



idades Arqueana a Mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozoico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Neves e Cordani(1991)).

A província Carajás (3,0 – 2,5 Ga) representa a porção crustal mais antiga e melhor preservada do Cráton Amazônico e que compreende umas das maiores províncias minerais do planeta, tem em sua geologia características de uma região de crosta continental predominantemente neorarquiana constituídas por sequências metavulcanosedimentares e granitóides de alto K (potássio), esta província é dividida em dois domínios estruturais, no caso, o domínio a qual a estação sismográfica se encontra está no de Carajás, figuras 1 e 2. (Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará, 2008)

Uma das estações sismográficas está localizada na borda leste na porção norte da Província Tocantins (figura 1), onde encontra-se unidades geológicas com estratos no intervalo do Arqueano ao Neoproterozoico. A província Tocantins é dividida em três faixas orogênicas de evolução diacrônica, a saber: Brasília, Paraguaia e a Araguaia (Dardenne, 2000).

A estação sismográfica SAGE está localizada na Faixa Araguaia, que neste trabalho , é adotada a proposta de Souza e Moreton (1995), que consideram que as formações (figura 2) foram depositadas em um único ciclo deposicional e têm evolução tectônica semelhante e, em função disso, englobam as formações Morro do Campo, Xambioá e Couto Magalhães no Grupo Baixo Araguaia.

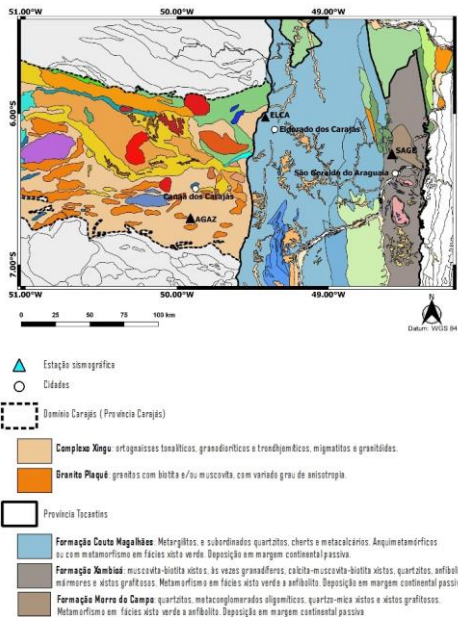


Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo, com destaque para o Domínio Carajás que faz parte da Província Carajás, e Província Tocantins.

**Metodologia/ Problema Investigado**

Trabalhos utilizando inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, têm sido usados com frequência para determinar a estrutura de velocidade da crosta e do manto superior (Julià et al., 2005; Julià et al., 2008; Nasrabadi et al., 2008, Abdulnaby et al., 2012; Luz et al.,2015).

- *Função do receptor*

A Função do Receptor permite extrair informações de descontinuidades, como por exemplo, entre a crosta e do manto superior por meio de ondas sísmicas de terremotos distantes registradas em estações triaxiais (Langston & Ammon, 1991).

O princípio físico do método baseia-se no fato de que a onda sísmica primária (P), ao mudar de um meio de maior para um de menor velocidade, tem parte de sua energia convertida em onda S (fase Ps), gerando também múltiplas reflexões (fases PpPms e PsPms+PpSms), como indicado na Figura 3.

Contudo, antes de se aplicar o método da Função do Receptor, é preciso converter os dados para o formato SAC, rotacionar o sismograma original, Vertical, Norte-Sul e Leste-Oeste, para o sistema ZRT (Vertical, Radial e Tangencial), aplicar filtros para remover as altas e baixar frequências, cortar o dado em janela de 150 segundos.

Neste trabalho foi utilizado o método de deconvolução no domínio do tempo que é uma minimização por mínimos quadrados, da diferença entre o sismograma horizontal observado e um sinal calculado/gerado por convolução. Em cada estação sismográfica aplicou-se valores de 2,5 e 4,0 para o fator a do Filtro Gaussiano.

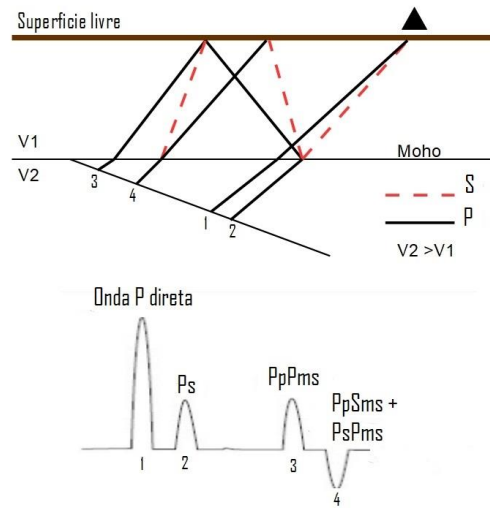


Figura 3 - Princípio físico da função do receptor e representação da onda P incidente e suas principais conversões em uma interface.

- *Dispersão de onda de superfície para onda Rayleigh*

A dispersão de ondas de superfície é extensivamente usada para investigar a estrutura de velocidade de onda S

em várias escalas de profundidades. Num semi-espaço verticalmente heterogênea ou em um semi-espaço com camadas horizontais, as ondas Rayleigh de frequências diferentes se propagam com velocidades de fases diferentes e têm comprimentos de ondas diferentes (Lay & Wallace, 1995).

Para realizar a medida de dispersão, utilizamos as velocidades de grupo do modo fundamental. A técnica de filtragem múltipla (*Multiple Filtre Technique*, MFT) (Dziewonski et al., 1969) é usada para estudar as variações de amplitude de um sinal em função da velocidade e do período, medindo assim as velocidades de grupo.

Utilizamos dispersão de velocidade de grupo da onda Rayleigh, com período de até 100 s, que são usadas para estudar a estrutura da Moho

- *Inversão conjunta*

A dispersão de ondas de superfície (DOS) é sensível à velocidade de onda S média em profundidade. A função do receptor (FR) é primeiramente sensível aos contrastes das velocidades de ondas de corpo e aos tempos de percurso verticais. (Julià et al., 2005; Julià et al., 2008; Nasrabadi et al., 2008). Assim, a DOS e a FR confinam propriedades sísmicas diferentes, mas dependentes, da estrutura da litosfera. Suas inversões conjuntas podem fornecer bons vínculos tanto em descontinuidades como em velocidades de onda S. A inversão simultânea desses dois conjuntos de dados, para encontrar um único modelo de velocidade foi realizada usando códigos do *Computer Programs in Seismology* de Hermann (2002), que encontra uma única estrutura de velocidade, que minimiza a seguinte função objetivo:

$$S = \frac{(1-P)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left( \frac{O_{ri} - P_{ri}}{\sigma_{ri}} \right)^2 + \frac{P}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left( \frac{O_{sj} - P_{sj}}{\sigma_{sj}} \right)^2 \quad (1)$$

Onde:  $O_{ri}$  - Função do receptor observado no tempo  $t_i$ ;  $P_{ri}$  - Função do receptor predito no tempo  $t_i$ ;  $\sigma_{ri}$  - Erro padrão de observação em  $t_i$ ;  $O_{sj}$  - Dispersão de onda de superfície observada;  $P_{sj}$  - Ponto de dispersão de onda de superfície predito;  $\sigma_{sj}$  - Erro padrão da observação de ondas de superfície;  $N_r$  - Número total de pontos de função do receptor;  $N_s$  - Número total de pontos de dispersão de onda superficial;  $P$  - Fator de influência,  $0 < P < 1$ .

Repare que  $P$  altera a influência de qualquer conjunto de dados no procedimento de minimização, para  $P=0$ , força uma solução baseada apenas na função do receptor, e  $P=1$ , força uma única solução baseada na dispersão de ondas de superfície.

Para cada rotina de inversão, o fator de influência fixado foi de  $P=0.5$  (equação 1), para fixar esse valor, foi necessária uma análise de amostras de inversão com  $P$  variando de 0.1 a 0.9, e verificou-se que 0.5 é um valor adequado para se aplicar no método.

Dois parâmetros de regularização foram adicionados ao processo de inversão para tornar os resultados mais estáveis, são eles, o de suavização ( $\lambda$ ), que aplica as

camadas da crosta, uma suavização no modelo de velocidade de inversão, com destaque nas camadas mais rasas da crosta e no limite entre crosta e manto, para destacar tais descontinuidades, sendo esses valores de suavização de 0 a 1, onde 0 é suavização nula e 1 suavização máxima.

Outro regularizador aplicado foi o chamado “*damping*” ( $\mu$ ), com a finalidade de tornar mais estáveis os resultados nas primeiras interações, pois faz com que as influências dos autovalores pequenos nos primeiros estágios da inversão sejam minimizadas, aumentando sua influência nos estágios mais tardios, dessa maneira mantendo a taxa de convergência da inversão de máxima verossimilhança estável durante todo o processo.

Os parâmetros acima citados foram aplicados na rotina de inversão, então um modelo de velocidade da onda S foi gerado depois de 40 interações, para cada estação sismográfica. Um *damping* ligeiramente mais alto ( $\mu=10$ ), foi adicionado as 2 primeiras interações, para evitar que o resultado fique incoerente, nas estimativas dos primeiros modelos. Nas 38 interações restantes um *damping* de  $\mu=0.2$  foi fixado. Abaixo temos os resultados da inversão conjunta para cada estação sismográfica.

### Resultados

Os resultados da inversão conjunta, para as estações AGAZ, ELCA e SAGE são mostradas nas figuras 4,5 e 6, respectivamente.

- AGAZ

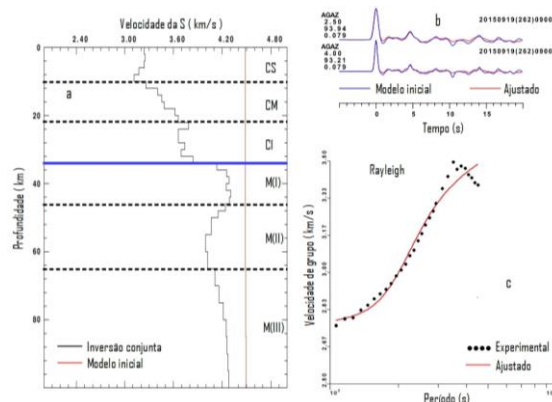


Figura 4 – Estação AGAZ – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 93.94% e 93.21%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh.

No modelo de velocidade obtido para a estação sismográfica AGAZ verificou-se três descontinuidades internas na crosta, são elas crosta superior (CS), crosta média (CM) e crosta inferior (CI), figura 4. A descontinuidade de Mohorovicic, foi identificada na profundidade de 34 km indicada pela linha azul, com velocidade média da crosta de 3,45 km/s (figura 4). Observa-se que o manto superior abaixo da região é estruturado, há uma camada entre 34-46 km de velocidade 4,2 km/s, e em seguida na profundidade de 46-65 km, tem-

se uma camada de baixa velocidade, em torno de 4,075 km/s (Figura 4).

A Tabela 1 mostra os valores das velocidades médias da onda S e espessuras para cada camada interna da crosta, onde M(I) e M(II), são as interfaces do manto detectadas no processamento.

Tabela 1 – Valores da velocidade média da onda S na estação sismográfica AGAZ, com suas respectivas camadas da crosta (CS, CM, CI) e do manto (M(I), M(II)).

	Velocidad e média da onda S (km/s)	Espessur a (km)	Profundidad e (km)
CS	3,15	10	0-10
CM	3,45	12	10-22
CI	3,75	12	22-34
M(I)	4,2	12	34-46
M(II)	4,075	19	46-65

Observe que no manto foi identificado duas interfaces, com médias de velocidades distintas, revelando com isso um manto superior estruturado e heterogêneo quanto esses valores de velocidades de onda S.

• ELCA

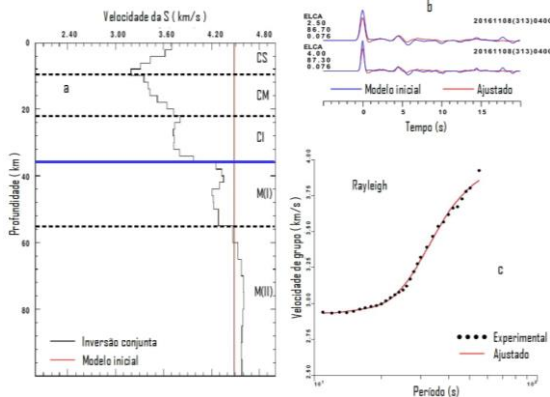


Figura 5 – Estação ELCA – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 86.70% e 87.30%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh.

Esta estação também apresentou a divisão da crosta em três camadas (CS, CM e CI), com a descontinuidade de Mohorovicic na profundidade de 36 km e velocidade média para onda S da crosta de 3,57 km/s, identificada pela linha azul na figura 5. Na CS a velocidade da onda S, demonstrou um gradiente decrescente, se estendendo até 10 km, depois deste limite a velocidade segue uma tendência crescente. Abaixo a tabela com os valores das

velocidades e suas respectivas espessuras (Figura 5 e Tabela 2).

Tabela 2 – Valores da velocidade média da onda S na estação sismográfica ELCA, com suas respectivas camadas, da crosta (CS, CM, CI) e do manto (M(I)).

	Velocidade média da onda S (km/s)	Espessura (km)	Profundidade (km)
CS	3,45	10	0-10
CM	3,48	12	10-22
CI	3,80	14	22-36
M(I)	4,15	19	36-55
M(II)	4,60	-	55

Note que na profundidade de 55 km a uma descontinuidade, com uma variação de velocidade evidente, entre M(I) e M(II), demonstrando também estruturação do manto nas suas camadas mais externas.

• SAGE

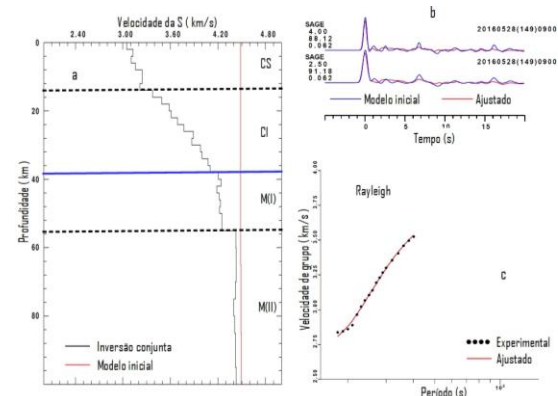


Figura 6 – Estação SAGE – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 88.12% e 91.18%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh

O modelo de velocidade da onda S obtido para SAGE demonstrou um comportamento da curva de dispersão diferente em relação as demais, apresentado ambiguidades quanto a descontinuidade de Moho. O modelo apresenta descontinuidade marcante na profundidade de 55 km, o que poderia indicar crosta espessa. No entanto, correlacionando com o modelo de velocidade de ELCA, que encontra-se em mesmo ambiente geológico assume-se que a Moho é a interface em 38 km. Assim, a crosta é dividida em CS e CI e a velocidade média da onda S é de 3,44 km/s (Figura 6 e Tabela 3).

Tabela 3 – Valores da velocidade média da onda S na estação sismográfica SAGE, com suas respectivas camadas, da crosta (CS, CM, CI) e do manto (M(I)).

	Velocidade média da onda S (km/s)	Espessura (km)	Profundidade (km)
CS	3.15	14	0 -14
CI	3.74	24	14 - 38
M(I)	4.25	17	38 - 55
M(II)	4.45	-	55 -

## Discussão e Conclusões

A inversão conjunta dos dados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície Rayleigh, demonstrou ser bastante eficaz na detecção de descontinuidades internas da crosta, limite crosta-manto e estruturas do manto superior. Sendo menos efetiva em identificar estruturas rasas/superfície. Os modelos obtidos para as estações AGAZ e ELCA são robustos, sendo necessário mais dados para reduzir a ambiguidade quanto a profundidade Moho na estação SAGE.

A partir da análise dos resultados é possível identificar dois domínios geológicos distintos, Carajás e Faixa Araguaia, e dois domínios tectônicos o Cráton Amazônico e limite Faixa Araguaia- Bacia do Parnaíba (Figura 7).

O domínio do Cráton Amazônico é caracterizado por crosta de espessura média de 35 km e Vs de 3,475 km/s. A crosta é dividida em superior, média e inferior (Figuras 4 e 5). A velocidade do manto superior é baixa em relação ao outro domínio e aumenta em direção a Faixa Araguaia. Essa interpretação é coerente com os modelos de reflexão e refração obtidos por Daly *et al.*, (2014) e Soares *et al.*(2018).

Daly *et al.* (2014) mostra que os metassedimentos da Faixa Araguaia estão sobre o embasamento do Cráton Amazônico, o que pode explicar a semelhança na estrutura interna da crosta nos modelos de velocidade de AGAZ e ELCA.

O modelo de refração sísmica profunda de Soares *et al.* (2018) mostra que a velocidade de onda P para crosta é de 6,23 km/s e para o manto superior é cerca de 8,0 km/s. Considerando a razão Vp/Vs de 1,8 obtida por função do receptor a velocidade para onda P obtida pela inversão conjunta é de 6,25 km/s e o modelo de AGAZ mostra baixa velocidade no manto superior. A espessura média da crosta obtida para o modelo é coerente com a encontrada na refração sísmica de 33,5 km.

O domínio tectônico limite Faixa Araguaia- Bacia do Parnaíba é caracterizado por crosta superior e crosta inferior espessas. Há ambiguidade associada a espessura da crosta. Em 55 km o modelo apresenta interface abrupta que pode indicar a Moho, no entanto, a velocidade da onda S é alta, caracterizando velocidade de manto (Figura 7). Este limite a sul é caracterizado por crosta espessa de 50 km (Trindade, 2014). Considerando, que a espessura da

crosta seja 55 km a velocidade da onda S média é de 3,71 km/s. Sendo Vp/Vs de 1,76, obtida da função do receptor, a velocidade da onda P é de 6,53 km/s. Valor de 6,73 km/s para velocidade da onda P foi encontrado por Soares *et al.* (2018) para mesma região.

Devido essas incertezas, analisou-se os resultados de função do receptor de SAGE e o tempo de chegada para a fase Ps (Onda P convertida em S na Moho) é menor que 5s, ou seja, a crosta tem espessura menor que 40 km. Reanalizando o modelo percebe-se uma interface caracterizada por mudança de velocidade em 38 km. No entanto, se a crosta tiver 38 km de espessura sua velocidade média para onda S é baixa, não condizente com resultados apresentados na literatura para este tipo de domínio tectônico.

Portanto, para esta região é necessário obter um número maior de dados de dispersão de ondas de superfície e função do receptor.

## Referências

- ABDULNABY, W.; MAHDI, H.; AL-SHUKRI, H. 2012. Crustal structure from joint inversion of receiver function and surface wave dispersion beneath Duhok. In: NW Iraq, Istanbul International Geophysical Conference and Oil and Gas Exhibition, Istanbul, Turkey.
- ABREU, FAM de. ,1978.O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. p. 539-545.
- ARTEMIEVA I. M.2011. Lithosphere: an interdisciplinary approach. Library of Congress Cataloging in Publication data, Estados Unidos, 794 pp.
- BRITO NEVES, Benjamin Bley; 1991. CORDANI, Umberto G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23-40,.
- DARDENNE, M. A., 2000.The Brasilia fold belt. *Tectonic Evolution of South America*, v. 1, p. 231-263.
- DZIEWONSKI, A.; BLOCH, S.; LANDISMAN, M. A 1969. technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, v. 59, n. 1, p. 427-444,.
- DALY, M.C., ANDRADE, V., BAROUSSE, C.A., COSTA, R., MCDOWELL, K., PIGGOTT, N. & POOLE, A.J.2014. Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 1-19.
- JULIÀ, JORDI; AMMON, CHARLES J.; NYBLADE, ANDREW A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International*, v. 162, n. 2, p. 555-569.

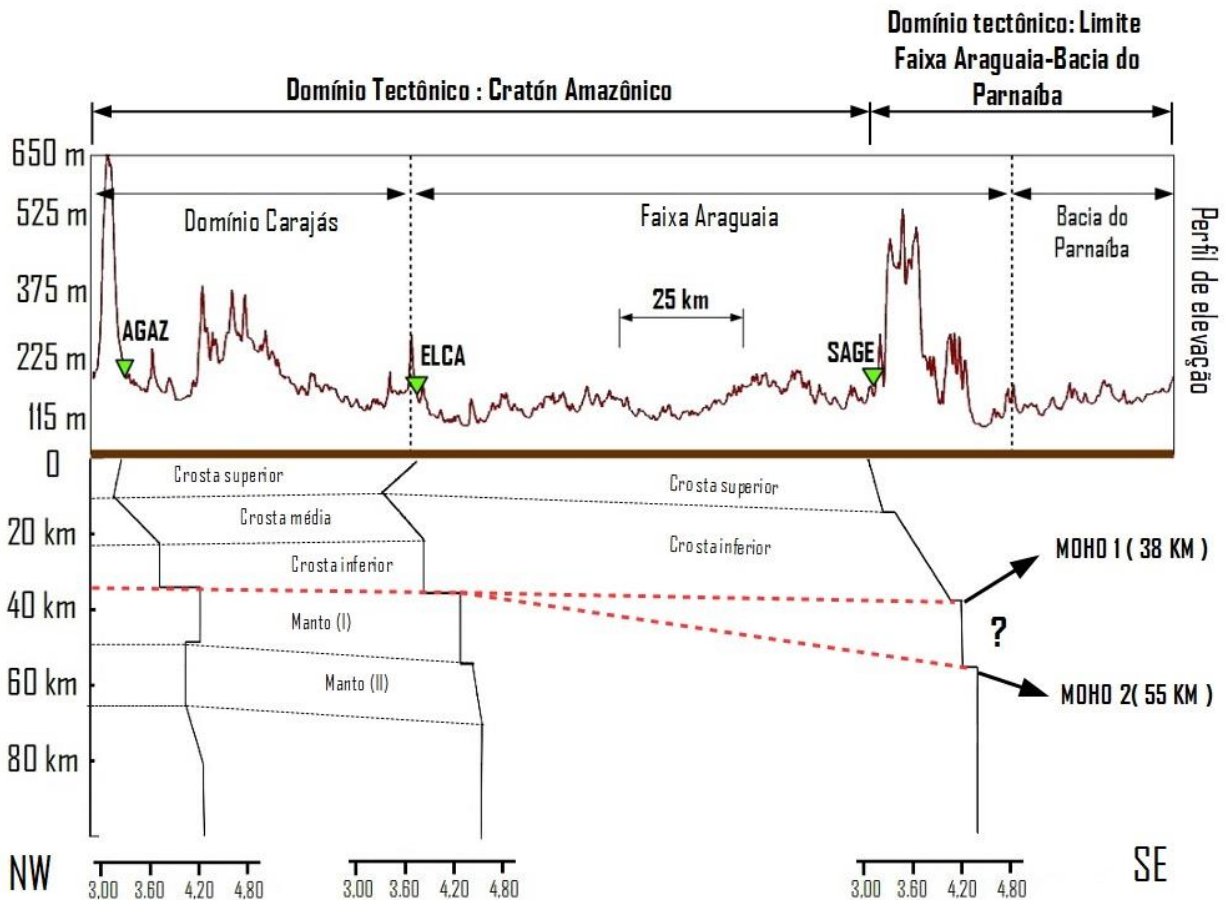


Figura 7 – Perfil NW-SE da estrutura da litosfera da porção sudeste do Cratón Amazônico e Faixa Araguaia obtidos a partir da interpretação de resultados de inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfícias para as estações AGAZ, ELCA e SAGE. São indicadas as discontinuidades internas da crosta e a Moho. As estações estão representadas pelo triângulo verde e é apresentado o perfil topográfico ao longo do perfil.

JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ROCHA, M. P., 2008. Deep crustal structure of the Parana Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 113, n. B8,.

LUZ, ROSANA; JULIÀ, JORDI; NASCIMENTO, ADERSON F. 2015. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, n. 5, p. 3848-3869,.

LAY, Thorne; WALLACE, Terry C. Modern global seismology. [S.l.]: Academic press, 1995.v.

LANGSTON, CHARLES A.; AMMON, CHARLES J., 1991. Scattering of teleseismic body waves along the Hayward-Calaveras fault system. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 81, n. 2, p. 576-591,

SOARES, J.P.S; 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. *Geology Society, London, Special Publications*, v. 472.

SOUZA, J.O.; MORETON, L.C. Xambioá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 84 p. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).