



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Estudo de Descontinuidades Crustais na Província Borborema usando a Função do Receptor

Dissertação de Mestrado N° 003

Autor[†]
Cesar Garcia Pavão

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

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, para a obtenção de Título de Mestre em Geociências, na área de Geofísica Aplicada.

**Brasília-DF
2010**

[†] Este trabalho contou com apoio financeiro do CNPq.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Cesar Garcia Pavão

Dissertação de Mestrado N° 003

Estudo de Descontinuidades Crustais na Província Borborema usando a Função do Receptor

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, para a obtenção de Título de Mestre em Geociências, na Área de Geofísica Aplicada.

Autor: Cesar Garcia Pavão

Orientador: Prof. Dr. George Sand L. A. de França

Brasília
2010

Pavão, Cesar Garcia.

Estudo de Descontinuidades Crustais na Província Borborema usando a Função do Receptor.

124 páginas

Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Observatório Sismológico.

1. Função do Receptor.
2. Descontinuidades Crustais.
3. Província Borborema.

I. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Observatório Sismológico.

Comissão Julgadora:

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Prof. Dr. Carlos da Silva Vilar

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Profa. Monica Giannoccaro Von Huelsen (Suplente)

Dedico esse trabalho a todos que não acreditaram em mim.

"Errei mais de 9.000 cestas e perdi quase 300 jogos. Em 26 diferentes finais de partida fui encarregado de jogar a bola que venceria o jogo... E falhei. eu tenho uma história repleta de falhas e fracasso em minha vida. E é exatamente por isso que sou um sucesso."

Michael Jordan

"Preocupe-se mais com a sua consciência do que com sua reputação. Pois sua consciência é o que você é, e a sua reputação é o que os outros pensam de você. E o que os outros pensam, é problema deles."

Robert Nesta Marley

Agradecimentos

Na época em que jogava basquete aprendi uma lição muito importante: só nos tornaremos campeões se o trabalho for feito em GRUPO e com a colaboração de todos. Portanto este título é resultado de um imenso esforço pessoal, mas também, contei com a contribuição e torcida de inúmeras pessoas, para as quais passo agora a agradecer.

Primeiramente, gostaria de agradecer a Manu. Se não fosse por tu, não teria deixado minha cidade pra me “aventurar” em Brasília. Agradeço também por todo tipo de apoio, desde o dia que cheguei aqui até o presente momento. Eternamente grato.

Ao meu amigo (Orientador “anti-ético”) George Sand pela confiança depositada em mim, paciência em sentar ao meu lado e digitar comando por comando. Hoje já consigo criar um diretório, copiar, colar, listar usando Linux. Próximo passo aprender a usar o “awk” (Risos).

Ao meu pai Valentin (PIT), minha mãe Alícia e minha irmã Lua (MAGA). Sem vocês não sou nada. Saudades!

A Raissa, por conseguir me suportar e respeitar esse meu jeito estranho de ser. Além de ter me dado todo seu carinho em um dos momentos mais difíceis da minha vida. Ainda bem que você desistiu do “acordo”. Sou muito feliz ao seu lado!

A Sissa, Jorge, Ruan, Lia e Elisa, minha família de Brasília. Muito Grato.

Ao meu irmão PH (**Little**). Amigo de todas horas, de todos os perrengues, de todas risadas, de todos apelidos. Só agente sabe o que tivemos de suportar pra conseguir chegar até aqui. Ê Nôis parceiro!

A Maroca, Moninha, Valdir, Dione, Simone (Refresca Suvaco) por sempre acreditarem que eu conseguiria.

Ao Abuelo, Raquel, Júnior, Amanda e Augusto, nos vemos pouco mas adoro muito. Saudades!

Ao meu amigo de fé, irmão camarada Aurélio e sua ESPOSA Analu (Risos). Amo.

A Obanshe exemplo de pessoa, irmão NEGRO. A Paulistinha o futuro da física

brasileira. A Rafael Estevão o maluco mais consciente que conheço. A Deni o futuro da arbitragem nacional.

Agradezco a la familia Rodriguez. A pesar de la distancia y de la mínima convivencia, ¡os quiero mucho!. Gracias a todos, Ángel y Chon, Miguel, Carlos, Jesús, Alberto y en especial a Cris y David, y las dos niñas más guapas del mundo, Noa y Mar.

A Família basquete, Tadeu, Douglas, Oscar, Anderson P., Anderson B., Pops, Tiaguinho, Brunno, Murilo, Paulista, Serginho, Naldson, Ildefonso, Bahia, Deise e Bruninha.

A Galera Baraúna, Gabi, Nana, Markito, Pinder, Pasma, Vlad Filhote, Michel, Pipo e agregados. Aos Amigos da EPS, Tadeu, Dirró, Fernando, Joyce, Rafa, Roberta.

Aos amigos Danilo, Thalles, Marquinhos e Rodrigo.

A família Lima, José Fernandes, Maria José, Leo, Camila e Jonnie.

A Tati de Almeida pela força com a geologia, por todas as dicas e por ser essa pessoa sensacional.

A Tricia, Rafa, Deco e Rubão, por todo apoio.

Aos amigos de Propriá, em especial a Katy e P.A. Saudades!

Aos amigos professores, Marcelo Bianchi, Carlos Vilar, Henrique Roig, Paulo Meneses, Mônica Von Hulsen, Wilberclay Melo, Lurimar Smera, Alex Sandro, Corrales, Genaro, Gerson, Érika Dantas, Danilo Felizardo e em especial ao Prof. Soares.

A galera da UnB e SIS, pessoas com quem convivi nesses dois anos, Alan (Lacraia), 4i20's, Patrícia, Noelia, Moreira, Iberto, Cristiano, Diogo, Tristan, Serjão. E em especial as minhas FOFURAS, Ana Raissa e Nanda.

Aos que já se foram mas estão guardados no meu coração, Vó Yara, Abuela Mari e Pai Gal.

Resumo

As estimativas das espessuras da crosta, da crosta superior e da razão Vp/Vs são essenciais para o detalhamento de estruturas e feições geológicas, além de corroborarem para o entendimento da evolução tectônica regional. O estudo da crosta usando Função do Receptor é realizado com a onda P de um telessismo que atinge uma interface, sob a estação, com um ângulo próximo a vertical. Através da deconvolução da componente horizontal pela vertical, obtém-se a Função do Receptor. O sismograma sintético da Função do Receptor possui um pico maior referente à onda P direta, seguido por picos menores da onda P_{sc} , onda P convertida em S no limite crosta superior-inferior, P_s , onda P convertida em S na descontinuidade Moho e reflexões múltiplas. Para o cálculo das estimativas de espessura crustal e razões Vp/Vs , utilizou-se o procedimento HK-Stacking. As melhores estimativas são encontradas quando as três fases P, P_s e primeira múltipla, são empilhadas coerentemente. Para espessura crustal superior, utilizou-se a correção de parâmetro de raio *Moveout* para fase P_s , simulando uma incidência vertical. Foram analisadas um total de 7 estações sobre a Província Borborema, nordeste do Brasil. Os resultados mostram a existência do limite crosta superior-inferior em todos os sinais analisados. As estimativas de espessura, tanto para crosta como para crosta superior, mostraram duas regiões de espessamento. A primeira na região de Sobral/CE, registro da colisão da Província Borborema com o Cráton-Oeste-Africano. A segunda, na região do Planalto da Borborema, devido ao alto topográfico ali existente. Na região do *Trend* Cariris-Potiguar, localizada entre as duas regiões de espessamento, ocorre um afinamento para as duas interfaces, coerentes com eventos de rifteamento que ocorreram na região.

Abstract

The thickness estimates of the crust, the upper crust and the Vp/Vs ratio are essential in order to detail the structures and geologic features, besides they corroborate for the regional tectonic evolution understanding. The crust study using the Receiver Function is performed with teleseismic P-waves that reaches the interface, under the station, with an almost vertical angle. The Receiver Function is obtained through the deconvolution of the horizontal component from the vertical one. The synthetic seismogram of the Receiver function has a higher peak of direct P-waves, followed by minor peaks of P_{sc} waves, where P converted into S in the upper-lower crust limit, P_s , P-wave converted into S in the Moho discontinuity and multiple reflections. It was used the HK-Stacking method for the calculation of crustal thickness estimates and Vp/Vs ratio. The best estimates are found when the three phases (P, P_s and the first multiple) are correctly stacked. The *Normal Moveout* correction for the P_s phase was used for the upper crust thickness, simulating a vertical incidence. A total of 7 stations on the Borborema Province in the Brazilian Northeast was analyzed. The results show that there is an upper-lower crust limit in all the analyzed signs. The thickness estimates, for the crust and the upper crust, showed two thickness regions. The first one in the Sobral/CE region, as a register of the Borborema Province and the Craton-West-African collision. The second one, in the Borborema Plateau, due to the topography existing there. In the *Trend* Cariris-Potiguar region, located between two thickness regions, there is a thinning for the two interfaces, coherent with the rifting events that happened in the region.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos	5
1.2	Etapas do trabalho.	6
2	ÁREA DE ESTUDO	8
2.1	Localização e resumo da evolução geotectônica	8
2.2	Estudos geofísicos no Brasil	13
3	FUNÇÃO DO RECEPTOR	17
3.1	Introdução à Função do Receptor	17
3.2	Filtro Gaussiano	30
3.3	Nível de Água	31
3.4	HK-Stacking	32
3.5	Correção de Parâmetro de Raio - Moveout	35
4	MÉTODO - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	36
4.1	Aquisição dos dados	36
4.2	Seleção e processamento dos dados para o estudo da crosta	40
4.3	Seleção e processamento dos dados para o estudo da crosta superior	53
5	ANÁLISE DE RESULTADOS	67

5.1	Espessura da crosta	67
5.2	HK-Stacking para o cálculo da razão V_p/V_s e espessura crustal	77
5.3	Crosta superior	83
5.4	Correção de parâmetro de raio para espessura da crosta superior	93
6	DISCUSSÕES	96
7	CONCLUSÕES	105
7.1	Considerações Finais	107
	Referências Bibliográficas	108
A	Eventos usados na Função do Receptor em cada estação para o estudo da espessura crustal	117
B	Eventos usados na Função do Receptor em cada estação para o estudo da espessura da crosta superior	122

Lista de Figuras

1.1	Modelo clássico da estrutura interna da Terra composta por camadas concêntricas.	1
1.2	Funções do Receptor para espessura crustal, obtida para estação RCBR França (2006) e SLBR Novo Barbosa (2008)	4
1.3	Localização das sete estações sísmográficas na Província Borborema.	5
1.4	Fluxograma com as etapas de trabalho para redação da dissertação	6
2.1	Mapa de localização da área em estudo, Província Borborema, e demais províncias tectônicas.	9
2.2	Mapa da cronoestratigrafia da Província Borborema.	9
2.3	Modelo de evolução geotectônica de Brito Neves <i>et al.</i> (2000) para a Província Borborema, simbolizada por PB.	11
3.1	Ilustração da rotação dos <i>eixos</i> para radial e tangencial.	17
3.2	Registro das componentes NS, LW e vertical com a rotação para radial e tangencial.	18
3.3	Esquema da trajetória de raios, transmissões e conversões em um modelo crustal, e Função do Receptor esquemática com as principais fases em destaque colorido.	19

3.4	À esquerda, o perfil de velocidade da onda P. À direita, trajetórias dos raios sísmicos em profundidade. Dados referentes ao setor do manto situado sob o Escudo Canadense (Lefevre & Helmberger 1989)	20
3.5	Diagrama de raio para onda P que percorre o manto e núcleo externo da Terra. Note que há uma zona de sombra na propagação da onda P.	20
3.6	Gráfico comparativo entre a Função do Receptor no domínio da frequência e no domínio do tempo.	23
3.7	Esquema da onda P incidente em uma superfície horizontal.	24
3.8	Diagrama de raios para a onda P e as suas conversões.	26
3.9	Gráfico da função do filtro Gaussiano, com dois valores distintos para o fator de extensão.	30
3.10	Exemplo do espectro de amplitude com a utilização do nível de água (modificado Ammon 1997).	31
3.11	Exemplos dos diagramas V_p/V_s versus profundidade km com diferentes pesos.	33
3.12	Exemplo de correção de parâmetro de raio para a Função do Receptor obtida para estação PPDB (Bianchi, 2008).	35
4.1	Registro de um telessismo por uma estação triaxial banda-larga	37
4.2	Distribuição das estações sismográficas utilizadas neste trabalho.	38
4.3	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal.	41
4.4	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - AGBR.	42
4.5	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - CAUB.	43
4.6	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - CS6B.	44

4.7	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - OCBR.	45
4.8	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - PFBR.	46
4.9	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - SBBR.	47
4.10	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal - SLBR.	48
4.11	Função do Receptor para um evento registrado pela estação PFBR.	50
4.12	Empilhamento da Função do Receptor.	51
4.13	Fluxograma referente as etapas de processamento dos dados.	52
4.14	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior.	55
4.15	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - AGBR.	56
4.16	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - CAUB.	57
4.17	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - CS6B.	58
4.18	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - OCBR.	59
4.19	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - PFBR.	60
4.20	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - SBBR.	61
4.21	Distribuição espacial e caracterização dos telessismos usados para RF crustal superior - SLBR.	62

4.22	Função do Receptor para um evento registrado pela estação PFBR.	64
4.23	Empilhamento da Função do Receptor.	65
4.24	Fluxograma referente as etapas de processamento dos dados.	66
5.1	Função do Receptor radial para estação AGBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	68
5.2	Função do Receptor radial para estação CAUB. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	69
5.3	Função do Receptor radial para estação CS6B. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	70
5.4	Função do Receptor radial para estação OCBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	71
5.5	Função do Receptor radial para estação PFBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	72
5.6	Função do Receptor radial para estação SBBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	73
5.7	Função do Receptor radial para estação SLBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	74
5.8	Experimento de refração sísmica na província Borborema soares <i>et al.</i> , (2009).	77
5.9	Diagrama HK-Stacking para estação AGBR.	78
5.10	Diagrama HK-Stacking para estação CAUB.	79
5.11	Diagrama HK-Stacking para estação CS6B.	79
5.12	Diagrama HK-Stacking para estação OCBR.	80
5.13	Diagrama HK-Stacking para estação PFBR.	80
5.14	Diagrama HK-Stacking para estação SBBR.	81
5.15	Diagrama HK-Stacking para estação SLBR.	81

5.16	Função do Receptor para crosta superior, estação AGBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	84
5.17	Função do Receptor para crosta superior, estação CAUB. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	85
5.18	Função do Receptor para crosta superior, estação CS6B. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	86
5.19	Função do Receptor para crosta superior, estação OCBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	87
5.20	Função do Receptor para crosta superior, estação PFBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	88
5.21	Função do Receptor para crosta superior, estação SBBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	89
5.22	Função do Receptor para crosta superior, estação SLBR. Á esquerda sem empilhamento, à direita com empilhamento.	90
5.23	Razão V_p/V_s versus V_p em pressões características da crosta superior (adaptado de Musacchio <i>et al.</i> , 1997).	93
5.24	Seção da Função do Receptor para espessura crustal superior empilhada após correção de parâmetro de raio.	94
5.25	Seção da Função do Receptor para espessura crustal empilhada após correção de parâmetro de raio.	95
6.1	Mapa com distribuição da espessura crustal obtida por Função do Receptor para cada estação.	97
6.2	Interpretação da seção sísmica na Sub-Bacia de Sergipe (modificado de Mohriak <i>et al.</i> , 1998). O círculo vermelho mostra a região de Underplating.	98
6.3	Esquema da Função do Receptor com principais conversões para suposto fenômeno de <i>underplating</i>	99

6.4	Mapa com a distribuição dos valores de razão V_p/V_s para cada estação. .	100
6.5	Função do Receptor para estação PFBR com fator $a = 10,0$ para o filtro Gaussiano.	101
6.6	Mapa com distribuição da espessura crustal superior obtida por Função do Receptor para cada estação.	102
6.7	Modelo 1D para a crosta da Província Borborema elaborado através de resultados de Função do Receptor.	104

Lista de Tabelas

2.1	Tabela com Estudos geotectônicos e estrututrais da crosta terrestre nas Províncias Tectônicas na região central e sudeste. . . .	15
2.2	Tabela com Estudos geotectônicos e estrututrais da crosta terrestre na Província Borborema	16
4.1	Tabela com Localização geográfica das estações utilizadas neste trabalho.	39
5.1	Tabela com Espessuras crustais obtidas para Província Borborema.	82
5.2	Tabela com Razões V_p/V_s obtidas para Província Borborema. . . .	82
5.3	Tabela com Espessura da crosta superior obtidas para Província Borborema.	94
A.1	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação CAUB	117
A.2	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação CAUB	118
A.3	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação CS6B	118
A.4	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação OCBR	119

A.5	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação PFBR	120
A.6	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação SBRR	120
A.7	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura crustal na estação SLBR	121
B.1	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação AGBR	122
B.2	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação CAUB	123
B.3	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação CS6B	123
B.4	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação OCBR	123
B.5	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação PFBR	124
B.6	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação SBRR	124
B.7	Tabela com Eventos usados na Função do Receptor para espessura da crosta superior na estação SLBR	124

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

A Terra é constituída por ambientes que permitem acesso direto, como a hidrosfera (rio, lagos, águas subterrâneas), atmosfera, biosfera e a superfície da parte rochosa. A estrutura interna debaixo da superfície da parte rochosa, que não permite acesso direto, é estudada através de métodos indiretos. Um desses principais métodos é a sismologia, estudo do comportamento das ondas sísmicas ao atravessar as diversas partes internas (descontinuidades) do planeta, possibilitando a obtenção de um modelo clássico dessa estrutura. Este modelo está representado na Figura 1.1.

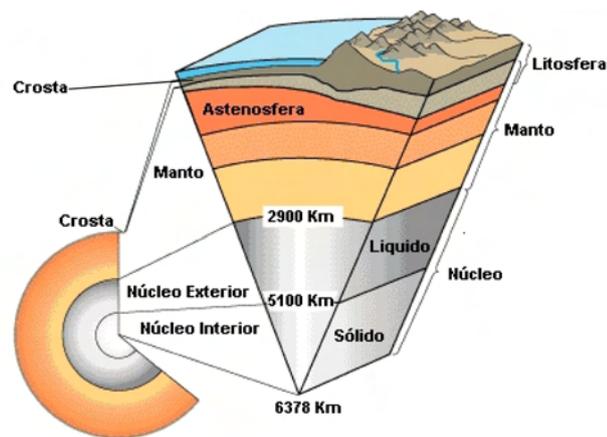


Figura 1.1: Modelo clássico da estrutura interna da Terra.

De acordo com a Figura 1.1, a crosta é a camada mais externa, subdividida em crosta oceânica e crosta continental. A espessura da crosta oceânica varia de 7 a 10 *km*, enquanto a crosta continental possui uma espessura variando entre 25 – 80 *km*, atingindo nas regiões sismicamente estáveis mais antigas uma variação entre 25 – 40 *km*, podendo alcançar nas regiões de cadeias montanhosas 60 – 80 *km*.

Em 1909, Mohorovicic detectou a interface limite entre crosta e manto, denominada de descontinuidade Moho. Esta representa o maior contraste de velocidade sísmica e composição química já identificada (Pacca & McReath, 2000). Outra interface crustal, menos nítida que a Moho, delimita a crosta continental superior e inferior. Chamada de descontinuidade de Conrad até meados do século XX, caracteriza que nas regiões continentais a crosta superior é composta por rochas félsicas (alto conteúdo de sílica), e a crosta inferior é constituída por rochas máficas (baixo conteúdo de sílica). A estimativa dessas descontinuidades é um importante parâmetro para caracterizar a estrutura crustal, e está diretamente relacionado com a evolução tectônica de uma região. De acordo com Mooney *et al.* (1995), foram realizados uma grande quantidade de estudos geotectônicos para determinação da estrutura da crosta nas regiões da Austrália, parte da Ásia e América do Norte, o que não pode ser observado no continente Africano e Sul-Americano.

No Brasil, diversos trabalhos de estrutura da crosta foram realizados na parte central e sudeste (Soares *et al.*, 2001; França & Assumpção 2004; Assumpção *et al.*, 2004; entre outros). Em 2005, com objetivo de ampliar o conhecimento da estrutura crustal, deu-se início a um intercâmbio científico com a participação de diversas instituições para o estudo da Província Borborema, denominado Projeto Milênio. O estudo litosférico sobre a província é feito através de metodologias geofísicas, em destaque a sismologia, com a instalação de cinco estações banda larga. Os estudos sismológicos vêm contribuindo de forma sistemática para o entendimento do interior da terra através de técnicas como a dispersão de ondas de superfície, tomografia de onda de corpo e Função do Receptor.

Nesse trabalho, foi utilizada a Função do Receptor, técnica que remove a assinatura

da fonte de telessismos e resalta os efeitos das interfaces abaixo da estação. A Função do Receptor é a deconvolução da componente radial com a vertical (Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984; 1987; Ammon *et al.*, 1990, Ammom 1991). Os registros de telessismos em estações sismográficas trazem informações das estruturas atravessadas pelas ondas, incluindo o efeito das camadas rasas.

Em 1979, Langston obteve bons resultados no estudo da crosta usando a Função do Receptor, o que motivou uma grande quantidade de trabalhos com o objetivo de estimar a espessura da crosta no mundo e também no Brasil (Owens *et al.*, 1984; Owens & Zandt, 1985; Ammon *et al.*, 1990; Ammon & Zandt, 1993, Magino *et al.*, 1993; Zandt & Ammon 1995., Assumpção *et al.*, 2002; França, 2003; Novo Barbosa 2008; entre outros).

Entretanto, em sua maioria, os trabalhos limitaram-se a estimativa da interface crosta-manto, sem preocupação com descontinuidades crustais. Exceto Costa (2006), que limitou-se a camadas sedimentares. Assim, nos trabalhos de França (2006) e Novo Barbosa (2008), observou-se um pequeno pico com polaridade positiva antes da fase P_s (Figura 1.2). Tal fato sugere uma descontinuidade crustal sob essas estações, motivando a execução deste trabalho.

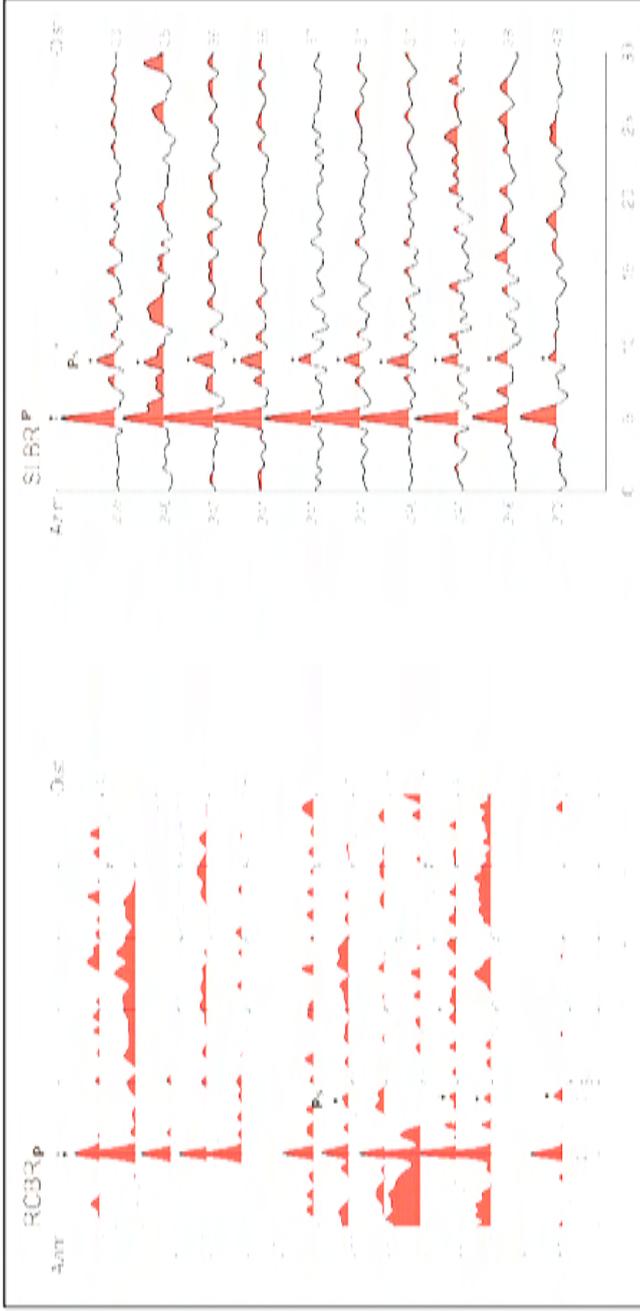


Figura 1.2: Funções do Receptor obtidas para as estações RCBR (França 2006) e SLBR (Novo Barbosa 2008). Azim representa o Azimute, Dist representa a distância epicentral. A seta cinza indica a suposta descontinuidade crustal, a seta P_s indica a descontinuidade crosta-manto e a seta P indica a fase P direta.

1.1 Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo estimar as principais interfaces da crosta (espessuras e composição - razão V_P/V_S) sob sete estações sismográficas na Província Borborema de acordo com a Figura 1.3.

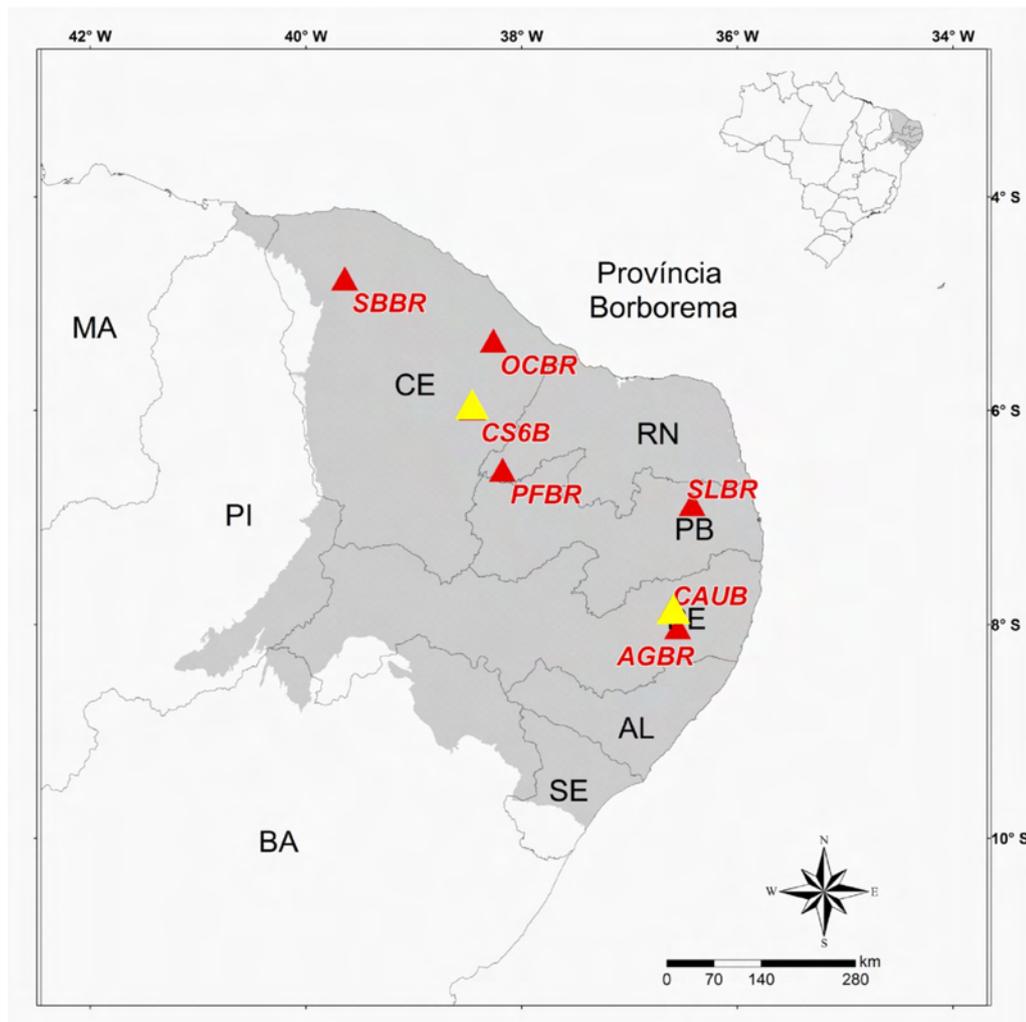


Figura 1.3: Localização das sete estações sismográficas na Província Borborema.

O estudo da espessura crustal e espessura crustal superior são de grande importância para o conhecimento dos detalhes de estruturas e feições geológicas crustais, além de auxiliar no entendimento da evolução tectônica regional.

1.2 Etapas do trabalho.

As atividades para elaboração da dissertação foram desenvolvidas nas seguintes etapas de trabalho, apresentadas esquematicamente no fluxograma da Figura 1.4.

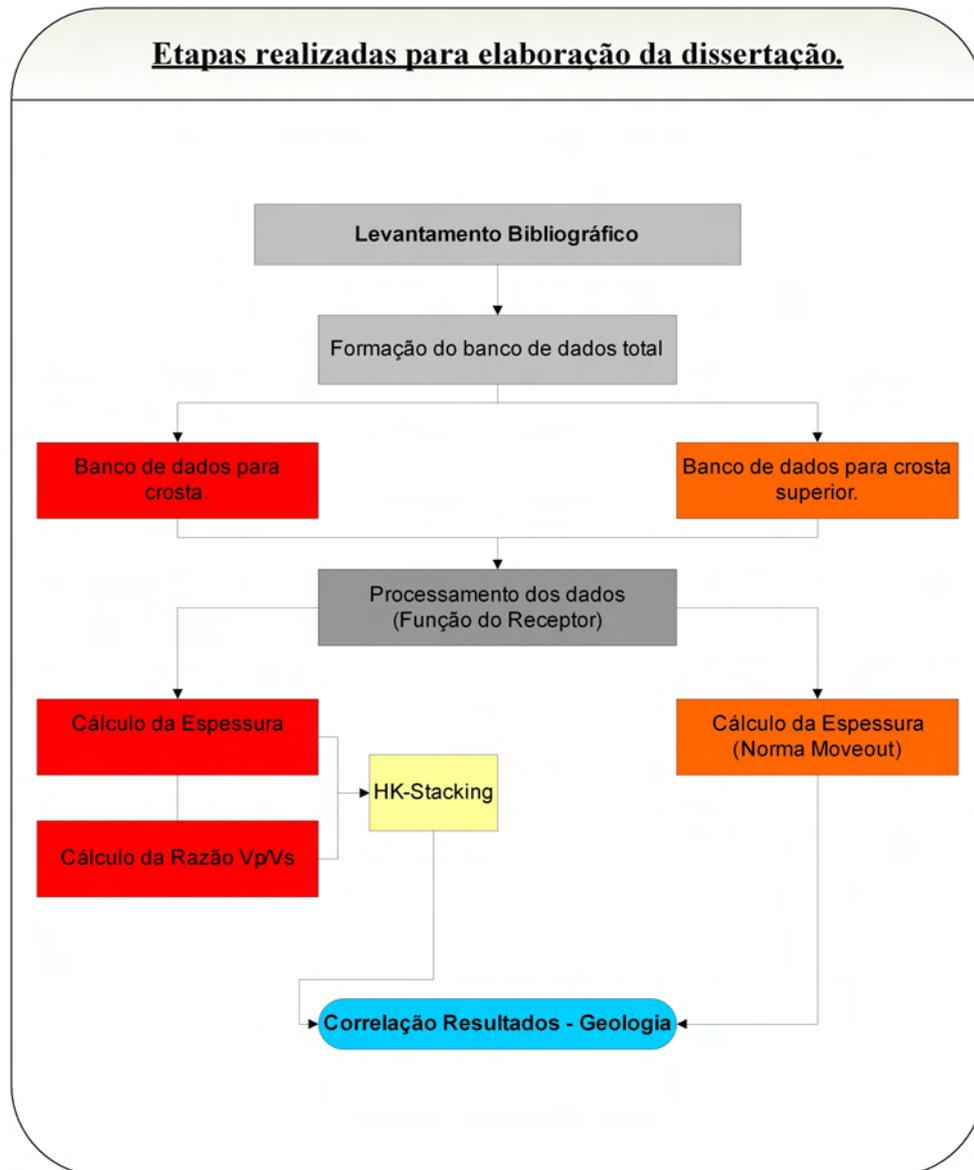


Figura 1.4: Fluxograma com as etapas realizadas neste trabalho para elaboração da dissertação.

I) Levantamento Bibliográfico: As pesquisas bibliográficas foram direcionadas para a consolidação dos conhecimentos referente aos temas básicos relacionados aos objetivos principais do trabalho. Dessa maneira, os conteúdos para os quais as pesquisas foram direcionadas são a evolução geotectônica da Província Borborema, técnica geofísica Função do Receptor e método de empilhamento HK-Stacking.

II) Formação do banco de dados total: Uma das primeiras etapas desta dissertação foi a formação de um banco de dados sismológicos já existentes. Primeiramente os dados das sete estações sismográficas foram transformados para o formato SAC (Seismic Analysis Code), em seguida organizados por ordem cronológica de ocorrência dos telessismos.

III) Formação do banco de dados para estudo da crosta: Foram selecionados os dados com os devidos parâmetros para esse tipo de estudo (Seção 4.2), através do algoritmo *Get Events V2.5* de Meijian An & Mei Feng (2004).

IV) Formação do banco de dados para o estudo da crosta superior: Semelhante item III, (Seção 4.3).

V) Processamento dos dados: Foi calculada a Função do Receptor para estimativa de espessura crustal e espessura crustal superior. Utilizando filtro Gaussiano e nível de água adequados para cada tipo de estimativa.

VI) Cálculo da espessura e razão V_p/V_s crustal: Para estimativas da razão V_p/V_s e espessura crustal utilizou-se o método de empilhamento HK-Stacking de Zhu & Kanamori, (2000).

VII) Cálculo da espessura crustal superior: Para essa estimativa utilizou-se a técnica de correção *Normal Moveout* para cada estação, todos os traços são empilhados após a correção da fase P_s .

VIII) Correlação Resultados-Geologia: Para finalizar o trabalho, correlacionou-se os resultados de espessura e razão V_p/V_s obtidos com características geológicas da Província Borborema.

Capítulo 2

ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização e resumo da evolução geotectônica

A área de estudo está localizada na região nordeste do Brasil e abrange uma área de 450.000 km^2 . Inserida no contexto geológico da Província Estrutural Borborema (Almeida *et al.*, 1977, 1981), limitada ao norte e à leste pelo oceano Atlântico e pela Bacia Potiguar, à oeste pela Bacia do Parnaíba e ao sul- sudoeste pelo Cráton do São Francisco, conforme mostra a Figura 2.1. Trata-se de uma extensa faixa pré-cambriana resultado da convergência entre os crátons oeste África-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo (Figura 2.2).

Interpretações sobre a evolução geodinâmica da Província Borborema sugerem acreção e amalgamento de diferentes terrenos tectono-estratigráficos no final da Orogênese Brasileiro-Pan Africana (600Ma.), envolvendo blocos crustais, micro-continentes, arcos magmáticos antigos de menor expressão e seqüências supracrustais, recobertos por bacias sedimentares fanerozóicas e coberturas recentes (Trompette 1994, Jardim de Sá 1994, Caby *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, 2003, Vauchez *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000, Dantas *et al.* 2004).



Figura 2.1: Mapa de localização da área em estudo – Em verde, Província Borborema e em cinza demais províncias tectônicas do Brasil. Modificado CPRM 2001.

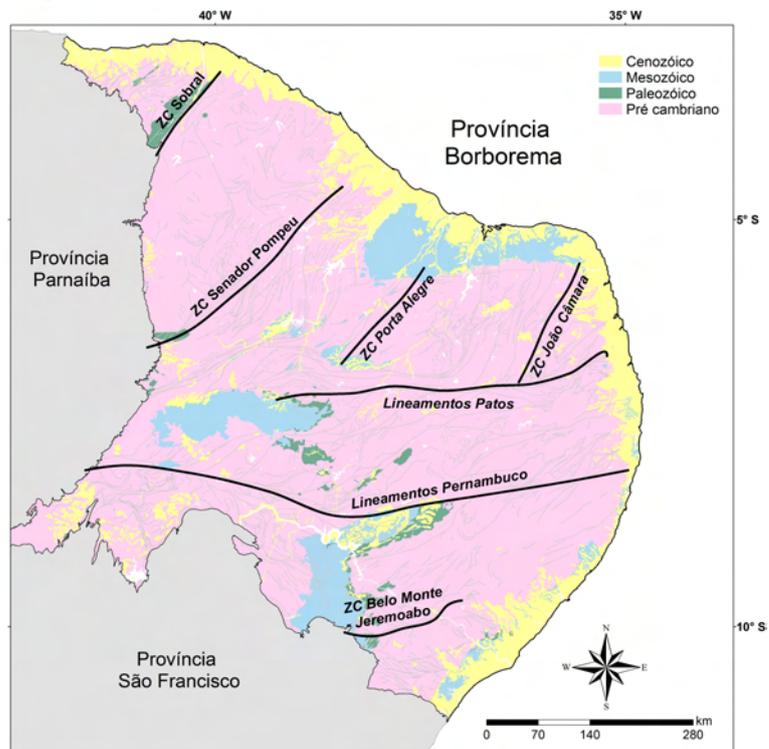


Figura 2.2: Cronoestatigrafia da Província Borborema. Principais lineamentos e zonas de cisalhamento (ZC). Modificado CPRM 2001.

Esta província apresenta complexidade estratigráfica e geocronológica com compartimentos tectônicos de diferentes aspectos geológicos e geofísicos, e pode ser entendida como mosaico de domínios gnáissicos- migmatíticos arqueano-paleoproterozóicos e faixas dobradas proterozóicas associados a granitóides e intensas deformações neoproterozóicas (Brito Neves, 1975; Jardim de Sá, 1994). Correlações litoestratigráficas e a continuidade estrutural dos grandes lineamentos tectônicos, bem como informações geocronológicas e geofísicas permitem sugerir similaridades entre a Província Borborema com os terrenos existentes na África Ocidental e Central (Trompette 1994, Caby *et al.* 1995, Van Schmus 1995, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Mantovani *et al.* 1999, 2005, Toteu *et al.* 2001, Dantas *et al.* 2004).

Modelos de compartimentação tectônica foram propostos por diversos autores (Brito Neves 1975 e 1983, Santos & Brito Neves 1984, Jardim de Sá 1994). Nos últimos quinze anos, estudos baseados em diferentes métodos geocronológicos (principalmente U-Pb e Sm-Nd), têm sido utilizados na caracterização e refinamento dos compartimentos tectônicos que compõem a Província Borborema (Van Schmus *et al.* 1995, Santos *et al.* 1999, Brito Neves *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001 a e b, Santos *et al.* 2002, Brito Neves *et al.* 2005).

Dentre os modelos de evolução geotectônica para esta província recebe destaque o de Brito Neves *et al.* (2000) (Figura 2.3). Neste modelo, a Província Borborema fez parte do supercontinente Atlântica, formado por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos (<2.0Ga). Durante a tafrogênese estateriana, tectônica extensional EW ocorrida no final do paleoproterozóico (1.8~1.73Ga), são identificadas seqüências típicas de riftes com sedimentação, vulcanismo anorogênico e plutonismo na região do Super Continente Atlântica. Data-se a ruptura deste supercontinente entre 1,05 e 1 Ga (Mesoproterozóico) com a formação de dois segmentos continentais norte e sul. A interação convergente dos mesmos, no Neoproterozóico Inferior (970~950Ma), consistiu de fenômenos de subducção, colisão e transpressão responsável pela formação da faixa dobrada Cariris Velhos que

é responsável pela atual configuração da Zona Transversal da Província Borborema. A individualização de terrenos e fechamento de bacias continentais e oceânicas caracterizou a parte central da Província Borborema como uma zona crustal espessa (Jardim de Sá, 2006; Brito Neves *et al.*, 2000). A evolução dessa orogénia é considerada parte de um fenômeno global responsável pela consolidação do supercontinente Rodínia.

Durante o Neoproterozóico Intermediário e Superior (800 ~ 550 Ma), o processo tafrogênico afetou parte da Rodínia, dentre elas a Província Borborema. Este processo individualizou vários segmentos litosféricos e caracteriza a Orogénese Brasileira na região. A fase pós-brasiliana é caracterizada por atividades extrusivas tardias, e pelo modelamento final dos domínios e terrenos na Província Borborema. O desenvolvimento de tectônica extensional, pós-colisional, atuantes em todo o globo associado a intenso plutonismo granítico ocasionaram grandes movimentos laterais de escapes tectônicos. Tais movimentos foram responsáveis pela última forma e organização estrutural do embasamento da província (Figura 2.3).

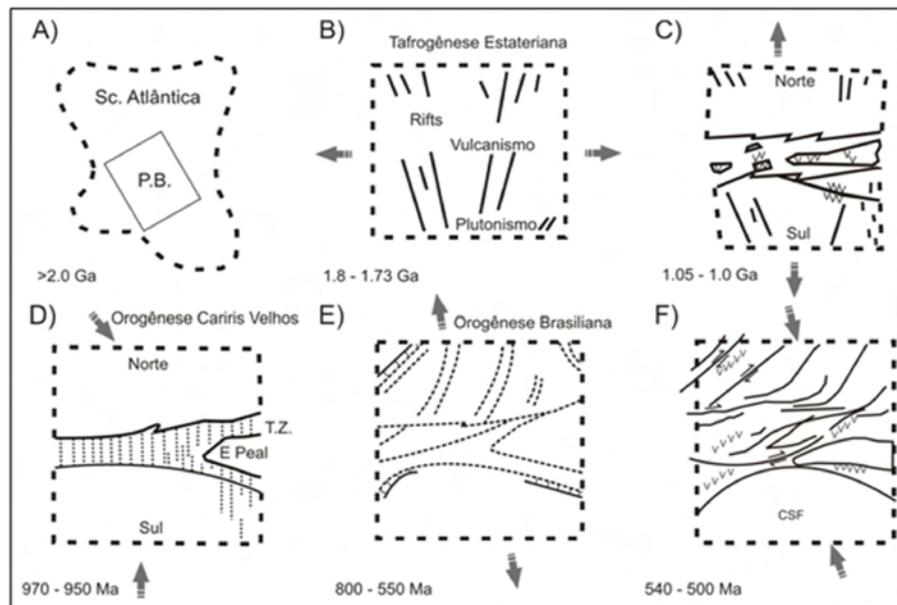


Figura 2.3: Modelo de evolução geotectônica de Brito Neves *et al.* (2000) para a Província Borborema. As setas indicam os principais esforços tectônicos atuantes.

A Figura 2.3 mostra:

A) Supercontinente Atlântica e a região em que provavelmente se desenvolveu a Província Borborema. B) Tafrogênese Estateriana. Sedimentação em riftes, vulcanismo anorogênico e plutonismo. C) Quebra da Atlântica e formação dos dois maiores segmentos continentais: Norte e sul, além de principais remanescentes da Orogenia Cariris Velhos, riftes e bacias marinhas. D) Orogenia Cariris Velhos causada pela interação entre os segmentos Norte e Sul. Eventos finais relacionados à fusão do supercontinente Rodínia. E) Ciclo Brasileiro. Desenvolvimento de margens continentais e sítios deposicionais vulcano-sedimentares interiores e oceânicos. F) A última evolução estrutural da Província Borborema, após a Orogenia Brasileira e atividades extrusivas tardias. Forma final de domínios e terrenos. Brito Neves *et al.*, (2000) subdivide a Província Borborema em cinco domínios tectônicos principais: (i) Domínio Médio Coreaú; (ii) Domínio Ceará Central; (iii) Domínio Rio Grande do Norte; (iv) Domínio da Zona Transversal; e (v) Domínio Sudoeste. Estes grandes domínios são delimitados por descontinuidades físicas de escala intra-continental que formam corredores de cisalhamento predominantemente dextrais.

Os dados sismológicos processados nesta dissertação foram obtidos de estações sismológicas instaladas nas bordas dos domínios tectônicos destas províncias junto aos principais lineamentos e no interior destes grandes domínios junto a descontinuidades de terrenos tectono-estratigráficos.

2.2 Estudos geofísicos no Brasil

Na década de 70 ocorreu uma intensificação de pesquisas geofísicas no Brasil, com o desenvolvimento de técnicas para investigação em sub-superfície, no entanto, os estudos geotectônicos e estruturais da crosta se concentraram na região central e sudeste do Brasil. A Tabela 2.1 lista estudos, com diferentes metodologias, realizados no centro e sudeste do território brasileiro.

Os estudos geotectônicos e estruturais da crosta terrestre na Província Borborema começaram a ganhar destaque na década de 90, com levantamentos de sísmica de reflexão profunda (Matos, 1992) que forneceu dados importantes para a compreensão crítica do rifteamento continental. Na bacia Sergipe, (Mohriak, 1995) obteve características magmáticas que estão associadas com processos de formação de bacias resultantes da extensão da litosfera durante a ruptura do Gondwana no Cretáceo. Mapas gravimétricos da interface crosta-manto foram apresentados por (Castro *et al.*, 1997), que estimou a crosta da Província Borborema variando entre 26-30 *km*.

Mais recentemente, estudos relacionados à análise de ondas superficiais, destacando o trabalho de Vilar *et al.*, (2003) que definiu uma estrutura tridimensional da velocidade de onda S no interior da litosfera do NE brasileiro, foram realizados na província. A integração de dados aeromagnéticos com dados gravimétricos foi feita pela primeira vez por Oliveira *et al.*, (2005), possibilitando a definição de 11 compartimentos tectônicos.

Em 2009, foi realizado um experimento de sísmica de refração profunda, que foi substituído por 440 sismógrafos de período curto distribuídos ao longo de uma transecta de 880 km entre Granja-CE e Serinhaém-PE. Foi analisada metade da linha NW, que cruza os domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Orós Jaguaribe. Os resultados mostraram um espessamento crustal de SE para NW, com a Moho variando de 28 a 35 km de profundidade e com degraus marcando passagens entre diferentes domínios tectônicos (Soares *et al.*, 2009).

Na região nordeste, o trabalho pioneiro com Função do Receptor foi feito por França (2006), que estimou a espessura da crosta sob as estações CS6B (Castanhão), CAUB (Caruaru) e RCBR (Riachuelo). Logo após, Novo Barbosa (2008) estimou a espessura e razão V_p/V_s da crosta para mais cinco estações sismográficas banda-larga.

A tabela 2.2 sumariza alguns estudos geofísicos importantes realizados na Província Borborema.

Tabela 2.1: Estudos geotectônicos e estruturais da crosta terrestre nas Províncias tectônicas e Bacias sedimentares na região central e sudeste do Brasil.

REGIÃO	MÉTODO	REFERÊNCIA	ANO
Faixa Ribeira	Refração Sísmica	Bassini	1986
	Função do Receptor	Assumpção <i>et al.</i>	2002
	Função do Receptor	França	2003
	Função do Receptor	França & Assumpção	2004
	Refração Sísmica	Giese & Schütte	1975
Cráton São Francisco	Gravimetria	Blitzkow <i>et al.</i>	1979
	Inversão de Função do Receptor com ondas de superfície	James <i>et al.</i>	1993
	Função do Receptor	Assumpção <i>et al.</i>	2002
	Função do Receptor	França	2003
Bacia do Paraná Faixa Brasília	Refração Sísmica	Perosi	2000
	Inversão da Função do Receptor	James <i>et al.</i>	1993
	Função do Receptor	Assumpção <i>et al.</i>	2002
	Função do Receptor	França	2003
	Função do Receptor de alta frequência	Costa	2006
Faixa Brasília	Refração sísmica	Soares <i>et al.</i>	2001;2002
	Função do Receptor	França	2003
	Função do Receptor Tomografia Telessísmica Dispersão de onda de superfície	Assumpção <i>et al.</i>	2004

Tabela 2.2: Principais estudos geotectônicos e estruturais na Província Borborema.

REGIÃO	MÉTODO	REFERÊNCIA	ANO	ESPESSURA
Província Borborema	Sísmica de Reflexão	Matos	1992	28 <i>km</i>
	Sísmica de Reflexão	Mohriak	1995	28,8 <i>km</i>
	Gravimetria	Castro	1997	28-30 <i>km</i>
	Análise de ondas de superfície	Vilar <i>et al.</i>	2003	26-40 <i>km</i>
	Aeromagnetismo Gravimetria	Oliveira <i>et al.</i>	2005	26-34 <i>km</i>
	Sísmica de Refração	Soares <i>et al.</i>	2009	28-35 <i>km</i>
	Função do Receptor	França	2006	30-33 <i>km</i>
	Função do Receptor	Novo Barbosa	2008	29-33,5 <i>km</i>

Capítulo 3

FUNÇÃO DO RECEPTOR

3.1 Introdução à Função do Receptor

A Função do Receptor é uma técnica geofísica que busca inferir informações da estrutura interna da Terra, utilizando a onda P de um telessismo que atinge uma descontinuidade, por exemplo, a descontinuidade de Mohorovicic, com um ângulo menor que 40° , ou seja, o registro será predominantemente na vertical. Rotacionam-se os eixos de registro do sismograma Norte-Sul e Leste-Oeste para as direções tangencial e radial. A componente radial além de posicionada perpendicularmente a tangencial é também posicionada na direção do evento, dessa maneira englobará a energia resultante da onda SV. A Figura 3.1 esquematiza a rotação dos eixos e a Figura 3.2 exemplifica um registro

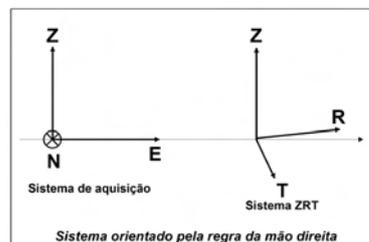


Figura 3.1: Esquema de rotação dos eixos. Z, N, E, R e T representam as componentes vertical, Norte-Sul, Leste-Oeste, Radial e Tangencial, respectivamente.

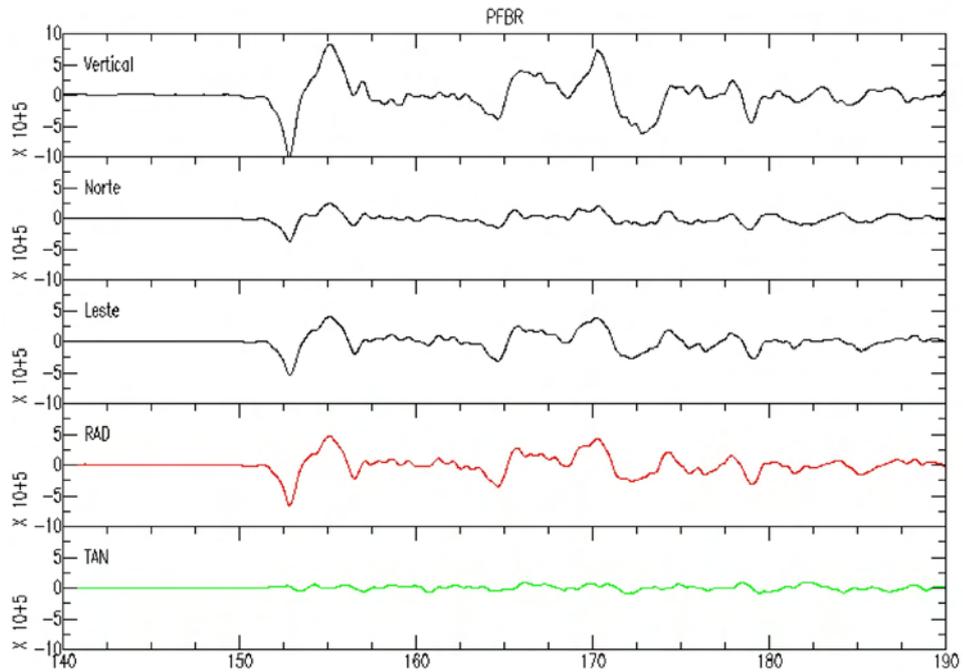


Figura 3.2: Registro das componentes norte-sul, leste-oeste, vertical em preto com a rotação para radial (vermelho) e tangencial (verde) para estação PFBR.

norte-sul, leste-oeste e vertical, com a rotação para radial e tangencial.

A onda P é registrada na componente vertical e as SV convertidas são registradas principalmente na componente radial. A energia da onda P é convertida em S (chamada de onda Ps se convertida na Moho e P_{sc} se convertida no limite crosta superior-inferior) e em reflexões múltiplas (PpPms, PpSms, PsPms ou PpPcs, PpScs, PsPcs) quando a mesma passa por uma descontinuidade (Moho ou Limite crosta superior-inferior) abaixo da estação conforme a Figura 3.3.

Com exceção da primeira letra P maiúscula, que indica a chegada da onda P direta na superfície, as letras minúsculas indicam o percurso da onda para cima, as maiúsculas indicam o percurso da onda para baixo e as letras “m” ou “c” indicam a descontinuidade abaixo da estação, descontinuidade de Moho ou Limite Crosta superior-inferior respectivamente.

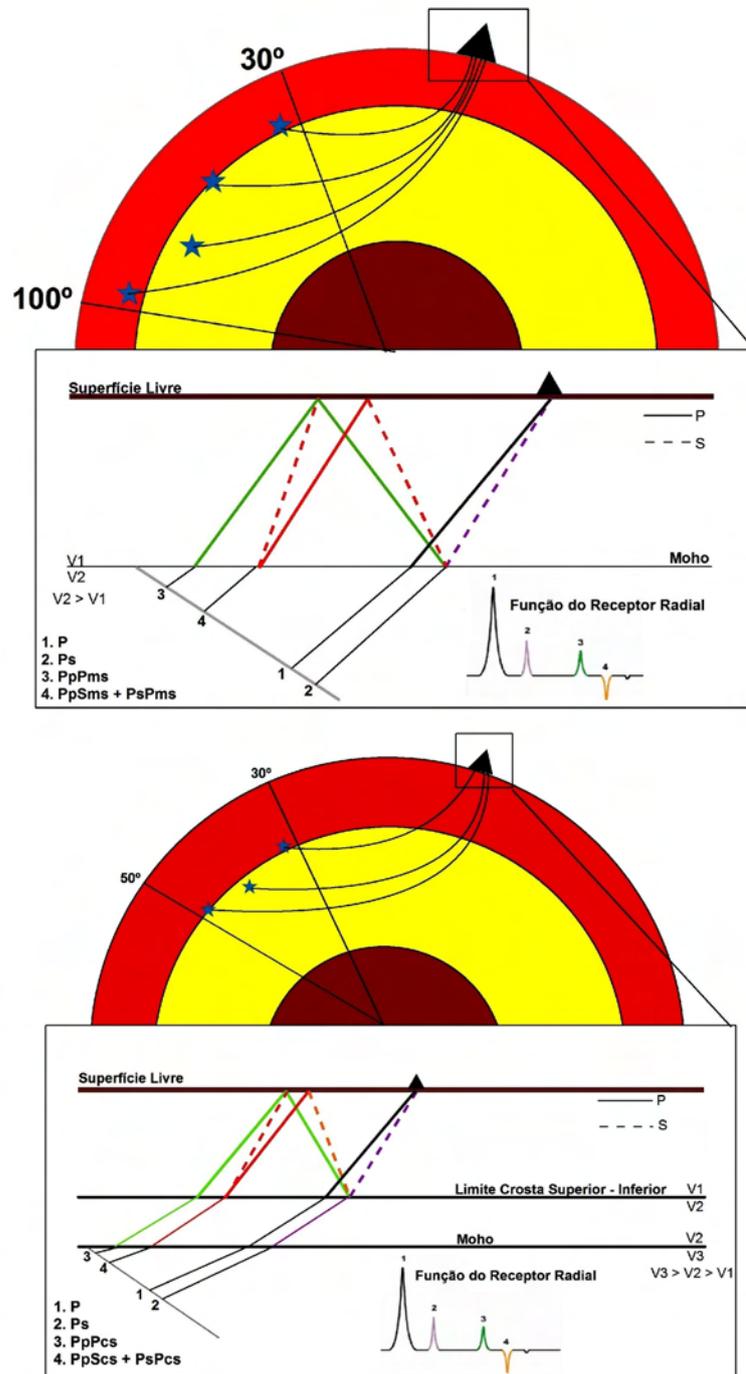


Figura 3.3: Esquema de trajetória de raios em um modelo para crosta e para crosta superior. O triângulo representa a estação sismográfica.

Inicialmente, a Função do Receptor para registros telessísmicos com distância epicentral entre 30° e 100° aproximadamente, foi desenvolvida por Langston (1979).

É definido o intervalo de distância epicentral, pois o sinal é afetado por chegadas adicionais com diferentes parâmetros de raio, causadas pelas descontinuidades internas da Terra. Dessa maneira, ocorre a triplicação do sinal sísmico o que dificulta a identificação da fase P. Esse efeito é exemplificado com dados do escudo Canadense (Figura 3.4).

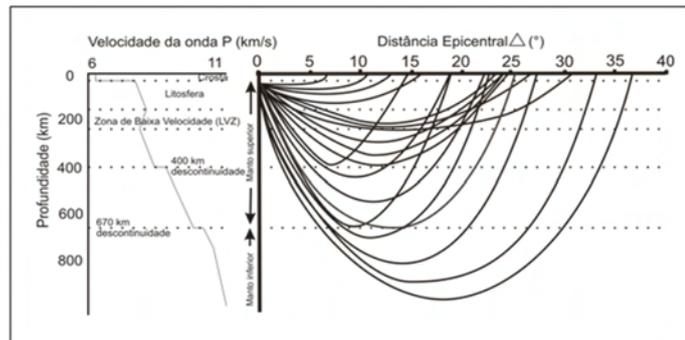


Figura 3.4: Perfil de velocidade da onda P (à esquerda) e trajetória dos raios (à direita). Dados referentes ao Escudo Canadense (Lefevre & Helmberg, 1989).

Devemos desconsiderar os eventos da zona de sombra, região onde não há registro da onda P que percorre o manto e núcleo externo devido a um decréscimo de velocidade. Ela está localizada entre 103° e 144° , ver Figura 3.5.

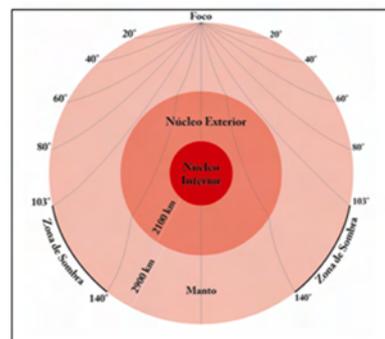


Figura 3.5: Diagrama de raio para onda P que percorre o manto e núcleo externo, mostrando a zona de sombra.

A Função do Receptor mostrou-se eficiente em isolar as informações úteis da crosta e do manto superior sobre a estação (Langston, 1977; 1979, Owens *et al.*, 1984), ou seja, obter somente a resposta da estrutura sob a estação (França 2003). Esse método, leva em consideração que um sismograma de um evento telessísmico nos dá resposta sobre estruturas próximas a fonte $S(t)$, do instrumento $I(t)$ e da estrutura crustal pontualmente abaixo da estação $E(t)_{(V,R,T)}$. Segue o desenvolvimento matemático (Equações 3.1 - 3.13) modificado de Owens *et al.*, (1984). As componentes vertical, radial e tangencial registradas numa estação são representadas por:

$$D_V(t) = I(t) * S(t) * E_V(t) \quad (3.1)$$

$$D_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t) \quad (3.2)$$

$$D_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t) \quad (3.3)$$

Com os índices V , R e T indicando vertical, radial e tangencial respectivamente. O asterisco (*) representa o operador matemático convolução, que a partir de duas funções gera uma terceira, definida por:

$$(f * g)(t) = \int_0^t f(\tau) \cdot g(t - \tau) \quad (3.4)$$

Como a onda P telessísmica tem uma incidência quase vertical na superfície, gera dessa forma um pico inicial na vertical. Desconsiderando os picos secundários (gerados por reverberações e fases convertidas) por possuírem uma amplitude desprezível em relação ao inicial, a resposta da estrutura na vertical E_V é um pico contendo toda energia da onda P e representada pela função delta de Dirac (elemento neutro da convolução).

$$E_V \approx \delta(t) \quad (3.5)$$

Substituindo em (3.1), temos:

$$D_V(t) \cong I(t) * S(t) \quad (3.6)$$

Aplica-se a transformada de Fourier nas expressões (3.2), (3.3) e (3.6) para obter as expressões no domínio da frequência, assim a convolução passa a ser uma multiplicação espectral:

$$D_V(\omega) \cong I(\omega) \cdot S(\omega) \quad (3.7)$$

$$D_R(\omega) \cong I(\omega) \cdot S(\omega) \cdot E_R(\omega) \quad (3.8)$$

$$D_T(\omega) \cong I(\omega) \cdot S(\omega) \cdot E_T(\omega) \quad (3.9)$$

Onde ω é a frequência radial. Deseja-se remover $I(\omega)$ e $S(\omega)$, para obter somente a resposta da estrutura abaixo da estação $E(t)_{(R,T)}$. Substituindo (3.7) em (3.8) e (3.9), temos:

$$D_R(\omega) = D_V(\omega) \cdot E_R(\omega) \quad (3.10)$$

$$D_T(\omega) = D_V(\omega) \cdot E_T(\omega) \quad (3.11)$$

Isolando $E(\omega)_{(R,T)}$ em (3.10) e (3.11), temos:

$$E_R(\omega) \approx \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (3.12)$$

$$E_T(\omega) \approx \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (3.13)$$

Conclui-se que E_R e E_T são as deconvoluções das componentes horizontais pela vertical, ou seja, representam a Função do Receptor radial e tangencial (Langston 1979; Owens *et al.*, 1984; 1987; Ammon *et al.*, 1990, Ammon 1991). De posse de E_R e E_T (Domínio da frequência), podemos obter as Funções do Receptor radial e tangencial, no domínio do tempo, através da Transformada de Fourier Inversa. Ambas as deconvoluções funcionam bem para o estudo da crosta se a razão sinal ruído for alta, a Figura 3.6 compara os dois métodos.

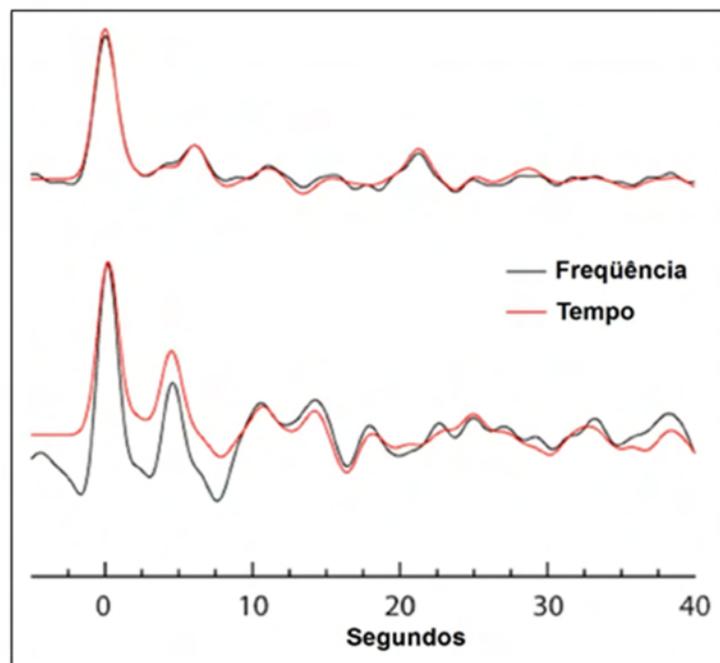


Figura 3.6: Comparação dos métodos de deconvolução – em preto deconvolução no domínio da frequência e em vermelho deconvolução no domínio do tempo.

A Função do Receptor tangencial, E_T , pode ter movimentos provocados por presença de interfaces inclinadas (Langston, 1977; Owens & Crosson, 1998; Zhang & Langston, 1995; Baker *et al.*, 1996; Zhu *et al.*, 1995; Peng & Humpreys, 1997), anisotropia (McNamara & Owens; 1993; Peng & Humpreys, 1997; Levin & Park, 1997) e espalhamento (Langston, 1979; Magino *et al.*, 1993; Abers, 1998). O estudo desses efeitos na Função do Receptor tangencial necessita de uma completa cobertura azimutal (França 2003).

Como este trabalho teve objetivo de estimar a espessura das principais interfaces crustais, utilizou-se apenas a Função do Receptor radial E_R .

Como a incidência da frente de onda não é exatamente na vertical devemos levar em consideração o parâmetro de raio e a velocidade aparente. A Figura 3.7 mostra a incidência da onda P em uma superfície horizontal.

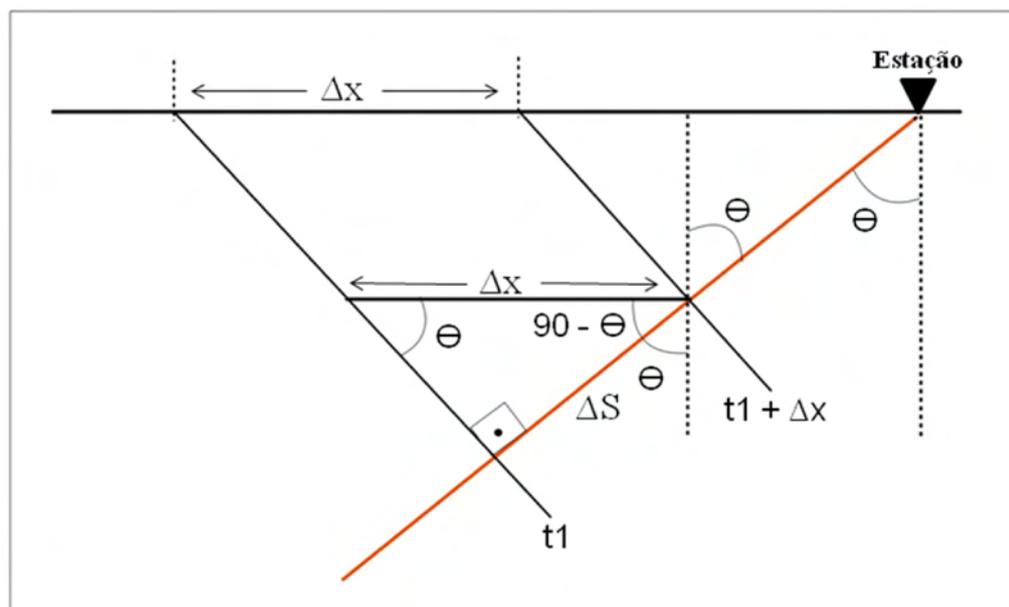


Figura 3.7: Esquema da onda P incidente em uma superfície horizontal. ΔS é o percurso da onda e ΔX o equivalente na superfície. O ângulo θ é denominado ângulo de incidência. Modificado de França 2003.

De acordo com a Figura 3.7, ΔS , que representa o percurso da onda no tempo dado e ΔX seu equivalente na superfície se relacionam de acordo com:

$$\Delta X = \frac{\Delta S}{\sin \theta} \quad (3.14)$$

A velocidade de propagação da onda ao longo do percurso é dada por:

$$v = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3.15)$$

Assim, substituímos (3.15) em (3.14) e temos:

$$\Delta X \cdot \sin \theta = v \cdot \Delta t \quad (3.16)$$

Multiplicando ambos os membros de (3.16) por $\frac{1}{\sin \theta \cdot \Delta t}$, temos:

$$\frac{\Delta X}{\Delta t} = \frac{v}{\sin \theta} = V_{ap} \quad (3.17)$$

Onde V_{ap} é a velocidade aparente da onda. O parâmetro de raio está associado à vagarosidade de onda $\frac{1}{v} = u$ e representado por:

$$\frac{1}{V_{ap}} = \frac{\sin \theta}{v} = \rho = u \cdot \sin \theta \quad (3.18)$$

A Figura 3.8 representa o diagrama de raios para um semi-espço para as ondas P direta, Ps, onda P convertida em S ao passar por uma descontinuidade e PpPds (“d”

representa a descontinuidade abaixo da estação, Moho “m” ou limite crosta superior-inferior “c”).

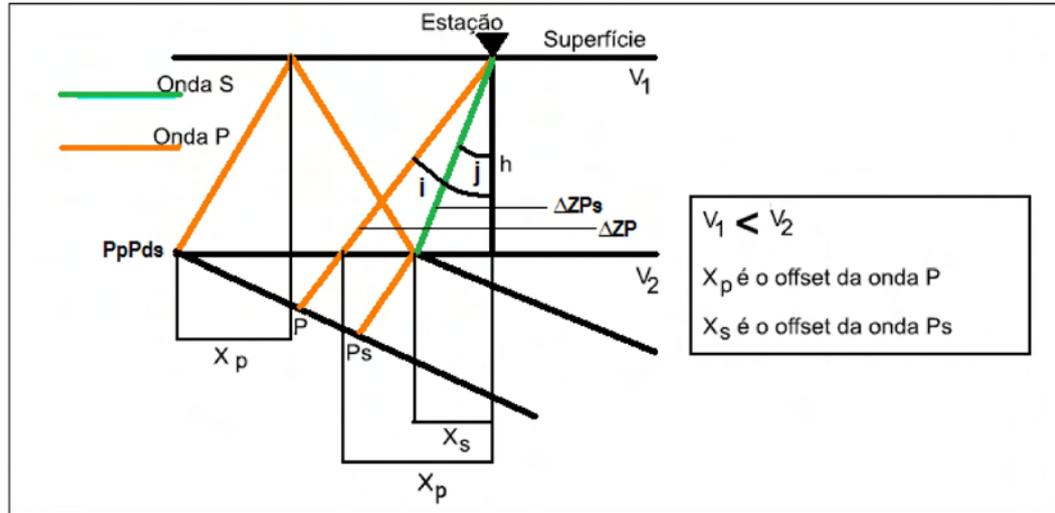


Figura 3.8: Diagrama de raios para ondas P direta, Ps e PpPds. A espessura da camada é representada por h , i e j são os ângulos de incidência da onda P e S, respectivamente. Modificado de França 2003.

À distância $\Delta X = X_P - X_S$ pode ser descrita por:

$$\Delta X = h \cdot (\tan i - \tan j) \quad (3.19)$$

Isolando Δt em (3.17) e substituindo (3.19) em (3.17) obtemos a expressão para calcular Δt , tempo gasto para onda percorrer a distância ΔX .

$$\Delta t = \frac{h \cdot (\tan i - \tan j) \cdot \sin i}{v_P} \quad (3.20)$$

Onde i e j são os ângulos de incidência da onda P e S respectivamente. Aplicando definições trigonométricas temos:

$$\Delta t = \frac{h \cdot \sin i}{v_P} \cdot \left(\frac{\sin i}{\cos i} - \frac{\sin j}{\cos j} \right) \quad (3.21)$$

Denominamos *offset* como a distância horizontal na descontinuidade entre o ponto de conversão e a projeção da estação na descontinuidade:

De acordo com a Figura 3.8 observamos que $\Delta Z_{P_S} = v_s \cdot t_s = \frac{h}{\cos j}$ e $\Delta Z_p = v_p \cdot t_s = \frac{h}{\cos i}$. A diferença do tempo de percurso da onda Ps da P direta é dado por:

$$t_{p_S} - t_p = \frac{\Delta Z_{p_S}}{v_s} - \frac{\Delta Z_p}{v_p} + \Delta t \quad (3.22)$$

Usando os valores de ΔZ_{P_S} , ΔZ_p e a expressão (3.21), obtemos uma simplificação da expressão (3.22):

$$t_{p_S} - t_p = \frac{h}{\cos j \cdot v_s} - \frac{h}{\cos i \cdot v_p} + \frac{h \cdot \sin i}{v_p} \cdot \left(\frac{\sin i}{\cos i} - \frac{\sin j}{\cos j} \right) \quad (3.23)$$

Como $\frac{\sin i}{v_p} = \frac{\sin j}{v_s} = \rho$, temos:

$$t_{p_S} - t_p = \frac{h}{\cos j \cdot v_s} - \frac{h}{\cos i \cdot v_p} + \left(\frac{h \cdot \sin^2 i}{v_p \cdot \cos i} - \frac{h \sin^2 j}{v_s \cdot \cos j} \right) \quad (3.24)$$

Substituindo $\cos^2 i = 1 - \sin^2 i$ e $\cos^2 j = 1 - \sin^2 j$, temos:

$$t_{p_S} - t_p = \frac{h \cdot \cos j}{v_s} - \frac{h \cdot \cos i}{v_p} \quad (3.25)$$

Colocando h em evidência obtemos:

$$t_{pS} - t_p = h \cdot \left(\frac{\cos j}{v_s} - \frac{\cos i}{v_p} \right) \quad (3.26)$$

O parâmetro de raio é o mesmo para todo percurso da onda independentemente do número de camadas, ou seja, $\rho = u_1 \cdot \sin \theta_1 = u_2 \cdot \sin \theta_2 = \dots = u_n \cdot \sin \theta_n$. Temos também $\cos j = \sqrt{1 - \rho^2 \cdot v_s^2}$ e $\cos i = \sqrt{1 - \rho^2 \cdot v_p^2}$. Dessa forma escrevemos a equação (3.26) em função da espessura, do parâmetro de raio e da velocidade da onda P e S.

$$t_{pS} - t_p = h \cdot \left[\left(\frac{1}{v_s^2} - \rho^2 \right)^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{1}{v_p^2} - \rho^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (3.27)$$

Isolando h na equação (3.27) obtemos a expressão para o cálculo da espessura da descontinuidade:

$$h = \frac{t_{pS} - t_p}{\left[\left(\frac{1}{v_s^2} - \rho^2 \right)^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{1}{v_p^2} - \rho^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right]} \quad (3.28)$$

De acordo com Figura 3.6, a diferença do tempo de percurso entre a múltipla PpPds e a Ps é:

$$t_{PpPds} - t_{pS} = \frac{\Delta Z_{pS}}{v_s} + \frac{2 \cdot \Delta Z_p}{v_p} + \frac{2 \cdot X_p \cdot \sin i}{v_p} - \frac{\Delta Z_{pS}}{v_s} \quad (3.29)$$

Usando os valores de Z_{P_S} e Z_P , fazendo $X_p = h \cdot \tan i$ e utilizando os mesmos procedimentos algébricos, obtemos a equação (3.30) em função da espessura da descontinuidade, da velocidade da onda P e do parâmetro de raio.

$$t_{PpPds} - t_{pS} = 2 \cdot h \cdot \left(\frac{1}{v_p^2} - \rho^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.30)$$

Ao dividirmos a equação (3.27) por (3.30), obtemos a equação:

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - \rho^2 \cdot v_p^2) \cdot \left[2 \cdot \left(\frac{t_{pS} - t_p}{t_{PpPds} - t_{pS}} \right) + 1 \right]^2 + \rho^2 \cdot v_p^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.31)$$

A equação (3.31) determina a razão V_p/V_s , sendo desnecessário o valor da espessura da descontinuidade (Zandt *et al.*, 1995).

3.2 Filtro Gaussiano

O filtro Gaussiano, elimina ruídos de alta frequência e espalhamentos causados por heterogeneidades da crosta. O filtro é definido por:

$$G(\omega) = e^{\frac{-\omega^2}{4 \cdot a^2}} \quad (3.32)$$

Onde ω é a frequência e a é denominado fator de extensão do filtro gaussiano. Independentemente da escolha do valor de a o filtro gaussiano é passa-baixa, ou seja, a escolha de altos valores para o fator de extensão não determina a funcionalidade do filtro gaussiano como passa-alta. A Figura 3.9 representa o gráfico da função (3.32). A escolha do fator $a = x$, em laranja, elimina frequências superiores a $x/2$, enquanto a escolha de um fator de extensão maior, $a = 2 \cdot x$, elimina frequências superiores a x .

Percebe-se que quanto menor abertura da curva maior o conteúdo de frequências eliminadas.

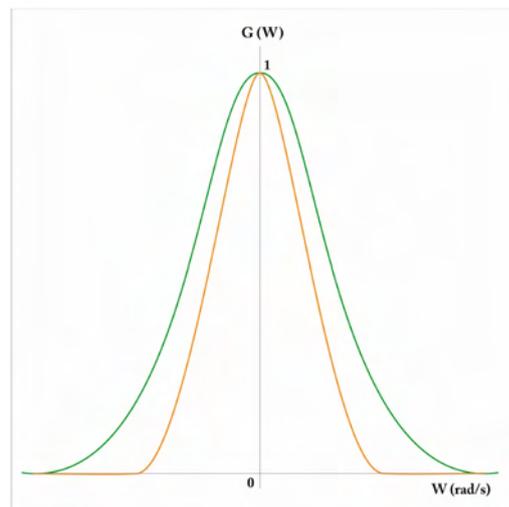


Figura 3.9: Gráfico da função do filtro gaussiano para dois valores distintos de a . Em verde $a = 2 \cdot x$ e em laranja $a = x$.

3.3 Nível de Água

Como a deconvolução no domínio da frequência é uma divisão espectral (equação 3.12 e 3.13), causa instabilidade quando o denominador possui uma amplitude muito pequena. Assim, utiliza-se o método de nível de água de Clayton & Wiggins (1976) (Figura 3.10), para determinar a amplitude mínima permitida no denominador. Os valores do nível de água são escolhidos de acordo com o nível de ruído e varia entre 0 e 1. O nível de água é definido como uma fração c da máxima amplitude do denominador e observado na função:

$$E_r(\omega) = \frac{D_R(\omega) \cdot D_V^*(\omega)}{\max[D_V(\omega) \cdot D_V^*(\omega), c \cdot \max[D_V(\omega) \cdot D_V^*(\omega)]]} \quad (3.33)$$

Onde c representa a amplitude mínima permitida no denominador. Ao substituímos pequenos valores por maiores no denominador, ocorre uma atenuação de frequências para as quais a componente vertical tem pequena amplitude. O melhor valor do parâmetro de nível de água é determinado pela razão sinal ruído e a forma da componente vertical (França 2003).

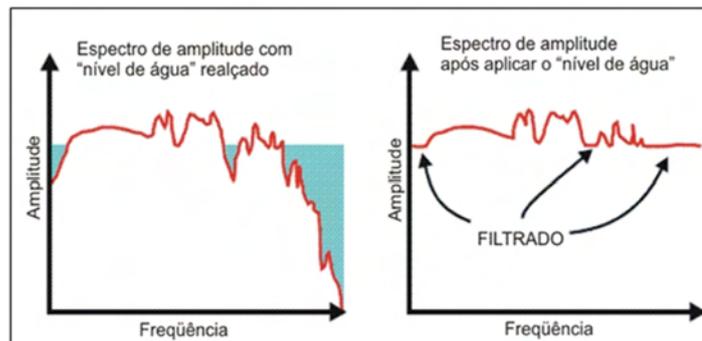


Figura 3.10: Exemplo do espectro de amplitude com utilização do nível de água. Esquerda representa o espectro com nível de água realçado e a direita espectro após o nível de água (Modificado de Ammon, 1997).

3.4 HK-Stacking

O HK-Stacking é utilizado para obtenção das razões Vp/Vs e estimativas das espessuras das descontinuidades H (Zhu & Kanamori, 2000) para um modelo que melhor ajusta os traços fornecidos. Este é baseado nas equações (3.28) e (3.31), a única informação a priori necessária é a velocidade da onda P.

HK-Stacking é definido pela função:

$$s(H.K) = w_1 \cdot r(t_1) + w_2 \cdot r(t_2) - w_3 \cdot r(t_3) \quad (3.34)$$

Onde w_i são os pesos, com $\sum_{i=1}^3 w_i = 1$. A Função do Receptor representada por $r(t_j)$, com $j = 1,2,3$ e t_1, t_2 e t_3 são os tempos de chegada das ondas Ps, PpPds e PpSds + PsPds correspondentes a espessura da descontinuidade H e razão Vp/Vs igual a k .

A incerteza associada a cada um dos parâmetros obtidos pelo método HK-Stacking é estimada pelo método *bootstrap* (Efron & Tibshirani, 1991). A partir de um conjunto original de Funções do Receptor o programa gera subconjuntos contendo traços sorteados aleatoriamente (Bianchi, 2008). O método se repete gerando um conjunto de parâmetros H e K , a média e o desvio padrão desses valores fornece um valor médio e uma estimativa de erro associada.

A parte de grande importância do método é a escolha dos pesos a serem dados para as fases. Zhu & Kanamori (2000) sugerem que os pesos devam ser definidos como Ps =0,7 PpPds =0,2 e PpSds + PsPds=0,1, o que faz com que a fase Ps, que é mais clara, seja mais representativa. Deve-se salientar que apenas a fase Ps não determina a profundidade da camada e a razão Vp/Vs , apenas correlaciona duas variáveis como mostrado na Figura 3.11(a). Na Figura 3.11(b) é mostrado o HK-Stacking dos mesmos dados, mas dando pesos para as fases múltiplas.

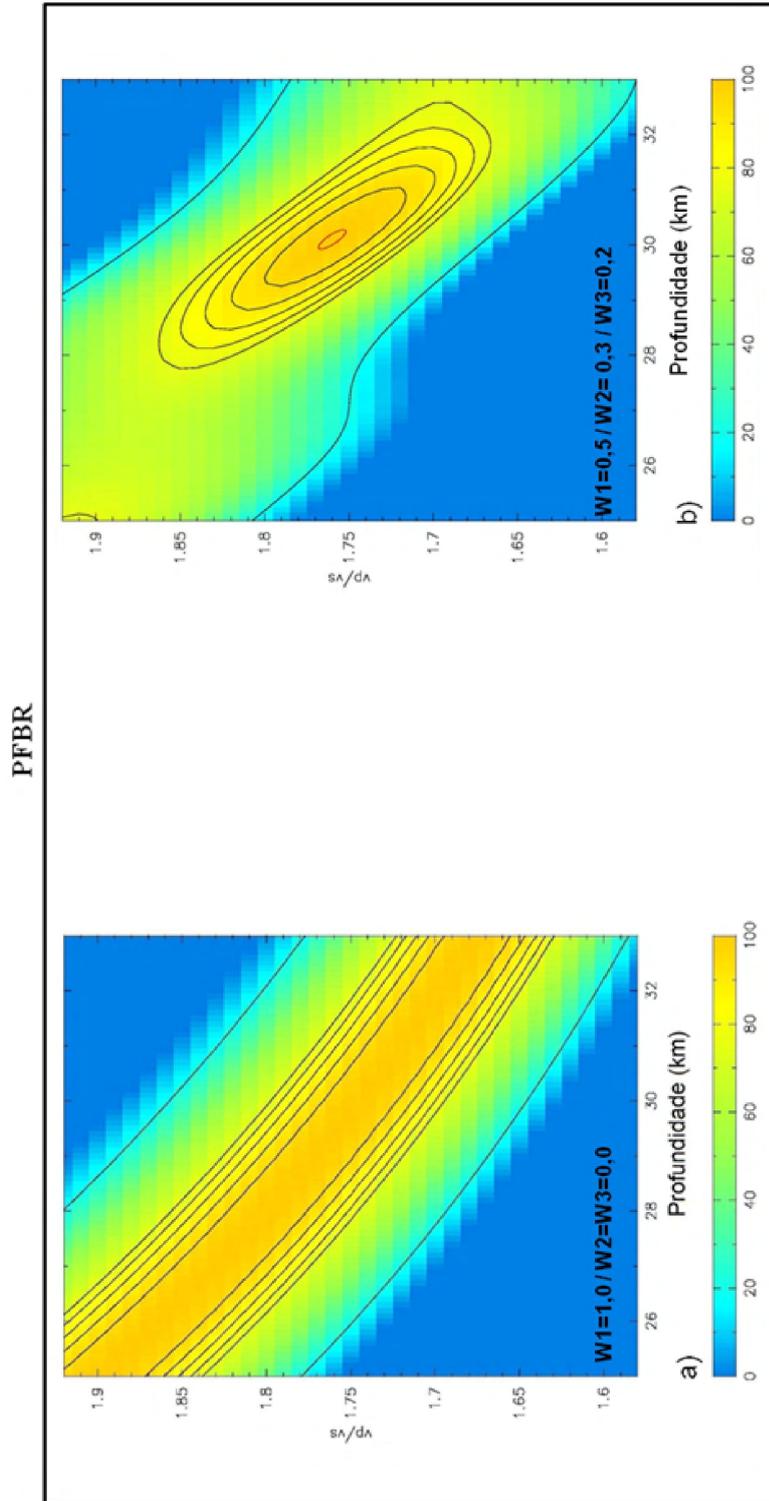


Figura 3.11: a) Diagramas HK calculados para estação PFBR com pesos $w_1 = 1,0$, $w_2 = 0,0$ e $w_3 = 0,0$. b) Diagramas HK calculados para estação PFBR com pesos $w_1 = 0,5$, $w_2 = 0,3$ e $w_3 = 0,2$. Vp/Vs representa a razão de velocidades. A escala de cores representa o nível de correlação em % entre as duas variáveis.

De acordo com as Figuras 3.11 a) e b), verifica-se a importância das fases múltiplas para o método, por delimitar a máxima correlação entre as variáveis e gerar um erro associado a cada uma delas.

De acordo com (Zhu & Kanamori, 2000), as principais vantagens desse método são que (i) grande quantidade de formas de onda podem ser convenientemente processadas; (ii) desnecessário marcar os diferentes tempos de chegadas das fases convertidas; (iii) ao empilhar Funções do Receptor de diferentes distâncias e direções suprime os efeitos da variação lateral de estruturas e um modelo crustal médio é obtido; e (iv) incertezas podem ser estimadas a partir de comportamento da função $S(H,k)$ no seu máximo, o que ocorre quando as três fases são empilhadas coerentemente com o correto H e k .

3.5 Correção de Parâmetro de Raio - Moveout

A correção dos traços é feita utilizando-se um modelo de velocidades, calculando-se a diferença dos tempos de chegada entre dois parâmetros de raio: o original (Função do Receptor) e o parâmetro de destino (para o qual deseja migrar o traço) para diversas profundidades. Levando-se em conta as diferenças de tempo calculadas para cada profundidade, constrói-se o traço da Função do Receptor para o novo parâmetro de raio por interpolação dos tempos corrigidos, após transformados, os traços podem ser empilhados normalmente. Na Figura 3.12 apresentamos um exemplo da correção (Bianchi, 2008), onde um parâmetro de raio $8,68 \text{ s/grau}$ é corrigido para $6,4 \text{ s/grau}$ usando o modelo IASP91 para fase Ps. A linha verde representa o traço original ($8,68 \text{ s/grau}$), a linha preta o traço de destino ($6,4 \text{ s/graus}$) e as setas cinza estão indicando como as amostras do traço original foram deslocadas e depois interpoladas para construir o traço corrigido. Esse método é equivalente ao método NMO (*Normal Moveout*) em sísmica.

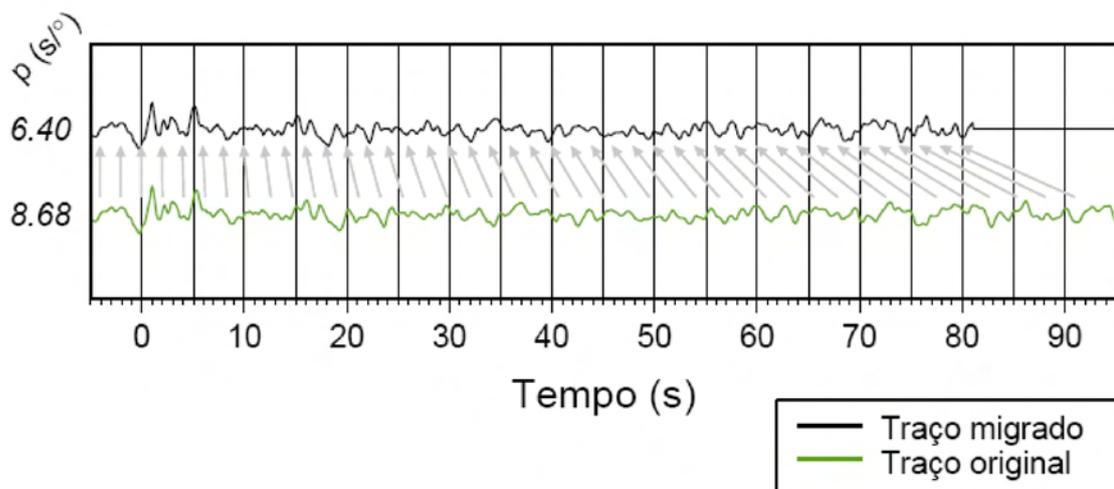


Figura 3.12: Exemplo de correção de uma Função do Receptor obtida para estação PPDB. O traço original (linha verde), com parâmetro de raio $8,68 \text{ s/grau}$ foi convertido no traço referente ao parâmetro de raio $6,4 \text{ s/grau}$ (linha preta). As setas indicam como as amostras do traço original são deslocadas para o novo traço (Bianchi, 2008).

Capítulo 4

MÉTODO - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.1 Aquisição dos dados

Os dados utilizados são de sete estações sismográficas localizadas na Província Borborema. Cinco pertencem ao Projeto Milênio do CNPq (AGBR, OCBR, PFBR, SBBR e SLBR), são estações tri-axiais banda larga modelo KS2000M e registradores SMART24, fabricados pela Geotech Instruments LLC. Duas pertencentes à Universidade Federal do Rio Grande do Norte e Universidade de São Paulo (CAUB e CS6B), sensor STS-2 e registrador PAS-refetek. A Figura 4.1 ilustra o registro de um telessismo na estação PFBR.

As estações foram instaladas de acordo com os propósitos dos pesquisadores da área de sismologia e estão dispostas nas bordas dos domínios tectônicos da província, junto aos principais lineamentos e no interior destes grandes domínios (Figura 4.2). Os dados das estações pertencentes ao Projeto Milênio são do período de março de 2007 a junho de 2009. Já os dados das estações CAUB e CS6B são do período de janeiro de 2002 a dezembro de 2005.

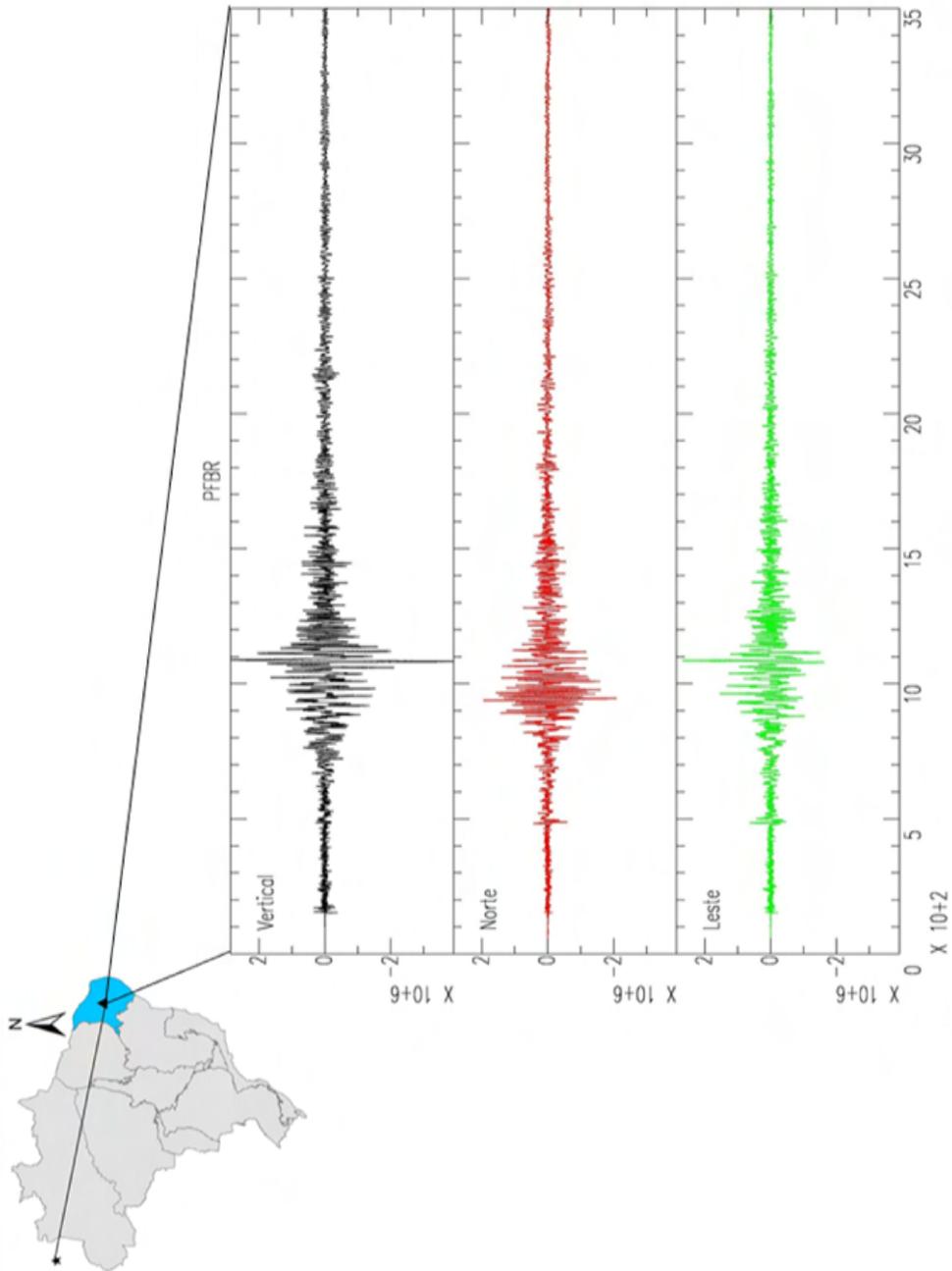


Figura 4.1: Registro de um telessismo pela estação PFBR.

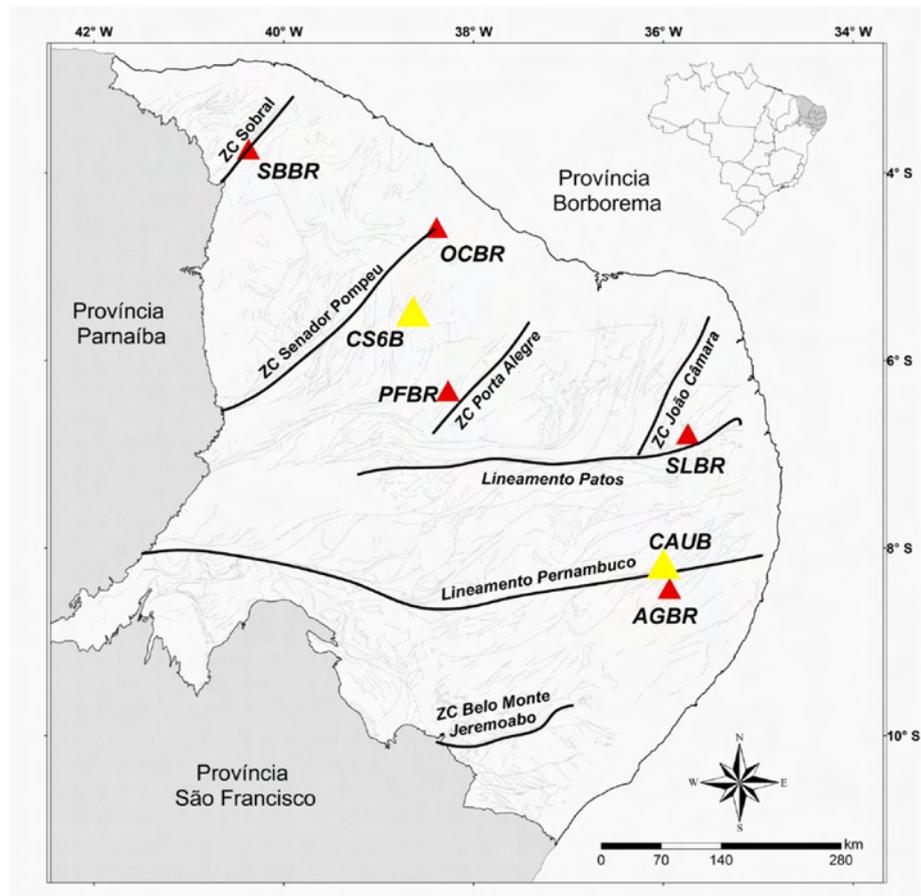


Figura 4.2: Distribuição espacial das estações sismográficas na Província Borborema. Os triângulos são as estações e ZC indica Zona de cisalhamento. Modificado CPRM 2001.

A Tabela 4.1 mostra em quais municípios e estados estão localizadas cada uma das estações sismográficas, explicitando a latitude e a longitude em graus e a elevação em metros.

Tabela 4.1: Município, estado, latitude, longitude e elevação de cada estação sismográfica.

Sigla da estação	Município	Estado	Latitude (Graus °)	Longitude (Graus °)	Elevação (Metros)
AGBR	Agrestina	PE	-8,42°	-35,93°	434,39
CAUB	Caruaru	PE	-8,17°	-36,01°	0,00
CS6B	Castanhão	CE	-5,49°	-38,67°	110,0
OCBR	Ocara	CE	-4,58°	-38,39°	46,64
PFBR	Pau dos Ferros	RN	-6,12°	-38,27°	224,34
SBBR	Sobral	CE	-3,74°	-40,37°	54,93
SLBR	Solânea	PB	-6,78°	-35,74°	542,99

4.2 Seleção e processamento dos dados para o estudo da crosta

A seleção dos eventos foi baseada em dois critérios, a distância epicentral e a magnitude do evento. Como indicado na seção 3.1, são necessários eventos com baixo ângulo de incidência na descontinuidade Moho e com uma conversão identificável da onda P na componente S. Com esses requisitos, foram limitadas as distâncias epicentrais entre 30° e 100° . Para obter um maior número de eventos, utilizou-se para o processamento dos dados a magnitude mínima de $4,5m_b$. A Figura 4.3 localiza espacialmente (diagrama de rosetas) e caracteriza os eventos registrados pelas 7 estações para o cálculo da Função do Receptor, conforme a distância epicentral ($^\circ$), a magnitude (m_b) e a profundidade (km).

Cerca de 50% dos eventos estão entre 30° e 40° graus de distância epicentral, e 60% dos eventos são rasos, ou seja, estão numa profundidade máxima de 100 km. Com relação à magnitude, é observada uma grande variação, na qual a maioria é de telessismos de magnitude entre $5,5m_b$ e $6,0m_b$, provenientes do sudoeste, na região dos Andes.

O mapa com distribuição dos eventos utilizados para Função do Receptor (crosta-manto), diagrama de rosetas, gráfico de magnitude, gráfico de distância epicentral e gráfico de profundidade para cada estação, são mostrados nas Figuras 4.4 a 4.10.

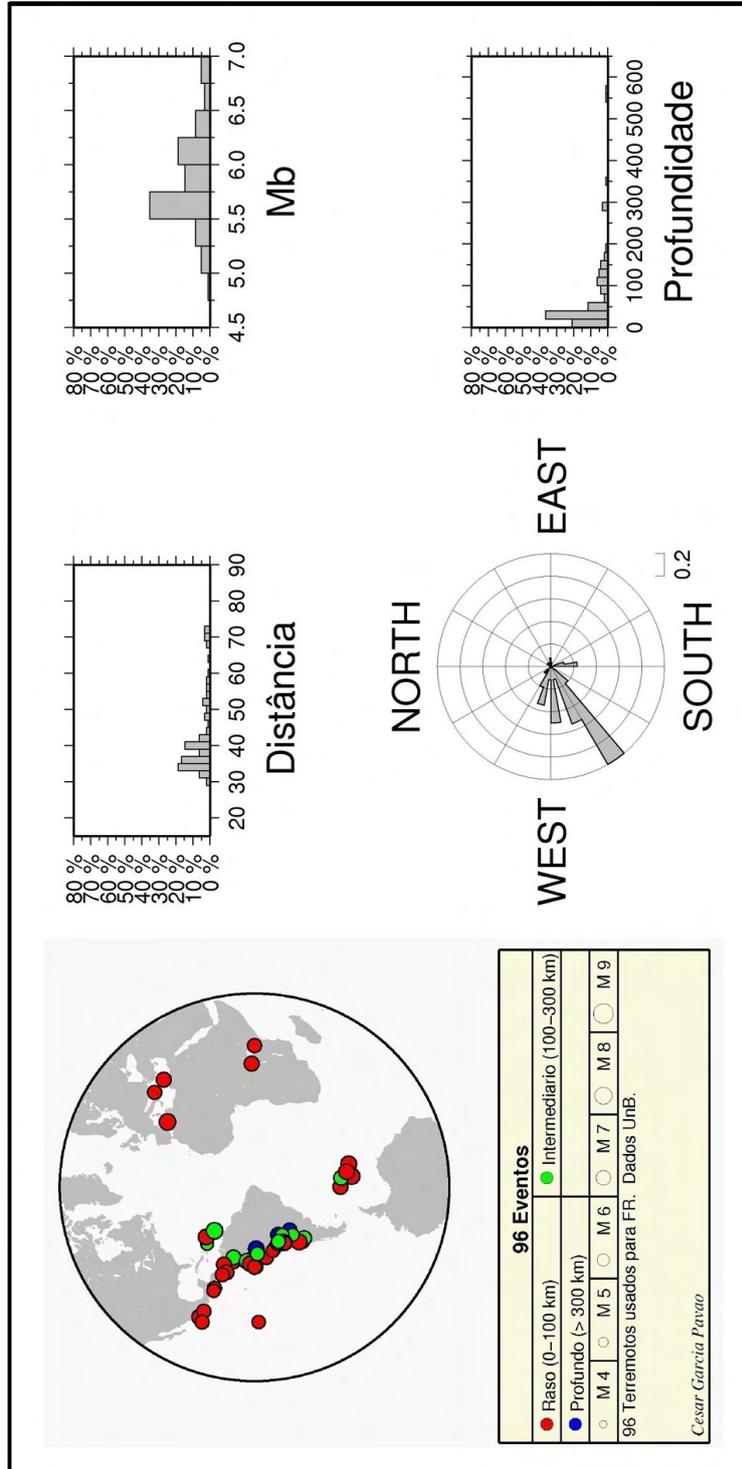


Figura 4.3: À esquerda mapa de distribuição espacial dos telesismos utilizados na Função do Receptor para as 7 estações. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

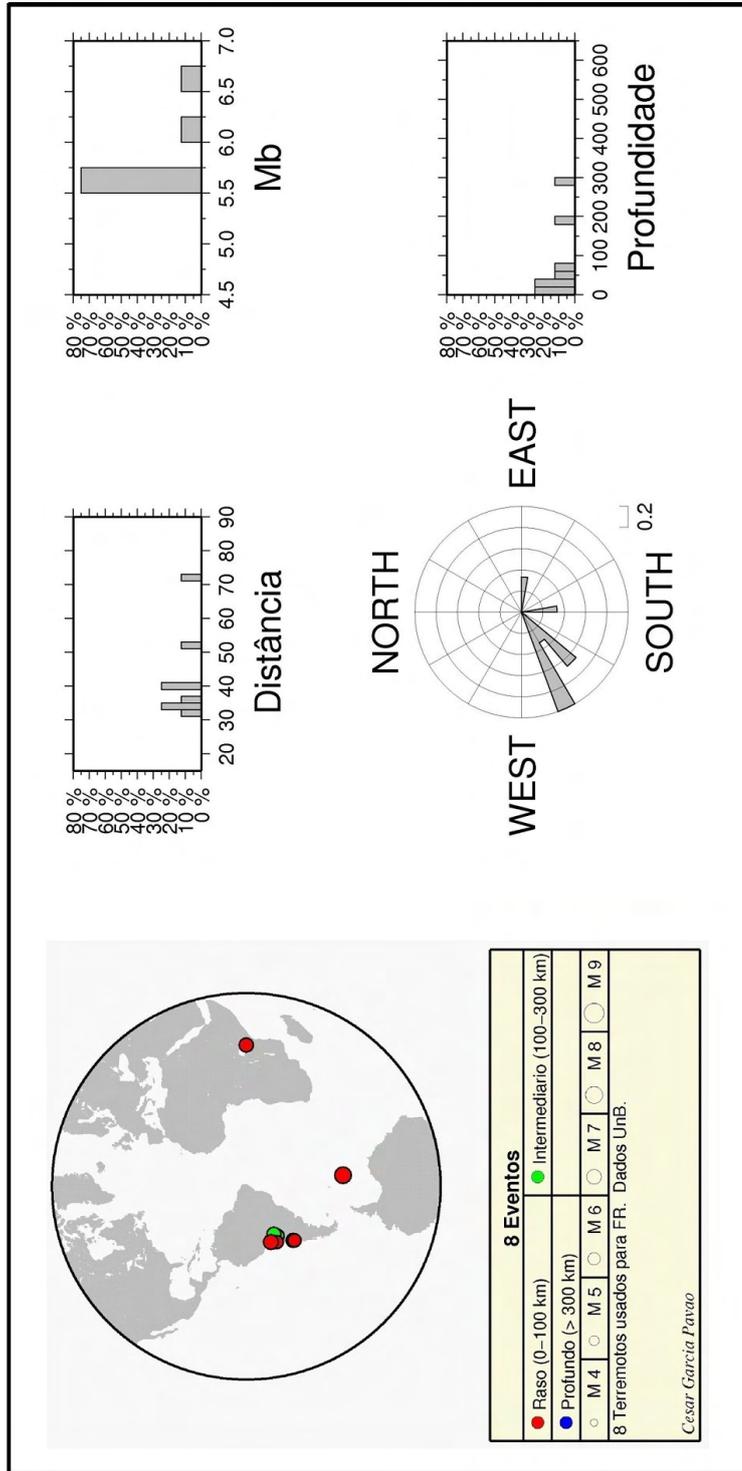


Figura 4.4: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleismos utilizados na Função do Receptor estação AGBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

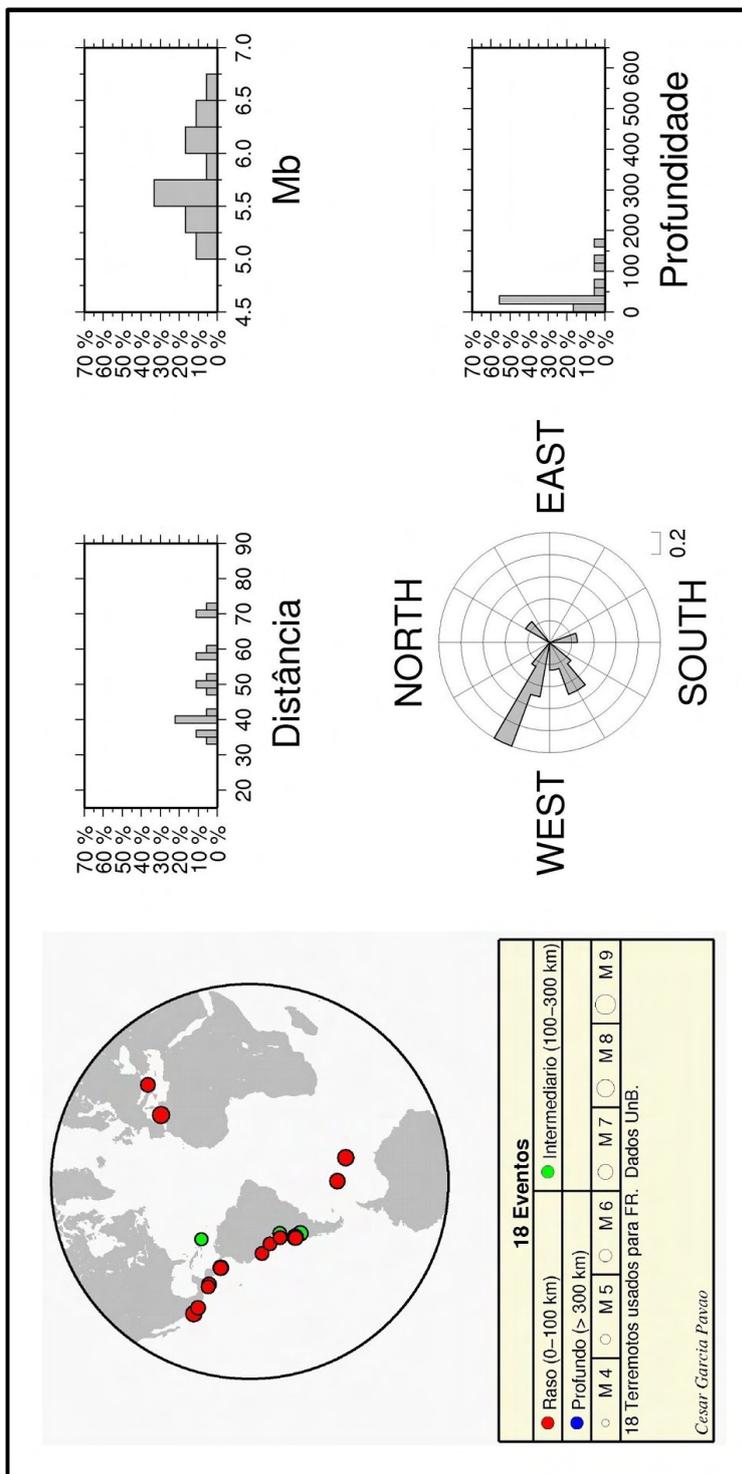


Figura 4.5: À esquerda mapa de distribuição espacial dos tele-sismos utilizados na Função do Receptor estação CAUB. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

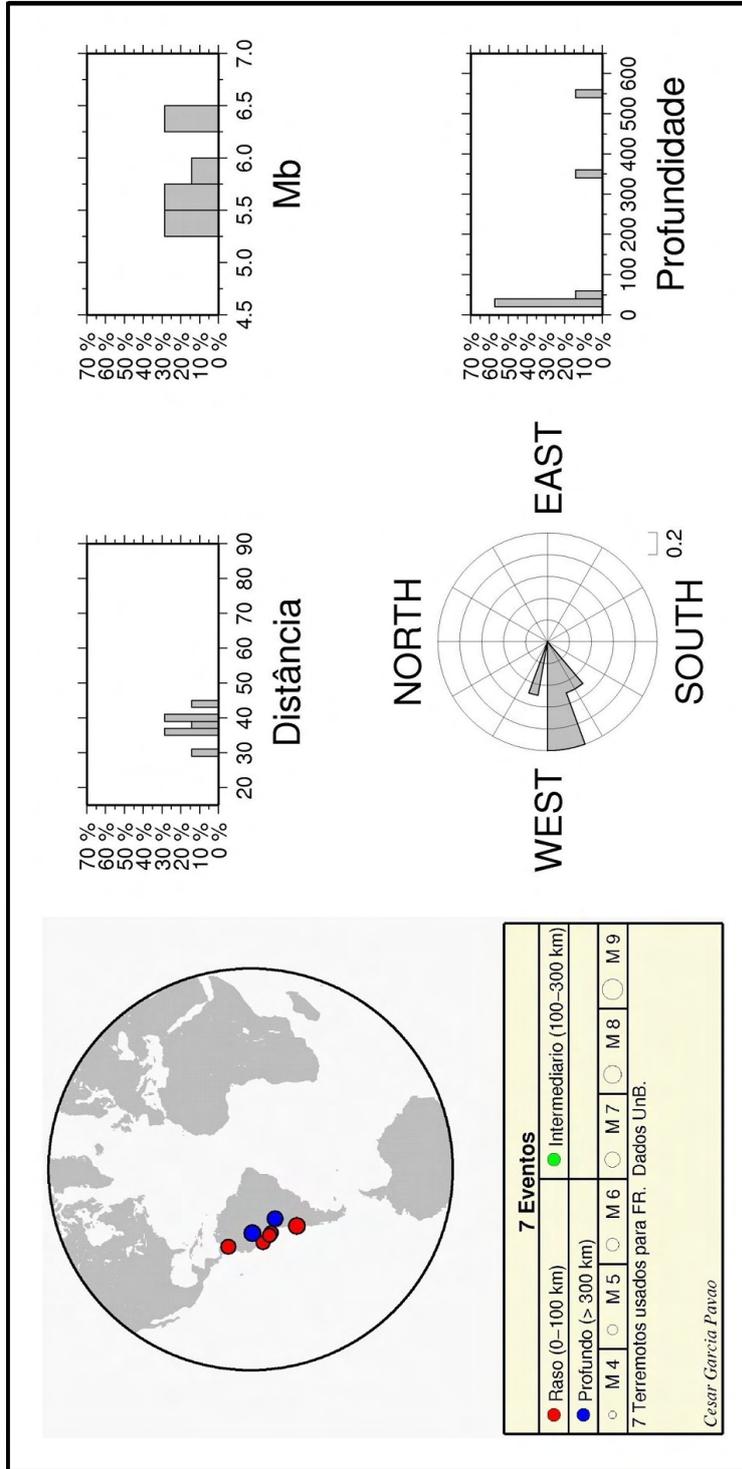


Figura 4.6: À esquerda mapa de distribuição espacial dos tele-sismos utilizados na Função do Receptor estação CS6B. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas, rosetas e profundidade (km).

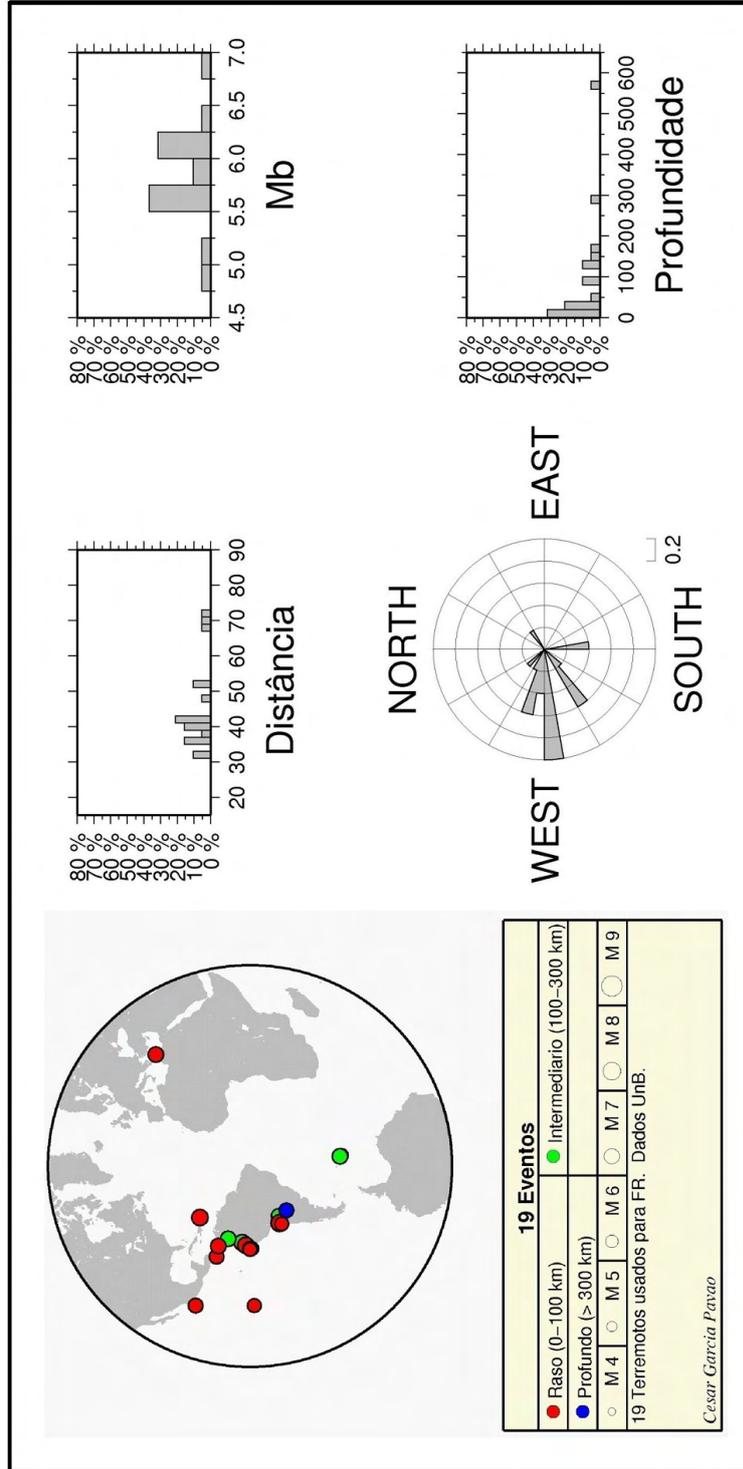


Figura 4.7: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação OCBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

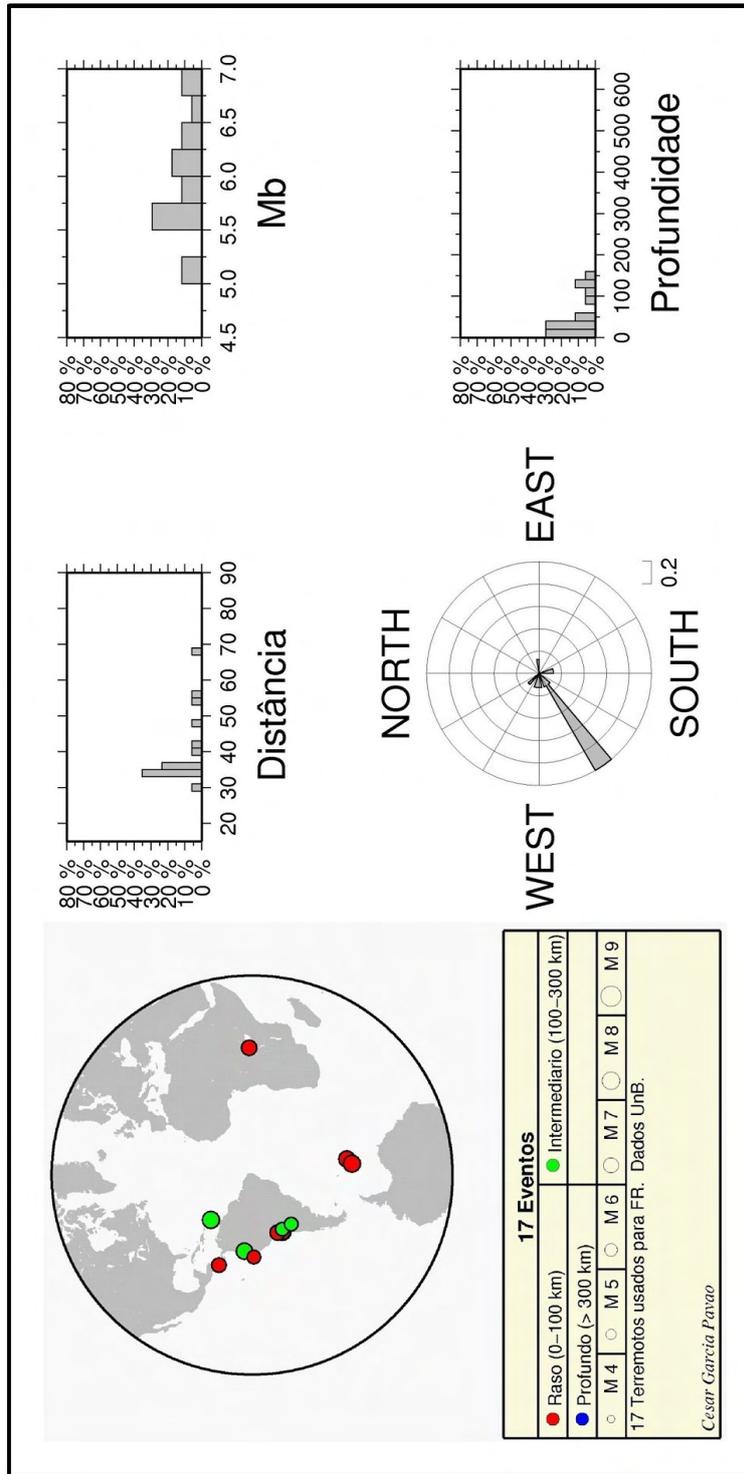


Figura 4.8: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação PFBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

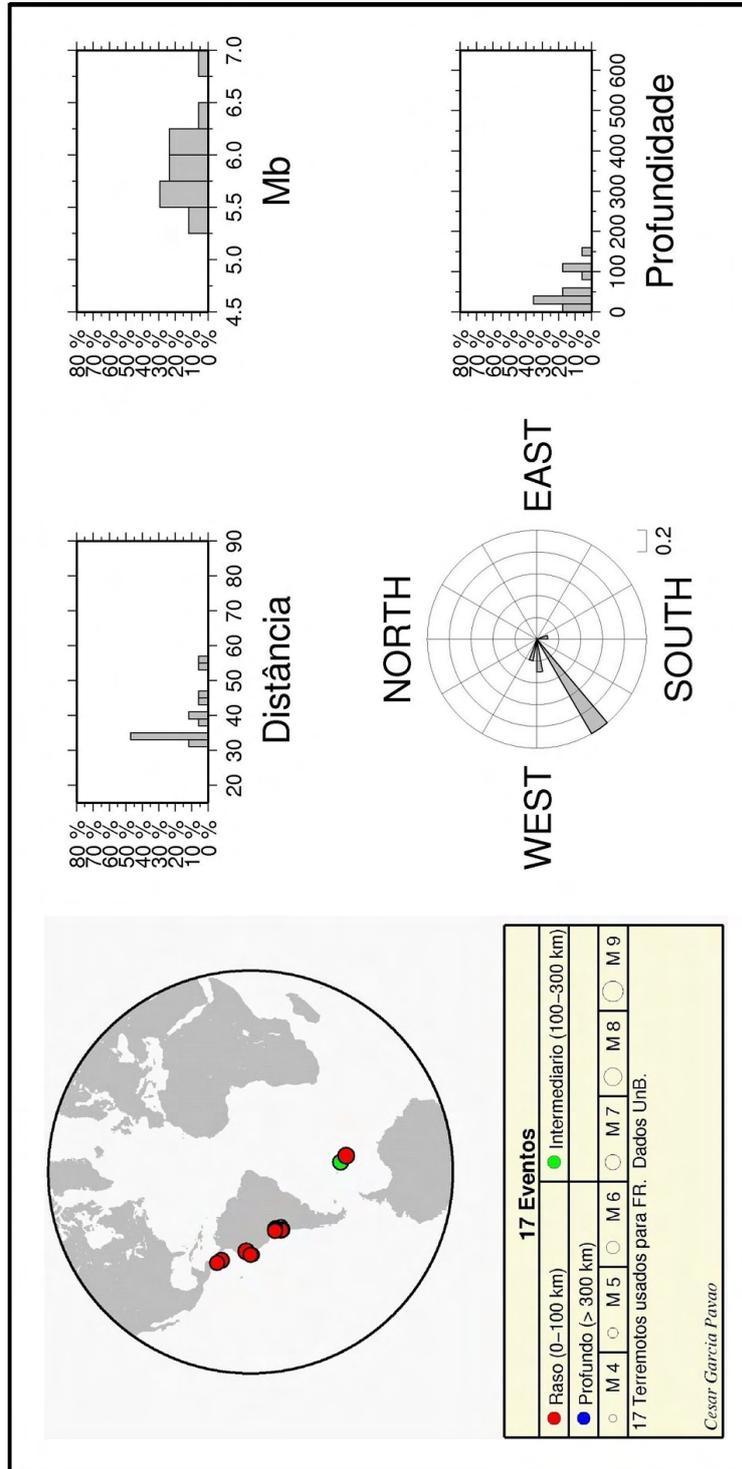


Figura 4.9: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação SBBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

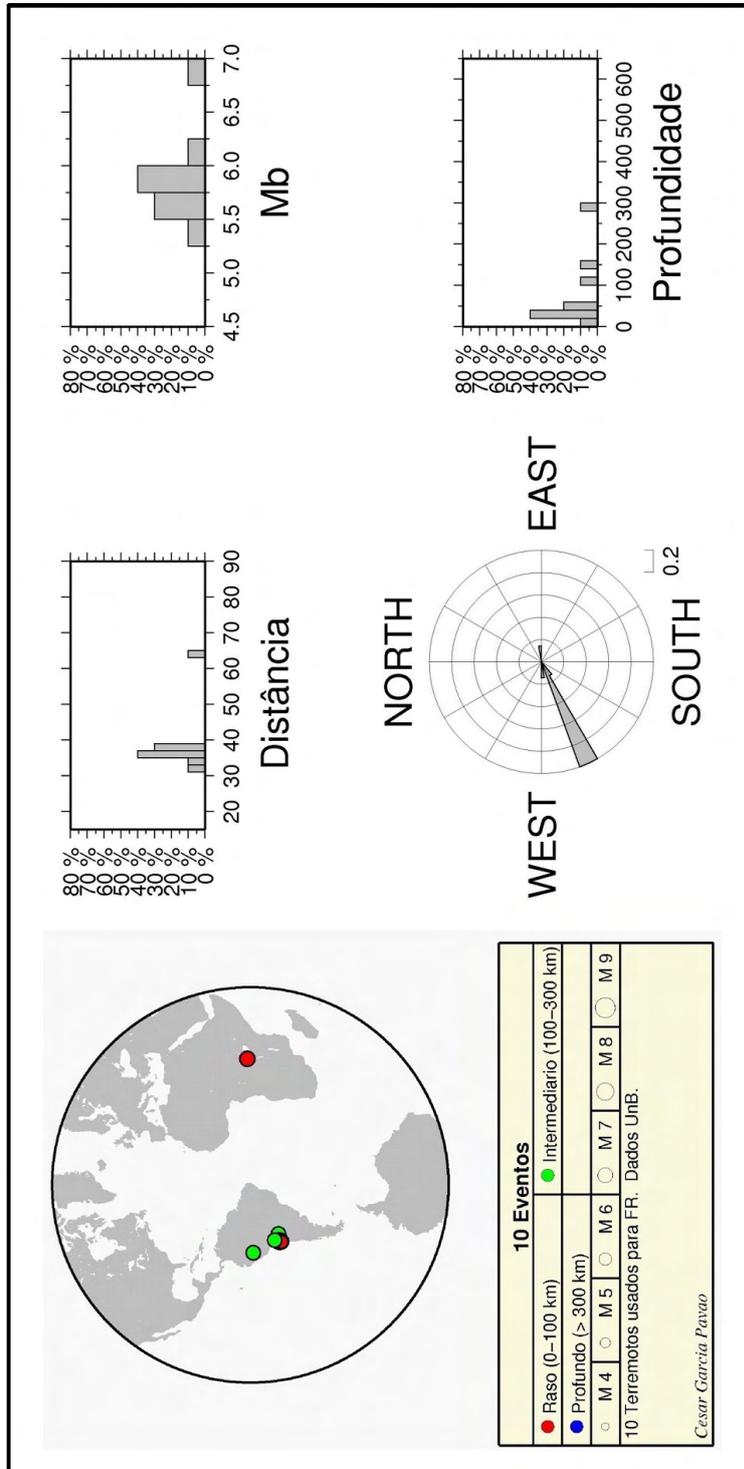


Figura 4.10: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação SLBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

Antes da deconvolução, todos os dados foram pré-processados com as seguintes operações: filtragem utilizando o filtro passa-baixa (Filtro de Gauss) com fator $a = 3$, eliminando as frequências superiores a $1,5Hz$. Em seguida, foi utilizado o nível de água com fator $c = 0,001$ ou $c = 0,01$ para eliminação dos ruídos brancos. Na sequência, foi escolhida a janela temporal, baseando-se no baixo nível de ruído pré-sinal e na cobertura das possíveis fases P convertidas em S na Moho. Neste trabalho, para cada evento foi calculada a Função do Receptor com janela de 30 a 110 segundos após a P direta.

O processamento dos dados para aquisição das Funções do Receptor foi baseado no algoritmo Pwaveqn de Ammon (1997). Esse algoritmo trabalha com dados no formato SAC (Seismic Analysis Code)(Goldstein & Snoke, 2005; Goldstein *et al.*, 2003), executando a rotação dos eixos em cada telessismo selecionado, conforme explicado na seção 3.1. Os parâmetros são solicitados de forma interativa durante a execução do programa. Dessa forma, é feita a deconvolução no domínio da frequência, que deve ser entendida como sendo a “busca” da forma de onda P na componente onde se tem somente onda S, pois a onda P, ao refratar na interface, que nesse caso é a descontinuidade Moho, irá gerar uma onda S com forma exatamente igual a sua, embora polarizada transversalmente à direção de propagação (Bianchi 2008). Para cada busca, o processo de deconvolução adiciona um “pico” para indicar que naquele tempo aconteceu uma conversão. A Figura 4.11 mostra o resultado da deconvolução para um evento registrado pela estação PFBR.

Para melhorar a razão sinal-ruído da Função do Receptor, utilizou-se a técnica de empilhamento. O empilhamento é a soma de todos os X traços que possuem azimutes e distâncias epicentrais semelhantes, divididos por X . A Figura 4.12 mostra o empilhamento de 8 traços resultantes da Função do Receptor da estação PFBR.

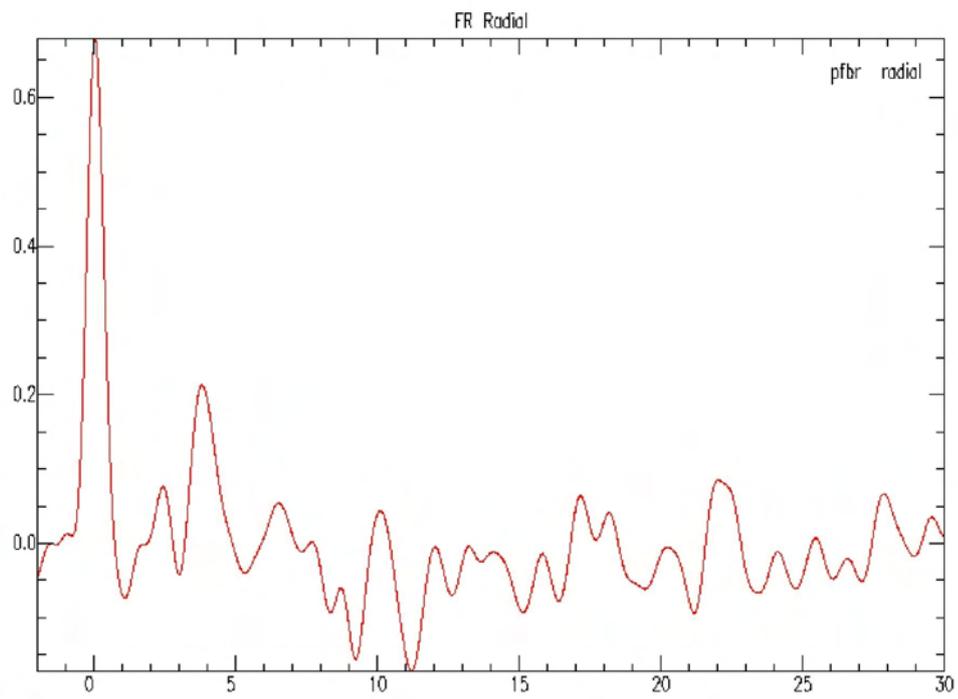


Figura 4.11: Exemplo da Função do Receptor de um evento registrado pela estação PFBR.

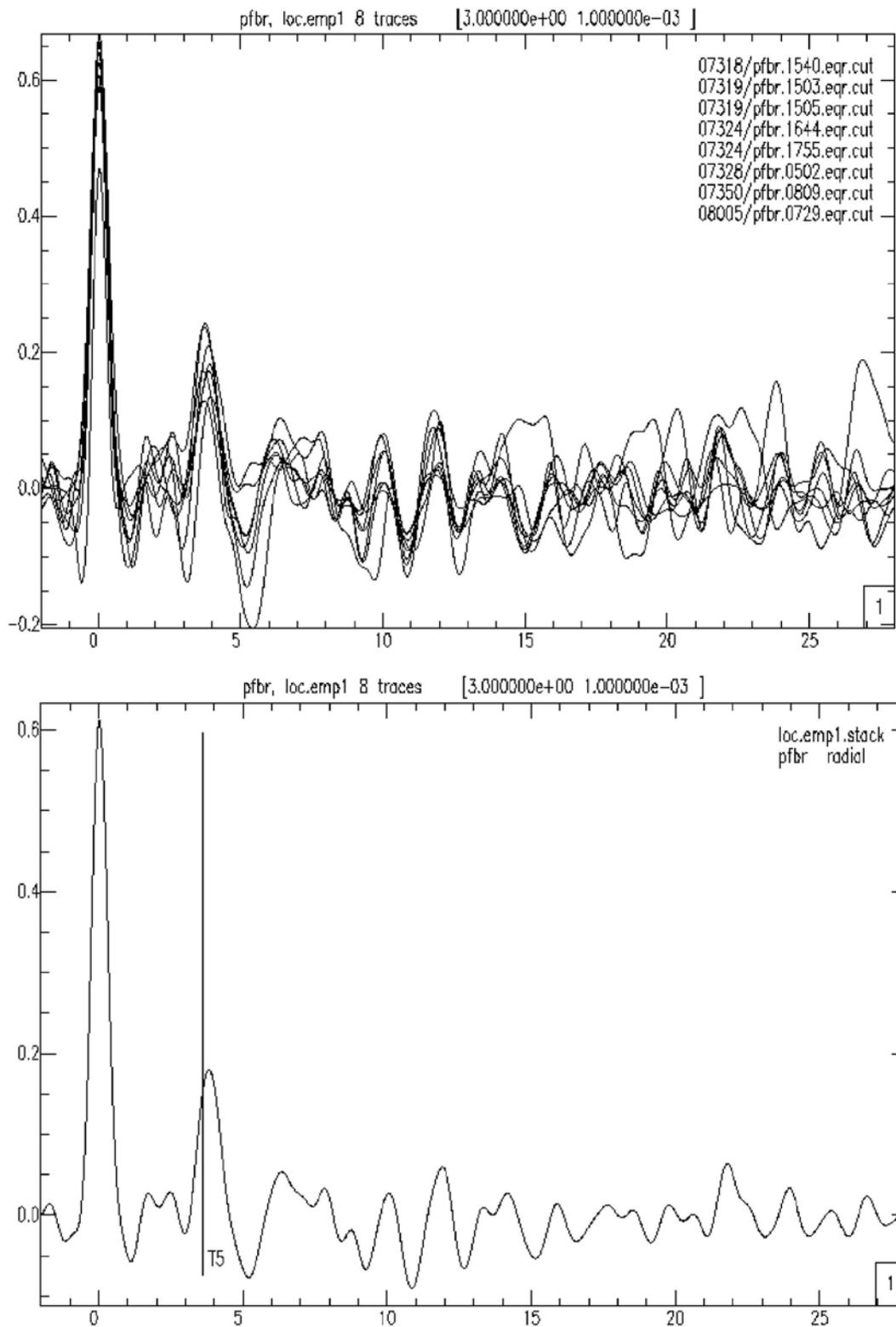


Figura 4.12: Exemplo do empilhamento das Funções do Receptor para 8 eventos registrados pela estação PFBR.

Como resumo final, para ilustrar as etapas discutidas, a Figura 4.13 mostra o fluxograma de processos realizados desde a seleção até processamento dos dados para obtenção da Função do Receptor para cada estação.

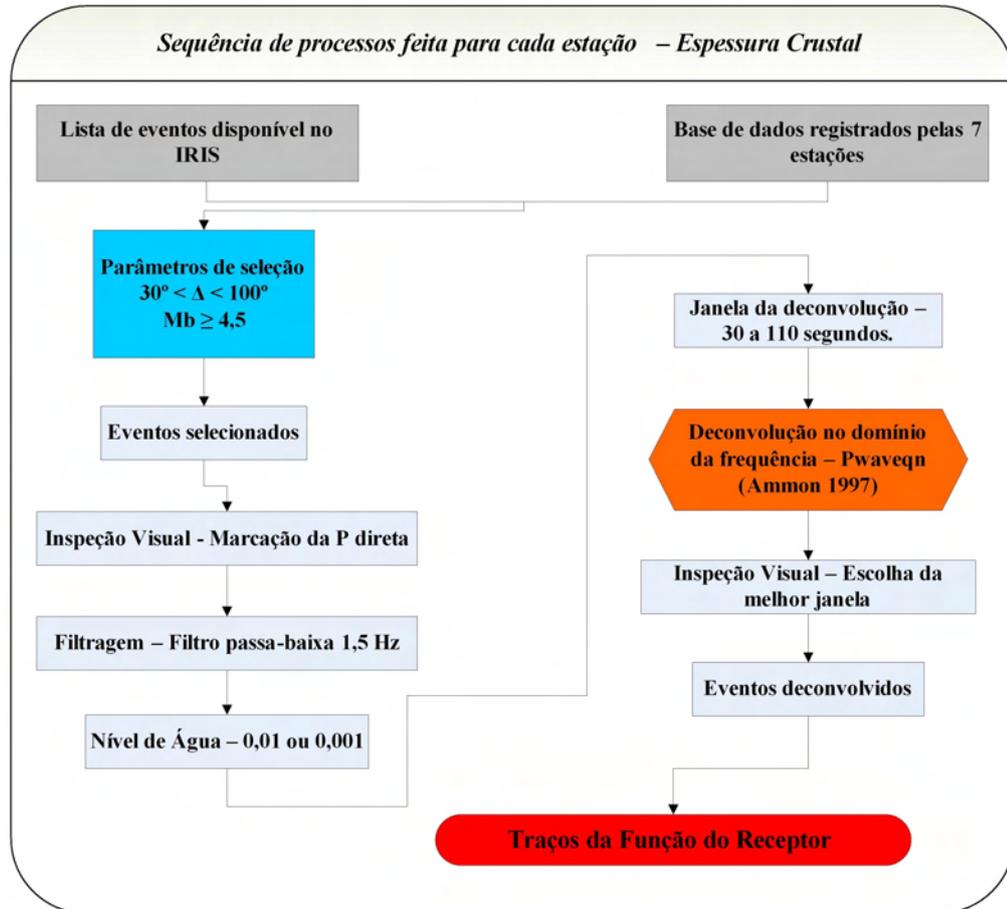


Figura 4.13: Fluxograma de processamento de dados, desde a seleção até a obtenção do conjunto de traços da Função do Receptor.

4.3 Seleção e processamento dos dados para o estudo da crosta superior

A seleção dos eventos foi baseada nos mesmos critérios usados na seção 4.2, a distância epicentral e a magnitude do evento. Além de eventos com baixo ângulo de incidência na estação, para o estudo de estruturas mais rasas e de menores dimensões, é necessário um conteúdo de frequência maior. Como o interior da Terra é considerado um filtro passa-baixa por atenuar as altas frequências, são necessários eventos mais próximos, onde a atenuação do percurso é menor.

Costa (2006), no estudo da espessura sedimentar da Bacia do Paraná (espessura máxima de 4,5 *km*), utilizou eventos com distância epicentral menores que 25°. Nesse caso, tal critério foi satisfatório, em razão da proximidade da área de estudo da zona de subducção da placa de Nazca, onde ocorrem terremotos em quantidades significativas.

Para o estudo do limite crosta superior-inferior necessita-se de eventos próximos, mas não tanto quanto os utilizados por Costa (2006), pois a espessura da crosta superior é maior que a camada sedimentar da Bacia do Paraná. Assim, foi definido o intervalo da distância epicentral entre 30° e 50° graus, para tornar possível a utilização dos telessismos que ocorreram na zona de subducção de Nazca. Foi mantido o mesmo valor mínimo para magnitude que na seção 4.2, $m_b \geq 4,5$.

A Figura 4.14 localiza espacialmente (diagrama de rosetas) e caracteriza os eventos registrados pelas 7 estações para o cálculo da Função do Receptor, conforme a distância epicentral (°), a magnitude (m_b) e a profundidade (*km*).

Foi selecionado um número menor de eventos, comparando com a seção 4.2, devido ao menor intervalo estipulado para a distância epicentral. Os eventos possuem as mesmas características que os da seção anterior. Cerca de 77% dos eventos está entre 30° e 40° graus de distância epicentral, e 70% são rasos, ou seja, possuem profundidade máxima de 100 *km*. Com relação à magnitude, a maioria é de telessismos de magnitude entre

$5,0m_b$ e $6,0m_b$ e provenientes da região da zona de subducção da placa de Nazca.

O mapa com a distribuição dos eventos utilizados para Função do Receptor (crosta superior-inferior), gráfico de rosetas, gráfico de magnitude, gráfico de distância epicentral e gráfico de profundidade para cada estação, são mostrados nas Figuras 4.15 a 4.21.

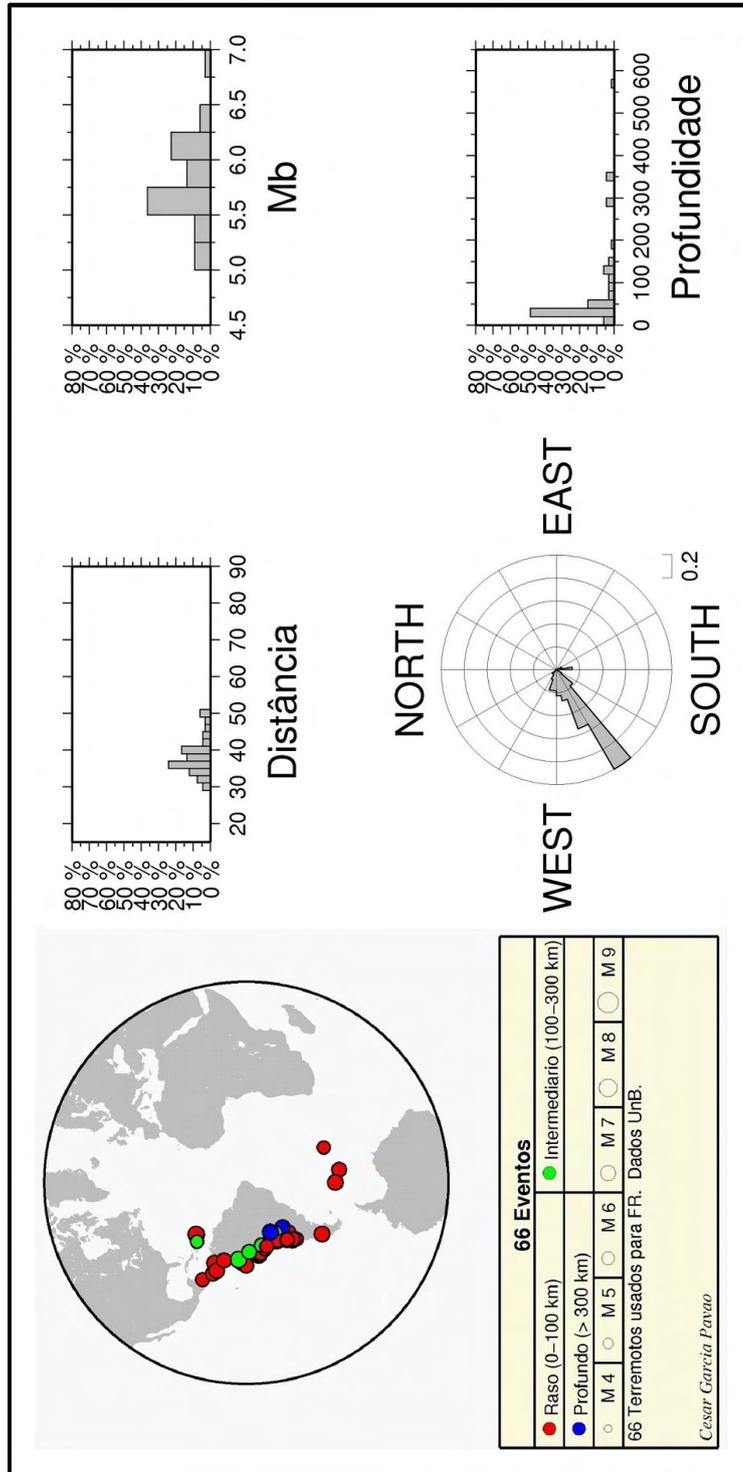


Figura 4.14: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor para as sete estações. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

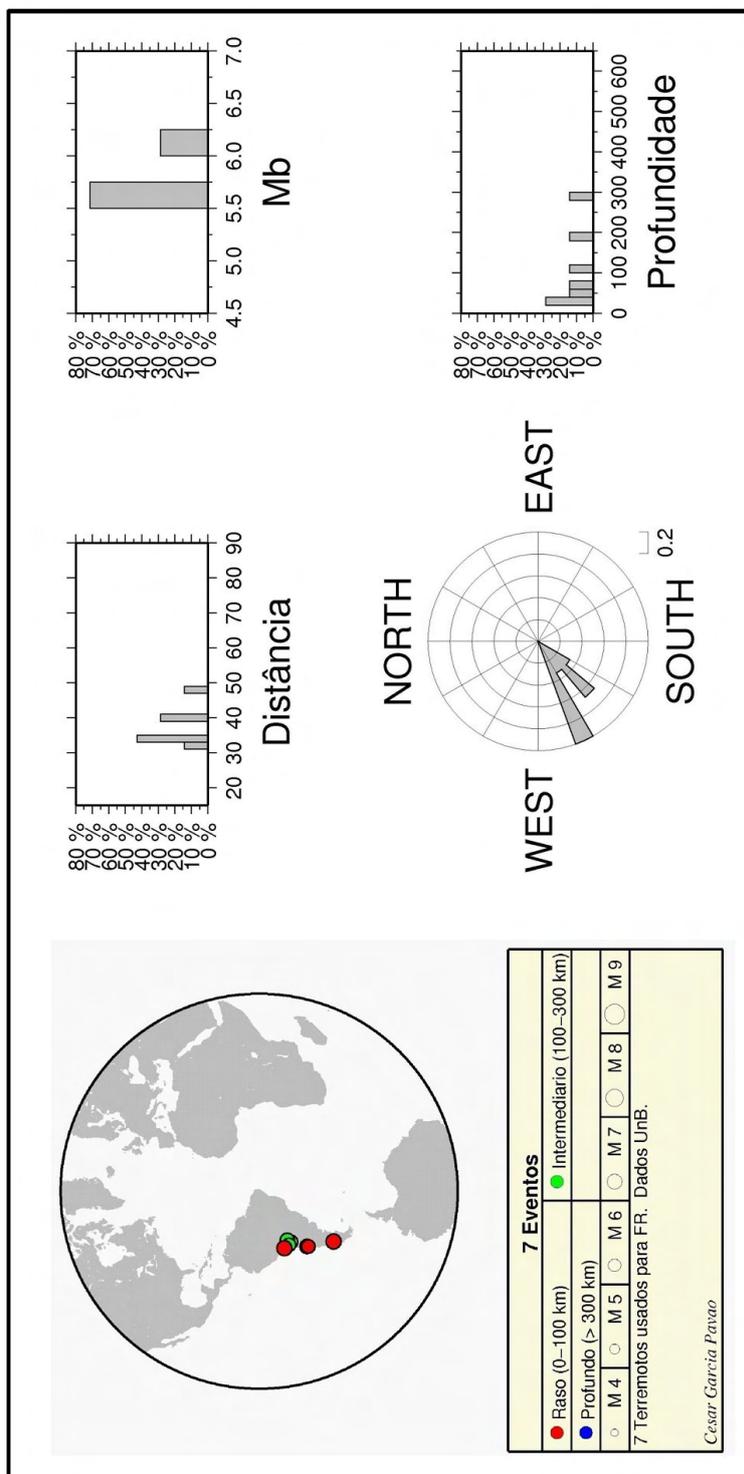


Figura 4.15: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação AGBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

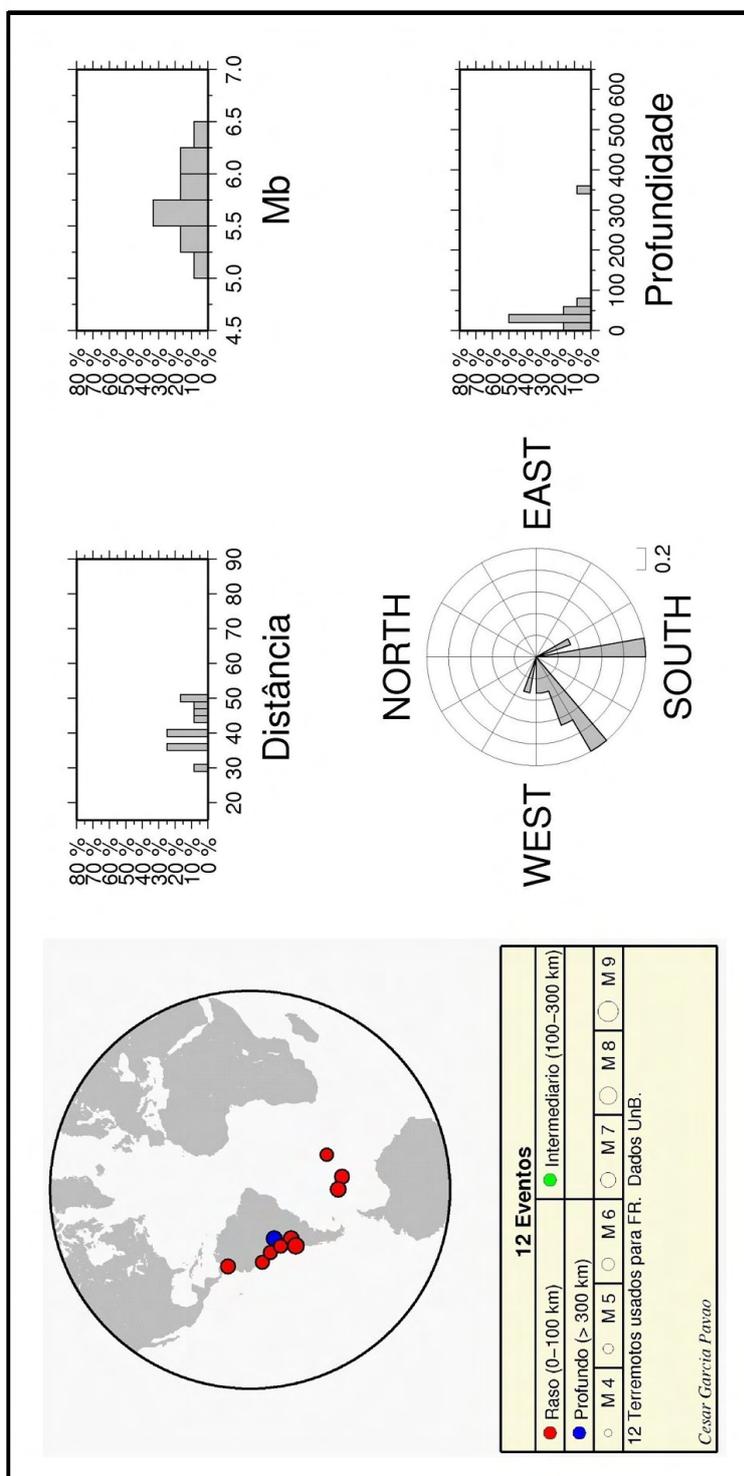


Figura 4.16: À esquerda mapa de distribuição espacial dos terremotos utilizados na Função do Receptor estação CAUB. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

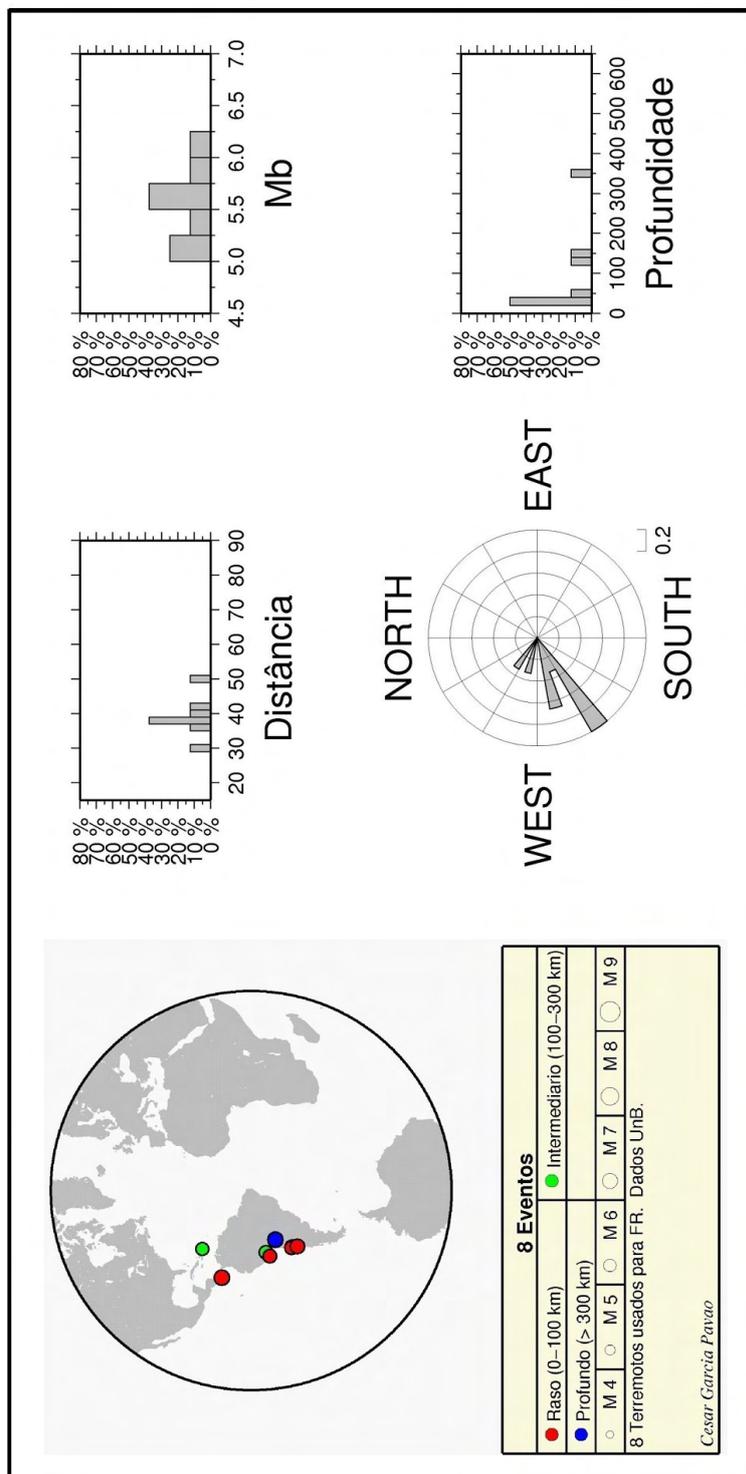


Figura 4.17: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleísmos utilizados na Função do Receptor estação CS6B. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

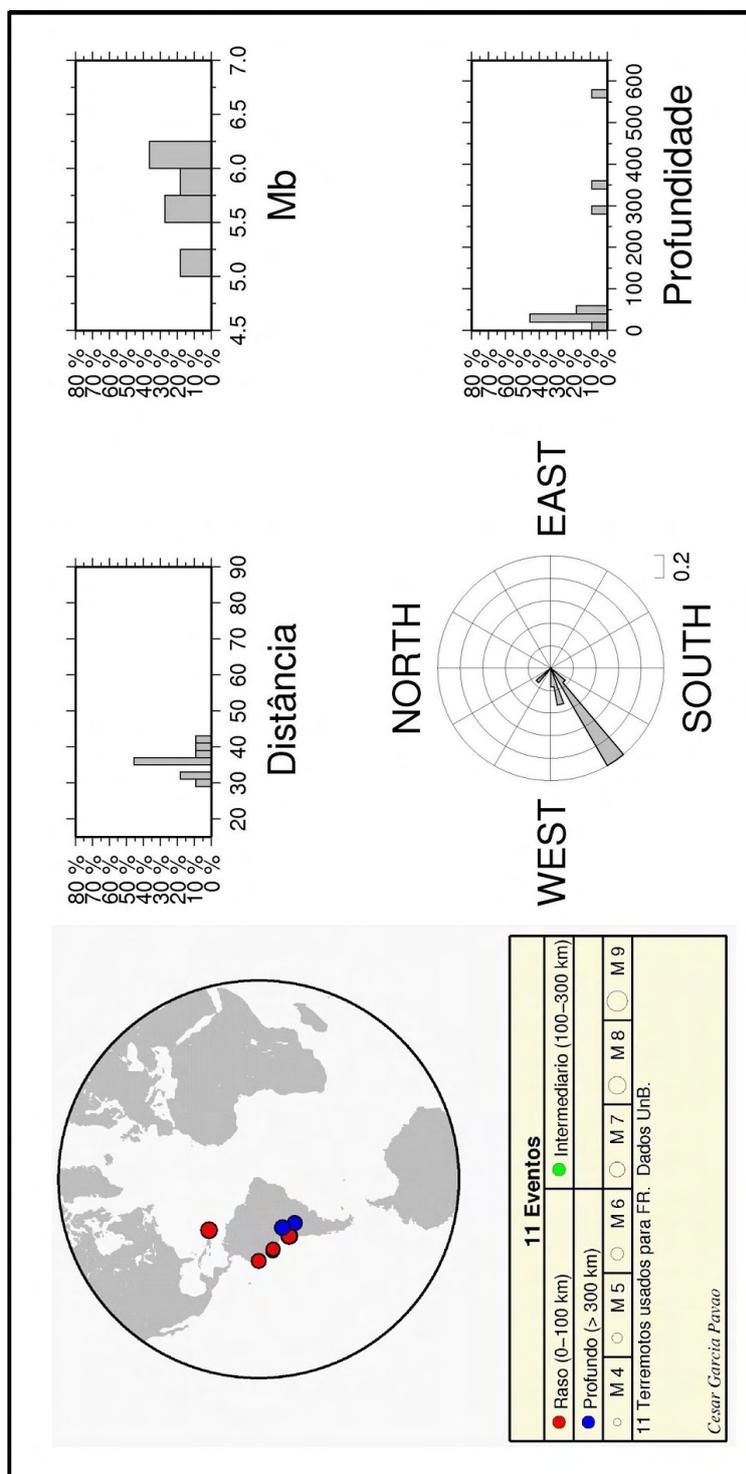


Figura 4.18: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação OCBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

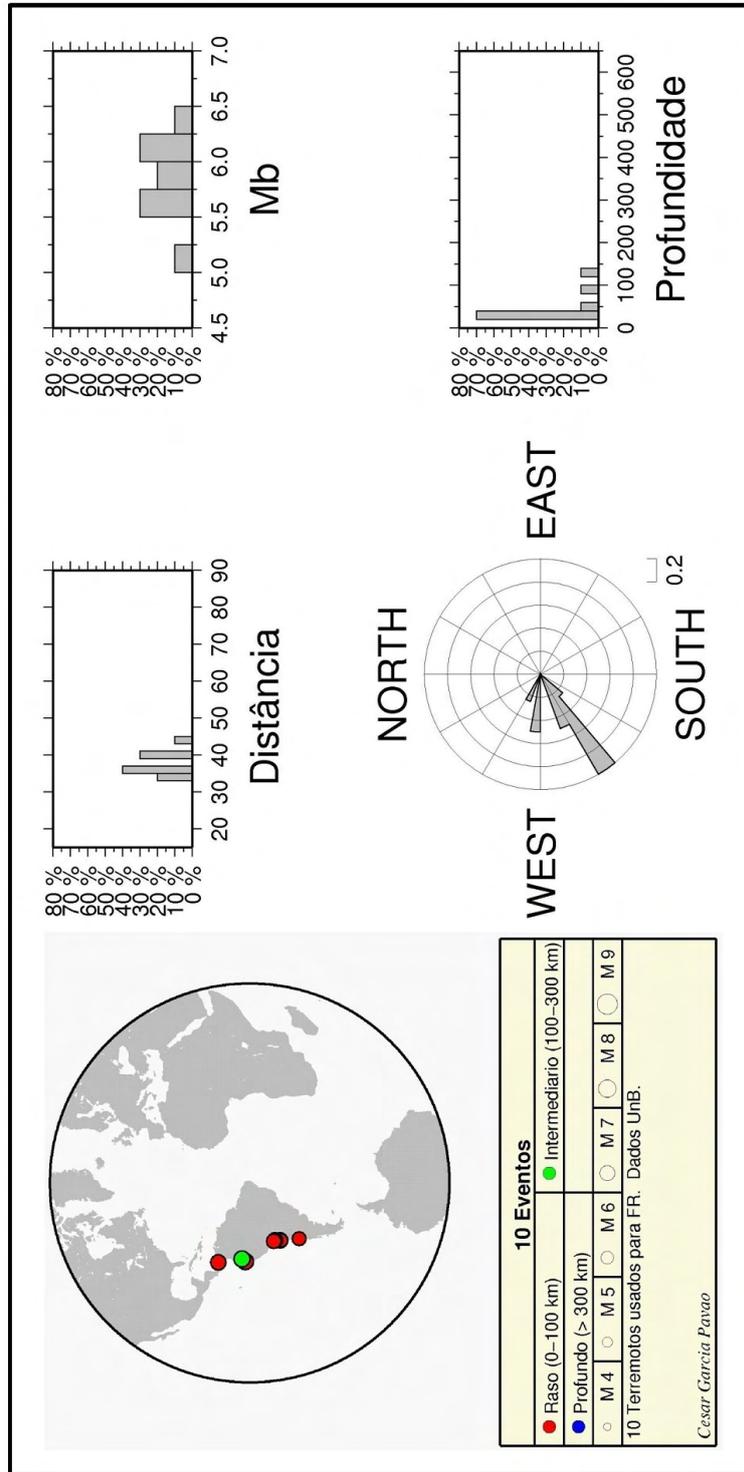


Figura 4.19: À esquerda mapa de distribuição espacial dos telessismos utilizados na Função do Receptor estação PFBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

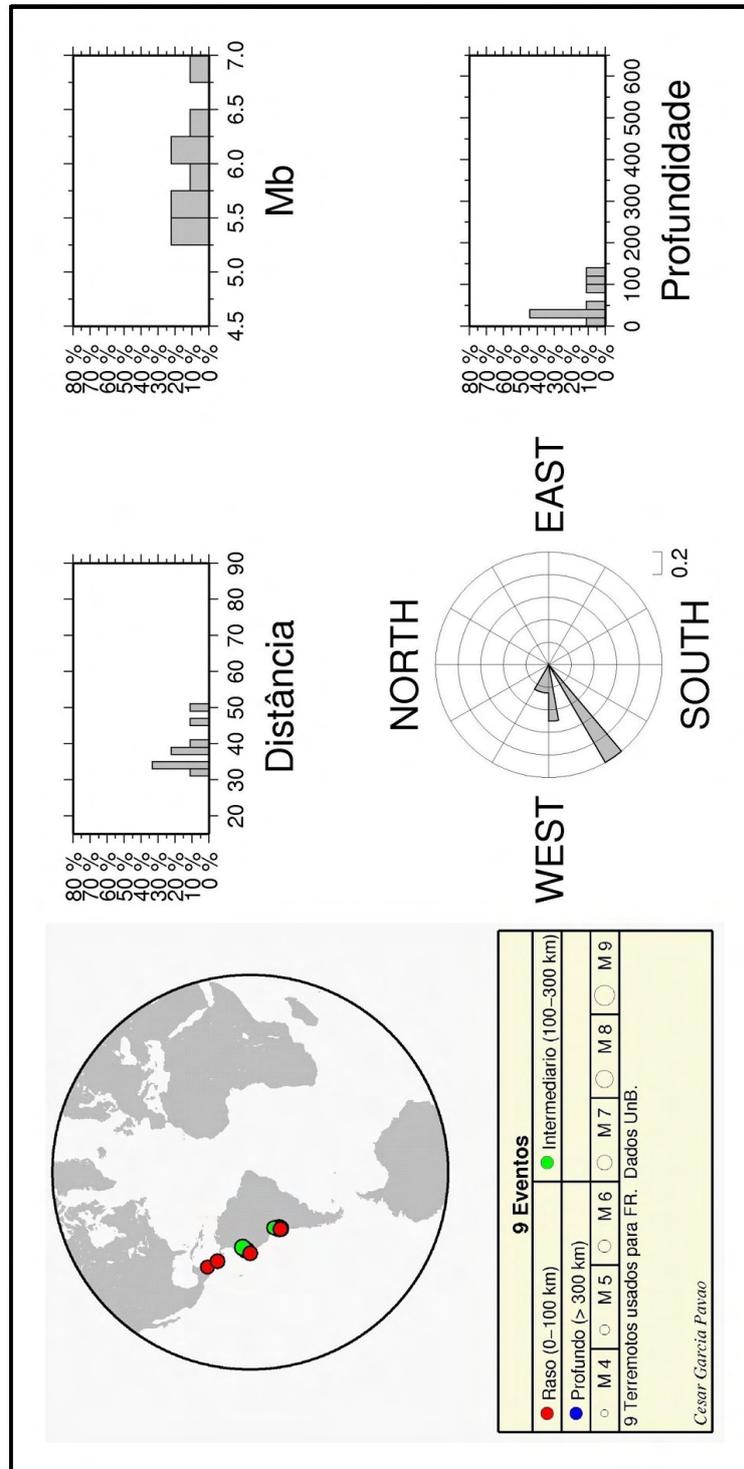


Figura 4.20: À esquerda mapa de distribuição espacial dos teleseismos utilizados na Função do Receptor estação SBBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

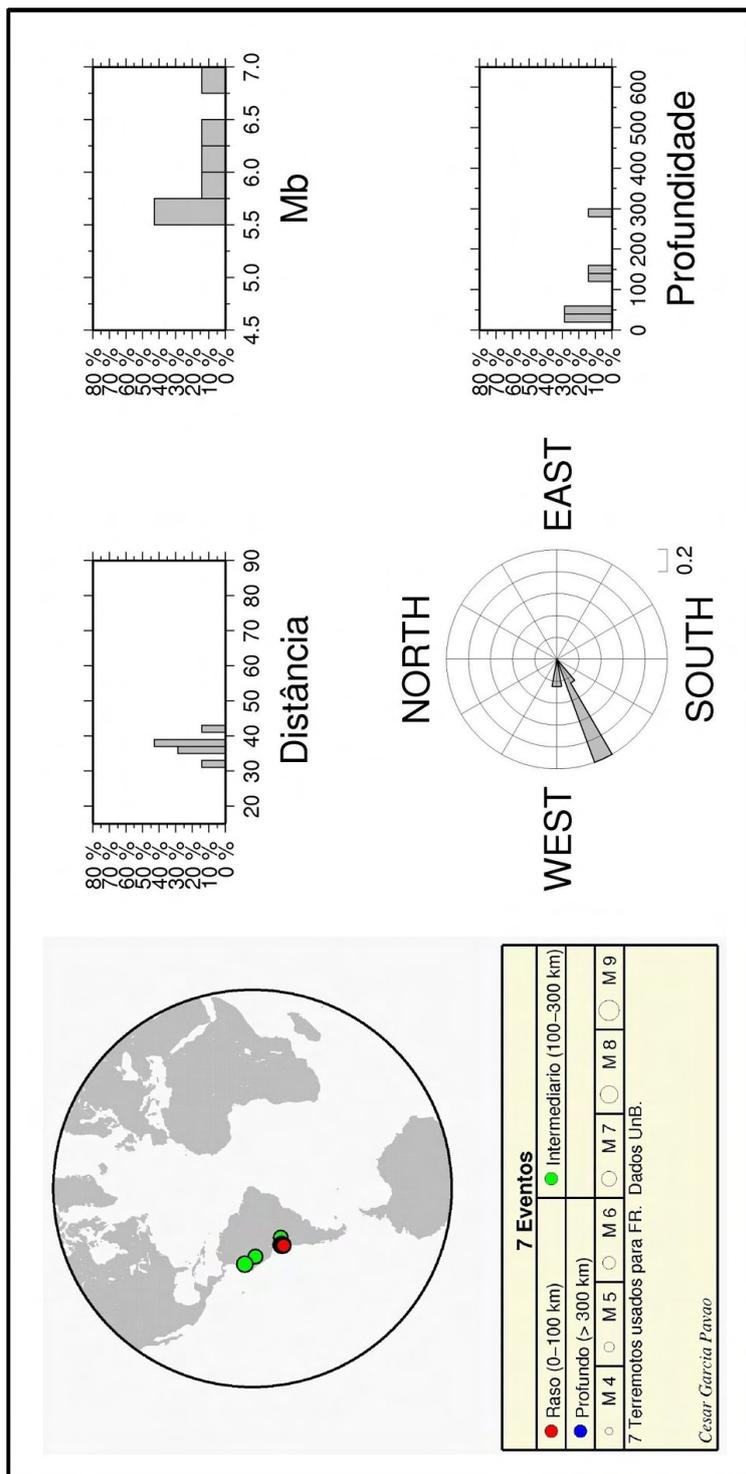


Figura 4.21: À esquerda mapa de distribuição espacial dos tele-sismos utilizados na Função do Receptor estação SLBR. À direita gráfico de distância epicentral ($^{\circ}$), magnitude (m_b), rosetas e profundidade (km).

Devido à necessidade de eventos com maior conteúdo de frequência, antes da deconvolução foi aplicado um filtro passa-baixa (Filtro Gaussiano) com fator $a = 7$, eliminando frequências superiores a $3,5Hz$. Exceto a estação CAUB, que foi aplicado um filtro gaussiano com fator $a = 6,0$, por apresentar uma melhor relação sinal-ruído.

Em seguida, foi utilizado o nível de água com fator $c = 0,001$ ou $c = 0,0001$ para eliminação dos ruídos brancos, e escolhida a janela temporal, baseando-se no baixo nível de ruído pré-sinal, no bom sinal sísmico após a P direta e na cobertura das possíveis fases P convertidas em S na descontinuidade crosta superior-inferior. Neste trabalho, para cada evento foi calculada a Função do Receptor com janela de 6 a 26 segundos após a P direta.

O processamento dos dados para aquisição das Funções do Receptor, no estudo da espessura da crosta superior, também foi baseado no algoritmo *pwaveqn* de Ammon (1997) descrito na seção 4.2. A única diferença é a conversão de P para S na interface crosta superior-inferior. A Figura 4.22 mostra o resultado da deconvolução para um evento registrado pela estação PFBR.

Para melhorar a razão sinal-ruído da Função do Receptor, como na seção 4.2, os traços também foram empilhados de acordo com o azimute e a distância epicentral semelhantes. A Figura 4.23 mostra o empilhamento de 4 traços resultantes da Função do Receptor da estação PFBR.

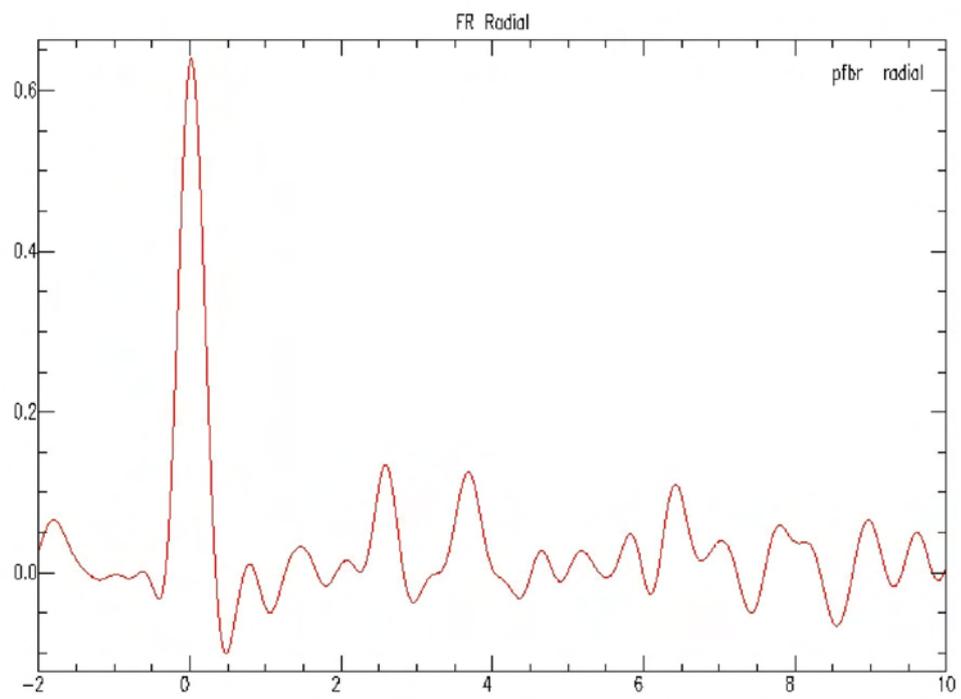


Figura 4.22: Exemplo da Função do Receptor de um evento registrado pela estação PFBR.

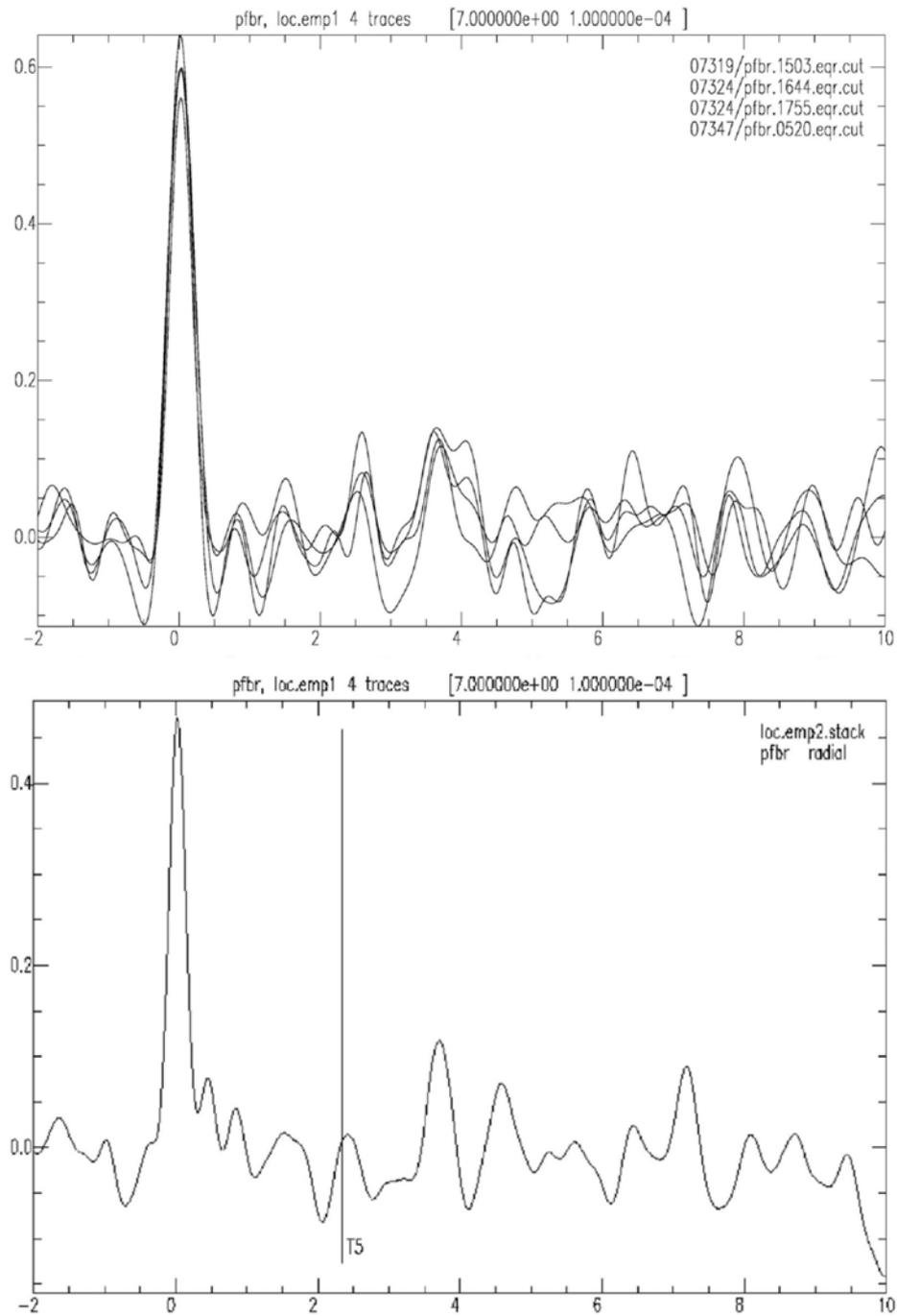


Figura 4.23: Exemplo do empilhamento das Funções do Receptor para 4 eventos registrados pela estação PFBR.

Como resumo final, para ilustrar as etapas discutidas, a Figura 4.24 mostra o fluxograma dos processos realizados desde a seleção até processamento dos dados para a obtenção da Função do Receptor.

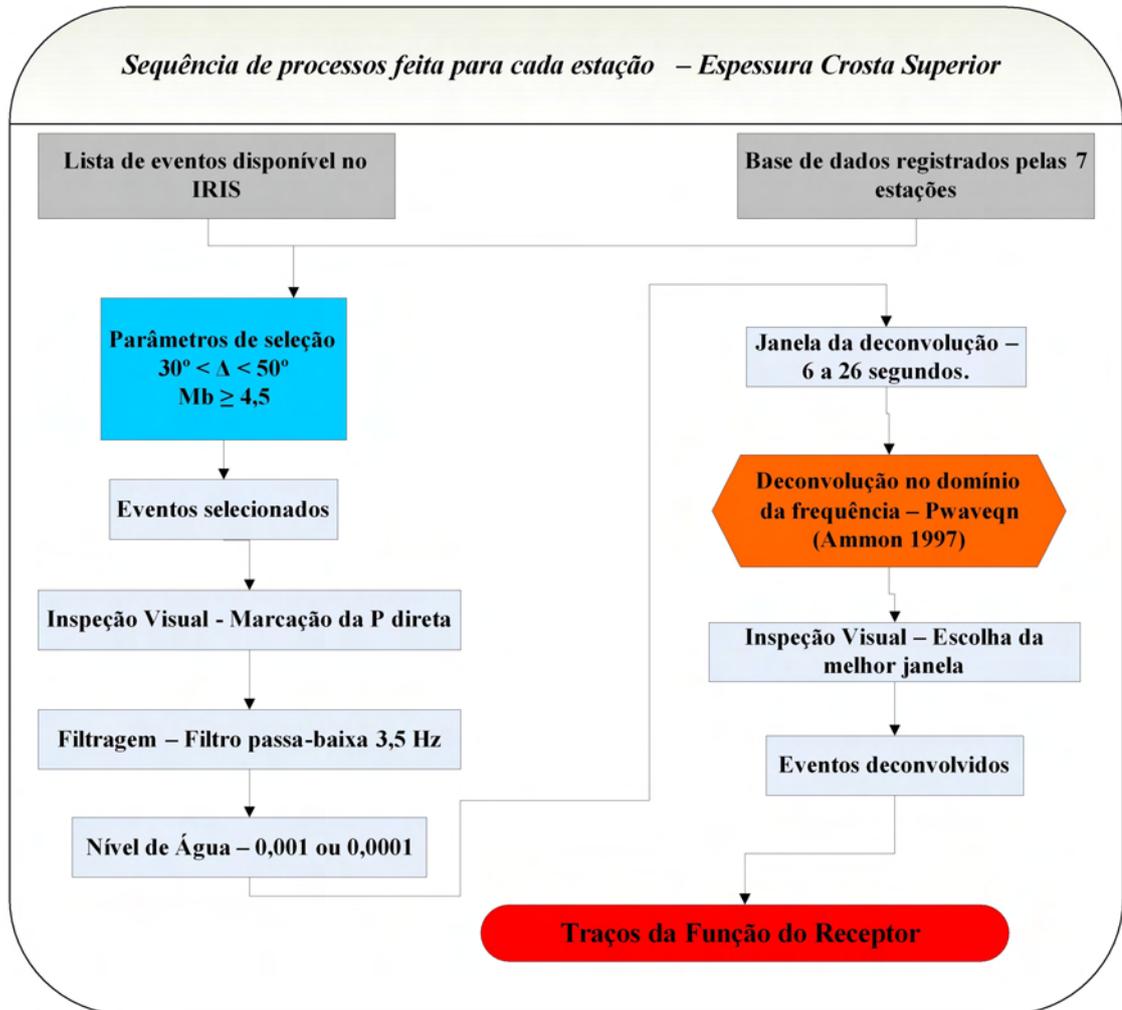


Figura 4.24: Fluxograma de processamento de dados, desde a seleção até obtenção do conjunto de traços da Função do Receptor.

Capítulo 5

ANÁLISE DE RESULTADOS

5.1 Espessura da crosta

As Figuras 5.1 a 5.7 mostram o ordenamento pela distância epicentral das Funções do Receptor. À esquerda estão Funções do Receptor sem o empilhamento e à direita estão as com o empilhamento, com exceção da estação CS6B, que não apresentou eventos com distância epicentral e azimute semelhantes. Todas as Funções do Receptor apresentaram a chegada da onda P bastante clara em 2 segundos.

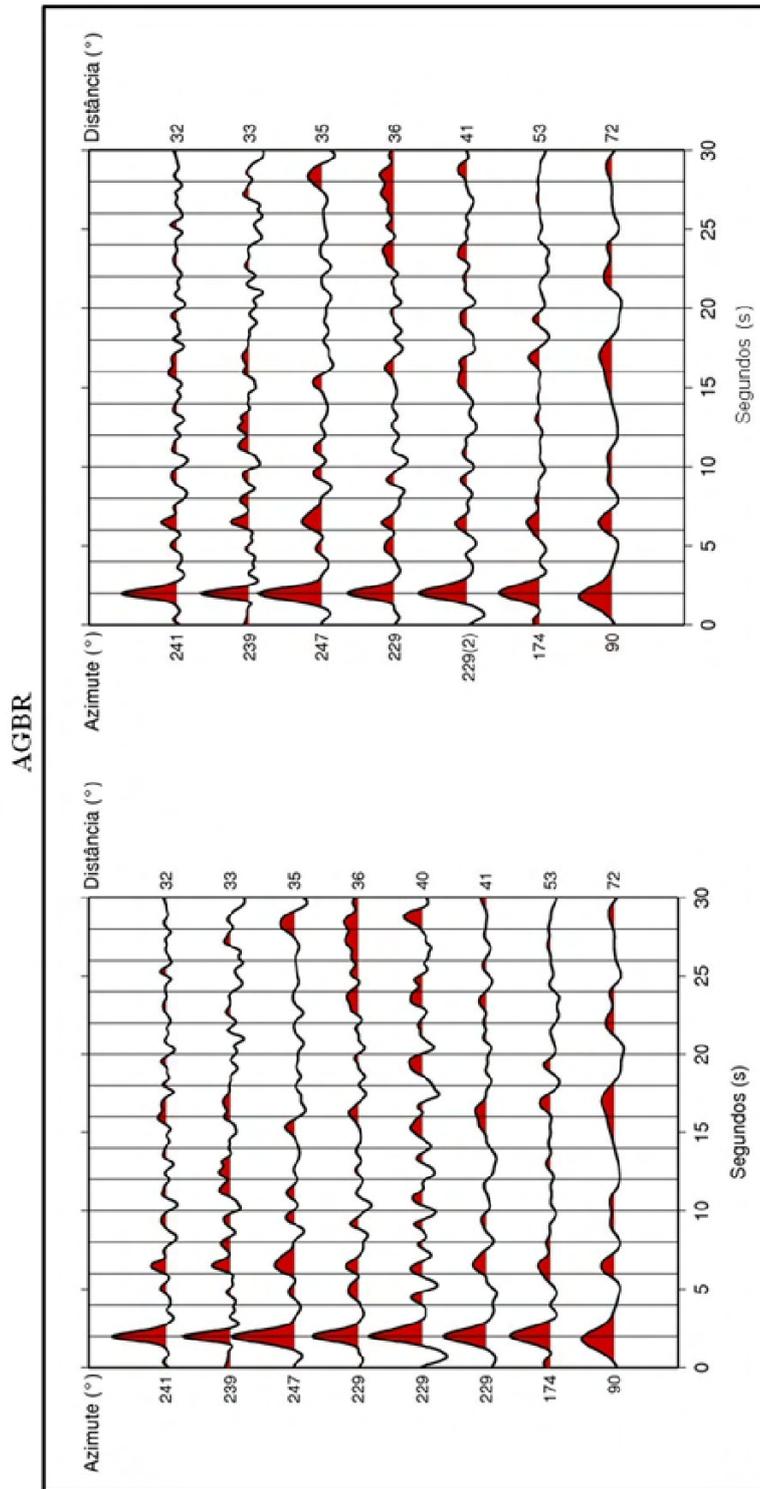


Figura 5.1: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação AGBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

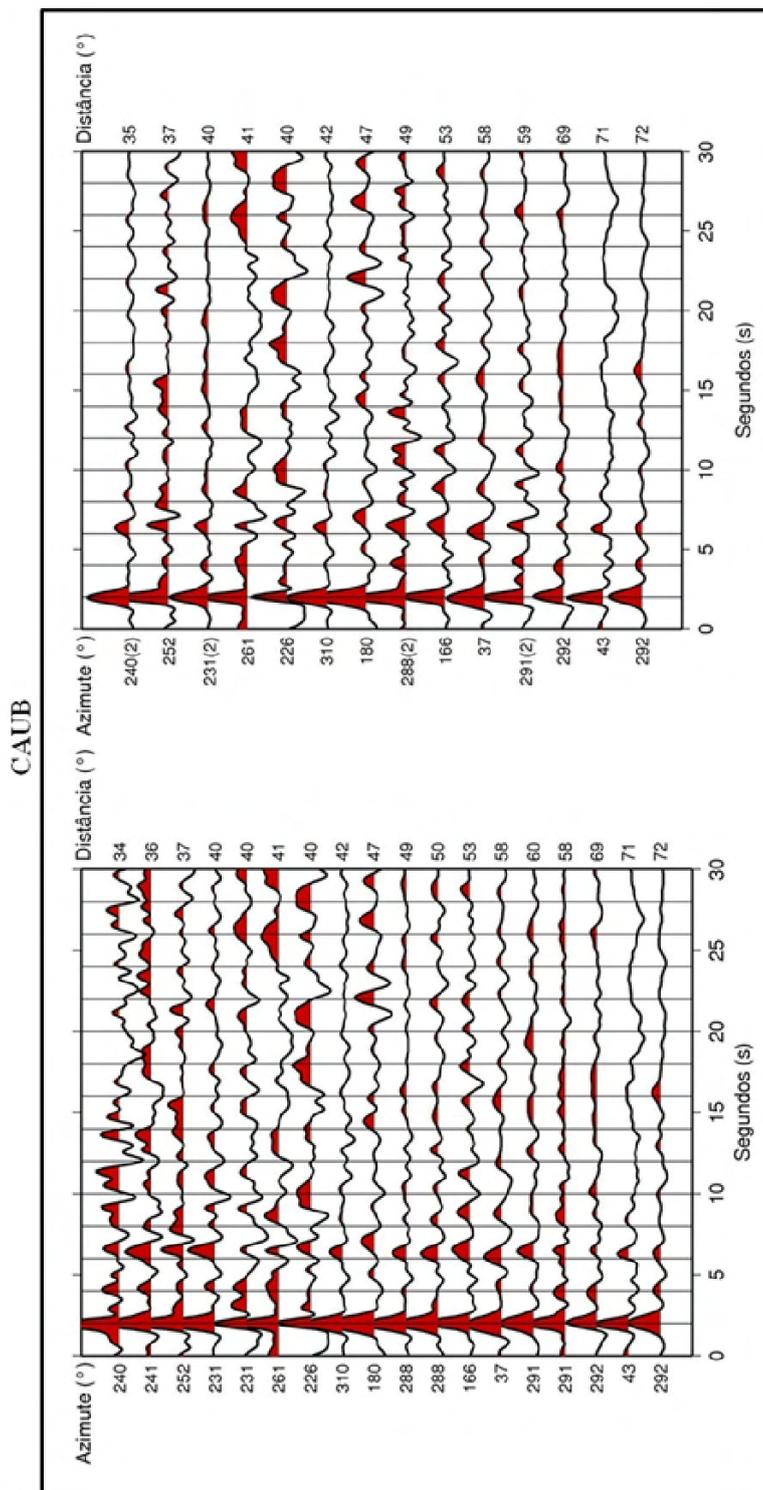


Figura 5.2: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação CAUB. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

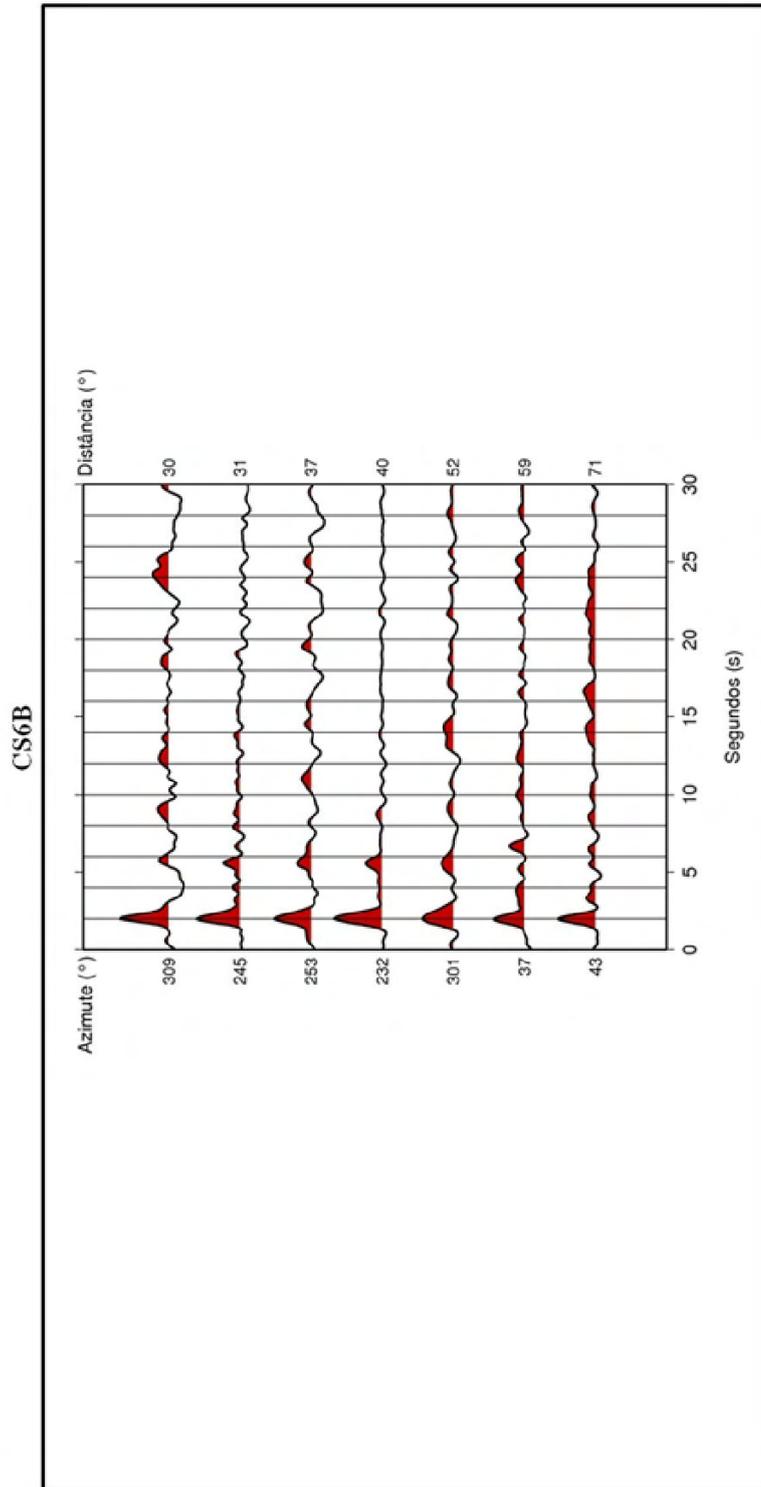


Figura 5.3: Função do Receptor para estação CS6B. Os eixos verticais representam o azimute e a distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

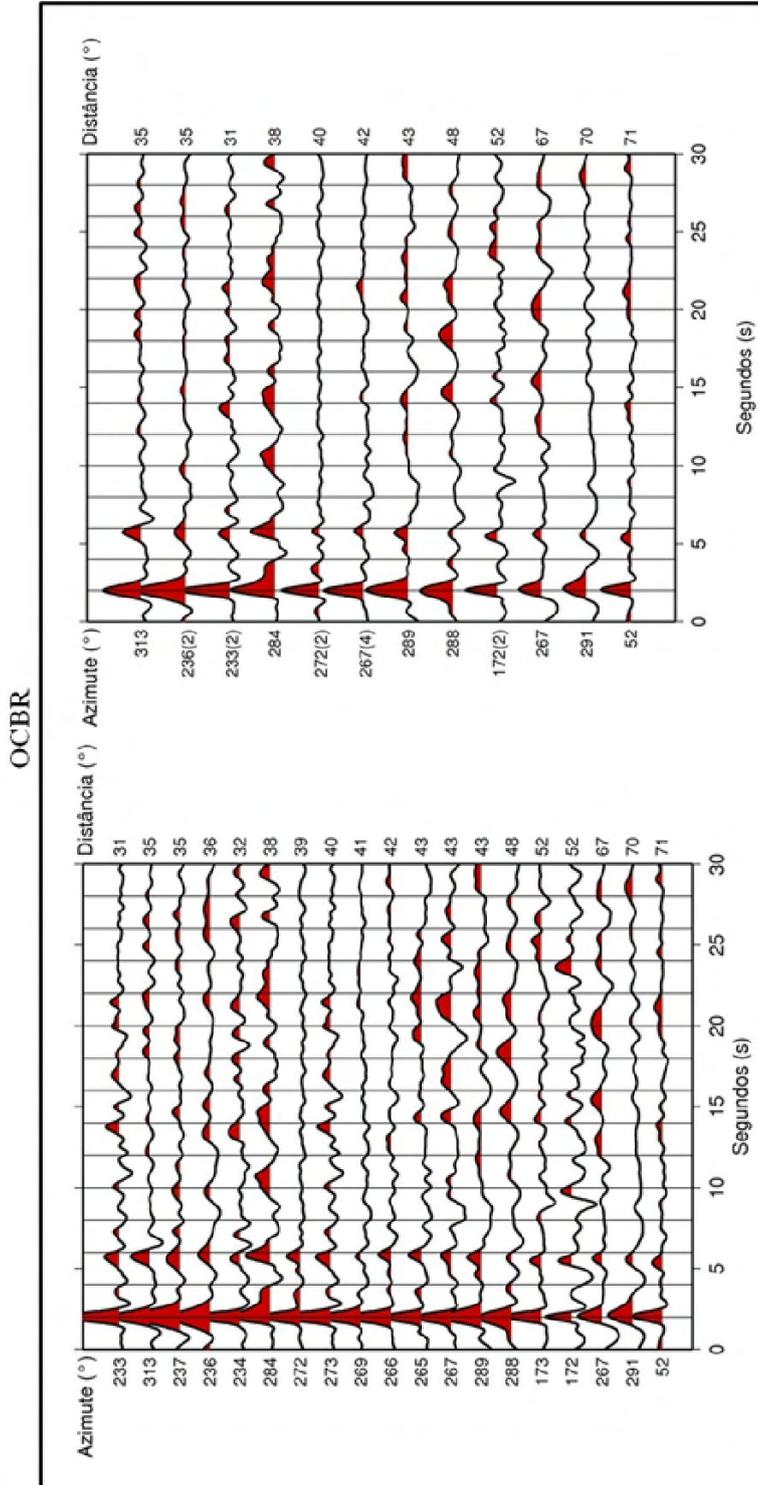


Figura 5.4: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação OCBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

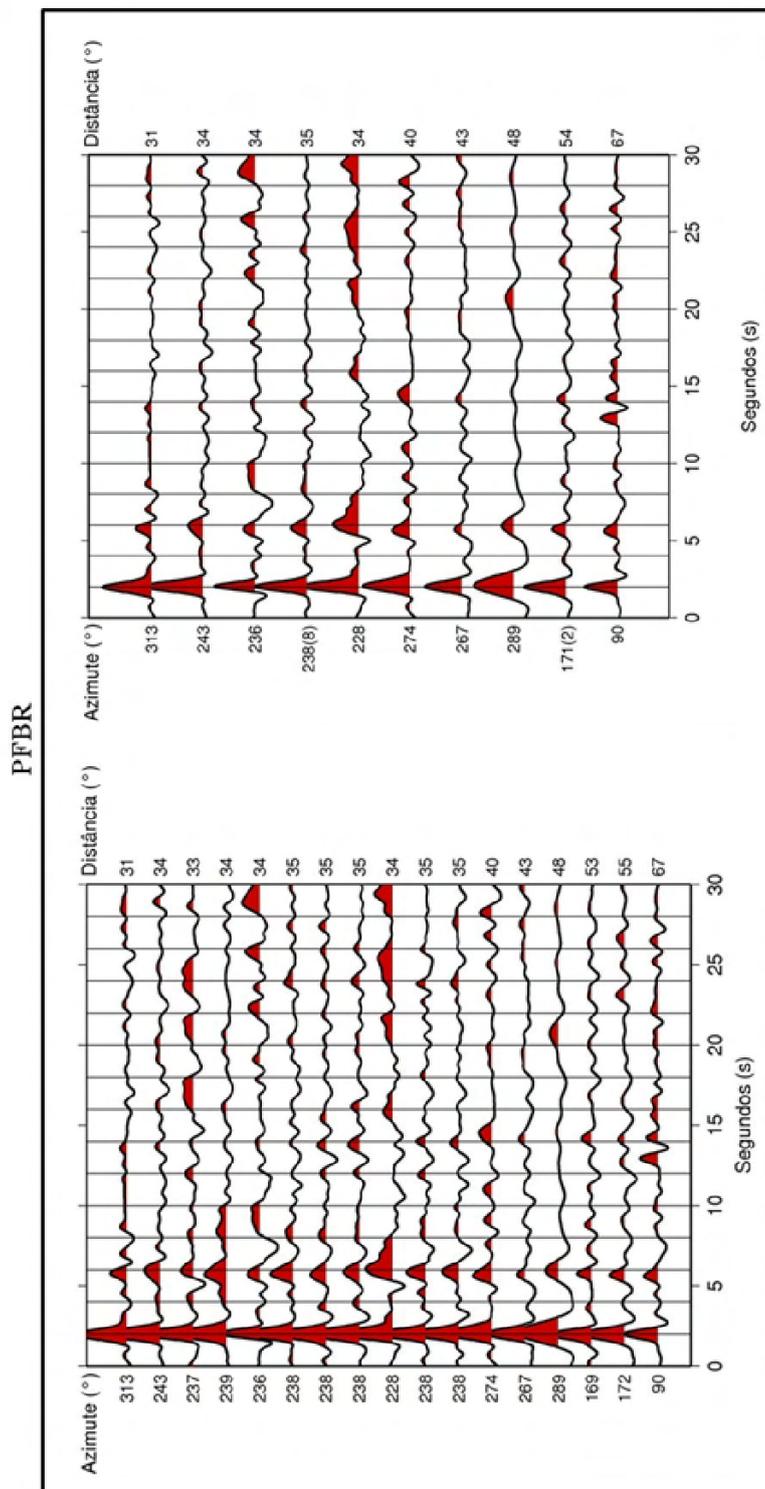


Figura 5.5: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação PFBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

SBBR

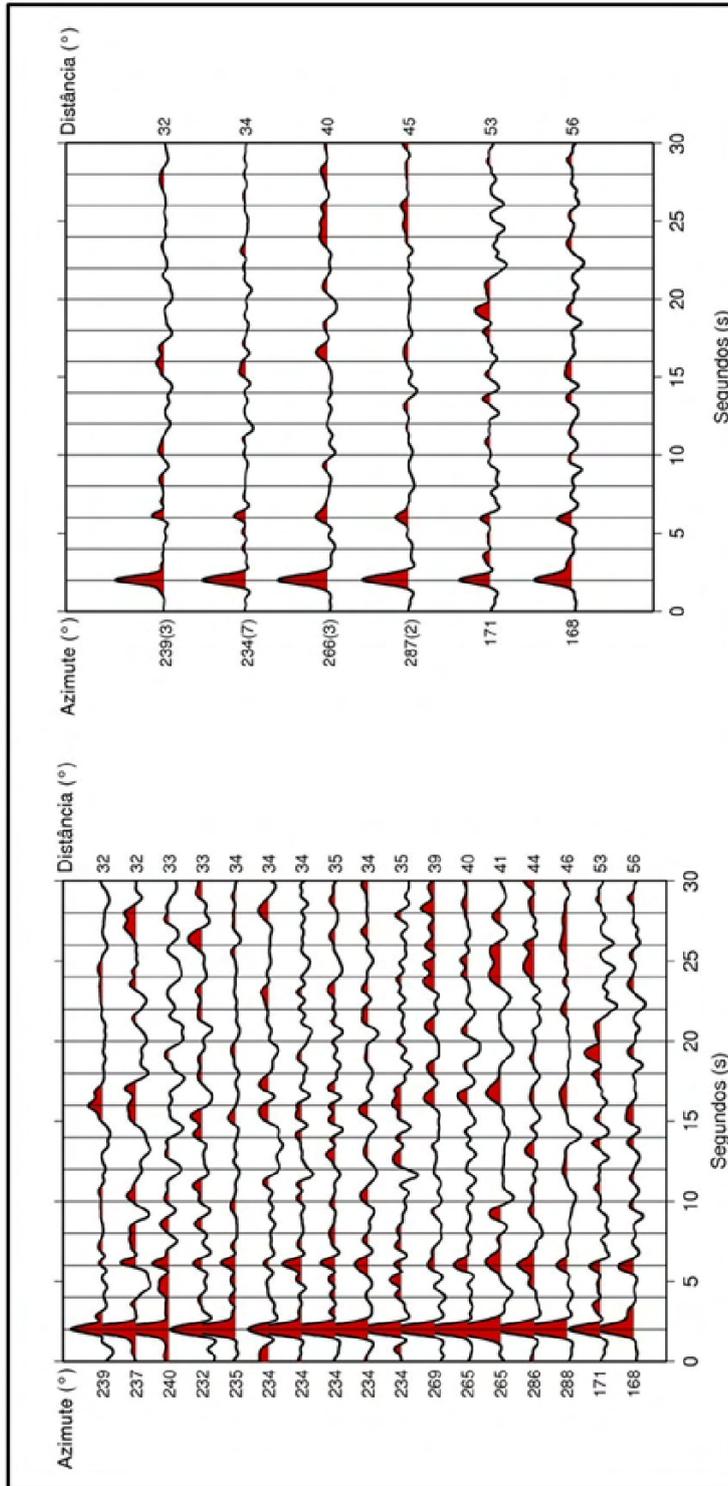


Figura 5.6: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação SBBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

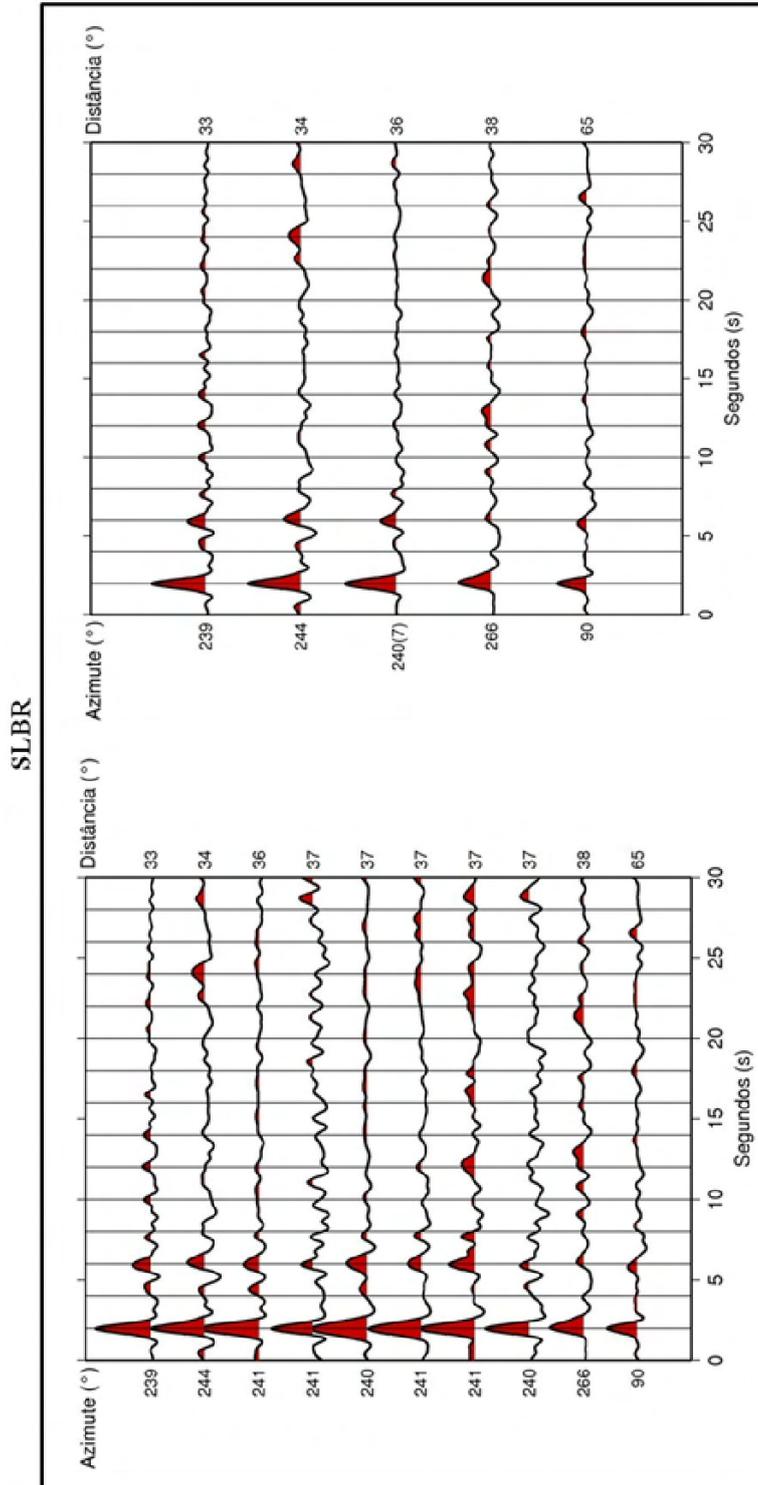


Figura 5.7: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação SLBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

AGBR - Agrestina/PE (Figura 5.1) - Foram obtidos 8 traços para a Função do Receptor, dos quais 2 foram empilhados. A chegada da onda P_s , conversão da onda P em S na Moho, é verificada aproximadamente em 6,2 segundos, ou seja, 4,2 segundo após a P direta. Apesar do ruído significativo, é perceptível um alinhamento de fases em aproximadamente 17 segundos, representando a fase P_sP_{ms} .

CAUB - Caruaru/PE (Figura 5.2) - Foram obtidos 18 traços para Função do Receptor, dos quais 4 foram empilhados. A chegada da fase P_s está nítida, por volta de 4,1 segundos após a P direta. Em aproximadamente 2 segundos após a P direta, observa-se um alinhamento de ondas com a mesma polaridade da P_s , porém, de menor amplitude, sugerindo a existência de uma descontinuidade crustal (Limite crosta superior-inferior). Neste trabalho denota-se como P_{sc} , a conversão de P para S na suposta descontinuidade crustal (Limite crosta superior-inferior).

CS6B - Castanhão/CE (Figura 5.3) - Foram obtidos 7 traços para Função do Receptor. Apesar da pequena quantidade e pouca qualidade dos traços, percebe-se um alinhamento da fase P_s por volta de 5,8 segundos, ou seja, 3,8 segundos após a P direta.

OCBR - Ocara/CE (Figura 5.4) - Foram obtidos 19 traços para Função do Receptor. 12 foram empilhados. Devido a uma maior quantidade de telessismos selecionados, as Funções do Receptor evidenciam uma chegada da fase P_s bastante nítida em aproximadamente 3,9 segundos após a P direta. A fase P_sP_{ms} não aparece claramente, mas é perceptível um pequeno alinhamento de fase em aproximadamente 14,1 segundos.

PFBR - Pau dos Ferros/RN (Figura 5.5) - Foram obtidos 17 traços para Função do Receptor, dos quais 10 foram empilhados. Percebe-se um pequeno alinhamento de fases entre a P direta e a P_s , a fase P_{sc} , sugerindo mais uma vez a existência de uma descontinuidade crustal. O alinhamento da fase P_s é bastante nítido em aproximadamente 4 segundos após a P direta. A fase P_sP_{ms} não aparece claramente, mas por volta de 12,1 segundos após a P direta verificamos um alinhamento de fases.

SBBR - Sobral/CE (Figura 5.6) - Foram obtidos 17 traços para Função do Receptor, dos quais 15 foram empilhados. A fase P_s é de fácil identificação, em aproximadamente 6,3 segundos. É identificável um alinhamento de fases em aproximadamente 16,1 segundos, 14,1 segundos após a P direta, referente a fase P_sP_{ms} .

SLBR - Solânea/PE (Figura 5.7) - Foram obtidos 10 traços para Função do Receptor, dos quais 7 foram empilhados. As Funções do Receptor evidenciam a chegada da onda P_s em aproximadamente 4,0 segundos após a P direta. Em aproximadamente 2,3 segundos após a P direta verifica-se o alinhamento da fase P_{sc} , sugerindo mais uma vez a existência de uma descontinuidade crustal.

5.2 HK-Stacking para o cálculo da razão V_p/V_s e espessura crustal

A partir das formas de onda da seção 5.1, foram estimados valores de espessura crustal H e razão V_p/V_s com o procedimento HK-Stacking. Para esse método, a única informação *a priori* necessária é a velocidade da onda P no meio, a qual foi obtida através dos dados da sísmica de refração profunda (Soares *et al.*, 2009) (Figura 5.8).

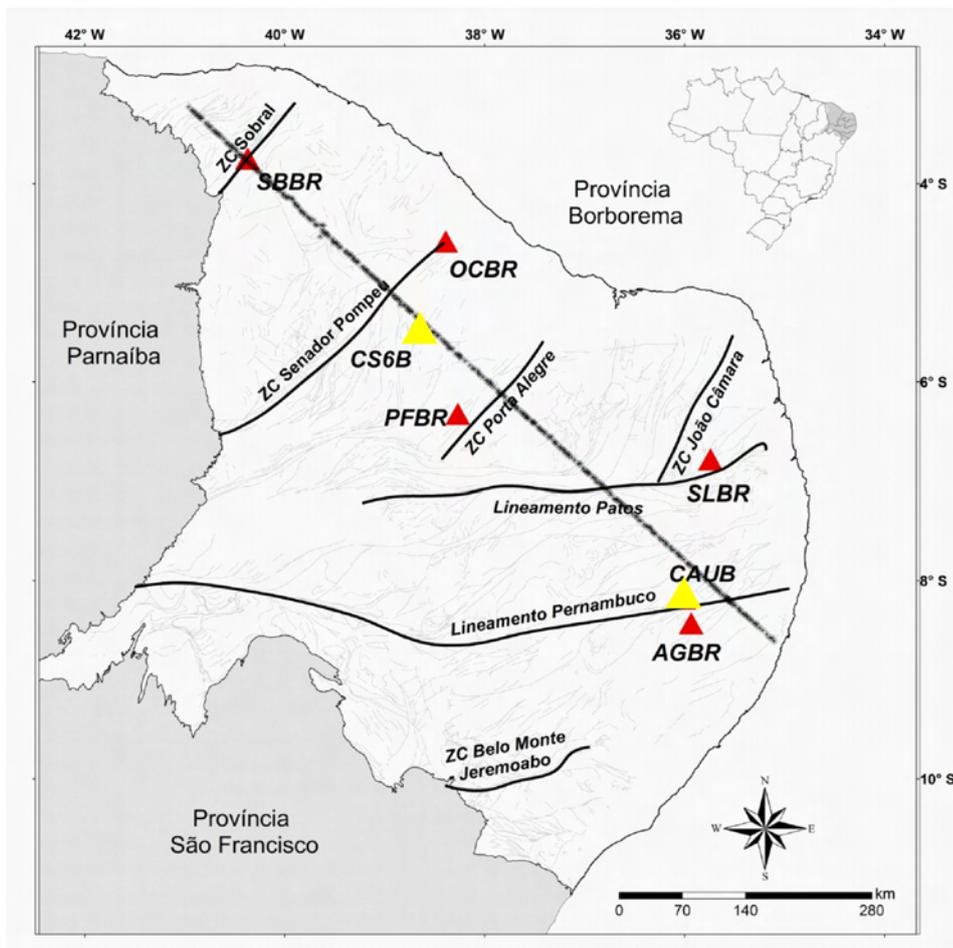


Figura 5.8: Sísmica de refração profunda (Soares *et al.*, 2009) na Província Borborema. Os asteriscos representam a linha sísmica, os triângulos vermelhos as estações e as linhas em preto os principais lineamentos e zonas de cisalhamento.

A velocidade da onda P na crosta variou entre $5,9 - 6,8 \text{ km/s}$ ao longo da linha sísmica. Foi utilizada neste trabalho $V_p = 6,3 \text{ km/s}$, média dos valores de velocidade obtidos pela refração sísmica. Para a escolha dos pesos referentes às fases, seguiu-se a sugestão de Zhu & Kanamori (2000), que definiram $w_1 = 0,7$, $w_2 = 0,2$ e $w_3 = 0,1$. As Figuras 5.9 a 5.15 mostram o resultado do HK-Stacking, gráficos V_p/V_s versus H , para cada uma das estações. A escala de cores representa o grau de coerência entre as variáveis em porcentagem (%), à esquerda, o método aplicado às Funções do Receptor sem o empilhamento, e à direita, aplicado às Funções do Receptor com empilhamento.

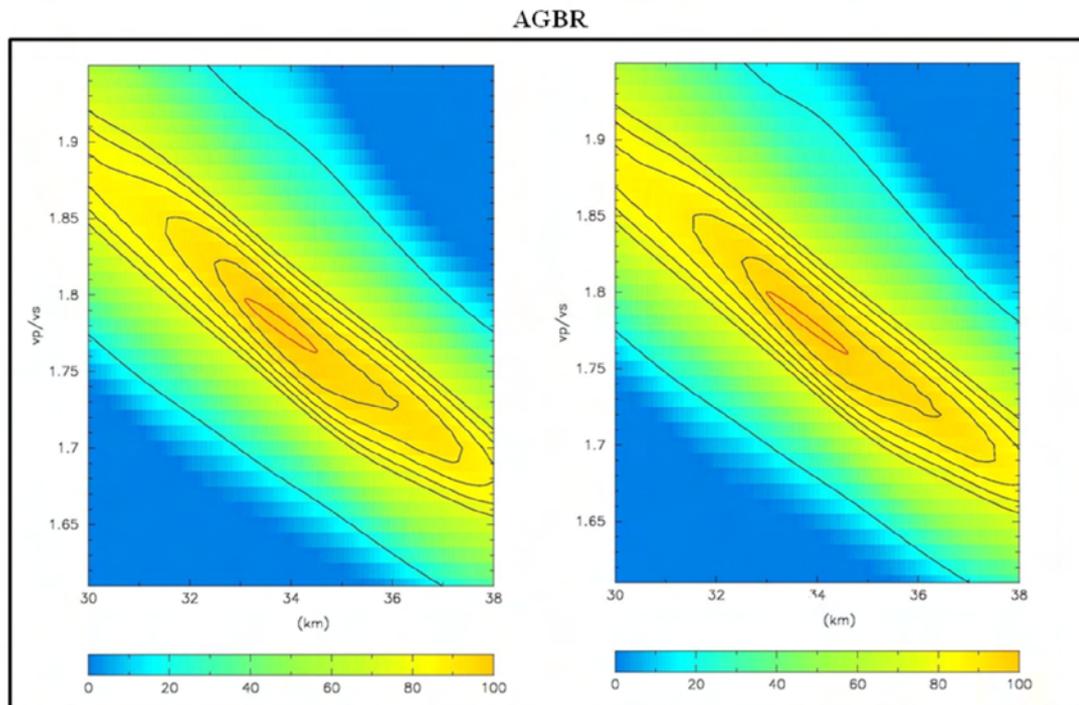


Figura 5.9: Gráfico V_p/V_s versus H para estação AGBR, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

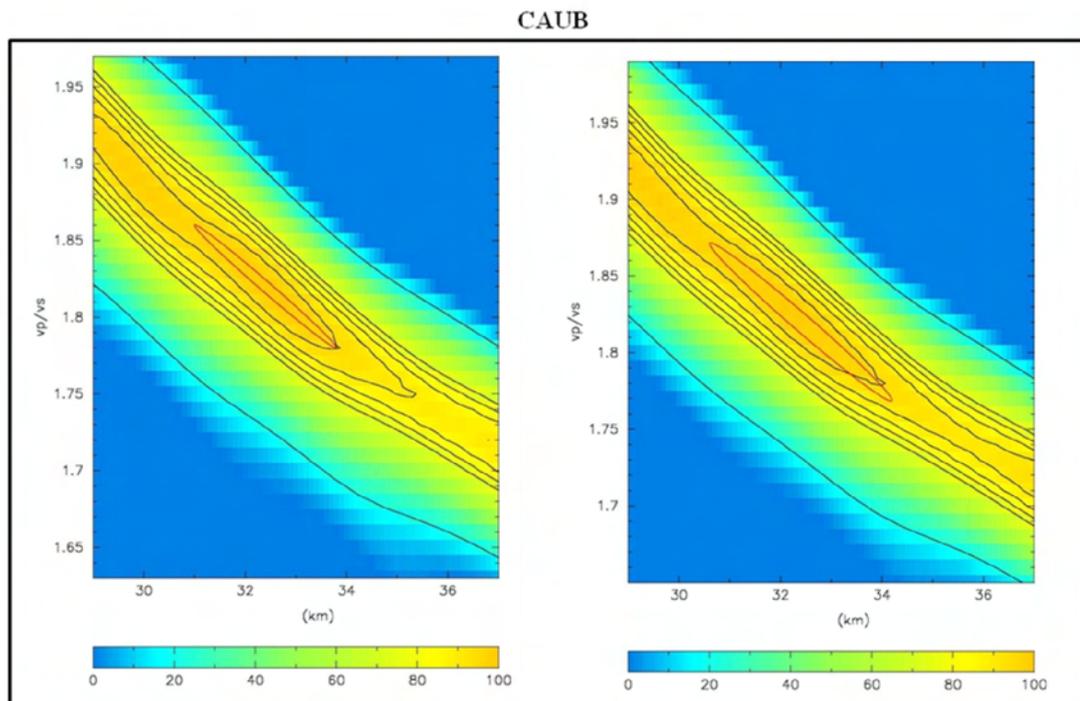


Figura 5.10: Gráfico V_p/V_s versus H para estação CAUB, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

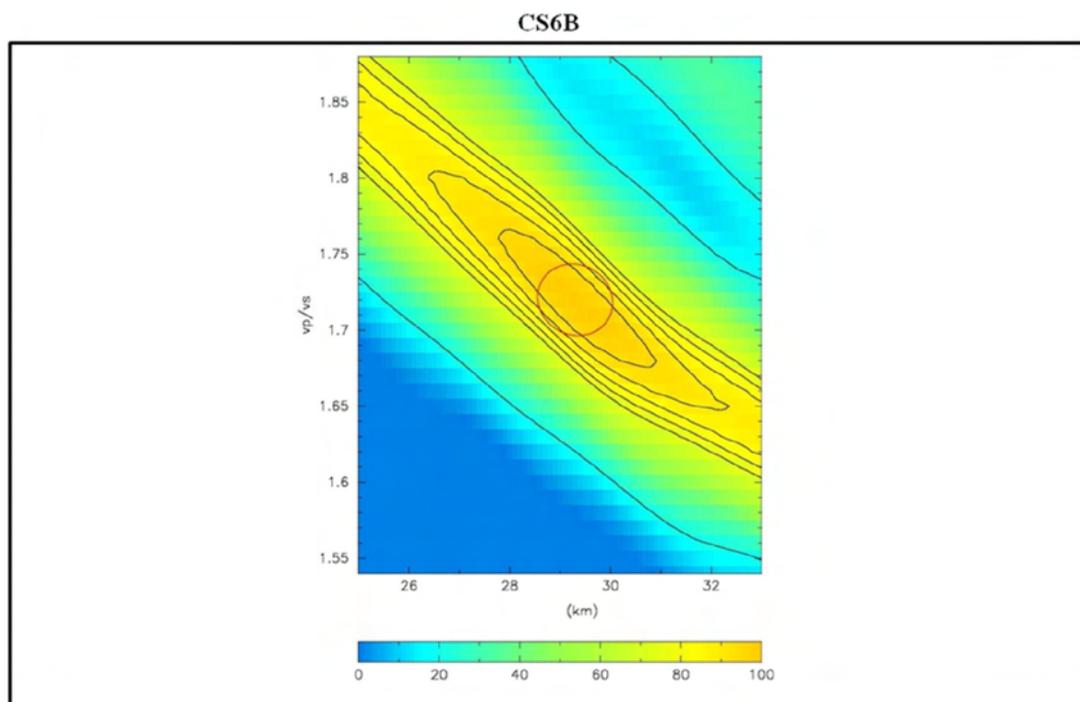


Figura 5.11: Gráfico V_p/V_s versus H para estação CS6B, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

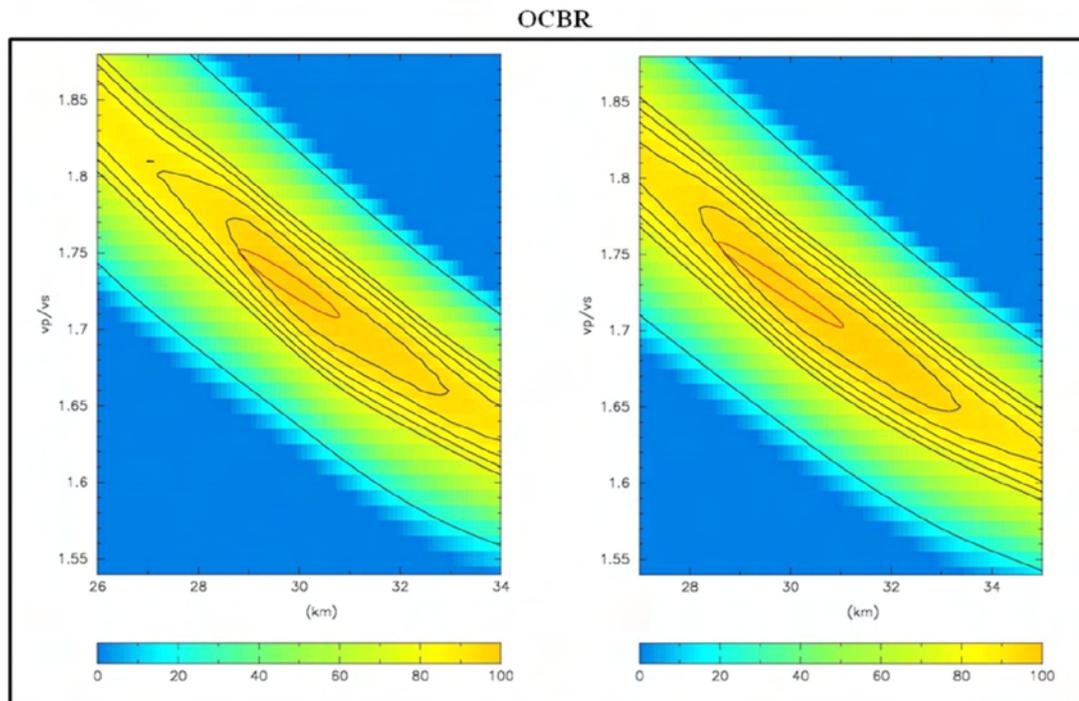


Figura 5.12: Gráfico V_p/V_s versus H para estação OCBR, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

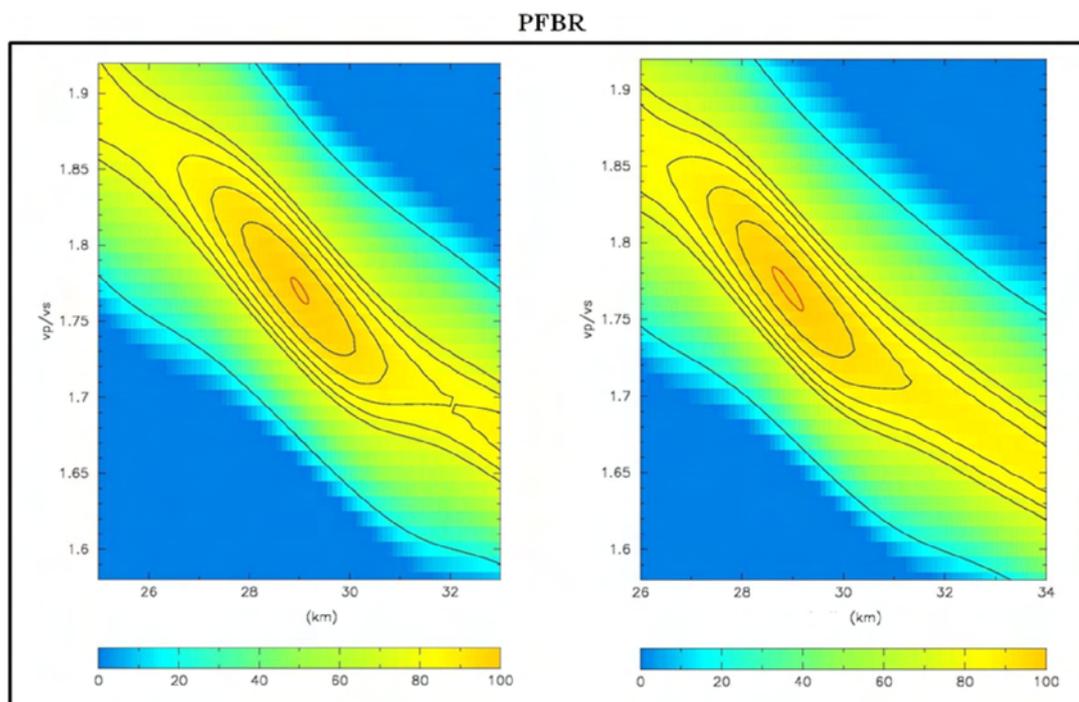


Figura 5.13: Gráfico V_p/V_s versus H para estação PFBR, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

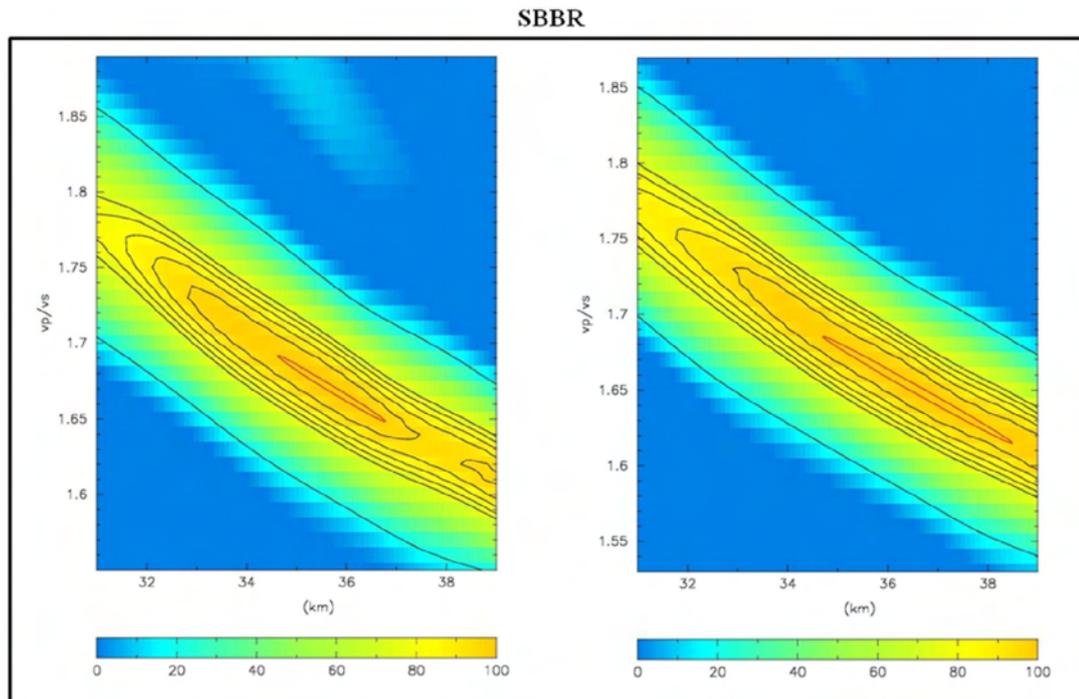


Figura 5.14: Gráfico V_p/V_s versus H para estação SBBR, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

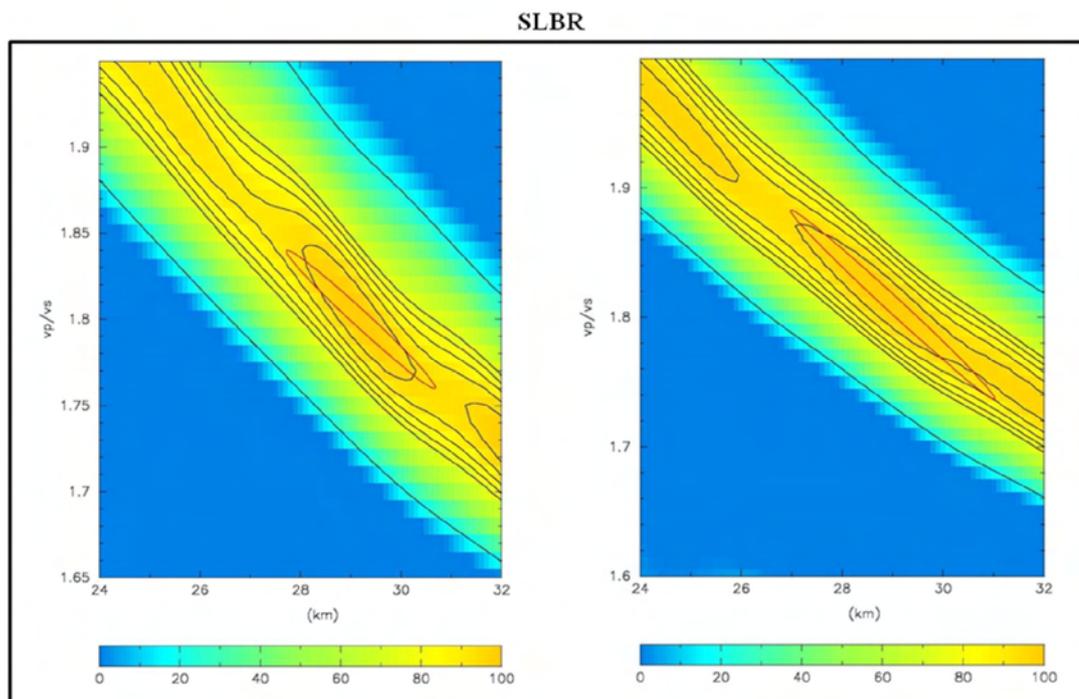


Figura 5.15: Gráfico V_p/V_s versus H para estação SLBR, à esquerda com dados da Função do Receptor não empilhados e à direita com dados empilhados. A escala de cores representa o grau de coerência entre as duas variáveis em porcentagem.

As tabelas 5.1 e 5.2 sistematizam os valores da espessura H e razão V_p/V_s , respectivamente, obtidos neste trabalho.

Tabela 5.1: Espessura Crustal obtida através do HK-Stacking, para as Funções do Receptor empilhada e não empilhada.

Estação	Espessura - H - (km)	
	FR não empilhada	FR empilhada
AGBR	$33,8 \pm 1,4km$	$33,8 \pm 1,6km$
CAUB	$32,4 \pm 2,8km$	$33,4 \pm 3,6km$
CS6B	$29,3 \pm 1,5km$	-
OCBR	$29,8 \pm 2,0km$	$29,8 \pm 2,5km$
PFBR	$29,0 \pm 0,3km$	$28,9 \pm 0,6km$
SBBR	$35,7 \pm 2,2km$	$36,6 \pm 3,6km$
SLBR	$29,2 \pm 3,0km$	$29,0 \pm 4,0km$

Tabela 5.2: Razão V_p/V_s obtida através do HK-Stacking, para as Funções do Receptor empilhada e não empilhada.

Estação	V_p/V_s	
	FR não empilhada	FR empilhada
AGBR	$1,78 \pm 0,04$	$1,78 \pm 0,04$
CAUB	$1,82 \pm 0,08$	$1,82 \pm 0,10$
CS6B	$1,72 \pm 0,05$	-
OCBR	$1,73 \pm 0,04$	$1,73 \pm 0,06$
PFBR	$1,75 \pm 0,02$	$1,75 \pm 0,03$
SBBR	$1,67 \pm 0,04$	$1,66 \pm 0,07$
SLBR	$1,80 \pm 0,08$	$1,81 \pm 0,15$

No modelo crustal terrestre com base em dados geofísicos (Mooney *et al.* 1998), uma região de crosta extendida, como a Província Borborema, possui a maior parte das espessuras pertencentes ao intervalo de 28 a 32 km, tendo como média 30,5 km. Soares *et al.* (2009) estimou a espessura da região próxima a estação SBBR em 36 km, passando de forma brusca para 30 km na região próxima a estação PFBR. Para a crosta continental, o valor médio da razão V_p/V_s é igual a 1,78 (Zandt & Ammon, 1995). Assim, os resultados obtidos pela Função do Receptor são semelhantes aos valores já estimados para região.

5.3 Crosta superior

Assim como na seção 5.1, a Função do Receptor foi calculada para cada telessismo nas sete estações, mas com os parâmetros expostos na seção 4.3. As Figuras 5.16 a 5.22 mostram o ordenamento pela distância epicentral das Funções do Receptor. À esquerda as Funções do Receptor sem o empilhamento e à direita com o empilhamento. Todas as Funções do Receptor apresentaram a chegada da onda P bastante clara em 2 segundos.

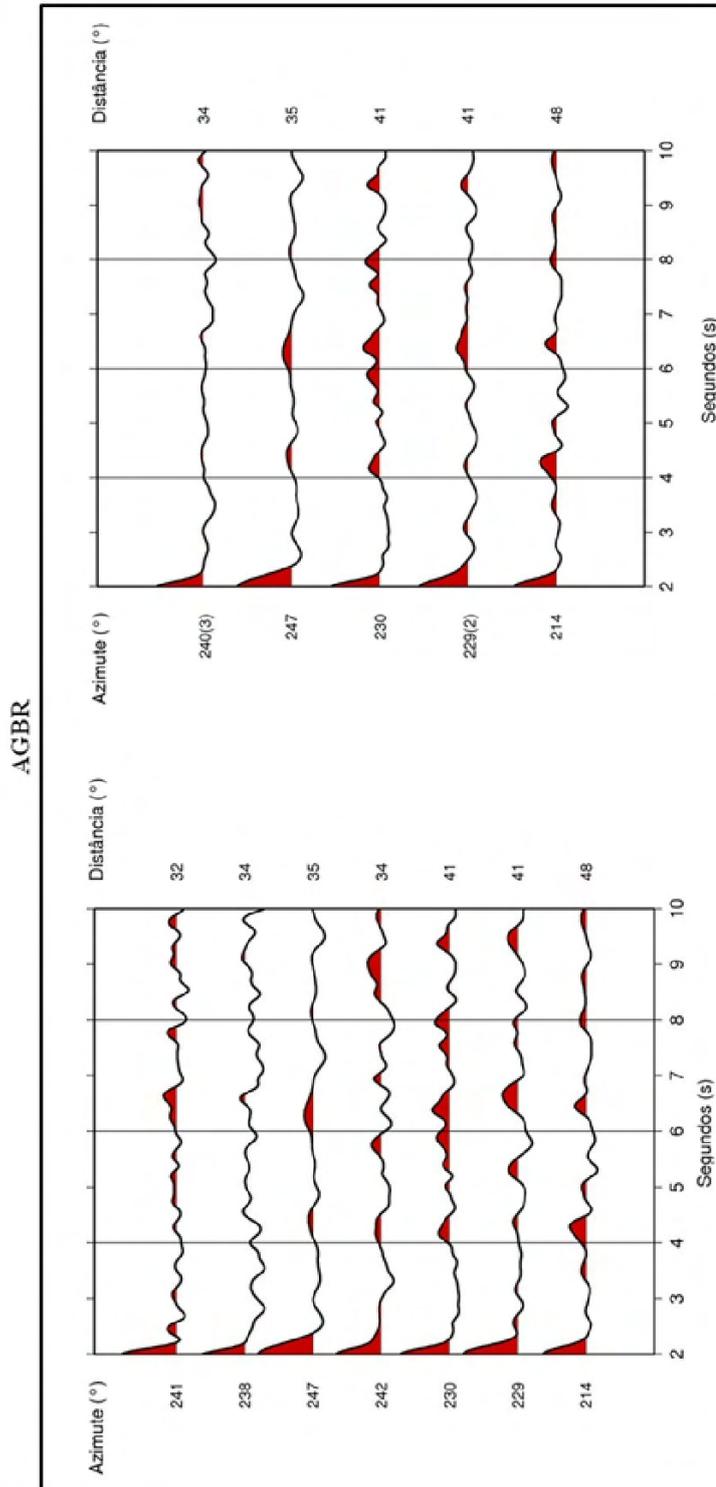


Figura 5.16: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação AGBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

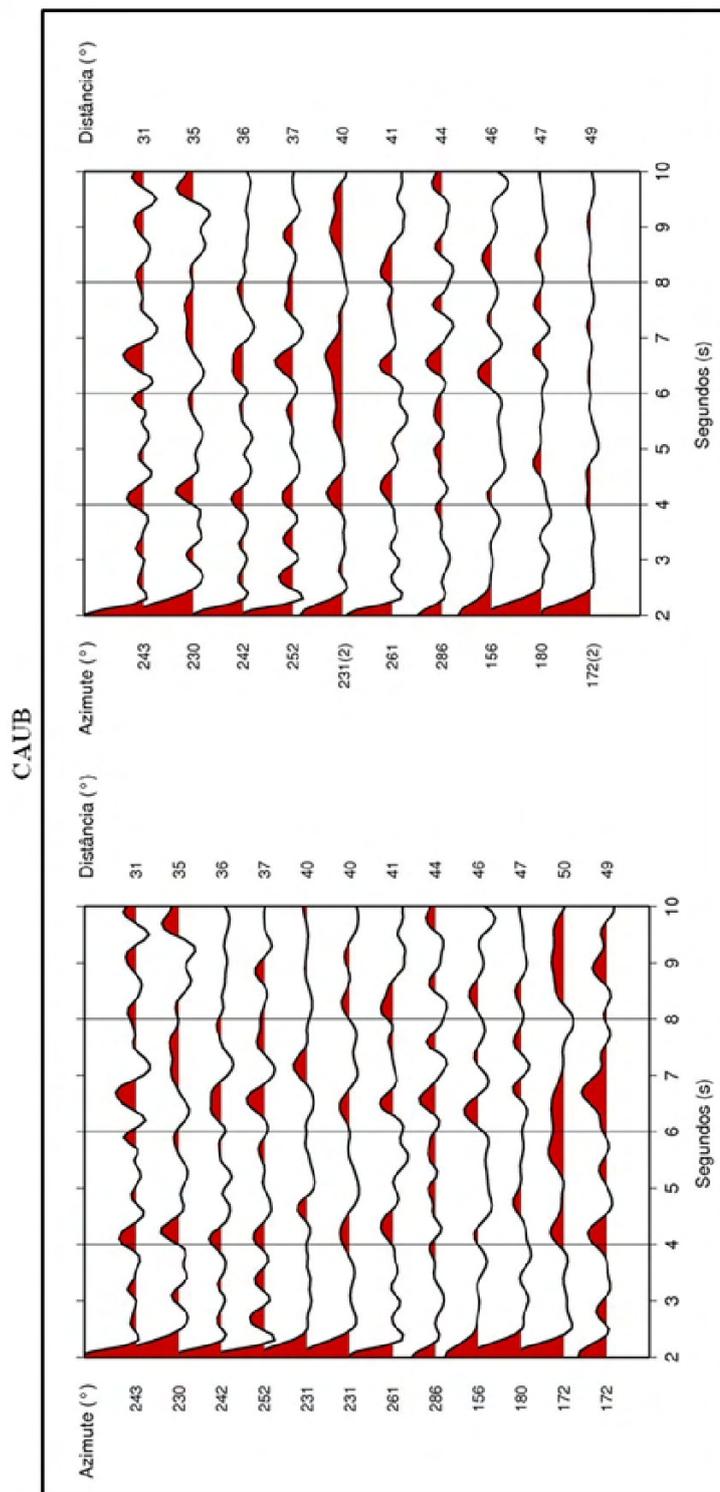


Figura 5.17: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação CAUB. Os eixos verticais representam azimuth e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

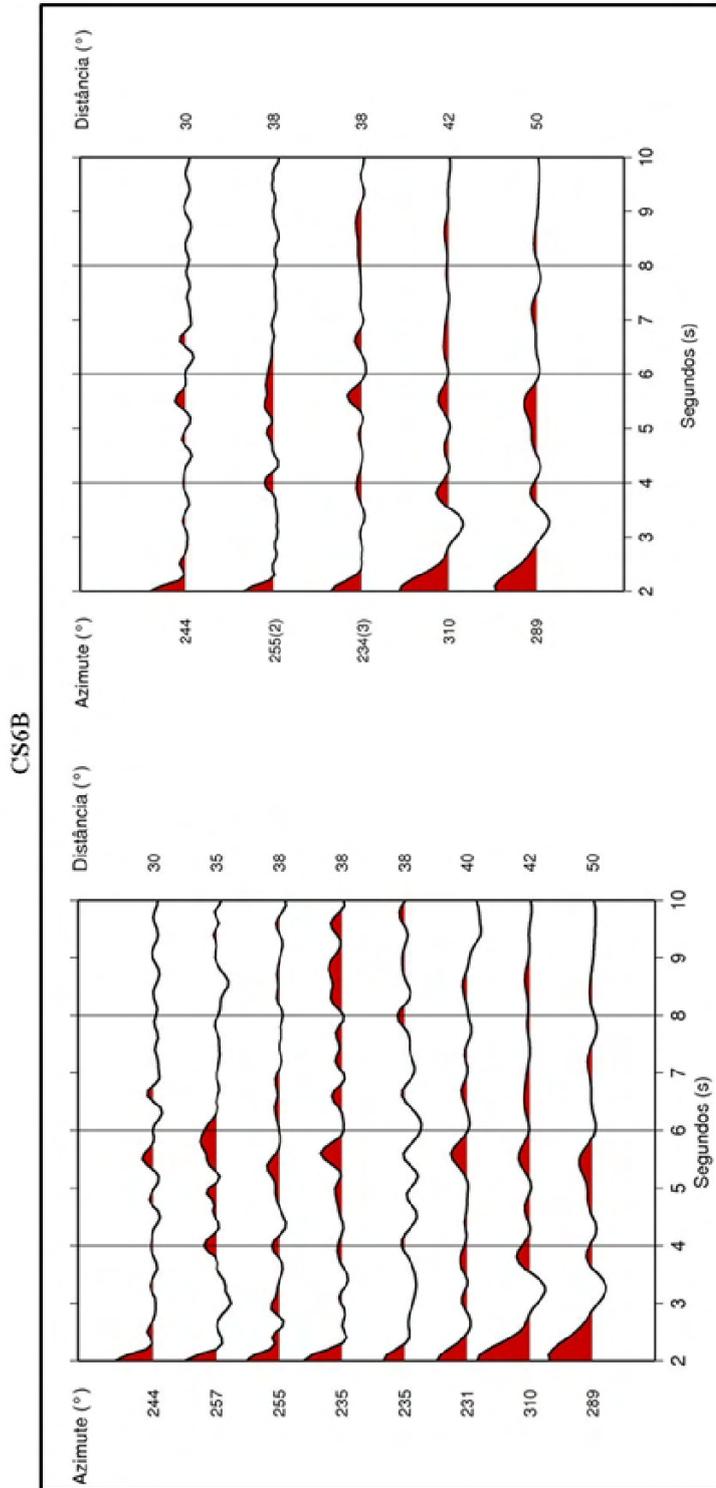


Figura 5.18: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação CS6B. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

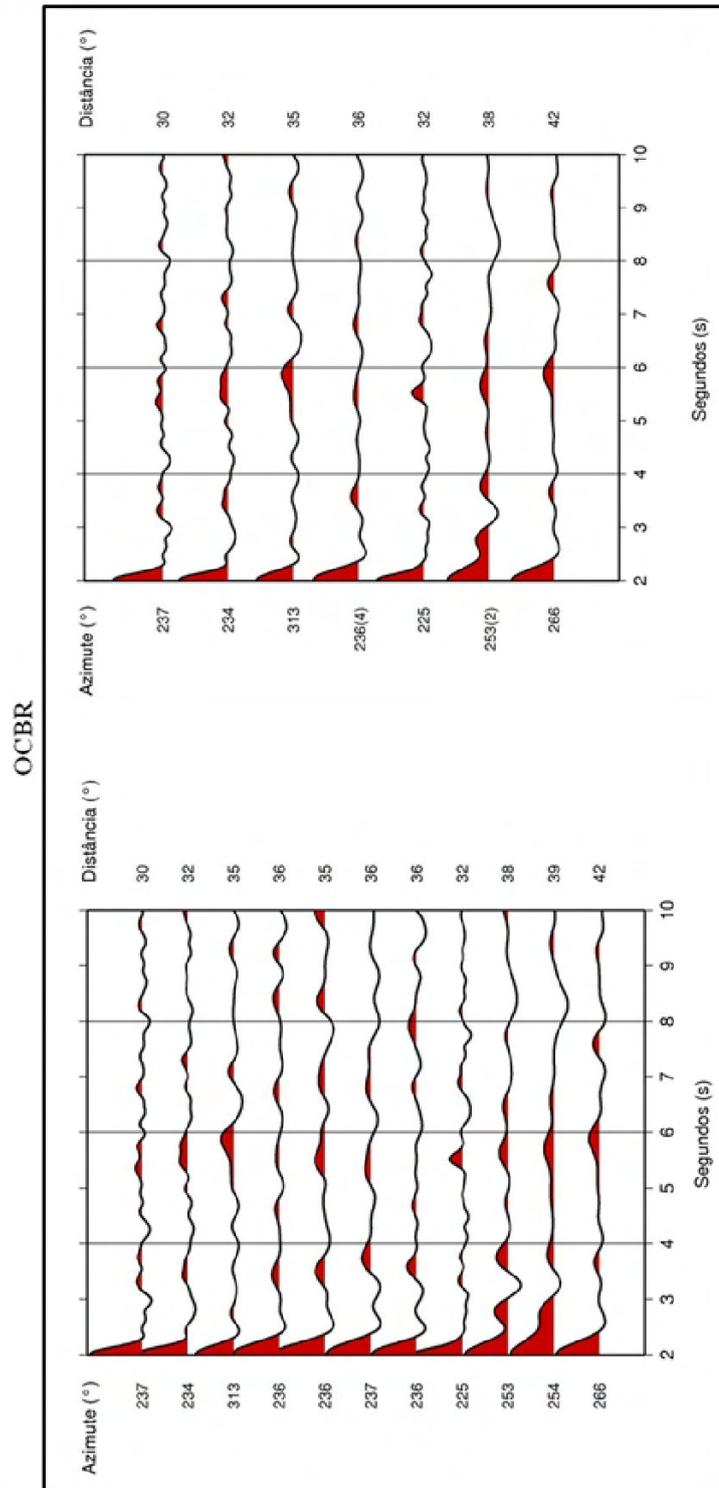


Figura 5.19: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação OCBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

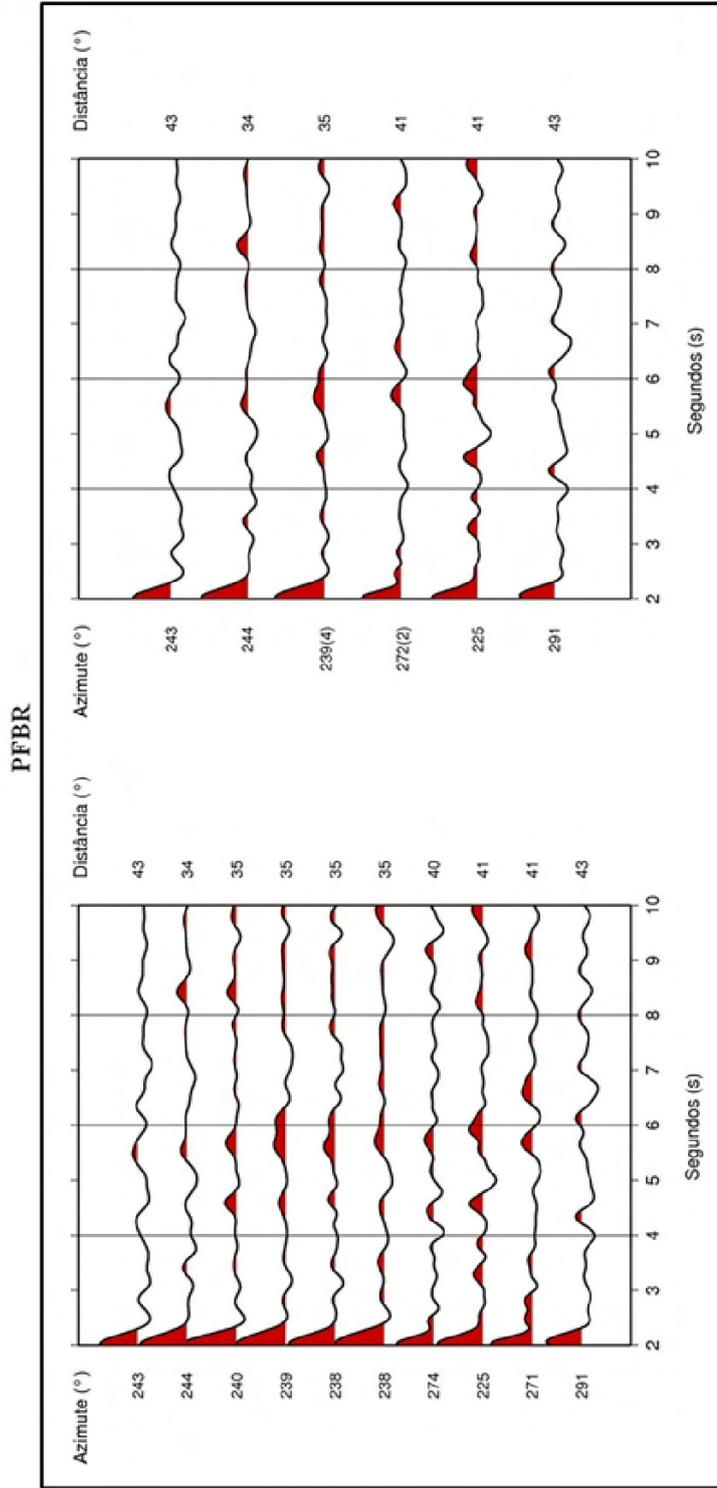


Figura 5.20: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação PFBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

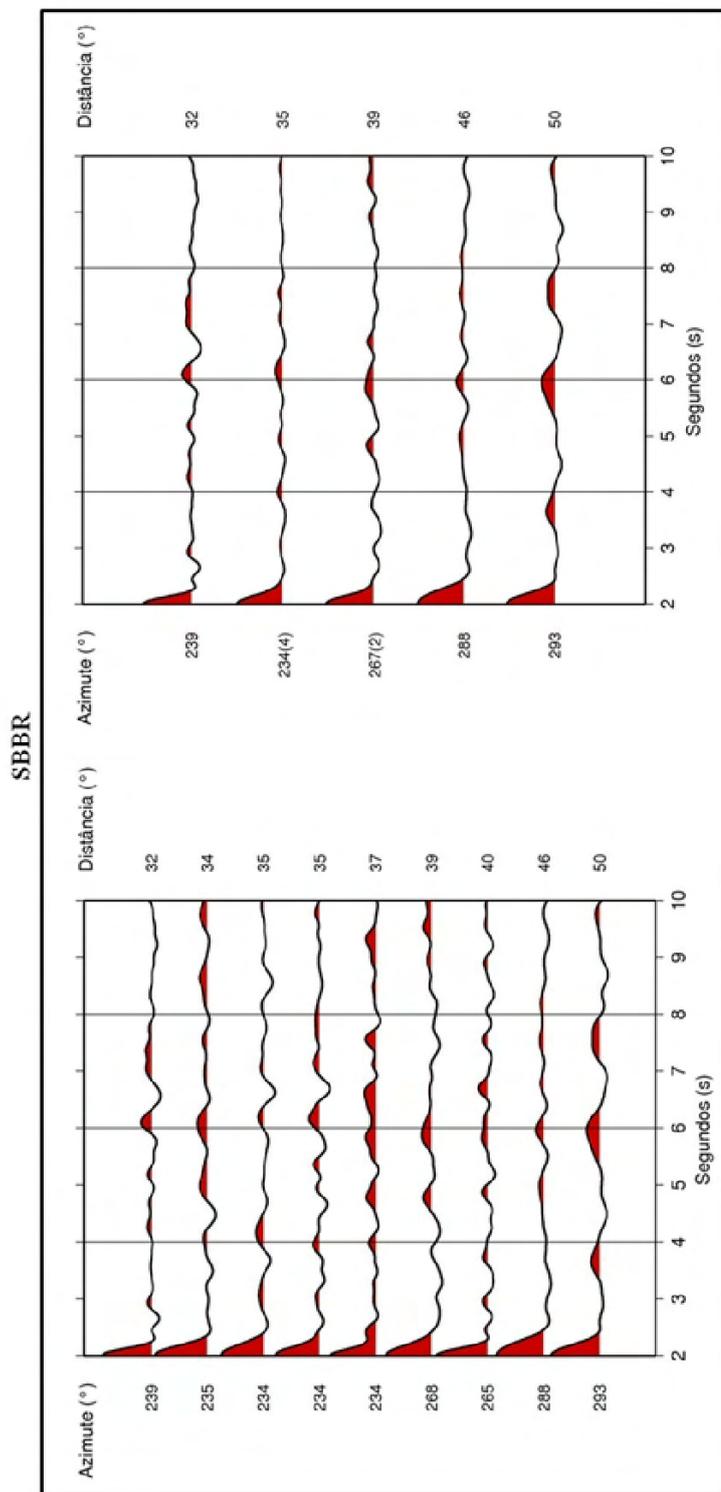


Figura 5.21: Função do Receptor, à esquerda sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação SBBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

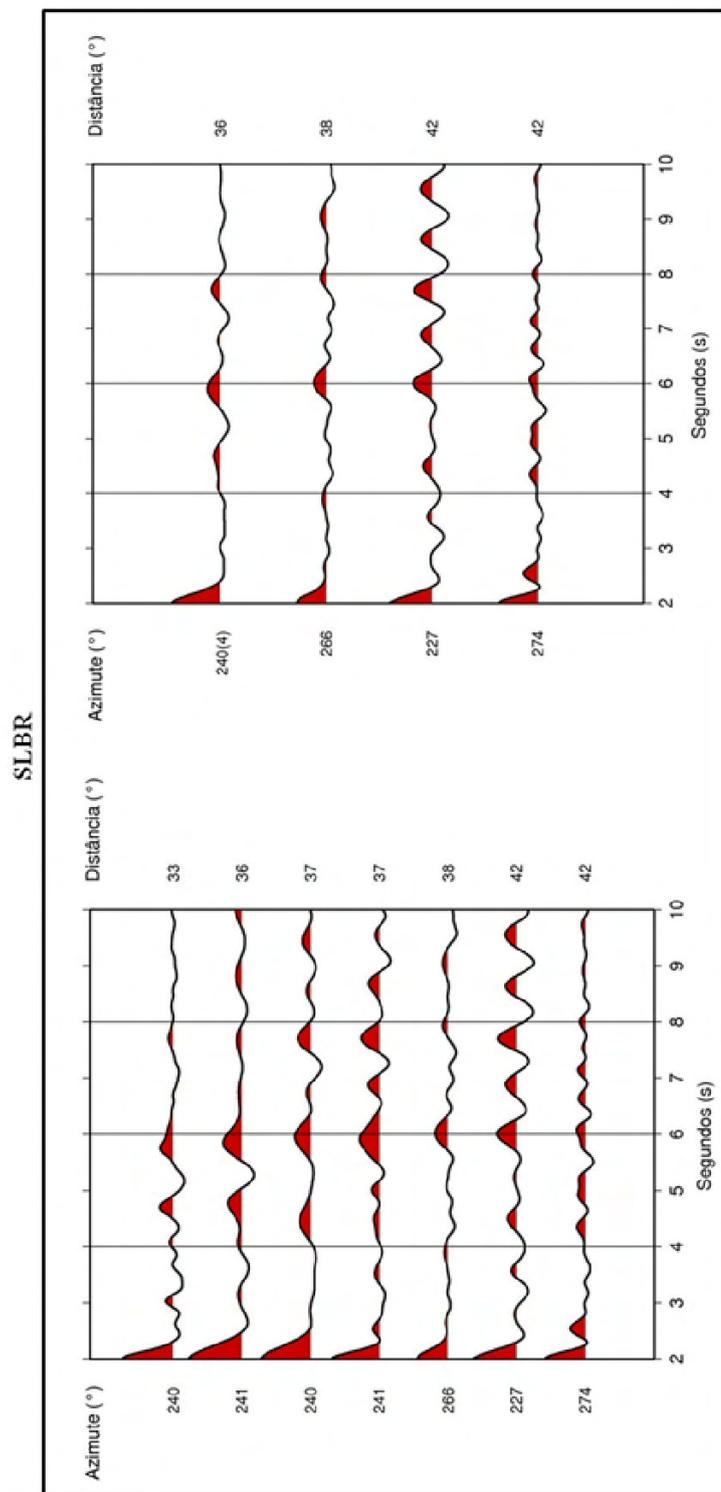


Figura 5.22: Função do Receptor, à esquerda, sem empilhamento e à direita com empilhamento, para estação SLBR. Os eixos verticais representam azimute e distância epicentral em graus, respectivamente, e o eixo horizontal representa o tempo em segundos.

AGBR - Agrestina/PE (Figura 5.16) - Foram obtidos 7 traços para Função do Receptor, dos quais 5 foram empilhados. A chegada da onda P_s é vista aproximadamente em 4,2 segundos após a P direta. É nítido o alinhamento da fase P_{sc} , entre a P direta e a P_s , em aproximadamente 2,1 segundos após a P direta. Tal alinhamento confirma a existência de uma descontinuidade crustal sob a estação AGBR.

CAUB - Caruaru/PE (Figura 5.17) - Foram obtidos 12 traços para Função do Receptor, dos quais 4 foram empilhados. Verifica-se, em aproximadamente 4,1 segundos após a P direta, o alinhamento de fases referente a onda P_s . Mais uma vez ocorre um pico de polaridade positiva entre a P direta e a P_s , aproximadamente 2,1 após a P direta, caracterizando a existência de uma descontinuidade na crosta.

CS6B - Castanhão/CE (Figura 5.18) - Foram obtidos 8 traços para Função do Receptor, dos quais 5 foram empilhados. O registro da onda P_{sc} é observado em aproximadamente 3,9 segundos, fato que caracteriza a existência de uma descontinuidade crustal sob a estação. Em aproximadamente 5,6 segundos observa-se a chegada da onda P_s .

OCBR - Ocara/CE (Figura 5.19) - Foram obtidos 11 traços para Função do Receptor, dos quais 6 foram empilhados. O alinhamento da fase P_s , P convertida em S na Moho, é claramente observado em aproximadamente 3,8 segundos após a P direta. Foi observado o alinhamento da onda P_{sc} em aproximadamente 3,8 segundos, ou seja, 1,8 segundos após a P direta, caracterizando uma descontinuidade crustal.

PFBR - Pau dos Ferros/RN (Figura 5.20) - Foram obtidos 10 traços para Função do Receptor, dos quais 6 foram empilhados. Em 3,9 segundo após a P direta, observa-se o alinhamento da fase P_s , referente à conversão da onda P em S na descontinuidade Moho. A chegada da fase P_{sc} é observada em 4,2 segundos, ou seja, 2,2 após a P direta, confirmando a divisão da crosta em superior e inferior. Em aproximadamente 1,3 segundos após a P direta, verifica-se um pequeno alinhamento de fases de mesma polaridade, porém com menor amplitude do que as fases P_{sc} . Este fato sugere a existência de uma descontinuidade na crosta superior.

SBBR - Sobral/CE (Figura 5.21) - Foram obtidos 9 traços para Função do Receptor, dos quais 6 foram empilhados. Pelo nível de ruído dos traços obtidos, foi dificultada a análise das Funções do Receptor da estação SBBR. A chegada de da onda P_s é observada aproximadamente em 4,2 segundos. Cerca de 2,5 segundos após a P direta, observa-se a chegada da onda P_{sc} , P convertida em S no limite crosta superior-inferior.

SLBR - Solânea/PB (Figura 5.22) - Foram obtidos 7 traços para Função do Receptor, dos quais 4 foram empilhados. O alinhamento da fase P_s é bastante claro em aproximadamente 3,9 segundos após a P direta. Entre a P direta e a fase P_s , observa-se o alinhamento da fase P_{sc} em aproximadamente 4,5 segundos, confirmando a suposição de Novo Barbosa (2008) com relação a existência da descontinuidade crustal sob a estação SLBR.

A fase P_sP_{cs} tem um maior deslocamento, ou seja, maior distância entre o ponto de incidência na descontinuidade crosta superior-inferior e a estação do que a fase P_{sc} , (Figura 3.3) e conseqüentemente é mais afetada por variações laterais e atenuação (França & Assumpção 2004). O tempo de chegada teórico dessa fase é de aproximadamente 7,9 segundos após a chegada da P direta, provavelmente, para esse nível de frequência, por apresentar uma amplitude no nível de ruído, é difícil sua observação nos traços das Funções do Receptor para o estudo da crosta superior. Assim, não se justifica a aplicação do HK-Stacking, limitou-se a utilização da correção de parâmetro de raio *Moveout* para fase P_{sc} .

5.4 Correção de parâmetro de raio para espessura da crosta superior

Para o cálculo da estimativa da espessura da crosta superior, aplicou-se a correção de parâmetro de raio para fase P_{sc} . *A priori*, as informações necessárias são a velocidade da onda P no meio acima da descontinuidade e a razão V_p/V_s . A velocidade da onda P foi obtida, como na Seção 5.2, através dos dados de sísmica de refração profunda (Soares *et al.*, 2009).

A velocidade da onda P na crosta superior variou entre $6,05 - 6,20 \text{ km/s}$ ao longo da linha sísmica. Para este trabalho, foi usada $V_p = 6,11 \text{ km/s}$, média dos valores obtidos pela refração sísmica e compatível com estudos de sismicidades local na região (Ferreira *et al.*, 1995, 1998; Bezerra *et al.*, 2006).

Foi utilizada razão $V_p/V_s = 1,71$, valor obtido nos estudos de sismicidade locais na Província Borborema (Ferreira *et al.*, 1995, 1998; Bezerra *et al.*, 2006), cujo valor é coerente com a estimativa de Musacchio *et al.* (1997) em pressões características da crosta superior (Figura 5.23).

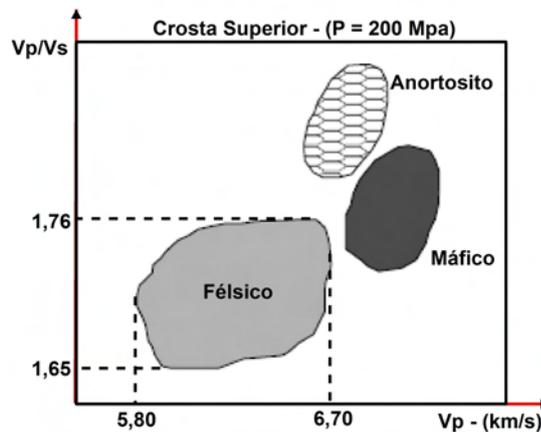


Figura 5.23: Razão V_p/V_s versus V_p em pressão característica da crosta superior (adaptado de Musacchio *et al.*, 1997).

A tabela 5.3 mostra os valores da espessura da crosta superior (h) em quilômetros, obtidos neste trabalho.

Tabela 5.3: Tabela com a estimativa da espessura da crosta superior em quilômetros.

Estação	Espessura - h - (km)
AGBR	18,45 km
CAUB	20,07 km
CS6B	17,12 km
OCBR	14,08 km
PFBR	19,18 km
SBBR	21,51 km
SLBR	21,95 km

A seção transversal da Função do Receptor empilhada é mostrada na Figura 5.24. Para cada estação, todos os traços foram empilhados após a correção de parâmetro de raio da fase P_{sc} para simular uma incidência vertical.

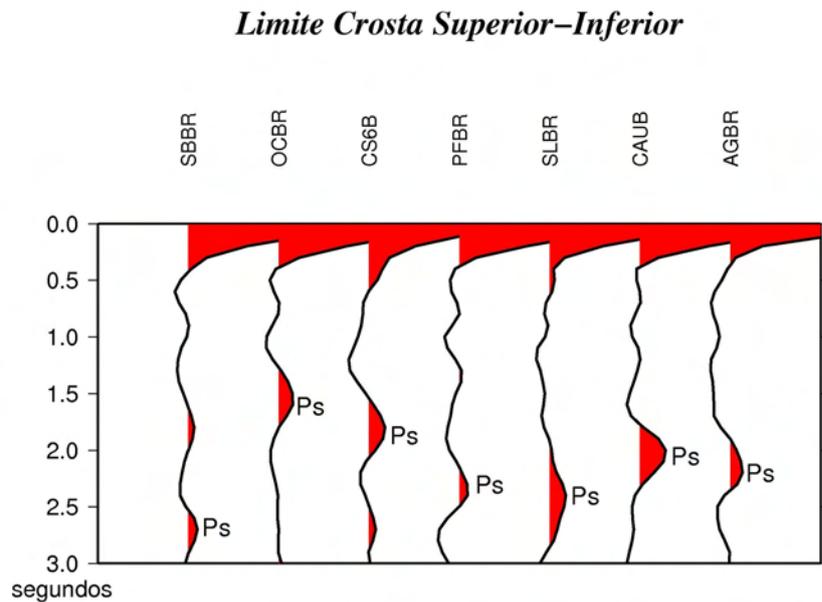


Figura 5.24: Seção da Função do Receptor para espessura crustal superior empilhada. Para cada estação, todos os traços são empilhados após a correção de parâmetro de raio da fase P_{sc} .

Complementando, também foi realizada a correção de parâmetro de raio - *Moveout* para a crosta (Figura 5.25). Para cada estação, todos os traços foram empilhados após a correção de parâmetro de raio da fase P_s . Os valores entre parênteses representam o valor da razão V_p/V_s para cada estação calculado pelo HK-Stacking.

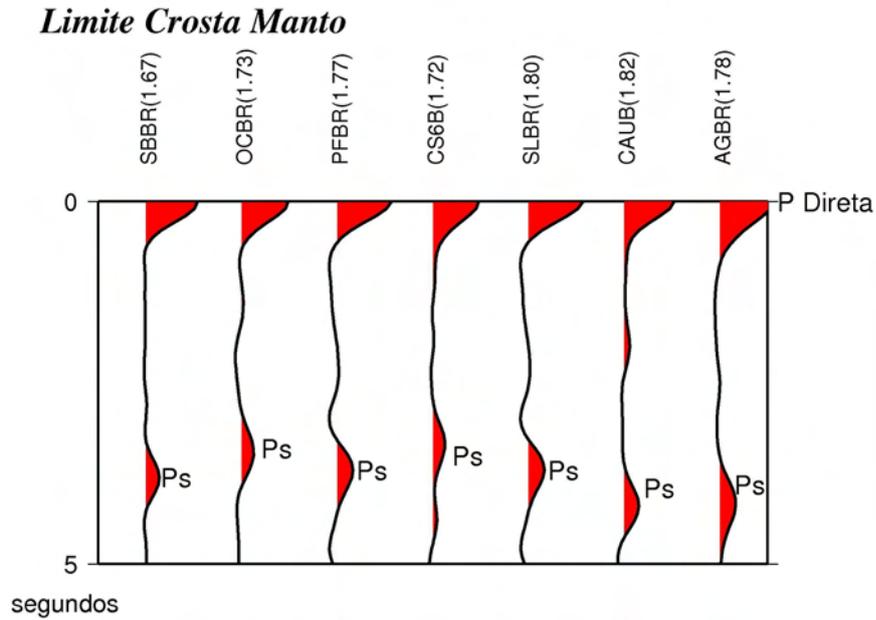


Figura 5.25: Seção da Função do Receptor para espessura crustal empilhada. Para cada estação, todos os traços foram empilhados após a correção de parâmetro de raio da fase P_s .

Capítulo 6

DISCUSSÕES

Na região de Sobral (estação SBBR), localizada sobre o limite dos compartimentos Médio Coreaú e Ceará Central, foi estimado o maior valor de espessura para a crosta da província Borborema, $35,7 \text{ km}$. A estimativa de uma crosta mais espessa para região, limitada ao longo do Lineamento Transbrasiliano, deve-se a colisão entre a província Borborema e o cráton Oeste-Africano durante a Orogênese Brasileira.

Entre a zona de cisalhamento Senador Pompeu e a de Porta Alegre, é encontrada uma região de crosta mais fina, onde estão localizadas as estações PFBR, OCBR e CS6B, com espessuras crustais $29,0 \text{ km}$, $29,8 \text{ km}$ e $29,3 \text{ km}$, respectivamente. Castro *et al.*, (1998) sugeriram um afinamento da crosta na região do Trend Cariri-Potiguar. Segundo Matos (1992), a região foi submetida a esforços distensivos de direção principal *NW-SE*, ou seja, ocorreram eventos tectônicos de rifteamento no Cretáceo. A região entre o limite Orós-Jaguaribe e Caicó, onde estão as estações OCBR e CS6B, é caracterizada por um alinhamento de anomalias gravimétricas (Bouguer) positivas (Oliveira 2008), reforçando que os valores de espessura sofreram um decréscimo.

As estimativas de espessura para crosta referente as estações AGBR ($33,8 \text{ km}$), CAUB ($32,4 \text{ km}$) e SLBR ($29,2 \text{ km}$), localizadas no chamado Planalto da Borborema, foram maiores com relação as estações localizadas no limite entre o compartimento Orós-Jaguaribe

e Caicó. A região está em um alto topográfico, e pelo princípio da isostasia, necessita-se de uma compensação na base da crosta, explicando a maior espessura. A menor espessura para SLBR, deve-se a proximidade da estação com a costa. A Figura 6.1 mostra a distribuição dos valores de espessura crustal obtidos para Província Borborema.

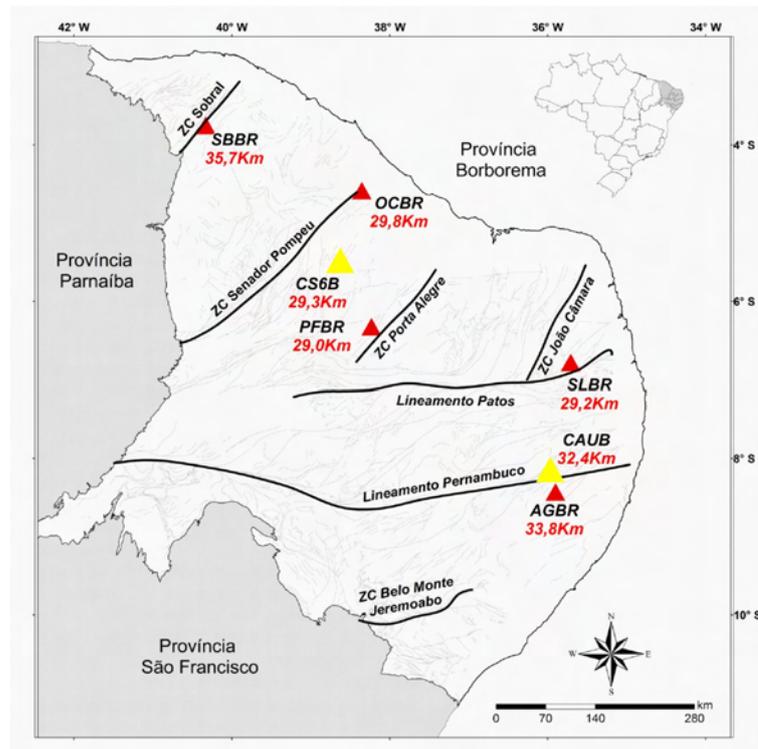


Figura 6.1: Distribuição dos valores de espessura crustal obtidos para Província Borborema.

A razão V_p/V_s pode ser interpretada em termos da composição da crosta. Assim, uma baixa V_p/V_s está relacionada com um alto conteúdo de sílica (Rochas Félsicas) e baixa velocidade da onda P ($< 6,7 \text{ km/s}$). Já o alto valor da razão V_p/V_s , relaciona-se com rochas de composição máfica (baixo conteúdo de sílica) e alta velocidade da onda P ($> 6,7 \text{ km/s}$) (Musacchio *et al.*, 1997).

Na região de Sobral (SBBR), estimou-se uma $V_p/V_s = 1,67$, ou seja, uma crosta predominantemente félsica. Essa característica da crosta se expande para sudeste até aproxi-

madamente o limite do compartimento Orós-Jaguaribe e Caicó, onde estão localizadas as estações PFBR ($V_p/V_s = 1,75$), CS6B ($V_p/V_s = 1,72$) e OCBR ($V_p/V_s = 1,73$), tendo em média para região uma razão $V_p/V_s = 1,73$, caracterizando uma crosta padrão.

Na região do planalto da Borborema ocorre um aumento no valor das razões V_p/V_s , com AGBR ($V_p/V_s = 1,78$), CAUB ($V_p/V_s = 1,82$) e SLBR ($V_p/V_s = 1,81$). Assim, considerando o aumento da razão V_p/V_s e um espessamento crustal, sugere-se um fenômeno de *underplating*. Tal sugestão é reforçada por (Oliveira 2008).

De acordo com a interpretação da seção sísmica da sub-bacia de sergipe (Mohriak *et al.*, 1995)(Figura 6.2), circulado de vermelho, observa-se um suposto fenômeno de *underplating*, com espessura de aproximadamente 5,5 km.

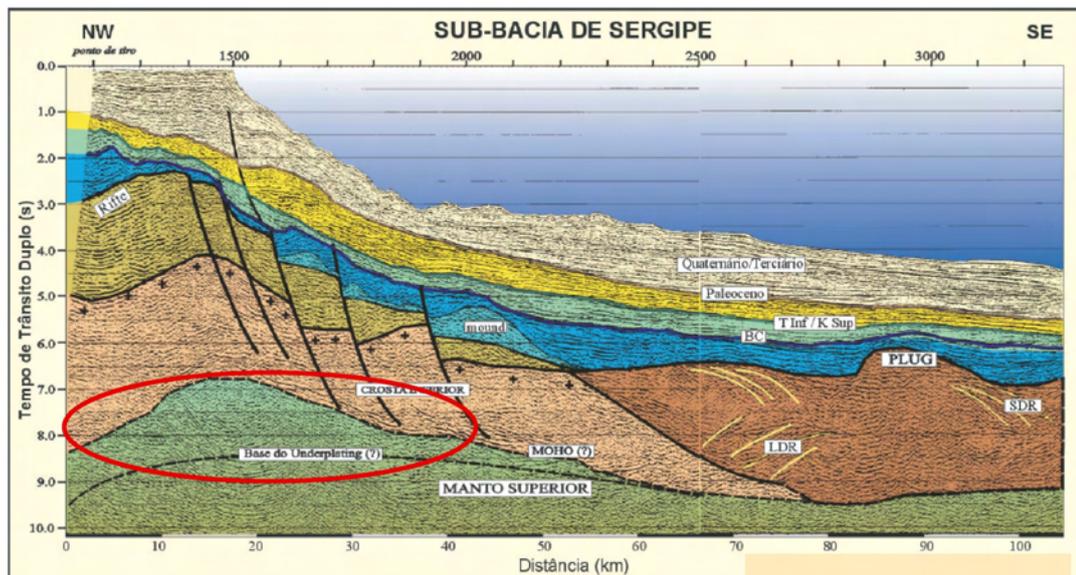


Figura 6.2: Interpretação da seção sísmica na Sub-Bacia de Sergipe (modificado de Mohriak *et al.*, 1995). O círculo vermelho mostra a região de Underplating.

Levando-se em consideração a proximidade da sub-bacia com o planalto da Borborema, e que o suposto *underplating* tenha aproximadamente 5,5 km, não é possível observar esse fenômeno na Função do Receptor. Em razão da pequena espessura do un-

derplating, o pico que o representa, de amplitude pouco menor que a P_s , devido ao baixo contraste de velocidade e polaridade positiva, se “mistura” com a fase P_s (Figura 6.3).

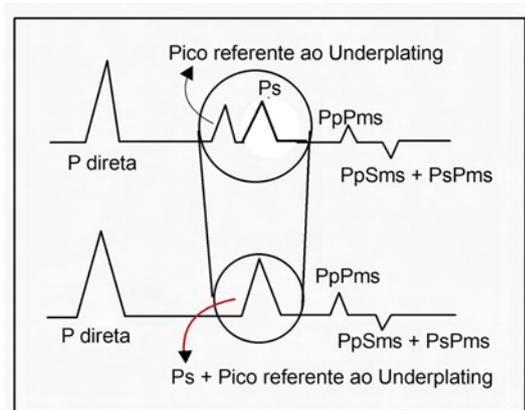


Figura 6.3: Esquema da Função do Receptor para suposto fenômeno de *underplating*.

Segundo Novo Barbosa (2008), esse aumento da razão V_p/V_s em relação as regiões das outras estações analisadas, sugere uma crosta inferior mais máfica, compatível com a hipótese de que nessa região há intrusão de rochas máficas na crosta inferior. A Figura 6.4 mostra a distribuição das razões V_p/V_s obtidos para a Província Borborema.

A espessura da crosta superior na região de Sobral (SBBR) é de aproximadamente 21,51 *km*, ocorrendo um afinamento na direção sudeste até aproximadamente o limite do compartimento Orós-Jaguaribe e Caicó. Isso pode ser verificado na região da estação PFBR, onde a crosta superior tem espessura de 19,18 *km*. Em Castanhão (CS6B) a espessura da crosta superior é de 17,12 *km*. Mais ao norte, na região de Ocara (OCBR), o afinamento crustal superior é marcante, com espessura de 14,08 *km*. Esse afinamento se deve à localização dessas estações (PFBR, OCBR e CS6B) entre duas importantes zonas de cisalhamento, Senador Pompeu e Porta Alegre.

Na estação AGBR estimou-se uma espessura para crosta superior de 18,45 *km*. Valores próximos foram obtidos nas estações CAUB e SLBR, 20,07 *km* e 21,95 *km*, respectivamente.

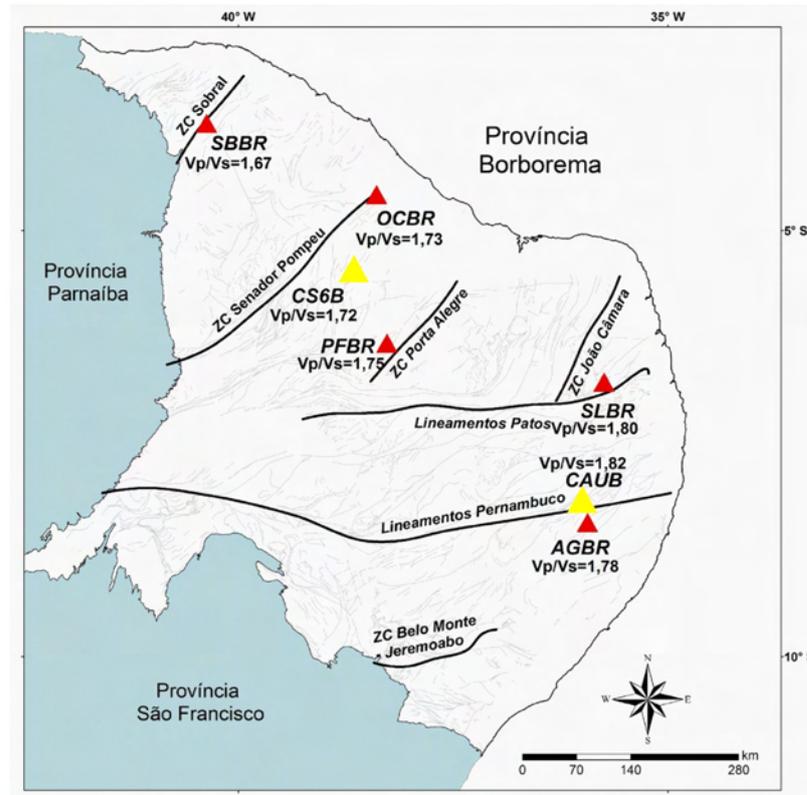


Figura 6.4: Distribuição dos valores da razão V_p/V_s obtidos para Província Borborema.

Na Função do Receptor para o estudo da crosta superior referente a estação PFBR, foi observado um pequeno alinhamento entre as fases P direta e P_{sc} . Como se trata de uma descontinuidade mais rasa que o limite crosta superior-inferior, é necessário um menor comprimento de onda (maior frequência - Seção 4.3), por isso, elevou-se o fator a do filtro gaussiano para 10,0 eliminando frequências superiores a $5,0 Hz$, calculando-se em seguida a Função do Receptor, mostrada na Figura 6.5. O maior conteúdo de frequência possibilitou uma melhor observação nos primeiros segundo após a P direta. Em aproximadamente 0,9 segundos, em todos os traços, verifica-se uma pico de polaridade positiva com uma amplitude pequena. Usando a equação 3.28, estimou-se uma profundidade de $3,8 km$, sugerindo uma camada de metassedimentos.

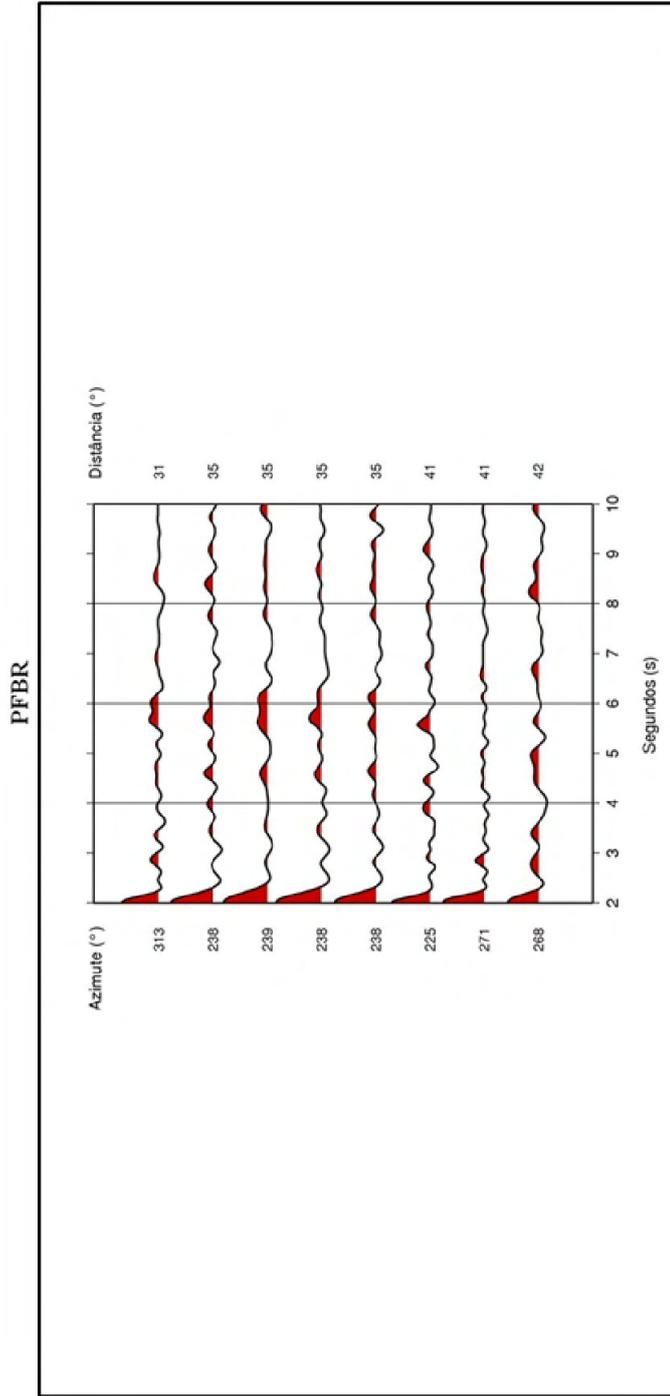


Figura 6.5: Função do Receptor para estação PFBR, com filtro Gaussiano com fator $a = 10,0$.

A Figura 6.6 mostra a distribuição das estimativas da espessura da crosta superior para a Província Borborema.

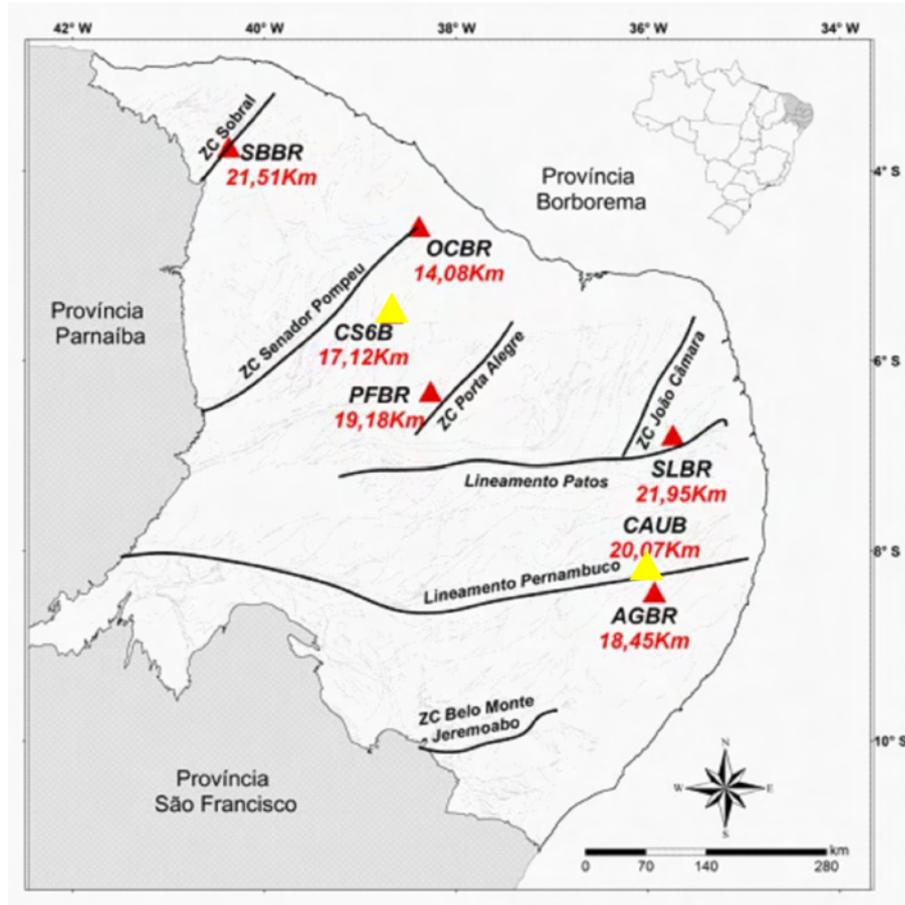


Figura 6.6: Distribuição dos valores da espessura da crosta superior para a Província Borborema.

Os valores obtidos para espessura crustal e espessura da crosta superior na província Borborema, com a metodologia Função do Receptor, estão de acordo com o modelo crustal terrestre proposto por Mooney *et al.*, (1998).

Os resultados para a região de Sobral e para a região onde estão localizadas as estações PFBR, CS6B e OCBR estão de acordo com o modelo preliminar proposto por Soares *et al.*, (2009), o qual mostra uma crosta espessa na região de Sobral, ($\sim 35km$) com um

afinamento para a região entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Porta Alegre com espessura de ($\sim 30km$).

O modelo preliminar também mostra que essa região possui uma crosta superior bem definida, com espessura variando aproximadamente entre $14 - 20 km$, com comportamento semelhante ao da crosta, resultado idêntico ao obtido neste trabalho com a Função do Receptor.

Apesar da Função do Receptor nos fornecer uma resposta pontual abaixo da estação (dado discreto), e este trabalho contar com uma pequena quantidade de estações, foi elaborado um modelo de espessura para a crosta da Província Borborema. Para isso alinhamos as estações sobre a linha sísmica NW (Soares *et al.*, 2009) (Figura 6.7).

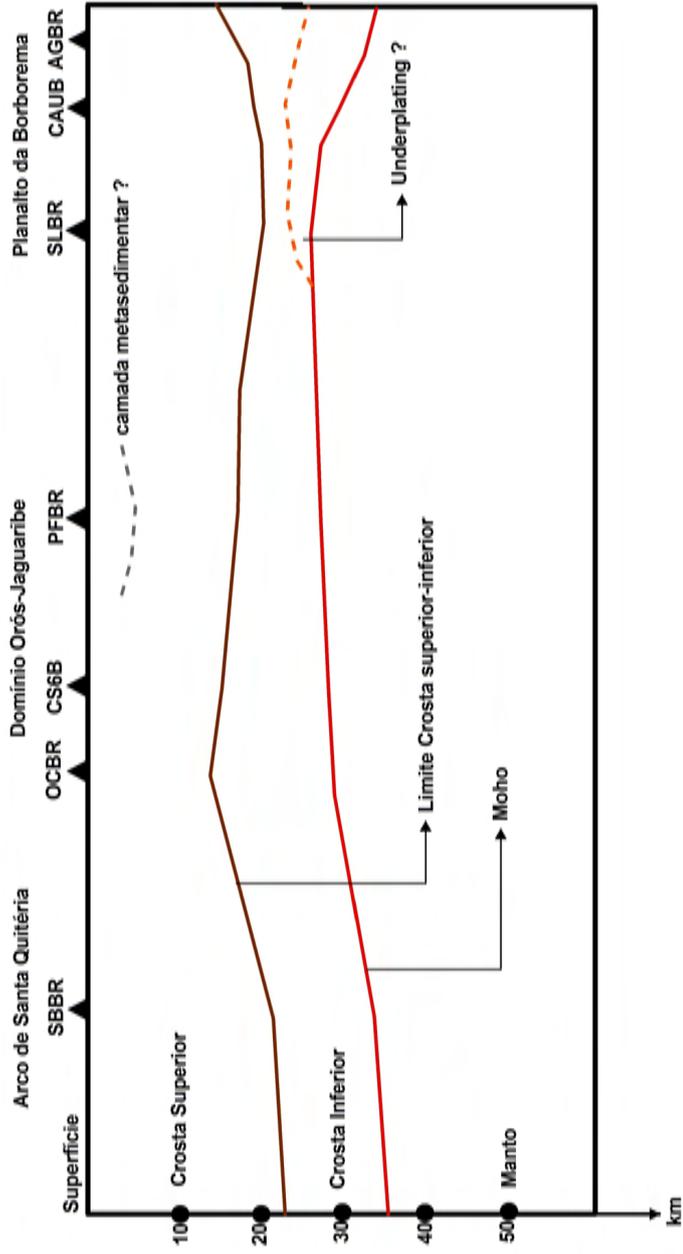


Figura 6.7: Modelo de espessura para a crosta da província Borborema elaborado a partir de resultados de Função do Receptor.

Capítulo 7

CONCLUSÕES

A estimativa de interfaces crustais da Província Borborema, obtida através das Funções do Receptor de sete estações sismográficas, indicam que existe uma região de afinamento entre duas regiões de espessamento crustal. De modo mais pontual é possível sugerir, com base nos resultados obtidos com Função do Receptor:

1. O afinamento crustal ocorre na região do Trend Cariri-Potiguar (PFBR,CS6B e OCBR), consistente com os eventos tectônicos que ocorreram nessa região.
2. A região do Domínio Ceará (SBBR) apresenta uma crosta mais espessa, sendo um registro da colisão entre a Província Borborema e o Cráton Oeste-Africano durante a Orogênese Brasileira, que causou espessamento da crosta ao longo do Lineamento Transbrasiliano.
3. A segunda região de espessamento crustal está inserida na região do Planalto da Borborema. Por ser uma região de alto topográfico na província, por isostasia, requer uma compensação na base crosta, fato que explica o espessamento.
4. Os resultados mostram a existência do limite crosta superior-inferior em todos os sinais analisados.

5. Assim como a espessura da crosta, as estimativas da espessura da crosta superior indicam que existem duas regiões de espessamento e uma região de afinamento.
6. Além disso a crosta superior mantém o mesmo comportamento da crosta como um todo, ou seja, espessamento ocorre na região de Sobral, onde se localiza a estação SBBR e na região do planalto da Borborema, onde estão localizadas as estações AGBR, CAUB e SLBR. O afinamento da crosta superior ocorre na região do Trend Cariri-Potiguar (PFBR, CS6B e OCBR), localizada entre as duas regiões de espessamento.
7. O aumento da espessura e da V_p/V_s , na região do planalto da Borborema, dá credibilidade ao modelo de *Underplating* sugerido por Oliveira (2008). Entretanto, se esse *Underplating* apresenta uma espessura de $\approx 5,0 \text{ km}$ (Mohriak *et al.*, 1998), na Função do Receptor, com os parâmetros deste trabalho, não é possível identificar essa interface.
8. A Função do Receptor (5.0 Hz) para estação PFBR indicou um alinhamento de fases antes da P_{sc} , sugerindo uma camada metassedimentar de aproximadamente $3,8 \text{ km}$.
9. As características sísmicas, obtidas nesse trabalho, são típicas de crostas submetidas a processos distensivos, sugerindo que a separação dos continentes Africano e Sul-Americano, foi o último grande evento tectônico a afetar a Província Borborema.

7.1 Considerações Finais

A metodologia Função do Receptor confirmou sua eficiência na estimativa da espessura crustal e também na estimativa da espessura da crosta superior, mas foi ineficiente para estimativa da razão Vp/Vs para crosta superior, por não apresentar claramente as fases múltiplas.

Sugere-se novas investigações com diferentes métodos geofísicos nos locais das estações sismográficas para se obter uma relação precisa sobre as estimativas das razões Vp/Vs para crosta superior e a confirmação da existência ou não do suposto *Underplating*. Além da complementação dos resultados obtidos por outras investigações geofísicas, aprimorando ou adquirindo modelos evolutivos geotectônicos cada vez mais precisos para a Província Borborema.

Referências Bibliográficas

- [1] Abers G. A., 1998. Array measurements of phases used in receiver function calculations: Importance of scattering, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, N1, 313–318.
- [2] Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, p. 363-391.
- [3] Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17: 1-29.
- [4] Ammon, C. J., 1991. The isolation effects from teleseismic P Waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- [5] Ammon, C. J., 1997. An overview of receiver-function analysis, obtido via internet: <http://www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.
- [6] Ammon, C. J., G. E. Randall & G. Zandt, 1990. On the nonuniqueness of receiver functions inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- [7] Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt as the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388: 173-185.

- [8] Assumpção, M., D. James & J. A. Snoke, 2002. Crustal Thicknesses in SE Brazilian Shield with receiver function: Implications for isostatic compensation, *J. Geophys. Res.*, 107, B1, doi:10.1029/2001JB000422, ESE2-11.
- [9] Bassini, A.M., 1986. Levantamento sismográfico na região sudeste do Brasil: Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP (São Paulo, SP, Brasil), 163p.
- [10] Baker, G. E., J. B. Minster, G. Zandt & H. Gurrrola, 1996. Constraints on crustal structure and complex moho tomography beneath Pinon Flat, California, from teleseismic receiver function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1830–1844.
- [11] Bezerra H.R, Takeya M.K, Sousa O.L, & Nascimento A.F 2006. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 430, 27-39.
- [12] Bianchi, M.B Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, 133f.
- [13] Brito Neves, B.B., 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. Doctoral Dissertation, IAG/USP, São Paulo, 198f.
- [14] Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental, escala 1:1.000.000. Geoscience Institute of Universidade de São Paulo, São Paulo, Livre Docência thesis (habilitation thesis), 177p.
- [15] Brito Neves, B.B., 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geoscience Institute Magazine – USP*, 1:59-78.

- [16] Caby R., Arthaud M.H & Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South America Earth Sciences*, 8:235-246.
- [17] Castro, D. L., Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C., Medeiros, W.E., 1997b. Relevo da Interface Crosta-Manto no Nordeste Setentrional do Brasil: comparação entre vínculos de isostasia e suavidade. V Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. São Paulo, vol. 2, pp. 682-685.
- [18] Castro, D.L., Medeiros, W.E., Moreira, J.A.M., Jardim de Sá, E.F., 1997a. Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e Margem Continental Adjacente. V Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. São Paulo, vol. 2, pp. 678-681.
- [19] Castro, D.L.; Medeiros, W.E.; Jardim de Sá, E.F.; Moreira, J.A.M., 1998. Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Revista Brasileira de Geofísica*. 16 (2/3): 115-132.
- [20] Clayton, R. W. & R. A. Wiggins, 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 47, 151-177.
- [21] Costa, T.N. Estudo da Espessura Sedimentar na Bacia do Paraná com Função de Receptor de Alta Frequência. III Geophysics Brazilian Symposium 2006, Rio Grande do Norte, Brasil.
- [22] Dantas E.L, Hackspacher P.C., Van Schumus W.R & Brito Neves B.B., 1998 Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Geoscience Brazilian Magazine*, 28:221-228.
- [23] Dantas E.L., Van Hackspacher P.C, Fetter A.H., Brito Neves B.B, Cordani U.G., Norman A.P. & Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif,

- NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130:113-137.
- [24] Efron, B.; Tibshirani, R. Statistical data analysis in the computer age. *Science*, v. 253, n. 5018, p. 390–395, 1991. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract-1/253/5018/390>>.
- [25] Ferreira, J.M, Oliveira R.T, Takeya M.K, & Assumpção M. 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin, *J. Geophys* 134, 341-355.
- [26] Ferreira, J.M, Oliveira R.T, Takeya M.K, Assumpção M. Moreira A.M, Pearce G. 1995. Correlation of seismicity and water level in the Açú Reservoir – An example from northeast Brazil. *Bulletin of the seismological Society of America*, Vol. 85, pp. 1483-1489.
- [27] França G.S., 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, 143f.
- [28] França, G.S. & Assumpção, M., 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver function. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 743-758.
- [29] França, G.S., Assumpção, M., Ferreira, J.M., 2006. O Estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando Função do Receptor. In: II Simpósio Brasileiro de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, Natal, 21-23 de setembro.
- [30] Giese, P. & J. Schütte, 1975. Preliminary report on the results of seismic measurements in the Brazilian coastal mountains in March/April 1975, 12p, Free Univ. of Berlin, Berlin, Germany inferred from $v_P=v_S$ ratios, *J. Geophys. Res.*, 102, 15225-15241.

- [31] James, D., M. Assumpção, A. Snoke, L.C. Ribotta & R. Kuehnel, 1993. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil, *An. Acad. Bras. Ci.*, 65 (Supl. 2), 227-250.
- [32] Jardim de Sá, E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, 803f.
- [33] Langston, C. A., 1977. The effect of planar dipping structure source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1029-1050.
- [34] Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysics Research*, 85: 4749-4762.
- [35] LeFevre L. V. & D. V. Helmberger, 1989. Upper Mantle P velocity structure of the canadian Shield, *Journal of Geophysics Research*, 94: B12, 17749-17765.
- [36] Levin V. & J. Park, 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions, *Geophys. R. Let.*, 24, N11, 1283–1286.
- [37] McNamara D. E. & T. J. Owens, 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the basin and range province using moho Ps converted phase, *J. Geophys. Res.*, 98, 12003–12017.
- [38] Mangino S. G., G. Zandt & C. J. Ammon, 1993. The Receiver Structure beneath Mina, Nevada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, N2, 542–560.
- [39] Matos, R.M.D., 1992. The northeastern Brazilian rift system. *Tectonics*, v. 11(4), p.766-791.
- [40] Mohriak, W.U., Rabelo, J.H.L., Matos, R.D. de, Barros, M.C. de. 1995. Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: Geological objectives and

- preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal Geodynamics*. Vol. 2. Nº 4, pp. 515-539.
- [41] Mooney W.D., Laske, G. & Masters, G.T., 1998. Crust 5.1: A global crust model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, 103, B1, 727-747.
- [42] Musacchio G., W. D. Mooney, J. H. Luetgert & N. I. Christensen, 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian provinces of North America.
- [43] Novo Barbosa, M.F., 2008. Estimativa da espessura crustal na Província Borborema (NE-Brasil) através de Função do Receptor. Dissertação de mestrado.
- [44] Oliveira, R.G., 2008. Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 411 p.
- [45] Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Lins, F.A.P.L. 2005. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Salvador, Brazil, 11-14 September.
- [46] Owens, T. J., & R.S. Crosson, 1988. Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 96–108.
- [47] Owens, T. J., G. Zandt & S. R. Taylor, 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 17783-7795.
- [48] Owens, T. J., S. R. Taylor & G. Zandt, 1987. Crustal structure at regional test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 631–662.

- [49] Pacca, I. G. ; McReath, I.A. 2000. A Composição e o Calor da Terra. In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F.. (Org.). Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos, p. 83-96.
- [50] Peng X. & E. D. Humphreys, 1997. Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, N3, 745–754.
- [51] Perosi, F. A., 2000. Refração sísmica profunda no Setor Sudeste da Província Tocantins, Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP (São Paulo, SP, Brasil), 128f.
- [52] Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y.(eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p.123-186.
- [53] Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Geoscience Brazilian Magazine*, 29:73-84.
- [54] Soares J. E. P, 2002. Em Berrocal, J., M. Assumpção, N. C. Sá, Y. Marangoni, R. A. Fuck, M. M. Pimentel & L. J. H. D'el-Rey Silva, 2002. Estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da Província Tocantins, Brasil Central. Projeto Temático-Processo FAPESP Nº 96/1566-0 Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP (São Paulo, SP, Brasil) 132p.
- [55] Soares, J.E.P., R. A. Fuck., Mejia N.I.M., Tavares., E.J., Schmidt., K., Monteiro, L.R., Custódio, M. & Guimarães, V.O.M. Características sísmicas da litosfera do estado do Ceará resultados preliminares de experimento de refração sísmica profunda. XXIII Simpósio Nordestino de Geologia 2009, Ceará, Brasil.
- [56] Soares, J. E. P., Berrocal, J. & Antunes, J. A., 2001. The Cavalcante and Minaçu-Brasília deep seismic refraction lines: a travel time interpretation of crustal structure

- in Central Brazil. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.- Resumos expandidos. Salvador, Brazil. PS5, 1341-1344.
- [57] Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America an Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.
- [58] Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South America Sciences*, 8(3/4):267-288.
- [59] Vauchez A., Neves S.P., Caby M., Corsini M., Egydio Silva M., Arthaud M.H & Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal South America Sciences*, 8:247-266.
- [60] Vilar, C. S., Souza, J. L., Santos, N.P., 2003. Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região nordeste do Brasil. 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 Semptember.
- [61] Vilar, C S., Estrutura Tridimensional da Onda S na Litosfera do Nordeste Brasileiro. Tese de doutorado, Observatório Nacional, 300 p.
- [62] Zandt G. S. & C. J. Ammon, 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature* , V374, 152-154.
- [63] Zhang J. & C.A. Langston, 1995. Constraints on oceanic lithosphere structure from deep-focus regional receiver functions inversions, *J. Geophys. Res.*, 100, B11, 22187–22196.
- [64] Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern Califórnia from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, B2, 2696-2980.

- [65] Zhu L., T. J. Owens & G. E. Randall, 1995. Lateral variation in crustal structure of the Northern Tibetan Plateau inferred from Teleseismic Receiver Functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, N6, 1531–1540.

Apêndice A

Eventos usados na Função do Receptor em cada estação para o estudo da espessura crustal

Tabela A.1: Eventos usados na estação AGBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimuth	ρ
2007	145	17	47	31.2	-24.180	-67.001	5.5	33.560	238.5	8.62
2007	179	19	25	21.4	-31.976	-71.281	5.6	40.310	229.5	8.25
2007	198	14	10	42.7	-2.586	36.281	5.6	72.040	90.0	5.99
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	31.790	241.0	8.66
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	36.250	242.1	8.53
2007	349	18	22	28.3	-32.669	-71.531	5.5	40.820	228.7	8.23
2008	035	17	01	29.5	-20.123	-70.000	6.1	34.920	246.9	8.61
2008	041	12	22	02.7	-60.684	-25.544	6.5	52.720	173.6	7.40

Tabela A.2: Eventos usados na estação CAUB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2002	319	13	05	40.3	-55.647	-35.662	5.9	47.350	179.7	7.78
2003	007	00	54	52.2	-33.572	-69.762	6.0	40.090	226.1	8.25
2003	021	02	46	47.8	13.648	-90.749	5.6	58.500	291.4	6.98
2003	022	02	06	34.0	18.837	-103.817	6.4	72.010	292.8	5.99
2003	141	18	44	19.7	36.976	3.668	6.6	58.290	36.9	6.99
2003	148	21	26	46.7	-12.369	-77.021	5.4	40.540	260.6	8.25
2003	154	23	58	03.0	-17.226	-72.433	5.4	36.590	252.1	8.51
2003	171	13	30	41.4	-30.532	-71.371	6.4	39.820	231.2	8.30
2003	226	05	14	55.1	39.193	20.741	5.7	70.560	43.6	6.10
2003	329	04	43	38.1	-23.096	-67.458	5.4	33.610	240.2	8.63
2003	359	06	55	23.8	18.412	-68.702	5.0	41.700	309.6	8.13
2003	359	07	11	11.3	8.407	-82.824	6.1	49.470	288.4	7.63
2004	001	23	31	50.2	17.517	-101.194	5.6	69.260	292.2	6.19
2004	010	07	25	42.1	-30.830	-71.852	5.6	40.330	231.1	8.27
2004	023	05	00	30.8	-22.991	-69.864	5.5	35.660	241.7	8.55
2004	035	11	59	48.0	8.403	-82.888	5.7	49.530	288.3	7.62
2004	052	02	34	42.5	-58.433	-14.751	6.2	52.740	166.1	7.40
2004	056	18	22	23.0	13.937	-91.917	5.2	59.670	291.3	6.89

Tabela A.3: Eventos usados na estação CS6B.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2003	148	21	26	46.7	-12.369	-77.021	5.4	40.540	261.1	8.25
2003	154	23	58	03.0	-17.226	-72.433	5.4	36.530	252.8	8.51
2003	171	13	30	41.4	-30.532	-71.371	6.4	39.600	231.7	8.32
2003	171	06	19	38.6	-7.537	-71.620	6.4	35.340	269.1	8.28
2003	208	11	41	26.6	-20.194	-65.165	5.9	30.490	244.7	8.70
2003	309	00	58	50.9	4.952	-77.742	5.7	43.810	286.4	8.03
2004	353	17	57	22.9	-16.205	-73.845	5.5	37.730	254.7	8.44

Tabela A.4: Eventos usados na estação OCBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist ($^{\circ}$)	Azimute	ρ
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	31.790	233.9	8.66
2007	202	18	58	14.0	-1.512	-77.910	4.9	39.570	273.1	8.25
2007	269	04	43	17.4	-3.904	-79.164	6.2	40.660	269.3	8.21
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	35.150	237.2	8.59
2007	320	03	13	00.0	-2.271	-77.804	6.3	39.400	272.0	8.29
2007	324	16	44	32.2	-23.157	-70.460	5.2	36.050	236.1	8.54
2008	012	08	32	46.5	-56.428	-27.241	5.5	52.460	172.2	7.39
2008	105	09	45	20.9	-55.994	-28.032	6.0	51.930	172.6	7.40
2008	247	11	25	14.3	-26.725	-63.196	5.8	32.350	224.5	8.45
2008	257	09	32	01.3	4.779	-75.489	6.0	38.200	283.6	8.36
2008	262	01	41	03.0	-4.530	-105.978	5.5	67.350	267.0	6.34
2008	268	02	33	05.4	17.635	-105.521	5.7	69.780	290.6	6.16
2008	285	10	40	13.8	19.160	-64.786	6.2	35.100	313.0	8.60
2009	008	19	21	34.1	10.197	-84.159	5.7	47.890	288.0	7.75
2009	040	14	09	02.9	-6.567	-81.125	5.5	42.570	265.3	8.12
2009	046	10	04	49.3	-5.865	-80.911	5.8	42.350	266.3	8.13
2009	085	17	35	14.3	-5.677	-81.357	5.5	42.800	266.6	8.11
2009	182	09	30	10.5	34.199	25.454	6.1	71.350	51.7	6.04
2009	185	06	49	35.7	9.612	-78.962	6.0	42.810	289.3	8.10

Tabela A.5: Eventos usados na estação PFBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	34.440	239.1	8.63
2007	319	15	03	08.7	-22.813	-70.314	5.9	35.060	238.5	8.60
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	35.070	238.2	8.60
2007	320	03	13	00.0	-2.271	-77.804	6.3	39.600	273.8	8.27
2007	324	16	44	32.2	-23.157	-70.460	5.2	35.320	238.0	8.58
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	35.190	238.5	8.59
2007	328	05	02	07.6	-23.742	-68.759	5.6	34.140	235.9	8.62
2007	333	19	00	19.1	14.943	-61.244	6.8	30.930	312.8	8.77
2007	350	08	09	19.1	-22.914	-70.060	6.1	34.880	238.1	8.60
2008	005	07	29	33.4	-22.793	-68.420	5.5	33.460	237.2	8.66
2009	008	19	21	34.1	10.197	-84.159	5.7	48.490	289.3	7.71
2008	034	07	34	12.1	-2.318	28.944	5.9	67.110	89.9	6.35
2008	035	17	01	29.5	-20.123	-70.000	6.1	33.800	242.7	8.67
2009	040	14	09	02.9	-6.567	-81.125	5.5	42.580	267.0	8.12
2008	041	12	22	02.7	-60.684	-25.544	6.5	55.280	172.4	7.21
2009	093	17	54	46.1	-27.839	-66.457	5.2	34.370	227.8	8.59
2008	182	06	17	43.3	-58.169	-22.014	6.3	53.430	169.4	7.35

Tabela A.6: Eventos usados na estação SBFR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	269	04	43	17.4	-3.904	-79.164	6.2	38.700	268.4	8.35
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	33.970	234.7	8.66
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	34.650	233.9	8.62
2007	320	08	42	41.0	-22.504	-70.321	5.4	34.480	234.6	8.63
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	34.750	234.2	8.62
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	34.980	233.8	8.60
2007	350	08	09	19.1	-22.914	-70.060	6.1	34.470	233.8	8.62
2008	005	07	29	33.4	-22.793	-68.420	5.5	33.100	232.6	8.68
2008	084	20	39	07.4	-20.015	-68.858	5.8	32.130	237.5	8.72
2008	105	09	45	20.9	-55.994	-28.032	6.0	53.030	171.4	7.32
2008	182	06	17	43.3	-58.169	-22.014	6.3	56.150	168.4	7.15
2008	324	06	11	20.8	8.291	-82.942	5.9	44.110	285.9	8.01
2009	008	19	21	34.1	10.197	-84.159	5.7	45.750	288.0	7.90
2009	031	16	29	36.7	-19.402	-69.008	5.4	31.990	238.6	8.73
2009	040	14	09	02.9	-6.567	-81.125	5.5	40.680	264.3	8.25
2009	046	10	04	49.3	-5.865	-80.911	5.8	40.450	265.4	8.26
2009	107	02	08	08.6	-19.552	-70.398	5.8	33.240	239.4	8.70

Tabela A.7: Eventos usados na estação SLBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	193	05	23	49.1	-7.929	-74.345	5.8	38.290	265.8	8.35
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	32.770	238.9	8.61
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	36.300	241.4	8.52
2007	319	15	03	08.7	-22.813	-70.314	5.9	36.890	240.7	8.49
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	36.900	240.5	8.49
2007	320	08	42	41.0	-22.504	-70.321	5.4	36.790	241.2	8.50
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	37.020	240.7	8.48
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	37.210	240.3	8.47
2008	034	07	34	12.1	-2.318	28.944	5.9	64.600	89.3	6.54
2008	084	20	39	07.4	-20.015	-68.858	5.8	34.710	244.5	8.58

Apêndice B

Eventos usados na Função do Receptor em cada estação para o estudo da espessura da crosta superior

Tabela B.1: Eventos usados na estação AGBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	111	17	53	46.7	-45.274	-72.604	6.1	48.440	214.3	7.70
2007	145	17	47	31.2	-24.180	-67.001	5.5	33.560	238.5	8.62
2007	179	19	25	21.4	-31.976	-71.281	5.6	40.310	229.5	8.25
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	31.790	241.0	8.66
2007	349	18	22	28.3	-32.669	-71.531	5.5	40.820	228.7	8.23
2008	005	07	29	33.4	-22.793	-68.420	5.5	34.280	241.6	8.61
2008	035	17	01	29.5	-20.123	-70.000	6.1	34.920	246.9	8.61

Tabela B.2: Eventos usados na estação CAUB.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2002	148	04	04	21.8	-28.938	-66.571	6.1	35.390	230.3	8.58
2002	169	13	56	22.4	-30.754	-70.964	6.0	39.610	230.7	8.31
2002	319	13	05	40.3	-55.647	-35.662	5.9	47.350	179.7	7.78
2002	351	04	32	55.3	-56.992	-24.878	5.5	49.470	172.0	7.63
2002	352	14	12	21.1	-57.043	-24.941	5.7	49.510	172.1	7.63
2003	001	00	14	10.6	-48.121	-9.899	5.1	45.530	155.6	7.92
2003	148	21	26	46.7	-12.369	-77.021	5.4	40.540	260.6	8.25
2003	171	13	30	41.4	-30.532	-71.371	6.4	39.820	231.2	8.30
2003	154	23	58	03.0	-17.226	-72.433	5.4	36.590	252.1	8.51
2003	208	11	41	26.6	-20.194	-65.165	5.9	30.620	243.9	8.70
2003	309	00	58	50.9	4.952	-77.742	5.7	43.620	286.0	8.04
2004	023	05	00	30.8	-22.991	-69.864	5.5	35.660	241.7	8.55

Tabela B.3: Eventos usados na estação CS6B.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2003	144	00	30	47.5	-14.517	-71.437	5.4	35.240	257.1	8.54
2003	207	14	10	15.7	-28.167	-70.754	5.2	38.120	234.8	8.41
2003	208	11	41	26.6	-20.194	-65.165	5.9	30.490	244.7	8.70
2003	344	12	25	51.8	-27.845	-71.176	5.5	38.330	235.5	8.40
2003	359	06	55	23.8	18.412	-68.702	5.0	42.040	309.9	8.10
2003	359	07	11	11.3	8.407	-82.824	6.1	49.690	288.7	7.61
2004	343	06	03	55.2	-30.852	-71.108	5.7	39.540	231.1	8.32
2004	353	17	57	22.9	-16.205	-73.845	5.5	37.730	254.7	8.44

Tabela B.4: Eventos usados na estação OCBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	31.790	233.9	8.66
2007	228	04	16	51.0	-13.386	-76.924	5.0	39.000	254.4	8.36
2007	228	04	23	14.7	-13.624	-75.790	5.2	37.950	253.8	8.43
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	35.800	236.4	8.56
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	35.900	236.6	8.55
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	36.120	236.2	8.53
2007	350	08	09	19.1	-22.914	-70.060	6.1	35.610	236.2	8.56
2008	247	11	25	14.3	-26.725	-63.196	5.8	32.350	224.5	8.45
2008	285	10	40	13.8	19.160	-64.786	6.2	35.100	313.0	8.60
2008	286	20	55	42.1	-20.060	-64.940	6.0	30.080	237.0	8.72
2009	046	10	04	49.3	-5.865	-80.911	5.8	42.350	266.3	8.13

Tabela B.5: Eventos usados na estação PFBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	269	04	43	17.4	-3.904	-79.164	6.2	40.790	271.1	8.21
2007	319	15	03	08.7	-22.813	-70.314	5.9	35.060	238.5	8.60
2007	320	03	13	00.0	-2.271	-77.804	6.3	39.600	273.8	8.27
2007	324	16	44	32.2	-23.157	-70.460	5.2	35.320	238.0	8.58
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	35.190	238.5	8.59
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	35.390	238.0	8.58
2007	349	18	22	28.3	-32.669	-71.531	5.5	40.690	225.2	8.24
2008	035	17	01	29.5	-20.123	-70.000	6.1	33.800	242.7	8.67
2009	107	02	08	08.6	-19.552	-70.398	5.8	33.960	243.9	8.66
2009	185	06	49	35.7	9.612	-78.962	6.0	43.450	290.8	8.05

Tabela B.6: Eventos usados na estação SBBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	258	17	59	43.4	14.927	-87.193	5.3	49.950	292.9	7.59
2007	269	04	43	17.4	-3.904	-79.164	6.2	38.700	268.4	8.35
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	33.970	234.7	8.66
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	34.650	233.9	8.62
2007	320	03	13	00.0	-2.271	-77.804	6.3	37.410	271.1	8.42
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	34.750	234.2	8.62
2009	008	19	21	34.1	10.197	-84.159	5.7	45.750	288.0	7.90
2009	031	16	29	36.7	-19.402	-69.008	5.4	31.990	238.6	8.73
2009	046	10	04	49.3	-5.865	-80.911	5.8	40.450	265.4	8.26

Tabela B.7: Eventos usados na estação SLBR.

Ano	Dia	Hora	Min.	Seg.	Lat.	Long.	m_b	Dist (°)	Azimute	ρ
2007	193	05	23	49.1	-7.929	-74.345	5.8	38.290	265.8	8.35
2007	202	15	34	51.9	-22.267	-65.751	5.6	32.770	238.9	8.61
2007	318	15	40	50.4	-22.204	-69.869	6.8	36.300	241.4	8.52
2007	319	15	05	58.3	-22.931	-70.278	6.2	36.900	240.5	8.49
2007	320	03	13	00.0	-2.271	-77.804	6.3	42.150	274.1	8.10
2007	324	17	55	53.0	-22.848	-70.447	5.7	37.020	240.7	8.48
2007	347	05	20	25.5	-23.167	-70.540	5.5	37.210	240.3	8.47