradiente de velocidade S (V_s média de ~3,71 km/s) e crosta transicional, sem a presença de interfaces marcando o limite crosta superior-inferior, comum nos demais modelos (Fig. 7).

A Zona de Sutura Tocantins-Araguaia perfaz o limite do Paleocontinente Amazônico com os blocos que formam o embasamento da Bacia do Parnaíba a norte, com os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional na porção central e com o Arco Magmático de Goiás a sul (Fig. 8).

O domínio da Bacia do Parnaíba é caracterizado por crosta de cerca de 41,4 km de espessura e valores de V_p/V_s de 1,70. Esses resultados corroboram os resultados de Trindade et al. (2019) que interpreta o embasamento da porção sul da bacia formado por crosta não estirada e de composição félsica. A inversão conjunta resolveu a camada sedimentar da Bacia sugerindo que a bacia seja rasa na porção sul (< 1 km) e mais espessa a norte (< 2km), no sentido do depocentro. (apesar da curva de dispersão ser de período longo, a fase dos sedimentos foi identificada na função do receptor e considerada na inversão).

As estações DARC e CARO estão localizadas em região onde afloram derrames e intrusões máficas das formações Mosquito e Sardinha e, apesar dos afloramentos, a crosta sob a estação é de composição félsica (V_p/V_s de 1,70), mostrando que o magmatismo identificado em superfície não afeta a crosta em profundidade. Aparentemente o magmatismo tem origem na camada de alta velocidade identificada na base da crosta, sobre o depocentro da bacia (Soares *et al.*, 2018), e irradiou em forma de “cone” aflorando a distâncias consideráveis do ponto de origem, como

sugerido por David *et al.* (2019, em elaboração). O manto possui V_p de 8,3 km/s e V_p/V_s de aproximadamente 1,85.

A Bacia foi erigida sobre crosta continental félsica ($V_p/V_s \sim 1,70$), suportada por manto litosférico de alta densidade (razão $V_p/V_s \sim 1,85$). Aparenta ter sido formada a partir de ampla flexura da crosta/litosfera possivelmente em resposta à redistribuição de massa em profundidade.

Os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional e o Arco Magmático de Goiás formam um domínio de blocos situados/amalgamados entre os paleocontinentes Amazônico e do São Francisco. Estão suportados por manto litosférico de V_s 4,50 km/s e V_p/V_s de 1,79. Os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional são de idade Paleoproterozóica, possuem crosta de 40 km de espessura e razão V_p/V_s de 1,77, com V_s média da crosta de 3,61 km/s. O Arco Magmático é Neoproterozóico, com crosta de espessura de 38 km e razão V_p/V_s média de 1,81 (Tab. 2). O valor de V_p/V_s obtido da inversão é bastante mais alto do que o determinado por Trindade *et al.* (2019, submetido). Ambos os blocos estão a leste da zona de sutura Tocantins-Araguaia, o que sugere tenham sido amalgamados entre os crátons durante o Neoproterozóico.

O Paleocoincidente do São Francisco é formado pelos terrenos suportados por baixo gravimétrico regional, região que envolve o Cráton do São Francisco e as faixas dobradas marginais (Pereira, 2007). Na área de estudo, compreende os terrenos relacionados à zona externa da Faixa Brasília e a porção oeste do Cráton do São Francisco e apenas o Bloco Cavalcante-Natividade foi amostrado (Fig. 2). O bloco apresenta crosta de espessura média de 39,3 km e razão V_p/V_s de 1,75. A V_s da crosta é de 3,57 km/s e o manto litosférico possui V_s de 4,37 km/s e razão V_p/V_s de 1,88. O manto da região é interpretado como sendo frio e ultradepletado em Fe e Mg (Assumpção *et al.*, 2002).

5.2 Alta velocidade na crosta inferior

A crosta superior, no modelo de velocidade S, é definida pelas altas frequências da função do receptor e sofre de forma mais forte os efeitos das múltiplas das bacias. O procedimento de inversão conjunta interpreta essas fases reverberadas como interfaces, gerando camadas de baixa velocidade na crosta superior, tornando a incerteza do modelo maior nessa porção. A crosta inferior não está livre das múltiplas, mas os efeitos são mais amenos, o que aumenta a confiança nos modelos invertidos para essa região.

A crosta inferior foi interpretada como uma camada formada por região de baixo gradiente de velocidade na parte superior, logo abaixo da crosta superior, e região de alto gradiente de velocidade na base, sugerindo uma transição de velocidade entre a base da crosta e o topo do manto.

De forma geral, a crosta inferior do Brasil central é espessa e parece ter sido pouco retrabalhada no recente (pós-orogénia Brasileira), isto porque os modelos de velocidade S não apresentam características de crosta estirada, afetada por processos distensivos.

No entanto, os modelos de velocidade S das estações DARC, CARO, ITAC e SAMA apresentam gradiente com alta velocidade S na base da crosta inferior (4 a 6 km de espessura/ Vs de 3,86 – 4,4 km/s). Essas estações estão localizadas na Bacia do Parnaíba e a alta velocidade S pode estar relacionada com a adição/intrusão de rochas magmáticas à base da crosta, seja por processos de diferenciação magmática ou na forma de *underplating* máfico.

Soares *et al.* (2018) determinaram região de alta velocidade para a onda P na base da crosta da sub-bacia do Grajaú, sob o perfil sísmico de refração. Essa região de alta velocidade foi interpretada como *underplating* máfico e parece estar evidenciada no perfil de velocidade de ondas S. Valores semelhantes (3,9 -4,2 km/s) foram encontrados por Coelho *et al.* (2018), e foi interpretado como presença de rochas máficas na base da crosta inferior. Apesar da região de alto gradiente e alta velocidade S na base da crosta a V_p/V_s média da crosta é de 1,70, não sugerindo presença de rochas máficas intrudidas por toda crosta.

A crosta inferior da Zona de Sutura Tocantins-Araguaia apresenta alta velocidade, nos modelos de Vs das estações NOVO, PIUM, RET3 e RET9. A camada de alta velocidade na crosta tem valores de Vs variando entre 3,84km/s a 4,44 km/s e espessura de 6 km a 12 km. A alta velocidade pode estar relacionada com o fechamento do Oceano Brasileiro Clymene (Johansson , 2014; Babinski *et al.*, 2018) no Neoproterozoico, causado pela subducção da Paleoplaca Amazônica com os terrenos a leste (Fig.9).

Considerando apenas a razão V_p/V_s média da crosta (1,70 – 1,73) o cenário possível pode estar relacionado com interdigitação (*interfinger*) entre as crostas superiores e consumo de crosta inferior na frente de colisão, com consequente espessamento de crosta félsica. Porém, a alta

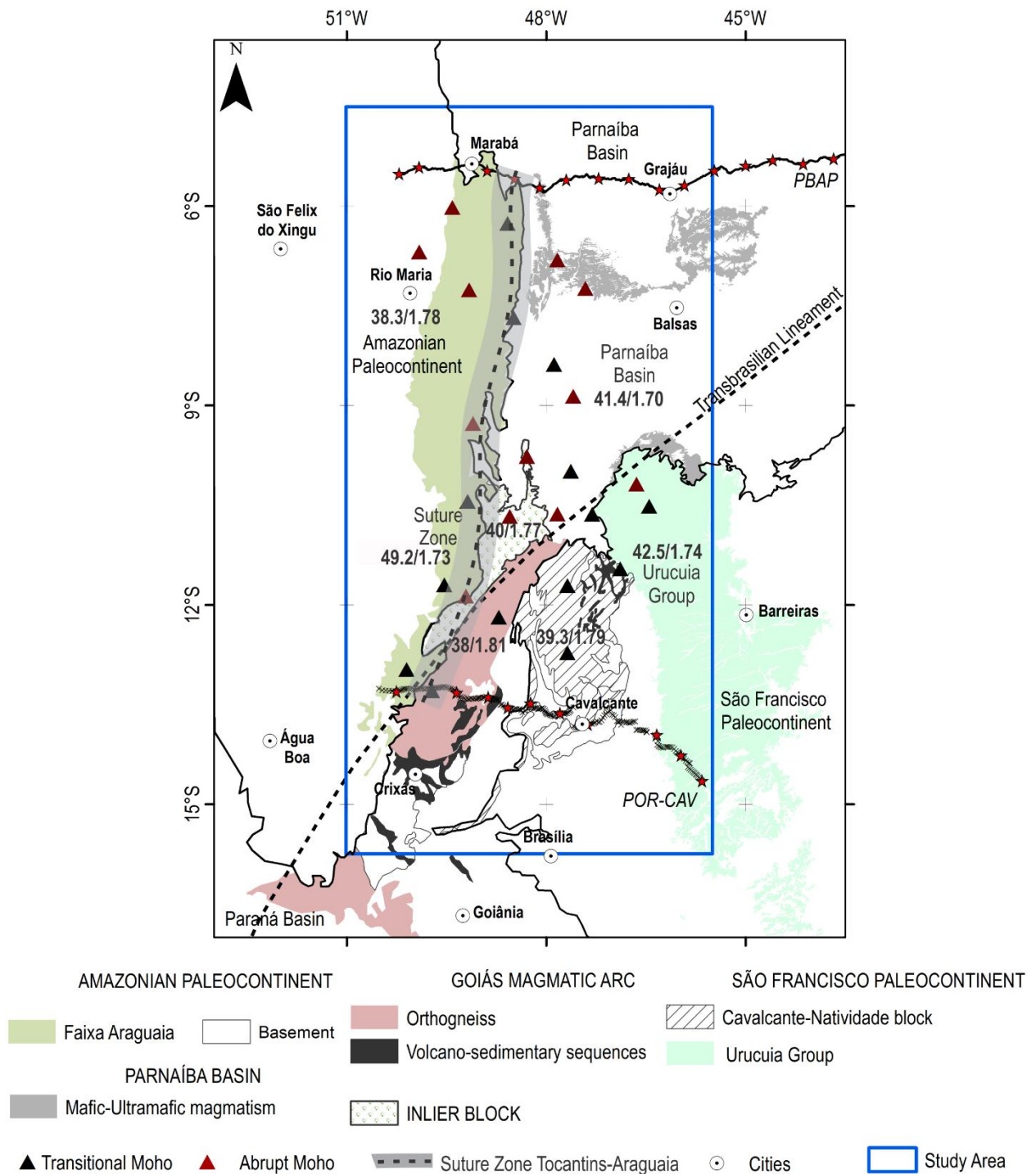


Figura 8- Mapa tectônico do Brasil central mostrando a Zona de Sutura Araguaia e valores de espessura e razão V_p/V_s de cada domínio tectônico da área de estudo.

velocidade da onda S na base da crosta aumenta a velocidade S média da crosta fazendo com que o valor da razão V_p/V_s diminua. Portanto, é passível considerar também que processo de subdução/colisão a borda oceânica da Paleoplaca Amazônica foi consumida e provável lasca de

crosta oceânica foi mantida, causando o espessamento da crosta por duplicação crustal e o alto gradiente de velocidade na base da crosta inferior (Fig.9). Devido a ambiguidade na interpretação, mais dados sísmicos precisam ser levantados na região da zona de sutura.

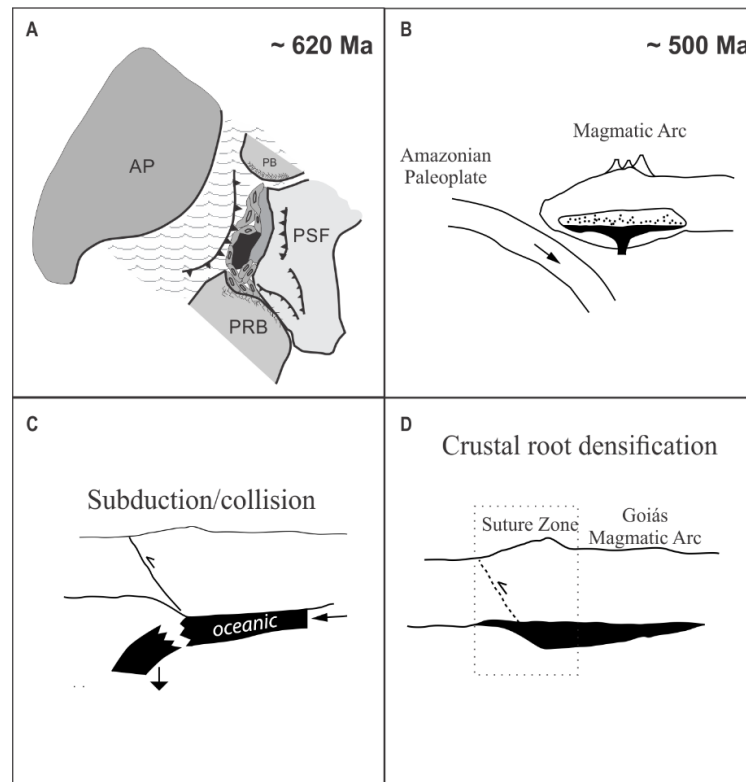


Figura 9- Mecanismo de formação de camada de alta velocidade na base da crosta inferior causada pelo processo e subducção A) Colisão do Paleocôntinente São Francisco com os terrenos de arco de ilha, blocos Parnaíba, Paranapanema. B) subducção invertida com consumo para leste da porção oceânica da Paleoplaca Amazônica. C) Colocação de fragmentos crustais derivados do oceano durante a subducção e / ou colisão. D) Densificação da crosta inferior preexistente por processos metamórficos. Modificado de Trindade (2014) e Pelkum *et al.* (2017).

6 CONCLUSÃO

A estimativa de espessura crustal e a razão V_p/V_s de vinte e seis pontos, localizados no Brasil central foi realizada a partir de modelos de velocidade S versus profundidade. Os modelos resultantes da inversão apresentaram resultados coerentes com outros métodos sismológicos e de refração sísmica. A litosfera do Brasil central apresentou quatro camadas internas da crosta mais o manto litosférico. A camada mais superior representa as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e do Grupo Urucuaia, e as camadas seguintes são a crosta superior, a crosta inferior, e região de alta velocidade na base da crosta e o manto litosférico.

Os resultados permitiram caracterizar sismicamente a litosfera de cada domínio tectônico da área de estudo. O paleocontinente Amazônico tem crosta máfica de espessura menor que 39 km, o seu limite com a Bacia do Parnaíba e Arco Magmático de Goiás é caracterizado como a Zona de Sutura Tocantins Araguaia, que marca a frente de colisão da Paleoplaca Amazônica com os terrenos a leste. A zona de sutura apresenta crosta espessa de aproximadamente 50 km e razão V_p/V_s de 1,73, a base da crosta inferior possui alta velocidade S (3,84 a 4,44 km/s) devido, provavelmente, a acreção de crosta oceânica durante o processo de subducção.

A Bacia do Parnaíba tem crosta de espessura média de 41 km de razão V_p/V_s de 1,70. A norte, a crosta inferior apresenta alta velocidade, interpretada como underplating. A alta velocidade na base crosta inferior não foi observada nas estações da porção sul. A sul a camada sedimentar é fina, e não foi identificada nos modelos de V_s .

O Grupo Urucuaia, no Paleocontinente do São Francisco, possui espessura média de 42,5 km e razão V_p/V_s de 1,74. As velocidades da crosta (~3,66) e do manto superior (~4,44 km/s) são muito semelhantes a da Bacia do Parnaíba. Os modelos de V_s para o bloco Cavalcante- Natividade mostraram crosta de espessura média de 39,3 km e alta razão V_p/V_s de 1,79. A V_s da crosta para o bloco é de 3,57 km/s, o manto litosférico possui V_s de 4,37 km/s e razão V_p/V_s de 1,88.

Os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional formam um bloco Paleoproterozoico de espessura 40 km e razão V_p/V_s de 1,77. A V_s da crosta (3,61 km/s) é próxima do Paleocontinente Amazônico e a V_s do manto sob os complexos é maior do que os domínios adjacentes (4,50 km/s). O Arco Magmático no modelo de V_s apresentou espessura de 38 km e razão V_p/V_s média de 1,81.

7 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório de Estudos da Litosfera pelo fornecimento do banco de dados da RSET. A companhia BP Energy do Brasil e a Capes pela bolsa de doutorado.

8 REFERÊNCIAS

- Albuquerque, D.F.A., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M.A., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E., 2017. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 431-442.
- 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., Randall G.E., Zandt G.1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, *Journal Geophysical Research*, 95, 15303-15318.
- Arcanjo, S.H.S., Moura, C.A.V.2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 665-670.
- 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.
- Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P- wave tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 61-69.

- Babinski M., McGee B., Tokashiki C. C., Tassinari G. S. S., Pinho F. E. C. 2018. Comparing two arms of an orogenic belt during Gondwana amalgamation: Age and provenance of the Cuiabá Group, northern Paraguay Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 85: 6-42.
- 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.
- Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 2014. Basement of the South American platform: Half Laurentian (N_NW) + Half Gondwanan. *Precambrian Research*, 244:75-86
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493-518.
- 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.
- 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, 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.
- 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.
- Castro, D.L., Bezerra F.H.R., Fuck, R.A., Vidotti, R.M., 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7, 529-548.
- Coelho D.L.O., Julià, J., Tribaldos, V.R., White, N., 2018. Deep crustal architecture of the Parnaíba basin of NE Brazil from receiver function analysis: implications for basin subsidence, 472.

- 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.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1988. Aspecto do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional- Natividade (GO). In: SBG, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Atas, pp. 2.208- 2.216.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R.A., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brasil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 1-19.
- Daly, M.C., Fuck, R.A., Julia, J., Macdonald, D.I.M., Watts, A.B. 2018. Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 472, <https://doi.org/10.1144/SP472.20>.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In : U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 31 -263. (13) (PDF) A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. Available from: https://www.researchgate.net/publication/263083033_A_Evolucao_Tectonica_da_Faixa_Brasilia accessed Feb 10 2019].
- Du Z.J and Foulger G.R. 1999. The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves, *Geophysical Journal International*, 139, 419-432.
- Dziewonski, A; Bloch, S; Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America, The Seismological Society of America*, v. 59, n. 1, p. 427–444.
- Frasca, A.A.S. 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. 172 pp.
- 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>.

- Fuck R.A., Brito Neves B.B.de, Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160: 108-126.
- 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., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron, M.; Cordani, U.G.; Alkmim, F.F.. (Org.). São Francisco Crato, Eastern Brazil. 1ed.Zurich: Springer, p. 205-220.
- Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim em Geociências da Petrobrás*, 08 (1): 57-67.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000a. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas- Paraiso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: SBG, International Geological Congress, 31, Anais, 1 CD-Rom.
- Herrin, E., & Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 67:1259–1275.
- Herrmann R.B., Ammon C.J. 2002. *Computer Programs in Seismology - An overview of synthetic seismogram computation*. St. Louis University, St. Louis, MO.
- Johansson A. 2014. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*. 244: 226-235.
- Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M. 2000, Joint inversion of receive functions and surface-wave dispersion observations. *Geophysics Journal International*, **143**: 99-112.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, Wiley Online Library, 122, n. 1, p. 108–124.
- 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 Brasília Belt. In: SBGf, 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Expanded Abstract Volume, CD-ROM.

- Langston C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 85: 4749–4762.
- Ligorria J. P., & Ammon C. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of Seismology Society American*. 89:1395–1400.
- Lima, T.L., Fuck, R.A., Soares, J.E., 2019. Imageamento da Sutura Tocantins- Araguaia, Latitude 5,3° S: Aproximação por Refração Sísmica e Função do Receptor. Artigo submetido.
- Merle, R., Marzoli, A. et al. 2011. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122, 137–151.
- Montagner J.P. & Kennett B.L.N. 1995. How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models? *Geophys. J. Int.*, 125, 229-248.
- 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.
- Moura, C.A.V and Gaudette, H. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implications for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociência*, 23 (2), 117-123.
- Nunes, K.C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. Presented at the 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 27–29 November, Pestana Bahia Hotel, Salvador, Brazil [expanded abstract], 152–157.
- Oliveria, D.C. & Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351–383.
- Ozalaybey S., Savage M.K., Sheehan A.F., Louse J.N., Brune J.N. 1997. Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver function and surface waves, *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, 183-189.

- Paixão, M., Gorayeb, P.S.S., 2014. Metalogênese da Faixa Araguaia. In book: Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, Edition: 1, Chapter: METALOGÊNESE DA FAIXA ARAGUAIA, Publisher: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Editors: Maria da Glória da Silva, Manoel Barreto da Rocha Neto, Hardy Jost, Raul Minas Kuyumjian, pp.467-488.
- Pedrosa, N.C., JR, Vidotti, R.M., et al. 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 27–40.
- Pedrosa, N.C., JR, Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Oliveira, K.M. & Castelo Branco, R.M.G., 2015. Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 318–334.
- Pelkum, V.S., Mahan, K. H., Shen, W., Stchinik, J.C. 2017. The distribution and composition of high-velocity lower crust across the continental U.S.: Comparison of seismic and xenolith data and implications for lithospheric dynamics and history. *Tectonics*, 36, 1455–1496, doi: 10.1002/2017TC004480.
- 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., 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.
- Rocha, M.P., Azevedo, P.A., Marotta, G.S., Schimmel, M., Fuck, R.A. 2016. Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics*, 680, 1-7.

- 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.
- Soares, J.E.P., Stephenson, R., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R., 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection-refraction data. Geological Society, London, Special Publications, 472, doi: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>.
- Solon, F.F., Fontes, S.L. and La Terra, E.F. 2018. Electrical conductivity structure across the Parnaíba Basin, NE Brazil. In: DALY, M.C., FUCK, R.A., JULIÀ, J., MACDONALD, D.I.M. & WATTS, A.B. (eds) *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society, London, Special Publications, 472, <https://doi.org/10.1144/SP472.19>
- Tassinari, Colombo CG; Macambira, Moacir JB. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, Ottawa, International Union of Geological Sciences., 22, n. 3, p. 174–182, 1999.
- Teixeira, Wilson; Tassinari, Colombo Celso Gaeta; Cordani, Umberto Giuseppe; Kawashita, Koji. A review of the geochronology of the amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, Elsevier, 42, n. 3-4, p. 213–227, 1989.
- Tozer B., Watts A.B., Daly M.C. 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. DOI: 10.1002/2017JB014348.
- Travaglia Filho, U.J. 2016. *Imagem: Programa de Modelagem 2D para dados TDEM*. Tese de Doutorado, UnB. 116p.
- Trindade C.R., Soares J.E.P., Fuck R.A., Palmmer B.A. 2019. Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brazil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data. Submitted JAMES.

- 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. *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.
- Zhu L. & Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2696-2980.

CAPÍTULO 4

CONCLUSÃO

A análise dos resultados da função do receptor e inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície das vinte e seis estações sismográficas situadas no Brasil central, permite concluir que:

- i) A inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície é uma poderosa ferramenta para determinação da estrutura de velocidade da onda S da crosta e manto litosférico sob a estação sismográfica;
- ii) As espessuras crustais, as razões V_p/V_s da crosta e do manto e as velocidades das ondas S permitiram caracterizar sismicamente os paleocontinentes Amazônico e do São Francisco, a Bacia do Parnaíba e os terrenos da Província Tocantins norte situados entre estes domínios, representados pelo Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional;
- iii) Diferenças na espessura e V_p/V_s média da crosta dos diferentes blocos/domínios que compõem o Brasil central não explicam as diferenças nas respostas gravimétricas regionais observadas. As diferenças nas anomalias Bouguer regionais são explicadas por diferenças nas propriedades físicas do manto litosférico desses blocos. Os efeitos causados pela variação de espessura da crosta são de menor contribuição.
- iv) Dados sísmicos e gravimétricos sugerem que a zona de sutura Tocantins-Araguaia passa ao longo da borda oeste dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, que mostra razão V_p/V_s de 1,77. A crosta é espessa ao longo da zona de sutura e a base da crosta apresenta um alto gradiente de velocidade para a onda S. O aumento da velocidade S da crosta tende a diminuir a razão V_p/V_s . O limite da zona de sutura acompanha o limite oeste do alto gravimétrico Bouguer do Brasil central;
- v) A Bacia do Parnaíba é caracterizado por crosta de cerca de 41,4 km de espessura e valores de V_p/V_s de 1,70. Aparentemente, o embasamento da porção sul da bacia é formado por crosta não

estirada e de composição félsica. A inversão conjunta de função do receptor e ondas de superfície resolveu a camada sedimentar da Bacia sugerindo que a bacia seja rasa na porção sul (< 1 km) e mais espessa a norte (< 2 km), no sentido do depocentro. As estações a norte, localizadas em região onde afloram derrames e intrusões máficas, mostram gradiente de alta velocidade na crosta inferior, que podem estar relacionada com a adição/intrusão de rochas magmáticas à base da crosta, seja por processos de diferenciação magmática ou na forma de *underplating* máfico.

vi) Os dados sugerem que o Brasil central sofreu ajuste isostático que reequilibrou os blocos, dos quais os blocos Cavalcante - Natividade e calha do Bambuí são os exemplos mais marcantes. O ajuste isostático está provavelmente associado à tração imposta pela abertura do Oceano Atlântico durante o Jurássico-Cretáceo. Como resultado o bloco Cavalcante – Natividade perdeu sua cobertura e sua crosta afinou para espessuras inferiores a 40 km.

vii) Apesar do Lineamento Transbrasiliano ser uma estrutura transcontinental, aparentemente não condiciona o comportamento da crosta ao longo dos diferentes domínios amostrados;

Apêndice A

Coordenada das estações sismográficas da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos

Tabela A.1 Localização, modelo e rede sismográfica de cada estação sismográfica. As estações em negrito estão em funcionamento.

Sigla da Estação	Município	Estado	Latitude	Longitude	Elevação	Modelo	Rede
			S ϕ (Graus)	W θ (Graus)	(m)		
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
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
AGAZ	Água Azul do Norte	PA	6,69	49,91	243,00	Geotech	RSET
ELCA	Eldorado dos Carajás	PA	6,02	49,41	150,73	Geotech	RSET
SAGE	São Geraldo do Araguaia	PA	6,26	48,58	185,33	Geotech	RSET
DARC	Darcinópolis	TO	6,81	47,83	397,75	Geotech	RSET

Apêndice A

NOVO	Novo Olinda	TO	7,68	48,49	294,72	Geotech	RSET
ITAC	Itacajá	TO	8,38	47,88	247,57	Geotech	RSET
DOTO	Dois Irmãos	TO	9,27	49,10	202,93	Geotech	RSET
ARAG	Araguaína	TO	7,26	49,16	133,15	Geotech	RSET
CARO	Carolina	MA	7,24	47,41	210,28	Geotech	RSET

Apêndice B

Material Complementar do artigo “Inversão conjunta de dados sintéticos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície”.

B.1 Modelo de velocidade AK-135 f utilizado como modelo inicial na inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície.

MODEL.01

Apêndice B

AK135-F Continental <http://www.rses.anu.edu.au/seismology/ak135/ak135f.html>

ISOTROPIC

KGS

SPHERICAL EARTH

1-D

CONSTANT VELOCITY

LINE08

LINE09

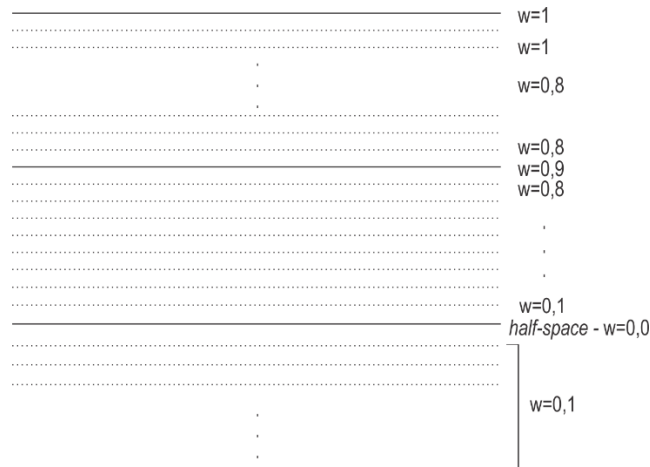
LINE10

LINE11

H (KM)	VP (KM/S)	VS (KM/S)	RHO (GM/CC)	QP	QS	ETAP	ETAS	FREFP	FREFS
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
2.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0398	4.4844	3.3248 849.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0404	4.4856	3.3251 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0409	4.4868	3.3253 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0415	4.4880	3.3255 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0421	4.4891	3.3258 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0558	4.4886	3.3260 847.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0433	4.4917	3.3262 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0439	4.4929	3.3265 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0445	4.4922	3.3267 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
5.0000	8.0450	4.4952	3.3269 848.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.0525	4.4970	3.3273 847.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.0471	4.4984	3.3278 847.	600.	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.0642	4.5012	3.4206 116.	76.1	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.0922	4.5032	3.4082 116.	76.2	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.1196	4.5042	3.3959 117.	76.3	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.1472	4.5072	3.3835 118.	76.4	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.1752	4.5096	3.3714 118.	76.6	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.2030	4.5110	3.3607 120.	77.2	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.2306	4.5131	3.3503 121.	77.8	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.2589	4.5152	3.3399 123.	78.4	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.2868	4.5172	3.3295 124.	79.1	0.00	0.00	1.00	1.00	
10.0000	8.3189	4.5275	3.3285 211.	134.	0.00	0.00	1.00	1.00	

10.0000	8.3552	4.5457	3.3369	212.	135.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.3913	4.5639	3.3453	213.	135.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.4278	4.5821	3.3537	214.	136.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.4641	4.6003	3.3621	215.	136.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.5005	4.6180	3.3708	216.	137.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.5370	4.6356	3.3797	217.	137.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.5736	4.6528	3.3886	218.	138.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.6102	4.6704	3.3976	220.	138.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.6467	4.6876	3.4065	221.	139.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.6833	4.7051	3.4157	222.	140.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.7198	4.7224	3.4250	223.	140.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.7563	4.7398	3.4344	224.	141.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.7928	4.7571	3.4437	226.	142.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.8293	4.7746	3.4530	227.	142.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.8659	4.7918	3.4626	228.	143.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.9024	4.8094	3.4724	230.	144.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.9389	4.8266	3.4822	231.	145.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	8.9754	4.8442	3.4921	232.	145.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.0119	4.8615	3.5019	234.	146.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.3769	5.0911	3.9313	258.	163.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.4105	5.1123	3.9304	258.	163.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.4438	5.1336	3.9295	259.	164.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.4777	5.1546	3.9286	259.	164.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.5112	5.1758	3.9277	260.	165.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.5449	5.1970	3.9269	260.	165.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.5785	5.2181	3.9261	261.	165.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.6119	5.2394	3.9253	261.	166.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.6458	5.2604	3.9245	261.	166.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.6794	5.2816	3.9237	262.	167.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.7130	5.3029	3.9231	262.	167.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.7466	5.3242	3.9229	263.	167.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.7799	5.3454	3.9226	263.	168.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.8137	5.3669	3.9222	263.	168.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.8473	5.3883	3.9220	264.	169.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.8808	5.4094	3.9217	264.	169.	0.00	0.00	1.00	1.00
10.0000	9.9144	5.4306	3.9214	265.	169.	0.00	0.00	1.00	1.00

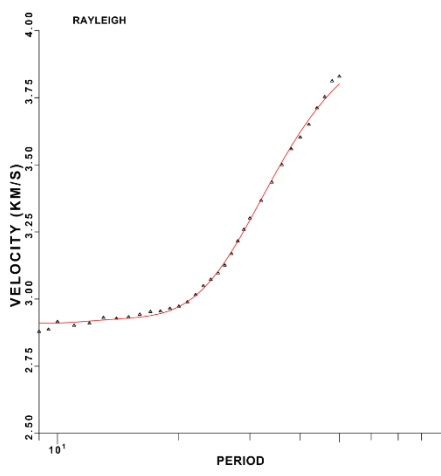
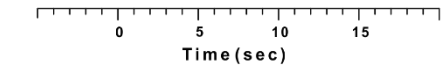
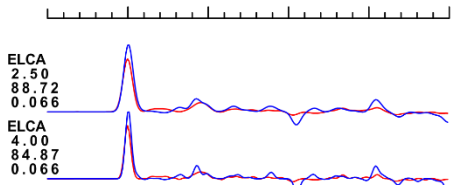
B.2 Pesos atribuídos por camada quando há suavização diferencial.



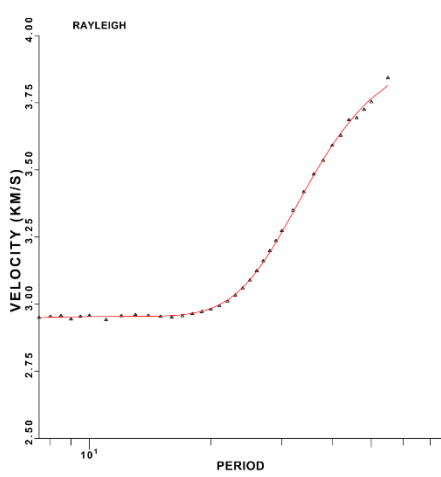
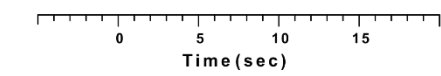
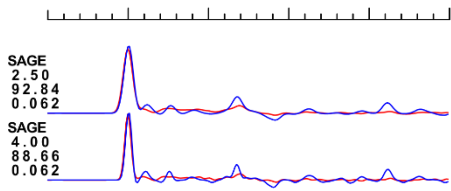
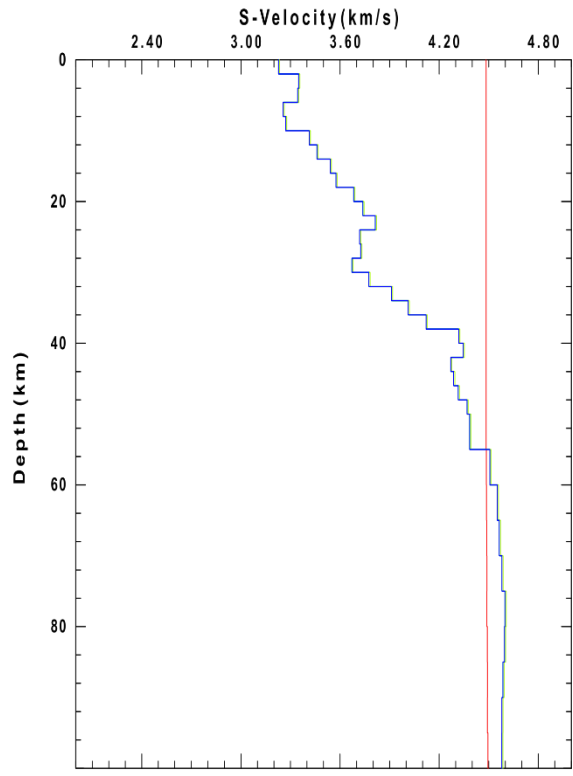
Apêndice C

Material complementar do artigo “*Crustal and uppermost mantle S velocity structure of the central Brasil from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data*”.

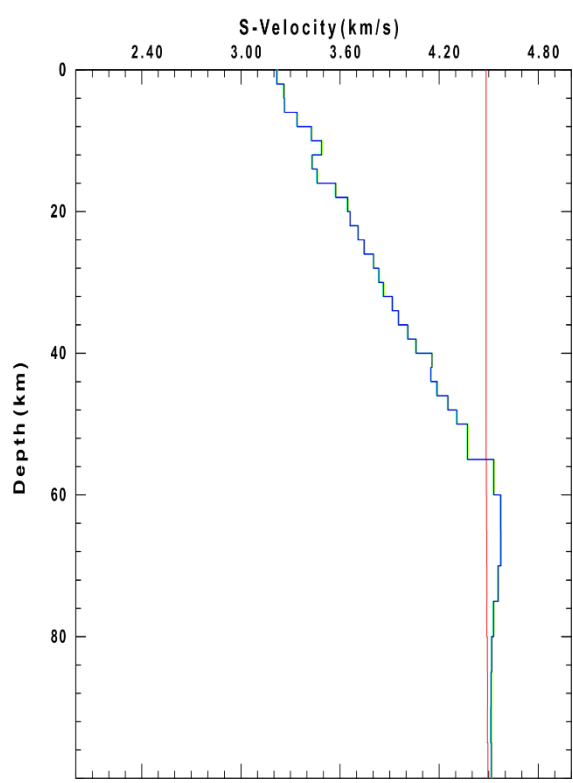
C.1 Modelo de velocidade de onda S obtido da inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície para as estações da RSET. Os dados observados estão na cor azul e os dados preditos na cor vermelha. O modelo inicial é representado por linha vertical vermelha. São mostrados ajustes para a função do receptor (parâmetro a 2,5 e 4,0) e curva de dispersão. As incertezas são dadas na cor verde e em muitos modelos confundem-se com o modelo predito.

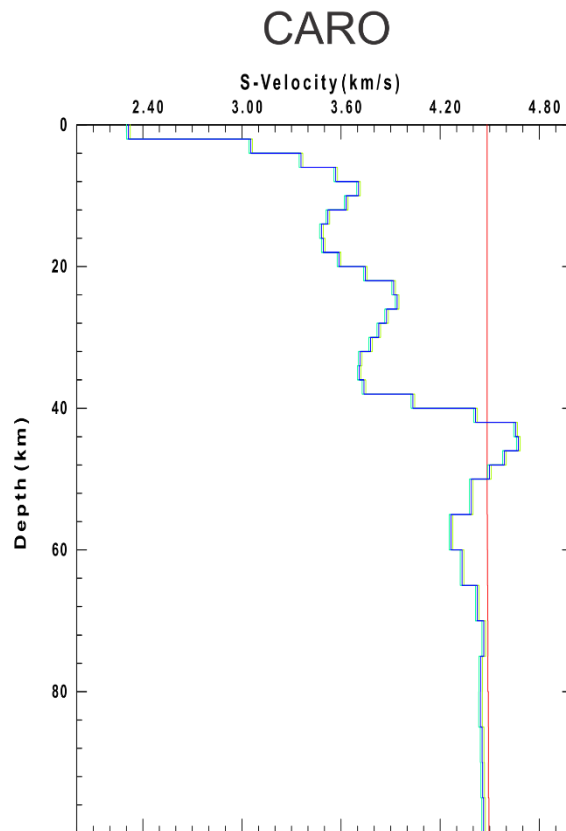
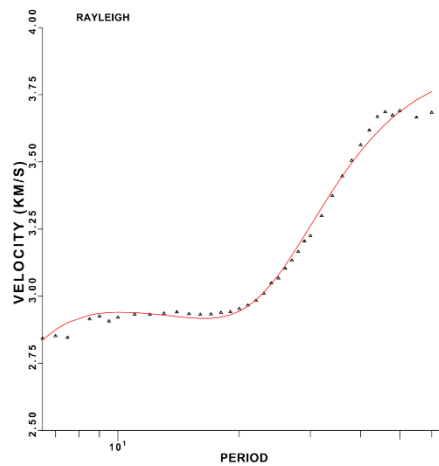
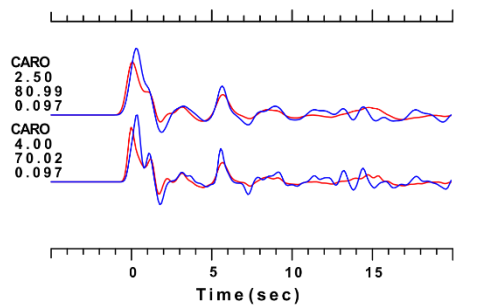
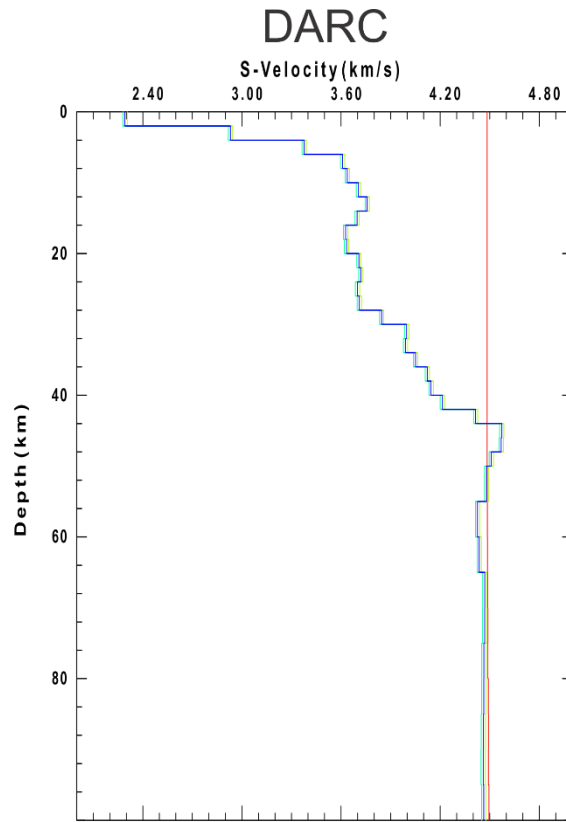
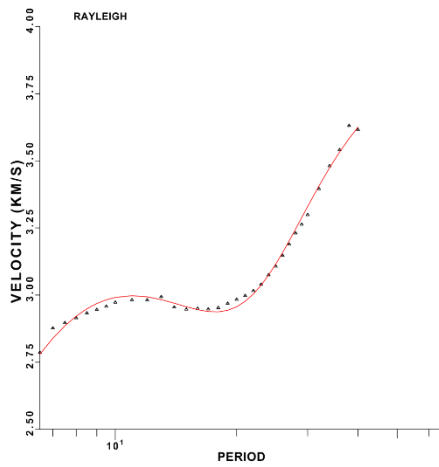
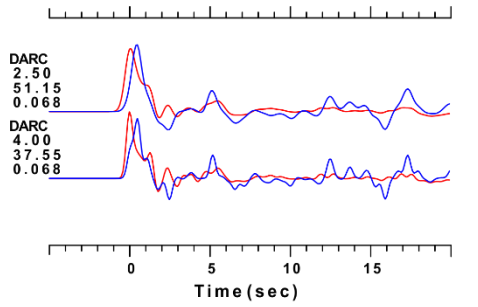


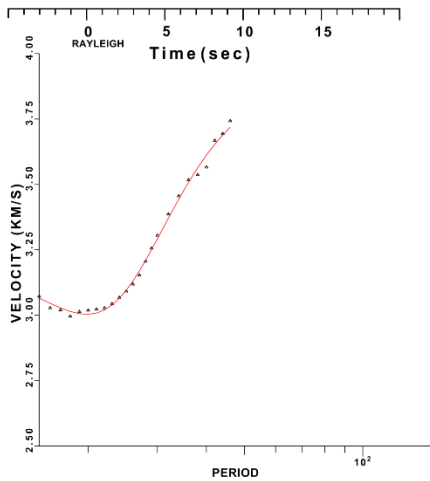
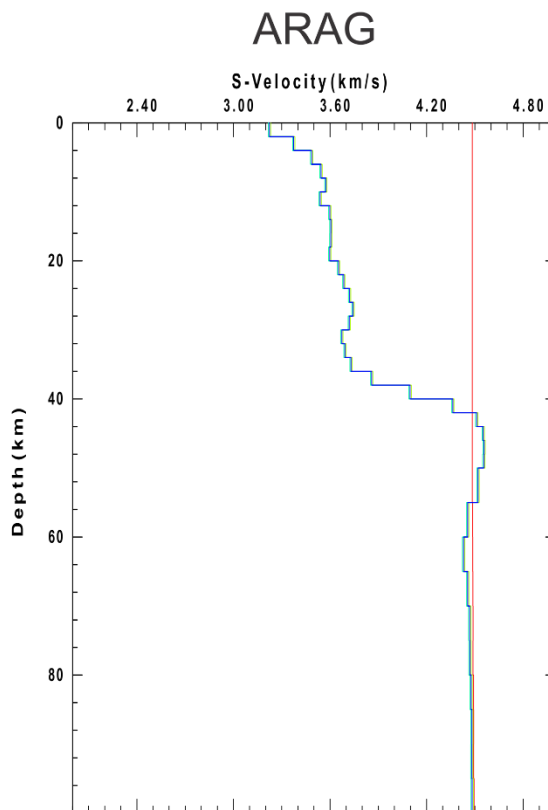
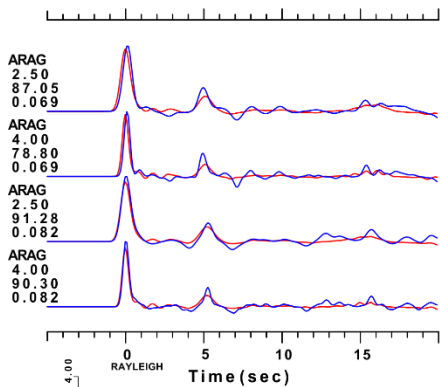
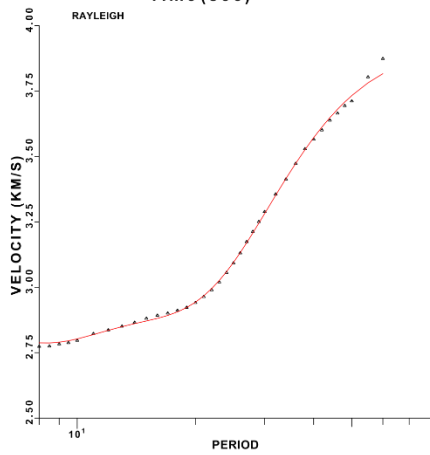
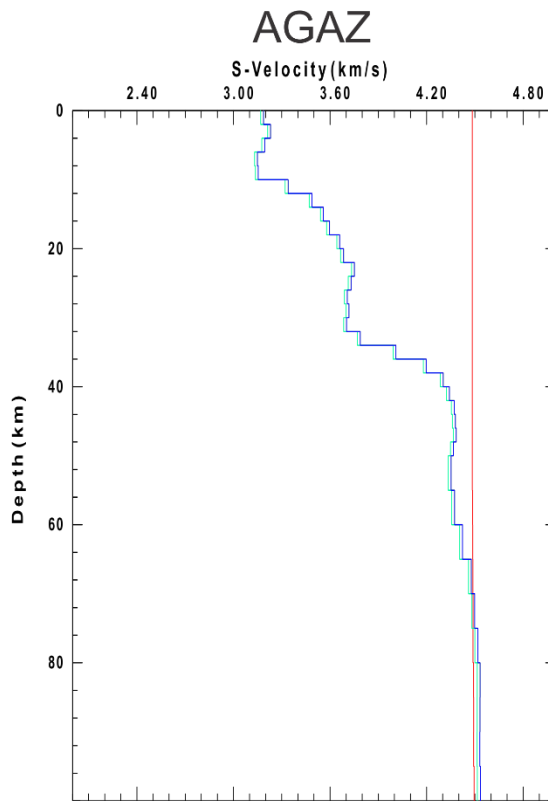
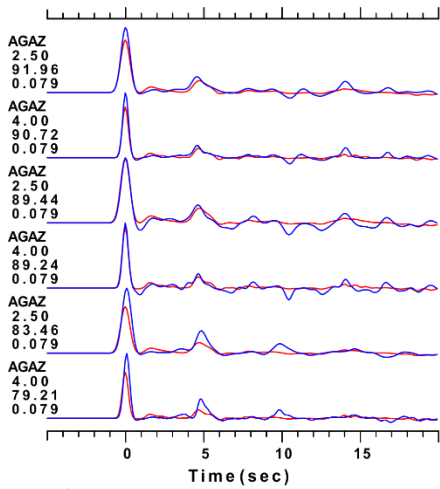
ELCA

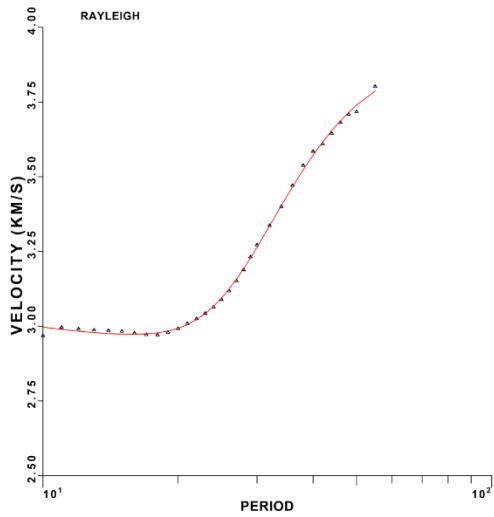
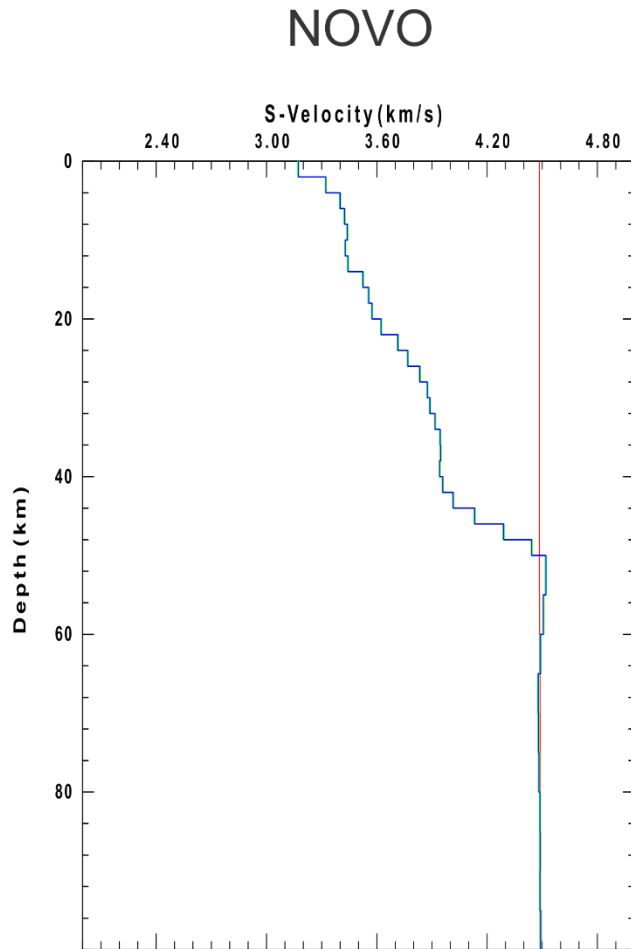
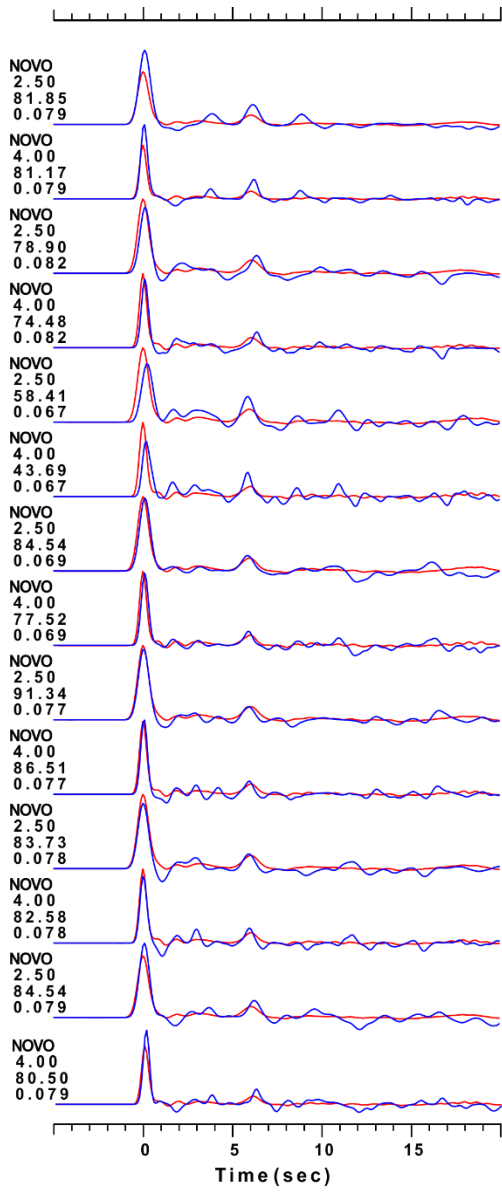


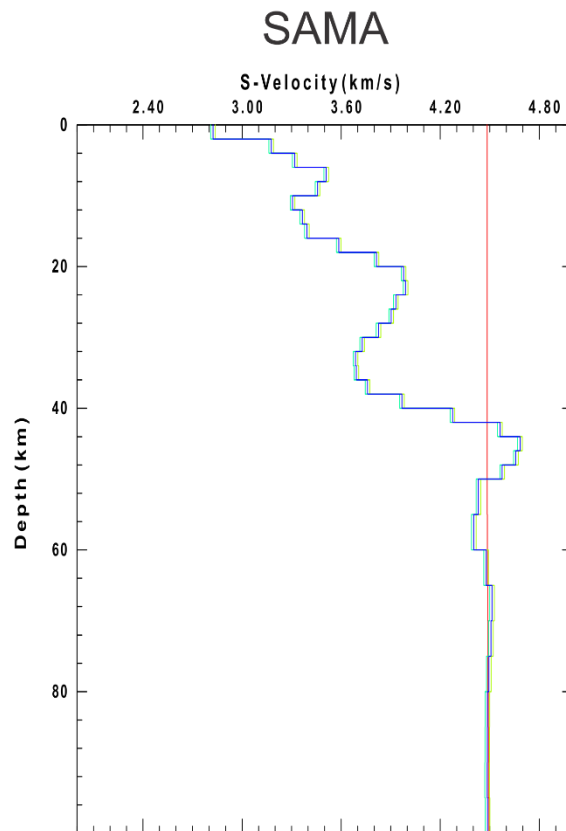
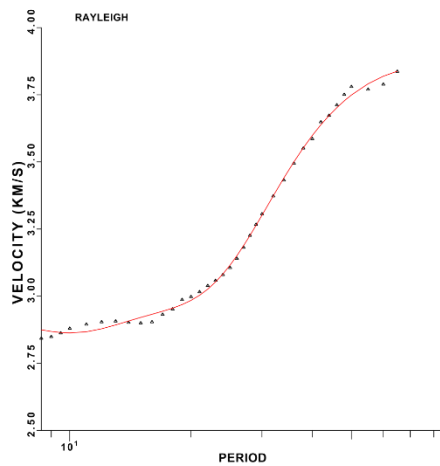
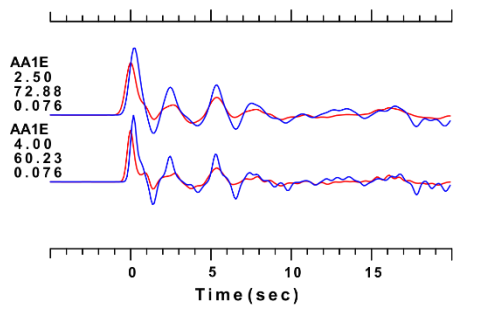
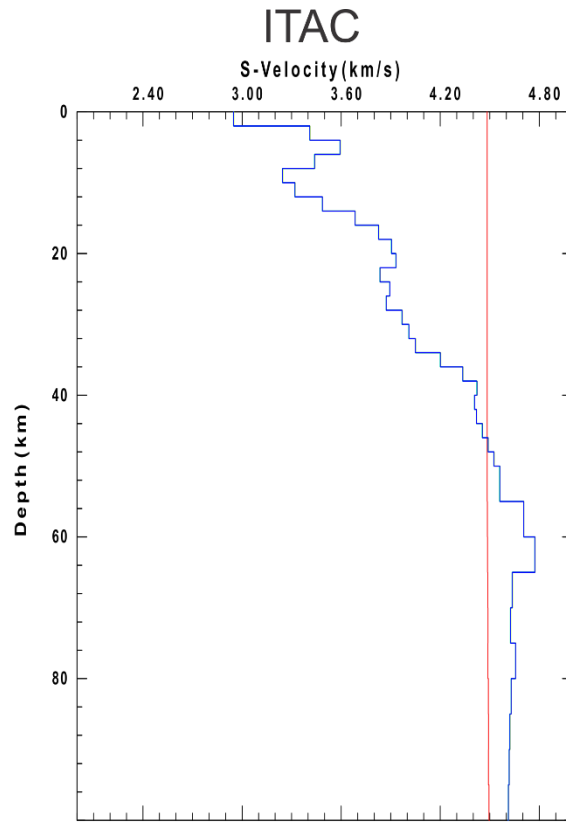
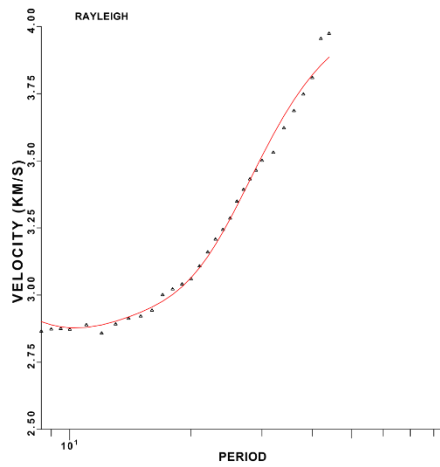
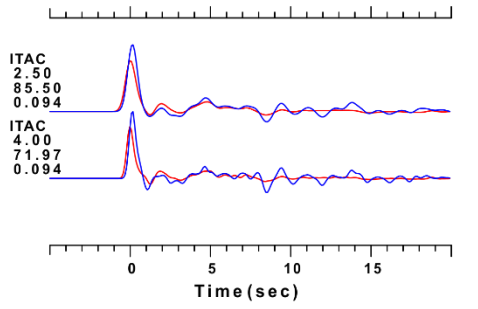
SAGE

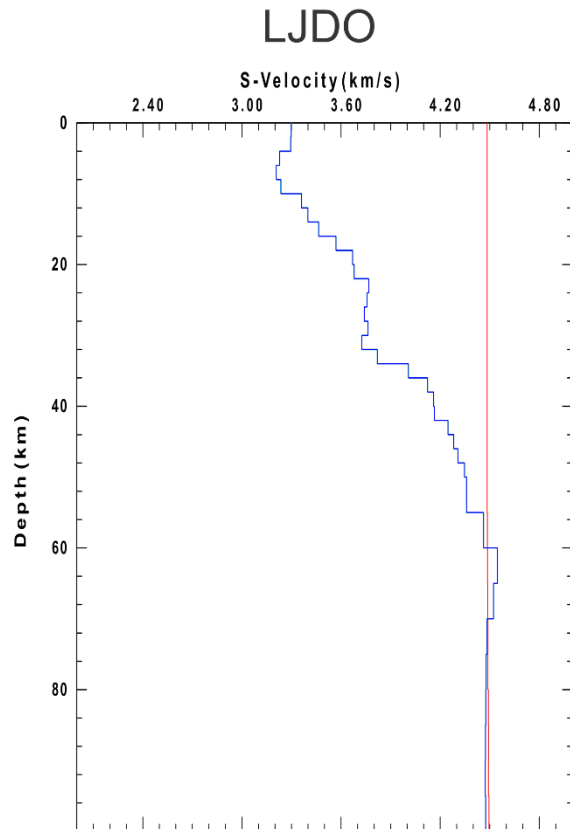
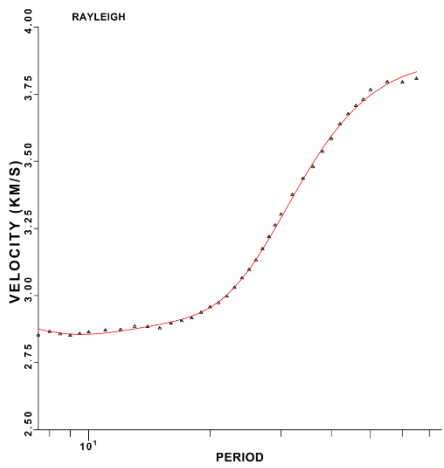
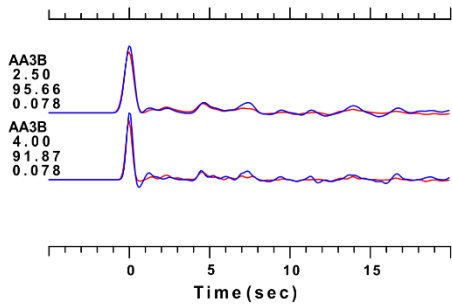
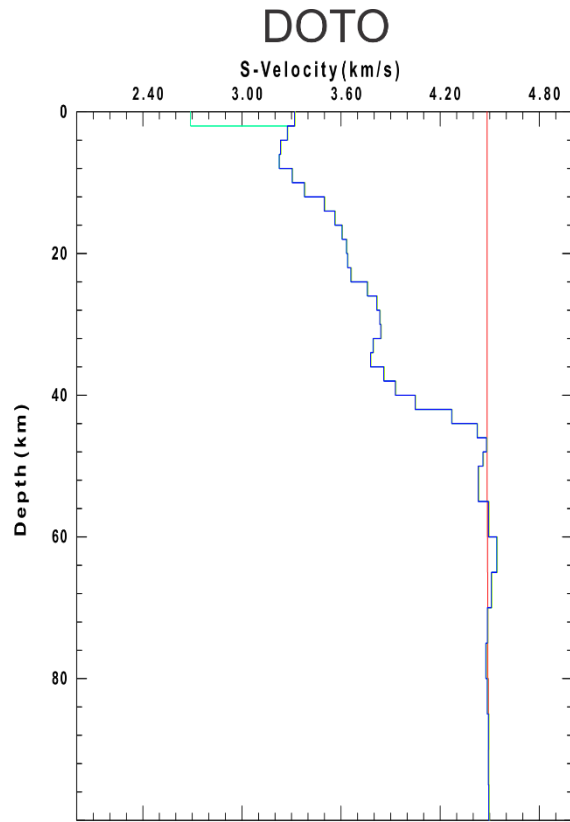
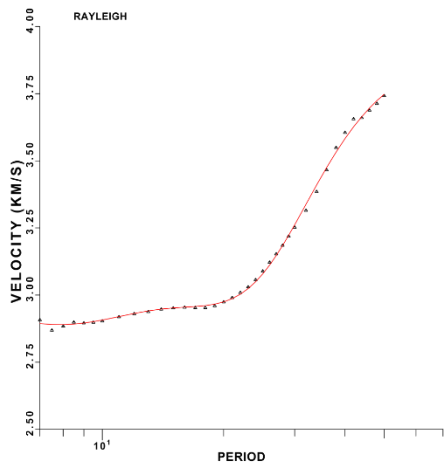
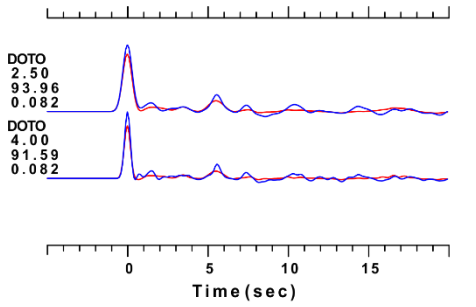


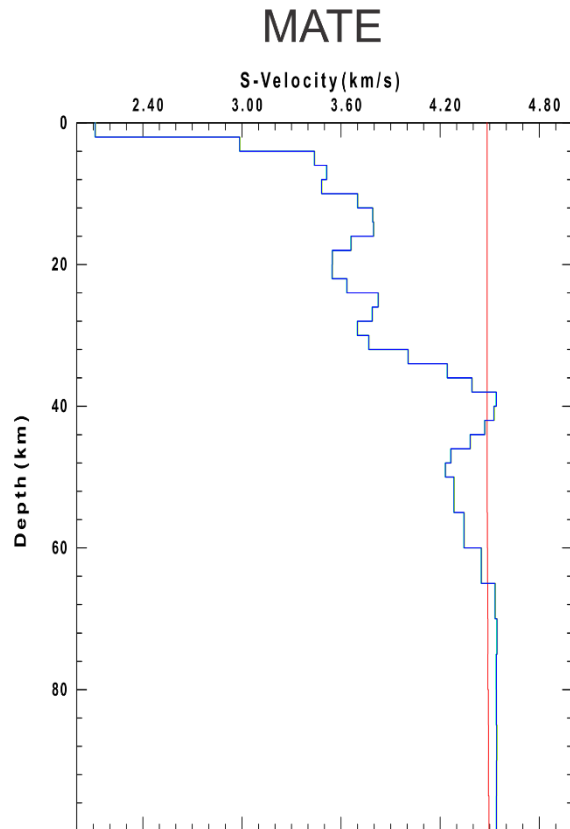
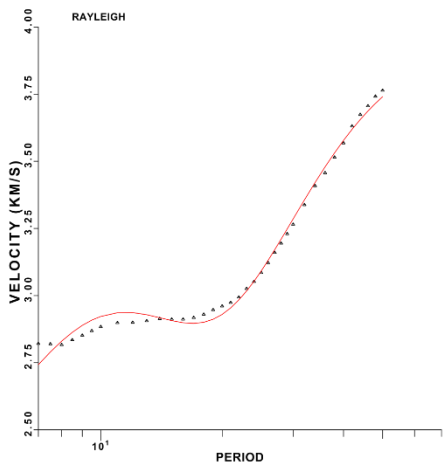
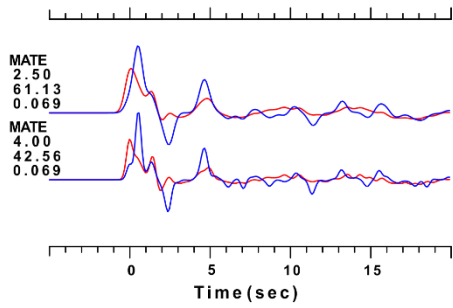
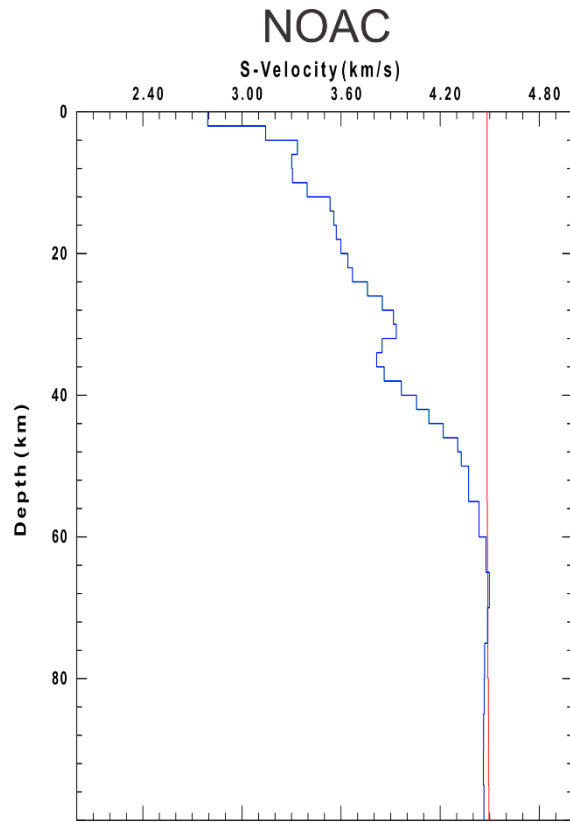
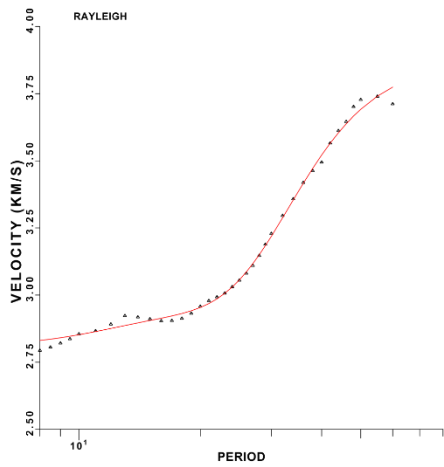
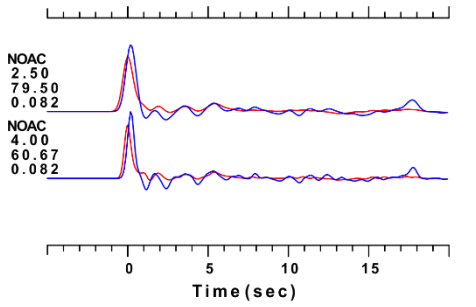


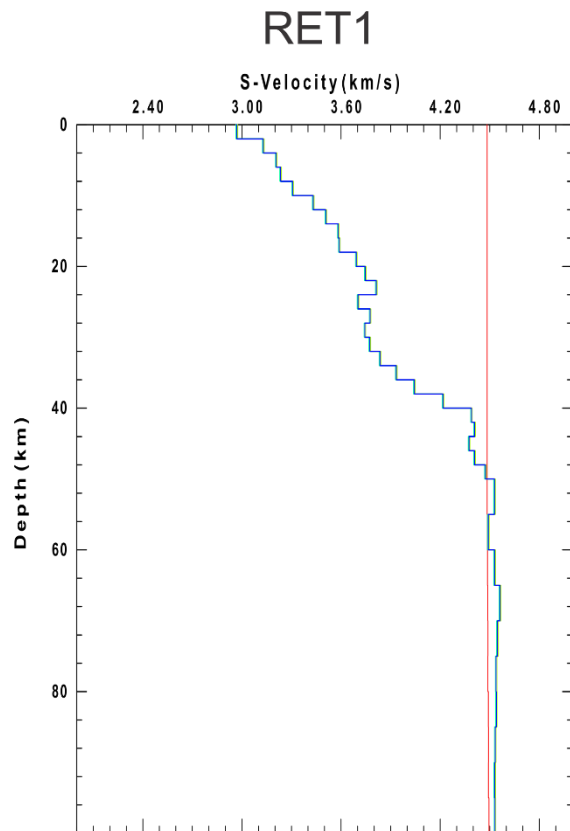
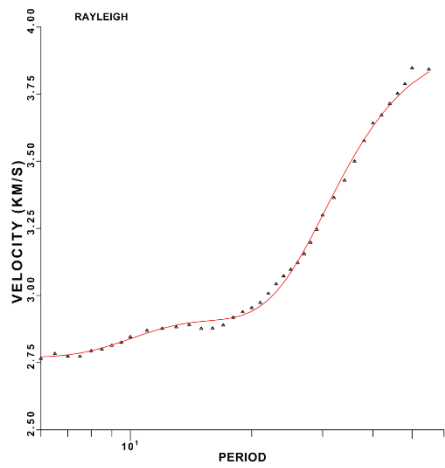
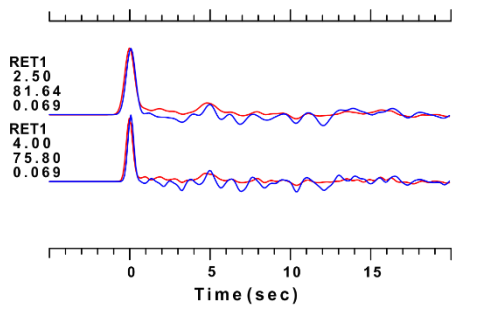
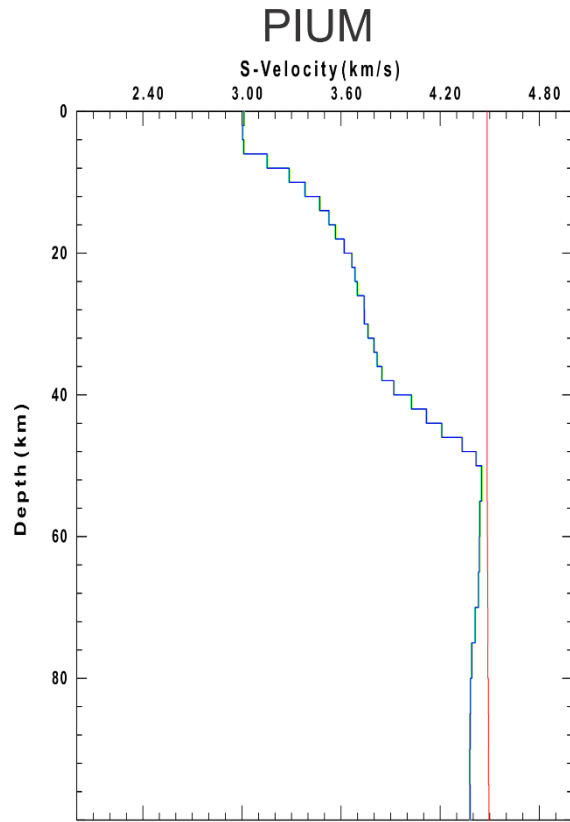
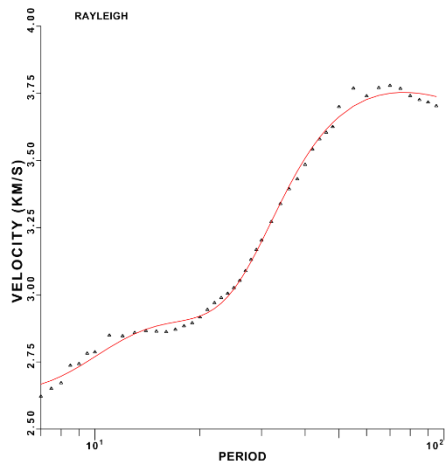
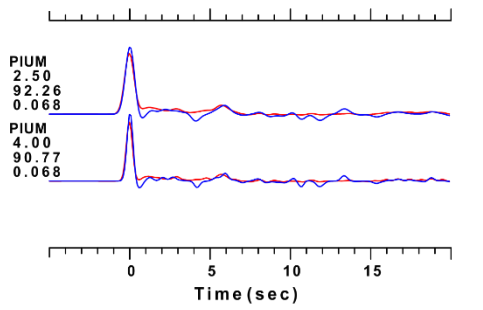


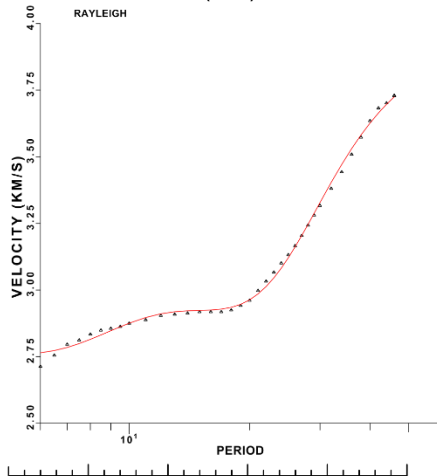
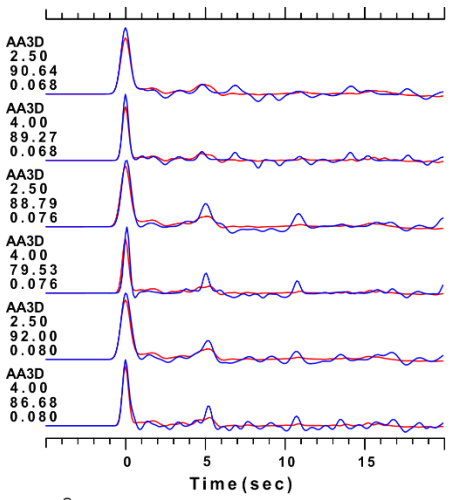




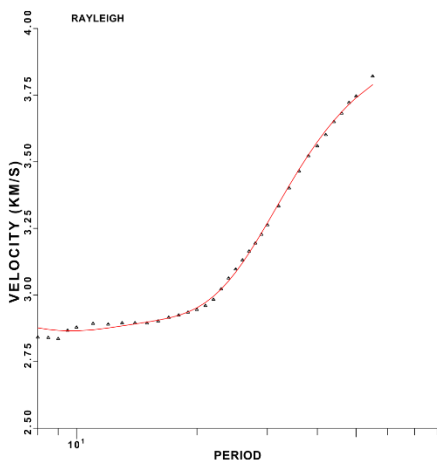
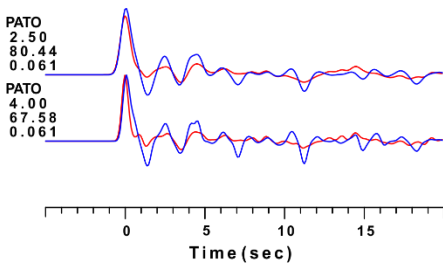
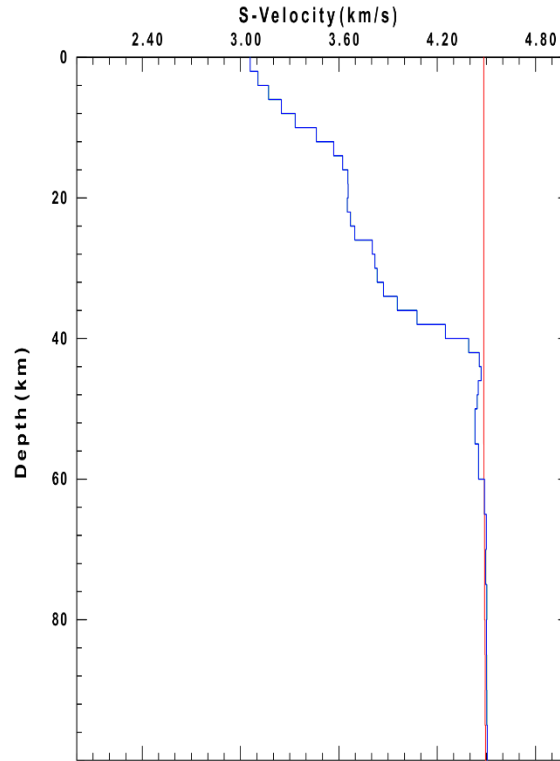




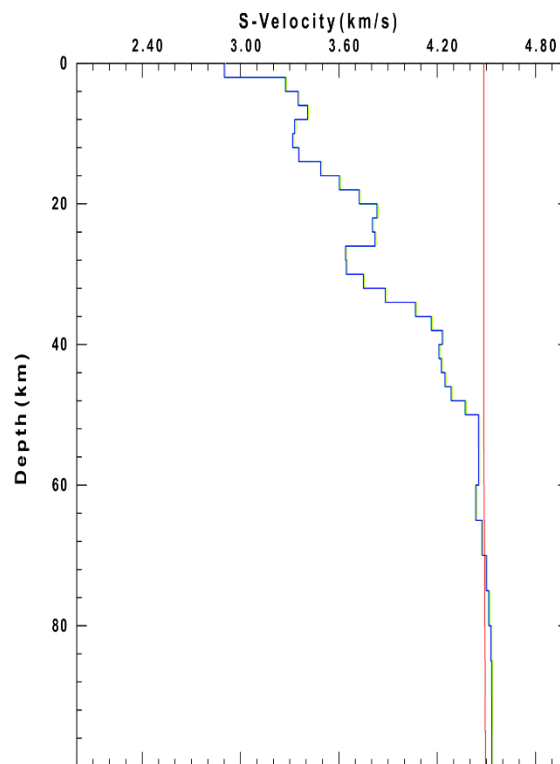


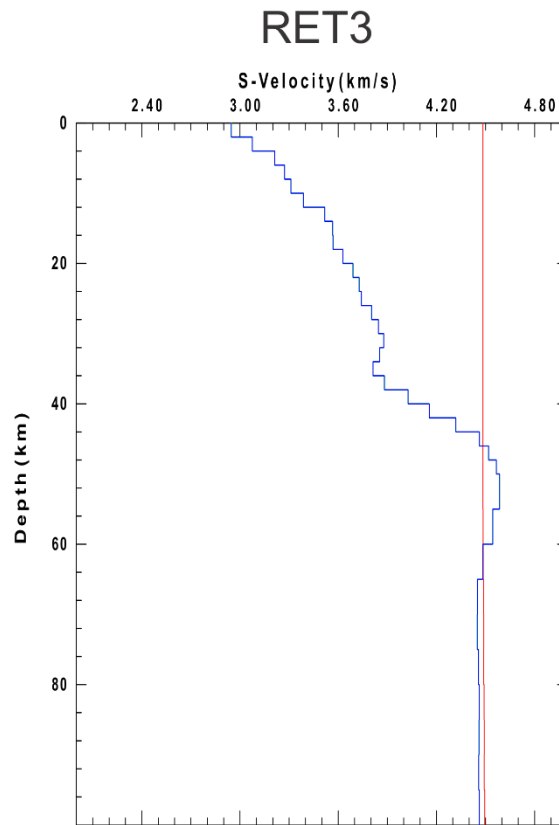
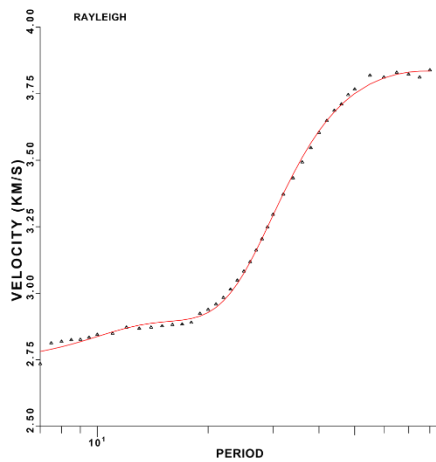
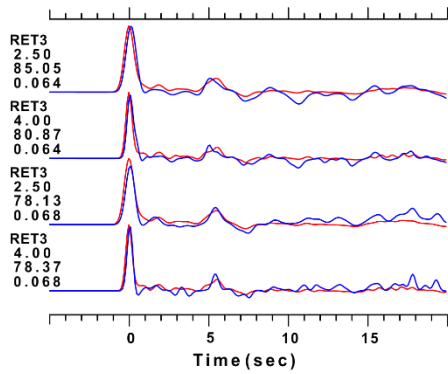
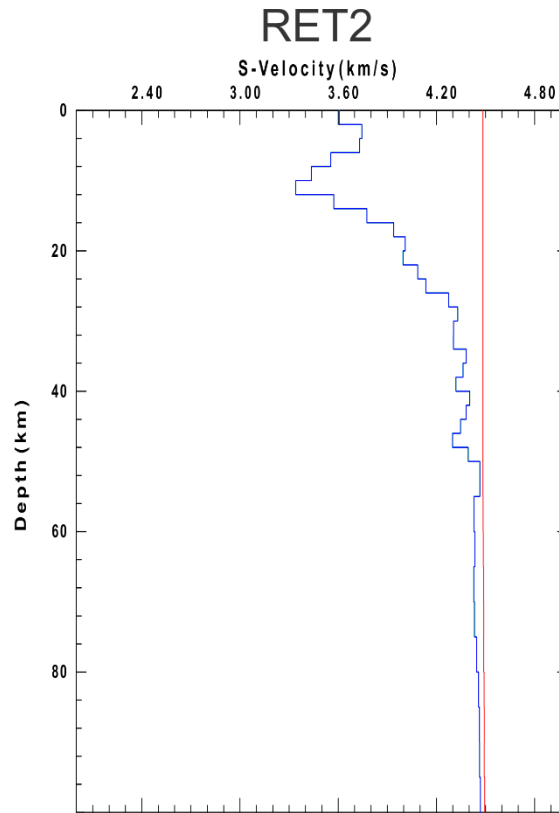
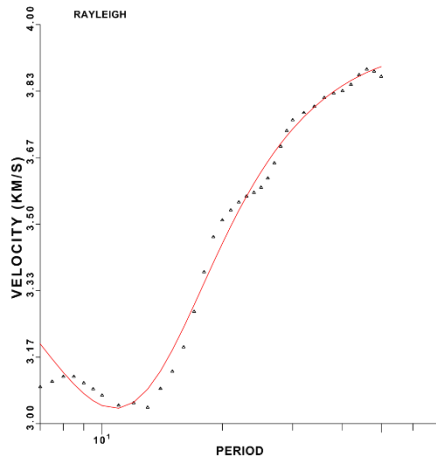
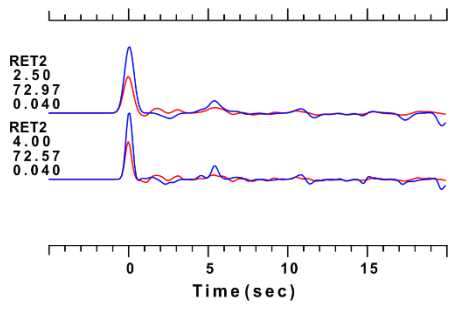


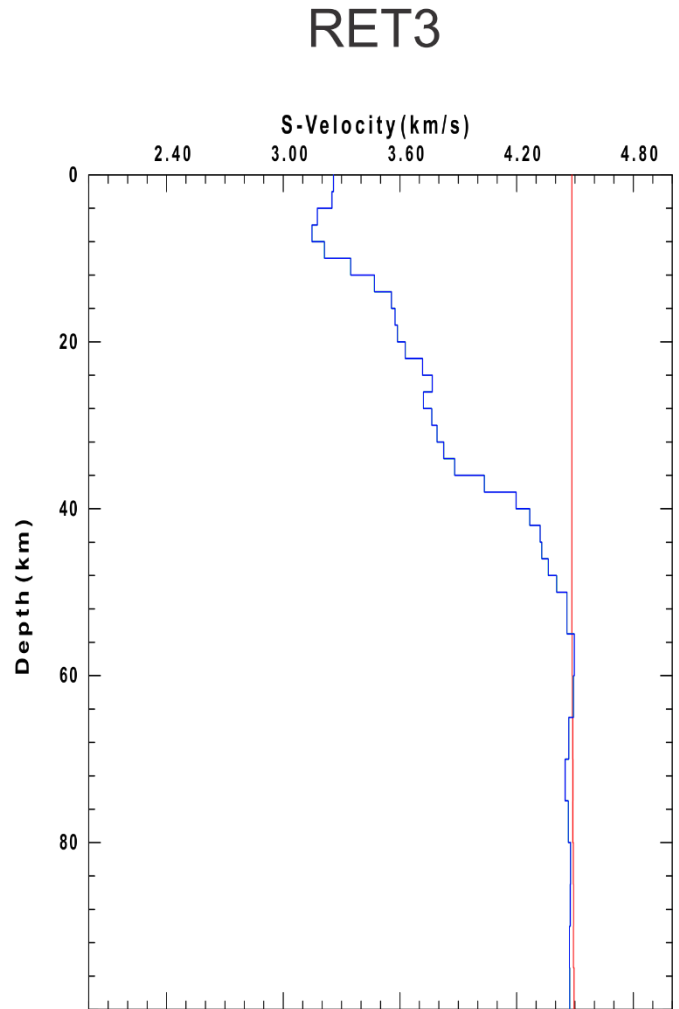
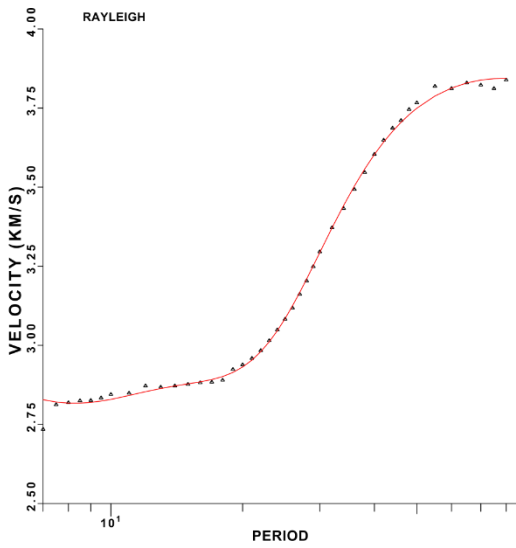
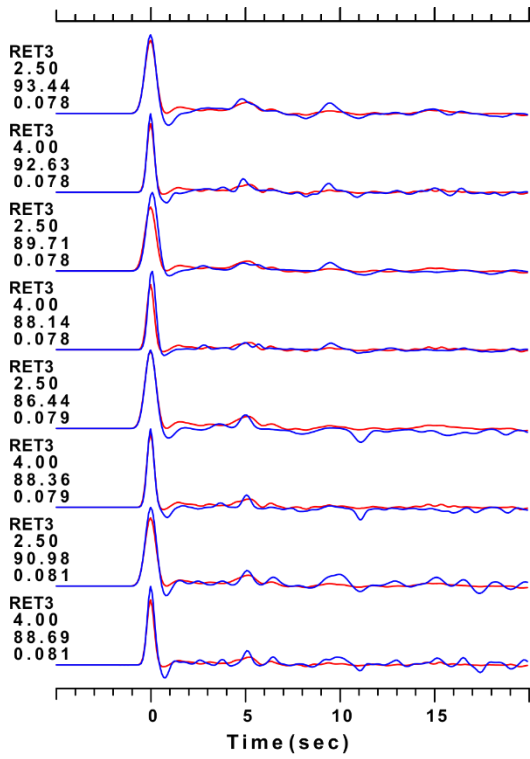
PATO

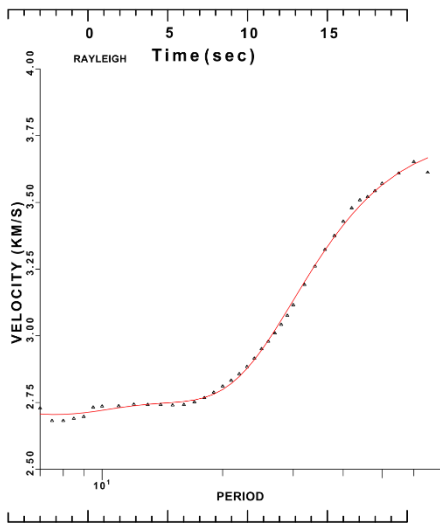
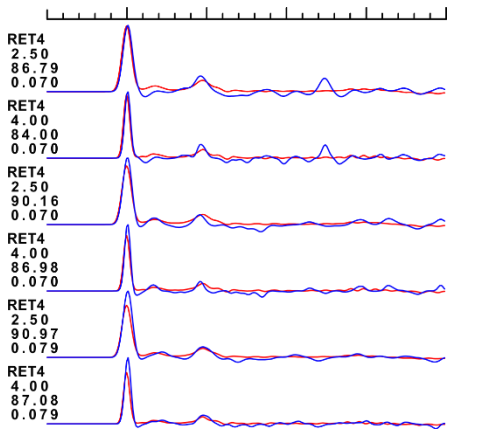


SFTO

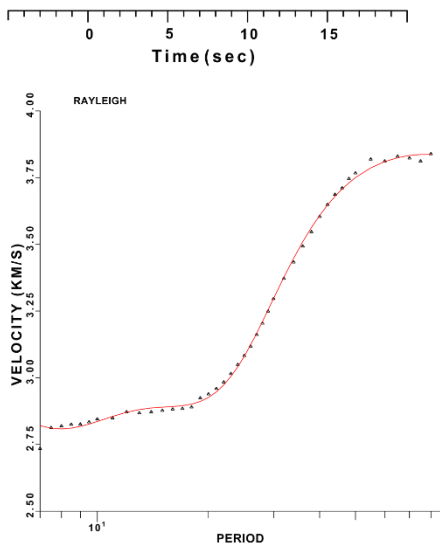
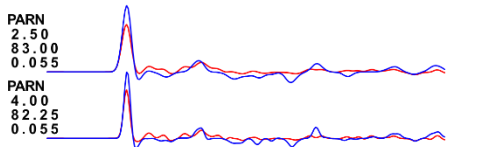
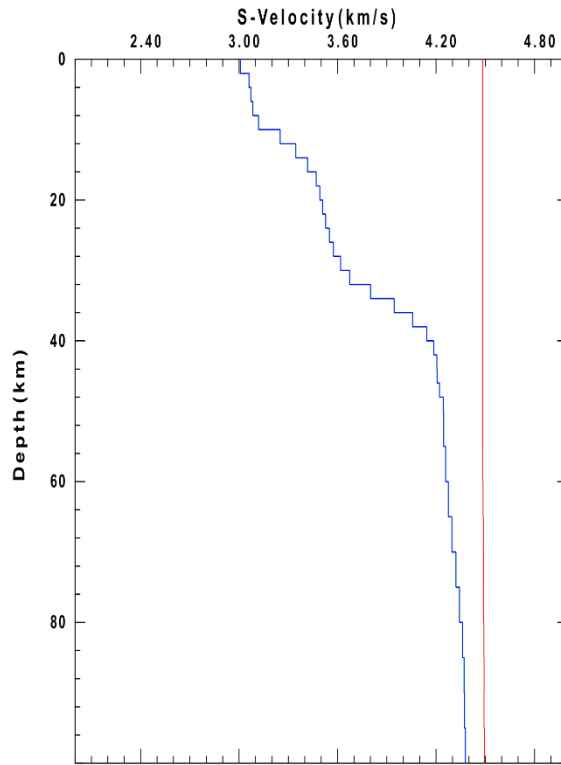




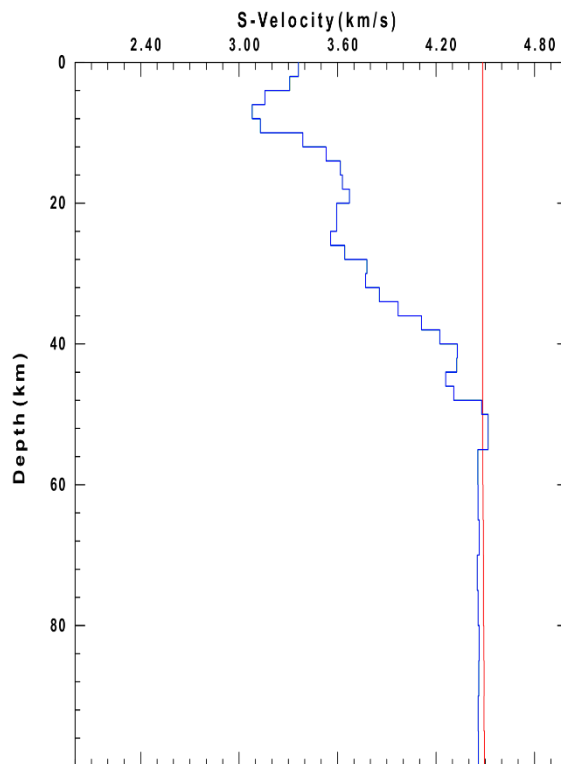


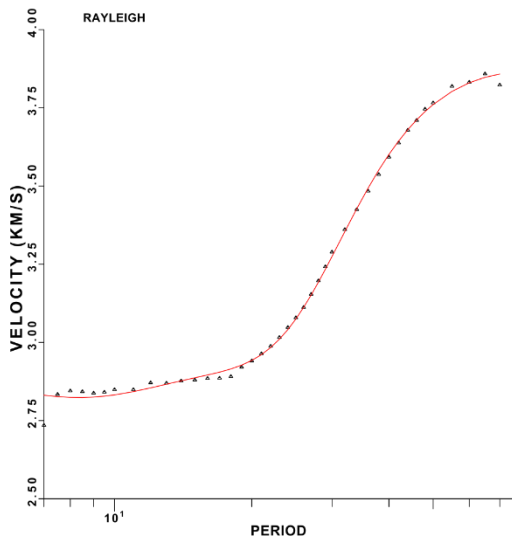
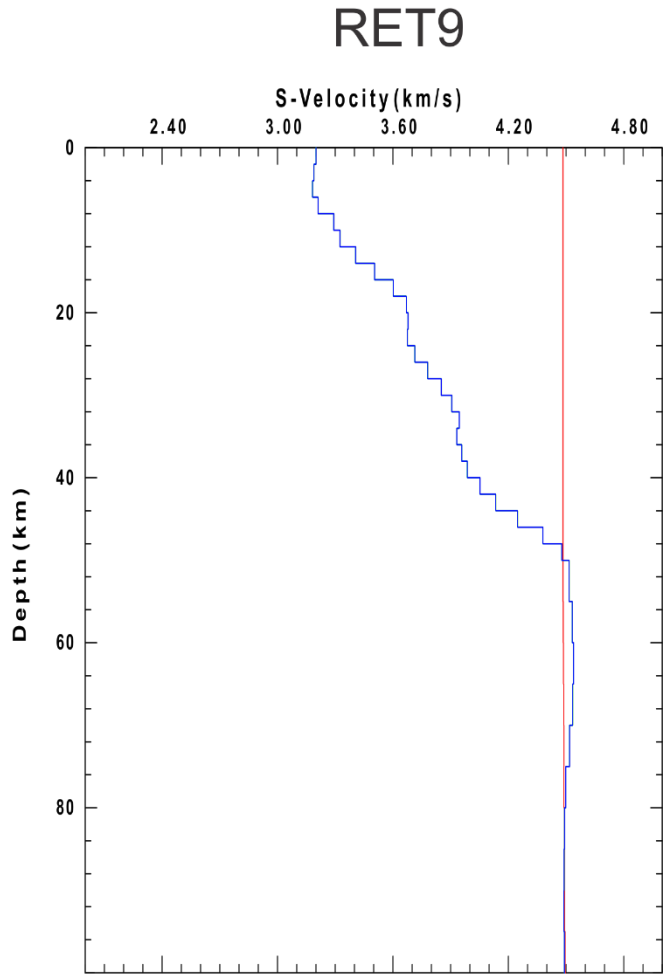
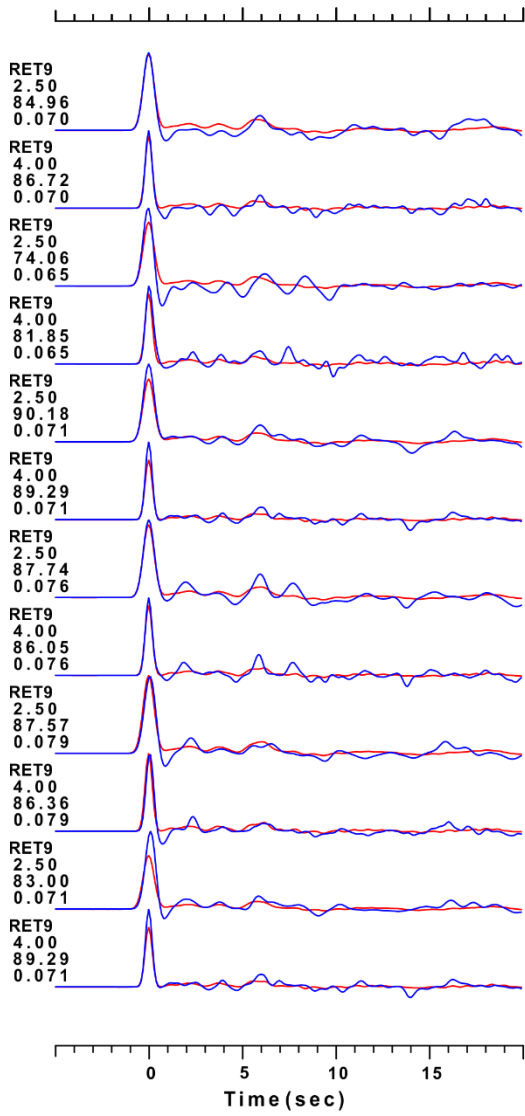


RET4



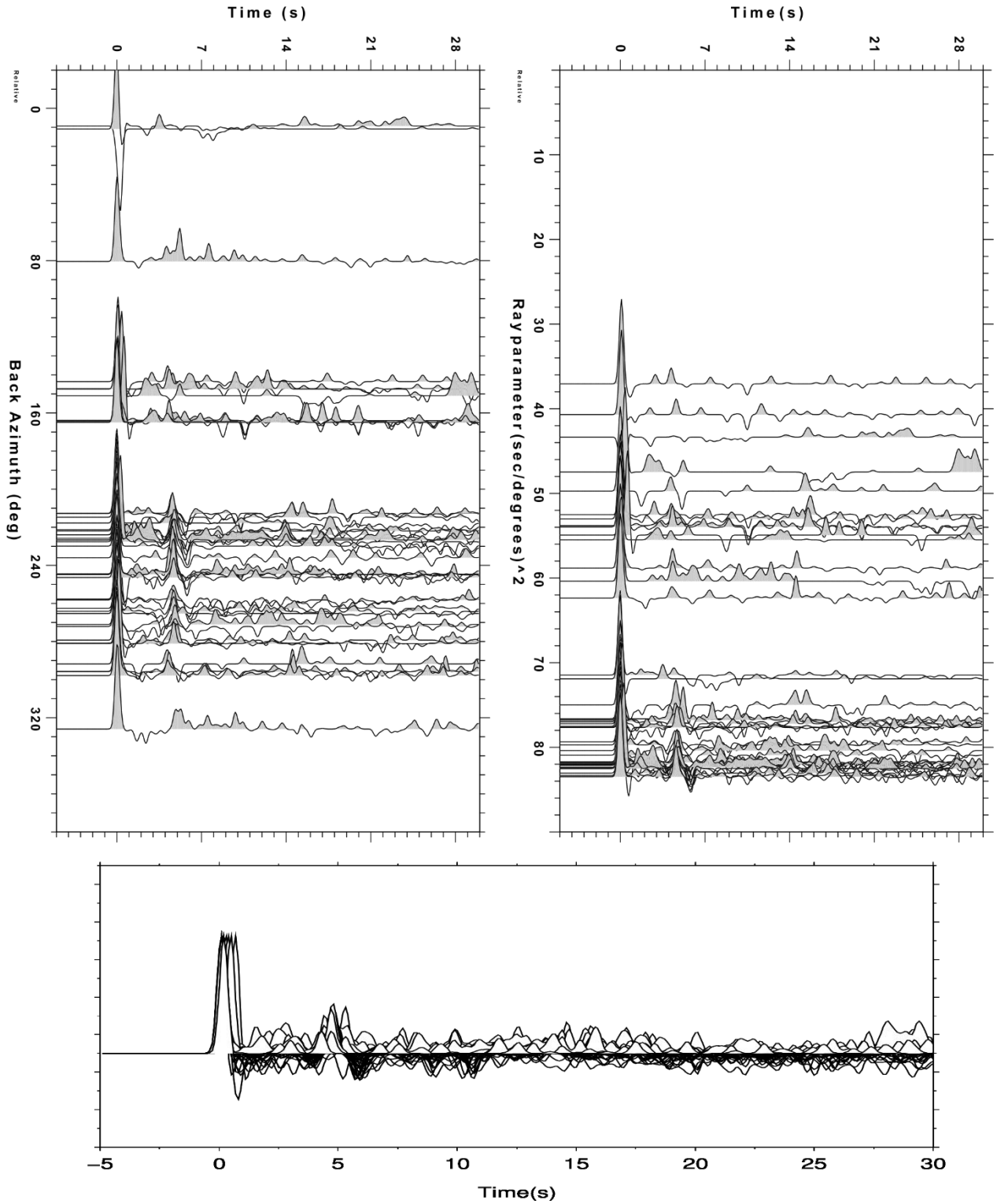
PARN



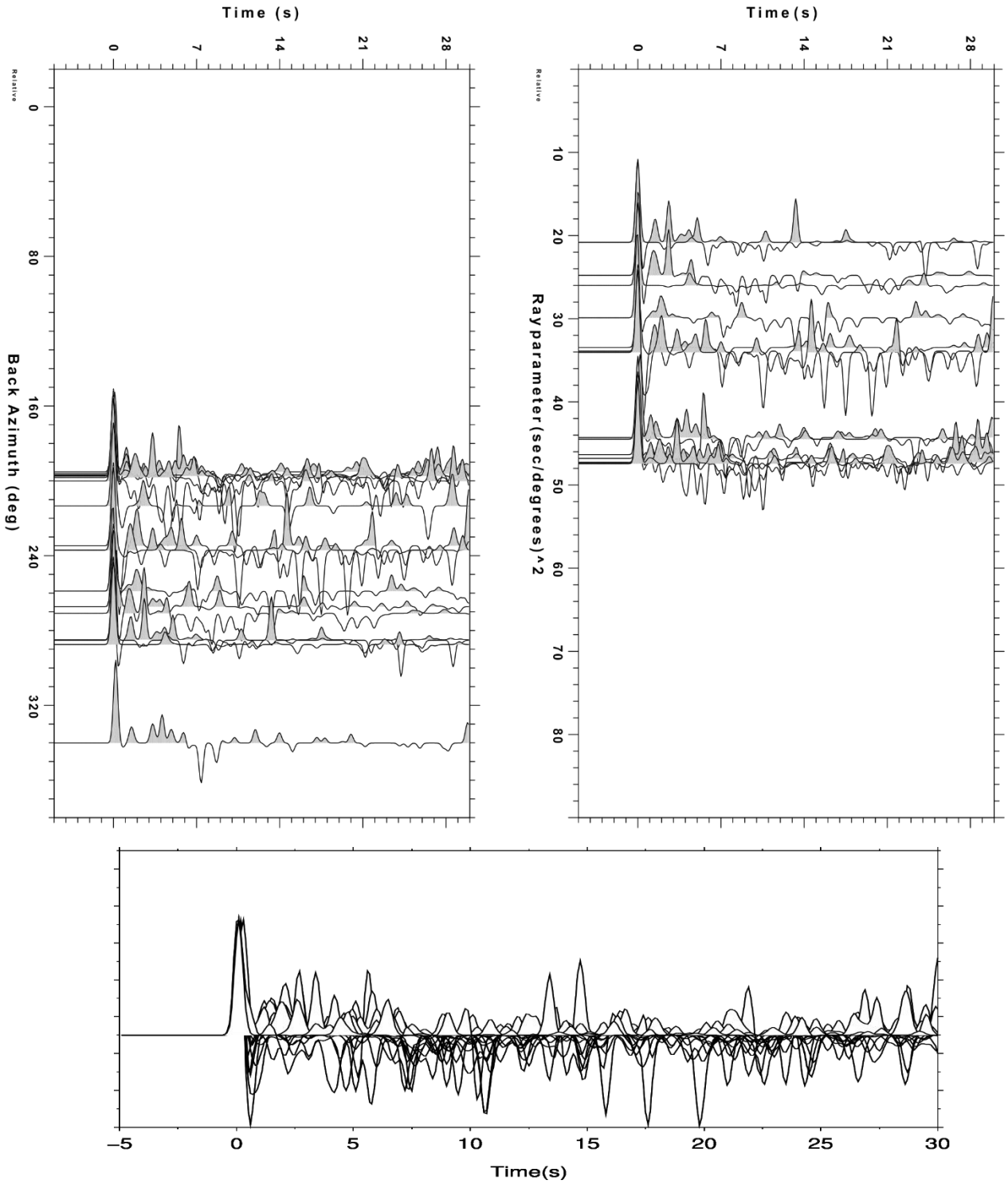


C.2 Funções do receptor na radial de todas as estações RSET. Traços radiais de função do receptor dispostos por *back-azimuth* a esquerda e parâmetro de raio a direita. Abaixo plote de todos os traços independente do parâmetro de raio.

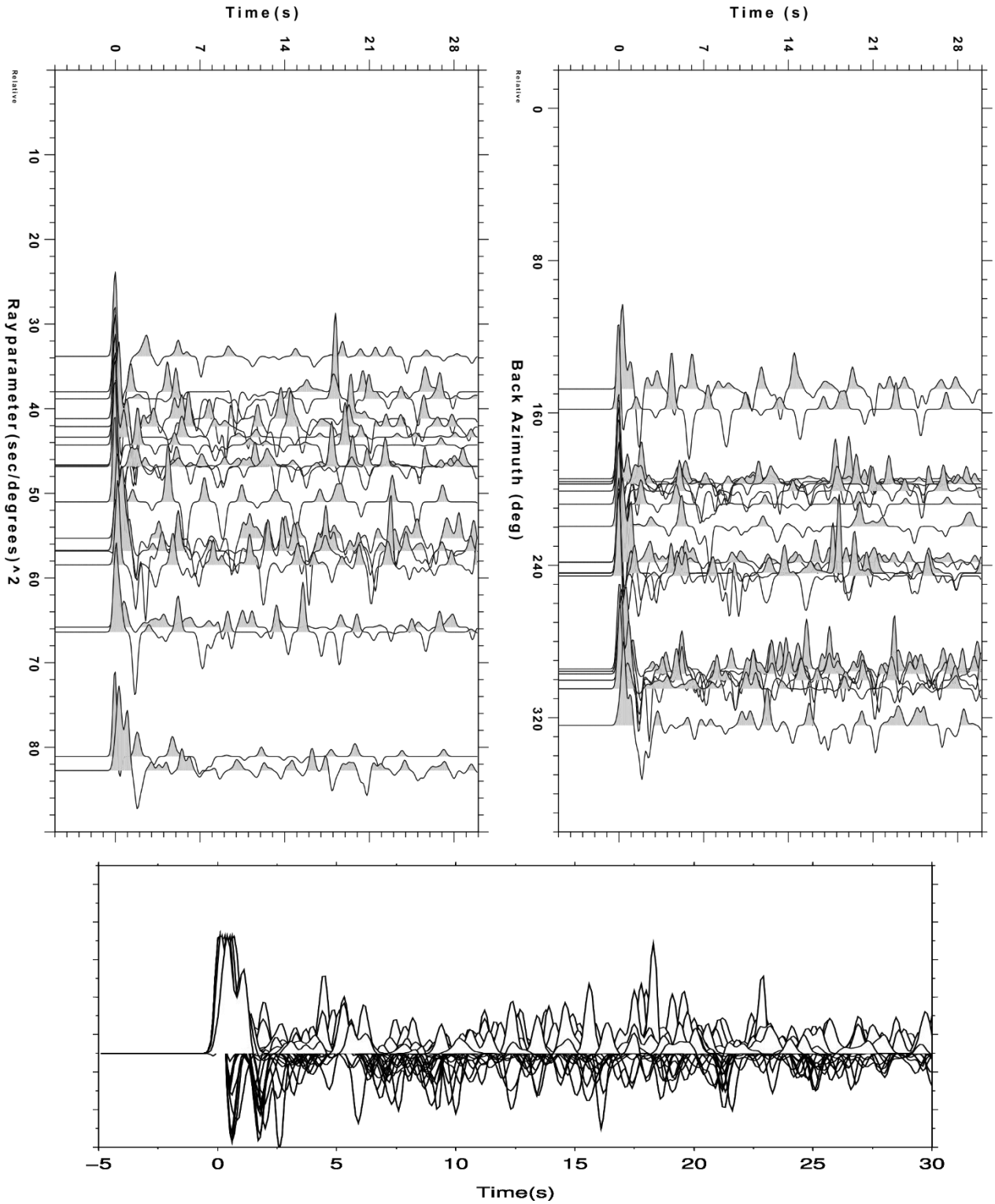
ELCA



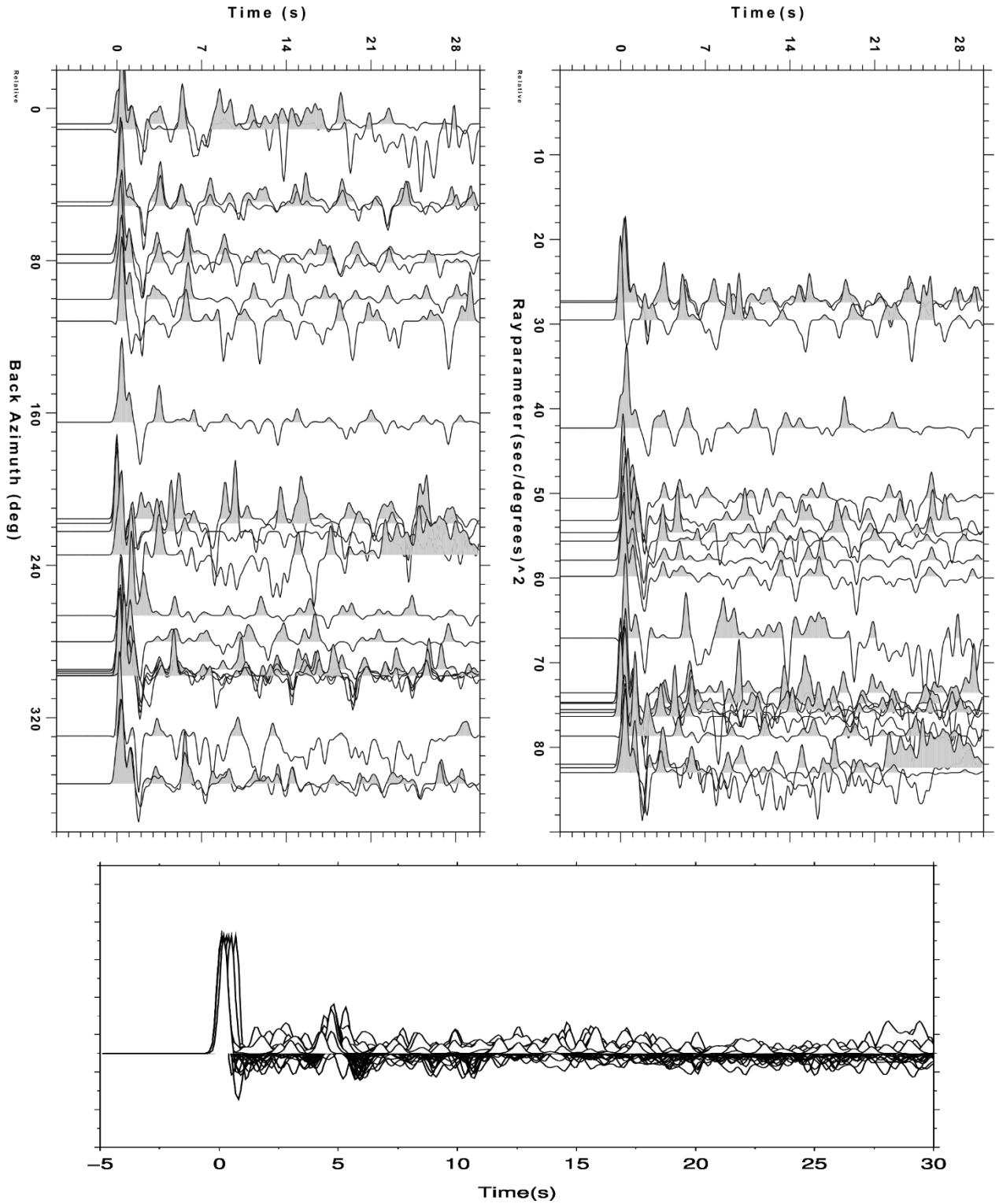
SAGE



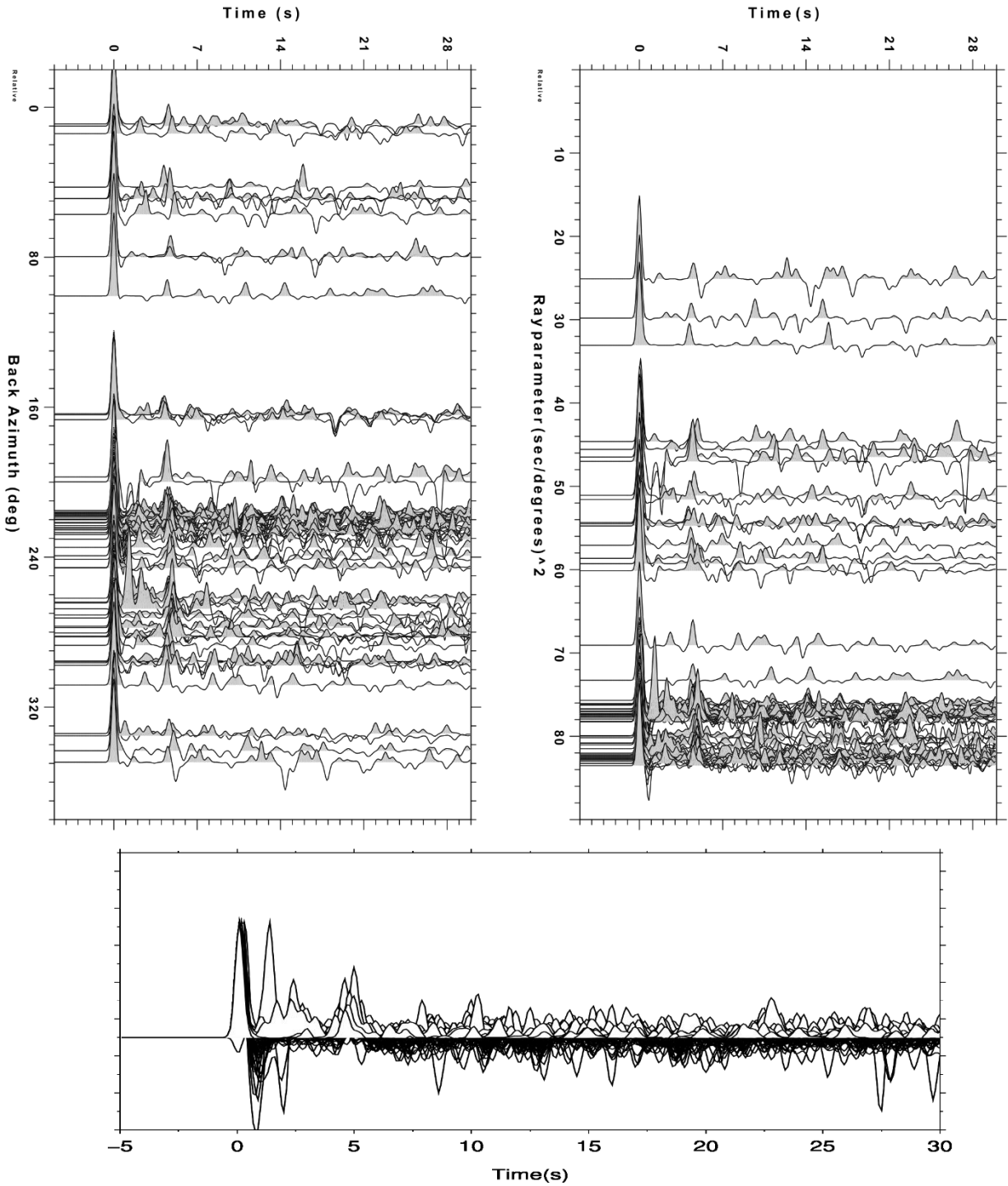
DARC



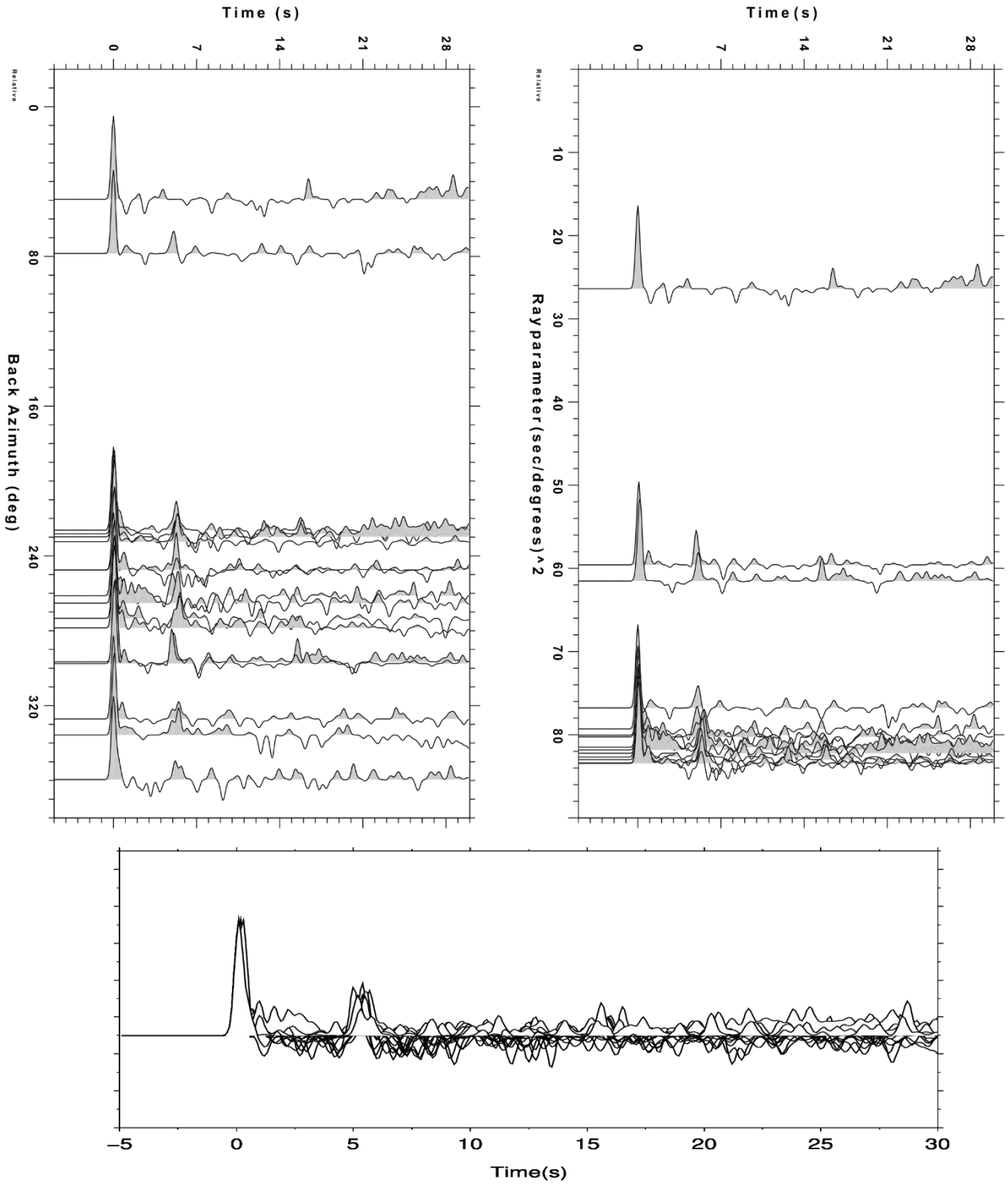
CARO



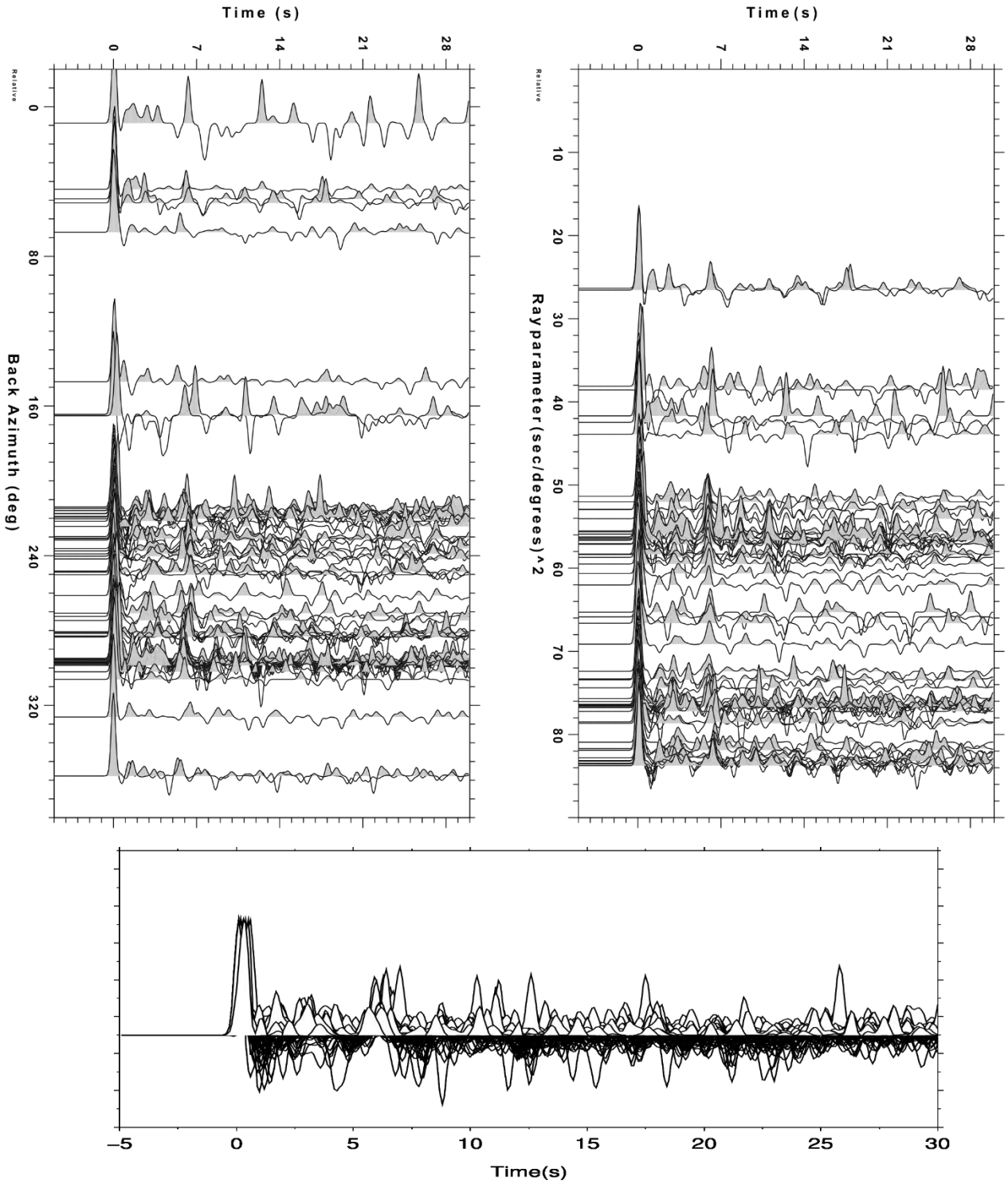
AGAZ



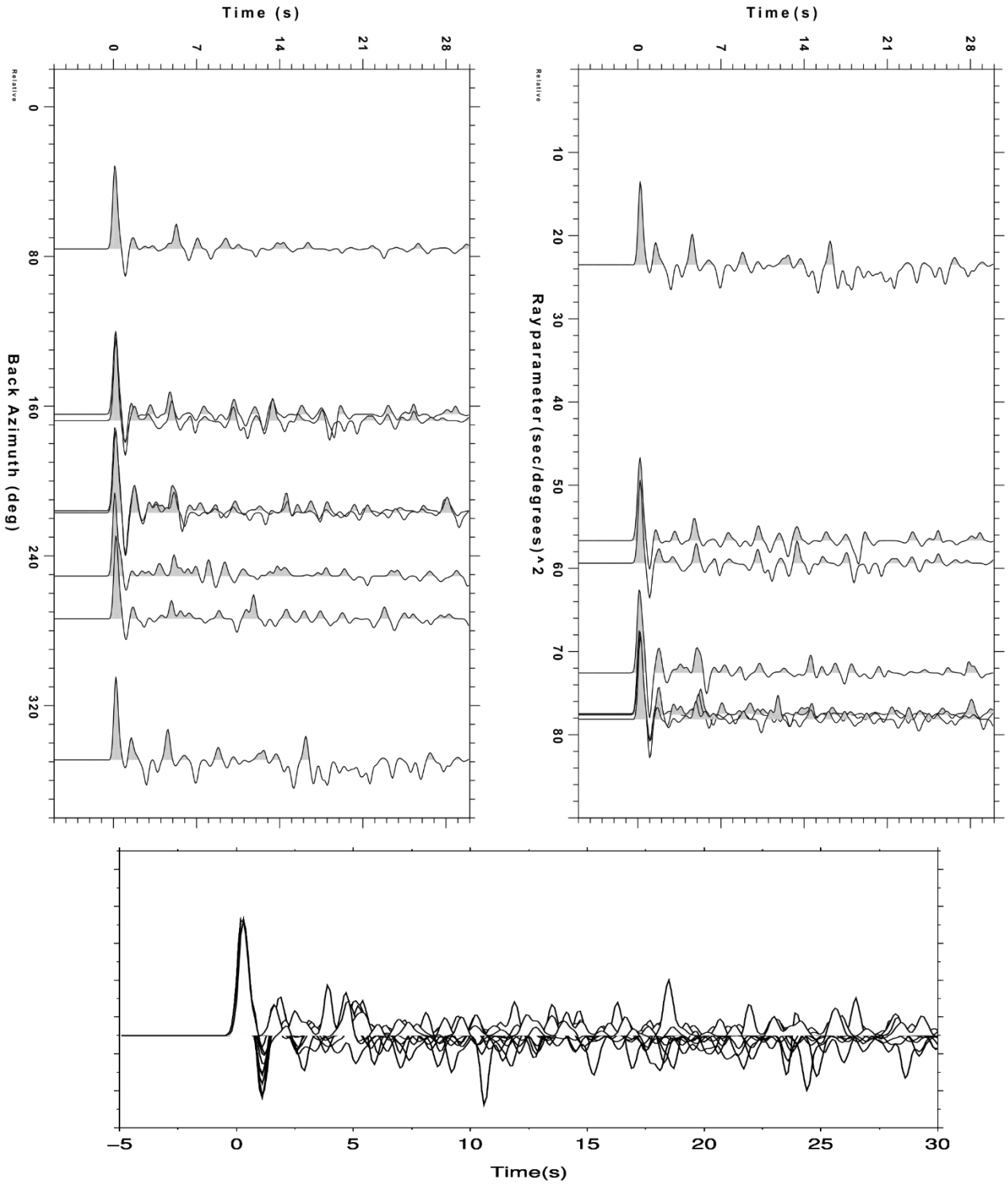
ARAG



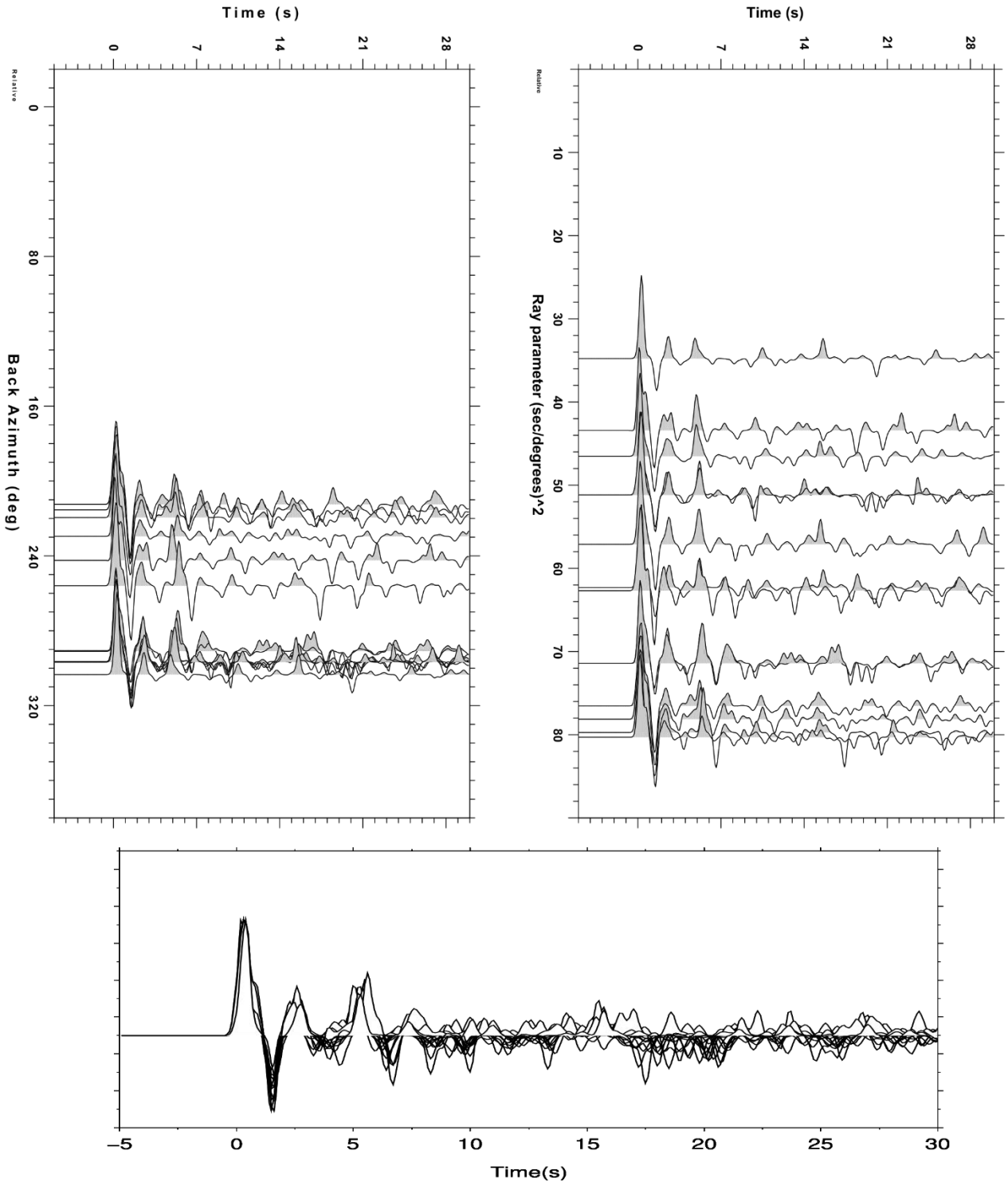
NOVO

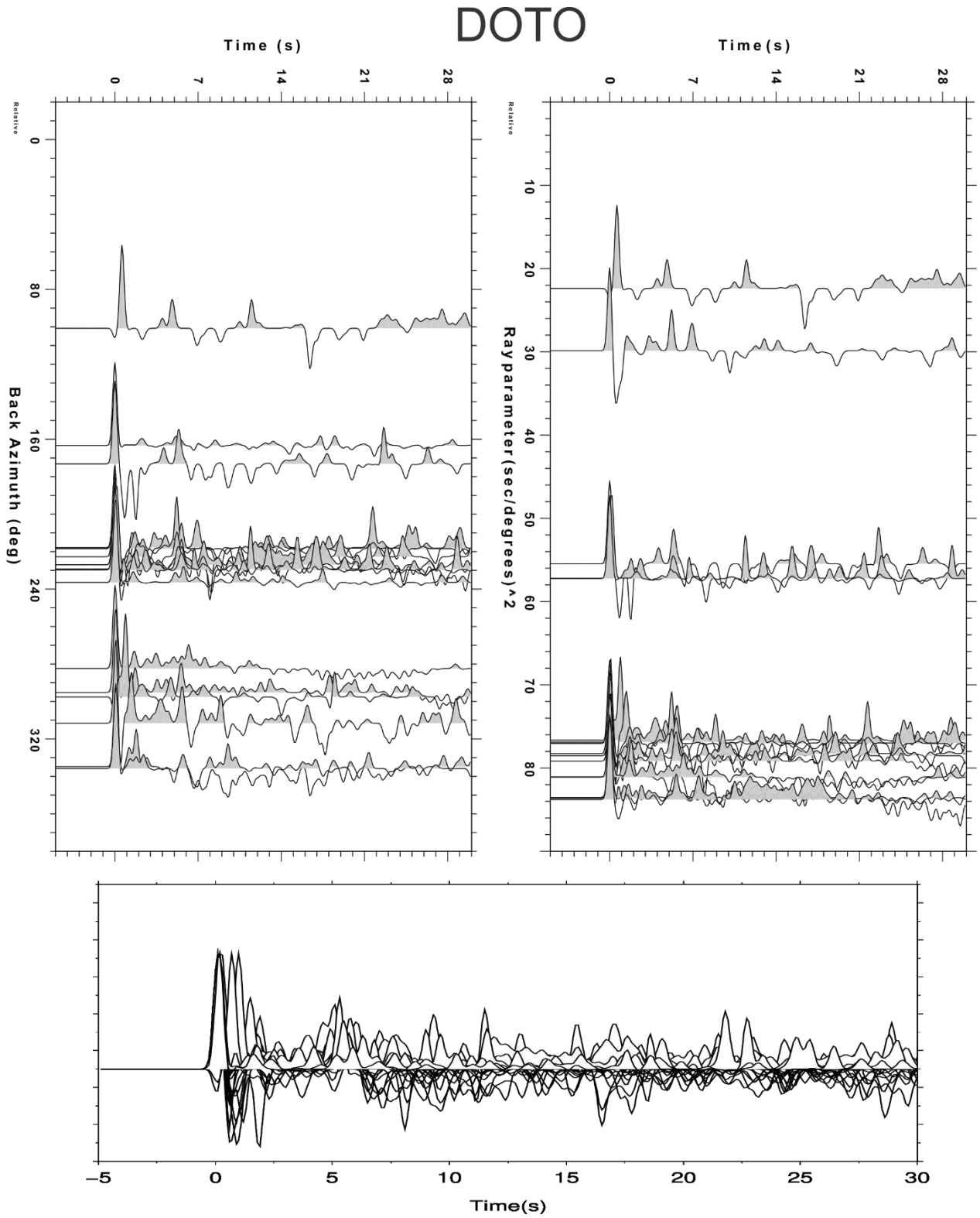


ITAC

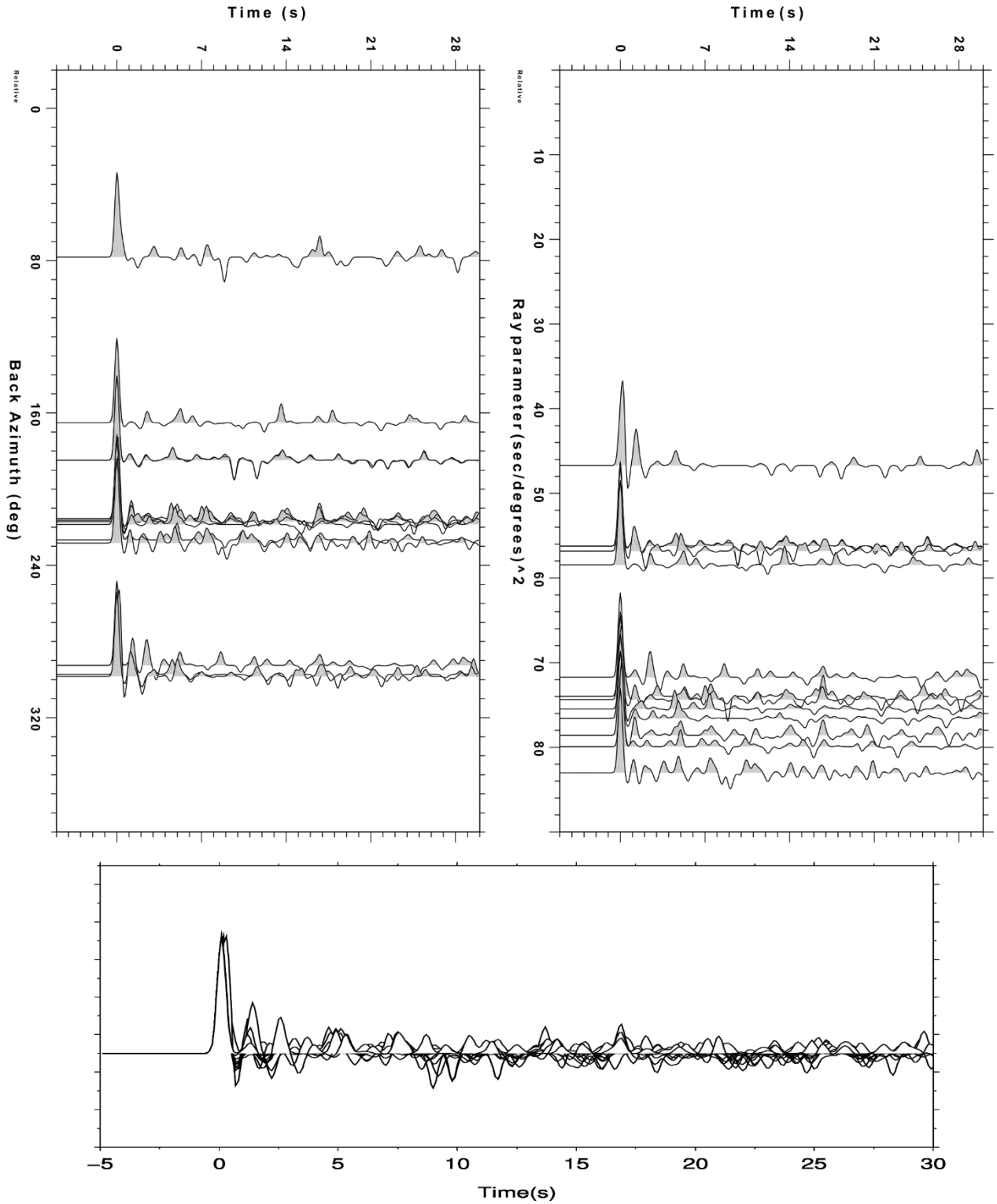


SAMA

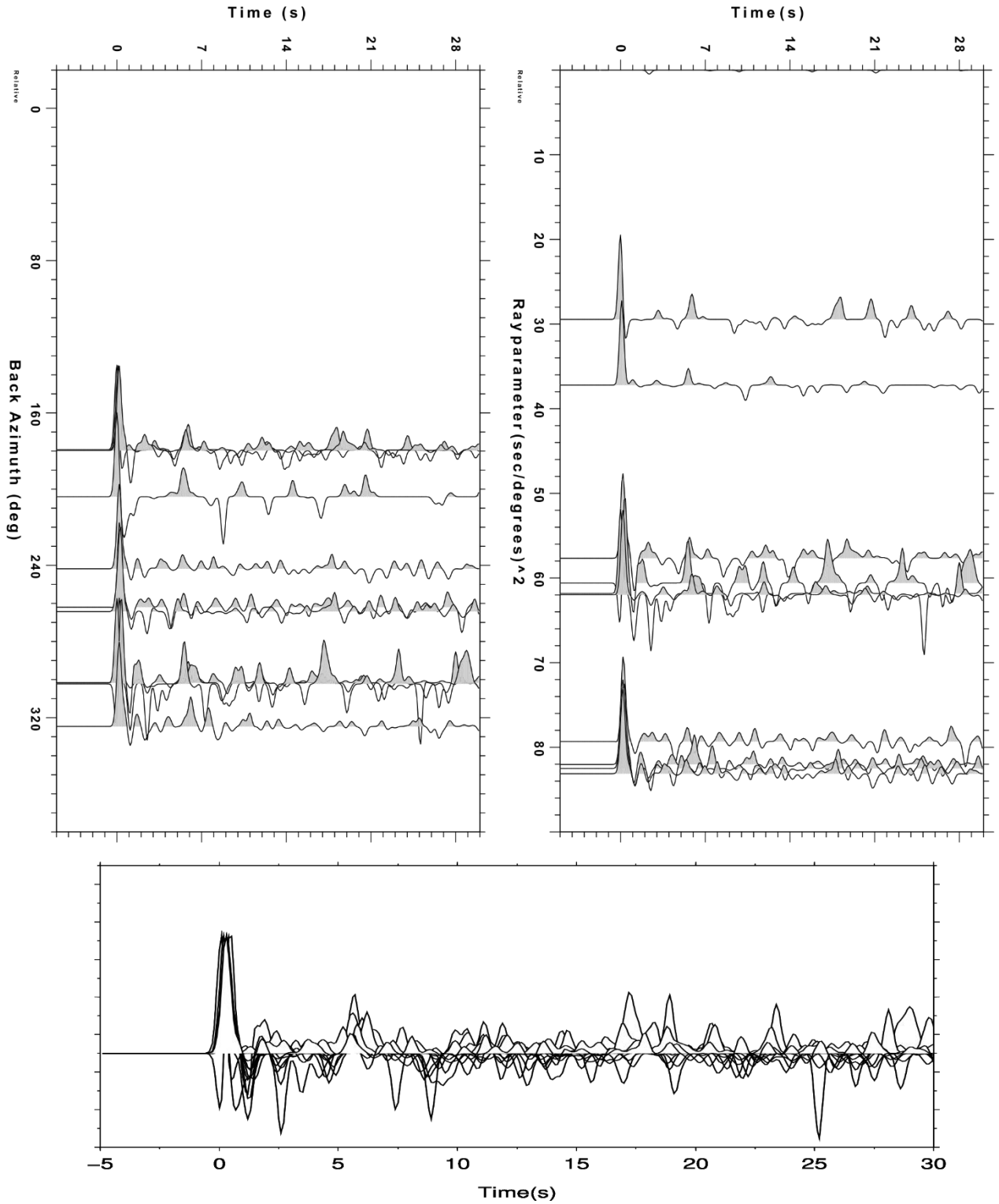




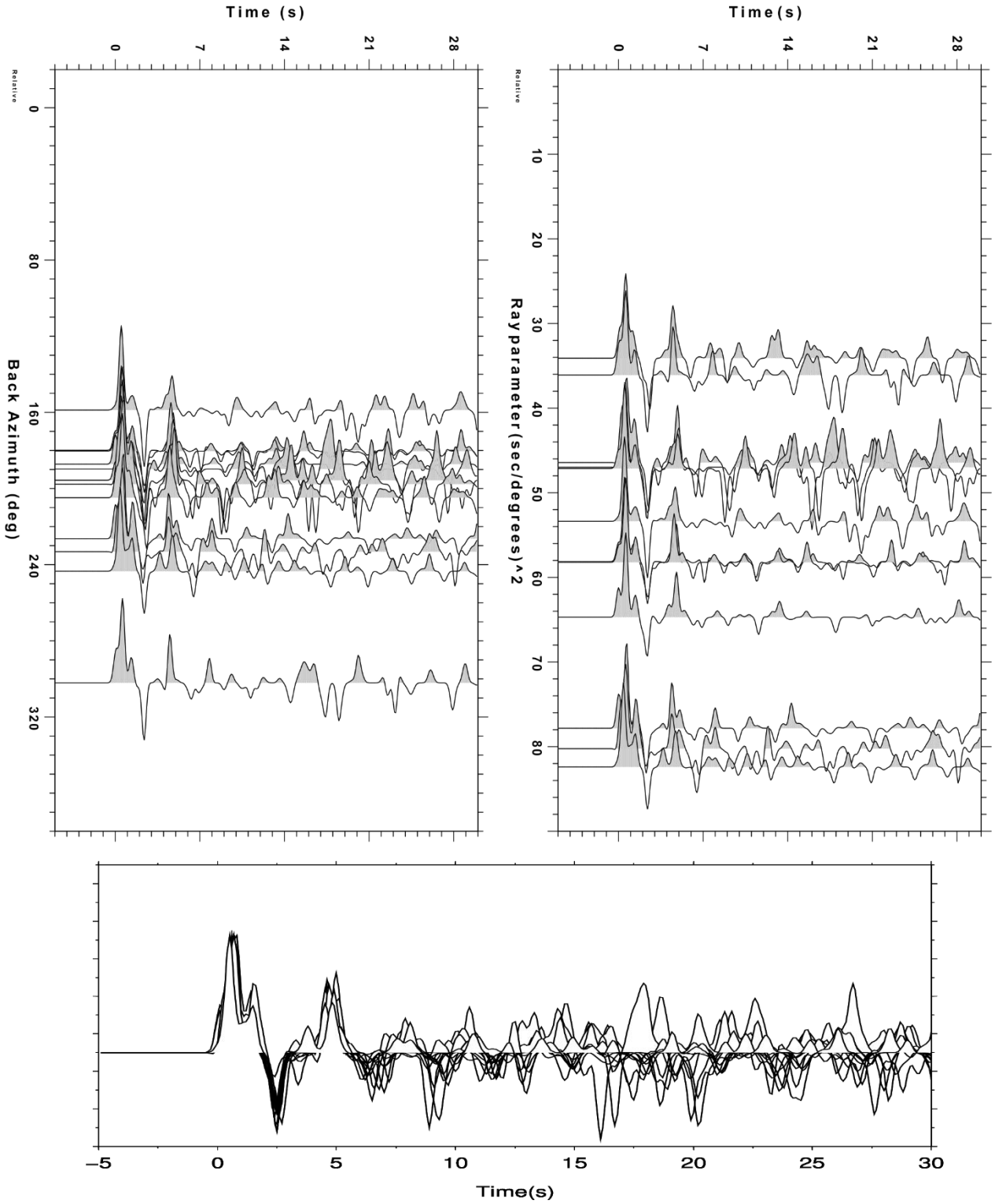
LJDO



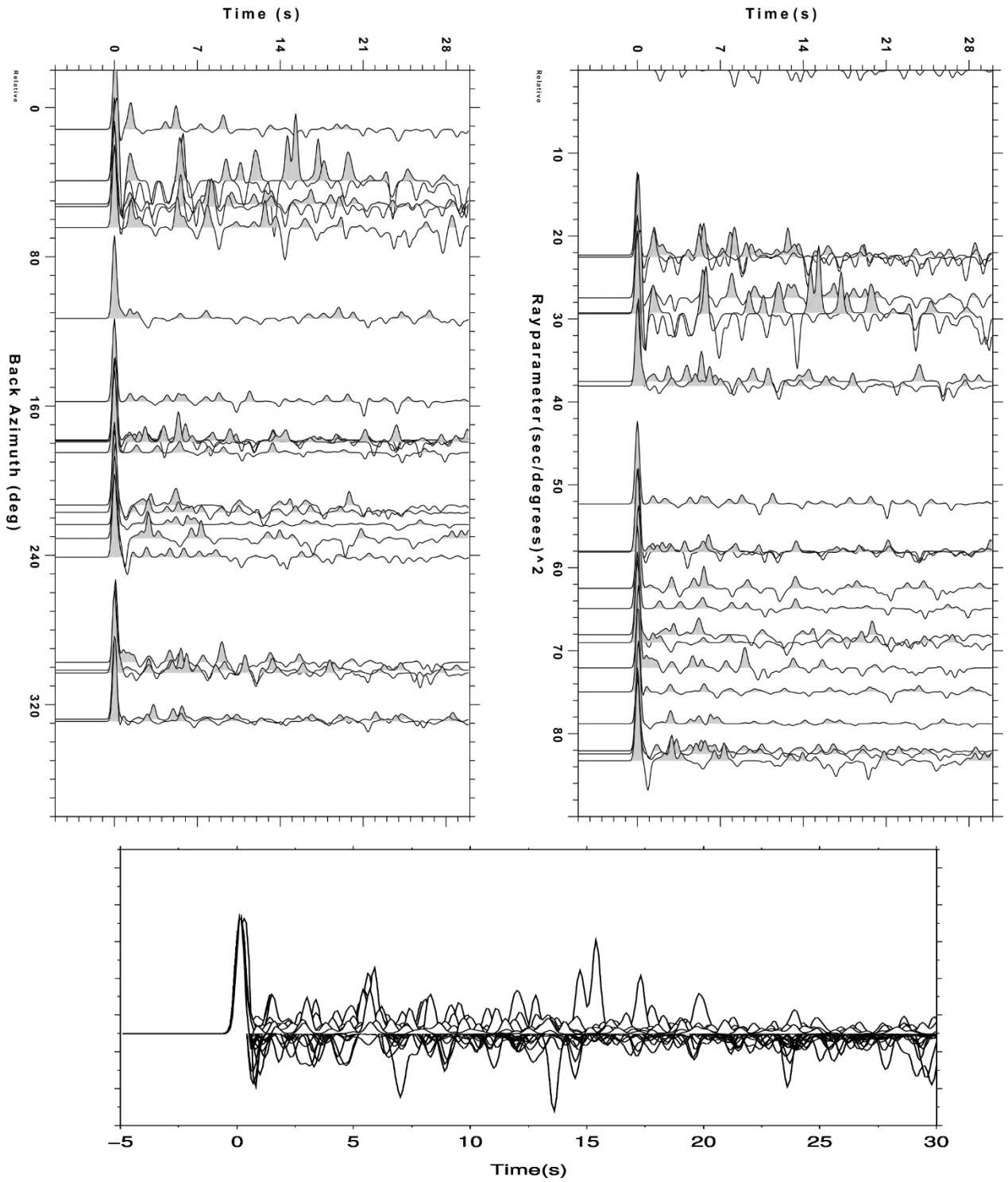
NOAC



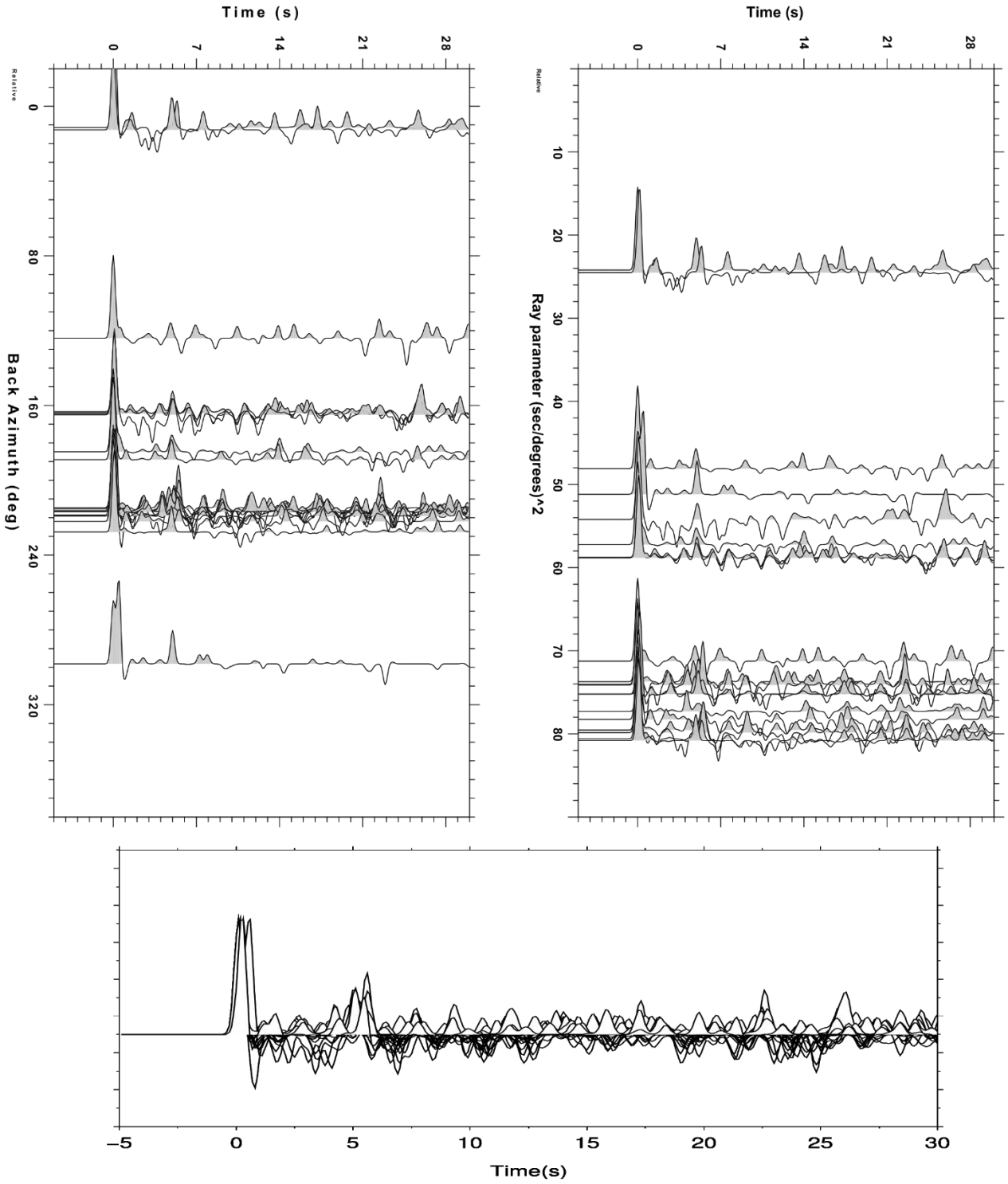
MATE



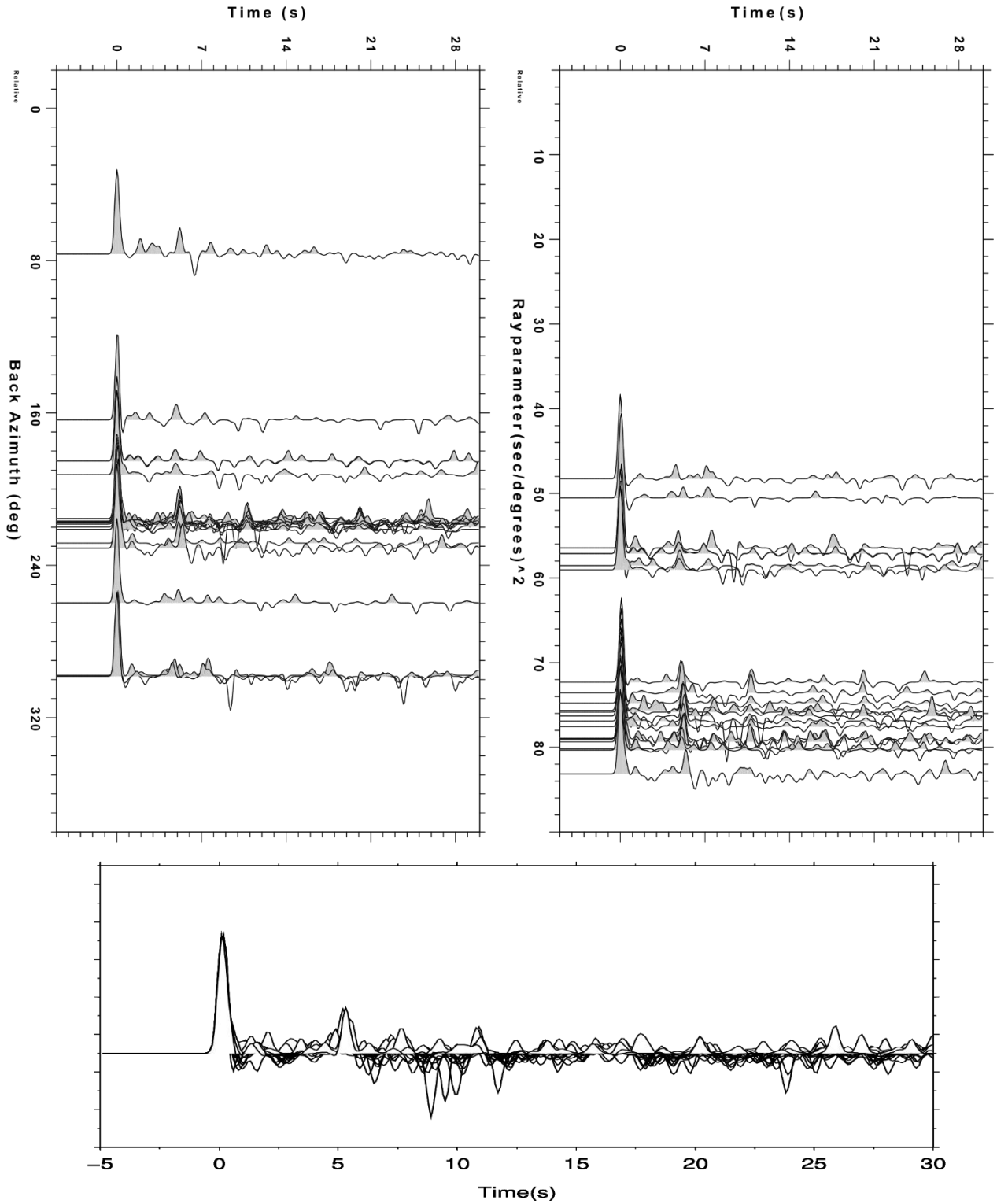
PIUM



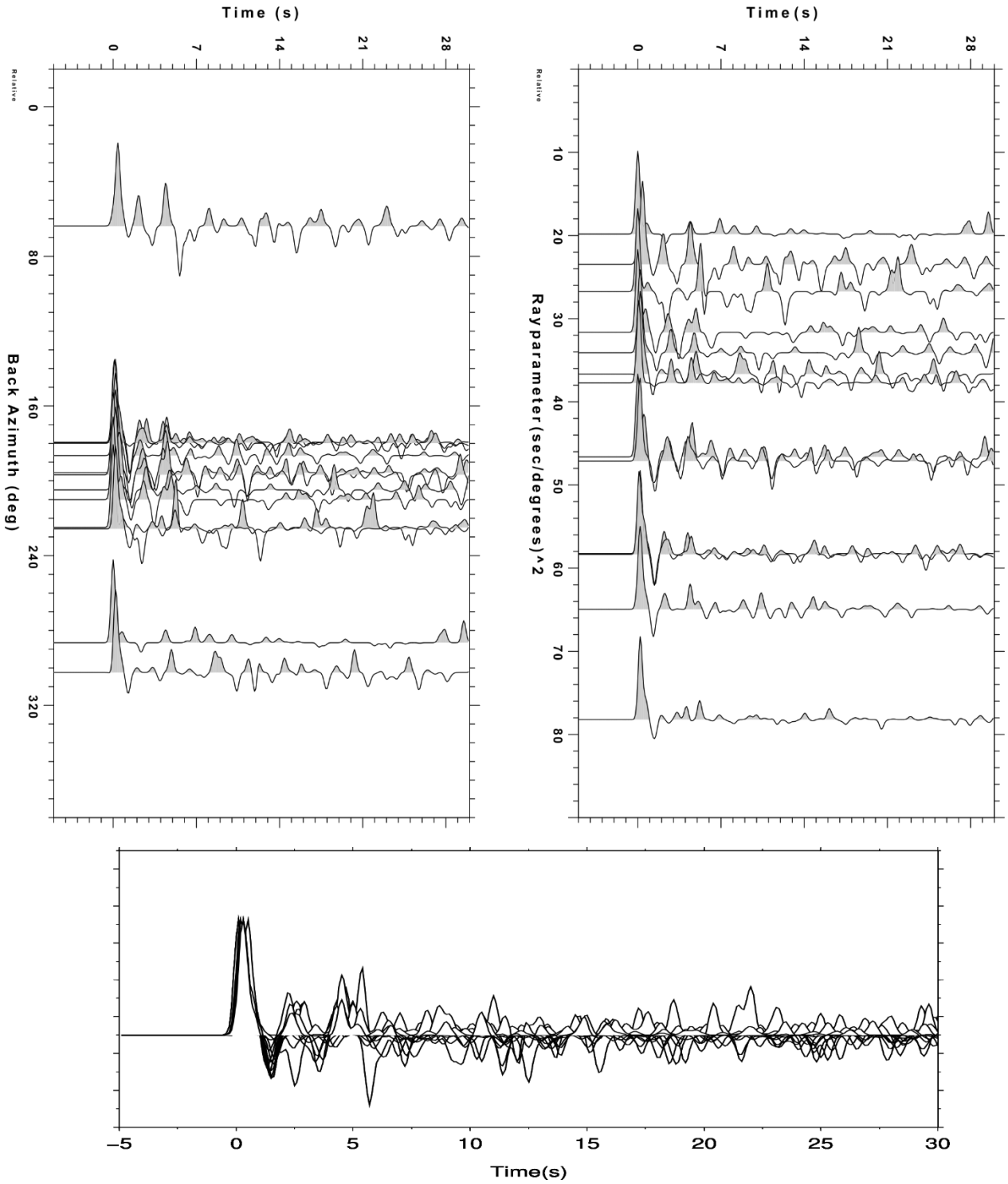
RET1



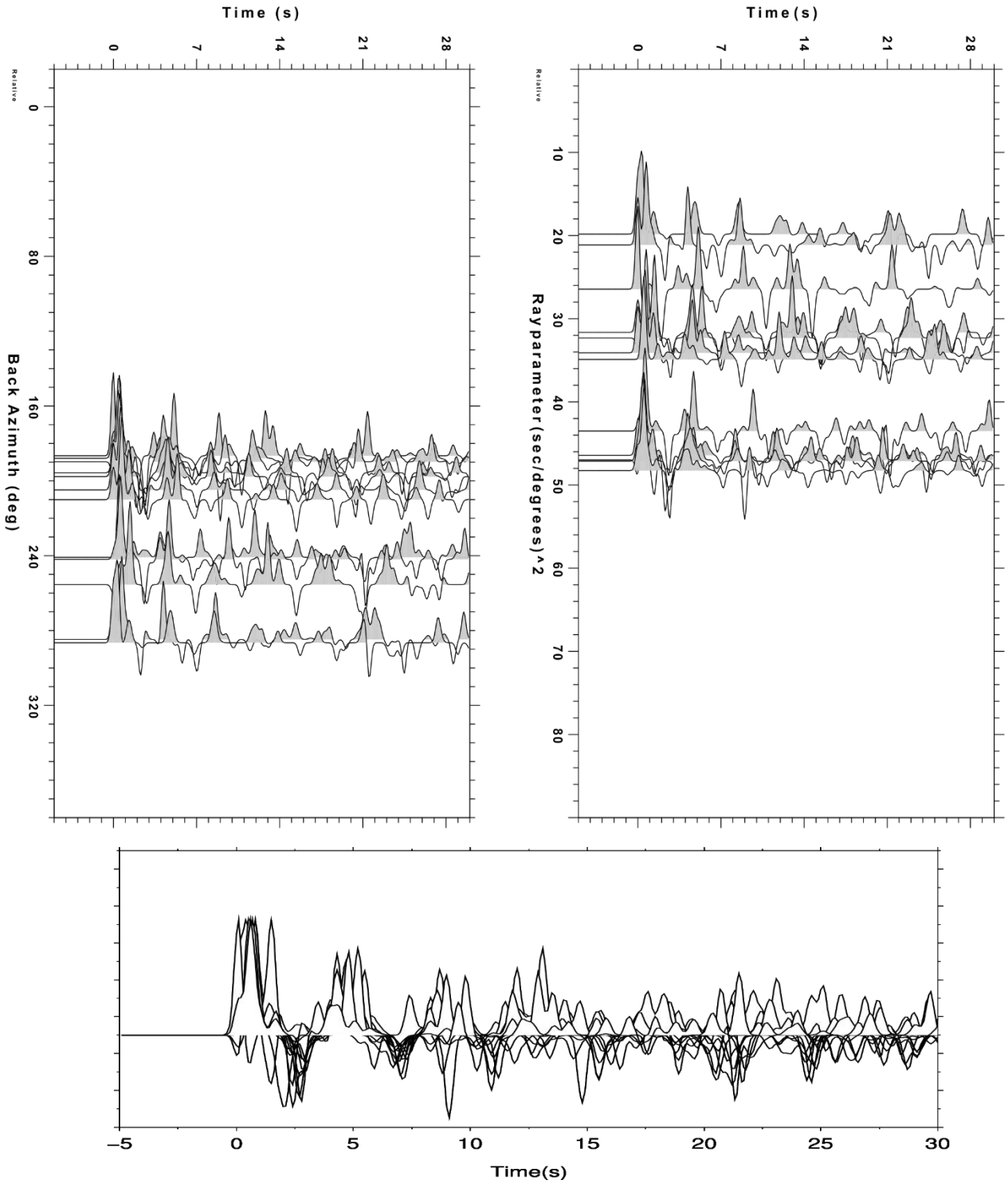
MOCA



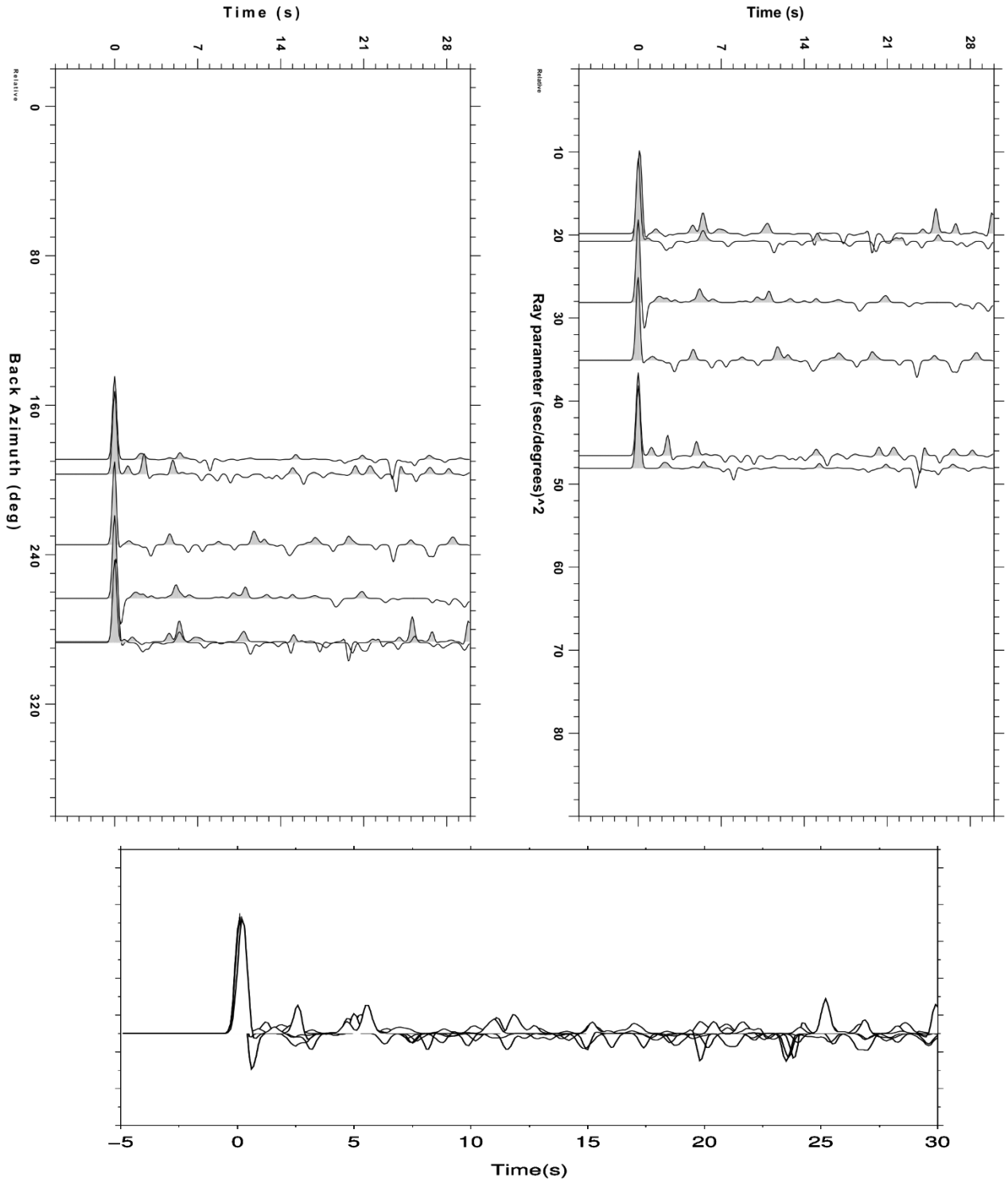
PATO



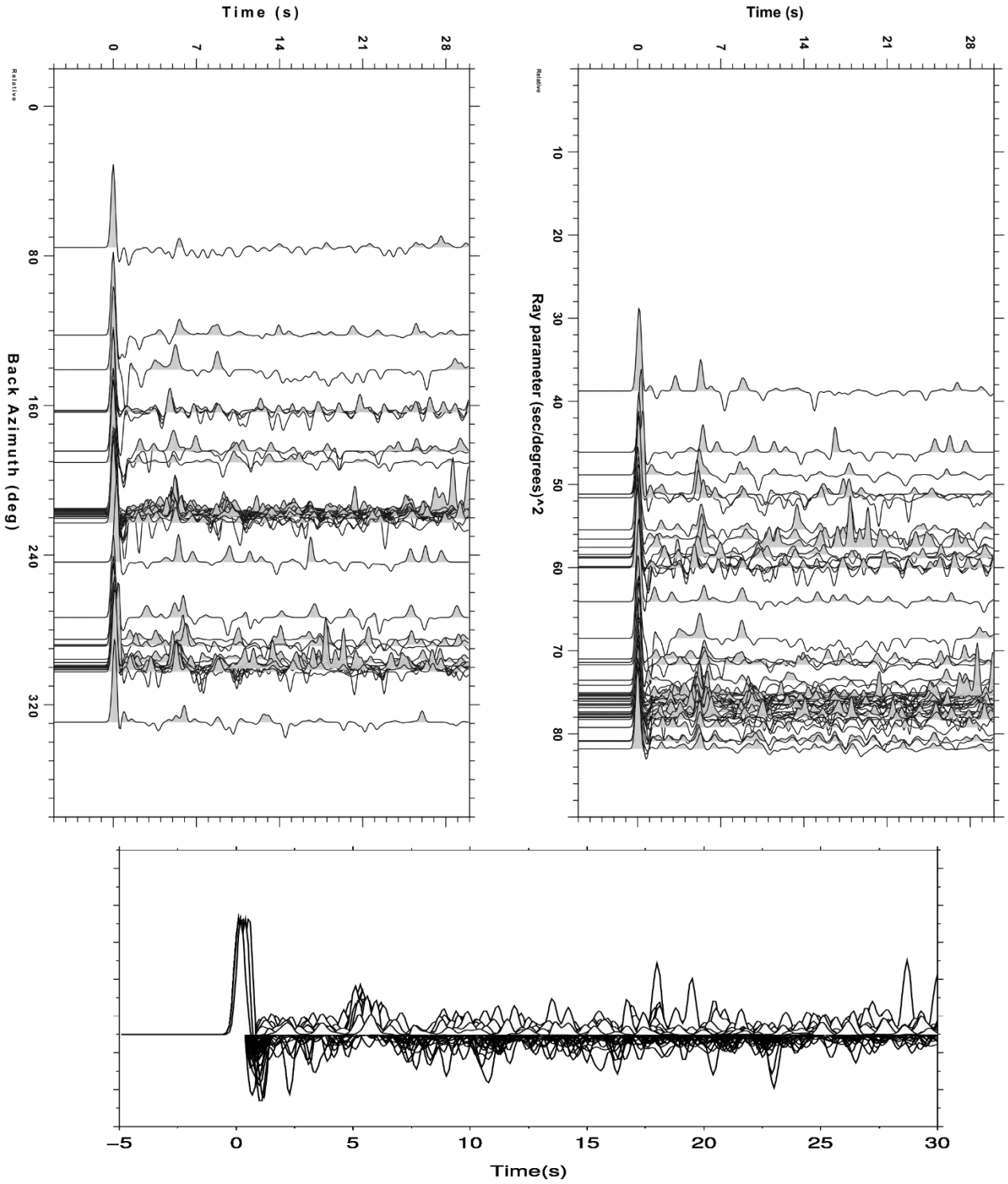
SFTO



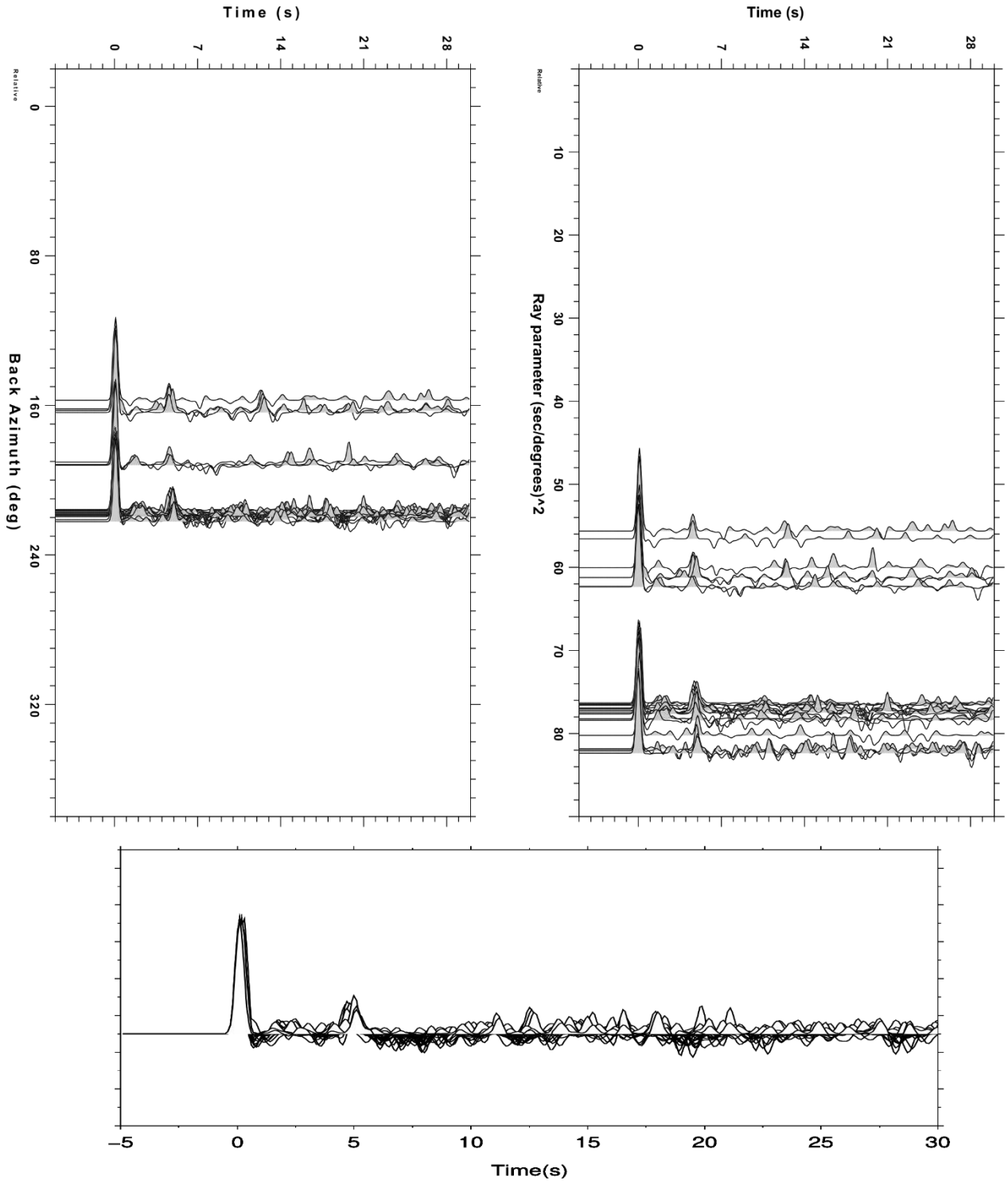
RET2



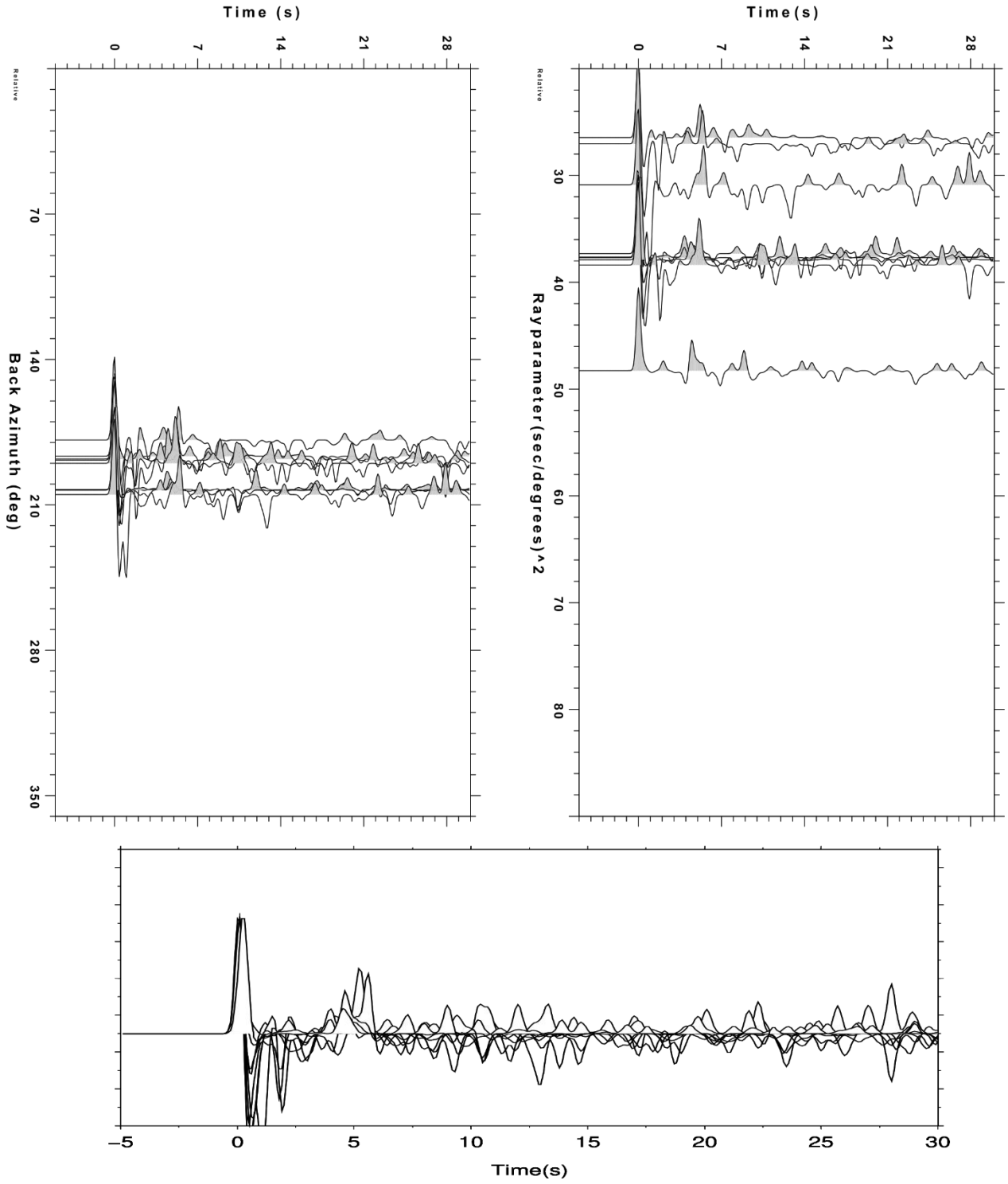
RET3



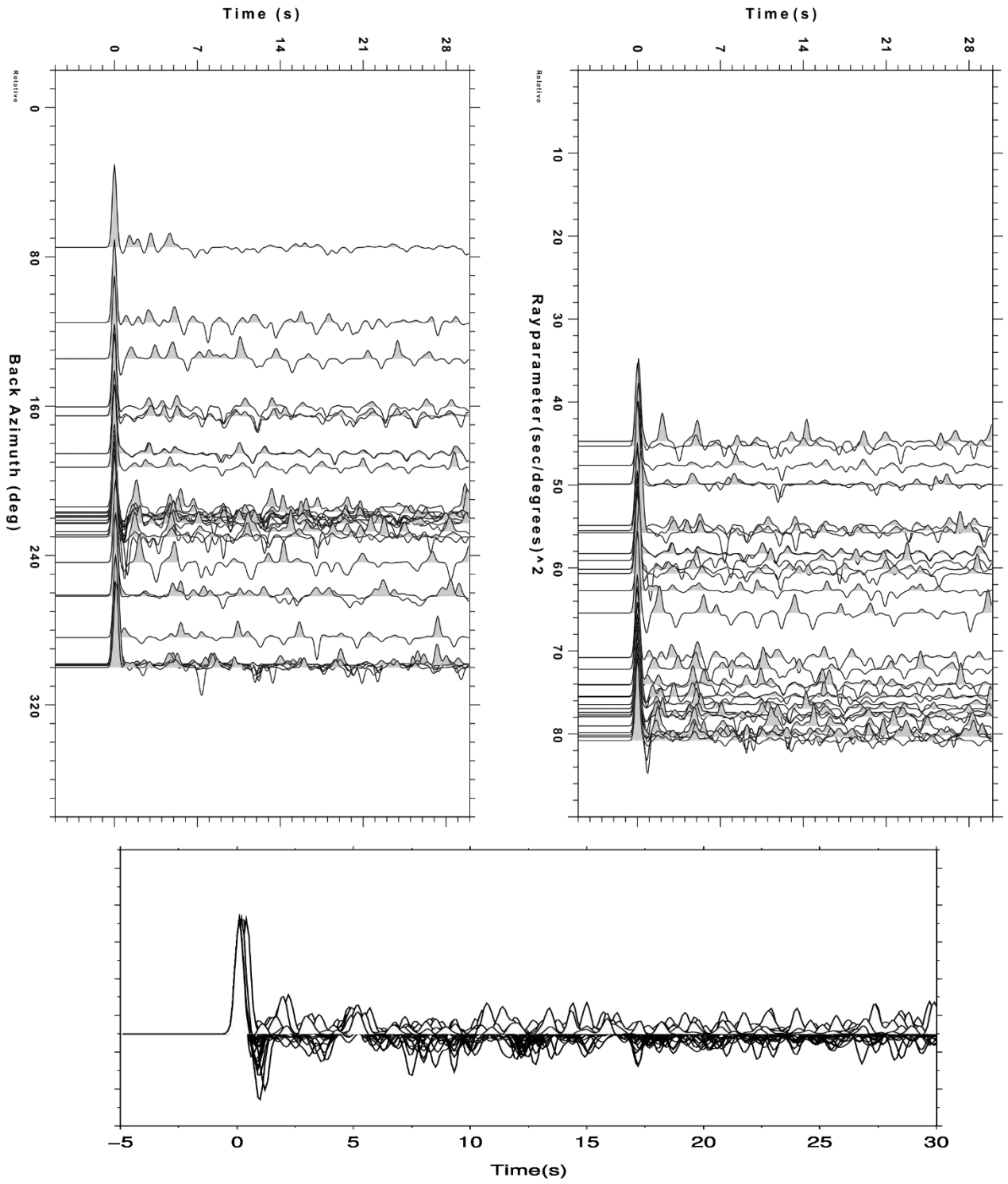
RET4



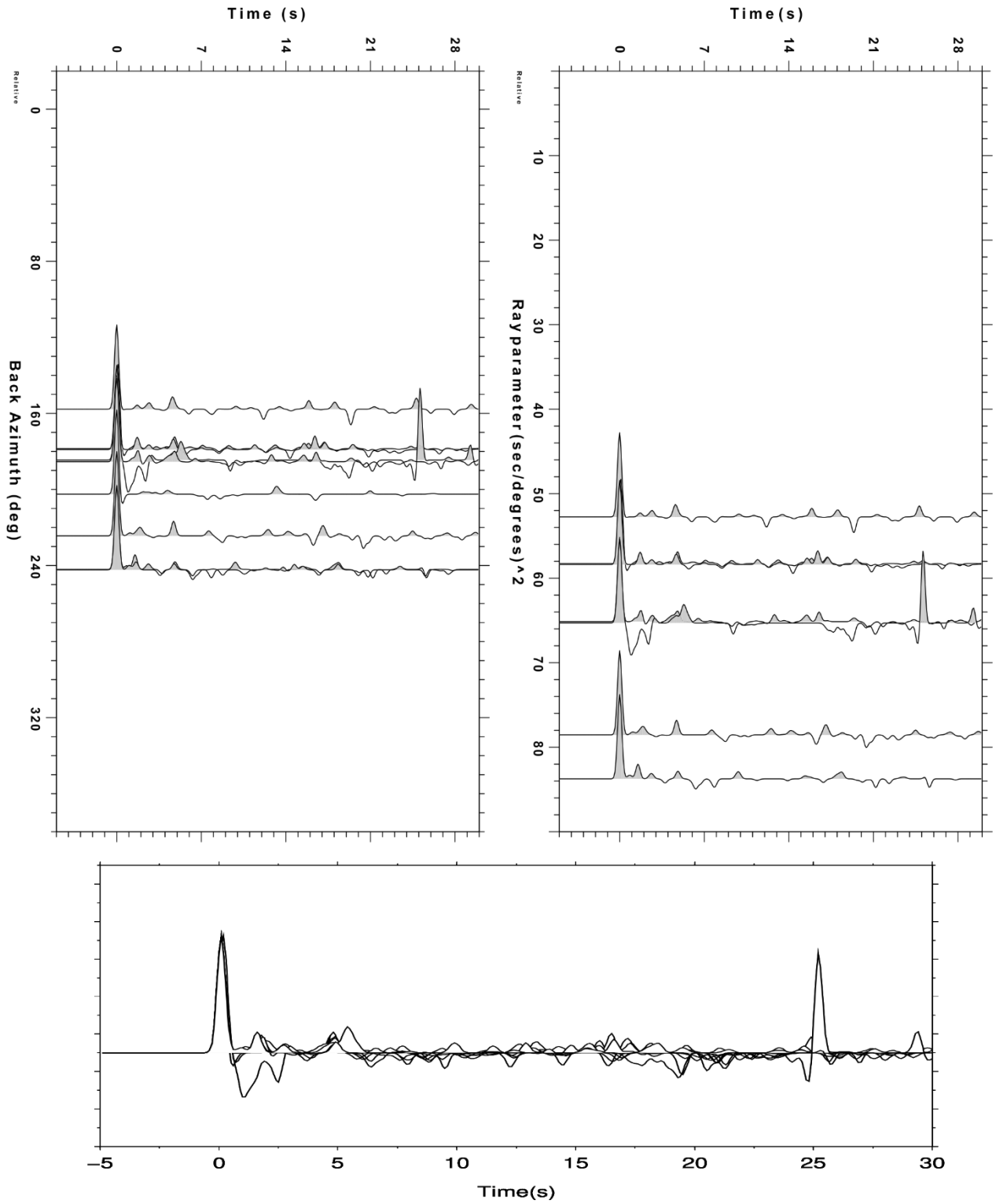
PARN



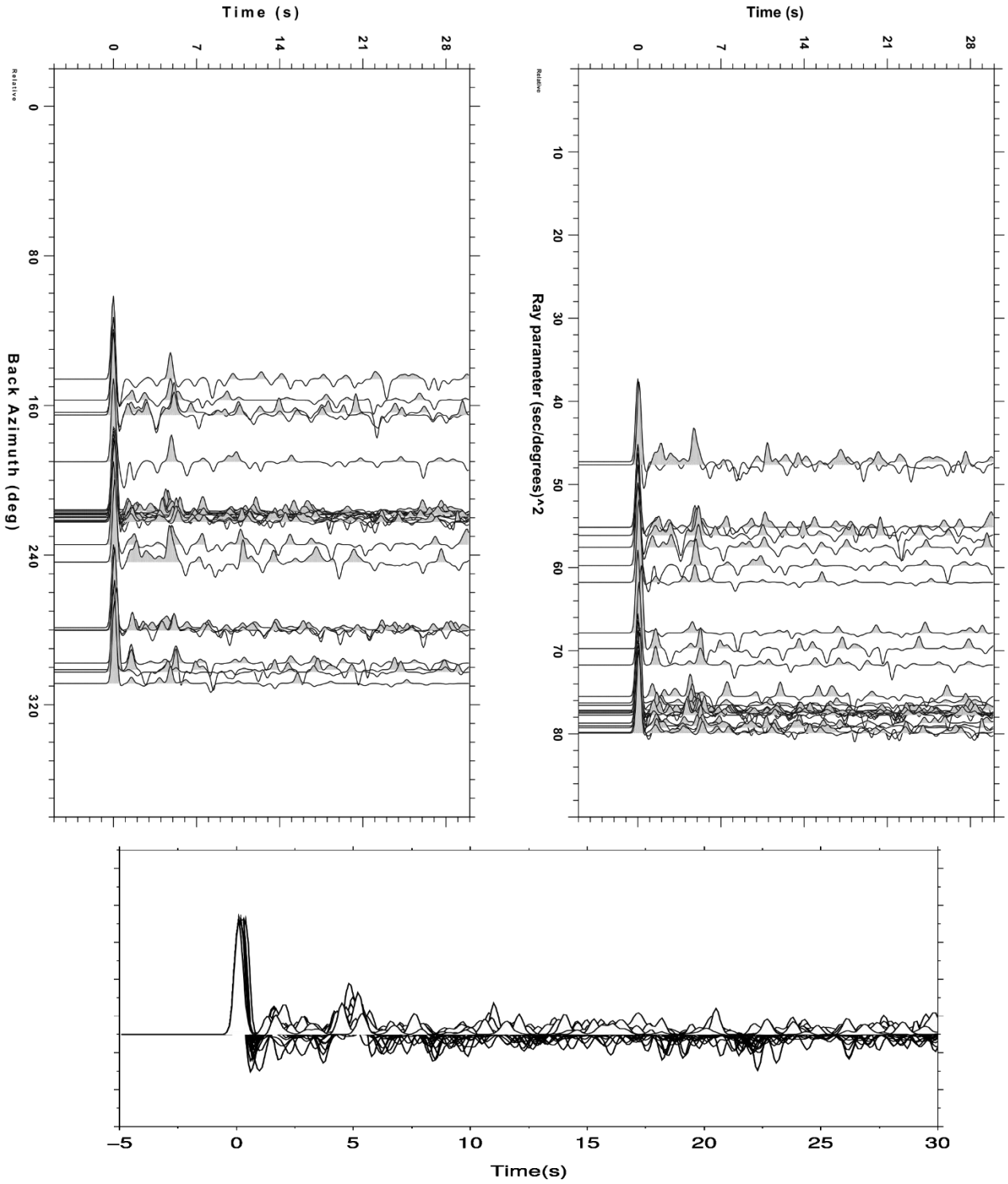
NTVD



DIAN



RET8



RET9

