



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

**ESTUDOS DA ESTRUTURA CRUSTAL DA PORÇÃO SUL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA**

CHRIS BUSNELLO FIANCO

TESE DE DOUTORADO Nº 51
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADA

Brasília – DF.

2019



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

ESTUDOS DA ESTRUTURA CRUSTAL DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

CHRIS BUSNELLO FIANCO

Tese de doutorado apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicada – Área de concentração Geofísica Aplicada, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Brasília – DF.

2019



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

ESTUDOS DA ESTRUTURA CRUSTAL DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

CHRIS BUSNELLO FIANCO

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Carlos da Silva Vilar - UFBA

Prof. Dra. Mônica G. Von Huelsen - UnB

Prof. Dr. Roberto Max Argollo - UFBA

Brasília – DF.

2019

REFERÊNCIA

Fianco, C. B. 2019.

Estudos da estrutura da crosta na porção sul da Província Borborema
Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de
Doutorado.

Palavras-chave: função do receptor, dispersão de ondas de
superfície, inversão conjunta, estrutura crustal, velocidade de onda S,
Província Borborema

“Daqui a 20 anos, você não terá arrependimento das coisas que fez, mas das que deixou de fazer. Por isso, veleje longe do seu porto seguro. Explore. Sonhe.

Descubra.”

(Mark Twain)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer aos meus pais, Assis e Rejane, e aos meus irmãos Schana e Roger por toda a força e apoio durante a realização deste projeto. Aos meus tios Roberta e Juarez, e meu primo Erik que me acolheram como filha e prima, nas minhas muitas vindas a Brasília. Aos meus tios Rosana e Flávio, e primos, Diego e Flávia, por me ajudarem sempre que precisava e pelos finais de semana maravilhosos. Além dos meus avós, tios e primos por toda força que me deram, mesmo estando distantes.

Ao meu amigo e mestre Professor Dr. George Sand por todo o suporte e ensinamentos, paciência, confiança e dedicação em minha orientação.

A toda à equipe do Departamento de Física da Terra e Meio Ambiente da Universidade de Federal da Bahia (DFTMA-UFBA) pelo suporte e pelos dados, que em parceria com o Promob-Cenpes-Petrobras, através do projeto denominado “Fluxo de calor e distribuição vertical de produção de calor no embasamento adjacente e no interior da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas (Geoterm-SeAl).” - Termo de cooperação Petrobras 0050.0082543.13-9, instalaram a Rede Geoterm. E ao Pool de equipamentos geofísicos do Brasil do Observatório Nacional (MCT), pelo empréstimo dos equipamentos.

Meu agradecimento ao colega de doutorado na UnB, Diogo Albuquerque, pela ajuda com os scripts de processamento dos dados, pelos conselhos e troca de informações. Você foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Muito obrigada ao Prof. Dr. Adolfo Fuck, ao Prof. Dr. Giuliano Marota e ao Prof. Marcelo Rocha pelas ajudas esporádicas. Aos colegas do SIS, pelo apoio, momentos de descontração, resenhas e amizade: Magda, Cristóbal, Umberto, Eveline e André.

Às minhas super-amigas Júlia Curto, Loiane Moraes, Mariana Oliveira e Roberta Vidotti por me darem abrigo, caronas, serem ótimas companhia para almoços, conversas, conselhos e ajudas com os trabalhos, corrigindo artigos e compartilhando conhecimento.

Obrigada aos amigos do *beach tennis* de Salvador e de Brasília, pelos momentos de descontração para suportar todo o stress gerado durante esses longos meses.

Ao Observatório Sismológico pela infraestrutura disponibilizada e à FAPDF e CAPES pelas bolsas de estudos concedida.

Serei eternamente grata a todos. Se hoje estou concluindo mais esta etapa da minha vida, devo muito a vocês.

Muito obrigada!

RESUMO

O cenário geotectônico da Província Borborema é caracterizado por sucessões de eventos tectônicos, incluindo períodos compressivos, associados com a amalgamação de blocos litosféricos durante a Orogenia Brasileira no Neoproterozoico, superimposta por eventos extensionais relacionados com a quebra dos continentes e formação do Atlântico Sul, no Cretáceo. A complexa evolução geotectônica, além de descobertas de recursos energéticos na região, tem conduzido diferentes áreas de interesse a desenvolver pesquisas na porção sul da Província Borborema, no embasamento adjacente às bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá. Este trabalho busca, através de técnicas sismológicas, contribuir com dados, informações e novas propostas de modelagem de subsuperfície para melhorar o entendimento da estrutura crustal na porção sul da Província, utilizando para isso dez estações sismográficas de banda larga, pertencentes à Rede Geoterm, e outras três estações da Rede Sismográfica Brasileira. As estações foram instaladas sobre os domínios Zona Transversal e Sul da Província, localizada no nordeste do Brasil. Para determinação das estimativas de espessura crustal e da crosta média, além da razão de velocidade da onda P pela onda S (V_p/V_s), foi aplicado a técnica de função do receptor no domínio do tempo e empilhamento Hk (espessura da crosta versus razão V_p/V_s), para eventos entre 30° e 90° de distância epicentral, e magnitude superior a 4. Os resultados obtidos indicam um espessamento da crosta no sentido de sul para norte, com valores de estimativa para a profundidade da Descontinuidade de Moho variando entre 29,2 km e 37,4 km. Para a interface crosta superior-inferior, os valores estimados indicam um afinamento da crosta superior entre as estações TCRT e CRBA (± 9 km), mesma região onde a Moho apresenta as maiores profundidades, entre as estações NBAN, CRBA e TCRT (± 37 km). As razões de velocidade entre as ondas P e S (V_p/V_s) variam entre 1,68 e 1,77, indicando ser a composição da crosta nesta região predominantemente félsica. Estudou-se a propagação das ondas Rayleigh para 36 eventos sísmicos com magnitudes iguais ou superiores a 5 no modo fundamental e a velocidade de fase para os períodos entre 4 e 200 segundos através do método inter-estações, onde foram gerados modelos de velocidade de onda S para 12 pares de estações. Na inversão conjunta são combinadas medidas de função do receptor de ondas telesísmicas P e velocidade de fase de ondas de superfície, para modelar estrutura crustal na área de estudo. Para

as profundidades estimadas para o limite crosta-manto, foram observadas velocidades de onda cisalhante variando entre 3,9 km/s e 4,5 km/s nos modelos de inversão conjunta. Zonas de baixa velocidade foram observadas em quase todos os modelos invertidos em profundidades equivalentes a 10 km, correspondente ao que foi estimado para a crosta média pelas FRs. As variações da estrutura crustal não só mostram a heterogeneidade lateral, como fornece dados que permitem melhorar a interpretação geotectônica indicando áreas de afinamento e/ou espessamento crustal da porção sul da Província. A integração destes resultados com dados já processados de gravimetria (anomalia Bouguer), de densidade e a geologia através de modelagem direta permitiram validar as informações de espessura obtidas para as interfaces, bem como melhorar interpretações da estrutura crustal, limitando profundidades para os domínios nas profundidades estimadas para a crosta superior, e indicando a existência de uma crosta mais densa sob os domínios Estância, Vaza Barris e Macururé.

ABSTRACT

The geotectonic scenery of Borborema Province is characterized by successive tectonic events, including compressive periods associated with amalgamation of lithospheric blocks during the Brasiliano orogeny in the Neoproterozoic period, superimposed by extension events related to the breaking of the continents and the South Atlantic formation in the Cretaceous. The complex geotectonic evolution of the region, not only has conducted to the discoveries of energy resources but also has led different areas of interest to develop research in the southern portion of the Borborema Province on the adjacent basement to the Sergipe-Alagoas, Tucano and Jatobá sedimentary basins. This work seeks, through the seismological techniques, to contribute to the new information, data and sub-surface modelling propose to improve the understanding of the crustal structure in the southern portion of the Borborema Province, using ten (10) seismographic broadband stations belonging to the Geoterm Network and three (3) belonging to the Brazilian Seismographic Network. The stations were installed on the Transversal and South Zone of the Province in the northeastern Brazil. In order to determine the crustal thickness and average crust estimates, besides the ratio between the P and S wave velocity (V_p/V_s), the receiver function method was applied in the time domain and stacking Hk (thickness of the crust in relation to V_p/V_s ratio), for events between 30° and 90° of epicentral distance, and magnitude greater than 4. The results indicate a thickening of the crust from south to north, with estimated values for the depth of the Moho Discontinuity varying between 29.2 km and 37.4 km. For the upper-lower crust interface, the estimated values indicate a thinning of the upper crust between the TCRT and CRBA stations (± 9 km), the same region where the Moho has the greatest depths between the NBAN, CRBA and TCRT stations (± 37 km). The velocity ratios between the P and S waves (V_p/V_s) range from 1.68 to 1.77, indicating that the composition of the crust is predominantly felsic. The propagation of Rayleigh waves was studied for 36 seismic events with magnitudes equal to or greater than 5 in the fundamental mode, and the phase velocity for periods between 4 and 200 seconds using the inter-station method; where S wave velocity models were generated for 12 pairs of stations. In the 1-D joint inversion, the measures of the function of the receiver of P teleseismic waves and surface wave phase velocity are combined to model crustal structure in the study area. For the estimated depths for the crust-mantle boundary, shear wave velocities ranging from 3.9 km/s to 4.5 km/s were observed in

the joint inversion models. Low velocity zones were observed in almost all inverted models at depths equivalent to 10 km, corresponding to what was estimated for the average crust by FRs. The variations of the crustal structure not only show the lateral heterogeneity, but also provide data to improve the geotectonic interpretation indicating areas of thinning and/or thickening crustal of the southern portion of the Province. The integration of these results with the processed gravimetric data (Bouguer anomaly), the density and the geology through direct modelling allowed to validate the thickness information obtained for the interfaces, as well as to improve interpretations of the crustal structure, limiting depths for the domains, in the estimated depths for upper crust, and indicating the existence of a density crust under Estância, Vaza Barris and Macururé domains.

SUMÁRIO

Índice de figuras

Índice de tabelas

1. Introdução	1
1.1. Justificativa do Tema	4
1.2. Objetivos	5
1.3. Localização da Área de Estudos	6
2. Fundamentos Teóricos	7
2.1. Geologia e Geotectônica	7
2.1.1. Evolução Tectônica da Província Borborema	7
2.1.2. Província Borborema	10
2.1.3. Compartimentação da Província Borborema	11
2.1.4. Domínio Zona Transversal	12
2.1.5. Domínio Sul	12
2.1.6. Margem Continental e Bacias Interiores	14
2.1.7. Sistema Orogênico Sergipano (SOS)	15
2.1.8. Estrutura Crustal na Província Borborema	18
2.2. Rede Sismográfica Geoterm	21
2.3. Sismologia	25
2.3.1. Função do Receptor	26
2.3.1.1. Deconvolução no Domínio do Tempo	29
2.3.1.2. Amplitude na FR	30
2.3.1.3. Empilhamento	31
2.3.1.4. Espessura da Crosta e Razão Vp/Vs	32
2.3.1.5.. A Razão Vp/Vs e a composição crustal	34
2.3.2. Dispersão de Ondas de Superfície	35

2.3.2.1. Velocidade de grupo e fase.	36
2.3.3. Inversão Conjunta	42
3. Processamento	46
3.1. Função do Receptor	46
3.2. Dispersão de Ondas de Superfície	49
3.3. Inversão Conjunta	50
4. Artigo 1 - Using the Receiver Function for Studying Earth deep structure in the Southern Borborema Province	55
Abstract	55
4.1. Introduction	56
4.2. Geotectonic	58
4.2.1. Regional Geology	59
4.2.1.1. Transversal Zone Domain	60
4.2.1.2. Southern Domain	60
4.3. Methodology and Processing	60
4.3.1. Receiver Function	61
4.3.2. Crustal Thickness and Vp/Vs Ratio	63
4.4. Results	64
4.5. Discussion and Conclusions	75
4.6. References	80
5. Artigo 2 – Estudo da estrutura crustal utilizando inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, e modelagem gravimétrica para a porção sul da província borborema	84
Resumo	84
5.1. Introdução	85
5.2. Geotectônica	86
5.2.1. Geologia Regional	88

5.3. Dados e Processamento	90
5.3.1. Função do Receptor	91
5.3.2. Dispersão de Ondas de Superfície	93
5.3.3. Inversão Conjunta	98
5.3.4. Modelagem	98
5.4. Resultados	100
5.5. Discussões	112
5.6. Conclusões	117
5.7. Referências Bibliográficas	119
6. Conclusões	125
7. Referências Bibliográficas	129
8. ANEXOS – Resultados das inversões conjuntas para os pares de estações	142

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1 – Figura de localização da área de estudos, mostrando no canto inferior direito a divisão do Brasil em Províncias Tectônicas de Almeida *et al.* (1977) e a área de estudos (polígono vermelho); e na figura maior a localização das estações sismográficas entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas a direita e Tucano e Jatobá a esquerda, sobre mapa da compartimentação tectônica da Província Borborema (modificada de Oliveira *et al.*, 2010). Importantes zonas de cisalhamento cruzam a área, sendo elas: Pernambuco (LPE) Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM). 6
- Figura 2 – Modelo de evolução geotectônica da Província Borborema (P.B.) e do Cráton São Francisco (CSF), tendo nas setas a representação dos principais esforços tectônicos atuantes (modificada de Brito Neves *et al.*, 2000). 8
- Figura 3 – Supercontinente Gondwana com a representação das áreas continentais, e sistemas orogênicos, mostrando a localização da Província Borborema, quando ainda estava colada no continente Africano (modificado de Hasui, 2010). 10
- Figura 4 - Configuração final resultado da evolução geotectônica do Sistema Orogênico Brasileiro (modificado de Oliveira *et al.*, 2000). 16
- Figura 5 – Mapa de estimativas de espessura crustal produto da interpolação por *krigagem* dos dados históricos provenientes de pesquisa bibliográfica e apresentam espessuras estimadas a partir de FR (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) e refração sísmica (Soares *et al.*, 2011), na porção sul da Província Borborema. 21
- Figura 6 – Fotografia tirada durante a instalação e posicionamento do sismômetro de uma determinada estação sismográfica da Rede Geoterm sobre base de concreto e afloramento de rocha, em região isolada de ruído. 23
- Figura 7 – Registro fotográfico da acomodação do sensor registrador e da bateria armazenadora de energia obtida através de painel solar. 23
- Figura 8 – Registro fotográfico da estação sismológica instalada. O sismômetro encontra-se posicionado dentro da caixa isolada de madeira, e registrador

acomodado sobre a pilha de tijolos coberto por camada de areia, com caixa de proteção. 24

Figura 9 - Evento sísmico registrado na estação PCRD, ocorrido na região de Arapiraca-AL no dia 19/02/2015, à 1:49:51, com magnitude $mR = 2,3$ e reportado pelo Boletim Sísmico Brasileiro (BSB), divulgado no portal do Centro de Sismologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP). 24

Figura 10 – Diagrama de raio da FR. (a) diagrama de raio simplificado mostrando as principais conversões da onda P em onda S e reflexões múltiplas (PpPms, PsPms + PpSms e PsSms, onde as letras maiúsculas detonam o percurso para baixo, e as minúsculas para cima e, a letra m que representa a descontinuidade Moho. (b) Registro da FR radial referente às reflexões de (a) – traço da FR (França, 2003). 27

Figura 11 – Modelo esquemático modificado de Condori *et al.* (2017) mostrando a chegada das ondas P e Ps. A Ps representa a descontinuidade Moho, para um contato abrupto (à direita), um contato gradacional (no centro), e uma camada de mais alta velocidade entre a chegada da P e da Ps, esta com contraste de velocidade maior (à esquerda). 31

Figura 12 – Gráfico de espessura crustal versus razão V_p/V_s para uma velocidade de onda P igual a 6,4 km/s (modificado de Frasseto, 2013). 34

Figura 13 – Gráficos de composição predominante das rochas em função da localização na crosta, velocidade das ondas P (V_p) e razão V_p/V_s na região estudada (modificado de Musacchio *et al.*, 1997). 35

Figura 14 – Figura mostrando o envelope de período longo se propagando com velocidade de grupo U, e os picos individuais (curtos períodos) com velocidade de fase c (Stein e Wysession, 2003), para duas ondas senoidais com frequência e número de onda ligeiramente distintos. 37

Figura 15 – Exemplo de medida de velocidade de grupo aplicando a técnica MFT. Tem-se na parte superior o traço original, e na parte inferior o traço filtrado pelo filtro ajustado à fase. Os contornos coloridos representam 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 (Herrmann e Ammon, 2002). 39

Figura 16 – Caminho da onda percorrido desde a origem do evento até as estações estudadas, mostrando um exemplo de possibilidade de alinhamento de pares de estações para o estudo de curvas de dispersão inter-estações. No canto superior direito um zoom da área para melhorar a visualização e determinar que o alinhamento esteja dentro do caminho de círculo-máximo inferior a 5° . 41

Figura 17 – Velocidade de fase de ondas Rayleigh observadas no percurso TBBR-CDRO. Cada curva de pontos corresponde à dispersão observada de um telessismo, sendo a linha vermelha a média dos dados observados. Esta linha será ajustada na inversão. 42

Figura 18– Gráfico mostrando a relação do RMS da velocidade da onda S com número de iterações para as estações utilizadas na inversão conjunta. Indicando como número ótimo 90 iterações. 54

Figura 19 – Distribuição dos pesos dados para as camadas no programa de inversão de Herrmann e Ammon (2002), garantindo maior flexibilidade até 50 km de profundidade. 54

Figura 20 – Map of the study site showing the tectonic compartmentation of the Borborema Province, bordered by the São Francisco Craton, Parnaíba Province and the sedimentary basins (modified from Huhn *et al.*, 2011). It also shows the location of Geoterm Net and the historical crustal thickness: the seismic stations (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) with crustal thickness estimates by the Receiver Function and the seismic refraction lines (Soares *et al.*, 2011). 57

Figura 21 – Statistics of the selected events to generate the RFs and consequently calculate the thickness estimates and V_p/V_s ratios for Geoterm Network stations. 62

Figura 22 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the CRBA station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s (left blue arrow). The 2nd multiple (right blue arrow) is not as clear. The Psc positive phase is indicated with green arrow, at 1.5 s. 65

Figura 23 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the CDRO station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s (left blue arrow). The 2nd multiple (right blue arrow) is not as clear. The Psc phase is not too clear (green arrow). 65

Figura 24 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the PCRD station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s. The 2nd multiple is not as clear at 19 s. The green arrow at 2 s indicates de positive peak of Psc phase. 66

Figura 25 – The RFs traces are stacking and ordinate for back azimuth in the QPPA station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s and the 2nd multiple is at 18 s (blue arrows). The Psc phase is indicated with green arrow at 2 s, but maybe it is at 3 s. 66

Figura 26 – The few RFs traces of SRTA station are stacking and ordinate for back azimuth. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s. The 1st and 2nd multiples (blue arrows) are not clear at 15 s and 19 s, respectively. Even with a few traces in this station, it is possible to see some positive peaks at 1 s (green arrow), indicating probably the Psc phase. 67

Figura 27 – The RF traces of TBRR station, representing in this figure, are stacking and ordinate for back azimuth. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s. The 1st multiple is not clear (left blue arrow), besides the 2nd multiples (right blue arrow) is at 18 s. The Psc phase is not too clear (green arrow). 67

Figura 28 – The P and Ps positive peaks for TCRT station appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 16 s and the 2nd multiple at 19 s (blue arrows). The green arrow indicates approximately the Psc positive phase, which is not clear in this station. 68

Figura 29 – Surface result of the HK-stacking for the stations correlating both Vp/Vs and depth values for Moho discontinuity. 70

Figura 30 – Surface result of the HK-stacking for the stations correlating both Vp/Vs and depth values for lower-upper crust limit. The larger the red circle, the greater the standard deviation and the lower the reliability. 71

- Figura 31 – Interpolation map of the depths estimated by the kriging method for the Moho Discontinuity in the studied stations, Southern Borborema Province. 72
- Figura 32 – Interpolation map of mid-crustal discontinuity depth at the studied stations in Southern Borborema Province, showing variation between 10.6 and 19.2 km. The seismic events in the area over the last 2 years are classified by magnitude, like the scale. 73
- Figura 33 – Interpolation map of Vp/Vs values at the studied stations in Southern Borborema Province, showing variation between 1.68 and 1.77. 74
- Figura 34 – The map shows the Geoterm Network stations with crustal thickness results and the stations of Luz *et al.* (2015) over the tectonic compartmentation of the Southern Borborema Province. 76
- Figura 35– Localização da Rede Geoterm e estações NBAN, NBLA e NBTA, entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, sobre compartimentação geotectônica da porção sul da Província Borborema (modificado de Oliveira *et al.*, 2010). Importantes zonas de cisalhamento cruzam a área, sendo elas: Lineamento Pernambuco (LPE), Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM). 87
- Figura 36 - Configuração final resultado da evolução geotectônica da Sistema Orogênico Brasileiro (modificado de Oliveira *et al.*, 2000), com a distribuição dos terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé sobre o Cráton São Francisco, e as zonas de cisalhamento Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM). 90
- Figura 37 – Interpolação das estimativas de espessura crustal das estações da Rede Geoterm, NBAN, NBTA e NBLA e dados históricos da porção sul da Província Borborema. Os dados históricos são provenientes de pesquisa bibliográfica e apresentam espessuras estimadas a partir de FR (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) e refração sísmica (Soares *et al.*, 2011). 93
- Figura 38 – Alinhamentos inter-estações dos 12 pares utilizados para o estudo de dispersão de ondas de superfície, sobre mapa geológico (modificado de Oliveira *et al.*, 2010). 95

Figura 39 – Distribuição dos eventos sísmicos do catálogo do IRIS com magnitude superior a 5 e profundidades até 40 km, utilizados para o estudo de curvas de dispersão de ondas de superfície. As cores serviram só para mostrar melhor a distribuição destes em relação às estações do presente trabalho. 96

Figura 40 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações QPPA-CRBA (esquerda) e QPPA-PCRD (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S. 101

Figura 41 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S para os pares de estações TCRT-CRBA (esquerda) e TCRT-NBAN (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). 102

Figura 42 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações PCRD-CDRO (esquerda) e TCRT-CDRO (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S. 103

Figura 43 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações TBBR-NBAN (A), NBLA-NBAN (B) e TBBR-QPPA (C), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S. 104

Figura 44 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações TBBR-CDRO (esquerda) e CDRO-NBLA (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul), mostrando a variação em profundidade da velocidade da onda S. 106

Figura 45 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para o par de estações CDRO-NBAN, com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S. 107

Figura 46 – Mapa de anomalia Bouguer com sobreposição da geologia com transparência. Além da localização das estações sismográficas e alinhamento dos pares de estações. O alinhamento maior, que liga TBBR a QPPA e atravessa praticamente todos os terrenos geológicos da região, corresponde ao perfil que foi modelado com os dados de gravimetria (Figura 47).

109

Figura 47 – Resposta da modelagem do perfil entre as estações TBBR-QPPA para os dados de anomalia Bouguer, com dados de estimativa de profundidade da Moho (tracinhos pretos entre 25 e 38 km) e crosta média (tracinhos azuis entre 10 e 13 km), velocidade da onda S, além de aproximação geotectônica e dados de densidade média dos terrenos. Na parte superior os pontos representam os dados de gravimetria (mGal) obtidos pelo levantamento, e a linha o erro em resposta a modelagem. As estações sismográficas apresentam localização projetada no perfil. Estão delimitados também os terrenos geológicos ao longo do perfil, e as cores foram colocadas apenas para separar e destacar alguns corpos com densidades diferentes.

111

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Histórico de trabalhos de estudo da crosta realizados na Província Borborema mostrando os métodos de pesquisa, autores, espessuras (H) e velocidade de onda P e razão Vp/Vs, quando existente.	20
Tabela 2 – Estações da Rede Geoterm, além das estações NBLA, NBAN e NBTA (RSBR), com informações de posicionamento geográfico, período de funcionamento e terreno tectônico sobre o qual foram instaladas.	25
Tabela 3 – Resultados comparativos dos testes realizados para o par de estações TCRT-CRBA variando o modelo inicial entre AK135-F original e modificado para camadas iniciais com espessuras de 4 km, números de iterações, valores de amortecimento e peso dos métodos FR e Dispersão.	53
Tabela 4 – Seismographic stations in the study site followed by the code, coordinate system of Sirgas 2000 (24L), starting and ending dates, and tectonic domain of location.	61
Tabela 5 – Results of the HK-stacking method applied to Geoterm stations for the thickness estimates (km) of the Moho and mid-crustal discontinuities, standard deviation, and Vp/Vs ratio for Vp=6.4 km/s (Moho) and Vp=6.2 km/s (mid-crustal discontinuity) and standard deviation. It was not possible to estimate the values for the TBBR station.	69
Tabela 6 – The number of RF traces for the NE, SE, NW and SW directions, and the Moho depth estimates for selected RFs.	74
Tabela 7 – Estimativa de espessura da crosta, razão Vp/Vs e interface crosta superior-inferior (crosta média), com respectivos desvios padrão, para as estações da Rede Geoterm (Fianco <i>et al.</i> , 2019), NBAN, NBLA e NBTA. Não foram obtidos valores de crosta média coerentes para as estações TBBR e PRPG.	92
Tabela 8 - Eventos que deram origem às curvas de dispersão com detalhes de localização, magnitude, distância aproximada da rede e os pares de estações que formaram ângulo de círculo máximo menor que 5°.	97
Tabela 9– Tabela com os valores de densidade média dos terrenos geológicos obtidos pela equipe do DFTMA-UFBA com medidas de rochas aflorantes representativas.	99

1. INTRODUÇÃO

O Planeta Terra está sofrendo constantes modificações devido à atuação de forças internas que são evidenciadas em superfície pela movimentação das placas tectônicas, e reativação de falhas já existentes dentro das porções continentais. Esse processo tectônico que envolve orogênese, e geralmente reflete na Descontinuidade de Moho, através do encurtamento intraplaca e espessamento crustal, auxilia na compreensão dos mecanismos e evolução da crosta. Porém, o conhecimento da estrutura interna da Terra só é possível através de métodos indiretos de investigação, sendo a sismologia uma ciência em constante evolução que tem facilitado esse entendimento, tanto estrutural como composicional, uma vez que através do estudo do comportamento das ondas sísmicas ao atravessarem todas as camadas e descontinuidades, permite a obtenção de um modelo da estrutura do planeta.

A instalação da Rede temporária Geoterm na região do embasamento adjacente às bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, na porção sul da Província Borborema, visou fornecer dados para o estudo da estrutura crustal na região, uma vez que um entendimento maior da estrutura da crosta, sua profundidade e razão de velocidade das ondas, poderiam ser utilizados como complementação de um estudo maior de fluxo de calor para o Projeto denominado “Fluxo de calor e distribuição vertical de produção de calor no embasamento adjacente e no interior da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas (Geoterm Se-Al)”, uma parceria entre o Departamento de Física da Terra e Meio Ambiente da Universidade da Bahia (DFTMA-UFBA) e a Petrobras.

A Província Borborema, localizada no nordeste do Brasil, é um domínio geológico-estrutural, considerada um complexo mosaico de terrenos gnáissicos-migmatíticos arqueanos-paleoproterozóicos e faixas dobradas proterozoicas associadas a granitoides. É resultado do fechamento de um oceano Neoproterozoico durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste causado pela convergência entre os crátons São Francisco-Congo, Oeste Africano e Amazonas durante o Ciclo Brasileiro, final do Neoproterozoico passando pela formação da margem continental (Mesozoico), até o magmatismo e formação das bacias sedimentares por processos de rifteamento (Cenozoico).

Devido à complexidade geotectônica, existem dúvidas em relação à estrutura crustal, e conseqüentemente à sua evolução, visto que nesta região, em especial na porção sul da Província Borborema, onde a área de estudos está inserida, quase não existem trabalhos que retratem estruturas profundas, que ajudariam a entender melhor sua formação. Para auxiliar o entendimento do contexto geotectônico, o trabalho de pesquisa aqui proposto visa buscar um conhecimento maior da estrutura da crosta, afinamento ou espessamento da Moho e crosta média (“mid-crust” - interface crosta superior-inferior), suas profundidades estimadas, composição média e velocidade das ondas cisalhantes nestas camadas.

Para isso foram utilizados dados registrados pelas estações de banda larga da Rede Geoterm, e por três estações pertencentes à Rede Sismográfica Brasileira (NBAN, NBLA e NBTA), posicionadas dentro da área de estudos, sobre os domínios Zona Transversal e Sul. Os métodos aplicados para buscar estas respostas foram os já amplamente utilizados, função do receptor (FR; Lagnston, 1979) no domínio do tempo (Ligorria e Ammon, 1999) e empilhamento Hk (Zhu e Kanamori, 2000), que, através de técnicas de deconvolução da componente radial pela vertical, e os tempos de chegada das ondas convertidas ao longo do trajeto entre a fonte e o receptor, estimam espessura da crosta e interface crosta superior-inferior, além da razão V_p/V_s , que fornece informações de composição média da crosta. Estudos anteriores de função do receptor, gravimetria e sísmica de refração e reflexão mostram variações entre 25 e 44 km de profundidade para a Moho na Província Borborema.

Outro estudo utilizado é o de ondas de superfície, para obter a estrutura de velocidade da onda S em diferentes profundidades, usando para isso características de dispersão (Lay e Wallace, 1995) para períodos de 4 a 200 segundos. As curvas de dispersão inter-estações, calculadas pela Técnica de Filtragem Múltipla (*Multiple Filter Technique*, MFT; Dziewonski *et al.*, 1969; Dziewonski e Anderson, 1981; Bhattacharya, 1983; Herrmann, 1987) mostram a velocidade de grupo/fase das ondas de superfície para vários períodos.

Considerando que os dados de função do receptor (sensível ao contraste de velocidades) e velocidades de fase das ondas de superfície (sensível à estrutura média de velocidade cisalhante) são complementares, a inversão conjunta 1-D de ambos resultam em estruturas de velocidade de cisalhamento melhor determinadas,

minimizando problemas de não-exclusividade resultado da inversão dos métodos separadamente (Özalaybey *et al.*, 1997). Assim, com a estrutura crustal definida para a região, é possível observar regiões de maior e menor velocidade de ondas cisalhantes, e regiões que sofreram processos de estiramento crustal, provavelmente no Cretáceo, e espessamento devido à processos compressivos durante a formação dos Supercontinentes.

O texto é composto por 06 capítulos. Este primeiro capítulo apresenta uma introdução do trabalho, com a localização geográfica e geotectônica da área de estudos, bem como traz informações dos dados utilizados. Visa também introduzir o trabalho, mostrar a motivação do tema escolhido, os principais objetivos, e as dúvidas que motivaram a pesquisa desenvolvida.

O Capítulo 2 apresenta os fundamentos teóricos e revisão bibliográfica do trabalho realizado. Detalha-se de maneira sucinta a evolução geotectônica da Província Borborema na área de estudos, do Pré-cambriano ao Cenozoico e a geologia dos domínios presentes na região. A Rede Sismográfica Geoterm com o posicionamento das estações aqui estudadas. Além de embasar teoricamente a sismologia, os métodos de função do receptor, dispersão de ondas de superfície e por fim, a inversão conjunta de ambos os métodos.

O Capítulo 3 descreve a metodologia adotada, mostrando detalhadamente as técnicas de processamento, parâmetros adotados na aplicação das técnicas e análise dos dados sismológicos empregados nas distintas etapas de trabalho.

O Capítulo 4 é referente ao artigo "*Using the Receiver Function for Studying Earth deep structure in the Southern Borborema Province*", publicado na revista *Journal of South America Earth Science*, e disponível online desde o dia 8 de junho de 2019 (<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102221>). O artigo aborda aspectos de processamento e resultados obtidos para espessura crustal e razão de velocidade V_p/V_s para a porção sul da Província Borborema através da aplicação do método da função do receptor e Hk-stacking.

O Capítulo 5 se refere ao manuscrito "Estudo da estrutura crustal utilizando inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, e modelagem gravimétrica para a porção Sul da Província Borborema", que será submetido à *Tectonophysics*. O artigo mostra a inversão conjunta utilizando FR e dispersão de

ondas de superfície, e a modelagem dessas informações com dados de anomalia Bouguer, densidade e geologia, mostrando a estrutura crustal abaixo da porção sul da Província Borborema.

O Capítulo 6 refere-se às conclusões obtidas com o trabalho de pesquisa, processamento e interpretação dos dados. Investigar novos dados da crosta para a porção sul da Província Borborema, indicações de regiões que sofreram processos de estiramento crustal durante o Cenozoico, densificação da crosta, fundamentado nos resultados obtidos e integrados e por fim, sugerindo novas etapas de pesquisa para melhorar ainda mais o conhecimento geotectônico da região.

1.1. Justificativa do Tema

Cada vez mais são produzidos dados geológicos e geofísicos para entender o complexo arcabouço estrutural da Província Borborema, que possui evolução do Arqueano ao Cenozoico, porém ainda existem lacunas de informação sobre a estrutura crustal na porção sul desta Província.

As bacias sedimentares Tucano e Sergipe-Alagoas que circundam a área de estudos apresentam grande potencial econômico com relação à produção de petróleo, portanto o estudo na crosta nas áreas adjacentes à estas bacias fanerozoicas é de suma importância, uma vez que o afinamento ou espessamento crustal nesta região pode influenciar na temperatura das rochas e conseqüentemente ter papel fundamental na diagênese do petróleo. O estudo da espessura crustal fornece informações significativas a respeito da geologia da região estudada, podendo-se inferir composição média crustal, dinâmica de formação e evolução tectônica.

O estudo de ondas de superfície e função do receptor a partir de registros telessísmicos são ferramentas poderosas para investigar as estruturas da crosta e manto superior. A função do receptor mostra a espessura crustal da Terra abaixo do receptor, sendo sensíveis ao contraste de velocidade de ondas de corpo e ao tempo de percurso vertical. As ondas de superfície fornecem valores absolutos de velocidade da onda S, sendo, mais sensíveis às velocidades médias dentro de um intervalo de profundidade. Como ambas as metodologias são sensíveis às propriedades sísmicas distintas da Terra, e embora dependentes, sejam complementares, uma estimativa

robusta da estrutura de velocidade de onda S da Terra pode ser obtida através de inversão conjunta das ondas de superfície e funções do receptor.

Portanto, neste projeto, a ideia é estudar as estruturas crustais na porção sul da Província Borborema pela análise de dados sísmológicos de alta qualidade registrados pelas estações sísmicas da Rede Geoterm, performando inversão conjunta das ondas de superfície e das funções do receptor, modelando ao final essas informações obtidas com dados de gravimetria (anomalia Bouguer), valores de densidade média e geologia disponíveis na área estudada, para garantir maior confiabilidade nos resultados obtidos e permitir uma interpretação mais robusta, busca ainda corroborar teorias e dados já existentes e/ou despertar o interesse para novas pesquisas.

1.2. Objetivos

O objetivo do trabalho é melhorar o entendimento da estrutura crustal no embasamento adjacente às bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá para fomentar discussões a respeito da evolução geotectônica, provendo maiores informações para auxiliar na pesquisa do petróleo nos campos da área estudada, com indicações de áreas que apresentam afinamento ou espessamento crustal, composição média das rochas da crosta, e velocidade das ondas de superfície. Para isso serão usados registros das estações sísmológicas da rede sísmográfica temporária Geoterm, e das estações NBAN, NBTA e NBLA pertencentes à Rede Sísmográfica Brasileira, utilizando técnicas sísmológicas.

Através da aplicação do método da função do receptor e empilhamento Hk, pretende-se determinar a estimativa de espessura crustal, além de profundidade da interface crosta superior-inferior e razão de velocidade V_p/V_s . Pelo estudo de curvas de dispersão de velocidade de ondas de superfície, em conjunto com os dados de função do receptor, aplicando o método de inversão conjunta 1D, pretende-se criar modelos de velocidade da onda cisalhante para pares de estações, determinando em profundidade valores médios de velocidade que podem indicar variações geológicas laterais, ou zonas de baixa velocidade.

1.3. Localização da Área de Estudos

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), como unidade geotectônica, está localizada no extremo nordeste do Brasil, limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Província do Parnaíba, e a leste pelas bacias sedimentares marginais costeiras (Figura 1).

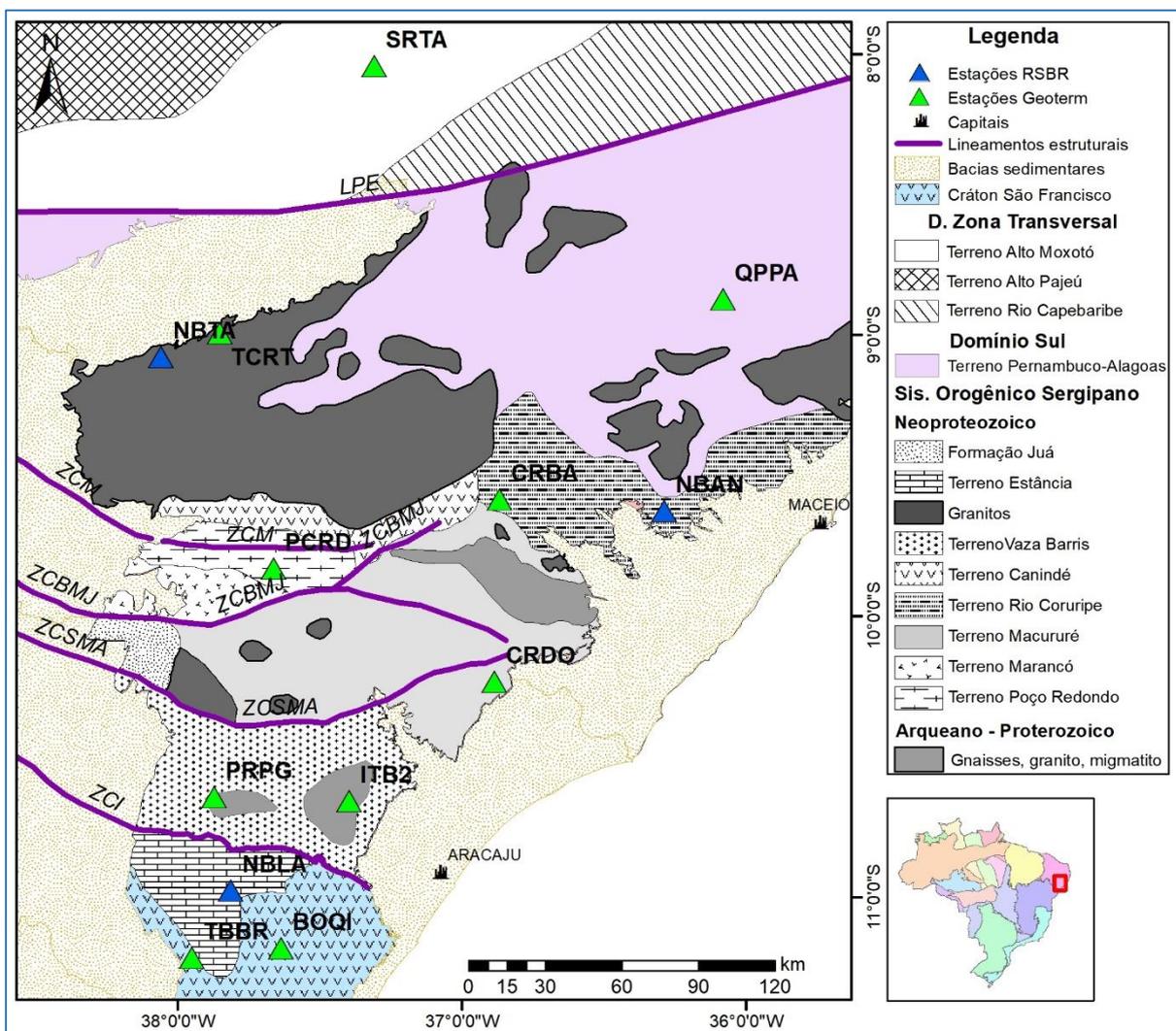


Figura 1 – Figura de localização da área de estudos, mostrando no canto inferior direito a divisão do Brasil em Províncias Tectônicas de Almeida *et al.* (1977) e a área de estudos (polígono vermelho); e na figura maior a localização das estações sismográficas entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas a direita e Tucano e Jatobá a esquerda, sobre mapa da compartimentação tectônica da Província Borborema (modificada de Oliveira *et al.*, 2010). Importantes zonas de cisalhamento cruzam a área, sendo elas: Pernambuco (LPE) Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM).

A área de estudos posiciona-se entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas (leste), Tucano e Jatobá (oeste), abrangendo todas as estações sismográficas da

Rede Geoterm que estão distribuídas sobre rochas do Sistema Orogênico Sergipano e Terreno Pernambuco-Alagoas no Domínio Sul da Província Borborema, e sobre afloramentos no Terreno Alto Moxotó, Domínio Zona Transversal da mesma Província (Figura 1).

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1. Geologia e Geotectônica

2.1.1. Evolução Tectônica da Província Borborema

A tectônica global ao longo dos Éons Proterozoico e Fanerozoico através dos diversos processos de fusão e quebra (aglutinação e deriva/dispersão/rifteamento) configuraram os continentes como são conhecidos hoje. A geologia do continente Sul Americano começou a se configurar no final do Cretáceo, tendo toda sua história geológica anterior sido compartilhada com outras massas litosféricas (supercontinentes Atlântica, Colúmbia, Rodínia, Gondwana-Pannótia e Pangea), mesmo não havendo um consenso acerca da forma, dimensão, conteúdo, histórico e cronologia destes supercontinentes (Schobbenhaus e Brito Neves, 2003).

A Província Borborema foi descrita inicialmente como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturais brasileiros (Brito Neves, 1975; Almeida *et al.*, 1977). Estudos mais recentes de modelos de evolução geotectônica, como de Jardim de Sá *et al.* (1992), Jardim de Sá (1994), Santos (1996) e Santos *et al.* (2000), mostram a Província como resultado de uma superposição de orogêneses (p. e. Paleoproterozoica (Brito Neves, 2008), Brasileira/Pan-Africana) ao longo da história evolutiva, tendo ocorrido aglutinações e separações de diferentes terrenos através de zonas de cisalhamento, dividindo a Província em terrenos tectono-estratigráficos (Brito Neves *et al.*, 2000). Alguns pesquisadores defendem a existência de faixas ensiálicas dobradas, com sedimentos neoproterozoicos depositados sobre o embasamento arqueano a paleoproterozoico, deformados e metamorfizados durante o Brasileiro (Neves, 2003; Neves *et al.*, 2006)

Segundo Brito Neves *et al.* (2000), a Província Borborema provavelmente se desenvolveu no Supercontinente Atlântica (Figura 2), tendo toda sua evolução geotectônica iniciada no Paleoproterozoico, formado por terrenos arqueanos, quando

ocorreram importantes eventos de amalgamação continental, caracterizando a Orogenia Transamazônica, hoje Orogenia Paleoproterozoica (Brito Neves, 2008).

Um modelo de terrenos tectono-estratigráficos (grandes fragmentos da crosta) foi introduzido por Santos (1996) e Santos e Medeiros (1999), onde a Província teria sido formada pela aglutinação destes terrenos durante as orogêneses Cariris Velho (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Oliveira *et al.*, 2005; Carvalho *et al.*, 2005), no início do Neoproterozoico e Brasiliano, no final do Neoproterozoico, fazendo a Província aumentar progressivamente pela acreção de fragmentos antigos ou adição de crosta juvenil.

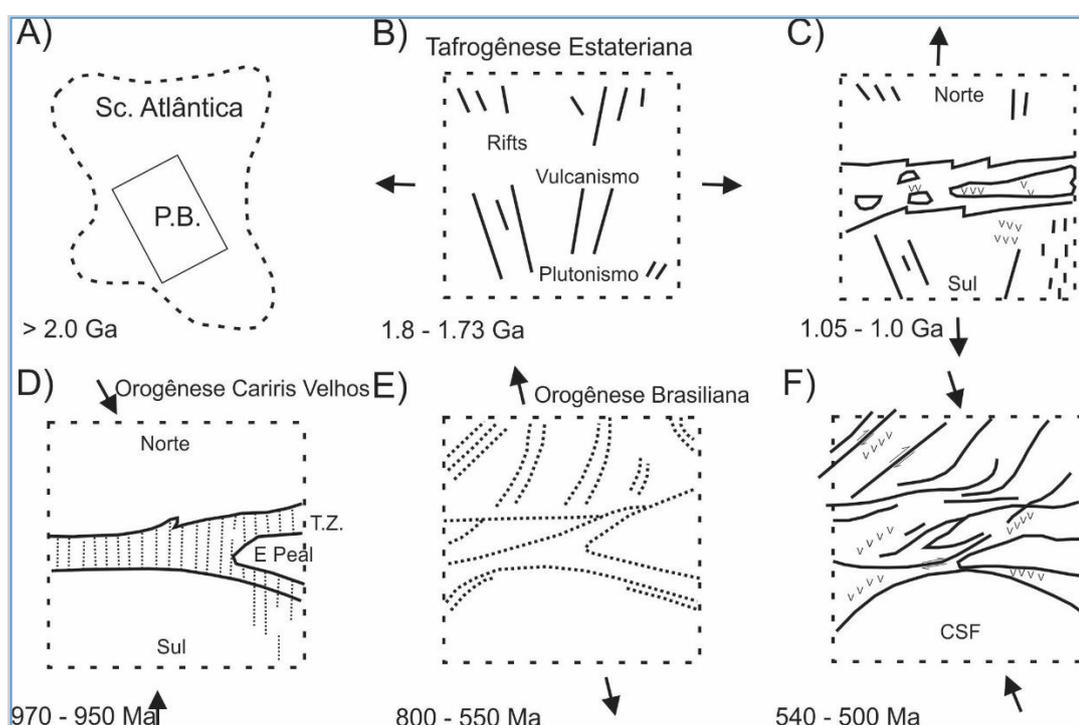


Figura 2 – Modelo de evolução geotectônica da Província Borborema (P.B.) e do Cráton São Francisco (CSF), tendo nas setas a representação dos principais esforços tectônicos atuantes (modificada de Brito Neves *et al.*, 2000).

O movimento extensional, conhecido como Tafrogênese Estateriana que ocorreu no Supercontinente Atlântica, ao final do Paleoproterozoico (Figura 2), foi responsável pela geração de grandes riftes, associados a vulcanismo e plutonismo, resultando na separação de diferentes fragmentos litosféricos. A interação convergente entre os maiores segmentos, norte e sul do Supercontinente Atlântica durante o Neoproterozoico Inferior, acarretou subdução, colisão e transpressão, sendo responsável pela formação da Faixa Dobrada Cariris Velho (hoje Zona

Transversal da Província Borborema) ou Orógeno Cariris-Velho (Bizzi *et al.*, 2003). Segundo Brito Neves *et al.* (2000) e Jardim de Sá (2006), a tectônica convergente conhecida como Orogênese Cariris Velho resultou na formação do Supercontinente Rodínia, com cavalgamento e transporte tectônico para NW desenvolvendo *nappes* empilhadas, gerando espessamento crustal e metamorfismo de alta pressão (Bizzi *et al.*, 2003). Durante o Neoproterozoico Intermediário e Superior, o Rodínia sofreu processo tafrogênico, individualizando segmentos litosféricos, e promoveu o fechamento de bacias continentais, caracterizando a Orogenia Brasileira (final do neoproterozoico) na região da Província (Brito Neves *et al.*, 2000).

Após a quebra do Rodínia, os blocos continentais (São Francisco-Congo, Oeste Africano e Amazonas) colidiram para formar os supercontinente Gondwana Oeste (Leste da África – Nordeste da América do Sul) e Gondwana Leste (Índia-Austrália-Antártica) antes da junção final do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (Hoffman, 1991; Dalziel, 1991; McWilliams, 1981 *apud* Oliveira *et al.*, 2010; Neves, 2003; Neves *et al.*, 2006; Brito Neves e Cordani, 1991; Jardim de Sá, 1994), Ciclo Brasileiro (Trompette, 1994). Esta fase pós-brasiliana é caracterizada por atividades extrusivas tardias, e pelo modelamento final dos domínios e terrenos na Província Borborema.

A evolução tectono-sedimentar do Atlântico Sul está relacionada com a ruptura do Supercontinente Gondwana (Figura 3) que culminaram na formação de crosta oceânica, a separação dos continentes sul-americano e africano (Costa *et al.*, 2007a,b), e a reativação de extensas zonas de cisalhamento brasileiras, ocasionando a principal fase de estiramento e ruptura crustal (Matos, 1999). Esse processo de rifteamento Sul Atlântico, na Província Borborema, é marcado por intensa deformação, resultando na formação de diversas bacias tipo rifte alinhadas NE (Matos, 1999), as bacias Sergipe-Alagoas, rifte de margem ativa, e das bacias Tucano e Jatobá, que constituem parte do rifte abortado Sul-Atlântico (Costa *et al.*, 2007a,b), estas presentes na área de estudo, e com ligação genética com o Sistema rifte do Oeste Africano, comprovado por distribuição cronológica e estratigráfica (Matos, 1999). A evolução do sistema de rifteamento conduziu ao contexto geológico de margem continental passiva, com afinamento crustal nos limites norte e leste da

Província Borborema, e transição da crosta continental para oceânica nas áreas costeiras adjacentes (Matos, 1999).

Jardim de Sá (1994) constatou que as deformações extensionais na crosta superior são fortemente influenciadas por herança complexa do Proterozoico. Sendo assim, o evento tectônico que causou a separação entre América do Sul e África, reativou uma rede complexa de zonas de cisalhamento e faixas dobradas com *trend* nordeste e zonas regionais de cisalhamento com *trend* E-W. Essas zonas de cisalhamento e os diferentes tipos de terrenos (maciços de gnaisse-migmatito/granulito e faixas dobradas frágeis vulcano-metassedimentares) causam heterogeneidades na crosta (Matos, 1999).

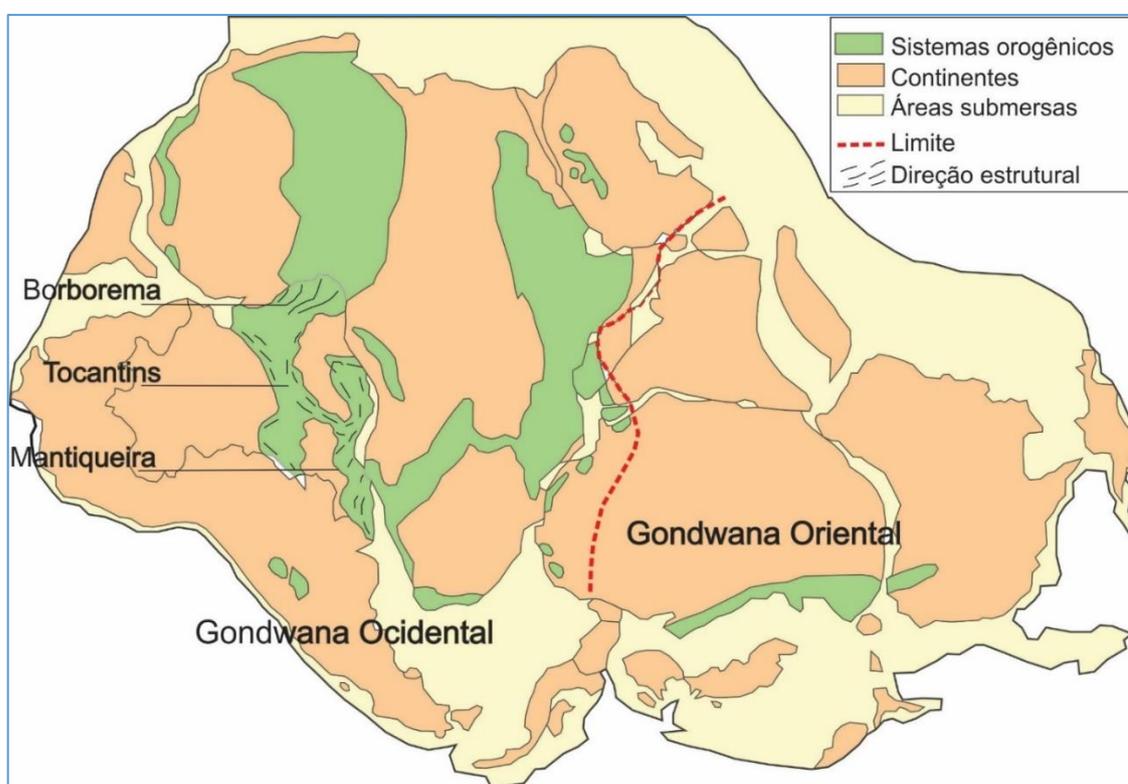


Figura 3 – Supercontinente Gondwana com a representação das áreas continentais, e sistemas orogênicos, mostrando a localização da Província Borborema, quando ainda estava colada no continente Africano (modificado de Hasui, 2010).

2.1.2. Província Borborema

A Província Borborema apresenta uma posição intracratônica, com continuidade no continente africano. Sua evolução geotectônica é bastante complexa, com blocos gnáissicos-migmatíticos arqueanos-paleoproterozoicos e faixas dobradas

meso-neoproterozoicas associados a granitoides e intensa deformação neoproterozoica – Ciclo Brasileiro (Brito Neves, 1975; Jardim de Sá, 1994; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003). As supracrustais podem ser de contextos de rifte de margem continental passiva e ativa, incluindo magmatismo (vulcanismo e plutonismo) de arco e restos ofiolíticos. Algumas faixas crustais são, localmente, constituídas de coberturas paleo a mesoproterozoicas segundo Schobbenhaus e Brito Neves (2003). Devido à sua dimensão e controle dos *trends* estruturais em toda a província, merecem destaque as zonas de cisalhamento conhecidas como Lineamentos Pato e Pernambuco, e Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (um segmento do Lineamento Transbrasileiro).

A complexidade estratigráfica e geocronológica que apresentam os compartimentos tectônicos que constituem a Província Borborema despertaram o interesse de vários autores a utilizarem informações de geocronologia (Van Schmus *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2010) e geofísica para melhorar as interpretações, entender a correlação entre as estruturas e definir zonas de cisalhamento que pudessem representar zonas de sutura entre diferentes terrenos tectônicos, melhorando a concepção de terrenos tectono-estratigráficos. Entre os autores que utilizaram a geofísica como ferramenta para auxiliar no entendimento do comportamento geotectônico podemos citar, Santos (2000) e Santos *et al.* (2000) com interpretações de dados magnetométricos e gravimétricos de Oliveira e Santos (1999) e Oliveira *et al.* (2000), além de Medeiros (2004), com valiosas contribuições no entendimento da evolução da Província.

2.1.3. Compartimentação da Província Borborema

Uma das primeiras divisões ocorreu em 1983 por Brito Neves, dividindo a província em domínios tectônicos separados por importantes zonas de cisalhamento. Em 1994, Jardim de Sá *et al.*, separaram a província em cinco domínios tectônicos balizados pela complexidade e heterogeneidade dos terrenos que apresentavam evolução distintas. Estes domínios foram limitados por zonas de cisalhamento, porém com a sobreposição da deformação e magmatismo brasileiro. Esta divisão é aceita pela maioria dos pesquisadores, independente da evolução da Província.

Desta forma, temos de sul para norte os Domínios (Van Schmus *et al.*, 2011; Neves, 2015; Neves, 2016; Figura 1): 1) Sul ou Externo, limitado a sul pelo Cráton

São Francisco e a norte pelo Lineamento Pernambuco, do Domínio Transversal; 2) Zona Transversal ou Central, limitado a norte do Domínio Rio Grande do Norte pelo Lineamento Patos; 3) Rio Grande do Norte, não tendo um limite bem definido para com o Ceará Central (podendo ser a Zona de Cisalhamento Porto Alegre para Jardim de Sá, 1994, ou a Zona de Cisalhamento Jaguaribe para Santos *et al.*, 2000); 4) Ceará Central, separado a oeste do Domínio Médio Coreaú pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II; 5) Médio Coreaú.

Devido à localização das estações sismográficas utilizadas neste trabalho (Figura 1) apenas serão abordados e descritos os domínios Zona Transversal e Sul da Província Borborema.

2.1.4. Domínio Zona Transversal

É o segmento crustal limitado a norte e oeste pelo Lineamento Patos, e a sul pelo Lineamento Pernambuco, e a leste pelas bacias costeiras (Figura 1). Possui o formato lenticular e direção E-W. Segundo a subdivisão adotada, é composta pelos terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó, Piancó-Alto Brígida e Rio Capibaribe, amalgamados durante os eventos Orogênicos Cariris-Velhos e Brasileiro (Brito Neves *et al.*, 2000; Jardim de Sá, 2006). Configura-se com um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes com movimentos destrais E-W, e preferencialmente sinistrais NE-SW (Bizzi *et al.*, 2003).

O Terreno Alto Moxotó (Figura 1) possui escasso magmatismo granítico Neoproterozoico, predominando litotipos paleoproterozoicos relacionados às rochas metassedimentares do Complexo Sertânia, sequências metapelíticas com fácies migmatíticas, e aos complexos metaplutônicos Floresta e Cabaceiras, ortognaisses TTG (Bizzi *et al.*, 2003).

2.1.5. Domínio Sul

Ou Domínio Meridional da Borborema (Brito Neves e Silva Filho, 2019), o extremo sul da Província Borborema, está situada a sul do Lineamento Pernambuco, compreende os terrenos mesoproterozoicos Pernambuco-Alagoas, Canindé-Marancó e Monte Orebe, e as faixas neoproterozoicas Riacho do Pontal e Sergipana.

O Terreno Pernambuco-Alagoas é limitado a norte pelo Lineamento Pernambuco, a sul por zonas de cisalhamento contracionais com o Terreno Canindé-

Marancó, e a oeste pelo Terreno Riacho do Pontal, constituindo-se assim, no maior conjunto tectônico deste Domínio (Figura 1). O rifte Tucano-Jatobá corta o terreno dividindo em dois segmentos, leste e oeste. É formado por terrenos arqueanos, remanescentes de granito-*greenstone*, tratos de embasamento paleoproterozóico importantes, restos de faixas móveis brasileiras e frações de arco magmático (Brito Neves e Silva Filho, 2019). Esses complexos são cortados por grandes batólitos graníticos brasileiros.

O Terreno Sergipano ou Faixa de Dobramentos Sergipana ou, atualmente, Sistema Orogênico Sergipano tem formato triangular e direção ESE-WNW, está localizado no extremo sul da Província Borborema entre o CSF, a sul, e o Terreno Pernambuco-Alagoas, a norte, sendo resultado da colisão entre o Cráton Congo-São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, terrenos alóctones e blocos gnáissicos durante a Orogenia Brasileira-Pan Africana (com auge entre 670 e 560 Ma; Brito Neves, 1975; Davison e Santos, 1989; Oliveira *et al.*, 2010).

O Sistema Orogênico Sergipano constitui uma bacia de margem passiva assimétrica, resultado da evolução clássica de um orógeno colisional contínuo, gerada e deformada durante o Neoproterozoico, apresenta preenchimento ocorrido durante tectônica extensional, e evolução até a abertura de um oceano (D'el-Rey Silva, 1995).

A utilização de zonas de cisalhamento neoproterozoicas para separar os principais terrenos é aceite pela maioria dos autores, são elas: Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM; Davison e Santos, 1989; Silva Filho, 1998; D'el-Rey Silva, 1995; Santos *et al.*, 1998). Sendo assim, para este trabalho está sendo adotada a compartimentação que compreende sete terrenos, de sul para norte: Estância, Vaza Barris, Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé (Davison e Santos, 1989; Silva Filho, 1998), Rio Coruripe e Viçosa (Silva Filho e Torres, 2002).

Resultante da colisão oblíqua entre o Terreno Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco, as unidades meso-neoproterozoicas sofreram cisalhamento simples progressivo tangencial, com cavalgamento do Terreno Canindé-Marancó sobre as rochas metassedimentares da Sistema Orogênico Sergipano, e desta sobre o Cráton São Francisco (Jardim de Sá *et al.*, 1986).

2.1.6. Margem Continental e Bacias Interiores

A separação dos continentes (fase inerente ao Ciclo de Wilson; Dewey e Burke, 1974), geralmente, envolve mudanças no movimento global das placas tectônicas produzidas por variações na natureza e direção das forças responsáveis por estes movimentos (Kearey e Vine, 1996). O afinamento crustal ou litosférico, seu rifteamento e a separação dos continentes pode ser explicado de duas formas: 1) pelo modelo de rifte ativo, onde a separação é conduzida por soerguimento convectivo da astenosfera, ou seja, plumas do manto levam ao rifteamento e separação, ou; 2) pelo modelo de rifte passivo, onde forças horizontais produzidas à distância pela interação de larga escala entre as placas, iniciam e conduzem para o rifteamento.

De acordo com Windley (1984), as regiões mais propensas a causar a quebra dos continentes são antigas feições estruturais continentais como zonas de cisalhamento, faixas dobradas, etc. Porém, para Kearey e Vine (1996), para que a ruptura ocorra nestas regiões de estruturas antigas é necessário que estejam próximas do local do rifteamento.

Considerando que ocorreu rotação das placas rígidas América do Sul e África (Szatmari *et al.*, 1987; Françolin e Szatmari, 1987), temos duas idades diferentes de abertura do Oceano Atlântico que se deu no início do Cretáceo; Neocomiano-Barremiano para a porção sul, e Aptiano-Albiano para a porção equatorial (Asmus e Porto, 1972; Szatmari *et al.*, 1987). Contudo, Matos (1992) e Matos (1999) pondera que, no sistema de riftes, o comportamento das placas não foi rígido e, que as bacias tipo rifte, instaladas ao longo de 600 km de deformação, são fortemente afetadas pela herança tectônica das estruturas pré-cambrianas. Estas estruturas, devido a heterogeneidade, induziram difusos eventos sedimentares e magmáticos. De acordo com Matos (1999), a maioria dos eventos de extensão nestes riftes foram marcados pela presença de semi-grábens distribuídos em três eixos principais denominados *Trend* Gabão-Sergipe-Alagoas, *Trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá e *Trend* Cariri-Potiguar. Espessos pacotes sedimentares se depositaram nos *Trends* Gabão-Sergipe-Alagoas, que evoluiu para fase final de deriva continental, e Recôncavo-Tucano-Jatobá, abortado quando da ruptura final do Cráton São Luís-Oeste Africano (Oliveira, 2008).

2.1.7. Sistema Orogênico Sergipano (SOS)

Inicialmente foi interpretada como um geossinclinal (Humphrey e Allard, 1968; Silva Filho *et al.*, 1978, Silva Filho e Brito Neves, 1979), depois como colagem de domínios litoestratigráficos (Santos *et al.*, 1988; Davison e Santos, 1989), ou como *fold-thrust belt* Neoproterozóico, resultante de inversão de margem passiva localizada na borda nordeste da antiga Placa São Francisco (D'el-Rey Silva, 1999).

Santos *et al.* (1988) e Davison e Santos (1989) foram os primeiros a identificar compartimentos limitados por zonas de cisalhamento neoproterozoicas no Sistema Orogênico Sergipano. Face à dificuldade em estabelecer a correlação estrutural e estratigráfica entre estes vários segmentos, esses autores preferiram designá-los de domínios tectono-estratigráficos. Foram identificados, de sul para norte: o Cráton do São Francisco e sua cobertura neoproterozoica que integra os terrenos Estância, Vaza Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (D'el-Rey Silva, 1995; Santos *et al.*, 1998), estes delimitados por descontinuidades estruturais profundas como zonas de cisalhamento contracionais oblíquas de alto ângulo, sinistrais, a saber (Figura 1): ZCI, ZCSMA, ZCBMJ, e ZCM (Davison e Santos, 1989; Silva Filho, 1998).

Para Oliveira *et al.* (2010), o início do SOS se dá com a quebra continental no Paleoproterozoico, seguida de desenvolvimento de arco continental (Mesoproterozoico) possivelmente na margem do Terreno Pernambuco-Alagoas. O processo extensional deu origem à: 1) intrusões graníticas tipo-A e rochas sedimentares associadas à margem do Terreno Poço Redondo-Marancó; 2) entre esses terrenos, uma sequência vulcano-sedimentar denominada Terreno Canindé e; 3) uma margem passiva na borda sul do Terreno Pernambuco-Alagoas (quartzitos basais no Terreno Macururé). Uma segunda margem passiva foi formada no Cráton São Francisco – Terreno Vaza Barris. A ausência de ofiolito sugere um assoalho basáltico totalmente consumido pela subducção que configurou um arco magmático continental entre 630 e 620 Ma e para a separação das margens passivas (D. Macururé e D. Vaza Barris). Entre 615 e 570 Ma ocorreu exumação e erosão do T. Pernambuco-Alagoas, e dos 3 últimos terrenos do Sistema Orogênico Sergipano (Canindé, Poço Redondo-Marancó e Macururé), permitindo a deposição de sedimentos clásticos nos terrenos Estância e Vaza Barris, estes três tendo como base o Cráton São Francisco (D'el-Rey Silva, 1992, 1995, 1999; Oliveira *et al.*, 2010; Argollo

et al., 2012). A Figura 4 mostra a configuração final do que Oliveira *et al.* (2010) sugerem para o Sistema Orogênico Sergipano.

Os terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé são compostos por rochas metassedimentares, e os terrenos Marancó, Poço Redondo e Canindé somente por rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas) e sedimentares metamorfisadas em médio a alto grau (Oliveira *et al.*, 2010), tendo como embasamento o CSF (Santos *et al.*, 1988; D'el-Rey Silva, 1992, 1995, 1999; Oliveira *et al.*, 2010).

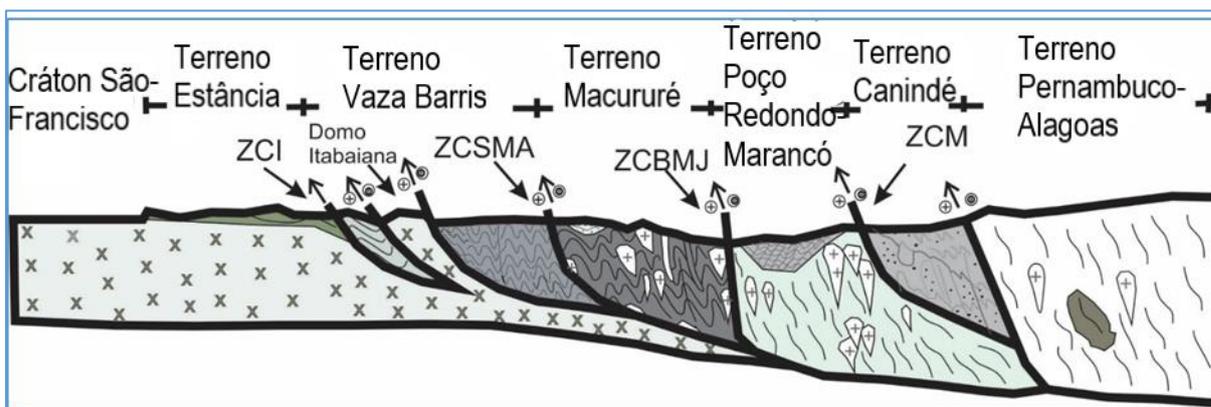


Figura 4 - Configuração final resultado da evolução geotectônica do Sistema Orogênico Brasileiro (modificado de Oliveira *et al.*, 2000).

Os terrenos Estância, Vaza Barris, Macururé e Poço Redondo são os únicos representados na área do Projeto Geoterm no Estado de Sergipe. Eles são constituídos predominantemente por rochas sedimentares. O grau metamórfico desses terrenos aumenta de sul para norte, desde a ausência de metamorfismo a fraco grau metamórfico (fácies xisto verde) no Terreno Estância, fácies xisto verde no Vaza Barris, e, finalmente, fácies xisto verde a anfibolito no Macururé, onde, segundo Oliveira (2008) e Oliveira *et al.* (2010), alcança condições de fácies granulito mais ao norte, já no Estado de Alagoas.

Terreno Estância – porção mais a sul do Sistema Orogênico Sergipano, apresenta sedimentos depositados sobre a borda do CSF em não conformidade. É considerado raso (4 km; Argollo *et al.*, 2012) e de baixo metamorfismo no processo de dobramento. Segundo Brito Neves *et al.* (1977), Figueiredo e Barbosa (1993) e Oliveira *et al.* (2010) os sedimentos são pouco deformados, sendo que as formações mais superiores, em especial a Formação Palmares, foram depositadas em antepaís

de margem passiva do cráton. D'el-Rey Silva (1999) a Argollo *et al.* (2012) sugerem aproximadamente 3,5 km de espessura de sedimento para este terreno.

Terreno Vaza Barris – mais deformado que o D. Estância, repousa em não conformidade sobre rochas do Domo Itabaiana-Simão Dias de idade Arqueana (Oliveira *et al.*, 2010), este por sua vez sobre o CSF (D'el-Rey Silva, 1995; Oliveira *et al.*, 2010), com espessura estimada de sedimentos para este terrenos de 3 km (D'el-Rey Silva, 1999; Argollo *et al.*, 2012)

Terreno Macururé – as formações constituídas essencialmente por sedimentos que constituem este Terreno estão assentados sobre rochas do Domo Jirau do Ponciano, que por sua vez está assentado sobre o CSF (D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira *et al.*, 2010). Segundo Oliveira *et al.* (2010), apresenta um número significativo de intrusões graníticas, que datadas por Guimarães *et al.*, (1997 *apud* Oliveira *et al.*, 2010) sugerem ter surgido por sucessivos pulsos magmáticos durante o Brasiliano. Estimasse 10 km de espessura de sedimento sobre o embasamento (D'el-Rey Silva, 1999; Argollo *et al.*, 2012).

Terreno Poço Redondo e Marancó – o terreno Poço Redondo representa o embasamento (complexo migmatítico) do terreno Marancó, que é constituído essencialmente rochas meta-sedimentares (Oliveira *et al.*, 2010).

Terreno Canindé – a origem deste terreno é controversa, passando por ofiolito, arco de ilha e magmatismo intracontinental, contudo, datações U-Pb associada com geoquímica das rochas indicam uma assinatura continental (Oliveira e Tarney, 1990), sequência rifte posteriormente deformada e acrescida ao Terreno Poço Redondo-Marancó.

O metamorfismo no SOS apresenta variações diminuindo para sul, até o CSF, e sendo menor nas rochas metassedimentares dos terrenos Estância e Vaza Barris (Lima *et al.*, 2017). Análise cinemática e geométrica em escalas micro e mesoscópica realizadas na porção nordeste do Sistema Orogênico Sergipano mostraram a existência de quatro fases deformacionais, que resultaram em inversão de transporte tectônico e imbricamento de complexos metavulcano-sedimentares (Lima *et al.*, 2017), provavelmente no período de 628 a 570 Ma (Oliveira *et al.*, 2010).

De acordo com Bueno *et al.* (2009), datações de granitos intrudidos no Sistema Orogênico Sergipano e na Província Borborema indicam que, enquanto os granitos do SOS intrudiam em regime compressivo, no norte da Província Borborema os granitos foram colocados sob condições extensionais relacionadas a zonas de cisalhamento regionais. Segundo Oliveira *et al.* (2010), este contraste de intrusões das rochas graníticas neoproterozoicas contemporâneas são mais bem explicados pela combinação de colisão continente-continente e extrusão tectônica.

2.1.8. Estrutura Crustal na Província Borborema

Devido sua complexidade estrutural, a Província Borborema tem sido alvo de diferentes estudos com focos multidisciplinares com o objetivo de melhorar os mecanismos de evolução estrutural. Contudo, o entendimento sobre a arquitetura crustal detalhada da entidade geotectônica continua em discussão.

Lineamentos gravimétricos margeando a costa continental leste mostram o afinamento crustal implantado durante a deriva continental, separação Brasil-África. Entretanto, segundo Moreira *et al.* (1989) e Mohriak *et al.* (1995), as taxas de afinamento são diferentes dependendo da região, sugerindo processos distensionais de ruptura diferentes durante os estágios iniciais da abertura do Oceano Atlântico. Castro *et al.* (1998), sugere que as diferenças de ângulos entre as direções de extensão e rifteamento pode causar estas variações na taxa de afinamento crustal.

O primeiro estudo da estrutura da crosta e litosfera utilizando função do receptor no Brasil ocorreu através do Projeto “Estudos sísmicos da litosfera continental no sudeste do Brasil”, por James *et al.* (1993). A partir deste momento, uma série de estudos da estrutura da crosta e do manto superior foram desenvolvidos para entender a dinâmica da formação geotectônica do país.

Estudos geofísicos na Província Borborema basicamente tiveram início na década de 90, com levantamento sísmico de reflexão profunda de Matos (1992) que forneceu informações importantes para a compreensão do rifteamento continental, com enfoque na geotectônica e estrutural da Província. Para Mohriak *et al.* (1995), os perfis de reflexão sísmica profunda na Bacia de Sergipe sugerem um afinamento crustal brusco na região.

Mapas gravimétricos de Castro *et al.* (1998) estimaram profundidades da crosta entre 26-30 km. Em 1998, Mooney *et al.* sugeriram que a Província Borborema é uma região de crosta estendida, e que a espessura crustal está entre 28 e 32 km. Mohriak (2003) estudaram gravimetria num perfil que parte do Cráton São Francisco, passando pela Bacia Tucano, embasamento, até a Bacia Sergipe-Alagoas, estimando a profundidade crustal no embasamento entre as bacias variando de 25 a 30 km. Soares *et al.* (2009) utilizando uma linha sísmica de refração estabeleceu espessuras entre 28 e 35 km. Estudos da espessura crustal utilizando como método a função do receptor (França *et al.*, 2006; Novo Barbosa, 2008; Pavão, 2010; Albuquerque 2014; Almeida, 2014; Luz, 2015) apresentaram resultados que variam de 29 a 44 km (Tabela 1), sendo que Almeida (2014) e Luz *et al.* (2015) correlacionaram as espessuras com o Planalto Borborema, a região de maior elevação.

A integração de dados de espessura crustal publicados no Brasil serviram de ponto de partida para Pavão *et al.* (2012) e Assumpção *et al.* (2013), através de interpolação, construírem mapas de contornos da descontinuidade de Moho para o país, indicando que a espessura crustal média para região estudada neste trabalho varia entre 30 e 40 km. Pavão *et al.* (2012) detalha métodos de interpolação, sugerindo a *krigagem* como melhor método para representar espacialmente a espessura crustal, mesmo em áreas com pequeno número de dados.

Pesquisas sobre valores de espessura crustal, razão V_p/V_s e V_p (Tabela 1), a partir de artigos, teses e dissertações mostra que existe uma quantidade significativa de estudos de função do receptor na Província Borborema, além de, informações de ondas de superfície, sísmica de refração e reflexão, gravimetria e magnetometria. Contudo, poucos são os resultados e pesquisa na porção sul da Província (Figura 5). Valores de V_p estimados foram utilizados como base para o cálculo das espessuras crustais e razão V_p/V_s .

Variações de espessura crustal encontradas para a Província Borborema em dados históricos são da ordem de 18 km, entre 26 e 44 km (Tabela 1; Figura 5). Nota-se que os primeiros estudos realizados estimaram espessuras menores do que as que são estimadas atualmente, porém esta variação depende também da região da Província onde as pesquisas foram realizadas. As estimativas de razão V_p/V_s

apresentam variações menores, com diferença entre o menor e maior valor da ordem de 0,25, e média de velocidade de ondas P igual a 6,4 km/s.

Tabela 1 – Histórico de trabalhos de estudo da crosta realizados na Província Borborema mostrando os métodos de pesquisa, autores, espessuras (H) e velocidade de onda P e razão Vp/Vs, quando existente.

	Método	Referência	H (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
PROVÍNCIA BORBOREMA	Sísmica de reflexão	Matos (1992)	28		
	Sísmica de reflexão	Mohriak <i>et al.</i> (1995)	28,8		
	Gravimetria	Castro <i>et al.</i> (1998)	26-30		
	Sísmica de refração	Mooney <i>et al.</i> (1998)	28-32		
	Gravimetria	Mohriak <i>et al.</i> (2003)	25-30		
	Ondas de superfície	Vilar <i>et al.</i> (2003)	26-40		
	Mag e gravi aérea	Oliveira <i>et al.</i> (2005)	26-34		
	Função do receptor	França <i>et al.</i> (2006)	30-33	6,4	1,71 a 1,92
	Função do receptor	Novo Barbosa (2008)	29-33,5	6,4	1,67 a 1,8
	Sísmica de refração	Soares <i>et al.</i> (2009)	28-35		
	Sísmica de refração	De Lima (2011)	30,7 a 34,5	6,37 a 6,45	1,67 a 1,82
	Função do receptor	Pavão (2010)	29-36,6	6,3	
	Função do receptor	Albuquerque (2014)	33,7-44		
	Função do receptor	Luz (2015)	30,3-40,1		

Para a descontinuidade intracrustal, utilizando função do receptor na Província Borborema, são encontradas espessuras variando entre 9 e 18 km nos estudos de Almeida (2014), e entre 11,2 e 21,7 km no trabalho de Pavão *et al.* (2013).

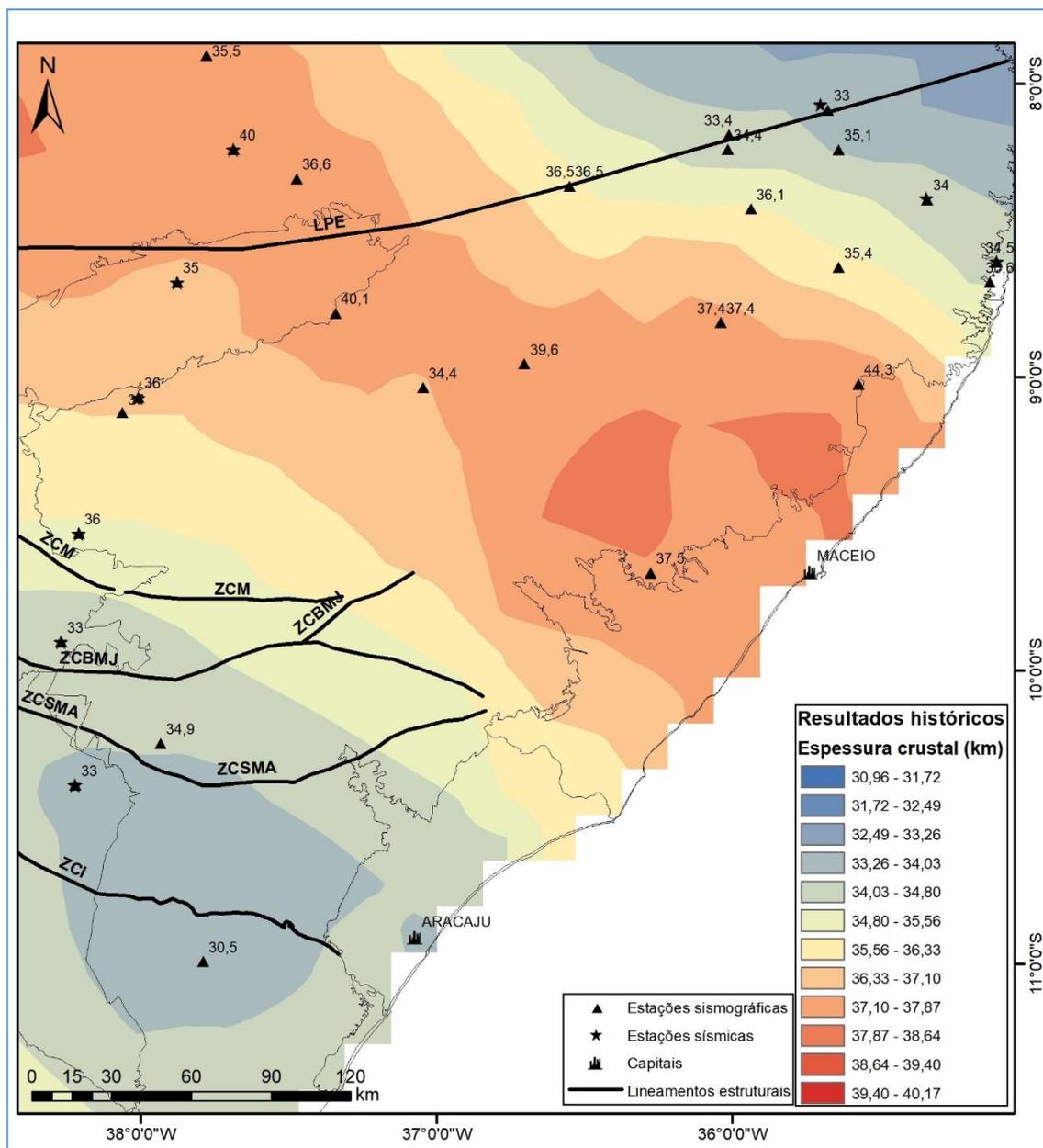


Figura 5 – Mapa de estimativas de espessura crustal produto da interpolação por *krigagem* dos dados históricos provenientes de pesquisa bibliográfica e apresentam espessuras estimadas a partir de FR (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) e refração sísmica (Soares *et al.*, 2011), na porção sul da Província Borborema.

2.2. Rede Sismográfica Geoterm

As formas de onda utilizadas foram gravadas pelas estações sismográficas de banda-larga da Rede Geoterm, que consiste de 10 conjuntos de sismômetros com registradores, sendo dois modelos distintos (um da RefTek – 151-120 com DAS-130; e outro da Kinometrics – STS2 e STS2.5 com Quanterra Q330) emprestados do PegBr (Pool de equipamentos geofísicos do Brasil – ON-MCT; Fianco *et al.*, 2015), e

instalados pela equipe do Departamento de Física da Terra e Meio Ambiente (DFTMA-UFBA) em conjunto com o Promob-CENPES-Petrobras, para atender o Projeto denominado: “Fluxo de calor e distribuição vertical de produção de calor no embasamento adjacente e no interior da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas (Geoterm-SeAl)”. O tempo de operação das estações variam entre 4 meses e 3 anos (Tabela 2), e possuem gravação contínua de localização por GPS.

A metodologia empregada para instalação e montagem da rede sismológica Geoterm foi bastante criteriosa a fim de abranger todos os critérios do fabricante do equipamento, exigências do estudo para o qual foram instaladas e eventuais falhas que pudessem acontecer e prejudicar o andamento do registro. Para isso, seguiu-se os seguintes passos/critérios:

- Escolha dos locais de instalação: foram escolhidos locais sobre afloramentos, com pouca movimentação de pessoas e máquinas, ou seja, longe de fontes de ruídos e que tivessem alguma segurança, além de áreas características de diferentes terrenos geológicos entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá (Figura 1);
- Instalação física das unidades: foi feito o nivelamento e acomodação do sensor sobre base de concreto, a orientação geográfica com posicionamento do norte do equipamento (Figura 6), acomodação do registrador (Figura 7), proteção da estação sismológica e isolamento da área (Figura 8);
- Teste dos equipamentos em tempo real. Verificação da detectabilidade do sismômetro e seu registro.

A partir da lista de eventos registrada e divulgada pelo IRIS (Incorporated Research Institution for Seismology), selecionado um evento ocorrido durante a operação da estação, verifica-se se houve o registro, além da relação sinal/ruído apresentada pelo sismograma gerado, atestando assim a viabilidade do equipamento, local escolhido e configurações utilizadas.

Também foram registrados pelas estações sismográficas da Rege Geoterm sismos locais de pequena magnitude (Figura 9), refletindo sismos reportados pelo Boletim Sísmico Brasileiro (BSB), divulgado no portal do Centro de Sismologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP).



Figura 6 – Fotografia tirada durante a instalação e posicionamento do sismômetro de uma determinada estação sismográfica da Rede Geoterm sobre base de concreto e afloramento de rocha, em região isolada de ruído.



Figura 7 – Registro fotográfico da acomodação do sensor registrador e da bateria armazenadora de energia obtida através de painel solar.



Figura 8 – Registro fotográfico da estação sismológica instalada. O sismômetro encontra-se posicionado dentro da caixa isolada de madeira, e registrador acomodado sobre a pilha de tijolos coberto por camada de areia, com caixa de proteção.

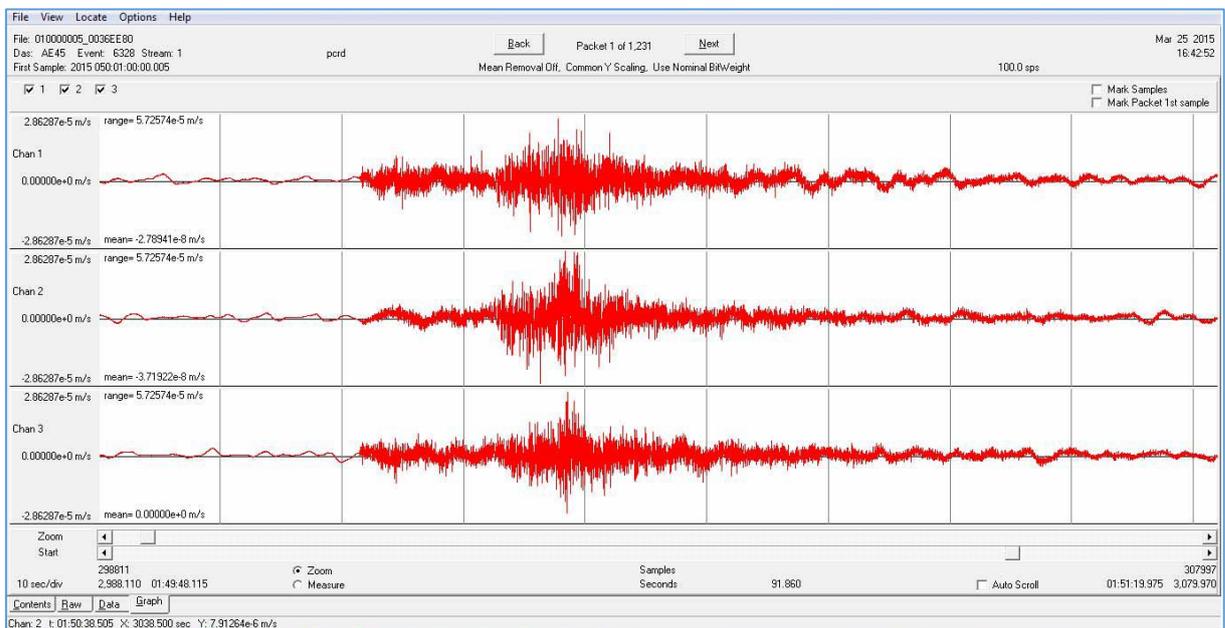


Figura 9 - Evento sísmico registrado na estação PCRD, ocorrido na região de Arapiraca-AL no dia 19/02/2015, à 1:49:51, com magnitude mR = 2,3 e reportado pelo Boletim Sísmico Brasileiro (BSB), divulgado no portal do Centro de Sismologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP).

Durante o período de operação da Rede, algumas estações apresentaram problemas técnicos e foram desativadas, caso das estações ESCA e ITBA que não forneceram dados suficientes e de qualidade para o processamento. A estação PRPG foi substituída durante o período de operação, tendo um *gap* de dados, porém com registros suficientes e de qualidade para serem trabalhados. Outras estações foram instaladas ao longo do período de operação da Rede Geoterm, sendo uma próxima à ITBA, denominada ITB2 e outra denominada BOQI, essas operando por cerca de 10 meses. Estas três estações (ITB2, BOQI e PRPG) não foram trabalhadas durante a produção do primeiro artigo, já publicado (Fianco *et al.*, 2019), porém para a segunda etapa do trabalho, tiveram seus registros processados utilizando os mesmos procedimentos das estações anteriores, assim como as estações NBAN, NBLA e NBTA, que pertencem à Rede Sismográfica Brasileira (RSBR, sob responsabilidade do Laboratório Sismológico da UFRN), e encontram-se dentro da área de estudos.

Tabela 2 – Estações da Rede Geoterm, além das estações NBLA, NBAN e NBTA (RSBR), com informações de posicionamento geográfico, período de funcionamento e terreno tectônico sobre o qual foram instaladas.

Estação	LAT (m)	LONG (m)	Altitude (m)	Início	Fim	Domínio Tectônico
CRDO	-10,23	-36,88	11,00	30/05/14	26/04/17	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Macururé
TBBR	-11,22	-37,95	186,00	19/04/14	19/09/16	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Estância
CRBA	-9,59	-36,87	196,00	30/05/14	27/04/17	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Rio Coruripe
PCRD	-9,83	-37,66	275,00	31/05/14	28/04/17	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Poço Redondo
TCRT	-8,99	-37,85	343,00	19/06/14	28/04/17	Domínio Sul/Terreno Pernambuco-Alagoas
QPPA	-8,87	-36,08	560,00	27/07/14	27/04/17	Domínio Sul/Terreno Pernambuco-Alagoas
SRTA	-8,04	-37,31	629,00	27/07/14	04/12/14	Domínio Zona Transversal/Terreno Alto Moxotó
ITB2	-10,65	-37,39	177,00	12/08/17	18/06/18	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Vaza Barris
PRPG	-10,65	-37,87	408,00	17/03/17	21/06/18	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Vaza Barris
BOQI	-11,18	-37,64	99,00	27/05/17	27/03/18	Cráton São Francisco
ESCA	-8,33	-35,16	90,00	27/05/17	27/03/18	Domínio Sul/Terreno Pernambuco-Alagoas
NBAN	-9,67	-36,28	261,00	01/08/11	Ativa	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Rio Coruripe
NBLA	-10,99	-37,79	196,00	01/09/11	Ativa	Domínio Sul/Sistema Orogênico Sergipano/T. Estância
NBTA	-9,12	-38,06	346,00	01/07/11	Ativa	Domínio Sul/Terreno Pernambuco-Alagoas

2.3. Sismologia

A Função do Receptor (FR) iterativa no domínio do tempo foi utilizada para estimar a espessura crustal, bem como a razão V_p/V_s devido a sua simplicidade e rapidez na obtenção dos traços e na identificação das fases convertidas e reverberadas (Ligorria e Ammon, 1999), não necessitando análise individual das fases, e sendo sensível à variação de velocidade entre a crosta terrestre e o manto

(descontinuidade Moho). A qualidade do método foi comprovada por Ligorria e Ammon (1999) e, no Brasil, Albuquerque (2014) mostrou resultados utilizando a metodologia, em especial para estações de banda-larga e com boa razão sinal-ruído. Com relação ao método de empilhamento Hk de Zhu e Kanamori (2000), este foi escolhido devido à grande quantidade de traços que podem ser processados rapidamente, sem que haja a necessidade de identificar o tempo de chegada das fases de interesse e, o empilhamento de traços de FR de diferentes distâncias e azimute, suprimindo variações laterais de estrutura, e assim gerando modelos crustais médios.

Mudanças de velocidade das ondas S em meios heterogêneos interferem nas velocidades de grupo e fase das ondas de superfície, assim como a profundidade afeta as ondas Rayleigh e Love, que são formadas pela interação das ondas de corpo com a superfície. Pequenas perturbações da onda S geram grandes mudanças de velocidade de grupo, assim, através das curvas de dispersão de ondas de superfície (Herrmann, 1987) é possível estudar a estrutura da Terra e, diferentes escalas de profundidade.

A inversão conjunta da função do receptor e dispersão de ondas de superfície fornece em uma dimensão o perfil da profundidade da crosta versus velocidade da onda cisalhante, sendo para isso necessário dados de função do receptor de onda P, e velocidade de fase das ondas Rayleigh. Estudos de Özalaybey *et al.* (1997), Julià *et al.* (2003) e Trindade (2019) comprovam a funcionalidade do método.

2.3.1. Função do Receptor

A Função do Receptor inicialmente denominada por Langston (1979) de *P wave equalization* é um método geofísico indireto, composto por séries temporais, que busca inferir estruturas da crosta (estimativa de espessura) abaixo das estações sismográficas através de registros de telessismos (três componentes) ocorridos com distâncias epicentrais entre 30° e 90° (Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984). Este método utiliza deconvolução entre componentes (radial pela vertical) para retirada de influência da assinatura da fonte, da resposta do instrumento e o efeito de propagação distante, isolando a onda S convertida, como se fosse originada de um pulso de onda P incidente na base de uma estrutura local (Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984; Ammon, 1991; França, 2003).

Na Figura 10 é possível observar o que ocorre quando uma frente de onda telessísmica P atinge uma descontinuidade com ângulo próximo a vertical sob uma estação sismográfica. Nesta situação parte da energia da onda P é convertida em onda S (Ps), sofrendo ambas as frentes de onda múltiplas reflexões (reverberações). O registro da onda P (longitudinal) será dominante na componente vertical, e a convertida S (transversal) dominante na componente radial (componentes NS e EW rotacionadas na direção azimutal; França, 2003).

A chegada das fases de ondas convertidas e reverberadas são nomeadas de acordo com o percurso percorrido. A conversão de onda P em onda S na superfície da Moho é denominada fase Ps, e gera a maior amplitude de onda depois da chegada da onda P direta. As reflexões ocorridas na Moho são denominadas com a letra “m” minúscula, sendo as reverberações assim exemplificadas: PpPms, PpSms, PsSms, etc. Com exceção da primeira letra (P direta), as letras minúsculas indicam o percurso da onda para cima, e as maiúsculas, para baixo (França, 2003).

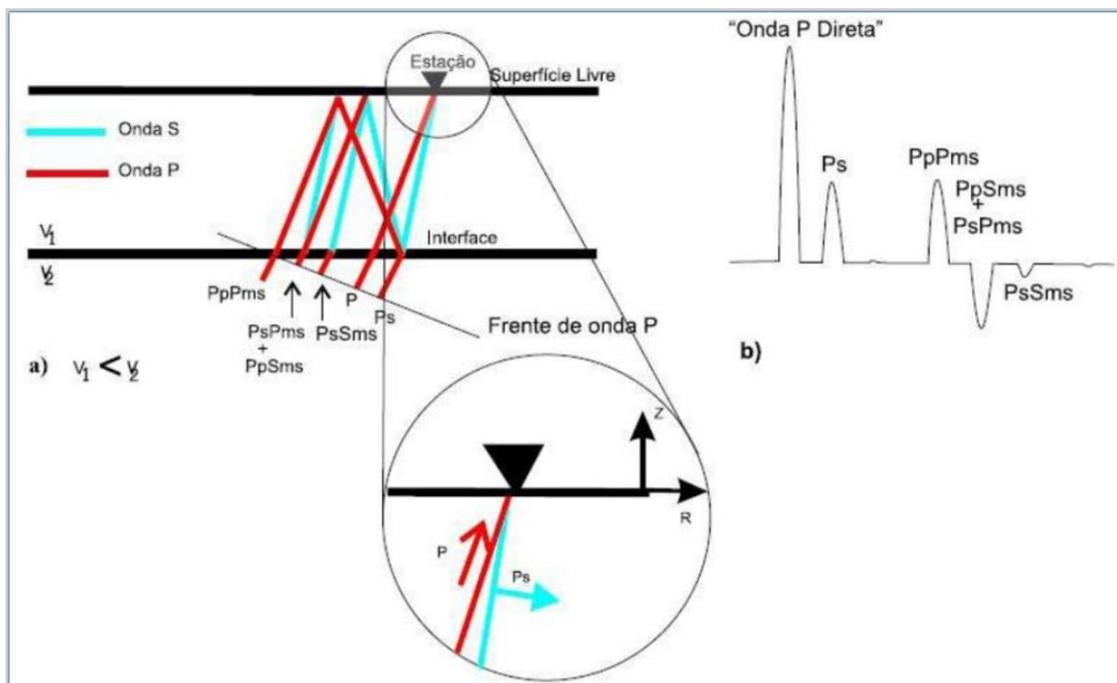


Figura 10 – Diagrama de raio da FR. (a) diagrama de raio simplificado mostrando as principais conversões da onda P em onda S e reflexões múltiplas (PpPms, PsPms + PpSms e PsSms, onde as letras maiúsculas denotam o percurso para baixo, e as minúsculas para cima e, a letra m que representa a descontinuidade Moho. (b) Registro da FR radial referente às reflexões de (a) – traço da FR (França, 2003).

Observa-se que no traço da FR (Figura 10), depois do pico da onda P direta, apenas ondas S chegam à estação. Todas as outras ondas que chegam como P na

superfície, no processo de deconvolução ficam contidas no primeiro pulso da “P direta”. Por isto, o primeiro pulso é conhecido também como “Ponto Zero de Correlação” (França, 2003).

As amplitudes das chegadas em uma função do receptor dependem do ângulo de incidência da onda P incidente e do tamanho dos contrastes de velocidade gerando as conversões (Ps) e múltiplas (PsPms, PpSms, PpPms). Os tempos de chegada das fases convertidas e múltiplas dependem da profundidade do contraste de velocidade, da velocidade de P e S entre o contraste e a superfície e, do ângulo de incidência da onda P, ou parâmetro de raio (Ammon, 1997).

Com o objetivo de tornar as fases horizontais de interesse mais claras, é necessário rotacionar o sismograma na direção de propagação do evento através da mudança do sistema de coordenadas convencional (vertical, norte-sul e leste-oeste) para o sistema ZRT (vertical, radial e transversal). Desta forma o registro preponderante da onda P está na direção vertical (Z) e das fases Ps e múltiplas na direção radial do sistema ZRT. A componente radial apresenta as fases P e S bastante evidentes, praticamente desaparecendo na componente transversal, visto que as componentes são perpendiculares e geram resultantes nula. Porém, em situações reais, isto raramente acontece. Posteriormente, serão tratados os fenômenos de anisotropia crustal e interface inclinada (Porter *et al.*, 2011), e efeito de espalhamento causado por variação lateral de velocidade (Mangino *et al.*, 1993; França, 2003).

Através dos sismogramas é possível conhecer as diferenças de tempo entre as fases P e Ps, e com a velocidade média da onda P na crosta é possível calcular a razão V_p/V_s e também a profundidade da descontinuidade Moho; a FR pode indicar a existência de descontinuidades intracrustais (Pavão, 2010; Pavão *et al.*, 2013, Figura 11) quando utilizados eventos locais, com conteúdo de alta frequência, e registros de ótima qualidade (Assumpção *et al.*, 2002), o que pode contribuir de forma significativa para o entendimento da evolução do terreno, como por exemplo a formação das bacias.

Os resultados obtidos por Langston em 1979 utilizando FR para estudos da crosta, motivou uma grande quantidade de trabalhos que se seguiram para estimar a estrutura da crosta (Owens *et al.*, 1984; Owens e Zandt, 1985; Ammon *et al.*, 1990; Ammon e Zandt, 1993; Zandt e Ammon, 1995), tornando-se posteriormente,

fundamental como ferramenta para determinação de espessura crustal e razão de velocidade V_p/V_s .

Para dados com boa razão sinal-ruído, a maioria dos métodos de deconvolução funcionam bem, seja no domínio da frequência ou do tempo (An, 2004). Para estações que estão a muito tempo instaladas e possuem grande quantidade de dados disponíveis, a melhor maneira de computar as FRs é aproveitar sinais de grandes eventos sísmicos (An, 2004). Contudo, em estações temporárias, como as nossas, geralmente não se tem muitas observações em todos os azimutes, sendo aconselhável incorporar sinais de eventos menores, e mesmo assim podendo ocasionar deconvoluções difíceis, resultando em FRs ruidosas (Ligorria e Ammon, 1999). Para An (2004), não existe superioridade do método do tempo ou da frequência, ambos funcionam satisfatoriamente.

Neste trabalho foi utilizada a deconvolução iterativa no domínio do tempo, de Ligorria e Ammon (1999), uma vez que este método é mais prático e rápido na obtenção dos traços e, como demonstrado pelos mesmos autores Ligorria e Ammon (1999) e Albuquerque (2014), apresenta resultados bastantes semelhantes à técnica de deconvolução no domínio da frequência.

Descrições detalhadas, com fórmulas matemáticas, de cada método podem ser encontradas em Langston (1979); Ammon (1991); Cassidy (1992); Ligorria e Ammon (1999); Park e Levin (2000); An (2004).

2.3.1.1. Deconvolução no Domínio do Tempo

A deconvolução iterativa no domínio do tempo (Ligorria e Ammon, 1999) foi adaptado de Kikuchi e Kanamori (1982), sendo usada para estimar a espessura crustal e razão V_p/V_s devido à facilidade e eficiência na obtenção dos traços, identificando fase convertidas e reverberadas sem necessidade de análise individual das fases. É uma técnica onde se obtém a deconvolução minimizando, em termos de mínimos quadrados, a diferença entre o sismograma horizontal observado e um sinal sintético, gerado pela convolução entre um trem de impulsos atualizado a cada iteração com o sismograma da componente vertical. Sintetizando o processo, pode-se dizer que primeiramente é realizada a correlação cruzada entre as componentes vertical e radial para calcular o atraso do primeiro pico da FR. Esta primeira

aproximação da FR com a componente vertical é subtraída da componente radial, repetindo-se o processo para estimar os atrasos em outros picos, além das amplitudes. As iterações terminam quando a diferença entre convolução da FR com a vertical e a componente radial é reduzido para cada pico adicional, se tornando insignificante. Assim, o sismograma sintético que apresentar o menor erro será a FR. A qualidade do método foi comprovada inicialmente por Ligorría e Ammon em 1999 e, recentemente, no Brasil por Albuquerque (2014), em estações de banda larga e com boa razão sinal-ruído.

No processo de deconvolução, um filtro Gaussiano é aplicado para remover ruídos de alta frequência. O filtro varia de acordo com o ambiente tectônico, com valores entre 1 e 10 (Trindade, 2019).

As FRs da componente radial, com alta razão sinal-ruído, são selecionadas para realizar a inversão conjunta. A profundidade das interfaces está relacionada com o tempo de viagem da fase convertida (P_s) até a estação receptora (Julià *et al.*, 2000). Em teoria, mais profunda será a interface estudada, quanto maior for o tempo de chegada da fase P_s .

Para autores como An (2004) e Sosa *et al.* (2014), a única maneira de obter modelos de velocidade consistentes é fornecer informações a priori na inversão, visto que a solução do problema inverso da função do receptor é não único, e a sensibilidade da inversão está relacionada com o tempo de viagem relativo e ao contraste de velocidades, e não à velocidade absoluta.

2.3.1.2. Amplitude na FR

Na teoria, a resultante de uma FR radial deveria ter um pico positivo inicial contendo toda a energia da onda P direta, seguida de picos menores de ondas P convertidas em S e reverberadas (P_s , P_pP_m s, etc.; Figura 11), isso para uma onda plana P incidente em um modelo de camadas simples sem variação lateral de velocidade, radialmente estratificada (França, 2003). Ainda teoricamente, e segundo o mesmo autor, a FR tangencial deveria ser nula, visto que a energia da onda P deveria estar contida somente no plano vertical e radial. Porém, na prática, os principais fenômenos que influenciam os resultados das FRs são a presença de interfaces inclinadas (Langston, 1977; Owens e Crosson, 1988; Zhang e Langston,

1995; Zhu *et al.*, 1995; Peng e Humphreys, 1997), espalhamento (Langston, 1979; Mangino *et al.*, 1993), dispersão (Langston, 1977; McNamara e Owens, 1993; Mangino *et al.*, 1993) e anisotropia (McNamara e Owens, 1993; Peng e Humphreys, 1997), além de estruturas em menor escala na estrutura do meio que podem gerar pequenos comprimentos de ondas que interagem com a onda P criando sinais dispersos registrados na componente tangencial (Julià *et al.*, 2000), e ela raramente aparenta nulidade.

A presença de camadas sedimentares de baixa velocidade acima do embasamento cristalino, através da impedância acústica, pode gerar fortes conversões de P-para-S e reverberações em subsuperfície, mascarando significativamente a fase Ps associada à Moho (Yeck *et al.*, 2013). Estruturas menores entre a crosta e o manto, porém com contraste de velocidade podem ser identificados (Figura 11) e estudados, como a interface crosta superior/inferior (Fianco *et al.*, 2019).

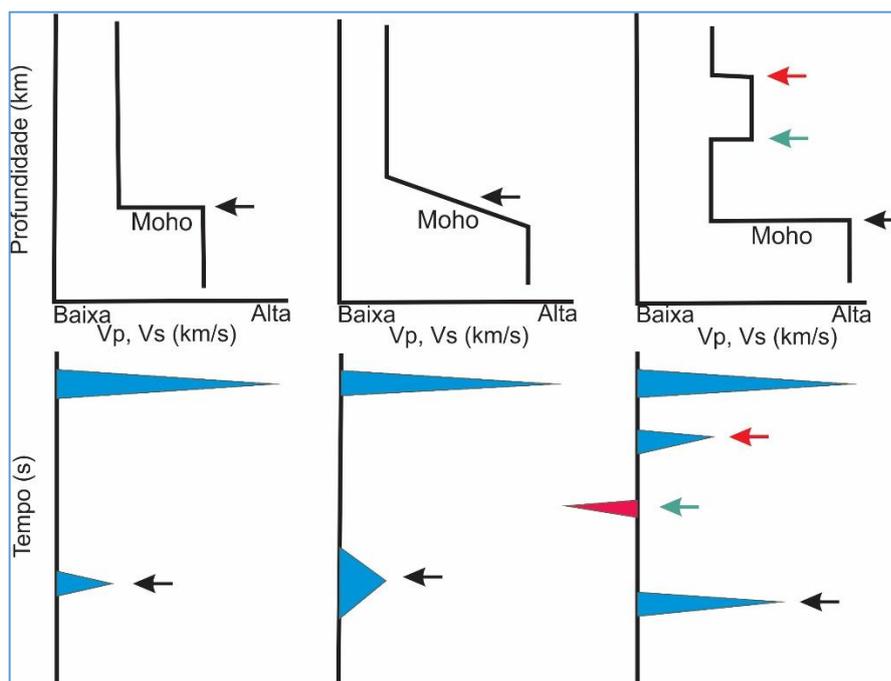


Figura 11 – Modelo esquemático modificado de Condori *et al.* (2017) mostrando a chegada das ondas P e Ps. A Ps representa a descontinuidade Moho, para um contato abrupto (à direita), um contato gradacional (no centro), e uma camada de mais alta velocidade entre a chegada da P e da Ps, esta com contraste de velocidade maior (à esquerda).

2.3.1.3. Empilhamento

A técnica do empilhamento é utilizada com o objetivo de melhorar a razão sinal-ruído dos dados, e minimizar a possibilidade de gerar resultados tendenciosos, visto

que uma maior quantidade de FRs geradas por telessismos em azimutes e distâncias semelhantes poderia ocasionar resultados falsos (França, 2003). A técnica consiste de somar N traços com azimutes e distâncias semelhantes e dividir por N. Segundo França (2003), o empilhamento pode ser feito para FRs com intervalo azimutal de 15°, desde que a variação lateral da crosta próxima à estação não influencia na qualidade da FR e, para distâncias de no máximo 10° de intervalo, para não alterar muito a amplitude dos eventos. Melhor será a estimativa das profundidades quanto maior for o número de traços empilhados para aquela estação, diminuindo conseqüentemente o ruído. Para França (2003), no caso de um empilhamento com dois traços, a diminuição do ruído é pequena, visto que se um traço apresenta picos diferentes (ruídos e fases) não coincidentes com o outro, o empilhamento mostrará todos os picos atenuados em 70%, já para um empilhamento de cinco traços (20% a influência de cada um), um ruído incoerente com os demais reduzirá a 44% sua amplitude.

2.3.1.4. Espessura da Crosta e Razão Vp/Vs

O método de empilhamento Hk de Zhu e Kanamori (2000), que utiliza um modelo de uma camada simples sobre um semi-espaco, é utilizado para estimar a espessura da crosta terrestre (H) e a razão Vp/Vs (k; Figura 12) para um conjunto de traços de FR, através dos tempos de chegada das ondas P, Ps e múltiplas, dando pesos diferentes para o grau de certeza de cada fase, buscando maximizar a amplitude da FR empilhada ao longo de curvas de deslocamento. Utilizam-se as equações:

$$H = \frac{\Delta p_s}{\sqrt{V_s^2 - p^2} - \sqrt{V_p^2 - p^2}} \quad (1)$$

$$H = \frac{\Delta p_p P_{ms}}{\sqrt{V_s^2 - p^2} - \sqrt{V_p^2 - p^2}} \quad (2)$$

$$H = \frac{t_{p_p S_{ms}} + t_{p_s P_{ms}}}{2\sqrt{V_s^2 - p^2}} \quad (3)$$

Onde Δp_s é a diferença de tempo entre os tempos de chegada das fases Ps (Vs) e P (Vp) ($t_{Ps} - t_P$); $t_{p_p P_{ms}} - t_{p_s}$ é a diferença de tempo de chegada das fases múltiplas ($\Delta p_p P_{ms}$); p é o parâmetro de raio (s/km); Vp a velocidade da onda P (km/s) e, Vs a velocidades da onda S (km/s).

A razão entre as diferenças de tempo entre as fases P e Ps, e entre a PpPms e Ps estão diretamente ligadas à razão V_p/V_s e independem da espessura crustal (Zandt *et al.*, 1995). Logo, para calcular a razão V_p/V_s sem depender dos valores de espessura crustal, utiliza-se a equação (Zandt e Ammon, 1995):

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\left(1 - p^2 V_p^2 \left[2 \left(\frac{\Delta_{Ps}}{\Delta_{PpPms}}\right) + 1\right]^2 + p^2 V_p^2\right)} \quad (4)$$

Onde V_p é o valor da onda P obtido empiricamente, e as diferenças de tempos de chegada das fases Ps e P (Δ_{Ps}) e PpPms e Ps (Δ_{PpPms}) são obtidos a partir dos traços de FR. Verifica-se através da Equação 4 que uma variação de cerca de 0,2 km/s na velocidade da onda P produz uma variação de 1,5 km em H e 0,01 em k.

$$S(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3) \quad (5)$$

A função de empilhamento dada pela Equação 5 (Zhu e Kanamori, 2000) tem como parâmetros $r(t)$, que é a FR radial, t_1 , t_2 e t_3 que são os tempos de chegada das fases Ps, PpPms e PpSms+PsPms, correspondentes à H e k, dados pelas equações 1, 2 e 3, e w_n , que são os fatores de peso, que levam em consideração a clareza na identificação das fases Ps (P convertida em S após refração na base da Moho) e múltiplas PpPms (1ª múltipla, reverberação com conversão de P-para-S após refração na base da Moho) e PsPms+PpSms (2ª múltipla, reverberações com duas conversões P-para-S). Zhu e Kanamori (2000) sugerem a utilização de 0,7 para w_1 (Ps), 0,2 para w_2 (PpPms) e 0,1 para w_3 (PpSms+PsPms, soma dos pesos igual a 1), visto que a fase Ps é normalmente a mais clara, e as múltiplas ficam mascaradas pelo ruído.

A aproximação requer assumir valores de V_p para o método e especificação de peso para cada fase convertida na Moho. Em 1995 Christensen e Mooney já sugeriram uma velocidade de onda P igual a 6,454 km/s, Soares *et al.* (2009) e Tavares (2014) utilizaram valores que variaram entre 5,9 e 6,8 km/s. Contudo, cálculos matemáticos envolvidos no processo e encontrados na literatura mostram que a variação da V_p tem pouca influência na espessura crustal, sendo aceitáveis valores entre 6,1 e 6,5 km/s (Albuquerque, 2014). A Figura 12 mostra que para cada espessura crustal determinada através dos tempos de chegada das fases Ps, PpPms e PsPms+PsSms existe apenas um valor de V_p/V_s associado e uma profundidade da Moho.

A incerteza associada à espessura e à velocidade obtidas pelo método de Zhu e Kanamori (2000) é estimada pelo método *bootstrap*, de Efron e Tibshirani (1991). Através do programa são gerados subconjuntos de traços de FRs originais, sorteados aleatoriamente (Bianchi, 2008), se repetindo e gerando um conjunto de parâmetros H e k (V_p/V_s), média e desvio padrão, destes valores, fornecendo um valor médio e uma estimativa de erro associada.

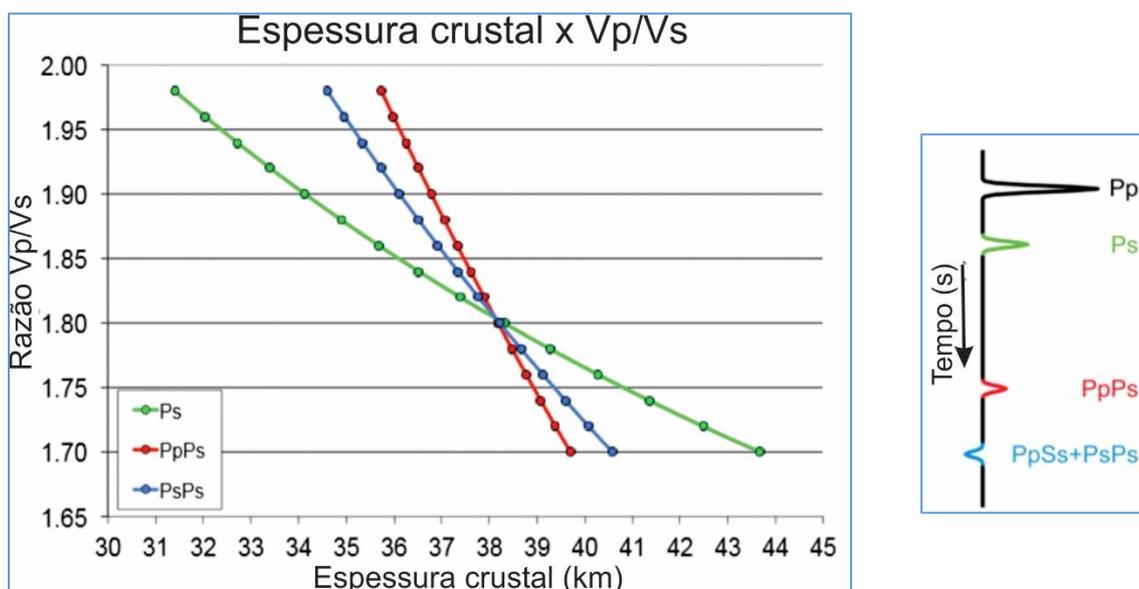


Figura 12 – Gráfico de espessura crustal versus razão V_p/V_s para uma velocidade de onda P igual a 6,4 km/s (modificado de Frasseto, 2013).

2.3.1.5.. A Razão V_p/V_s e a composição crustal

Vários autores já relataram a existência de uma relação entre composição das rochas da crosta e variação de velocidades das ondas sísmicas. Christensen e Mooney (1995) estabeleceram valor médio de V_p igual a 6,454 km/s, e razão V_p/V_s de 1,768. Através de dados sísmicos de refração, Musacchio *et al.* (1997) inferiram composição da crosta superior, intermediária e inferior, diferenciando três campos com teores de sílica e plagioclásio distintos, e que influenciam diretamente nos valores de V_p e V_p/V_s (Figura 13).

De maneira geral, a velocidade da onda P (V_p) e a V_p/V_s aumentam com a diminuição do teor de sílica, sendo o campo félsico, com conteúdo de sílica alto a intermediário, definido pela baixa velocidade da onda P (<6,7 km/s) e baixa razão V_p/V_s (<1,78). O campo máfico, composto por rochas com menor quantidade de sílica, apresenta velocidade V_p superior a 6,7 km/s, e V_p/V_s variando entre 1,76 e 1,86. O

campo do anortosito, com rochas mais ricas em plagioclásio, possui baixa velocidade de onda P, que varia entre 6,6 e 7,1 km/s e elevada razão V_p/V_s ($>1,85$; Musacchio *et al.*, 1997), com valores médios de 6,454 km/s para V_p , e 1,768 para V_p/V_s para a crosta continental.

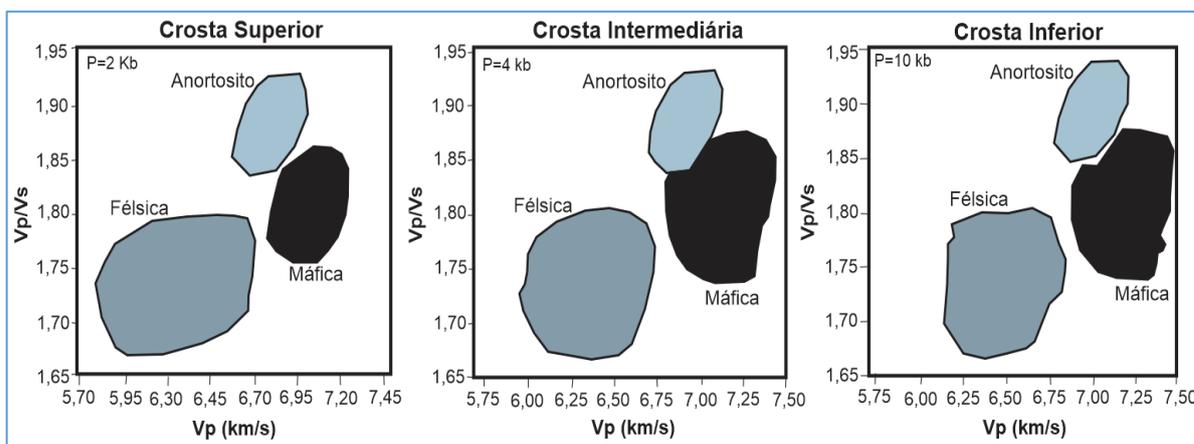


Figura 13 – Gráficos de composição predominante das rochas em função da localização na crosta, velocidade das ondas P (V_p) e razão V_p/V_s na região estudada (modificado de Musacchio *et al.*, 1997).

Neste sentido, pode-se interpretar a composição da crosta terrestre, trama mineralógica e pressão de fluidos com base nas razões V_p/V_s . Resultados de V_p/V_s mais altos podem estar relacionados ao baixo conteúdo de sílica, foliação das rochas paralela ao caminho do raio ou a alta pressão de poros (Musacchio *et al.*, 1997). Para este mesmo autor, outro motivo para elevação da razão V_p/V_s é a grande quantidade de cálcio nos plagioclásios ou substituição de ferro por magnésio em piroxênios e olivinas. Portanto, elevados valores de V_p/V_s são relacionados com rochas de composição básica, enquanto rochas com conteúdo de sílica menor ($V_p > 6,7$ km/s) estão associadas a V_p/V_s baixa.

2.3.2. Dispersão de Ondas de Superfície

Ondas de superfície são ondas que se propagam junto à superfície da Terra, com movimentação confinada, sendo resultado da interação entre as ondas P ou S com as condições do meio. Nos sismogramas, são geralmente identificadas pelas grandes amplitudes que chegam após as ondas P e S, uma vez que apresentam espalhamento geométrico menor que as ondas de corpo e são mais lentas. A velocidade pode ser medida para um número de frequências diferentes dos sinais registrados em um único sismograma, fornecendo vínculos diretos da velocidade da

onda S com a profundidade ao longo do percurso fonte receptor, por isso a importância de se estudar ondas de superfície (Feng *et al.*, 2004).

A dispersão das ondas de superfície não é sensível às rápidas variações de velocidade das estruturas em subsuperfície, mas são úteis em fornecer informações de velocidades de ondas cisalhantes médias (Chang *et al.*, 2004). O fenômeno ocorre quando diferentes componentes de frequência se propagam com velocidades diferentes (Lay e Wallace, 1995; Shearer, 1999) devido a variações de velocidade da onda S com a profundidade (Feng, 2004), sendo influenciadas por mudanças de propriedades do meio (Nascimento, 2010). Dispersão de ondas Love depende da velocidade cisalhante, enquanto dispersão de ondas Rayleigh depende de velocidade cisalhante e compressional.

Como as ondas de superfície são sensíveis às velocidades da onda S em profundidade, uma pequena perturbação nesta onda, causa uma grande perturbação nas velocidades de grupo (Feng, 2004). Sendo assim, a dispersão das ondas de superfície é bastante usada para investigar a estrutura de velocidade da onda S em diferentes escalas de profundidades. Períodos de onda curtos, entre ~0,5 s e 2 s, fornecem informações da porção mais rasa da Terra (até poucos quilômetros de profundidade) viajando mais lentamente que as ondas de períodos longos (de até 200 s), que fornecem informações de crosta e manto (Chourak *et al.*, 2001; An 2004).

Devido à baixa taxa de atenuação e amplo espectro de frequência, as curvas de dispersão das ondas de superfície são boas alternativas para imagear a subsuperfície (Chourak *et al.*, 2003; Jung *et al.*, 2008) e estruturas profundas (Feng *et al.*, 2004). Como as componentes horizontais são mais afetadas por ruídos, o processamento das curvas de dispersão para ondas Love apresenta resultados menos confiáveis, especialmente para ondas de período longo (Moreira *et al.*, 2013) e, portanto, para a inversão conjunta, apenas as curvas de dispersão de velocidade de fase de ondas Rayleigh no modo fundamental serão utilizadas neste trabalho.

2.3.2.1. Velocidade de grupo e fase.

A velocidade de grupo é a velocidade com que o pacote de ondas se propaga no espaço, na trajetória epicentro-estação; enquanto, a velocidade de fase é a velocidade na qual a fase de qualquer componente da onda de uma frequência irá

propagar (Figura 14). Tanto a velocidade de grupo como a de fase dependem da frequência (dispersão; Feng, 2004), sendo a velocidade de grupo dependente da variação da velocidade de fase com a frequência, controlando a interferência entre diferentes harmônicos (Nascimento, 2010).

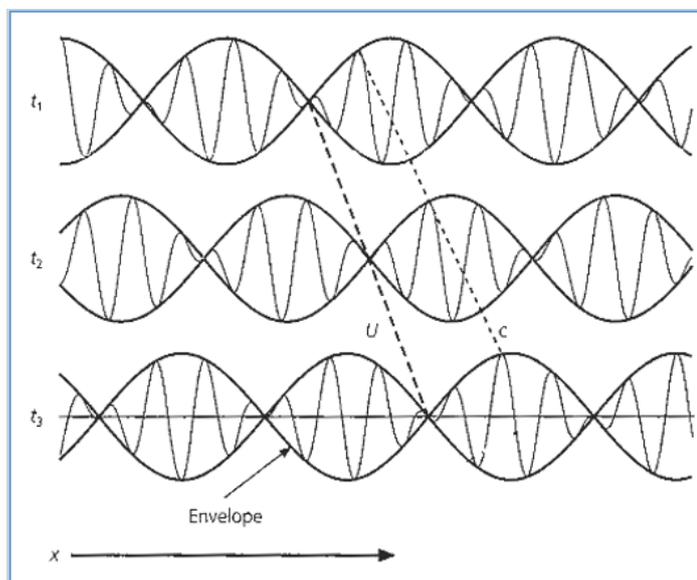


Figura 14 – Figura mostrando o envelope de período longo se propagando com velocidade de grupo U , e os picos individuais (curtos períodos) com velocidade de fase c (Stein e Wysession, 2003), para duas ondas senoidais com frequência e número de onda ligeiramente distintos.

Curvas de dispersão de velocidade de grupo e fase são sensíveis à velocidade de ondas cisalhantes, tendo influência da velocidade de propagação das ondas P e densidade (Ward *et al.*, 2014), sendo muitas vezes invertidas para determinação da velocidade da onda S em função da profundidade. A curva depende do trajeto percorrido pela onda sísmica da fonte até a estação sismográfica, o que dificulta a estimativa de velocidade de grupo e/ou fase para algumas frequências.

Trabalhos desta natureza são relativamente novos na Província Borborema, destacando-se o trabalho de Vilar *et al.* (2003), Nascimento (2010), Gouturb *et al.* (2015) e Souza *et al.* (2016). No trabalho de Nascimento (2010) foram utilizadas ondas sísmica superficiais para estudar o comportamento 3D da velocidade da onda S na litosfera a partir de velocidade de grupo de ondas Rayleigh, concluindo-se que os limites físicos superficiais das províncias estruturais estão em concordância geográfica com as respectivas variações laterais nos mapas de velocidade de grupo, permitindo, assim, estender tais limites em profundidade, e conseqüentemente, um

entendimento maior da estruturação da litosfera na região. Gouturb *et al.* (2015) mostram a utilização de mapas de velocidade de grupo de ondas Rayleigh e a forte correlação com feições geológicas e tectônicas; tendo sido identificadas variações de velocidade das ondas para diferentes tipos de rochas, maiores velocidades em rochas do embasamento (Cráton São Francisco e Província Borborema) e menores velocidades em rochas sedimentares, identificando ainda uma influência difusa do sistema Rifte Abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá, onde existem registros de 8 km de sedimentos (Milani e Davison, 1988 *apud* Gouturb *et al.*, 2015). Neste trabalho será utilizado somente as ondas Rayleigh.

As velocidades de fase/grupo podem ser determinadas para um determinado número de período de duas formas (Lay e Wallace, 1995): a) Método da estação única, no qual, conhecendo-se a assinatura da fonte e o tempo de origem estima-se a velocidade de grupo usando o registro de uma estação única; b) Método inter-estação, no qual se calcula a velocidade de grupo entre duas estações, visto que não se conhecem detalhes da fonte, ou que se deseja eliminar a interferência de informações ao longo do percurso fonte-estação, buscando-se isolar apenas a estrutura local. Para ambos os métodos é necessário a retirada da resposta do instrumento dos sismogramas que serão utilizados no processamento.

As variações de amplitude de um sinal em função da velocidade e do período são usadas para calcular as velocidades de grupo e isolar o modo fundamental, através da técnica de filtragem múltipla (MFT; Dziewonski *et al.*, 1969; Dziewonski e Anderson, 1981; Bhattacharya, 1983; Herrmann, 1987). Um pacote de ondas sísmicas superficiais, gerado por um determinado telessismo, é normalmente formado por vários harmônicos. O objetivo da MFT é separar esses harmônicos e construir a correspondente curva de dispersão de velocidade de grupo (Vilar *et al.*, 2003; Nascimento, 2010), sendo usada para estudar variações de amplitude de sinal em função da velocidade (domínio do tempo) e do período (domínio da frequência). A técnica MFT (Herrmann e Ammon, 2002) consiste na aplicação de filtros passa-banda estreitos que isolam o pacote das ondas que correspondem à frequência central de cada filtro (Feng, 2004), medindo assim a velocidade de grupo (An, 2004). A velocidade de grupo para dada frequência é calculada dividindo a distância do trajeto pelo tempo de origem do evento (Feng, 2004).

Um exemplo da aplicação desta técnica está ilustrado na Figura 15. Um filtro Gaussiano é usado para melhorar a resolução na vizinhança imediata de cada valor de frequência central e da velocidade (Vilar *et al.*, 2003; An, 2004), já que pode ser ajustado e tornar-se mais largo ou mais estreito de acordo com o parâmetro de largura, que por sua vez depende da natureza da dispersão no sismograma (Nascimento, 2010). Assim, conhecendo o tempo de origem e o local do evento, e dividindo o comprimento do caminho entre as estações pelo tempo do percurso do pacote de ondas, tem-se a velocidade de grupo (Nascimento, 2010).

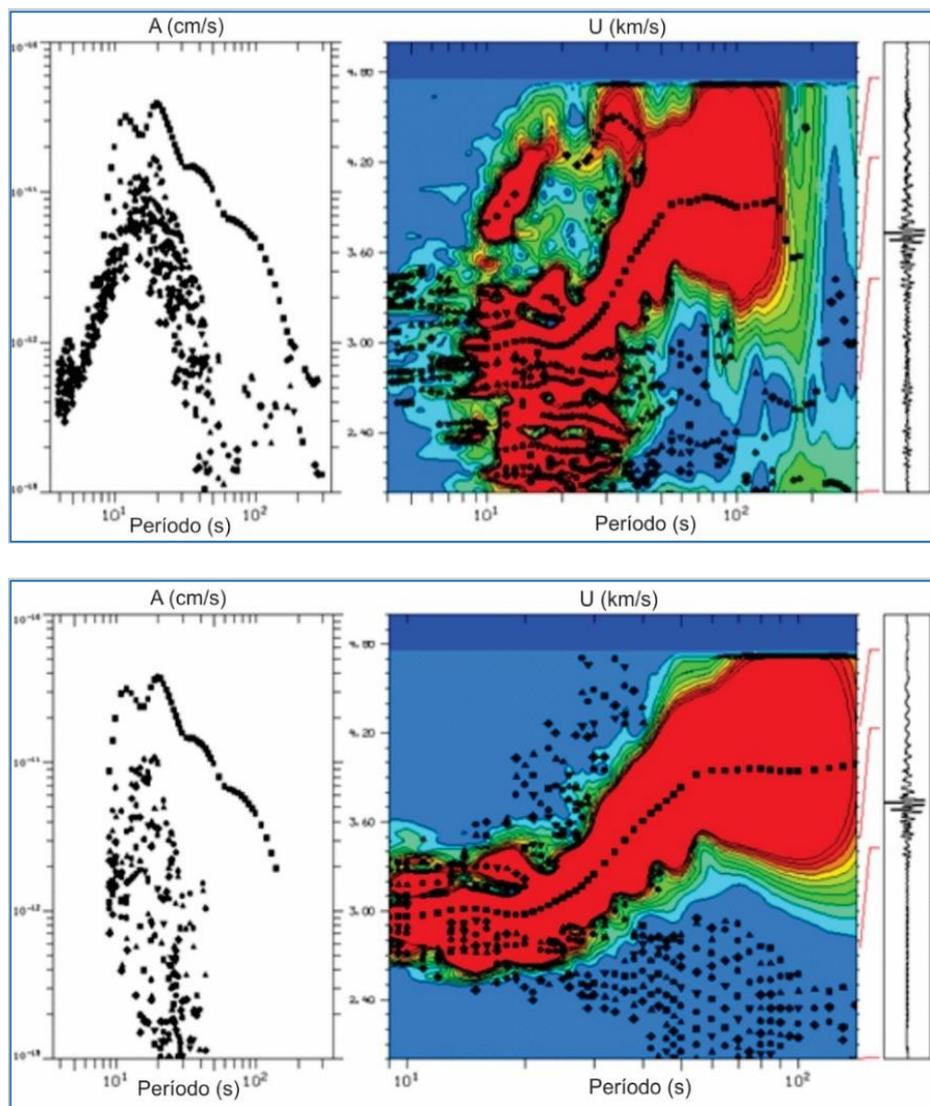


Figura 15 – Exemplo de medida de velocidade de grupo aplicando a técnica MFT. Tem-se na parte superior o traço original, e na parte inferior o traço filtrado pelo filtro ajustado à fase. Os contornos coloridos representam a amplitude instantânea do espectro em função da velocidade de grupo e do período. Para cada período, o ponto com amplitude máxima mostra a velocidade de grupo do modo fundamental (Herrmann e Ammon, 2002).

A contaminação do traço original pela onda cisalhante e as ondas de superfície dos modos altos, resultados da MFT, é evidente na Figura 15a, sendo necessário para isolar o modo fundamental utilizar um filtro ajustado à fase (*Phase-Matched Filter* - PMF; Herrin e Goforth, 1977; Herrmann, 1987; Levshin *et al.*, 1998) para ajustar o sinal (Herrmann e Ammon, 2002). A aplicação do filtro ajustado à fase (PMF) remove as ondas de corpo espalhadas, os efeitos de multi-caminho, e as ondas de superfície dos modos altos, isolando as ondas de superfície do modo fundamental, melhorando a razão sinal-ruído (An, 2004; Nascimento, 2010). A Figura 15b mostra o resultado do MFT após a aplicação do PMF usando velocidades de grupo preliminares. O PMF comprime a forma de onda próximo do tempo zero permitindo que o ruído seja cortado para fora da janela de tempo comprimida, tornando o espectro do intervalo menor (Herrin e Goforth, 1977). Selecionados os modos fundamentais, as curvas estão prontas para a realização dos cálculos das velocidades de fase inter-estação (Nascimento, 2010).

O método inter-estações exige um número suficiente de estações para que elas possam formar pares alinhados com os eventos, que devem apresentar magnitudes maiores ou iguais a 5, e estar com o caminho de círculo-máximo inferior a 5° (Figura 16). As etapas consistem de: a) cálculo da curva de dispersão da velocidade de grupo em cada estação (MFT e PMF); b) correlação cruzada com os modos fundamentais das duas curvas (An, 2004; Chang *et al.*, 2004); c) obtenção da curva inter-estação de velocidade de fase (Figura 17; utilizando os programas sismológicos do pacote de Herrmann, 2001; Herrmann e Ammon, 2002). Dessa forma, a determinação de velocidade da fase inter-estações não é influenciada pelo mecanismo focal do terremoto, pois não é necessário saber a fase inicial das ondas no epicentro (An, 2004; Nascimento, 2010).

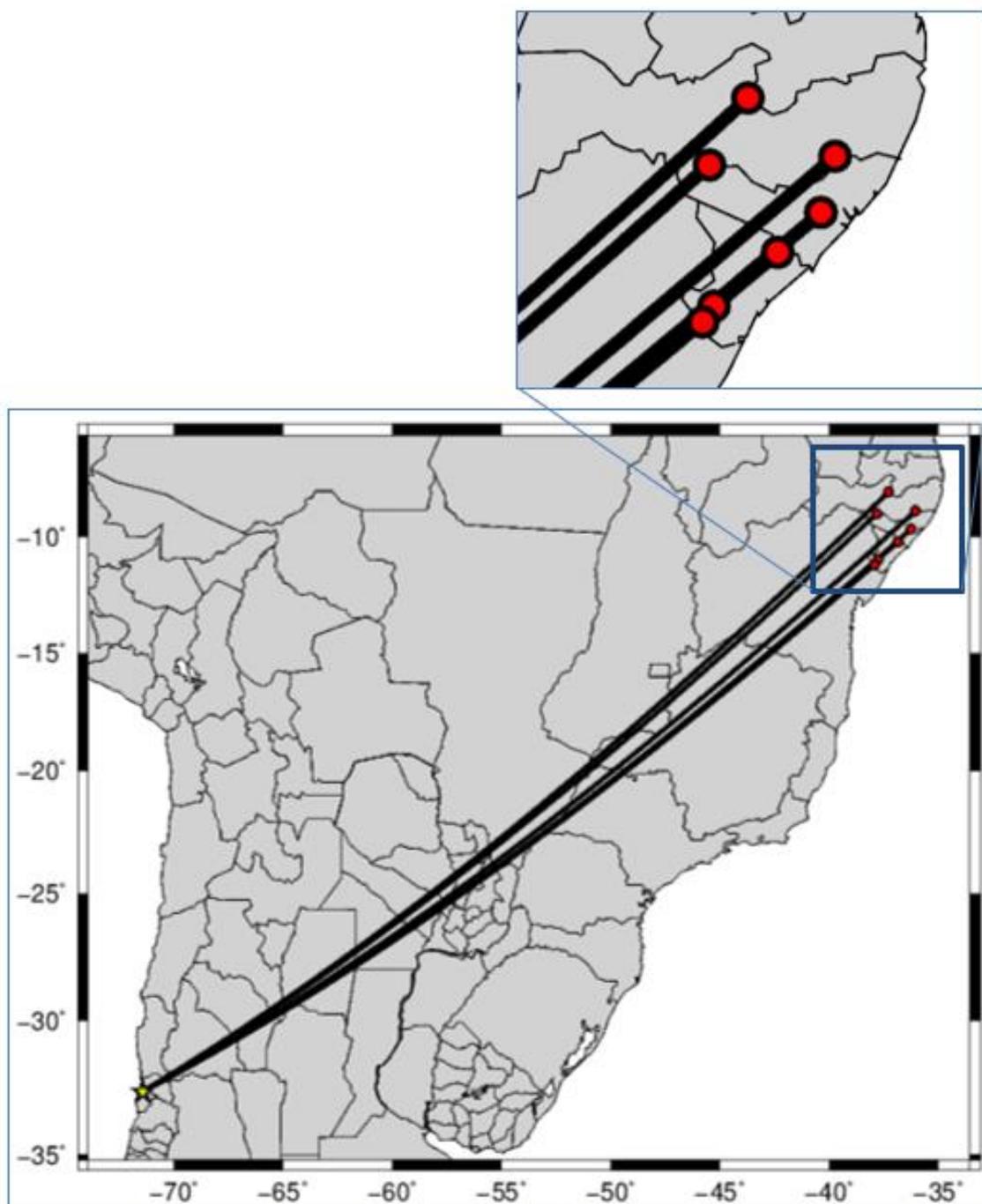


Figura 16 – Caminho da onda percorrido desde a origem do evento até as estações estudadas, mostrando um exemplo de possibilidade de alinhamento de pares de estações para o estudo de curvas de dispersão inter-estações. No canto superior direito um zoom da área para melhorar a visualização e determinar que o alinhamento esteja dentro do caminho de círculo-máximo inferior a 5° .

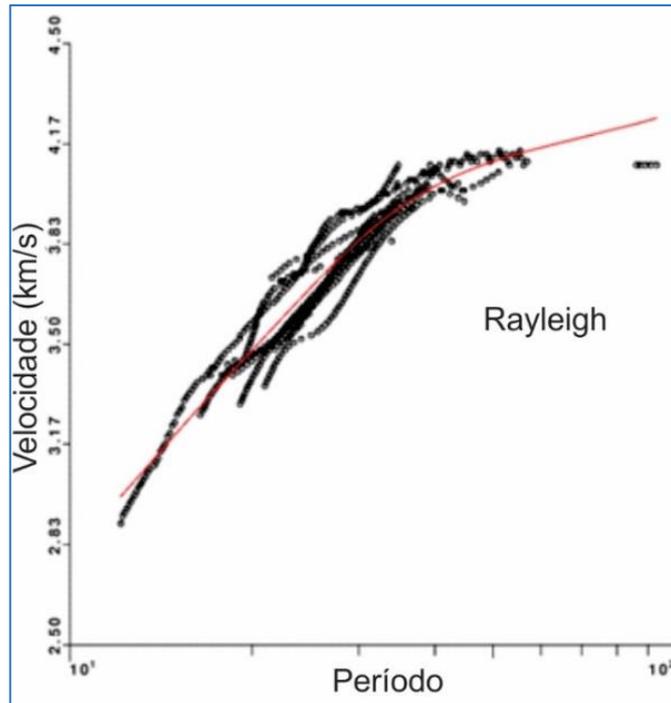


Figura 17 – Velocidade de fase de ondas Rayleigh observadas no percurso TBBR-CDRO. Cada curva de pontos corresponde à dispersão observada de um telessismo, sendo a linha vermelha a média dos dados observados. Esta linha será ajustada na inversão.

2.3.3. Inversão Conjunta

A geofísica estuda a distribuição de propriedades físicas dos materiais da Terra baseado em medidas realizadas na superfície. A inversão geofísica procura reconstruir um modelo a partir de dados medidos. O objetivo de uma inversão conjunta é determinar um modelo “mínimo global”, contudo, algoritmos aleatórios globais de otimização dificilmente fazem iterações locais para verificar se a última solução é pelo menos um “mínimo local”. Contudo, devido aos erros sistemáticos e aleatórios, como a complexidade da Terra e aos dados geofísicos insuficientes e ruidosos, um “mínimo global” pode não ser tão importante, sendo interessante identificar uma “solução global” dentro de uma tolerância pré-estabelecida, ou seja, uma solução aceitável (An, 2004), ou mesmo várias soluções aceitáveis (Lomax e Sneider, 1994).

A inversão otimizando simultaneamente mais de uma função objetivo diferente, é na verdade um problema multi-objetivo (*Multi-objective Problem* – MOP), assim, as inversões conjuntas/integradas são MOP, visto que existem muitos vínculos que são considerados objetivos otimizados, e que uma mesma estrutura é pesquisada por várias observações (An, 2004).

Um bom algoritmo de inversão deve seguir as seguintes premissas (An, 2004): 1) encontrar a região de mínimo global; 2) manter as soluções de modelos aceitáveis e; 3) permitir modificações, mas ainda assim permanecer robusto. Algoritmos globais de inversão de dispersão de ondas de superfícies podem ser de vários tipos, como algoritmos genéticos (GA) (Lomax e Sneider, 1995; Zhang *et al.*, 1998; An e Assumpção, 2001; Chang *et al.*, 2004) e algoritmos de vizinhança (NA) (Snoke e Sambridge, 2002). O GSA (algoritmo genético simples) é um GA com parâmetros de configuração simples para procurar modelos aceitáveis (Lomax e Sneider, 1995). Diferentes estudos como Zhang *et al.* (1998) e An (2004) mostram que não existe superioridade de um sobre o outro, mas o que melhor se adapta ao tipo de problema a ser solucionado, porém existe uma preferência entre autores pelos métodos baseados em GA.

Informações insuficientes para descrever um determinado dado faz com que a otimização seja o objetivo principal da maioria das inversões geofísicas (Parker, 1994). Owens *et al.* (1984) foram pioneiro na primeira inversão sistemática de FR, sendo McEvelly (1964) o primeiro a inverter curvas de dispersão de ondas de superfície. Porém, o método de inversão não remove ruído, sendo necessário realizar uma série de inversões para determinar a influência relativa de cada dado no modelo e os limites de erro (Julià *et al.*, 2000). A inversão das duas técnicas conjuntamente surgiu posteriormente, mostrando que a inversão de 2 métodos diminui a ambiguidade na interpretação dos resultados.

Em 1978 Herrmann desenvolveu o pacote de programas designado *Computer Programs in Seismology* (CPS), inicialmente com ferramentas para análise de dados de ondas de superfície (sensíveis às médias de velocidades das ondas cisalhantes verticais) e inversão de dados sismológicos. Özalaybey *et al.* (1997) adaptaram o método de inversão de função do receptor (sensível ao contraste de velocidade de ondas cisalhantes e tempo de viagem vertical) de Ammon *et al.* (1990), incluindo como informações *a priori* medidas de velocidade de fase de ondas de superfície para otimizar o modelo de velocidade da onda cisalhante, resultante da inversão da FR. Em 2002, Herrmann e Ammon, aprimorando o CPS, implementaram os programas de código livre das inversões individuais dos métodos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, e também a inversão conjunta destes dois métodos (8

ANEXOS), restringindo melhor a estruturas de velocidade de ondas S, e reduzindo, assim, a não unicidade resultado da inversão individual de cada método invertido individualmente (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000; An, 2004).

Como a inversão destes dois métodos são problemas não-lineares, fortemente influenciadas pelas informações *a priori* e parametrização do modelo (Tarantola, 1987), para buscar soluções aceitáveis é necessário buscar algoritmos que resolvam as inversões conhecendo o problema inverso (An, 2004).

A inversão conjunta iterativa por mínimos quadrado é descrita por Herrmann e Ammon (2002) considerando que as derivadas parciais da dispersão de ondas de superfície são computadas analiticamente, enquanto as derivadas parciais da função do receptor são computadas numericamente. A inversão fixa as razões de V_p/V_s para cada camada e reprocessa a densidade das camadas a partir da velocidade da onda P após cada iteração, sendo aplicada uma restrição de suavização diferencial (nos limites das camadas) para encontrar o modelo mais simples que ajusta o conjunto de dados (Yoo *et al.*, 2007).

A modelagem das FRs é uma ferramenta importante na obtenção de contraste de velocidades de ondas cisalhantes na crosta e manto superior abaixo das estações, contudo, como as informações são poucas e pontuais, a inversão das FRs para a estrutura de velocidade das ondas cisalhantes não é exclusivo, podendo uma camada lenta e fina produzir a mesma resposta em tempo de chegada que uma camada rápida e espessa (relação direta velocidade-profundidade) (Özalaybey *et al.*, 1997). Segundo Ammon *et al.* (1990), devido à relação direta velocidade-profundidade, dada uma série de modelos de velocidade inicial, existe um grupo de modelos de velocidade final com velocidades médias diferentes para ser encontrado, e verificar o que se ajusta melhor à FR observada; sendo portanto sugeridas análises e investigações para excluir modelos que não se enquadrem em outros parâmetros de comparação, quando existentes, como tempo de percurso de terremotos, dados de ondas de superfícies, reflexão e refração.

Regiões com presença de bacias sedimentares ou sedimentos inconsolidados geram reverberações características de camadas sedimentares, podendo durante o processo de inversão criar no modelo de velocidade variações inexistentes, devido a incapacidade de identificar chegadas de forma individual (Trindade, 2019). Testes

realizados por Trindade (2019) mostram o entendimento do problema de inversão relacionado aos métodos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, e os erros associados, fornecendo ainda detalhes dos tipos de parâmetros que estabilizam e otimizam a inversão conjunta.

O modelo inicial utilizado para a inversão é importante, sendo que a existência de dados *a priori* na região que possam ajudar na construção deste modelo inicial fundamental, contudo, a inexistência de informações na região pode ser minimizada escolhendo-se um modelo coerente com o ambiente tectônico da área estudada.

O número ótimo de iterações, segundo trabalho de Trindade (2019), são 70 iterações para um modelo sem ruído e 60 iterações para o modelo com ruídos, números a partir dos quais ocorre uma estabilização da diferença entre os dados preditos e observados (RMS), contudo, como o programa da inversão conjunta (joint96) do CPS não exige muito computacionalmente, rapidamente proporcionando a resposta da inversão, valores maiores podem ser utilizados.

Outra informação *a priori* que poderia ser utilizada durante o processo de inversão conjunta são os valores de razão V_p/V_s , porém, Deng *et al.* (2015) sugerem que estes podem influenciar na determinação da profundidade da Moho e na amplitude e profundidade das feições estruturais na crosta.

Parâmetros como vínculos de amortecimento e suavidade ponderada podem ser incluídos no processo de inversão linearizada de Herrmann e Ammon (2002). Na inversão conjunta o amortecimento controla a variação lateral de velocidade do modelo, gerando como resposta uma solução suavizada da solução verdadeira do modelo predito, sendo os contrastes de velocidade no modelo verdadeiro substituídos por gradientes de velocidade (Trindade, 2019). Nos testes realizados por Trindade (2019), valores diferentes de amortecimento parecem não afetar a camada até 20 km de profundidade, porém em profundidades maiores ocorre uma suavização quando o amortecimento é superior ou inferior a 5, para dados sem ruídos. Contudo, para dados com ruídos o valor do amortecimento que proporcionou um melhor ajuste tanto para FR como para dispersão de ondas de superfície, é igual a 1.

A suavização ponderada concede pesos variados para cada camada do modelo, tendo como objetivo ajustar o tipo de suavização para determinadas camadas ou limites, auxiliando o processo a atingir os melhores resultados. Porém, a atribuição

de pesos arbitrários pode prejudicar o resultado, causando um desajuste com o modelo geológico real (Herrmann e Ammon, 2002; Trindade, 2019). É sugerida a utilização de pesos maiores para a crosta superior, onde ocorre mudanças de velocidades mais abruptas, e menores para camadas mais profundas, mostrando uma melhora na confiabilidade do modelo para a crosta.

A valorização de cada método durante a inversão é garantida quando o peso de influência deste é dividido pela metade, ou seja, dados de função do receptor tem peso 0,5 e dados de dispersão de ondas de superfície tem peso 0,5, assim o parâmetro de influência valor igual a 0,5.

As velocidades de grupo são afetadas pela heterogeneidade horizontal e, uma vez que isso ocorre na natureza, testes de An (2004) mostraram que a inversão da dispersão das ondas de superfície pode produzir modelos distintos em função dos parâmetros de entrada selecionados, porém, que a análise destas diferenças pode fornecer informações importantes no percurso de propagação das ondas. Este sugere que diferentes inversões sejam geradas para que comparações sejam realizadas e característica comuns entre eles sinalizadas. Inversões distintas que resultem em modelos similares podem representar uma estrutura média ao longo do percurso (An, 2004), mesmo que as ondas atravessem províncias geológicas distintas. Modelos invertidos com variações grandes de velocidade de onda S entre camadas vizinhas podem sinalizar percurso de propagação com variações laterais fortes (An, 2004).

3. PROCESSAMENTO

3.1. Função do Receptor

Os dados das estações da Rede Geoterm coletados pela equipe do DFTMA da UFBA e repassado para serem utilizados neste trabalho estão armazenados no servidor do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília. Procedimentos básicos padrões foram realizados nos dados, verificando a qualidade, construção de metadado (*dataless*) para cada estação, utilizando o programa *Portable Data Collection Center 3.8.1* (PDCC disponibilizado pelo IRIS- *Incorporated Research Institutions for Seismology*), e conversão dos dados do formato Reftek para *miniseed*, utilizando o programa RT_MSEED.

O Geotool (Miljanovic, 2007) foi usado para verificar orientação dos sismômetros, analisando-se a polaridade de chegada da onda P nas três componentes para telessismos com elevadas magnitudes ($>6,0$) e distâncias superiores a 30° (Albuquerque *et al.*, 2017). Não foram verificados erros que pudessem comprometer a qualidade dos dados, visto que estes quando observado foram inferiores a 10° , não afetando os resultados das FRs, considerando que os sismogramas precisam ser rotacionados antes de gerar as FRs.

Para calcular a FR no domínio do tempo foram selecionadas fontes sísmicas localizadas entre 30° e 90° de distância epicentral das estações (para evitar efeitos como triplicação das ondas sísmicas do manto, ângulo de incidência próximo da horizontal, zonas de sombra e atenuação das ondas sísmicas distantes; Langston 1979), com magnitude igual ou maior que 4 e sem limite de profundidade de ocorrência, do catálogo do IRIS. As formas de onda foram janeladas entre 10 s antes da P e 100 s depois, com conversão dos arquivos para o formato *Seismic Analysis Code* (SAC; Goldstein e Snoke, 2008). As componentes horizontais foram rotacionadas para a direção do evento telessísmico para obter as componentes radial e transversal (sistema ZRT), polarizando o registro da onda P na componente vertical, e da Ps na componente radial do sistema, seguindo metodologia proposta por França (2003).

Albuquerque (2017) sintetizou de maneira conveniente as etapas de processamento para estimar FR no domínio do tempo, que pode ser entendida como a soma finita de uma sequência de picos que foram gerados de forma iterativa: 1) cálculo de correlação cruzada (semelhança em % entre o sismograma gerado e o registrado) entre as componentes vertical e radial para estimar atraso do primeiro e maior pico da FR, com amplitude dada por uma equação de Kikuchi e Kanamori (1982); 2) subtração da convolução da estimativa atual com a componente vertical, da componente radial do sismograma. Procedimento este repetido outras vezes para estimar outros picos; 3) redução da diferença entre componente radial e a convolução da componente vertical com a radial, para cada pico adicional; e 4) interrupção da iteração quando a redução da diferença se torna insignificante. Por fim, as FRs radiais foram analisadas visualmente para cada estação e os *outliers* foram removidos do conjunto de dados.

Para geração das FRs foram utilizadas as rotinas computacionais em *Shell script* modificados de Albuquerque (2017), e dentro deste foi usado o programa ITERDECON (versão 1.04), para fazer a deconvolução iterativa no domínio do tempo, tendo como informações a priori 500 iterações e abertura do filtro Gaussiano igual a 2,5, como sugerido por Ammon *et al.* (1990).

Para traços de FR obtidos com distância e azimute semelhantes, foi aplicada a técnica de empilhamento citada no Item 0, para melhorar a razão sinal/ruído. Traços com distância azimutal ($\leq 3^\circ$) e distâncias parecidas ($\leq 3^\circ$), foram somados e dividido pela quantidade de FRs selecionadas, gerando assim apenas um traço representante daquela direção e distância.

A partir das formas de ondas obtidas pelas FRs com elevada razão sinal/ruído, ainda utilizando os scripts modificados de Albuquerque (2017), para os cálculos de espessura crustal e razão V_p/V_s , foi utilizado o HKSTACK, que realiza o empilhamento Hk de Zhu e Kanamori (2000). Como o método é pouco sensível a variações de velocidade, a velocidade média da onda P igual a 6,4 km/s foi usada como informação a priori no método.

Outra informação *a priori* necessário é o peso das fases, sendo utilizados valores distintos dependendo da clareza das fases para cada uma das estações estudadas. Inicialmente foram adotados os valores sugeridos por Zhu e Kanamori (2000), sendo 0,7 para w_1 , 0,2 para w_2 e 0,1 para w_3 , para todas as estações. Porém, visando minimizar o desvio padrão dos resultados obtidos, e analisando individualmente as figuras de FRs empilhadas gerada para cada estação, chegou-se a pesos distintos. Para as estações CDRO, CRBA, QPPA e SRTA, foram usados os pesos sugeridos por Zhu e Kanamori (2000), indicando que a fase Ps é a mais clara, seguida da 1ª múltipla, e estando a 2ª múltipla mais difícil de identificar. Para as estações TCRT, PCRD e TBBR, que mostraram a 2ª múltipla mais clara que a primeira, os pesos foram 0,7(w_1), 0,1(w_2) e 0,2(w_3). Para a estação TBBR utilizou-se 0,7(w_1), 0,0(w_2) e 0,3(w_3), devido à menor clareza da 1ª múltipla.

Apresentar a Moho como uma superfície interpolada é uma forma de melhorar a visualização, porém é arriscado, visto que suas variações provavelmente não mudam em profundidade suavemente (Yoo *et al.*, 2007).

3.2. Dispersão de Ondas de Superfície

A utilização da dispersão de ondas de superfície de ondas Rayleigh foi feita para obter curvas de velocidade S em profundidade para auxiliar na interpretação da estrutura profunda da Terra, crosta e manto. Para isto utilizou-se a técnica inter-estações com o intuito de isolar o modo fundamental e calcular a curva de dispersão média de velocidade de fase para pares de estações da Rede Geoterm e mais 3 estações da RSBR presentes na região (NBAN, NBTA e NBLA).

A técnica inter-estações envolve dois estágios, sendo o primeiro a determinação de velocidade de grupo e/ou fase e, o segundo, a inversão das velocidades de dispersão para obter a estrutura de velocidade-profundidade da onda S (Snoke e James, 1997).

O processamento consistiu das seguintes etapas: 1) seleção de eventos telessísmicos do catálogo de registros do IRIS; 2) pré-processamento dos registros; 3) determinação da curva de dispersão para eventos alinhados por pares de estações; e 4) determinação da curva de dispersão média de velocidade de grupo para os pares de estações.

Os dados aqui utilizados são os mesmos usados para estimar espessura crustal e razão V_p/V_s através do método da função do receptor e descritos acima. Os eventos selecionados são relativos a 36 eventos com magnitude acima de 5.0 Mb, e profundidade de até 40 km (Tabela 8), visto que as ondas de superfície de eventos desta magnitude possuem curvas de dispersão ideais para o método (Nascimento, 2010). A escolha de eventos rasos é recomendada devido ao efeito de espalhamento geométrico. Os pares de estações para o cálculo das curvas de dispersão inter-estações são: PCRD-QPPA, PCRD-CDRO, NBLA-CDRO, TCRT-CRBA, NBAN-NBLA, TBBR-NBAN, TCRT-NBAN, TCRT-CDRO, TBBR-CDRO, QPPA-CRBA, QPPA-TBBR e NBAN-CDRO (Figura 38).

Na Tabela 8 são mostradas os eventos, magnitude, localização, distância aproximada da área, profundidade dos eventos e azimute-reverso. Além da diferença de período de aquisição de dados das estações utilizadas, a pequena quantidade de eventos selecionados se deve ao fato da necessidade do método de exigir determinadas características específicas como, elevada magnitude e pequenas

profundidades, além de que os eventos estejam alinhados com os pares de estações. Como a maioria dos eventos selecionados são andinos, favorece os alinhamentos de direção SW-NE entre os pares de estações, porém foram selecionados outros eventos que permitiram alinhamentos na direção NW-SE, com caminho de círculo máximo entre as estações alinhadas e o evento de 5° (Figura 39) com origem no Caribe e Ilha Sandwich.

Após a seleção dos eventos foi feita a preparação dos sismogramas no programa SAC para o cálculo das curvas de dispersão: a) mudança de cabeçalho; b) remoção da resposta do instrumento; c) rotação das componentes horizontais e; d) seleção das ondas de superfície.

Os registros selecionados para cada par de estações serviram de entrada no programa do_mft (software de código livre do pacote CPS de Herrmann, 2013). Este programa aplica técnicas de MFT e PMF gerando curvas de dispersão de ondas de superfície, neste caso ondas Rayleigh para o modo fundamental, que foram usadas para a inversão conjunta na determinação de velocidade de onda S.

Para a inversão da dispersão das ondas de superfície, foi utilizado o programa computacional surf96 do pacote do Herrmann e Ammon (2002), este programa se utiliza de um método de inversão linearizada iterativa (método de gradientes), a partir de um modelo inicial.

Com base nos parâmetros de seleção de eventos citado anteriormente, estes foram processados de forma independente, e somente os períodos que produzem os mesmos resultados para os telessismos semelhantes foram considerados, melhorando a confiabilidade dos dados. Eventos próximos podem eliminar erros aleatórios, porém, erros sistemáticos como multi-caminho, não podem ser removidos usando essa abordagem (Kolínský, 2010).

3.3. Inversão Conjunta

O método de inversão conjunta 1D de Herrmann e Ammon (2002), do pacote CPS, consiste da inversão individual de cada um dos métodos (FR e dispersão de ondas de superfície), e por fim, a inversão de ambos conjuntamente, fornecendo a velocidade absoluta da onda S, além de restringir melhor a estrutura de velocidade

cisalhante, se comparado à aplicação da técnica individualmente (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000). Sua funcionalidade foi comprovada em estudos anteriores por Özalaybey *et al.* (1997), Julià *et al.* (2003 e 2005), Deng *et al.* (2015) e Trindade (2019).

A curva de dispersão converge a velocidade da onda cisalhante absoluta, enquanto a função do receptor restringe a posição das discontinuidades no modelo invertido (Özalaybey *et al.*, 1997).

O objetivo da inversão é construir modelos de velocidade de onda S da estrutura profunda da Terra (podendo atingir 200 km), a partir da equalização de diferentes unidades físicas, considerando camadas fixas e invertendo a velocidade de propagação. Para a inversão conjunta foram utilizados os dados de FR da componente radial, com alta razão sinal-ruído (os mesmos traços que foram utilizadas para determinar a profundidade da crosta e razão V_p/V_s para cada estação através do Hk-stacking), e as curvas de dispersão no modo fundamental para os 12 pares de estações (8 ANEXOS) para períodos entre 4 e 200 segundos, englobando assim desde feições estruturais mais rasas até as mais profundas (com menor resolução).

Quanto maior a quantidade de traços de função do receptor da componente radial para uma mesma estação, e quanto maior a quantidade de dispersão utilizadas para o mesmo trajeto inter-estações, menor será o erro médio, melhorando a qualidade do modelo final invertido. Contudo, limitações no tempo de aquisição dos dados da Rede Geoterm, e na direção dos eventos favoráveis à determinação das curvas para os pares de estações, podem diminuir a quantidade dos dados disponíveis para a realização das inversões.

Para isso foram utilizadas de 9 a 28 FRs, dependendo da estação, sendo a que apresenta o menor número de FRs com boa razão sinal/ruídos a estação NBLA e a que apresenta maior número de FRs com boa qualidade para serem invertidas, a estação QPPA. A média é de 20 traços de função do receptor para serem invertidos por estação. A distribuições dos eventos que deram origem à essas FRs estão representadas na Figura 21 (Artigo 1). Com relação às curvas de dispersão para os pares de estações, o número de curvas varia de 1 a 12 curvas para cada par (Artigo 2), sendo os pares que apresentam maior número de curvas: TBBR-NBAN, TCRT-

NBAN, QPPA-CRBA, com 12, 11 e 10 curvas cada, respectivamente, e as estações PCRD-QPPA e TCRT-CRBA com 9 curvas de dispersão.

Modelo inicial com apenas 4 camadas, como o de Coelho *et al.* (2018), o modelo AK135-F original e modificado para as camadas iniciais terem 4 km (resultados estatísticos comparativos entre os modelos AK135-F - Tabela 3), o modelo NewBR (Assumpção *et al.*, 2010) e um modelo linear foram testados como modelos iniciais. O modelo NewBR amarra profundidades de camadas até 50 km que podem não ser verdadeiras na área de estudo, já o modelo constante não se diferencia muito do AK135-F, um modelo muito utilizado, sendo que o original, com camadas iniciais com 2 km de espessura proporciona maior liberdade às variações de velocidade em intervalos de profundidades menores; sendo assim, foi adotado o modelo AK135-F (mesmo utilizado por Herrmann e Ammon, 2002 em seus exemplos). O programa de inversão de Herrmann e Ammon (2002), através da determinação de pesos, garante que até os 50 km de profundidade, os dados dos métodos de FR e dispersão de ondas influenciem em maior grau o modelo inicial, limitando essa influência até 80 km, e ainda mais até profundidades de manto.

O Modelo AK135-F (Kennett *et al.*, 1995) é formado por camadas finas de espessura fixa, velocidade e densidade uniformes (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 aumentando progressivamente com a profundidade), considerando o meio isotrópico e Terra esférica (Kennett *et al.*, 1995; Montagner e Kennett, 1995). O modelo foi limitado até 200 km de profundidade, com 25 camadas de 2 km de espessura cada, 10 camadas de 5 km e 10 camadas de 10 km.

Com todas as informações organizadas, as inversões foram processadas (Herrmann e Ammon, 2002) com os dados reais das estações da Rede Geoterm, além de NBAN, NBLA e NBTA (RSBR), primeiramente para testar os melhores parâmetros de ajuste de amortecimento, iterações e fator de influência de cada método (fator p). Um dos resultados obtidos e que reflete o que foi observado para outros pares está detalhado na Tabela 3. Com base nesses dados estatísticos foram então determinados os valores dos parâmetros para a realização das inversões conjuntas: 1) fator p igual a 0,5, dando assim pesos semelhantes para ambos os métodos (FR e dispersão de ondas de superfície) durante a inversão, mesmo quando existe apenas

uma curva de dispersão para o par de estações, testes mostraram ser a melhor opção; 2) valor do amortecimento foi igual a 1, não foram observadas grande diferenças entre os valores 0,5 (padrão), 1 e 5; 3) a partir de 40 iterações ocorre a minimização da diferença entre os dados preditos e observados (RMS), porém como o tempo de processamento é mínimo, dando uma margem maior de confiabilidade, optou-se por utilizar 90 iterações (Figura 18); 4) pesos para as camadas padrão do programa de Herrmann e Ammon (2002), que garante maior liberdade para os dados até 50 km, limitando após essa profundidade (Figura 19). Com todos os parâmetros estabelecidos, foram processadas as inversões para todos os pares de estações (8 ANEXOS).

Tabela 3 – Resultados comparativos dos testes realizados para o par de estações TCRT-CRBA variando o modelo inicial entre AK135-F original e modificado para camadas iniciais com espessuras de 4 km, números de iterações, valores de amortecimento e peso dos métodos FR e Dispersão.

QPPA-CRBA --- QPPA										
Modelo inicial	Modelo AK-135, camadas de 2 km			Modelo AK-135, camadas de 4 km			Modelo AK-135, camadas de 2 km			Modelo AK-135, camadas de 2 km
Número de iterações	30 iterações			30 iterações			60 iterações			90 iterações
Amortecimento	Damp Padrão = 0,5			Damp Padrão = 0,5			Damp = 0,5	Damp = 1	Damp = 5	Damp = 1
Peso dos métodos	p = 0,15	p = 0,5	p = 0,7	p = 0,15	p = 0,5	p = 0,7	p = 0,5			p = 0,5
% de ajuste do sinal da FR	84,855	82,838	80,164	84,884	82,765	80,944	83,295	82,849	80,28	86,265
% de ajuste do sinal da Dispersão	99,824	99,825	99,826	99,823	99,825	99,825	99,826	99,825	99,824	99,825
Ajuste FR - desvio padrão	0,0023	0,0026	0,003	0,0022	0,0026	0,0028	0,0025	0,0026	0,0029	0,0021
Ajuste Dispersão (vel) - desvio padrão (km/s)	0,1469	0,1465	0,1461	0,1472	0,1467	0,1465	0,1462	0,1465	0,147	0,1465
Ajuste Dispersão (vel) - média residual (km/s)	-0,002	-0,0016	-0,0014	-0,0003	-0,001	-0,001	-0,0013	-0,0016	-0,0031	-0,0015
RMS Final (km/s)	0,0012	0,0008	0,0013	0,0016	0,0021	0,0025	0,0006	0,0004	0,0013	0,0003

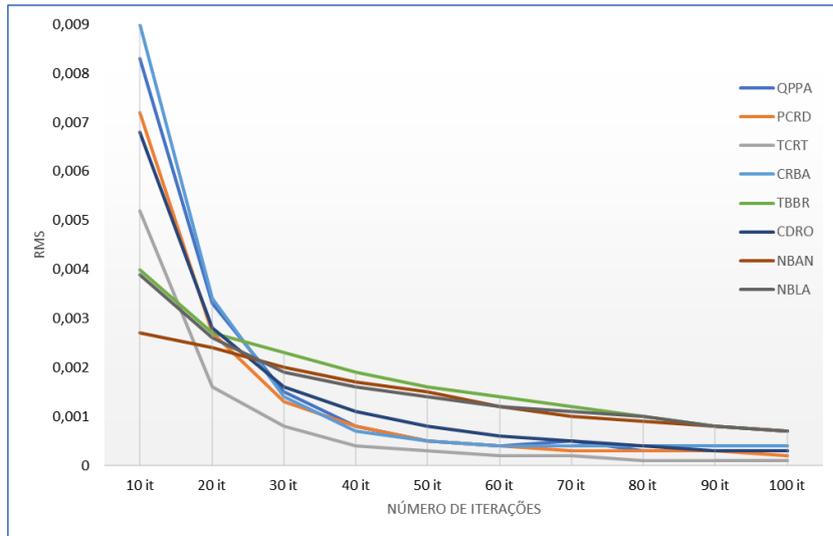


Figura 18– Gráfico mostrando a relação do RMS da velocidade da onda S com número de iterações para as estações utilizadas na inversão conjunta. Indicando como número ótimo 90 iterações.

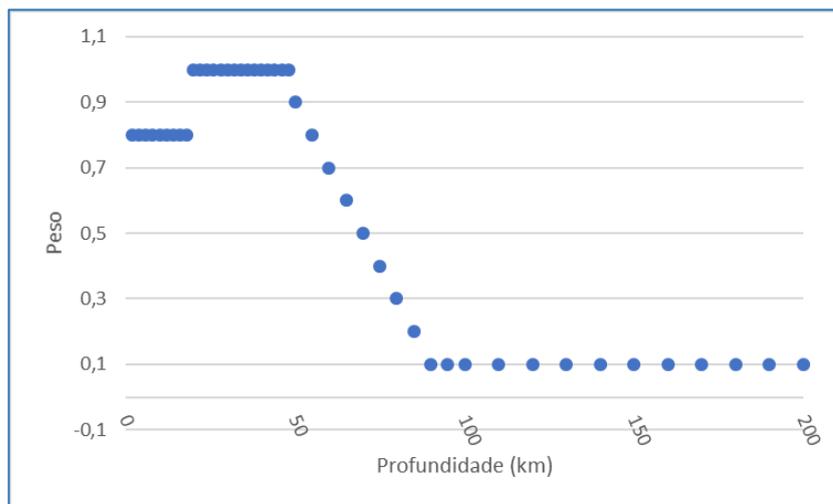


Figura 19 – Distribuição dos pesos dados para as camadas no programa de inversão de Herrmann e Ammon (2002), garantindo maior flexibilidade até 50 km de profundidade.

4. ARTIGO 1 - USING THE RECEIVER FUNCTION FOR STUDYING EARTH DEEP STRUCTURE IN THE SOUTHERN BORBOREMA PROVINCE

Chris Busnello Fianco¹, chrisfianco@gmail.com

George Sand França¹, georgefranca@gmail.com

Diogo Farrapo Albuquerque¹, Carlos da Silva Vilar², Roberto Max Argollo²

¹Observatório Sismológico - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil

²Departamento de Física da Terra e Meio Ambiente, Universidade Federal da Bahia, Brazil

Abstract

The Borborema Province is characterized by a succession of tectonic events, including compressive periods associated with amalgamation of lithospheric blocks during the Brasiliano orogeny in the Neoproterozoic, superimposed by extension events related to the breaking of the continents and the South Atlantic formation in the Cretaceous. Ten seismographic broadband stations belonging to the Geoterm Network were installed in the Transversal Zone and South Domains to collect the data used in this work in the southern Borborema Province, northeastern Brazil. Thus, this study aims to determine the thickness of the Moho and Mid-Crustal (“Conrad”) discontinuities and estimate the V_p/V_s ratios to define rock composition using the receiver function over a time window, using the HK-stacking method. The station in the Alto Moxotó Terrain determined a crustal thickness of 35.4 km. The two stations in the Pernambuco-Alagoas Terrain estimated thickness of approximately 37 km and no thinning trend in the geotectonic context. The four stations in the Sergipano Folding Belt indicated thickness ranging between 34.6 and 37.2 km, and a South-North crustal thickening. Mid-crustal discontinuity depth estimates ranged between 10 and 19 km, indicating a WNW-ESE thinning of the upper crust in the middle of the area. The P and S wave velocity ratios appeared to have no geological or tectonic correlation and ranged between 1.68 and 1.77, indicating that the crustal composition is predominantly felsic.

Keywords

Receiver function, Borborema Province, Moho Discontinuity, Mid-Crustal Discontinuity, depth

4.1. Introduction

The Borborema Province (Almeida *et al.*, 1977) is part of the big Neoproterozoic mobile belt formed during the Brazilian-Pan African Orogeny, which underwent extensional process during the Cenozoic (South America-Africa separation) forming aborted rift basins inland (Santos, 1996; Brito Neves *et al.*, 2000). This region has been well studied and known since the exploration of the oil and other mineral resources led to several geological and geophysical surveys in the last century. However, there is no consensus regarding the tectonic compartmentalization, limit characteristics, and nature of the shear zones in the Borborema Province region located in the NE of the South America continent (Brito Neves, 1983; Jardim de Sá *et al.*, 1992; Santos *et al.*, 2000), which still is the object of several studies, like geochronology (Van Schmus *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2010) and geophysics studies (Oliveira and Santos, 1999; Santos, 2000; Santos *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2000; Medeiros, 2004) to support the interpretations better. Diffuse volcanisms and the elevation of the Borborema Plateau have been associated with the formation of these basins, evidencing the region complexity. The continental crust with predominantly felsic composition was formed during the geological time, leaving its tectonic and geological history recorded in its rocks.

The study site (Figura 20) is located in the southern portion of the structural Borborema Province (Almeida *et al.*, 1977), more specifically between the Sergipe-Alagoas, Tucano, and Jatobá sedimentary basins, and northeastern edge of São Francisco Craton.

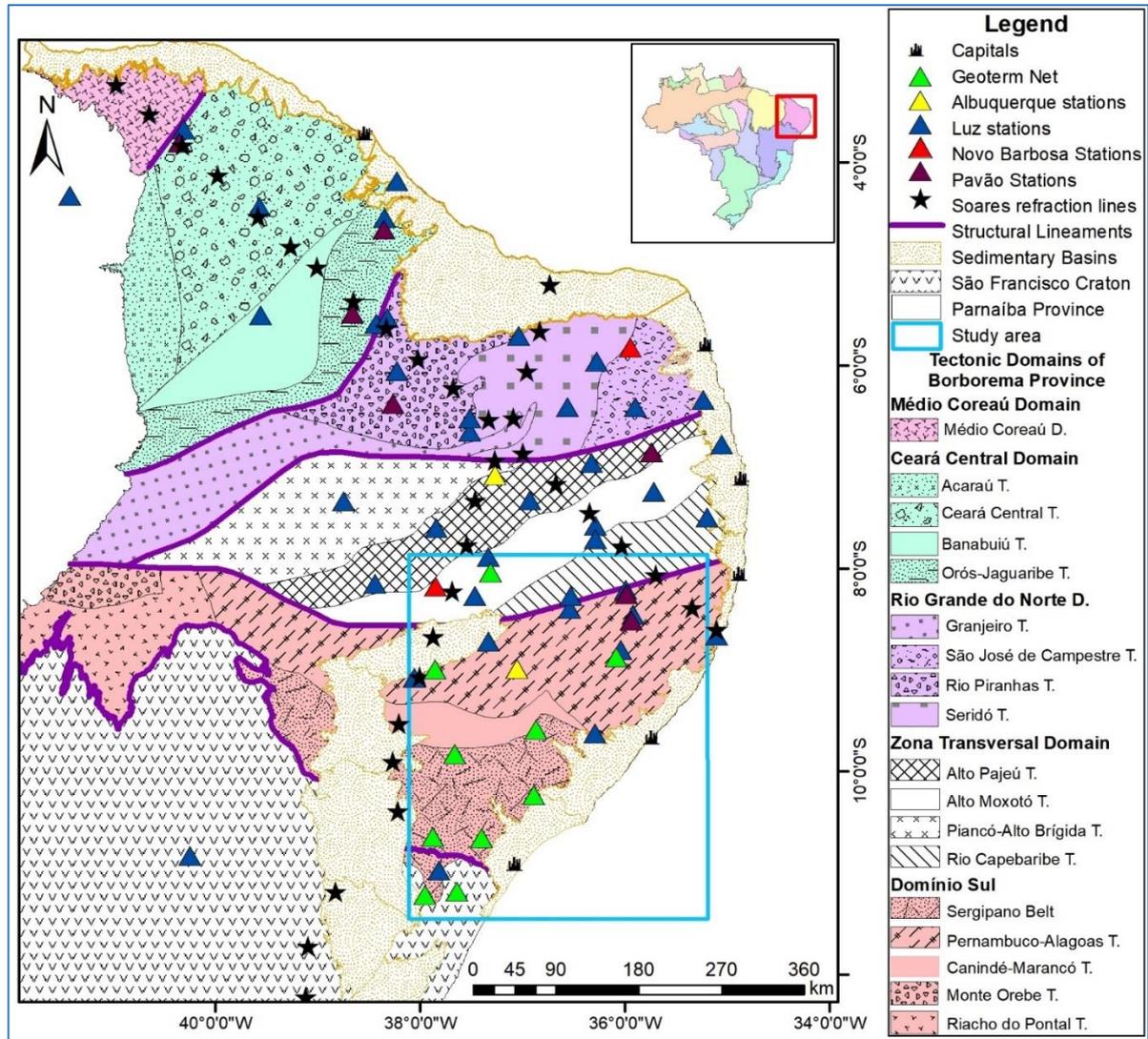


Figura 20 – Map of the study site showing the tectonic compartmentation of the Borborema Province, bordered by the São Francisco Craton, Parnaíba Province and the sedimentary basins (modified from Huhn *et al.*, 2011). It also shows the location of Geoterm Net and the historical crustal thickness: the seismic stations (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) with crustal thickness estimates by the Receiver Function and the seismic refraction lines (Soares *et al.*, 2011).

The crustal thickness can provide useful information regarding the geotectonic evolution, indicating a thinning or thickening trend that may be related to collision or separation of continental blocks. Several studies have been performed to determine crustal thickness in the Borborema Province (e.g. Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013; Luz, 2015). In the last decade, Vilar *et al.* (2003) suggested crustal thickness between 26 and 40 km using surface waves; Oliveira *et al.* (2005) reported between 26 and 34 km using magnetometry and aerial gravimetry; while Soares *et al.* (2009) and Soares *et al.* (2011) reported between 28 and 35 km using seismic refraction.

Furthermore, França *et al.* (2006), Novo Barbosa (2008), Pavão *et al.* (2013), Albuquerque (2014) and Luz (2015) indicated a crustal thickness varying between 28 and 40 km in the Borborema Province using the receiver function, Pavão *et al.* (2013) and Assumpção *et al.* (2013) interpolated the Moho depth data published and reported average value between 30 and 35 km for the southern Borborema Province.

However, the data used in this study were collected in the Geoterm Network stations located in a southern portion of the Province, in an area that has an information gap in the literature. The data from seven Geoterm Network seismographic stations were processed using the receiver function (RF) (Langston, 1979) over a time window (Ligorria and Ammon, 1999) and the HK-stacking (Zhu and Kanamori, 2000) method to estimate the crustal thickness and V_p/V_s ratios for the Southern Borborema Province, between the Sergipe-Alagoas, Tucano, and Jatobá sedimentary basins. Simultaneously, mid-crustal discontinuity (Hard *et al.*, 1990) depth values were determined and the results of the crustal thickness for RF traces originating in the different quadrants (NE, SE, SW, and NW) were analyzed for all stations.

This study aims to provide new data on the depth of the Moho and mid-crustal discontinuities in the southern Borborema Province. Subsequently, the results were correlated with the Sergipano and Pernambuco-Alagoas (Southern Domain) and Alto Moxotó (Transversal Zone Domain) geological terrains in an attempt to identify the thinning and thickening trends of the upper and lower crust, and understand the geotectonic evolution of the basement adjacent to the Sergipe-Alagoas, Tucano and Jatobá sedimentary basins.

4.2. Geotectonic

The tectonic-sedimentary evolution of the South Atlantic is related to the breakup of Gondwana that resulted from the Neo-Jurassic and Eo-Cretaceous extensional processes, culminating with the formation of the oceanic crust and separation of the South-American and African continents. This rifting process led to the formation of the Sergipe-Alagoas basins, active margin rift, and the Tucano and Jatobá basins that constitute the South-Atlantic Aborted Rift, which did not evolve to the passive margin stage (Costa *et al.*, 2007).

4.2.1. Regional Geology

The geotectonic Borborema Province, located in northeastern Brazil, is formed by belts of folded supracrustal rocks and domes of gneissic basement rocks (Figura 20), characterized by complex evolution that begun in the Pre-Cambrian and extended to the Cenozoic (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves and Cordani, 1991; Trompette, 1994; Santos *et al.*, 2000). It resulted from the closure of a Neoproterozoic ocean during the amalgamation of the West Gondwana Supercontinent, caused by the convergence of the São Francisco, Amazonas and West African cratons during the Brasiliano (600 Ma.; Trompette, 1994), with a history of microplate and terrain amalgamations. The oblique convergence between these cratons imposed a lateral escape tectonics along bands, giving rise to the extensive shear zones with directional component limiting the tectonic domains (Vauchez *et al.*, 1992).

Two important events mark the Borborema evolution during the Cenozoic period, the intense magmatism related to shallow processes (convection cells) at the cratonic border (Knesel *et al.*, 2011); and the uplift of the Borborema Plateau due to a mafic underplating at the crust base (Oliveira, 2008; Almeida, 2014; Luz *et al.*, 2015).

In 1975, Brito Neves suggested separating the Borborema Province in domains based on tectonic and stratigraphic evolution while Jardim de Sá *et al.* (1992) used the concept of terrain in the Borborema Province for the first time in 1992. Oliveira *et al.* (2000) and Oliveira (2008) interpreted magnetic and gravimetric data, contributing to the evolution of the tectonostratigraphic terrain concept. Oliveira *et al.* (2000) stated that independent of the adopted evolution model, there is a consensus regarding the division of the Borborema Province into five big tectonic domains, some limited by big shear zones, from northwest to southeast: 1) Médio Coreaú Domain, 2) Ceará Central Domain, 3) Rio Grande do Norte Domain, 4) Transversal Zone Domain, and 5) Southern Domain (Figura 20).

Each domain includes different terrains separated by a series of lithostratigraphic, structural, geochronological and geophysical parameters. The Patos Lineament is considered a first order limit (Van Schmus *et al.*, 1995 and Santos and Medeiros, 1999) that separates the province into north and south segments. The study site consists of predominantly Meso to Neoproterozoic terrains in the southern portion (CPRM, 2017b).

4.2.1.1. Transversal Zone Domain

The Transversal Zone Domain is subdivided into the Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe terrains and, in the study site, is represented by the SW-NE elongated Alto Moxotó Terrain (Figura 20). This domain is formed by Paleoproterozoic, Mesoproterozoic metasedimentary and metavulcanosedimentary, Mesoproterozoic and supracrustal Neoproterozoic metaplutonic lithotypes, as well as orthogneisses and indiscriminate migmatites (CPRM, 2017a), having restricted Brasiliano plutonism.

4.2.1.2. Southern Domain

The Southern Domain is subdivided into the Canindé-Marancó, Riacho do Pontal, Monte Orebe, Sergipano and Pernambuco-Alagoas terrains and traversed by the Tucano and Jatobá basins (Figura 20). The Pernambuco-Alagoas Terrain is a preferential E-W trending band, bordering the Pernambuco Shear Zone to the north, consisting of Mesoproterozoic orthogneisses and a series of Neoproterozoic plutons. The Sergipano Folding Belt, often known as the Sergipano Folding Range, constitutes a Neoproterozoic passive margin basin formed by metasedimentary rocks (Bizzi *et al.*, 2003).

4.3. Methodology and Processing

The waveforms used in this study were recorded by the broadband seismographic stations of the Geoterm Network, which consisted of 10 stations equipped with sensors loaned by the PegBr (Brazilian Geophysical Equipment Pool – OM-MCT, Fianco *et al.*, 2015). The operating time of the stations varies between four months and three years (Tabela 4). During the study period, the ITBA, PRPG and ESCA stations were disabled due to technical problems; therefore, their data were not processed at this stage.

Tabela 4 – Seismographic stations in the study site followed by the code, coordinate system of Sirgas 2000 (24L), starting and ending dates, and tectonic domain of location.

Station	LAT (m)	LONG (m)	Start	End	Tectonic Domain/Subdivision
CRDO	-10,23	-36,88	30-May-2014	26-Apr-2017	Sul Domain/Sergipano Foldin Belt
TBBR	-11,22	-37,95	19-Apr-2014	19-Sep-2016	Sul Domain/Sergipano Foldin Belt
CRBA	-9,59	-36,87	30-May-2014	27-Apr-2017	Sul Domain/Sergipano Foldin Belt
PCRD	-9,83	-37,66	31-May-2014	28-Apr-2017	Sul Domain/Sergipano Foldin Belt
TCRT	-8,99	-37,85	19-Jun-2014	28-Apr-2017	Sul Domain/Pernambuco-Alagoas Terrain
QPPA	-8,87	-36,08	27-Jul-2014	27-Apr-2017	Sul Domain/Pernambuco-Alagoas Terrain
SRTA	-8,04	-37,31	27-Jul-2014	4-Dec-2014	Transversal Zone Domain/Alto Moxotó Terrain
ESCA	-8,33	-35,16	Technical problem		Sul Domain/Pernambuco-Alagoas Terrain
ITBA	-10,65	-37,48	Technical problem		Sul Domain/Sergipano Foldin Belt
PRPG	-10,65	-37,87	Technical problem		Sul Domain/Sergipano Foldin Belt

The time-iterative receiver function (Langston, 1979) was used to estimate the crustal thickness and the Vp/Vs ratio due to simplicity and quickness for obtaining the traces, identifying the converted and reverberated phases (Ligorria and Ammon, 1999), not requiring individual phase analysis and being sensitive to the varying velocity between the Earth crust and mantle (Moho Discontinuity). The HK-stacking method (Zhu and Kanamori, 2000) was chosen due to the large number of traces that can be processed quickly, without being necessary to identify the arrival time of the phases of interest and the stacking of RF traces of different distances and azimuth, suppressing lateral variations of structure, and thus generating average crustal models.

4.3.1. Receiver Function

To calculate the RF over the time window, we selected seismic sources with epicentral distance from each station between 30° and 90° (values selected from the literature to avoid the signal triplication effect, <30°, and shadow zones, >100°), and seismic events with magnitude ≥ 4 from the IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) catalog, ensuring a large amount of data (Figura 21). The waveforms were windowed between 10 s before and 100 s after the P wave. In order to make the horizontal phases clear, the horizontal components were rotated to the direction of the teleseismic events to obtain the radial and transverse components (ZRT system), polarizing the P wave register in the vertical component, and Ps and multiples in the radial component of the system, following the methodology proposed by França (2003).

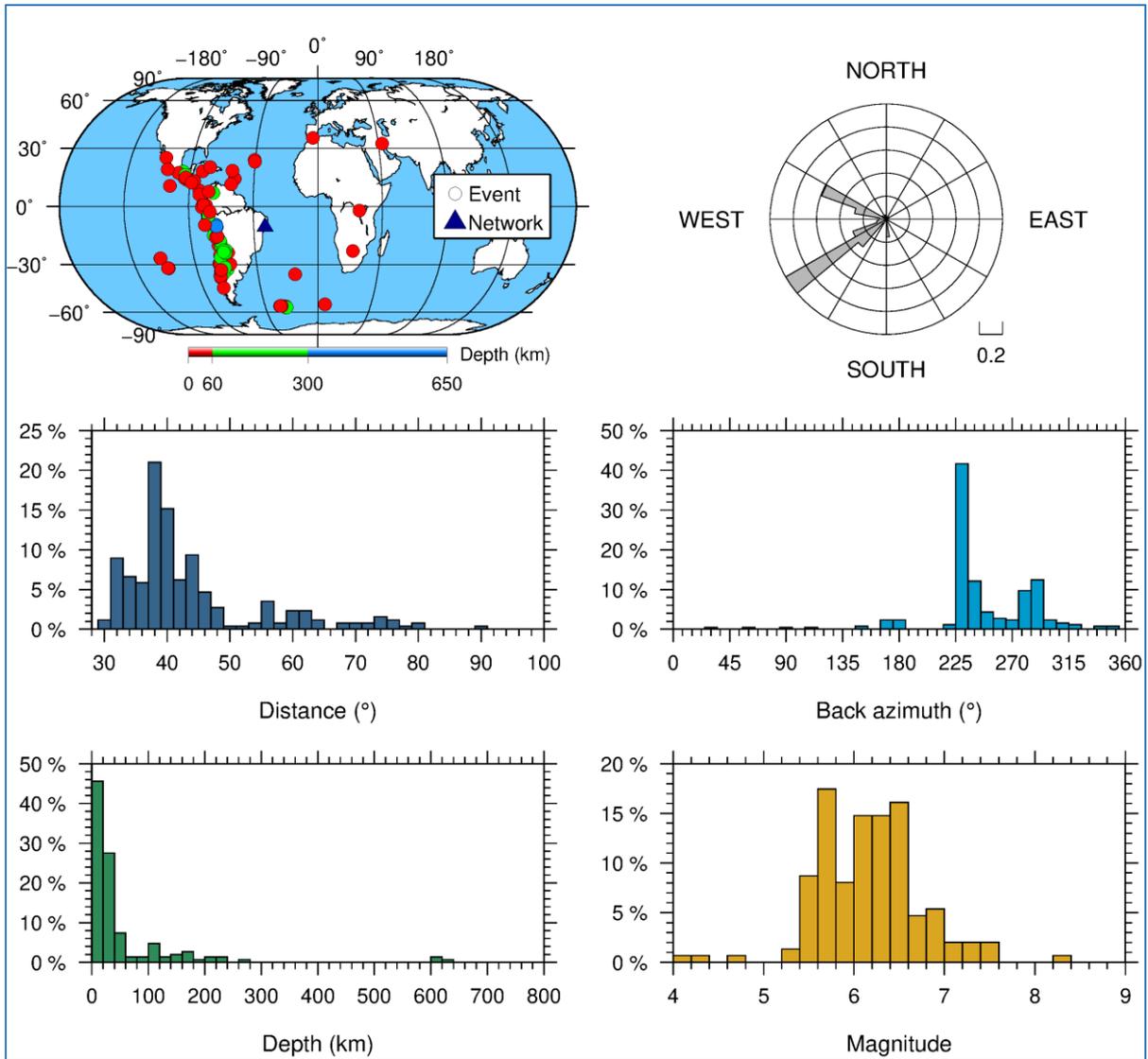


Figura 21 – Statistics of the selected events to generate the RFs and consequently calculate the thickness estimates and V_p/V_s ratios for Geoterm Network stations.

The ITERDECON software was used to generate the RFs, to make the iterative deconvolution over time; having 500 iterations a priori and Gaussian filter opening of 2.5 Hz, as suggested by Ligorria and Ammon (1999).

The stacking method is used to improve the signal-to-noise ratio of the RFs and is the sum of N traces with similar azimuth ($<15^\circ$) or distance ($<10^\circ$) (traces with close slowness) divided by N (França, 2003). The higher the number of RFs the smaller the noise. Thus, the technique was applied to all stations using the limit of similarity of azimuth over 3° resulting the Figura 22 until Figura 28. These figures show the event direction and coverage interval on the left corner while the distance interval and number of stacked traces, on the right side between parentheses.

4.3.2. Crustal Thickness and Vp/Vs Ratio

The HK stacking method (Zhu and Kanamori, 2000) to estimate the thickness of the Earth crust (H) and the Vp/Vs (K) ratio for a set of RF traces, using the arrival times of the P, Ps and multiple phases requires assuming a priori specifications and weight for each converted phase in the Moho.

The uncertainty associated with thickness and velocity obtained by the Zhu and Kanamori (2000) method is estimated by the bootstrap method (Efron and Tibshirani, 1991). The software generates subsets of original RFs traces, randomly, repeating and generating a set of H and k parameters with mean and standard deviation.

The crustal thickness and the Vp/Vs ratio were calculated by the Zhu and Kanamori (2000) HK-stacking using the HKSTACK software. Christensen and Mooney (1995) have already suggested a P-wave velocity equal to 6.454 km/s while Soares *et al.* (2009) and Tavares (2014) used values between 5.9 and 6.8 km/s, thus the Vp=6.4 km/s average was used as a priori information. By definition, the formula to calculate the crustal thickness (Zhu and Kanamori, 2000) is not very sensitive to the P-wave velocity variation, so that variation between 6.1 and 6.5 km/s is acceptable. Another a priori information required is the phase weights, Zhu and Kanamori suggested using 0.7 (Ps; w_1), 0.2 (PpPms; w_2) and 0.1 (PsPms+PpSms; w_3). The weights suggested in the literature were used for the CDRO, CRBA, QPPA and SRTA stations. However, because the second multiple is more evident than the 1st in TCRT, PCRD, and TBBR, different weights such as 0.7 (w_1), 0.1 (w_2) and 0.2 (w_3) were used for the TCRT and PCRD stations, and 0.7 (w_1), 0.0 (w_2) and 0.3 (w_3) for TBBR.

Using the same method (HK-stacking) that was used to calculate Moho depths and Vp/Vs, because of the presence of a positive anomaly around 1.5 s an estimative of a depth for upper-lower crustal limit and Vp/Vs was done. The same phase weights while Vp value was changed to 6.2 km/s. This value is 0.1 km/s higher than that used by Pavão *et al.* (2013), because the Geoterm Network is closer to the coast and, therefore, a thinner crust is expected for this region. Trying to maximize the number of events, the distance range was the same of that used for Moho, as the magnitude.

With the aim of improving the visualization of the results and verification of the crustal thinning or thickening trends, interpolation was performed using the kriging method (in ArcGIS 10.2). The same was applied to the mid-crustal and V_p/V_s values.

Simultaneously, the crustal thickness and V_p/V_s ratios were calculated for the teleseismic events originating in different quadrants for each station, to verify whether the Moho surface slope had any clear trend. Thus, all RFs for the crust-mantle boundary and the RF traces generated for the events from each direction, NE, SE, NW and SW (Tabela 6), were separated for each station, and the HK-stacking by Zhu and Kanamori (2000) was performed with the same weight parameters used previously.

4.4. Results

Following the parameters mentioned before for generating the RFs, the events selected are shown in Figura 21. The most events are from SW (back azimuth $\sim 230^\circ$), followed by events from NW ($\sim 280^\circ$), and only a few from SE and NE. The distance from most of the events are between 30° and 50° , and the predominant depth is up to 50 km (80%). The magnitude is mostly within the range of 5.4 to 7.5.

The radial RF peaked at time 0 corresponding to the direct P-wave, followed by peaks and valleys associated with the P-wave to S-wave conversions at high-velocity contrasts (Langston, 1979), e.g., the Moho. The P and P_s phases are very clear for all the studied stations and can be seen in Figura 22 to Figura 28 showing the stacked RFs.

The multiple phases in stacked RFs vary from station to station. The CRBA (Figura 22), CDRO (Figura 23), and QPPA (Figura 25) stations indicate that the positive phase alignment of the 1st multiple ($PpPms$) is very clear at about 15 s after the direct P arrival, whereas the 2nd multiple ($PpSms+PsPms$) is less evident at approximately 18 s. On the other hand, the PCRD (Figura 24), TBBR (Figura 27) and TCRT (Figura 28) stations show a negative phase alignment trend at about 18 s (2nd multiple) more evident than the 1st multiple. However, the arrival times of these phases are not uniform, varying about 2 seconds.

The SRTA station generated a small amount of RF traces (Figura 26) due to the short running time, about 4 months. However, it is possible to identify the P, PS and 1st multiple ($PpPms$) clearly, the latter occurred about 15 seconds after P (Tabela 4).

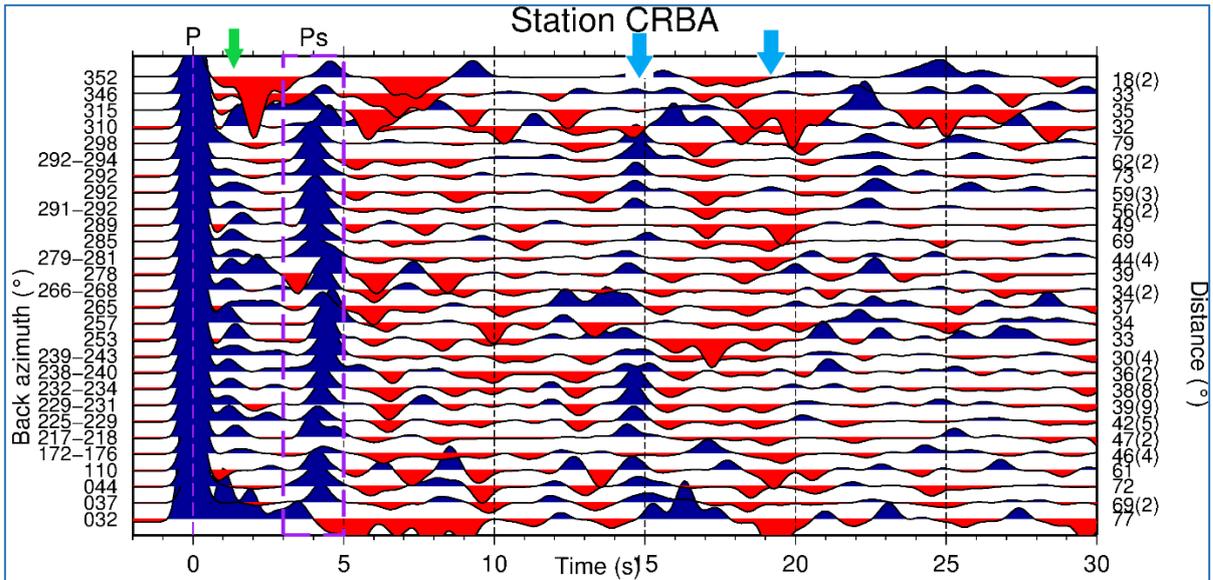


Figure 22 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the CRBA station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s (left blue arrow). The 2nd multiple (right blue arrow) is not as clear. The Psc positive phase is indicated with green arrow, at 1.5 s.

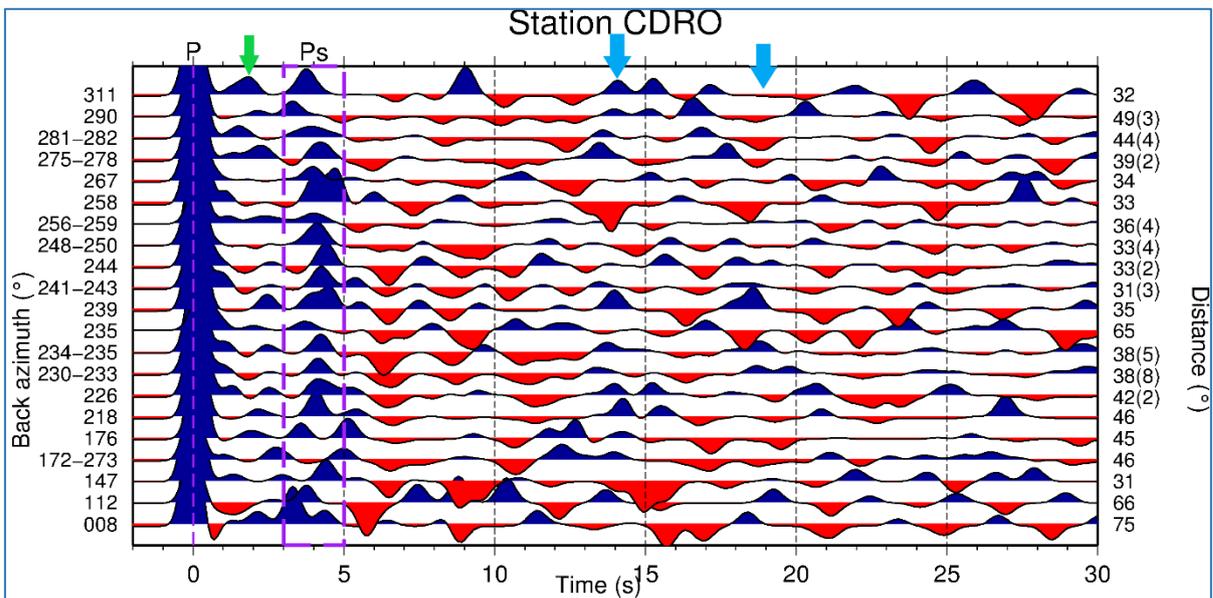


Figure 23 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the CDRO station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s (left blue arrow). The 2nd multiple (right blue arrow) is not as clear. The Psc phase is not too clear (green arrow).

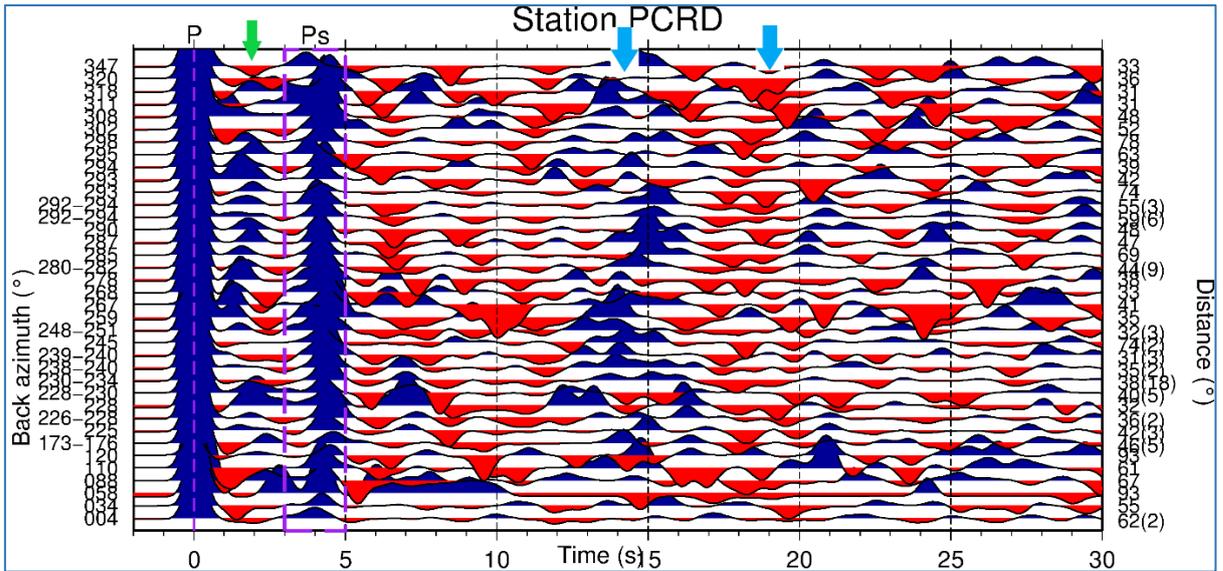


Figure 24 – Stacking and ordinate for back azimuth RFs traces in the PCRD station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s. The 2nd multiple is not as clear at 19 s. The green arrow at 2 s indicates de positive peak of Psc phase.

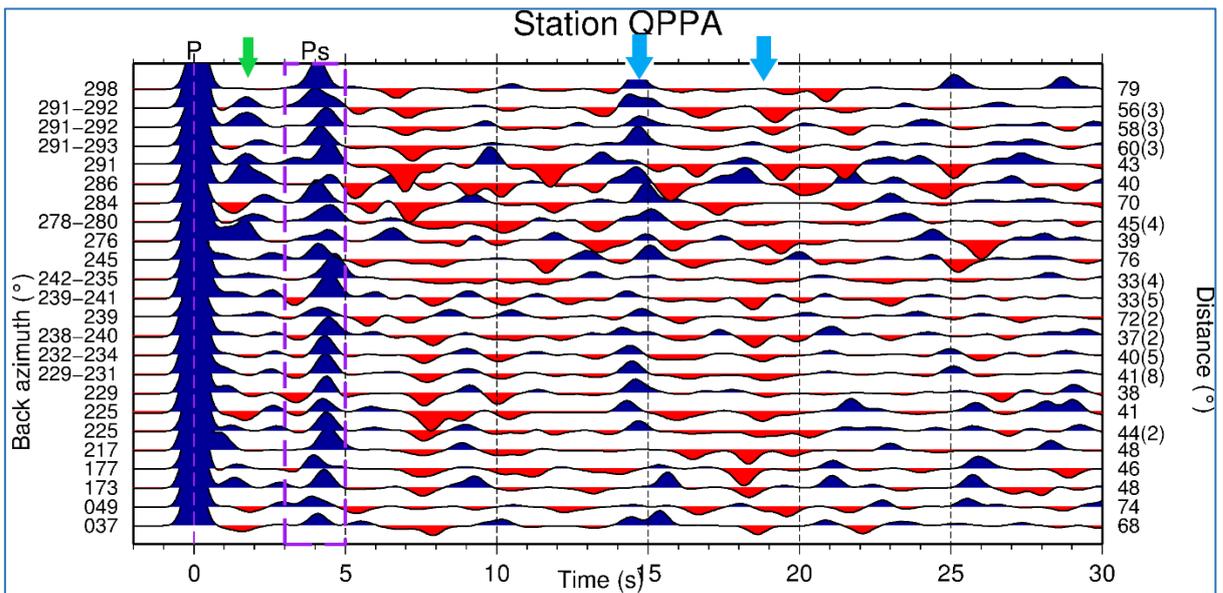


Figure 25 – The RFs traces are stacking and ordinate for back azimuth in the QPPA station. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 14 s and the 2nd multiple is at 18 s (blue arrows). The Psc phase is indicated with green arrow at 2 s, but maybe it is at 3 s.

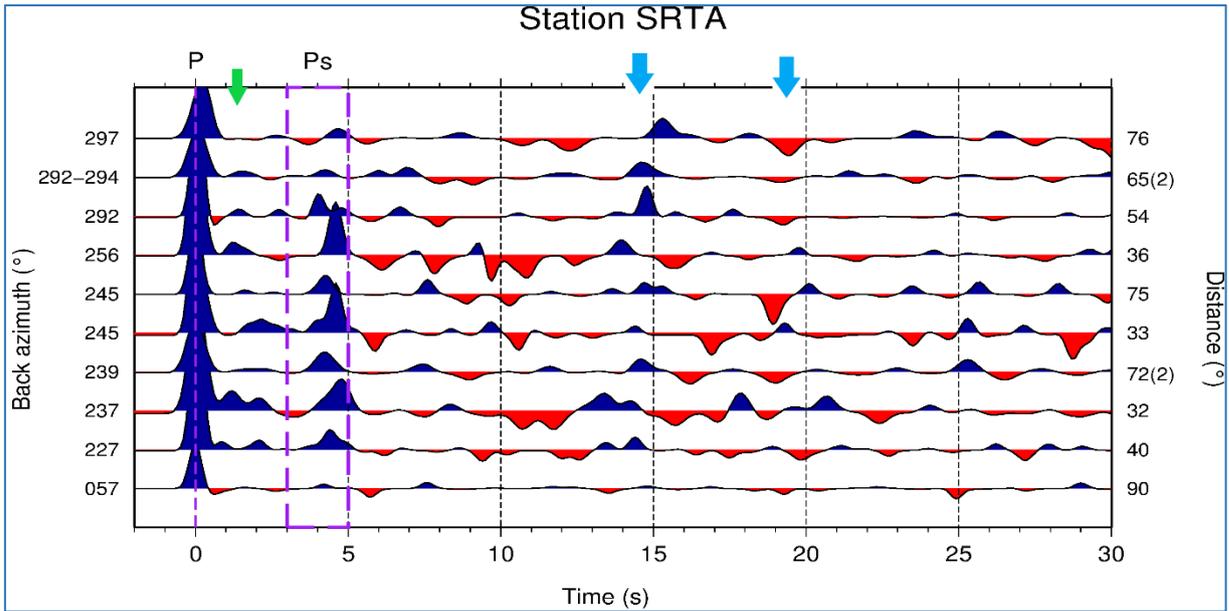


Figure 26 – The few RFs traces of SRTA station are stacking and ordinate for back azimuth. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s. The 1st and 2nd multiples (blue arrows) are not clear at 15 s and 19 s, respectively. Even with a few traces in this station, it is possible to see some positive peaks at 1 s (green arrow), indicating probably the Psc phase.

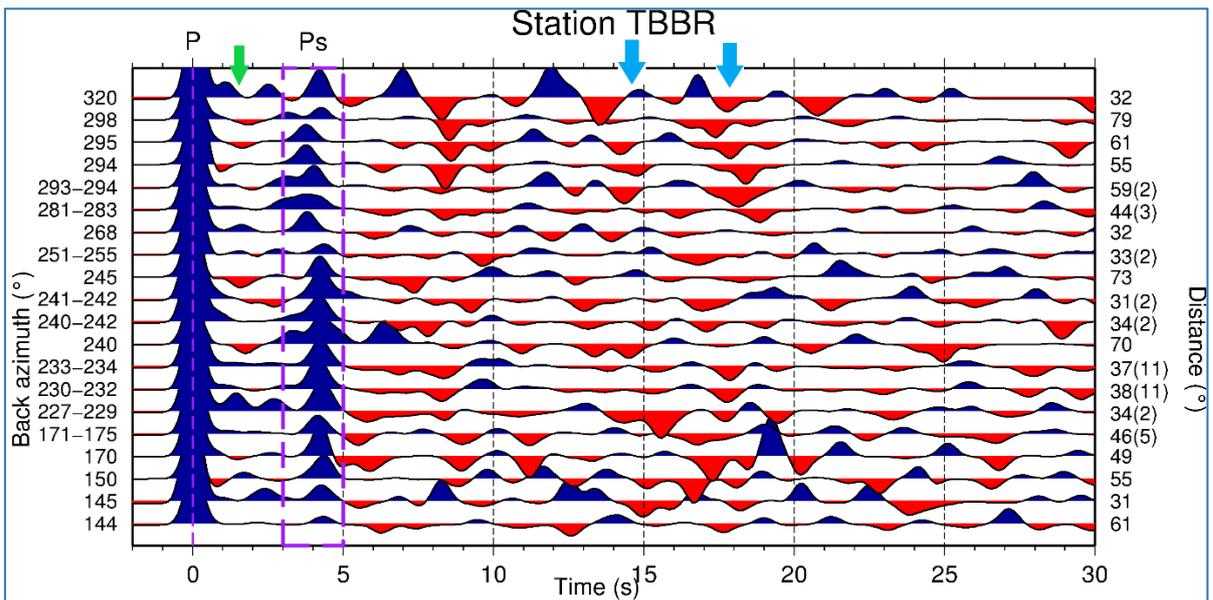


Figure 27 – The RF traces of TBBR station, representing in this figure, are stacking and ordinate for back azimuth. The P and Ps positive peaks appear clearly at time zero and about 4 s. The 1st multiple is not clear (left blue arrow), besides the 2nd multiples (right blue arrow) is at 18 s. The Psc phase is not too clear (green arrow).

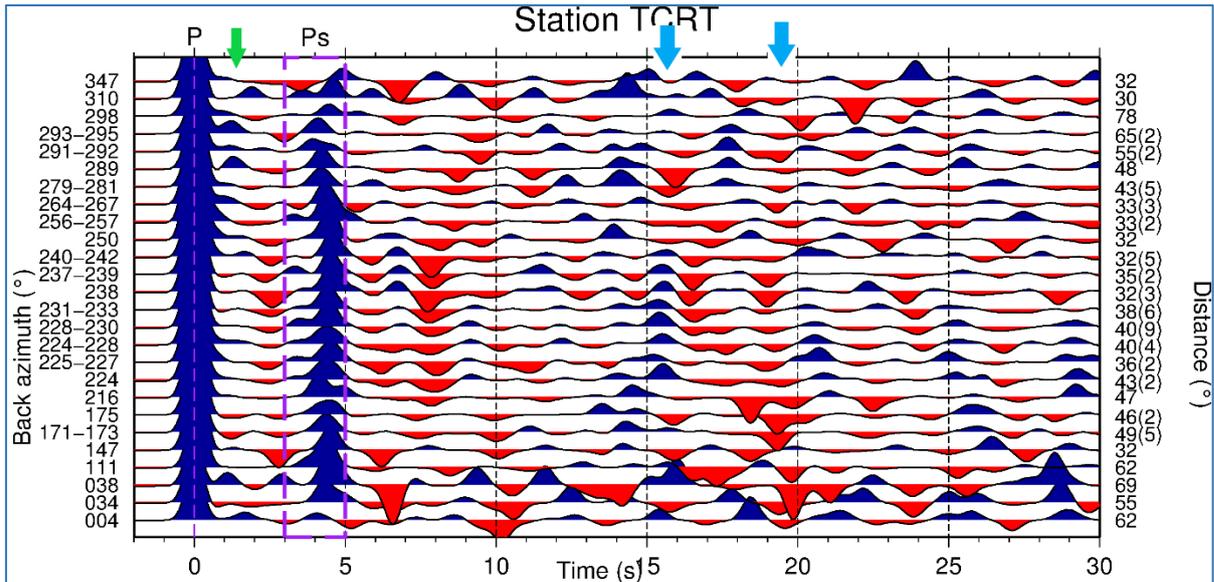


Figura 28 – The P and Ps positive peaks for TCRT station appear clearly at time zero and about 4 s, besides the 1st multiple at 16 s and the 2nd multiple at 19 s (blue arrows). The green arrow indicates approximately the Psc positive phase, which is not clear in this station.

The easy identification of the Ps phase and at least one multiple for each station allowed estimating the crustal thickness and V_p/V_s ratio for the Geoterm Network stations efficiently, as seen in Tabela 5. The thickness varied from 34.6 km at TBBR (further south) to 37.7 km at TCRT (further inland) while standard deviations were within the expected values for the most part, generally below 1 km, except for the CDRO and PCRD stations, which was greater than 15 km. A higher standard deviation is due to the less clear arrival of these multiple phases in these stations since the varying arrival times do not generate clear phase alignments. The estimated speed ratios vary between 1.68 and 1.77, with standard deviation less than 0.06.

The surfaces created using the HK-stacking method (Zhu and Kanamori, 2000) represent the results obtained for all Geoterm Network stations, they show the correlation between V_p/V_s and depth values for Moho discontinuity. The Figura 29 and Figura 30 shows the convergence from the H and K estimates with well-defined maxima and small confidence ellipses. The smaller the red circle, the smaller the standard deviation and the greater the reliability. Both figures represent well the results that are shown in Tabela 5. Surfaces with larger red circles are found in the stations with the highest standard deviation, especially when mid-crustal discontinuity depths are analyzed.

Pavão *et al.* (2013) observed a positive phase alignment between the P and Ps phases arriving about 2 seconds after the P-wave corresponded to the Psc phase (P converted to S phase in mid-crustal discontinuity). This phase is clear for CRBA (Figura 22), PCRD (Figura 24) and CDRO (Figura 23) stations (indicated by green arrow), and this is not so evident for the QPPA, SRTA, TBBR and TCRT stations (Figura 25, Figura 26, Figura 27, Figura 28, respectively).

Tabela 5 – Results of the HK-stacking method applied to Geoterm stations for the thickness estimates (km) of the Moho and mid-crustal discontinuities, standard deviation, and Vp/Vs ratio for Vp=6.4 km/s (Moho) and Vp=6.2 km/s (mid-crustal discontinuity) and standard deviation. It was not possible to estimate the values for the TBBR station.

Station	Elevation (m)	Events number	Moho (km)	SD	Vp/Vs	SD	Mid-Crustal (km)	SD	Vp/Vs	SD
CRDO	11	48	34,30	1,40	1,71	0,04	18,30	0,80	1,79	0,06
TBBR	186	51	33,70	2,50	1,75	0,07	-	-	-	-
CRBA	196	65	37,20	0,60	1,68	0,02	10,20	0,80	1,73	0,10
PCRD	275	87	35,80	1,40	1,72	0,04	18,90	1,50	1,52	0,12
TCRT	343	65	37,70	0,60	1,70	0,02	11,20	1,40	1,64	0,12
QPPA	560	54	36,60	0,50	1,71	0,02	15,60	4,40	1,63	0,18
SRTA	629	12	35,80	1,20	1,76	0,04	11,10	3,50	1,75	0,32

The upper crust depth varied between 10.6 and 19.2 km in the mid-crustal discontinuity (Figura 32), with maximum standard deviation of 4.6 km. The k values were estimated between 1.47 and 1.79, with standard deviation higher than 0.19 (Tabela 5). The high standard deviation obtained for the Vp/Vs ratio is probably due to the lack of clarity of the multiple phases as suggested by Pavão *et al.* (2013), like it is possible to observe at TBBR station or QPPA, in which there are two possible positive peaks between P and Ps.

Unlike the multiple phases, the P and Ps phases appear very clear at the TBBR station due to the unique site where it is located, over the São Francisco Craton and very close to the Tucano Sedimentary Basin. The depth of upper-lower crust limit was not calculated because the Psc phase was not evident in this station.

Tabela 5 shows the depth values for the crust-mantle boundary and the upper and lower crust boundary. As a result, interpolated maps of the estimated Moho (Figura 31) and upper-lower crust limit (Figura 32) depths were generated. Note a WNW-ESE trending alignment indicating simultaneously greater depths for Moho and smaller

depths for mid-crustal discontinuity at the TCRT and CRBA stations, approximately 11 km, suggesting a thickening of the lower crust between the Alagoas and Jatobá basins (Figura 32).

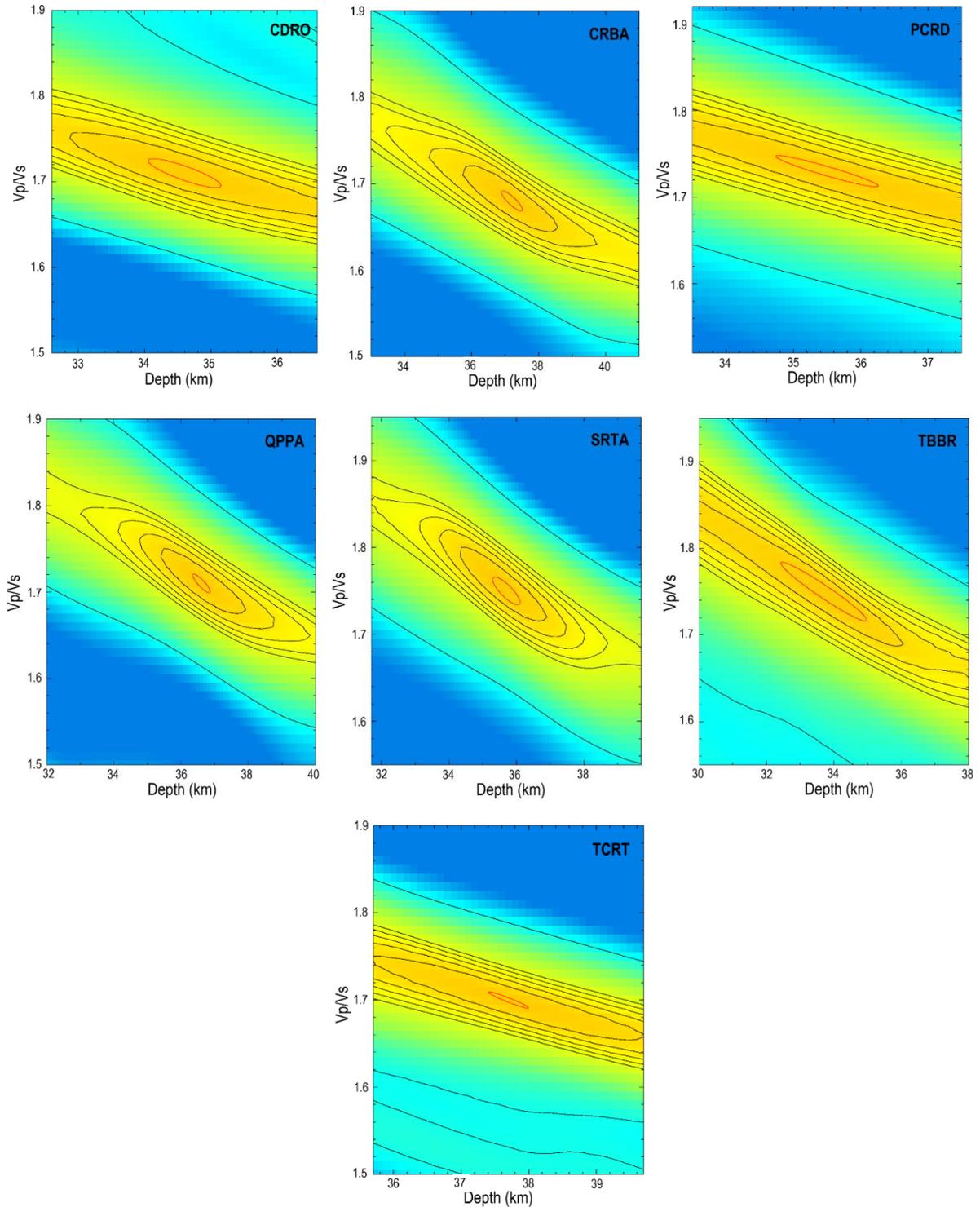


Figura 29 – Surface result of the HK-stacking for the stations correlating both Vp/Vs and depth values for Moho discontinuity.

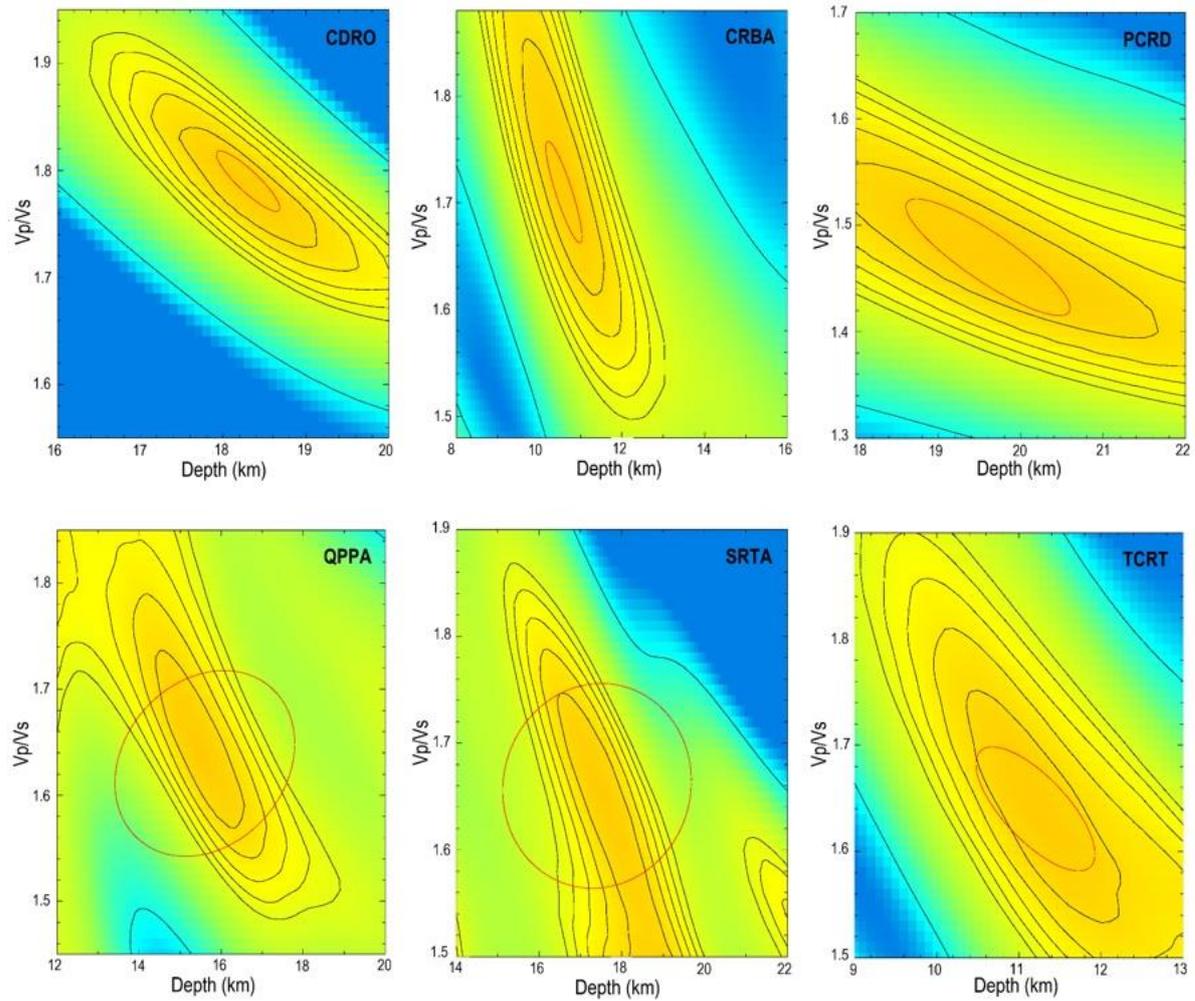


Figura 30 – Surface result of the HK-stacking for the stations correlating both Vp/Vs and depth values for lower-upper crust limit. The larger the red circle, the greater the standard deviation and the lower the reliability.

Figura 31 and Figura 32 show thinning of the lower crust at the PCRD, CDRO and SRTA stations, compared to the other values. The upper crust thickness under the CRBA and TCRT stations is about 11 km, indicating that the lower crust is about 25 km thick, thus being the thickest in the region area.

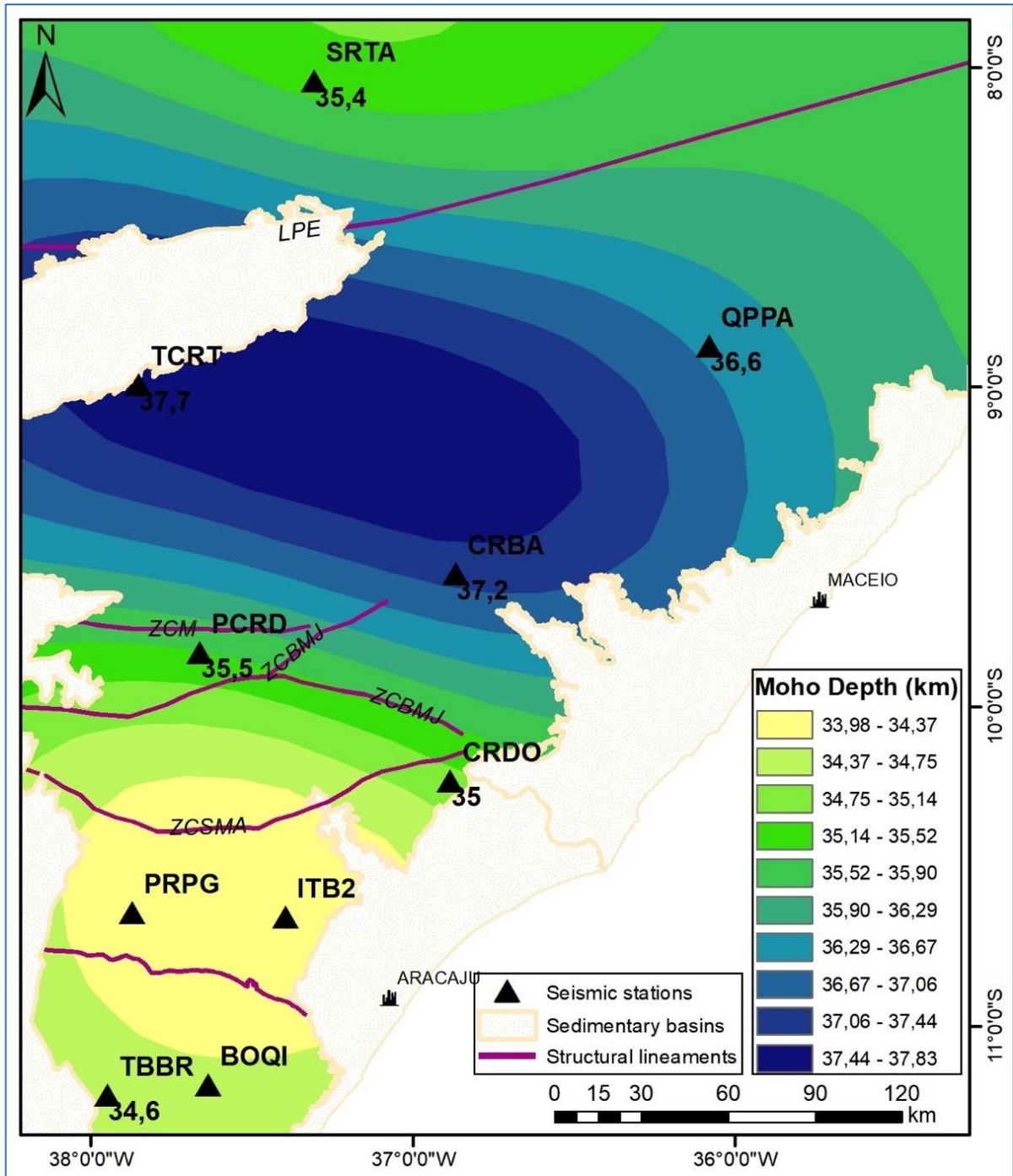


Figura 31 – Interpolation map of the depths estimated by the kriging method for the Moho Discontinuity in the studied stations, Southern Borborema Province.

Although the small number of RFs obtained for the NE and SE events (Figura 21) led to a high standard deviation of about 4 km an approximation was made to estimate the Moho depth. The results varied less for the CRBA and TCRT stations that have three or more RF traces in each quadrant, ranging from 36.4 to 37.7 km and from 37.4 to 38.2 km, respectively. The PCRD station had more than three events coming

from all directions and estimates ranging from 33.5 km for the SW to 37.5 km for the NE events (Tabela 6).

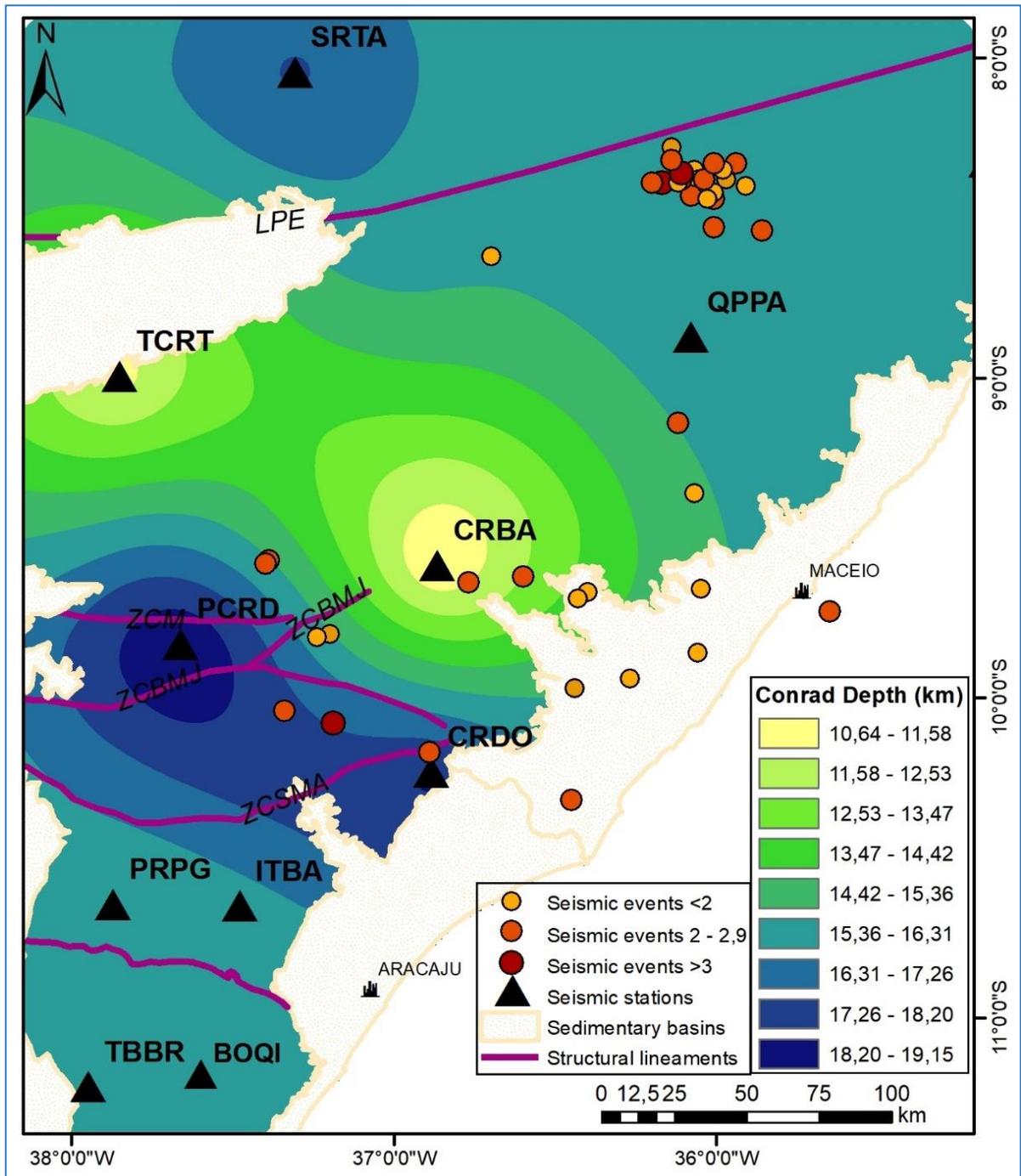


Figura 32 – Interpolation map of mid-crustal discontinuity depth at the studied stations in Southern Borborema Province, showing variation between 10.6 and 19.2 km. The seismic events in the area over the last 2 years are classified by magnitude, like the scale.

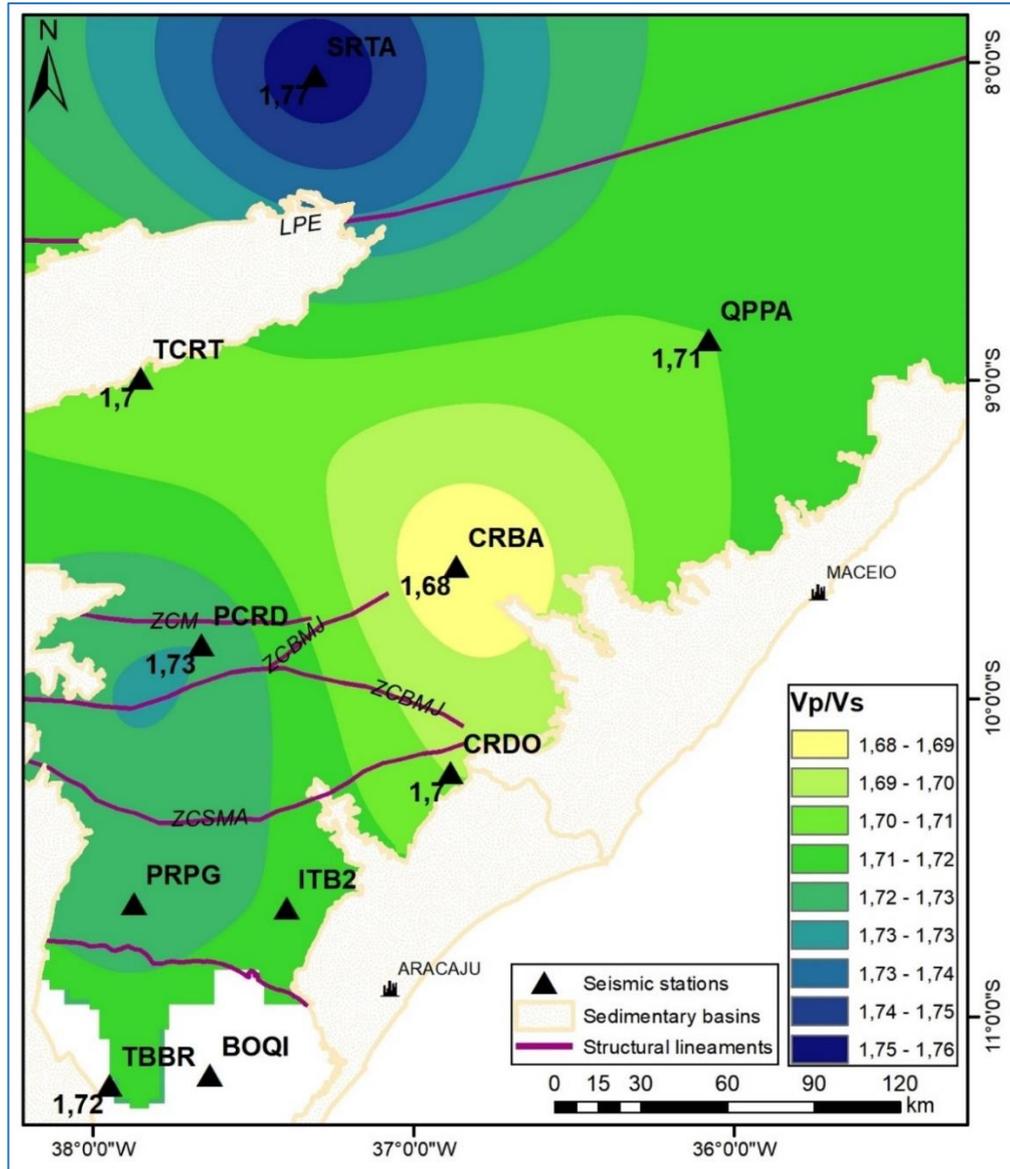


Figura 33 – Interpolation map of Vp/Vs values at the studied stations in Southern Borborema Province, showing variation between 1.68 and 1.77.

Tabela 6 – The number of RF traces for the NE, SE, NW and SW directions, and the Moho depth estimates for selected RFs.

Station	NE Traces	SE Traces	SW Traces	NW Traces	NE (km)	SE (km)	SW (km)	NW (km)
CRDO	1	4	12	4	35,7	33,1	35,3	35,8
TBBR	0	6	10	7	-	31,5	33,5	36,0
CRBA	3	3	11	14	37,7	37,1	37,1	36,8
PCRD	4	3	13	18	37,5	35,5	33,5	36,4
TCRT	3	4	12	7	37,6	37,7	37,4	38,2
QPPA	1	1	11	10	38,7	40,0	36,6	36,8
SRTA	1	0	5	4	35,7	-	34,9	35,8

4.5. Discussion and Conclusions

Other authors reported that the crustal thickness is higher in the Transversal Zone Domain compared to the Southern Domain of the Borborema Province (Soares *et al.*, 2011 and Santos *et al.*, 2014). Santos *et al.* (2014) associated the thickness differences with the Cretaceous extensional activity in the region and, with the rheology of these compartments, suggesting that the Transversal Zone Domain in the Alto Moxotó Terrain was not significantly affected by the event. The two domains are separated by the Pernambuco Lineament, a deep lithospheric shear zone.

The results of the RF and HK-stacking methods showed a crustal thickness varying between 34.6 and 37.7 km (Figura 34) with 0.9 km average standard deviation while the lowest and the highest standard deviations were 0.4 and 1.8 km for the TBBR and CDRO stations, respectively, and mean V_p/V_s ratio of 1.72 (Tabela 5; Figura 33). Results in this region are unprecedented and, therefore, contribute to broaden the knowledge while suggesting new concepts for geotectonic evolution.

The phase alignment observed in the RFs stacked figures for each station can be either very clear, as in the direct P and Ps phases, or less evident, masked by noise, as in the Psc phase and multiples. This noise may hamper the estimates of the Moho and mid-crustal discontinuities or mask other discontinuities present in the region.

The SRTA station in the Alto Moxotó Terrain is located in the southern portion of the area known as the Borborema Plateau. Luz *et al.* (2015) suggested higher crustal thickness for this region due to the terrain elevation caused by mafic underplating. The estimated crustal thickness was 35.4 km, corroborating the values reported by Luz *et al.* (2015) for the stations near PCGU and PCSE (Figura 34). However, Soares *et al.* (2011) indicate a compartmentation of blocks in this Terrain, with thicknesses varying between 38.5 and 42 km.

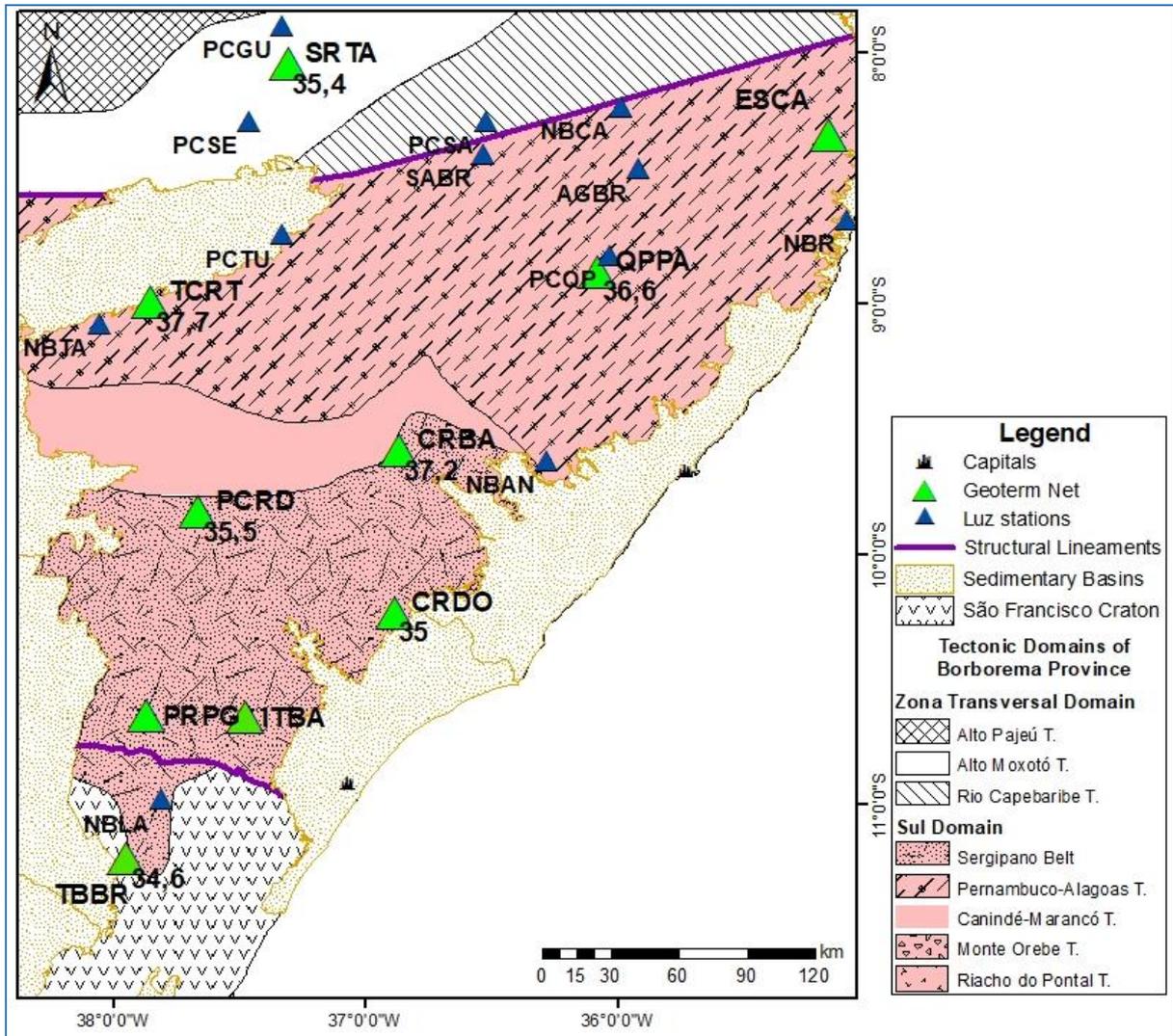


Figura 34 – The map shows the Geoterm Network stations with crustal thickness results and the stations of Luz *et al.* (2015) over the tectonic compartmentation of the Southern Borborema Province.

This study results for the TCRT and QPPA stations in the Pernambuco-Alagoas Terrain can be compared to the nearby NBTA and PCQP stations (Figura 34), respectively (Luz, 2015). Despite the idea that this terrain is more susceptible to the Cretaceous crustal stretching, the thickness values reported in both works are relatively high values with great absolute similarity, about 37 km. In the northern portion of this compartment, Luz (2015) reported smaller thickness that may indicate a crustal thinning nearby the Pernambuco Lineament.

There are no seismographic stations and crustal thickness estimates in the literature for the portion of the Sergipano Folding Belt laying over the Borborema Province. For this reason, the results of the Geoterm Network stations, CDRO, CRBA,

and PCRD, are a great contribution to improving the knowledge on the northwest, northeast and east regions of this geological terrain. The PCRD and CDRO stations located northwest and east of the Sergipano Folding Belt, provided similar estimates, 35.5 ± 1.5 km and 35 ± 1.8 km, respectively, lower than the 37.2 ± 0.6 km for the CRBA station to the northeast, indicating a crustal thickening on the northeastern edge of the Terrain. This inclination/slope supports the collisional context theory representing an important Brasiliano suture zone between the São Francisco Craton and the Borborema Province (Oliveira, 2008).

Because the Sergipano Folding Belt is a Neoproterozoic passive margin basin (Bizzi *et al.*, 2003), it is understood that the TBBR station site indicates the area, close to the Tucano and coastal basins, where crustal thinning was more accentuated, allowing metasedimentary deposition on part of the São Francisco Craton. The thinning trend of the Sergipano Folding Belt to the south is evidenced by the crustal thickness of 34.6 km observed for this station. The NBLA station (Luz *et al.*, 2015) located 30 km from the TBBR, indicated a smaller crust depth in this region as well, albeit with a high difference between them, up to 4 km. However, it is noteworthy that the NBLA station had a high standard deviation for both H and k (2.5 km and 0.07, respectively). Due to successive collisions during the geotectonic evolution of this region, varying crustal thickness and thinning can be common in the same geological terrain.

Zandt and Ammon (1995) and Christensen and Mooney (1995) suggested mean V_p/V_s of 1.78 and 1.77, for the continental crust, respectively. Like the crustal thickness values, the velocity ratios between P and S waves are very similar to the results reported by Luz *et al.* (2015), with 1.72 average while the greatest difference of 0.06 was found between the SRTA and the PCSE and PCGU stations. However, considering the standard deviation reported in both studies, the differences are probably caused by varying crust composition and are not significant. This study also suggests that the crust is predominantly felsic in this region, according to the classification of Musacchio *et al.* (1997), with a defined V_p range between 5.75 and 6.7 km/s and a V_p/V_s ratio varying from 1.66 to 1.80.

Almeida (2014) and Luz *et al.* (2015) suggest that a mafic underplating may have contributed to the elevation of the Borborema Plateau. Thus, a higher V_p/V_s ratio

with values above 1.75 is expected and V_p greater than 6.7 km/s (Musacchio *et al.*, 1997) or V_p/V_s between 1.80 and 1.82 (Christensen, 1996). Luz *et al.* (2015) used $V_p=6.5$ km/s and obtained mean V_p/V_s of 1.74 ± 0.04 , regardless of being a Plateau area or not. To observe the velocity ratio behavior, it is advisable/desirable to adopt a higher V_p value for the southern Borborema Plateau, where the occurrence of the mafic underplating may indeed exist. However, this was not done in this work since the region is outside the area delimited as Borborema Plateau, and there is no mafic underplating known.

Pavão (2010) and Pavão *et al.* (2013) detected a phase between P and P_s at approximately 2 s, the P_{sc} , with depth between 11 and 21 km that corresponded to the mid-crustal discontinuity. The two stations closest to the Geoterm Network station are CAUB, very close to the Pernambuco Lineament and with an upper-crust thickness of 20.73 km, and AGBR with 17.47 km, both in the Pernambuco-Alagoas Domain. Almeida *et al.* (2015) suggested an intracrustal discontinuity related to a detachment zone (due to the crustal stretching process), with thickness varying between 9 and 18 km in the Borborema Province, which no longer exists in the southern portion of the Borborema Plateau.

The phase alignment corresponding to P_{sc} was observed in the stacked traces for all the stations in this study, sometimes not so clear, (Figura 22 to Figura 28). Mid-crustal discontinuity depth estimates ranged from 10.6 to 19.2 km (Figura 32), with high standard deviation (Tabela 5). These high standard deviation values might derive from the lack of clarity in the identification of positive phase P_{sc} around 1.5 sec, or the applied of Gaussian filter or epicentral distances of the selected teleseismic events. Different parameters from those used by Pavão *et al.* (2013) were used, like described in methodology. Another possibility is that in the study area, the mid-crustal discontinuity does not exist (Lowrie, 1997).

The WNW-ESE thinning of the upper crust in the Pernambuco-Alagoas Terrain, between the Sergipe-Alagoas and Jatobá basins, is shown in Figura 32. In the same region of the Borborema Province, where the mid-crustal discontinuity depth is shallower, the Moho Discontinuity thickness is greater (Figura 31 and Tabela 5), indicating a thickening of the lower crust in this area, and a thinning under the Transversal Zone Domain to the north, and Sergipano Folding Belt to the south.

Furthermore, a higher k value was expected in the stations over this region, and the fact that it did not happen, leaves no doubt that the upper crust thinning is really happening.

Despite the large standard deviation values, the V_p/V_s ratios obtained for the upper crust indicate predominantly rocks with felsic pattern, according to the concept of Musacchio *et al.* (1997), following the pattern found for the crust rocks.

The thickness results obtained using the RF traces with events in the NE, SE, SW and NW directions, helped to identify crustal thinning or thickening, which is more difficult to observe when only punctual crustal depth is present. For example, the analysis of the RFs for the Sergipano Folding Belt indicating the N-S trending crustal thinning becomes clearer for the thickness results (Tabela 6) for the SE traces, and a little less for the SW traces. For the Pernambuco-Alagoas Terrain, the data from the TCRT and QPPA stations varied less per quadrant and indicated neither thinning nor thickening trends. It is noteworthy that in the QPPA station, the 38.7 and 40 km values were obtained from only one trace for each of the NE and SE directions, respectively. The SRTA, the only Geoterm Network station in the Alto Moxotó Terrain, does not allow drawing further conclusions since there was only one result for the geological domain and few traces originating from the SE and SW events.

An analysis of the seismic activity that occurred in the studied region in the last two years (Figura 32) shows a large number of events near Caruaru-PE and the Pernambuco Lineament, an area expected for seismic events. However, other events were recorded to the south, and outside known shear zones, with results for the Moho and mid-crustal discontinuity depths showing that the area has thinner upper crust and deeper Moho, which could indicate a less stable region.

The results obtained by applying the Ligorría and Ammon (1999) RF methods over time together with the Zhu and Kanamori (2000) H_k stacking were fairly consistent with the data found in the literature, contributing to the understanding of the geotectonic evolution of the studied region, showing slope of the crust when in contact/proximity with large shear zones.

Acknowledgments

The authors thank the DFTMA-UFBA and the SIS-UnB for the data and support data for the work. Thanks are also due to the Pool of Geophysical Equipment of Brazil, of the National Observatory, for lending the seismographs. GSF thanks CNPQ for the PQ as well as FAPDF and CAPES for the financial support to the student. Thanks Assis, Rejane, Mariana and Júlia for the wonderful discussions to improve this article.

4.6. References

- Albuquerque, D. F., 2014. Determinação de espessuras crustais utilizando o método da função do receptor (*Graduate final dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, H. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2):1-29.
- Almeida, Y. B., 2014. Mapeamento 3D de descontinuidades sísmicas na Província Borborema com funções do receptor (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Almeida, Y. B., Julià, J., Frassetto, A., 2015. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stack: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, in press.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82-96
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília, DF: CPRM, 2003. 674 p.
- Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino (*Doctoral thesis*). São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Brito-Neves B.B., 1983. O mapa geológico do nordeste Oriental do Brasil: escala 1:1.000.000. (*Full Professor Thesis*). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.
- Brito Neves, B. B. and Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(191):23-40.
- Brito-Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of the South America. 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 151-182

- Christensen, N. J., 1996. Poissons ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*. 101:3139–3156.
- Christensen, N, N. I. and Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Costa, I. P., Milhomen, P. S., Bueno, G. V., Lima e Silva, H. S., Kosin, M. D., 2007. Sub-Bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):433-443.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil., 2017a. Projeto Aracajú NW. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Projeto-Aracaju-NW-378.html> (Acessed 9 August 2017).
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil., 2017b. Projeto Aracajú NE. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Projeto-Aracaju-NE-377.html> (Acessed 9 August 2017).
- Efron, B. and Tibshirani, R., 1991. Statistical data analysis in the computer age. *Science* 253, 390-395.
- Fianco, C. B., Vilar, C. S., França, G. S., Argollo, R. M., 2015. Rede sismográfica para estudo de estimativa da crosta em embasamento adjacente à bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. *1st Brazilian Symposium on Seismology*, Brasília, DF. Resumo.
- França, G. S. L. A., 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor (*Doctoral thesis*). São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. IAG/USP, 143p.
- França, G. S., Assumpção, M., Ferreira, J. M., 2006. O estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando Função do Receptor. *Paper presented at II Simpósio Brasileiro de Geofísica*, Natal, Brazil.
- Hard, R. J., Andreoli, M. A. G., Tredoux, M., De Wit, M. J., 1990. Geochemistry across an exposed section of Archaean crust at Vredefort, South Africa: with implications for mid-crustal discontinuities. *Chemical Geology*, 82:21-50.
- Huhn, S. R. B., Justo, A. P., Souza Filho, C. R., Monteiro, L. V. S., 2011. Caracterização geológica do prospecto de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Aurora, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3):525-538.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Fuck, R. A., Kawashita, K., 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:472-480.
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Sohen, B. E., Silveira, F. V., 2011. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letter*, 302,38-50.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84(B9), p 4749.
- Ligorria, J. P. and Ammon, C. J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5):1395-1400.

- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. p. 149.
- Luz, R. M. N., 2015. Estrutura crustal e mantélica da Província Borborema através de função do receptor e dispersão de ondas superficiais (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Luz, R. M. N., Julià, J., Do Nascimento, A. F., 2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brasil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, 644-645:81-91.
- Medeiros V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. (*Doctoral thesis*), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200 p.
- Musacchio, G., Mooney, W. D., Luetgert, J. H., Christensen, N. I., 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian provinces of North America.
- Novo Barbosa, M. F., 2008. Estimativa de espessura crustal na Província Borborema (NE/Brasil) através da Função do Receptor (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, Amsterdam, 181(1-4):64-84.
- Oliveira, R. G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil) (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira R.G. and Santos E.J., 1999. Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. In: SBGf, *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 CD-rom.
- Oliveira, R.G., Santos, E. J., Medeiros, V. C., 2000. Magnetic and Gamma-ray Spectrometry signatures from terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to The Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil. Paper presented at *31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, CD-Rom.
- Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., Lins, F. A. P. L., 2005. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Paper presented at *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, Brazil.
- Pavão, C. G., 2010. Estudos de Descontinuidades Crustais da Província Borborema Usando a Função do Receptor (*Master dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.143 p.
- Pavão, C. G., França, G. S., Bianchi, M., Almeida, T., Von Huelsen, M. G., 2013. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Journal of South American Earth Science*, 42:242-249.

- Santos, E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, *39º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, Anais, p. 47-50.
- Santos E. J., 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. Paper presented at *31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom.
- Santos, E. J. and Medeiros, V. C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1):73-84.
- Santos, A. C. L., Padilha, A. L., Fuck, R. A., Pires, A. C. B., Vitorello, I., Pádua, M. B., 2014. Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema Province, NE Brazil. *Tectonophysics*, 610:39-50.
- Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Mejia, N. I. M., Tavares, E. J., Schmidt, K., Monteiro, L. R., Custódio, M., Guimarães, V. O. M., 2009. Características sísmicas da litosfera do estado do Ceará resultados preliminares de experimento de refração sísmica profunda. Paper presented at *XXIII Simpósio Nordeste de Geologia*, Ceará, Brasil.
- Soares, J. E. P., Lima, M. V., Fuck, R. A., Oliveira, M. P., 2011. Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo.
- Tavares, E. J., 2014. Determinação da razão de Poisson da crosta e manto litosférico sob a linha de refração sísmica profunda NW-SE da Província Borborema (*Master dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Braziliano Aggregation of South America and Africa. A. A. *Balkema*, Rotterdam, Brookfield, 350 p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 8(3-4):267-288.
- Vauchez, A., Amaro, V. E., Archanjo, C. J., 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. Paper presented at *Congresso Brasileiro de Geologia*, Res. Exp., 37-371-372.
- Vilar, C. S., Souza, J. L., Santos, N. P., 2003. Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região nordeste do Brasil. Paper presented at *8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro, Brasil.
- Zandt, G. S. and Ammon, C. J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374:152-154.
- Zhu, L. and Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105:2969-2980.

5. ARTIGO 2 – ESTUDO DA ESTRUTURA CRUSTAL UTILIZANDO INVERSÃO CONJUNTA DE FUNÇÃO DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE, E MODELAGEM GRAVIMÉTRICA PARA A PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Chris Busnello Fianco¹, chrisfianco@gmail.com

George Sand França¹, georgefranca@gmail.com

¹Observatório Sismológico - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil

Resumo

A complexa evolução geotectônica, com eventos compressivos Neoproterozoicos e extensivos Cretáceos, tem conduzido diferentes áreas de interesse a desenvolver pesquisas na porção sul da Província Borborema, no embasamento adjacente às bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá. Na tentativa de melhorar o entendimento geotectônico da região, estudou-se a dispersão das ondas Rayleigh para 36 eventos sísmicos com magnitudes iguais ou superiores a 5 no modo fundamental e a velocidade de fase para os períodos entre 4 e 200 segundos através do método inter-estações. Os dados de função do receptor das ondas P e empilhamento Hk foram processados por Fianco *et al.* (2019). Na inversão conjunta são combinadas medidas de função do receptor de ondas telessísmica P e velocidade de fase de ondas de superfície, das estações da rede temporária Geoterm além das estações NBAN, NBLA e NBTA da Rede Sismográfica Brasileira, para modelar a estrutura crustal na área de estudo. As estações localizadas mais a sul da província apresentam espessuras de crosta menor (± 32 km) que as estações localizadas mais a norte da Província Borborema, apresentando a região entre as estações NBAN, CRBA e TCRT as maiores profundidades estimadas da Moho (± 37 km), porém as menores espessuras para crosta superior. Para as profundidades estimadas para o limite crosta-manto, foram observadas velocidade de onda cisalhante variando entre 3,9 km/s e 4,5 km/s nos modelos de inversão conjunta. Zonas de baixa velocidade foram observadas em quase todos os modelos invertidos em profundidades equivalentes a 10 km, correspondente ao que foi estimado para a

crosta média pelas FRs. As variações da estrutura crustal não só mostram a heterogeneidade lateral, como fornece dados que permitem melhorar a interpretação geotectônica da porção sul da Província. A integração destes resultados com dados já processados de gravimetria, de densidade e a geologia através de modelagem direta permitiram validar as informações de espessura obtidas para as interfaces, bem como melhorar interpretações da estrutura crustal.

Palavras-chave

Função do receptor, dispersão de ondas de superfície, inversão conjunta, modelagem gravimétrica, Província Borborema

5.1. Introdução

A Borborema é parte de um grande cinturão móvel Neoproterozoico formado durante a Orogenia Brasileira-Pan Africana (650 – 530 Ma) que sofreu processo extensional durante o Cenozoico dando origem às bacias sedimentares de origem ativa e passiva e vulcanismo difuso. A acreção e amalgamação de blocos crustais durante a Orogenia Brasileira-Pan Africana no nordeste do Brasil (Almeida *et al.*, 1981; Santos e Medeiros, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000 e 2014) definiu a compartimentação tectônica da Província em cinco sub-províncias tectônicas (Van Schmus *et al.*, 1995). Porém ainda existem muitas dúvidas com relação à sua evolução, compartimentação, características e limites, principalmente na porção sul, entre as bacias Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, onde estudos de subsuperfície, através de métodos geofísicos de detalhe ainda são escassos, e onde localizam-se as estações sismológicas utilizadas neste trabalho (Figura 35).

São no total treze estações sismográficas de banda larga, sendo 10 pertencentes à rede temporária Geoterm (Fianco *et al.*, 2015; Fianco *et al.*, 2019), e três da Rede Sismográfica Brasileira com diferentes períodos de aquisição, utilizados para realização da inversão conjunta dos métodos da função do receptor (FR; Langston, 1979) e dispersão de ondas de superfície (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000; Herrmann e Ammon, 2002; An, 2004), minimizando problemas de não exclusividade que resultam da relação velocidade-profundidade (ex. Özalaybey *et al.*, 1997; Trindade, 2019), para obter modelos de velocidade de ondas cisalhantes.

As FRs foram processadas no domínio do tempo (Ligorria e Ammon, 1999) por Fianco *et al.* (2019), com profundidades de espessura crustal e razão de velocidade Vp/Vs, além de profundidade para a crosta média para cada uma das estações, estimadas através do método de empilhamento Hk (Zhu e Kanamori, 2000).

A dispersão de ondas de superfície foi estudada para 36 eventos sísmicos com boa relação sinal-ruídos, e com alinhamento favorável a formação de doze pares de estações, para os quais, através do método inter-estações utilizando o pacote Computer Programs in Seismology - CPS (Herrmann e Ammon, 2002), foram determinadas curvas de velocidade de fase das ondas Rayleigh no modo fundamental, para períodos que podem fornecer informações até cerca de 200 km de profundidade.

Para a realização das inversões conjuntas, processadas utilizando o pacote de Herrmann e Ammon (2002), foram realizados uma série de teste para análise dos melhores parâmetros de entrada do software. Valores de amortecimento, peso de influência de cada método, número de iterações e modelos iniciais distintos foram testados, e por fim os parâmetros que apresentaram soluções mais aceitáveis foram adotados para a obtenção dos modelos de velocidade da onda cisalhante para todos os pares de estações.

Os resultados de estimativas de profundidade das interfaces crosta média (*mid-crust*) e Moho, e também das velocidades da onda cisalhante foram modelados no programa Oasis Montaj (Geosoft, 2018) com dados de gravimetria, densidade e geologia disponíveis para a região, com o objetivo de fornecer novas informações e melhorar o entendimento da estrutura crustal da porção sul da Província Borborema, e corroborar os dados obtidos através dos métodos de FR e da inversão conjunta.

5.2. Geotectônica

Caracterizada pela complexa evolução que teve início no Pré-Cambriano e se estendeu até o Cenozoico (Almeida *et al.*, 1981; Santos *et al.*, 2000; Brito Neves e Cordani, 1991; Trompette, 1994), a Província Borborema é resultado do fechamento de um oceano Neoproterozoico durante a amalgamação do Gondwana Oeste (Orogenia Cariris Velho; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Oliveira *et al.*, 2005; Carvalho *et al.*, 2005), devido à convergência

dos crátons São Francisco, Amazonas e África Oeste (Supercontinente Rodínia) durante o Brasiliano (600 Ma; Trompette, 1994), com histórico de amalgamação de terrenos e micropalacas, e crosta juvenil. A convergência oblíqua entre esses crátons impôs uma tectônica de escape lateral, dando lugar à extensas zonas de cisalhamento com componente direcional limitando os domínios tectônicos (Vauchez *et al.*, 1992; Figura 35).

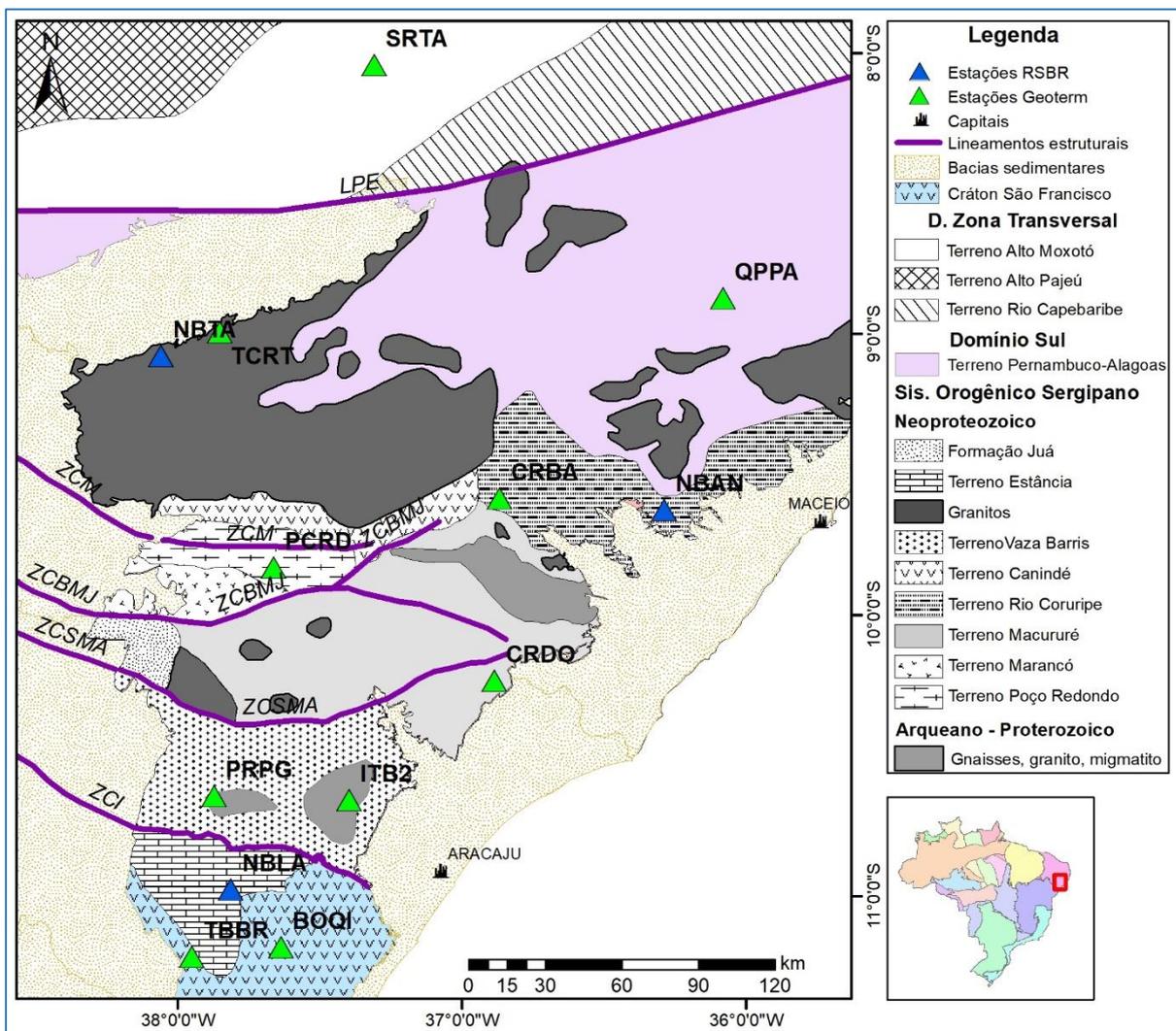


Figura 35– Localização da Rede Geoterm e estações NBAN, NBLA e NBTA, entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, sobre compartimentação geotectônica da porção sul da Província Borborema (modificado de Oliveira *et al.*, 2010). Importantes zonas de cisalhamento cruzam a área, sendo elas: Lineamento Pernambuco (LPE), Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM).

Após a quebra do Rodínia, blocos continentais (São Francisco-Congo, Oeste Africano e Amazonas) se colidiram para formar o Supercontinente Gondwana Oeste (Leste da África – Nordeste da América do Sul) e Gondwana Leste (Índia-Austrália-

Antártica), antes da junção final do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (Hoffman, 1991; Dalziel, 1991; McWilliams, 1981 apud Oliveira *et al.*, 2010; Neves, 2003; Neves *et al.*, 2006; Brito Neves e Cordani, 1991; Jardim de Sá, 1994), Ciclo Brasileiro (Trompette, 1994). A fase pós-brasiliana é caracterizada por atividades extrusivas e pelo modelamento final dos domínios e terrenos da Província.

O processo de rifteamento Sul Atlântico na Província Borborema é marcado por intensa deformação, reativação de extensas zonas de cisalhamento brasileiras, ocasionando a principal fase de estiramento e ruptura crustal, e resultando na formação de diversas bacias tipo rifte (Matos, 1999), das bacias de margem ativa Sergipe-Alagoas (Costa *et al.*, 2007a) e das bacias do Tucano e Jatobá (estas presentes na área de estudo) que constituem o Rifte Abortado do Atlântico-Sul (Costa *et al.*, 2007a, b), com afinamento crustal (Matos, 1999), sendo classificadas como bacias de margem passiva.

5.2.1. Geologia Regional

Intenso magmatismo está relacionado à evolução da Província Borborema, tendo este ocorrido durante do Cenozoico relacionado à processos rasos nas bordas cratônicas (Knesel *et al.*, 2011).

Independente do modelo evolutivo adotado, é consenso (Oliveira *et al.*, 2000) a divisão da Província Borborema em cinco domínios tectônicos, de noroeste para sudeste: 1) Domínio Médio Coreauá, 2) Domínio Ceará Central, 3) Domínio Rio Grande do Norte, 4) Domínio Zona Transversal, e 5) Domínio Sul (Figura 35). Cada domínio incluindo diferentes terrenos separados por uma série de parâmetros litoestratigráficos, estruturais, geocronológicos e geofísicos. A área de estudos compreende predominantemente terrenos Meso a Neoproterozoicos na porção sul da Província (CPRM, 2017), englobando os seguintes domínios tectônicos:

- Domínio Zona Transversal - limitado a norte pelo Lineamento Patos e a sul pelo Lineamento Pernambuco, é composto pelos terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe, amalgamados durante os eventos Orogênicos Cariris Velhos e Brasileiro (Brito Neves *et al.*, 2000; Jardim de Sá, 2006). O Domínio Zona Transversal está representado na área de estudos pelo alongado SW-NE Terreno Alto Moxotó (sobre o qual está localizada a estação SRTA), que

apresenta escasso magmatismo granítico neoproterozoico, predominando litotipos paleoproterozoicos (Bizzi *et al.*, 2003).

- Domínio Sul – ou Domínio Meridional da Borborema (Brito Neves e Silva Filho, 2019) extremo sul da Província Borborema, o Domínio Sul encontra-se localizado a sul do Lineamento Pernambuco, composto pelos terrenos mesoproterozoicos Pernambuco-Alagoas, Canindé-Marancó e Monte Orebe, e as faixas mesoproterozoicas Riacho do Pontal e Sistema Orogênico Sergipano, sendo cortado quase N-S pelo rifte Tucano-Jatobá (Bizzi *et al.*, 2003). O Terreno Pernambuco-Alagoas é uma faixa preferencialmente E-W, limitada pela Zona da Cisalhamento Pernambuco a norte, é formado por terrenos arqueanos, remanescentes de granito-*greenstone*, tratos de embasamento paleoproterozóico importantes, restos de faixas móveis brasileiras e frações de arco magmático (Brito Neves e Silva Filho, 2019).

O Sistema Orogênico Sergipano, com formato triangular e direção ESE-WNW, é resultado da colisão entre os terrenos alóctones do Cráton Congo-São Francisco e os blocos gnáissicos do Maciço Pernambuco-Alagoas durante a Orogenia Brasileira-Pan Africana (com auge entre 670 e 560 Ma; Brito Neves, 1975; Davison e Santos, 1989; Oliveira *et al.*, 2010). Constitui uma bacia de margem passiva assimétrica resultado da evolução clássica de um orógeno colisional formada durante o Neoproterozoico, com preenchimento ocorrido durante tectônica extensional e evolução até abertura de um oceano (D'el-Rey Silva, 1995). Pode ser subdividida em oito terrenos, de sul para norte: Estância, Vaza Barris, Macururé, Formação Juá, Marancó, Poço Redondo, Canindé (Davison e Santos, 1989; Silva Filho, 1998), e Terreno Rio Coruripe. Os terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé são formados por rochas metassedimentares, tendo o Cráton São Francisco como embasamento (D'el-Rey Silva, 1992, 1995, 1999; Oliveira *et al.*, 2010; Argollo *et al.*, 2012); e os terrenos Marancó, Poço Redondo e Canindé por rochas sedimentares metamorfisadas e rochas ígneas (plutônicas e vulcânicas) (Oliveira *et al.*, 2010) vários destes terrenos foram posteriormente intrudidos por granitos. Segundo proposta de evolução tectônica de Oliveira *et al.* (2010) para o Sistema Orogênico Sergipano, a configuração da Figura 36 seria o modelo atual, sobre o qual foi inserida a localização das estações sismográficas da Rede Geoterm.

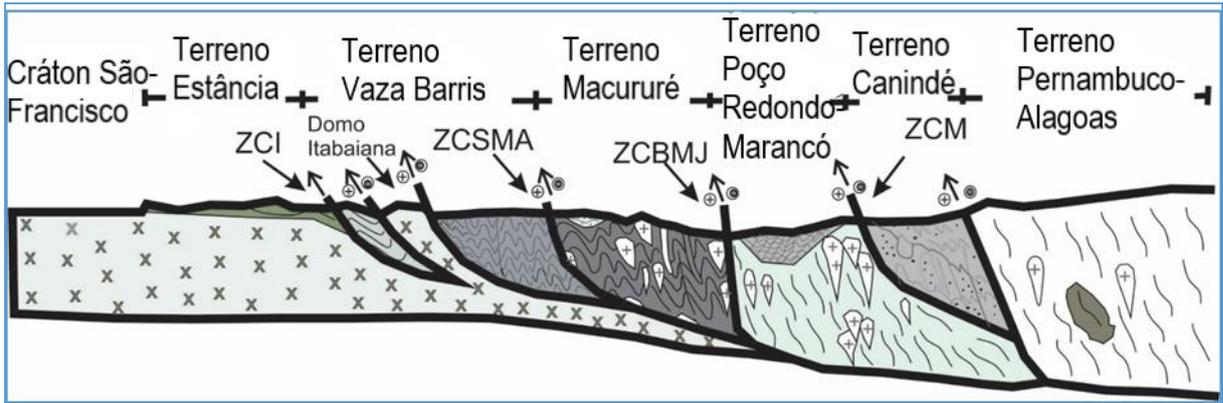


Figura 36 - Configuração final resultado da evolução geotectônica da Sistema Orogênico Brasileiro (modificado de Oliveira *et al.*, 2000), com a distribuição dos terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé sobre o Cráton São Francisco, e as zonas de cisalhamento Itaporanga (ZCI), São Miguel do Aleixo (ZCSMA), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ) e Macururé (ZCM).

5.3. Dados e Processamento

Como as funções do receptor e as ondas de superfície são sensíveis a propriedades sísmicas distintas da Terra, embora dependentes, a junção dos dados de ambos os métodos em uma inversão conjunta melhora a estimativa de modelamento da estrutura de ondas de cisalhamento, comparando-se à inversão de qualquer um dos dois métodos separadamente (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000; Herrmann e Ammon, 2002; An, 2004).

Os dados utilizados neste trabalho consistem dos registros sismográficos de 13 estações triaxiais de banda larga, sendo 10 pertencentes à rede temporária Geoterm (Fianco *et al.*, 2015; Fianco *et al.*, 2019), e 3 (NBAN, NBLA e NBTA) da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), com diferentes períodos de aquisição, na porção sul da Província Borborema (Figura 35), entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, no nordeste do Brasil.

Aos registros sismográficos foram aplicadas as técnicas de: 1) função do receptor (Langston, 1979) e empilhamento Hk (Zhu e Kanamori, 2000) para obter estimativas de espessura da crosta, razão V_p/V_s , além de profundidade da crosta média; 2) estudo de dispersão de ondas de superfície para obtenção de curvas de velocidade de fase de ondas Rayleigh inter-estações no modo fundamental (Herrmann, 1987); 3) inversão conjunta da FR com a dispersão de ondas Rayleigh (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000; Herrmann e Ammon, 2002; An, 2004; Hao

Guo, 2015; Trindade, 2019) para obtenção do modelo crustal com distribuição de velocidade das ondas cisalhantes. Este último passo utilizando o pacote de softwares de Herrmann e Ammon (2002), disponíveis no CPS.

5.3.1. Função do Receptor

Os dados de função do receptor, sensível à contraste de velocidade das ondas, foram trabalhados na primeira etapa do trabalho, tendo sido publicados no artigo denominado “Using the receiver function for studying Earth deep structure in the Southern Borborema Province” (Fianco *et al.*, 2019) os resultados de sete estações utilizadas neste estudo (CDRO, TBBR, CRBA, PCRD, TCRT, QPPA e SRTA). Para as outras estações foram utilizados os mesmos parâmetros de processamento descritos em Fianco *et al.* (2019). As estações da Rede RSBR, que se encontram entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá (NBAN, NBTA e NBLA), foram incluídas na pesquisa para melhorar a quantidade de estações sísmográficas na área, permitindo, desta forma, a formações de um número maior de pares de estações para a inversão conjunta.

Os resultados das estimativas de profundidade da Moho, razão V_p/V_s , além de profundidade da interface crosta superior-inferior e dos respectivos desvios padrão encontram-se discriminados na Tabela 7. Para melhorar a visualização destas estimativas de espessura crustal obtidas a partir dos dados de FR, e integrar dados históricos (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015; Luz *et al.*, 2015 utilizando FR e Soares *et al.*, 2011, a partir de refração sísmica), foi realizada uma interpolação pelo método da krigagem (Pavão *et al.*, 2012) e gerado um mapa de espessuras crustais (Figura 37), mostrando uma tendência de afinamento crustal para sul na área de estudos, e a nordeste desta, com espessuras variando de cerca de 29 km até 40 km, na região.

Tabela 7 – Estimativa de espessura da crosta, razão Vp/Vs e interface crosta superior-inferior (crosta média), com respectivos desvios padrão, para as estações da Rede Geoterm (Fianco *et al.*, 2019), NBAN, NBLA e NBTA. Não foram obtidos valores de crosta média coerentes para as estações TBBR e PRPG.

Estação	Elevação (m)	Moho (km)	SD	Vp/Vs	SD	Crosta média (km)	SD
CRDO	11	34,30	1,40	1,71	0,04	18,30	0,80
TBBR	186	33,70	2,50	1,75	0,07	-	-
CRBA	196	37,20	0,60	1,68	0,02	10,20	0,80
PCRD	275	35,80	1,40	1,72	0,04	18,90	1,50
TCRT	343	37,70	0,60	1,70	0,02	11,20	1,40
QPPA	560	36,60	0,50	1,71	0,02	15,60	4,40
SRTA	629	35,80	1,20	1,76	0,04	11,10	3,50
PRPG	408	29,20	1,90	1,76	0,06	-	-
ITB2	177	36,30	1,40	1,74	0,05	17,30	2,00
BOQI	99	34,40	1,80	1,71	0,05	27,70	1,20
NBAN	261	37,40	1,30	1,70	0,05	9,90	1,40
NBLA	196	29,60	2,10	1,78	0,06	9,90	1,10
NBTA	346	35,70	0,4	1,76	0,02	11,80	2,50

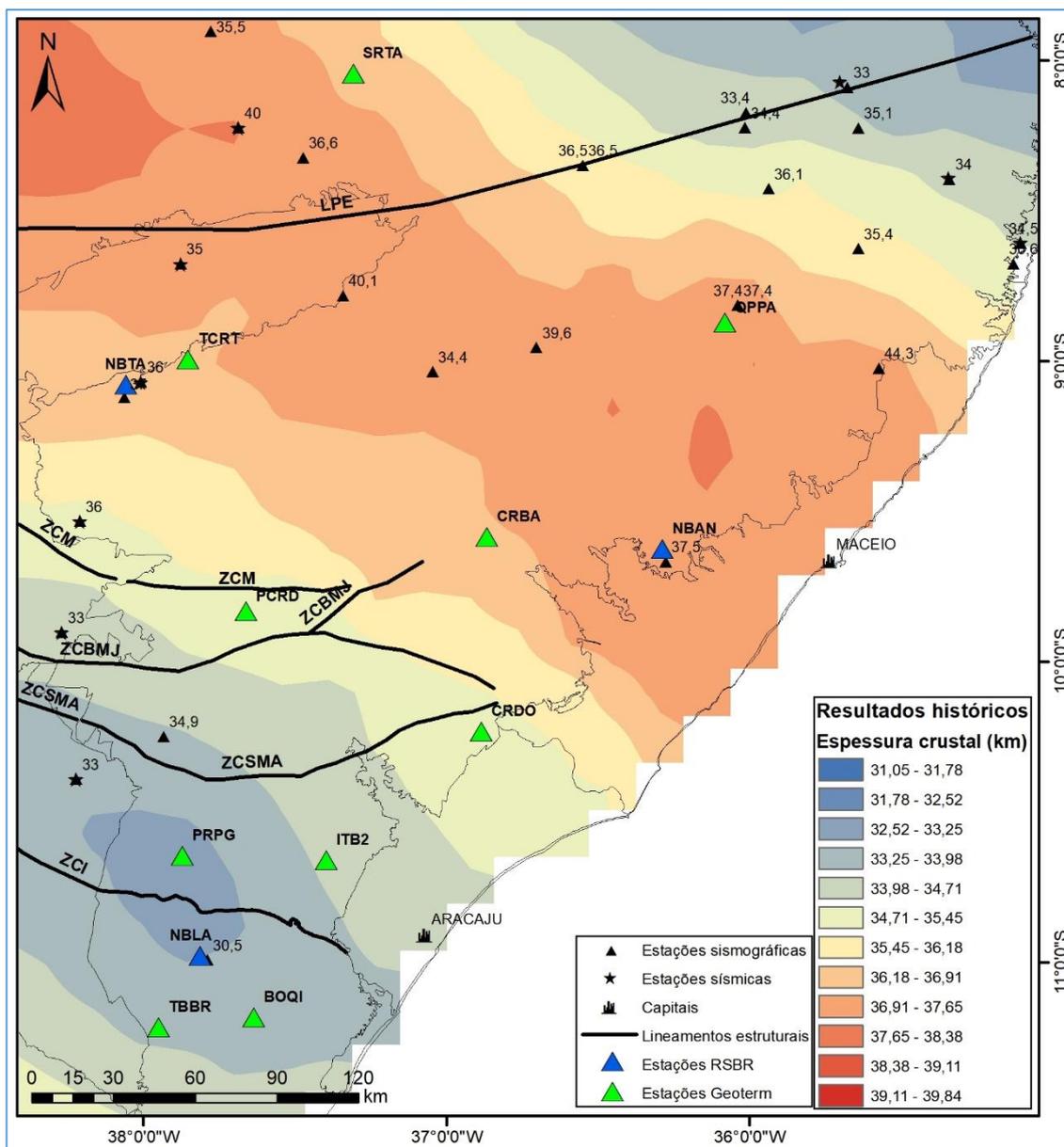


Figura 37 – Interpolação das estimativas de espessura crustal das estações da Rede Geoterm, NBAN, NBTA e NBLA e dados históricos da porção sul da Província Borborema. Os dados históricos são provenientes de pesquisa bibliográfica e apresentam espessuras estimadas a partir de FR (Novo Barbosa, 2008; Pavão *et al.*, 2013, Albuquerque, 2014; Luz, 2015) e refração sísmica (Soares *et al.*, 2011).

5.3.2. Dispersão de Ondas de Superfície

Como as ondas de superfície são sensíveis às velocidades da onda S em profundidade, uma pequena perturbação nesta onda, causa uma grande perturbação nas velocidades de grupo (Feng, 2004). Sendo assim, a dispersão das ondas de superfície é bastante usada para investigar a estrutura de velocidade da onda S em diferentes escalas de profundidades, até poucos quilômetros de profundidade

utilizando períodos de onda curtos ($\sim 0,5$ s e 2 s), e até cerca de 300 km através de ondas de períodos longos (de até 200 s) (Chourak *et al.*, 2001; An, 2004).

As velocidades de grupo das ondas de superfície foram determinadas pela técnica de múltiplos-filtros (MFT – *Multiple Filter Technique*; Dziewonski *et al.*, 1969; Dziewonski e Anderson, 1981; Bhattacharya, 1983; Herrmann, 1987). Estas velocidades iniciais foram utilizadas para isolar do traço original o modo fundamental, através do filtro ajustado à fase (PMF – *Phase Matched Filter*, Herrin e Goforth, 1977; Herrmann, 1987), para remover espalhamento de ondas de corpo, ondas de superfície dos modos altos e efeito multi-caminhos.

As curvas de dispersão da velocidade de fase das ondas de superfície tipo Rayleigh no modo fundamental foram calculadas para a porção sul da Província Borborema através do método inter-estações (Lay e Wallace, 1995) para os períodos entre 4 e 200 segundos, utilizando o código fonte desenvolvido por Herrmann (1987). No método de inter-estações, é calculada a velocidade de grupo entre duas estações, removendo os efeitos de propagação do percurso entre a fonte e a estação-próxima, isolando desta forma a estrutura de velocidade das ondas S local, entre o par de estações. Para isso foram utilizados eventos telessísmicos com magnitude igual ou superior a 5 e profundidades até 40 km do catálogo do IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). O método requer ainda que estas duas estações estejam alinhadas com o epicentro em um caminho de grande-círculo comum menor que 5° . Estes critérios, juntamente com o curto período de aquisição de dados da Rede Geoterm restringiu o banco de dados para 36 eventos com boa razão sinal-ruído (Figura 39), permitindo 12 diferentes alinhamentos de pares de estações (Tabela 8 e Figura 38).

Os pares de estações que devido ao posicionamento possuem uma boa quantidade de curvas de dispersão de ondas Rayleigh são: TBBR-NBAN (12 curvas), TCRT-NABN (11 curvas), TCRT-CRBA (9 curvas), NBAN-NBLA (7 curvas), TBBR-CDRO e PCRD-CDRO (6 curvas cada) (Tabela 8). Para estes pares de estações as curvas de velocidade de fase de ondas Rayleigh apresentam boa homogeneidade e distribuição em termos de períodos, e conseqüentemente, um bom ajuste da curva média, deixando o dado para a inversão mais robusto. Já os pares de estações QPPA-CRBA e QPPA-PCRD (10 e 9 curvas, respectivamente), apesar do elevado número

de curvas no modo fundamental (Tabela 8), não existe um padrões regulares, gerando curvas médias pouco ajustadas.

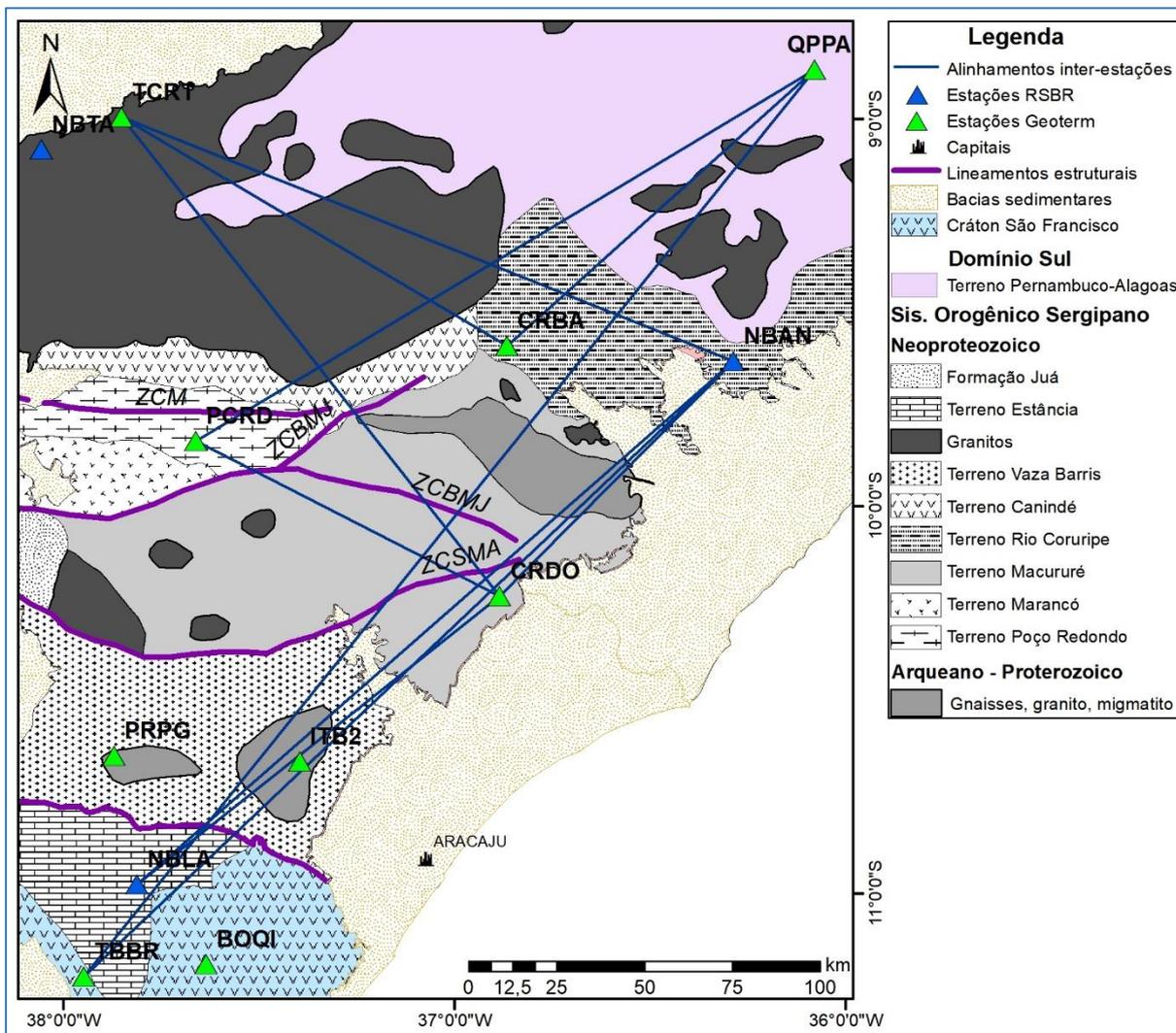


Figura 38 – Alinhamentos inter-estações dos 12 pares utilizados para o estudo de dispersão de ondas de superfície, sobre mapa geológico (modificado de Oliveira *et al.*, 2010).

Três eventos sísmicos permitiram o alinhamento do par de estações TCRT-CDRO (Tabela 8), porém as 3 curvas de dispersão geradas apresentam pequena distribuição de frequência, além de serem muito diferentes entre si. Apesar de terem padrões semelhantes, com elevado gradiente de aumento de velocidade em curtos períodos, as duas curvas geradas para o par de estações CDRO-NBLA não apresentam boa correlação. O mesmo ocorre para o par CDRO-NBAN (2 curvas), que apesar de possuírem uma boa distribuição em termos de frequência, possuem geometrias distintas. Para estes três pares de estações os ajustes da curva média de dispersão de velocidade de fase de ondas Rayleigh são pouco ajustados.

Apenas 1 evento (Tabela 8) dentro do intervalo de levantamento de dados e com caminho de raio dentro do círculo máximo com erro de 5° ocorreu para que fosse possível o alinhamento entre as estações TBBR-QPPA. Contudo, a única curva de dispersão para este par de estações apresenta boa distribuição em termos de período e geometria semelhante ao que é esperado em termos de períodos-velocidade de onda S.

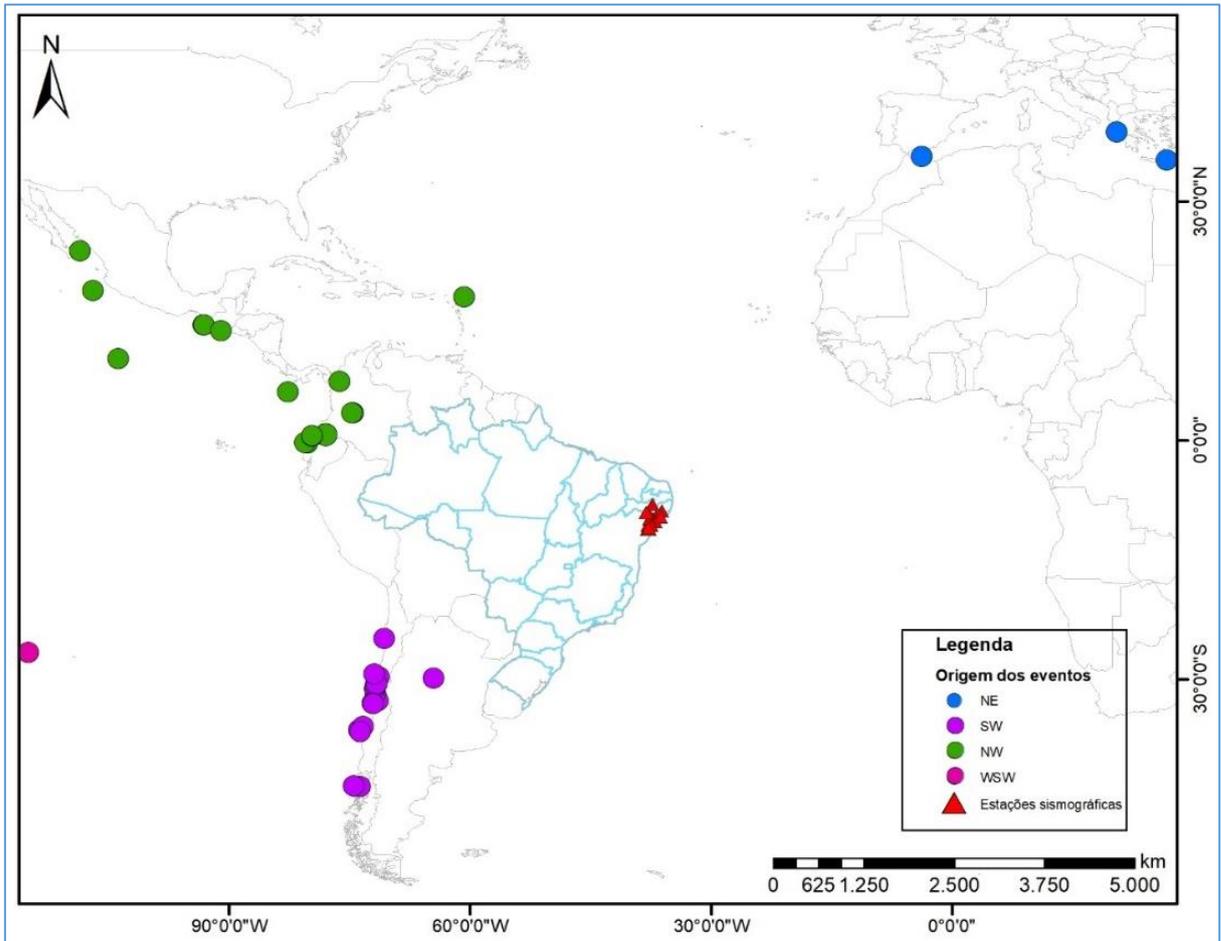


Figura 39 – Distribuição dos eventos sísmicos do catálogo do IRIS com magnitude superior a 5 e profundidades até 40 km, utilizados para o estudo de curvas de dispersão de ondas de superfície. As cores serviram só para mostrar melhor a distribuição destes em relação às estações do presente trabalho.

5.3.3. Inversão Conjunta

A inversão conjunta dos métodos de função do receptor e dispersão de ondas de superfície resulta em uma estrutura de velocidade de ondas de cisalhamento mais bem definidas (Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000; Herrmann e Ammon, 2002; An, 2004; Hao Guo, 2015), minimizando problemas de não exclusividade que resultam da relação velocidade-profundidade da inversão de cada método individualmente, tendo sido comprovada sua funcionalidade em estudos anteriores (ex. Özalaybey *et al.*, 1997; Julià *et al.*, 2000 e 2003; Deng *et al.*, 2015; Trindade, 2019). O método utiliza-se de informações de velocidade de fase média, proveniente do estudo de dispersão de ondas de superfície (Herrmann, 2001), sensível à estrutura de velocidade cisalhante média do material entre duas estações (Lay e Wallace, 1995) e, informações de velocidade diferencial contidas no método da função do receptor (Langston, 1979), este sensível ao contraste de velocidade entre diferentes materiais (Ammon *et al.*, 1990; Julià *et al.*, 2000).

As inversões linearizadas foram processadas utilizando os softwares livres de Herrmann e Ammon (2002), inicialmente como teste com os dados deste trabalho (Fianco, 2019), com o objetivo determinar parâmetros de entrada (Trindade, 2019) e assim equalizar as metodologias. Para as inversões conjuntas 1-D adotou-se: 1) valor de amortecimento igual a 1; 2) número de iterações 90; 3) fator p igual a 0,5, mesmo quando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh não foram bem ajustadas, ambos os métodos (FR e dispersão) tiveram mesmo peso na inversão; 4) modelo inicial AK135-F, o mesmo utilizado nos exemplos de Herrmann e Ammon (2002), porém aqui limitado a 200 km de profundidade (com 25 camadas de 2 km de espessura cada, $V_p = 8,0398$ km/s, $V_s = 4,4844$ km/s e densidade = $3,3248$ kg/m³ constantes, 10 camadas de 5 km e 10 camadas de 10 km com valores de V_p , V_s e densidade aumentando progressivamente com a profundidade), 5) peso das camadas padrão do *software* de inversão, garantindo maior liberdade aos dados até 50 km, e diminuindo gradativamente até cerca de 90 km, quando estabiliza e limita quase totalmente a influência dos dados de FR e dispersão.

5.3.4. Modelagem

Com o objetivo de melhorar o entendimento e corroborar os resultados obtidos pelos métodos da função do receptor e inversão conjunta com dispersão de ondas de

superfície, foi realizada no programa Oasis Montaj (Geosoft, 2018), uma modelagem direta e rápida para o perfil que liga as estações TBBR-QPPA (Figura 35), na tentativa de atravessar todos os terrenos geológicos da porção sul da Província Borborema, entre as bacias Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá. Este perfil cruza também as importantes zonas de cisalhamento (Itaporanga, São Miguel do Aleixo, Belo Monte-Jeremoabo e Macururé; Figura 35), e as estações que se encontram fora deste alinhamento, foram projetadas na direção do perfil, melhorando a quantidade de informações disponíveis para a modelagem e, amarrando melhor as informações de profundidade das interfaces crosta média e Moho, e as velocidades da onda S.

Para esta modelagem foi utilizado: 1) como base geológica o modelo esquemático proposto por Oliveira *et al.* (2010; Figura 36); 2) dados de gravimetria (malha de anomalia Bouguer), fornecidos pela Universidade de São Paulo (USP); 3) valores de densidade média dos terrenos geotectônicos (Tabela 9), com determinação das densidades de rochas aflorantes, fornecidos pela equipe do DFTMA-UFBA (Departamento de Física da Terra e Meio Ambiente da Universidade da Bahia) em parceria com a Petrobrás; 4) profundidade estimada da Moho obtida pelo método da FR, bem como profundidade estimada para o limite crosta superior-inferior (Tabela 7) e; 5) velocidade da onda S obtida através das inversões conjuntas.

Tabela 9– Tabela com os valores de densidade média dos terrenos geológicos obtidos pela equipe do DFTMA-UFBA com medidas de rochas aflorantes representativas.

Terrenos Geológico	Densidade g/cm³
Terreno Estância	2,654
Terreno Vaza-Barris	2,671
Domo de Itabaiana	2,696
Terreno Macururé	2,690
Terreno Rio Coruripe	2,705
Terreno Pernambuco-Alagoas	2,651
Terreno Canindé	2,682
Granitos	2,650

5.4. Resultados

Os perfis de velocidade de onda cisalhante dos pares de estações mostram a estrutura média da crosta, sendo algumas vezes possível identificar a profundidade da Descontinuidade de Moho, assim como a interface crosta superior-inferior, uma vez que a inversão conjunta é sensível a ambos os métodos. Outras vezes, quando o percurso do raio inter-estações é mais longo, ou a variação geológica muito grande, as interfaces podem ficar menos evidentes, em termos de profundidade, porém com velocidade média da onda S bem definida, após a inversão conjunta.

Os pares de estações QPPA-CRBA e QPPA-PCRD atravessam a porção central do Domínio Sul, sendo que o segundo, perto da estação PCRD, atravessa uma grande zona de cisalhamento, a ZCI (Figura 38). Os caminhos de raio percorridos pelas ondas entre estes pares de estações não devem apresentar grande alteração de velocidade, visto que as densidades dos Terreno Pernambuco-Alagoas, Terreno Rio Coruripe e granitos (Tabela 9) apresentam pouca variação. A profundidade estimada para a Moho para estas estações varia de 35,8 km a 37,2 km (Tabela 7), profundidade aproximada onde é possível observar um aumento significativo da velocidade da onda S nos modelos finais destes dois pares de estações (Figura 40), essa podendo atingir 4,35 km/s. Em 10 km de profundidade observa-se, em ambos os modelos, uma LVZ (zona de baixa velocidade) com velocidade média de 3,45 km/s, que pode ser interpretada como a interface crosta superior-inferior (estimada por Fianco *et al.*, 2019). Em 30 km de profundidade é identificada uma outra região de baixa velocidade, assim como ocorre entre 50 e 60 km. Porém, após este intervalo, a velocidade da onda Rayleigh aumenta com a profundidade, até cerca de 80 km de profundidade, onde tende a se igualar ao modelo inicial em uma velocidade de aproximadamente 4,5 km/s, indicando que os dados de ambos os métodos já não tem mais resolução suficiente para moldar o modelo inicial abaixo desta profundidade. As variações de velocidade ao longo dos modelos podem indicar uma variação geológica considerável, refletindo o que é mostrado no mapa (Figura 35).

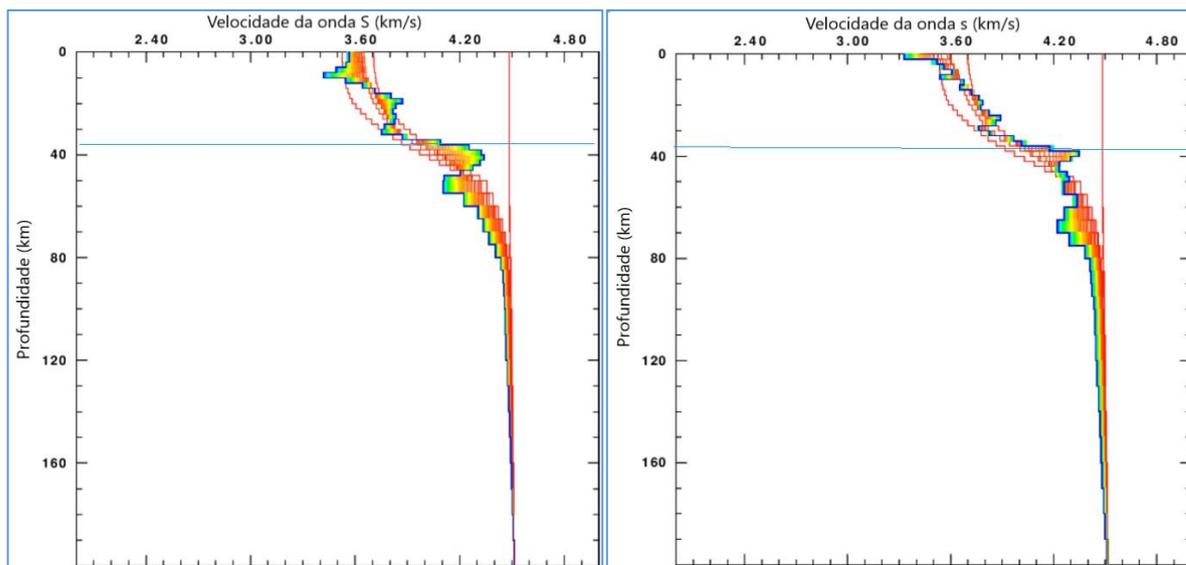


Figura 40 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações QPPA-CRBA (esquerda) e QPPA-PCRD (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S.

Os caminhos de raio percorridos entre os pares de estações TCRT-CRBA e TCRT-NBAN são bastante semelhantes (Figura 38), percorrendo praticamente os mesmos terrenos geológicos (D. Rio Coruripe e granitos), sendo que TCRT-NBAN apresenta um comprimento ligeiramente maior (± 50 km) dentro do D. Rio Coruripe, que apresenta densidade ligeiramente maior que o granito, $2,705 \text{ g/cm}^3$ e $2,75 \text{ g/cm}^3$. Por este motivo, os modelos de velocidade de onda cisalhante pela profundidade destes pares foram colocados lado-a-lado (Figura 41). Com curvas de dispersão de ondas de superfície e FR bem ajustados, os modelos são considerados robustos. A profundidade da crosta média estimada para esta região (Tabela 7) não é evidente nos modelos de velocidade destas estações, não apresentando variação de velocidade considerável a cerca de 10 km de profundidade, estando a zona de baixa velocidade destes pares de estação entre 15 e 20 km, e mais evidente para TCRT-CRBA, provavelmente influenciada pela presença de sedimentos. Todas as estações envolvidas nestas inversões possuem profundidade da Moho estimada em 37 km (Tabela 7), profundidade na qual os modelos finais de inversão (Figura 41) mostram um bom gradiente de velocidade da onda cisalhante, chegando a $4,5 \text{ km/s}$. De maneira geral ocorre o aumento da velocidade com a profundidade, até cerca de 50 km ($\pm 4,65 \text{ km/s}$), ocorrendo uma redução da velocidade mais acentuada para TCRT-

CRBA nesta profundidade, e mais suave para TCRT-NBAN, estas se igualando à velocidade do modelo inicial (4,5 km/s) em ± 80 km.

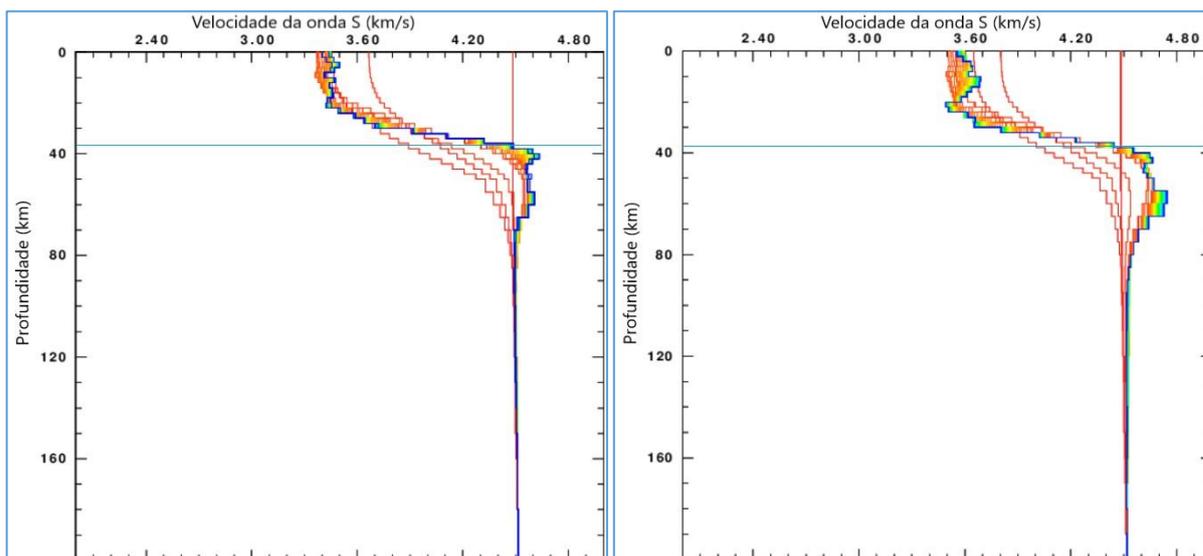


Figura 41 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S para os pares de estações TCRT-CRBA (esquerda) e TCRT-NBAN (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul).

O par de estações PCRD-CDRO apresenta uma das menores distância inter-estações deste trabalho, atravessando basicamente rochas do D. Macururé, pegando apenas um pequeno trecho de D. Poço Redondo, porém cruzando duas importantes zonas de cisalhamento (ZCBMJ e ZCSMA), região comum ao caminho de raio do par TCRT-CDRO, este um pouco mais longo atravessando também granitos (Figura 38). As densidades das rochas pelas quais os caminhos de raio passam apresentam variação mínima. Apesar das diferenças de velocidade de um modelo para o outro (Figura 42), a geometria deles é bastante semelhante. As velocidades iniciais dos modelos são distintas, porém ambos têm um pequeno aumento da V_s nos primeiros quilômetros e uma LVZ, em ± 11 km, coincidente com a estimativa da crosta média para a estação TCRT (11,2 km; Tabela 7). Com exceção de um ligeiro aumento de velocidade em cerca de 13 km, os dois modelos apresentam diminuição da velocidade até 23 km de profundidade, quando esta começa a subir até atingir quase 4,8 km/s em 60 km, iniciando então o decréscimo até se igualar à velocidade da onda cisalhante do modelo inicial ($\pm 4,48$ km/s) em 90 km de profundidade. A Moho é melhor identificada no modelo final da inversão do par de estações PCRD-CDRO, onde em cerca de 35 km apresenta um aumento de velocidade de 0,3 km/s, passando de 4,1 a

4,4 km/s, profundidade compatível com as estimativas da Moho pelo método da FR (Tabela 7). Para o modelo TCRT-CDRO, as variações de aumento de velocidade na profundidade estimada para ser a descontinuidade crustal, 37,7 km para TCRT e 34,3 km para CDRO (Tabela 7) são mais suaves.

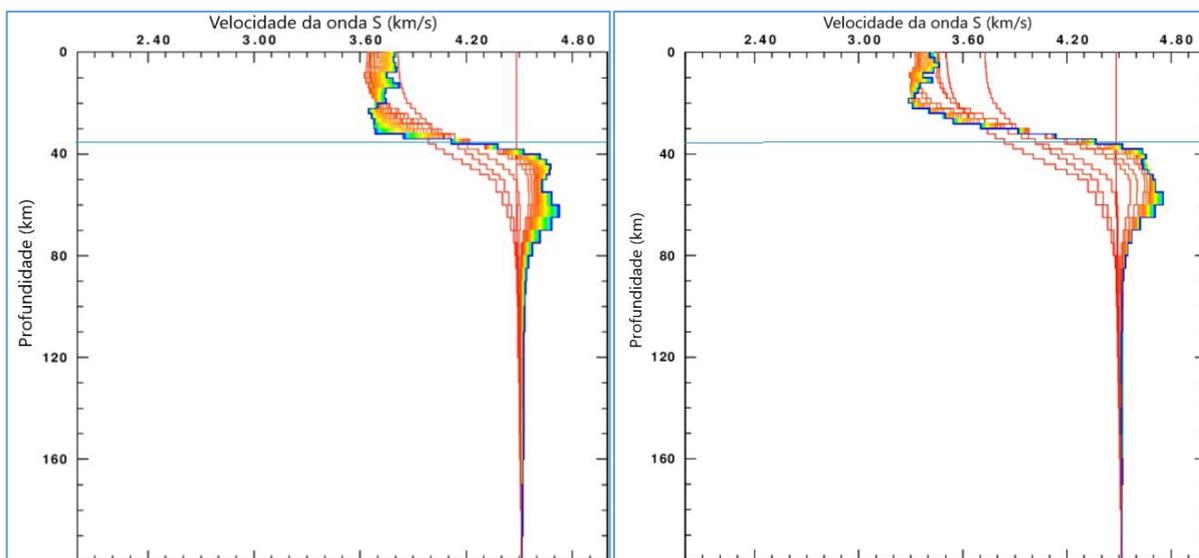


Figura 42 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações PCRD-CDRO (esquerda) e TCRT-CDRO (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S.

A distância do caminho percorrido pela onda entre os pares de estação TBBR-NBAN e NBLA-NBAN é de aproximadamente 250 km, com caminhos de raio muito semelhantes (Figura 38), atravessando terrenos compostos por uma grande variedade de litotipos e feições estruturais, apesar das diferenças de densidade das rochas que compõe cada um desses terrenos ser muito parecida e aumentar ligeiramente dos domínios do sul para os do nordeste. Os modelos de velocidade da onda cisalhante apresentam características muito semelhantes (Figura 43a e Figura 43b), como era esperado, visto que os traçados inter-estações são quase idênticos. Ambos os modelos iniciam com velocidade de onda S de 3 km/s com pequeno aumento nos primeiros quilômetros, seguido de uma rápida zona de baixa velocidade em 10 km, profundidade em que foi estimada a ocorrência da interface crosta superior-inferior pelo método da FR. A diferença de estimativa de profundidade através do método da FR para estas estações é grande (Tabela 7), 29,6 km (NBLA), 33,7 km (TBBR) e 37,4 km (NBAN), se mostrando relativamente rasa no modelo de velocidade entre as estações TBBR-NBAN (± 29 km), e não estando muito evidente no modelo do

par NBLA-NBAN. Após a LVZ em 10 km, até onde é esperado ser o contato da crosta com o manto, a velocidade só aumenta, chegando até próximo de 4,2 km/s, ocorrendo na sequência uma diminuição da velocidade da onda S até cerca de 43 km, início do manto superior. A velocidade continua aumentando até cerca de 70 km de profundidade, onde pode chegar a 4,8 km/s, diminuindo em seguida até se igualar ao modelo inicial sugerido, com cerca de 4,48 km/ em 190 km de profundidade.

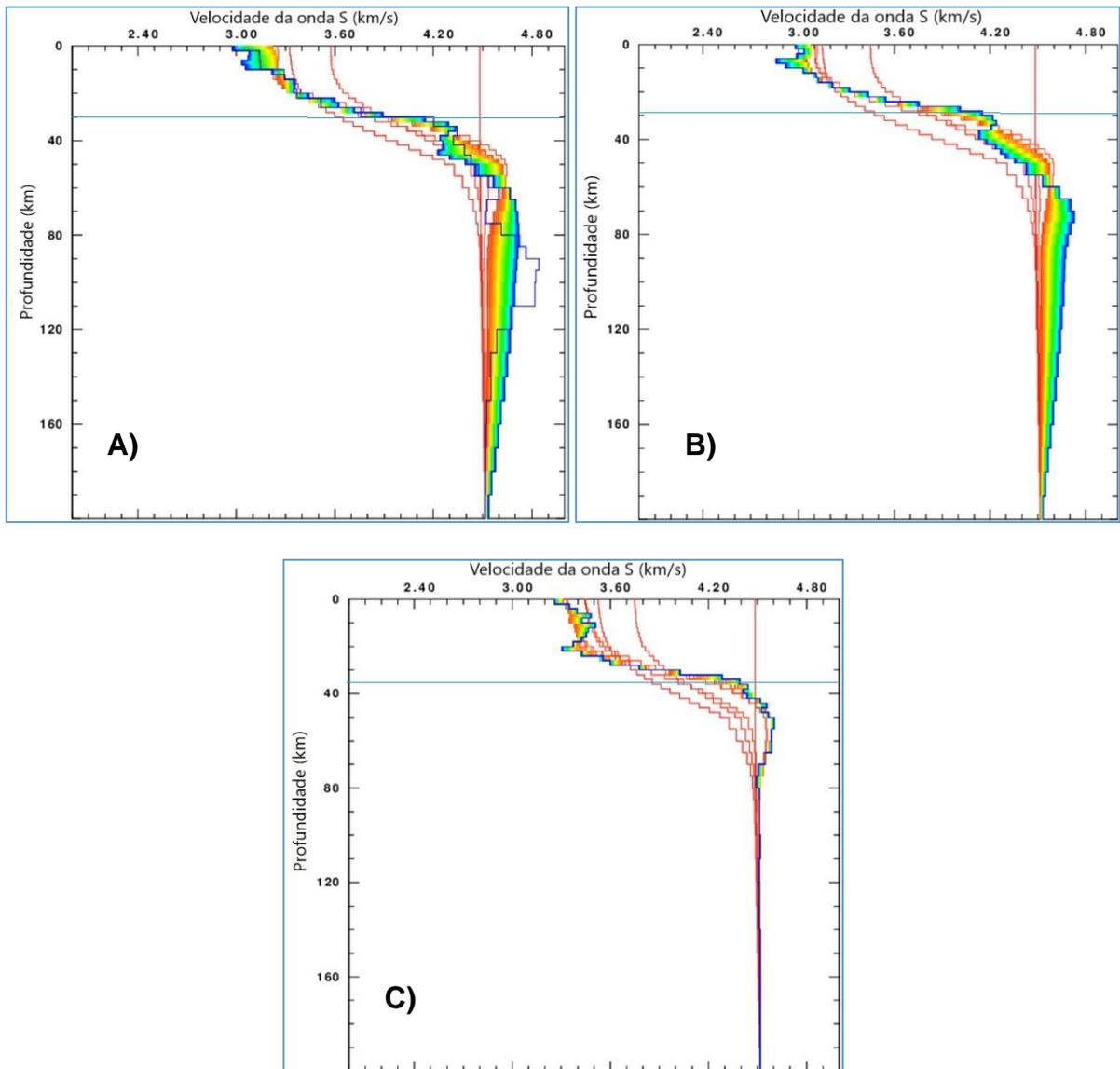


Figura 43 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações TBBR-NBAN (A), NBLA-NBAN (B) e TBBR-QPPA (C), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S.

O caminho de raio entre as estações TBBR-QPPA, superior a 300 km, é parecido com os acima citados TBBR-NBAN e NBLA-NBAN, atravessando

praticamente todos os terrenos geológicos presentes na área de estudos (Figura 37). Isso pode ser observado no modelo final da onda cisalhante gerado pela inversão conjunta para este par de estações (Figura 43c), visto que este apresenta grandes variações de velocidade até cerca de 30 km de profundidade, com algumas zonas de baixa velocidade. Em aproximadamente 15 km ocorre uma pequena LVZ, para em seguida apresentar um aumento gradual da velocidade da onda S com a profundidade, com aumento de velocidade de 0,4 km/s entre 35 e 37 km, chegando a 4,4 km/s na profundidade estimada para a Moho sob estas estações (Tabela 7). A velocidade da onda S atinge seu auge em 55 km, com 4,7 km/s para este par de estações, iniciando sua queda até 4,5 km/s em 80 km de profundidade, onde se sobrepõe ao modelo inicial.

Estes dois pares de estações, TBBR-CDRO e NBLA-CDRO, apresentam caminhos de raio muito semelhantes (atravessando 3 terrenos geológicos distintos, domo, zona de cisalhamento e “braço” de bacia sedimentar), tendo parte do seu caminho comum com os pares TBBR-NBAN e NBLA-NBAN (Figura 38). Porém, apesar da semelhança nos caminhos, os modelos de velocidade da onda S gerados pela inversão são bastantes distintos (Figura 44). O modelo final para o par de estações TBBR-CDRO apresenta bom ajuste desde as primeiras inversões, mostrando-se bastante movimentado até 23 km de profundidade, refletindo a variada geologia que encontra-se entre estas estações e, com posterior aumento de velocidade gradual no início e com forte gradiente em 34 km (concordante com a estimativa de profundidade da Moho pelo método da FR; Tabela 7), onde a V_s pode atingir 4,4 km/s. Uma pequena zona de baixa velocidade é percebida entre 40 e 43 km no começo do manto superior nesta região. Ocorre um pequeno aumento da velocidade (4,55 km/s) nas profundidades abaixo desta LVZ, para em 120 km se ajustar ao modelo inicial. Discretas zonas de baixa velocidade (3,2 km/s) são observadas nas profundidades de aproximadamente 12 e 22 km. O modelo de velocidade da onda cisalhante para o par de estações NBLA-CDRO (Figura 44, direita) não apresenta nenhum significado geológico, e este modelo de velocidade não foi utilizado na interpretação.

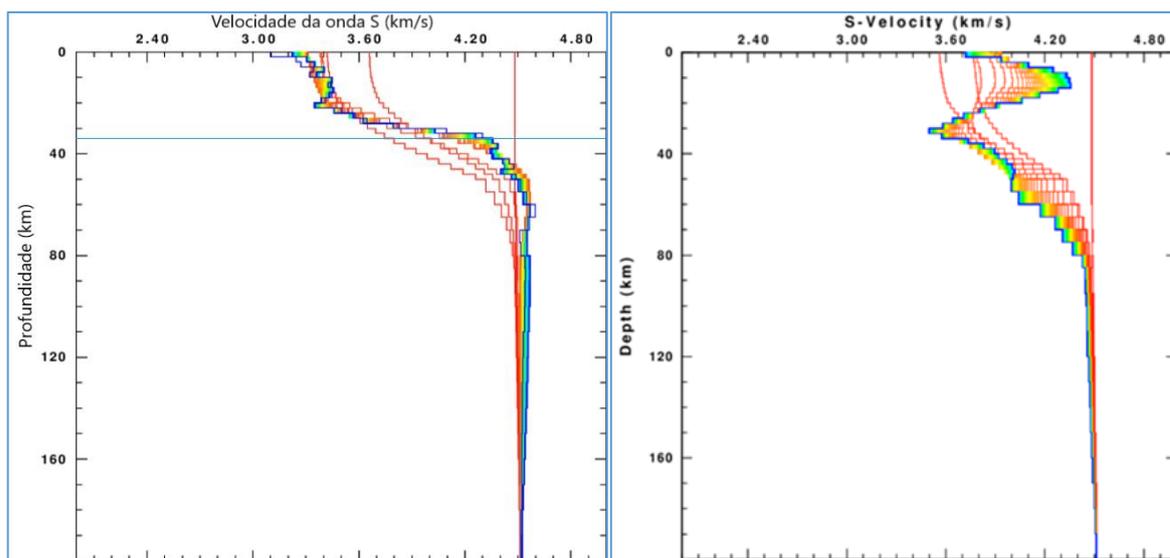


Figura 44 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para os pares de estações TBBR-CDRO (esquerda) e CDRO-NBLA (direita), com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul), mostrando a variação em profundidade da velocidade da onda S.

A distância entre estas as estações CDRO- NBAN é menor que 100 km, porém, ambas as estações estão localizadas próximo à Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, podendo o caminho do raio atravessar área de bacia, terrenos geológicos distintos (T. Macururé e Rio Coruripe), rochas gnáissica arqueanas e zona de cisalhamento (Figura 38). A velocidade cisalhante inicial do modelo é de 3,35 km/s (Figura 45), com um pico de velocidade em 5 km (3,85 km/s). Abaixo desse intervalo ocorre uma LVZ até cerca de 25 km de profundidade (possível indicação do limite crosta superior-inferior; Tabela 7), com posterior aumento gradual da velocidade da onda S, atingindo 4,2 km/s na profundidade média correspondente a Moho entre estas duas estações (± 35 km; Tabela 7), não estando esta interface bem definida no modelo, que apresenta aumentos graduais de velocidade entre 30 e 40 km. Entre 50 e 60 km de profundidade ocorre uma breve diminuição da velocidade. Em 80 km a velocidade da onda cisalhante tende a acompanhar o modelo inicial.

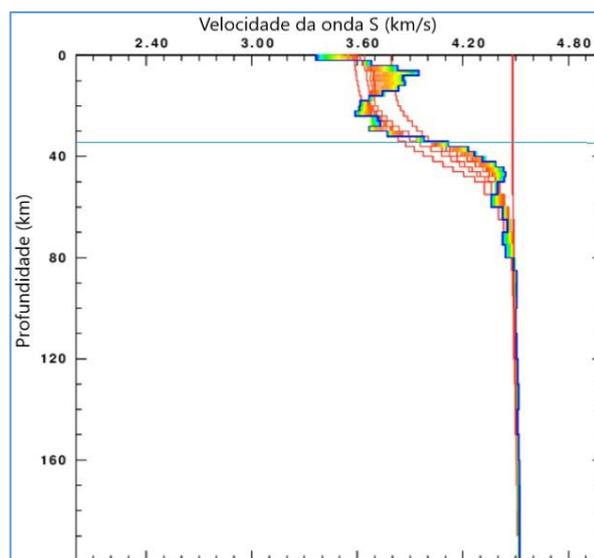


Figura 45 - Modelo final da inversão conjunta de dados de FR e dispersão de ondas de superfície para o par de estações CDRO-NBAN, com todas as soluções, desde o modelo inicial (vermelho) até o final (azul). O modelo mostra a variação em profundidade da velocidade da onda S.

O aumento de velocidade com a profundidade é esperado para regiões mais homogêneas, com ausência de feições que possam apresentar baixa propagação de velocidade, como regiões compostas por rochas sedimentares, ou mesmo o limite entre crosta superior/inferior. Para os pares de estações aqui estudados, as velocidades nos primeiros quilômetros de profundidade costumam variar entre 3,0 e 3,7 km/s, com média em 3,4 km/s (valores considerados normais por Shearer, 1999) posteriormente é comum que a velocidade da onda cisalhante diminua em profundidades de aproximadamente 10 km (profundidades estimadas para a crosta média pelo método da FR para algumas estações, Tabela 7), passando a subir até profundidades médias de 50 km, onde pode ocorrer uma zona de baixa velocidade até cerca de 60 km, no topo do manto superior. Após esse intervalo, as velocidades podem eventualmente aumentar, acima de 4,5 km/s, porém a partir de 70 km de profundidade, as velocidades da onda S tendem em direção à velocidade do modelo inicial.

Modelos de velocidade de ondas S obtidos para alguns pares de estações como TBBR-QPPA, PCRD-CDRO, TCRT-CDRO, apresentam grandes variações de velocidade na crosta, indicando que a onda sísmica atravessou diferentes estruturas e/ou terrenos geológicos. As espessuras crustais médias determinadas pelos modelos de velocidade de ondas cisalhantes, fruto da inversão, quando bem identificadas,

apresentam concordância com o que foi estimado pelo método da função do receptor (Tabela 7), assim como estimativas de limite entre crosta superior-inferior.

A fim de validar estes resultados e agregar novas informações, os dados gravimétricos de anomalia Bouguer, disponíveis para a área, foram disponibilizados pela USP em parceria com a UnB. A partir destes foi gerado o mapa de anomalias, com sobreposição da geologia da área de estudos, localização das estações sismográficas e alinhamento de pares de estações (Figura 46). Nota-se que a região das bacias do Tucano e Jatobá, áreas de conhecido afinamento crustal, coincidem com baixos gravimétricos, porém o mesmo não ocorre com as bacias Sergipe-Alagoas. Apesar da proximidade da estação NBAN com a Bacia Alagoas, o alto gravimétrico justificaria a espessura crustal maior encontrada para essa estação, o que não ocorre para as estações TCRT e NBTA, que apesar de margearem a borda da Bacia do Jatobá, apresentam espessuras crustais de mais de 36 km, e são representadas no mapa gravimétrico por um gradiente de densidade baixo. Estações como PCRD, CRBA e QPPA, que apresentam estimativa de profundidade da Moho superior a 35 km, podendo chegar a 37 km, encontram-se em regiões de gradiente Bouguer intermediário.

As menores estimativas de espessura da crosta, entre 29 e 34 km (estações TBBR, BOQI, NBLA e PRPG; Tabela 7), encontram-se na porção mais a sul da Província Borborema, representada pelos terrenos Estância e Vaza Barris (Figura 35). Porém, o mapa de anomalia gravimétrica mostra para esta região a zona de maior anomalia Bouguer da área estudada, indicando uma densidade muito elevada. Contudo, as rochas que constituem esses terrenos não apresentam esta característica, o que aumenta a dúvida sobre a origem e evolução desta área.

A imagem da anomalia Bouguer (Figura 46), fruto da densidade e espessura crustal, mostra uma região anômala de elevada densidade na porção sul da Província, área onde se encontra a estação TBBR e onde se inicia o perfil TBBR-QPPA da modelagem (Figura 47), com gradativa diminuição para norte da área. Porém, no perfil da Figura 47, parte superior, nota-se que a região que apresenta a anomalia gravimétrica mais acentuada ocorre no Terreno Estância, tendo uma redução de cerca de 150 mGal para o Terreno Vaza Barris, limite norte do terreno. A tendência é de

diminuição da anomalia Bouguer para norte, ao longo do perfil, com dois locais com suave aumento da densidade.

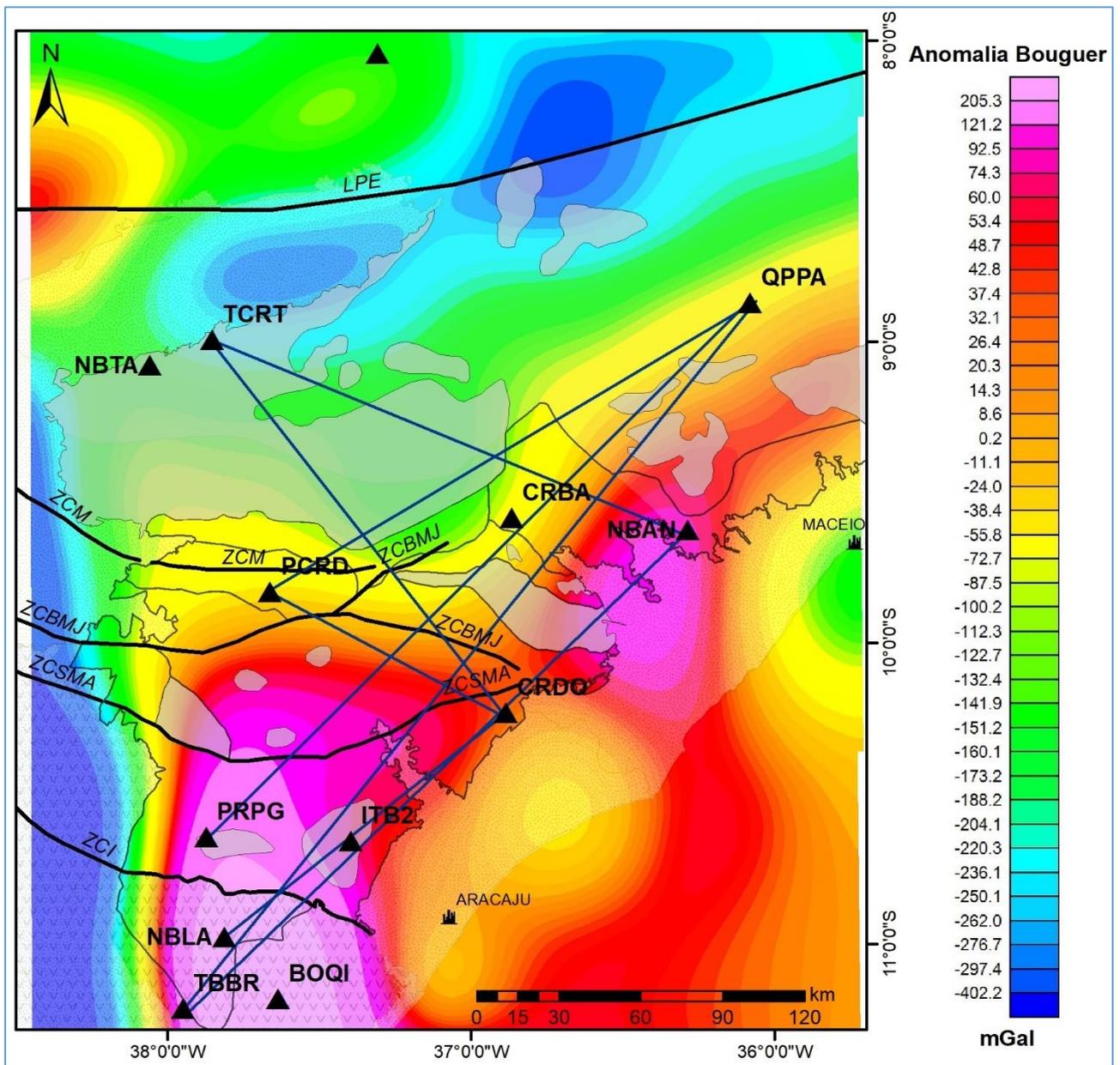


Figura 46 – Mapa de anomalia Bouguer com sobreposição da geologia com transparência. Além da localização das estações sísmográficas e alinhamento dos pares de estações. O alinhamento maior, que liga TBBR a QPPA e atravessa praticamente todos os terrenos geológicos da região, corresponde ao perfil que foi modelado com os dados de gravimetria (Figura 47).

A modelagem mostra a melhor aproximação obtida até este ponto do trabalho para ajustar as informações em profundidade, à curva de anomalia Bouguer ao longo do perfil TBBR-QPPA. Nota-se que a curva de ajuste (linha preta na parte superior da Figura 47) está bastante coerente com os dados observados de gravimetria (pontos

pretos na parte superior da Figura 47) em resposta ao que foi determinado na parte inferior, que é: 1) Terrenos geotectônicos com densidade média e zonas de cisalhamento; 2) Limite crosta superior-inferior com profundidades estimadas pela FR para cada estação; 3) Limite crosta-manto com as profundidades estimadas pela FR abaixo de cada estação; 4) Velocidade de onda S para os limites de interface determinados pela inversão conjunta.

Contudo, para que o ajuste fosse coerente, em função das informações de entrada, foi necessário inserir um corpo de elevada densidade ($>3,2 \text{ g/cm}^3$) abaixo de Cráton São Francisco e Terreno Estância. Outro corpo, um pouco mais denso ($2,9 \text{ g/cm}^3$) do que é colocado para os Terrenos Vaza Barris e Macururé foi inserido abaixo destes terrenos, para que a curva de ajuste da gravimetria tivesse comportamento semelhante ao que foi levantado pelos dados de gravimetria. Esses pontos são interrogações do trabalho, que no momento não apresentam explicação e necessita ser mais bem estudado.

A partir da segunda metade do Terreno Macururé, passando pelo Terreno Rio Coruripe e Terreno Pernambuco-Alagoas, o modelo apresentou resposta muito boa às informações de geologia, densidade e profundidade das interfaces, não necessitando nenhuma modificação para que o ajuste da curva da modelagem se adequasse aos dados de anomalia Bouguer.

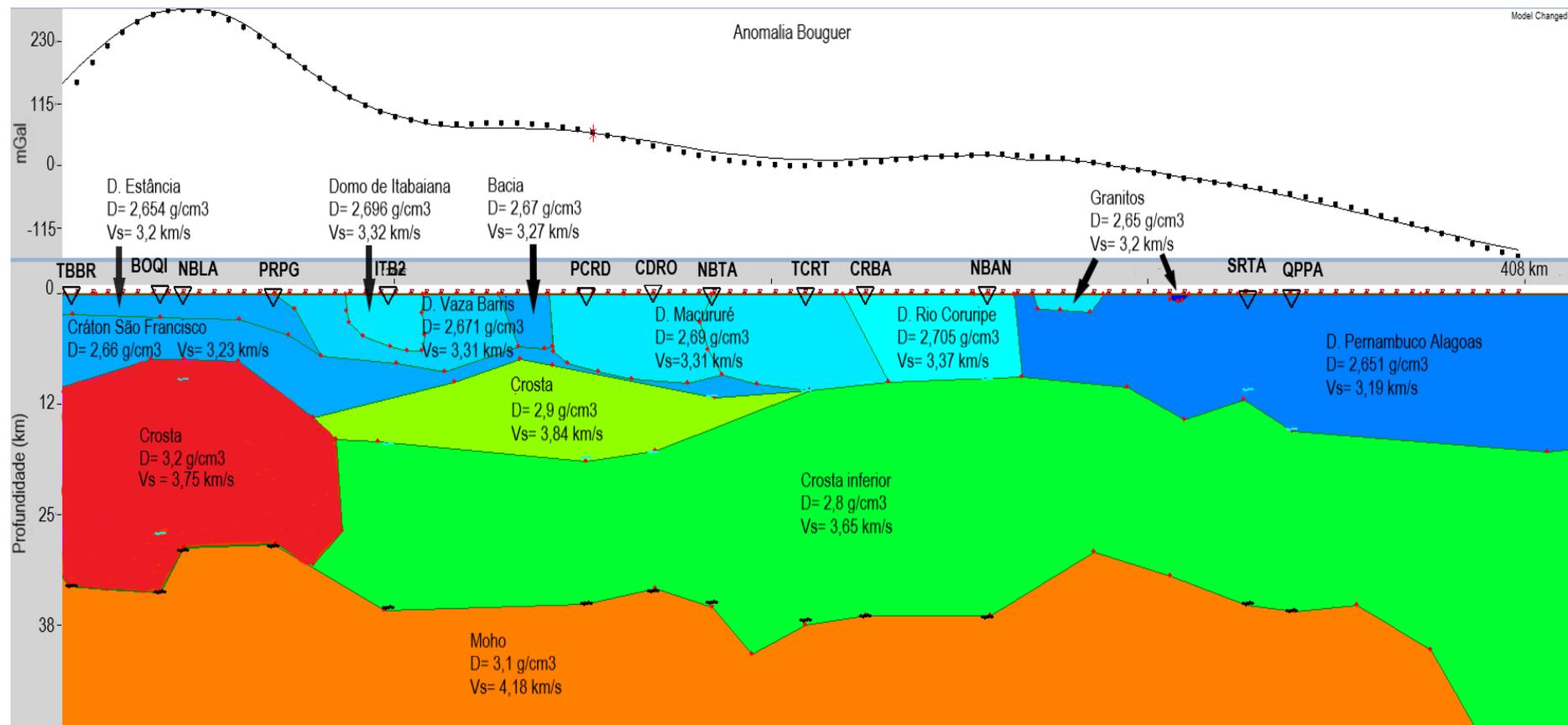


Figura 47 – Resposta da modelagem do perfil entre as estações TBBR-QPPA para os dados de anomalia Bouguer, com dados de estimativa de profundidade da Moho (tracinhos pretos entre 25 e 38 km) e crosta média (tracinhos azuis entre 10 e 13 km), velocidade da onda S, além de aproximação geotectônica e dados de densidade média dos terrenos. Na parte superior os pontos representam os dados de gravimetria (mGal) obtidos pelo levantamento, e a linha o erro em resposta a modelagem. As estações sismográficas apresentam localização projetada no perfil. Estão delimitados também os terrenos geológicos ao longo do perfil, e as cores foram colocadas apenas para separar e destacar alguns corpos com densidades diferentes.

5.5. Discussões

Os dados de função do receptor já mostraram sua importância em Fianco *et al.* (2019), estimando profundidades da Moho e da interface crosta superior-inferior, além da razão V_p/V_s (Tabela 7). Os traços das FR para todas as estações apresentam alta razão sinal-ruído, tendo grande significado no processo de inversão para melhor determinar contrastes de velocidade de onda S.

A disposição das estações sismográficas na área favorece alguns alinhamentos preferenciais de pares de estações com caminho de raio dentro do grande-círculo comum ($<5^\circ$), assim, com trajetória da onda semelhantes, aumentam o número de curvas de dispersão para estes pares, e conseqüentemente, a confiabilidade da curva média de velocidade de fase da onda Rayleigh. Contudo, esta mesma disposição impede a formação de outros alinhamentos, fazendo com que algumas estações não formem nenhum par. Não só a disposição das estações, como também o período de operação das estações é outro fator que prejudica a formações de outros pares que poderiam fornecer informações de outras áreas de interesse. Por um ou outro motivo, as estações BOQI, ITB2, PRPG (essas 3 com pouco tempo de operação), SRTA e NBTA não foram utilizadas na inversão conjunta.

A curva média de velocidade de fase de ondas Rayleigh no modo fundamental inter-estações nem sempre foi ideal para os pares de estações, as vezes devido à pequena cobertura de frequências, com baixa resolução, as vezes porque mesmo com mais de uma curva para o par de estações, estas apresentam-se discordantes entre si gerando curvas médias pouco robustas. Contudo, mesmo para estes casos, foi adotado o mesmo peso para os métodos de FR e dispersão de ondas de superfície durante a inversão conjunta, tendo nesta as respostas mais significativas, não influenciadas por um único método.

A complementariedade dos dados de função do receptor e de dispersão de ondas de superfície melhora o que foi fornecido por cada um dos conjuntos de dados separadamente, restringindo a velocidade da onda cisalhante do meio de propagação. Buscando minimizar as incertezas do modelo final da inversão conjunta, informações a priori foram testadas e os parâmetros de entrada adotados foram: valor de amortecimento igual a 1, $p=0,5$, 90 iterações e modelo inicial AK135-F. Mesmo com o modelo inicial tendo amarração mais forte nas profundidades mais rasas, e menor

abaixo dos 100 km de profundidade, os dados de velocidade da onda S de ambos os métodos têm resolução maior nas camadas superiores e podem refletir de forma mais fiel as estruturas de subsuperfície, se distanciando do modelo inicial (Fianco, 2019). Nossos resultados são dependentes do modelo inicial a profundidades superiores a 80 km, onde as velocidades da onda cisalhante tendem a se igualar ao modelo, não tendo uma boa resolução do método, ou não sendo tão expressivas para garantir uma posição discordante.

Os resultados obtidos através da aplicação do método da FR mostram que a crosta é mais fina na porção mais a sul da Província Borborema, nas áreas formadas pelos terrenos Estância e Vaza Barris, com espessuras que variam de 29,2 km a 34,4 km, além do Terreno Poço Redondo (34,9 km) com tendência de espessamento para nordeste (Figura 37), com base nos resultados obtidos pelas estações aqui trabalhadas, e com base nos resultados históricos para a região. O mapa de interpolação das estimativas de espessura crustal só para as estações da Rede Geoterm (Fianco *et al.*, 2019) mostrou também para esta região um espessamento crustal com alinhamento NW-SE, entre as estações TCRT, CRBA e QPPA, o que se confirma quando observa-se a Figura 37, com uma quantidade maior de estimativas, com tendência de afinamento a nordeste dessa área que tem média de espessura para a Moho de 37 km. Regiões mais delgadas e rápidas da crosta e manto superior podem ser interpretadas como zonas que sofreram maior extensão durante o Cenozoico em relação às áreas vizinhas (Özalaybey *et al.*, 1997), riftes abortados (Oliveira, 2008). Enquanto regiões de espessamento da crosta pré-cambriana na província Borborema são resultado de fases compressivas que ocorreram durante a Orogenia Brasileira.

Grandes variações de velocidade nas profundidades estimadas para a Moho podem ser observadas em alguns modelos de inversão. Por exemplo, para os pares TCRT-NBAN e TCRT-CRBA (Figura 41), PCRD-CDRO (Figura 42), TBBR-NBAN e TBBR-QPPA (Figura 43), onde o aumento de velocidade de ondas cisalhantes são maiores que 0,3 km/s. As velocidades estimadas para a onda S variando entre 3,9 km/s a 4,5 km/s, entre as profundidades de 29 e 37 km. Profundidades estas compatíveis com as obtidas através da FR.

Estimativas de espessura para a crosta média (interface crosta superior-inferior) indicaram profundidades variando de 10 a 19 km, e um afinamento da crosta superior entre as estações TCRT e CRBA (Fianco *et al.*, 2019). Estimativas para as outras estações, não trabalhadas por Fianco *et al.* (2019), mostram resultados (Tabela 7) semelhantes, estendendo este afinamento até as estações SRTA, a norte, e NBAN, a leste, com espessura média para a crosta superior de 10 km. Esta interface pode ser observada nos modelos de velocidade de onda cisalhante dos pares de estações QPPA-CRBA, QPPA-PCRD, TCRT-NBAN, TBBR-NBAN e NBAN-NBLA como uma região de baixa velocidade. Identifica-se assim que esta região apresenta um afinamento da crosta superior em relação às áreas adjacentes, porém também um espessamento da crosta inferior. Para Pavão *et al.* (2013), valores menores de crosta superior (± 11 km) eram esperados nas bordas de bacias cenozoicas. Jardim de Sá (1994) sugere que deformações extensionais na crosta superior sejam influenciadas por heranças complexas do Proterozoico, com zonas de cisalhamento reativadas durante a abertura do Atlântico.

Com exceção do par de estações CDRO-NBLA, para todos os outros modelos de velocidade de onda cisalhante, as velocidades iniciais, geralmente até cerca de 30 km de profundidade, não ultrapassam os 4,0 km/s, concordando com os resultados obtidos para até 10 km por Nascimento (2010) utilizando a mesma metodologia de inversão conjunta, indicando baixas velocidades nas camadas mais rasas da crosta. Valores de velocidade de onda cisalhante entre 3,2 e 3,8 km/s na crosta estão de acordo com valores sugeridos por Shearer (1999), podendo variar de 4,4 a 4,7 no manto superior.

Em profundidades de cerca de 80 km, as velocidades da onda S tendem a se igualar à velocidade do modelo inicial nesta profundidade, e isso pode ocorrer devido dois fatores, ou à pequena resolução dos dados, que já não tem tanta influência sobre o modelo inicial, ou porque os peso dado às camadas profundas no programa de inversão conjunta limita a influência dos dados em camadas abaixo de 50 km, restringindo ainda mais a partir de 90 km.

A grande maioria dos caminhos de raio entre os pares inter-estações atravessam importantes zonas de cisalhamento (Itaporanga, São Miguel do Aleixo, Belo Monte-Jeremoabo e Macururé) presentes na região, não sendo notado nos

modelos de velocidade nenhum padrão como LVZ que identificasse sua ocorrência e/ou reconhecimento, como Nascimento (2010) notou para falhas abertas presentes em sua região de estudo (Domínio Ceará Central). As instabilidades mostradas nos modelos de velocidade 1-D das Figura 40, Figura 42, Figura 44 e Figura 45 após 10 km de profundidade, até cerca de 30 km, indica a existência de heterogeneidade lateral. Esta pode ser resultado de longos percursos de caminho de raio inter-estações, que atravessam estruturas e/ou unidades geológicas distintas na crosta (coerente com o que é conhecido na área de estudos), ou variações dentro de um mesmo terreno geológico, dificultando o detalhamento de feições estruturais e/ou geológicas específicas como mudanças de terrenos ou grandes falhamentos. Pares de estações que atravessam regiões geológicas semelhantes apresentam mesmo padrão de resposta de velocidade.

Os modelos de velocidade de ondas S são consistentes com o que se espera, com aumento da velocidade com a profundidade, com algumas LVZ. No geral as zonas de baixa velocidade observadas em 10 Km coincidem com a interface crosta superior-inferior, que foram determinadas pelas FRs. Mas podem representar ainda, quando em maior profundidade áreas com presença de bacia sedimentar, ou ainda, quando encontradas abaixo das profundidades estimadas para a Moho, alguma estrutura mantélica, no topo do manto superior. Para Nascimento (2010), algumas zonas de baixa velocidade podem representar a passagem da onda pelo Planalto Borborema, porém na área entre as bacias sedimentares Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá, não existe indicativo da presença desta grande feição geológica.

A modelagem de dados de anomalia Bouguer ao longo do perfil TBBR-QPPA, juntamente com os resultados obtidos para espessura da crosta média, Moho e velocidade de onda cisalhante, além de informações de geologia e densidade média dos domínios geotectônicos, mostra que os resultados obtidos neste trabalho são bastante consistentes, fornecendo um bom ajuste da curva gravimétrica modelada em resposta às informações de subsuperfície. Contudo, abaixo dos terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé, que apresentam as espessuras crustais mais baixas da área de estudos, para que o alto gravimétrico se justifique, é necessário que os corpos apresentem densidades mais elevadas, o que não ocorre, visto que os valores médios destes terrenos variam de 2,65 a 2,69 g/cm³.

O trabalho de Oliveira (2008) mostra um alto gravimétrico próximo à Sub-Bacia Sergipe, e o autor sugere um underplating magmático máfico cenozoico, com rochas de densidade igual a 3,0 g/cm³, ficando parte do magmatismo gerado aprisionado na base da crosta (densidade do manto = 3,3 g/cm³). Contudo, através da modelagem direta observou-se que um underplating não justifica a anomalia Bouguer com os dados de espessuras, densidades e velocidade de onda S obtidas para as estações usadas para estudar a porção sul da Província Borborema neste trabalho. Além disso os valores de razão Vp/Vs estimados para as estações que sobrepõe esta área, inferiores a 1,8, confirmando que a composição média da crosta é basicamente félsica. Outro ponto que contradiz essa teoria de magmatismo máfico, é que a região acima de onde existiria este magmatismo, não apresenta soerguimento, com elevação do terreno, onde estão localizadas essas estações, inferior a 200 m. Não existem registros de magmatismo nos domínios geotectônicos do extremo sul da área. Assim, para justificar a anomalia gravimétrica foi necessário inserir uma camada de crosta mais densa (3,2 g/cm³) sob o Terreno Estância, e outra de densidade igual a 2,9 g/cm³ sob os terrenos Vaza Barris e Macururé (Figura 47).

A ideia de que esses corpos densos poderiam ser blocos de alta pressão herdadas de eventos tectônicos anteriores, responsáveis pela formação da Província Borborema (Oliveira, 2008), ou remanescentes, de origem mantélica, de elevada densidade que se instalaram durante os eventos colisionais de sutura da Placa Sanfranciscana no Domínio Sul, com idade possivelmente anterior à Orogênese Brasileira, seriam possibilidades, mas o mais provável, levando em consideração os valores de Vp/Vs, de densidade e velocidade de onda S (que apresentam um pequeno aumento nessa região), é que tenha ocorrido um processo de densificação da crosta.

As densidades médias das rochas que compõem cada domínio geotectônico apresentam variações muito pequenas entre si, contudo também, representam a crosta superior, com espessura estimada entre 9,9 e 17,8 km neste trabalho, não tendo papel tão significativo nas velocidades das rochas, visto que representam uma porção muito pequena em subsuperfície, já que estamos buscando principalmente feições mais profundas, e também devido a resolução dos métodos em profundidades rasas.

Pelo efeito da isostasia, áreas com crosta mais espessa corresponderiam a áreas topograficamente mais elevadas, porém quase não há variação topográfica nesta área, sendo a diferença entre as altitudes, onde se encontram localizadas as estações, inferior a 600 m. Crosta espessa e conseqüentemente maior espessura de rochas com menor densidade são consistentes com baixos gravimétricos (<50 mGals) na área estudada.

5.6. Conclusões

Foram obtidos valores estimados de espessura crustal e interface crosta superior-inferior abaixo das estações da Rede Geoterm e NBLA, NBTA e NBAN (RSBR) localizadas na porção sul da Província Borborema, além de valores médios de velocidade de onda cisalhante entre pares de estações que através dos modelos de velocidade 1-D refletiram de forma clara as estimativas de profundidades, quando as variações de velocidade nestes limites ocorreram de forma acentuada. Regiões mais delgadas e rápidas de crosta, como o extremo sul da Província Borborema, Terreno Estância e sudoeste do Terreno Vaza Barris, com espessuras entre 29,2 km e 34,4 km, indicam regiões que sofreram processos de extensão cenozoica, assim como parece ocorrer na porção nordeste da área de estudos, onde a crosta tende a afinar novamente. Enquanto isso, na porção mais central da área, com direção NW-SE, o espessamento da crosta é resultado de processos compressivos, relativos à Orogenia Brasileira, com espessuras estimadas acima de 36 km para a interface crosta-manto. As velocidades da onda cisalhante para as profundidades estimadas da Moho variaram entre 3,9 km/s e 4,5 km/s.

As zonas de baixa velocidade observadas nos modelos de inversão 1-D para os pares de estações, resultado do processo de inversão conjunta entre os métodos da função do receptor e dispersão de ondas de superfície, indicam que ao contrário do que afirmou Pavão *et al.* (2013), a interface crosta superior-inferior pode não ser fina somente próximos às bacias sedimentares, mas também para o interior do continente, confirmando os resultados de espessura estimados pelo método da FR. Aqui a região mais fina da crosta superior coincide com a região mais espessa da Moho, com estimativas de profundidade em torno de 10 km (entre as estações TCRT e CRBA), porém, pode atingir até 19 km de espessura.

Modelos de velocidade da onda S pela profundidade com grandes variações de velocidade indicaram mudanças laterais na estrutura crustal, consistentes com a geologia, quando, os caminhos de raio atravessaram grandes estruturas e feições geológicas distintas, reflexo da evolução tectônica da formação da Província Borborema desde o Proterozoico, com a acreção de blocos e processos de rifteamento, principalmente no Cenozoico. Assim, o modelo de velocidade obtido pela inversão conjunta não somente confirma o que foi determinado através da função do receptor e dispersão, mas também fornece um modelo 1-D de até profundidades de cerca de 80 km, com boa precisão.

As estimativas de espessuras da crosta superior foram usadas para definir o limite em profundidade para os terrenos geotectônicos que constituem a área de estudos, como pode ser observado na figura da modelagem (Figura 47) realizada a partir dos dados obtidos para espessura da crosta superior-inferior, Moho, velocidade de ondas S, além de dados de densidades médias dos terrenos geológicos e anomalia Bouguer. O resultado da modelagem mostra que as profundidades estimadas para a crosta média e para o limite crosta-manto são bastante consistentes, e que a geologia representa bem o perfil traçado. O alto gravimétrico (anomalia Bouguer) da porção sul da Província Borborema é justificado pelo processo de densificação da crosta, com base nos valores de razão V_p/V_s estimados e no pequeno aumento de velocidade de ondas cisalhantes nessas profundidades abaixo dos terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé, visto que sob as estações localizadas nesses terrenos geotectônicos, a crosta estimada é mais delgada e densa, possivelmente resultado de processo de subsidência devido à rifteamento abortado cenozoico, produto da separação dos continentes.

Uma quantidade maior de estações sismográficas na área e modelagem integrada com dados de maior detalhe de gravimetria e densidade média dos terrenos em outros perfis poderiam fornecer um detalhamento maior da crosta na porção sul da Província Borborema.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao DFTMA-UFBA (Projeto Geoterm Se-AI - Termo de cooperação Petrobras 0050.0082543.13-9) e ao SIS-UnB pelos dados e suporte para a realização do trabalho. Também agradecem ao Pool of Geophysical Equipment do

Brasil, do Observatório Nacional, por emprestar os sismógrafos. Agradecem também à USP pelos dados gravimétricos. GSLAF agradece ao CNPQ pelo PQ, assim como à FAPDF e CAPES pelo apoio financeiro à aluna. Obrigada ainda à Alanna e Jailma pelas discussões maravilhosas que contribuíram com o artigo.

5.7. Referências Bibliográficas

- Albuquerque, D. F. 2014. Determinação de espessuras crustais utilizando o método da função do receptor (*Graduate final dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 98 p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, H. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., Zandt, G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10), 15 303–318, doi:10.1029/JB095iB10p15303
- An, M. 2004. Estrutura crustal da Bacia do Paraná com inversão de ondas de superfície e função do receptor. (*Doctoral Thesis*). IAG/USP. São Paulo. 166 p.
- Argollo, R. M., Marinho, M. M., Costa, A. B., Sampaio Filho, H. A., Santos, E. J., Coutinho, L. F. C. 2012. Modelo crustal e fluxo de calor nos domínios Estância, Canudos-Vaza Barris e Macururé adjacentes às bordas emersas da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 20(½), 283-304.
- Bhattacharya, S. N. 1983. Higher order accuracy in multiple filter technique. *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 1395-1406.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília, DF: CPRM. 674 p.
- Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino (*Doctoral thesis*). São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(191), 23-40.
- 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., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the South America. In: *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 151-182.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F. 2019. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio da regionalização tectônica. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 19(2), 3-28. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v19-148257
- Carvalho, M. J., Oliveira, E. P., Dantas, E. L., McNaughton, N. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris

- Velhos e Brasileira na margem norte da Faixa Sergipana. *In: III Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, Salvador, Bahia, Brasil, Anais, 204-207.
- Chourak, M., Badal, J., Corchete, V., Serón, F. J. 2001. A survey of the shallow structure beneath the Alboran Sea using Rg-waves and 3-d imaging. *Tectonophysics*, 335, 255–273.
- Costa, I. P., Milhomen, P. S., Bueno, G. V., Lima e Silva, H. S., Kosin, M. D., 2007a. Sub-Bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 433-443.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P. S., Lima e Silva, H. S., Kosin, M. D. 2007b. Sub-Bacia de Tucano Norte e Bacia Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 445-453.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2017. Projeto Aracajú NE. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Projeto-Aracaju-NE-377.html>> Acesso 9 de agosto 2017.
- Dalziel, I. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19, 598-601. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2)
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil. (Doctoral Thesis). University of London, England, Royal Holloway. 257 p.
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 8(3-4), 325-340. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00017-A](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00017-A)
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1999. Basin infilling in the southerncentral part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 12(5), 453-470. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00034-6)
- Davison, I., Santos, R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, Amsterdam, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Deng, Y., Shen, W., Xu, T., Ritzwoller, M. 2015. Crustal layering in northeastern Tibet: A case study based on joint inversion of receiver function and surface wave dispersion. *Geophysical Journal International*, 203, 692-706. DOI: 10.1093/gji/ggv321
- 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*. 59(1), 427–444.
- Dziewonski, A. M., Anderson, D. L. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)

- Feng, M. 2004. Tomografia de ondas de superfície na América do Sul: Inversão conjunta de velocidade de grupo e forma de onda. (*Doctoral Thesis*). IAG/USP. São Paulo. 142p.
- Fianco, C. B., Vilar, C. S., França, G. S., Argollo, R. M. 2015. Rede sismográfica para estudo de estimativa da crosta em embasamento adjacente à bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. *In: 1st Brazilian Symposium on Seismology*, Brasília, DF. Resumo.
- Fianco, C. B. 2019. Estudo da estrutura crustal na porção sul da Província Borborema. (*Doctoral Thesis*). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Fianco, C. B., França, G. S., Albuquerque, D. F., Vilar, C. S., Argollo, R. M. 2019. Using the receiver function for studying earth deep structure in the Southern Borborema Province. *Journal of South American Earth Science*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102221>
- Geosoft. 2018. Oasis Montaj: Geosoft versão 9.6, inc., Toronto. Disponível em < <http://www.geosoft.com/pinfo/oasismontaj/index.asp>.>
- Hao Guo, B. S. 2015. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions for crustal structure in Oklahoma. (*Master dissertation*). Saint Louis University.
- Herrin, E., Goforth, T. 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67(5), 1259–1275.
- Herrmann, R. B. 1987. Computer programs in Seismology. St. Louis University, St. Louis, MO. Holbrook, W.S.
- Herrmann, R. B. 2001. Computer programs in seismology - an overview of synthetic seismogram computation. St. Louis University, St. Louis, MO. <<http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>>.
- Herrmann R.B., Ammon C.J. 2002. Computer Programs in Seismology - An overview of synthetic seismogram computation. St. Louis University, St. Louis, MO. <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330/cps330o.pdf >
- Hoffman, P. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252, 1409-1412. DOI: 10.1126/science.252.5011.1409
- Jardim de Sá, E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. (*Doutoral Thesis*), UnB, Brasília, 803p.
- Jardim de Sá, E. F. 2006. (Cap. 3). O arcabouço geológico da Província Borborema e Coberturas Sedimentares Associadas, incluindo mapas geológicos e estrutural da Província Borborema. *In: Galindo, A. C. (coord.) et al., Projeto Cronoboro: Distribuição dos Sedimentos Cenozóicos nas Bacias Pernambuco-Paraíba, Potiguar e Ceará, como função da epirogenia cenozoica da Província Borborema. Relatório final. Vol. 1.*
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. 2003. Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities. *Tectonophysics*, 371, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00196-3)

- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. Correig, A. M. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysics Journal International*, 143, 99-112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Sohen, B. E., Silveira, F. V. 2011. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letter*, 302 38-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>
- Langston, C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84(B9), 4749. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- Lay, T., Wallace, T. C. 1995. Modern global seismology. [S.l.]: Academic press, 1995. v. 58. 521 p.
- Ligorria, J. P., Ammon, C. J. 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400.
- Luz, R. M. N. 2015. Estrutura crustal e mantélica da Província Borborema através de função do receptor e dispersão de ondas superficiais (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Luz, R. M. N., Julià, J., Do Nascimento, A. F. 2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brasil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, v. 644-645, 81-91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.017>
- Matos, R. M. D. 1999. History of the Northeast Brazilian rifts system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. H., Clure, V. S. (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publication, 153:35-73.
- Nascimento, R. M. 2010. Análise da dispersão de ondas de superfície na Província Borborema, Nordeste do Brasil. (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 99 p.
- Neves, S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of the western Gondwana. *Tectonics*, 22(4), 1031. <https://doi.org/10.1029/2001TC001352>
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149, 197-216. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.005>
- Novo Barbosa, M. F. 2008. Estimativa de espessura crustal na Província Borborema (NE/Brasil) através da Função do Receptor (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira, R. G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do

- brasil) (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, Amsterdam, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Oliveira, R. G., Santos, E. J., Medeiros, V. C. 2000. Magnetic and Gamma-ray Spectrometry signatures from terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to The Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil. *Paper presented at 31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, CD-Rom.
- Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., Lins, F. A. P. L. 2005. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Paper presented at 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, Brazil.
- Özalaybey, 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.
- Pavão, C. G., França, G. S., Bianchi, M., Almeida, T., Von Huelsen, M. G. 2013. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Journal of South American Earth Science*, 42, 242-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.003>
- Pavão, C. G., França, G. S., Marotta, G. S., Menezes, P. H. B. J., Neto, G. B. S., Roig, H. L. 2012. Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil. *Journal of Geographic Information System*, 4, 142-152.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *Paper presented at 31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 CD-Rom.
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1), 73-84. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/548>
- Shearer, P. M. 1999. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. Second edition. 272 p.
- Silva Filho, M. A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas mesoproterozóicas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia* 40, Belo Horizonte, *Anais, Sociedade Brasileira de Geologia*, 16.
- Soares, J. E. P., Lima, M. V., Fuck, R. A., Oliveira, M. P. 2011. Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. *In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society e EXPOGEF*, Rio de Janeiro, Brazil. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-084>

- Trindade, C. R. 2019. Imageamento sísmológico da litosfera do Brasil Central: subsídios ao entendimento da evolução tectônica regional. (*Doctoral Thesis*). Brasília, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB).
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 8(3-4), 267-288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)
- Vauchez, A., Amaro, V. E., Archanjo, C. J. 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. *Paper presented at Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumo Expandido, 37, 371-372.
- Zhu, L., Kanamori, H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2969-2980. DOI:10.1029/1999JB900322

6. CONCLUSÕES

O propósito do presente trabalho era fornecer novos dados e informações que ajudassem no entendimento geotectônico da porção sul da Província Borborema, agregando conhecimento e informações para a realização de uma modelagem integrada para melhorar a compreensão da evolução dos terrenos desta região. Para isto, foram utilizados dados das 10 estações sismográficas de banda larga da Rede Geoterm, juntamente com os dados das estações NBAN, NBLA e NBTA (RSBR), e aplicadas as metodologias de função do receptor e empilhamento Hk, obtendo-se as estimativas de espessura para a Descontinuidade da Moho, e também para a interface crosta superior-inferior (para a maioria das estações), além de valores de razão V_p/V_s que permitiram inferir a composição média crustal das rochas abaixo de cada estação.

Estando as profundidades das interfaces diretamente relacionadas com o tempo de percurso das fases convertidas, quanto maior o tempo de chegada, maior a profundidade e, utilizando valores médios de V_p igual a 6,4 km/s, e pesos variados para as conversões das fases múltiplas, foram estimados valores para a Moho que variaram entre 29,2 km e 37,4 km. Os menores valores (entre 29,2 km e 34,4 km) se encontram na porção mais a sul do Sistema Orogênico Sergipano (terrenos Estância e sudoeste do Vaza Barris), aumentando para NE (sudoeste do Terreno Pernambuco-Alagoas, e Terreno Rio Coruripe), com média de 37 km de espessura crustal. Ao contrário desta tendência de espessamento, mostram-se os resultados de estimativa de espessura da crosta superior, estando os menores valores localizados entre as estações TCRT, CRBA e NBAN, com aproximadamente 10 km, valores obtidos utilizando V_p igual a 6,1 km/s. Portanto, para esta região com alinhamento NW-SE, sob os Terreno Rio Coruripe e sudoeste do Terreno Pernambuco-Alagoas temos um espessamento da crosta inferior.

Os valores de V_p/V_s , além de refletir o tempo de conversão de ondas P-para-S em profundidade, indicam uma composição basicamente félsica para as rochas desta região, com valores entre 1,68 e 1,78. A ausência de rochas máficas mostra também que o limite do Planalto Borborema está localizado mais a norte, não atingindo a região estudada.

As curvas de velocidade de fase das ondas Rayleigh modo fundamental foram obtidas para pares de estações, com distâncias variando entre 100 km e 350 km entre elas. A ocorrência de eventos em algumas regiões como na região andina, favorece o alinhamento de alguns pares de estações, e para estes foram obtidas mais de uma curva de dispersão. Fazendo a correlação cruzada destas curvas, nota-se que algumas apresentam homogeneidade, gerando curva média robusta, para outros pares isso não é verdadeiro, mas ainda assim, esses dados foram utilizados e forneceram bons resultados, quando invertidos conjuntamente, com exceção do par de estações CDRO-NBLA, com um modelo final de velocidade sem significado geológico.

A complementaridade dos métodos da função do receptor e dispersão de ondas de superfície, visto que medem propriedades sísmicas distintas, torna a inversão conjunta 1-D uma importante ferramenta de investigação da estrutura de velocidade em profundidade na Terra, fornecendo vínculos tanto em profundidade das discontinuidades como em velocidade média da onda S, uma vez que essas ondas atravessam províncias geológicas distintas.

Parâmetros de entrada são importantes para calibração dos modelos, resultando em modelos de velocidade final da onda cisalhante, resultado da inversão conjunta mais robusto e com significado geológico mais coerente com a realidade. Como informações *a priori* foram utilizado: a) número de iterações utilizado foi igual a 90; b) fator de influência (p) que controla a contribuição de cada tipo de dado durante a inversão foi igual a 0,5, isso mostra a boa qualidade de ambos os dados envolvidos durante o processamento; c) valor de amortecimento, um dos responsáveis pela estabilização da inversão uma vez que controlam a variação lateral da velocidade da onda S, foi igual a 1; d) modelo inicial é o AK135-F, o mesmo utilizado por Herrmann e Ammon (2002). A maioria dos parâmetros de entrada, que “amarram” a inversão foram os mesmos utilizadas por Trindade (2019). Um modelo geológico mais detalhado em profundidade poderia contribuir ainda mais com os resultados obtidos, mas a contribuição deste trabalho ajudará nos próximos realizados na região.

A grande maioria dos modelos de velocidade de onda cisalhante geradas para os 12 pares de estações apresentaram resultados com informações consistentes com o conteúdo geológico conhecido, até cerca de 80 km (visto após essa profundidade o

peso das camadas restringe muito a variação do modelo), representando de forma clara estimativas de profundidade da Moho quando o gradiente de velocidade aumentava de forma acentuada nos limites esperados para o contato do manto e da crosta, confirmando as profundidades estimadas pelo método da FR. Bem como, indicando através de uma zona de baixa velocidade em aproximadamente 10 km, a interface crosta superior-inferior também estimada pela FR.

Grandes variações de velocidade observadas nos modelos 1-D indicam mudanças laterais na estrutura da crosta, consistentes com a geologia, especialmente quando os caminhos de raio atravessam grandes estruturas e feições geológicas distintas, reflexo da complexa evolução geotectônica da Província Borborema desde o Proterozoico, com acreção de blocos e processos de rifteamento, principalmente no Cenozoico.

Com as estimativas de espessura da crosta superior usada pela delimitar em profundidade os terrenos geotectônicos ao longo do perfil TBBR-QPPA da modelagem realizada a partir dos dados de espessura da Moho, velocidade de ondas S, dados de densidade média dos terrenos geotectônicos e da anomalia Bouguer. Nota-se grande consistência dos resultados obtidos no presente trabalho, com ajuste da curva resultado da modelagem. Contudo, para justificar o alto gravimétrico da porção sul da Província Borborema, que apresenta crosta mais delgada, visto que os valores de razão V_p/V_s são menores que 1,8, e a densidade das rochas não possuem grandes variações, acredita-se que tenha ocorrido um processo de densificação da crosta abaixo dos terrenos Estância, Vaza Barris e Macururé. Para estas profundidades e regiões são observados pequenos aumentos de velocidade da onda S.

Possivelmente resultado de processo de subsidência devido ao rifteamento abortado cenozoico na região, a densificação da crosta seria produto da separação dos continentes, justificando ainda a pequena espessura crustal para as estações TBBR, NBLA e PRPG (extremo sul do Sistema Orogênico Sergipano), que apresentaram as menores estimativas de espessura crustal da área de estudo. Abaixo das estações TCRT, CRBA e NBAN, sobre o Terreno Rio Coruripe e sudoeste do Terreno Pernambuco-Alagoas, com alinhamento NW-SE, o espessamento crustal é decorrente de processos compressivos da Orogenia Brasileira, não tendo reflexos na topografia da região, que possui variações insignificantes.

O objetivo deste trabalho não era testar ou desenvolver métodos para determinar espessuras crustais, razão V_p/V_s ou medidas de velocidades de fase, ou ainda modelos de velocidade de ondas S, mas sim fornecer informações e modelos geológicos baseados na integração de dados, que possam contribuir com o entendimento da estrutura da crosta na porção sul da Província Borborema, entre as bacias Sergipe-Alagoas, Tucano e Jatobá.

Como recomendações é sugerido a instalação de novas estações sismográficas na região, aumentando o número de dados e informações sobre a estrutura profunda da região, permitindo aprimorar a modelagem com integração de dados de gravimetria da área e corroborar os resultados aqui obtidos. Além disso é recomendado a realização de modelagens em outras direções/perfis, para fornecer em outras direções e áreas o comportamento da crosta na porção sul da Província Borborema, bem como a utilização de outros recursos de processamento como a resposta Euler de estruturas profundas geradas a partir dos dados de anomalia Bouguer.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albuquerque, D. F. 2014. Determinação de espessuras crustais utilizando o método da função do receptor (*Graduate final dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 98 p.
- 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.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas *VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida, Y. B. 2014. Mapeamento 3D de descontinuidades sísmicas na Província Borborema com funções do receptor (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 117 p. <http://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/19949>
- Ammon, C. J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81:2504–2510.
- Ammon, C. J. 1997. An overview of Receiver Function Analysis. Penn State. Disponível em: <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>. Acesso em: 10 de outubro de 2018.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., Zandt, G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10), 15 303–318, doi:10.1029/JB095iB10p15303
- Ammon, C.J., Zandt, G. 1993. Receiver structure beneath the southern mojave block, California. *Bulletin of Seismological Society of America*, 83, 737–755.
- An, M. 2004. Estrutura crustal da Bacia do Paraná com inversão de ondas de superfície e função do receptor (*Doctoral Thesis*). IAG/USP. São Paulo. 166 p.
- An, M., Assumpção, M. S. 2001. Surface wave dispersion inversion using improved genetic algorithm (extended abstract). In: *7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, Brazil. CDROM.
- Argollo, R. M., Marinho, M. M., Costa, A. B., Sampaio Filho, H. A., Santos, E. J., Coutinho, L. F. C. 2012. Modelo crustal e fluxo de calor nos domínios Estância, Canudos-Vaza Barris e Macururé adjacentes às bordas emersas da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 20(1/2), 283-304.
- Asmus, H. E., Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26°, Anais, V. 2, Belém, p. 67-90.
- Assumpção, M., Ardito, J. E., Barbosa, J. R. 2010. An improved velocity model for regional epicentre determination in Brazil. In: *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*. Brasília.

- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609, 82-96
- Assumpção, M., James, D. Snoke, J. A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield with receiver function: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, 107, B1.
- Bhattacharya, S. N. 1983. Higher order accuracy in multiple filter technique. *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 1395-1406.
- 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 (*Doctoral Thesis*). IAG/USP, São Paulo, 133 p.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília, DF: CPRM. 674 p.
- Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino (*Doctoral thesis*). São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B. B. 1983. O mapa geológico do nordeste Oriental do Brasil: escala 1:1.000.000. (*Full Professor Thesis*). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.
- Brito Neves, B. B. 2008. Ciclos Transamazônico e Brasileiro. Glossário Geológico Ilustrado. Acessado em 16/06/19: http://sigep.cprm.gov.br/glossario/textos/Brito_Neves_transamazonico_brasiliano.pdf
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(191), 23-40.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of the South America. In: *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 151-182
- Brito Neves, B. B., Sial, A N., Albuquerque, J. P. T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 102-114.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F. 2019. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio da regionalização tectônica. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. v. 19, n. 2, p 3-28. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v19-148257
- Bueno, J. F., Souza, J. J., Araújo, M. N. C., Oliveira, E. P. 2009. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 39, n. 4, p. 608-623.
- Cassidy, J. F. 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin of Seismological Society of America*, 82, 1453–1474.
- Carvalho, M. J., Oliveira, E. P., Dantas, E. L., McNaughton, N. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris

- Velhos e Brasiliana na margem norte da Faixa Sergipana. In: *III Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, Salvador, Bahia, Brasil, Anais, 204-207.
- Castro, D. L., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F., Moreira, J. M. 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16 (2-3). DOI: 10.1590/S0102-261X1998000200002
- Chang, S. J., Baag, C. E., Langston, C. A. 2004. Joint analysis of teleseismic receiver functions and surface wave dispersion using the genetic algorithm. *Bulletin of Seismological Society of America*, 94(2), 691–704.
- Chourak, M., Badal, J., Corchete, V., Serón, F. J. 2001. A survey of the shallow structure beneath the Alboran Sea using Rg-waves and 3-d imaging. *Tectonophysics*, 335, 255–273.
- Chourak, M., Corchete, V., Badal, J., Serón, F. J., Soria, F. 2003. Imaging of the Near-surface Shear-Wave Velocity Structure of the Granada Basin (Southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 430-442.
- Christensen, N. I., Mooney, W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 9761-9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- 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. *Geological Society*, 472 p. <https://doi.org/10.1144/SP472.8>
- Condori, C., França, G. S., Tavera, H. J., Albuquerque, D. F., Bishop, B. T., Beck, S. L. 2017. Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 11–24. doi:10.1016/j.jsames.2017.02.006
- Costa, I. P., Milhomen, P. S., Bueno, G. V., Lima e Silva, H. S., Kosin, M. D., 2007a. Sub-Bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 433-443.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P. S., Lima e Silva, H. S., Kosin, M. D. 2007b. Sub-Bacia de Tucano Norte e Bacia Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 445-453.
- Dalziel, I. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19, 598-601. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2)
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil (*Doctoral Thesis*). University of London, England, Royal Holloway. 257 p. <http://repositorio.unb.br/handle/10482/7614>
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 8(3-4), 325-340. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00017-A](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00017-A)

- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1999. Basin infilling in the southerncentral part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 12(5), 453-470. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00034-6)
- Davison, I., Santos, R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, Amsterdam, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Deng, Y., Shen, W., Xu, T., Ritzwoller, M. 2015. Crustal layering in northeastern Tibet: A case study based on joint inversion of receiver function and surface wave dispersion. *Geophysical Journal International*, 203:692-706. DOI: 10.1093/gji/ggv321
- Dewey, J. F., Burke, K. C. A. 1974. Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. *Geology*, 2, 57-60. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<57:HSACBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<57:HSACBI>2.0.CO;2)
- Dziewonski, A, Bloch, S, Landisman, M. 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, n. 1, p. 427–444.
- Dziewonski, A. M., Anderson, D. L. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Efron, B., Tibshirani, R. 1991. Statistical data analysis in the computer age. *Science* 253(5018), 390-395. DOI:10.1126/science.253.5018.390
- Feng, M. 2004. Tomografia de ondas de superfície na América do Sul: Inversão conjunta de velocidade de grupo e forma de onda. (*Doctoral Thesis*). IAG/USP. São Paulo. 142p.
- Feng, M., Assumpção, M. S., Van der Lee, S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 315-331. DOI: 10.1016/j.pepi.2004.07.008
- Fianco, C. B., Vilar, C. S., França, G. S., Argollo, R. M. 2015. Rede sismográfica para estudo de estimativa da crosta em embasamento adjacente à bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. *In: 1st Brazilian Symposium on Seismology*, Brasília, DF. Resumo.
- Fianco, C. B., França, G. S., Albuquerque, D. F., Vilar, C. S., Argollo, R. M. 2019. Using the receiver function for studying earth deep structure in the Southern Borborema Province. *Journal of South American Earth Science*. *In press*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102221>
- Figueiredo, M. C. H., Barbosa, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. *In: Dominguez, J. M. L., Misi, A. (eds.) O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.63-84.
- França, G. S. L. A. 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor (*Doctoral Thesis*). São Paulo, SP: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. IAG/USP, 143p.

- França, G. S., Assumpção, M., Ferreira, J. M. 2006. O estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando Função do Receptor. *Paper presented at II Simpósio Brasileiro de Geofísica*, Natal, Brazil.
- Françolin, J. B. L., Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. 17(2):196-207.
- Frassetto, A. 2013. Understanding the Earth by Stacking Receiver Functions: The H-K Method. IRIS Headquarters Office. <https://ds.iris.edu/media/workshop/2013/01/advanced-studies-institute-on-seismological-research/files/Frassetto_RF-Stack_ASI.pdf> Acesso em 17 de junho de 19.
- Goldstein, P., Snoke, A. 2008. SAC Availability for the IRIS Community. Incorporated Institutions for Seismology, Data Management Center, Electronic Newsletter. Disponível em: <<http://ds.iris.edu/ds/newsletter/vol10/no3/sac-v1012-release>>. Acesso em 23 de junho de 2018.
- Gouturb, B., Coelho, D. L. O., Drouet, S. 2015. Rayleigh wave group velocities at periods of 6-23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophysics Journal International*. 203(2), 869-882. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv343>
- Hasui, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências* (São Paulo. Impresso), v. 29(2), 141-169. <<http://hdl.handle.net/11449/71882>>
- Herrin, E., Goforth, T. 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67(5), 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.
- Herrmann, R. B. 1987. Computer Programs in Seismology. St. Louis University, St. Louis, MO. Holbrook, W.S.
- Herrmann, R. B. 2001. Computer Programs in Seismology - an overview of synthetic seismogram computation. St. Louis University, St. Louis, MO. URL <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
- Herrmann, R. B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Geophysical Research Letters*, 84, 1081-1088. doi:10.1785/20110096
- Herrmann R.B., Ammon C.J. 2002. Computer Programs in Seismology - An overview of synthetic seismogram computation. St. Louis University, St. Louis, MO. <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330/cps330o.pdf >
- Hoffman, P. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252, 1409-1412. DOI: 10.1126/science.252.5011.1409
- Humphreys, F. L., Allard, G. O. 1968. The Propriá Geosyncline, a newly recognize Precambrian tectonic province in the Brazilian shield. *In: 23^d International Geological Congress*, 4, 123-139.

- James, D. E., Assumpção, M. S. de, Snoke, J. A., Ribotta, L. C., Kuehnel, R. 1993. Seismic Studies of Continental Lithosphere Beneath SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, V. 65, p. 227-250.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. (*Doutoral Thesis*), UnB, Brasília, 803 p.
- Jardim de Sá, E. F. 2006. (Cap. 3). O arcabouço geológico da Província Borborema e Coberturas Sedimentares Associadas, incluindo mapas geológicos e estrutural da Província Borborema. In: Galindo, A. C. (coord.) *et al.*, Projeto Cronoboro: Distribuição dos Sedimentos Cenozóicos nas Bacias Pernambuco-Paraíba, Potiguar e Ceará, como função da epirogenia cenozoica da Província Borborema. *Relatório final*. Convênio FINEP/CTPETRO/PETROBRAS/FUNPEC/UFRN-PPGG. Vol. 1.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Fuck, R. A., Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4), 472-480.
- Jardim de Sá, E. F., Moraes, J. A. C., D'el-Rey Silva, L. J. H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: Congresso Brasileiro de Geologia 34, Goiânia, Anais, 3. Sociedade Brasileira de Geologia, 1246-1259.
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. 2003. Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities. *Tectonophysics*, 371, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00196-3)
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., Correig, A. M. 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysics Journal International*, 143, 99-112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>
- Julià, J., Mancilla, F. de L., Morales, J. E. 2005. Seismic signature of intracrustal magmatic intrusion in the Eastern Betics (Internal Zone), SE Iberia. *Geophysical Research Letters*, 32(16). DOI: 10.1029/2005GL023274
- Jung, H., Jang, Y., Lee, J. M., Moon, W. M., Baag, C. E., Kim, K. Y., Jo, B. G., 2008. Shallow-depth shear wave velocity structure of the Southern Korean Peninsula obtained from two crustal-scale refraction profiles. *Journal of Applied Geophysics*, 66, 59-69. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.08.007>
- Kearey, P., Vine, F. J. 1996. *Global Tectonics*. Blackwell Science, 2nd ed., 333p. < http://old.geology.lnu.edu.ua/phis_geo/fourman/library-Earth/Global%20tectonics.pdf >
- 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(1), 108– 124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kikuchi, M., Kanamori, H. 1982. Inversion of complex body waves. *Bulletin of Seismology Society American*, 72(2), 491-506.
- Kolínský, P. 2010. Surface wave analysis and inversion application to the Bohemian Massif. (Doctoral Thesis). Department of Geophysics. Charles University Prague. Czech Republic. 266 p.

- 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(4), 1029-1050.
- Langston, C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84(B9), 4749. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- Lay, T., Wallace, T. C. 1995. Modern global seismology. [S.l.]: Academic press, 1995. v. 58. 521 p.
- Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., Padgett, C. A. 1998. Automated surface wave analysis using phase-matched filters from dispersion maps. In: *Proceedings of the 20th Seismic Research Symposium on Monitoring a CTBT*, p. 466–473.
- Lima, H. M., Pimentel, M. M., Lira Santos, L. C. M., Mendes, Am. V. 2017. Análise tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema: dupla vergência em resposta a colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e o Terreno Pernambuco-Alagoas. *Geonomos*. DOI: 10.18285/geonomos.v25i2.1078
- Ligorria, J. P., Ammon, C. J. 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400.
- Lomax, A., Snieder, R. 1994. Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe. *Geophysical Research Letters*, 21, 2617–2620. DOI: 10.1029/94GL02635
- Lomax, A., Snieder, R. 1995. The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group dispersion. *Geophysics Journal International*, 123(1), 169–182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06669.x>
- Luz, R. M. N. 2015. Estrutura crustal e mantélica da Província Borborema através de função do receptor e dispersão de ondas superficiais (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Luz, R. M. N., Juliã, J., Do Nascimento, A. F. 2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brasil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, v. 644-645, 81-91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.017>
- Mangino, S. G., Zandt, G., Ammon, C. J. 1993. The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bulletin of Seismological Society of America*, 83(2), 542-560.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4), 766-791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- Matos, R. M. D. 1999. History of the Northeast Brazilian rifts system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. H., Clure, V. S. (eds.). *the oil and gas habitats of the South Atlantic Geological Society*, London, Special Publication, 153:35-73.

- McEvilly, 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. <https://doi.org/10.1029/93JB00711>
- Medeiros, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. (*Doctoral Thesis*), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- Miljanovic, V. 2007. Geotool software user guide. Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO), IDC/SA/SI, 217 p.
- Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. *et al.* 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 2003. 674 p.
- Mohriak, W. U., Rabelo, J. H. L., Matos, R. D. de, Barros, M. C. 1995. Deep seismic reflection profiling of sedimentar basins offshore Brazil: Geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal Geodynamics*, 2(4), 515-539. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00024-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00024-4)
- Montagner J. P., Kennett, B. L. N. 1995. How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophysical Journal International*, 125, 229–248. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x>
- Mooney, W. D., Laske, G., Masters, G. T. 1998. Crust 5.1: A global crust model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, 103, B1, 727-747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122>
- Moreira, J. A., Medeiros, W. E., Lins, A. P. L., Achanjo, C. J., Ussami, N. 1989. Mapa gravimétrico do Nordeste setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área. *In: I Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica*. Rio de Janeiro, SBGf, 2: 531-537.
- Moreira, L. P., Friedel, M. J., França, G. S. 2013. Uncertainty analysis in the joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion, Paraná Basin, southeast Brazil. *Bulletin of Seismological Society of America*, 103(3), 1981-1992. DOI: 10.1785/0120120167
- Musacchio, G., Mooney, W. D., Luetgert, J. H., Christensen, N. I. 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian provinces of North America. *Journal of Geophysical Research*, 102(B7), 15255-15241.
- Nascimento, R. M. 2010. Análise da dispersão de ondas de superfície na Província Borborema, Nordeste do Brasil. (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 99 p.
- Neves, S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of the western Gondwana. *Tectonics*, 22(4), 1031. <https://doi.org/10.1029/2001TC001352>

- Neves, S. P. 2015. Tectonic evolution of the Borborema province: constrains from zircon geochronology. *Journal of South American Earth Science*, 58, 150-164, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.004>.
- Neves, S. P. 2016. The transition zone between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. *Journal of South American Earth Science*, 72, 266-278, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.010>.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149, 197-216. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.005>
- Novo Barbosa, M. F. 2008. Estimativa de espessura crustal na Província Borborema (NE/Brasil) através da Função do Receptor (*Master dissertation*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araujo, M. N. C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, Amsterdam, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Oliveira, R. G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil) (*Doctoral thesis*). Natal, RN: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Oliveira, R. G., Santos, E. J. 1999. Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 CD-Rom.
- Oliveira, R.G., Santos, E. J., Medeiros, V. C. 2000. Magnetic and Gamma-ray Spectrometry signatures from terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to The Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil. *Paper presented at 31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, CD-Rom.
- Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., Lins, F. A. P. L. 2005. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Paper presented at 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, Brazil.
- Oliveira, E. P., Tarney, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco complex: A major Late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Foldbelt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 3(2), 125-140. DOI: 10.1016/0895-9811(90)90025-V
- Owens, T. J, Crosson, R. S. 1988. Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1), 96–108.

- Owens, T. J., Zandt, G. 1985. The response of the continental crust-mantle boundary observed on Broadband teleseismic receiver function. *Geophysical Research Letters*, 12(10), 705–708. <https://doi.org/10.1029/GL012i010p00705>
- 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(B9), 17783-7795. <https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07783>
- Özalaybey, 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.
- Park, J., Levin, V. 2000. Receiver functions from multiple-taper spectral correlation estimates. *Bulletin of Seismological Society of America*, 90(6), 1507–1520. <https://doi.org/10.1785/0119990122>
- Parker, R. L. 1994. Geophysical inverse theory. Princeton University Press.
- Pavão, C. G. 2010. Estudos de Descontinuidades Crustais da Província Borborema Usando a Função do Receptor (*Master dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 143 p.
- Pavão, C. G., França, G. S., Bianchi, M., Almeida, T., Von Huelsen, M. G. 2013. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Journal of South American Earth Science*, 42, 242-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.003>
- Pavão, C. G., França, G. S., Marotta, G. S., Menezes, P. H. B. J., Neto, G. B. S., Roig, H. L. 2012. Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil. *Journal of Geographic Information System*, 4(2), 142-152. DOI: 10.4236/jgis.2012.42019
- Peng, X., Humphreys, E. D. 1997. Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, N3, 745–754.
- Porter, R., Zandt, G., McQuarrie, N. 2011. Pervasive lower-crustal seismic anisotropy in Southern California: Evidence for underplated schists and active tectonics. *Lithosphere*, 3(3), 201– 220. <https://doi.org/10.1130/L126.1>
- Santos, E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: *SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, Anais, p. 47-50.
- Santos, E. J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000)*. Brasília, CPRM, p.3-7.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *Paper presented at 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform*, 9-5, 1 CD-Rom.

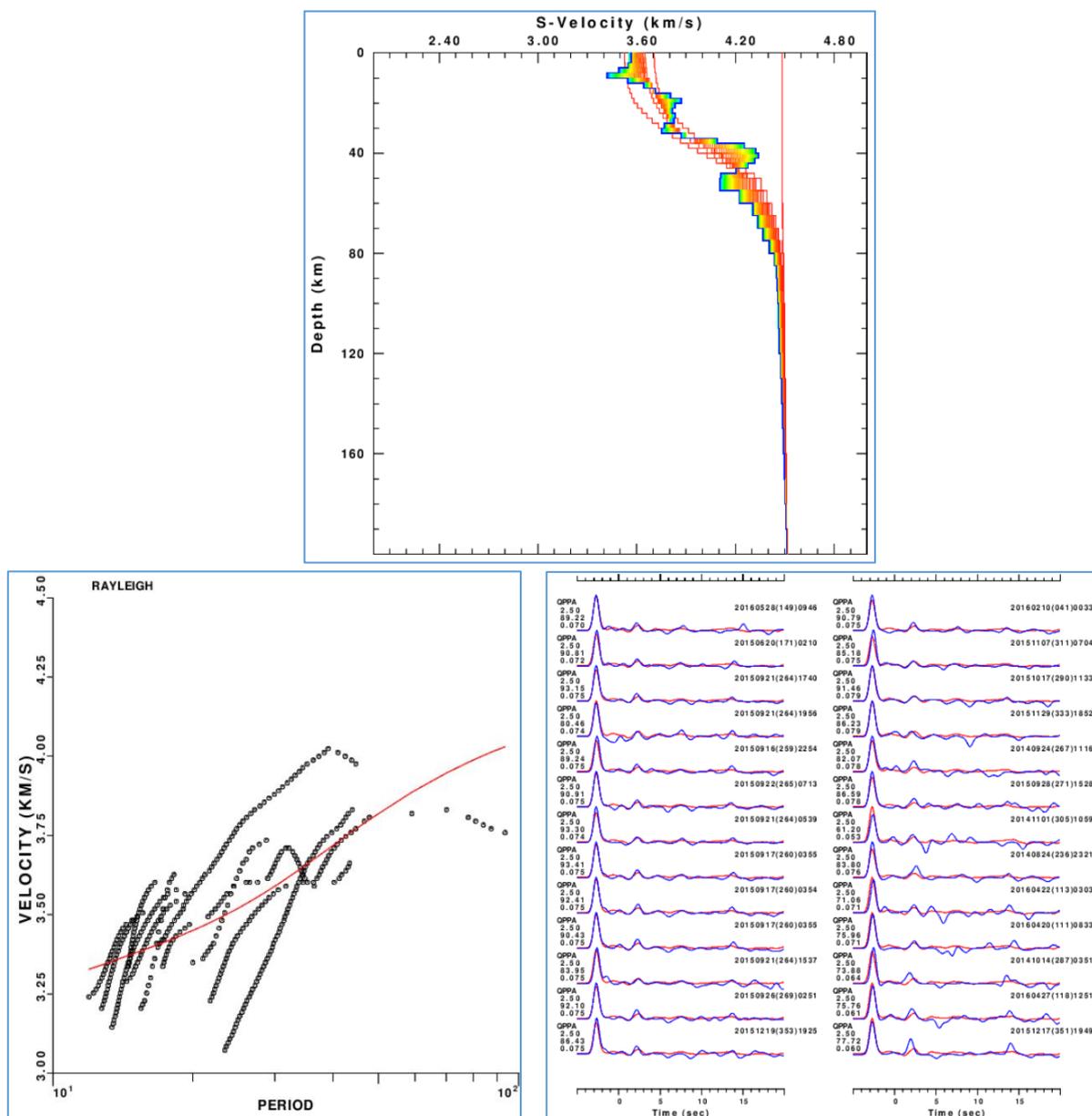
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P. 1998. *Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe*. Salvador: CPRM.
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1), 73-84. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/548>
- Santos, R. A., Menezes Filho, N. R., Souza, J. D. de, 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos; carta geológica, carta metalogenética e previewonal, 1:100.000, Projeto Carira*. DNPM/CPRM, Brasil, 4v.
- Santos, A. C. L., Padilha, A. L., Fuck, R. A., Pires, A. C. B., Vitorello, I., Pádua, M. B. 2014. Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema Province, NE Brazil. *Tectonophysics*, 610, 39-50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.10.008>
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B. B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A, Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, p. 5- 54, CPRM.
- Shearer, P. M. 1999. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. Second edition. 272 p.
- Silva Filho, M. A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas mesoproterozóicas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 40*, Belo Horizonte, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, 16.
- Silva Filho, M. A., Brito Neves, B. B. 1979. O Sistema de Dobramentos Sergipano no Nordeste da Bahia. *Geologia Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, 1, 203-217.
- Silva Filho, M. A., Bonfim, L. F. C., dos Santos, R. A. 1978. A geossinclinal Sergipana: estrutura e evolução. In: *SBG Congresso Brasileiro de Geologia 30*, Recife, Anais, 2464-2477.
- Silva Filho, M. A., Torres, H. H. F. 2002. A new interpretation on the Sergipano belt domain. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 74, 556-557.
- Snoke, J. A., James, D. E. 1997. Lithospheric structure of the Chaco and Paraná basins of South America from surface-wave inversion. *Journal of Geophysical Research*, 102, 2939–2951. <http://hdl.handle.net/10919/25306>
- Snoke, J. A., Sambridge, M. 2002. Constraints on the S wave velocity structure in a continental shield from surface wave data: Comparing linearized least squares inversion and the direct search neighborhood algorithm. *Journal of Geophysical Research*, 107(B5). doi:10.1029/2001JB000498.
- Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Mejia, N. I. M., Tavares, E. J., Schmidt, K., Monteiro, L. R., Custódio, M., Guimarães, V. O. M. 2009. Características sísmicas da litosfera do estado do Ceará resultados preliminares de experimento de refração sísmica profunda. *Paper presented at XXIII Simpósio Nordestino de Geologia*, Ceará, Brasil.
- Soares, J. E. P., Lima, M. V., Fuck, R. A., Oliveira, M. P. 2011. Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S

- da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. *In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and EXPOGEF*, Rio de Janeiro, Brazil. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-084>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.002>
- Souza, J. L., Santos, N. P., Vilar, C. da S. 2016. Three-Dimensional Shear Wave Velocity Structure of the Northeastern Brazilian Lithosphere. *International Journal of Geosciences*, 7, 849-872. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2016.76063>
- Stein, S., Wysession, M. 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Geological Magazine*, 140(6), 733-734. DOI: 10.1017/S0016756803318837
- Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanoto, O., Woff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 180 -188.
- Tarantola, A. 1987. Inverse problem theory. Methods for data fitting and model parameter estimation. *Elsevier Science*, Amsterdam. 644 p.
- Tavares, E. J. 2014. Determinação da razão de Poisson da crosta e manto litosférico sob a linha de refração sísmica profunda NW-SE da Província Borborema (*Master dissertation*). Brasília, DF: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Trindade, C. R. 2019. Imageamento sísmológico da litosfera do Brasil Central: subsídios ao entendimento da evolução tectônica regional. (Doctoral Thesis). Brasília, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB).
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 8(3-4), 267-288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm/Nd and U/Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31,227-252, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.
- Vilar, C. S., Souza, J. L., Santos, N. P. 2003. Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região nordeste do Brasil. *Paper presented at 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro, Brazil.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Windley, B. F. 1984. *The Evolving Continents*. Wiley, London, 2nd edition.

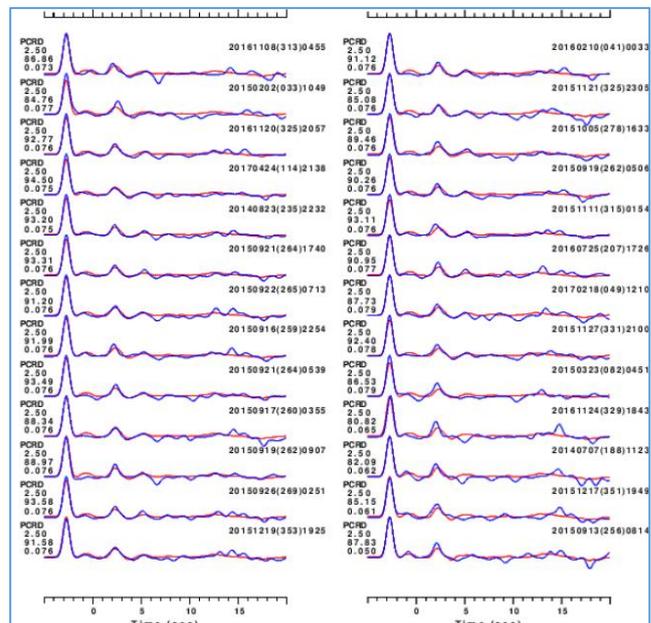
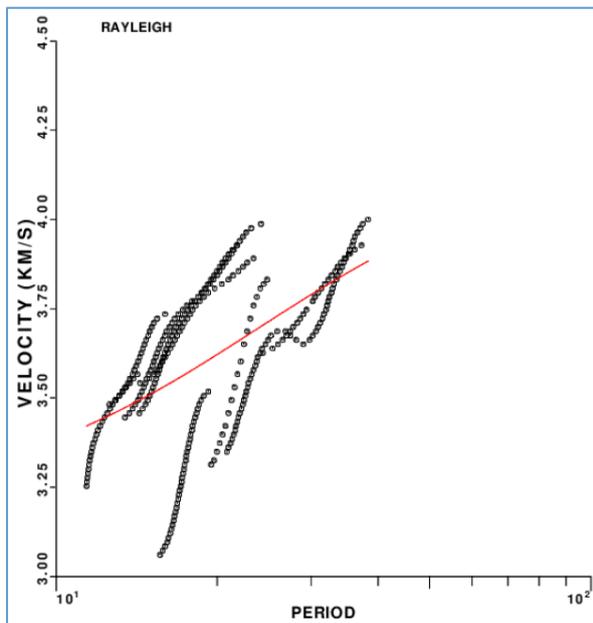
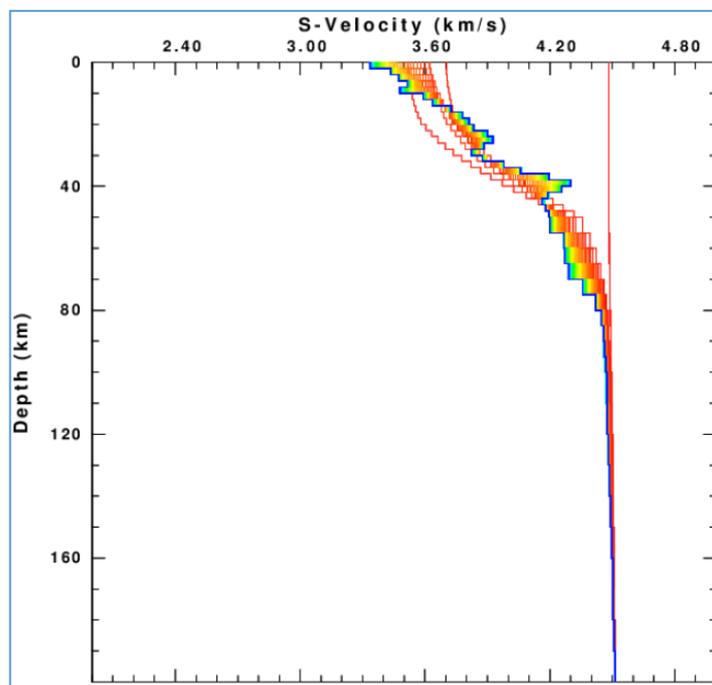
- Yeck, W. I., Sheehan, A. F., Schulte-Pelkun, V. 2013. Sequential H-k stacking to obtain accurate crustal thickness beneath sedimentary basins. *Bulletin of Seismological Society of America*, 103(3), 2142-2150. DOI:10.1785/0120120290
- Yoo, H. J., Herrmann, R. B., Cho, K. H., Lee, K. 2007. Imaging the three-dimensional crust of the Korean Peninsula by joint inversion of Surface-wave dispersion and teleseismic receiver function. *Bulletin of Seismological Society of America*, 97 (3), 1002-1011. doi: 10.1785/0120060134
- Zandt, G. S., Ammon, C. J. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374, 152-154.
- Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C. 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37° latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B6), 10529–10548. <https://doi.org/10.1029/94JB03063>
- Zhang J., Langston, C. A. 1995. Constraints on oceanic lithosphere structure from deep-focus regional receiver functions inversions. *Journal of Geophysical Research*, 100(B11), 22187–22196. <https://doi.org/10.1029/95JB02512>
- Zhang, K., Snoke, J. A., James, D. E. 1998. Lithospheric structure of the eastern Paraná basin of central Brazil from surface-wave inversion: Comparing genetic algorithms and linearized least-squares inversion. *IRIS Workshop* (Santa Cruz, CA).
- Zhu, L., Kanamori, H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2969-2980. DOI:10.1029/1999JB900322
- Zhu, L., Owens, T. J., Randall, G. E. 1995. Lateral variation in crustal structure of the Northern Tibetan Plateau inferred from Teleseismic Receiver Functions. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85(6), 1531–1540.

8. ANEXOS – RESULTADOS DAS INVERSÕES CONJUNTAS PARA OS PARES DE ESTAÇÕES

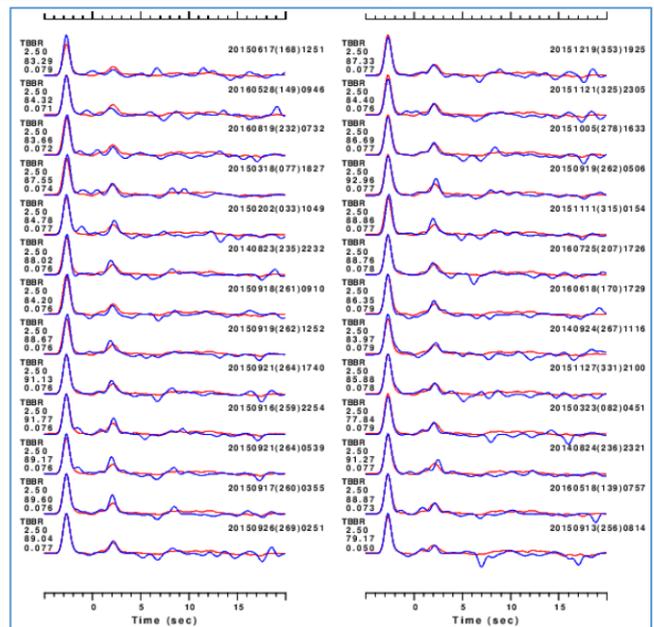
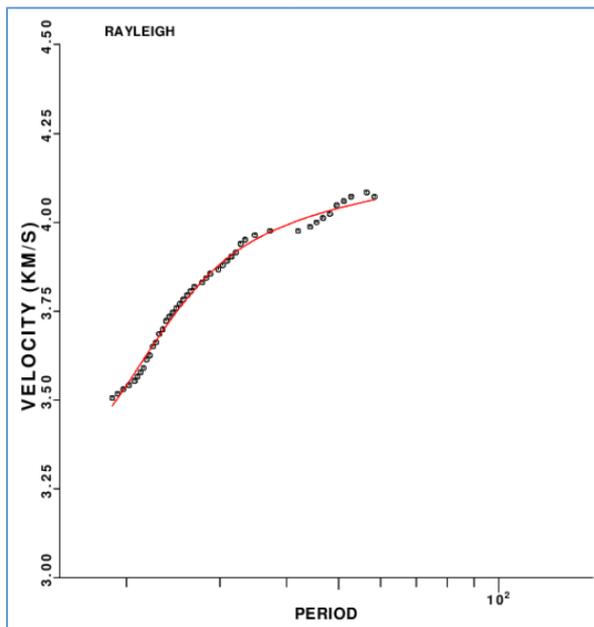
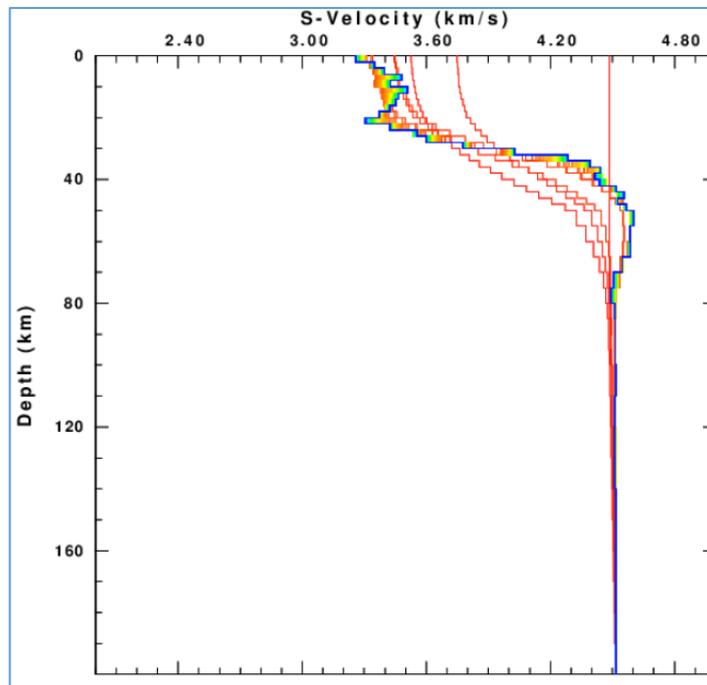
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações QPPA-CRBA. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



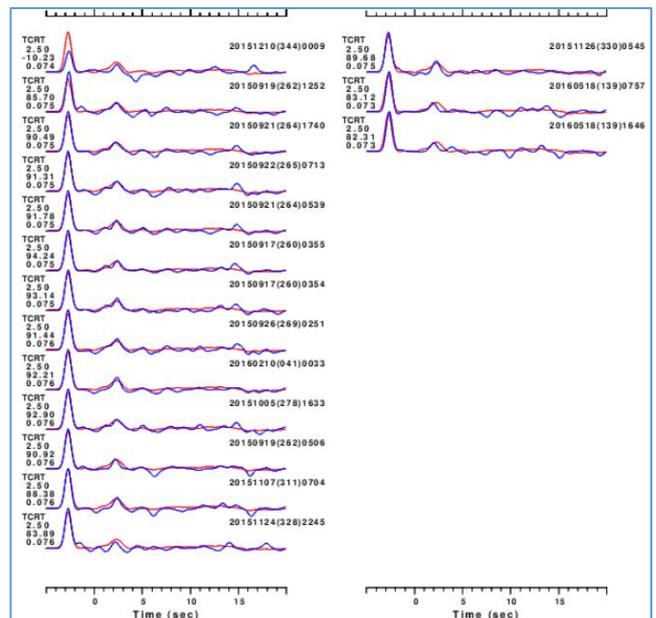
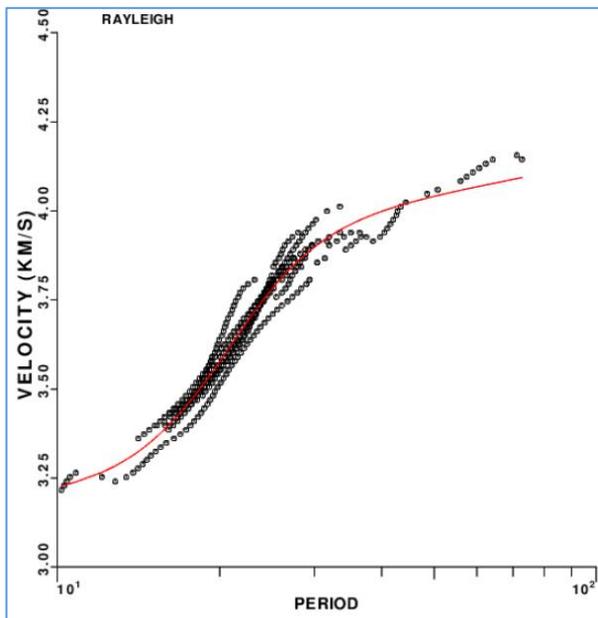
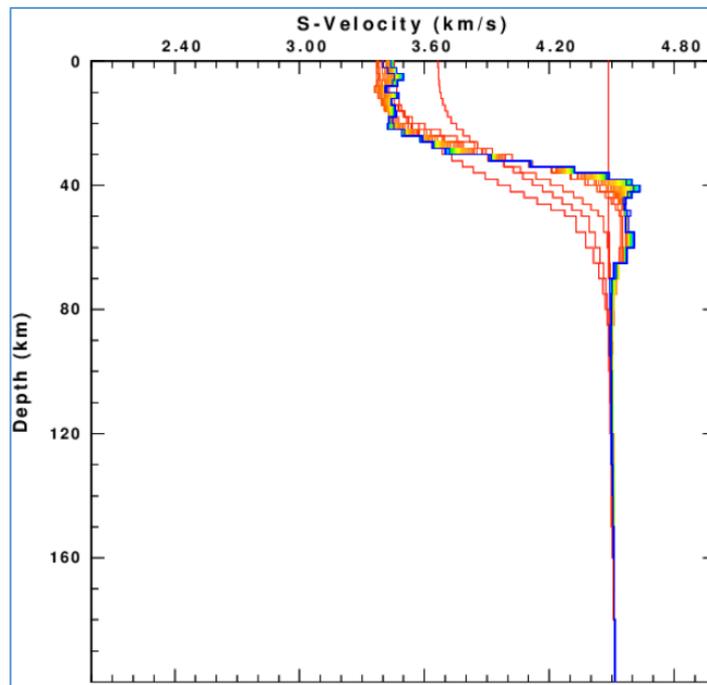
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações QPPA-PCRD. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



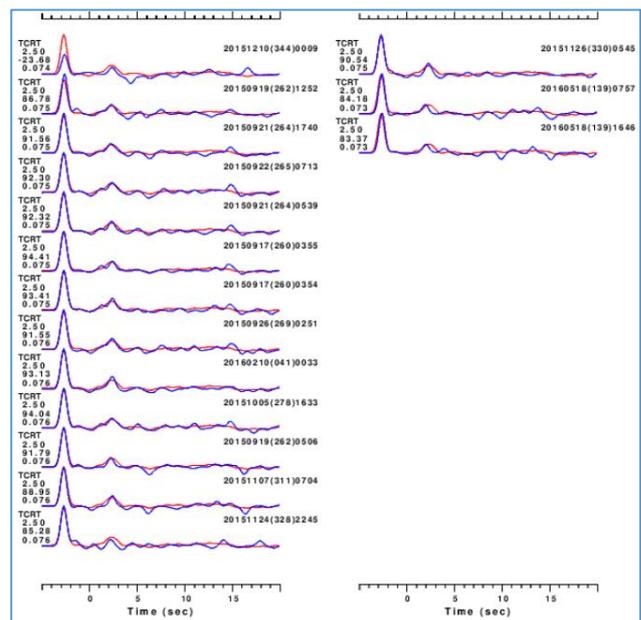
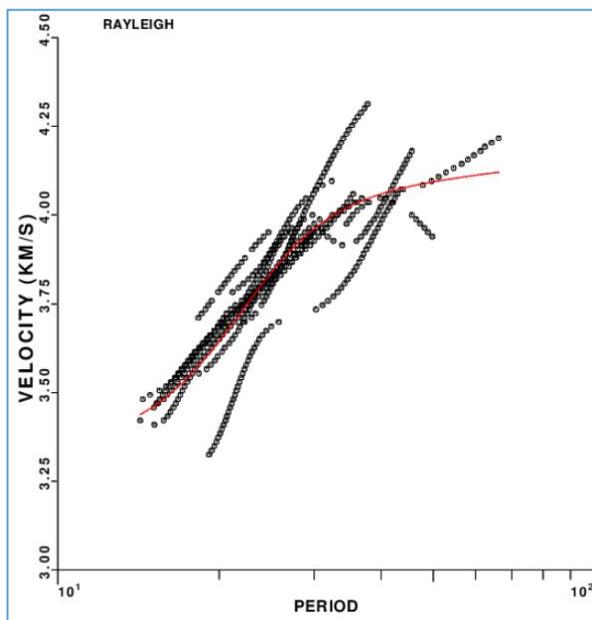
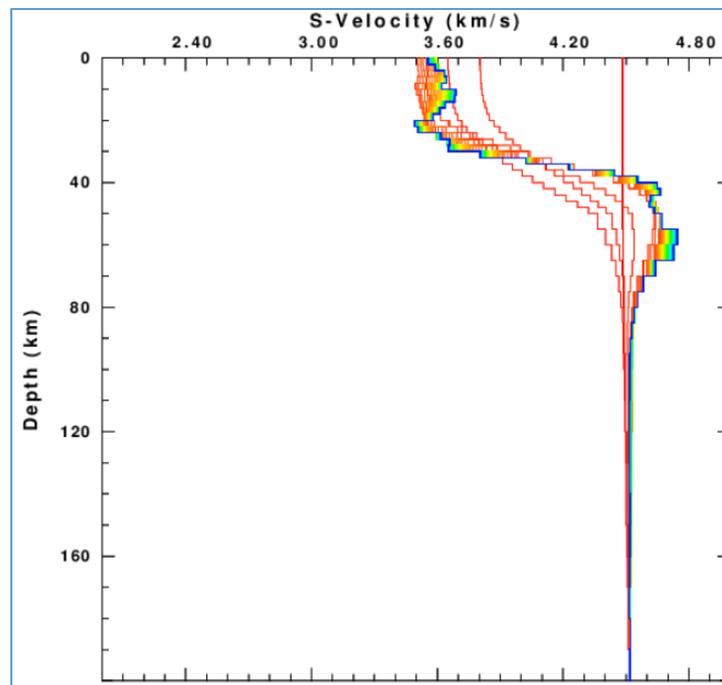
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações QPPA-TBBR. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



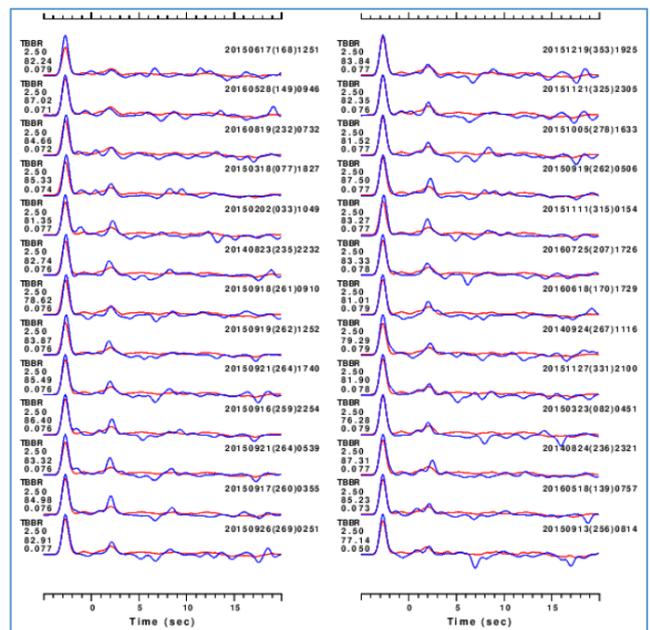
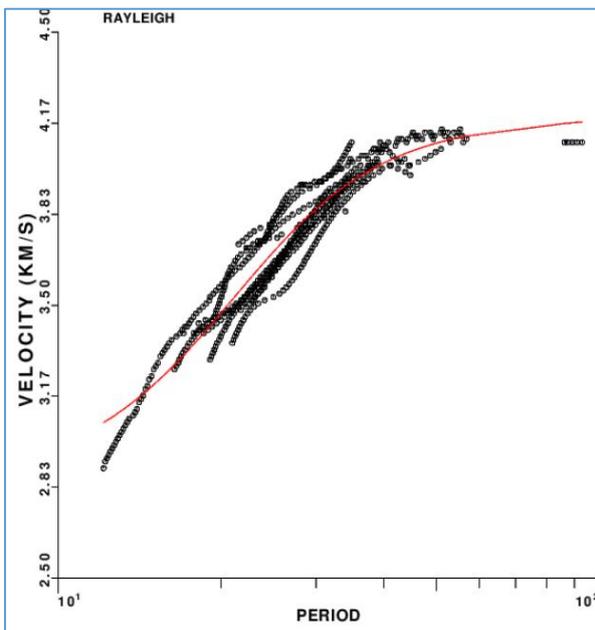
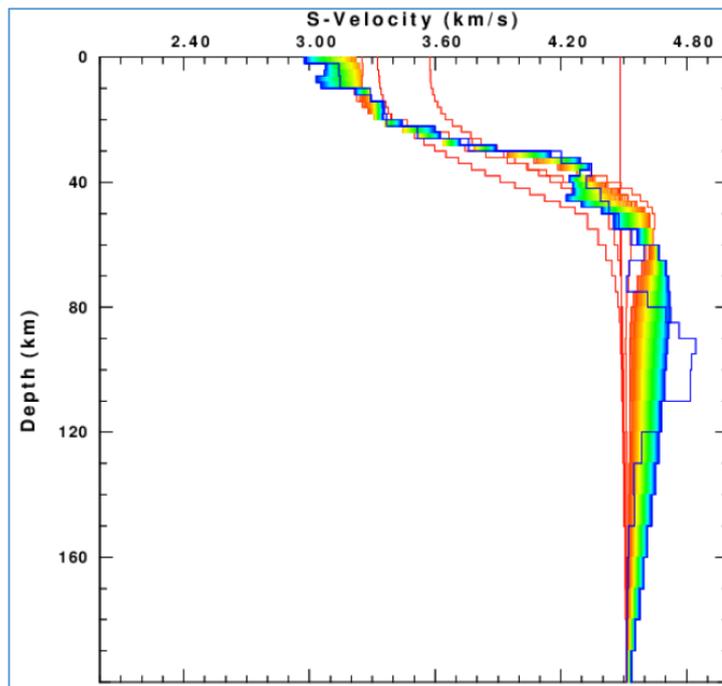
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações TCRT-CRBA. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



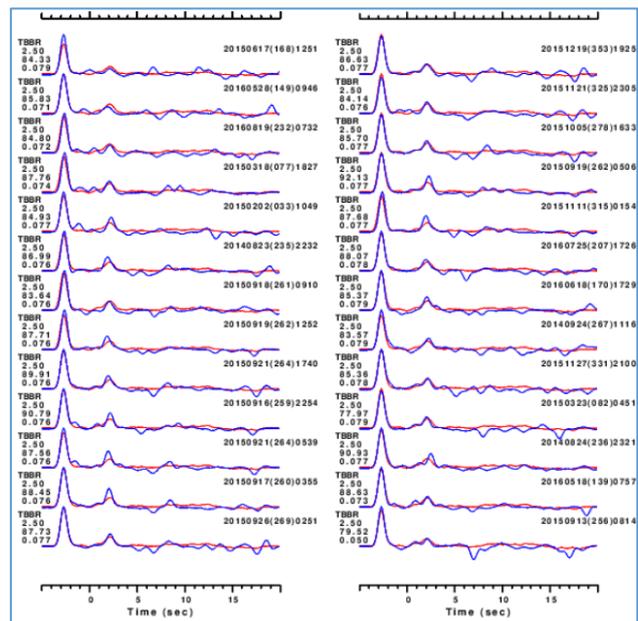
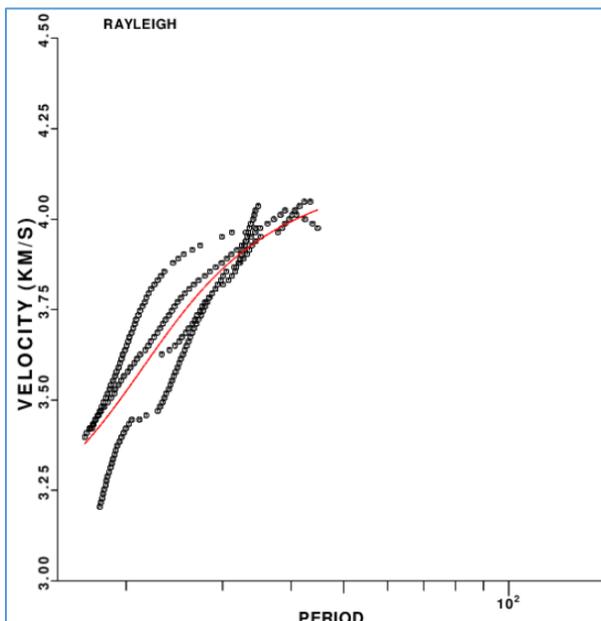
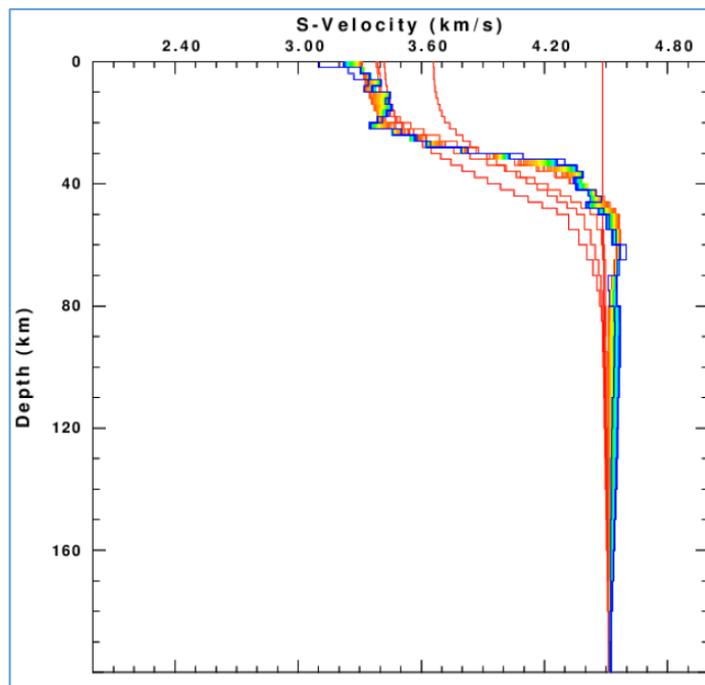
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações TCRT-NBAN. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



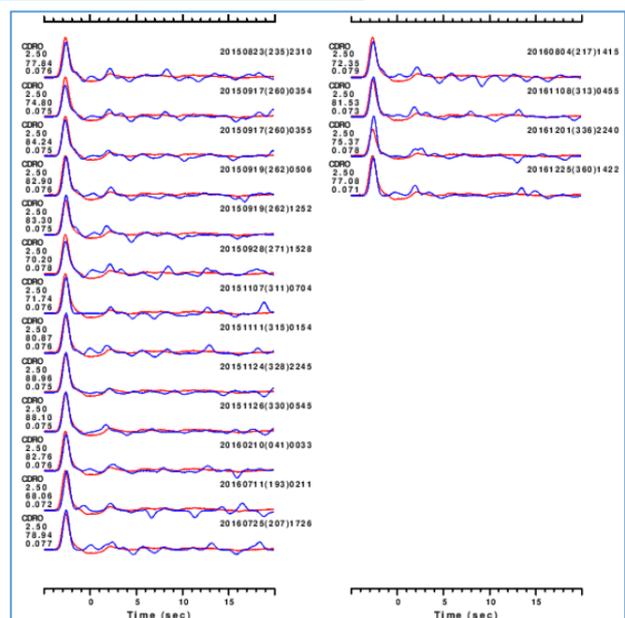
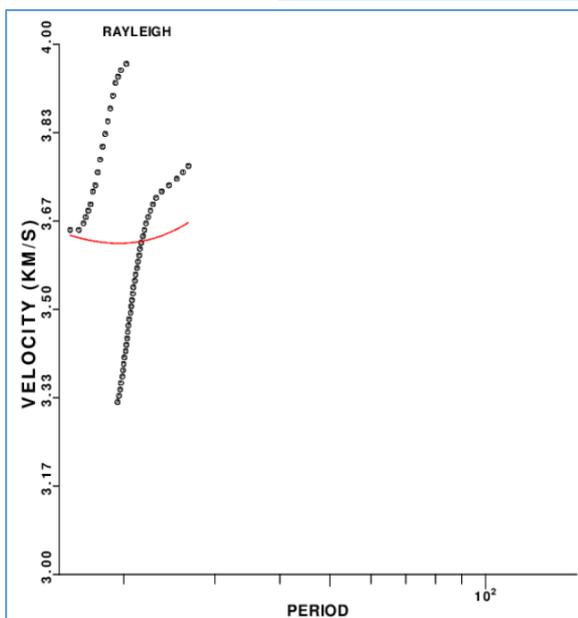
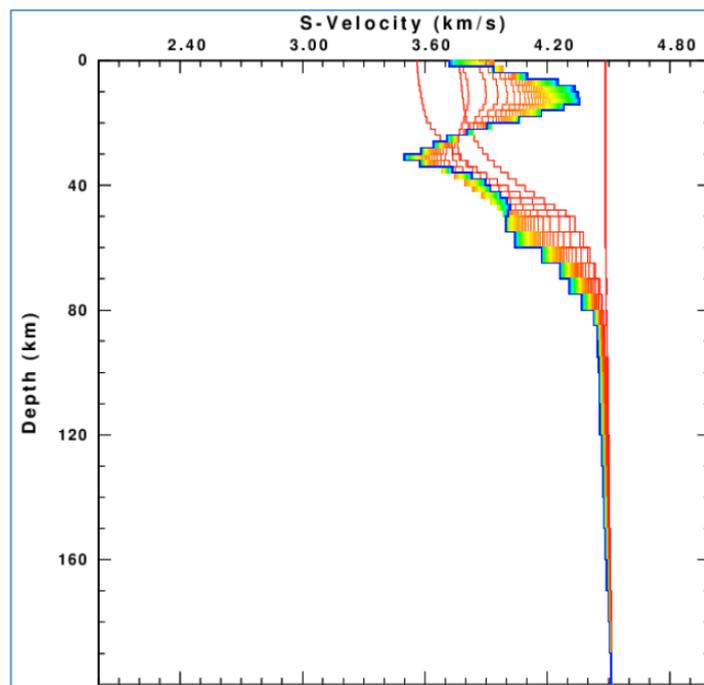
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações TBBR-NBAN. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



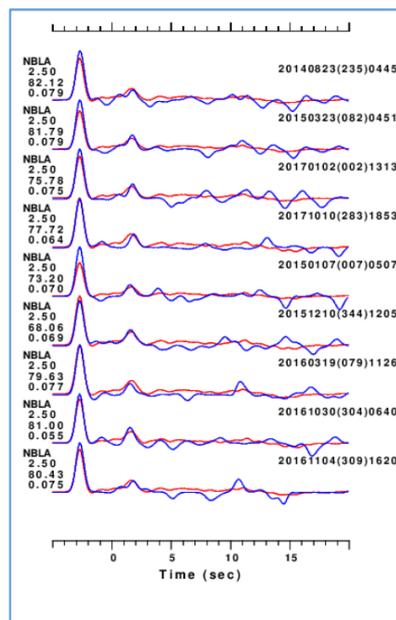
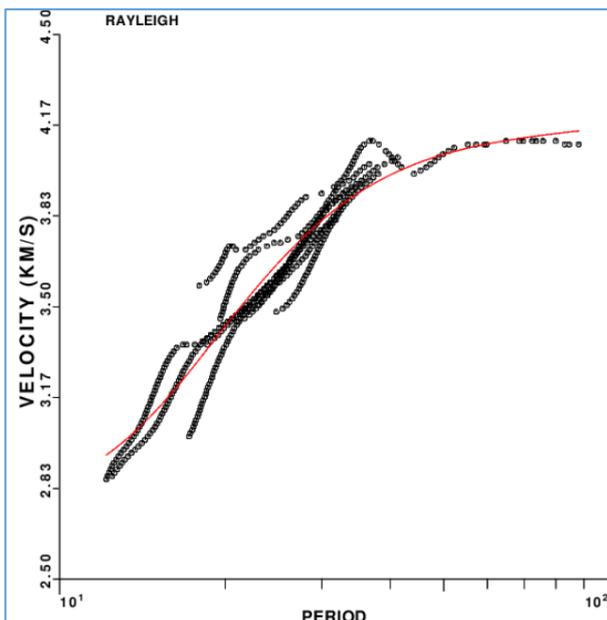
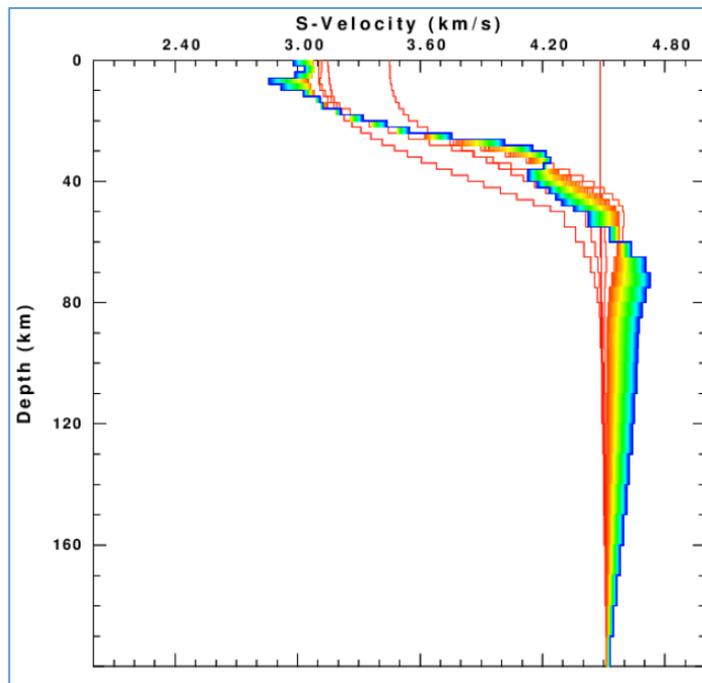
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações TBBR-CDRO. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



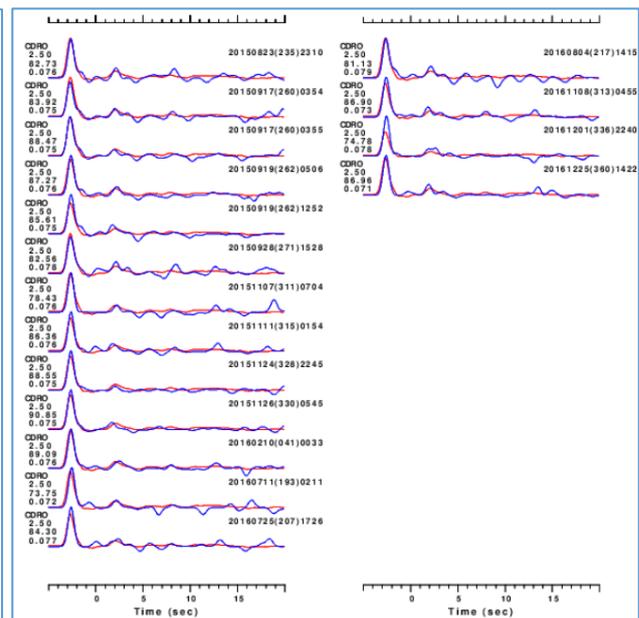
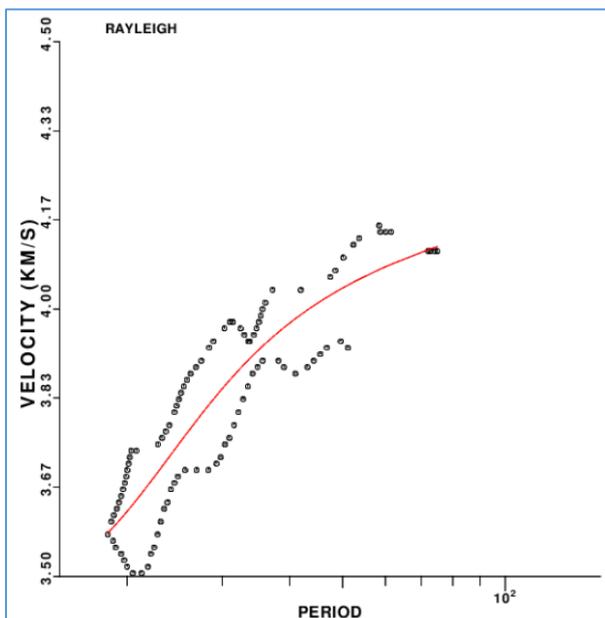
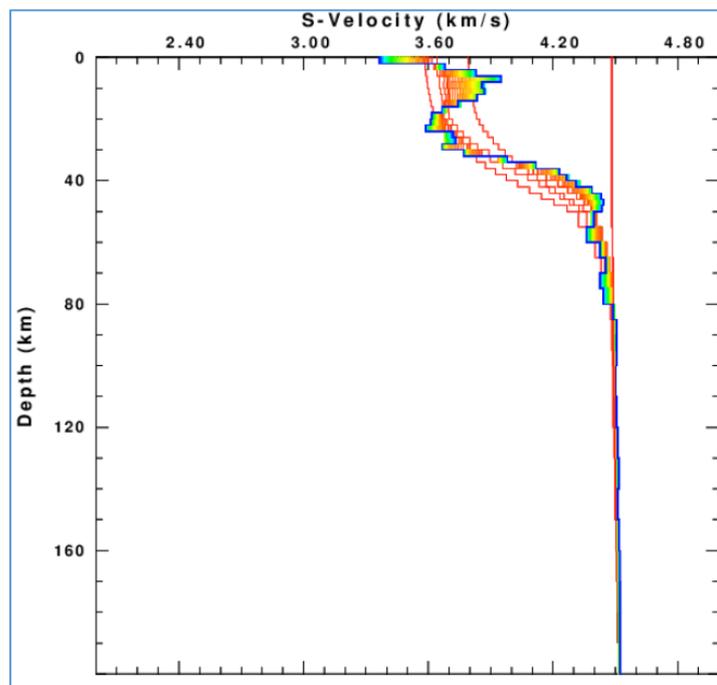
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações CDRO-NBLA. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



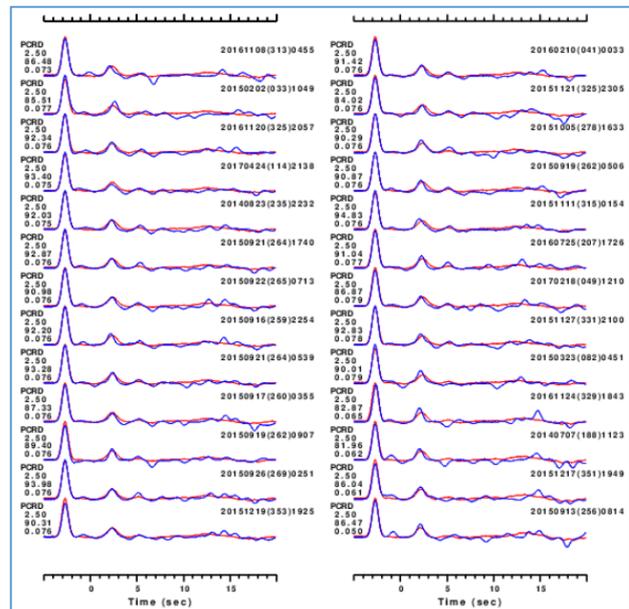
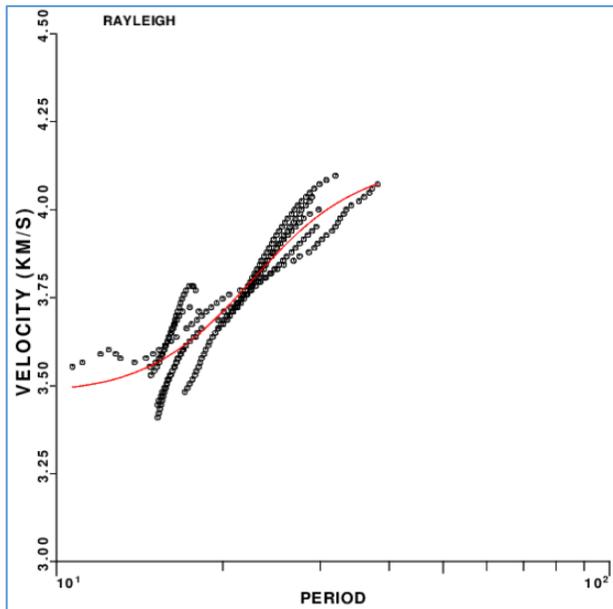
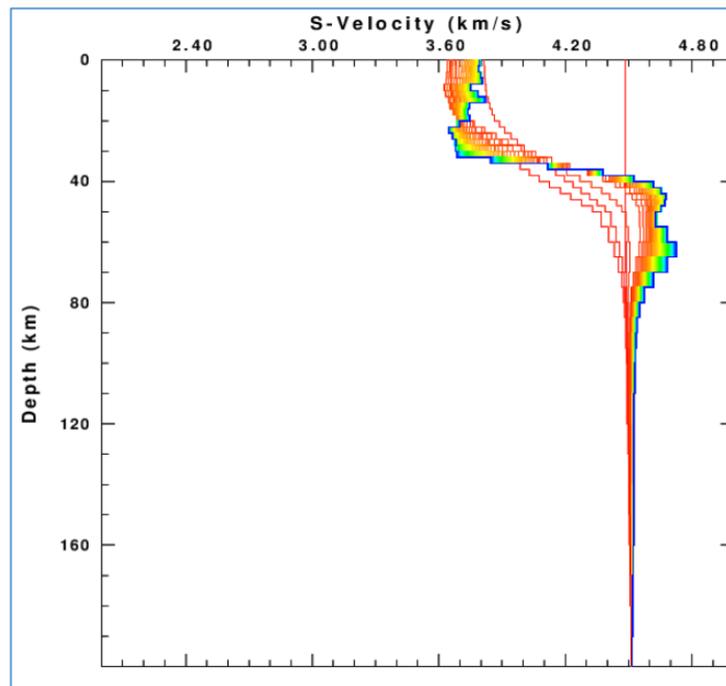
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações NBAN-NBLA. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



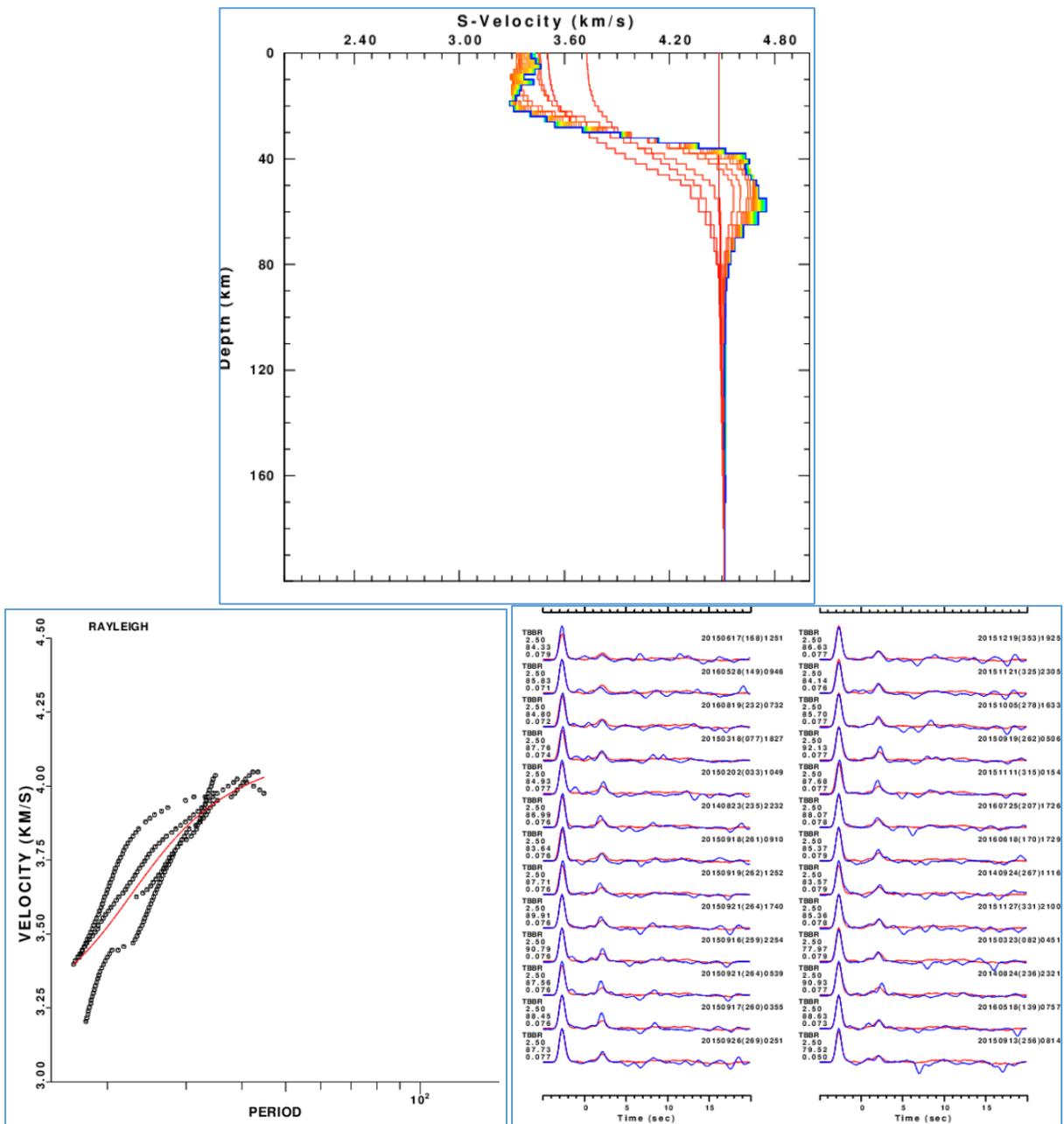
Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações CDRO-NBAN. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações PCRD-CDRO. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações TCRT-CDRO. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.



Na figura de cima está o modelo de velocidade 1-D de ondas cisalhantes para o par de estações QPPA-TBBR. A figura mostra a variação de velocidade da onda S em função da profundidade até 200km, estando o modelo inicial representado pela linha vermelha ($\pm 4,49$ km/s), e o resultado após cada processamento mostrado na figura até o modelo final (linha azul). Abaixo da figura do modelo de velocidade estão: do lado esquerdo a figura mostrando as curvas de dispersão de ondas Rayleigh com a curva de ajuste médio em vermelho; e a direita as FRs originais (traços azuis) e a curva de ajuste médio (traços vermelhos), utilizados para o processo de inversão conjunta para este par de estações.

