

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Estevão Vasconcello Campos Tadeu

**MODELO DE VELOCIDADE DA ONDA S
(1D) PARA A LITOSFERA DA BACIA DO
PANTANAL**

São Paulo

2019

Estevão Vasconcello Campos Tadeu

MODELO DE VELOCIDADE DA ONDA S (1D) PARA A LITOSFERA DA BACIA DO PANTANAL

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Assumpção

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2019

A minha Família!

Agradecimentos

À minha família que embora distante, sempre tentaram estar presentes e apoiando.

Às pessoas que me receberam logo quando cheguei ao IAG, sendo elas Igor Eufrásio e Pedro Chibane.

Ao grupo de sismologia pelo apoio, informações e experiências.

À Carol Rivadeneyra, Israel Dragone, Bruna Chagas, Leonardo Fabricius, Jaime Convers, Fábio Dias e Taghi Shirzad pelas dicas em disciplinas, trabalhos e na dissertação.

Ao meu orientador Professor Dr. Marcelo Assumpção pelo conhecimento e pela paciência para comigo, foram dois anos bem produtivos.

Ao meu relator Professor Dr. Carlos Chaves, pelas sugestões, paciência e por sempre me receber.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Professor Dr. Marcelo Bianchi, pelas sugestões, conselhos.

Ao Bruno Collaço pelo apoio, opiniões, sugestões e pelos board games de sexta-feira.

À minha namorada Cinthia Ide pela paciência, compreensão e carinho.

“Não existe triunfo sem perda, não há vitória sem sofrimento, não há liberdade sem sacrifício.”

J.R.R. Tolkien

Resumo

A Bacia Sedimentar do Pantanal é sismicamente ativa, com terremotos registrados de magnitude até m_b 5,4. O manto superior desta região apresenta uma queda de velocidade das ondas sísmicas P e S, em comparação com as regiões vizinhas na América do Sul (Assumpção et al., 2004) (Feng et al., 2007). Para entender melhor a causa dessa anomalia de baixa velocidade na Bacia do Pantanal, analisamos as curvas de dispersão de ondas de superfície de terremotos com magnitudes maiores ou iguais a 5,5, com diferentes distribuições azimutais. Medimos as velocidades de fase e de grupo para o modo de vibração fundamental e primeiro modo superior das ondas Rayleigh e fundamental para a Love. Aplicamos a Técnica de Filtragem Múltipla e o método de empilhamento para obter as velocidades de grupo e de fase dessas ondas. Isso nos permitiu obter modelos de velocidade da onda S (1D) para a Bacia do Pantanal. As velocidades de fase e de grupo foram invertidas usando o método linear de Surf96, resultando em seis modelos de velocidade para a Bacia do Pantanal. Dois modelos exibem velocidades mais altas do que as do IASP91 em 110 km e 150 km de profundidade. Os outros quatro têm velocidades baixas nas regiões entre 110 km e 120 km, assim como em 150 km de profundidade. Isto provavelmente evidência uma litosfera mais fina na Bacia do Pantanal, como proposto por Assumpção et al. (2004).

Abstract

The Pantanal Sedimentary Basin is seismically active, with recorded earthquakes of magnitudes up to m_b 5.4. The upper mantle of this region exhibits a relatively low P and S seismic wave velocity, compared to neighboring regions in South America (Assumpção et al., 2004) (Feng et al., 2007). To better understand the cause of this velocity anomaly in the Pantanal Basin, we analyzed surface wave dispersion curves of earthquakes with magnitudes greater than or equal to 5.5, with different azimuthal distributions. We measure phase and group velocities for the fundamental and first superior vibration modes for Rayleigh surface waves and the fundamental mode of Love wave dispersion curves. We apply the Multiple Filtering Technique and stacking methods to obtain the group and phase velocities of the Rayleigh and Love waves. This allowed us to obtain S wave velocity (1D) models for the Pantanal Basin. The group and phase velocities were inverted using the linear method of Surf96, resulting in six S-wave velocity models for the Pantanal Basin. Two models exhibit velocities higher than those in IASP91 at 110 km and 150 km depth. The other four have low-velocities in a region between 110 km and 120 km, as well as at 150 km depth. This most likely evidences a thinner lithosphere in the Pantanal Basin, as proposed by Assumpção et al. (2004).

Lista de Figuras

- 1.1 Localização da Bacia do Pantanal. (a) Mapa geológico. (b) Modelo digital de elevação. Imagem de Assine et al. (2015) 23
- 1.2 Províncias geológicas, os círculos em vermelho representam os sismos, cujas magnitudes variam de 3,5 a 6,2. As barras em azul, verde e laranja são estimativas das direções de tensão horizontal máxima (SHmax) dos mecanismos de falha inversa, transcorrente e normal, respectivamente (o tamanho de cada barra denota a qualidade dos dados). As barras em azul que estão abertas representam dados hidráulicos. As áreas em rosa são os crátons arqueanos e paleoproterozóicos, os em cinza são neoproterozóicos, paleozóicos e os em amarelo são as principais bacias fanerozóicas (Pt = bacia do Pantanal). TBL é a sigla do Lineamento Transbrasiliano. Na Província do Tocantins, AFB = cinturão do Araguaia, MA = Arco Magmático Neo-Proterozóico e GM = Maciço Arqueano de Goiás. Imagem retirada de (Assumpção e Sacek, 2013). 25
- 1.3 Um modelo possível para o que ocorre em regiões de maior sismicidade, o qual apresenta zonas de baixa velocidade para as ondas sísmicas, podendo estar associado ao afinamento litosférico e como consequência soerguimento da astenosfera. Imagem retirada de (Assumpção et al., 2004). 26
- 1.4 Anomalias da onda S em 100 km de profundidade, obtidas com dispersão das ondas de superfície, imagem retirada de (Feng et al., 2007). A região de anomalia negativa da bacia se situa entre 15° a 20°S e a 55° a 60°W. Pt = Pantanal. TBL: Lineamento Transbrasiliano. 26

1.5	Valores de T_e (espessura elástica efetiva da litosfera) para a América do Sul. Imagem retirada Pérez-Gussinyé et al. (2007).	27
2.1	Propagação e movimento de partícula das Ondas Rayleigh e Love. Imagem adaptada de Feng (2004).	30
2.2	Modelos 1D e 3D de Oscilação livre. Imagens adaptadas de Freedman et al. (2009) e OpenCourseWare (2008)	31
2.3	Núcleos de sensibilidade das ondas Love à esquerda e à direita Rayleigh, seus períodos variam de 10 a 100s para um perfil de velocidade da crosta continental. Retirado de Pasyanos (2005).	32
2.4	Fluxograma de processamento, dividido em seis etapas, sendo elas preparação individual, Técnica de Filtragem Múltipla, empilhamento, obtenção das velocidades de grupo do arranjo, controle de qualidade e inversão das velocidades encontradas.	33
2.5	Sismograma original, evento com epicentro no Chile de magnitude m_b 5,9. O símbolo O corresponde ao tempo de origem, IPU0 corresponde a primeira chegada da onda P e ISU0 corresponde a primeira chegada da onda S. O eixo x representa o tempo em segundos e o eixo y esta em contagem.	34
2.6	Sismograma em deslocamento, decimado e rotacionado, evento com epicentro no Chile de magnitude m_b 5,9. O símbolo O corresponde tempo de origem, IPU0 corresponde a primeira chegada da onda P e ISU0 corresponde a primeira chegada da onda S. O eixo x representa o tempo em segundos e o eixo y representa o deslocamento do chão em μm	34
2.7	Curvas de dispersão de velocidade de grupo da onda Rayleigh de um evento. O eixo x representa o período, e o y a velocidade. Nesta envoltória é possível observar o sismograma completo, contendo modo fundamental de vibração, sua envoltória inicia com período de 11 a 120 segundos e velocidade de 3.5 a 3.8 km/s. Os quadrados em preto representam os pontos mais confiáveis na curva de dispersão, os círculos e triângulos são ruídos. A cor vermelha representa a região com maior energia na envoltória.	36

2.8	Curvas de dispersão, envoltória já filtrada, $\alpha = 50$, para o modo fundamental da onda Rayleigh do o evento da figura 2.7. O eixo x representa o período, e o y a velocidade. Nesta envoltória o modo fundamental com período de 11 a 120 segundos e velocidade de 3.5 a 3.8 km/s. Os quadrados em preto representam os pontos mais confiáveis na curva de dispersão, os círculos e triângulos são ruídos. Pode-se perceber que área grande quantidades de pontos com ruído em torno de 3,00 km/s foi descartada após a passagem da MFT.	37
2.9	Estações Sismográficas instaladas na área de estudo, inseridas em um mapa de topografia. As estações em azul são pertencentes à rede BL, as em roxo pertencem à rede temporária XC e única em preto, pertence à BR.	38
2.10	Gráfico para a obtenção da velocidade de grupo média em cada período, no arranjo de estações da área de estudo. Onde velocidade média é o ajuste de reta entre os pontos de cada período.	39
2.11	Empilhamento dos sismogramas filtrados. Calculo das velocidades de fase entre as estações que foram utilizadas. No eixo x (período), o primeiro marcador representa 21 e o último 47 segundos. No eixo y está representado a velocidade de fase em torno de 3.60 a 3,8 km/s. Os ponto em preto representam os pontos de dispersão. A cor vermelha representa a região com maior energia na envoltória.	39
2.12	Curva de dispersão de baixa qualidade. À esquerda temos a velocidade de fase para o primeiro modo superior da onda Rayleigh. À direita temos as curvas de U em cada estação observadas em cada estação.	40
2.13	Curvas de dispersão com boa qualidade. À esquerda temos a velocidade de fase para o primeiro modo superior da onda Rayleigh. À direita temos as curvas de U em cada estação observadas em cada estação.	41
2.14	Epicentros dos eventos trabalhados. Estrelas em vermelho são os eventos e a área circulada em azul é a Bacia do Pantanal.	44
2.15	Todas as curvas de dispersão de Velocidade de fase para onda Rayleigh, cada cor representa uma evento, sendo a numeração de cada evento igual á Tabela 2.2.	44

2.16	Curvas de C (km/s) para o primeiro modo de vibração da Rayleigh. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as velocidades, de acordo com a Tabela 2.2.	45
2.17	Curvas de U (km/s) do arranjo. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as curvas velocidade de grupo da Rayleigh, de acordo com a Tabela 2.2.	45
2.18	Curvas de C (km/s) para o modo fundamental para onda Love. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as velocidades, de acordo com a Tabela II.O eixo y é a velocidade de fase observada e o x período observado.	46
2.19	Curvas médias C (km/s) e U (km/s) para os modos da onda Rayleigh e Love. O eixo y é a velocidade de fase observada e o x período observado.	47
3.1	À esquerda está o primeiro modelo inicial para a Love em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C (km/s). Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.	50
3.2	À esquerda temos o segundo modelo inicial da Love em azul e o modelo final em vermelho, após 18 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C . Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.	50
3.3	À esquerda temos o terceiro modelo inicial da Love em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C . Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.	51

3.4	<p>A: Primeiro modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,034$ km/s. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcleos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.</p>	52
3.5	<p>A: Segundo modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 18 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,018$. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcleos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.</p>	53
3.6	<p>A: Terceiro modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,059$ km/s. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcleos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.</p>	54
3.7	<p>Comparação entre os modelos finais da Rayleigh e da Love. A Descontinuidade de Mohorovicic esta entre 35 a 40 km e o Limite entre a Litsofera e Astenosfera inicia-se entre 110 km.</p>	55

3.8	Mapa atualizado da espessura da crosta na América do Sul. Círculos vermelhos são dados de Assumpção et al. (2013). Os círculos brancos são os dados atuais, proveniente das análises das redes XC e RSBR. Imagem retirada de Rivadeneyra-Vera et al. (2019).	55
3.9	Observações geofísicas de alguns métodos utilizados para mensurar o LAB, como por exemplo, mudança na taxa de deformação; aumento na temperatura; região de baixa velocidade para a onda S (podendo estar relacionado com uma mudança tanto composicional, quanto térmica); alteração na anisotropia; diminuição na resistividade. Imagem retirada de Eaton et al. (2009).	56
3.10	Modelo de profundidade global para o LAB. Imagem retirada de Plomerová et al. (2002).	57
3.11	A: Profundidade da litosfera na BSP. B: Velocidade da onda SV em 150 km. Imagem retirada de CAM2016.	58
3.12	Anomalias da onda S em 150 km de profundidade, no qual se usou dispersão das ondas de superfície, imagem retirada de Feng et al. (2007). A região de anomalia negativa da bacia se situa entre 15° a 20°S e a 55° a 60°W. TBL: Linamento Transbrasiliano.	59

Lista de Tabelas

2.1	Relação entre Faixa Epicentral e α	35
2.2	Informações dos Eventos	43
A.1	Estações Utilizadas (Modo Fundamental, Rayleigh)	70
A.2	Estações Utilizadas (Primeiro Modo Superior, Rayleigh)	70
A.3	Estações Utilizadas (Modo Fundamental, Love)	70

Sumário

1. <i>Introdução</i>	23
2. <i>Teoria e Métodos Empregados</i>	29
2.1 Ondas de Superfície, Dispersão e Modos Normais	29
2.2 Núcleo de Sensibilidade	32
2.3 Processamento	33
2.3.1 Preparação individual	33
2.3.2 MFT (Multiple Filtering Techniques) e Aplicação	35
2.3.3 Velocidade de Grupo do Arranjo de Estações	37
2.3.4 Empilhamento dos Sismogramas Filtrados	38
2.3.5 Controle de Qualidade	40
2.3.6 Inversão das Velocidades de C e U do Arranjo	41
2.4 Dados	42
3. <i>Resultados e Discussões</i>	49
3.1 Inversões Para Onda Love	49
3.1.1 Modelo I	49
3.1.2 Modelo II	49
3.1.3 Modelo III	51
3.2 Inversões Para Onda Rayleigh	51
4. <i>Conclusões</i>	61
<i>Referências</i>	63

<i>Apêndice</i>	67
<i>A. Estações Utilizadas Por Evento</i>	69

Introdução

A Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP) é uma depressão tectônica interior possuindo idade quaternária (Facincani et al., 2011), esta localizada na região centro-oeste do Brasil (Figura 1.1), cobrindo uma área de aproximadamente 135.000 km² da bacia do Alto Paraguai com altitude de 80 a 180 m acima do nível do mar (Assine e Soares, 2004).

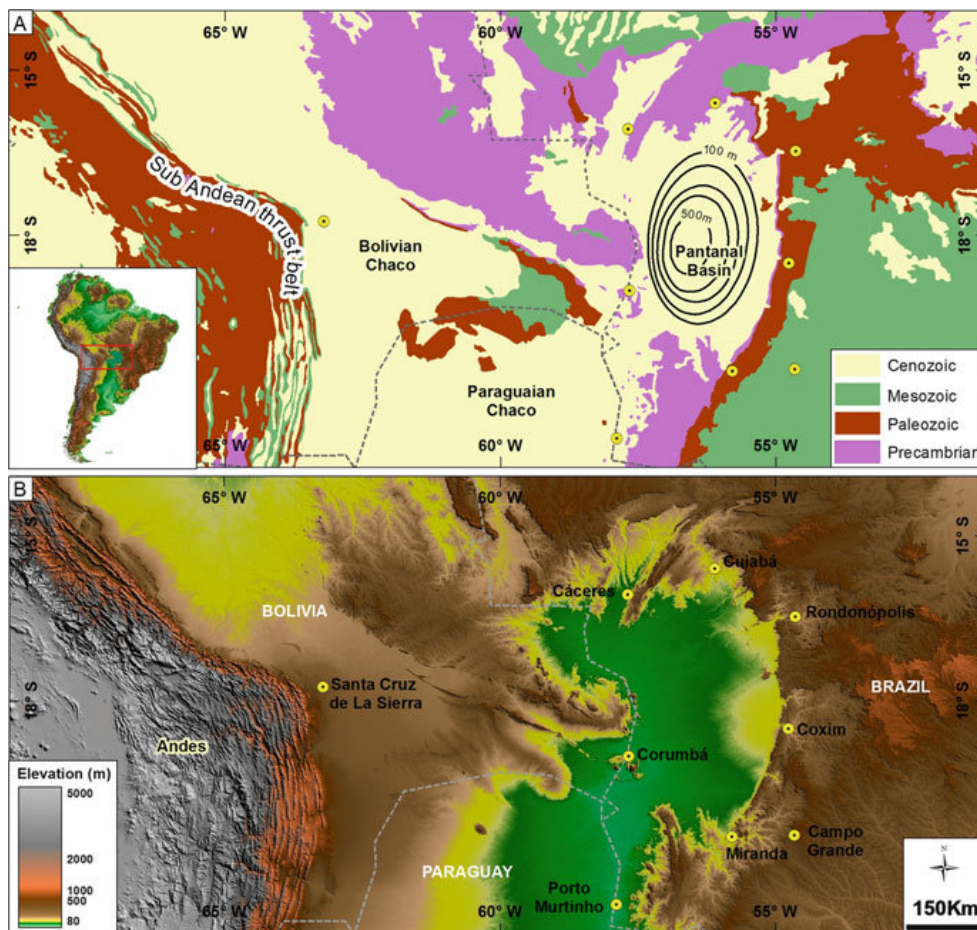


Figura 1.1: Localização da Bacia do Pantanal. (a) Mapa geológico. (b) Modelo digital de elevação. Imagem de Assine et al. (2015)

A BSP possui uma estratigrafia com afinamento em textura no topo sendo preenchida em boa parte por minerais siliclástico. O seu embasamento é constituído de rochas metamórficas neoproterozóicas dos grupos Cuiabá e Corumbá, como também, em sua porção oriental, rochas sedimentares de unidades paleozóicas da Bacia do Paraná (de Almeida et al., 2007). Possui uma espessura de sedimentos de aproximadamente 550 m, mensurados por dados de sísmica. As informações do subsolo estão restritas a 11 poços perfurados em meados de 1960 pela Petrobrás. O mais profundo alcançou 412,5 m da formação do Pantanal (Assine e Soares, 2004).

De acordo com Ussami et al. (1999), seu processo de origem foi uma consequência, da reativação tectônica do forebulge durante o último evento compressivo andino em 2,5 bilhões de anos atrás. O depocentro é paralelo ao alongamento do forebulge (elevação localizada em frente de uma carga na litosfera) e a subsidência foi controlada por falhas.

Na região da BSP ocorreu um dos maiores sismo registrados no Brasil, próximo à cidade de Miranda, em 1964, sendo a magnitude m_b 5,4. Outro evento importante ocorreu em Coxim, em junho de 2009, com magnitude de m_b 4,8. Estudos realizados por Assumpção e Suárez (1988) e Dias et al. (2016) mostraram que os mecanismos focais de tais eventos estão relacionados a falhas inversas.

Os eventos do Pantanal parecem formar uma zona sísmica em continuação à faixa sísmica de Goiás-Tocantins (Figura 1.2). Há uma linha de epicentros confinada em regiões com anomalias gravitacionais (Ar livre) superiores a -20 mGal, onde há a formação de uma zona sísmica com aproximadamente 200 km de largura, podendo ser causada por flexão da litosfera e compressões na crosta superior (Assumpção e Sacek, 2013).

Diversos modelos são propostos para melhor explicar a distribuição de sismicidade em regiões intraplaca. Em geral, os modelos propostos envolvem zonas de fraqueza, concentrações de tensão a partir da variação de densidade lateral, tensões de flexão ou uma combinação de ambos. Contudo, para áreas que apresentam sismos menores, é difícil mensurar e identificar essas zonas de fraqueza. A sismicidade nas áreas central e sudeste do Brasil não são bem distribuídas, como também, não há relação clara com as características geológicas da superfície (Assumpção et al., 2004).

É observado que em regiões de maior sismicidade podem ocorrer zonas de baixa velocidade na litosfera para as ondas P e S, as quais estariam associadas a um afinamento litosférico e como consequência soerguimento da astenosfera (Figura 1.3). Essa mudança

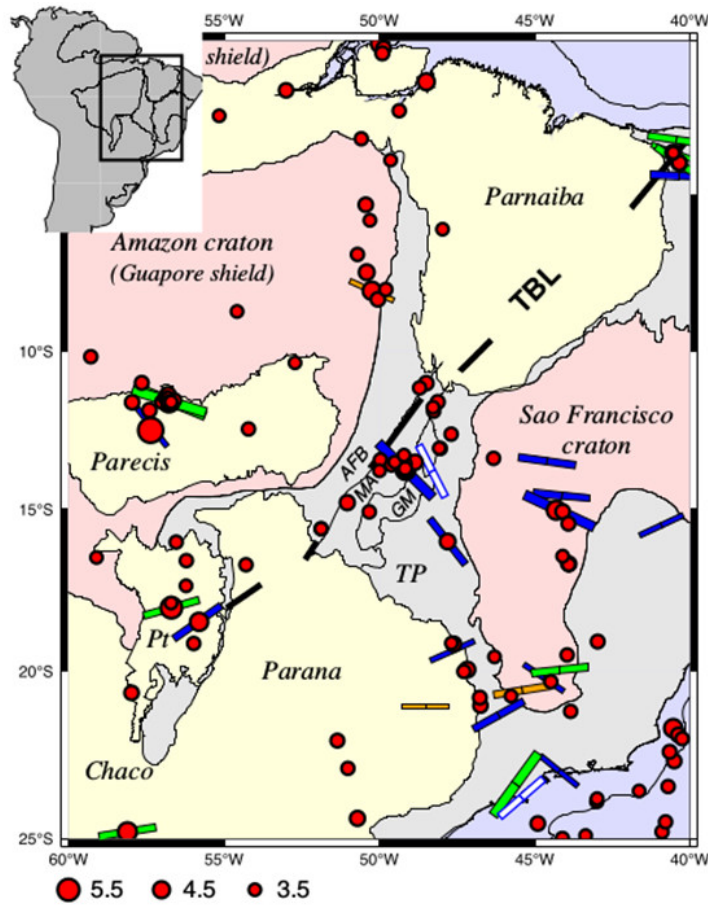


Figura 1.2: Províncias geológicas, os círculos em vermelho representam os sismos, cujas magnitudes variam de 3,5 a 6,2. As barras em azul, verde e laranja são estimativas das direções de tensão horizontal máxima (SHmax) dos mecanismos de falha inversa, transcorrente e normal, respectivamente (o tamanho de cada barra denota a qualidade dos dados). As barras em azul que estão abertas representam dados hidráulicos. As áreas em rosa são os crátons arqueanos e paleoproterozóicos, os em cinza são neoproterozóicos, paleozóicos e os em amarelo são as principais bacias fanerozóicas (Pt = bacia do Pantanal). TBL é a sigla do Lineamento Transbrasiliiano. Na Província do Tocantins, AFB = cinturão do Araguaia, MA = Arco Magmático NeoProterozóico e GM = Maciço Arqueano de Goiás. Imagem retirada de (Assumpção e Sacek, 2013).

na profundidade do limite entre litosfera e astenosfera poderia acarretar em aumento do fluxo de calor e dessa forma, alterar a reologia da litosfera (Assumpção et al., 2004).

No trabalho de tomografia de Feng et al. (2007), onde foram utilizadas velocidades de grupo da onda Rayleigh (somente modos normais), foi observada uma forte redução na velocidade de propagação da onda S sob os Andes. A presença de reduções de velocidade significativamente mais tênue sob as bacias do Chaco, oeste do Paraná e Pantanal (Figura 1.4) aparentemente indicam afinamento litosférico. A subida da astenosfera nesta região poderia, portanto, mudar a estrutura reológica da litosfera deixando-a mais frágil.

O trabalho de espessura elástica efetiva da litosfera (T_e) na América do Sul realizado

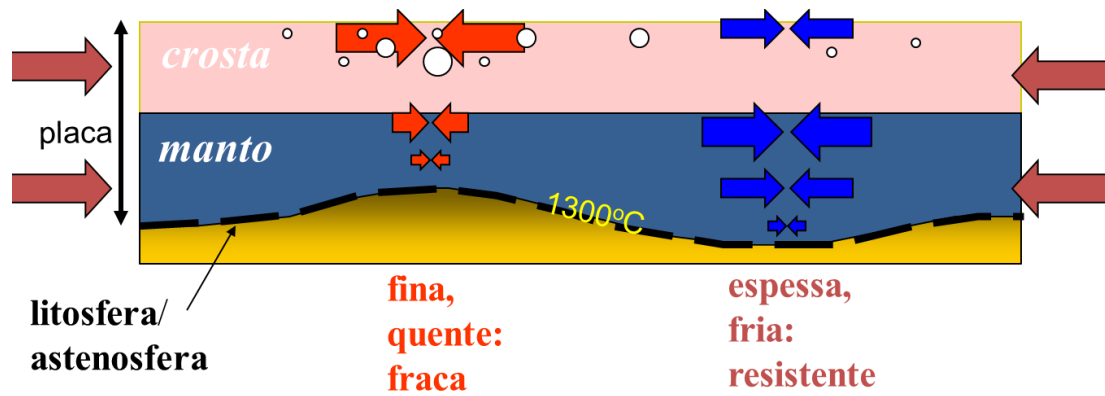


Figura 1.3: Um modelo possível para o que ocorre em regiões de maior sismicidade, o qual apresenta zonas de baixa velocidade para as ondas sísmicas, podendo estar associado ao afinamento litosférico e como consequência soerguimento da astenosfera. Imagem retirada de (Assumpção et al., 2004).

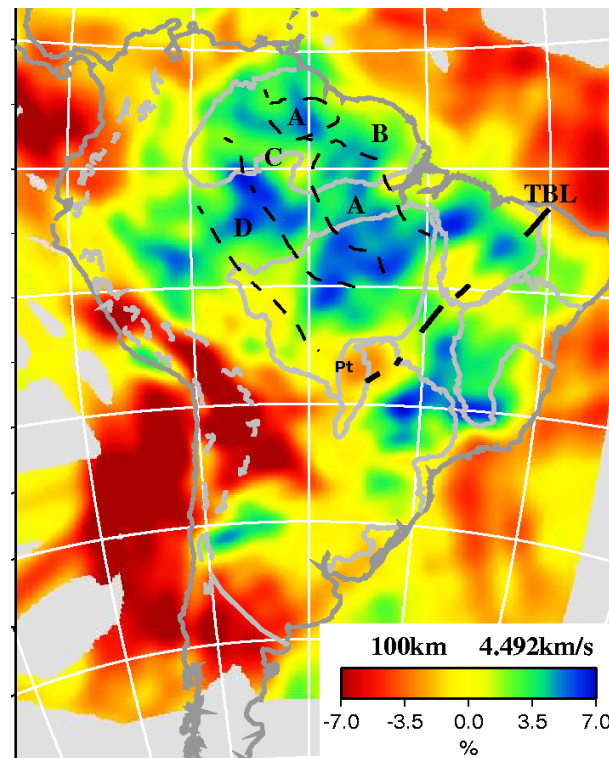


Figura 1.4: Anomalias da onda S em 100 km de profundidade, obtidas com dispersão das ondas de superfície, imagem retirada de (Feng et al., 2007). A região de anomalia negativa da bacia se situa entre 15° a 20°S e a 55° a 60°W. Pt = Pantanal. TBL: Lineamento Transbrasileiro.

por Pérez-Gussinyé et al. (2007) mostra um baixo T_e para a litosfera da Bacia do Pantanal que é coincidente com as anomalias de baixa velocidade e, dessa forma, poderia corroborar para uma interpretação de uma litosfera mais fina (Figura 1.5).

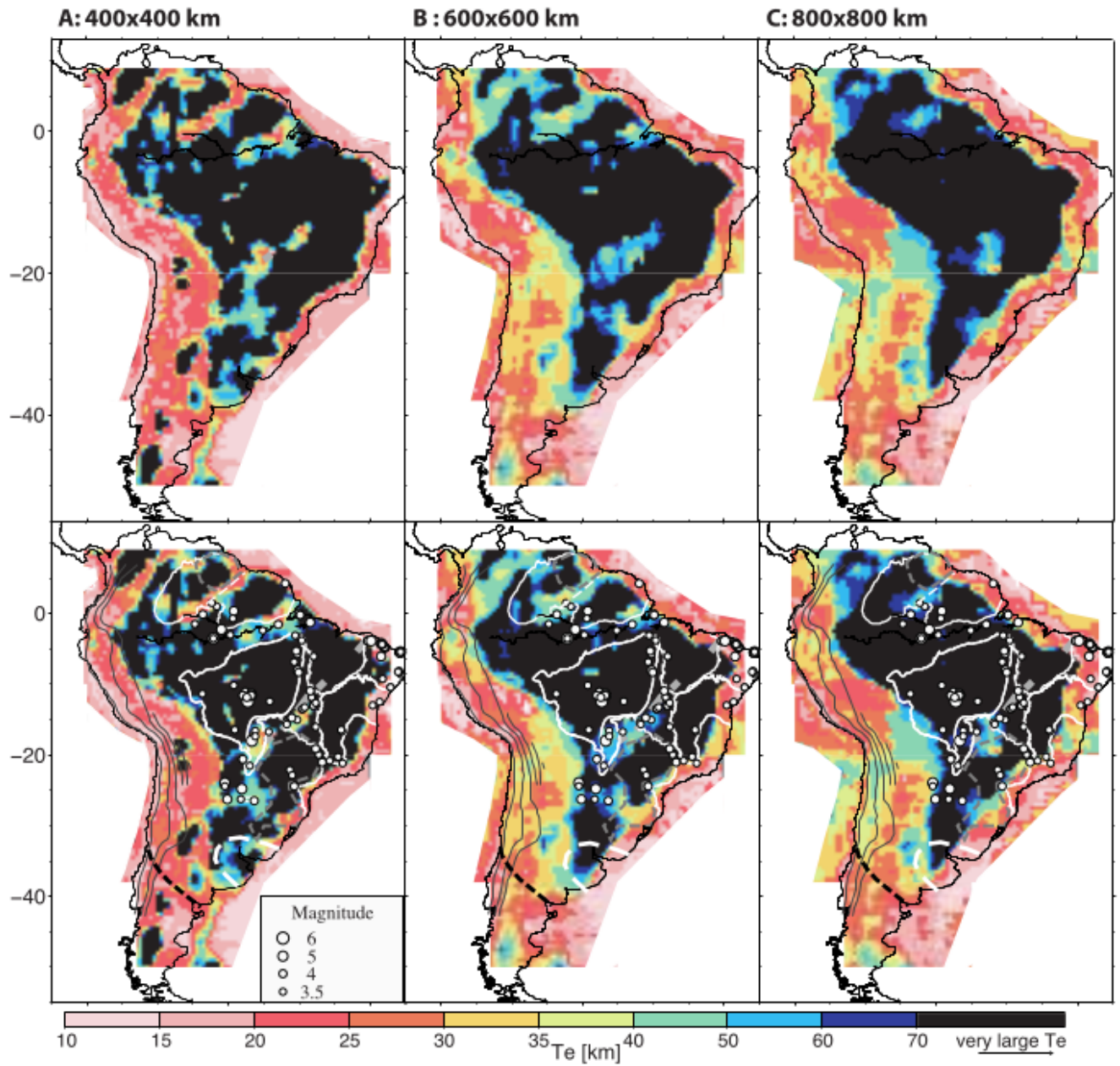


Figura 1.5: Valores de T_e (espessura elástica efetiva da litosfera) para a América do Sul. Imagem retirada Pérez-Gussinyé et al. (2007).

Teoria e Métodos Empregados

2.1 Ondas de Superfície, Dispersão e Modos Normais

Ondas de superfície são o resultado do acoplamento das ondas P e S. Sua energia é concentrada nas camadas mais próximas da superfície da Terra. Por meio de um espalhamento geométrico, a energia decai aproximadamente com o inverso da distância da fonte. Como as ondas Rayleigh e Love são sensíveis às variações de velocidade no manto superior, ao medirmos a velocidade com a qual essas ondas se propagam, podemos obter informações sobre as variações de propriedades físicas da litosfera. As velocidades são determinadas a partir da análise dos registros feitos por estações para diferentes fontes sísmicas (Radi et al., 2017).

Através da interferência construtiva na superfície entre as ondas P e SV são geradas as ondas Rayleigh, podendo esta existir em qualquer superfície livre. As oscilações da mesma são contidas no plano vertical sem componente tangencial (Figura 2.1a). Os movimentos de partícula na componente radial e vertical possuem uma defasagem de 90° causando movimentos de partícula elípticos retrógrados. Sendo sua amplitude visível nas componentes radial e vertical.

A onda Love resulta da interferência construtiva da onda S polarizada horizontalmente (Figura 2.1b). A sua existência relaciona-se com o aumento da velocidade com a profundidade, sendo visível na componente transversal. A onda Love apresenta velocidade maior que a onda Rayleigh, pois é observada antes no sismograma.

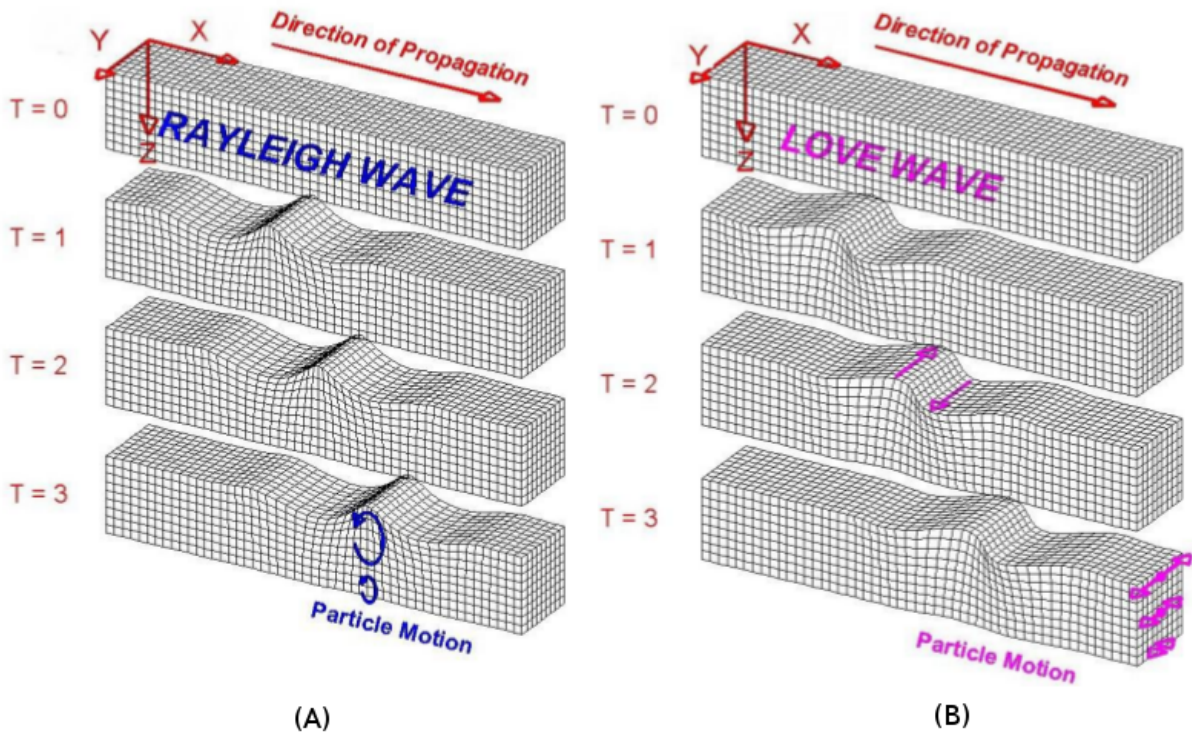


Figura 2.1: Propagação e movimento de partícula das Ondas Rayleigh e Love. Imagem adaptada de Feng (2004).

Os métodos que usam as ondas de superfície para o estudo das camadas da Terra dependem do fenômeno da dispersão, no qual períodos maiores possuem maiores velocidades. Os períodos curtos amostram estruturas mais próximas à superfície, enquanto os longos comprimentos de ondas são mais sensíveis às variações de velocidade que ocorrem em camadas mais profundas da Terra.

A velocidade de grupo $U(\omega)$ e a de fase $C(\omega)$ estão relacionadas pela equação 2.1, sendo k o número de onda. Como $U(\omega)$ é a derivada de $C(\omega)$, uma mínima alteração na velocidade de fase, pode acarretar em grandes variações na velocidade de grupo. Comumente, na Terra $C(\omega)$ diminui com a frequência, no qual se tem $(\frac{\partial C}{\partial k}$ menor que 0) implicando em $C(\omega)$ ser maior que $U(\omega)$.

$$U = \frac{\partial(kC)}{\partial k} = C + \frac{\partial C}{\partial k} \quad (2.1)$$

Modos normais são de frequência muito baixa, portanto, difíceis de observar em um sismograma. Esses modos são gerados na Terra a partir de ondas sísmicas de grande com-

primeto de onda que interferem para formar ondas estacionárias. Apenas os terremotos com grandes liberações de energia são capazes de gerar oscilações livres que são aparentes na maioria dos sismogramas.

Esses modos descrevem a oscilação livre de uma esfera e podem ser divididos conforme a onda de superfície trabalhada. Os esferoidais ocorrem com as ondas P e SV (Rayleigh). Os modos toroidais envolvem apenas ondas SH (Love) e não existem no núcleo externo, visto que, a onda S não se propaga em fluídos.

Para entendê-los, é instrutivo considerar o modelo 1D, sendo este de uma corda vibrante fixa em ambas as extremidades (Figura 2.2a). O caso 3D (Figura 2.2b), é semelhante ao 1D, pois exige que as ondas estacionárias se interfiram e se encontrem em um ponto nulo, obedecendo a equação (2.2).

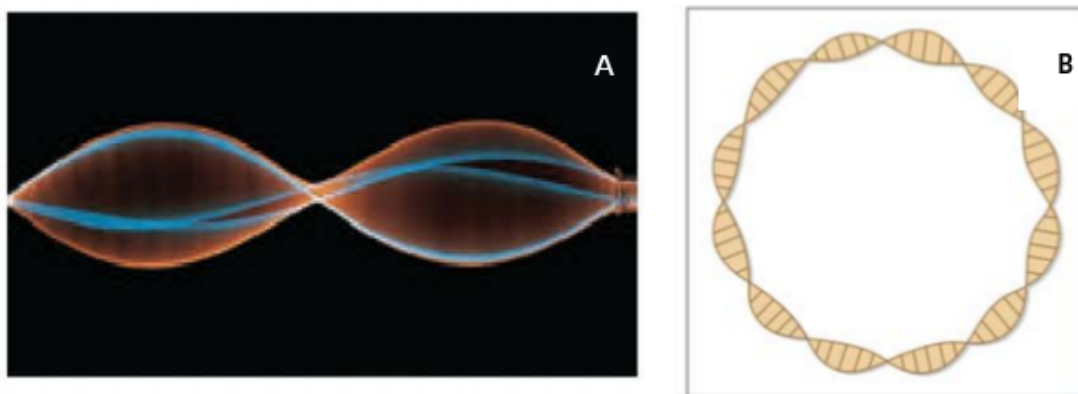


Figura 2.2: Modelos 1D e 3D de Oscilação livre. Imagens adaptadas de Freedman et al. (2009) e OpenCourseWare (2008)

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} \quad (2.2)$$

A solução da equação 2.2 é $\sin(\frac{\omega L}{c})$. Igualando a solução a zero, temos que $\frac{\omega L}{c} = (n+1)\pi$. Sendo $n = 0, 1, 2$ e assim por diante. Logo há infinitas frequências discretas (ω_n) que satisfazem a equação 2.2, sendo conhecidas de autofrequências. Para $n = 0$ temos o modo fundamental (facilmente observado) e todos $n \geq 1$ correspondem aos modos superiores.

2.2 Núcleo de Sensibilidade

Com mencionado antes, períodos maiores possuem velocidades maiores. Logo, ondas com períodos diferentes possuem sensibilidade às interfaces em profundidades diferentes. Para relacionar as velocidades de C e U de períodos distintos com as estruturas em diferentes profundidades, é importante saber $(\frac{\partial C}{\partial \beta})$ e $(\frac{\partial U}{\partial \beta})$ a derivada parcial de cada velocidade em função da velocidade da onda S.

As derivadas parciais implicam que uma derivada zero significa que qualquer perturbação de velocidade de onda S não influencia a velocidade de U ou C, contudo uma sensibilidade elevada significa que uma pequena perturbação na velocidade de onda S causará grande variação nas velocidades. Neste sentido, podemos observar na Figura 2.3 que as ondas Rayleigh e Love de períodos longos são sempre mais sensíveis às profundidades maiores, enquanto que as ondas de períodos curtos são mais sensíveis à parte rasa.

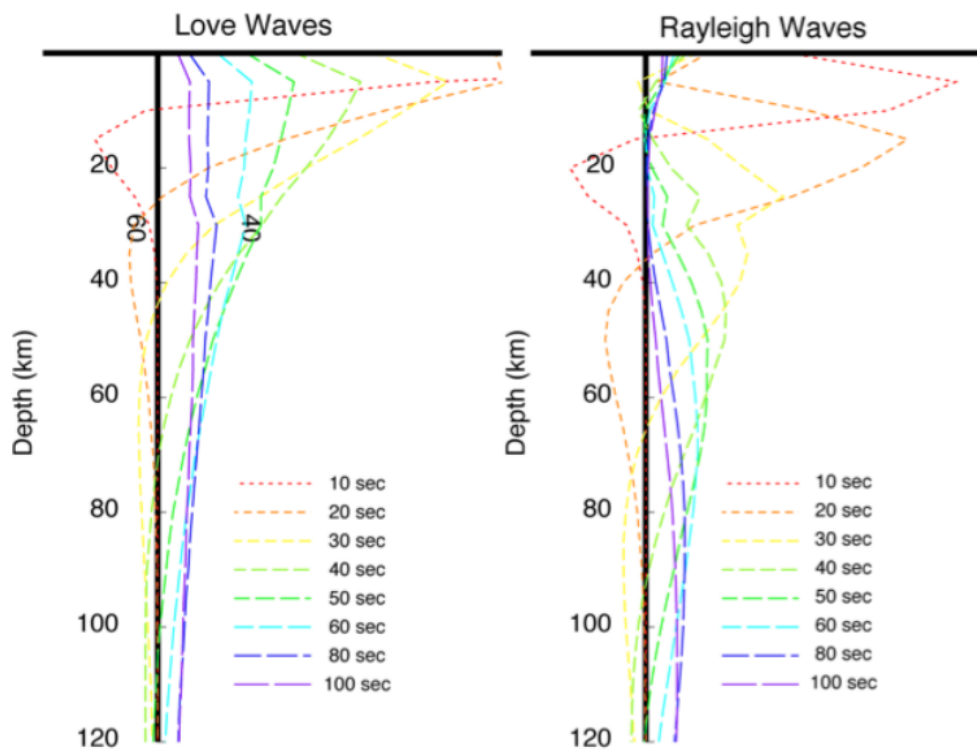


Figura 2.3: Núcleos de sensibilidade das ondas Love à esquerda e à direita Rayleigh, seus períodos variam de 10 a 100s para um perfil de velocidade da crosta continental. Retirado de Pasyanos (2005).

2.3 Processamento

O processamento dos dados é dividido em seis etapas (Figura 2.4).

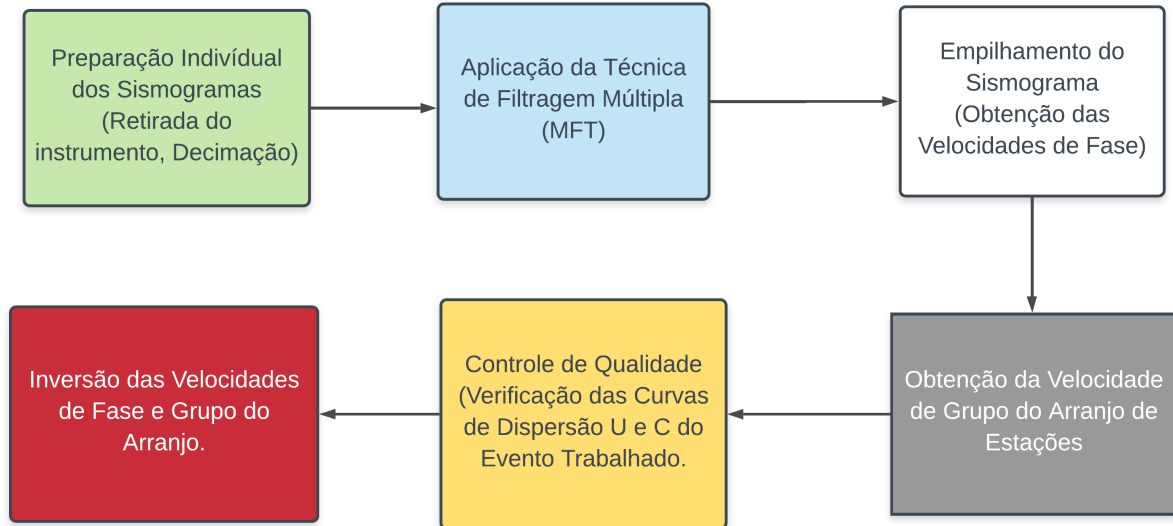


Figura 2.4: Fluxograma de processamento, dividido em seis etapas, sendo elas preparação individual, Técnica de Filtragem Múltipla, empilhamento, obtenção das velocidades de grupo do arranjo, controle de qualidade e inversão das velocidades encontradas.

2.3.1 Preparação individual

Por meio do SAC (Seismic Analysis Code) (Goldstein et al., 2003) iniciamos a leitura individual de cada sismograma (Figura 2.5). Foi retirada a tendência linear e utilizando arquivos de polos e zeros (arquivo de resposta para cada estação), por meio do comando transfer retiramos a resposta do instrumento, para que assim as amplitudes do sismograma representem a medida do deslocamento do solo.

O sismograma original possui em torno de 200 mil amostras, para a aplicar a Técnica de Filtragem Múltipla é necessário decima-lo (reamostragem), pois a mesma não suporta esse valor. Posteriormente é feita uma mudança de sistemas de coordenadas das componentes do sismograma, de vertical/norte/sul para vertical/radial/transversal, uma vez que as ondas Love e Rayleigh são observadas com maiores amplitudes nas componentes transversais e radiais/verticais, respectivamente (Figura 2.6).

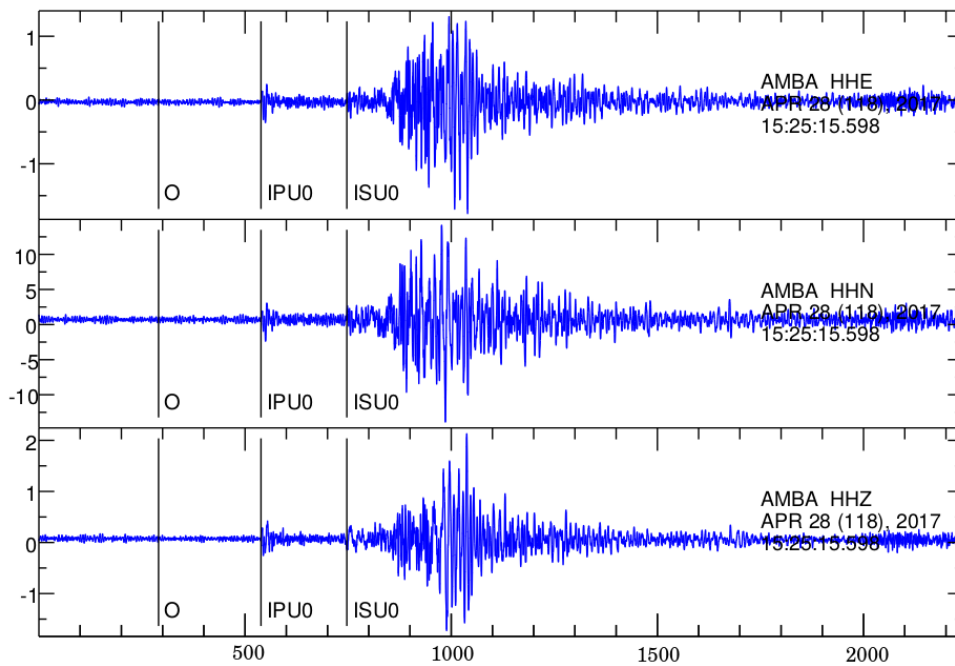


Figura 2.5: Sismograma original, evento com epicentro no Chile de magnitude m_b 5,9. O símbolo O corresponde ao tempo de origem, IPU0 corresponde a primeira chegada da onda P e ISU0 corresponde a primeira chegada da onda S. O eixo x representa o tempo em segundos e o eixo y esta em contagem.

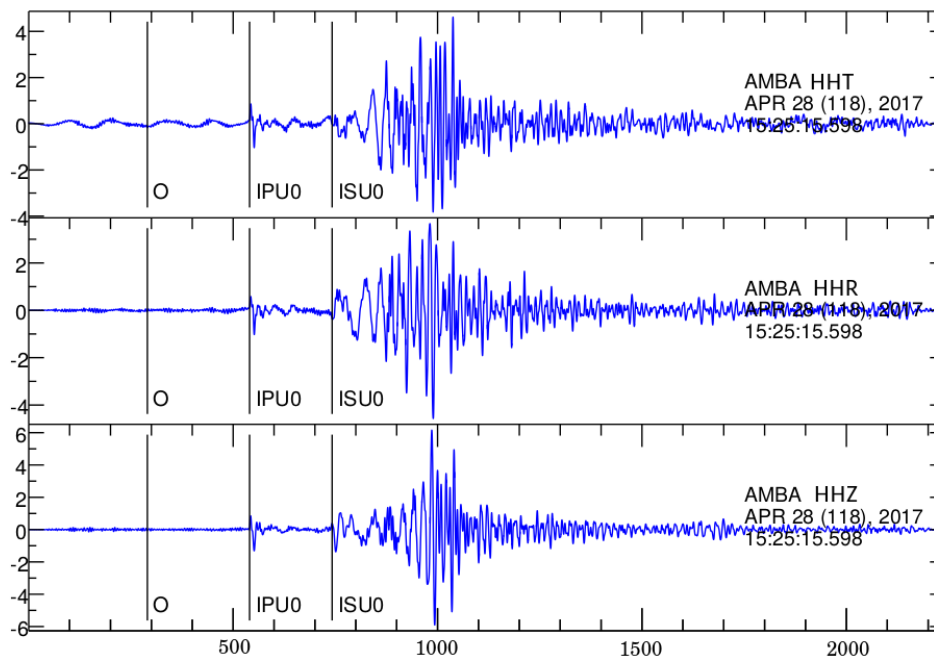


Figura 2.6: Sismograma em deslocamento, decimado e rotacionado, evento com epicentro no Chile de magnitude m_b 5,9. O símbolo O corresponde tempo de origem, IPU0 corresponde a primeira chegada da onda P e ISU0 corresponde a primeira chegada da onda S. O eixo x representa o tempo em segundos e o eixo y representa o deslocamento do chão em μm .

2.3.2 MFT (Multiple Filtering Techniques) e Aplicação

Denominada de Técnica de Filtragem múltipla (Dziewonski et al., 1969) e (Herrin e Goforth, 1977), este método é utilizado para se obter a velocidade de grupo das ondas Rayleigh e Love. Essa técnica consiste da aplicação de filtros passa-banda estreitos, onde é isolado o pacote das ondas que correspondem à frequência central de cada filtro. Em seguida, a velocidade de grupo para aquela frequência pode ser determinada ao dividirmos a distância epicentral pelo tempo de percurso do pacote de ondas. Para isso, é necessário que haja no cabeçalho do sismograma o tempo de origem e a distância epicentral. Neste trabalho, utilizamos o filtro Gaussiano, como apresentado por Herrmann e Ammon (2002) que é dado pela equação 2.3:

$$H(\omega) = e^{-\frac{\alpha(\omega-\omega_0)^2}{(\omega_0^2)}} \quad (2.3)$$

Sendo α uma constante que controla a largura do filtro e ω_0 a frequência central. Este filtro permite que obtenhamos uma boa resolução de cada frequência central, assim como da velocidade.

A rotina de Herrmann e Ammon (2002) carrega os sismogramas que já foram processados no SAC, no qual os arquivos possuem em seus cabeçalhos informações como: latitude, longitude e distância epicentral do evento. Posteriormente escolhemos o valor de α que se relaciona com a Faixa Epicentral (intervalos de distâncias epicentrais, por exemplo, para um evento com distância epicentral de 1500 km, usa-se a faixa epicentral de 1000 km, que se relaciona com $\alpha = 25$) e pode ser ajustado conforme a Tabela 2.1 Herrmann e Ammon (2002). Em seguida, a MFT é iniciada.

Considerando o sismograma original (Figura 2.7), usamos um $\alpha = 50$, visto que o evento apresenta distância epicentral de aproximadamente 2000 km. A filtragem da componente vertical para a onda Rayleigh gera a velocidade de grupo do modo fundamental (Figura 2.8).

Tabela 2.1 - Relação entre Faixa Epicentral e α

Faixa Epicentral (km)	α
1000	25
2000	50

Continua na próxima página...

Tabela 2.1 - Continuação

Faixa Epicentral (km)	α
4000	100
8000	200

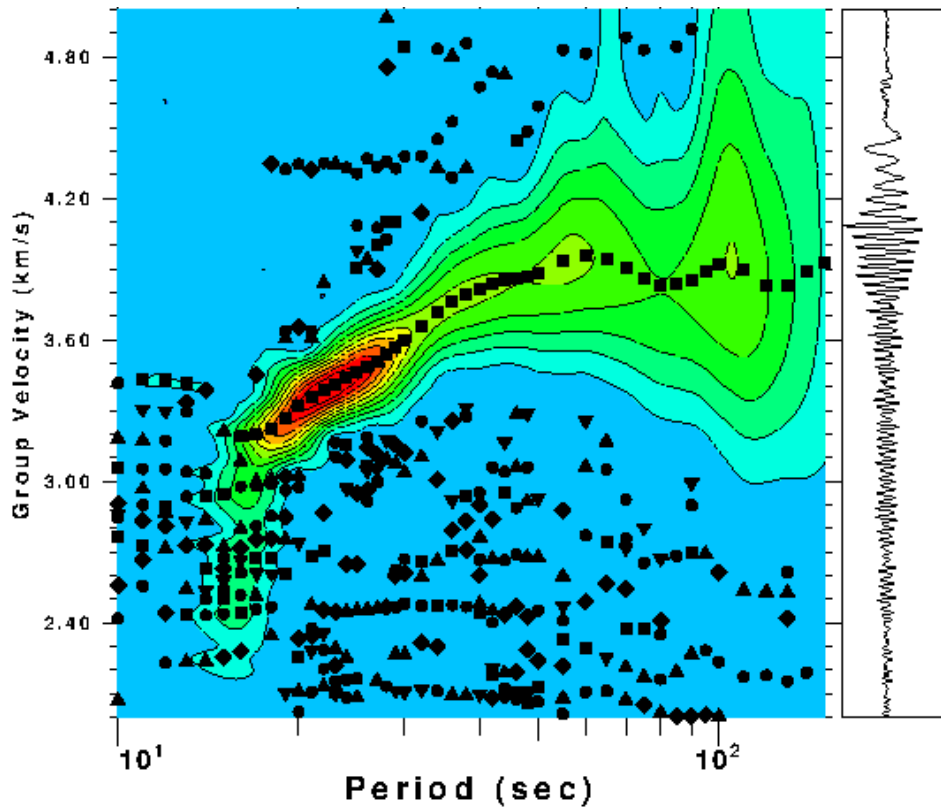


Figura 2.7: Curvas de dispersão de velocidade de grupo da onda Rayleigh de um evento. O eixo x representa o período, e o y a velocidade. Nesta envoltória é possível observar o sismograma completo, contendo modo fundamental de vibração, sua envoltória inicia com período de 11 a 120 segundos e velocidade de 3.5 a 3.8 km/s. Os quadrados em preto representam os pontos mais confiáveis na curva de dispersão, os círculos e triângulos são ruidos. A cor vermelha representa a região com maior energia na envoltória.

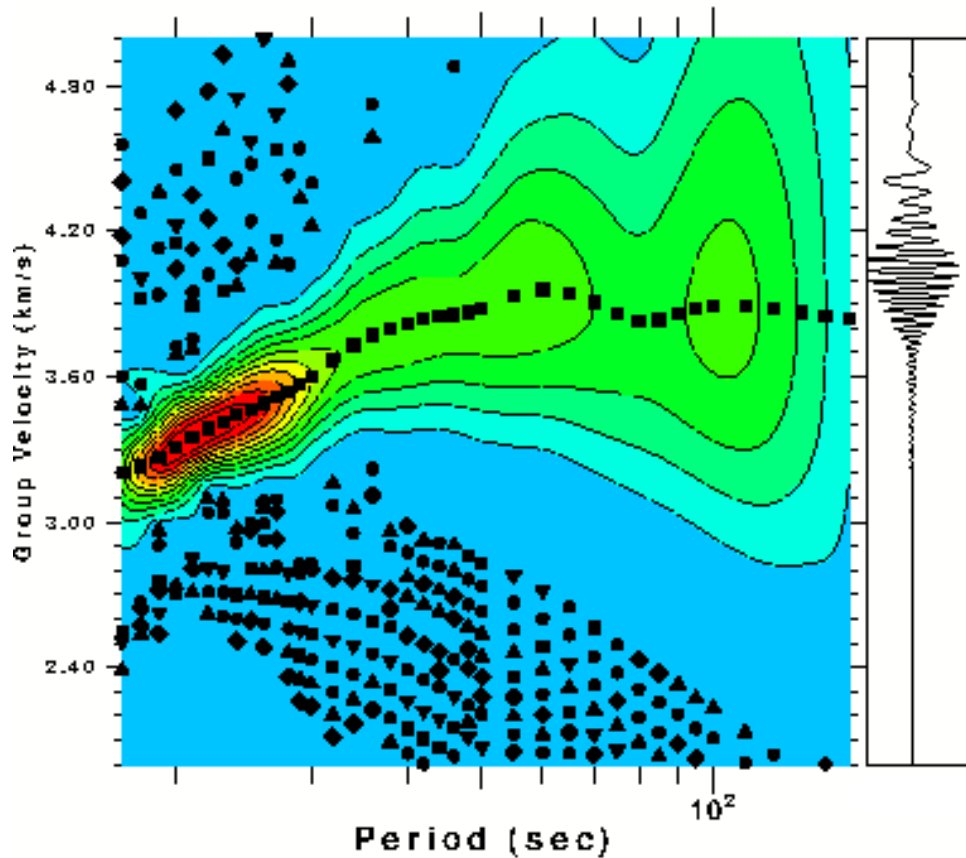


Figura 2.8: Curvas de dispersão, envoltória já filtrada, $\alpha = 50$, para o modo fundamental da onda Rayleigh do o evento da figura 2.7. O eixo x representa o período, e o y a velocidade. Nesta envoltória o modo fundamental com período de 11 a 120 segundos e velocidade de 3.5 a 3.8 km/s. Os quadrados em preto representam os pontos mais confiáveis na curva de dispersão, os círculos e triângulos são ruídos. Pode-se perceber que área grande quantidades de pontos com ruído em torno de 3,00 km/s foi descartada após a passagem da MFT.

2.3.3 Velocidade de Grupo do Arranjo de Estações

As curvas de dispersão de U obtidas após a aplicação da MFT são entre a estação e o evento. Partindo do pressuposto que a geologia entre as estações seja semelhante, buscamos obter a U_{media} entre as estações (Figura 2.9). As estações em magenta pertencem a rede XC, são temporárias e foram instaladas pelo Projeto Três Bacias (Pantanal-Chaco-Paraná Basin (PCPB): Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution). As estações em azul são da rede BL e a em preto, rede BR. As redes BR e BL estão incluídas na Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Para isso as velocidades que foram encontradas são interpoladas para períodos inteiros, em seguida foi obtido o tempo de percurso de cada período, dividindo a distância epicentral

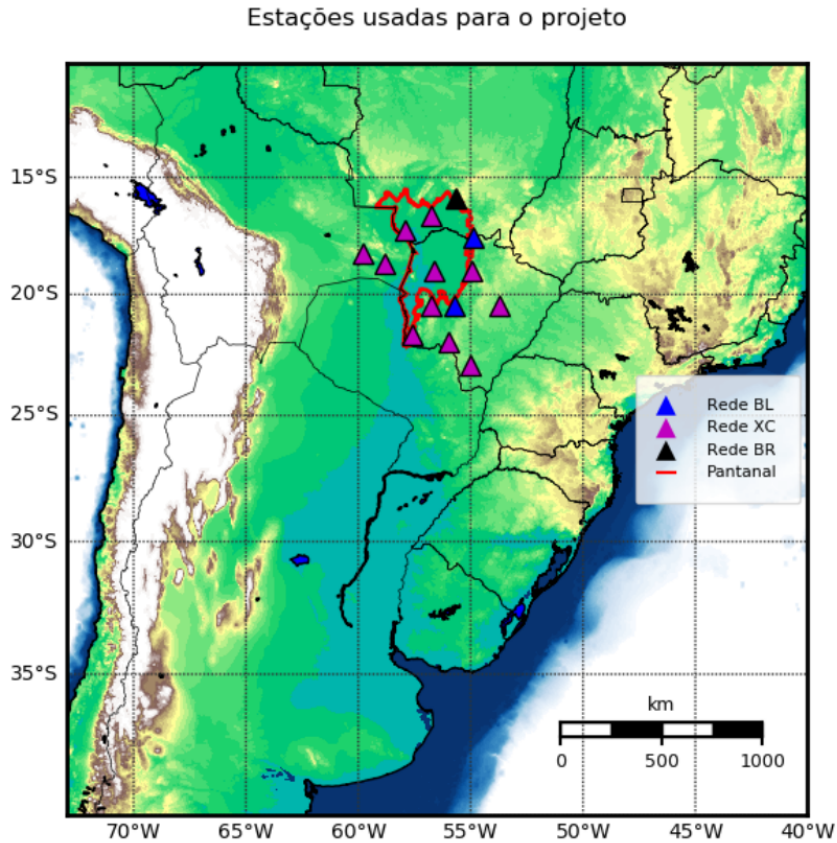


Figura 2.9: Estações Sismográficas instaladas na área de estudo, inseridas em um mapa de topografia. As estações em azul são pertencentes à rede BL, as em roxo pertencem à rede temporária XC e única em preto, pertence à BR.

pela velocidade interpolada de cada período.

Após, realizarmos esse passo em cada estação, gera-se o gráfico de tempo de percurso pela distância epicentral, visto que as incertezas estão contidas no tempo de percurso, onde é feito o ajuste de reta para cada período observado em suas respectivas estações. (Figura 2.10). A U_{media} de cada período é obtida quando se calcula o inverso do coeficiente angular.

2.3.4 Empilhamento dos Sismogramas Filtrados

Após a MFT, obtemos as velocidades de grupo do evento para cada estação, assim como seus respectivos sismogramas filtrados. Em seguida realizamos o empilhamento de todos os sismogramas filtrados para o respectivo evento, com o processo do_pom (Herrmann e Ammon, 2002) para obter as velocidades de fase para cada harmônico desejado (Figura 2.11).

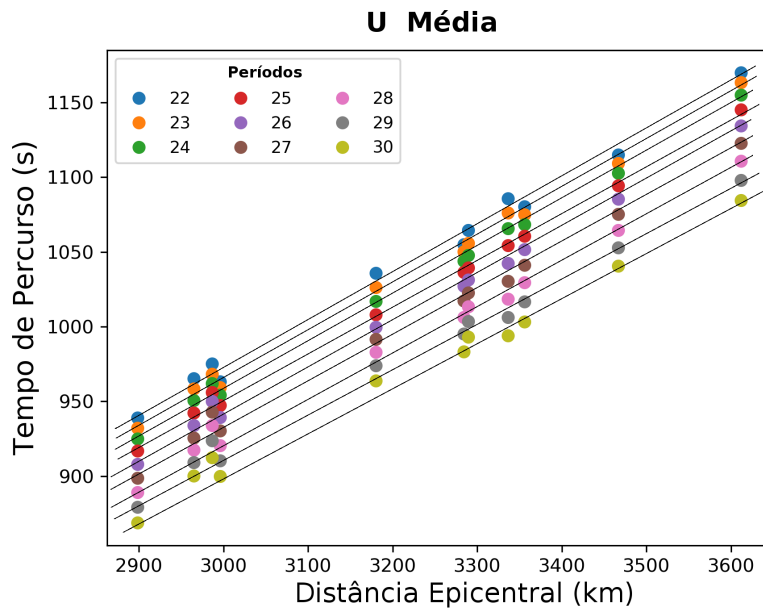


Figura 2.10: Gráfico para a obtenção da velocidade de grupo média em cada período, no arranjo de estações da área de estudo. Onde velocidade média é o ajuste de reta entre os pontos de cada período.

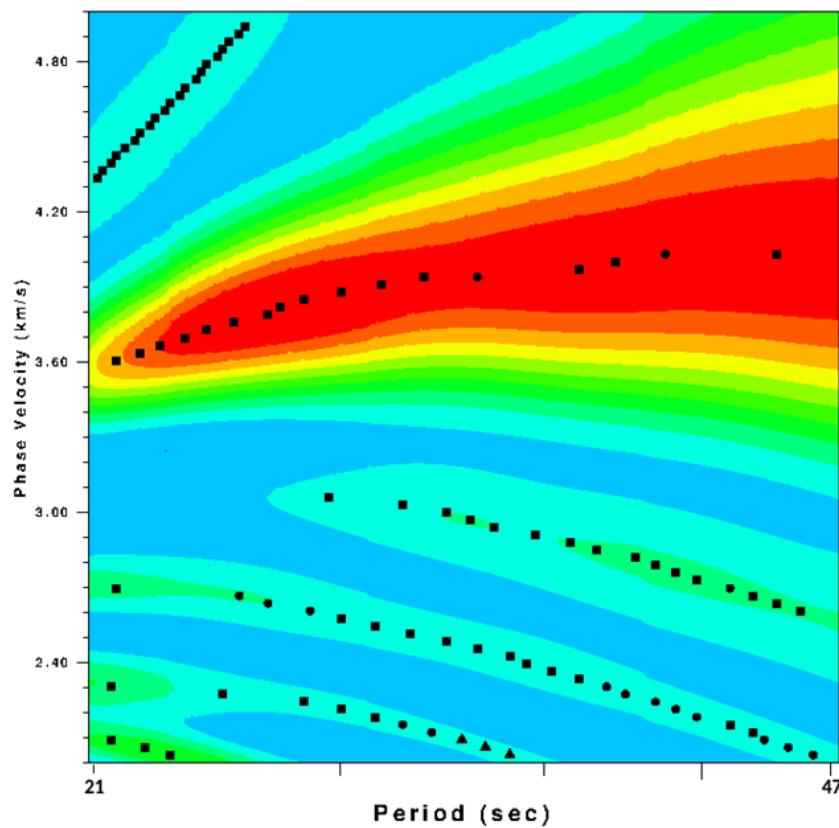


Figura 2.11: Empilhamento dos sismogramas filtrados. Cálculo das velocidades de fase entre as estações que foram utilizadas. No eixo x (período), o primeiro marcador representa 21 e o último 47 segundos. No eixo y está representado a velocidade de fase em torno de 3.60 a 3,8 km/s. Os pontos em preto representam os pontos de dispersão. A cor vermelha representa a região com maior energia na envoltória.

2.3.5 Controle de Qualidade

Devido à complexidade geológica da Bacia, alguns dados não forneceram os resultados esperados. Por exemplo, na Figura (2.12) se observa que as envoltórias estão decaindo, contrapondo o fato que períodos maiores apresentam maiores velocidades. Há um padrão, entre 6 a 7,5 segundos, onde há a variação crescente dos períodos com a velocidade, no entanto, foi necessário reprocessá-lo.

A velocidade de fase é obtida pelo empilhamento dos sismogramas, logo a razão por não conseguirmos obtê-la está relacionada com os sismogramas filtrados erroneamente ou o dado analisado não é de boa qualidade.

Como esses sismogramas são obtidos com a aplicação da MFT, suas velocidades de grupo também estarão com má qualidade, dessa forma, observamos que comparar as curvas de U de cada estação lado a lado, seria um bom controle de qualidade, sendo a Figura (2.13) um exemplo de um bom dado, visto que, é observado o 1º modo superior de vibração da Rayleigh, e as velocidades de grupo de cada estação apresentam o mesmo padrão. As curvas de dispersão de U das estações que apresentam padrão diferente das demais, são verificadas e analisadas novamente, no entanto, se o padrão errôneo ainda persiste, a curva de dispersão e o sismogramas são descartados.

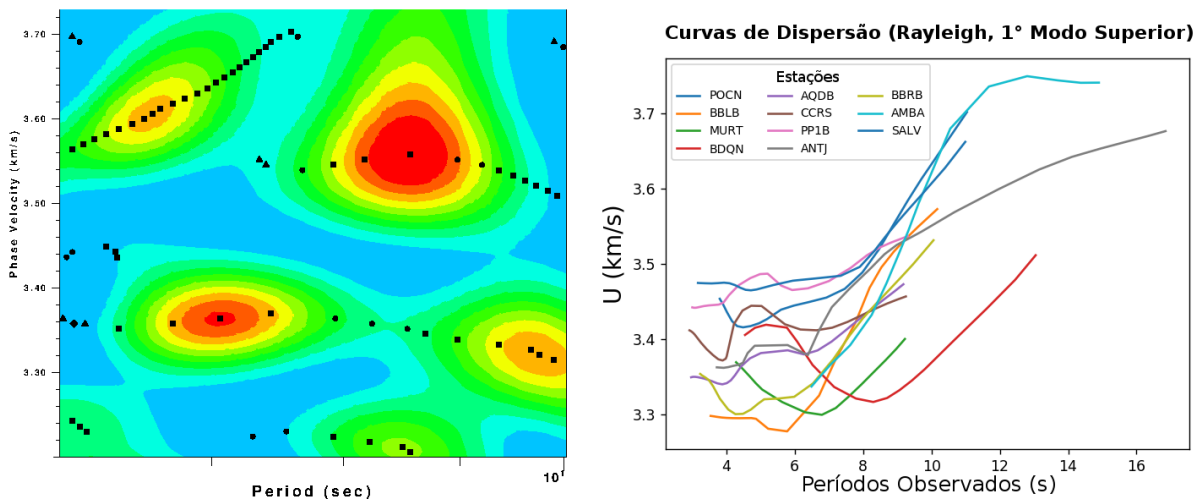


Figura 2.12: Curva de dispersão de baixa qualidade. À esquerda temos a velocidade de fase para o primeiro modo superior da onda Rayleigh. À direita temos as curvas de U em cada estação observadas em cada estação.

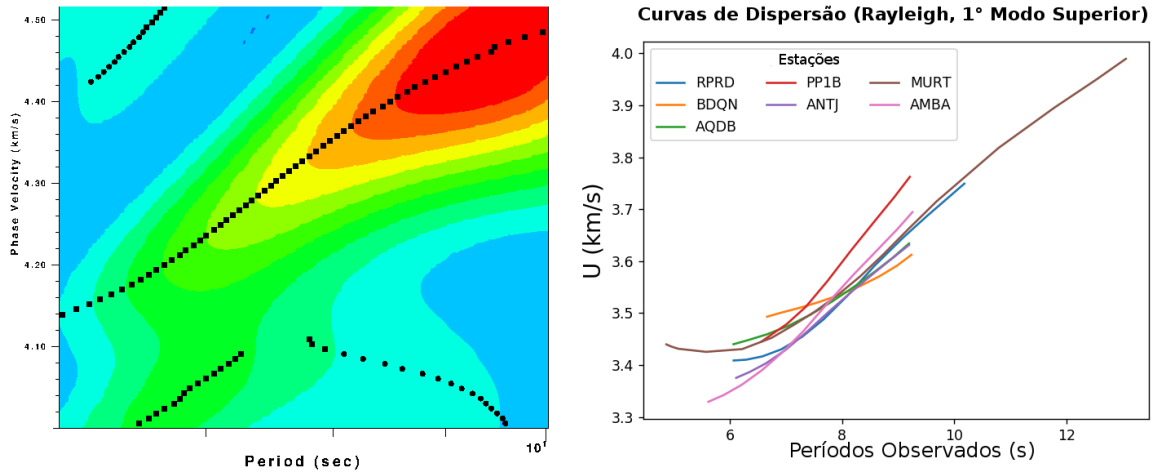


Figura 2.13: Curvas de dispersão com boa qualidade. À esquerda temos a velocidade de fase para o primeiro modo superior da onda Rayleigh. À direita temos as curvas de U em cada estação observadas em cada estação.

2.3.6 Inversão das Velocidades de C e U do Arranjo

Esta etapa consiste na inversão das curvas de dispersão de C e U , onde obtemos modelos de velocidade da onda S . As curvas de dispersão das velocidades de grupo ou fase são uma função $G(T)$, sendo esta:

$$G(T) = g(\alpha, \beta, \rho, h) \quad (2.4)$$

T é o período, α é velocidade da onda longitudinal, β é velocidade da onda transversal, ρ é a densidade do meio, h é a espessura da camada.

A inversão das curvas de dispersão trata-se de um problema de vários parâmetros, no entanto para simplificá-lo fizemos ρ calculada por meio da velocidade da onda P , através da equação (2.5) (Christensen e Mooney, 1995).

$$\rho = 5,456 - \frac{16,79}{v_p} \quad (2.5)$$

A razão $(\frac{v_p}{v_s})$ é constante e as espessuras são fixadas, tornando o problema dependente somente da velocidade da onda S :

$$G(T) = g(\beta) \quad (2.6)$$

A resolução do problema de inversão de $G(T)$ é feita através da linearização a partir de um modelo inicial, para um modelo final, a diferença entre velocidades de G observadas

e teóricas para um período específico T (Herrmann e Ammon, 2002) é representada pela equação 2.7.

$$\Delta G(T) = \frac{\partial G(T)}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial G(T)}{\partial \beta_j} \Delta \beta_j \quad (2.7)$$

$\frac{\partial G(T)}{\partial \beta}$ é a derivada parcial da velocidade (U ou C), com relação à velocidade da onda β e $\Delta \beta$ é a variação da velocidade da onda S em uma camada específica.

Foi realizada a inversão separada da Rayleigh e da Love, pois para que haja inversão conjunta, é necessário anisotropia.

O surf96 programa de Herrmann e Ammon (2002) foi usado em nossa inversão. O programa necessita de um modelo inicial sem variações abruptas de velocidade, para que a convergência seja mais rápida e os resultados finais sejam mais confiáveis. Foram usados seis modelos iniciais e obtidos seis modelos finais (três para cada onda de superfície). A comparação entre os modelos iniciais e finais esta no capítulo de resultados.

2.4 Dados

Foram usados 24 eventos, no período do segundo semestre de 2016 ao segundo semestre de 2018. Os sismos possuem magnitudes maiores que 5,5, com as suas profundidades variando entre 10 a 147 km. As informações destes eventos podem ser observadas na Tabela 2.2 e sua distribuição epicentral, na Figura (2.14).

Desses 24 sismos foram obtidas um total de 45 curvas de dispersão. Para a onda Rayleigh foram obtidas: 24 de fase no modo fundamental, 5 para o primeiro modo superior de vibração e 8 curvas de velocidade de grupo do arranjo, Figuras(2.15 a 2.17). Para a onda Love: 8 curvas de velocidade de fase no modo fundamental Figura (2.18).

Tabela 2.2 - Informações dos Eventos

Eventos							
#	Id	Lon.	Lat.	Prof. (km)	Data e Hora	Mag.	Epicentro
0	coty	-74.68	3.38	32.0	2017_02.06.13.02.44	5.7M	Colômbia
1	iacr	-71.80	-32.95	20.0	2017_04.24.21.38.26	6.9M	Próximo à Costa Central Chile
2	igyo	-71.89	-33.21	20.0	2017_04.28.15.30.05	5.9M	Próximo à Costa Central Chile
3	igzs	-71.76	-33.04	14.0	2017_04.28.16.05.54	5.7M	Próximo à Costa Central Chile
4	jdmf	-25.73	-56.45	10.0	2017_05.10.23.23.35	6.3M	Região Sul das Ilhas Sandwich
5	lkex	-71.63	-31.50	26.0	2017_06.12.02.43.26	5.8M	Próximo à Costa Central Chile
6	mshc	-80.42	-25.78	10.0	2017_06.30.22.29.43	6.1M	Próximo à Costa do Equador
7	opoo	-49.33	13.40	10.0	2017_07.27.17.53.25	5.8M	Norte do Oceano Atlântico
8	puob	-74.47	-10.72	10.0	2017_08.13.16.51.22	5.6M	Central Peru
9	ribw	-25.95	-57.81	147.0	2017_09.04.08.07.48	6.1M	Região Sul das Ilhas Sandwich
10	rpdi	-93.84	14.91	60.0	2017_09.08.04.49.18	8.0M	Próximo à Costa de Chiapas, Mexico
11	tvsh	-69.57	-18.50	63.0	2017_10.10.06.32.18	6.3M	Norte do Chile
12	twrg	8.36	-54.10	10.0	2017_10.10.18.53.34	5.9M	Região da Ilha Bouvet
13	xkxm	-23.47	-10.05	10.0	2017_11.30.06.32.50	6.2M	Cordilheira Central do Atlântico
14	znwd	-69.47	-19.16	10.0	2017_12.30.08.20.39	5.8M	Norte do Chile
15	aylz	-74.15	-15.75	43.0	2018_01.14.09.18.50	7.3M	Próximo à Costa do Peru
16	bqpy	-69.23	-20.17	10.0	2018_01.24.07.45.54	5.6M	Norte do Chile
17	aqre	-83.79	17.26	10.0	2018_01.10.02.51.30	7.1M	Norte de Honduras
18	gzrg	-71.31	-30.95	40.0	2018_04.10.10.19.32	6.4M	Próximo à Costa Central Chile
19	pvjd	-25.35	-58.34	10.0	2018_08.14.03.29.48	6.5M	Região Sul das Ilhas Sandwich
20	rncq	-78.29	-2.26	60.0	2018_09.07.02.12.04	6.3M	Equador
21	tabs	119.93	-0.20	10.0	2018_09.28.10.02.43	7.3M	Minahassa Península, Sulawesi
22	tptu	-72.93	20.06	12.0	2018_10.07.00.11.48	5.9M	Região do Haiti
23	xscs	-89.04	11.78	10.0	2016_11.24.18.43.46	7.0M	Distante da Costa da América Central

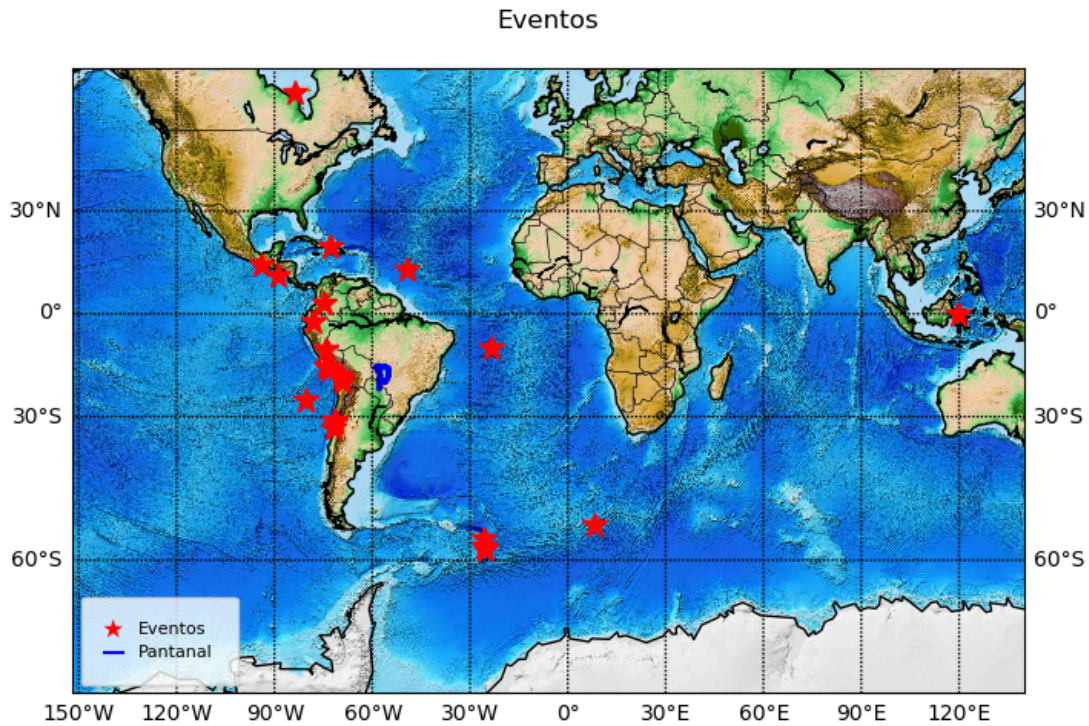


Figura 2.14: Epicentros dos eventos trabalhados. Estrelas em vermelho são os eventos e a área circulado em azul é a Bacia do Pantanal.

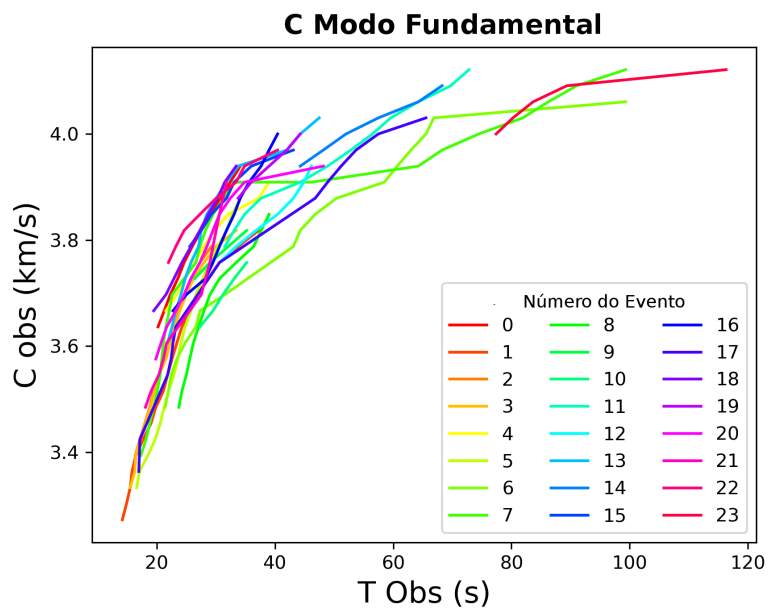


Figura 2.15: Todas as curvas de dispersão de Velocidade de fase para onda Rayleigh, cada cor representa uma evento, sendo a numeração de cada evento igual à Tabela 2.2.

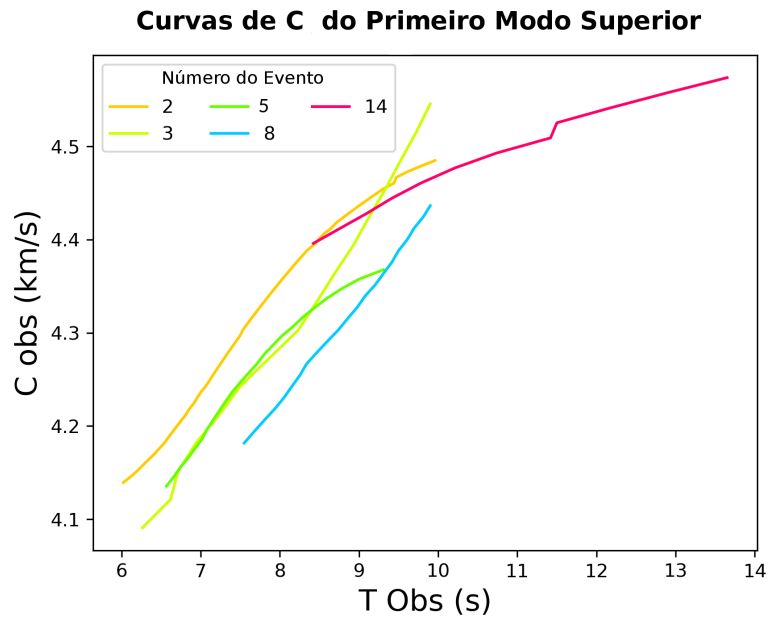


Figura 2.16: Curvas de C (km/s) para o primeiro modo de vibração da Rayleigh. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as velocidades, de acordo com a Tabela 2.2.

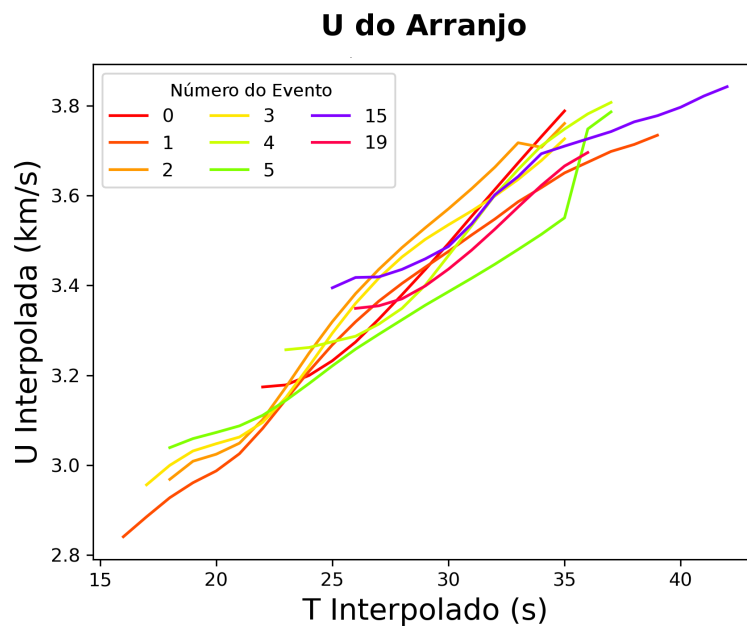


Figura 2.17: Curvas de U (km/s) do arranjo. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as curvas velocidade de grupo da Rayleigh, de acordo com a Tabela 2.2.

Para se obter U_{media} do arranjo de estações dependemos que as estações estejam bem localizadas entre si. No entanto, para períodos maiores que 42 segundos, não era possível

determinar as incertezas e em alguns casos nem as velocidades. Isso pode estar relacionado ao fato de que as estações não estarem bem alocadas. Outro fator importante é que embora o arranjo é composto por 14 estações, o valor máximo de estações usadas por evento foram de 12. Estações como CCRS, PANT e POCN, ambas pertencentes a rede XC, apresentaram nas análises, sismogramas com defeitos nas componentes, ruidosos ou não registraram o evento. As estações do arranjo que foram usadas para cada evento trabalhado encontram-se no apêndice A.

Para a Rayleigh, as curvas de C (km/s) no modo fundamental apresentam períodos entre 15 a 116 segundos e velocidades entre 3,3 a 4,12 km/s. Já para o primeiro modo de vibração os períodos foram entre 7 a 13 segundos, com velocidades de 4,2 a 4,5 km/s. As de grupo apresentaram períodos de 16 a 42 e suas velocidades variaram entre 2,84 a 3,84 km/s.

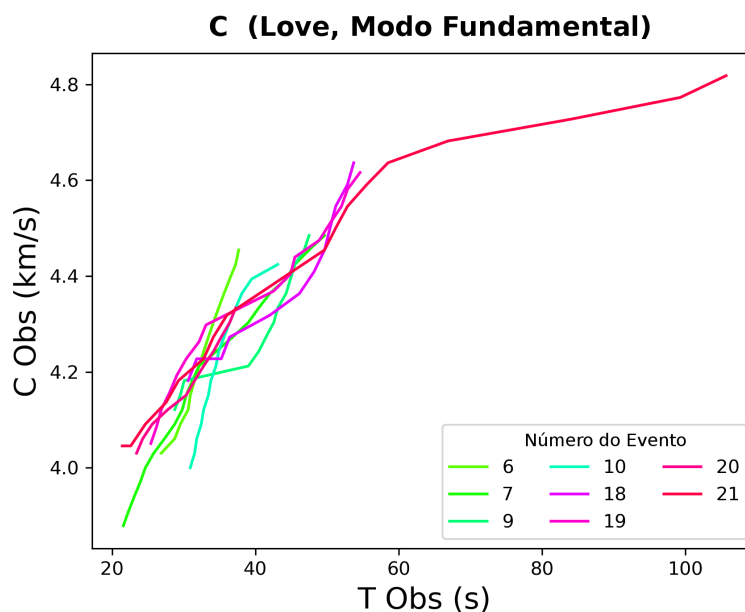


Figura 2.18: Curvas de C (km/s) para o modo fundamental para onda Love. Cada cor representa a numeração de cada evento que foi possível obter as velocidades, de acordo com a Tabela II. O eixo y é a velocidade de fase observada e o x período observado.

Para onda Love, seus períodos variam entre 22 a 105 segundos, sendo suas velocidades entre 3,97 a 4,81. Não foi possível usar as curvas de U (km/s), visto que as curvas obtidas não ajustavam.

Foi observado que ao inverter todas as curvas juntas de cada onda de superfície, aumentava o tempo da inversão, assim como, sua imprecisão. Dessa forma, as curvas de C

(km/s) foram interpoladas para períodos inteiros, em seguida foram calculadas as médias das velocidades para cada período e seus desvios padrão, de cada tipo e modo das ondas trabalhadas (figura 2.19).

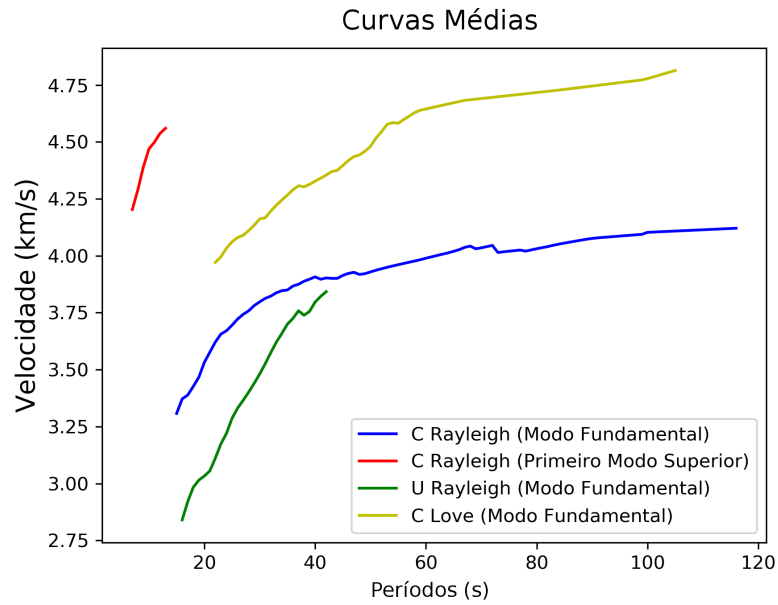


Figura 2.19: Curvas médias C (km/s) e U (km/s) para os modos da onda Rayleigh e Love. O eixo y é a velocidade de fase observada e o x período observado.

Resultados e Discussões

3.1 Inversões Para Onda Love

3.1.1 Modelo I

Os primeiros 100 km do modelo inicial da primeira inversão, foram construídos com 20 camadas de 5 km de espessura, após isso usamos camadas de 10 km, até totalizar 190 km de profundidade. Sua velocidade inicial é de 3,10 km/s e apresenta variações de 0,05 km/s até os primeiros 30 km de profundidade, a partir desse ponto as variações passam para 0,1 km/s, em 85 km as variações voltam para 0,05 km/s. Sendo a velocidade final de 5,70 km/s.

Embora a inversão não possua muitas curvas de dispersão se comparadas com a onda Rayleigh, houve um ajuste aceitável. Após 40 iterações, seu desvio padrão foi no entorno de $\pm 0,0343$ km/s (Figura 3.1). É possível observar que a Descontinuidade de Mohorovicic deva estar provavelmente no intervalo de 35 a 40 km. Em 120 km há o início da redução na velocidade da onda SH, sendo a velocidade nessa profundidade de 4,4412 km/s. A variação é 1,3% menor do que o observado pelo modelo IASP91 ($V_s = 4,492$). Em 150 km a variação torna-se 2,8%.

3.1.2 Modelo II

O modelo inicial da segunda inversão foi construído com um total de 12 camadas de 5 km e 19 camadas de 10 km, sendo a profundidade final de 250 km. Este modelo possui velocidades mais altas que o primeiro. A velocidade inicial é de 3,30 km/s e as variações da velocidade por camada são de 0,1 km/s até aos 35 km, em seguida passam para 0,05 km/s até 40 km e novamente passam para 0,1 km/s até profundidade de 60 km, essas variações

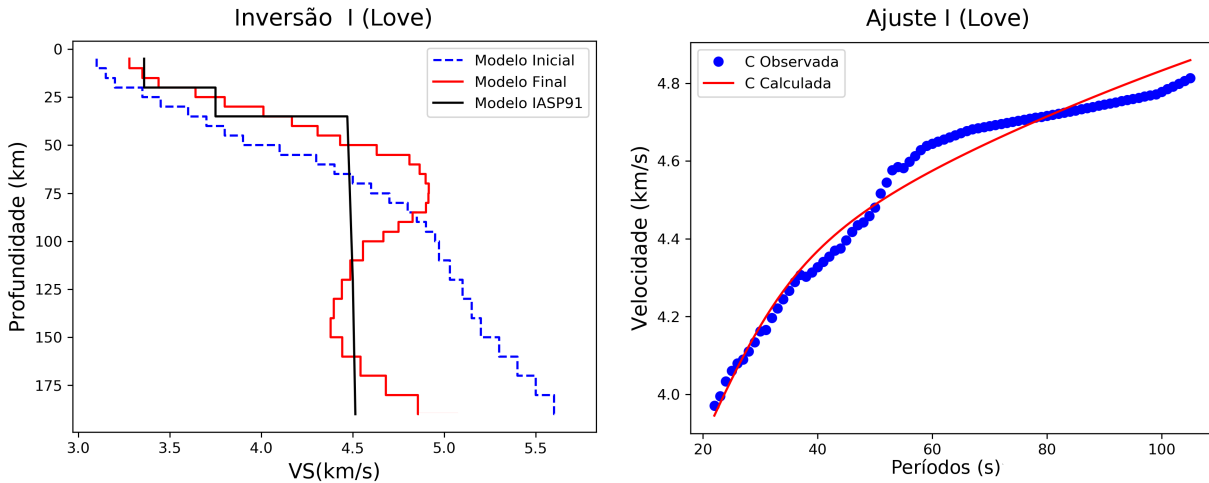


Figura 3.1: À esquerda está o primeiro modelo inicial para a Love em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C (km/s). Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.

continuam até chegar a 250 km com a velocidade de 5,80 km/s.

Aplicamos 18 iterações, houve um ajuste significativo e seu desvio padrão foi de $\pm 0,056$ km/s (Figura 3.2). Novamente pode-se observar que possivelmente a Moho esteja entre 35 a 40 km de profundidade. Por volta de 120 km há uma diminuição na velocidade da onda SH de 4,65 km/s, no entanto este resultado é 2,79% maior do que o observado pelo modelo IASP91. Por volta de 150 km a V_s é semelhante ao modelo usado para comparação.

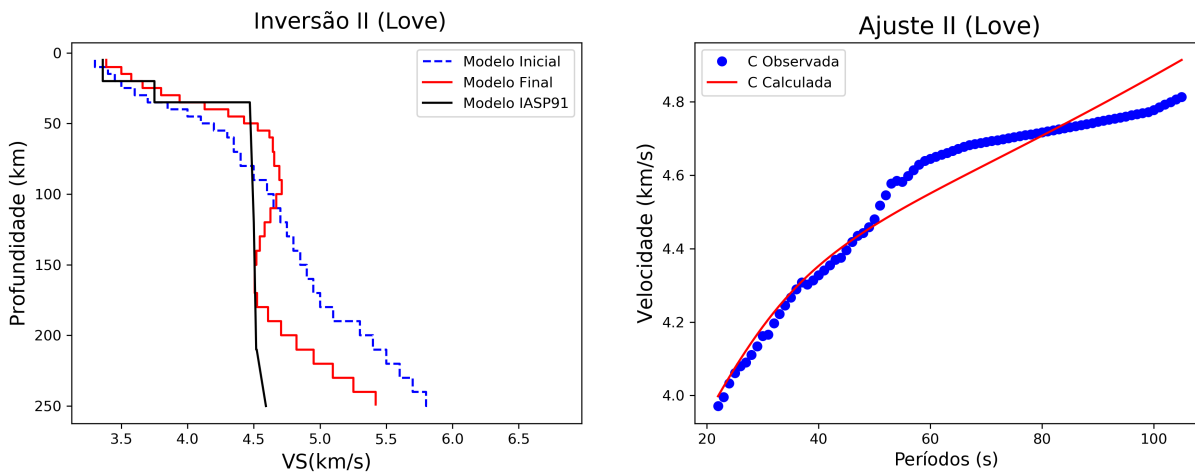


Figura 3.2: À esquerda temos o segundo modelo inicial da Love em azul e o modelo final em vermelho, após 18 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C. Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.

3.1.3 Modelo III

O modelo III possui a mesma construção em camadas que o modelo I, sua diferença relaciona-se com as variações de velocidade por camada. Ele inicia com a velocidade de 3,10 km/s, sofrendo alterações de 0,05 até os 30 km, em seguida sofre uma mudança mais abrupta para 0,15 km em 35 km e depois passa para 0,1 km/s até os 80 km de profundidade e, por conseguinte passa a sofrer variações mais suaves de 0,02 a 0,03 até os 190 km de profundidade que apresenta uma $V_s = 5,02$.

Aplicamos 40 iterações, seu desvio padrão foi de $\pm 0,0238$ km/s (Figura 3.3). O ajuste é significativo, é possível observar a queda na velocidade da SH por volta de 120 km, contudo é 6% maior que o IASP91 e em 150 km cai para 5%.

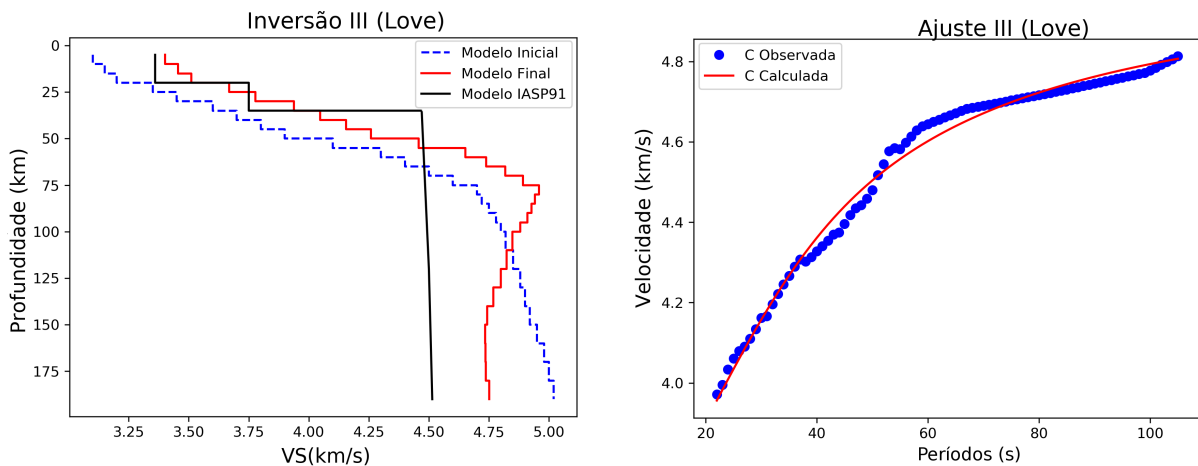


Figura 3.3: À esquerda temos o terceiro modelo inicial da Love em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação. À direita temos o ajuste da curva de dispersão de C. Onde os círculos em azul representam o dado observado e a reta em vermelho o dado calculado.

Como observado, as inversões para a onda Love são anômalas, visto que conforme alterações nos modelos iniciais houve uma gradativa mudança nos modelos finais para a onda SH, à razão principal é devido a pouca quantidade de curvas de dispersão utilizadas para a inversão. As velocidades U obtidas para onda Love no arranjo geraram um mau ajuste, dessa forma optamos por não inseri-las na inversão final.

3.2 Inversões Para Onda Rayleigh

Os modelos iniciais I e III possuem profundidade máxima de até 190 km e foram utilizadas 40 iterações, enquanto que o II têm 250 km e utilizamos 18 iterações. Suas

velocidades iniciais variam de 3,1 a 3,6 km/s, e suas velocidades máximas estão entre 4,55 a 5,60 km/s. O processo de construção destes modelos é semelhante aos da onda Love. Dentre os modelos apresentados o I apresenta maior alteração de velocidades por camada. Ambos apresentam um gradiente positivo de velocidade.

Os desvios padrões são respectivamente: $\pm 0,034$ km/s, $\pm 0,018$ e $\pm 0,059$ km/s, os núcleos de sensibilidade mostram que a resolução máxima do modelo está por volta de 150 km. Como observado antes, variações mínimas na velocidade em C geram grandes variações em U, Figuras (3.4 a 3.6). O Surf96 utiliza as velocidades de U para assim calcular os núcleos de sensibilidade, por meio da equação (2.1), devido a isto, não foi possível obter os núcleos de sensibilidade para a onda Love. Embora possuamos períodos de U de até 44 segundos, o programa utilizado extrapola para os períodos maiores.

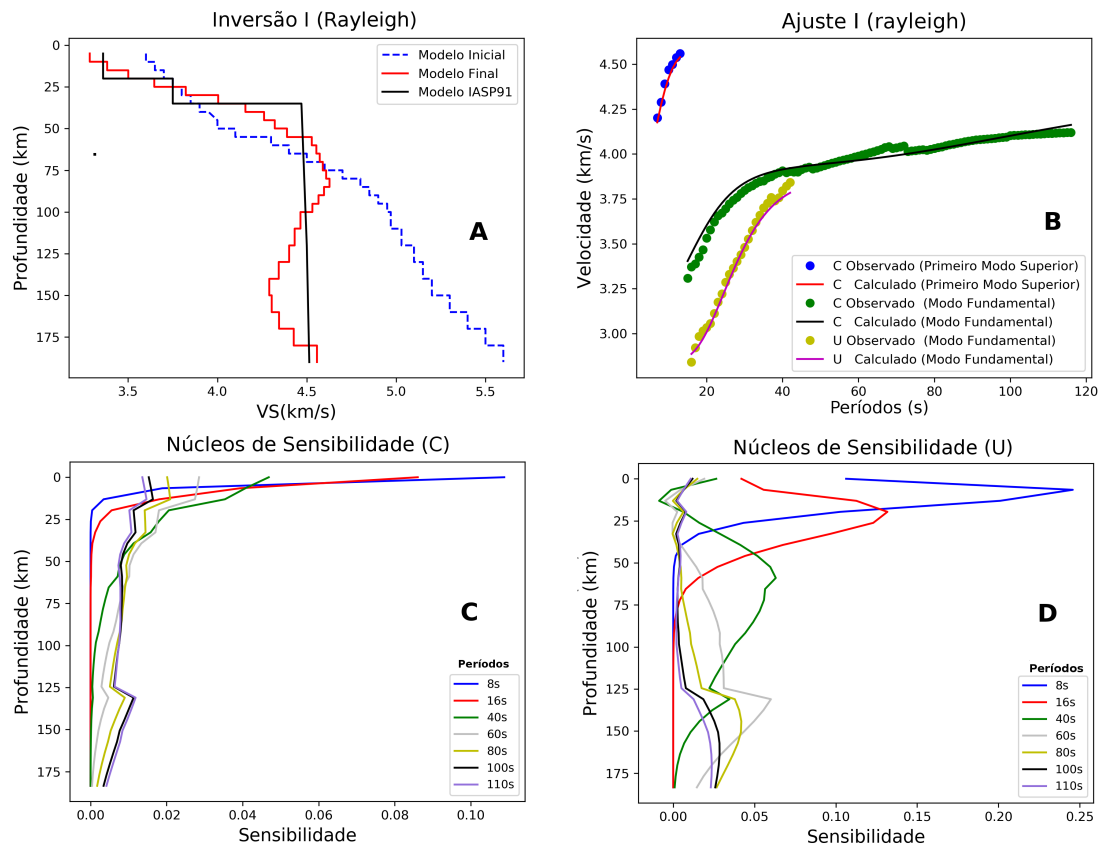


Figura 3.4: A: Primeiro modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,034$ km/s. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcleos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.

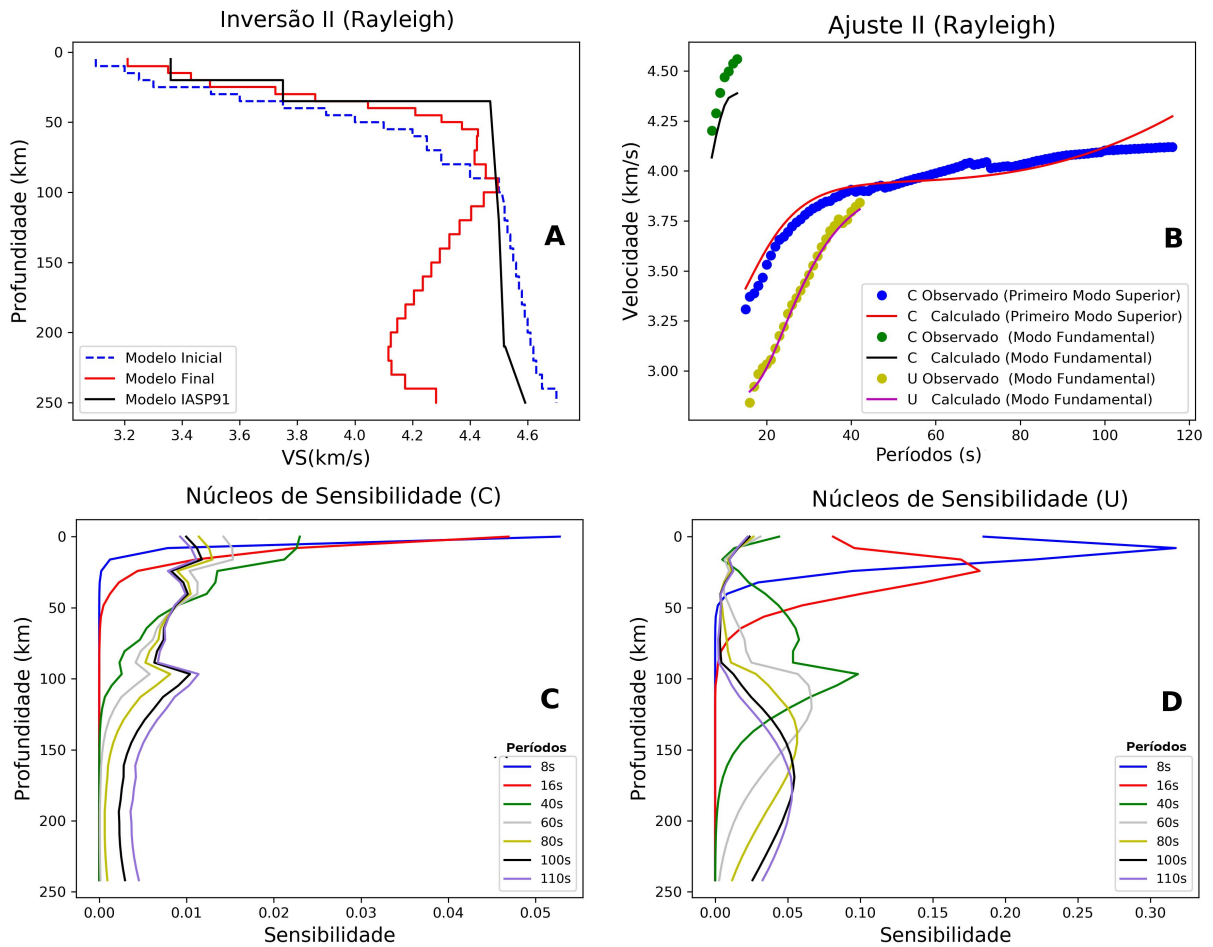


Figura 3.5: A: Segundo modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 18 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,018$. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcelos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.

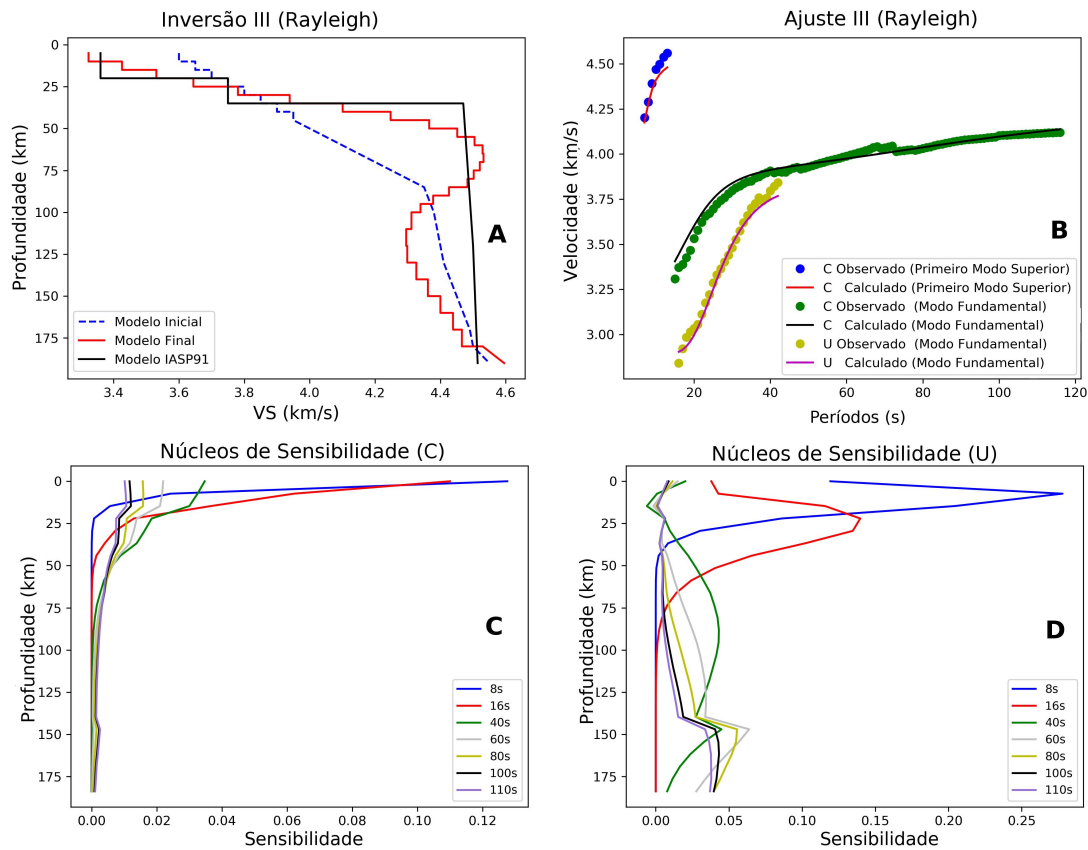


Figura 3.6: A: Terceiro modelo inicial da Rayleigh em azul e o modelo final em vermelho, após 40 iterações e o modelo IASP91 em preto, usado para comparação, desvio padrão de $\pm 0,059$ km/s. B: ajuste das curvas de dispersão de C e U (km/s). Onde os círculos em verde representam C (observada) e a reta em preto C (calculada), do modo fundamental. Os pontos em azul são C (observada) para o primeiro modo de vibração, e a reta em vermelho C (calculada). Já os círculos em amarelo representam U (observada) e a reta em magenta U (calculada), do modo fundamental. C e D: Núcelos de sensibilidade de U e C para a onda Rayleigh.

Em 110 km há uma zona de baixa de velocidade com variações de 1,3 a 4,3% menores em relação ao modelo que estamos comparando, sendo os modelos I e II os que apresentam menor variação na velocidade. Em 150 km esta variação torna-se maior para I e II e menor para III, sendo de 3,2 a 5,3%. A comparação de todos modelos finais apresentados está na Figura (3.7).

Segundo Rivadeneyra-Vera et al. (2019), na borda leste da BSP há uma região com a crosta com espessura entre 30 a 35 km. Já ao longo da região oeste, a espessura da crosta situa-se entre 38 a 43 km. Os modelos apresentados são uma média das curvas de dispersão das estações que estão alocadas próximas à área de estudo, a Moho da Bacia em nosso caso, situa-se entre de 35 a 40 km.

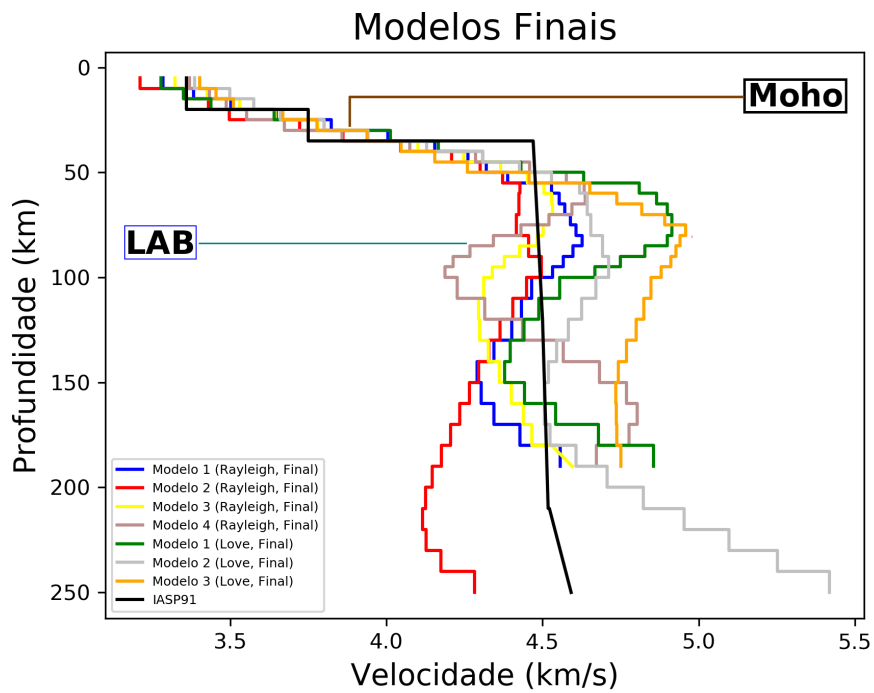


Figura 3.7: Comparação entre os modelos finais da Rayleigh e da Love. A Descontinuidade de Mohorovicic esta entre 35 a 40 km e o Limite entre a Litsofera e Astenosfera inicia-se entre 110 km.

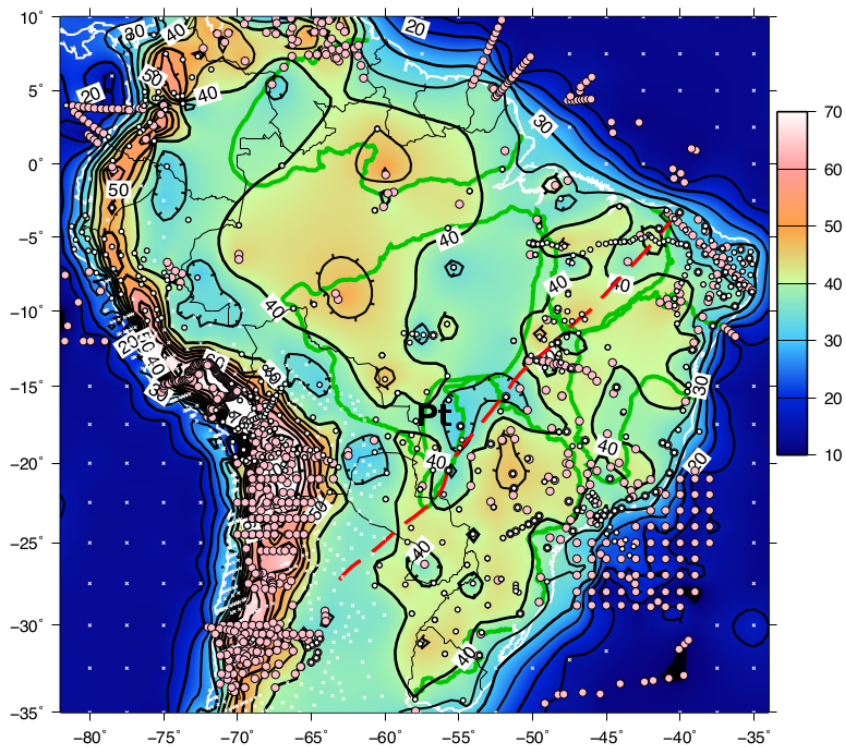


Figura 3.8: Mapa atualizado da espessura da crosta na América do Sul. Círculos vermelhos são dados de Assumpção et al. (2013). Os círculos brancos são os dados atuais, proveniente das análises das redes XC e RSBR. Imagem retirada de Rivadeneyra-Vera et al. (2019).

Segundo Eaton et al. (2009) uma definição para litosfera é: Camada limite mecânica e rígida na superfície da Terra, sendo sustentada por uma camada mais fraca, sendo esta denominada astenosfera, que possui a característica de deformação plástica generalizada em escalas de tempo de dezenas de milhares de anos e entre a litosfera e a astenosfera há um limite (LAB).

O LAB constitui, portanto, uma zona de desprendimento que compreende o tipo mais extenso de limite de placa no planeta, subjacente tanto nas regiões oceânicas quanto continentais. Conforme os métodos geofísicos aplicados para mensurar de forma indireta este limite, lhe são dados alguns nomes, como: MBL (Limite Mecânico), TBL (Limite Térmico), RBL (Limite Reológico), dentre outros Figura (3.9).

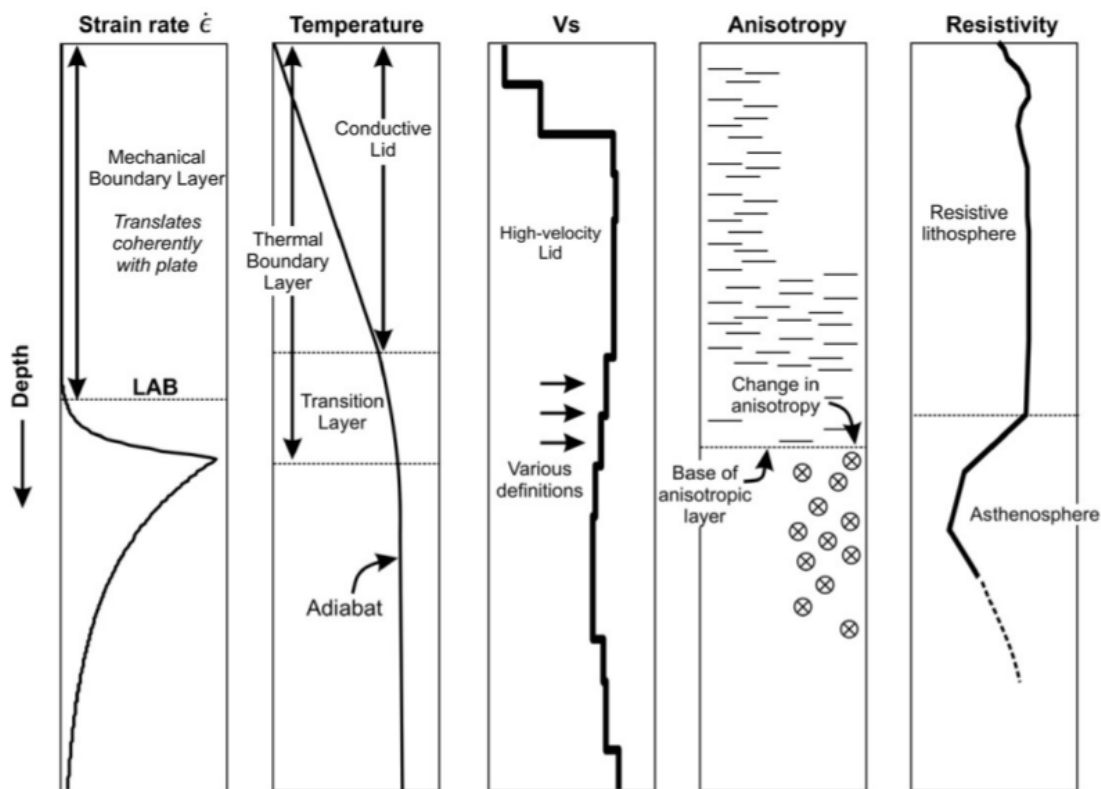


Figura 3.9: Observações geofísicas de alguns métodos utilizados para mensurar o LAB, como por exemplo, mudança na taxa de deformação; aumento na temperatura; região de baixa velocidade para a onda S (podendo estar relacionado com uma mudança tanto composicional, quanto térmica); alteração na anisotropia; diminuição na resistividade. Imagem retirada de Eaton et al. (2009).

Como mencionado antes em nossos modelos, foi observado a atenuação na velocidade da onda S. Levando em consideração o modelo I da Love e os demais da Rayleigh apresentaram uma perda de velocidade entre 110-120 km de profundidade. A diminuição na velocidade pode estar associada ao limite entre a litosfera e astenosfera.

O modelo global para LAB de Plomerová et al. (2002) que utilizou anisotropia de ondas de superfície Figura (3.10), observa-se que este limite está entre 200 a 250 km em regiões de escudos e plataformas pré-cambrianas e para as regiões continentais Fanerozóicas situa-se em torno de 100 km.

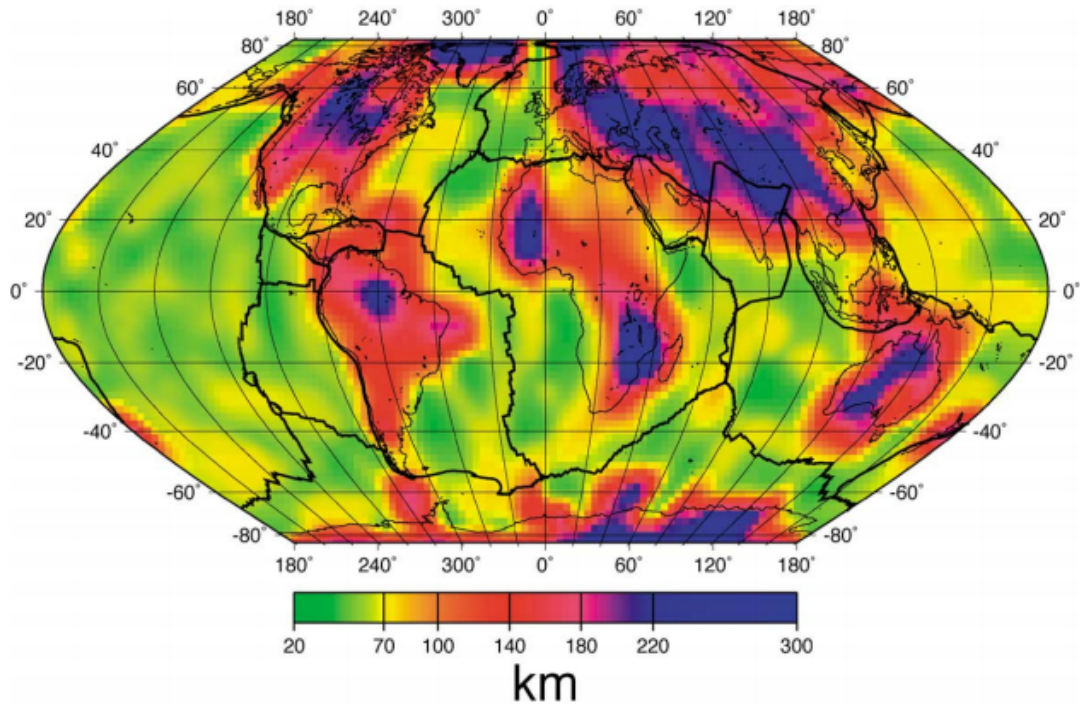


Figura 3.10: Modelo de profundidade global para o LAB. Imagem retirada de Plomerová et al. (2002).

Comparando os modelos com o CAM2016, sendo este um conjunto de modelos globais do manto superior, baseando-se na tomografia de ondas de superfície multimodo. Oriundo dos trabalhos de Cara e Leveque (1987), Debayle e M (2004), Debayle e Y (2006), (Debayle e Y, 2004) e (Ho et al., 2016). Neste modelo é possível observar que a espessura da litosfera na BSP está em torno de 108 km e a velocidade da SV é 2% maior que o modelo IASP91, Figura (3.11).

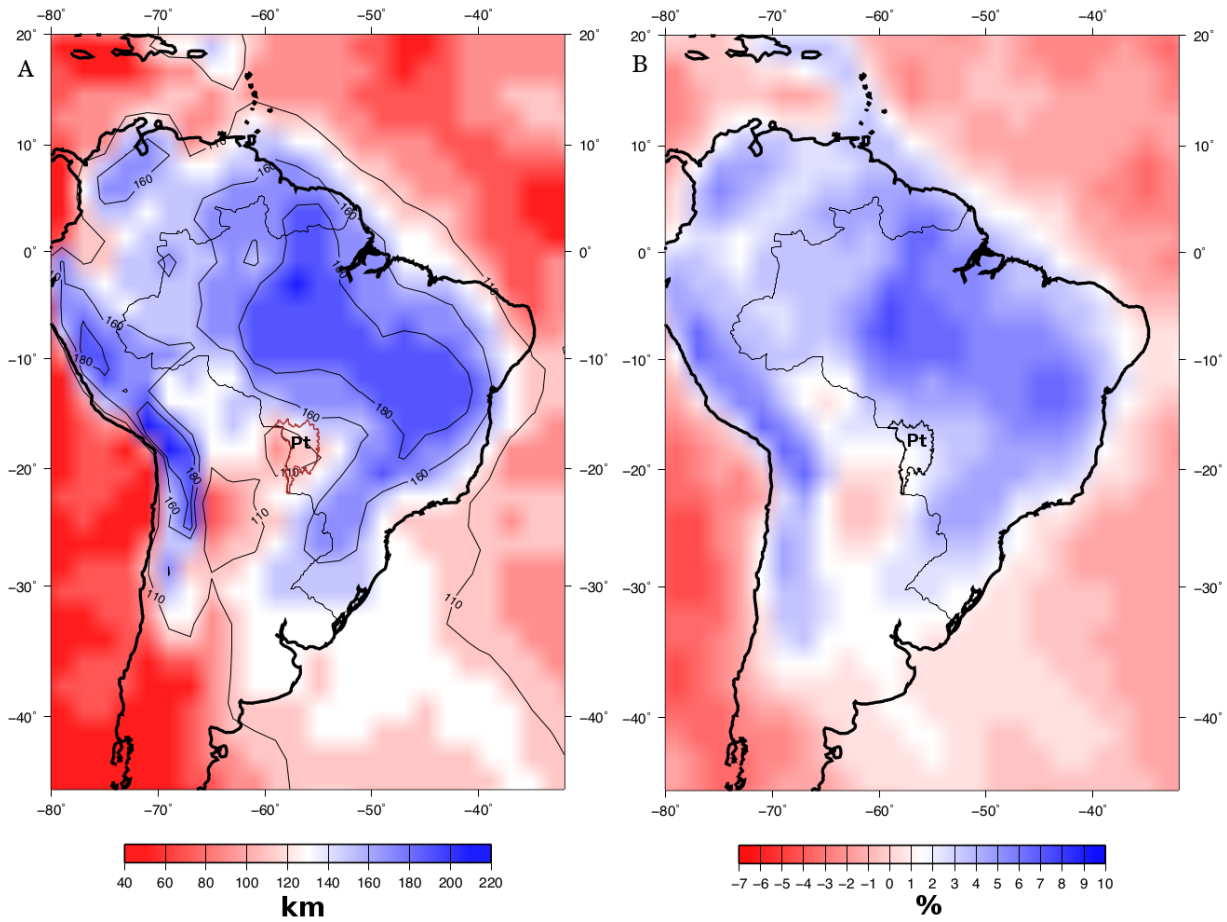


Figura 3.11: A: Profundidade da litosfera na BSP. B: Velocidade da onda SV em 150 km. Imagem retirada de CAM2016.

No trabalho de Feng et al. (2007) há uma perda por volta de 3% na velocidade da onda SV em torno de 100 km, em 150 km esse valor fica por volta de 5% mais baixo que o modelo IASP91, Figura (3.12).

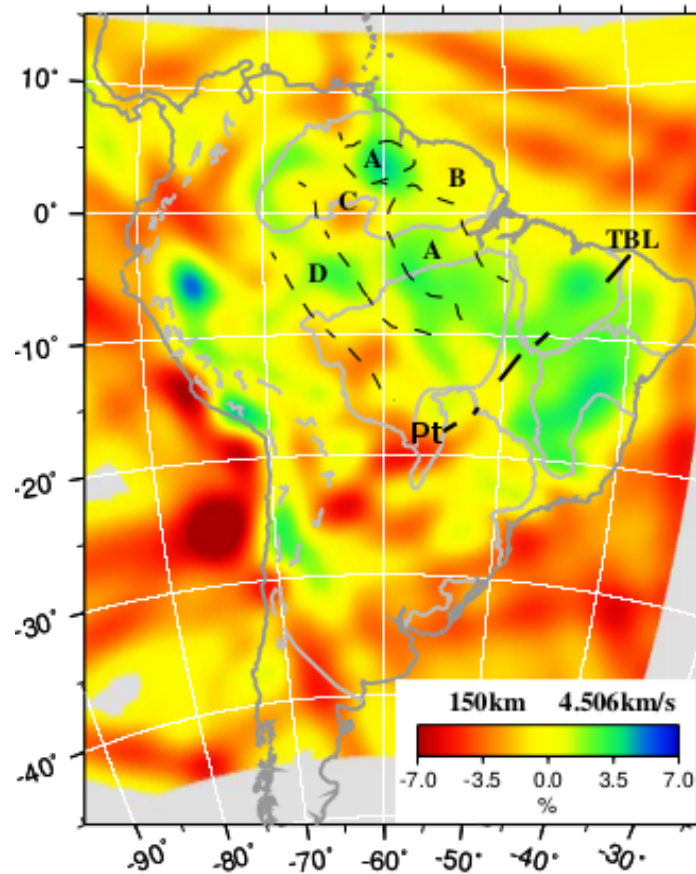


Figura 3.12: Anomalias da onda S em 150 km de profundidade, no qual se usou dispersão das ondas de superfície, imagem retirada de Feng et al. (2007). A região de anomalia negativa da bacia se situa entre 15° a 20°S e a 55° a 60°W. TBL: Linamento Transbrasiliiano.

Embora a velocidade em 150 km do Modelo CAM2016 não concorde com as nossas e com a de (Feng et al., 2007), deve-se considerar que a BSP possui uma litosfera fina e a região de baixa velocidade está associado com o LAB, como fora proposto por (Assumpção et al., 2004).

Conclusões

A instalação de estações temporárias pelo projeto Três bacias (Rede XC) propiciou uma melhor cobertura, se comparado com os demais trabalhos já feitos na BSP, permitindo mapear estruturas do manto superior com uma melhor resolução a partir uso da técnica de filtragem múltipla para ondas de superfície. Neste trabalho obtemos seis modelos de velocidade, sendo três deles para cada tipo de onda (Rayleigh e Love).

Dos seis modelos de velocidade apresentados, todos apresentam uma redução na velocidade, próxima a 90 km. No entanto os modelos para SV são mais confiáveis, visto que apresentam uma maior quantidade de dados. Para SH houve somente um curva com período maior que 100 segundos, contudo os modelos I e II apresentaram um bom ajuste.

O método para obter a velocidade de grupo média do arranjo de estações não obteve exatidão para períodos maiores que 42 segundos. Isso pode ser justificado pela distribuição das estações.

Em nosso caso, os períodos mais baixos utilizados foram o do primeiro modo superior, no entanto, foram poucas curvas utilizadas, pois mensurá-lo não foi uma tarefa trivial. Outro fator importante é que por utilizar eventos de magnitude maiores do que 5,5, dois anos de análise é um período de tempo curto. Para obter períodos maiores são necessários eventos distantes e com grandes magnitudes, algo que foi buscado neste trabalho, contudo poucos eventos deste tipo foram captados.

Observando os trabalhos já realizados na Bacia Sedimentar do Pantanal, essa região de baixa velocidade observada, trata-se de um afinamento litosférico, corroborando para o soerguimento da astenosfera, que assim acarreta a elevação do fluxo de calor e mudanças na reologia da litosfera da BSP, conforme propôs Assumpção et al. (2004).

Referências Bibliográficas

- Assine M., Soares P., Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil, *Geologia USP. Série Científica*, 2004, vol. 114, p. 23
- Assine M. L., Merino E. R., Pupim F. N., Warren L. V., Guerreiro R. L., McGlue M. M., Geology and geomorphology of the Pantanal basin. In *Dynamics of the Pantanal wetland in South America*, Springer, Cham., 2015
- Assumpção M., Feng M., Tassara A., Julià J., Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, 2013, vol. 609, p. 82
- Assumpção M., Sacek V., Intraplate seismicity and flexural stresses in Central Brazil, *Geophysical Research Letters*, 2013, vol. 40, p. 487
- Assumpção M., Schimmel M., C E., Roberto Barbosa J., Rocha M., Barros L. V., Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots, *Geophysical Journal International*, 2004, vol. 159, p. 390
- Assumpção M., Suárez G., Source mechanisms of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America, *Geophys*, 1988, vol. 92, p. 253
- Cara M., Leveque J., Waveform inversion using secondary observables, *Geophysical Research Letters*, 1987, vol. 14, p. 1046
- Christensen N. I., Mooney W. D., Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, vol. 100, p. 9761

- de Almeida T. I. R., Fernandes E., Mendes D., Branco F. C., Sígolo J. B., Distribuição espacial de diferentes classes de Lagoas no Pantanal da Nhecolândia, MS, a partir de dados vetoriais e SRTM: uma contribuição ao estudo de sua compartimentação e gênese, *Geologia USP. Série Científica*, 2007, vol. 7, p. 95
- Debayle E., M S., Inversion of massive surface wave data sets: model construction and resolution assessment, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, vol. 109
- Debayle E., Y R., A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, vol. 117
- Debayle E., Y R., The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities, *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, vol. 244, p. 285
- Dias F. L., Assumpção M., Facincani E. M., França G S Assine M. L., Paranhos Filho A. C., Gamarra R. M., The 2009 earthquake, magnitude mb 4.8, in the Pantanal Wetlands, west-central Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2016, vol. 88, p. 1253
- Dziewonski A., Bloch S., Landisman M., A technique for analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1969, vol. 59, p. 427
- Eaton D. W., Darbyshire F., Evans R. L., Grütter H., Jones A. G., Yuan X., The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons, *Lithos*, 2009, vol. 354, p. 1
- Facincani E. M., Assumpção M. S., Assine M. L., França G. L. S. A., Sismicidade da Bacia do Pantanal Mato-Grossense. In XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (XIII SNET) , 2011
- Feng M., Tomografia de ondas de superfície na América do Sul: inversão conjunta de velocidade de grupos e formas de ondas, São Paulo: IAG-USP, 2004, Tese de Doutorado, 142 p.
- Feng M., Van der Lee S., Assumpção M., Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007

- Freedman R., Sears F., Young H., Zemansky M., Sears Zemansky Física universitária: com física moderna/Física universitária (No. 53). Addison-Wesley, 2009
- Goldstein P., Dodge D., Firpo M., Minner L., Lee W., Kanamori H., Jennings P., Kisslinger C., SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, 2003, vol. 81, p. 1613
- Herrin E., Goforth T., Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., 1977, vol. 67, p. 1259
- Herrmann R. B., Ammon C. J., Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure, The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, 2002
- Ho T., K P., E D., A global horizontal shear velocity model of the upper mantle from multimode Love wave measurements, Geophysical Journal International, 2016, vol. 207, p. 542
- OpenCourseWare M., , 2008 Introduction to Seismology
- Pasyanos M. E., A variable-resolution surface wave dispersion study of western Eurasia and North Africa, Journal of Geophysical Research, 2005, pp 276–277
- Plomerová J., Kouba D., Babuska V., Mapping the lithosphere-asthenosphere boundary through changes in surface-wave anisotropy, Tectonophysics, 2002, vol. 358, p. 175
- Pérez-Gussinyé M., Lowry A. R., Watts A. B., Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2007, p. 5
- Radi Z., Yelles-Chaouche A., Corchete V., Guettouche S., Crust and upper mantle shear wave structure of Northeast Algeria from Rayleigh wave dispersion analysis, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2017, vol. 270, p. 84
- Rivadeneira-Vera J. C., Bianchi M. B., Assumpção M., Cedraz V., Julià J., Rodríguez M., Sánchez L., Sánchez G., Lopez-Murua L., Fernandez G., Fugarazzo R., An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements

in the region of the Chaco, Pantanal and Paraná Basins, southwestern Brazil, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019

Ussami N., Shiraiwa S., Dominguez J. M. L., Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil, *Tectonics*, 1999, vol. 18, p. 34

Apêndice

Apêndice A

Estações Utilizadas Por Evento

Tabela A.1 - Estações Utilizadas (Modo Fundamental, Rayleigh)

N° do Evento	Id	Redes			Epicentros
		XC	BL	BR	
-	-				-
0	coty	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; POCN; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Colômbia
1	iacr	BBLB; BBRB; BDQN; CCRS; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	SALV	Próximo à Costa Central Chile
2	igyo	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	-	Próximo à Costa Central Chile
3	igzs	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	SALV	Próximo à Costa Central Chile
4	jdmf	ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	SALV	Região Sul das Ilhas Sandwich
5	lkex	ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; PANT; RPRD	AQDB; PP1B	SALV	Próximo à Costa Central Chile
6	mssc	AMBA; ANTJ; BDQN; RPRD	PP1B	SALV	Próximo à Costa do Equador
7	opoo	AMBA;BBLB; BBRB; BDQN; MURT	AQDB; PP1B	-	Norte do Oceano Atlântico
8	puob	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; POCN	AQDB; PP1B	SALV	Central Peru
9	ribw	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB; BDQN; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	-	Região Sul das Ilhas Sandwich
10	rpdi	AMBA; ANTJ; BBLB; BDQN; MURT; POCN	-	-	Próximo à Costa de Chiapas, México
11	tvsv	AMBA;BBLB; BBRB; BDQN; CCRS; MURT; POCN; RPRD	AQDB; PP1B	SALV	Norte do Chile
12	twrg	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB; BDQN	AQDB; PP1B	-	Região da Ilha Bouvet
13	xkxm	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB; BDQN; MURT; RVDE	AQDB	SALV	Cordilheira Atlântico
14	znwd	AMBA; ANTJ; BBLB; MURT	AQDB; PP1B	SALV	Norte do Chile
15	aylz	AMBA; ANTJ; MURT; RPRD; RVDE	AQDB; PP1B	-	Próximo a Costa do Peru
16	bqpy	BDQN; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Norte do Chile
17	aqre	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB; BDQN; CCRS; MURT; POCN; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Norte de Honduras
18	gzrg	AMBA; ANTJ; BBRB; BDQN; RPRD; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Próximo à Costa Central Chile
19	pvjd	AMBA; MURT; RPRD; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Região Sul das Ilhas Sandwich
20	rncq	RPRD	AQDB	SALV	Equador
21	tabs	AMBA; BDQN; MURT; RPRD	AQDB	SALV	Minahassa Península, Sulawesi
22	tptu	AMBA; BDQN; MURT;	AQDB	SALV	Região do Haiti
23	xcsc	ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; RVDE	AQDB	-	Distante da Costa Central América

Tabela A.2 - Estações Utilizadas (Primeiro Modo Superior, Rayleigh)

N° do Evento	Id	Redes			Epicentros
		XC	BL	BR	
-	-				-
2	igyo	AMBA; ANTJ; BBRB;BDQN; MURT; RPRD	AQDB; PP1B	-	Próximo à Costa Central Chile
3	igzs	AMBA; ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; MURT; RPRD	AQDB	-	Próximo à Costa Central Chile
5	lkex	AMBA; BBRB;BDQN; MURT	AQDB; PP1B	-	Próximo à Costa Central Chile
8	puob	ANTJ; BBLB; BBRB;BDQN; POCN	AQDB	SALV	Central Peru
14	znwd	AMBA; ANTJ; BBLB; MURT	PP1B	-	Norte do Chile

Tabela A.3 - Estações Utilizadas (Modo Fundamental, Love)

N° do Evento	Id	Redes			Epicentros
		XC	BL	BR	
-	-				-
6	mssc	AMBA; ANTJ; BDQN; RPRD	PP1B	SALV	Próximo à Costa do Equador
7	opoo	BBLB; BBRB; BDQN; MURT	AQDB; PP1B	-	Norte do Oceano Atlântico
9	ribw	AMBA; ANTJ; BDQN; RPRD	AQDB	-	Região Sul das Ilhas Sandwich
10	rpdi	AMBA; ANTJ; BDQN; RPRD	AQDB	-	Próximo à Costa de Chiapas, México
18	gzrg	AMBA; ANTJ; BBRB; BDQN; MURT; RPRD; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Próximo à Costa Central Chile
19	pvjd	AMBA; MURT; RPRD; RVDE	AQDB; PP1B	SALV	Região Sul das Ilhas Sandwich
20	rncq	AMBA; RPRD	AQDB	SALV	Equador
21	tabs	AMBA; BDQN; MURT; RPRD	AQDB	-	Minahassa Península, Sulawesi