



Observatório Nacional

Análise da Estrutura da Crosta na Região da
Faixa Ribeira (entre as Províncias do Cráton
São Francisco e da Bacia do Paraná) usando
Métodos Sismológicos

Diogo Luiz de Oliveira Coelho

Dissertação para obter o grau de Mestre em
Geofísica

Orientador
Stéphane Gerard Martial Drouet
Coorientador
Bruno Yann Nicolas Goutorbe

Rio de Janeiro
2015

Análise da Estrutura da Crosta na Região da Faixa Ribeira (entre as Províncias do Cráton São Francisco e da Bacia do Paraná) usando Métodos Sismológicos

Diogo Luiz de Oliveira Coelho

Dissertação apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Geofísica.

Orientador - Stéphane Gerard Martial Drouet

Banca - Ser Humano 1

Banca - Ser Humano 2

(Suplente) - Ser Humano 3

(Suplente) - Ser Humano 4

RIO DE JANEIRO
2015

Dedicatória

Agradecimentos

Resumo

Abstract

Listas de Figuras

2.1	Mapa tectônico da Região do Sudeste do Brasil.	4
2.2	Mapa de localização das Estações Sismográficas na região com o mapa geológico simplificado.	5
3.1	Mosaico mostrando como é feita a instalação das estações sismográficas temporárias do projeto SUBSAL.	7
3.2	Mapa das estações sismográficas instaladas (triângulos vermelhos). Os outros triângulos são estações da Rede Sismográfica Brasileira.	8
3.3	Sismograma mostrando as três componentes do deslocamento do terreno. .	8
3.4	Análise qualitativa do sinal através das <i>Power Density Functions</i> . McNamara and Buland (2004)	9
3.5	Exemplos de resultados gerados pela análise qualitativa do sinal através do programa PQLX, que utiliza o método de McNamara and Buland (2004). .	10
3.6	Mapa dos eventos registrados na estação STA08.	11
3.7	Uma ilustração esquemática mostrando a correlação dos tempos de chegada da onda P.	12
3.8	Correlação de eventos sucessivos de fontes sísmicas entre duas estações sismográficas	13
4.1	Sismograma mostrando as componentes Radial e Transversal.	15
4.2	Funções do Receptor em função do parâmetro do raio para o Modelo de Velocidade Padrão do Sul da Califórnia.	16
4.3	Gráficos mostrando o funcionamento do <i>water-level</i> , segundo Ammon (1997). .	17
4.4	Estimando a Função do Receptor utilizando pequenos períodos.	18
4.5	a) $s(H, \kappa)$ do empilhamento das funções do receptor utilizando a equação 4.10.(b) Relações $H - \kappa$ para diferentes fases convertidas em Moho.	19
4.6	Tempos teóricos para a reflexão Ps (gráficos à esquerda) e fases $PpPs$ segundo o modelo de Kennet (1991).	20
5.1	Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo vários tipos de modelos de velocidade da onda P.	22
5.2	Perfil com Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo modelos de velocidade Solon-Silva(2014).	23
6.1	(a) Mapa mostrando a localização das estações. (b) Correlações cruzadas da componente vertical dos registros com diferentes filtros de passa-banda, indicados na parte esquerda superior. Linha pontilhada dá ênfase na dispersão do sinal emergente. Extraído de Shapiro and Campillo (2004).	25
6.2	Representação esquemática do processamento.	26
6.3	Formas de onda mostrando exemplos de cinco tipos de normalização no domínio do tempo.	27
6.4	Correlações cruzadas de acordo com a distância entre as estações.	28

6.5	Exemplo de correlação cruzada e análise frequência-tempo (FTAN) no par de estações BL.BSCB-ON.PET01.	30
7.1	Exemplos de Funções do Receptor e da Componente Transversal para as estações SLP01(permanete) e STA08(temporária) distribuídas em função do parâmetro do Raio.	31
7.2	Mapa da espessura crustal da Faixa Ribeira. Os triângulos representam as estações sismograficas.	33
7.3	34

Lista de Tabelas

8.1 Tabela com as coordenadas(Lat Long) e altitude (m) das Estações.	38
------------------------------------------------------------------------------	----

Sumário

Resumo	III
Abstract	IV
Lista de Figuras	V
Lista de Tabelas	VII
1 Introdução	2
2 Contexto Geológico	3
3 Aquisição e Tratamento dos Dados	6
3.1 Aquisição de Dados	6
3.2 Tratamento dos Dados	9
3.2.1 Função do Receptor	9
3.2.2 Dispersão de Ondas de Superfície	10
4 Função do Receptor	14
4.1 Fundamentos do Método	14
4.2 Processamento	14
4.3 Pós-processamento	17
5 Modelagem das Funções do Receptor	22
6 Dispersão de Ondas de Superfície	24
6.1 Fundamentos do Método	24
6.2 Processamento	26
6.2.1 Preparação dos dados para cada estações	26
6.2.2 Normalização espectral ou braqueamento	28
6.2.3 Correlação Cruzada, Empilhamento e Sinal emergente	28
6.2.4 Medidas da Dispersão	29
7 Resultados e Discussões	31
8 Conclusões	35
Referências Bibliográficas	36

Capítulo 1

Introdução

Capítulo 2

Contexto Geológico

A área de estudo enquadra-se geologicamente no Rift Continental do Sudeste do Brasil(RCSB) sobre terrenos policíclicos referíveis ao sul do Cinturão de Dobramentos Ribeira, nomeada por Riccomini (1989) em seu trabalho, Sul do Cráton São Francisco e Sul da Faixa Brasília, como pode ser observado na Figura 2.1. Essa zona geológica é intulada por Almeida and Carneiro (1998) como Planalto Atlântico. Encontra-se nessa região retrabalhamento de ciclos orogênicos pretéritos e o conjunto litológico está recortado por sistema de falhamentos transcorrentes (zonas de cisalhamento) orientados segundo a estruturação regional, direção ENE a EW, Hasui and Sadowski (1976). As feições estruturais da região de estudo são fortemente influenciadas pelo Cinturão de Dobramentos Ribeira.

O sul da Faixa Brasilía foi descrito, Pimentel et al. (2011), Reno et al. (2012) e Trouw et al. (2013), como resultado da colisão entre a margem passiva do paleocontinente São Francisco do leste com a margem ativa do bloco, ou paleocontinente, Paranapanema do lado oeste da sutura. Esta colisão produziu um empilhamento espesso de *nappes* ao longo da sutura, como o Sistema de *Nappe* Andrelândia(ANS). Dobras em bainha em grande escala e inúmeras dobras interropidas atestam a deformação dúctil intensa dentro das *Nappes*. Lineamentos alongado, combinados com indicadores de cisalhamento mostram do norte para o sul a troca progressiva, cavalgando do topo para E-SE na *Nappe* Passos. A sutura desse cinturão é interpretada sendo localizada entre a *Nappe* Socorro-Guaxupé e o Sistema *Nappe* Andrelândia.

A Faixa Ribeira é composta por rochas metamórficas,migmatitos e granitóides relacionados ao Ciclo Orogenético Brasiliiano, como citam Kühn et al. (2004), Heilbron et al. (2010) e Valeriano et al. (2011). Esta tendência estrutural regional pode ser observada na Figura 2.1. Segundo Heilbron et al. (2010) a Faixa Ribeira é composta por 4 terrenos tectônicos-estratigráficos separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas: (a) a margem retrabalhada do Cráton São Francisco definida como Terreno Ocidental; (b) O Terreno Paraíba do Sul-Embú que está cavalgando sobre o Terreno Ocidental;(c) O Terreno Oriental (Serra do Mar) que inclui o Arco Magmático Neoproterozóico, e (d) O Terreno Cabo Frio, que foi acrescionado depois, por volta de 520 M.a. Estes Terrenos estão demarcados na Figura 2.1. Estes são subdivididos em vários domínios, tais domínios são identificados devido ao seu contraste litológico, geoquímica isotópica e geocronologia, cita Kühn et al. (2004). A sutura entre o Terreno Ocidental e Oriental é uma zona de cisalhamento com mergulho-NW, também chamada de Limite Tectônico Central(CTB) por Heilbron et al. (2010) e Trouw et al. (2013). Essa sutura pode ser mapeada continuamente por pelo menos 200 km entre a costa de São Paulo e a Serra do Órgãos, no estado do Rio de Janeiro.

Trouw et al. (2013) summariza as principais características dos terrenos que compõem a Faixa Ribera. O Terreno Ocidental é caracterizado por rochas do embasamento Paleopro-

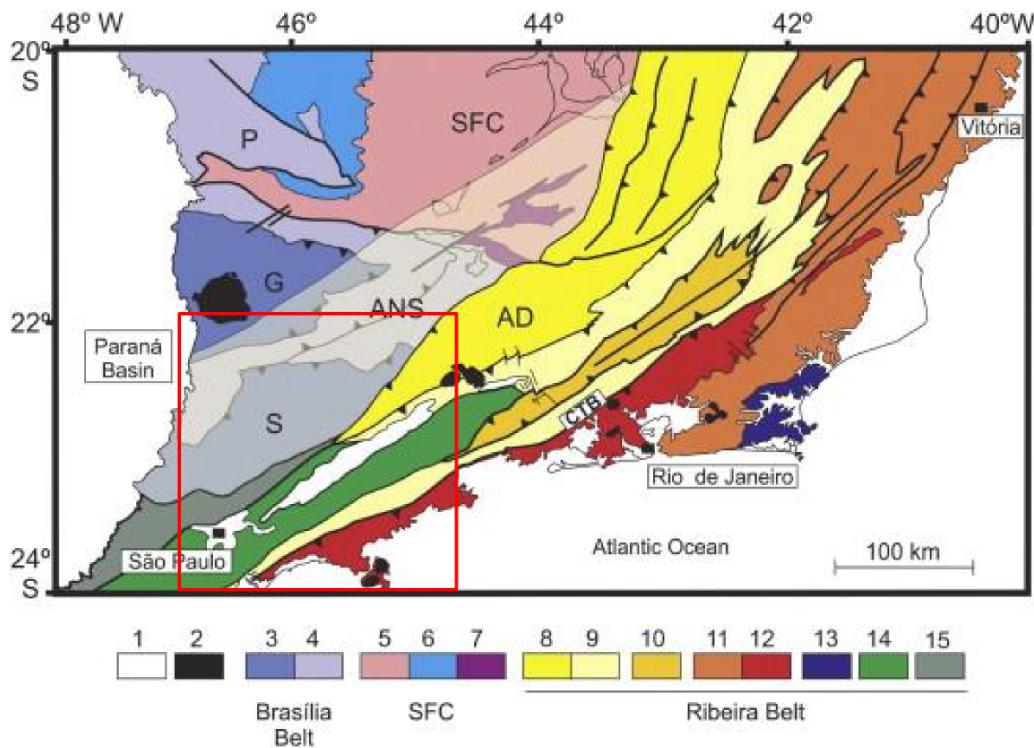


Figura 2.1: Mapa tectônico da Região do Sudeste do Brasil com a área de trabalho marcada pelo quadradro. Legenda: 1-Bacias do Paraná e do Rift Cenozóico. 2-Plutons alcalinos Cenozóicos/Cretácios. (3–4), 3-*Nappe* Socorro(S)-Guaxupé(G); 4-Sistema *Nappe* Andrelândia(ANS) e *Nappe* Passos(P). Cráton São Francisco (5–7), 5-Embasamento, 6-Cobertura (Grupo Bambuí); 7-Cobertura (rochas metasedimentares autóctones e paraautoctones.); Faixa Ribeira (8–15): 8-Domínio Andrelândia(AD) e equivalentes; 9-Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10-Terreno Paraíba do Sul; 11-Terrano Oriental incluindo 12-Arco Rio Negro; 13-Terreno Cabo Frio; 14-Terreno Embu; 15-Terreno Apiaí. CTB=Limite Tectônico Central e SFC=Craton São Francisco. A área sombreada cobrindo a parte sul da Faixa Brasília e a parte sudeste do Cráton São Francisco corresponde a uma zona de interferência onde a deformação e o metamorfismo da Faixa Ribeira se sobressai na Faixa Brasília. Adaptado de Trouw et al. (2013)

terozóico a Arqueano, representado pelos Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora, e por uma cobertura siliciclástica metamorfizada oriunda de uma margem passiva. Esta é chamada de Megassequência Depositional Andrelândia. Já o Terreno ou Klippe Paraíba do Sul possui ortognaisses granodioríticos a graníticos do Complexo Quirino, de idade Paleoproterozóica e é coberta pelo Complexo Paraíba do Sul, gnaisses feldspáticos e pelíticos, com intercalações de mármore dolomítico. O Terreno Oriental aloja ortognaisses tonalíticos a granodioríticos pertencentes ao Complexo Rio Negro, bem como metassedimentos Neoproterozóicos, ricos em intercalações carbonáticas e rochas metabásicas. A Colisão deste terrenos acarretou na geração de vários tipos de rochas granitóides sin-colisionais: leucogranitos, charnockitos, granitos porfiróides e bitotita granitos. Por fim, o Terreno Cabo Frio engloba ortognaisses Paleoproterozóicos do Complexo Quirino e uma sucessão metassedimentar com gnaisses pelíticos com cianita, sillimanita e granada, metabasitos e rochas calcissilicáticas.

Outras grandes estruturas presentes na região da Faixa Ribeira são as bacias sedimentares que seguem a região é Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), como pode ser visto na Figura 2.2. Riccomini (1989) apresenta o RCSB como uma depressão alongada e deprimida com mais de 900 km de comprimento entre os estados Paraná e Rio de Janeiro. Este Rift possui uma idade paleógena e segue a linha de costa atual, alcançando o Oceano

Atlântico em seu segmento ocidental e na sua Terminação nordeste. Inúmeros corpos alcalinos de idade cretácea a paleogênica ocorrem ao longo das bordas desse sistema de Rifts. A área em estudo engloba o segmento central do RCSR. Este possui as bacias sedimentares de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, como pode-se observar nas áreas com tonalidades em amarelo na Figura 2.2.

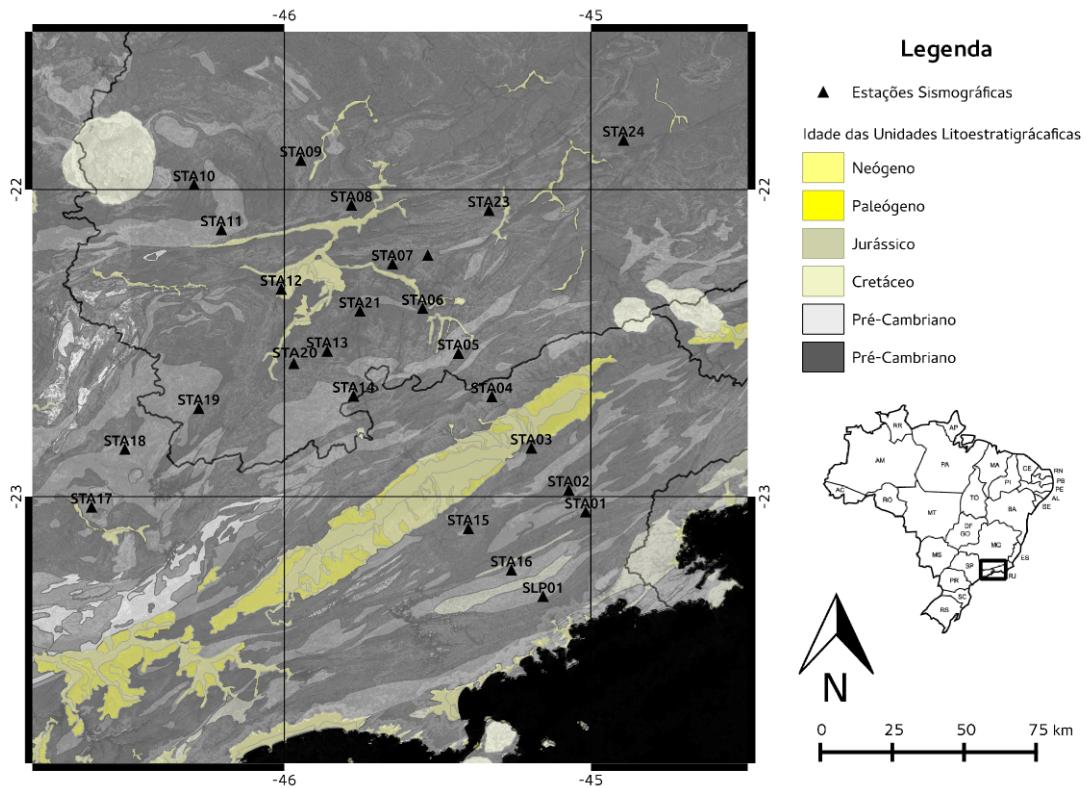


Figura 2.2: Mapa de localização das Estações Sismográficas na região com o mapa simplificado das unidades litológicas da folha SF-23 Rio de Janeiro.

Capítulo 3

Aquisição e Tratamento dos Dados

3.1 Aquisição de Dados

No âmbito do projeto SUBSAL, realizado conjuntamente entre o Observatório Nacional e a Petrobras, instalou-se 24 estações sismográficas temporárias banda larga (STS2 ou Reftek RT151-120s). Cuja a faixa de frequência registrada varia de 50 Hz até 100 segundos. Acoplado a este sistema temos um conjunto de baterias, reguladores, painel solar e o registrador, onde são armazenados os dados. O sistema armazena os dados em um disco de 4Gb que é retirado nas campanhas de coleta.

Mesmo se tratando de estações temporárias, as instalações devem conter os requisitos mínimos para uma aquisição confiável dos dados. Principalmente assegurar que o sensor e o registrador não sofram com as intempéries climáticas ou com danos causados pela passagem de animais ou pessoas pelo local. A Figura 3.1 mostra como é o fluxo de trabalho dos funcionários do Observatório Nacional no campo para a instalação das estações sismográficas temporárias.

A Figura 3.1-A mostra que o sensor deve ser acoplado à rocha sã. Com a ajuda de uma bússola o sensor é orientado segundo um azimute. Porém para um isolamento térmico, crucial para o bom funcionamento do sismômetro, pinta-se a área com um tinta isolante e o sismômetro é revestido com uma manta térmica, como pode ser visto na A Figura 3.1-B e C. Logo após instala-se as baterias e o sensor é mais uma vez revestido. Para a absorção da umidade de todo o sistema da estação, utiliza-se carvão e sílica em gel, como pode ser visto na Figura 3.1-D. Em seguida todo o sistema é coberto por uma nova estrutura para evitar as intempéries e cercada para isolar a área, como pode ser visto nas Figuras 3.1-E e F.

As estações foram dispostas espacialmente em três perfis em relação à costa, dois perpendiculares à costa, perfil 1 a oeste e perfil 2 a leste, e um paralelo, perfil 3, como observado na Figura 3.2. O perfil 1 estende-se da estação STA01, localizada próximo à costa, até a STA09. O perfil 2 vai da estação STA10, ao norte, até a STA16, próximo à costa. O perfil 3 é da estação STA17, oeste, até a STA24, leste. A distância entre as estações é aproximativamente de 20 km. As coordenadas das estações são dadas na Tabela 8.1.

O período de operação das estações foi distinto para os perfis. Os dois perfis perpendiculares à costa foram instalados no meio do ano de 2012 e o perfil paralelo no final de 2012. As estações ficaram em funcionamento até o final do ano de 2013 registrando o movimento do terreno de maneira contínua.

O produto do deslocamento das partículas do meio registrado pelo sismógrafo, através de sensores verticais e horizontais em três componentes, pode ser visto na Figura 3.3. Esse registro da variação da amplitude em uma série temporal é chamado de sismograma.

O sismograma é gerado pela perturbação do meio pelas ondas mecânicas que se propa-



Figura 3.1: Mosaico mostrando como é feita a instalação das estações sismográficas temporárias do projeto SUBSAL. As figuras mostram os diferentes estágios na instalação das estações.

gam no interior da Terra. Essas ondas tem velocidades variando em função dos parâmetros elásticos do meio e da densidade. E estes variam pela mineralogia e condições de pressão e temperatura do meio atravessado. As ondas mecânicas são divididas em ondas de corpo e de superfície. As ondas de corpo estão categorizadas em dois tipos: as ondas P, longitudinal, e as ondas S, transversais. A onda P é mais rápida e que consegue se propagar em todos os meios, tem velocidade entre 4 e 7 km/s na crosta terrestre e em torno de 8 km/s no manto superior. As ondas S tem velocidade menor do que a onda P, em torno de 3 a 4 km/s na crosta.

Para produzir esta análise sobre a estrutura da região de estudo utilizou-se de um conjunto de dados com eventos sísmicos registrados. O número de eventos utilizados

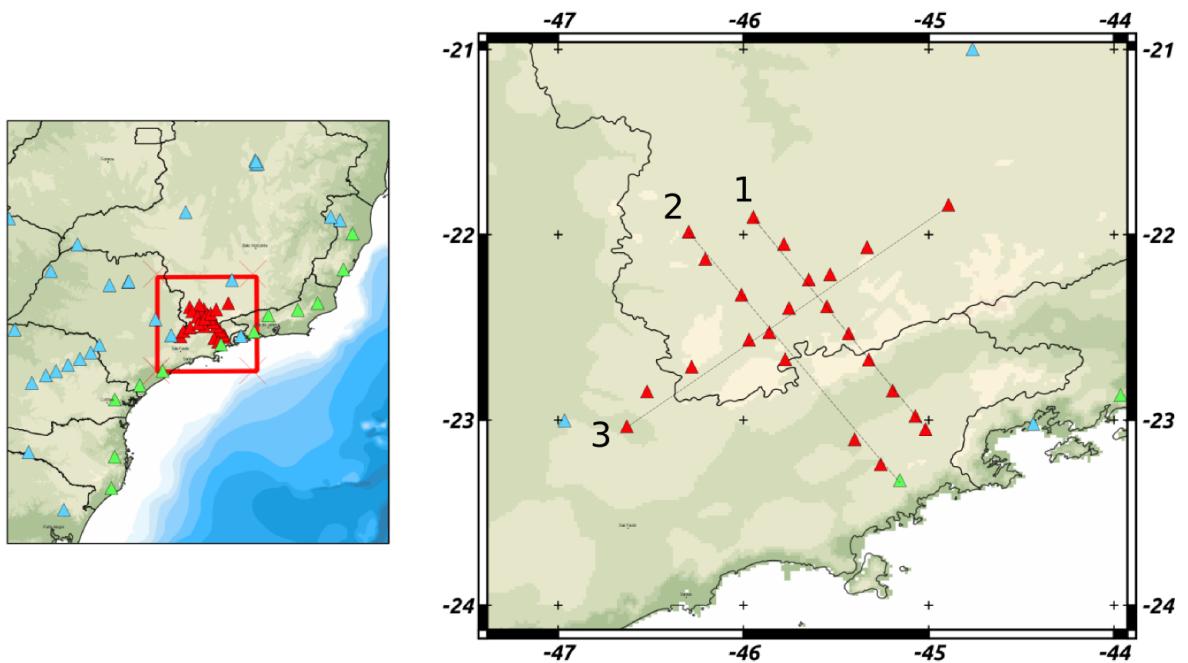


Figura 3.2: Mapa das estações sismográficas instaladas (triângulos vermelhos). Os outros triângulos são estações da Rede Sismográfica Brasileira.

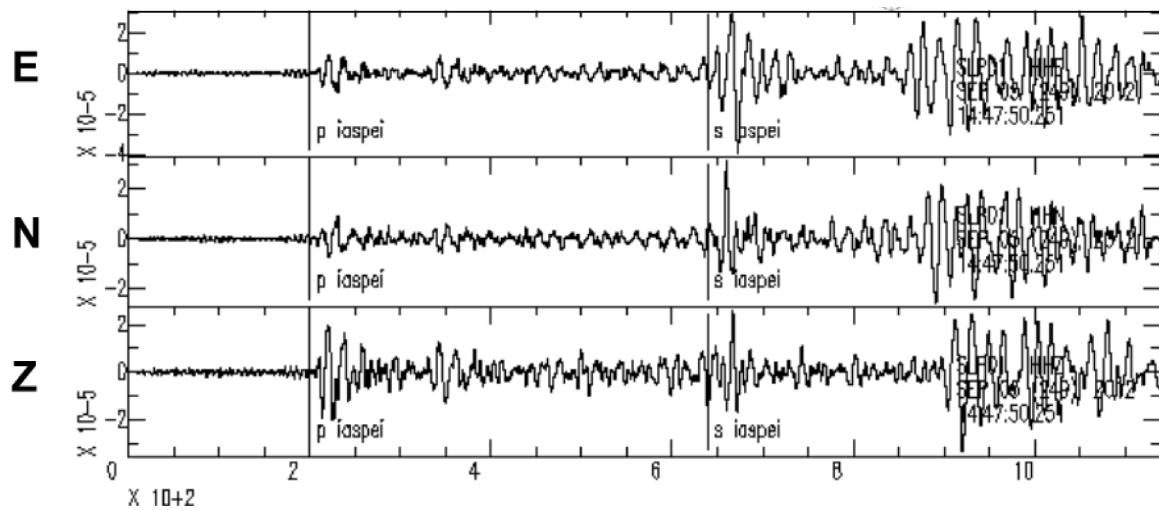


Figura 3.3: Sismograma mostrando as três componentes do deslocamento do terreno.

no processamento varia devido ao nível de sinal-ruído da forma da onda, pois há uma necessidade de visualização clara da chegada da onda P, como pode ser constatado na Figura 3.3 .

3.2 Tratamento dos Dados

A caracterização prévia das informações contidas no sinal é imprescindível para o processamento. A avaliação da performance e da qualidade dos dados da estações sísmicas foram feitas no software livre PQLX. A metodologia do PQLX é baseada no trabalho de McNamara and Buland (2004). Esse procedimento é bastante usado para se obter a informação espectral sísmica.

No programa PQLX a série temporal é segmentada em intervalos de uma hora, com 50% de superposição do sinal. Cada janela de hora está separada em 13 intervalos com 75% de superposição para calcular a “Power Spectral Density”. As médias obtidas para cada um dos 13 intervalos são usadas para estimar a “Probability Density Functions”, calculados a partir das médias pelo número total de segmentos de hora em hora.

Essa metodologia de McNamara and Buland (2004) difere dos métodos habitualmente utilizados, porque não é necessário a visualização de todo conjunto de dados para uma estima qualitativa do sinal, observado na Figura 3.4.

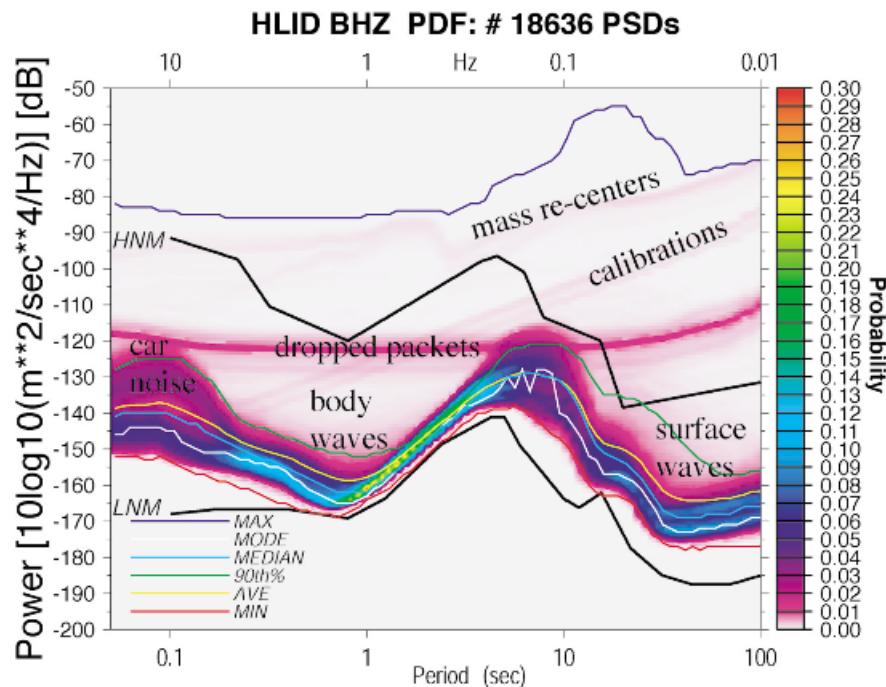


Figura 3.4: Análise qualitativa do sinal através das *Power Density Functions*. McNamara and Buland (2004)

O produto de uma análise qualitativa preliminar nos gráficos gerados pelo programa PQLX é mostrado na Figura 3.5, que tem como exemplos a componente HHZ nas estações STA05, STA04 e STA24. Observando os resultados nas estações temporárias conclui-se que existem registros bons e confiáveis, como exemplo a Figura 3.5-A. Porém em algumas estações existem pequenos problemas, que são caracterizados por tendências lineares, como observados na Figura 3.5-B. Já em outras estações pode-se constatar neste estudo preliminar a falta de registros na componente HHZ, que possivelmente é um problema no instrumento registrador ou no sensor, isto pode ser observado na Figura 3.5-C.

3.2.1 Função do Receptor

Os dados utilizados para os cálculos utilizando o método da Função do Receptor foram dados coletados das 24 estações temporárias da Rede SUBSAL e a estação permanente

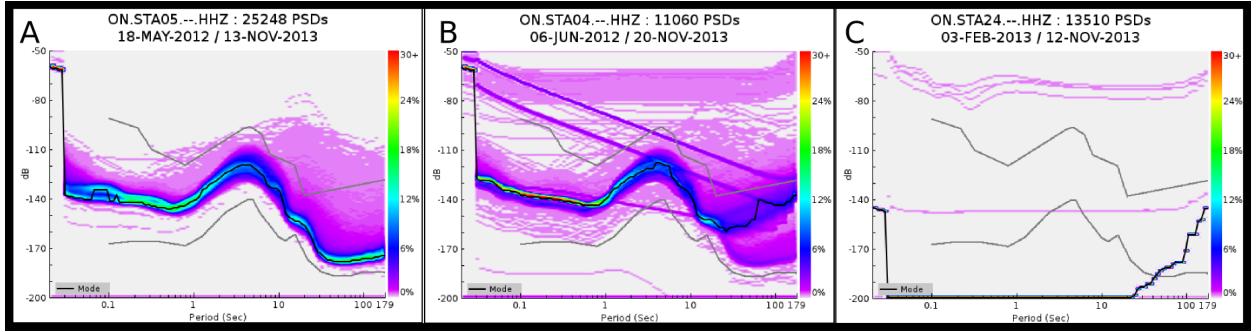


Figura 3.5: Exemplos de resultados gerados pela análise qualitativa do sinal através do programa PQLX, que utiliza o método de McNamara and Buland (2004).

SLP01, esta pertencente a rede RSIS. Po, como pode ser visto na Figura 3.2. Porém ao final agregou-se valores da profundidade de Moho de estações pertencentes à USP.

Para assegurar a confiabilidade do processamento é necessário um tratamento preliminar dos sinais brutos. Utilizou-se eventos catalogados na rede IRIS para uma identificação automática nestes sinais. Alguns pré-requisitos foram utilizados para a escolha dos eventos, como:

1. Distância Epicentral;
2. Magnitude;

Sismos próximos, com distância menor que 20 graus da estação estudada, geram ondas com incidência oblíqua e esse tipo de dado deve ser utilizado com cuidado. Em sismos com distâncias maiores que 95 graus as ondas P não chegam na estação devido a inversão de velocidade no limite manto-núcleo, diminuição da velocidade da onda P entre o manto e o núcleo, e não é observada a onda P direta. Por isso a distância epicentral é tida como ideal entre 20 e 95 graus, como é observado na Figura 3.6. Devido grande parte dos sismos serem oriundos da Cordilheira dos Andes, como é visto na Figura 3.7, também utilizou-se dados com distância menor que 20 graus. A magnitude do sismo é importante para a propagação da onda, eventos com pequena magnitude não tem energia suficiente para gerar energia suficiente para gerar um sinal claro no sismograma.

Subsequentemente um janelamento do registro em 5 segundos antes e 10 segundos depois da chegada da onda P, esta é calculada pelo modelo de velocidade da Terra IASPEI91 (Kennet, 1991). Após a discriminação e o janelamento do sinal, examina-se visualmente cada registro para certificar que todos os eventos selecionados tem um nível de sinal-ruído bom, como na Figura 3.3 .

Logo após removeu-se a média e tendência linear dos dados. Aplicou-se um filtro passa-alta com freqüência de corte de 0.1 Hz para eventos com distância entre 20 e 95 graus e de 2 Hz para eventos próximos (<20). Os dados originais com amostragens a cada 0,01 segundos (100 Hz) são interpolados para gerar dados com amostragens cada 0,025 segundos (40 Hz), porque a informação de alta freqüência não é considerada nesta análise.

Após esta análise preliminar nos dados observou-se que algumas estações temporárias apresentaram problemas nos dados e tiveram que ser descartadas dessa análise. Tais estações foram: STA22, STA23 e STA24.

3.2.2 Dispersão de Ondas de Superfície

Para o cálculo da dispersão das ondas de superfície utilizou-se além das estações temporárias da Rede SUBSAL as estações da Rede RSIS que estão próximas à área de estudo.

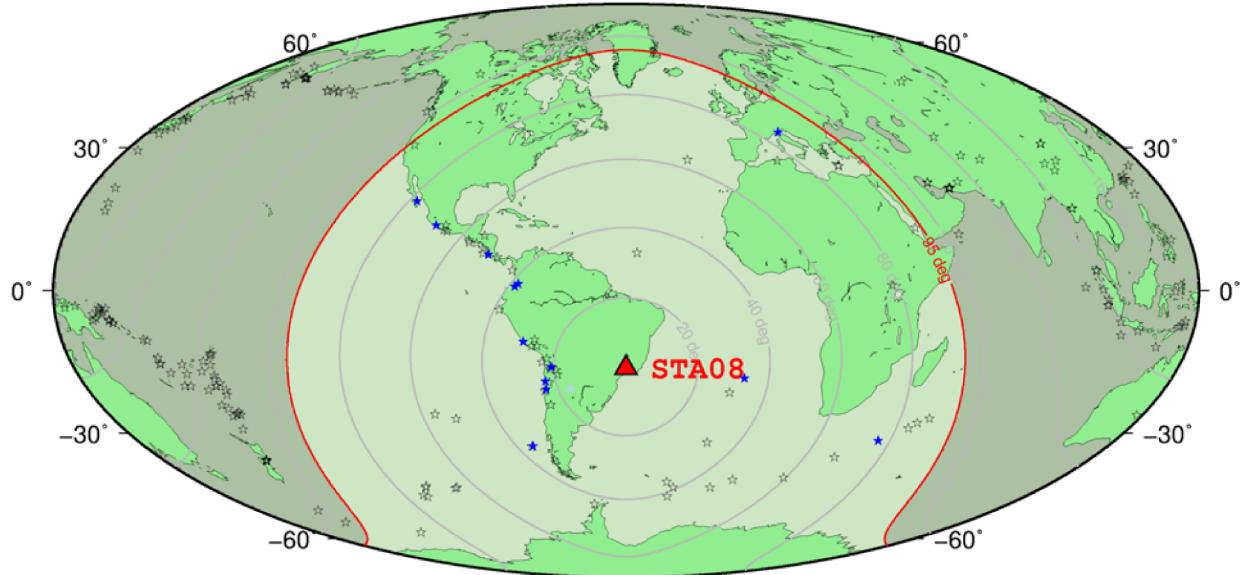


Figura 3.6: Mapa dos eventos (estrelas) registrados na estação STA08. O limite de 95 graus está indicada em vermelho. Estrelas azuis mostram os eventos com dados de qualidade que são usadas no cálculo das Funções do Receptor

A garantia da fiabilidade do tempo de chegada da onda P é fundamental para o processamento gerar resultados consistentes. Portanto testes com o tempo de chegada da onda P foram feitos. Gibbons (2006) mostra que fazendo a correlação de dois eventos distantes em uma estação sismográfica consegue-se caracterizar esse tempo de chegada, como é visto na Figura 3.7. Gibbons (2006) assume que se não há alterações mensuráveis na velocidade da estrutura entre a fonte e os receptores, ondas sísmicas de dois eventos co-localizados terá a mesma duração de tempo para chegar a um determinado sensor. A função de correlação cruzada para um dado sinal a uma dada estação mede que a semelhança entre a porção posterior do sismograma é a do modelo de forma de onda. O tempo de separação entre o início do modelo e o valor máximo da função de correlação cruzada deve ser igual ao tempo que separa os dois tempos de origem dos eventos para todas as estações. Qualquer discrepância nos tempos de separação medido em duas estações diferentes, o que não é atribuível a diferença entre fontes ou uma SNR baixa, deve ser o resultado de uma anomalia em sincronismo um, ou ambos, dos instrumentos.

Neste trabalho utilizamos uma metodologia semelhante a de Gibbons (2006). Utilizou-se um sismo distante de um par de estações sismográficas próximas. Com os sinais registrados fez-se a correlação cruzada dos dados. Como a fonte está distante das estações a correlação dos sinais deve ser próxima de zero. Este teste do tempo de chegada da onda P é para garantir a confiabilidade dos dados das estações temporárias. Portanto em cada par de estações correlacionadas sempre tinha uma estação permanente, estação com dados confiáveis.

Os gráficos gerados com a correlação são vistos na Figura 3.8. Os resultados mostram que para algumas estações temporárias há erros na chegada da onda P, como visto na Figura 3.8-B. Tais erros podem ter sido gerados por diferentes fatores, como erro no sinal do GPS acoplado à estação, erro instrumental ou até mesmo erro no momento da manutenção da estação. Na Figura 3.8-C e D encontramos um gráfico mostrando o tempo de atraso das correlações pelo tempo. As linhas verticais (verdes) nos gráficos mostram intervalos onde foram feitas manutenções nas estações temporárias. Vemos que na Figura 3.8-D, que após as manutenções na estação STA01, erros sistemáticos apareceram nos registro e isso pode ser confirmado na Figura 3.8-B.

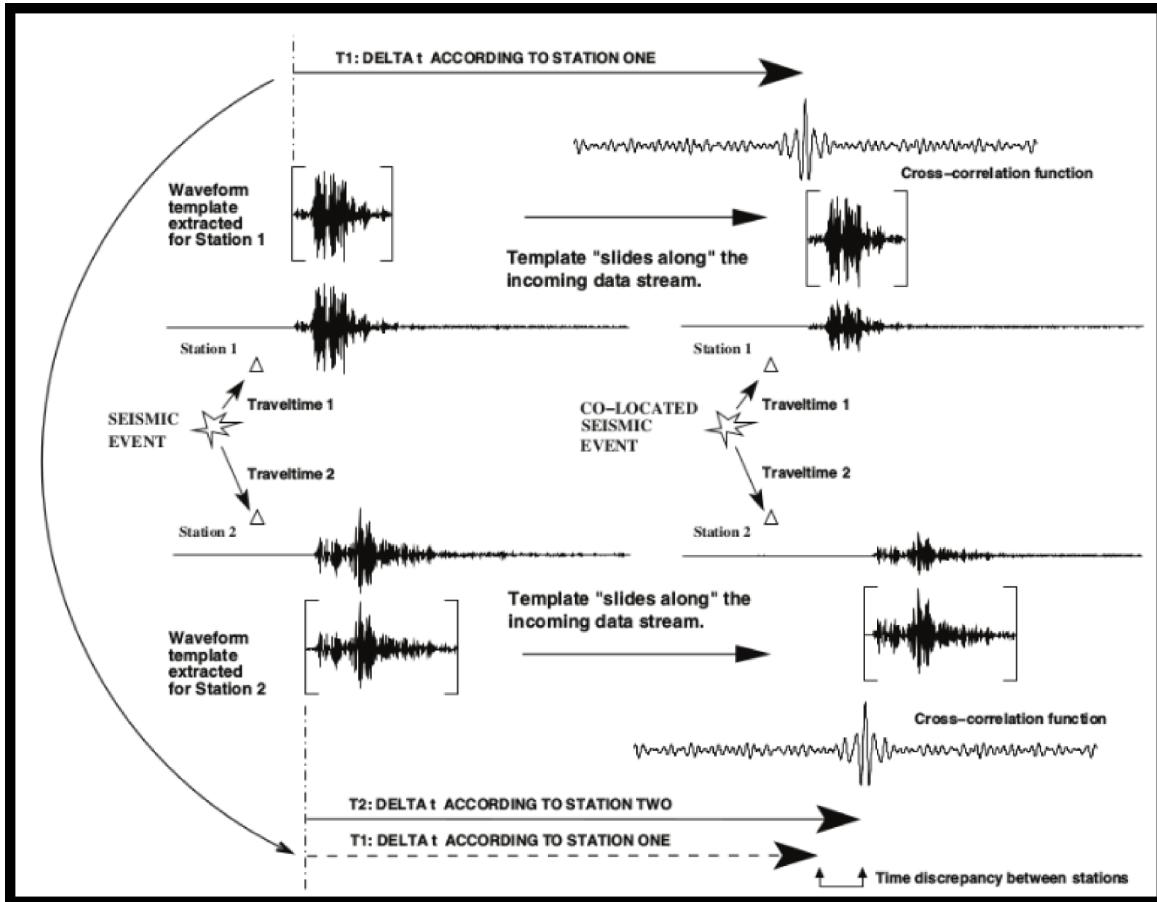


Figura 3.7: Uma ilustração esquemática de como dois eventos sucessivos de fontes sísmicas quase idênticas que podem ser explorados para revelar anomalias dos tempo de chegada da onda P numa dada estação. (Gibbons, 2006)

Com esse tratamento preliminar dos dados pôde-se selecionar melhor o banco de dados e tentar minimizar os erros gerados no processamento da dispersão das curvas de superfície. Após estes estudos, as estações temporárias STA22, STA23, e STA23 foram consideradas impróprias para o cálculos da dispersão das ondas Rayleigh. Porém serão aproveitadas quando for analisada a dispersão das ondas Love.

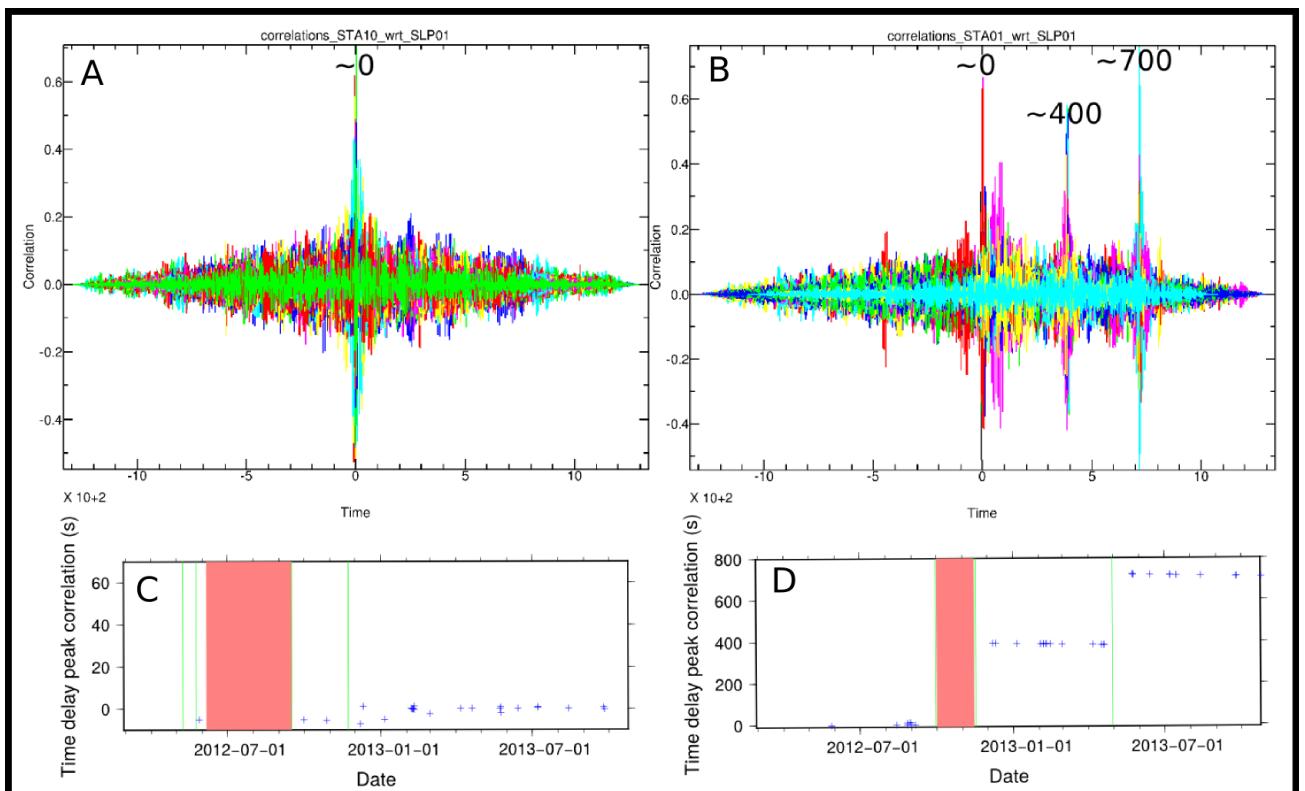


Figura 3.8: Correlação de eventos sucessivos de fontes sísmicas entre duas estações sismográficas (A e B). Na parte inferior mostram o atraso do tempo de chegada da onda P da correlação pelo tempo. As retas verticais mostram os períodos onde teve manutenção do equipamento (C e D).

Capítulo 4

Função do Receptor

4.1 Fundamentos do Método

No ínicio desse trabalho somente os dados de eventos incluídos no catálogo do IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) com magnitude maior que 5,5 entre maio de 2011 e maio de 2012 foram utilizados. Porém agora utiliza-se dados coletados na rede Sismográfica, mostrada na 3.2, até o fim do segundo semestre de 2013. A Figura 3.6 mostra eventos sísmicos registrados na estação STA08 mostrando a delimitação dos eventos pela distância epicentral, além de mostrar sismos com magnitude maior que 5,5 mb.

O sismômetro registra pequenas variações horizontais e verticais de amplitude das partículas do terreno na escala microscópica ao longo das direções Vertical (Z), Norte-Sul (N) e Leste-Oeste (E), chamado sistema ZNE, como observado na Figura 3.3. No entanto, o sinal bruto nas direções ZNE não está alinhado aos eixos de propagação das ondas geradas pelo sismo, logo a resposta em cada componente mostra uma sobreposição de vários tipos de ondas. Com a finalidade de isolar a contribuição de cada onda registrada nos dados, o sistema de coordenadas dos registros são rotacionadas, através do SAC (*Seismic Analysis Code*), para se alinharem com os eixos de propagação das ondas através da seguinte matriz de rotação:

$$\begin{bmatrix} R \\ T \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E \\ N \\ Z \end{bmatrix} \quad (4.1)$$

O resultado da equação 4.1 discrimina claramente a contribuição de cada componente no sismograma. A componente N (norte-sul) transforma-se na componente T (transversal) e guarda os registro da componente horizontal da onda S, chamada de onda SH. A resposta da onda SV é registrada na componente radial do sismograma, chamada R, como pode ser visualizada na Figura 4.1.

4.2 Processamento

Para o cálculo a espessura crustal na região utilizou-se o método da Função do Receptor, que foi desenvolvido por Langston (1977). O programa SAC (*Seismic Analysis Code*) foi usado para fazer o processamento e o cálculo das Funções Receptores. Tal método faz uso do sinal de tele-sismos, geradores de ondas planas de incidência quase-vertical embaixo de uma dada estação. A onda P incide na discontinuidade de Mohorovicic e se decompõe em uma onda P transmitida e uma onda S convertida. A diferença do tempo

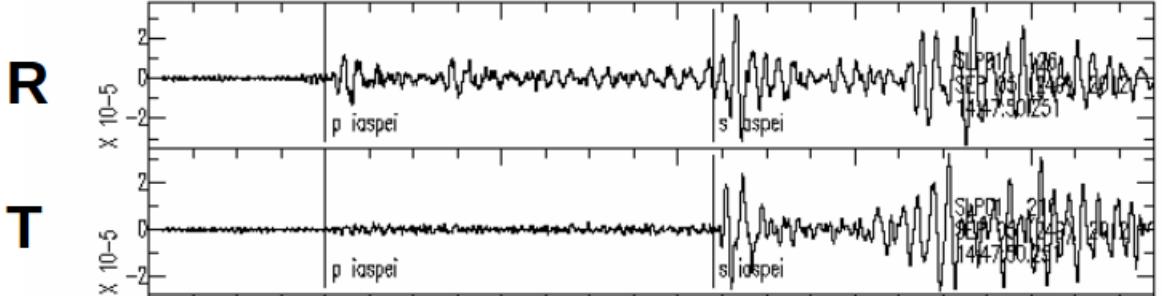


Figura 4.1: Sismograma mostrando as componentes Radial e Transversal.

de chegada das duas ondas, onda S tem velocidade inferior a onda P, e de outras reflexões permite inferir a profundidade da discontinuidade de Mohorovicic, também chamada de Moho, como mostrado na Figura 4.2 .

Para uma estimativa precisa das Funções do Receptor é essencial que o tempo de chegada da onda P seja determinado com baixa incerteza. Então os dados foram examinados visualmente para registrar o tempo de chegada da onda P direta.

As Funções do Receptor são calculadas com uma deconvolução componente radial (R) pela componente vertical (Z), como é mostrado por Clayton and Wiggins (1976), Langston (1977), Ammon (1991), Cassidy (1992), Zhu and Kanamori (2000). Essa operação remove efetivamente a resposta instrumental, a assinatura da fonte e a propagação da fonte até Moho. E o sinal resultante é a assinatura da propagação próxima à estação. Então a Função do Receptor é sensível na delimitação da estruturação superficial da crosta embaixo da estação.

Computar as Funções do Receptor é um problema de deconvolução, Ligorría and Ammon (1999). Langston (1979) descreve a resposta do deslocamento teórico para uma onda plana P incidindo sobre uma empilhamento de interfaces horizontais ou inclinadas no domínio do tempo pode ser dada por:

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (4.2)$$

Onde $S(t)$ é a resposta efetiva da fonte em função do tempo de uma onda incidente, $I(t)$ é a resposta do impulso instrumental e $E_V(t)$, $E_R(t)$ e $E_T(t)$ são as respostas do impulso da estrutura vertical, radial e tangencial, respectivamente. A componente $S(t)$ pode ser muito complicada de ser computada, pois ela é relacionada a história do deslocamento no tempo e reverberações na área da fonte.

Langston (1979) assume que eventos profundos observados em dados telessísmicos, na componente vertical do movimento do terreno ($D_V(t)$), se comportam como um pulso em função do tempo convoluído com a resposta instrumental e com chegadas tardias menores. Cálculos teóricos para estruturas crustais mostram que reverberações crustais e fases convertidas na componente vertical de ondas P são menores. Então se aproxima:

$$I(t) * S(t) \simeq D_V(t) \quad (4.3)$$

Langston (1979) faz uma suposição implícita que $D_V(t)$ comporta-se como uma função delta de Dirac, como pode ser observado na equação 4.3. Assumindo que a resposta instrumental é compensada entre as componentes, $E_R(t)$ e $E_T(t)$ podem ser encontrados passando para o domínio da frequência a equação 4.2 e fazendo as seguintes deconvoluções:

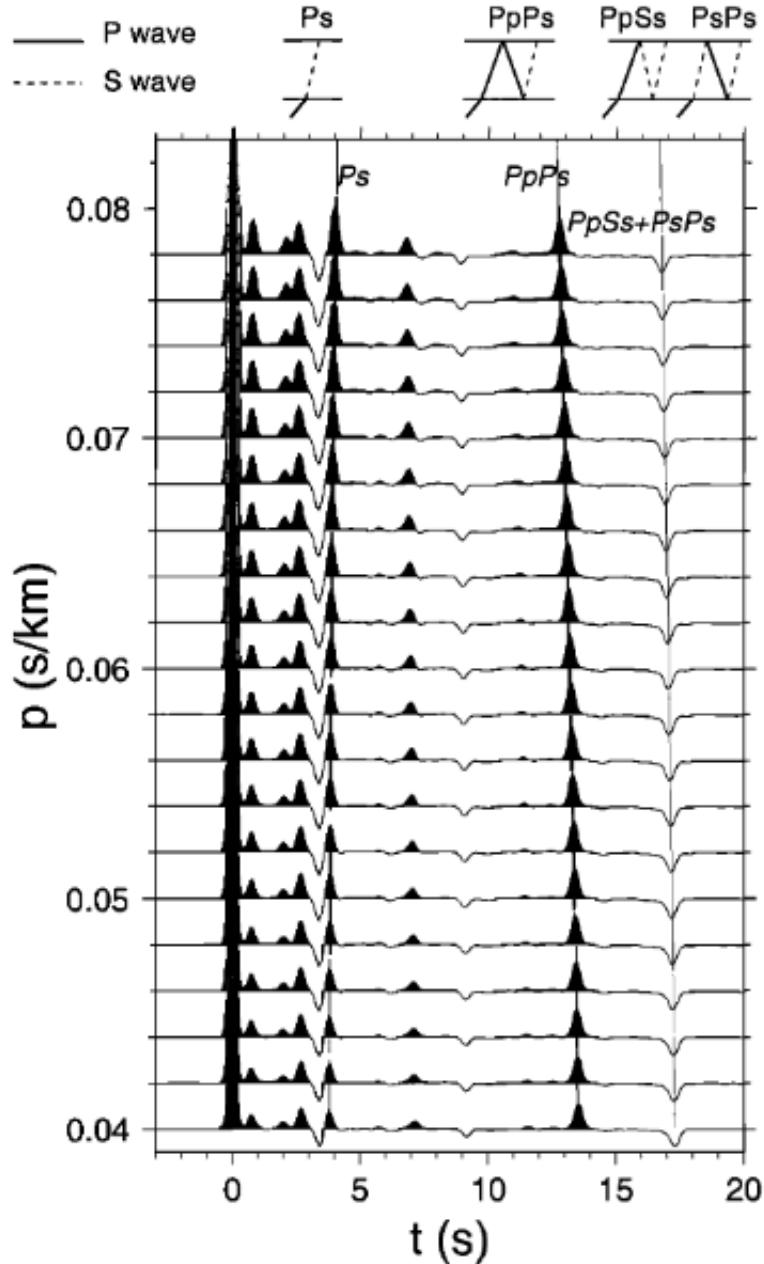


Figura 4.2: Funções do Receptor em função do parâmetro do raio para o Modelo de Velocidade Padrão do Sul da Califórnia, em Zhu and Kanamori (2000). A fase Ps convertida em Moho e suas múltiplas PpPs, PpSs, e PsPs e seus traços são ilustrados no topo da imagem. Outras reflexões não-rotuladas são as conversões P-S em 5.5 km e 16 km, discontinuidades intracrustais no modelo.

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \simeq \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (4.4)$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \simeq \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)}$$

$E_R(t)$ e $E_T(t)$ são retransformadas para o domínio do tempo, importante lembrar que nessa técnica a informação da fase é conservada. Langston (1979) resalta que o resultado da série temporal pode ser interpretado diretamente com um sismograma, permitindo que tempo e amplitude de chegadas possam ser examinadas de uma maneira inequívoca.

Clayton and Wiggins (1976), Langston (1979), Ligorría and Ammon (1999) mostram que o processo de deconvolução possui um instabilidade numérica devido a vários fatores, como o ruído aleatório contido nos dados e a limitação da banda de frequência. Para acabar com os problemas gerados na deconvolução, Clayton and Wiggins (1976) introduz um nível de amplitude mínimo permitido da fonte, nomeado de *water-level*, como pode ser visto na Figura Figura 4.3. Faz-se isso para reduzir componentes de ruídos espúrios e efeitos de pequenos erros na estimativa da fonte. Na deconvolução *water-level* a maneira de se evitar a divisão por números pequenos é substituir esses valores pequenos no denominador por uma fração do valor máximo do denominador (para todas as frequências), tal fração é chamada de parâmetro de *water-level*, segundo Ammon (1997). *water-level* pode agir, em alguns casos, como um filtro "passa-baixa", "passa-alta" e "não-passa", como mostrado na Figura 4.3 .

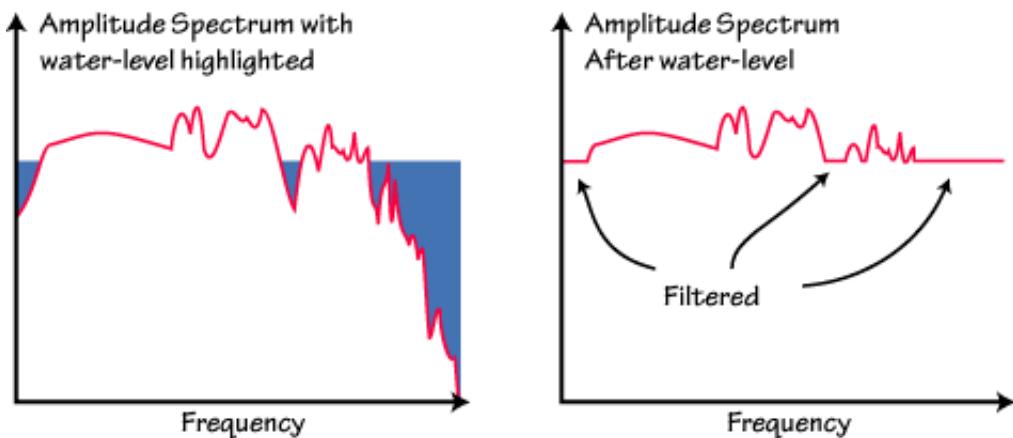


Figura 4.3: Gráficos mostrando o funcionamento do *water-level*, segundo Ammon (1997).

No processamento dos dados a deconvolução no domínio do tempo feita é de acordo com a teoria criada por Ligorría and Ammon (1999), esta é nomeada de deconvolução interativa. Tal método segue a ideia de Kikuchi and Kanamori (1982), que é usado para estimar funções do tempo de fontes de grandes terremotos. A deconvolução interativa de Ligorría and Ammon (1999) minimiza através do método dos mínimos quadrados a diferença entre o sismograma horizontal observado e um sinal predito pela convolução de um conjunto de picos atualizados interativamente com a componente vertical do sismograma.

4.3 Pós-processamento

Após gerar sismogramas pela deconvolução Interativa, as séries temporais passaram por um processo de triagem para qualificar as que obtiveram melhor resultado. Tal seleção foi feita sob um critério visual observando as funções do receptor que respeitam o formato determinado por (Langston, 1979).

Tendo como objetivo a análise da estrutura da crosta, buscou-se inicialmente o cálculo da profundidade de Moho, um importante parâmetro porque é relacionada à geologia e a evolução tectônica da região. Zhu and Kanamori (2000) propõe um método robusto utilizando a análise das Funções do Receptor para calcular a profundidade de Moho.

Com um modelo da estrutura da Terra, neste caso o IASPEI 91 em Kennet (1991), utiliza as velocidades medianas na crosta para calcular as diferenças de tempo teórica entre a onda P direta e a onda P convertida em S, bem como os tempos das outras reverberações na crosta. De posse de uma dada velocidade v_P , os tempos de chegada podem ser calculados usando a profundidade de Moho (H), a razão v_P/v_S e o parâmetro do raio (p), dependente da localização do evento e da profundidade, do modelo.

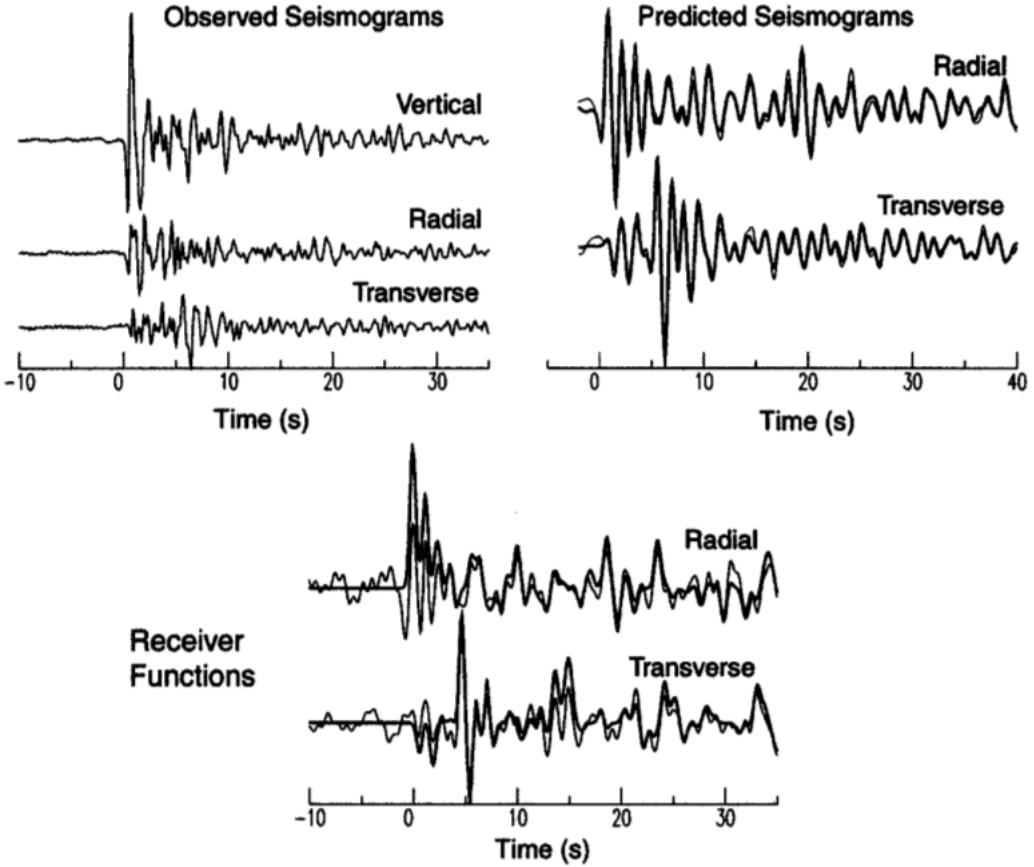


Figura 4.4: Estimando a Função do Receptor utilizando pequenos períodos. Os sinais originais são mostrados na parte superior esquerda, as funções do Receptor calculadas utilizando *water-level* são comparadas com o método interativo no painel inferior. Os sinais horizontais preditos são comparados com os sinais horizontais observados no painel superior direito. (Ligorría and Ammon, 1999).

Zhu and Kanamori (2000) mostra que os tempos teóricos entre P_S e P podem ser utilizados para estimar a espessura crustal, dado uma velocidade crustal média:

$$H = \frac{t_{P_s}}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}} \quad (4.5)$$

E o erro pode ser dado por:

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial V_p} \Delta V_p \quad (4.6)$$

Porém a dependência de t_{P_s} em relação a V_p não é tão forte quanto a V_s , especificamente à razão V_p/V_s , κ . Logo o erro é quantificado:

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial \kappa} \Delta \kappa \quad (4.7)$$

Zhu and Kanamori (2000) demonstra que uma variação de 0.1 na razão v_p/v_s pode acarretar erros de aproximadamente 4 km na espessura crustal. Essa ambiguidade pode

ser reduzida utilizando as outras fases, reverberações, da onda P. Tais fases provém informações adicionais, como mostrado nas equações abaixo:

$$H = \frac{t_{P_p} P_s}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}} \quad (4.8)$$

$$H = \frac{t_{P_p} P_s + P_s P_s}{2\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2}} \quad (4.9)$$

Em situações reais, identificar a P_s em Moho e as múltiplas e medir seus tempos de chegada em um único traço da função do receptor pode ser muito difícil devido ao ruído de fundo, espalhamento devido a heterogeneidades crustais e conversões P para S de outras discontinuidades de velocidades.

Para aumentar a razão sinal/ruído empilha-se as funções do receptor de múltiplos eventos. Esse empilhamento é feito no domínio do tempo para um aglomerado de eventos. Zhu and Kanamori (2000) define um empilhamento $H-\kappa$ como:

$$s(H, \kappa) = \omega_1 r(t_1) + \omega_2 r(t_2) + \omega_3 r(t_3) \quad (4.10)$$

onde $r(t)$ é a função do receptor radial, t_1 , t_2 e t_3 são os tempos de chegada preditos t_s , $t_{P_p} P_s$ e $t_{P_p} P_s + P_s P_s$ correspondente a uma espessura crustal H e a uma razão V_p/V_s e ω_i são os pesos dos fatores, e $\sum \omega_i = 1$.

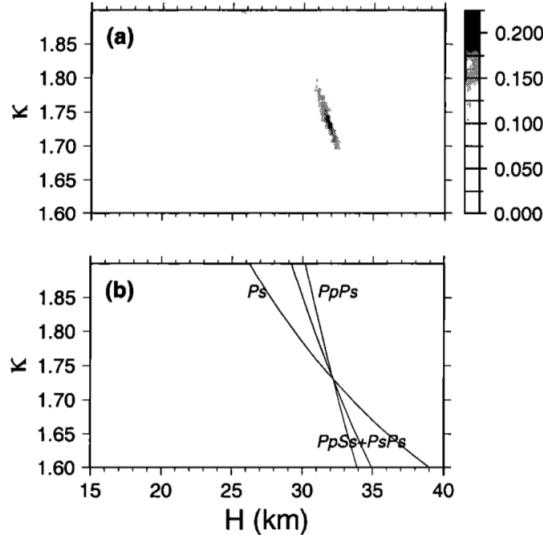


Figura 4.5: (a) $s(H, \kappa)$ do empilhamento das funções do receptor utilizando a equação 4.10 . Ela encontra o ponto máximo quando se usa uma espessura crustal H e uma razão v_P/v_S coerentes. (b) Relações $H - \kappa$ para diferentes fases convertidas em Moho. Cada curva representa a contribuição dessa fase convertida ao empilhamento, segundo Zhu and Kanamori (2000).

Ao invés de tentar ajustar toda a função, o método faz uma pesquisa, *grid search*, da espessura crustal e da razão v_P/v_S para calcular o tempo de chegada teórico das ondas P convertidas em S e das múltiplas para cada registro. A melhor combinação da espessura crustal e da razão v_P/v_S , κ , é aquela que maximiza o valor das amplitudes reais das funções receptor, como pode ser visualizado na Figura 4.5 .

As incertezas na medidas, mostradas na Tabela 8.1, estão diretamente ligadas a quantidade e qualidade das Funções do Receptor. A seleção das melhores Funções do Receptor é um fase importante, pois a qualidade da Função do Receptor é preponderante sobre a quantidade. A imprecisão associada a cada um dos parâmetros obtidos pelo método de Zhu and Kanamori (2000) é estimada pelo método "bootstrap", desenvolvido por Efron and Tibshirani (1991).

O método "bootstrap" gera do conjunto de Funções do Receptor subconjuntos contendo traços selecionados aleatoriamente. Esse método é repetido para cada subconjunto, resultando num conjunto de parâmetros de H (profundidade de Moho) e de razão v_p/v_s . A média e o desvio padrão dos valores provém um valor médio e uma estimativa da incerteza associada ao cálculo. Não existe uma regra para determinar o número de subconjuntos que precisam ser gerados, o crucial é a busca por um valor que faça a estimativa estabilizar, incluindo as incertezas. Em geral usa-se um valor entre 100 e 200 subconjuntos dependendo da quantidade de traços disponíveis durante o "bootstrap".

Assumpção (2002), Sand França and Assumpção (2004) e Julia et al. (2008) mostram a necessidade de um cuidado especial ao empilhar as Funções do Receptor, pois há uma dependência azimutal e com isso um deslocamento das reflexões de Moho. Isso pode ser observado na Figura 4.6. A solução foi a separação das funções do receptor de acordo com o backazimute e parâmetro do raio.

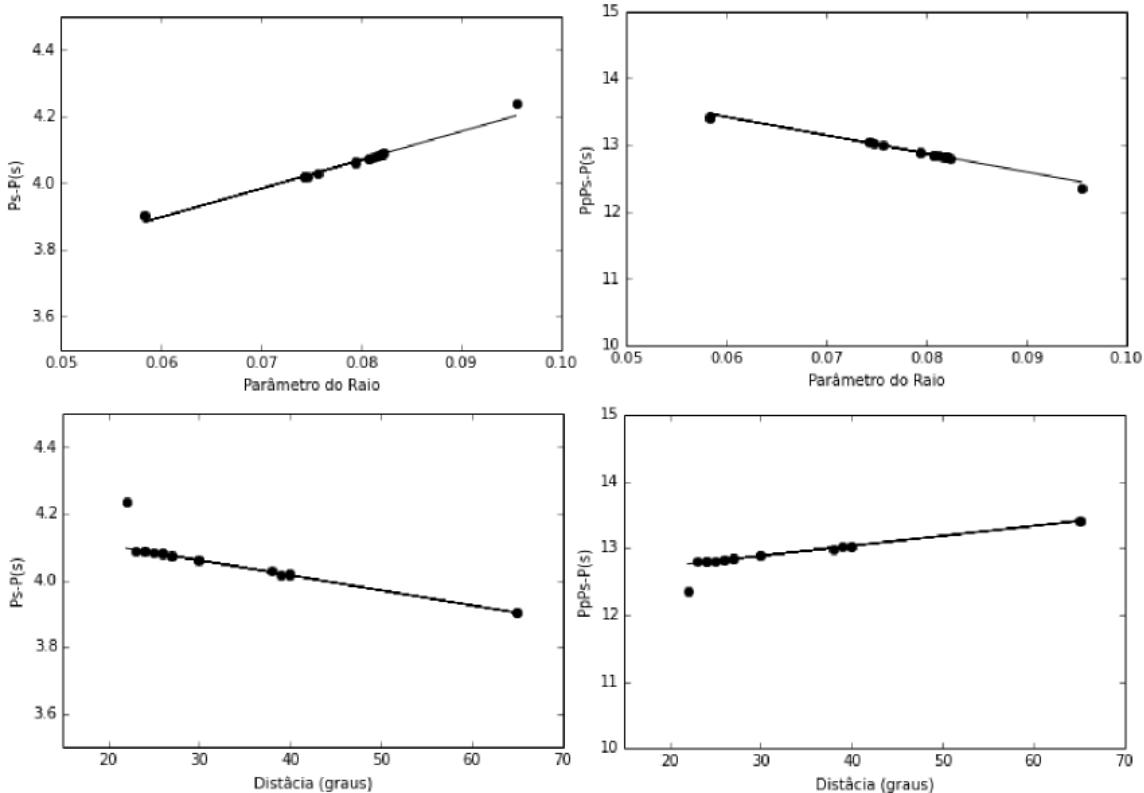


Figura 4.6: Tempos teóricos para a reflexão Ps (gráficos à esquerda) e fases $PpPs$ segundo o modelo de Kennet (1991). Os tempos estão classificados segundo o parâmetro do raio e as distâncias epicentrais.

Para a separação azimutal levou-se em conta a sismicidade ao redor da região. Visto isso, fez-se uma separação em quatro quadrantes: NE, SE, SW e NW. Cada quadrante representa um aglomerado de eventos, estes aglomerados variam em magnitude e em quantidade, como pode ser observado na Figura 3.2.

Os eventos oriundos da parte nordeste(NE) são escassos e as principais fontes são a Cadeia Meso-atlântica e a cordilheira Alpina na Europa. Já os sismos do sudeste(SE) são

originários das Ilhas South Georgia e SouthSandwhich, localizadas no Atlântico Sul, e do Sul da África. A sudoeste é marcante a presença de eventos Andinos, provenientes do Chile e Argentina, e de eventos do Oceano Pacífico. Assim como a sudoeste, os eventos vindos a noroeste(NW) da área são Andinos, oriundo do norte do Chile e do Peru. Também é marcante eventos da América Central,México e Califórnia, estes são bem visíveis na Figura 3.2.

Capítulo 5

Modelagem das Funções do Receptor

A caracterização do arcabouço estrutural utilizando métodos sismológicos possui problemas de unicidade de solução, como outros métodos geofísicos. Essa falta de informação direta do objeto em estudo proporciona uma gama de soluções, entretanto há inúmeros meios de se contornar essa situação. A modelagem mostra-se uma boa opção, pois consegue comprovar se a técnica utilizada tem resolução para seu objetivo.

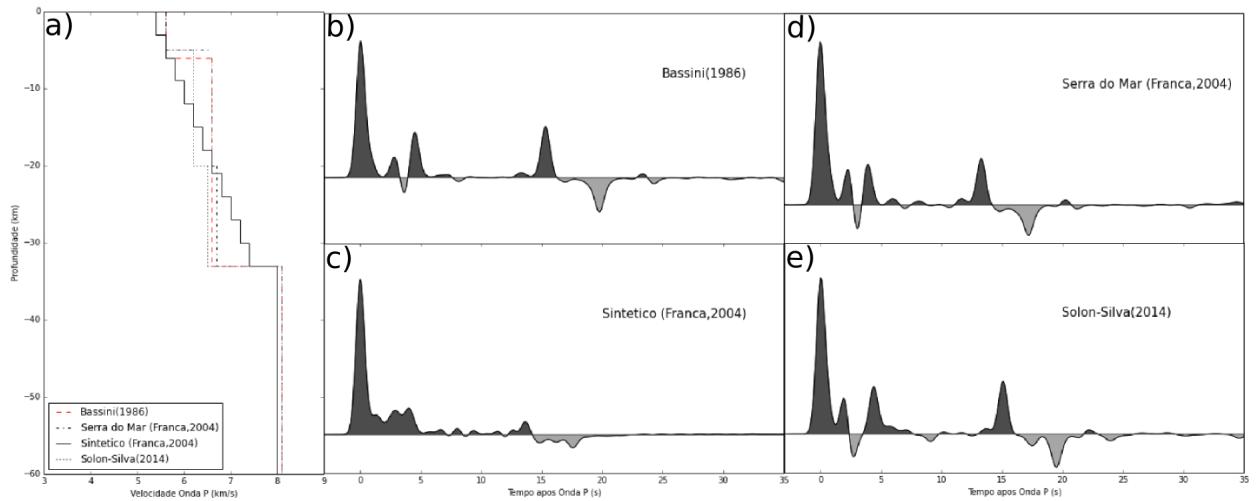


Figura 5.1: Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo vários tipos de modelos de velocidade da onda P.

Para delimitar as principais feições estruturais da área em estudo fez o uso de modelos simples, como visto na Figura 5.2-a, apenas com camadas planas, porém tais modelos são condizentes com o contexto geológico local. Com esses modelos pretende-se mostrar que as estimativas da espessura crustal e razão V_p/V_s são consistentes com os dados observados. Para a confecção e cálculo das Funções do Receptor Sintéticas aplicou-se a metodologia proposta por Ammon (1997).

Os programas utilizados para criar os modelos de velocidade da onda P foram "ic-mod" e "vplot[s]". A preparação dos dados sintéticos foi feita pelo programa "respknt". O programa "pwaveqn" calculou as Funções do Receptor no domínio da frequência para os modelos pré-estabelecidos. Os parâmetros utilizados para o cálculo das Funções do Receptor estão na Figura 5.2. Toda a demonstração da modelagem e cálculo das Funções do Receptor sintéticas está disponibilizada por Ammon (1997) em <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.

Os modelos de velocidade da onda P (V_p) são exemplos retirados da literatura sobre a região em estudo, 5.2-a. Bassini (1986) foi o primeiro a estimar a estrutura crustal para a região da Faixa Riberia, então neste trabalho utilizou-se o modelo de velocidade

sísmica para a região da Serra do Mar, como observado na Figura 5.2-b. Mais tarde, Sand França and Assumpção (2004) re-compilou os dados de Bassini (1986) e propôs um novo modelo de velocidade sísmica da região da Serra do Mar, como visto na Figura 5.2-d. Recentemente Flora Solon (2013) e Silva (2014) geraram resultados da estrutura crustal regional através dos métodos magnetométrico e gravimétrico, respectivamente. Baseando-se nesses resultados, organizou-se um modelo de velocidade sísmica para a região em estudo, como visto na Figura 5.2-e. Uma outra opção de modelo sísmico levantada por Sand França and Assumpção (2004) é o modelo Sintético, mostrado na Figura 5.2-c. Neste modelo o autor considera que a variação das propriedades físicas da região aumenta progressivamente com a profundidade.

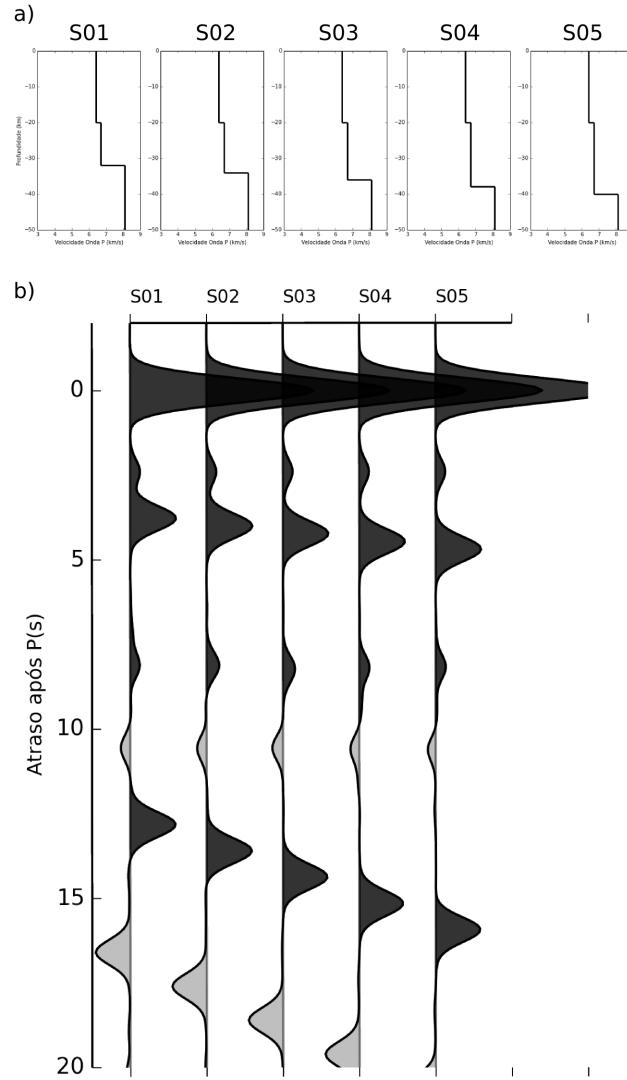


Figura 5.2: Perfil com Funções do Receptor Sintéticas para área abrangida pelo projeto do SUBSAL segundo modelos de velocidade Solon-Silva(2014).

As Funções do Receptor sintéticas apresentadas na Figura 5.2 mostram uma reflexão característica por volta de 5 segundos, está é a primeira reflexão de Moho, onde a onda P se converte em S. Antes dessa reflexão é notável um pulso senoidal em torno de 2.5 segundos nas Figuras 5.2-b, 5.2-d e 5.2-e. Este pulso está relacionado com a camada superficial de baixa velocidade. Tal camada possui espessura aproximada de 5 quilômetros, esta representa a Bacia de Taubaté na região da Faixa Ribeira. As outras reverberações são bem características, As multiplas $PpPs$ e $PpSs + PsPs$ são bem demarcadas em ~ 13 e ~ 19 segundos, respectivamente.

Capítulo 6

Dispersão de Ondas de Superfície

6.1 Fundamentos do Método

Os métodos para determinar a estrutura sísmica da Terra, em particular os métodos tomográficos, baseiam-se num princípio simples: a determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas e a procura de um modelo que melhor se ajuste às velocidades encontradas. A resolução dos modelos obtidos depende do tipo de onda utilizado e da geometria espacial das estações sismigráficas segundo à fonte do sinal. Aki (1957) propôs a utilização do ruído sísmico ambiental para medir a dispersão das ondas Rayleigh e Love nas camadas mais superficiais. Somente Campillo and Paul (2003) e Shapiro and Campillo (2004) mostraram, pela primeira vez, a presença de ondas superficiais nas correlações cruzadas entre pares de estações.

Campillo and Paul (2003), Shapiro and Campillo (2004) e, principalmente, Wapenaar (2004) mostram que pode-se recuperar a resposta elástica da Terra a partir da correlação cruzada entre dois pontos em um campo de ondas difuso ou aleatório. Essa resposta é aproximada como a Função de Green, como é mostrada na equação 6.1.

Boschi et al. (2013) define a correlação cruzada ($C_{xy}(t, \omega)$) como:

$$C_{xy}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-T}^T u(x, t, \omega) u(y, t + \tau, \omega) d\tau \quad (6.1)$$

onde u são sinais registrados em duas estações nas posições x e y , t é o tempo, ω é a frequência, τ é o atraso e o parâmetro T define o tamanho da janela que a correlação cruzada será computada.

Por possuir inúmeras vantagens em relação aos métodos de análise tradicionais, o número de artigos analisando a dispersão de ondas de superfície cresceu bastante. Shapiro and Campillo (2004) lista as seguintes vantagens: as medidas podem ser realizadas em qualquer direção de propagação e não estão limitadas à geometria fonte-receptor; não dependem da localização da fonte; a zona de sensibilidade destas medições situa-se na região que fica entre as duas estações; pode-se analisar pequenos períodos se existirem estações relativamente próximas umas das outras.

Shapiro and Campillo (2004) testaram se as funções de Green podem ser extraídas do ruído sísmico ambiental. Neste teste eles selecionaram um período relativamente calmo no nível de atividade sísmica mundial, onde não ocorreram sismos com magnitude menor que 7. Com esses registos contínuos da componente vertical das estações ANMO e CCM, vistas na Figura 6.1-a). Com isso calcularam a correlação cruzada para diferentes bandas de período, mostrado na Figura 6.1-b), e aplicaram a análise tempo/frequência para calcular a velocidade de grupo das ondas de superfície segundo Levshin and Ritzwoller (2001). Shapiro and Campillo (2004) compararam as características de dispersão do sinal

emergente com mapas preditos para o mesmo trajeto. Nesta comparação, verificaram que os resultados obtidos para os dois casos são semelhantes.

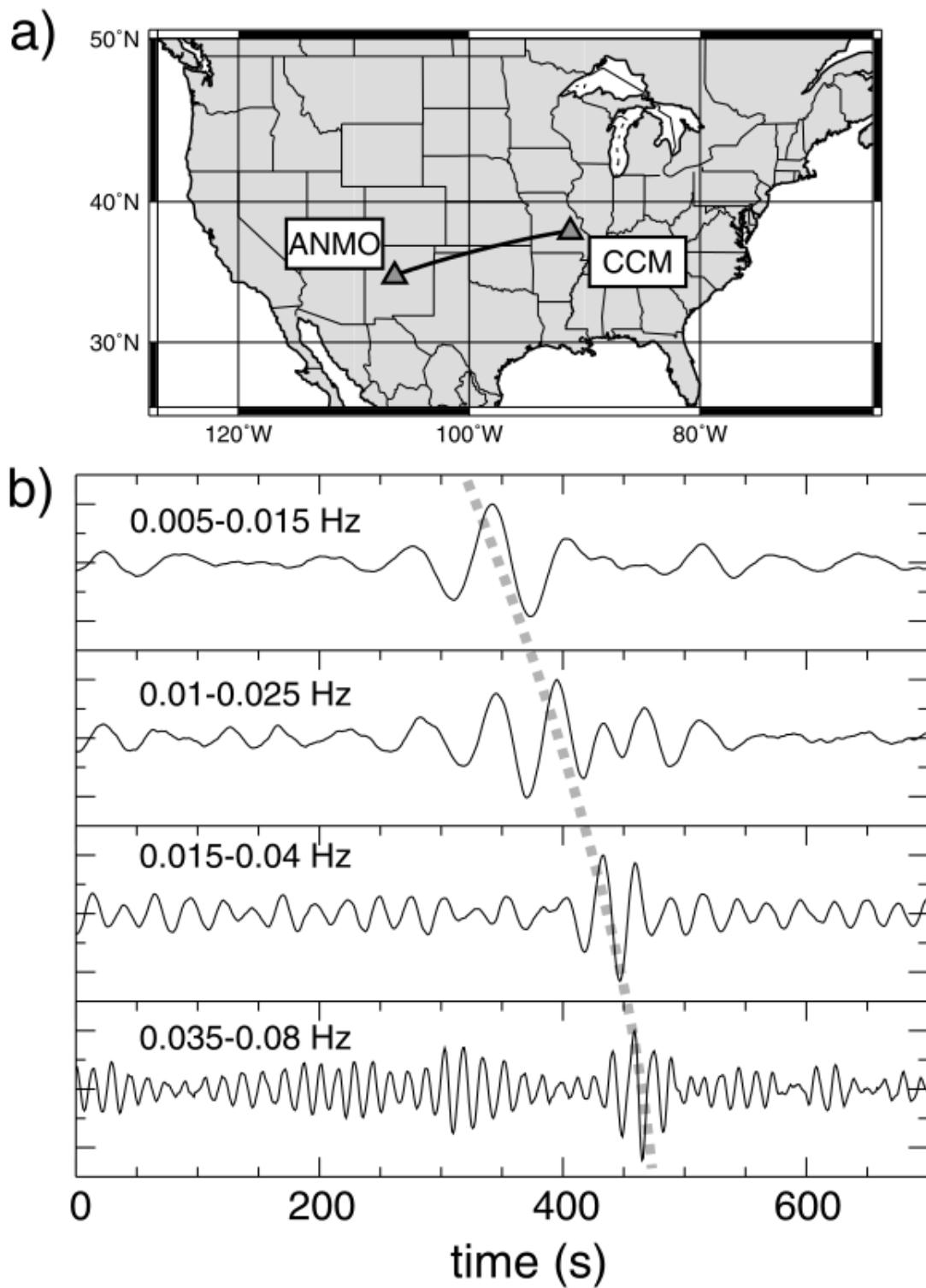


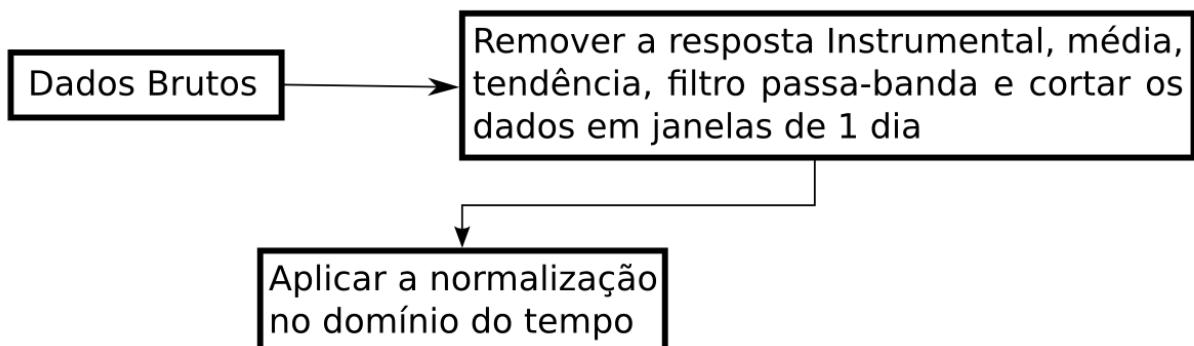
Figura 6.1: (a) Mapa mostrando a localização das estações. (b) Correlações cruzadas da componente vertical dos registros com diferentes filtros de passa-banda, indicados na parte esquerda superior. Linha pontilhada dá ênfase na dispersão do sinal emergente. Extraído de Shapiro and Campillo (2004).

6.2 Processamento

Para o processamento dos dados utilizou-se o código escrito pelo Professor Bruno Goutorbe. Tal código engloba a preparação dos dados, o cálculo da correlação, a análise Tempo/frequência e também a inversão tomográfica. O código está disponível no GitHub no seguinte repositório: <https://github.com/bgoutorbe/seismic-noise-tomography>.

Todo o fluxo de preparação e processamento dos dados baseia-se no trabalho de Bensen et al. (2007). Porém há alterações na filtragem espectral utilizada neste trabalho, devido a utilização de média a alta frequência no processamento.

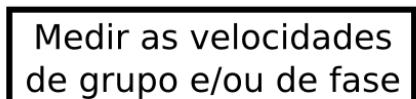
Fase 1



Fase 2



Fase 3



Fase 4

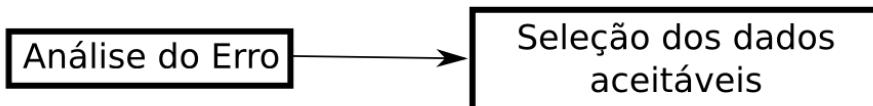


Figura 6.2: Representação esquemática do processamento. Fase 1 - etapas que envolvem a preparação dos dados antes da correlação. Fase 2 - esboços do processo de correlação cruzada e empilhamento. Fase 3 - Medidas de dispersão. Fase 4 - Análise do Erro e seleção de dados aceitáveis. Adaptado de Bensen et al. (2007).

6.2.1 Preparação dos dados para cada estações

Bensen et al. (2007) cita que a primeira fase do processamento é feita para preparar os

dados da forma da onda de cada estação individualmente, faz-se isso para acentuar o ruído ambiental de banda larga tentando remover os sinais de terremoto e de irregularidades instrumentais que tendem a ocultar o ruído ambiental.

Segundo Bensen et al. (2007), séries temporais diárias com menos que 80% do registro devem ser rejeitadas, mas isso varia de acordo com a discretização do usuário. No caso desse trabalho foram utilizados séries temporais diárias com 99% do registro com o propósito de usar a interpolação o mínimo possível.

Um passo importante na preparação dos dados é a "normalização temporal" ou "normalização no domínio do tempo", Bensen et al. (2007). Isto é feito para reduzir na correlação cruzada os efeitos de terremotos, irregularidades instrumentais e fontes de ruído não-estacionários próximos à estação. Bensen et al. (2007) compara cinco métodos diferentes para a normalização temporal, como observado na Figura 6.3.

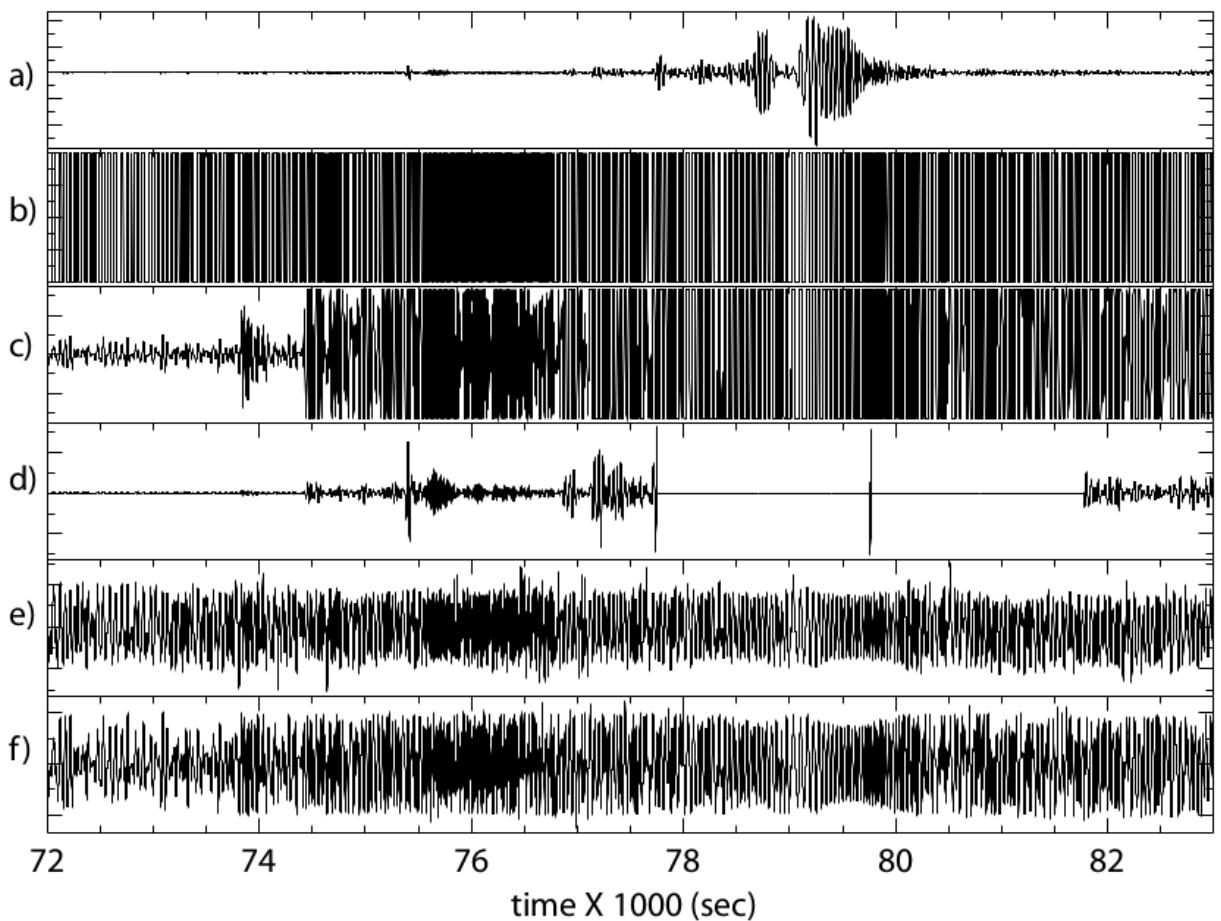


Figura 6.3: Formas de onda mostrando exemplos de cinco tipos de normalização no domínio do tempo testadas por Bensen et al. (2007). Os exemplos estão com o filtro passabanda entre 20 e 100 segundos e mostram a contaminação por sinais de terremoto. (a) Dado bruto mostrando 3 horas de dados janelados em torno de um grande terremoto ($M = 7.2$, Afeganistão) registrado na estação ANMO. (b) Normalização 1-bit. (c) Forma de onda cortada, onde o limiar de recorte é igual ao rms da amplitude do sinal de um dado dia. (d) Evento detectado e removido automaticamente. (e) Normalização da média absoluta móvel. (f) Normalização 'Water level'. Retirado de Bensen et al. (2007).

Terremotos geram grandes impecílios na automatização do processamento, pois eles ocorrem irregularmente e apenas grandes terremotos são encontrados nos catálogos globais, como visto na Figura 6.3-a. Então a remoção dos sinais dos terremotos tem que ser adaptativa aos dados. Muitos estudos aplicam a técnica da "normalização 1-bit", como

observado na Figura 6.3-b, em que somente o sinal da série temporal é retido (+1 ou -1) e a amplitude é completamente ignorada. Neste trabalho foi aplicado a "normalização da média absoluta móvel", esta produz uma razão sinal-ruído maior que a normalização 1-bit no conjunto de dados utilizados, estando de acordo com estudos de Seats et al. (2012).

6.2.2 Normalização espectral ou braqueamento

O ruído sísmico ambiente não é branco no domínio da frequência, ou seja, tem frequências que se destacam. Bensen et al. (2007) cita que a normalização espectral atua para alargar a banda do sinal de ruído ambiental nas correlações cruzadas e também combate a degradação causada por fontes persistentes.

A janela temporal que Bensen et al. (2007) utiliza em seu trabalho é de 7 a 150 segundos, porém quando a distância entre as estações é pequena ($\simeq 20\text{km}$) é necessário utilizar períodos mais curtos, como é o caso desse trabalho. A janela temporal utilizada é de 2 a 50 segundos, logo há inclusão de ruído de alta frequência.

Com a necessidade de preservar este ruído de alta frequência não foi aplicada a normalização espectral.

6.2.3 Correlação Cruzada, Empilhamento e Sinal emergente

Após preparar as séries temporais diárias a próxima fase, como visto na Figura 6.2, é computar as correlações cruzadas e o empilhamento. Bensen et al. (2007) mostra que mesmo as distâncias das estações sendo muito longas ou curtas deve-se fazer a correlação entre todas as estações possíveis e no futuro fazer a seleção das medidas aceitáveis. O número total de pares de estações possíveis é dado por $n(n - 1)/2$, onde n é o número de estações.

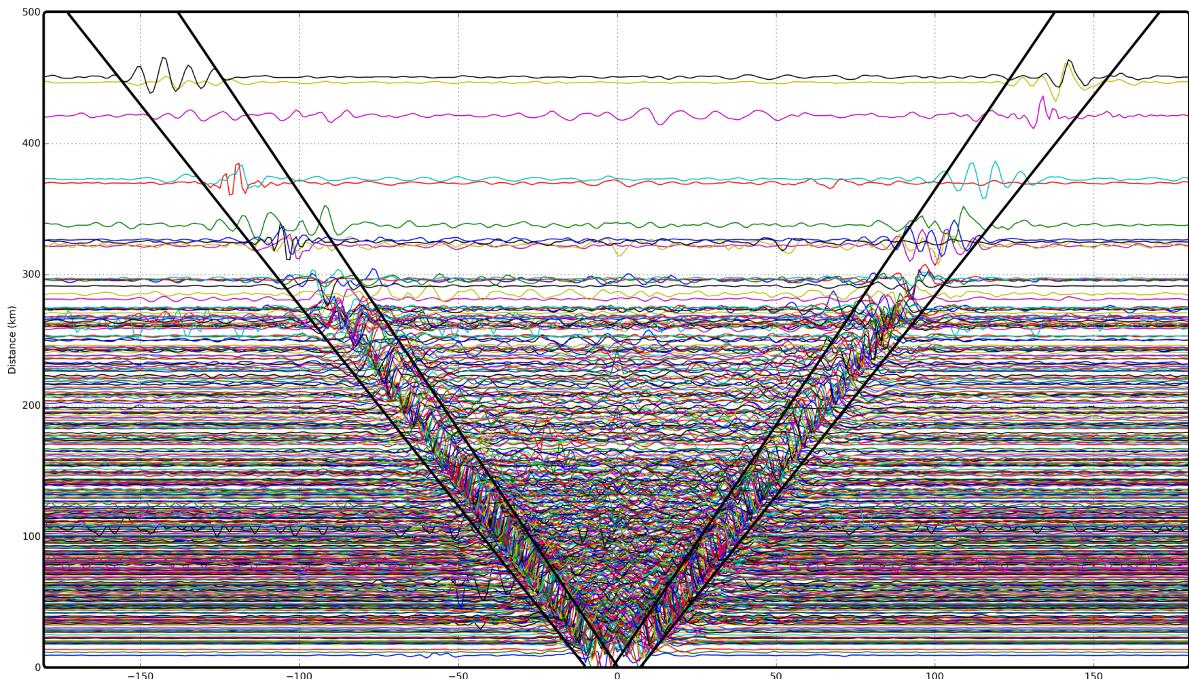


Figura 6.4: Correlações cruzadas de acordo com a distância entre as estações. Linhas indicam as velocidades de 2.5 e 3.5 km/s . Dados foram filtrados por um filtro passabanda entre 3 e 50 segundos.

A correlação cruzada é feita com intervalos do tamanho de 1 dia no domínio da frequência, após isso a correlação volta para o domínio do tempo e são empilhadas para corres-

ponder a uma longa série temporal. O resultado da correlação cruzada são funções do tempo com dois lados, positivo e negativo, com coordenadas em função do tempo, isto é, correlação dos atrasos positivo e negativo, como pode ser visto na Figura 6.4. O tamanho da série temporal irá depender do grupo de velocidade das ondas e da distância entre as estações.

A parte positiva da correlação cruzada é chamada de sinal "causal" e a parte negativa de "acausal". Bensen et al. (2007) mostra que essas formas de onda representam ondas viajando em direção opostas entre as estações, como mostrado na Figura 6.4. Se as fontes do ruído ambiental são distribuídas homogeneamente em todas as direções, a parte causal e acausal devem ser idênticas. No entanto, assimetrias consideráveis na amplitude e no espectro são observadas. Isto indica diferenças nas fontes e na distribuição azimutal das mesmas. Bensen et al. (2007) mostra que comprimindo os dois lados do sinal, causal e acausal, em um sinal pode-se aumentar a razão sinal-ruído, o sinal resultante é chamado de sinal simétrico.

6.2.4 Medidas da Dispersão

Depois das correlações diárias terem sido computadas e empilhadas, a forma de onda resultante é a função de Green estimada, Campillo and Paul (2003), Shapiro and Campillo (2004) e, principalmente, Wapenaar (2004) e Bensen et al. (2007). Utilizando a função de Green pode-se medir a velocidade de grupo e de fase pela análise frequência-tempo(FTAN), como mostra Levshin and Ritzwoller (2001). Embora FTAN seja para fazer medidas das velocidades de grupo, curvas da velocidade de fase também são medidas naturalmente no processo.

A análise frequência-tempo é descrita em duas etapas por Levshin and Ritzwoller (2001) e Bensen et al. (2007). A primeira etapa (FTAN bruta), filtros Gaussianos passabanda estreitos são aplicados na representação analítica da correlação cruzada. Se o período central do filtro é T , o tempo em que a amplitude do sinal filtrado chega no máximo corresponde ao tempo de viagem, equivalente a velocidade de grupo v_g , da onda Rayleigh num período T . No entanto, deve-se garantir que a curva de dispersão, $v_g(T)$, é uma função suave do período, escapando de saltos causados por máximos espúrios. Isso é feito graças a um algoritmo que maxima a soma das amplitudes atravessada pela curva de dispersão, e inclui um termo penalizando discontinuidades na curva.

Essa FTAN bruta é realizada com o uso de um filtro '*phase-matched*', em que o termo de correção $\psi(\omega)$ é aplicado na fase do sinal analítico no domínio da frequência. $\psi(\omega)$ é avaliado graças à curva de dispersão bruta $v_g(T)$ como:

$$\psi(\omega) = \Delta \int_{\omega_0}^{\omega} \frac{d\omega'}{v_g(\omega')} \quad (6.2)$$

onde Δ é a distância entre as estações e $\omega = \frac{T}{2\pi}$. Uma curva de dispersão filtrada pode então ser medida repetindo o primeiro passo com o sinal filtrado pelo termo de correção.

Finalmente, a variabilidade sazonal das medidas de dispersão é avaliada pelo FTAN e pelas medidas das curvas de dispersão nas correlações cruzadas obtidas dos subconjuntos sazonais trimestralmente (Jan-Fev-Mar, Fev-Mar-Abr, ..., Dec-Jan-Fev).

A Figura 6.5 ilustra todo o processo descrito acima no par de estações BL.BSCB-ON.PET01: cálculo das correlações cruzadas. FTAN bruta, FTAN filtrada, medidas das curvas de dispersão e avaliação da variabilidade sazonal.

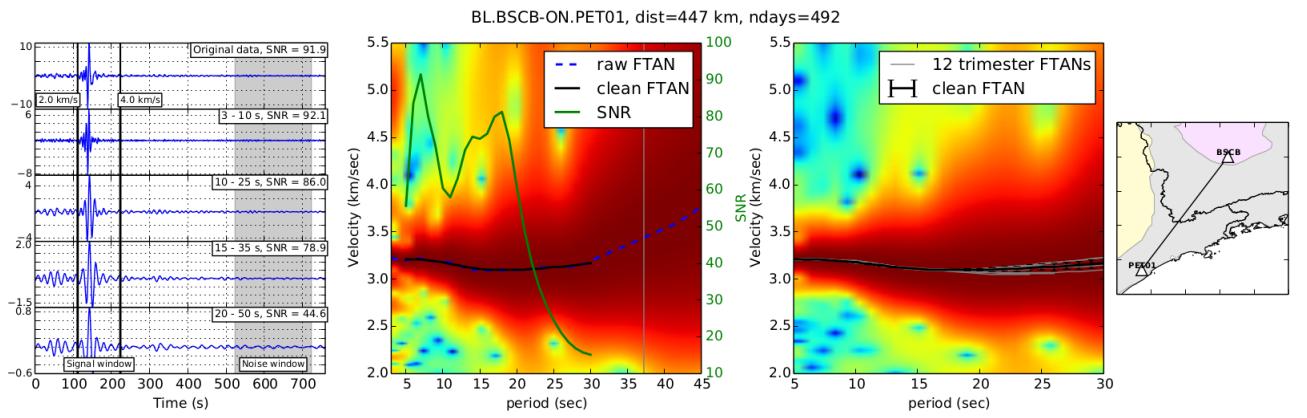


Figura 6.5: Exemplo de correlação cruzada e análise frequêncial-tempo (FTAN) no par de estações BL.BSCB-ON.PET01. (Esquerda) Correlação cruzada original simetrizada e filtrada com passa-banda. (Centro) Amplitude da FTAN bruta e filtrada, normalizada por cada valor de período e curvas de dispersão das velocidades de grupo. Os dados da forma de onda foram filtradas entre 3 e 50 segundos.(Direita) Mapa mostrando a localização do par de estações (estações, províncias tectônicas e divisas estaduais).

Capítulo 7

Resultados e Discussões

A Figura 7.1 mostra as Funções do Receptor obtidas a partir de vários eventos na estação STA08. Estes sinais estão normalizados pela amplitude do primeiro pico. O primeiro pick é a chegada da onda P direta, já o segundo, por volta de 5 segundos, é a onda P convertida em onda S na discontinuidade de Moho. As linhas verticais pontilhadas demarcam os tempos teóricos de chegada para cara múltipla nessa estação. As multiplas $PpPs$ e $PpSs+PsPs$ tem uma amplitude menor que a onda P convertida em S(Ps) devido a grande distância entre o ponto incidente e a estação. Então entas reverberações são mais afetadas por variações laterias, espallhamento e atenuação inelástica. Os sismogramas não apresenta clareza quanto a essas reverberações. A múltipla $PpPs$ não é observada facilmente e a múltipla $PpSs + PsPs$ está mascarada pelo ruído.

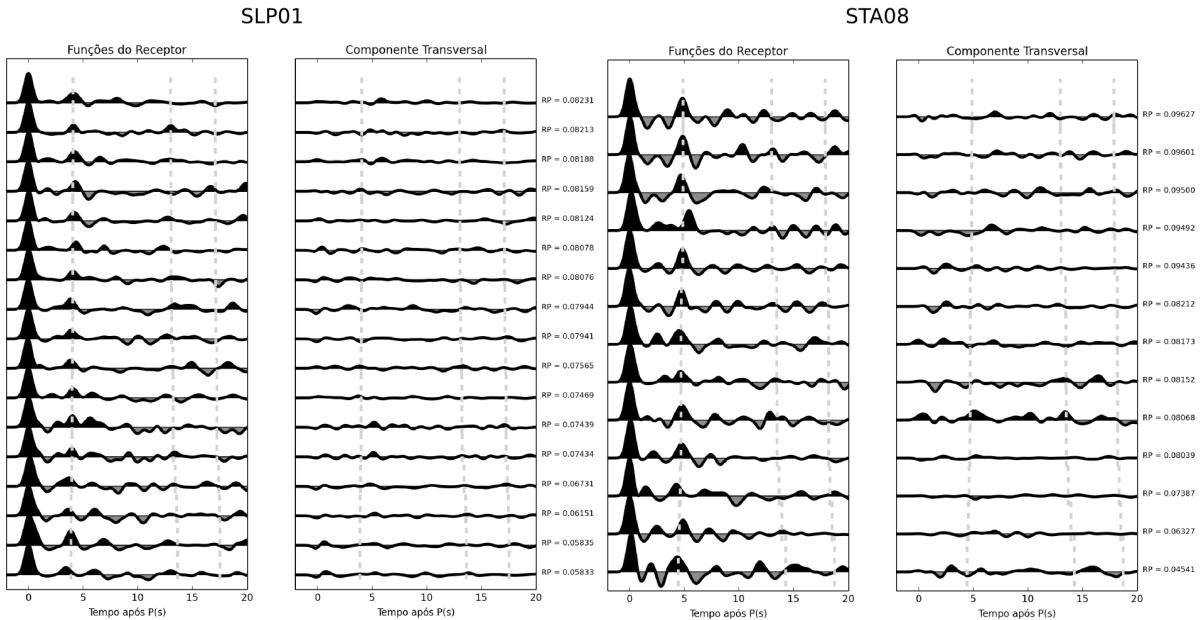


Figura 7.1: Exemplos de Funções do Receptor e da Componente Transversal para as estações SLP01(permanente) e STA08(temporária) distribuídas em função do parâmetro do Raio. O primeiro pico significa a chegada da onda P direta. Já o segundo a conversão da onda P em S em Moho. As outras multiplas geradas em Moho não são observáveis. A linha pontilhada simboliza os tempos de chegada teóricos calculados segundo o modelo de Kennet (1991).

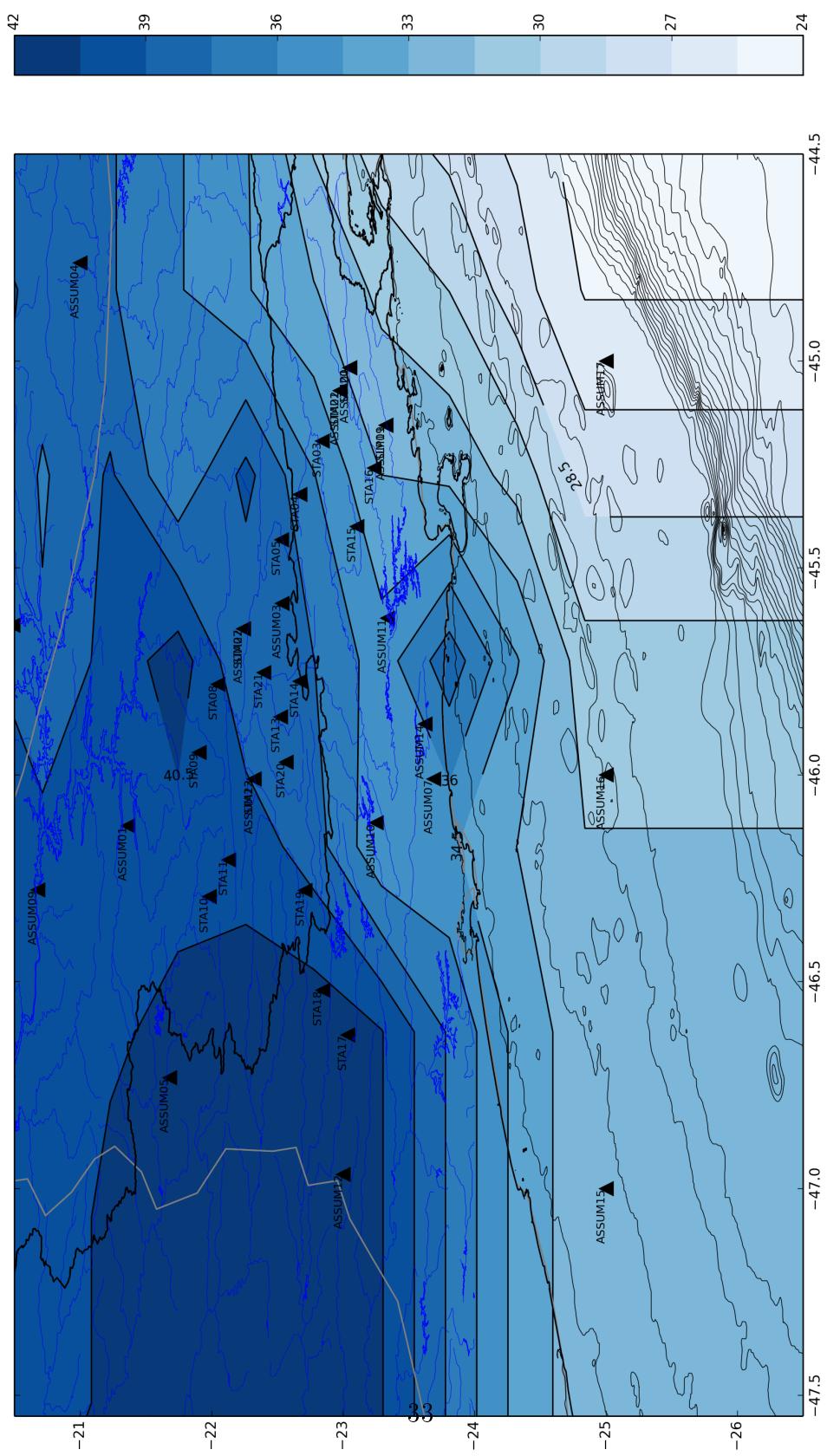
Com as Funções do Receptor calculadas, utilizou-se a método desenvolvido por Zhu and Kanamori (2000) para calcular a profundidade de Moho e a razão v_p/v_s nas estações sismográficas. Os resultados gerados estão descritos na tabela 8.1. Para uma melhor

visualização dos resultados gerados, as profundidades de Moho foram interpoladas. Para melhorar a distribuição espacial das profundidades de Moho adicionou-se dados de Assumpção et al. (2013a). O mapa da interpolação pode ser visto na Figura 7.2. Nota-se na Figura 7.2 que a discontinuidade de Moho estimada é maior no interior do continente do que na região costeira, corroborando com os dados de Assumpção et al. (2013b), (Assumpção et al., 2013a) e Van der Meijde et al. (2013) .

As incertezas na medidas, mostradas na Tabela 8.1, estão diretamente ligadas a quantidade e qualidade das Funções do Receptor. A seleção das melhores Funções do Receptor é um fase importante, pois a qualidade da Função do Receptor é preponderante sobre a quantidade. A imprecisão associada a cada um dos parâmetros obtidos pelo método de Zhu and Kanamori (2000) é estimada pelo método "*bootstrap*", desenvolvido por Efron and Tibshirani (1991). Neste trabalho utilizou 200 subconjuntos para se fazer a estimativa das incertezas associadas ao cálculo da profundidade de Moho e da razão v_p/v_s .

AJUSTAR DAQUI PARA BAIXO!!!!!!!

Identifica-se sinais precursores a Moho, por volta de 2 a 4 segundos, que variam ao longo do perfil. Estes sinais podem ser relacionados com uma interface com um alto contraste de propriedade física. O pulso negativo antes de 5 segundos indica, segundo as modelagens propostas na Figura 5.2, uma camada com baixa velocidade.



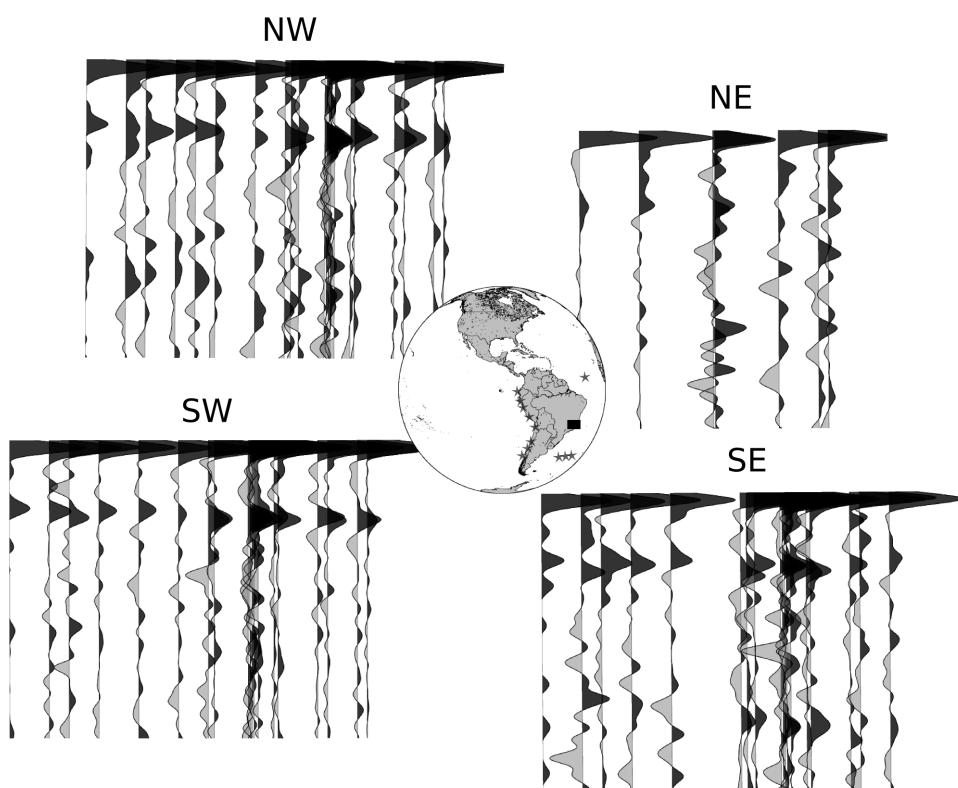


Figura 7.3:

Capítulo 8

Conclusões

Referências Bibliográficas

- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors.
- Almeida, F., and C. Carneiro, 1998, Origem e evolução da serra do mar.: Revista Brasileira de Geociências, **28**, 135–150.
- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic p waveforms: **81**, 2504–2510.
- , 1997, Receiver function source equalization: Website.
- Assumpção, M., 2002, Crustal thicknesses in SE brazilian shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation: **107**, no. B1.
- Assumpção, M., M. Bianchi, J. Julià, F. Dias, G. França, R. Nascimento, S. Drouet, C. Pavão, D. Albuquerque, and A. Lopes, 2013a, Crustal thickness map of brazil: Data compilation and main features: Journal of South American Earth Sciences, **43**, 74–85.
- Assumpção, M., M. Feng, A. Tassara, and J. Julià, 2013b, Models of crustal thickness for south america from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography: Tectonophysics, **609**, 82–96.
- Bassini, A., 1986, Levantamento sismográficos na região sudeste do brasil.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang, 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: **169**, 1239–1260.
- Boschi, L., C. Weemstra, J. Verbeke, G. Ekstrom, A. Zunino, and D. Giardini, 2013, On measuring surface wave phase velocity from station-station cross-correlation of ambient signal: **192**, 346–358.
- Campillo, M., and A. Paul, 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda: **299**, 547–549.
- Cassidy, J. F., 1992, Numerical experiments in broadband receiver function analysis: **82**, 1453–1474.
- Clayton, R. W., and R. A. Wiggins, 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves: **47**, 151–177.
- Efron, B., and R. Tibshirani, 1991, Statistical data analysis in the computer age: Science, **253**, 390–395. (PMID: 17746394).
- Flora Solon, E. F. L. T., 2013, Ancient geological structures in the middle crust of southeast brazilian portion identified by geoelectrical results with magnetotellurics geophysical methods.: , 29–33.
- Gibbons, S. J., 2006, On the identification and documentation of timing errors: An example at the KBS station, spitsbergen: **77**, 559–571.
- Hasui, Y., and G. Sadowski, 1976, Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do estado de são paulo.: Revista Brasileira de Geociências, **6**, 182–200.
- Heilbron, M., B. P. Duarte, C. d. M. Valeriano, A. Simonetti, N. Machado, and J. R. Nogueira, 2010, Evolution of reworked paleoproterozoic basement rocks within the ribeira belt (neoproterozoic), SE-brazil, based on u–pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the são francisco-congo paleocontinent: **178**, 136–148.
- Julia, J., M. Assumpcao, and M. P. Rocha, 2008, Deep crustal structure of the parana

- basin from receiver functions and rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root: **113**, no. B8.
- Kennet, B. L. N., 1991, Iaspei 1991 seismological tables: **3**, 122–122.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori, 1982, Inversion of complex body waves: **72**, 491–506.
- Kühn, A., K. Stüwe, and R. a. J. Trouw, 2004, Metamorphic evolution of the ribeira belt: Evidence from outcrops in the rio de janeiro area, brazil: **45**, 2303–2323.
- Langston, C. A., 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter: Bulletin of the Seismological Society of America, **67**, 1029–1050.
- , 1979, Structure under mount rainier, washington, inferred from teleseismic body waves: **84**, no. B9, 4749–4762.
- Levshin, A. L., and M. H. Ritzwoller, 2001, Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves, in Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves: Birkhäuser Basel, Pageoph Topical Volumes, 1531–1545.
- Ligorría, J. P., and C. J. Ammon, 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation: **89**, 1395–1400.
- McNamara, D. E., and R. Buland, 2004, Ambient noise levels in the continental united states: Bulletin of the Seismological Society of America, **94**, 1517–1527.
- Pimentel, M. M., J. B. Rodrigues, M. E. S. DellaGiustina, S. Junges, M. Matteini, and R. Armstrong, 2011, The tectonic evolution of the neoproterozoic brasília belt, central brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS u–pb sedimentary provenance data: A review: **31**, 345–357.
- Reno, B. L., P. M. Piccoli, M. Brown, and R. a. J. Trouw, 2012, In situ monazite (u–th)–pb ages from the southern brasília belt, brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites: **30**, 81–112.
- Riccomini, C., 1989, O rift continental do sudeste do brasil. são paulo: Instituto de geociências universidade de são paulo.: PhD in geolgy, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.
- Sand França, G., and M. Assumpção, 2004, Crustal structure of the ribeira fold belt, SE brazil, derived from receiver functions: **16**, 743–758.
- Seats, K. J., J. F. Lawrence, and G. A. Prieto, 2012, Improved ambient noise correlation functions using welch's method: **188**, 513–523.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo, 2004, Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise: **31**, L07614.
- Silva, A. R., 2014, Modelagem gravimétrica de uma seção entre a margem continental do sudeste do brasil e a área emersa adjacente.
- Trouw, R. A., R. Peternel, A. Ribeiro, M. Heilbron, R. Vinagre, P. Duffles, C. C. Trouw, M. Fontainha, and H. H. Kussama, 2013, A new interpretation for the interference zone between the southern brasília belt and the central ribeira belt, SE brazil: **48**, 43–57.
- Valeriano, C. d. M., M. Tupinambá, A. Simonetti, M. Heilbron, J. C. H. de Almeida, and L. G. do Eirado, 2011, U-pb la-mc-icpms geochronology of cambro-ordovician post-collisional granites of the ribeira belt, southeast brazil: Terminal brasileño magmatism in central gondwana supercontinent: **32**, 416–428.
- Van der Meijde, M., J. Julià, and M. Assumpção, 2013, Gravity derived moho for south america: Tectonophysics, **609**, 456–467.
- Wapenaar, K., 2004, Retrieving the elastodynamic green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation: **93**, 254301.
- Zhu, L., and H. Kanamori, 2000, Moho depth variation in southern california from teleseismic receiver functions: Journal of Geophysical Research, **105**, 2969–2980.

Anexo 1

Tabela 8.1: Tabela com as coordenadas(Lat Long) e altitude (m) das Estações.

Nome	Latitude	Longitude	Elevação(m)
STA01	-23.049408	-45.016808	950
STA02	-22.977707	-45.072017	886
STA03	-22.840839	-45.194141	576
STA04	-22.673525	-45.323162	902
STA05	-22.5325	-45.432383	1100
STA06	-22.386261	-45.549086	931
STA07	-22.241667	-45.647361	988
STA08	-22.050056	-45.781374	884
STA09	-21.903929	-45.946331	1045
STA10	-21.98335	-46.29471	1135
STA11	-22.12999	-46.20536	1455
STA12	-22.32379	-46.01047	890
STA13	-22.52571	-45.86029	918
STA14	-22.67147	-45.77467	974
STA15	-23.10378	-45.39983	895
STA16	-23.2387	-45.25919	906
STA17	-23.0337	-46.62914	776
STA18	-22.84539	-46.52033	957
STA19	-22.71192	-46.27943	1413
STA20	-22.56621	-45.96951	908
STA21	-22.39548	-45.75364	957
STA22	-22.21361	-45.53215	1052
STA23	-22.06692	-45.33267	993
STA24	-21.83834	-44.89324	995