

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**ESTUDO DA CROSTA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO
UTILIZANDO TÉCNICAS SISMOLÓGICAS**

DOUGLAS SOUZA FIGUEIREDO MORAIS

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

RIO CLARO/SP - 2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

DOUGLAS SOUZA FIGUEIREDO MORAIS

**ESTUDO DA CROSTA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO
UTILIZANDO TÉCNICAS SISMOLÓGICAS**

Tese de Doutorado apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Campus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, como requisito
parcial para obtenção do título de
Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Dourado

Rio Claro – SP

2018

M827e	Morais, Douglas Souza Figueiredo ESTUDO DA CROSTA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO UTILIZANDO TÉCNICAS SISMOLÓGICAS / Douglas Souza Figueiredo Moraes. -- Rio Claro, 2018 119 p. : il., tabs., fotos, mapas Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: João Carlos Dourado 1. Função do Receptor. 2. Análise de Dispersão de Ondas de Superfície. 3. Correlação de Sismogramas. 4. Razão Espectral H/V. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**ESTUDO DA CROSTA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO
UTILIZANDO TÉCNICAS SISMOLÓGICAS**

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. João Carlos Dourado (orientador)
IGCE / UNESP Rio Claro/SP

Prof. Dr. César Augusto Moreira
IGCE / UNESP Rio Claro/SP

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho
IGCE / UNESP Rio Claro/SP

Prof. Dr. Lucas Vieira Barros
IG / UnB / Brasília (DF)

Prof. Dr. Renato Luiz Prado
IAG / USP São Paulo/SP

Candidato: Douglas Souza Figueiredo Moraes

Resultado: Aprovado

Rio Claro – SP
08/11/2018

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Ao meu orientador por me aturar desde a graduação há mais de 10 anos e sempre disposto a ensinar.

À Rosângela, secretária do programa de Pós, por sempre me auxiliar e ser tão prestativa.

Ao Francisco, mais conhecido como Paco, que tanto nos ajudou em trabalhos de campo e que tive a honra de conhecê-lo, pena não estar mais entre nós pois, caso estivesse, com toda certeza estaria sentado à frente assistindo a minha defesa.

Em nome do Gerente José Alberto e sua esposa Lúcia Calamari da Fazenda Serra Alegre que, por serem tão gentis e cordiais, se tornaram amigos o meu sincero agradecimento o qual se estende a todos os proprietários de terra que autorizaram a implantação das estações temporárias no município de Pontes e Lacerda/MT.

À banca pela contribuição e conselhos tão valiosos. Aos amigos de graduação, não esquecerei jamais esse período. Aos conselheiros, o meu agradecimento.

À todos que contribuíram para a realização da tese, seja no empréstimo de equipamento (IAG /USP), seja na ajuda com o processamento dos dados o meu muito obrigado.

E ficando por último, mas, não menos importante, meu eterno agradecimento à minha família, Pai Cássio; Mãe Meire; Irmãos Tobias, Vinícius, Kssin; cunhadas Marina (saiba que você é a filha que meus pais não tiveram), Aparecida e Brenda e meus sobrinhos, Vinicius e em especial meu sobrinho e afilhado Paulo. Amo todos vocês!

À pessoa que entrou em minha vida para somar, minha esposa Carla, a qual só tenho a agradecer por ter conhecido você e por ser a mãe mais carinhosa, amorosa e gentil do nosso filho, Levi. E a toda sua família por serem tão especiais para comigo.

Esta tese é dedicada à minha vó Araci (*in memoriam*)

RESUMO

Técnicas sismológicas como Função do Receptor, Análise de Dispersão de Ondas de Superfície, Correlação de ruídos sísmicos e razão espectral H/V são cada vez mais estudadas e utilizadas para o conhecimento geológico da crosta. Sendo possível determinar a composição crustal média e os principais contatos obtidos por fortes contrastes de impedância tais como limite crosta superior e inferior, assim como, limite crosta inferior e manto superior (descontinuidade de Moho). O conhecimento da velocidade de percurso das ondas de um sismo registrados através de uma estação sismográfica fornecem informações, como: o tempo de percurso, relação V_p/V_s e outros. A região de Pontes e Lacerda/MT está localizada no Sudoeste do Cráton Amazônico e o levantamento dos dados se deram em fases distintas com implantação de sismômetros alinhados em direção perpendicular (NE-SW) às principais estruturas da Faixa Móvel Aguapeí (NNW-SSE). Além da coleta de dados dessas estações temporárias foram compilados dados de sismos para a estação fixa PTLB, esta estação faz parte das estações sismológicas coordenadas pela UNB (Universidade Nacional de Brasília) e pela USP (Universidade de São Paulo). A espessura média encontrada na crosta para a região variou pouco para as diferentes técnicas abordadas, sendo que, para a técnica de Função do Receptor (estação fixa PTLB) foi obtido valor de aproximadamente 44 Km de espessura e, para as estações temporárias (S01 ao S10) valor médio de 42 km. Já a seção sísmica gerada pela correlação dos sinais para todas as estações temporárias de período curto, trouxe coerência dos sinais em 4s, 5s e, posterior coerência variando de 9,5 a 11 segundos. Essa primeira interface em 4s pode indicar a zona de cisalhamento Aguapeí em profundidade de 11Km, a de 5s pode ser interpretada como sendo a região SIAL da crosta a 14 Km. A que varia de 9,5 (S01) a 11s (S10) corresponde a uma média de 28Km que pode associar com a descontinuidade de Conrad. Para o modelo de velocidade gerado pela análise da dispersão das ondas superficiais correlacionado aos dados obtidos através da correlação de ruídos e a função do receptor foi possível interpretar quatro interfaces. A técnica da razão espectral H/V que é um método que apresenta menor resolução a

grandes profundidades da crosta sendo, portanto, aplicado a profundidades menores, apresentou como resultado valores bastante diferentes para cada estação, sendo que, para a estação mais a SW da área foi obtido valor de 3,6 metros e a estação que apresentou maior espessura, localizada no extremo NE da área foi de 3500 metros, evidenciando fortemente morfologias bastante distintas ao longo do perfil o que está correlacionado a presença de metassedimentos pertencentes à Faixa Móvel Aguapeí.

Palavras Chave: Função do Receptor; Análise de Dispersão de Ondas de Superfície; Correlação de Sismogramas; Razão Espectral H/V

ABSTRACT

Seismic techniques such as receiver function, surface wave dispersion, seismic noise correlation and H / V spectral ratio are increasingly studied and used for geological knowledge of the crust. It is possible to determine the average crustal composition and the main contacts obtained by strong impedance contrasts as upper and lower crust boundary, as well as, lower crust limit and upper mantle (Moho discontinuity). The knowledge of the speed of travel of the waves of an earthquake recorded through a seismographic station provides information, such as: the travel time, V_p / V_s ratio and others. The region of Pontes e Lacerda / MT is located in the Southwest of the Amazonian craton and the data were taken in different phases with the implantation of seismometers aligned in a perpendicular direction (NE-SW direction) to the main structures of the Faixa Móvel Aguapeí (direction NNW- SSE). In addition to collecting data from these temporary stations, earthquake data were collected for the PTLB fixed station. The average thickness found in the crust for the region did not vary much for the different techniques, and for the Receiver Function (PTLB fixed station), a value of approximately 44 Km of thickness was obtained and for the temporary stations (S01 to S10) average value of 42 km. The seismic section generated by the correlation of the signals for all short-time temporary stations brought the signals coherence in 4s, 5s and later coherence ranging from 9.5 to 11 seconds. This first interface in 4s can indicate the Aguapeí shear zone in depth of 11Km, that of 5s can be interpreted as being the SIAL region of the crust at 14 Km. A that varies from 9.5 (S01) to 11s (S10) corresponds to an average of 28Km that can associate with the discontinuity of Conrad. For the velocity model generated by the analysis of the dispersion of the surface waves correlated to the data obtained through the noise correlation and the receiver function, it was possible to interpret four interfaces. The H / V spectral ratio technique, which is a method that presents lower resolution at great depths of the crust and is therefore applied at lower depths, presented as result quite different values for each station, being that for the station plus SW of area was obtained a value of 3.6 meters and the station that presented the greatest thickness, located at the extreme NE of the area was of 3,500

meters, evidencing strongly morphologies quite distinct along the profile which is correlated the presence of metasedimentary belonging to the Faixa Móvel Aguapéí.

Keywords: Receiver Function; Surface Waves Dispersion Analysis; Correlation of Seismograms; Spectral Ratio H/V

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
2.1. Objetivo Geral.....	3
2.2. Objetivos Específicos.....	3
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
4. CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....	6
4.1. Cráton Amazônico.....	6
4.2. Espessura da Crosta Amazônica.....	14
5. MATERIAIS.....	18
6. FUNÇÃO DO RECEPTOR.....	22
6.1. Princípio Teórico.....	22
6.2. Descontinuidade Moho e Limite crosta superior/inferior.....	24
6.3. Cálculo da espessura da crosta e razão V_p/V_s	31
6.4. Empilhamento H-K (HK- <i>Stacking</i>).....	32
6.5. Resultados obtidos para Função do Receptor.....	33
6.5.1. Estação PTLB.....	37
6.5.2. Estação PL1.....	49
6.5.3. Estação PL2.....	53
6.5.4. Estações Triaxiais Período Curto: S01 e S10.....	55
6.6. Empilhamento H-K.....	58
6.7. Cálculo razão V_p/V_s e estimativa H para Estações Temporárias.....	61
7. CORRELAÇÃO DE SISMOGRAMAS.....	67
7.1. Princípio Teórico.....	67
7.2. Etapas do Processo.....	70
7.3. Resultados Obtidos para Correlação de Sismogramas.....	73
8. DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS.....	84
8.1. Princípio Teórico.....	84
8.2. Resultados Obtidos para Dispersão de Ondas Superficiais.....	87

9. RAZÃO ESPECTRAL H/V.....	95
9.1. Princípio Teórico.....	95
9.2. Resultados Obtidos para a Razão Espectral H/V.....	98
10. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS.....	104
11. CONCLUSÕES.....	112
REFERÊNCIAS.....	113

1. INTRODUÇÃO

A sismologia é uma das áreas das geociências que mais tem contribuído para o conhecimento do interior da Terra, seja pelo estudo das grandes estruturas profundas do manto e núcleo ou das complexas estruturas crustais.

Várias técnicas sismológicas foram desenvolvidas ao longo do século XX e tiveram suas aplicações ampliadas no início do atual século, graças ao avanço tecnológico envolvendo principalmente a eletrônica e a informática. Por exemplo, a análise de dispersão de ondas de superfície, desenvolvida na sismologia começou a ser utilizada na engenharia civil, nos estudos para determinação de velocidade de propagação das ondas transversais, através das técnicas SASW e MASW.

Mais recentemente, técnicas envolvendo a autocorrelação e correlação cruzada de séries temporais, buscando identificar sinais refletidos em estruturas subsuperficiais também são testadas a partir de sismogramas contínuos de estações sismológicas (Tibuleac & Segern, 2012).

Outra técnica bastante estudada e que gera resultados expressivos relacionados à espessura da crosta e sua geometria é a Função do Receptor que, na maioria das vezes se utiliza eventos sísmicos naturais provenientes de grandes distâncias ($\Delta > 30$ graus) para obtenção de informações da crosta terrestre e suas implicações sísmicas.

Já para o conhecimento de estruturas e contatos litológicos que apresentam contraste de velocidade marcante, aplicado em profundidades menores da crosta, o estudo da razão espectral H/V (Horizontal/Vertical) vem sendo bastante utilizado. Essa técnica foi desenvolvida inicialmente para marcar somente o contato de sedimentos inconsolidados com as rochas cristalinas, mas com o avanço das pesquisas e aprimoramento dos softwares de interpretação, a profundidade de estudo aumentou, o que possibilita maior compreensão de contatos geológicos em subsuperfície. Trata-se de uma técnica que é obtida de forma passiva, ou seja, sem a necessidade de interferência direta na geração de ondas a serem registradas nos sismômetros.

Estudos da crosta e descontinuidade de Moho há anos vem despertando fortes interesses na comunidade científica. Mais recentemente estudos para a caracterização da crosta da América do Sul aplicando técnicas sismológicas foram

publicados por França (2003), Bianchi (2008), Lloyd et al. (2010), Assumpção et al. (2013), e mais especificamente, para o Cráton Amazônico, Pavão (2010), Albuquerque (2017), entre outros.

Nesse estudo, para a aplicação dessas técnicas sismológicas foi escolhida a área de Pontes e Lacerda no estado de Mato Grosso. Esta área situa-se no sudoeste do Cráton amazônico, no domínio da Faixa Aguapeí. Por ser uma área com grandes ocorrências de ouro, Fernandes et al. (2005a) classificaram a região de Província Aurífera Alto Guaporé, sendo que a maioria dos depósitos ocorrem encaixados em rochas metassedimentares deformadas (Grupo Aguapeí), ou no contato entre as rochas metassedimentares e seu embasamento (Melo, 2016). A aplicação da sismologia nesta região do Cráton é um ótimo método para se conhecer o arcabouço geológico da região.

Com isso, para aumentar o conhecimento da profundidade da crosta, assim como a obtenção dos contatos marcados principalmente por grandes discordâncias e a implicação disso tudo para a geologia foram utilizados os métodos sismológicos de Função do Receptor, Autocorrelação e correlação cruzada de sismogramas, Análise de dispersão de ondas de superfície e Razão Espectral H/V.

A técnica da Função do Receptor é abordada no Capítulo 6, Correlação de Sismogramas no Capítulo 7, Dispersão de Ondas Superficiais descrita no Capítulo 8, e a Razão Espectral H/V no Capítulo 9.

Esta tese é resultado de projeto fomentado pela FAPESP e bolsa Capes.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

2.1. Objetivo Geral

Utilizar as técnicas sismológicas Função do Receptor, Autocorrelação e correlação cruzadas de sismogramas, Análise de dispersão de ondas de superfície e Razão Espectral H/V as quais serão utilizadas no lugar das técnicas geofísicas tradicionais como Sísmica de Refração, Métodos Potenciais (Gravimetria e Magnetometria), sísmica de reflexão, entre outros. Optou-se pelas técnicas sismológicas pois as técnicas tradicionais apresentam dificuldades em serem utilizadas, seja por problemas econômicos ou limitações metodológicas. Além disso, para o sudoeste do Cráton Amazônico, objetiva-se, através dessas técnicas menos difundidas na comunidade acadêmica, avaliar a sua aplicabilidade nos estudos de feições lito-estruturais crustais na área de ocorrências minerais da região da Faixa Aguapeí.

2.2. Objetivos Específicos

Os objetivos específicos são:

- Estudar o contexto geológico regional da área de estudo;
- Caracterizar importantes feições lito-estruturais da crosta, como as discontinuidades de Conrad e Moho através das técnicas sismológicas descritas acima;
- Encontrar respostas nas técnicas que utilizam o ruído sísmico (Correlação de sismogramas e relação espectral H/V) que, na maioria dos estudos, são descartados, para as feições que possam contribuir para o conhecimento em subsuperfície da área em estudo.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada nas proximidades da cidade de Pontes e Lacerda no estado de Mato Grosso (Figura 1). A área faz parte da província aurífera do Alto Guaporé no sudoeste do Cráton Amazônico que contém importantes ocorrências de ouro. Mais especificamente a área está inserida no domínio da Faixa Aguapeí.

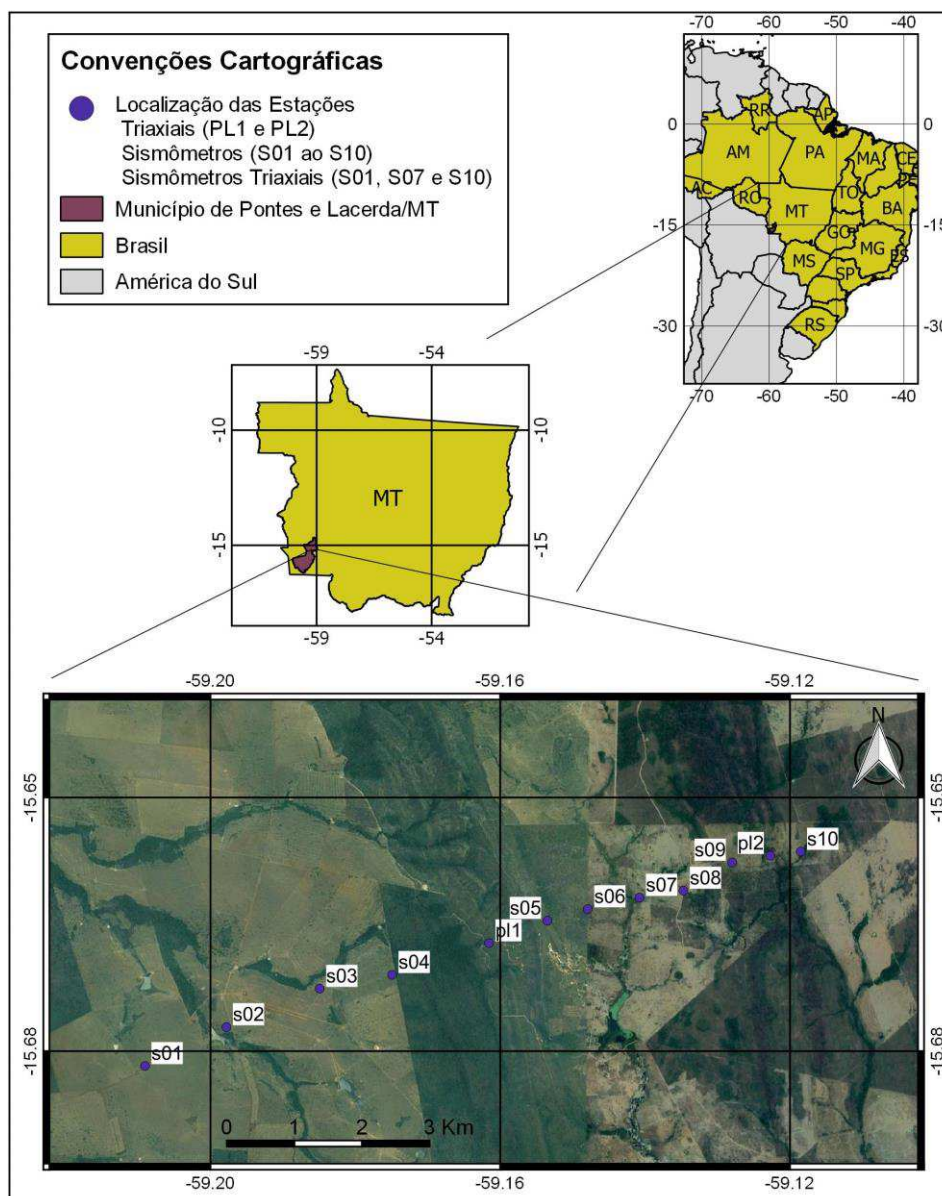


Figura1. Localização da área de estudo, com indicação da localização das estações S01 – S10 (uniaxiais) e pl1 e pl2 (triaxiais) distando 11 Km do centro de Pontes e Lacerda/MT.

Os círculos em roxo na imagem da Figura 1 correspondem à localização das estações temporárias. A implantação dos sismômetros seguiu direção aproximada NE/SW cortando perpendicularmente as principais estruturas da área que apresenta direção NNW-SSE. Estas estruturas estão relacionadas à Faixa Móvel Aguapeí.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

4.1. Cráton Amazônico

A área de estudo está situada a SW do Cráton Amazônico que segundo Tassinari (1996), é uma das maiores áreas cratônicas da América do Sul, tendo-se estabilizado tectonicamente no final do Mesoproterozóico. A evolução crustal da Amazônia pode ser descrita como alguns núcleos Arqueanos que foram amalgamados através de cinturões móveis de idades relativas ao ciclo Transamazônico e por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis. Foi observada uma diminuição das áreas Arqueanas do Cráton, e um consequente aumento das áreas paleoproterozóicas, sendo o mais importante período de acreção continental na Amazônia. O Cráton foi dividido em domínios, da seguinte maneira, proposta por Tassinari, 1996:

Domínio Amazônia Central, subdividido nos subdomínios Carajás;

Domínio Maroni – Itacaiúnas;

Domínio Ventuai – Tapajós;

Domínio Rio Negro – Jurueña;

Domínio Rondoniano – San Ignacio e,

Domínio Sunsás, sendo este o domínio onde está inserida a área de estudo da presente tese.

Segundo Santos (2003), o Cráton tem sido considerado predominantemente Arqueano, como mostrado na edição anterior do mapa geológico do Brasil (Schobbenhaus et al. 1984) e em Costa & Hasui (1997). Tassinari (1996) restringiu o Arqueano às províncias Imataca (Venezuela) e Amazoniana Central, está incluindo a região de Carajás, dentro do Domínio Carajás–Iricoumé ou Bloco Carajás– Iricoumé (Tassinari and Macambira, 1999). Santos et al. (2000) separaram Carajás da Província Amazônia Central. Esta, a despeito de uma origem a partir de rochas Arqueanas, mostra pequena espessura de Crosta Arqueana exposta, sendo dominada em superfície por um vulcanoplutonismo Paleoproterozóico, tipo Iriri–Maloquinha (1,88–1,87 Ga). Por outro lado, a estruturação dominante da Província Amazônia Central,

mais jovem (NNW–SSE), trunca a estruturação principal da Província Carajás (N70°–80°W). Santos et al. (2000) estendem a Província Carajás até o sul do Amapá e mostram que rochas Arqueanas compõem menos de 12% do Cráton, que é uma entidade essencialmente paleoproterozóica e secundariamente mesoproterozóica e arqueana (Figura 3).

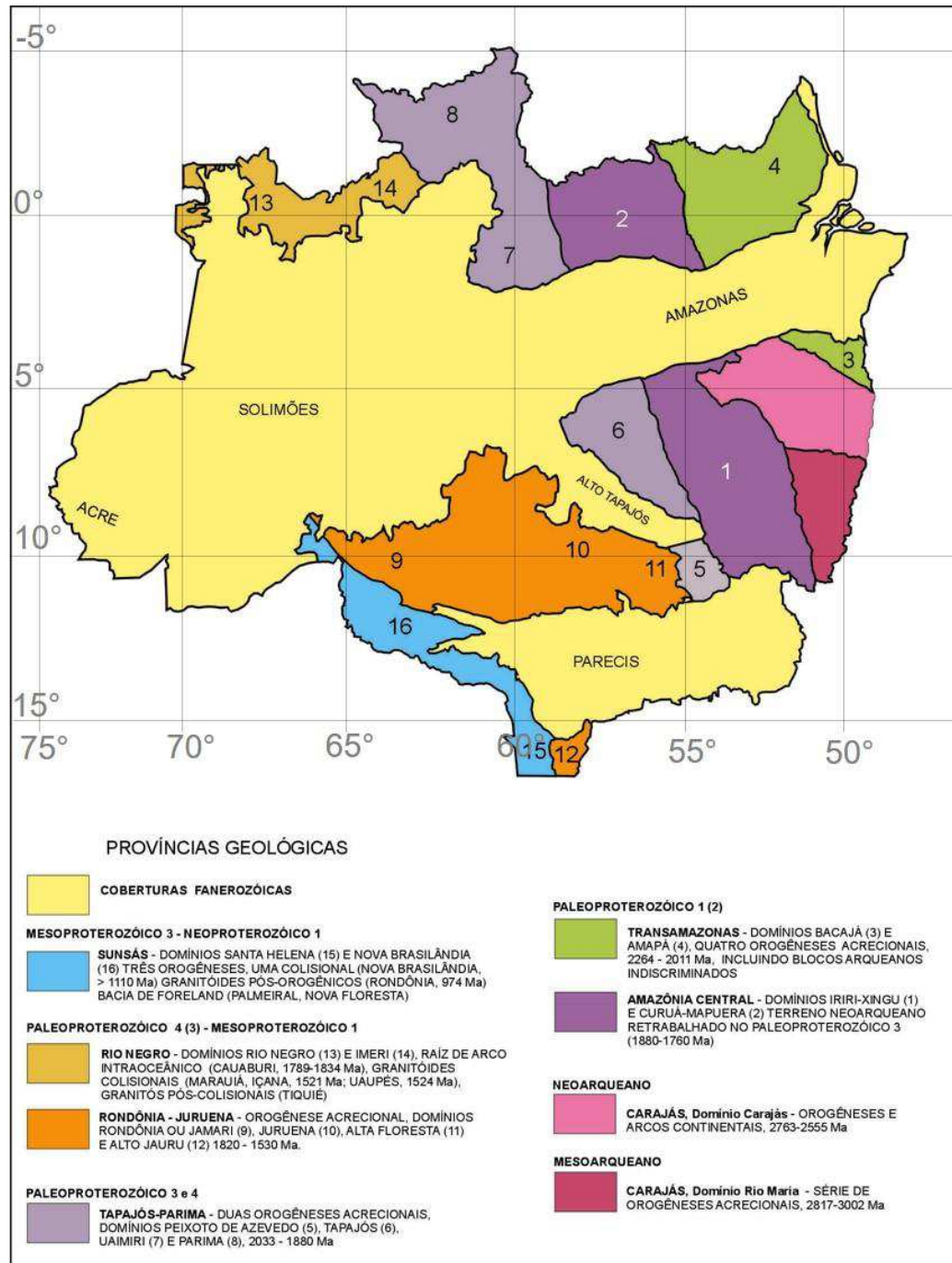


Figura 3. Províncias do Cráton Amazonas (Modificado de Santos et al., 2003).

É importante comentar que a evolução tectônica do Cráton Amazônico ocorreu em partes, sendo que em sua parte norte, o Escudo das Guianas compreende um mosaico de unidades tectônicas numa extensa faixa ao longo da costa Atlântica, que inclui uma série de terrenos *granite-greenstones* formados durante a Orogênese Transamazônica, no Paleoproterozóico (2,2 – 2,0 Ga), associados a uma série de arcos magmáticos continentais com idades parecidas. Esse conjunto inclui os domínios arqueanos Imataca e Amapá, retrabalhados, situados nas extremidades ocidental e oriental dessa grande região. O cinturão colisional Cauarane-Coeroeni, composto por rochas supracrustais com médio a alto grau de metamorfismo, corta toda a região central do escudo, de oeste para leste. Em ambos os lados dessa estrutura, a norte e a sul, aparecem duas extensas unidades magmáticas félsicas consideradas pós-colisionais, denominadas Orocaima e Rio Urubu. Uma terceira unidade magmática félsica, Uatumã ocorre na parte meridional desse escudo e parece continuar para o sul, por baixo dos sedimentos da Bacia Amazônica (Cordani, 2017).

A principal unidade estratigráfica da porção setentrional do Cráton Amazônico corresponde ao Supergrupo Roraima com evolução ao longo do período Orosiriano (1050-1800 Ma) do Paleoproterozóico.

Segundo Cordani (2017) toda a região central do escudo foi afetada por uma importante deformação intraplaca, ao longo da *KMudku Mega-Shear Zone*, com direções estruturais NE-SW. Na parte mais ocidental do escudo, aparecem os cinturões acrescionários que correspondem às províncias tectônicas Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, originados por processos de subducção que duraram cerca de 500 milhões de anos, entre 2,0 e 1,5 Ma. Finalmente, inúmeros granitos do tipo orogênicos, de idade Mesoproterozóica, são observados em muitas áreas do escudo.

Ao sul da Bacia Amazônica, o Escudo Brasil Central inclui em sua parte oriental o “Domínio Carajás”, a região brasileira com maior quantidade de rochas Arqueanas expostas. Ele compreende terrenos *granito-greenstone*, bem como rochas supracrustais que incluem grandes formações ferríferas. Logo a oeste aparece a LIP félsica Uatumã, cobrindo grande parte da Província Amazônica Central. Mais para oeste as rochas sedimentares da Bacia do Cachimbo, e ao sul desta ocorrem em continuidades as rochas da parte meridional e muitas de suas rochas granitoides apresentam assinatura isotópica juvenil. Não há indícios de embasamento Arqueano

(Cordani, 2017). A Figura 4, traz mapa detalhado das províncias tectônicas. A área de estudo situa-se no domínio RO, Rondônia – Província San Ignacio.

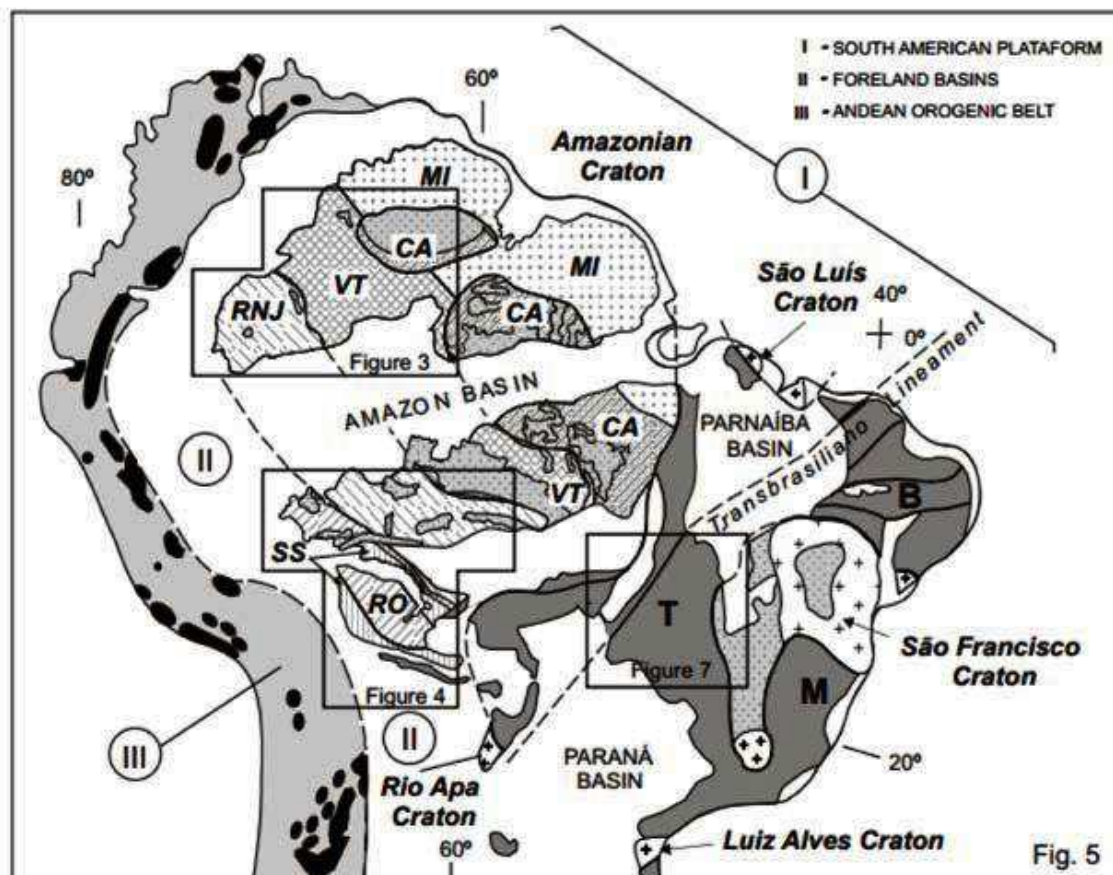


Figura 4. Províncias tectônicas do Cráton Amazônico (Cordani, 2017).

A região de Pontes e Lacerda no estado de Mato Grosso, onde foram coletados os dados sísmológicos, está inserida no contexto geológico-geotectônico correspondente à província Rondoniana San Ignácio a SW do Cráton Amazônico (Figura 5) onde, segundo Melo (2016), mais ao sul da Província ocorre o Cinturão Sunsás (Província Sunsás-Aguapeí) cuja evolução ocorreu após longo período de queiscência e erosão de terrenos mais velhos e cratonizados além de deposição de sedimentos numa fase de margem passiva (Grupos Sunsás e Visbosi), causou a reativação de grandes zonas de cisalhamento que levaram à formação de uma bacia proto-oceânica (Grupo Nova Brasilândia) e uma Bacia do sistema rifte abortado seguido de magmatismos anorogênico e posterior deformação e metamorfismo das sequências sedimentares formando os três cinturões dobrados e empurrados: Sunsás, Correias de Aguapeí e Nova Brasilândia (Teixeira et al., 2010). A área de estudo corresponde à região da área em verde (B).

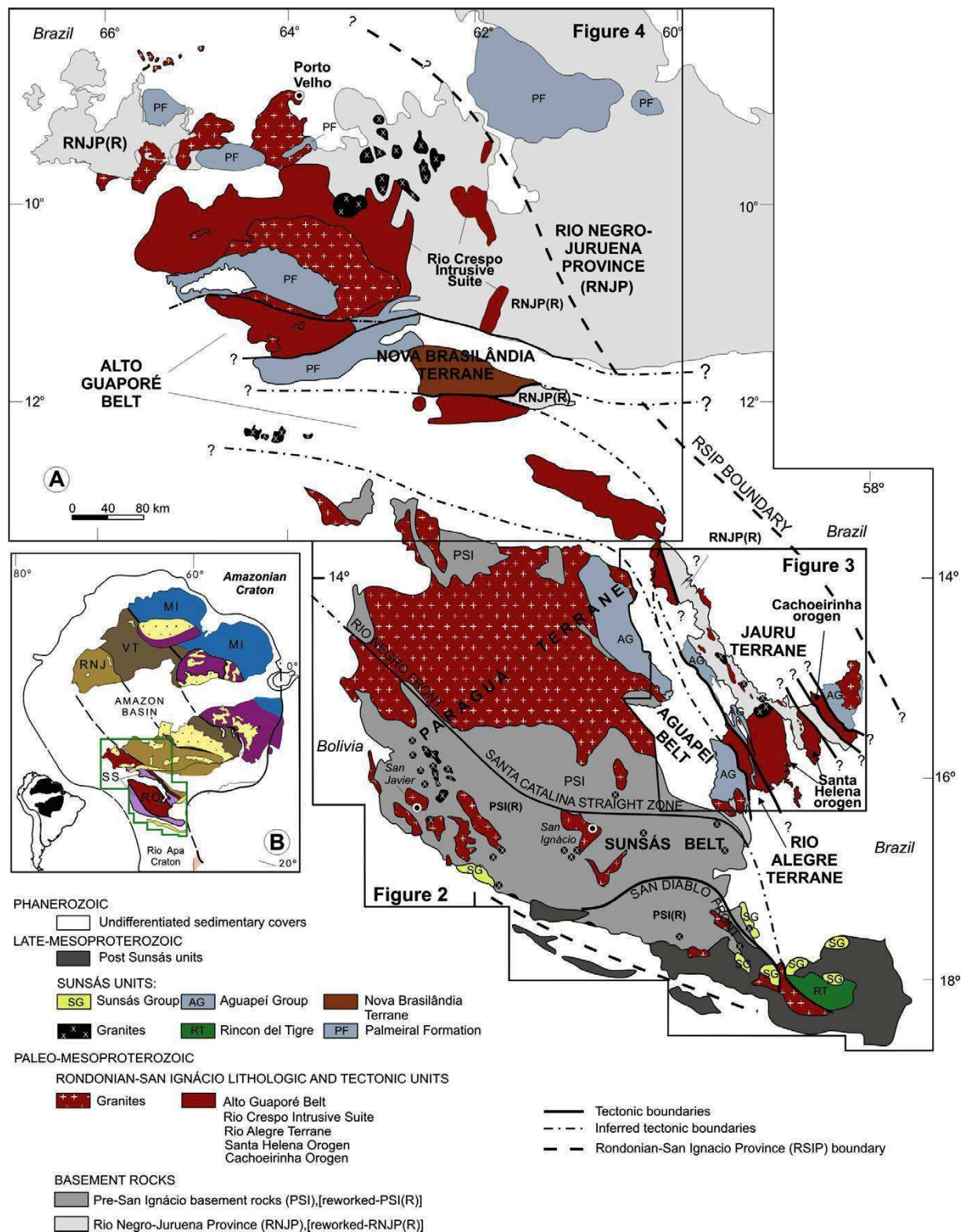


Figura 5. (A) Mapa simplificado do Cráton Amazônico mostrando os limites aproximados das principais províncias. (B) Maior província geocronológica do Cráton (Extraído de Bettencourt et al., 2010).

O trabalho de Fernandes, et al., (2005), descreve que a compartimentação em domínios estruturais da Faixa Móvel Aguapeí foi inicialmente sugerida por Saes et al., (1993) que consideraram, como critérios discriminantes, o estilo do dobramento, a natureza da foliação, e as estruturas rúpteis associadas. Considera-se que a Faixa Móvel Aguapeí é dividida em quatro domínios tectônicos denominados, de SE para NW, Domínio da Tectônica Transcorrente, Domínio da Tectônica compressional de Baixo Ângulo, Domínio dos Dobramentos Simétricos e Domínio das Rupturas e Basculamentos. Essas denominações procuram ressaltar o regime de deformação compressivo predominante, não significando que outros tipos de estruturas tectônicas não ocorram simultaneamente nestes domínios. É relevante observar que a compartimentação geométrica da deformação, como a observada na faixa, tem suas raízes em fatores diversos como o comportamento reológico das rochas deformadas, a posição dos corpos rochosos em relação à orientação dos esforços principais, e a existência de estruturas pretéritas passíveis de reativação.

A análise de lineamentos impressos no Grupo Aguapeí e em seu embasamento, obtidas em imagens Landsat-TM (escala 1:100.000, bandas 5, 4 e 3) e, em mapeamento geológico regional levantadas por Fernandes, et al., (2005a), possibilitou a identificação de zonas de deformação com diferentes intensidades, separando, por vezes, bolsões litológicos com pouca evidência de deformação interna ao longo da Faixa Móvel Aguapeí. Estas zonas se manifestam em superfície mediante um cinturão milonítico NNW-SSE denominado, em sua parte central, de Zona de Cisalhamento Aguapeí, gerado devido à reativação de antiga sutura entre o Terreno Rio Alegre e Santa Helena (Saes, 1999). Esta zona de cisalhamento estende-se desde a região da Serra Santa Rita, porção sul, até a região da Mina de São Vicente, 200 km a norte. Em alguns setores predominam grandes cavalgamentos de SW para NE, como na Serra de Santa Bárbara (sudoeste), Serra do Cágado e Caldeirão (central) e Serra de São Vicente (norte), demonstrando uma tectônica preferencialmente contrassional. Diversas falhas transcorrentes ocorrem ao longo do cinturão de cisalhamento. Provavelmente, uma expressiva falha de idade Mesoproterozóica, de direção NE, cujo traço em superfície é encoberto por sedimentos Cenozóicos da Formação Guaporé, desloca a Serra de São Vicente em relação a Serra de Ricardo Franco, com separação horizontal da ordem de 35 km. A existência de lineações de

estiramento sub-horizontais, por vezes curvilíneos, e foliações de alto mergulho (60 a 88 SW) na região da Serra do Pau-a-Pique até a Fazenda Ellus, e, provavelmente se estendendo para a região da Serra de Santa Rita, demonstram a predominância, nesta área, de tectônica transcorrente de movimento dextrógiro, combinada localmente com falhas reversas com transporte de SW para NE.

O mapa geológico extraído de informações georreferenciadas da CPRM e conhecimento de campo mostra na área de estudo lineamento de direção NNW-SSE condizente com a estruturação da faixa móvel Aguapeí (Figura 6). As principais unidades litológicas são compostas por sedimentos arenosos e conglomeráticos, metagrauvaca, metarenito, metachertes, metavulcânicas e crosta detrito-laterítica.

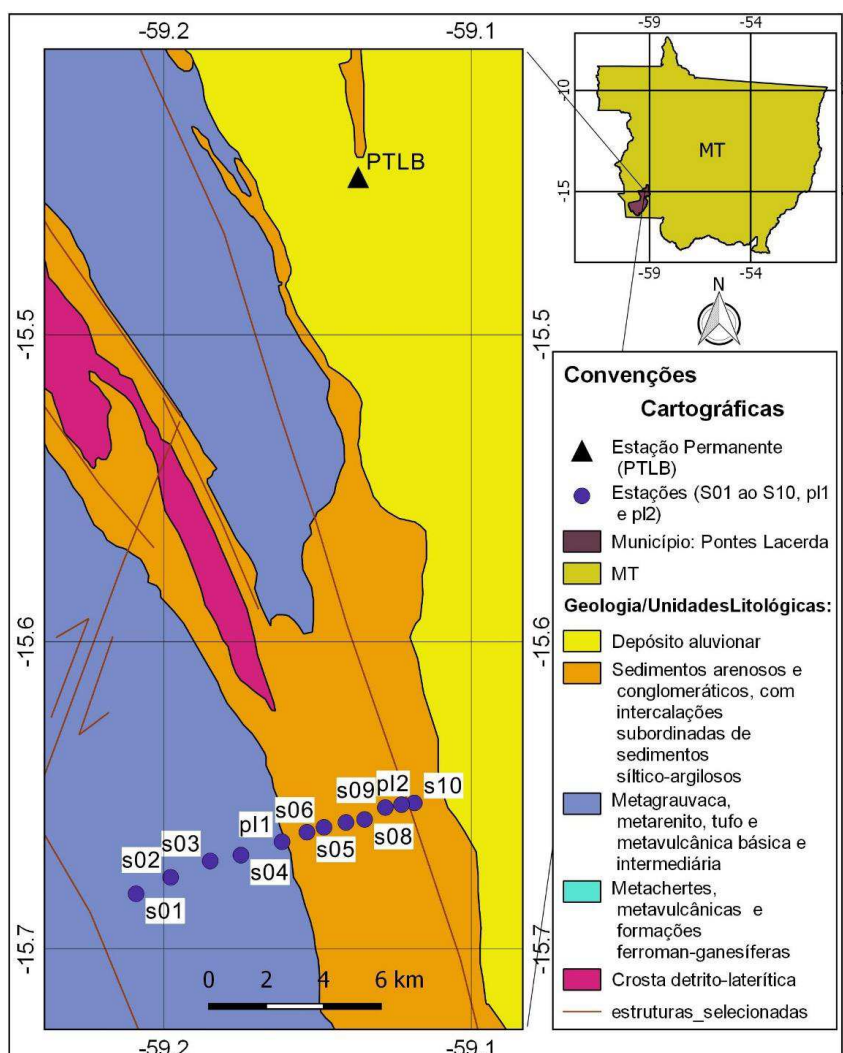


Figura 6. Mapa Geológico semi-regional baseado em dados CPRM e informações de campo levantadas quando da instalação das estações (Modificado de CPRM, 2001).

4.2. Espessura da Crosta Amazônica

Alguns estudos vêm sendo realizados com o intuito de determinar as principais descontinuidades do interior da Terra, e a sismologia e demais métodos indiretos de investigação trazem grande confiabilidade a várias incertezas que existem. Um estudo muito importante foi realizado por Chulick et al., 2013, para conhecer a estrutura sísmica da crosta e do manto superior para a América do Sul.

A descontinuidade de Mohorovicic, descontinuidade Moho ou simplesmente descontinuidade M, marca a fronteira entre a crosta e o manto superior. Estes autores apresentaram um novo conjunto de mapas de contorno da estrutura sísmica para a América do Sul, que ajudaram a delimitar a espessura da crosta, encontrando um valor médio para a América do Sul de 38,17 Km de espessura (Figura 7).

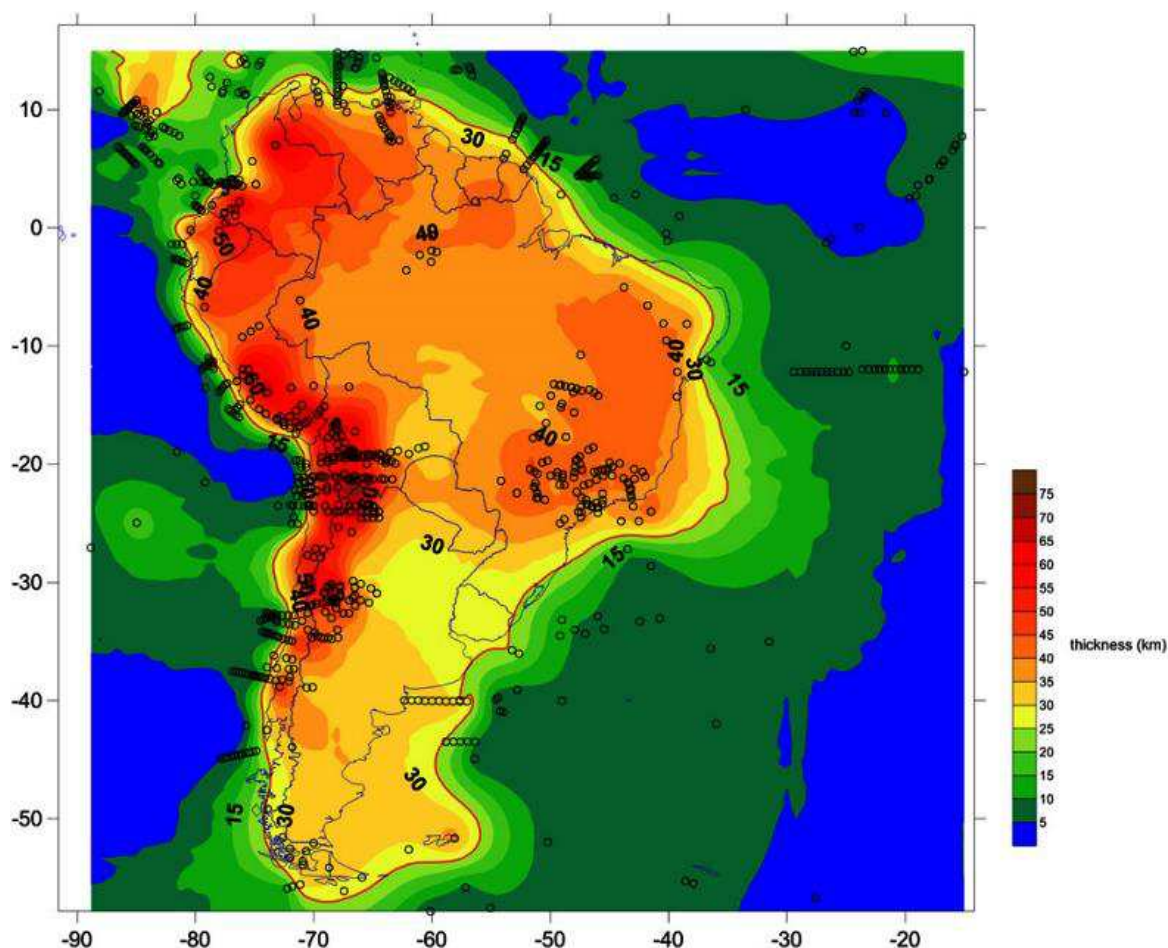


Figura 7. Mapa de contorno da espessura crustal (H_c) da América do Sul e bacias oceânicas adjacentes derivadas de dados sísmicos. O círculo em vermelho localiza a área de estudo (Modificado de Chulick et al. 2013).

Albuquerque et al., (2017) realizaram compilação de dados da espessura da crosta (H) e razão Vp/Vs (K) para várias províncias geológicas brasileiras que são apresentadas na Figura 8, abaixo.

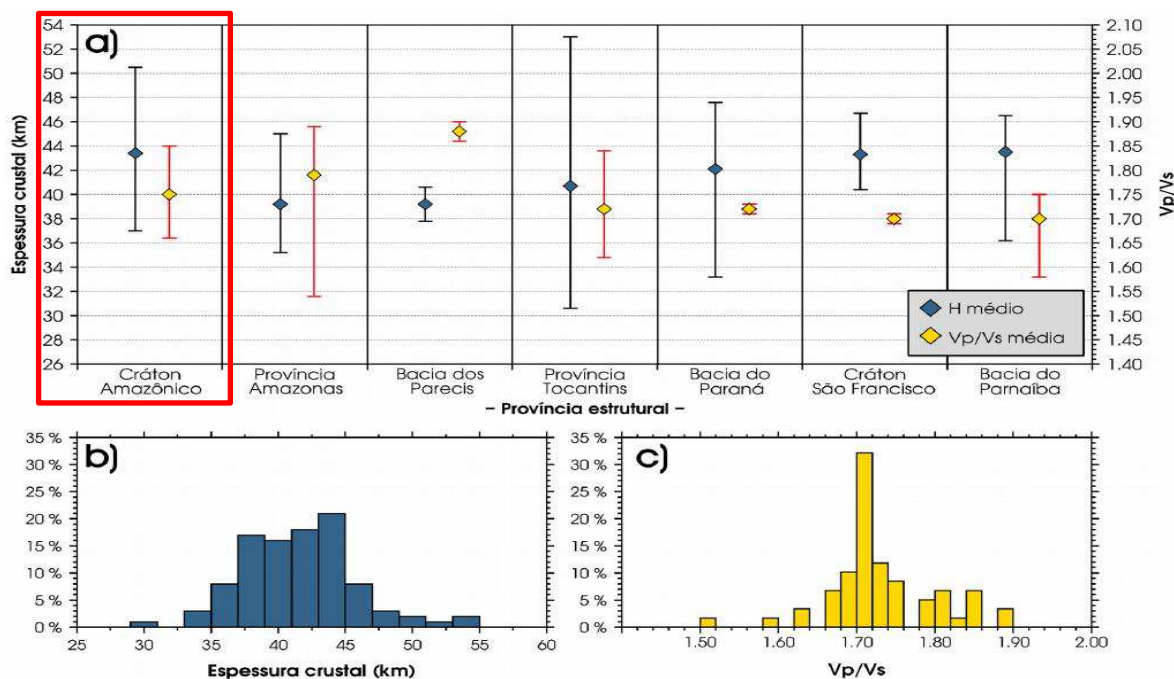


Figura 8. (a) Médias e variações dos valores de espessura crustal (H) e da razão Vp/Vs. Retângulo vermelho indica a localização da área de estudo. (b) Distribuição de frequência dos valores de espessura crustal. (c) Distribuição de frequência dos valores de Vp/Vs. (Adaptado de Albuquerque, 2017).

Da Figura 8, observa-se que a razão Vp/Vs para o Cráton Amazônico (retângulo vermelho) varia de 1,65 a 1,85, e a espessura da crosta de 37 a 51Km. É importante enfatizar que o Cráton Amazônico apresenta várias subdivisões em províncias e é sabido que houve várias fases de reativação e cavalgamentos e que em algumas porções do Cráton o domínio Arqueano é praticamente incipiente. Esses fatos podem explicar o motivo de tamanha diferença de espessuras da crosta para os diferentes estudos. O trabalho de Lloyd et al. (2010) veio corroborar com o estudo e tentativa de correlacionar a idade de certas regiões do Cráton e a espessura do mesmo. Eles utilizaram a função do receptor e análise de ondas de superfície para estimar a espessura da crosta na América do Sul, e obtiveram o mapa representado na figura 9.

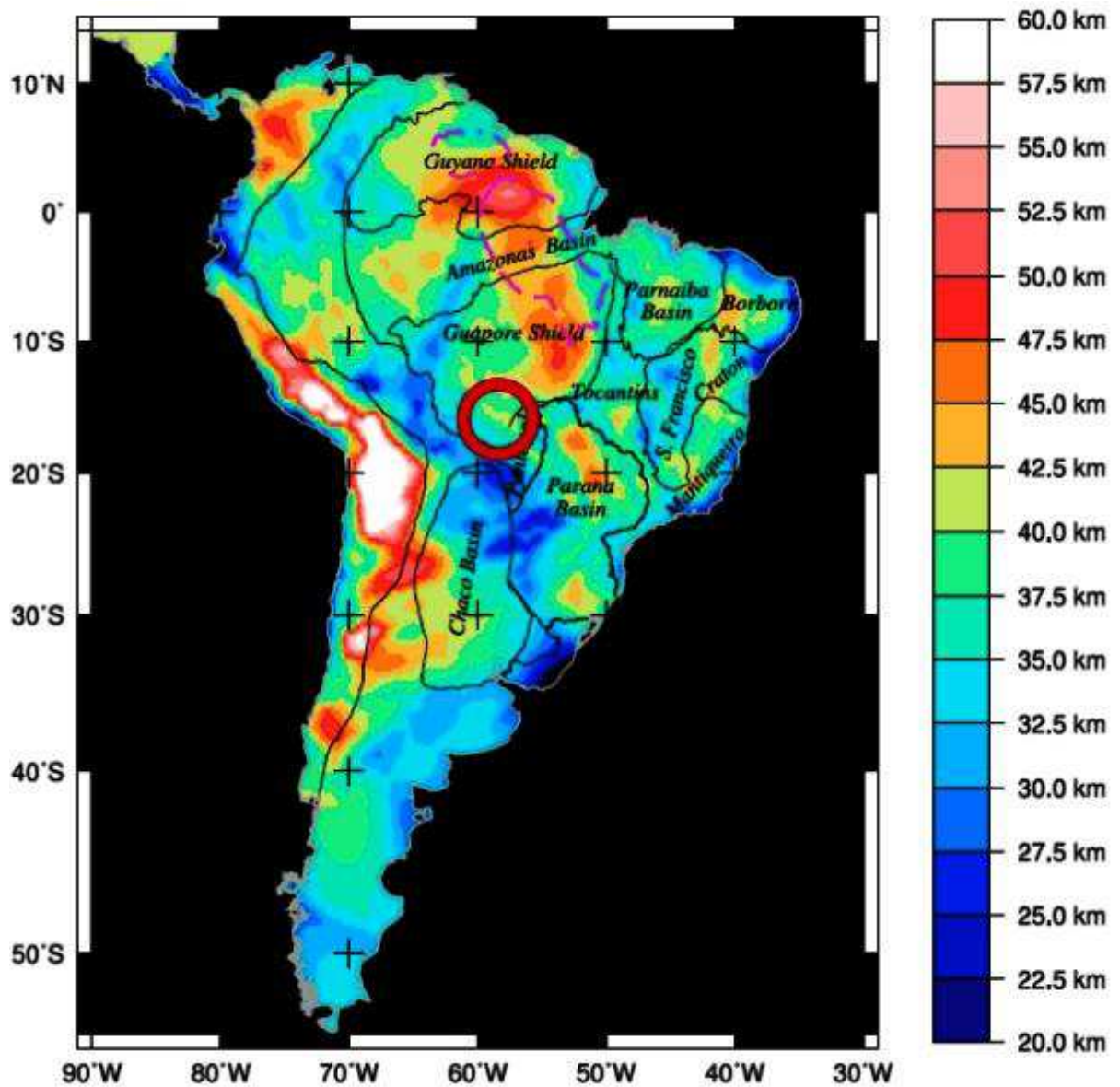


Figura 9. Mapa da profundidade de Moho obtido a partir da inversão conjunta. (Tassinari and Macambira, 1999 *apud* LLOYD, 2010) O círculo vermelho representa a área em que foram realizados os levantamentos sismológicos.

Assumpção et al. (2013a) através do emprego das técnicas sismológicas visaram determinar a espessura crustal para a América do Sul. Para isso, utilizaram técnicas como a da Função do Receptor, dispersão de ondas superficiais aliados a técnicas mais tradicionais como refração sísmica (Figura 10).

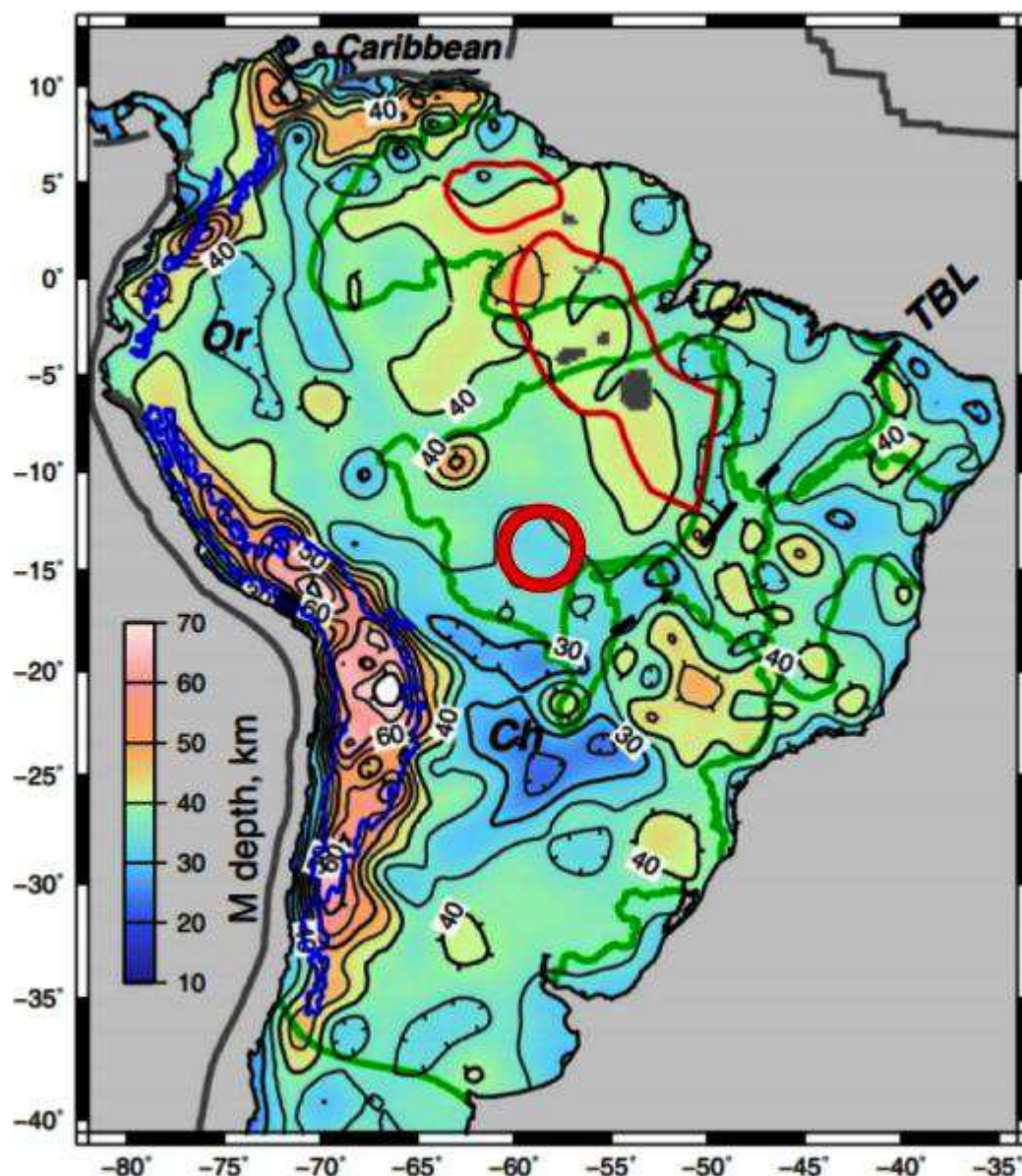


Figura 10. Modelo de Profundidade de Moho usando modelagem de forma de onda, dispersão de velocidade de grupo. A Linha sólida azul indica a altitude de 3.000 m nos Andes. Linhas verdes escuras são fronteiras das principais províncias geológicas. As linhas sólidas cinzentas são os limites da placa sul-americana e, a linha vermelha na Amazônia é a geocronologia arqueana mais antiga. A linha preta pontilhada representa o lineamento transbrasiliiano (TBL) (Assumpção et al., 2013a).

Através deste estudo regionalizado é possível perceber que foi estimado para a área espessura média de 40 Km. Albuquerque, et al., (2017) encontraram valor de 41Km para a região.

5. MATERIAIS

Para atendimento dos objetivos deste projeto foi necessário a aquisição de dados de sinais na área. Os dados almejados visaram registrar ruídos ambientais (naturais ou culturais) e os provenientes de sismos de terremotos.

A investigação em Pontes e Lacerda/MT foi realizada em duas campanhas diferentes. A primeira, visando reconhecimento da área e delimitação dos locais para a instalação das estações temporárias, ocorreu entre os dias 30 de agosto e 05 de setembro de 2014.

A segunda, para a coleta de dados foi realizada uma campanha de 30 dias, no período entre 16 maio a 15 de junho de 2015.

Em uma linha de aproximadamente 11 km de extensão que corta perpendicularmente as principais estruturas da área (NW-SE), foram selecionados 12 pontos para coleta de dados geofísicos com a colocação dos sismômetros e seus respectivos registradores (Figura 2).

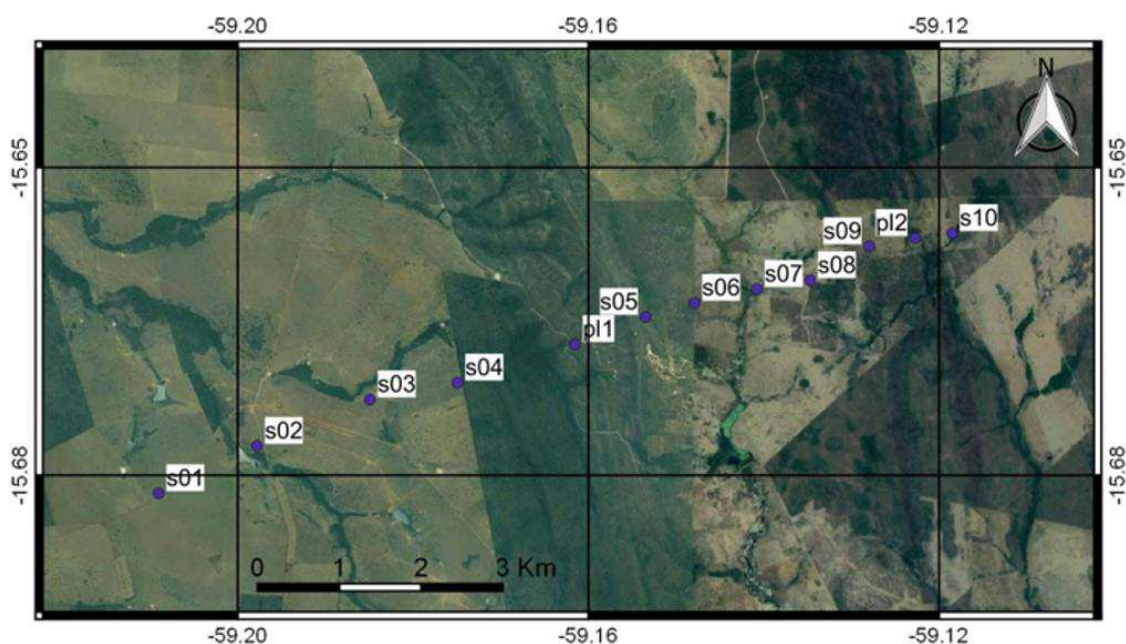


Figura 2. Localização dos pontos ensaiados. S01 a S10 são pontos de instalação dos sismógrafos verticais e pl1 e pl2 os triaxiais. Os pontos S01, S07 e S10 foram escolhidos para compor as estações triaxiais da última semana.

A escolha dos locais de instalação dos sismômetros levou em conta vários fatores, mas os principais foram: as informações geológicas, a segurança do equipamento, acessibilidade, distância de fontes de ruídos e uma distribuição geométrica regular ao longo da linha estudada.

Nestes 30 dias foi possível realizar coletas de dados em quatro períodos, pois foi necessário a substituição das pilhas alcalinas dos registradores a cada cinco dias de aquisição.

A figura 2 apresenta a distribuição dos sismômetros verticais (S01 ao S10) e os sismômetros triaxiais (PL1 e PL2). Esta distribuição foi seguida nas três primeiras aquisições, porém na quarta e última semana de aquisição foram selecionados os pontos S01, S07 e S10 para montar estação triaxial, com a colocação de mais dois sismômetros horizontais em cada um destes pontos, orientados nas direções N-S e E-W. Os demais pontos S02, S03, S04, S05, S06, S08 e S09 foram desativados neste último período de aquisição.

Os 10 sismômetros verticais e 6 horizontais utilizados em campo são de período curto modelo L-4C da Sercel, conectados a 10 registradores Texan, modelos 125A-1 da RefTek, que armazenaram os dados coletados por cada sismômetro. Estes equipamentos pertencem ao Laboratório de Geofísica da Unesp de Rio Claro.

Já os sismômetros triaxiais (PL1 e PL2) foram emprestados pelo Departamento de Geofísica do IAG- USP. Esses sismômetros são do tipo banda larga, modelo *Trillium Compact Broadband* da empresa Nanometrics.

A Tabela 1 mostra as coordenadas dos pontos de aquisição juntamente com a distância relativa ao ponto S01, que arbitrariamente foi escolhido como o do início da linha.

Tabela 1 Coordenadas dos pontos de levantamento do Perfil da Figura 2

PONTO	Lat.	Long.	Dist. (Km)
S01	-15,68207	-59,20907	0
S02	-15,6767	-59,19783	1,3437
S03	-15,6714	-59,18494	2,8436
S04	-15,66949	-59,17495	3,9126
PL1	-15,66512	-59,16156	5,4259
S05	-15,66202	-59,15348	6,3572
S06	-15,66042	-59,14792	6,9774
S07	-15,65884	-59,14078	7,7563
S08	-15,65786	-59,13471	8,4063
S09	-15,65398	-59,12797	9,2301
PL2	-15,65305	-59,12271	9,7957
S10	-15,65248	-59,11852	10,2406

As fotos 1, 2 e 3 mostram detalhes da instalação dos equipamentos.



Foto1. Instalação do equipamento de período curto no ponto S01. O equipamento foi enterrado com uma cobertura de solo de aproximadamente 20 cm.



Foto 2. Instalação do ponto S03. O equipamento foi colocado em uma embalagem plástica à prova d'água. Notar a estaca da cerca servindo de referência.



Foto 3. Equipamento de banda larga (*Trillium Compact Broadband*) que foi instalado no ponto PL2.

6. FUNÇÃO DO RECEPTOR

6.1. Princípio Teórico

A função do receptor é uma técnica de análise de sismogramas, desenvolvido por Langston (1977,1979), que busca recuperar informações das estruturas crustais nas proximidades do sismômetro, através da deconvolução da componente horizontal pela componente vertical do sinal da onda P. Este processo evidencia todas as ondas convertidas de Pp a SV nas várias descontinuidades da crosta, principalmente da Moho.

Esta técnica vem sendo cada vez mais utilizada para se conhecer as descontinuidades na crosta e manto superior com bons resultados. As estações de registro de sinal devem apresentar três componentes, duas horizontais e uma vertical.

As ondas elásticas geradas por um abalo sísmico irão se propagar em várias direções. Essas ondas são modificadas de acordo com o tipo de material e estruturas geológicas por onde passam. Sendo assim, o sismograma, terá sua forma a depender do mecanismo gerador do sismo, a resposta do equipamento de registro e ainda a assinatura do meio pelo qual se propagou a onda.

A Função do Receptor é uma técnica geofísica indireta que busca inferir, por meios de registros telessísmicos com distância epicentral entre 30° e 90°, a estrutura de velocidade sob uma estação sísmica (França, 2003). Inicialmente foi denominada de *P wave equalization* por Longston (1979). Atualmente é conhecida como Função do Receptor (Owens et al., 1984).

O estudo das ondas P podem fornecer informações relacionadas a origem e orientação do sismo além dos efeitos de propagação dessas ondas por meio do manto e informações sobre a estrutura. Se os efeitos de propagação de ondas que passam pelo manto inferior puderem ser eliminados, a modelagem detalhada dos primeiros 20-30 segundos da forma de onda fornece informações valiosas das estruturas geológicas abaixo do receptor (Ammon, 1997).

Quando uma frente emergente de onda P, gerada por um sismo que se localiza a uma grande distância da estação sismológica (telessismo), atinge uma interface sub-horizontal que separa meios de velocidades diferentes como, por exemplo, a

Moho, parte da energia é refratada em onda S (Ps) e parte sofre reflexões múltiplas (reverberações), como mostra a Figura 11.

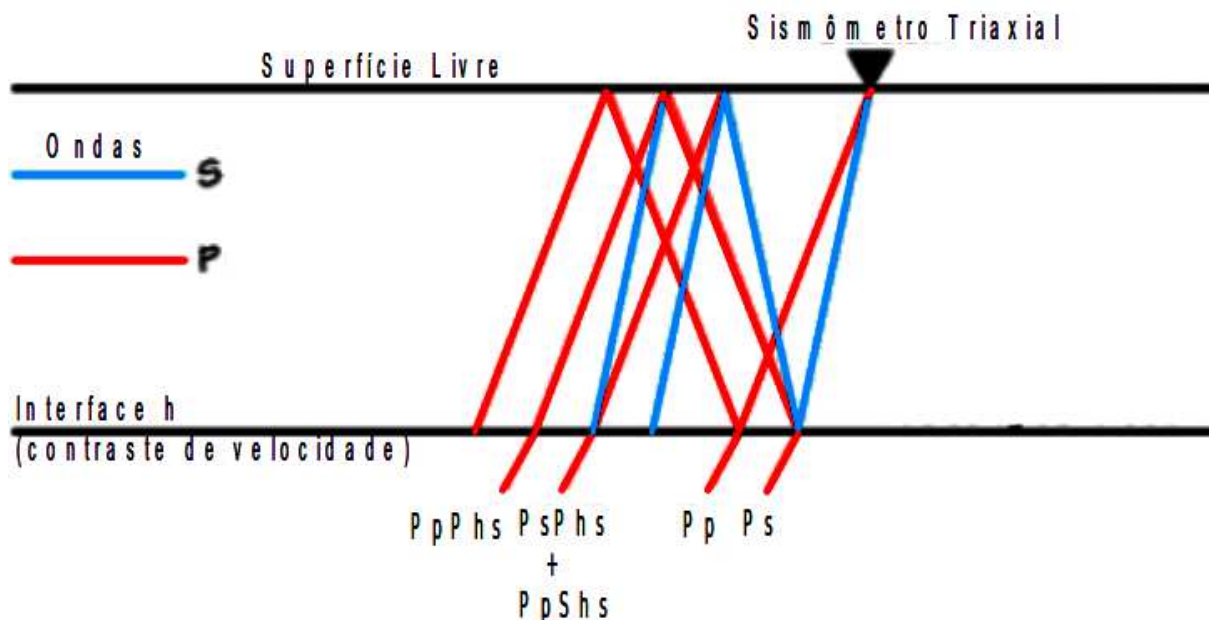


Figura 11. Caminho percorrido por ondas P e S até uma interface h com contraste de velocidade, a conversão das ondas e seu registro em sismômetro Triaxial.

As características de uma onda P telessísmica, segundo Ammon (1977), são importantes para a informação contida em uma função receptora. Uma onda P telessísmica chega à estação de gravação com uma velocidade de fase horizontal constante e relativamente grande (15-25 km / s). A velocidade constante da fase justifica uma aproximação para onda plana e simplifica o estudo do movimento do solo resultante. O resultado desta simplificação é uma informação sobre a estrutura de velocidade absoluta da litosfera.

O ângulo de incidência na interface manto-crosta desses eventos são normalmente menores que 30°, o que implicará no registro da onda P (longitudinal) dominante na componente vertical, e a convertida em S (transversal) será predominante na componente radial. Este componente radial corresponde às componentes NS e EW rotacionadas na direção azimutal que gera a componente radial (paralela à direção azimutal) e a tangencial (perpendicular).

6.2. Descontinuidade Moho e Limite crosta superior/inferior

Em profundidades que variam de 6 quilômetros (sob os oceanos) a um máximo de aproximadamente 50 quilômetros (crosta continental) encontra-se a descontinuidade de Moho, que separa a crosta inferior do manto superior. Esta descontinuidade apresenta características peculiares, e foi descoberta por Mohorovicic em 1910 (Ammon, 1997).

As ondas sísmicas ao adentrarem o interior da Terra apresentam, de forma geral, gradativo aumento de velocidade de propagação que, em maiores profundidades, varia de 6,6 a 7,2 Km/s para as ondas longitudinais. A descontinuidade de Moho apresenta grande contraste de velocidade devido ao contraste de densidade, fazendo desta zona uma importante interface sísmica onde os fenômenos de refração e reflexão das ondas ocorrem.

As ondas P tendem a atingir grandes profundidades, como a descontinuidade de Moho e o limite crosta superior e crosta inferior. Tais ondas atingem essas interfaces com pequenos ângulos de incidência, as quais refratam com ângulo próximo de zero, sendo registradas predominantemente na componente vertical, Z. A energia da onda P também é convertida em S (Ps se convertida na Moho e Psc no limite crosta superior-inferior) além de gerar reflexões múltiplas (Figura 12). Estas ondas convertidas em S são registradas principalmente na componente radial R.

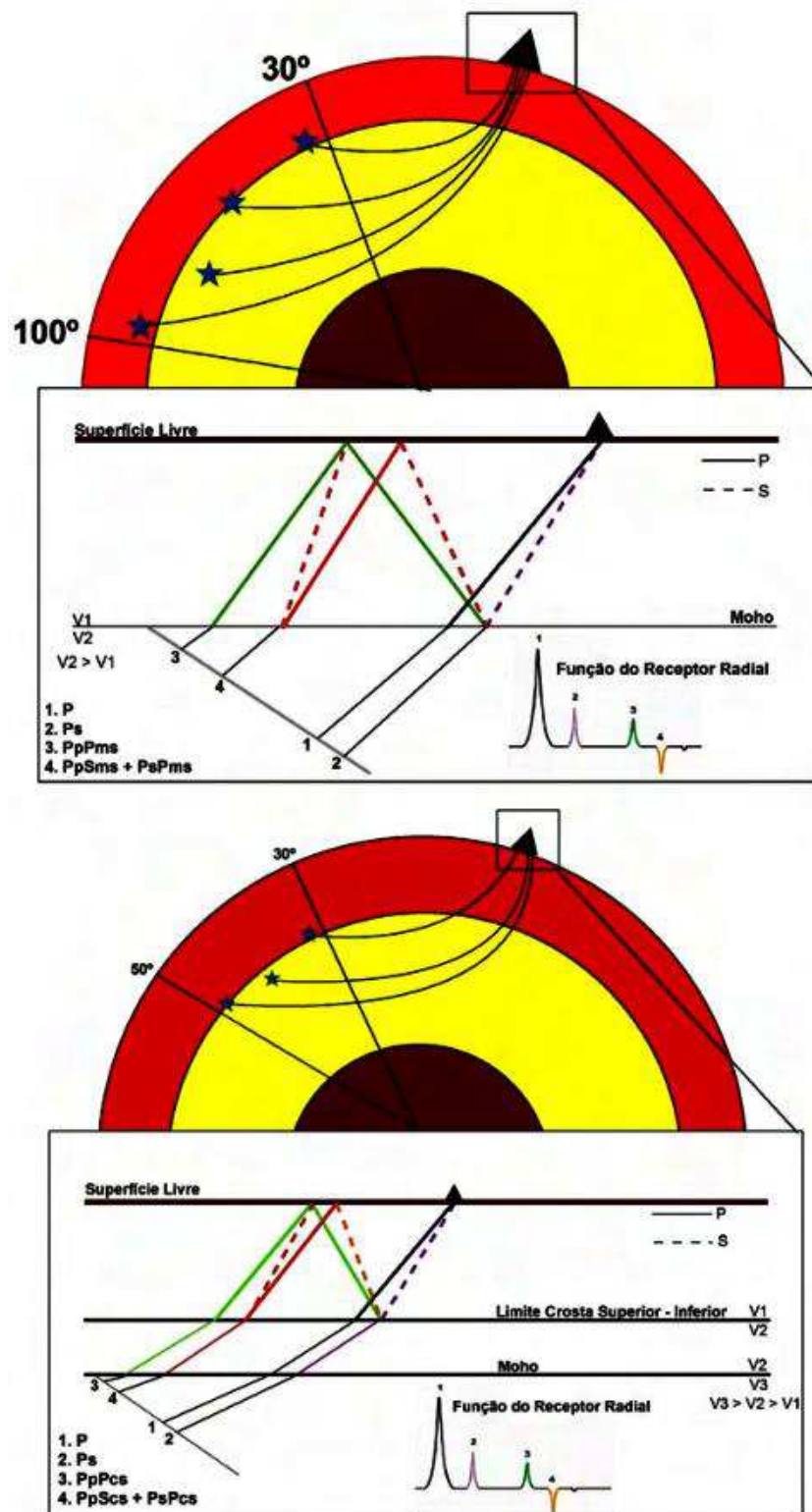


Figura 12. Esquema de trajetória de raios em um modelo para crosta e para crosta superior. O triângulo representa a estação sismográfica (Modificado de Pavão, et al., 2013).

A função do receptor é obtida com a deconvolução do registro da componente radial com o da componente vertical (Figura 13). Segundo Bianchi, (2008), o primeiro passo é a separação das ondas P e S, que pode ser feito pela rotação das componentes ZNE (Z para a direção vertical, N para a direção Norte e E, para a direção Leste) para o sistema ZRT, usando o azimuth do evento em relação à estação (azimute reverso) calculado a partir das coordenadas do evento da estação. A componente Z é a direção vertical, a componente R é a direção radial (apontando no sentido de propagação da onda), e a componente T a direção tangencial (perpendicular a Z e R).

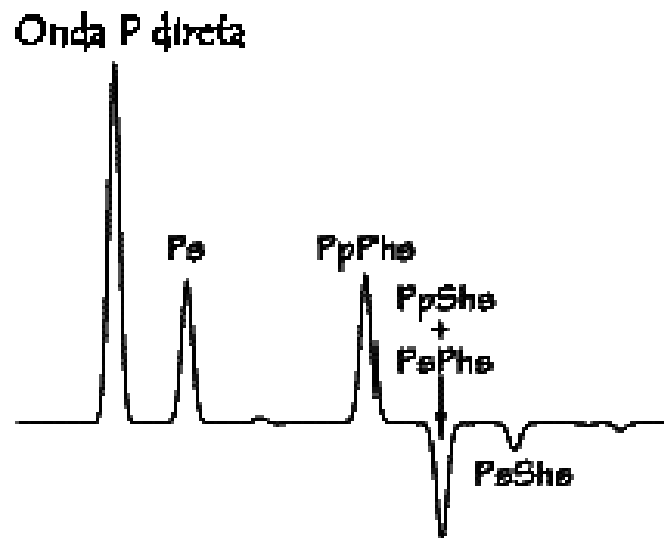


Figura 13. Registro da Função do Receptor Radial mostrando os picos das ondas convertidas em S que chegam à estação, (AMMON,1997).

Uma onda P telessísmica ($D(t)$), registrada na estação triaxial pode ser teoricamente escrita (no domínio do tempo) como:

$$D_v(t) = I(t) * S(t) * E_v(t)$$

$$D_r(t) = I(t) * S(t) * E_r(t)$$

$$D_t(t) = I(t) * S(t) * E_t(t)$$

Onde:

$S(t)$ é a série temporal gerada na fonte do terremoto;

$I(t)$ é a resposta do instrumento;

$E_v(t)$, $E_r(t)$ e $E_t(t)$ são as respostas das estruturas abaixo da estação nas respectivas direções Vertical, Radial e Tangencial à direção fonte-registrador;

* representa o operador de convolução

$D_v(t)$, $D_r(t)$ e $D_t(t)$ representam o movimento das partículas em função do tempo de uma onda de um telessismo que foi gerado na fonte ($S(t)$) e foi convolvida com a resposta da estrutura sob a estação ($E_v(t)$, $E_r(t)$ e $E_t(t)$ respectivamente).

No domínio da frequência, a convolução é uma multiplicação espectral, como na equação abaixo:

$$D_v(w) = I(w)S(w)E_v(w)$$

$$D_r(w) = I(w)S(w)E_r(w)$$

$$D_t(w) = I(w)S(w)E_t(w)$$

Para uma frente de onda P telessísmica incidindo com ângulo próximo a 90 graus abaixo da estação sismográfica, a componente vertical das partículas $D_v(t)$ comporta-se como uma série temporal de um pulso formado na fonte sísmica $S(t)$ convolvido com a resposta do instrumento $I(t)$, isto é:

$$I(t)*S(t)\approx D_v(t)$$

Para que esta equação seja verdadeira é assumido que $E_v(t)$ se aproxima da função delta de Dirac $\delta(t)$:

$$E_v(t)\approx\delta(t)$$

Ao aplicar a deconvolução na componente vertical de registro ($D_v(t)$), pelas componentes horizontais ($D_r(t)$ ou $D_t(t)$), isola-se a estrutura abaixo da estação na

direção radial ($E_r(t)$) e tangencial ($E_t(t)$) podendo-se, assim, determinar as respostas das estruturas sob a estação radial. Esta deconvolução é feita no domínio da frequência resultando nas seguintes divisões espectrais:

$$E_r(w) = D_r(w) / I(w)S(w) \approx D_r(w) / D_v(w)$$

$$E_t(w) = D_t(w) / I(w)S(w) \approx D_t(w) / D_v(w)$$

Essa deconvolução no domínio da frequência por terem sinais gravados e limitados à banda de frequência do sismômetro e do digitalizador sempre incluem ruídos randômicos causando, quando da divisão espectral, instabilidade quando os valores das frequências do denominador se tornam muito pequenos. Langston (1979), tendo percebido este problema recomenda utilizar algumas técnicas para estabilizar a deconvolução, utilizando-se um filtro gaussiano e nível d'água (*waterlevel*) (Owens et al., 1984), assumindo as seguintes formas:

$$E'_r(w) = D_r(w)D_v(w) \cdot G(w) / \phi(w)$$

$$E'_t(w) = D_t(w)D_v(w) \cdot G(w) / \phi(w)$$

A razão sinal-ruído e a forma da componente vertical do sismograma são os dois fatores que controlam o valor de nível de água adequado. Sendo assim, o nível de água é definido como uma fração (c) da máxima amplitude do denominador.

$$E_r(w) = D_r(w)D_v(w) / \max\{D_v(w)D_v(w), c \max\{D_v(w)D_v(w)\}\}$$

França (2003) complementa dizendo que “ c ” determina a amplitude mínima permitida no denominador da equação anterior e é denominada de parâmetro de nível de água ($0 \leq c \leq 1$). A consequência de substituir pequenos valores por maiores no denominador é uma atenuação de frequência para as quais a componente vertical tem uma pequena amplitude (Figura 14). Neste trabalho após análise dos melhores sismogramas foi adotado o valor de 0,001 para o parâmetro de nível de água “ c ”.

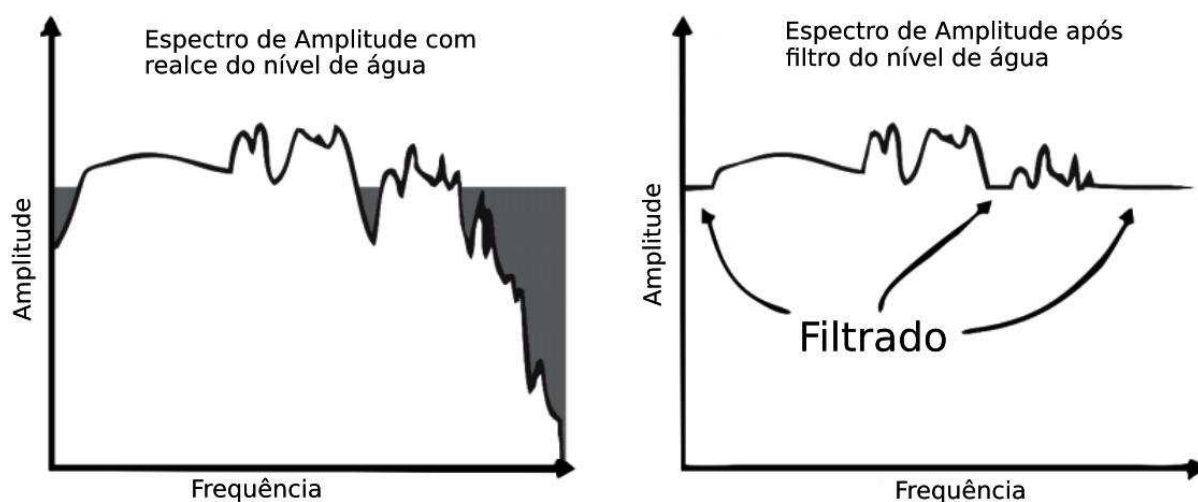


Figura 14. (Esquerda) Espectro de amplitude típico com o parâmetro “c” indicando o nível d’água em cinza, preenchendo os vales onde os valores são pequenos. (Direita) Espectro de amplitude resultante da aplicação do nível d’água. (Modificado de Ammon, 1997).

Além deste filtro que equaliza o nível de água, outro também importante para obtenção da técnica da Função do receptor é o filtro gaussiano $G(w)$ que é do tipo passa baixa o qual é aplicado para eliminar os ruídos de altas frequências. Para este filtro utiliza-se o parâmetro “a” que é usado para controlar o comprimento e é conhecido como parâmetro gaussiano, que na prática, possui valores variando geralmente de 2 a 5. Foi adotado o valor de 2,5 para o parâmetro o qual gerou melhores resultados para a Função do Receptor. Este parâmetro de 2,5 possibilita filtros passa baixa com cortes em frequências menores.

Dourado (2004) em sua livre docência comenta a relação entre a distância epicentral dos telessismos e a estação triaxial de registro que, ao analisar os raios sísmicos nas Figuras 15 e 16, percebe-se que devido a uma camada de baixa velocidade formada pelo núcleo externo da terra, existe uma zona de sombra localizada aproximadamente entre as distâncias epicentrais de 104 e 140 graus. Esta figura também mostra que para distâncias epicentrais entre 15 e 30 graus ocorre o fenômeno da triplicação das chegadas das ondas P causadas pela alternância de camadas com altas e baixas velocidades de propagação das ondas sísmicas, pertencentes ao manto superior e crosta terrestre.

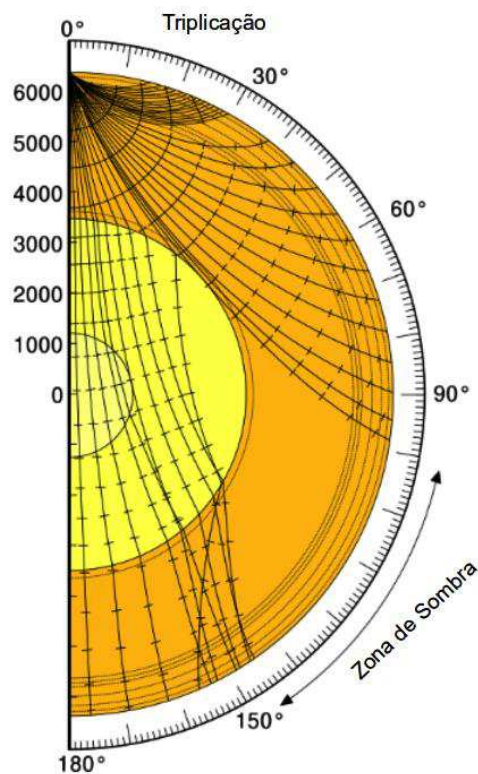


Figura 15. Representação gráfica dos raios das ondas P se propagando no semi-círculo formado pelo diâmetro da terra, causado por um evento com o epicentro localizado em 0 grau. (Figura compilada e modificada do seguinte endereço: http://earthquake.usgs.gov/image_glossary/shadow_zone.html, acessado em 24/10/2016).

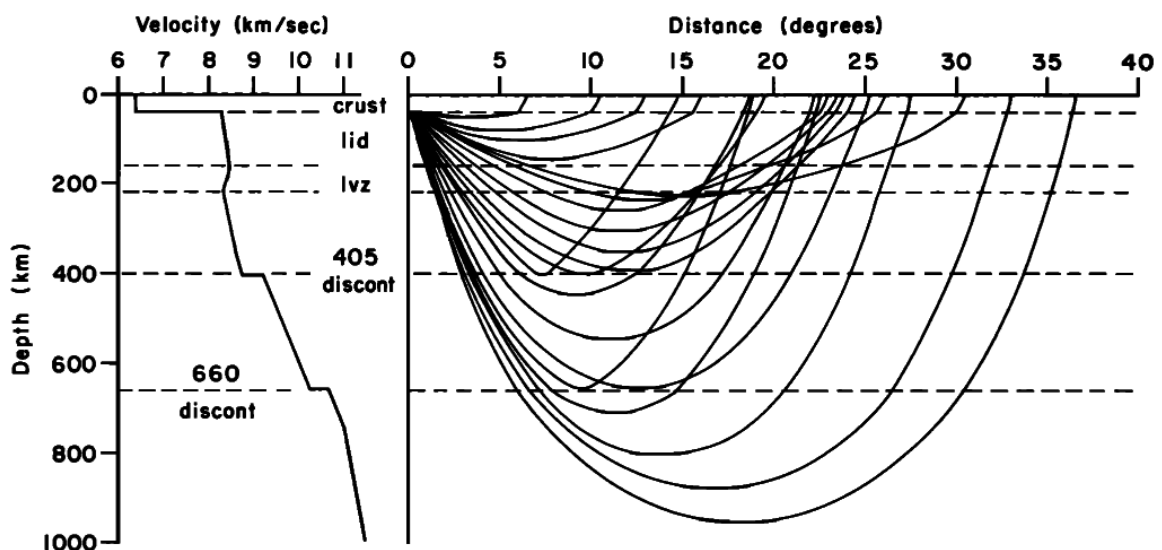


Figura 16. Exemplo de modelo canadense de velocidade (a esquerda) baseado em onda P e trajetória dos raios ilustrando zona mais tribulada entre 0 e 25 graus. (Lefevre & Helmberg, 1989).

Portanto, para que um telessismo possa ser utilizado no cálculo da função do receptor ele precisa ter distância epicentral variando de 30 a 90 graus da estação registradora. Porém, para o presente trabalho, optou-se em aumentar a variação da distância epicentral após cuidadosa análise dos sismogramas. Foi possível encontrar eventos variando de 12 a 90 graus com aplicação de correção para amenização da quantidade do fenômeno da triplicação. Optou-se em fazer isso pois não há muitos eventos registrados nas estações móveis que foram instaladas em campo.

6.3. Cálculo da espessura da crosta e razão Vp/Vs

Zandt & Ammon (1995) definiram a relação entre as variáveis quantitativas para o tempo de percurso das ondas Ps e P na crosta que depende da espessura da camada (h), do parâmetro de raio (p), da velocidade média da onda P (Vp) e da razão Vp/Vs.

$$t_{Ps} - t_p = h[(V_s^{-2} - p^2) - (V_p^{-2} - p^2)^{1/2}]$$

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

Onde:

t_{ps} é o tempo de chegada da onda Ps,

t_p é o tempo de chegada da onda P

t_{PpPms} é o tempo de chegada da primeira múltipla

A razão entre estas equações estabelece a relação entre Vp e Vs

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_P}{t_{PpPms} - t_{Ps}} \right) + 1 \right] + p V_p^2 \right\}^{1/2}$$

Para determinar a espessura da crosta é necessário o valor da razão V_p/V_s e V_p , conforme equação abaixo:

$$h = \frac{V_p(t_{Ps} - t_p)}{(\sqrt{\frac{V_p^2}{V_s^2} - p^2 V_p^2} - \sqrt{1 - p^2 V_p^2})}$$

6.4. Empilhamento H-K (*HK-Stacking*)

Zhu & Kanamori (2000), fizeram estudo sistêmico que visa após a obtenção das funções do receptor calcular a razão V_p/V_s e estimar a espessura crustal. Este método é conhecido como *HK-Stacking* ou empilhamento HK onde H representa a estimativa da espessura da crosta e V_p/V_s (ou K) a razão entre a velocidade da onda P e a velocidade da onda S.

Para um conjunto de dados das funções do receptor é realizado o empilhamento no domínio da frequência, definido por:

$$s(h,K) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3)$$

Esta equação representa os dados de entrada que são inseridos no programa *hk-stacking* onde $r(t)$ representa a função radial, t_1 , t_2 e t_3 os tempos de chegada das ondas P_s , $P_p P_{ms}$ (Primeira múltipla) e $P_p S_{ms} + P_s P_{ms}$ (Segunda múltipla), respectivamente.

Os valores de w são os correspondentes ao inteiro 1, ou seja, são os fatores de peso. No presente trabalho atribui-se para as fases S o seguinte peso:

$$P_s = 0,7$$

$$P_p P_{ms} = 0,2 \text{ e,}$$

$$P_p S_{ms} + P_s P_{ms} = 0,1$$

Como é de se esperar, para a fase P_s é atribuído maior peso por ser mais evidente, apresentar maior clareza e maior amplitude. Adotou-se no presente trabalho

o valor de 6,4Km/s para a V_p , valor coerente com o aplicado em muitos trabalhos para a velocidade média da onda P da crosta.

6.5. Resultados obtidos para Função do Receptor

A técnica da Função do Receptor foi aplicada aos dados de quatro estações triaxiais. A princípio objetivava-se aplicar em cinco estações, porém uma delas (S07) não registrou dados suficientes para a componente vertical, o que inviabilizou a aplicação desta técnica.

Duas estações temporárias triaxiais, S01 e S07, por serem de período curto, apresentaram baixa relação sinal/ruído, e na análise dos sismogramas apenas um evento com magnitude maior apresentou resultado que propiciou a realização da técnica.

Os triaxiais temporários PL1 e PL2 são de banda-larga apresentaram uma melhor relação sinal/ruído gerando boas funções do receptor. A estação fixa de Pontes de Lacerda/MT, de código PTLB da rede BR (UnB – Universidade de Brasília) foi a que melhor apresentou resultados, e que mais eventos foi possível estudar, uma vez que está registrando dados desde dezembro de 2014, propiciando assim, uma melhor seleção dos sismos que apresentam maior magnitude, além da qualidade dos dados serem melhores. A Tabela 2 traz a descrição de todos os eventos selecionados para as estações analisadas e a Figura 17 a localização dos mesmos.

Tabela 2. Eventos selecionados para as Estações PTLB, PL1, PL2, S01 e S02.

Eventos Selecionados para as Estações						
Estação	Data/Hora	Lat.	Long.	Juliano	Prof. (Km)	Mag.
PTLB	2018-01-10T02:57:06.100Z	17,4825	-83,5200	10	19.00	7.5
PTLB	2017-09-19T18:14:38.090Z	18,5499	-98,4887	262	48.00	7.1
PTLB	2017-07-18T02:05:19.750Z	-16,4161	-73,6357	199	43.68	6.4
PTLB	2017-06-30T22:29:45.140Z	-0,2849	-80,4927	181	13.00	6.0
PTLB	2017-06-14T07:29:04.390Z	14,9091	-92,0092	165	93.00	6.9
PTLB	2017-05-10T23:23:36.830Z	-56,4140	-25,7432	130	15.00	6.5
PTLB	2017-04-24T21:38:30.820Z	-33,0375	-72,0617	114	28.00	6.9
PTLB	2016-12-25T14:22:27.010Z	-43,4064	-73,9413	360	38.00	7.6
PTLB	2016-12-18T13:30:10.680Z	-9,9738	-70,9698	353	612.00	6.4
PTLB	2016-11-24T18:43:47.710Z	11,9097	-88,8968	329	10.00	6.9
PTLB	2016-11-20T20:57:44.000Z	-31,6226	-68,6259	325	108.00	6.4
PTLB	2016-08-19T07:32:22.710Z	-55,2852	-31,8766	232	10.00	7.4
PTLB	2016-07-25T17:26:50.210Z	-26,1067	-70,5111	207	72.00	6.1
PTLB	2016-05-28T09:46:59.780Z	-56,2409	-26,9353	149	78.00	7.2
PTLB	2016-05-18T16:46:43.860Z	0,4947	-79,6160	139	29.95	6.9
PTLB	2016-04-29T01:33:38.910Z	10,2752	-103,7363	120	10.00	6.6
PTLB	2015-11-26T05:45:18.400Z	-9,1825	-71,2574	330	602.75	6.7
PTLB	2015-11-24T22:45:38.880Z	-10,5372	-70,9437	328	606.21	7.6
PTLB	2015-11-07T07:31:43.870Z	-30,8796	-71,4519	311	46.00	6.8
PTLB	2015-09-26T02:51:18.830Z	-30,8148	-71,3217	269	46.00	6.3
PTLB	2015-09-22T07:13:00.520Z	-31,4441	-71,2653	265	58.00	6.0
PTLB	2015-09-21T17:40:00.060Z	-31,7275	-71,3792	264	35.00	6.6
PTLB	2015-09-21T05:39:34.910Z	-31,5757	-71,7431	264	30.00	6.1
PTLB	2015-09-17T03:55:15.430Z	-31,4244	-71,6876	260	27.00	6.5
PTLB	2015-09-16T22:54:32.860Z	-31,5729	-71,6744	259	22.44	8.3
PTLB	2015-06-17T12:51:32.790Z	-35,3639	-17,1605	168	10.00	7.0
PTLB	2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4000	-68,4323	161	124.00	6.0
PTLB	2015-03-23T04:51:38.010Z	-18,3534	-69,1663	82	130.00	6.4
PTLB	2014-08-24T23:21:45.520Z	-14,5980	-73,5714	236	101.00	6.8
PTLB	2014-07-07T11:23:54.780Z	14,7240	-92,4614	188	53.00	6.9
PTLB	2014-04-11T20:29:12.970Z	11,6420	-85,8779	101	135.00	6.6
PTLB	2014-04-03T02:43:13.110Z	-20,5709	-70,4931	93	22.40	7.7
PTLB	2014-04-03T01:58:30.530Z	-20,3113	-70,5756	93	24.07	6.5
PTLB	2014-04-01T23:46:47.260Z	-19,6097	-70,7691	91	25.00	8.2
PL1	2015-06-13T17:09:02.680Z	-35,0536	-107,2483	164	10.01	5.1
PL1	2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0
PL1	2015-06-11T08:29:06.210Z	1,6272	-90,8379	162	10.01	4.8
PL1	2015-05-30T06:26:05.000Z	1,22	-79,57	150	13.0	5.3
PL1	2015-05-20T22:34:29.690Z	-3,0826	-77,5501	140	8.45	5.1
PL2	2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0
PL2	2015-05-21T16:54:11.710Z	-27,2084	-71,9806	141	7.46	4.7
PL2	2015-05-20T22:34:29.690Z	-3,0826	-77,5501	140	8.45	5.1
S01	2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0
S02	2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0

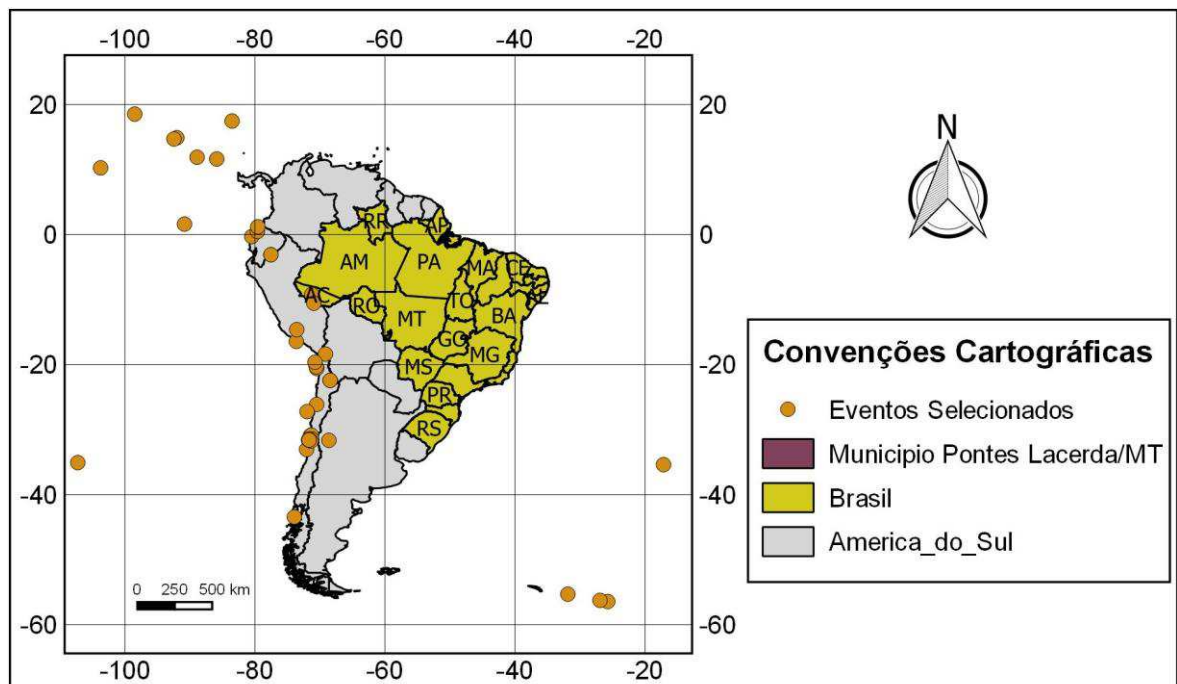


Figura 17. Localização em mapa dos sismos selecionados.

Para a seleção dos eventos registrados nas estações triaxiais, foram adotados alguns critérios prévios, como a distância epicentral variando de 20 a 90 graus e magnitude maior que 4,5. Geralmente é aconselhado o uso de registros telessismos de distância epicentral maior que 30 graus, mas como no presente trabalho durante a implementação das estações temporárias não ocorreram muitos abalos significativos optou-se em reduzir a distância epicentral. Neste caso, os dados podem conter o problema da triplificação de ondas, fato este contornado com maior acuracidade na seleção dos dados através do estudo do *header* de cada sismograma e detecção das ondas P e Ps. A figura 18 traz fluxograma das etapas de desenvolvimento até a obtenção da função do receptor.

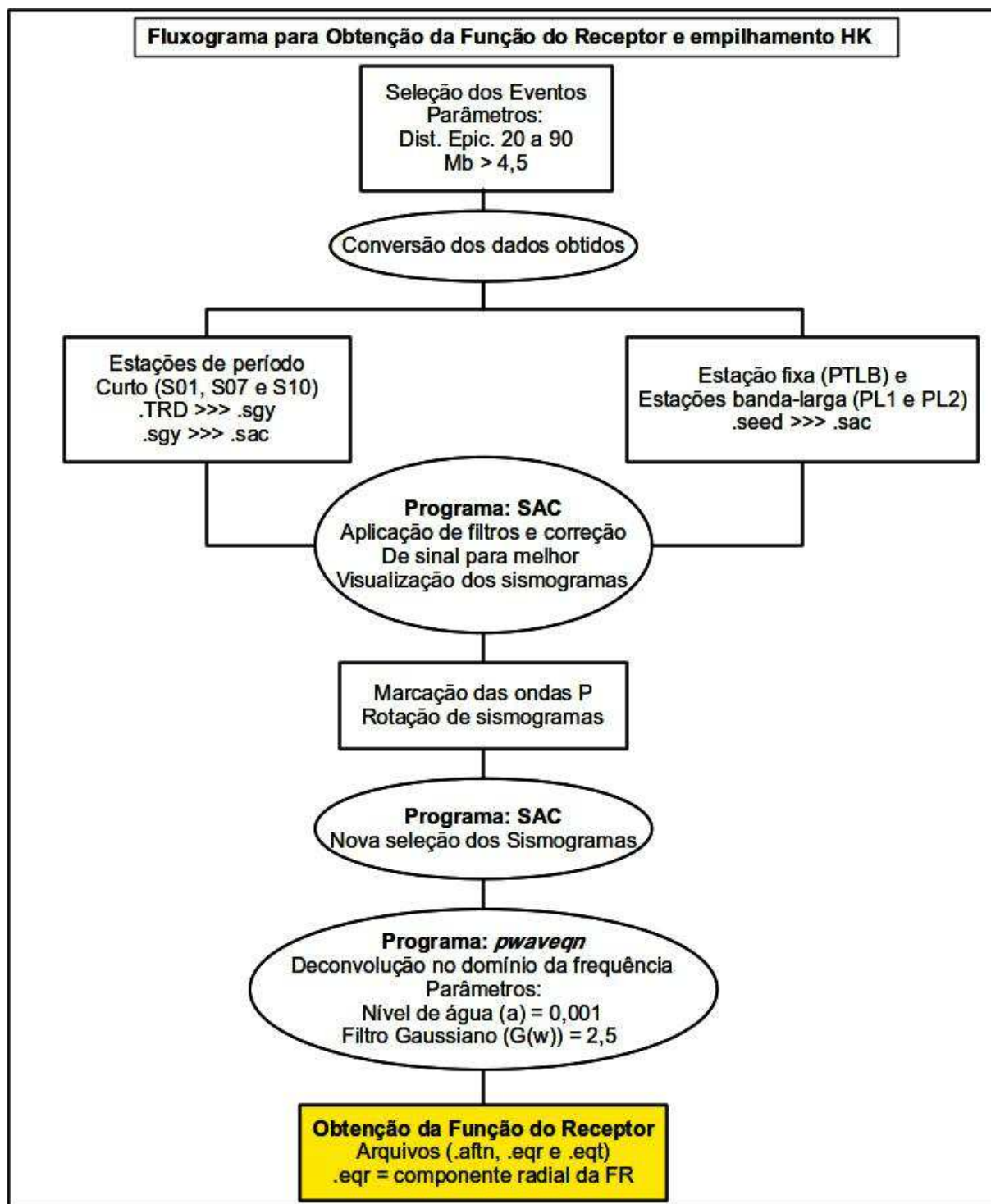


Figura 18. Fluxograma para obtenção da Função do Receptor.

Após a seleção dos eventos foi realizada a conversão dos dados, sendo que esta etapa é diferente para cada registrador, pois as estações apresentam dados de formatação diferentes. As estações de período S01, S07 e S10 utilizaram registradores (Texans) gerando dados de saída com extensão (*.TRD) que foram convertidos para (*.sgy) e posteriormente (*.sac"). Já para as estações móveis banda-larga PL1 e PL2 e estação fixa PTLB permanente, os arquivos de saída são (*.seed) e foram convertidos para (*.sac).

Após a conversão, os eventos selecionados foram cortados para enfatizar a chegada da onda P e posterior conversão em Ps. Nesta etapa, para melhor visualização e acuracidade dos dados, foram aplicados filtros no programa SAC, rotação e nova seleção dos dados.

Com a seleção feita e marcação da onda P foi possível utilizar o programa *pwaveqn*, para a realização da deconvolução dos dados no domínio da frequência. Os parâmetros que melhor se aplicam, e que foram utilizados, é 0,001 para o nível de água (a) e 2,5 para o filtro gaussiano (G(w)). Este programa, após entrada dos parâmetros, é responsável por gerar os arquivos (*.aftn, *.eqr e *.eqt) sendo que o radial (*.eqr) corresponde à Função do Receptor para determinada estação de acordo com o evento escolhido.

A seguir são apresentados os resultados das principais funções do receptor geradas para cada estação (S01, S10, PL1, PL2 e PTLB) e os valores da razão V_p/V_s e a espessura para a crosta obtidos.

6.5.1. Estação PTLB

Esta é a estação que melhor resultado apresentou para a função do receptor. Foram utilizados 34 eventos e para cada um foi gerada a função do receptor. Após realizado esse passo, as funções do receptor radiais (*.eqr) foram empilhadas de acordo com o *back azimuth* de cada evento.

A Tabela 3 traz as informações de todos os sismos analisados e a Figura 19 apresenta a disposição dos mesmos e a localização da estação permanente PTLB.

Tabela 3. Eventos levantados para a estação permanente PTLB

Eventos Analisados Estação Permanente PTLB					
Data/Hora	Lat.	Long.	Juliano	Prof. (Km)	Mag.
2018-01-10T02:57:06.100Z	17,4825	-83,5200	10	19.00	7.5
2017-09-19T18:14:38.090Z	18,5499	-98,4887	262	48.00	7.1
2017-07-18T02:05:19.750Z	-16,4161	-73,6357	199	43.68	6.4
2017-06-30T22:29:45.140Z	-0,2849	-80,4927	181	13.00	6.0
2017-06-14T07:29:04.390Z	14,9091	-92,0092	165	93.00	6.9
2017-05-10T23:23:36.830Z	-56,4140	-25,7432	130	15.00	6.5
2017-04-24T21:38:30.820Z	-33,0375	-72,0617	114	28.00	6.9
2016-12-25T14:22:27.010Z	-43,4064	-73,9413	360	38.00	7.6
2016-12-18T13:30:10.680Z	-9,9738	-70,9698	353	612.00	6.4
2016-11-24T18:43:47.710Z	11,9097	-88,8968	329	10.00	6.9
2016-11-20T20:57:44.000Z	-31,6226	-68,6259	325	108.00	6.4
2016-08-19T07:32:22.710Z	-55,2852	-31,8766	232	10.00	7.4
2016-07-25T17:26:50.210Z	-26,1067	-70,5111	207	72.00	6.1
2016-05-28T09:46:59.780Z	-56,2409	-26,9353	149	78.00	7.2
2016-05-18T16:46:43.860Z	0,4947	-79,6160	139	29.95	6.9
2016-04-29T01:33:38.910Z	10,2752	-103,7363	120	10.00	6.6
2015-11-26T05:45:18.400Z	-9,1825	-71,2574	330	602.75	6.7
2015-11-24T22:45:38.880Z	-10,5372	-70,9437	328	606.21	7.6
2015-11-07T07:31:43.870Z	-30,8796	-71,4519	311	46.00	6.8
2015-09-26T02:51:18.830Z	-30,8148	-71,3217	269	46.00	6.3
2015-09-22T07:13:00.520Z	-31,4441	-71,2653	265	58.00	6.0
2015-09-21T17:40:00.060Z	-31,7275	-71,3792	264	35.00	6.6
2015-09-21T05:39:34.910Z	-31,5757	-71,7431	264	30.00	6.1
2015-09-17T03:55:15.430Z	-31,4244	-71,6876	260	27.00	6.5
2015-09-16T22:54:32.860Z	-31,5729	-71,6744	259	22.44	8.3
2015-06-17T12:51:32.790Z	-35,3639	-17,1605	168	10.00	7.0
2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4000	-68,4323	161	124.00	6.0
2015-03-23T04:51:38.010Z	-18,3534	-69,1663	82	130.00	6.4
2014-08-24T23:21:45.520Z	-14,5980	-73,5714	236	101.00	6.8
2014-07-07T11:23:54.780Z	14,7240	-92,4614	188	53.00	6.9
2014-04-11T20:29:12.970Z	11,6420	-85,8779	101	135.00	6.6
2014-04-03T02:43:13.110Z	-20,5709	-70,4931	93	22.40	7.7
2014-04-03T01:58:30.530Z	-20,3113	-70,5756	93	24.07	6.5
2014-04-01T23:46:47.260Z	-19,6097	-70,7691	91	25.00	8.2

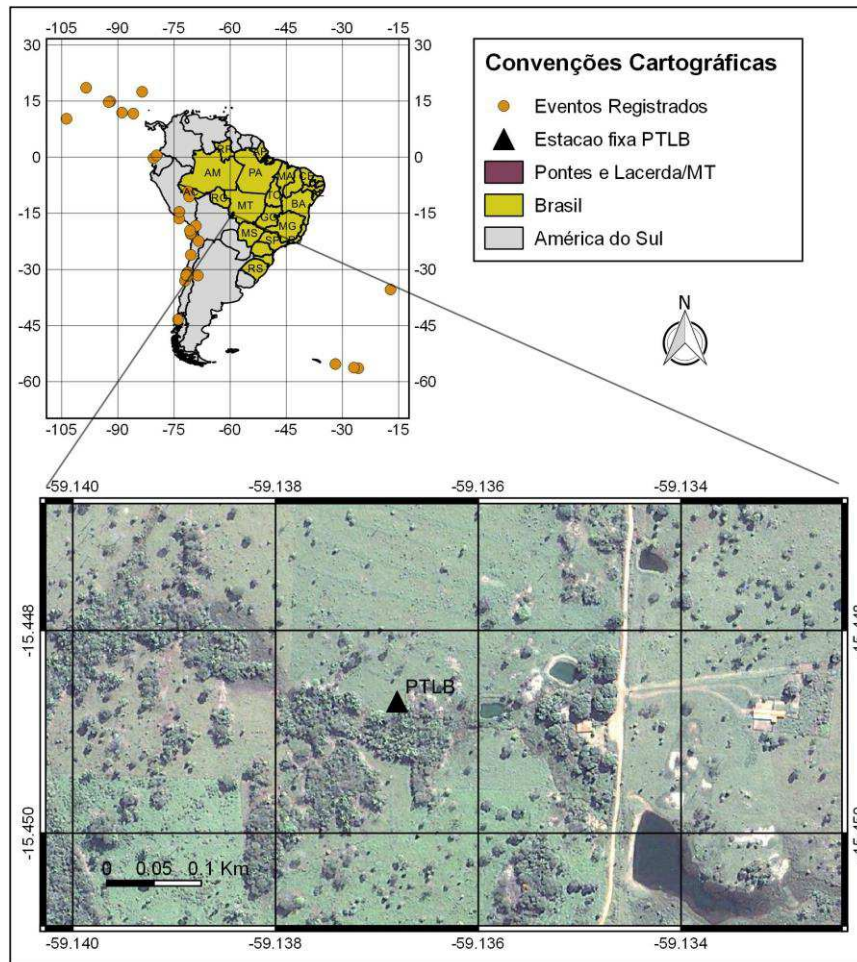


Figura 19. Localização da estação permanente PTLB e dos sismos analisados para a obtenção da Função do Receptor.

Para ilustrar as etapas para a obtenção de algumas *.eqr (função do receptor radial) foram selecionados quatro dos 34 eventos, os quais são apresentados abaixo. A figura 20 mostra a localização do evento (24/04/2017) ocorrido a 40km a oeste de Valparaíso no Chile, de magnitude 6,9 e profundidade de 28Km.

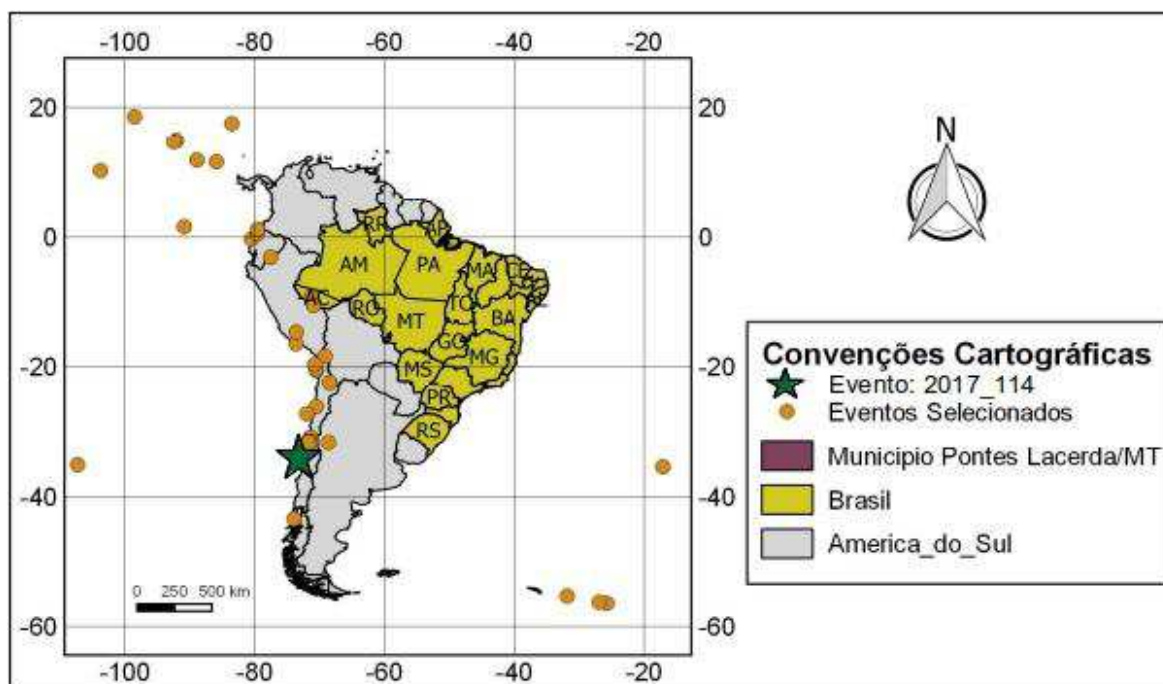


Figura 20. Localização do evento que ocorreu próximo a Valparaíso, Chile. (Dia: 24/04/2017, Magnitude: 6,9, Profundidade: 28Km).

As três componentes foram convertidas de (*.mseed) para (*.sac). Nesse registro já estão aplicados alguns filtros para melhor visualizar os diferentes eventos e a chegada da onda P (Figura 21).

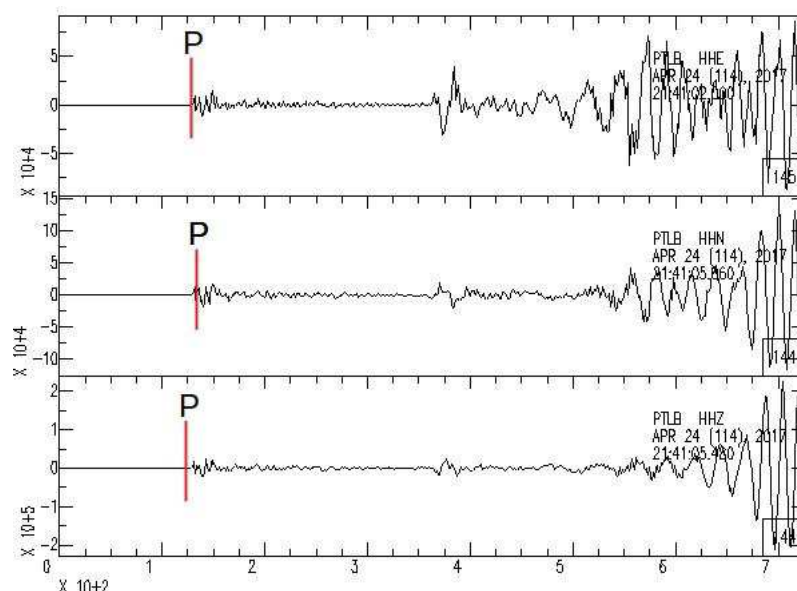


Figura 21. Marcação da chegada da onda P para as três componentes registradas na estação PTLB do evento de Valparaíso, Chile (Dia: 24/04/2017, Magnitude: 6,9, Profundidade: 28Km).

Após esta etapa é realizada a marcação da onda P (IPV0), inscrição no *header* do traço, e amplificação do sinal (Figura 22), além do corte no sismograma de -5 a 100 segundos.

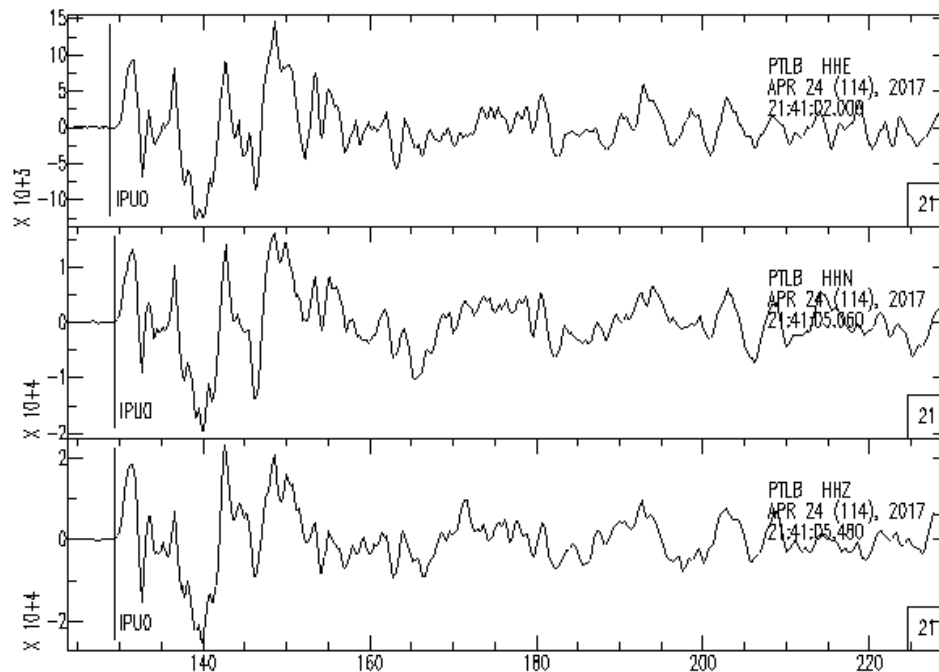


Figura 22. Marcação da onda P e inscrição no *header* do traço do evento de Valparaíso registrado na estação PTLB.

Com a separação do evento em tempo pré-estabelecido antes e após a chegada da onda P para as três componentes é utilizado o programa *pwaveqn* que faz a deconvolução e a geração da função do receptor (Figura 23). Nessa fase são inseridos os parâmetros de nível de água e filtro gaussiano, 0,001 e 2,5, respectivamente.

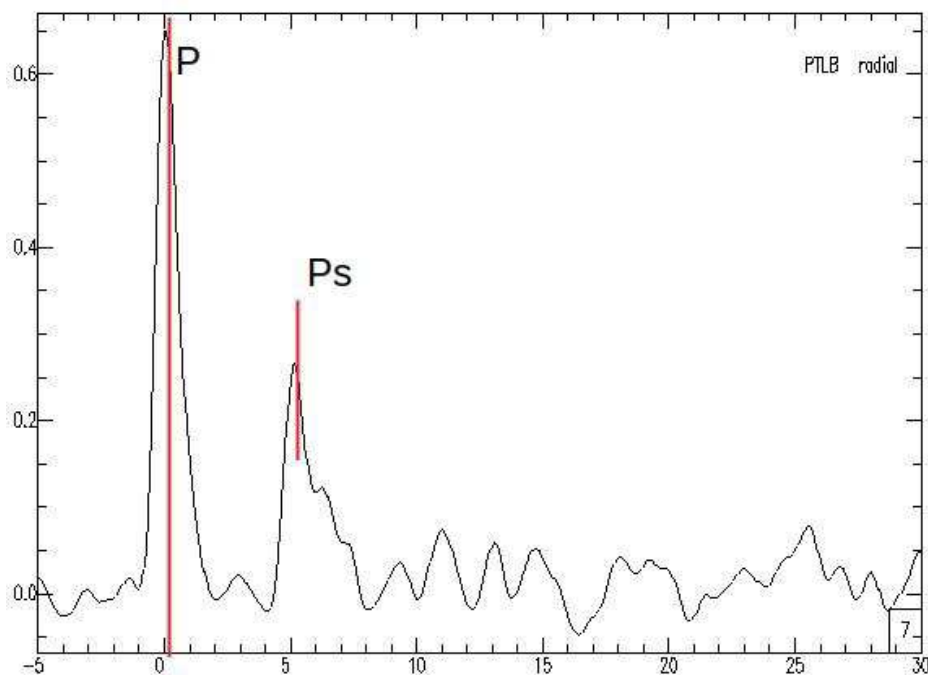


Figura 23. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. (Dia: 24/04/2017, Magnitude: 6,9, Profundidade: 28Km).

O tempo padrão do sismograma é de -5 a 30 segundos em relação à chegada da onda P. É importante observar que a onda P está em tempo 0, e há outra amplitude bem característica e proeminente em aproximadamente 5 e 6 segundos que corresponde à onda Ps, a qual marca o tempo de percurso da onda P convertida na descontinuidade de Moho.

Para esta mesma estação, outro evento selecionado foi o ocorrido em 28/05/2016, de magnitude 7,2, profundidade de 78Km, localizado a 53Km NNE da Ilha de Visokoi (Figura 24), Argentina.

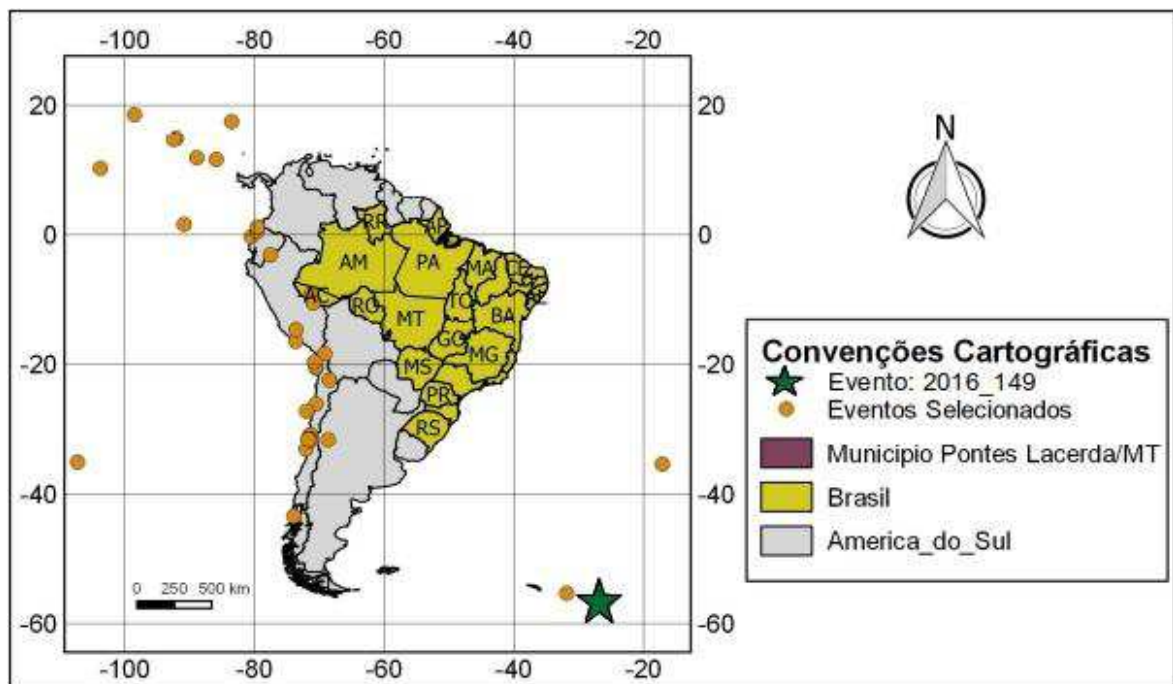


Figura 24. Localização do evento que ocorreu na Ilha de Visokoi. (Dia: 28/05/2016, Magnitude: 7,2, Profundidade: 78Km).

As componentes horizontais (NS e EW) e vertical (Z) estão representadas no sismograma da Figura 25.

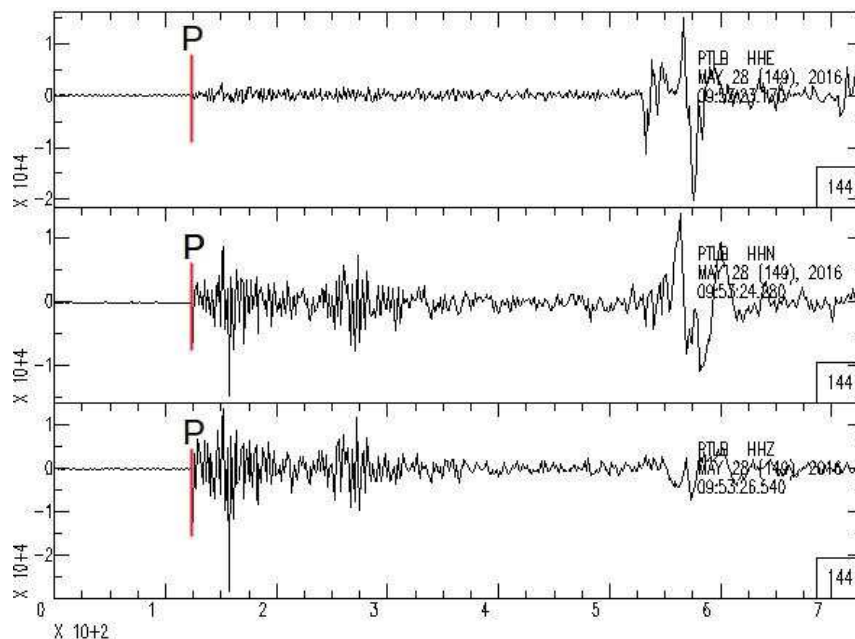


Figura 25. Marcação da chegada da onda P para as três componentes registradas na estação PTLB do evento que ocorreu na Ilha de Visokoi. (Dia: 28/05/2016, Magnitude: 7,2, Profundidade: 78Km).

Próximo do tempo de 125 segundos do registro, foi marcada a chegada da onda P (IPV0). Filtros foram aplicados e houve o corte de -5 a 100s da chegada da onda P (Figura 26).

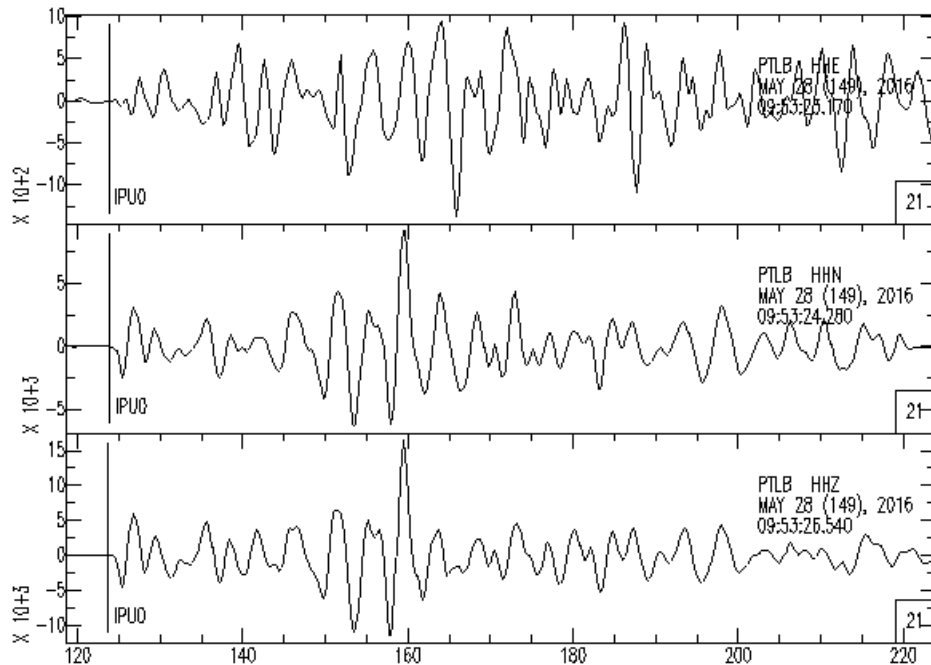


Figura 26. Marcação da onda P e inscrição no *header* do traço do evento na Ilha de Visokoi registrado na estação PTLB. (Dia: 28/05/2016, Magnitude: 7,2, Profundidade: 78Km).

A componente radial da função do receptor correspondente é apresentada na Figura 27, na qual é perceptível a Ps em 5 segundos.

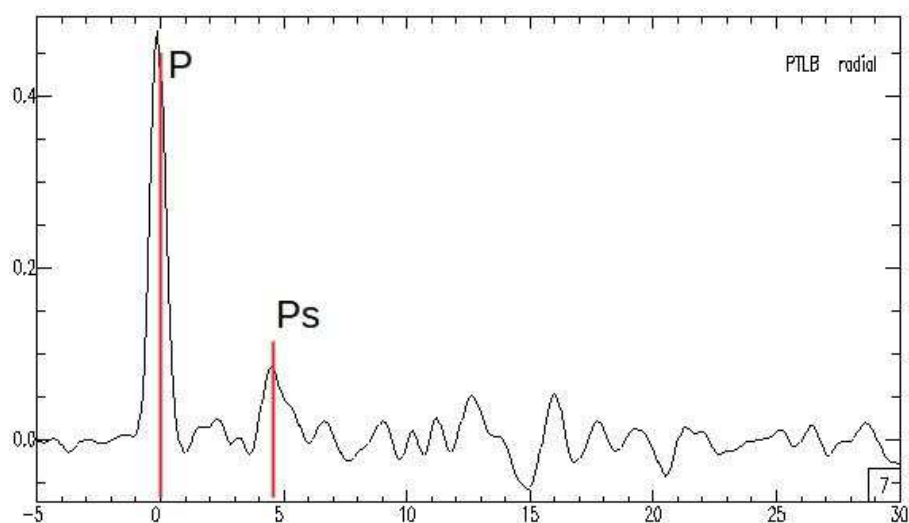


Figura 27. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. (Dia: 28/05/2016, Magnitude: 7,2, Profundidade: 78Km).

Estas rotinas foram aplicadas a todos os eventos registrados e selecionados para a PTLB.

Outro evento que é importante mostrar é de um sismo que ocorreu próximo ao período em que foi realizado o trabalho de campo. Este evento é de 23/03/2015 com magnitude de 6,4 e profundidade 130Km que está localizado a 45Km ESE de Putre no Chile (Figura 28).

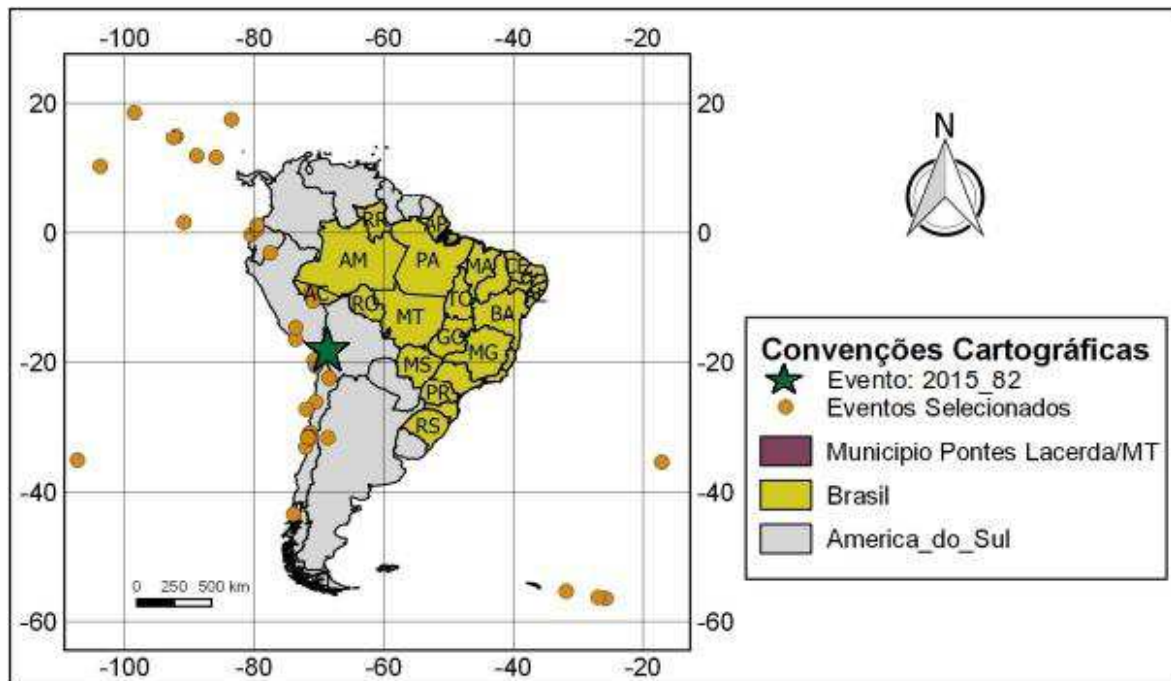


Figura 28. Localização do evento que ocorreu em Putre no Chile. (Dia: 23/03/2015, Magnitude: 6,4, Profundidade: 130 Km).

As figuras 29, 30 e 31 ilustram as etapas até a obtenção da função do receptor para o evento analisado.

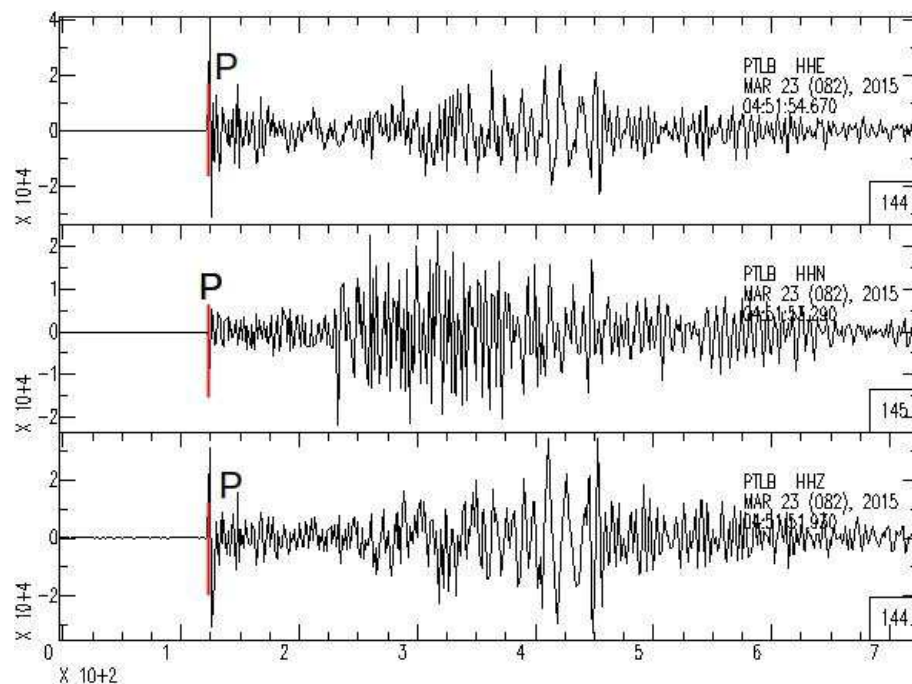


Figura 29. Marcação da chegada da onda P para as três componentes registradas na estação PTLB do evento que ocorreu em Putre no Chile. (Dia: 23/03/2015, Magnitude: 6,4, Profundidade: 130 Km).

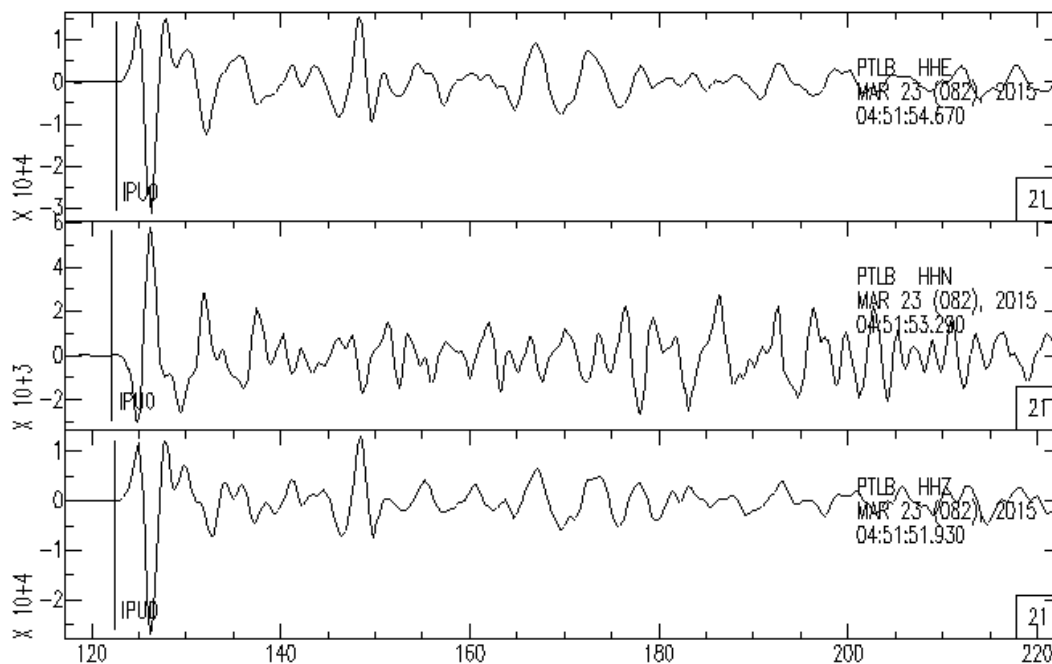


Figura 30. Marcação onda P e inscrição no *header* do traço do evento em Putre no Chile registrado na estação PTLB. (Dia: 23/03/2015, Magnitude: 6,4, Profundidade: 130 Km).

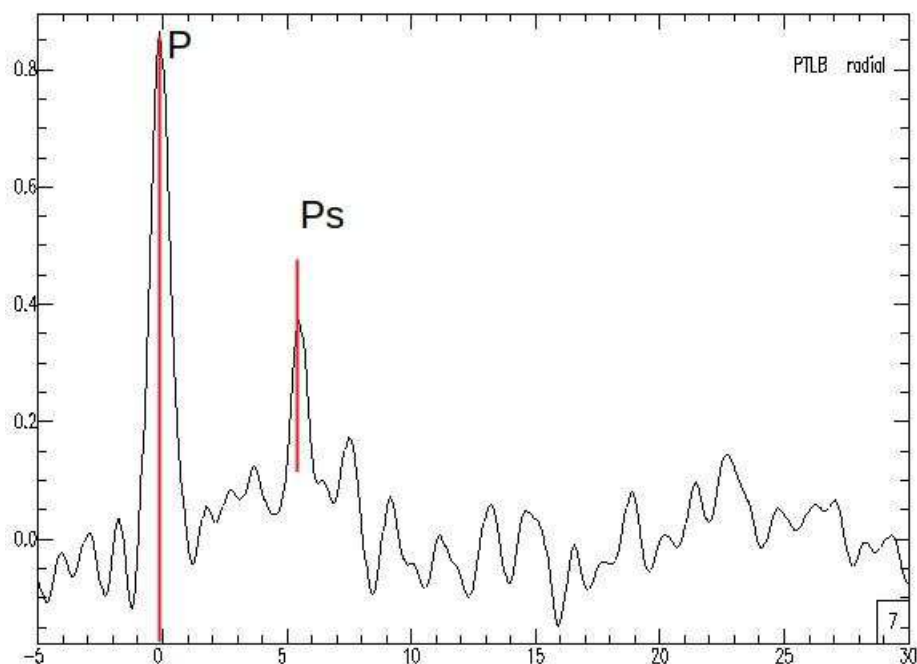


Figura 31. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. (Dia: 23/03/2015, Magnitude: 6,4, Profundidade: 130 Km).

Como é perceptível, nas figuras, a segunda maior amplitude após a fase P é marcada pela fase Ps, que está entre 5 e 6 segundos. Outras amplitudes anteriores ao Pico da Ps são evidenciadas, o que pode indicar uma relação sinal/ruído não tão boa; podendo indicar também que o sismo analisado está em uma localização mais ruidosa; ou ainda, é indicativo de uma camada sedimentar bastante espessa que faz com que ocorram essas reverberações. Esta última hipótese é menos provável, pois não foi observado nas demais funções do receptor geradas para esta estação

Após realizados e obtidos as 34 funções do receptor para os 34 eventos distintos desta estação, também foi realizado o empilhamento de todas as componentes radiais, como pode ser observado na Figura 32. Este empilhamento se deu levando em consideração o *back azimuth* de cada um.

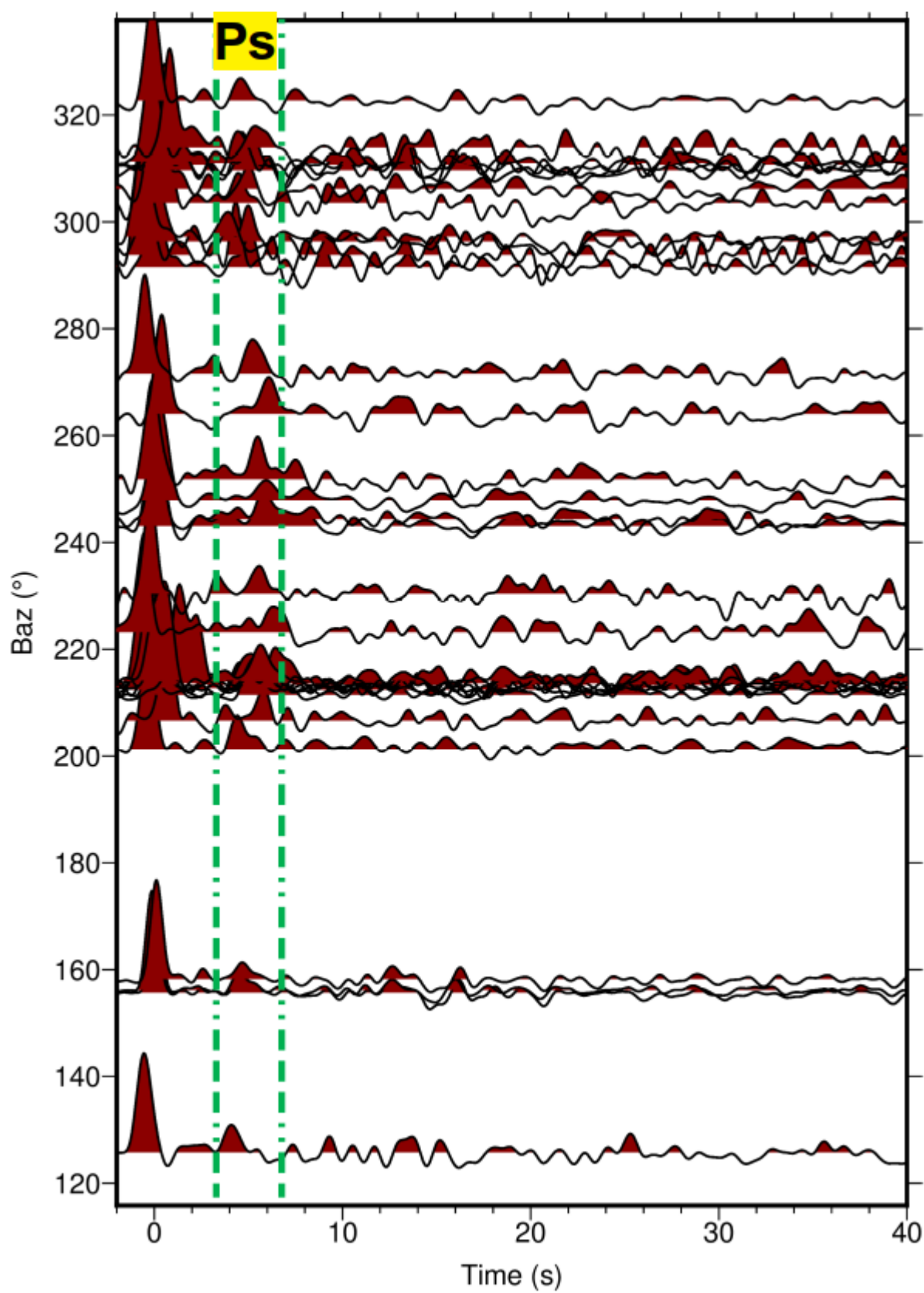


Figura 32. Empilhamento das 34 funções do receptor obtidas para a estação fixa PTLB.

Como pode ser notado, a Ps está bem marcada variando de 4 a 6 segundos. A onda P está em zero em razão da normalização.

6.5.2. Estação PL1

Esta estação é uma das estações temporárias que foram instaladas em campo por período médio de 1 mês. Por ser estação de banda-larga, apresentou razoável relação sinal/ruído e, conseqüentemente, uma boa função do receptor para os poucos eventos que ocorreram no período. A Tabela 4 traz os dados dos cinco sismos que ocorreram e foram registrados, e a Figura 33 apresenta suas localizações e a da estação PL1.

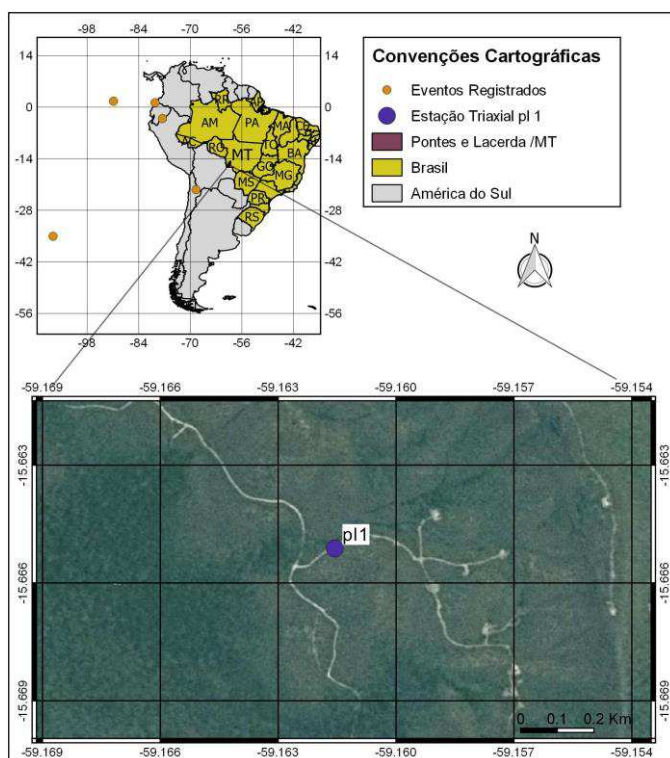


Figura 33. Localização da estação temporária PL1 e os sismos analisados para a obtenção da Função do Receptor.

Tabela 4. Eventos levantados para a estação temporária PL1.

Eventos Analisados Estação Temporária PL1					
Data/Hora	Lat.	Long.	Juliano	Prof. (Km)	Mag.
2015-06-13T17:09:02.680Z	-35,0536	-107,2483	164	10.01	5.1
2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0
2015-06-11T08:29:06.210Z	1,6272	-90,8379	162	10.01	4.8
2015-05-30T06:26:05.000Z	1,22	-79,57	150	13.0	5.3
2015-05-20T22:34:29.690Z	-3,0826	-77,5501	140	8.45	5.1

Para esta estação o evento que melhor gerou a componente radial foi o ocorrido no Equador a 34Km NNE de Propicia. Este sismo registrado em 10/06/2015, apresenta magnitude de 5,3 e profundidade de 13Km. A Figura 34 traz a localização do sismo e a Figura 35 mostra o sismograma da estação PL1 sem aplicação de filtro. Após aplicar filtro passa-banda *butterworth* na faixa de 0,001 a 5 Hz foi possível visualizar o evento e identificar a onda P (Figura 36).

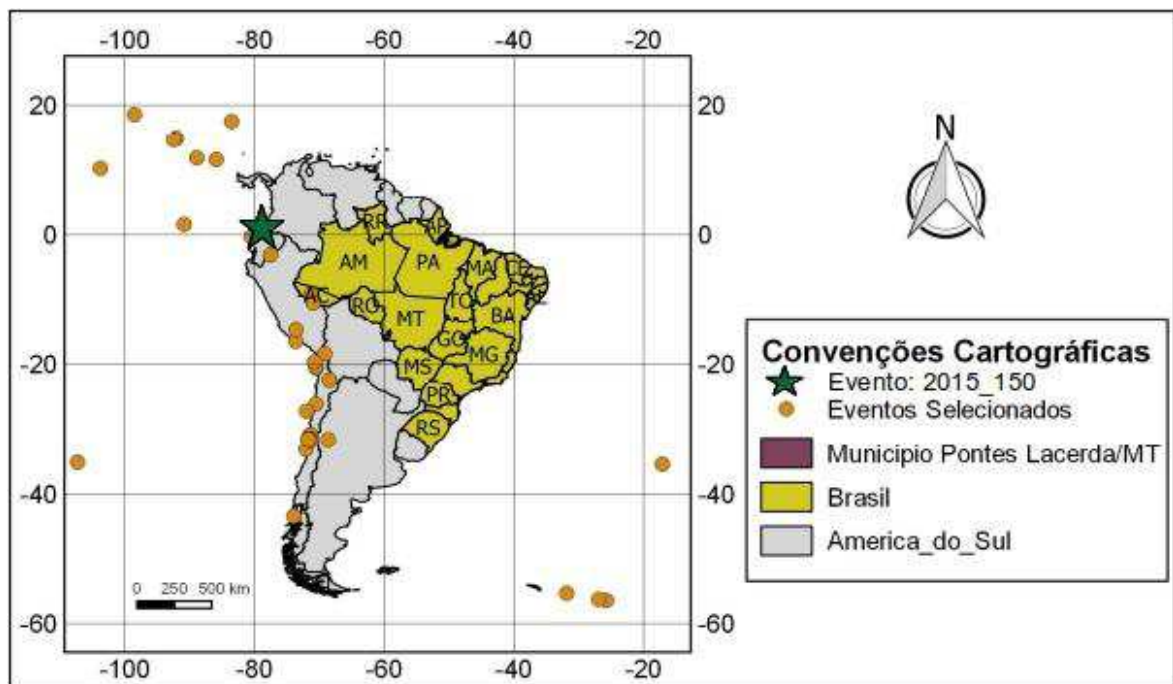


Figura 34. Localização do evento que ocorreu próximo a Propicia, Equador. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 5,3, Profundidade: 13Km).

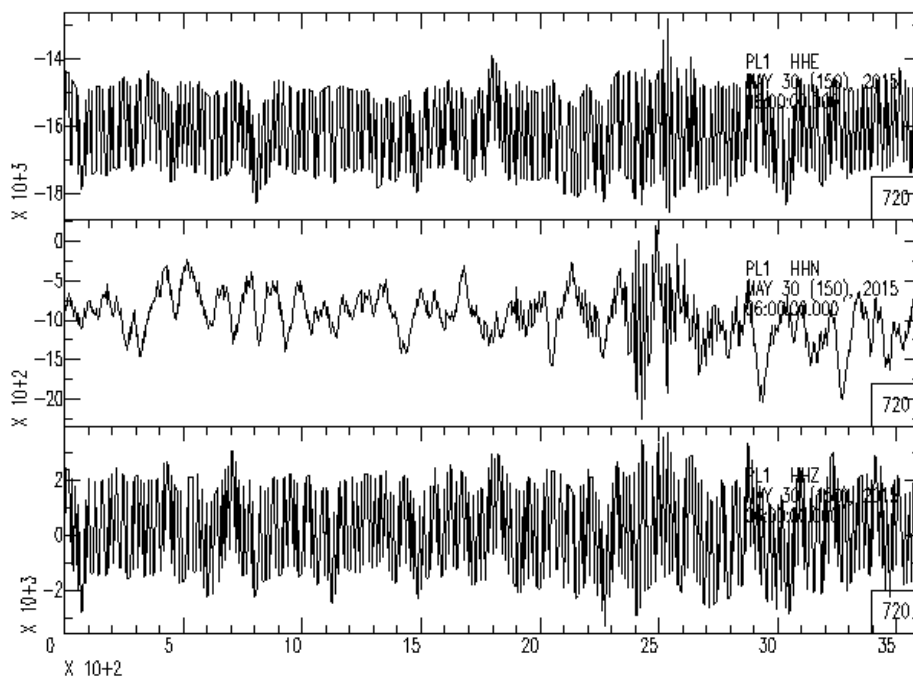


Figura 35. Sismogramas brutos obtidos na estação PL1 que corresponde ao evento que ocorreu em Propícia, Equador. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 5,3, Profundidade: 13Km).

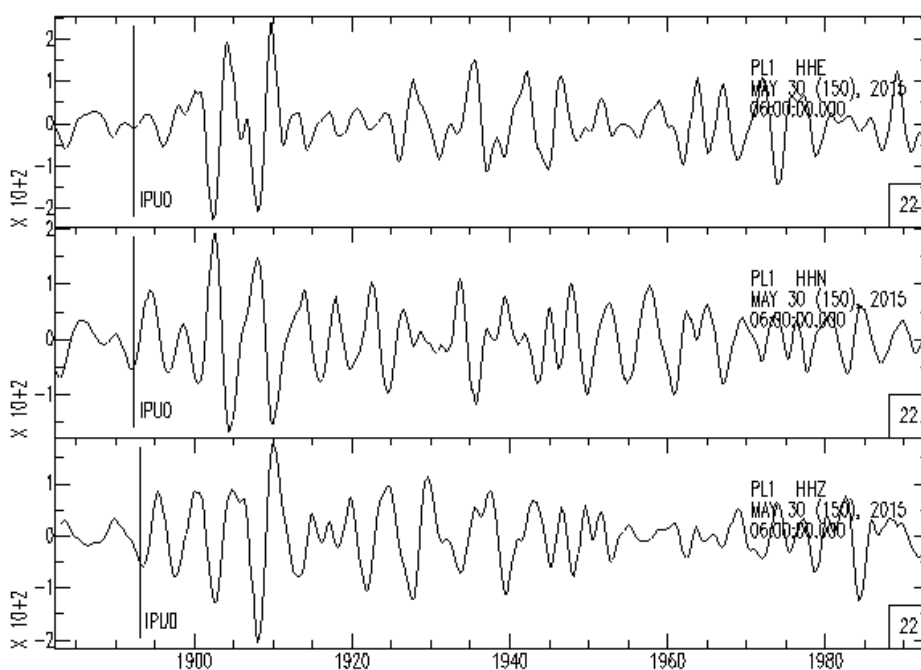


Figura 36. Marcação da onda P e inscrição no *header* do traço do evento em Propícia, Equador registrado na estação PL1. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 5,3, Profundidade: 13Km).

Após esta etapa e utilização do programa *pwaveqn*, a seguinte função do receptor foi obtida (Figura 37).

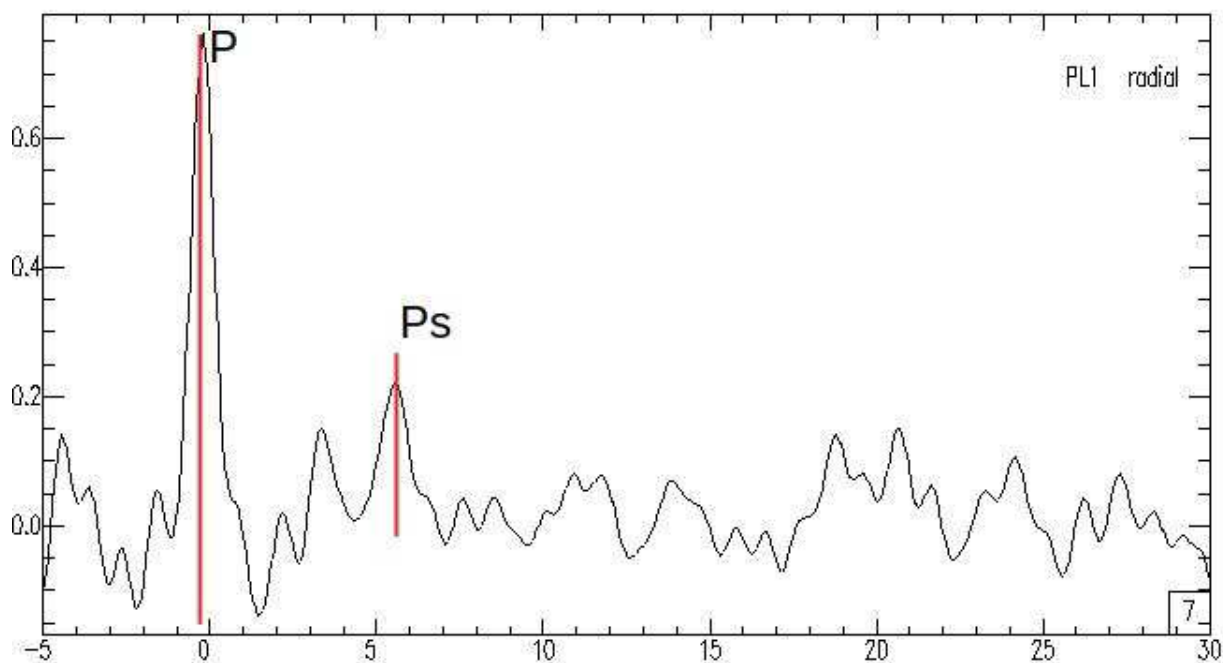


Figura 37. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 5,3, Profundidade: 13Km).

Como pode ser observado a onda P de destaca, no entanto, a Ps, não, e muito provavelmente deve estar por volta dos 6 segundos. Antes desse tempo há outros eventos de amplitudes semelhantes que indicam que a estação temporária apresenta forte ruído que não pode ser removido. Importante salientar também que a cobertura sedimentar pode ser mais espessa e a colocação do equipamento não foi em rocha cristalina.

Já para as demais estações, PL2, S01 e S10 o melhor exemplo para a realização da função do receptor foi de um sismo que ocorreu em 10/06/2015 a 52Km E de Calama no Chile, com magnitude de 6,0 e 124Km de profundidade (Figura 38).

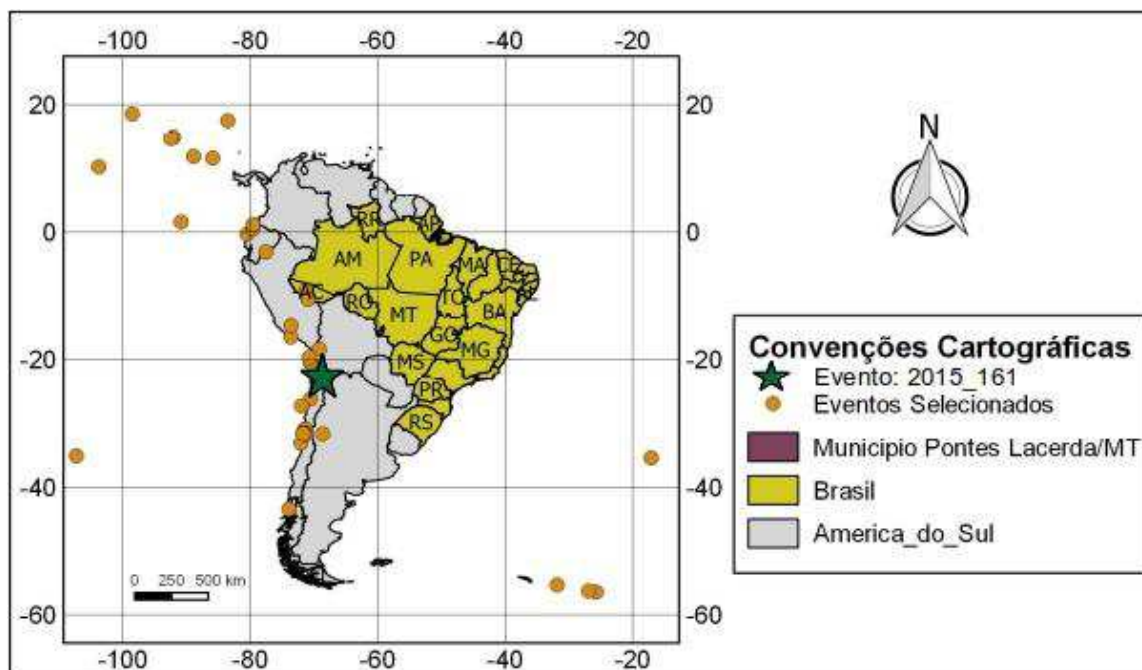


Figura 38. Localização do evento que ocorreu próximo a Calama, Chile. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 6,0, Profundidade: 124Km).

6.5.3. Estação PL2

A estação PL2 também é do tipo banda-larga, os sismômetros nas três componentes e os registradores fazem parte de um mesmo equipamento. No total foi possível registrar somente três eventos, e apenas um gerou melhor resposta. A Tabela 5 traz os sismos e suas características. A Figura 39 mostra suas localizações e a localização da estação.

Tabela 5. Eventos levantados para a estação temporária PL2.

Eventos Analisados Estação Temporária PL2					
Data/Hora	Lat.	Long.	Juliano	Prof. (Km)	Mag.
2015-06-10T13:52:09.770Z	-22,4	-68,4323	161	124.0	6.0
2015-05-21T16:54:11.710Z	-27,2084	-71,9806	141	7.46	4.7
2015-05-20T22:34:29.690Z	-3,0826	-77,5501	140	8.45	5.1

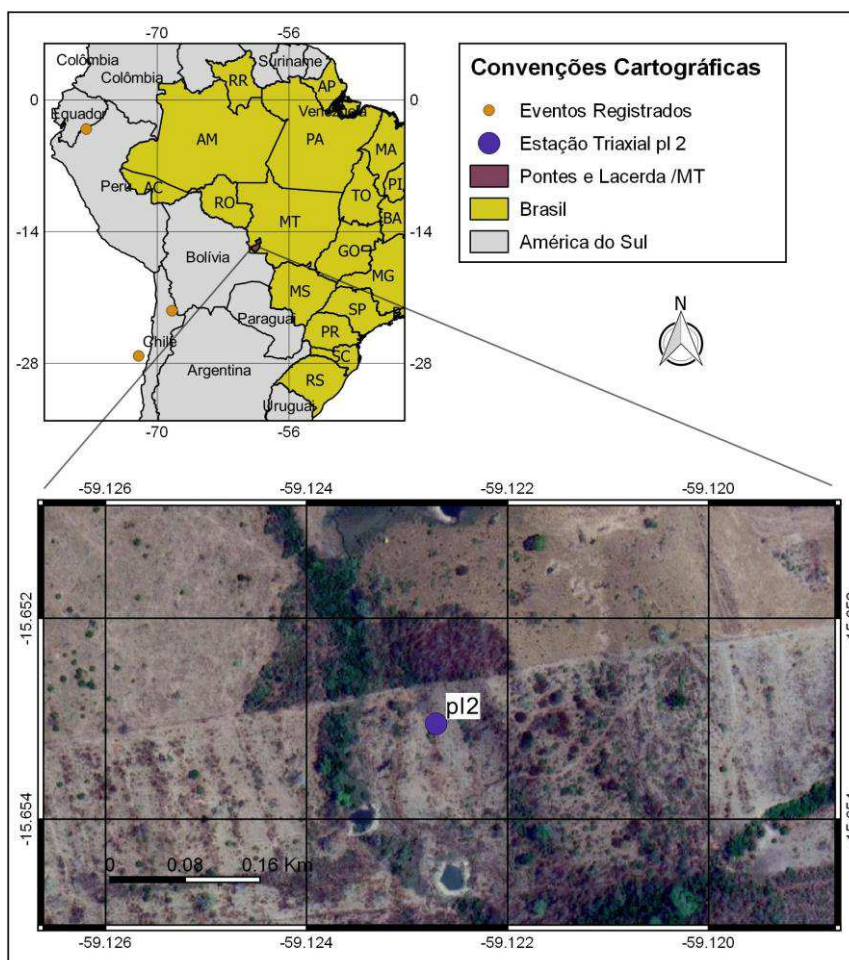


Figura 39. Localização da estação temporária PL2 e os sismos analisados para a obtenção da Função do Receptor.

A função do receptor obtida para este evento mostra claramente a onda P e também é encontrado antes da marcação da onda Ps a presença de amplitudes anômalas (Figura 40). O que não foi possível compreender como ocorreu queda tão abrupta de amplitude antes da ocorrência da Ps. Isso pode indicar a ocorrência de alguma camada de forte contraste de velocidade logo abaixo da estação.

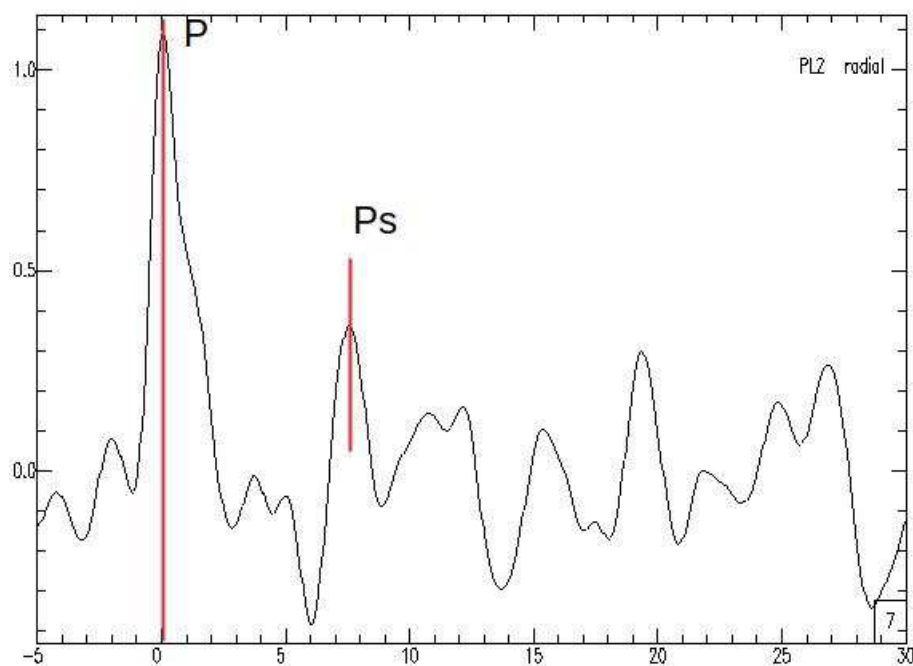


Figura 40. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. É perceptível amplitudes anômalas antes da marcação da Ps. (Dia: 10/06/2015, Magnitude: 6,0, Profundidade: 124Km).

6.5.4. Estações Triaxiais Período Curto: S01 e S10

Nas estações triaxiais S01 (Figura 41) e S10 (Figura 42) compostas por sismômetros de período curto, apesar da pouca chance de registro de sismos provenientes de longas distâncias, foi possível observar a ocorrência de um bom sismo o qual gerou a função do receptor. Este sismo é o mesmo descrito para a estação PL2.

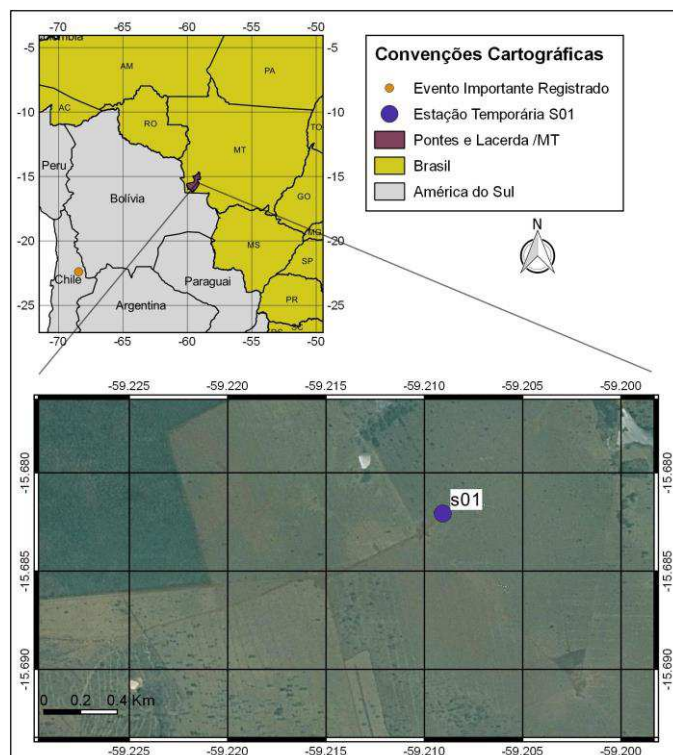


Figura 41. Localização da estação temporária S01 de período curto e o sismo analisado para a obtenção da Função do Receptor.

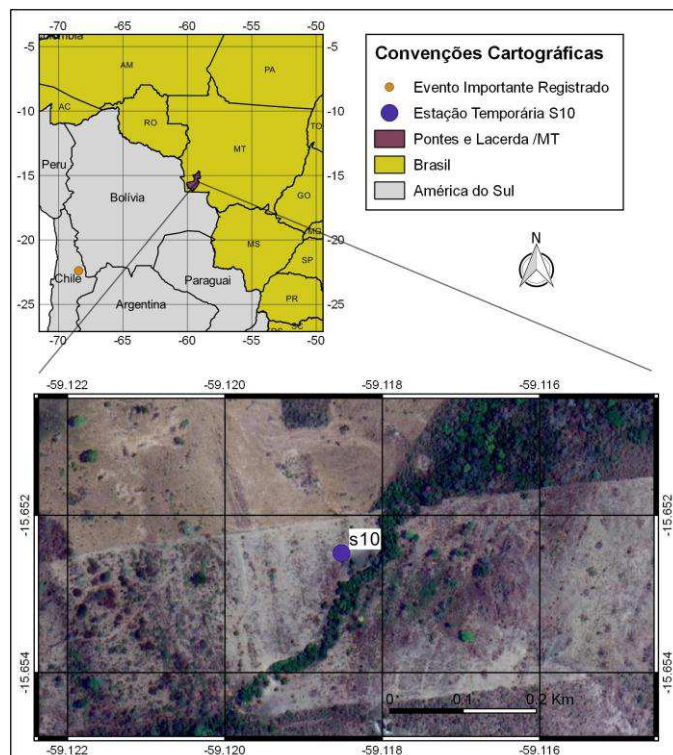


Figura 42. Localização da estação temporária S10 de período curto e o sismo analisado para a obtenção da Função do Receptor.

As radiais para a S01 e para S10 estão representadas através das figuras 43 e 44, respectivamente.

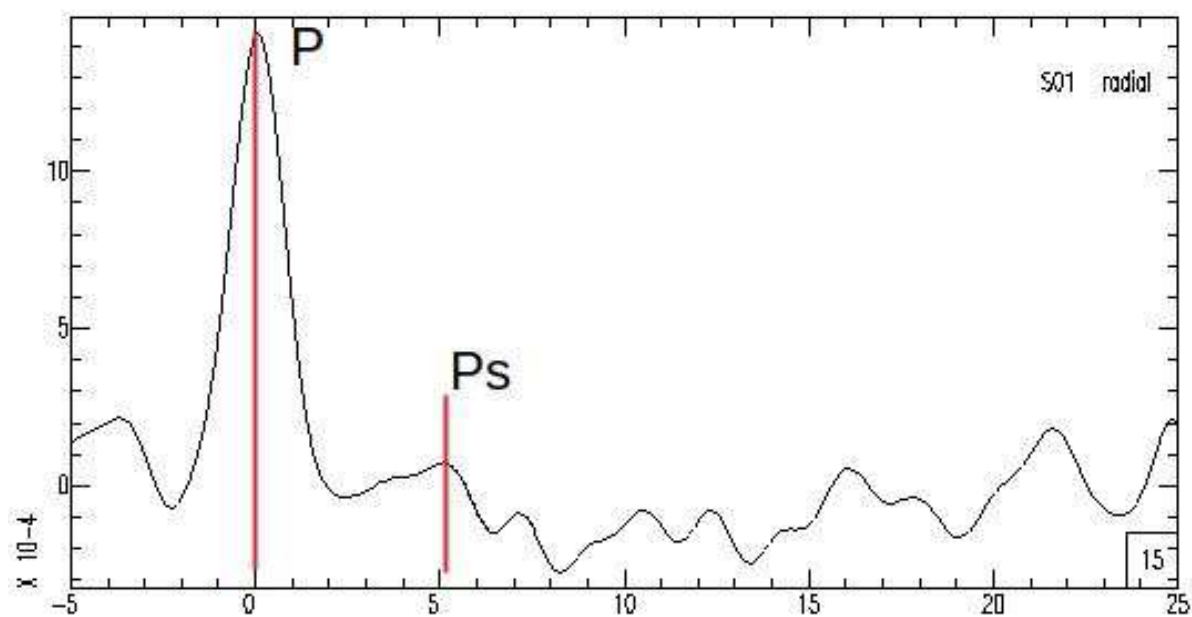


Figura 43. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. Estação S01.

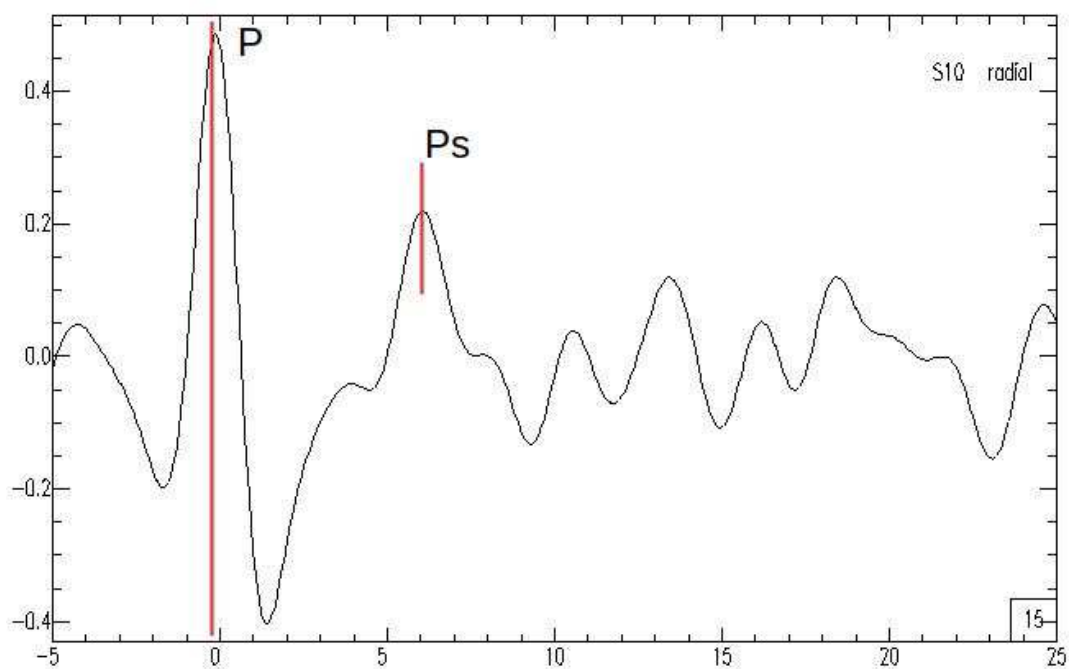


Figura 44. Obtenção da Ps através da aplicação do filtro *pwaveqn*. Estação S10.

Como já mencionado, foi montada outra estação triaxial nos mesmos moldes das estações S01 e S10, porém, a estação S07 não registrou dados para o sismômetro de componente radial, o que inviabilizou o estudo para esta estação.

Para a radial S01 foi preciso aplicar filtro para reduzir ao máximo o problema com a relação sinal/ruído e, por esse motivo, a resposta final foi muito amenizada, obstruindo muito do sinal real. Mesmo assim, foi possível visualizar amplitude elevada próximo de 5 s que indica ser a Ps. Já para a radial da estação S10, menos filtros foram aplicados, evidenciando maior traço e consequente Ps bem evidente próximo de 6 segundos. Também foi observado queda abrupta de amplitude o que pode indicar a presença de uma camada com grande diferença de velocidade, ou então, espessa cobertura sedimentar.

6.6. Empilhamento H-K

Após gerar as componentes radiais (*.eqr) da função do receptor para as várias estações, foi realizado empilhamento H-K, ou *HK-Stacking*, para determinar a razão V_p/V_s (K) e a espessura da crosta (H). Como pode ser observado no fluxograma da Figura 45, após a obtenção da função do receptor, na maioria das vezes, foi preciso fazer o traçado das fases Ps para posterior utilização do programa *HK-Stacking*.

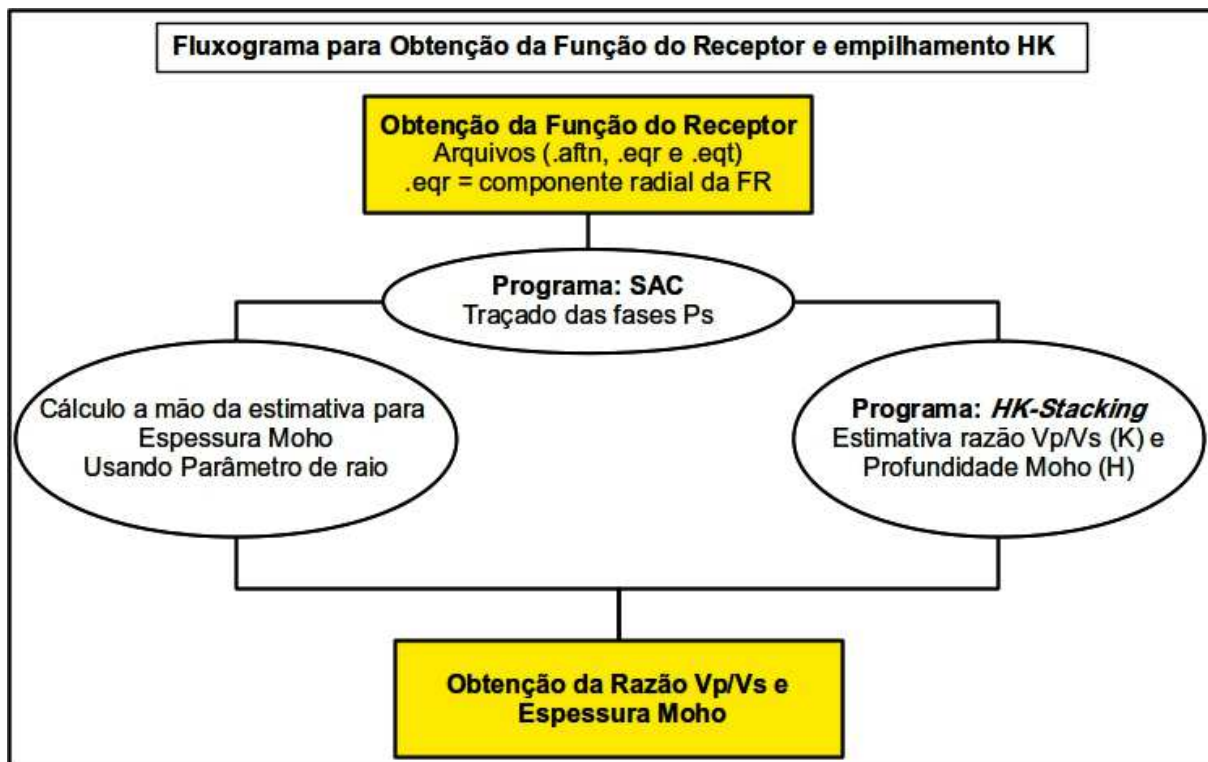


Figura 45. Fluxograma para obtenção da Razão V_p/V_s utilizando o programa *HK-Stacking*.

Para a quantidade de dados disponível para as estações no curto intervalo de tempo, foi possível a obtenção do HK somente para a estação permanente PTLB. Para as demais estações temporárias, foram calculadas as espessuras da crosta de maneira manual, o que será demonstrado posteriormente.

Sendo assim, para a estação PTLB foram utilizados os seguintes dados de entrada que são solicitados pelo programa:

Velocidade da onda P na crosta (V_p): Adotou 6,4 Km/s

Peso atribuído à fase Ps: 0,7

Primeira múltipla: 0,2

Últimas múltiplas: 0,1

O maior peso foi dado para a fase Ps, uma vez que é a mais proeminente e que representa a onda P convertida na descontinuidade Moho. Os menores pesos foram para as últimas múltiplas, pois estas são as menos proeminentes. Feito isso, foi possível rodar o programa o qual gerou os resultados apresentados na Figura 46.

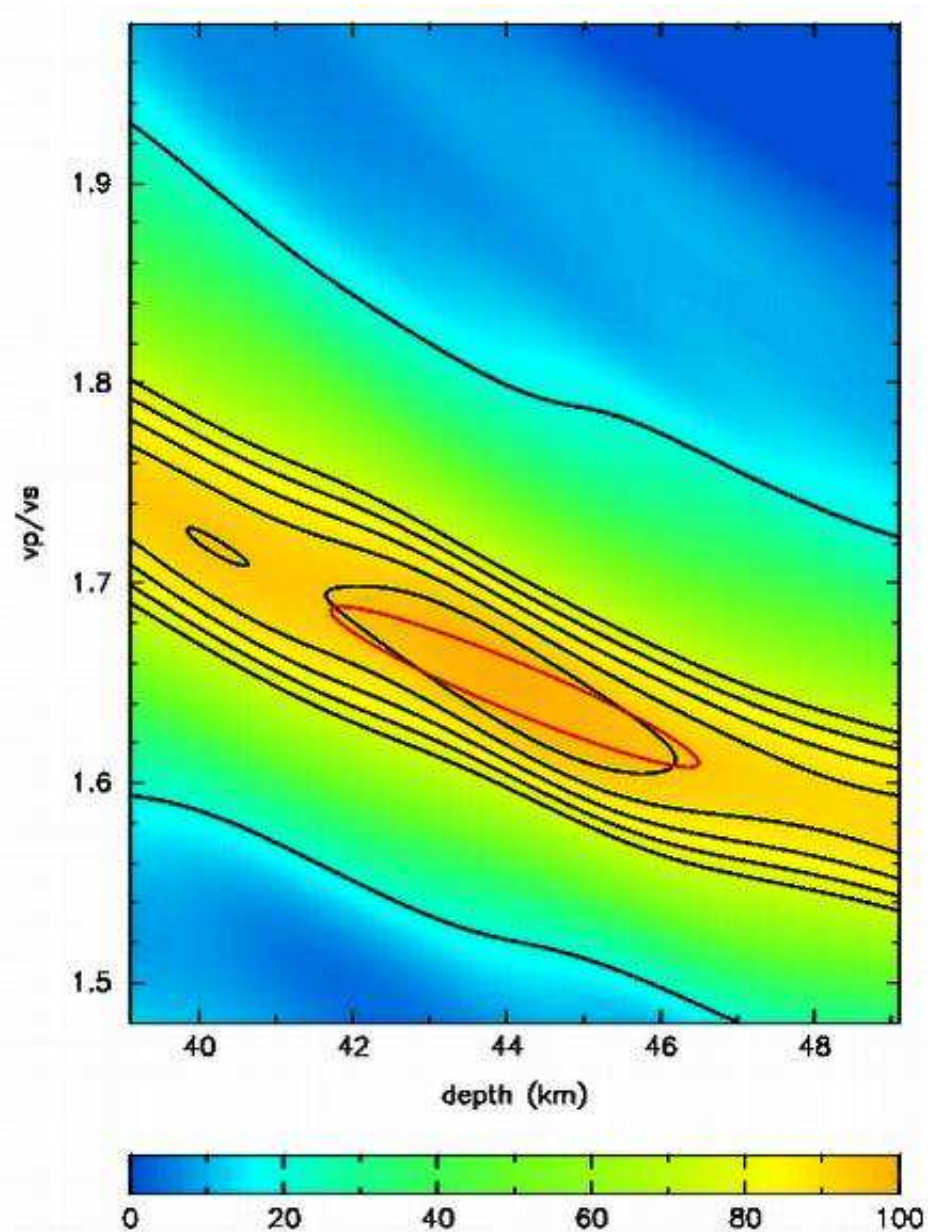


Figura 46. Resultado obtido após utilização do *HK-Stacking* para a V_p/V_s e espessura da crosta.

Da análise desse gráfico é possível estimar a espessura da crosta na área de PTLB em aproximadamente 44Km e a razão V_p/V_s de 1,65. Apesar de um número menor de dados, estes valores se mostraram coerentes com o trabalho de Albuquerque (2017) evidenciando que V_p/V_s é realmente baixa na área de estudo.

6.7. Cálculo razão V_p/V_s e estimativa H para Estações Temporárias

A obtenção da razão V_p/V_s permite estimar a espessura crustal abaixo da estação. Como para as estações triaxiais (S01, S10, PL1 e PL2) não foi possível obter esse valor através do método *HK-Stacking*, uma maneira para se contornar essa situação e obter os resultados, é calcular através das fórmulas, utilizando as informações contidas no *header* de cada evento e sua correspondente estação.

Os parâmetros utilizados para a estimativa da espessura crustal são:

Tempo de chegada da onda Ps

Razão entre as velocidades da onda P e onda S (V_p/V_s)

Velocidade da onda P (V_p) e,

Parâmetro de raio

Este cálculo (espessura crustal) foi realizado para as estações banda-larga PL1 e PL2, e para as estações de período curto S01 e S02. As etapas utilizadas para a obtenção do resultado são apresentadas a seguir para a estação PL1 com o evento ocorrido em 11/06/2015 de profundidade 10,01Km, magnitude 4,8 localizado a 267Km NNW de Puerto Ayora, Equador (Figura 47).

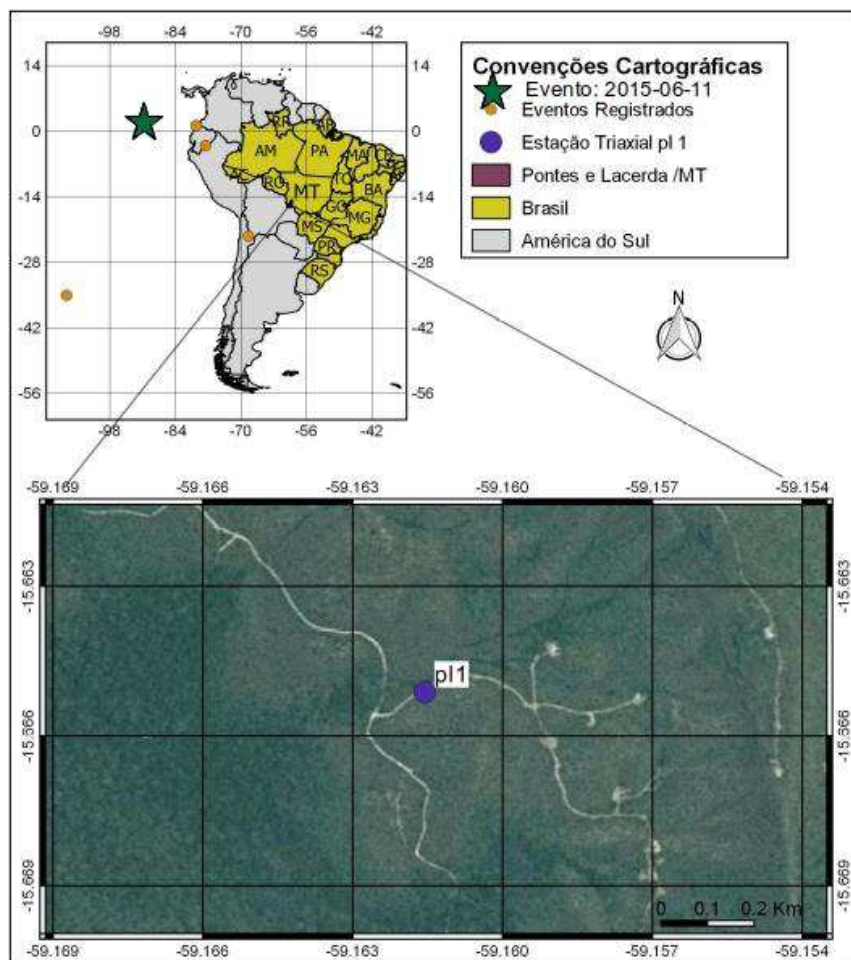


Figura 47. Localização da estação temporária PL1 e o sismo analisado para a obtenção da Função do Receptor. (Dia: 11/06/2015, Magnitude: 4,8, Profundidade: 10,01Km).

O tempo de chegada da onda P é obtido lendo-se diretamente no sismograma. A onda Ps corresponde ao tempo em que a onda P leva para chegar até a descontinuidade de Mohorovic, se converter em S, e voltar com ângulo de aproximadamente 90 graus com a estação de registro do sismo. A Figura 48 mostra o sismograma da estação PL1 onde a fase Ps está em 5,38 segundos (ISV0 na Figura 48), ou seja, a onda P leva aproximadamente 5,38 s para chegar até o limite crosta inferior / manto, retornar e, ser registrada pelo sismômetro.

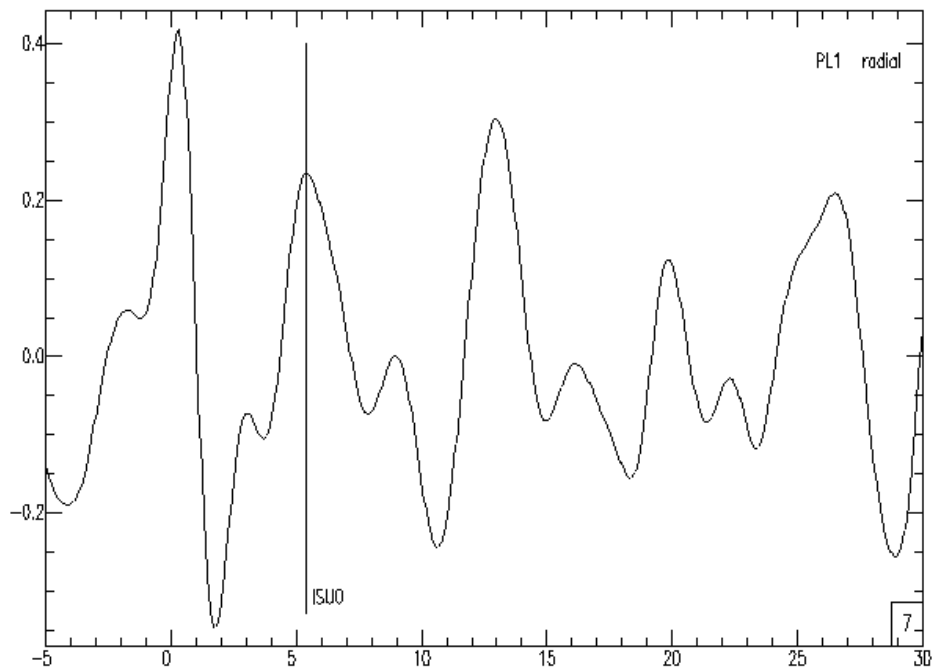


Figura 48. Obtenção da Ps (ISV0) através da aplicação do filtro *pwaveqn*. Estação PL1.

A velocidade da onda P (V_p) foi inferida, através de valores consagrados da literatura de acordo com os diferentes domínios geológicos. Mooney et al. (1998) estimaram velocidades da P para diferentes ambientes geológicos (Figura 49), realizando assim um levantamento de estimativa de um modelo global para a crosta. Este modelo se aplica para áreas como a levantada nesta tese em que a área está em domínios geológicos com forte estabilidade tectônica, a V_p utilizada foi de 6,4.

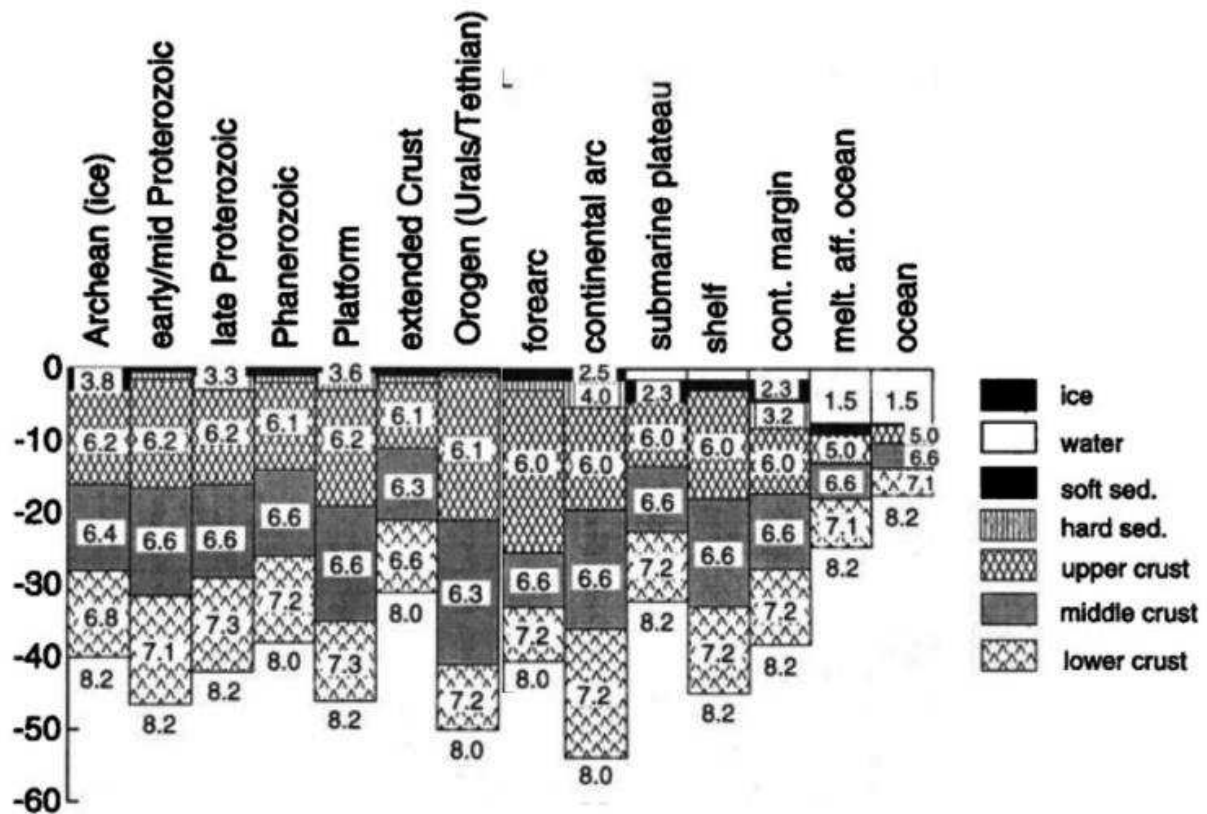


Figura 49. Estimativa de velocidade da onda P para diferentes contextos geológicos (Mooney, et. al., 1998). No eixo vertical é indicado a profundidade em Km na crosta.

A razão V_p/V_s mais usualmente utilizada é de 1,73, porém como a obtida no *HK-Stacking* para a estação PTLB foi menor, optou-se em utilizar o valor de 1,7 para as demais estações.

Já o parâmetro de raio é obtido utilizando o software TauP, com a inserção dos valores da distância epicentral e da profundidade do sismo em Km. O programa, utilizando vários modelos de velocidade (iasp91) gera o valor de parâmetro de raio para as várias fases sísmicas, no caso a que interessa é a onda P.

A Figura 50 apresenta os valores do *header* do mesmo sismo utilizado para calcular o tempo de chegada da onda P da Figura 48. Como pode ser visto a distância em graus (gcarc) é de 35,71 graus. Este valor, assim como a profundidade do sismo (10.01) são inseridos no programa TauP para se obter o parâmetro de raio.

```

FILE: fr_2015.06.11.08.eqr - 1
-----
NPTS = 12001
B = -3.000000e+01
E = 9.000000e+01
IFTYPE = TIME SERIES FILE
LEVEN = TRUE
DELTA = 1.000000e-02
DEPMIN = -3.807143e-01
DEPMAX = 4.188111e-01
DEPMEN = -1.167133e-03
TOMARKER = 5.3851 (ISU0)
KSTNM = PL1
CMPAZ = 1.159495e+02
CMPINC = 9.000000e+01
DJST = 7.316200e+01
BAZ = 2.959495e+02
GCARC = 3.571589e+01
QVROK = TRUE
USER2 = 2.500000e+00
USER3 = 1.000000e-03
USER8 = 7.710000e-02
NVHDR = 6
LPSPOL = FALSE
LCALDA = TRUE
KCMPLM = radial
SAC> xlim -5 30
SAC> p1
SAC> 

```

Figura 50. *Header* do evento localizado a 267Km NNW de Puerto Ayora, Equador registrado na estação PL1, onde se obtém o valor de GCARC (círculo vermelho) que corresponde à distância epicentral.

O valor do parâmetro de raio é usado para o cálculo da espessura da crosta. A Figura 51 traz o parâmetro de raio do evento analisado para a estação PL1, que é 8,571.

The TauP Toolkit

Time	Pierce	Path	Dist	Dist (km)	Depth	Name	Time	Ray Param	Purist Dist	
35.71	3970.77	10.0	P	418.53	8.571	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	pP	421.62	8.576	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	PcP	566.37	2.957	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	S	756.18	15.312	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	sS	761.46	15.319	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	PKiKP	1006.91	0.776	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	ScS	1037.50	5.468	35.71	=			
35.71	3970.77	10.0	SKiKS	1431.55	0.861	35.71	=			

Model	iasp91	Distance (deg)	35.71	Calculate
Phases		Depth	10.01	Quit

Figura 51. Parâmetro de raio do evento analisado para a estação PL1. O círculo vermelho destaca os valores inseridos no programa para obtenção do parâmetro.

Após obtidos os dados, estes foram inseridos na equação, a qual gera estimativa da espessura crustal. Abaixo está apresentado um exemplo de sismo para cada estação e a espessura média para a crosta encontrado após os cálculos (Tabela 6).

Tabela 6. Espessura da crosta obtida para as 4 estações temporárias.

Estação	Vp/Vs	Vp	Ps	Parâmetro Raio	Espessura
S01	1,7000	6,4000	5,79	9,25	42,35
S10	1,7000	6,4000	5,98	13,24	43,92
PL1	1,7000	6,4000	5,38	8,57	43,71
PL2	1,7000	6,4000	6,21	12,67	44,36

7. CORRELAÇÃO DE SISMOGRAMAS

7.1. Princípio teórico

Sismogramas nada mais são do que a representação das formas de onda no tempo, os quais são provenientes de longos registros sísmicos, apresentam em seu registro ruídos sísmicos que podem ser extensivamente usados para investigar a estrutura da crosta e do manto superior da Terra.

Através deste método é possível obter a correlação cruzada do ruído sísmico de ambiente, o qual se torna interessante a análise do ruído e sua correlação, diferentemente do que é analisado para a Função do Receptor que por selecionar sismos de grande magnitude deve-se eliminar ao máximo interferências como ruídos.

A correlação de um sinal (*time series*) é uma técnica matemática muito utilizada para sinais sísmicos, buscando similaridade entre eles causadas por determinados eventos coerentes, como por exemplo, reflexões.

A correlação cruzada é a correlação entre dois sinais $x(t)$ e $f(t)$ representada pela integral:

$$C(L) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)f(t+L)dt$$

A auto-correlação é a correlação de um sinal $f(t)$ por ele mesmo:

$$R(L) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)f(t+L)dt$$

Nas equações acima, L representa o deslocamento ou defasagem (*time lag*) no tempo.

Neste estudo utilizou-se os sismogramas obtidos dos ruídos ambientais para, através da autocorrelação entre sismogramas de uma mesma componente e da correlação cruzada de sismogramas de componentes diferentes, localizar reflexões em interfaces em profundidades.

Na utilização desta técnica sísmica foram seguidos os procedimentos sugeridos por Tibuleac & Seggern, (2012).

Para remover efeitos dos grandes eventos (sismos e detonações em pedreiras) foram utilizados *pré-whitening* e *one-bit normalization* (Cupillard et al., 2011). Para realçar os sinais coerentes, a técnica de *phase-weighted stack* (PWS) de acordo com Schimmel & Paulssen (1997).

Na análise de traços complexos como é a análise de sinais $S(t)$ é construído através do traço sísmico $s(t)$. Isto é feito atribuindo ao traço sísmico $s(t)$ a parte real do sinal analítico e transformação conhecida como Hilbert $H(s(t))$ para a parte imaginária de $S(t)$. O sinal analítico então leva a forma $S(t)=s(t) + iH(s(t))$. O sinal analítico pode também ser expresso dependente do tempo, da amplitude $A(t)$ e da fase $\phi(t)$ como equacionado abaixo (Schimmel & Paulssen, 1997).

$$S(t)=s(t) + iH(s(t)) = A(t)\exp[i\phi(t)]$$

O Objetivo do PWS (*Phase-Weighted Stack*) é aplicar o empilhamento das correlações dos sismogramas que, segundo Schimmel & Paulssen (1997), suprime sinais que não são coerentes. Sendo que, para este propósito, o empilhamento das fases é envolto como medida de coerência para a soma dos traços sísmicos. A ideia é utilizar o estaqueamento/empilhamento de fase como dependente do tempo para um empilhamento mais linearizado. Portanto, cada amostra do sismograma será ponderada pela coerência de suas fases instantâneas. Sinais com pouca coerência são melhorados através da redução de ruídos incoerentes. O empilhamento das fases atua como filtro na transição entre fases similares e menos similares (dissimilares), sendo controlado pela aplicação da quantidade de “ v ” que representa a quantidade de iterações entre sismogramas de mesma localidade. Valor como zero representa o sismograma bruto e valores maiores vão corresponder a busca de maior similaridade entre os mesmos sinais (Figura 52).

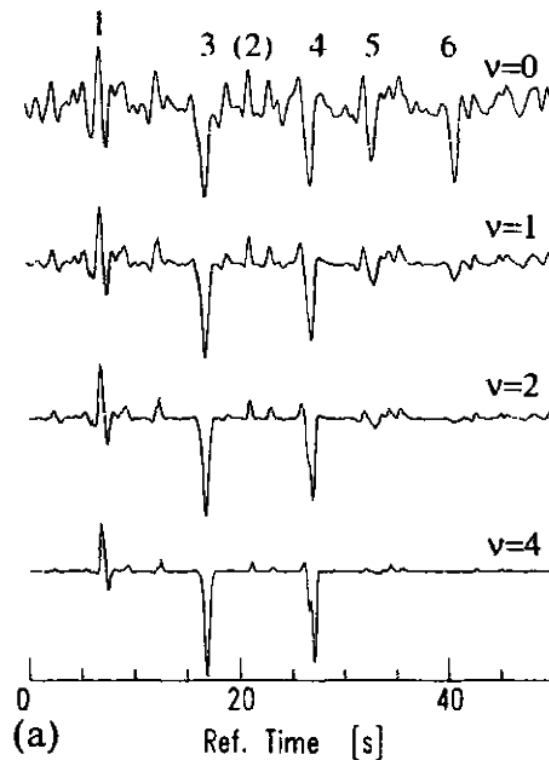


Figura 52. Relação entre número de iterações (v) e coerência de sinais empilhados (Schimmel & Paulssen, 1997).

Por ser um empilhamento não linear a distorção da forma de onda é esperada, no entanto, os sinais coerentes não serão muito distorcidos já que a fase instantânea é mais ou menos estacionária nos traços individuais. As maiores distorções são esperadas para sinais incoerentes.

Segundo Cupillard et al., (2011), para remover os dados não coerentes que se encontram nos registros sísmicos é utilizado as técnicas de *one-bite normalization*. Este processamento consiste em substituir cada amostra de um registro pelo seu sinal mais coerente. Embora seja uma operação não linear, esta operação preserva a fase do sinal proveniente da correlação. Segundo os mesmos autores, esta técnica aborda levantamento estatístico sendo usada para obter uma expressão de coerência na correlação de ruído. Esta expressão envolve os desvios padrão de coerência e incoerência dos ruídos provenientes. Sendo que, estes dois tipos de ruídos são precisamente definidos e normalizados.

Cupillard et al., (2011), forneceram uma expressão matemática para a correlação de ruído. Esta expressão envolve os desvios padrão de coerência e

incoerência dos ruídos. Para um dado tempo “t”, o ruído coerente $A^t(\zeta)$ em um receptor “A” é um sinal gaussiano que pode ser extraído do registro do sismograma completo $A(\zeta)$ correlacionando perfeitamente com o ruído coerente $B^t(t+\zeta)$ proveniente de outro registro de ruído completo $B(t+\zeta)$ em um receptor “B”. Então a correlação dos ruídos coerentes é exatamente a correlação dos registros de ruído total, representado pela equação abaixo:

$$\int A(\zeta)B(t+\zeta).d\zeta = \int A^t(\zeta).B^t(t+\zeta).d\zeta$$

As reflexões, objeto deste trabalho, podem ser resultado das ondas geradas por todo tipo de vibrações mecânicas, sejam sinais oriundos de fontes culturais ou ambientais, gerados de forma coerente ou aleatória. Como fontes de ruídos ambientais pode-se citar o vento, as ondas oceânicas, a chuva, etc. e como fontes de ruídos culturais o tráfego de veículos, maquinário de fábricas, etc...

No caso de se analisar uma única estação, as reflexões obtidas são do tipo de afastamento zero (zero *offset*), e para que haja similaridade entre os sinais das ondas refletidas é necessário que a onda passe pela estação, seja refletida em uma interface e retorne para a estação.

7.2. Etapas do Processo

Neste estudo foram realizadas autocorrelações dos sismogramas gravados em todas as estações de período curto instaladas, com a finalidade de se detectar reflexões das ondas sísmicas em estruturas geológicas com impedâncias acústicas contrastantes.

Como mostra a Figura 53, as estações utilizadas para se fazer a correlação foram as 10 estações de período curto, configuradas com sismômetros mono-axiais de componente vertical (S01, S02, S03, S04, S05, S06, S07, S08, S09 e S10).

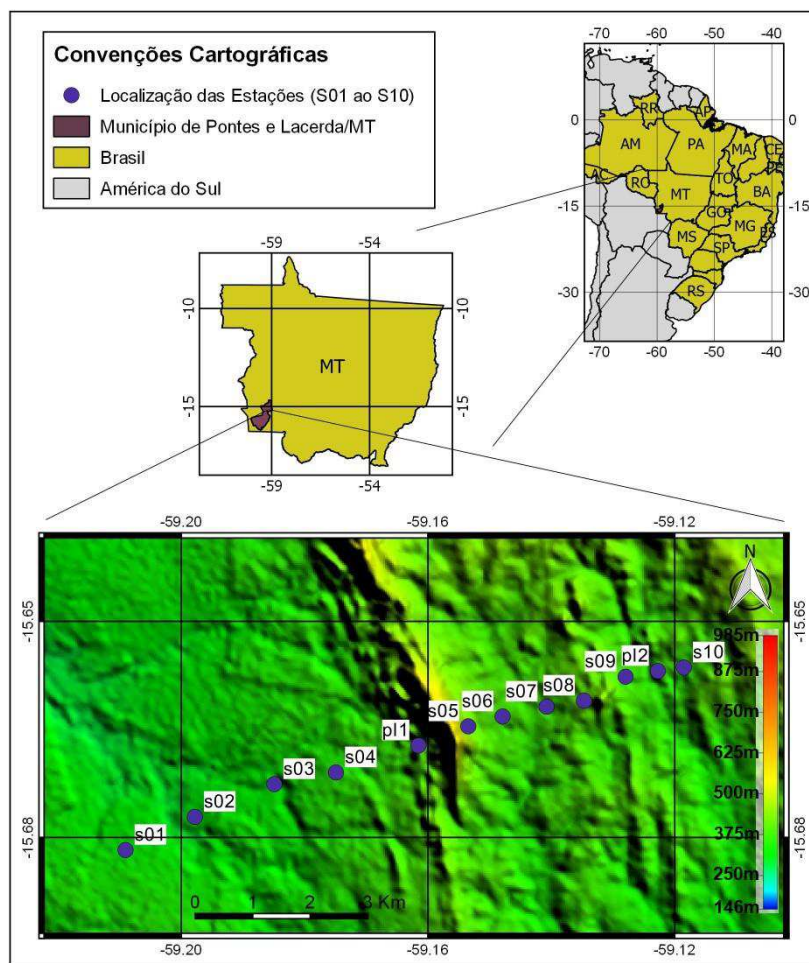


Figura 53. Localização da área e disposição das estações temporárias instaladas na área. A base do mapa de maior detalhe é de imagem SRTM, Topodata 30m, interpretada no Software GlobalMapper.

As correlações foram feitas a partir de um conjunto grande de dados, relativos aos três primeiros períodos para as 10 estações de período curto. Cada período teve em média 5 dias de registro com aproximadamente 120 horas gravadas por período, perfazendo 480 horas de gravação em cada estação. Exceção feita para as estações S01 e S05 que sempre gravaram uma quantidade menor de dados, porém suficientes para se fazer a correlação.

Antes de se fazer as correlações foi executada uma padronização dos sismogramas no tamanho de 1 hora utilizando o formato SAC, conforme Goldstein et. al., (2003). Para evitar o efeito de grandes eventos, como telessismos de grande

magnitude, foi aplicada o *one-bit normalization* (Cupillard et al., 2011). A Figura 54 apresenta o fluxograma simplificado da aplicação do método.

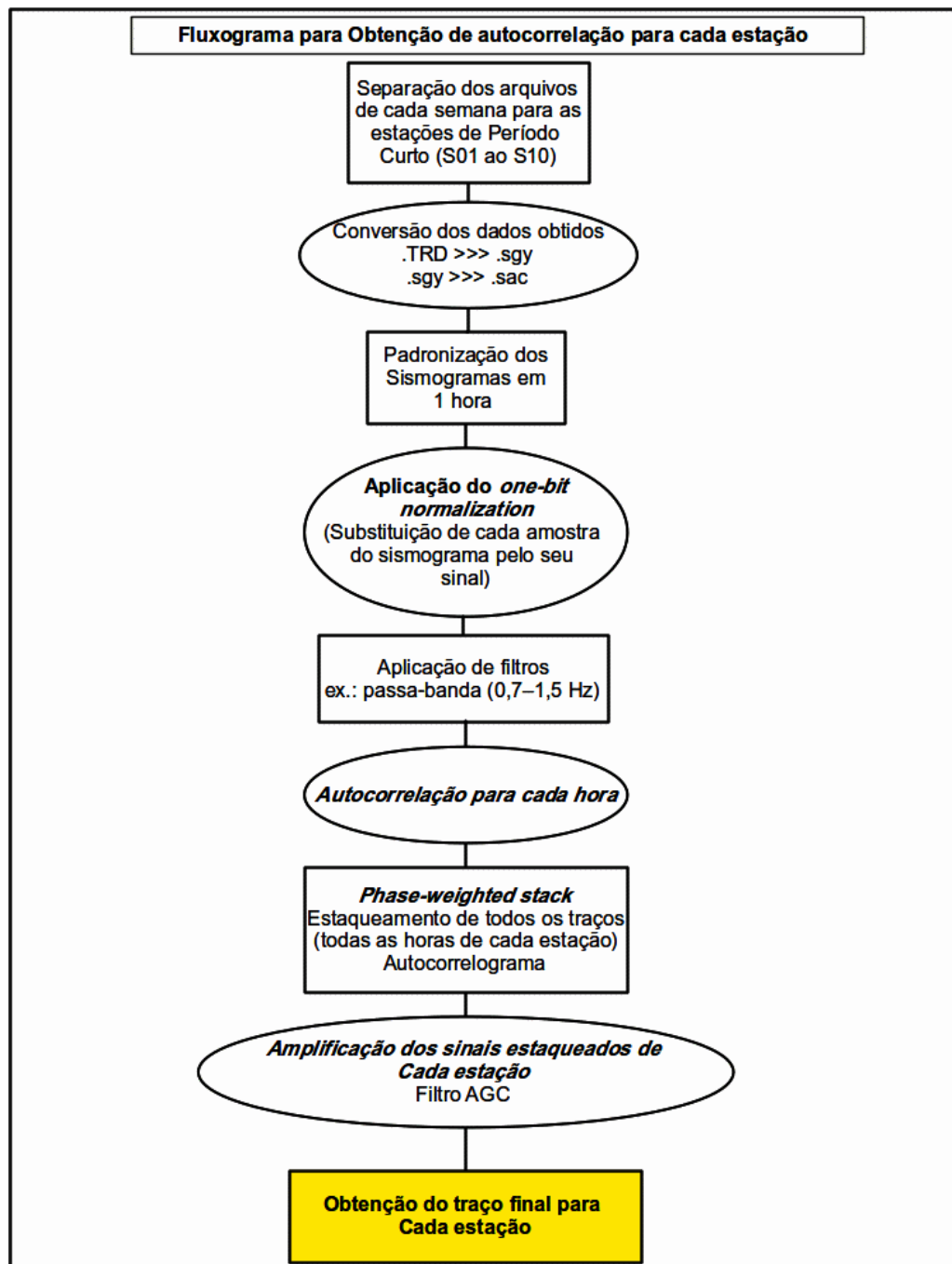


Figura 54. Fluxograma para obtenção da seção sísmica de cada estação a qual os traços foram correlacionados.

Também foram aplicados vários filtros passa-banda com o objetivo de melhorar a visualização dos sinais, dentre estes filtros o que apresentou melhor visualização foi o filtro passa-banda 0.7 – 1.5 Hz e, para se fazer o empilhamento das correlações foi utilizado o método *the phase-weighted stack* conforme Schimmel & Paulssem (1997).

7.3. Resultados Obtidos para Correlação de Sismogramas

São apresentados os principais resultados obtidos para esta técnica. Como exemplo de todas as etapas que foram abordadas foi selecionada a estação temporária de período curto S04. Os dados apresentados correspondem aos obtidos na primeira semana de gravação (20 a 25/05/2015). A Figura 55 mostra, como exemplo, os sismogramas da Estação S04 com a gravação contínua de ruídos para 30 horas de gravação.

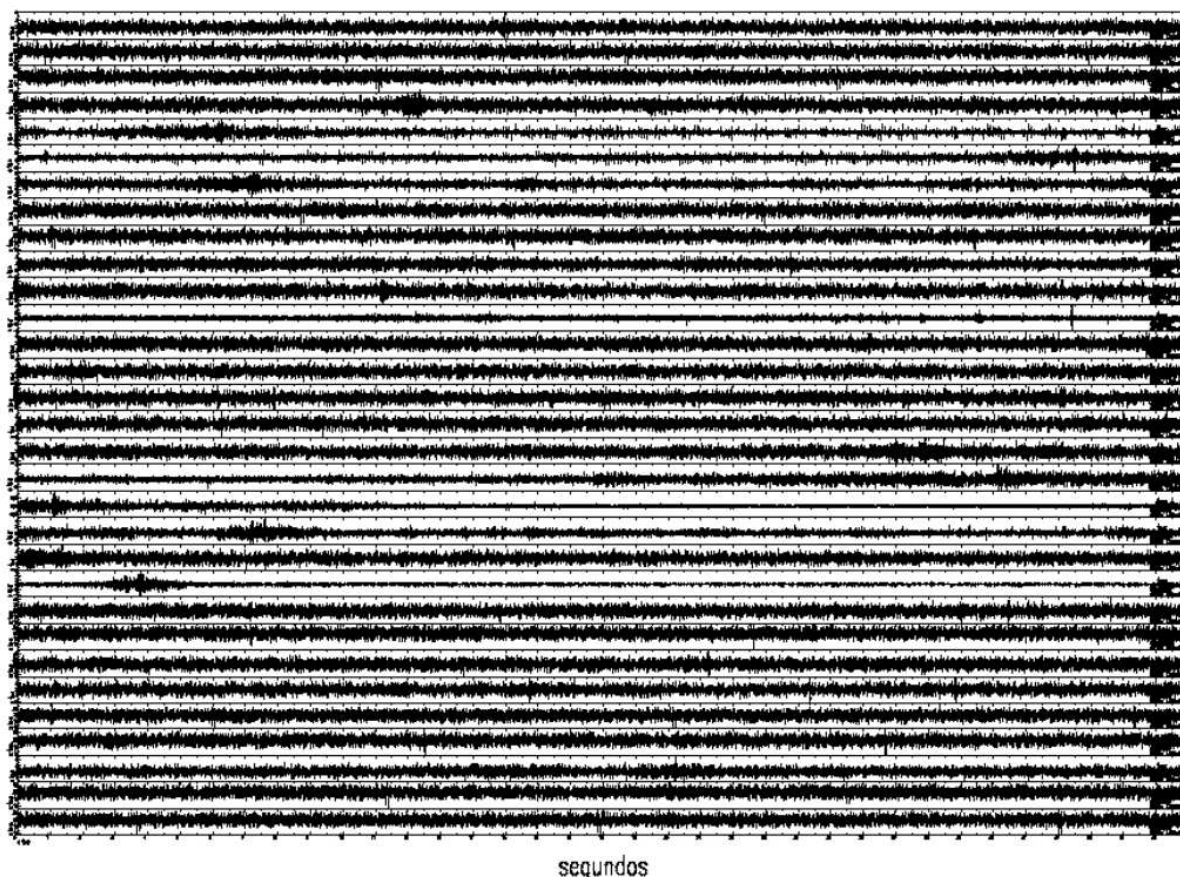


Figura 55. Sismogramas correspondentes a 30 horas de gravação de sinais na Estação S04, cada traço representa uma hora.

Após realizada a auto-correlação para cada um dos traços, como mostrado na Figura 56, foi feito o estaqueamento/empilhamento de todos (Figura 57).

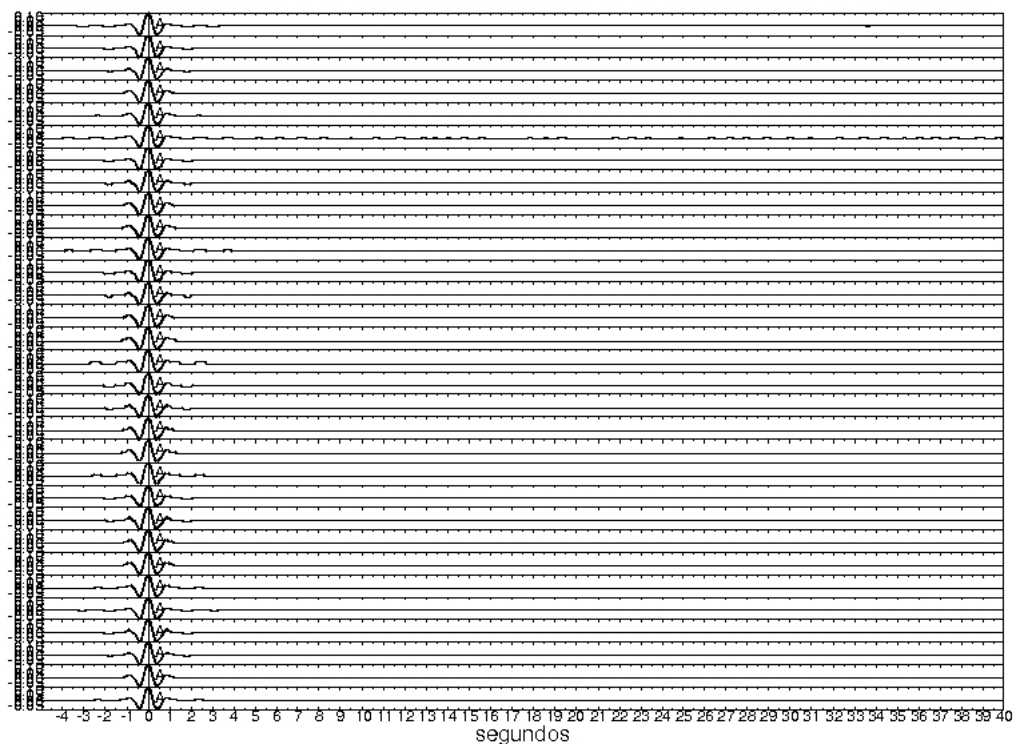


Figura 56. Correlação dos sismogramas mostrado na Figura 55. A janela dos auto-correlogramas possui os limites -5 a 40 segundos, com o centro a correlação em 0, representado pelo pico de maior amplitude, como esperado.

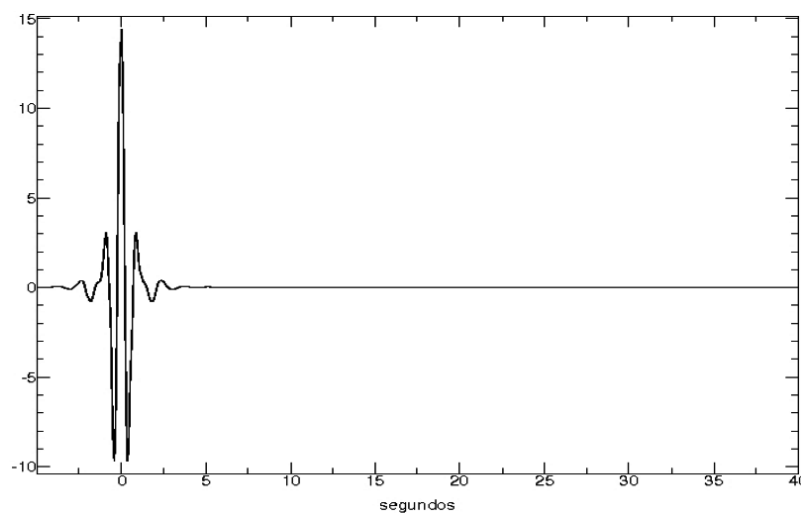


Figura 57. Auto-correlograma obtido do empilhamento de todos os traços resultantes da auto-correlação para a Estação S04. Ele está sendo mostrado na mesma janela de tempo, -5 a 40s.

O traço mostrado na Figura 57 passa por um ajuste de amplificação, para que os sinais menos fortes do que o encontrado no centro da auto-correlação ($t=0$) se tornem visíveis. No caso foi aplicado um ganho AGC e obteve-se o traço para a Estação S04 mostrado na Figura 58.

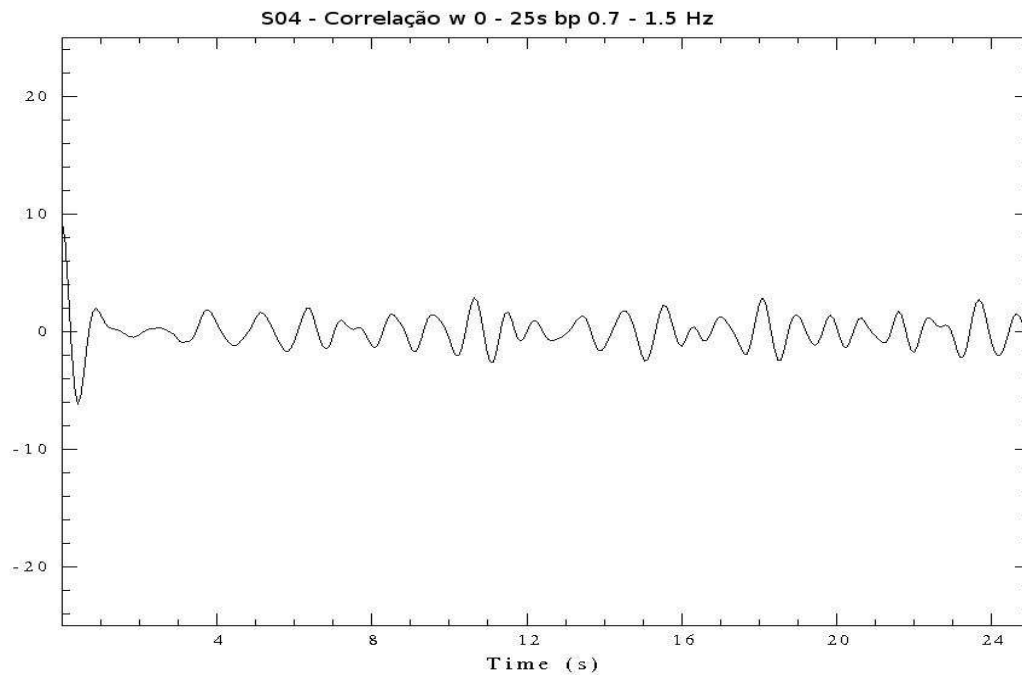


Figura 58. Traço mostrado na Figura 57, com ganho AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S04.

O mesmo procedimento feito para a Estação S04 foi repetido para as outras nove estações de período curto. As figuras de 59 a 67 correspondem ao traço final de cada estação para a primeira semana de aquisição.

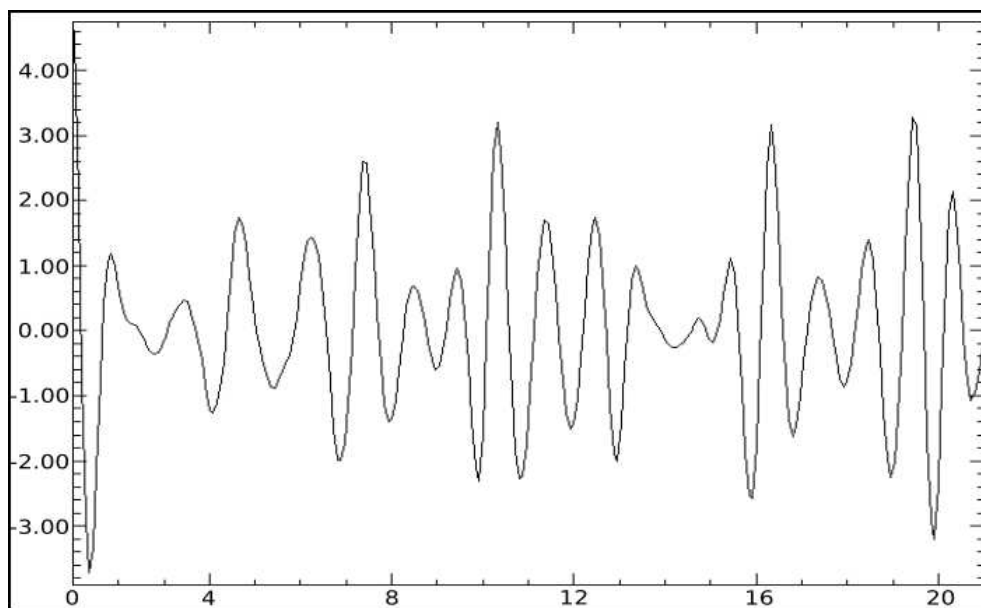


Figura 59. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S01.

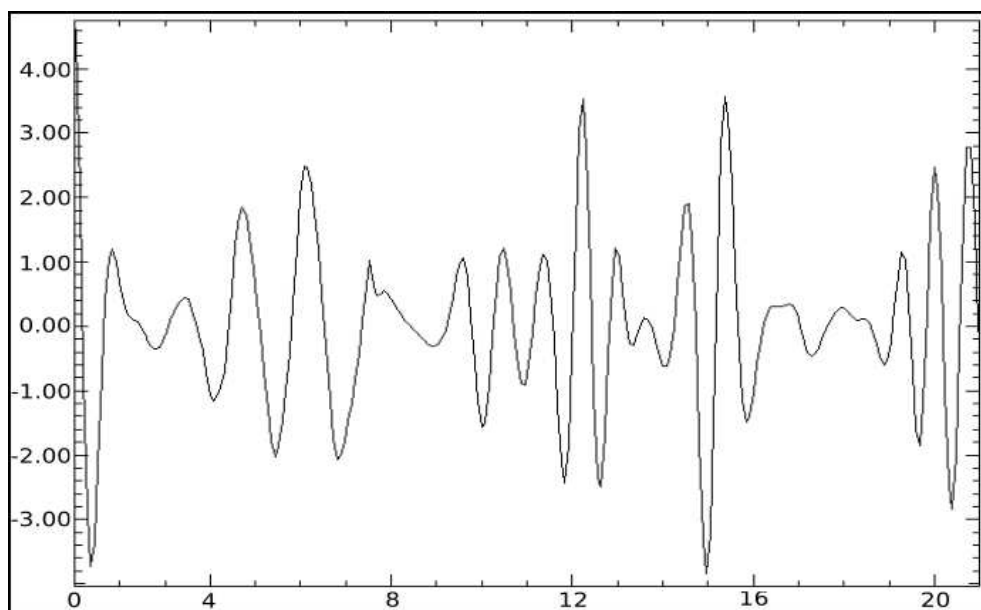


Figura 60. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S02.

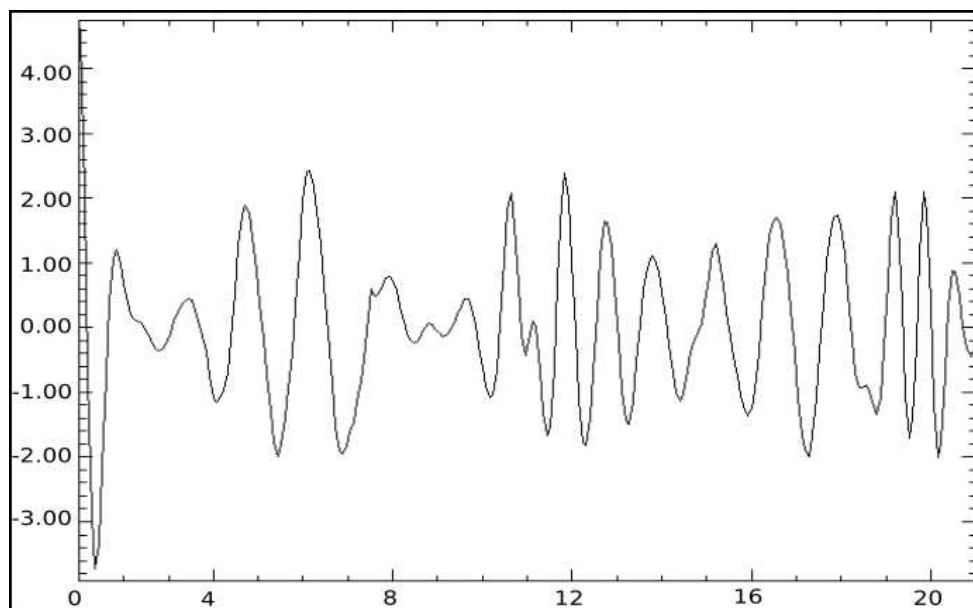


Figura 61. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S03.

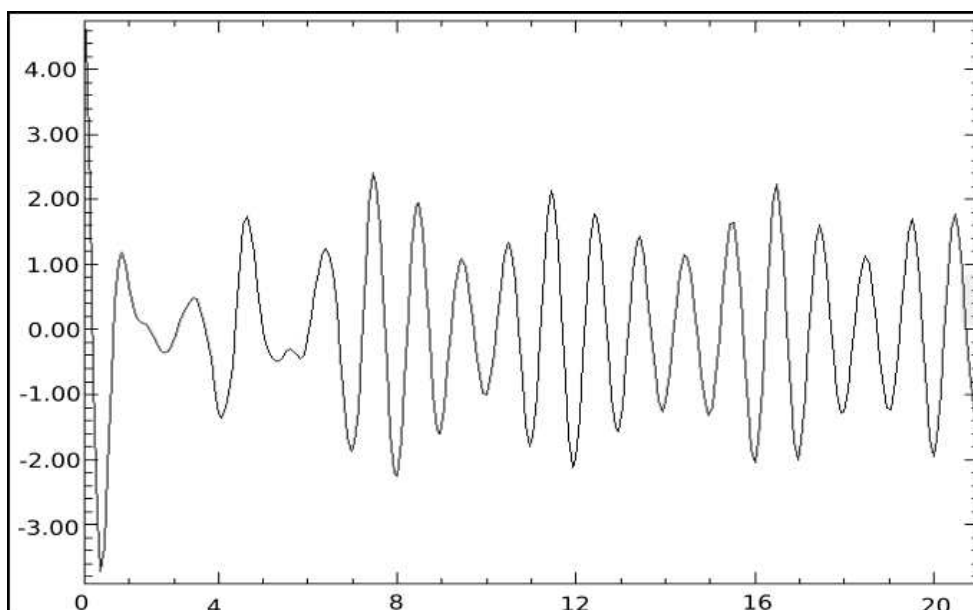


Figura 62. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S05.

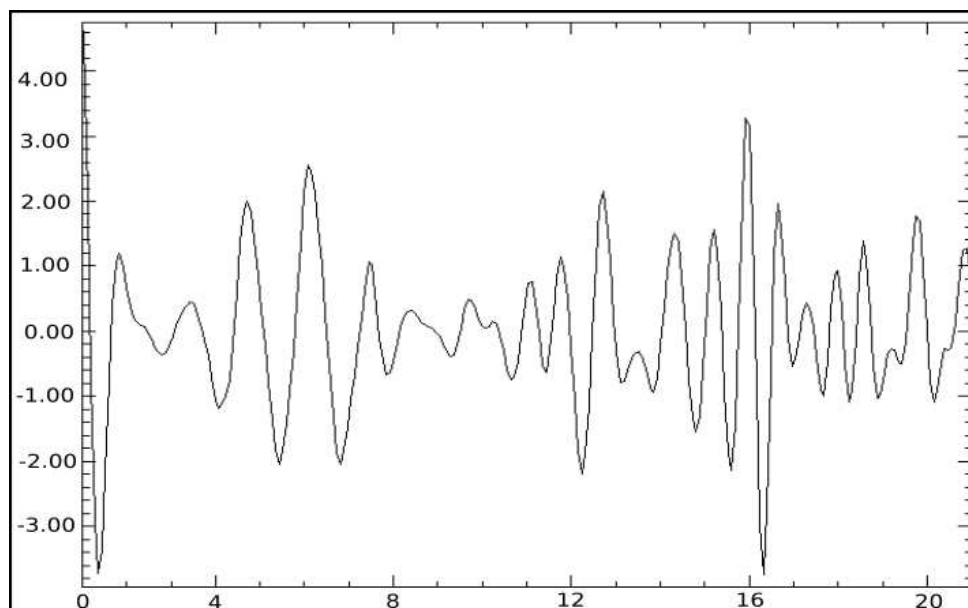


Figura 63. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S06.

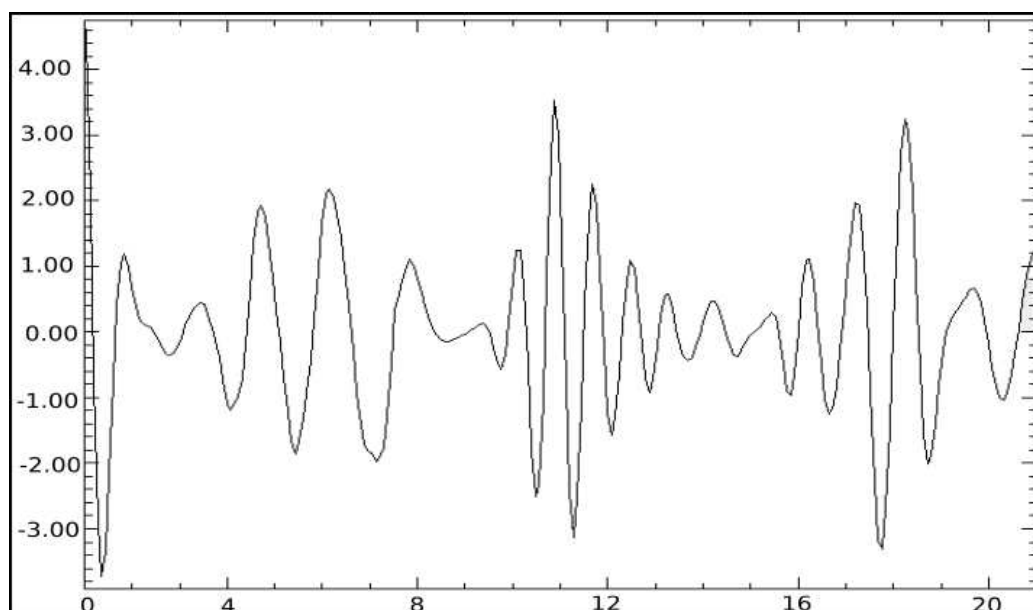


Figura 64. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S07.

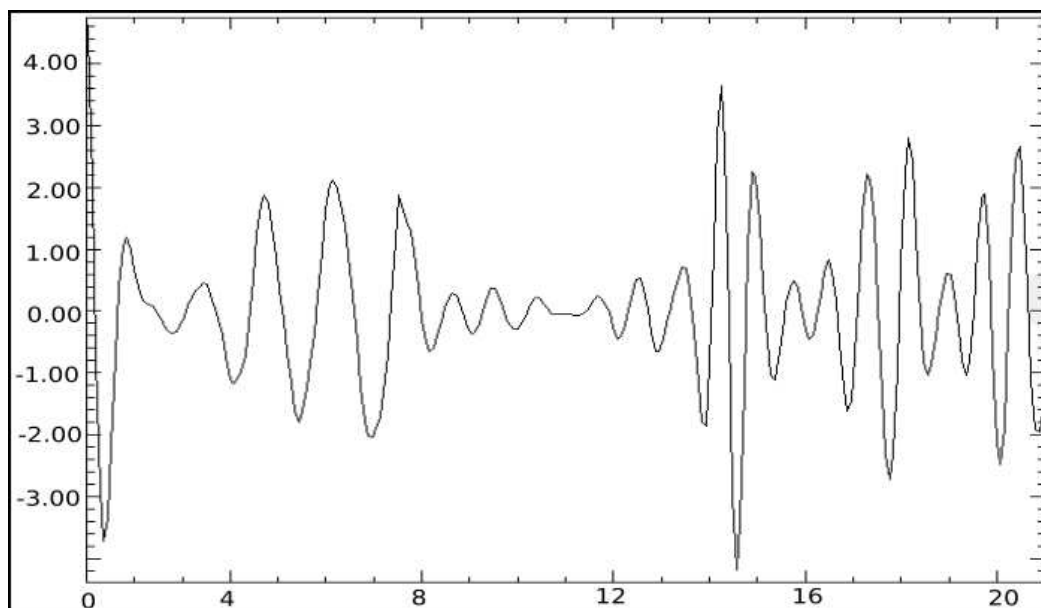


Figura 65. Traço filtrado com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S08.

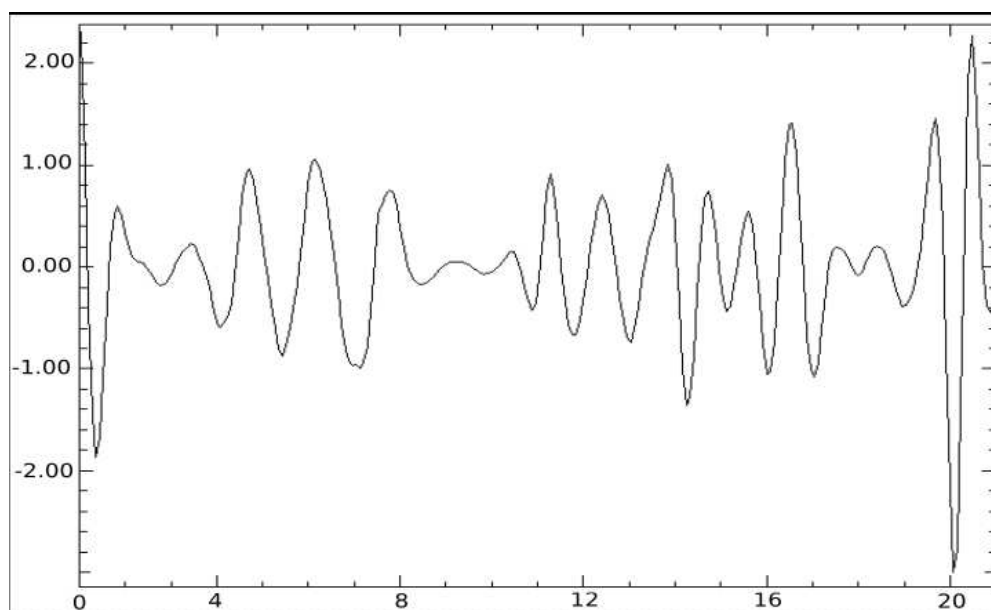


Figura 66. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S09.

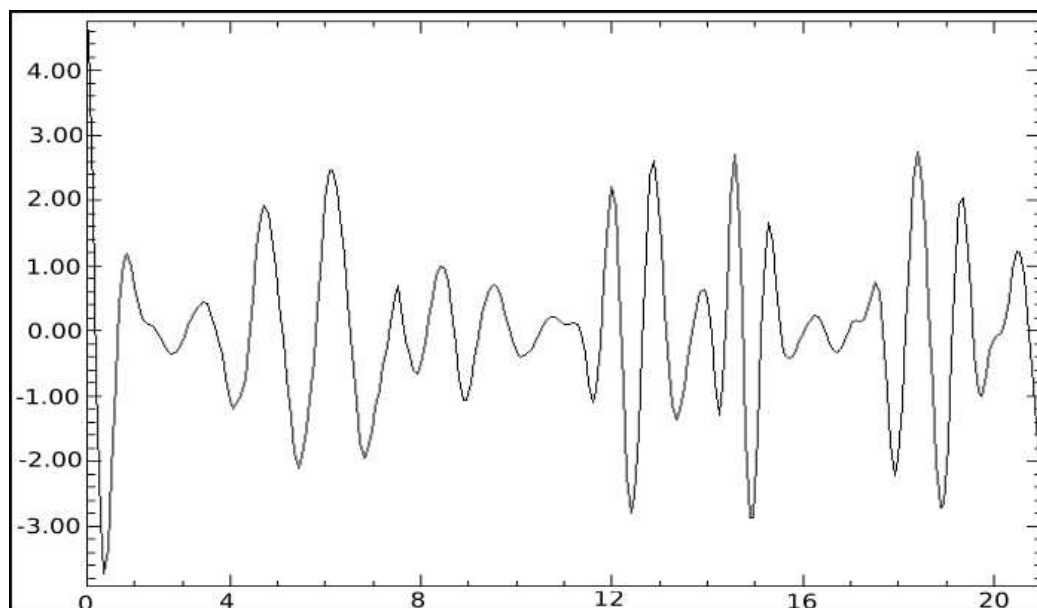


Figura 67. Traço com AGC, na janela temporal de 0 a 25 segundos para a estação S10.

Foi possível, após aplicação de ganho AGC, separar as maiores amplitudes que correspondem aos ruídos sísmicos coerentes para cada estação.

Os 10 auto-correlogramas obtidos na primeira semana foram empilhados e arranjados de maneira a se obter uma seção sísmica em tempo para melhor visualização e correlação dos dados. A Figura 68 traz o empilhamento e a disposição de cada traço para cada estação na primeira semana de aquisição.

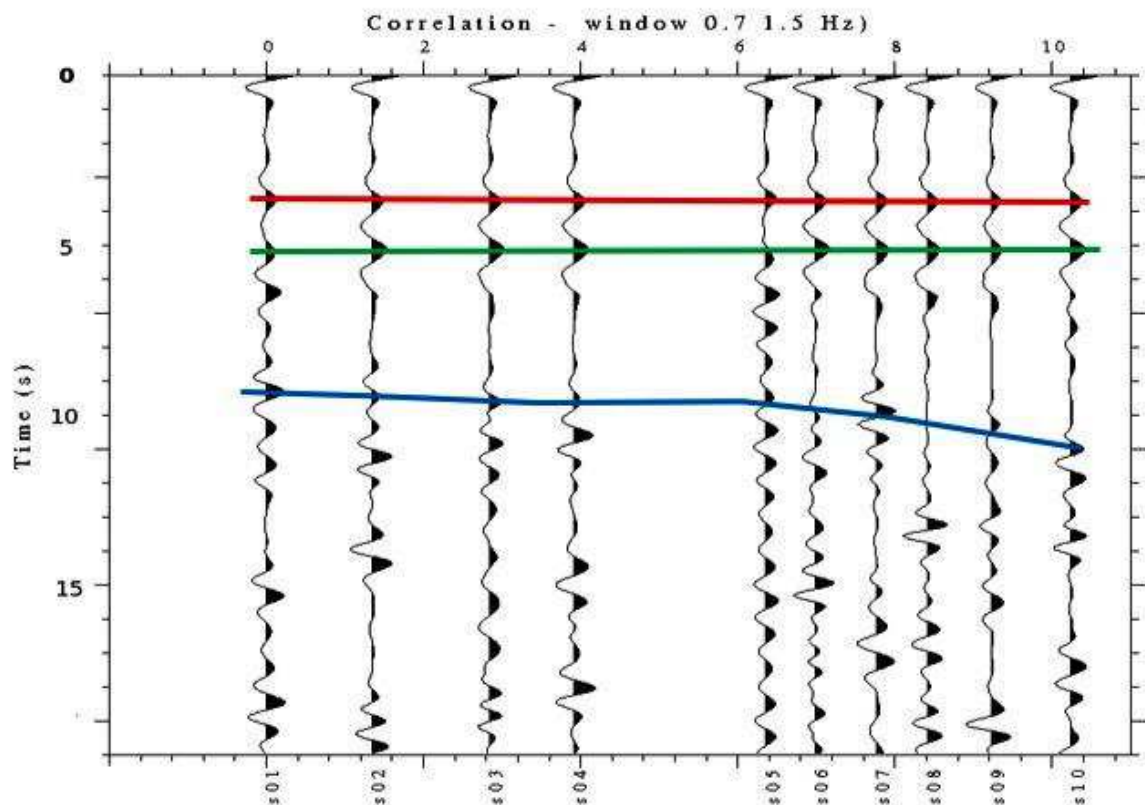


Figura 68. Seção sísmica obtida com os traços da auto-correlação (correspondentes à primeira semana de aquisição) dos sinais para todas estações que estão indicadas na parte inferior da figura. No eixo x, na parte superior, encontra-se indicado a distância em quilômetro a partir da origem onde se localiza a Estação S01. No eixo Y está representado o tempo duplo de percurso da onda refletida para o afastamento zero (zero *offset*).

Este mesmo procedimento foi adotado para as 2 semanas seguintes. Abaixo encontram-se as seções finais obtidas. Para a semana 2 de 27/05 a 01/06/2015 Figura 69, e para a semana 3 de 03 a 07/06/2015, Figura 70.

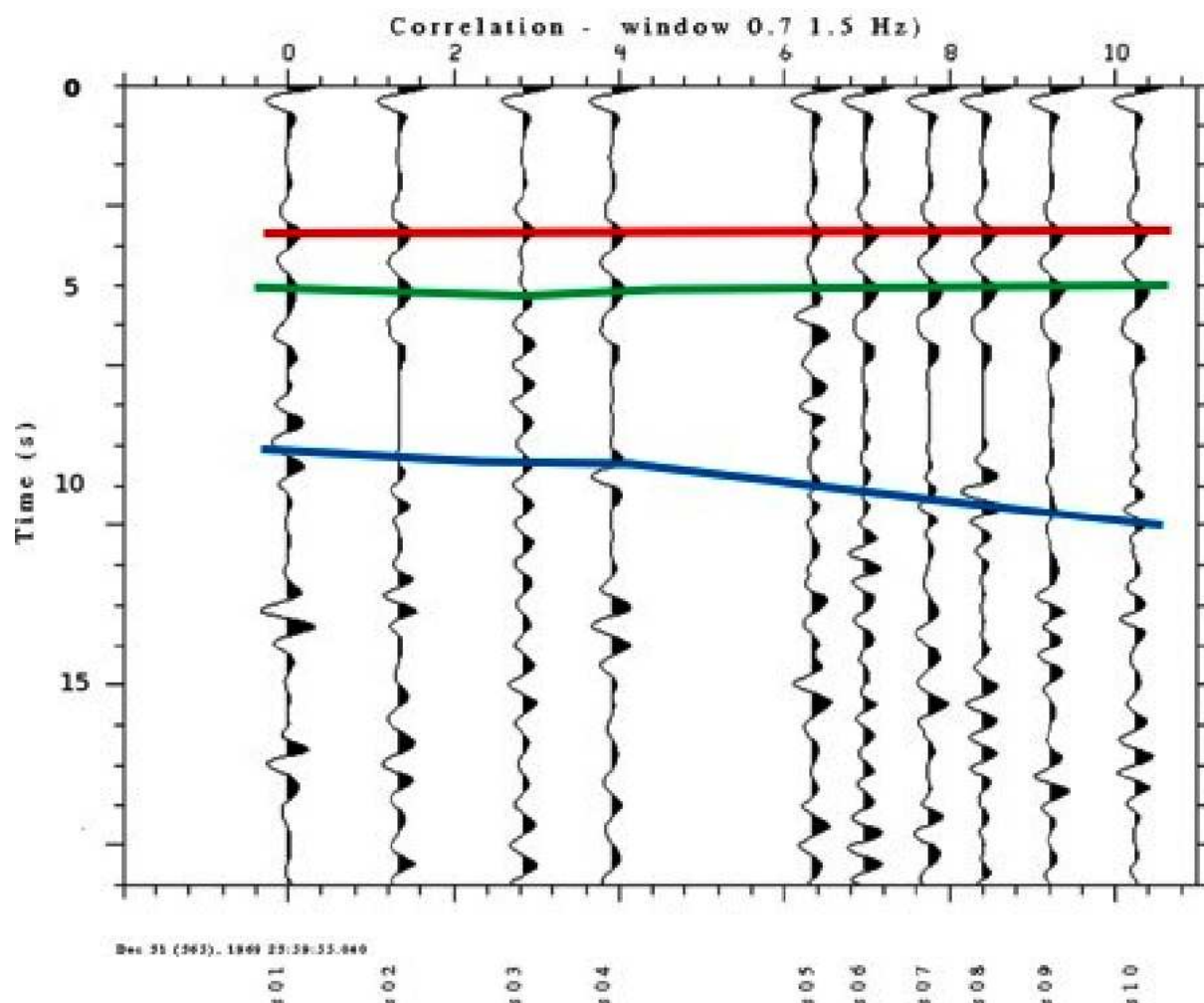


Figura 69. Seção sísmica obtida com os traços da auto-correlação (correspondentes à segunda semana de aquisição) dos sinais para todas estações que estão indicadas na parte inferior da figura. No eixo x, na parte superior, encontra-se indicado a distância em quilômetro a partir da origem onde se localiza a Estação S01. No eixo Y está representado o tempo duplo de percurso da onda refletida para o afastamento zero (zero offset).

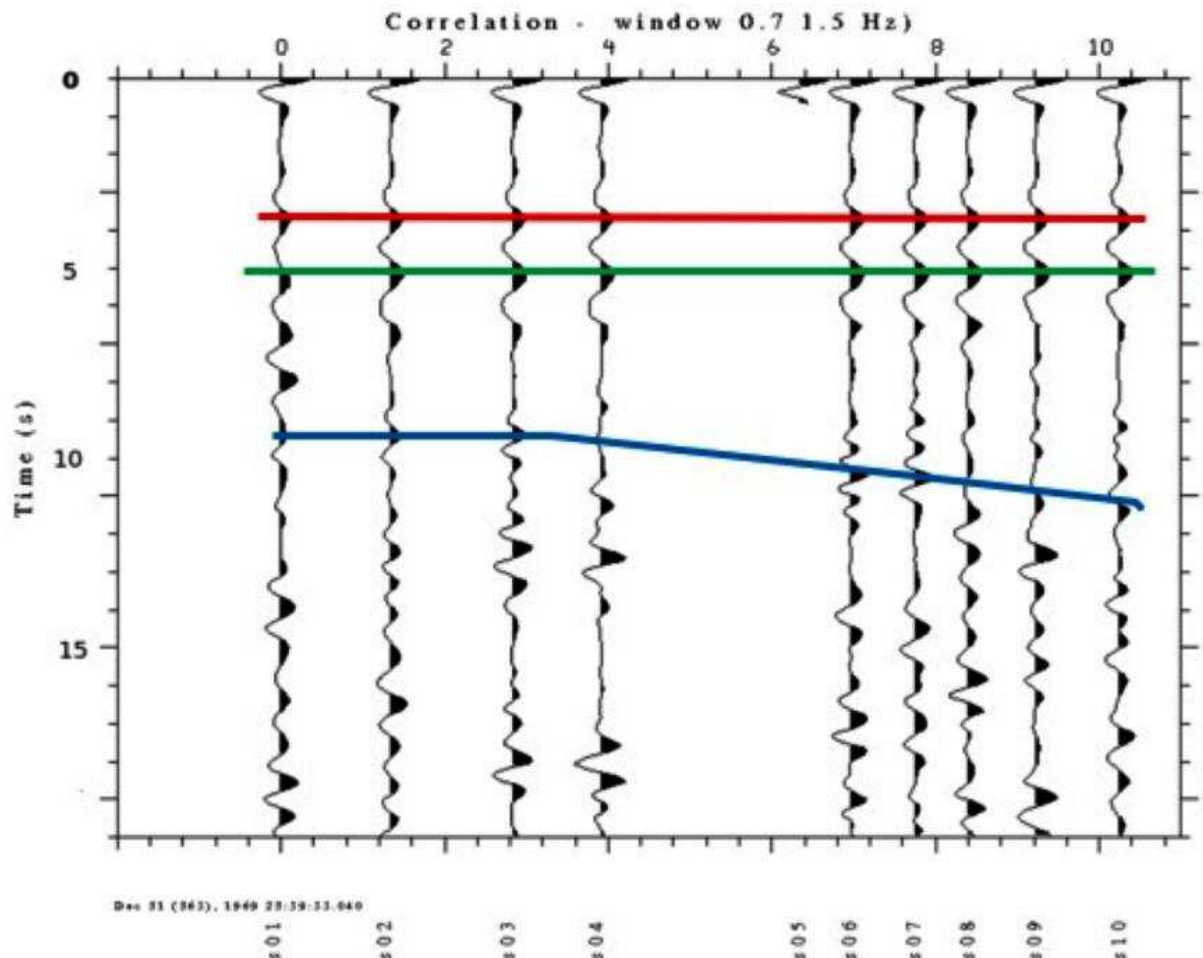


Figura 70. Seção sísmica obtida com os traços da auto-correlação (correspondentes à terceira semana de aquisição) dos sinais para todas estações que estão indicadas na parte inferior da figura. No eixo x, na parte superior, encontra-se indicado a distância em quilômetro a partir da origem onde se localiza a Estação S01. No eixo Y está representado o tempo duplo de percurso da onda refletida para o afastamento zero (zero *offset*).

Como pode ser observado nas seções finais as amplitudes positivas de cada sismograma foram pintadas em preto evidenciando assim as principais amplitudes de correlação. Sendo possível determinar três interfaces uma a 4s, outra a 5 e outra variando de 9,5s a 11s.

8. DISPERSÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS

8.1. Princípio Teórico

A dispersão das ondas de superfície ou ondas superficiais é a propriedade que as ondas *Rayleigh* e *Love* possuem de variar a velocidade de propagação de acordo com a frequência. Esta dispersão é causada por heterogeneidades geológicas de sub-superfície, desta forma, as ondas superficiais trazem informações lito-estruturais por onde elas passam.

Diferentes comprimentos de onda penetram diferentes profundidades e a dispersão das ondas se dá em meio estratificado. Estas ondas viajam a velocidades diferentes as quais dependem das propriedades elásticas e densidades diferentes de cada meio que atravessam. As ondas de superfície são as que apresentam maiores amplitudes e podem trazer informações importantes de subsuperfície.

Segundo Lopes et al. (2008), as ondas superficiais formam-se pelo contato das ondas volúmicas (de corpo) com a superfície livre. As ondas *Rayleigh* são resultantes da interação das ondas P e SV (polarização vertical da onda S) e formam-se sempre. Por sua vez, as ondas *Love*, dependentes unicamente das ondas SH (polarização horizontal da onda S), só podem existir em situações em que haja uma camada superficial de baixa velocidade sobre um substrato de velocidade superior, formando-se devido ao aprisionamento de energia e a múltiplas reflexões. Isto é, as ondas *Love* não são possíveis de ocorrer em meios homogêneos. Uma das grandes vantagens da utilização das ondas *Rayleigh* para este método é precisamente o fato de estarem sempre presentes, sendo criadas, quer por um “*trend*” de ondas que se propague até à superfície, quer por qualquer fonte (ativa ou passiva) que alcança à superfície. Além disso, as ondas de *Rayleigh* geradas por uma fonte pontual de superfície transportam 2/3 do total da energia transmitida, se propagando como uma frente de onda cilíndrica e atenuam mais lentamente com a distância que as ondas de corpo, o que faz com que sejam os eventos dominantes nos registros sísmicos (Richart et al., 1970; Lay & Wallace, 1995). O movimento de partículas provocado por sua passagem está confinado a um plano vertical que contém a direção de propagação, verificando-se à superfície um movimento elíptico retrógrado, contendo uma componente vertical e

uma horizontal de movimento. O comportamento da movimentação das partículas de ondas *Rayleigh* (R_g) e *Love* (L_v), assim como os deslocamentos de partícula na propagação dos dois tipos de ondas estão representados na Figura 71 abaixo.

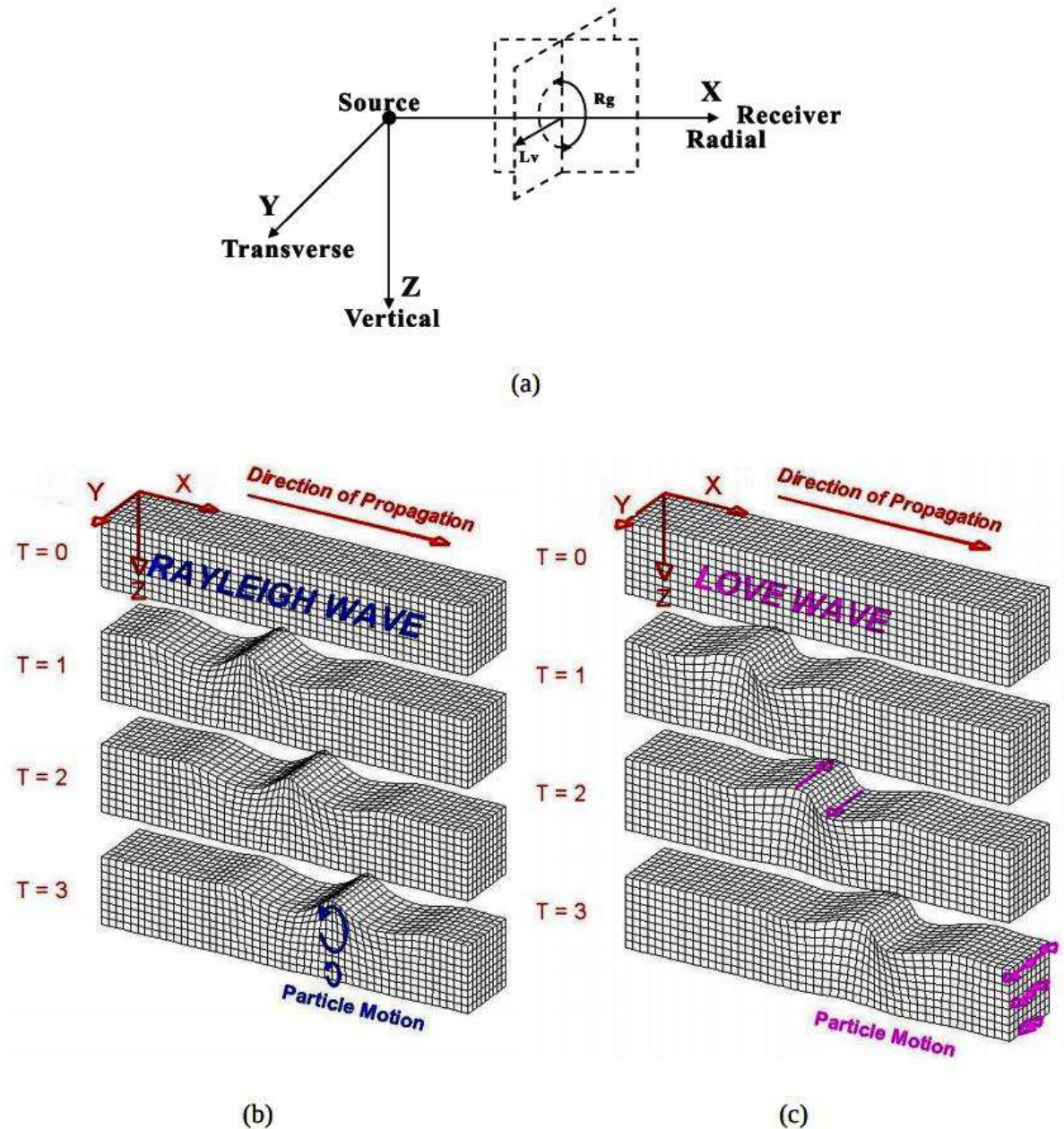


Figura 71. Movimentos de partícula de onda R_g e L_v (a) e os deslocamentos de partícula na propagação das ondas (b, c) (Extraído: (<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>, acessado em 23/10/2016).

O registro das ondas *Rayleigh* (Rg) é encontrado, na maioria das vezes, nas três componentes de um registro sísmico (Figura 72b). Já as ondas Love (Lv) (Figura 72b) aparecem somente na componente transversal, como ilustrado por Feng, (2004).

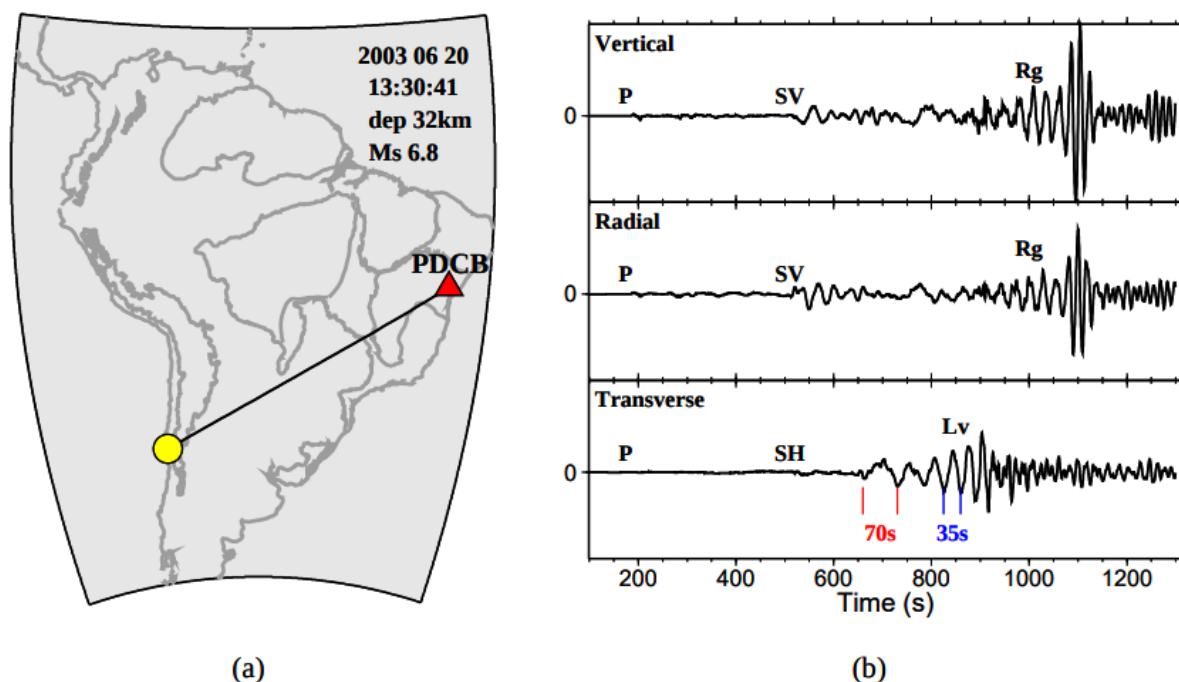


Figura 72. (a) Percurso de um sismo do Chile com magnitude Ms de 6,8 à estação PDCB; (b) As três componentes de sismograma do sismo do Chile. Ondas de superfície (Rg e Lv) são caracterizadas por suas amplitudes grandes e dispersão comparado com as ondas de corpo (P e S). A onda Love é mais rápida que a onda Rayleigh; ondas de períodos longos geralmente chegam antes das ondas de períodos curtos. (Feng, 2004).

A curva de dispersão é obtida através do estudo das ondas superficiais por apresentarem como característica o fato de serem dispersivas. A dispersão ocorre em meios estratificados.

As velocidades de grupo ou as velocidades de fase são as duas maneiras para se obter a curva de dispersão.

A aplicação desta técnica de análise da dispersão das ondas superficiais também conhecidas como *Multiple Filtering Technique* – MFT foi feita, para a área de estudo da presente tese, utilizando-se eventos sísmicos dos sismogramas das estações banda-largas, uma vez que as baixas frequências gravadas por estas estações propiciam os estudos em maiores profundidades.

A técnica MFT é um excelente método de análise de dispersão de sinais. As amplitudes e fases do sinal transmitidas por um conjunto de filtros podem ser usadas para medir a velocidade de grupo e as funções de período e velocidade.

Para a obtenção da curva de dispersão e o modelo correspondente à inversão desta curva foram utilizados os programas e os procedimentos desenvolvidos por Herrmann & Ammon (2002).

8.2. Resultados Obtidos para Dispersão de Ondas Superficiais

Para a análise da dispersão de ondas superficiais, foi utilizado o evento 2015-06-10 13:52:09, como pode ser visto na figura 73 que traz a localização do evento e da estação PL1 que o registrou.

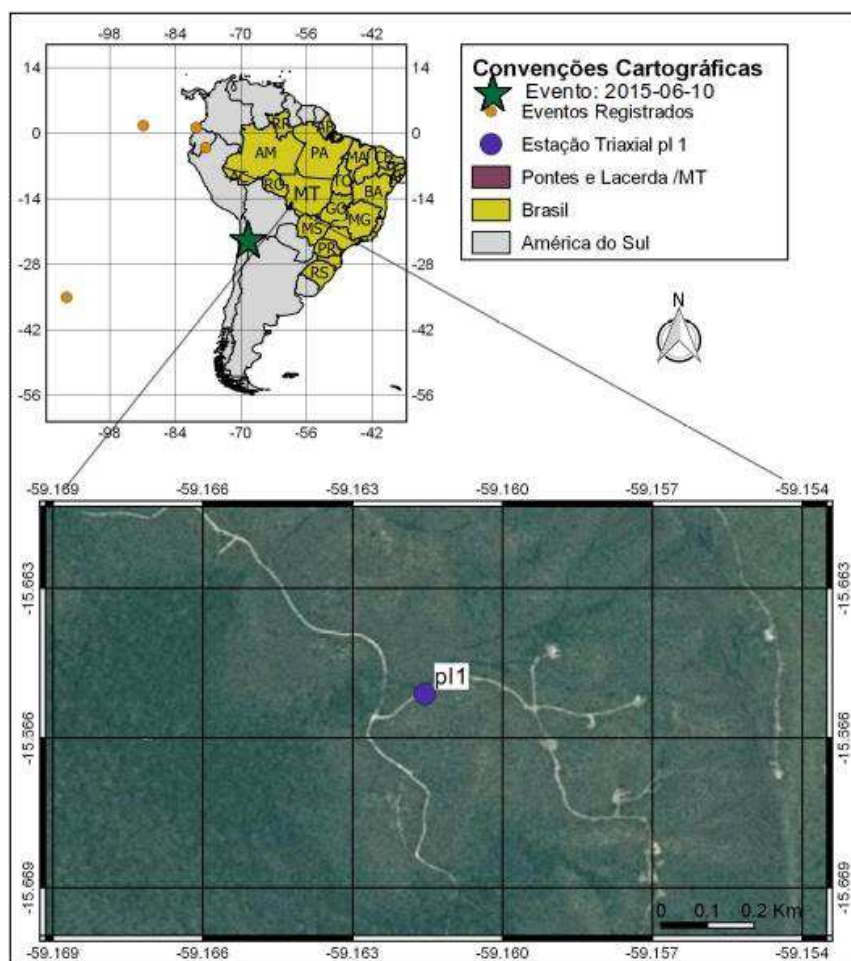


Figura 73. Localização do evento ocorrido em 10/06/2010 na estação PL1.

O uso deste evento também foi devido à boa relação sinal/ruído do sinal gravado. Também foram utilizadas, para esta análise, as estações banda-largas, uma vez que as mesmas possibilitam a análise de sinais de baixa frequência, podendo-se avaliar maiores profundidade (Figura 74). O sismograma foi filtrado com passa-banda *butterworth* na faixa de 0,001 a 5 Hz evidenciando assim a chegada das ondas P e *Rayleigh*.

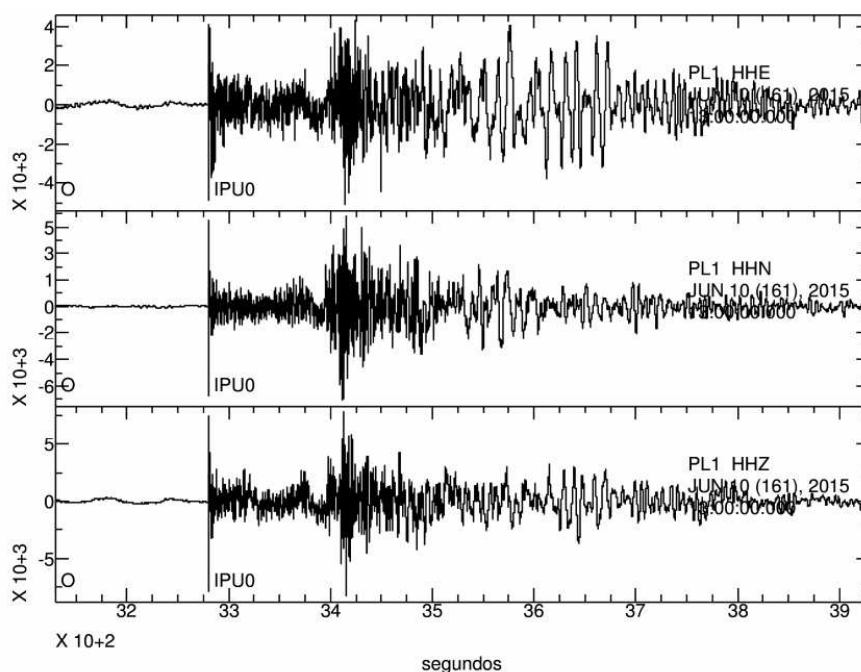


Figura 74. Sismograma do evento 2015-06-10 13:52:09, para a estação banda-larga PL1, filtrado com passa-banda *butterworth* na faixa de 0.01 a 5 hz.

Para a obtenção da imagem de dispersão da onda *Rayleigh* foi utilizada o sismograma da componente vertical (HHZ). A curva de dispersão que foi obtida com a rotina *do_mft* do pacote Hermann & Ammon, 2002 (Figura 75).

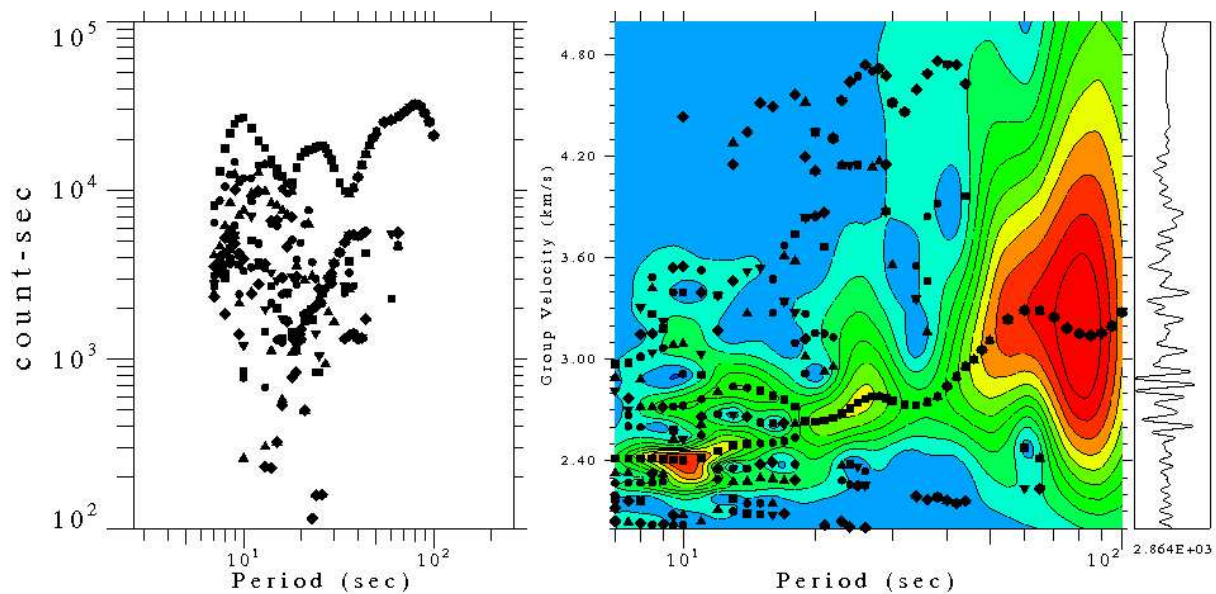


Figura 75. Imagem com a curva de dispersão para as ondas *Rayleigh*, obtida com a componente vertical HHZ do sismograma da Estação PL1. As cores indicam as amplitudes das envoltórias (velocidades de grupo).

Após realizar os *picks* para melhor calcular os contornos das envoltórias são gerados os sismogramas filtrados como se pode comparar na Figura 76. O sismograma da Figura 76A corresponde ao não filtrado, ou seja, aquele em que não se selecionou o contorno da envoltória no programa *do_mft*. Já o sismograma da mesma figura que está abaixo corresponde ao mesmo evento, porém aplicado o filtro. Lembrando que ambos correspondem à componente radial.

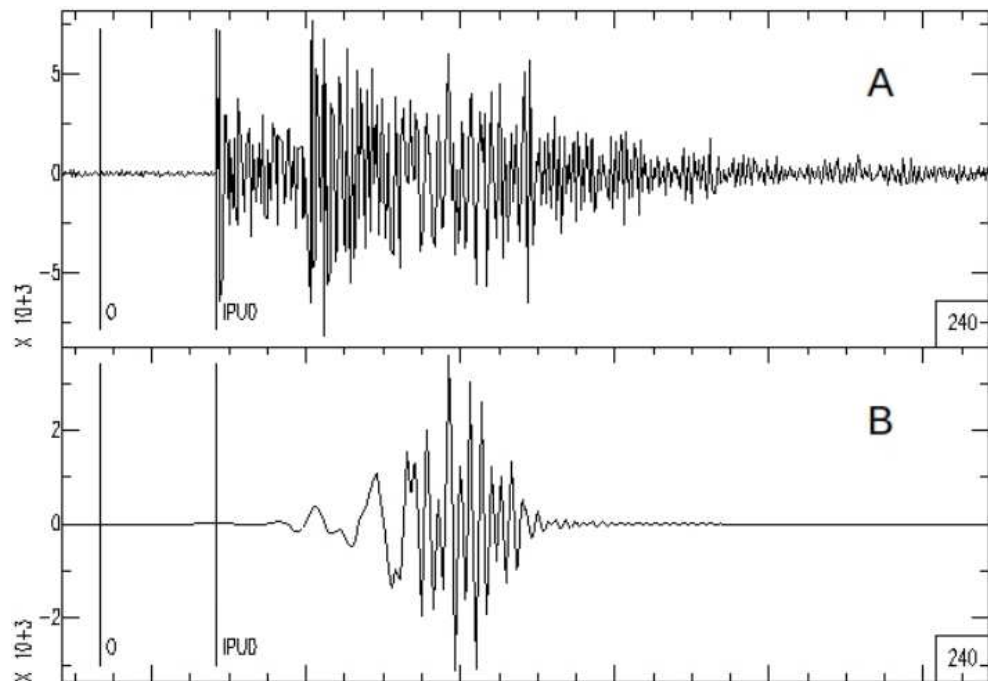


Figura 76. (A) Sismograma não filtrado e, (B) sismograma filtrado.

É perceptível que as ondas de maior amplitude ficaram em evidência separando ainda mais as ondas de superfície.

Como se pode ver na Figura 75 a faixa de frequências mostrada na curva de dispersão é bastante ampla. A inversão de toda esta faixa é mostrada na Figura 77.

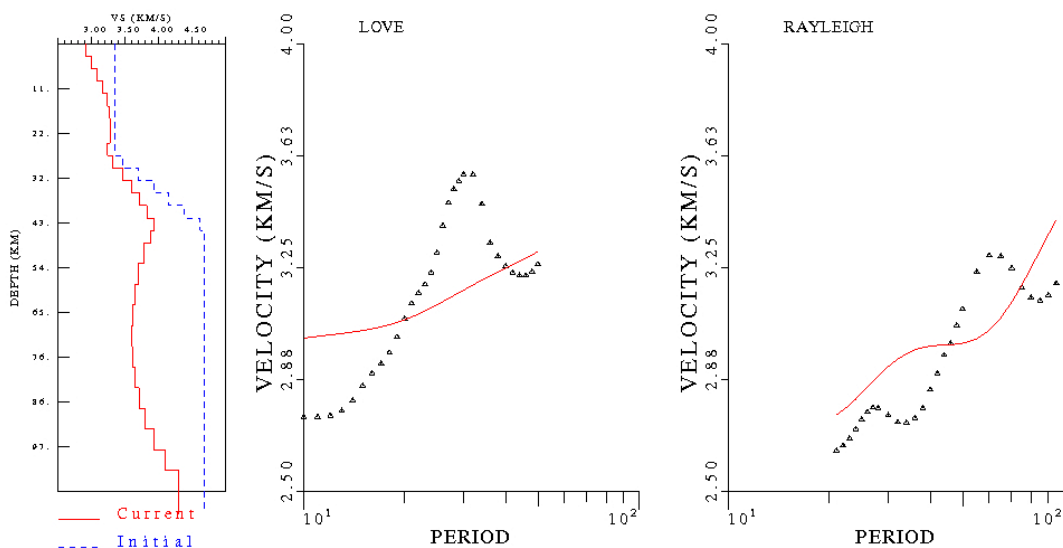


Figura 77. Resultado da inversão, considerando toda a faixa de frequência da curva de dispersão.

Como se pode observar na Figura 77, não houve uma aproximação boa entre as curvas de dispersão para as ondas *Love* e *Rayleigh* calculadas (em vermelho) e as curvas obtidas (pontilhadas). Este fato foi provavelmente devido à proximidade da área de estudo à Cadeia de Montanha Andina, que possui um grande espessamento crustal (~90 km) e que foi atravessada pelas ondas deste sismo. Este fato pode ser verificado no modelo de velocidades, onde até 97 km são mostrados valores bem menores do que aqueles atribuídos à crosta.

Para contornar este problema foi feita a inversão, considerando apenas as frequências maiores, que teoricamente estão relacionadas às profundidades menores, diminuindo a possível interferência da espessa crosta andina. A Figura 78 mostra o resultado da inversão para a curva de dispersão das ondas *Love* e *Rayleigh* considerando as maiores frequências.

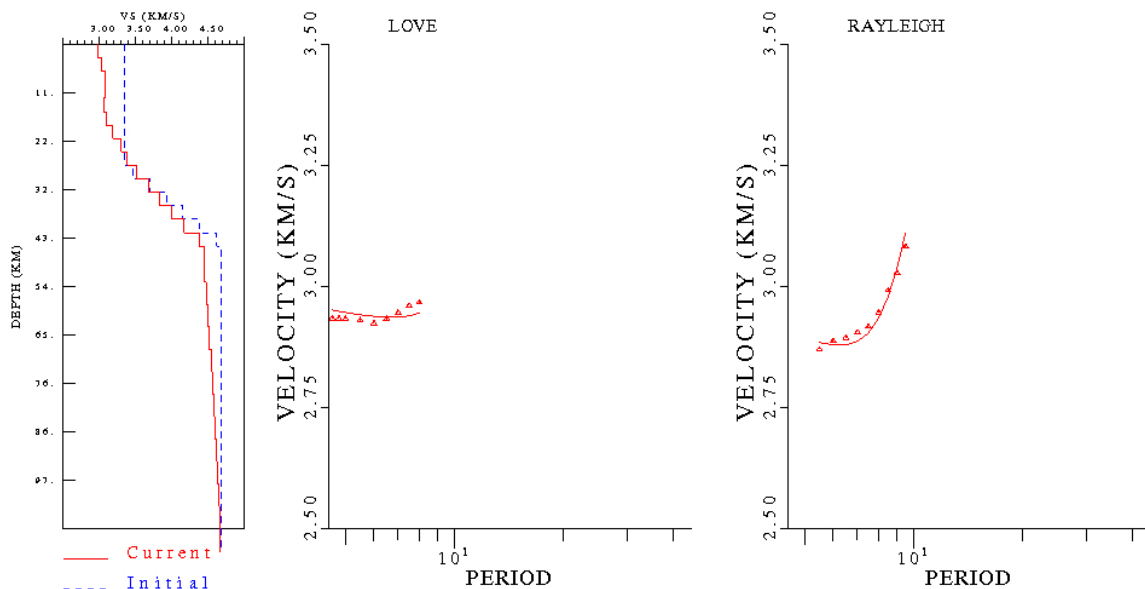


Figura 78. Resultado da inversão, considerando a faixa de frequências maiores da curva de dispersão.

Notar na Figura 78 que as curvas calculadas pela inversão e as obtidas dos dados possuem um ajuste bem melhor do que as mostradas na Figura 77, e que a curva de velocidades do modelo aparenta-se mais com os dados de espessuras crustais da região da área estudada.

Esta mesma análise foi realizada para os dados da estação fixa PTLB utilizando evento de magnitude 8.3 ocorrido no Chile. A Figura 79 traz a curva de dispersão obtida após aplicar duas interações subsequentes. A Figura 80 mostra a seleção somente dos *picks* escolhidos de maneira não automática.

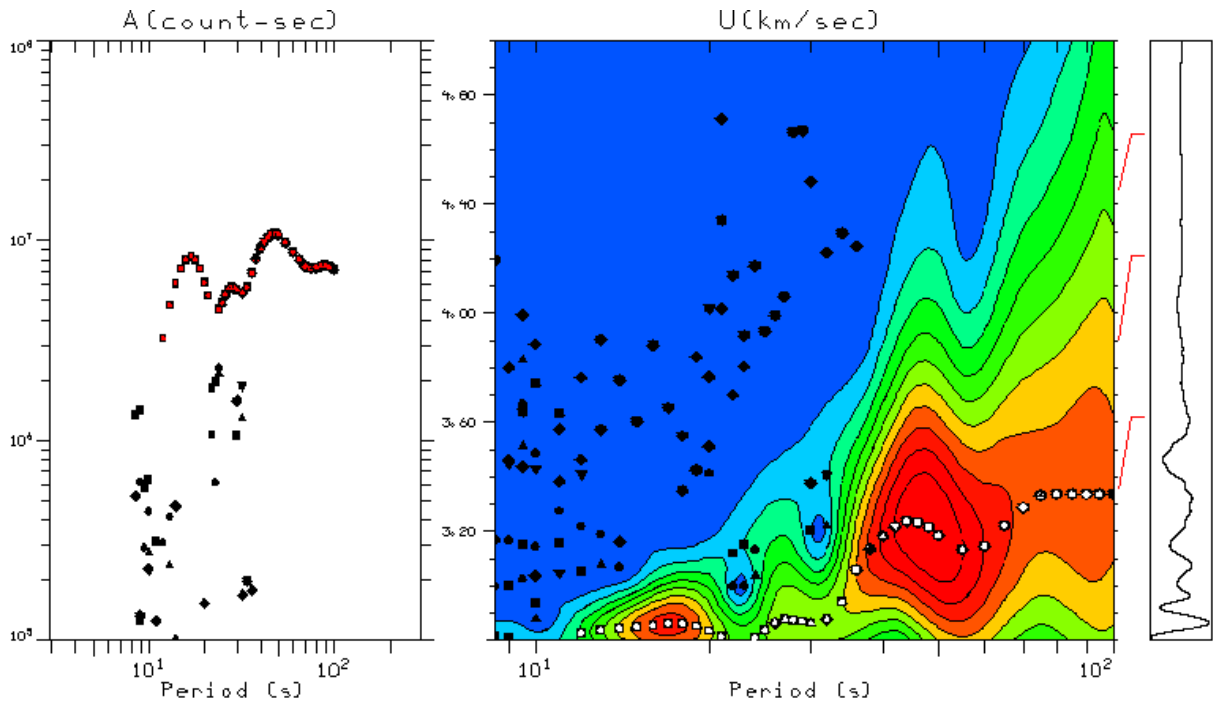


Figura 79. Dispersão das ondas do evento de magnitude 8,3 registrado na estação PTLB.

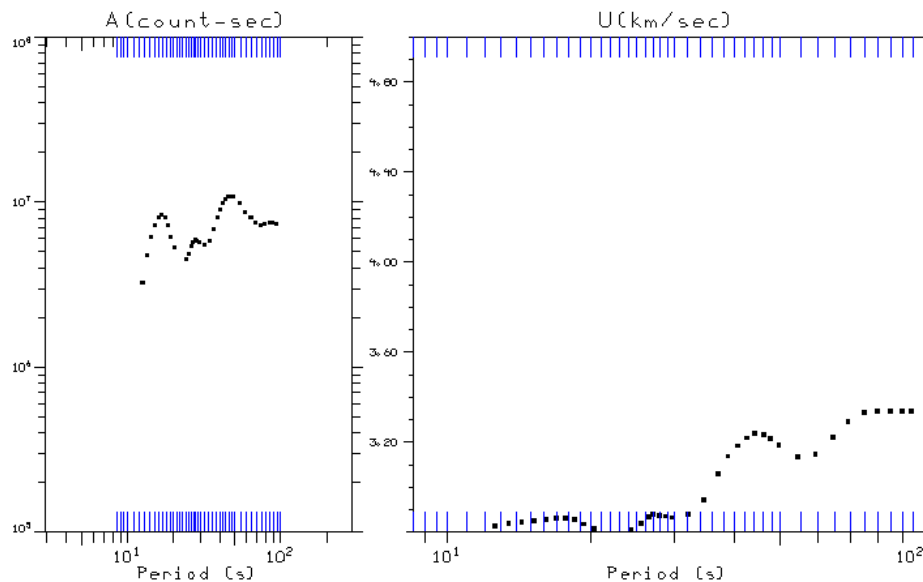


Figura 80. Seleção dos *picks* escolhidos para melhor filtragem e seleção somente da onda de interesse aplicado posterior obtenção do resultado da Figura 79.

Os sismogramas representados pela Figura 81 mostram em “A” o dado sem filtragem, em “B” o dado filtrado uma vez e em “c” o dado após duas filtrações de seleção da curva de dispersão (Figura 81).

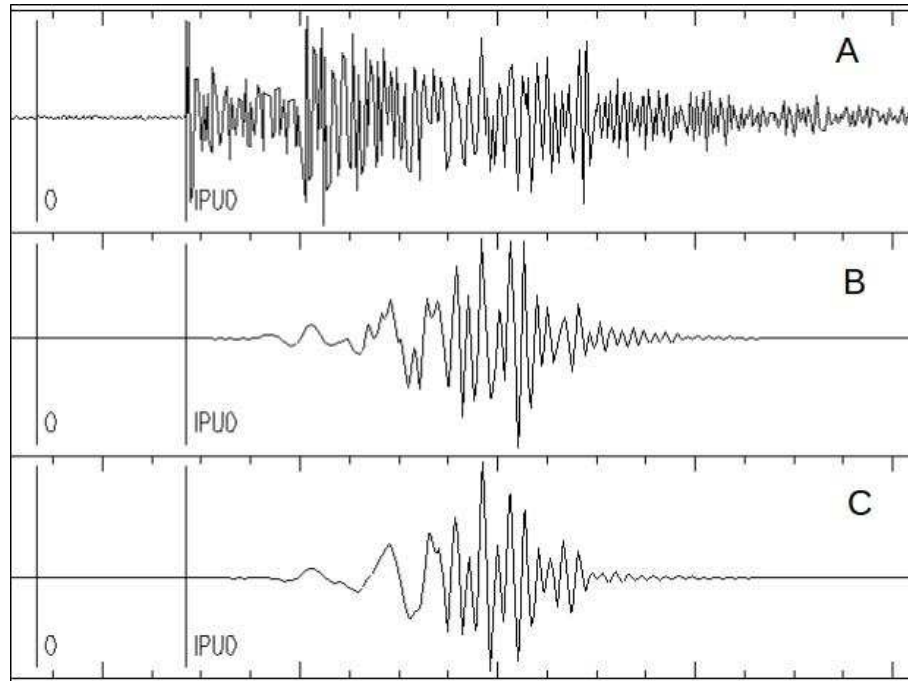


Figura 81. Comparação entre os sismogramas após a seleção dos *picks* para melhor representar a curva de dispersão. Em (A) o dado sem filtragem, (B) o dado filtrado uma vez e (C) sismograma obtido após duas filtrações de seleção da curva de dispersão.

A Figura 82 apresenta a imagem de dispersão obtida após a aplicação dos filtros (Sismograma “c” da figura acima) e que está menos “poluído”, separando assim, melhor a curva de dispersão.

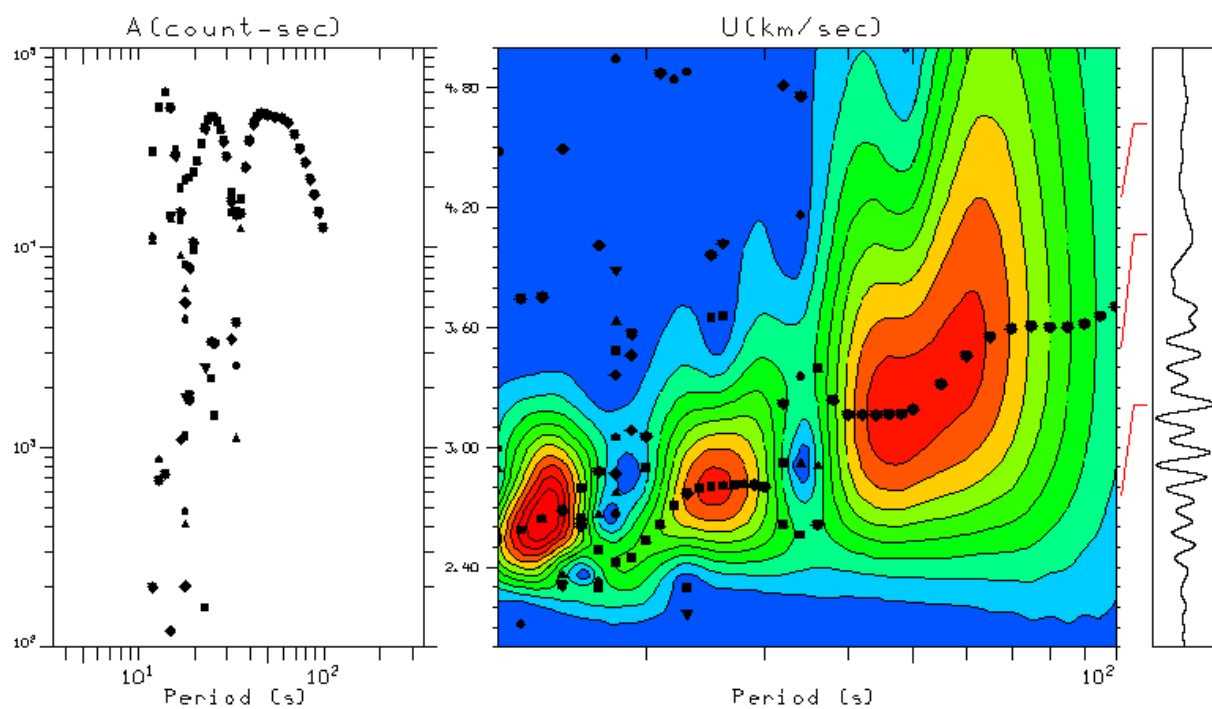


Figura 82. Representação da curva de dispersão após 2 filtragens.

Com a aplicação dessa técnica foi possível interpretar 4 interfaces que são discutidas no capítulo de Discussão dos Resultados.

9. RAZÃO ESPECTRAL H/V

9.1. Princípio Teórico

Esta técnica foi aplicada na área de estudo visando obter resultados menos profundos comparados com os outros métodos aqui abordados, como a Função do Receptor, Dispersão de ondas superficiais e a correlação de ruídos. A técnica denominada de H/V foi consolidada por Nakamura (1989) para determinar (ou avaliar) a espessura de materiais inconsolidados, tais como solos, sedimentos etc., sobre o embasamento rochoso que consiste na normalização dos espectros de amplitude gravados nas componentes horizontal e na vertical.

Os danos provocados pelos tremores de terra são o resultado direto das condições geológicas de um local e do modo como estas são afetadas pelas vibrações. A melhor maneira de compreender as condições geológicas do solo é através de registos diretos de observações sísmicas. No entanto, este tipo de registos só existia para zonas de elevada sismicidade. Iniciou-se, então, o desenvolvimento de uma técnica que permitisse o registo sísmico para zonas de sismicidade baixa a média. (Nakamura, 2008)

A técnica H/V, também conhecida como HVSR (*Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*) ou como método Nakamura, exige análises e procedimentos confiáveis no estudo de registos sísmicos e nas estratégias de mitigação dos mesmos (SESAME, 2004). Foi inicialmente desenvolvida por Nogoshi & Igarashi (1971) e, mais tarde, aperfeiçoada por Nakamura (1989), conforme descrito por Flores et al. (2013).

A razão espectral H/V não depende de fontes artificiais de ondas, sendo, portanto, caracterizada como uma técnica passiva, que utiliza sismômetros triaxiais para registrar o ruído ambiental (microsismos e microtremores, gerados por ondas dos oceanos, ventos, atividades culturais, etc.) para determinar a frequência de ressonância fundamental do local em estudo.

Neste trabalho foram abordadas as fontes de ruído natural. A principal onda de superfície analisada é a *Rayleigh*, por ser uma onda que se propaga ao longo de superfícies homogêneas e heterogêneas e serem bem compreendidas. Segundo Ullah (2017), o deslocamento de partículas, sob a influência dessas ondas, apresentam duas componentes ortogonais, sendo uma horizontal, ao longo da direção

de propagação, e outra direcionada para baixo ao longo do eixo Z, gerando um movimento bidimensional.

A frequência de ressonância é determinada através da análise da razão do espectro da frequência Horizontal pela Vertical do ruído ambiental. Nakamura (1989) mostrou que a frequência de ressonância fundamental é dada pela relação do espectro horizontal $[S(w)_{NS} \text{ e } S(w)_{EW}]$ e vertical $[S(w)_V]$ do ruído ambiente, onde w é a frequência angular. Delgado et al. (2000) determinam a relação espectral H/V (Lane et al., 2008) como:

$$\frac{H}{V}(\omega) = \sqrt{\frac{S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{EW}}{S^2(\omega)_V}}$$

Para locais que podem ser aproximados para duas camadas, como mostra a Figura 83, a frequência de ressonância pode ser relacionada com a espessura da camada superior (Z) da seguinte forma:

$$f_{rn} = (2n + 1) \frac{V_s}{4Z}$$

onde:

f_{rn} = frequência de ressonância do modo considerado (n)
 V_s = velocidade média de propagação da onda transversal (m/s)
 Z = é a espessura da camada superior

No modo da frequência fundamental ($n=0$) então tem-se:

$$f_{r0} = \frac{V_s}{4Z}$$

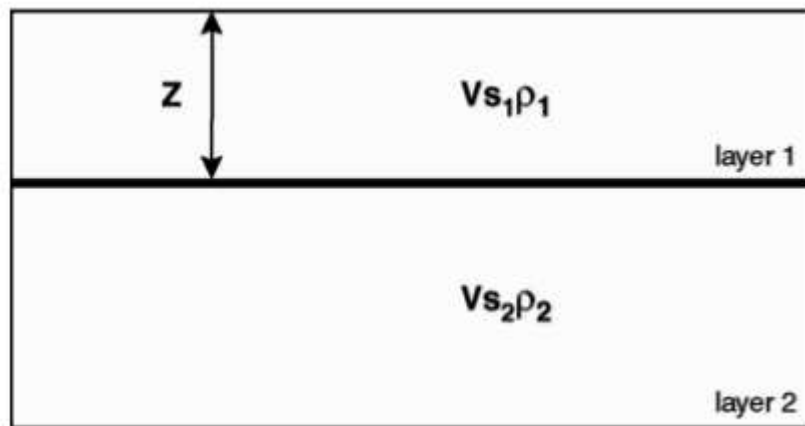


Figura 83. Modelo conceitual de duas camadas para a técnica H/V, onde a impedância acústica está representada pelo produto entre a velocidade de propagação das ondas transversais (V_s) e a densidade (ρ) de cada camada (Lane et al., 2008).

A técnica assume que o local estudado tenha um grande contraste entre as camadas: $V_{s2}\rho_2 \geq 2V_{s1}\rho_1$. Portanto a técnica não é efetiva para locais onde as condições geológicas não seguem esta premissa, como por exemplo, cimentação gradacional, compactação variável, grandes heterogeneidades na camada superior etc.

Existe uma relação entre a espessura da camada superior (sedimentos, solos etc.) e a frequência de ressonância que é dada por:

$$Z = af^b$$

Onde, f é a frequência de ressonância fundamental, a e b parâmetros empiricamente determinados e que dependem fortemente da geologia local. Essa equação é muito útil pois independe do conhecimento de V_s , parâmetro esse às vezes difícil de ser conseguido. Vários autores tem determinado os valores de a e b através de dados de espessuras conhecidas através de sondagens e de outros métodos geofísicos, como apontado por Ibs-von Seht & Wohlenberg (1999), Parolai et al. (2002) e Ullah & Prado (2015), sendo considerados sítios dependentes, ou seja, devem ser empregados com cautela.

Ibs-von Seht & Wohlenberg (1999) recomendam que a e b sejam determinados empiricamente, através de uma regressão não linear da frequência de ressonância adquirida em locais onde a espessura Z seja conhecida. A Tabela 7 mostra os parâmetros determinados por vários autores:

Tabela 7. Definição de parâmetros a e b para vários autores.

a (metros)	b	Material	Referência
96	-1.388	Sedimentos inconsolidados sobre sedimentos rígidos.	Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1999
108	-1.551	Sedimentos inconsolidados sobre sedimentos rígidos.	Parolai & others, 2002
125	-1.691	Arenito sobre basalto	Ullah & Prado, 2015

9.2. Resultados Obtidos para a Razão Espectral H/V

Para se obter a relação H/V são necessárias estações triaxiais, portanto foram utilizados os dados coletados na última semana de aquisição. Neste caso foi utilizada esta técnica para os locais onde foram instaladas as estações triaxiais de período curto S01, S07, S10, e nos locais onde estavam instaladas as estações banda larga PL1 e PL2. A Figura 84 mostra a localização destes ao longo da linha ensaiada.

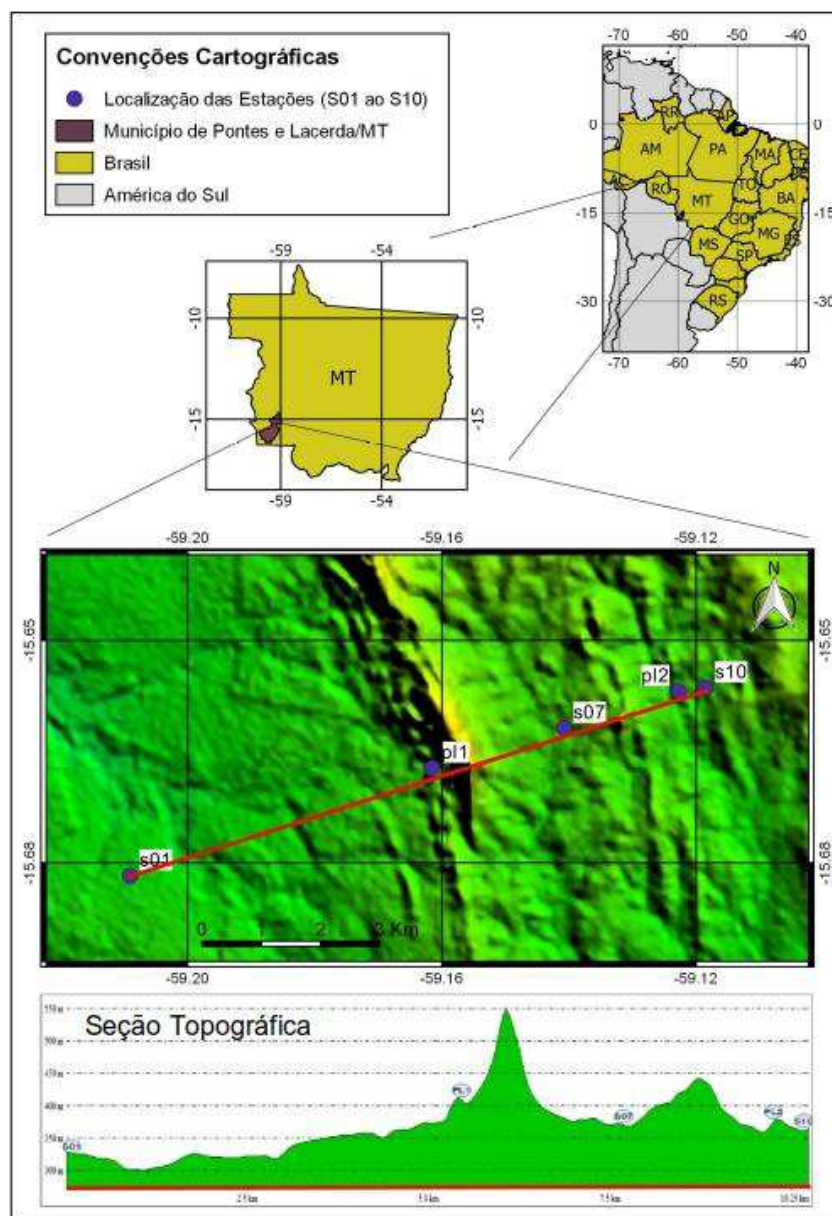


Figura 84. Estações que tiveram sismógrafos triaxiais estão circuladas em roxo e que foram utilizadas para técnica H/V.

Para a determinação da relação H/V foi utilizado o software Geopsy, e os resultados são mostrados em gráficos.

Os gráficos da relação H/V para as estações S01, PL1, S07, PL2 e S10 são mostrados nas Figuras 85, 86, 87, 88 e 89, respectivamente.

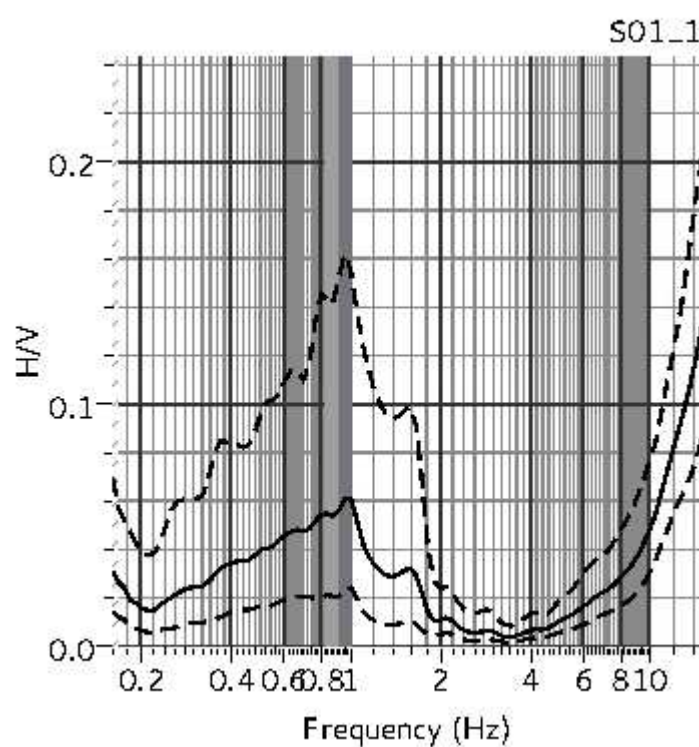


Figura 85. Relação H/V em função da frequência para a Estação S01, mostrando um pico em 0,92 Hz.

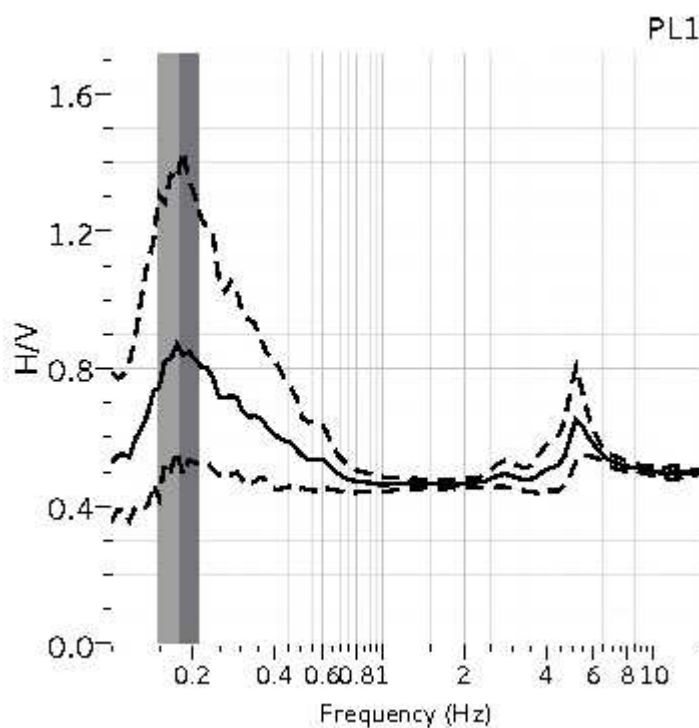


Figura 86. Relação H/V para a Estação PL1, mostrando um pico em 0.165 Hz.

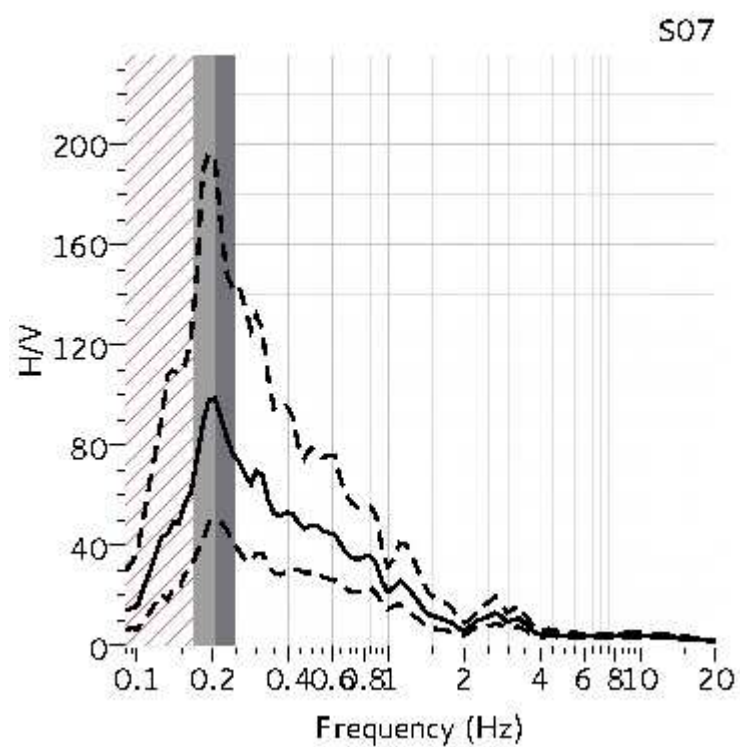


Figura 87. Relação H/V para a Estação S07, mostrando um pico em 0.216 Hz.

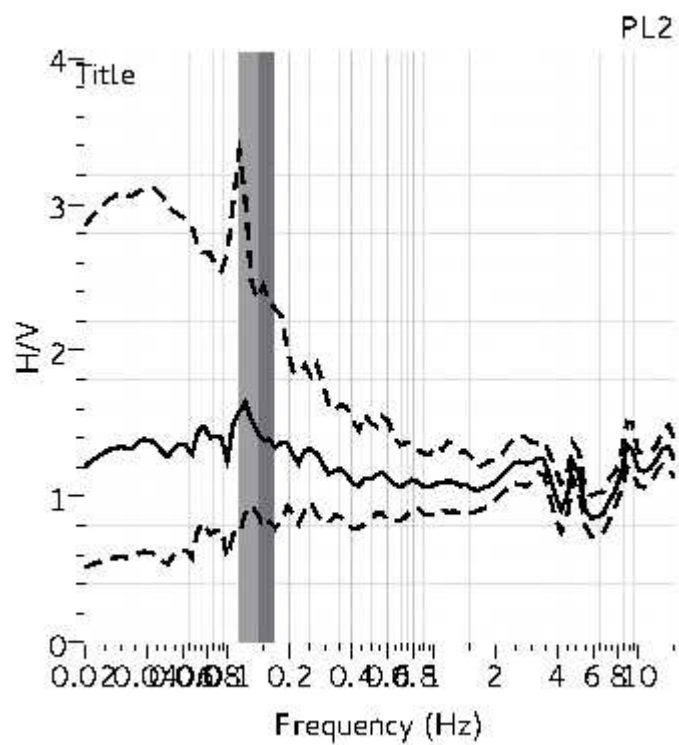


Figura 88. Relação H/V para a Estação PL2, mostrando um pico em 0.141 Hz.

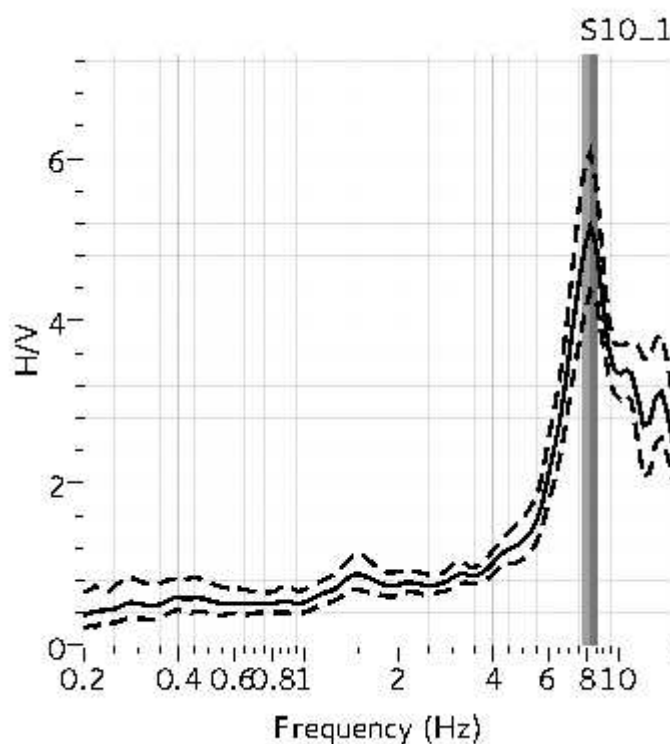


Figura 89. Relação H/V para a Estação S10, mostrando um pico em 8.163 Hz.

De posse dos valores da frequência fundamental para cada estação foi calculada a profundidade da interface que se comportou como embasamento para o material a ela sobreposto. Para se determinar estas profundidades utilizou-se a seguinte equação:

$$Z=af^b$$

Onde:

f = frequência fundamental

a e b = parâmetros determinados por Ullah and Prado (2015).

Estes parâmetros a e b determinados por Ullah and Prado (2015) foram os escolhidos por ter a melhor semelhança com os materiais encontrados na área em estudo. Os valores das profundidades obtidas são mostrados na Tabela 8.

Tabela 8. Valores de profundidades obtidos para a área.

Estação	Fo (Hz)	Prof. (m)
SO1	0,92	143,93
PL1	0,165	2631,14
SO7	0,216	1668,59
PL2	0,141	3432,26
S10	8,163	3,59

Através dos dados obtidos é possível interpretar que as espessuras encontradas são bastante diferentes para cada estação. Esse fato será melhor discutido no capítulo de discussão dos resultados.

10. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

De acordo com os dados obtidos das técnicas sismológicas aplicadas no desenvolver desta tese, foi possível encontrar várias respostas geológicas relacionadas à crosta. Foram limitadas várias interfaces em profundidade que podem ser correlacionadas com estruturas presentes na área de estudo.

A seção sísmica obtida com a correlação dos sinais por análise de ruídos evidencia três interfaces bem marcantes. A primeira em 4 segundos, a segunda em 5 segundos e a terceira variando de 9,5 para a estação S01 a 11 segundos na estação S10 (Figura 90).

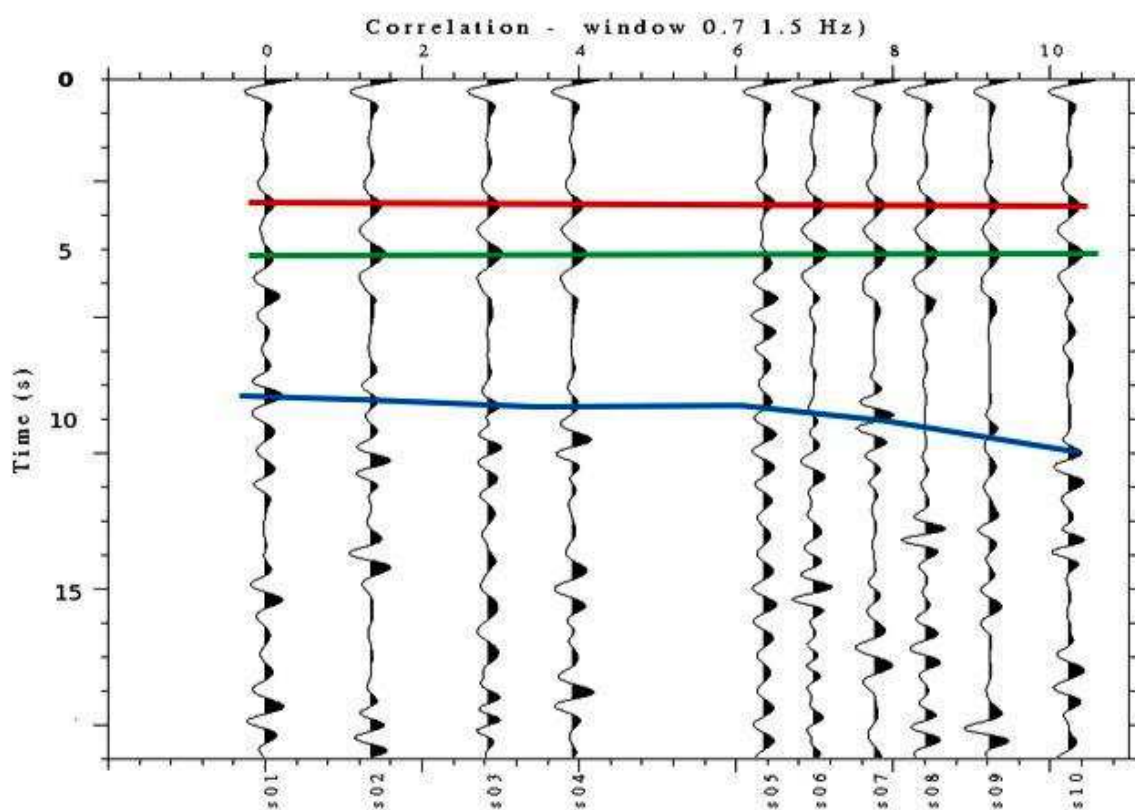


Figura 90. Seção sísmica interpretada, mostrando três interfaces, a primeira em 4s (vermelho), a segunda 5s (verde) e a terceira interface varia de 9,5 (S01) a 11s (S10) (azul).

Estes tempos correspondem ao tempo duplo de percurso para as ondas refletidas, pois as mesmas vão até o contato em que apresenta forte contraste de impedância e retornam, sendo assim, captadas pelos sismômetros e registradas nos Texans.

Para se calcular as profundidades em quilômetros destas interfaces é necessário utilizar um valor para a velocidade de propagação das ondas longitudinais - V_p . Para esta área foi adotado o modelo de velocidade obtido através da análise de dispersão das ondas superficiais, mostrados na Figura 78. Nota-se que, para a parte superficial a velocidade de propagação das ondas transversais - V_s está em torno de 3,2 km/s. Assumindo que a relação V_p/V_s seja 1,7, então a V_p pode ser estimada como de 5,44 Km/s, portanto a profundidade para esta interface é de aproximadamente 11 quilômetros.

Para a segunda interface em verde, de 5s, adotando o mesmo procedimento para primeira interface, obtém-se o valor de aproximadamente 14Km e, para a terceira interface, que varia de 9,5s para a estação S01 (26Km) e 11s para estação S10 (30Km) obtém-se uma profundidade média para interface azul de 28Km.

Pode-se correlacionar geologicamente a primeira interface como sendo a base do material que sofreu cisalhamento durante a instalação da Faixa Móvel Aguapeí, também denominada de Faixa de Cisalhamento Aguapeí (Fernandes, C. J. et al, 2005). Estes autores citam que a profundidade desta zona de cisalhamento pode, em alguns locais, possuir até 12 km de profundidade.

A segunda interface, em 14Km foi interpretada como a crosta SIAL que corresponde a regiões continentais, como sendo a camada superior da crosta com predominância de rochas de constituição mais rica em sílica e alumínio quando comparada às rochas da região siálica oceânica em que o Sial está praticamente ausente.

E, a terceira interface, que não é contínua, mas que apresenta uma média de 28 Km corresponde à Descontinuidade de Conrad, separando rochas cristalinas da crosta superior e rochas da crosta inferior, supondo-se que na área estudada exista esta subdivisão.

No estudo das Funções do Receptor que foram obtidas nas estações de banda-larga (PL01 e PL02), de período curto (S01 ao S10), e também na estação fixa PTLB

foi encontrado valor para P_s de 5,3 segundos, a partir do pico de chegada da onda P. Com este valor é possível estimar a presença de uma interface com profundidade aproximada de 42,4 km, que para a área representa a Moho. Este valor corrobora com os resultados de Albuquerque et al., (2017) que realizou também levantamento para a estação fixa PTLB. Este resultado para a profundidade da crosta não é diferente dos que também foram obtidos por Assumpção et al. (2013), Lloyd et al. (2010), Chulick et al. (2013) e outros que trataram da profundidade da crosta de maneira mais regionalizada. A Figura 91 mostra a seção obtida por Chulick et al. (2013) a partir de dados geofísicos interpretados.

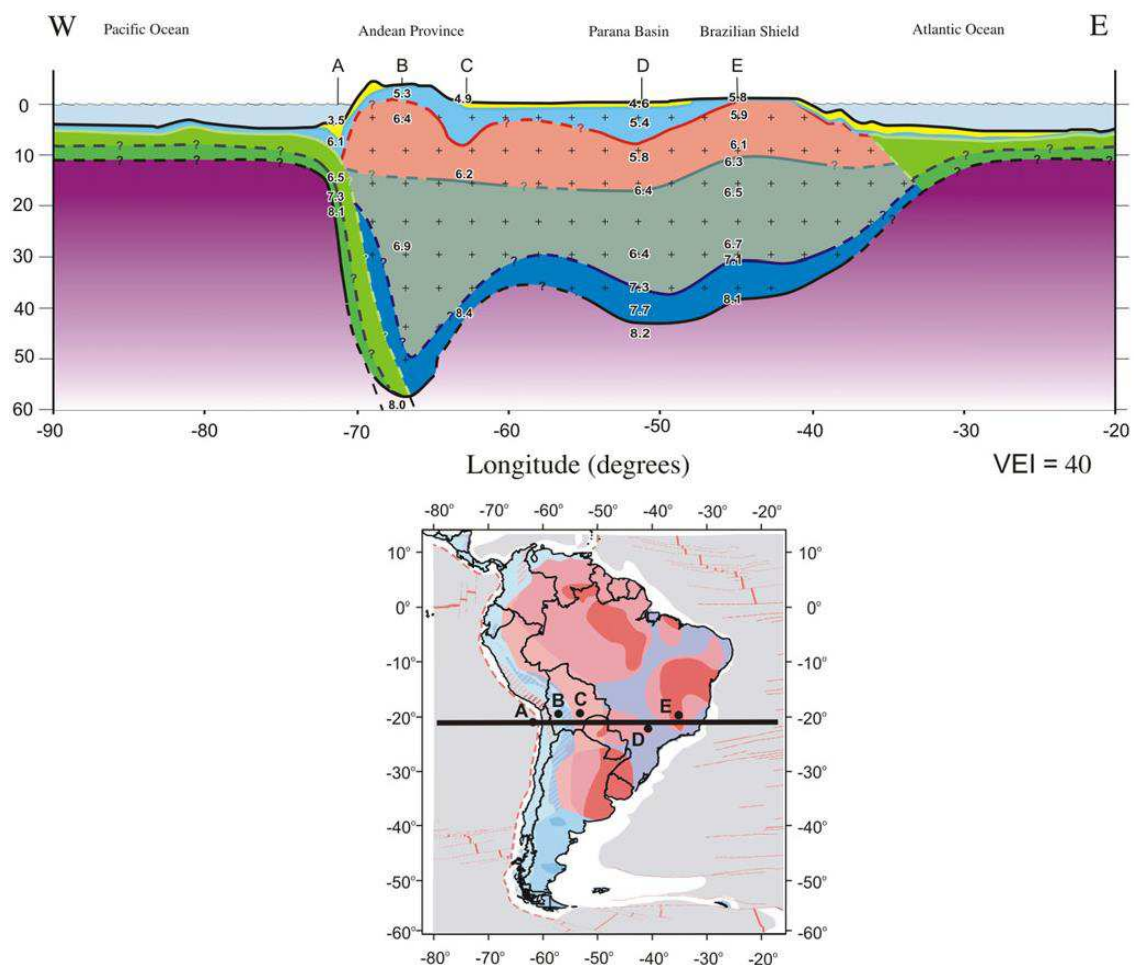


Figura 91. Seção superior: As áreas azul clara e amarela mostram as camadas sedimentares. A área vermelha mostra a crosta superior, a área verde mostra a camada crustal do meio e a área azul escuro mostra a crosta inferior. Todas as camadas foram interpoladas entre pontos de dados usando as restrições de velocidade. Mapa inferior: A linha preta de direção E-W corresponde à seção esquemática superior, os números os pontos de controle e o círculo/retângulo vermelho a localização do levantamento deste trabalho (Modificado de Chulick et al. 2013).

Utilizando o empilhamento das funções do receptor para a estação fixa PTLB e posterior *HK-stacking* foram obtidos H que representa a espessura da crosta e K, a razão V_p/V_s (Figura 92). O resultado obtido para H foi de 44 Km, a razão V_p/V_s , 1,67 e o tempo de Ps aproximadamente 5,2s.

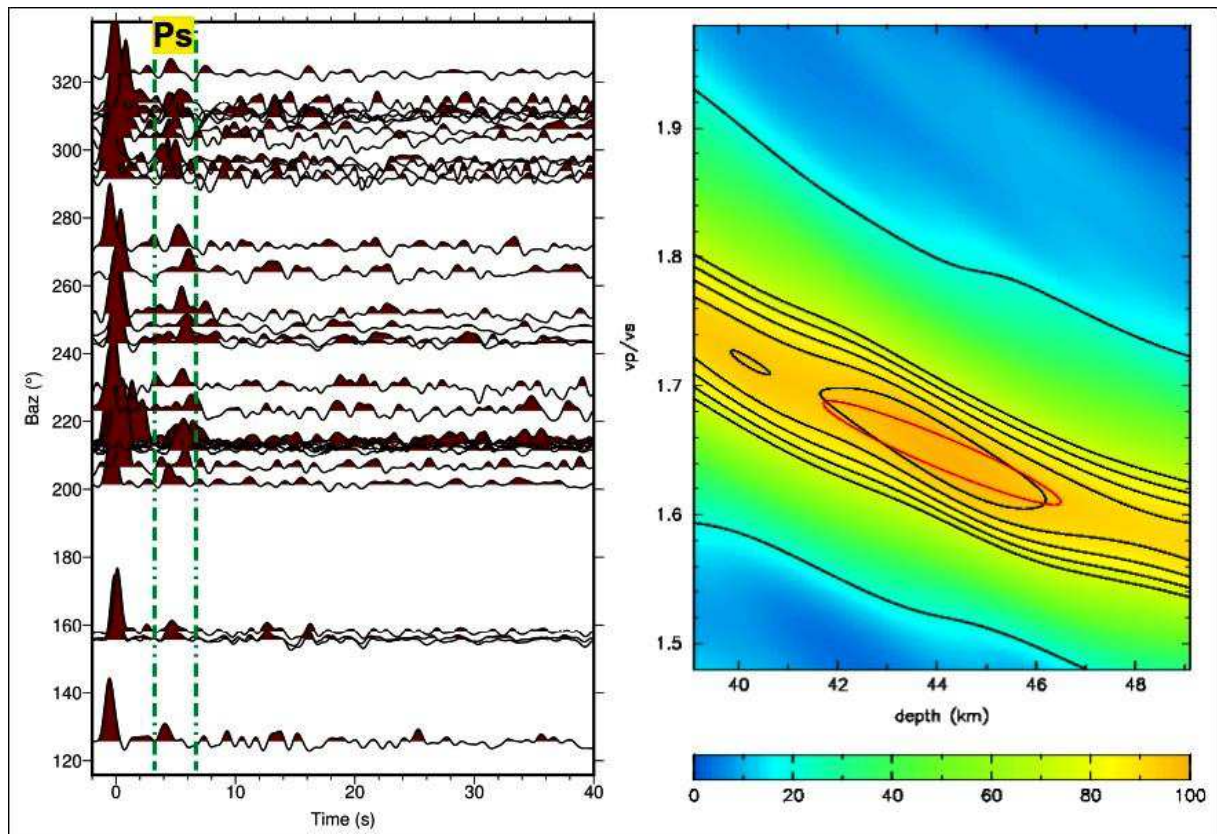


Figura 92. Resultados obtidos para a espessura da crosta. Lado esquerdo o empilhamento das funções dos receptores dos eventos selecionados para a Estação PTLB indicando Ps em 5,2 segundos e, à Direita o HK-Stacking indicando profundidade da crosta de 44Km e razão V_p/V_s de 1,67.

Apesar do valor da espessura da crosta estar em 44Km o resultado está coerente para a razão V_p/V_s que foi encontrada, razão esta, mais baixa do que a esperada.

A Figura 93, traz um bloco diagrama 3D apresentando o resultado da profundidade Moho para todas as estações triaxiais analisadas (S01, S10, PL1, PL2 e PTLB). Apesar do valor para a estação S01 ser mais raso, este provavelmente se deve ao fato de estar relacionado ao equipamento e a localidade geológica do mesmo. Por ser sismômetros de período curto e estar instalado numa região muito ruidosa

com a presença de animais e tráfego, para a função do receptor que foi gerada por sismos naturais (terremotos), essa característica não é muito boa por deixar ruídos no sismograma e a aplicação de filtros acaba mascarando o resultado.

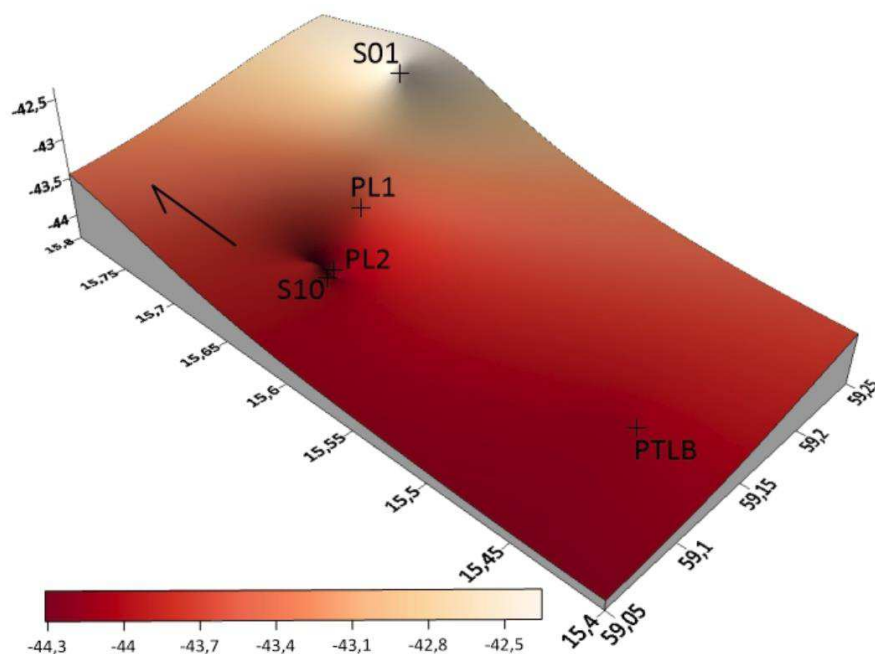


Figura 93. Bloco diagrama esquemático trazendo a espessura da Moho para as estações S01, PL1, PL2, S10 e PTLB. O software utilizado para gerar esta figura foi Surfer.

Com a análise da dispersão das ondas superficiais, se obteve o modelo de velocidades de propagação das ondas S (Figura 78).

Neste modelo é possível se correlacionar as várias interfaces citadas acima, que foram determinadas pela correlação de ruídos e pela função do receptor. A Figura 94 mostra a correlação entre as interfaces e a geologia da área.

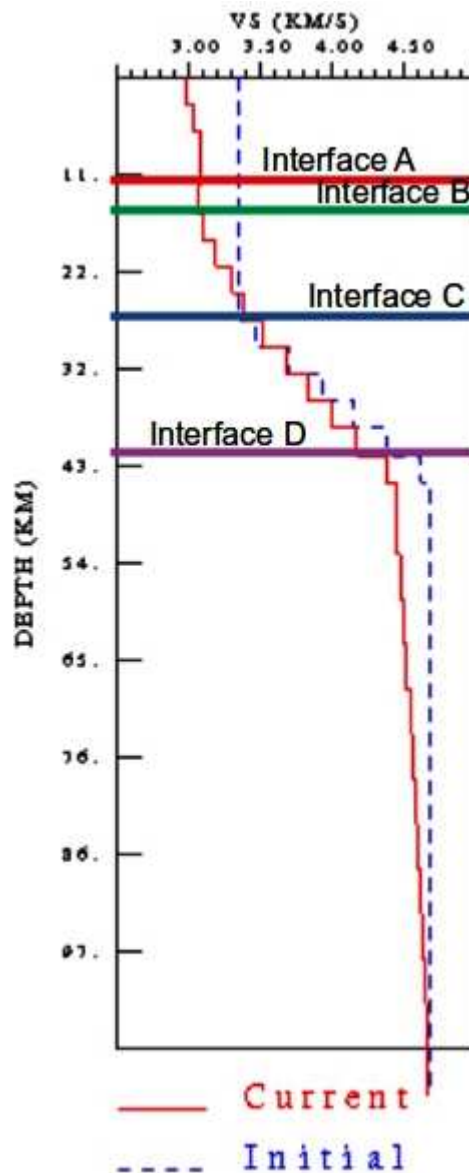


Figura 94. Correlação entre modelo de velocidade obtido pela análise de dispersão das ondas superficiais e a estruturação geológica da área. A linha vermelha (*current*) representa o modelo de velocidade obtido pela inversão e a linha azul tracejada representa o modelo inicial fornecido ao programa.

Da análise desta Figura, a Interface A (vermelho, 11Km) é interpretada como sendo composta pelo pacote de metassedimentos e das rochas intrusivas do Grupo Aguapeí. A Interface B (verde, 14Km) corresponde à profundidade SIAL, Interface C (verde, 28Km) o limite crosta superior e inferior (descontinuidade de Conrad) e a

Interface D (roxo, 42,4Km) a profundidade de Moho, evidenciando assim uma boa correlação entre os dados dos métodos utilizados.

Foi obtido também, através da técnica H/V uma camada superficial de morfologia bastante irregular, variando de 3,6 a 3500 metros de profundidade. O bloco diagrama abaixo exemplifica as profundidades encontradas (Figura 95).

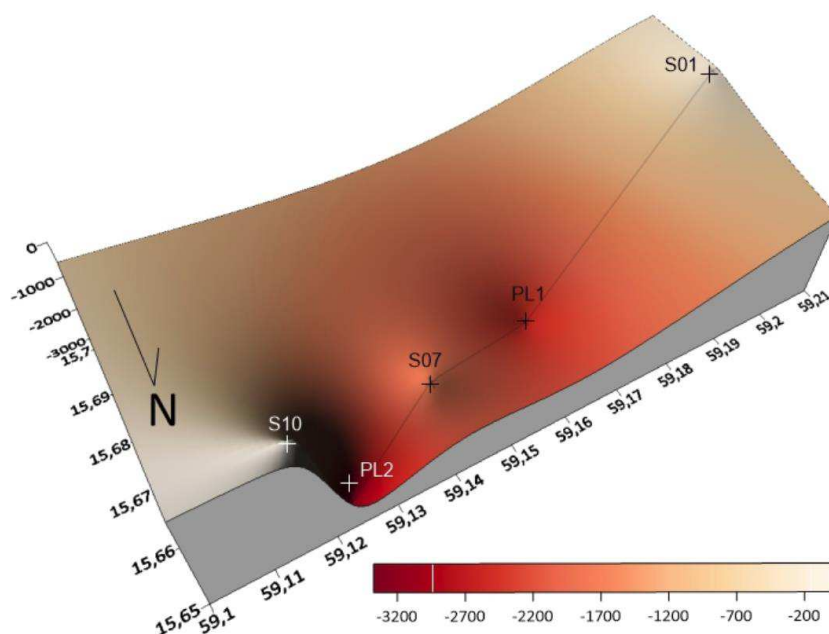


Figura 95 Interface determinada pela relação H/V. O software utilizado para gerar esta figura foi Surfer.

Com os dados disponíveis para a área, a melhor hipótese para esta interface é associá-la a uma camada de metassedimentos (metarenitos, metapelitos, metaconglomerados) pertencentes ao Grupo Aguapeí, dispostos sobre rochas intrusivas (metatonalitos), ambas litologias pertencentes à faixa móvel Aguapeí. Porém os resultados obtidos da razão H/V são muito discrepantes o que não viabiliza a sua aplicação. Futuros trabalhos empregando esta técnica poderão gerar dados mais confiáveis.

A Figura 96 representa a síntese das estruturas determinadas neste trabalho. A base do metassedimento foi determinada pela técnica H/V, a interface A (Metassedimentos e rochas intrusivas), interface B (Crosta SIAL) e a interface C (Descontinuidade de Conrad) foram determinadas através da correlação de ruídos e,

por fim, a interface D (Descontinuidade Moho) foi obtida através da função do receptor. As quatro interfaces inferiores A, B, C e D foram comprovadas pela técnica da dispersão das ondas superficiais, através do modelo de velocidade de propagação das ondas transversais obtido por inversão.

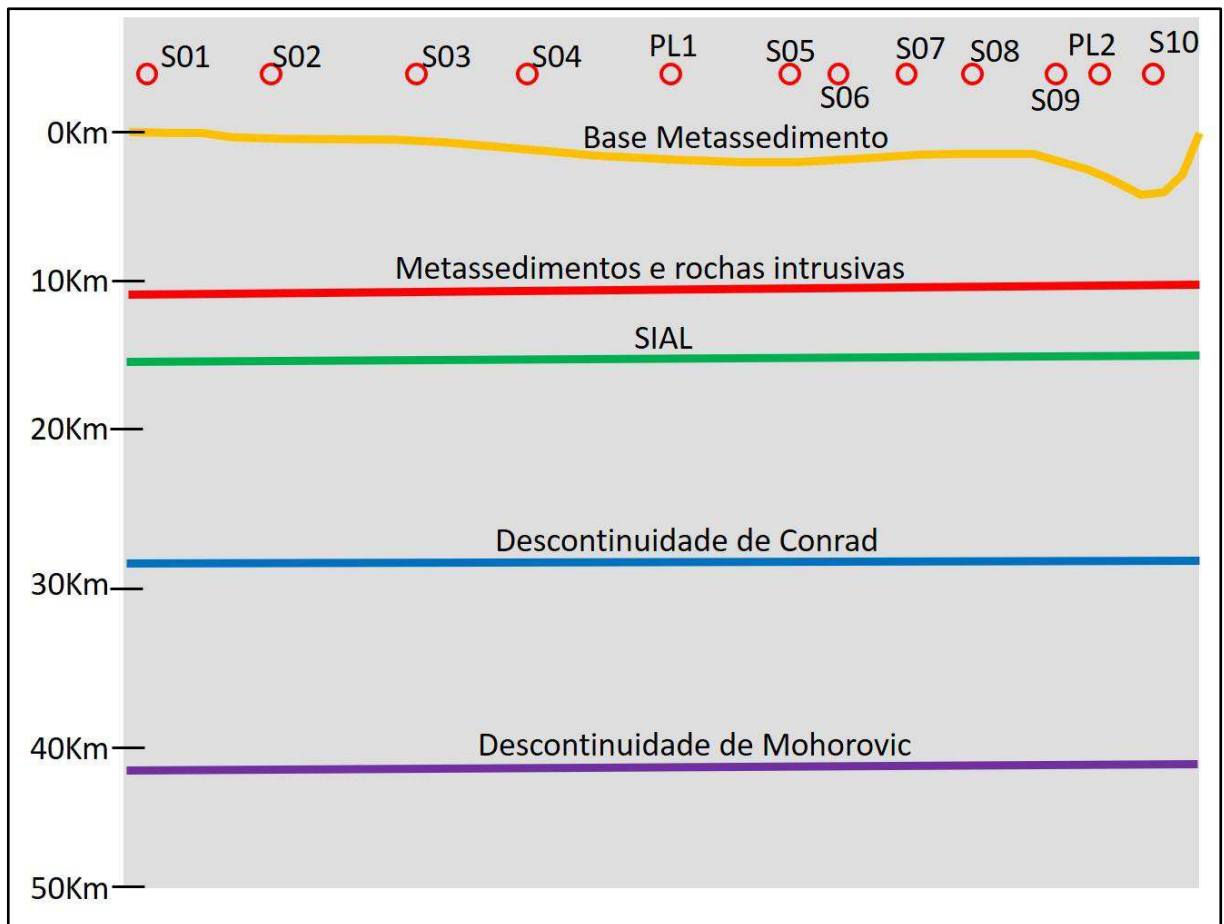


Figura 96. Seção síntese das estruturas determinadas. Os círculos em vermelho correspondem às posições das estações

11. CONCLUSÕES

Com os resultados obtidos nesta tese foi possível estabelecer uma relação entre os dados geofísicos e os dados geológicos. Estes resultados mostraram que as técnicas utilizadas possuem grande potencial de aplicação em estudos crustais.

A técnica sismológica de correlação de ruídos forneceu dados importantes para o conhecimento da estruturação geológica da área. Os dados foram confirmados pelas técnicas tradicionais como a função do receptor e a análise da dispersão das ondas superficiais.

Pela análise da técnica da Função do receptor através do *HK-Stacking* foi obtido para a profundidade Moho uma espessura média de 42Km, valor este coerente com o encontrado por outros autores. A razão V_p/V_s para área foi mais baixa, porém é também observado nos trabalhos, por exemplo de Albuquerque et al., (2017).

A correlação de sismogramas indicou 3 interfaces bem marcadas, estando uma a 11Km, que corresponde ao pacote de metassedimentos e das rochas intrusivas do Grupo Aguapeí. A segunda interface a 14Km corresponde à Crosta Sial e a terceira interface mais profunda, variando de 26 a 30Km foi interpretada como sendo a descontinuidade de Conrad.

A dispersão de ondas superficiais corroborou com os resultados encontrados nos demais métodos evidenciando que o modelo de velocidade de propagação das ondas transversais obtido por inversão está coerente.

A técnica H/V não gerou bons resultados principalmente pela quantidade pequena de dados e as várias discrepâncias da espessura do pacote sedimentar. Com isso, novos trabalhos com maior quantidade de dados poderão trazer resultados mais confiáveis.

REFERÊNCIAS

Albuquerque, D. F. 2017. Estudos crustais nas regiões norte e centro-oeste do Brasil, **Dissertação de Mestrado**, IG, UNB.

Albuquerque, D. F.; França, G. S.; Moreira, L. P.; Assumpção, M.; 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*, Volume 79, pp. 431-442.

Ammon, C. J. 2017. An overview of Receiver-Function Analysis- in: <http://quake.eas.slu.edu/People/CJAmmon-/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.

ASSUMPÇÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ, J. 2013a. Model of thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. **Journal of American Earth Sciences**, [S.l.].

Asten, M. 1978. Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. **Bull. Seism. Soc. Am.**, Volume 68, pp. 1623-1636.

BETTENCOURT, J. et al. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n.1, p. 28-46, FEB.

Bianchi, M. B. 2008. Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. **Tese Doutorado**, USP, São Paulo.

Chulick, G. S.; Detweiler, S.; Mooney, W. 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. **Journal of South American Earth Sciences**.

Cordani, 2017. História geológica do craton amazônico. **15º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, BELÉM.

Costa J.B.S. and Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa ML and Angélica RS (Eds.), Contribuição à Geologia da Amazônia. Belém: **SBG/ FINEP**, p. 15-90.

Cupillard, P.; Stehly, L.; Romanowicz, B. 2011. The one-bit noise correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. **Geophys. J. Int.** p. 184, 1397–1414.

Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A., and Molina, S. 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and limitations, Pure and Applied **Geophysics**, v. 157, p. 1445-1462.

Dias, R. C. 2014. Estudo da Estrutura da Subsuperficial da Província Borborema com Correlação de Ruído Sísmico, **Dissertação Mestrado**, UFRN.

Dourado, J. C. 2004. Estruturação crustal da borda leste-nordeste da Bacia do Paraná através da sismologia, **Livre Docência**, IGCE, Unesp.

Feng, M. 2004. Tomografia de Ondas de Superfície na América do Sul: Inversão Conjunta de Velocidade de Grupo e Forma de Onda. **Tese Doutorado**, IAG, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

Fernandes C.J., Ruiz A.S., Pinho F.E.C., Kuyumjian R.M. 2005a. Compartimentação da deformação na Faixa Móvel Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico – Brasil, e as mineralizações auríferas associadas. **Rev. Bras. De Geociências**.

Fernandes C.J., Ruiz A.S., Kuyumjian R.M., Pinho F.E.C. 2005. Geologia e controle estrutural dos depósitos de ouro do Grupo Aguapeí – Região de Lavrinha, sudoeste do Cráton Amazônico. **Rev. Bras. De Geociências**. V 35, p. 13-22.

Flores, P. J.; Pertou, M.; Jerez, G.; Carmona, E.; Luzón, F.; Villegas, J. C. M.; Sesma, F. J. S. 2016. The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). **Geophysical Journal International**.

França, G. S. L.A. 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e centro-oeste do Brasil, usando função do receptor, **Tese Doutorado**, USP.

Goldstein, P.; D. Dodge; M. Firpo; Lee Minner. 2003. "SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers", Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic **Press, London**.

Gutenberg, B. 1958. Two types of microseisms. **Journal of Geophysical Research**, Volume 63, p. 595– 597.

Herrmann, R. B. and Ammon, C. J. 2002. Computer Programs in Seismology- Surface waves, receivers functions and crustal structure – Version 3.30: http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330/cps330c.pdf.

Ibs-von Seht, M., and Wohlenberg, J. 1999. Microtremors measurements used to map thickness of soft soil sediments, **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 89, p. 250-259.

Langston C. A. 1977. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. **Bull. Seism. Soc. Am.**, 67, 1029-1050.

Langston, C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, **J. Geophys. Res.**, 84, 4749-4762.

Lane, J.W., Jr., White, E.A., Steele, G.V., and Cannia, J.C. 2008. Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method, in

Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, April 6-10, 2008, Philadelphia, Pennsylvania, Proceedings: Denver, Colorado, **Environmental and Engineering Geophysical Society**, 13 p.

Lay, T. and Wallace, T. C. 1995. Modern Global Seismology. **Academic Press**.

LeFevre L. V. and Helmberger, D. V. 1989. Upper Mantle P velocity structure of the canadian Shield, **Journal of Geophysics Research**.

LLOYD, S., VAN DER LEE, S., FRANÇA, G.S., ASSUMPÇÃO, M. e FENG, M. 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. **Journal of Geophysical Research**, V. 115, B11315.

Lopes, I., Santos, J. A., Almeida, I. M. 2008. O método das ondas superficiais: Aquisição, processamento e inversão.

Melo, R. P. 2016. Caracterização do Metamorfismo da Faixa Móvel Aguapeí e sua Relação com a Gênese dos Depósitos de Ouro da Região de Pontes e Lacerda – MT. **Tese Doutorado** apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, UNESP, programa Geociências e Meio Ambiente 174 p.

MOONEY, W. D.; LASKE, G.; MASTERS, T. G. CRUST 5.1: 1998. A global crust model at 5°x5°. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 103, n. 1, p. 727-747.

Nakamura, Y. 2008. On the H/V Spectrum. 14 **World Conference on Earthquake Engineering**, Beijing, China.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface, **Quarterly Report**, RTRI, Japan, v. 30, p. 25-33.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. 1971. On the Amplitude Characteristics of Microtremor - Part 2. **Journal of Seism. Soc. Japan**, Volume 24, pp. 26-40.

Owens, T.J., Zandt, G. and Taylor, S.R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. **Journal of Geophysical Research**.

Peixoto, C. L. O. 2015. Caracterização sismológica da crosta sob o perfil pabbrise: uma aproximação por função do receptor e razão espectral H/V. **Dissertação Mestrado**, IG, UNB.

Parolai, S., Bormann, P., and Milkert, C. 2002. New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for Cologne Area (Germany), **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 92, p. 2521-2527.

Pavão, C. G. 2010. Estudo de Descontinuidades Crustais na Província Borborema usando a Função do Receptor. **Dissertação Mestrado**, IG, UNB.

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 Sciences*, 42.

Richart, F. E. Jr; Hall, J. R. Jr. & Woods, R. D. 1970. *Vibration of Soils and Foundations*.

SAES, G. S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2–1.0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Craton Amazônico. 135 (**Tese de Doutorado**). Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo.

SAES, G. S.; LEITE, J. A. D. 1993. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO GRUPO AGUAPEÍ, PROTEROZÓICO MÉDIO NA PORÇÃO MERIDIONAL DO

CRÁTON AMAZÔNICO: MATO GROSSO E ORIENTE BOLIVIANO **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 1, p. 31-37.

Santos, J. O.; 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília.

SANTOS, J. et al. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, OCT. ISSN 1342-937X.

Schimmel, M. and Paulssen, H. 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through base-weighted stacks. **Geophys. J. Int.** (1997) 130,497-505.

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente. **Ministério das Minas e Energia/DNPM**, Brasília, Brazil.

SESAME, 2012. Guidelines for the implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation, **European project**.

Shearer, P. M. 1999. Introduction to Seismology. **Cambridge university press**.

TASSINARI, C.; MACAMBIRA, M. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182.

TASSINARI, C. C. G. O 1996. Mapa Geocronológico do Cráton Amazonico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. (**Tese de Doutorado**). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Teixeira, W. et al. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsas belt, SW Amazonian Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29.

Tibuleac, I. M. and Seggern D.H. 2012. Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from noise auto-correlations, **Geophys. J. Int.**, Vol. 189.

Ullah, I. 2017. Near-surface characterization from the H/V spectral curves along with the joint inversion of the ellipticity and dispersion curves. **Tese Doutorado**, USP, São Paulo.

Ullah, I.; Prado, R. L., 2015. A relationship between resonance frequency of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (H/V) curve and depth of bedrock for Bebedouro area ,Brazil. **Anais do 1st Brazilian Symposium on Seismology**.

Zandt, G. and Ammon, C. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. **Nature**.

Zhu, L. & Kanamori, H. 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. **J. Geophys Res.**