

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – CCMN
FACULDADE DE GEOLOGIA**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**Inversão Sísmica Tomográfica utilizando dados de Refração Sísmica Profunda
da Província Tocantins: Um Estudo de Caso**

JÉSSICA TEIXEIRA DA COSTA

ORIENTADOR: FÁBIO ANDRÉ PEROSI

RIO DE JANEIRO - RJ

2018

JÉSSICA TEIXEIRA DA COSTA DRE: 112094090

**Inversão Sísmica Tomográfica utilizando dados de
Refração Sísmica Profunda da Província Tocantins: Um
Estudo de Caso**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido
à Faculdade de Geologia da Universidade
Federal do Rio Janeiro, como parte
dos requisitos necessários à obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fábio André Perosi

RIO DE JANEIRO - RJ

2018

FOLHA DE AVALIAÇÃO

JÉSSICA TEIXEIRA DA COSTA

DRE: 112094090

Inversão Sísmica Tomográfica utilizando dados de Refração Sísmica Profunda da Província Tocantins: Um Estudo de Caso

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Rio Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de avaliação: 19 / set / 2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Fábio André Perosi (Orientador - UFRJ)

NOTA: _____

Me. Jonatan de Oliveira Dias (Doutorando - UFRJ)

NOTA: _____

Raíssa Maria Siqueira da Silva (Mestranda - UFRJ)

NOTA: _____

RIO DE JANEIRO - RJ

2018

Dedico este trabalho aos meus pais, irmão e Tomii que me apoiou em todos momentos.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Fábio Perosi, pela orientação, paciência e apoio em todos os momentos do trabalho.

Ao Laboratório de Geofísica e Petrofísica – LAGEP e seus membros por proporcionar a estrutura necessária para o desenvolvimento da pesquisa, assim como fornecer o ânimo diário.

A todos os professores e funcionários da UFRJ que tive o prazer de conhecer, todos eles contribuíram de alguma maneira para a minha formação e seus ensinamentos levarei para o resto da minha vida.

Aos membros da banca por aceitarem o convite.

Aos meus pais, Oswaldo e Alice, que sempre se esforçaram para me incentivar e me proporcionar a melhor educação possível. E eles juntamente com meu irmão, Gabriel, sempre tiveram muita paciência, suporte e compreensão comigo, mesmo nos momentos nos quais meu humor era difícil de lidar.

A toda a minha família, desde meus avós até meus primos, por todo suporte oferecido durante todo tempo.

Aos meus amigos, cujos momentos de descontração foram de muita ajuda.

A Tomii por seu apoio incondicional, me animando nos momentos mais difíceis.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	III
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VI
ÍNDICE DE TABELAS.....	XI
RESUMO.....	XII
ABSTRACT.....	XIII
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 GENERALIDADES.....	1
1.2 OBJETIVO.....	2
1.3 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.4 ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO.....	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
2.1 GENERALIDADES.....	4
2.2 FAIXA ARAGUAIA.....	11
2.3 FAIXA BRASÍLIA.....	12
2.3.1 <i>Arco Magmático de Goiás</i>	12
2.3.2 <i>Maciço de Goiás</i>	12
2.3.3 <i>Faixa de dobras e empurrões de antepaís</i>	14
2.3.4 <i>Síntese Tectônica</i>	14
2.3.5 <i>Cráton São Francisco</i>	15
3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DOS MÉTODOS UTILIZADOS.....	16
3.1 CARACTERÍSTICAS DA ESTRUTURA CRUSTAL DO PLANETA.....	16
3.1.1 <i>Definições de Crosta e Manto Superior</i>	16
3.1.2 <i>Definições de Litosfera e Astenosfera</i>	18
3.2 TEORIA DA ELASTICIDADE.....	18
3.3 PROPAGAÇÃO DE ONDAS.....	19
3.3.1 <i>Ondas Planas</i>	19
3.3.2 <i>Ondas Esféricas</i>	20
3.3.3 <i>Teoria dos Raios</i>	21
3.3.4 <i>Espalhamento de Ondas</i>	23
3.4 QUI-QUADRADO (χ^2).....	24
3.5 REFRAÇÃO SÍSMICA PROFUNDA (WAR).....	25
3.5.1 <i>Tempo Reduzido</i>	26
3.5.2 <i>Gradiente de Velocidade</i>	27
3.5.3 <i>Camadas Inclínadas</i>	27
3.6 MODELAGEM SÍSMICA DIRETA E INVERSA.....	28

3.7 O PROGRAMA SEISMIC UNIX (SU).....	29
3.8 O PROGRAMA TOMO2D.....	30
3.9 PROCEDIMENTO EMPREGADO.....	30
4 RESULTADOS OBTIDOS.....	32
4.1 QUALIDADE DOS DADOS.....	32
4.2 PORANGATU.....	36
4.2.1 Descrição.....	36
4.2.2 Modelos 2D da linha sísmica L1-Porangatu.....	36
4.3 CAVALCANTE.....	39
4.3.1 Descrição.....	39
4.3.2 Modelos 2D da linha sísmica L2-Cavalcante.....	39
4.4 LINHA INTEIRA.....	42
4.4.1 Descrição.....	42
4.4.2 Modelos 2D da linha sísmica Inteira (L1+L2).....	42
5 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES.....	46
6 CONCLUSÕES.....	48
REFERÊNCIAS.....	50
APÊNDICE A – LEITURA DOS TEMPOS – LINHA L1-PORANGATU.....	56
APÊNDICE B – LEITURA DOS TEMPOS – LINHA L1-PORANGATU.....	69
APÊNDICE C – SEÇÕES SÍSMICAS – LINHA L1 – PORANGATU.....	79
APÊNDICE D – SEÇÕES SÍSMICAS – LINHA L2 – CAVALCANTE.....	86

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1:** – Mapa da área de estudo mostrando a linha de refração, os símbolos azuis são referentes aos pontos de aquisição e os vermelhos as explosões. (Google Maps, 2018).2
- Figura 2.1:** As 10 Províncias estruturais que haviam sido definidas por Almeida *et al.* (1977,1981). Legenda: 1 = Rio Branco; 2 = Tapajós; 3 = São Francisco; 4 = Tocantins; 5 = Mantiqueira; 6 = Borborema; 7 = Amazonas; 8 = Parnaíba; 9 = Paraná; 10 = Província Costeira e Margem Continental. (Almeida *et al.* 1981)....4
- Figura 2.2:** As províncias estruturais do Brasil, segundo Hasui (2013). Tendo como divisão original de Almeida *et al.* (1977,1981), são no total de treze províncias, com acréscimo das Parecis, Subandina e Margem Continental Equatorial.5
- Figura 2.3:** Mostra a divisão geotectônica que ocorreu no ciclo Brasileiro-Panafricano. Sendo os crátons representados em cor rosa e os sistemas orogênicos em verde. (Hasui, 2013).6
- Figura 2.4:** Setores e domínios do Sistema Orogrênico Tocantins. Fonte: Hasui, 2013.7
- Figura 2.5:** Mapa geológico da área de estudo contendo as linhas sísmicas de aquisição L1 (Porangatu) e L2 (Cavalcante). (Mapa modificado de Dardenne *et al.* 2000).....7
- Figura 2.6:** Modelos crustais ao longo de dois perfis gravimétricos distintos (a) anomalia Bouguer; (b) modelos gravimétrico (números são densidades em g/cm³); (c) seção geológica da crosta superior; (d) seção geológica interpretativa até o manto superior baseada nos resultados combinados de modelagem gravimétrica e de flexura, estimando a profundidade média do embasamento sob a Faixa Araguaia baseado em dados magnéticos e na espessura dos sedimentos Quaternários da bacia da Ilha do Bananal. AC (Cráton Amazônico), GM (Maciço de Goiás) e SFC (Cráton do São Francisco). (Ussami & Molina, 1999).9

Figura 2.7: Modelo 2D final das duas linhas sísmicas para a modelagem gravimétrica. Os valores em preto no interior do modelo são referentes as densidades e em vermelho as velocidades da onda P. (Perosi 2006).	10
Figura 2.8: Modelagem gravimétrica de anomalia Bouguer obtida para a região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Dados de densidade fornecidos em g/cm ³ . No modelo, estrelas indicam a localização dos tiros da linha sísmica. (Ventura <i>et al.</i> (2011).	11
Figura 2.9: Mapa com a localização dos corpos que afetaram a chegada das ondas sísmicas na região. Na parte superior se encontra uma imagem de satélite e na parte inferior é mostrado o mapa geológico da região. O anortosito, representado na cor roxa, está próximo ao tiro EX14, enquanto o granito, representado na cor vermelha, está próximo ao tiro EX15, EX21 e EX16. (Modificado de Soares <i>et al.</i> , 2006a).	13
Figura 3.1: Uma curva tensão-deformação típica para um corpo sólido. (Kearey <i>et al.</i> 2009).....	18
Figura 3.2: Propriedades de uma onda. (Adaptado de Science Learning Hub 2011).	21
Figura 3.3: Ilustração do Princípio de Huygens. a) Uma onda plana no tempo $t + \Delta t$ pode ser modelada como a soma de frente de ondas esféricas emitidas pelos pontos da frente de onda em t . b) Uma pequena abertura numa barreira irá produzir uma frente de onda difratada se a abertura é pequena comparada ao comprimento de onda. (SHEARER, 2009).	22
Figura 3.4: Uma onda P incide sobre uma interface que possui um contraste de impedância acústica, gerando raios de onda P refletido e refratado. (KEAREY <i>et al.</i> , 2009).....	22
Figura 3.5: a) Geometria da trajetória do raio no caso de camadas inclinadas. b) Gráfico de curvas tempo x distância obtida para chegadas de ondas frontais a partir de um refrator inclinado nas direções direta e reversa ao longo de uma linha de perfil de refração. (KEAREY <i>et al.</i> , 2009).	26

Figura 4.1: Seção Sísmica do Tiro EX15 mostrando as chegadas das ondas P e exemplificando uma seção de qualidade ruim.....	34
Figura 4.2: Seção Sísmica do Tiro EX21 mostrando as chegadas das ondas P e exemplificando uma seção de qualidade normal.....	35
Figura 4.3: Modelo inicial de Porangu. As setas vermelhas indicam a posicao relativas dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.....	37
Figura 4.4: Modelo invertido da linha de Porangatu. As setas vermelhas indicam a posicao relativas dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.....	37
Figura 4.5: Modelo invertido da linha de Porangatu, apresentando os raios sísmicos. As setas vermelhas indicam a posicao relativas dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.....	38
Figura 4.6: Modelo de velocidades médias da linha de Porangatu após a inversão dos 100 modelos aleatórios. A linha preta indica a descontinuidade de Moho depois da inversão.....	38
Figura 4.7: Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Figura 4.6 após a análise estatística de Monte Carlo.....	39
Figura 4.8: Modelo inicial da linha de Cavalcante.....	40
Figura 4.9: Modelo invertido da linha de Cavalcante.....	40
Figura 4.10: Modelo invertido da linha de Cavalcante, apresentando os raios sísmicos.....	41
Figura 4.11: Modelo de velocidades médias da linha de Cavalcante após a inversão dos 100 modelos aleatórios.....	41
Figura 4.12: Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Fig 4.9 após a análise estatística de Monte Carlo.....	42

Figura 4.13: Modelo inicial da linha Inteira (L1+L2).....	43
Figura 4.14: Modelo invertido da linha Inteira (L1+L2).....	43
Figura 4.15: Modelo invertido da linha de Inteira (L1+L2), apresentando os raios sísmicos..	44
Figura 4.16: Modelo de velocidades médias da linha Inteira (L1+L2) após a inversão dos 100 modelos aleatórios.....	44
Figura 4.17: Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Fig 4.16 após a análise estatística de Monte Carlo.....	45
Figura 4.18: Seção sísmica para onda P- Tiro EX11- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	79
Figura 4.19: Seção sísmica para onda P- Tiro EX12- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	80
Figura 4.20: Seção sísmica para onda P- Tiro EX13- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	81
Figura 4.21: Seção sísmica para onda P- Tiro EX14- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	82
Figura 4.22: Seção sísmica para onda P- Tiro EX15- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	83
Figura 4.23: Seção sísmica para onda P- Tiro EX16- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	84
Figura 4.24: Seção sísmica para onda P- Tiro EX17- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	85
Figura 4.25: Seção sísmica para onda P- Tiro EX21- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	86
Figura 4.26: Seção sísmica para onda P- Tiro EX23- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.....	87

- Figura 4.27:** Seção sísmica para onda P- Tiro EX25- Velocidade de Redução de 6,0 km/s.
Vermelho corresponde V_p e verde corresponde as reflexões.....88
- Figura 4.28:** Seção sísmica para onda P- Tiro EX26- Velocidade de Redução de 6,0 km/s.
Vermelho corresponde V_p e verde corresponde as reflexões.....89
- Figura 4.29:** Seção sísmica para onda P- Tiro EX27- Velocidade de Redução de 6,0 km/s.
Vermelho corresponde V_p e verde corresponde as reflexões..... 90

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Leituras dos tempos do tiro EX11.....	56
Tabela 2: Leituras dos tempos do tiro EX12.....	58
Tabela 3: Leituras dos tempos do tiro EX13.....	60
Tabela 4: Leituras dos tempos do tiro EX14.....	62
Tabela 5: Leituras dos tempos do tiro EX15.....	64
Tabela 6: Leituras dos tempos do tiro EX16.....	65
Tabela 7: Leituras dos tempos do tiro EX17.....	67
Tabela 8: Leituras dos tempos do tiro EX21.....	69
Tabela 9: Leituras dos tempos do tiro EX23.....	71
Tabela 10: Leituras dos tempos do tiro EX25.....	73
Tabela 11: Leituras dos tempos do tiro EX26.....	75
Tabela 12: Leituras dos tempos do tiro EX27.....	77

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo principal testar por inversão os dados de Refração Sísmica Profunda obtidos na Província Tocantins no pacote Tomo2D. Esses dados foram levantados em duas linhas sísmicas de 300 km de extensão cada, com tiros a cada 50 km e 120 pontos de registro espaçados de aproximadamente 2,5 km. Geralmente, a tomografia sísmica é implementada quando se tem uma grande quantidade de dados, porém optou-se por testar essa metodologia neste conjunto de dados terrestres de refração sísmica profunda que apesar de ter pouca quantidade, possui um espaçamento pequeno entre os registradores, portanto é considerado um dos mais densos do Brasil no quesito linhas obtidas por km². Os modelos obtidos pelo Tomo2D apresentam campos de velocidades similares aos obtidos pelo forward modeling, entretanto não são representativos. Como possíveis causas desse resultado aponta-se a baixa quantidade de dados se comparadas a outros experimentos que utilizam tomografia sísmica, a irregularidade na cobertura e a grande quantidade de ruído. Como conclusões têm-se que o pacote Tomo2D é uma boa ferramenta para inversões tomográficas sísmicas, cujo processamento é relativamente rápido e estável. Como ponto negativo tem-se o manual muito pouco explicativo, e, neste caso, a inversão por tomografia sísmica não foi satisfatória, uma vez que o modelo de velocidades obtido não foi suave e não houve uma boa correlação com a geometria da descontinuidade de Moho.

Palavras-chave: Tomografia Sísmica, Refração Sísmica Profunda, Província Tocantins

ABSTRACT

The main objective of this work is to test by inversion the data of deep seismic refraction obtained in the Tocantins Province in the software Tomo2D. These data were acquired from two 300 km long seismic lines with shots every 50 km and 120 recording points spaced approximately 2.5 km. Generally, seismic tomography is implemented when there is a large amount of data that is available, but it was decided to test this methodology in this set of terrestrial deep seismic refraction data that despite having a small amount, has a small of spacing between the registers, therefore is considered one of the most dense in Brazil in terms of lines obtained per km². Generally, seismic tomography is implemented when there is a large amount of data, but it was decided to test this methodology in this set of terrestrial data of deep seismic refraction that is considered one of the most dense in Brazil. The models obtained by Tomo2D present velocities fields similar to those obtained by forward modeling, however they are not representative. As possible causes for this result it is indicated the low amount of data if compared to other experiments that use seismic tomography, the irregularity in the coverage and the great amount of noise. It is concluded that the Tomo2D package is a good tool for seismic tomographic inversions, whose processing is relatively fast and stable. As a negative point the manual is very little explanatory, and, in this case, the inversion by seismic tomography was not satisfactory, since the velocity model obtained was not smooth and there was no good correlation with the geometry of the Moho discontinuity.

Keywords: Seismic Tomography, Deep Seismic Refraction, Tocantins Province

1. INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

Entre os diferentes métodos geofísicos existentes, os métodos sísmicos se destacam como alguns dos mais utilizados e são importantes ferramentas exploratórias. Essa importância se deve ao fato destas técnicas propiciarem o estudo interno da estrutura em subsuperfície através da criação de ondas sísmicas produzidas artificialmente.

A sísmica de reflexão é utilizada principalmente quando se deseja um resultado com uma resolução vertical melhor, pois assim possibilita melhor divisão das estruturas geológicas presentes (KEAREY, 2009).

O método de refração sísmica profunda é o mais utilizado quando o objetivo é o estudo crustal de uma área, pois ele permite melhorar a compreensão da compartimentação interna da crosta através da distribuição do campo de velocidades das ondas sísmicas do meio, denotando assim as diferentes descontinuidades existentes em profundidade (KEAREY, 2009).

Os experimentos de refração sísmica profunda no Brasil começaram a ser realizados em 1975 por meio do uso das explosões de pedreiras (Giese & Shutte, 1975; *apud* Perosi, 2006). Apenas no final da década de 90 que ocorreu a primeira aquisição utilizando equipamento digital com explosões controladas (Berrocal *et al.*, 2004), e foi este experimento pioneiro que gerou os dados utilizados nesta monografia.

O seguinte trabalho se utiliza dos dados de refração sísmica profunda que foram cedidos pelo prof. Fábio André Perosi e faziam parte do Projeto Temático "Estudos Geofísicos e Modelo Tectônico dos Setores Central e Sudeste da Província Tocantins, Brasil Central", o qual teve o levantamento realizado pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) e o Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB), em parceria com o Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

O método de inversão tomográfica geralmente é utilizado quando tem uma grande quantidade de dados (leituras de tempo das chegadas das onda P) e em dados com baixo nível de ruído. A tomografia é muito utilizada para a elaboração de modelos de velocidades sísmicas (campos de velocidade), os quais são utilizados para inversões e migrações de dados

sísmicos. Atualmente, esse método é utilizado em Sismologia para o mapeamento da crosta terrestre em duas dimensões e também em Sísmica Aplicada, utilizando-se dados sísmicos marinhos, para se fazer a inversão conjunta de dados de sismômetros de fundo oceânico (OBS) com a sísmica de reflexão multi-canal (MCS).

1.2 Objetivo

Este trabalho tem como finalidade avaliar a possibilidade da Inversão dos dados de Refração Profunda por Tomografia Sísmica, através do emprego das ondas p , para fazer a determinação da profundidade de Moho, assim como as velocidades da crosta e do manto superior da área levantada. Esta avaliação será realizada em comparação ao modelo de velocidades sísmicas existente do Setor Central da Província Tocantins (Perosi, 2006). Será elaborado como produto final um modelo de velocidades sísmicas da crosta terrestre e manto superior e compará-lo com o modelo anterior.

1.3 Localização

Os dados são referentes ao setor Central da Província Tocantins no estado de Goiás de coordenadas $13^{\circ}88'S$ e $46^{\circ}85'W$. Neste local haviam sido levantadas duas linhas de refração profunda sucessivas, denominadas Porangatu (L1) e Cavalcante (L2), tendo cada linha uma extensão aproximada de 300km de comprimento com direção NW-SE. E o perfil de cada uma teve 120 pontos de registro com separação de cerca de 2,5 km e explosões controladas a cada 50km.

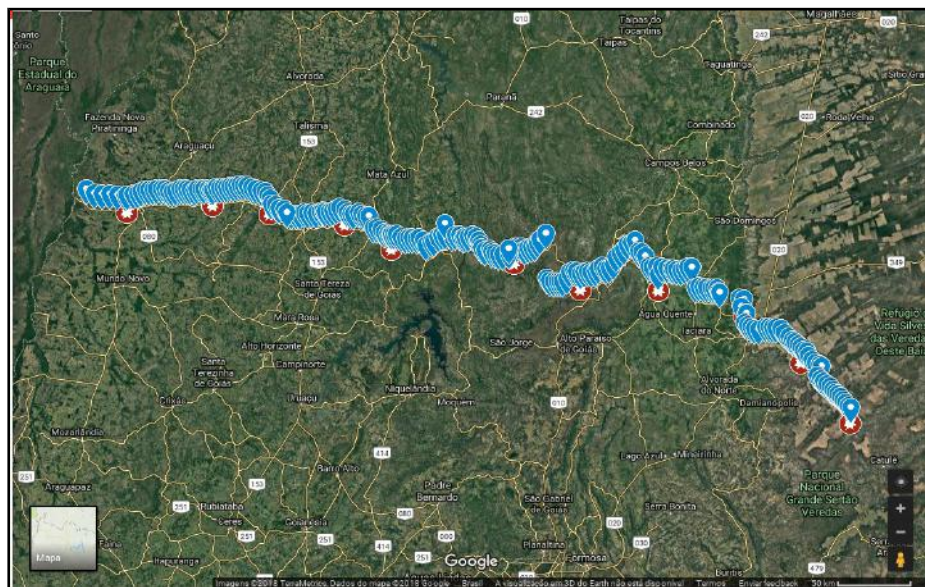


Figura 1.1 –

Mapa da área de estudo mostrando a linha de refração, os símbolos azuis são referentes aos pontos de aquisição e os vermelhos as explosões. Fonte: Google Maps, 2018.

1.4 Estruturação do Trabalho

O conteúdo deste trabalho está apresentado na seguinte sequência:

- Capítulo 1 – Introdução: neste capítulo são apresentadas algumas características gerais do presente trabalho, assim como seu objetivo e localização da área.
- Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional: neste capítulo é apresentado o referencial teórico dos principais aspectos geológicos da área que é atravessada pela linha de refração sísmica.
- Capítulo 3 – Fundamentos Teóricos dos Métodos Utilizados: neste capítulo são apresentados de forma sucinta uma revisão dos principais conceitos teóricos e matemáticos relacionados a Sísmica de Refração Profunda, assim como os programas que foram utilizados.
- Capítulo 4 – Resultados Obtidos: neste capítulo são mostrados os resultados obtidos para as linhas Porangatu e Cavalcante.
- Capítulo 5 – Interpretações e Discussões: neste capítulo é feita a interpretação dos resultados obtidos e é apresentada uma discussão sobre eles baseada nos dados que se tem até o momento da área.
- Capítulo 6 – Conclusões: neste capítulo são apresentadas as considerações finais a respeito dos dados obtidos.
- Apêndices – são apresentados neles as figuras obtidas durante o processamento de dados deste trabalho.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Generalidades

O conceito de compartimentar o Brasil em Províncias Estruturais foi apresentado primeiramente por Almeida *et. al.* (1977, 1981), essa ideia surgiu da necessidade de facilitar a visualização temporal da distribuição das numerosas unidades litológicas e estruturais em relação aos eventos tectônicos ocorridos em escala continental. De acordo, com essa classificação, na época haviam sido divididas dez províncias (figura 2.1), sendo a Tocantins uma delas e era correspondente ao Sistema Orogênico Tocantins.

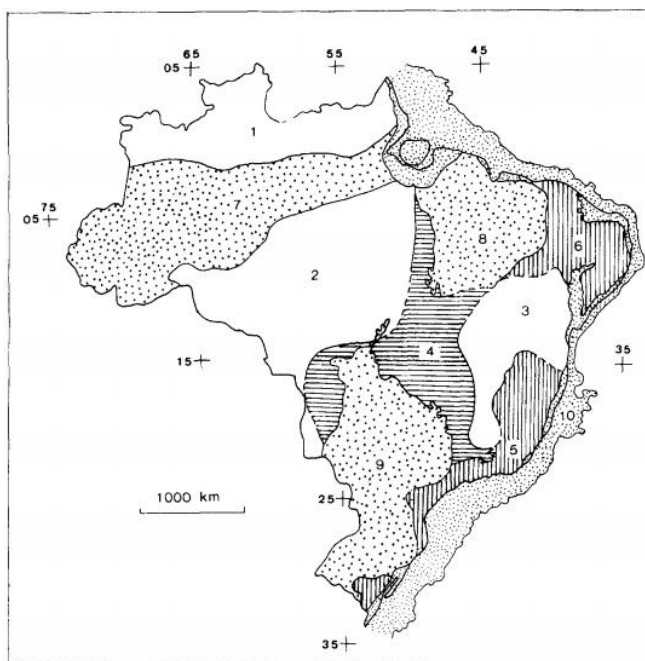


Figura 2.1: As 10 Províncias estruturais que haviam sido definidas por Almeida *et. al.* (1977,1981). Legenda: 1 = Rio Branco; 2 = Tapajós; 3 = São Francisco; 4 = Tocantins; 5 = Mantiqueira; 6 = Borborema; 7 = Amazonas; 8 = Parnaíba; 9 = Paraná; 10 = Província Costeira e Margem Continental. Fonte: Almeida *et. al.*, 1981.

Essa proposta de divisão ainda é muito discutida e já sofreu muitas alterações desde então com o acúmulo de novos dados. Uma das últimas atualizações é da CPRM (BIZZI *et. al.*, 2003), na qual são adotadas quinze províncias, sendo desmembradas em novas às que se localizavam no Cráton Amazonas e as restantes permanecerem com boa parte de suas delimitações bem semelhantes ao modelo anterior de Almeida *et. al.* (1977, 1981). No entanto, essa sistematização não é aceita por todos autores, então poderá mudar bastante dependendo da corrente acadêmica. Alkmim e Martins-Neto (2004), por exemplo, já separaram em onze províncias, neste caso, eles consideraram o Cráton Amazônico como uma única província,

dividiram a margem continental em duas províncias e consideraram as bacias subandinas uma Província. Enquanto Hasui (2013), fez uma modificação da proposta original, acrescentando a Província Parecis e Subandina, e uma distinção da Margem Continental Equatorial e da Margem Continental (figura 2.2).

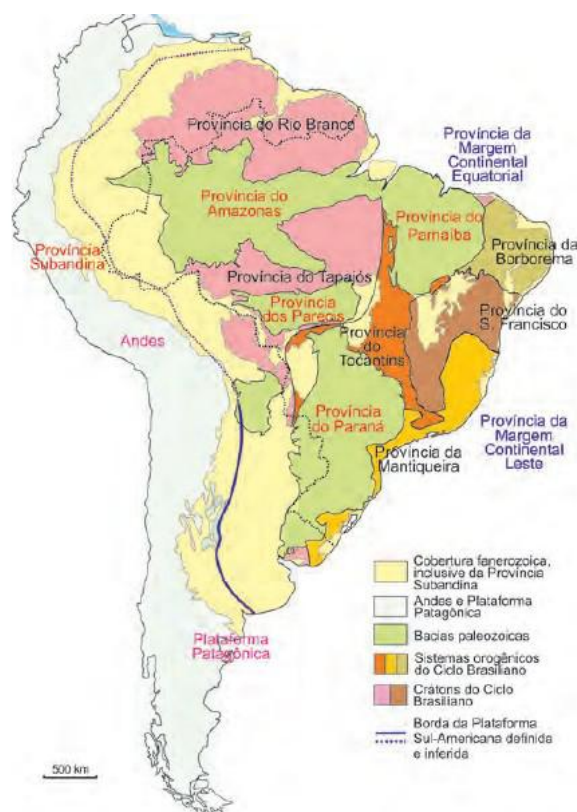


Figura 2.2: As províncias estruturais do Brasil, segundo Hasui (2013). Tendo como divisão original de Almeida *et al.* (1977,1981), são no total de treze províncias, com acréscimo das Parecis, Subandina e Margem Continental Equatorial.

A Província Tocantins foi formada através da orogênese que ocorreu ao longo do ciclo Brasileiro-Panafricano, no Neoproterozóico, resultado da colisão entre os blocos continentais dos Crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema que formou o supercontinente Gondwana (Hasui, 2013; Unrug, 1992). Está atualmente localizada entre os Crátons Amazônico e São Francisco, e tem direção aproximada N-S, como pode ser observado na figura 2.3 abaixo.

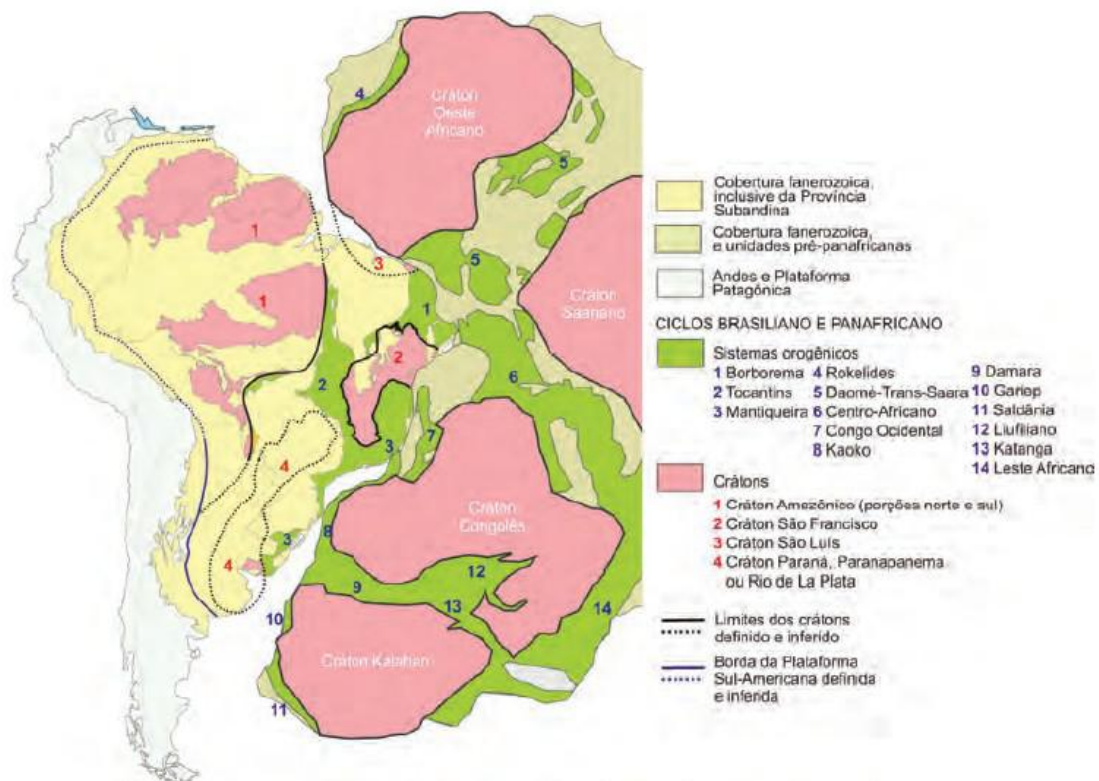


Figura 2.3: Mostra a divisão geotectônica que ocorreu no ciclo Brasileiro-Panafricano. Sendo os crátons representados em cor rosa e os sistemas orogênicos em verde. FONTE: Hasui, 2013.

De acordo com Almeida et. al (1977), a Província Tocantins pode ser dividida em três regiões de acordo com suas estruturas: central, que diz respeito a maior parte do maciço mediano de Goiás; oriental, que está relacionado às baixas de dobramentos Uruaçu e Brasília; e ocidental que seria a seção com a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia.

A Província Tocantins é constituída de três cinturões orogênicos que são denominados faixas Araguaia, Paraguai e Brasília (figura 2.4). A faixa Araguaia se dispõe em uma orientação relativamente N-S, se estendendo ao longo do Tocantins e leste do Pará, enquanto a faixa Paraguai tem uma direção sudoeste, alcançando o Mato Grosso e Mato Grosso do Sul.

A faixa Brasília é o maior setor da província e o Orógeno Brasileiro mais bem preservado da América do Sul, estende-se por mais de 1000 km em direção N-S, indo do sul de Tocantins até ao sul de Minas Gerais (Pereira & Fuck, 2005; Fuck, 2014). Está subdividida em Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e cinturão de dobras e empurrões de antepaís (Fuck et. al. 1994).

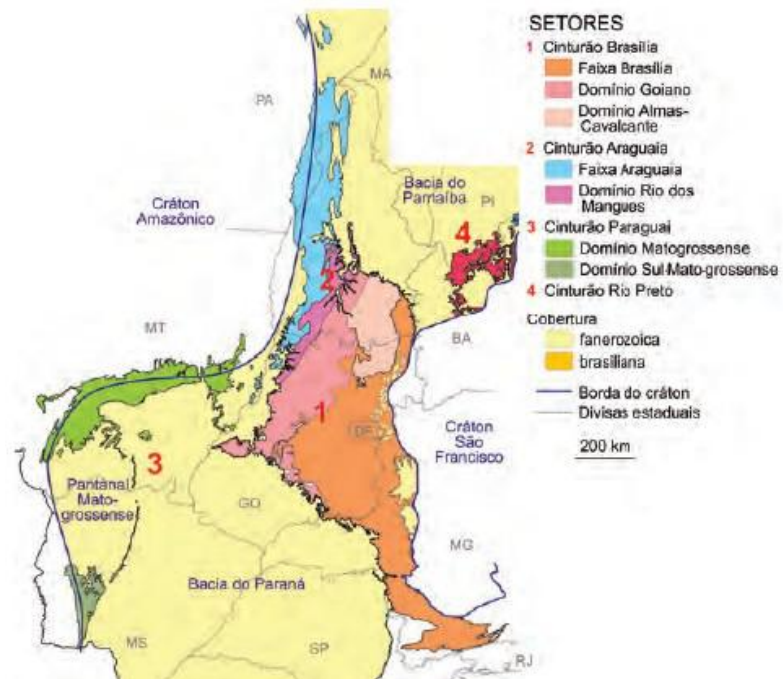


Figura 2.4: Setores e domínios do Sistema Orogênico Tocantins. Fonte: Hasui, 2013.

Como pode ser observada na figura 2.5 abaixo, na área de estudo, as duas linhas sísmicas L1 (Porangatu) e L2 (Cavalcante) atravessam principalmente a Faixa Brasília, cortando apenas uma pequena seção da Faixa Araguaia.

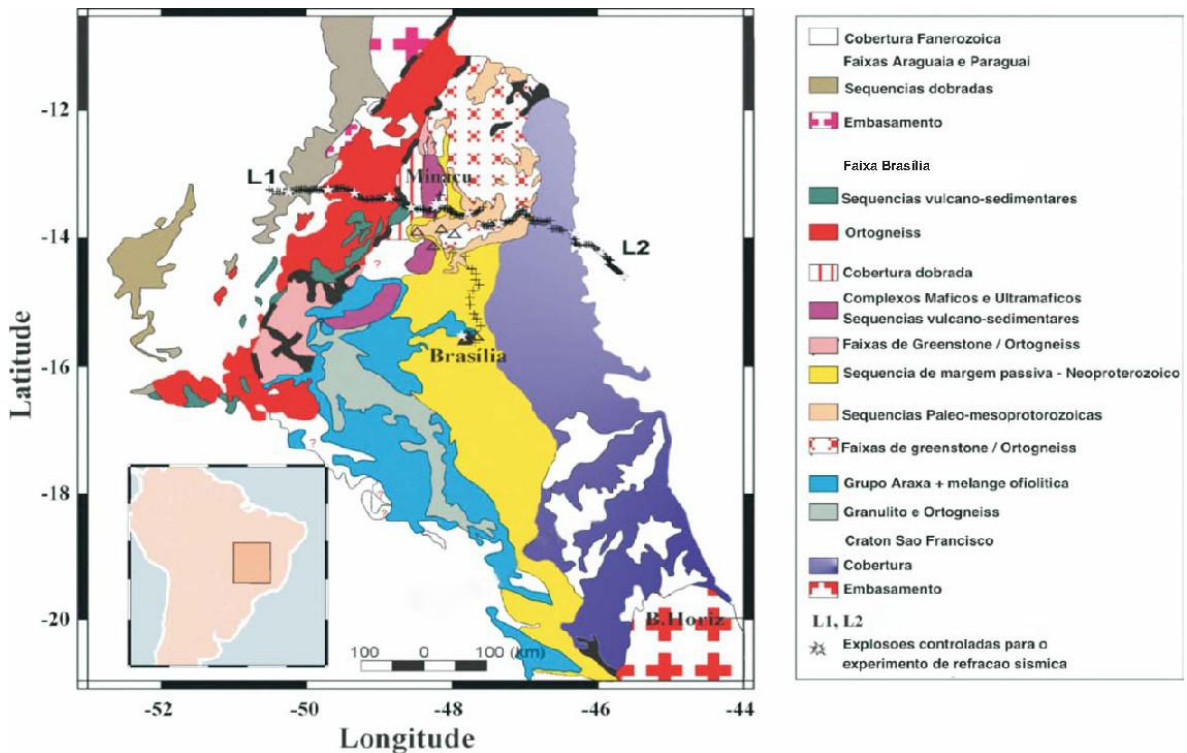


Figura 2.5: Mapa geológico da área de estudo contendo as linhas sísmicas de aquisição L1 (Porangatu) e L2 (Cavalcante). Fonte: Mapa modificado de DARDENNE *et al.*, 2000.

Encontrar marcadores para delimitar os paleocontinentes ou blocos crustais, e, portanto, estudar sua evolução se trata de algo complexo, por isso costuma-se fazer a compartimentação geofísica através do uso de anomalias gravimétricas (anomalias Bouguer) em ordem de procurar os marcadores de zonas de suturas (Hasui, 2013). O método admite diversas modelagens a partir de um mesmo conjunto de dados, apenas levando em consideração variações de parâmetros físicos e atualmente é usado também nos esforços de melhoria da delimitação de crátons (GAGG *et al.*, 2017; Hasui, 2013).

Ao longo dos anos diversos estudos geofísicos foram feitos na região, um dos primeiros levantamentos realizados foram os estudos gravimétricos de Ussami & Molina (1999) que tinham o propósito de explicar a formação da Faixa Araguaia, neste trabalho a profundidade de Moho foi calculada em torno de 35km (figura 2.6). No trabalho de Perosi (2000) sobre refração sísmica profunda no setor sudeste da província, a profundidade de Moho foi estimada entre 38km e 41km (BERROCAL *et al.* 2004), enquanto em seu outro trabalho de 2006 referente ao setor central da província, a descontinuidade foi modelada entre 36 e 43 km (figura 2.7). Enquanto que em 2011, Ventura *et. al.* fez uma caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração profunda no limite entre a Província Tocantins com a Placa Amazônica, e neste trabalho eles encontram valores entre 36 km e 50 km de profundidade da Descontinuidade de Moho (figura 2.8).

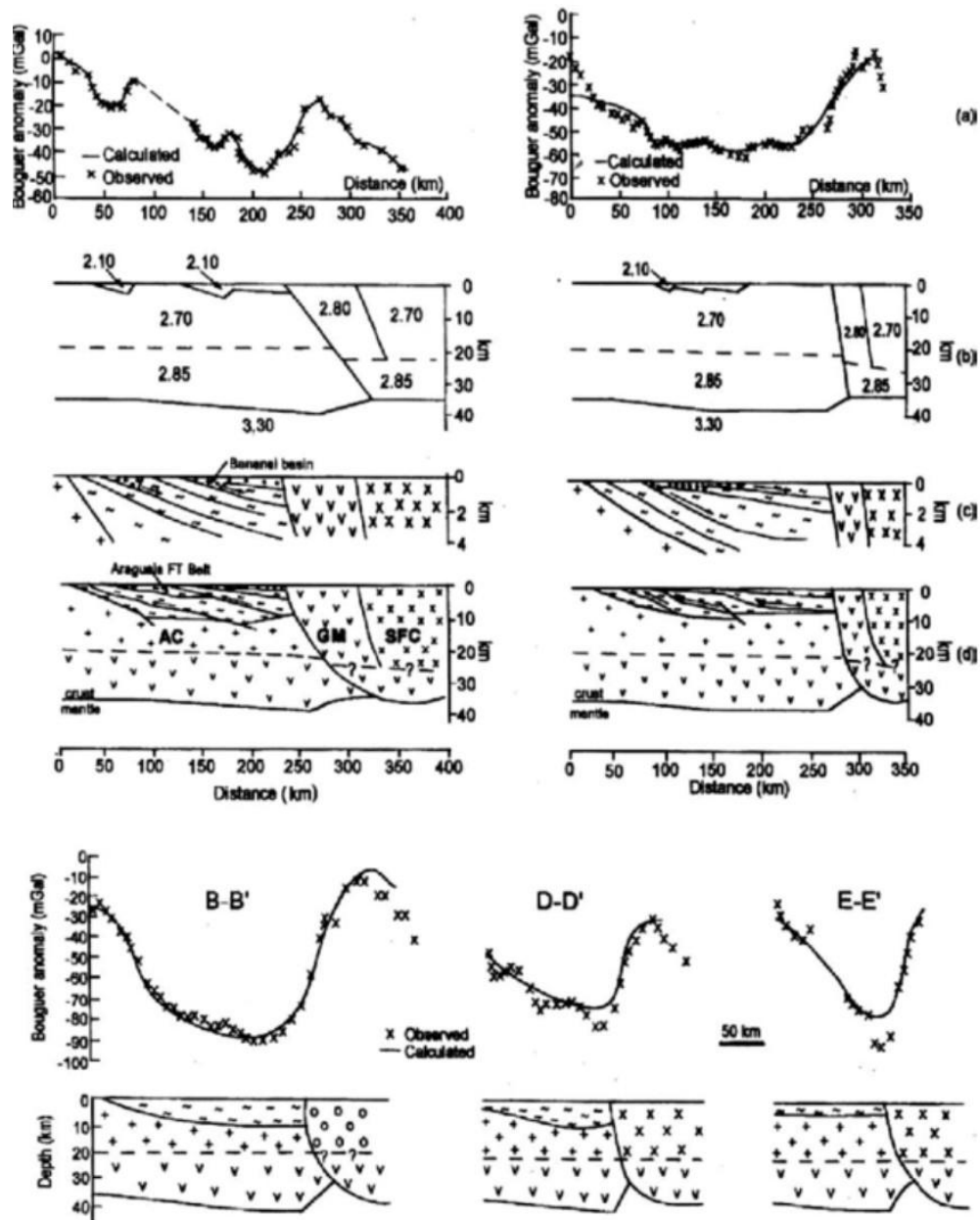


Figura 2.6: Modelos crustais ao longo de dois perfis gravimétricos distintos (a) anomalia Bouguer; (b) modelos gravimétrico (números são densidades em g/cm³); (c) seção geológica da crosta superior; (d) seção geológica interpretativa até o manto superior baseada nos resultados combinados de modelagem gravimétrica e de flexura, estimando a profundidade média do embasamento sob a Faixa Araguaia baseado em dados magnéticos e na espessura dos sedimentos Quaternários da bacia da Ilha do Bananal. AC (Cráton Amazônico), GM (Maciço de Goiás) e SFC (Cráton do São Francisco). Fonte: Ussami & Molina, 1999.

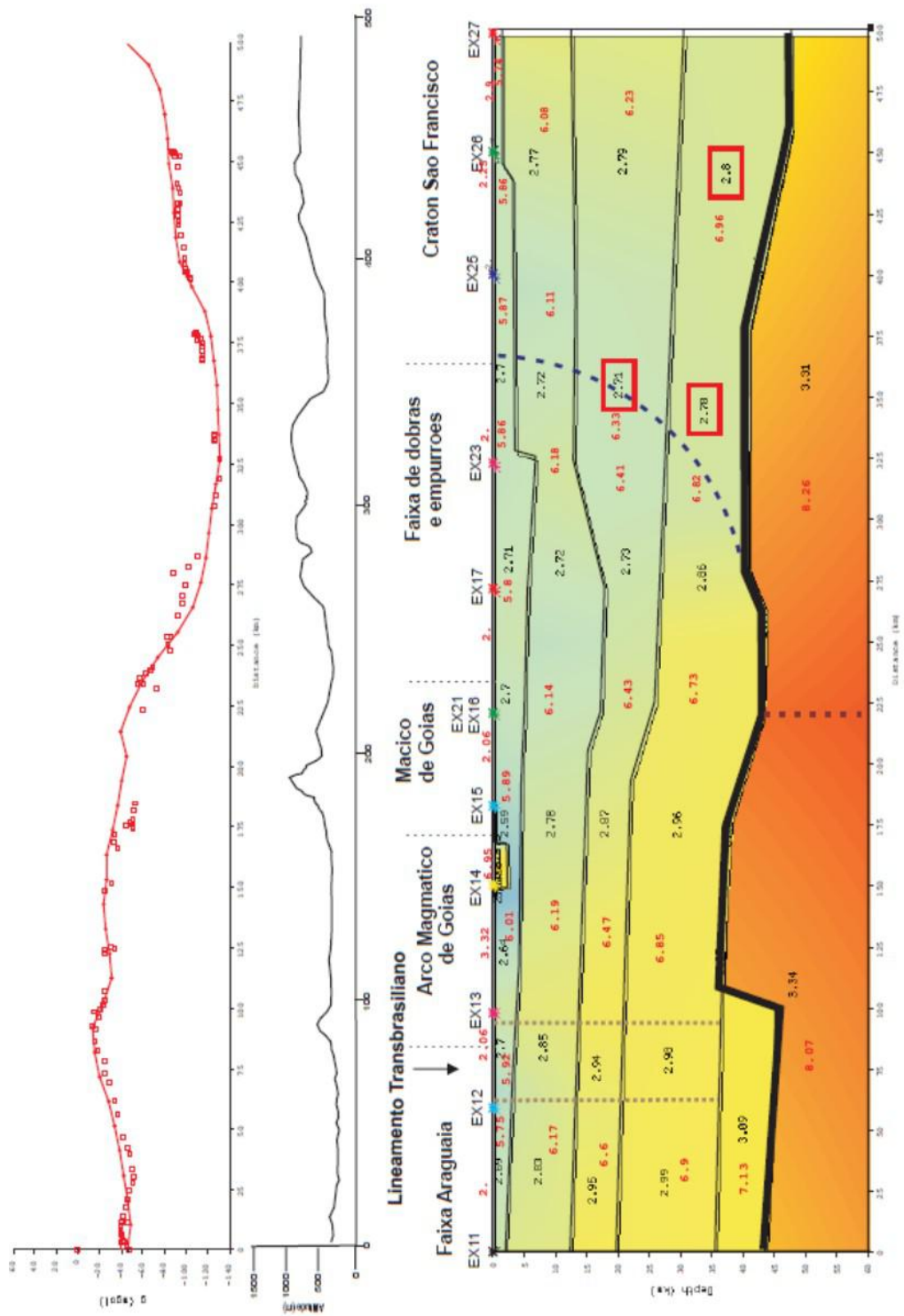


Figura 2.7: Modelo 2D final das duas linhas sísmicas para a modelagem gravimétrica. Os valores em preto no interior do modelo são referentes às densidades e em vermelho as velocidades da onda P. Fonte: PEROSI, 2006.

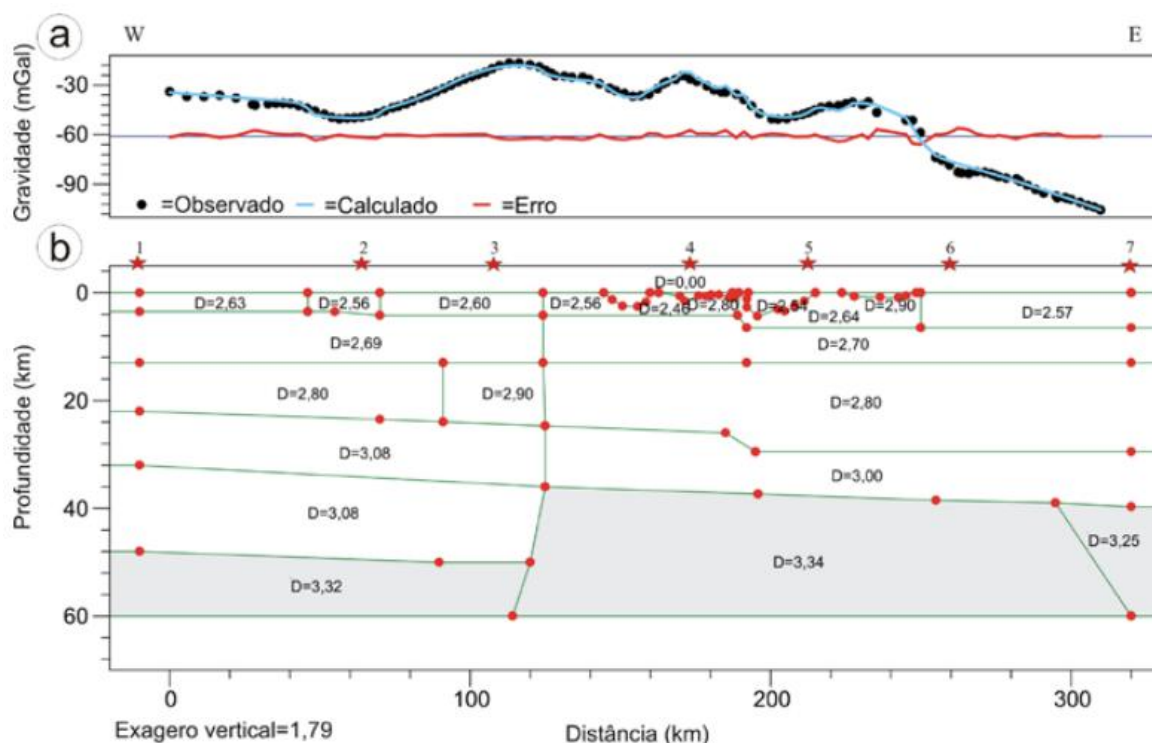


Figura 2.8: Modelagem gravimétrica de anomalia Bouguer obtida para a região da linha de refração sísmica profunda de Porangatu. Dados de densidade fornecidos em g/cm³. No modelo, estrelas indicam a localização dos tiros da linha sísmica. Fonte: VENTURA *et. al.*, 2011.

2.2 Faixa Araguaia

A faixa Araguaia é constituída por um embasamento de rochas gnáissicas e metavulcanossedimentares de idade arqueana, tendo uma porção dele exposto na parte nordeste através dos Domínios Rio dos Mangues e Porto Real. Nos outros setores na região estudada ela é representada principalmente por rochas metassedimentares pelíticas-psamíticas neoproterozóicas que encobrem o embasamento (BIZZI *et. al.*, 2003). Na região são encontradas também rochas máficas e ultramáficas das sequências Serra do Tapa e Quatipuru, que estão associadas ao embasamento e rochas supracrustais e são interpretadas como corpos alóctones de crosta oceânica proterozóicas (Souza e Moreton, 1995; Teixeira, 1996; Alvarenga *et al.*, 2000; Paixão e Nilson, 2002).

2.3 Faixa Brasília

2.3.1 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás é constituído principalmente por rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas, sendo representado na Região Central da Província por um segmento de rochas gnáissicas que são interpretadas como crosta continental juvenil, apresentando também uma associação de rochas metavulcânicas e metassedimentares cuja assinatura química e isotópica indicam se tratar de associações de arcos de ilhas (Pimentel *et al.* 1991a; Pimentel *et al.*, 2004; Fuck, 1994). O Arco Magmático de Goiás tem direções estruturais regionais entre NNE e NNW, se estendendo do oeste do Estado de Goiás ao sul do Estado de Tocantins, tendo uma faixa com largura aproximada de 300 km (BIZZI *et. al.*, 2003). No arco os principais litotipos são gnaisses e metagranitóides, havendo também granitos miloníticos e sequências vulcano-sedimentares. As sequências metavulcanossedimentares ocorrem como estreitas faixas que são separadas por terrenos ortognaissicos que tem cerca de 860 Ma (Viana *et.* 1995).

Segundo Perosi (2006), ao se fazer a aquisição da linha sísmica L1 - Porangatu na área de estudo, foi atravessado um afloramento de anortosito de forma circular de cerca de 15 km de diâmetro que se acredita ter influenciado significativamente no resultado sísmico obtido.

2.3.2 Maciço de Goiás

O Maciço de Goiás é constituído por terrenos Arqueanos a Paleoproterozóicos da parte norte da Faixa Brasília. Os complexos granito-gnáissicos e *Greenstone belts* são em sua maioria Arqueanos, enquanto o Paleoproterozóico é representado por um embasamento ortognaissico. O Maciço é limitado na parte norte por uma falha que o separa da Sequência Santa Teresinha do Arco Magmático de Goiás (Jost *et al.*, 2001); ao sul pelas faixas de greenstone e complexos gnáissicos, enquanto à leste pelas rochas metassedimentares e metavulcânicas, sendo que ambas fazem limite com a faixa de Dobramentos Brasileiros (Pimentel *et al.*, 2000); a oeste tem as zonas de cisalhamento Rio dos Bois e Mandinópolis que marca o limite entre o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás (Jost *et al.* 2001).

Segundo Fuck *et al.* (1994) o Maciço de Goiás é considerado um fragmento crustal complexo que estava envolvido nos processos colisionais brasileiros, na qual teve uma faixa

de acreção crustal Neoproterozóica que seria o Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1991a; Pimentel e Fuck, 1994).

O Maciço costuma despertar muito interesse em estudos devido as suas sequências vulcanossedimentares que costumam ser propícias para ocorrência de ouro e outros bens minerais, algumas das sequências que se destacam são os *greenstone belt* de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Goiás Velho.

A linha de aquisição de Porangatu utilizada neste trabalho foi adquirida por Perosi (2006), e, segundo o autor, a linha em si passa ao sul do Complexo de Cana Brava, no entanto os tiros EX16 e EX21 foram realizados dentro da porção sul do complexo, como pode ser observado na figura 2.9.

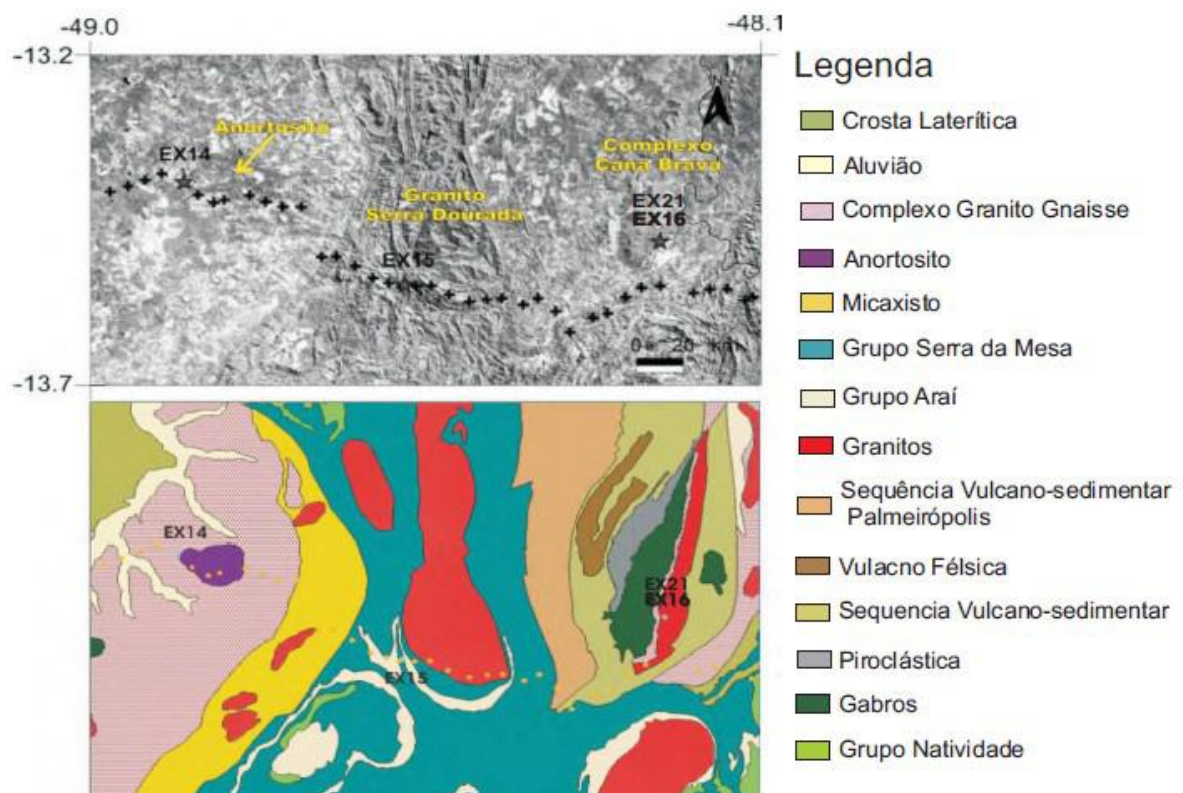


Figura 2.9: Mapa com a localização dos corpos que afetaram a chegada das ondas sísmicas na região. Na parte superior se encontra uma imagem de satélite e na parte inferior é mostrado o mapa geológico da região. O anortosito, representado na cor roxa, está próximo ao tiro EX14, enquanto o granito, representado na cor vermelha, está próximo ao tiro EX15, EX21 e EX16. Fonte: Modificado de Soares *et al.*, 2006a.

2.3.3 Faixa de dobras e empurrões de antepaís

As dobras e empurrões de antepaís da Faixa Brasília (Almeida, 1967) estão localizadas na borda oeste do Cráton São Francisco e se estende por mais de 1000 km na direção norte-sul indo de Tocantins à Minas Gerais (Fonseca, Dardenne e Uhlein, 1995). Na região de estudo, as rochas metassedimentares e metavulcânicas dos Grupos Araí e Paranoá fazem parte do setor leste da faixa.

A Faixa possui diversos compartimentos, com diferentes graus de metamorfismo, material e estilo estrutural. Quanto à sua tectônica, as falhas são, em sua maioria, de empurrão e reversas, com vergência em direção ao cráton São Francisco. Tendo como divisão o tipo de material envolvido, se tem a divisão de antepaís externo e antepaís interno. O antepaís externo tem como predominante as coberturas do Grupo Bambuí, que cobrem de forma alternada e sub-horizontal as rochas do embasamento do Cráton São Francisco. O Grupo Paranoá faria parte das unidades metassedimentares da zona externa, que está estruturado no cinturão de dobras e falhas de antepaís, enquanto o Grupo Araí faria parte da zona interna que se situa entre as faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares (Fonseca, Dardenne e Uhlein, 1995; Fuck 1994).

O sistema de falhas Rio Maranhão localizado ao oeste é considerado o limite com o Maciço de Goiás (Fonseca, Dardenne e Uhlein, 1995). Esse limite pode ser observado também pelo abrupto gradiente que aparece como anomalia gravimétrica regional que foi estudado em alguns trabalhos (REIS, 2016; Feininger, Dantas & Girardi, 1991; Strieder & Nilson, 1992; Marangoni, Assumpção e Fernandes, 1995).

2.3.4 Síntese Tectônica

A Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977) constitui-se de um sistema de orógenos brasileiros, composta por cinturões de dobras e empurrões denominadas faixas Brasília, Paraguaia e Araguaia, Arco Magmático de Goiás e correlatos que estão relacionados aos sistemas de convergências e colisões que ocorreram entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema durante as orogêneses do Panafricano-Brasiliano (BIZZI *et al.*, 2003).

Tem-se como interpretação que a região seria um oceano aberto há cerca de 900 Ma, nisso teria começado a subducção oceânica por volta de 890Ma, levando ao desenvolvimento de arco de ilhas em Arenópolis e Mara Rosa (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al*, 1997; Pimentel *et al.*, 2000). O complexo participou então dos processos colisionais do Ciclo Brasileiro, o que resultou em uma série de eventos de metamorfismo, deformação e amalgamação sucessiva de terrenos nas margens continentais, tal como a colisão com o Maciço de Goiás por volta de 760 Ma (BIZZI *et. al.*, 2003; Soares, 2006a). As principais características tectônicas atuais do Brasil Central ocorreram com o fechamento do Oceano de Goiás na sutura que teve entre os crátons Amazônico e São Francisco-Paranapanema por volta de 630-600Ma (Berrocal *et al.*, 2004; Soares, 2006b).

2.3.5 Cráton São Francisco

Na área tem-se a linha L2-Cavalcante de refração sísmica profunda que atravessa o setor central da Província de Tocantins, mas apenas entra na borda oeste do cráton São Francisco, portanto sobre suas coberturas sedimentares Fanerozóicas da Formação Urucuia e as coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco.

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DOS MÉTODOS UTILIZADOS

Os métodos sísmicos contribuíram de forma significativa para a maioria das informações que se tem hoje sobre a estruturação da crosta terrestre, como mostram estudos de autores como Sheriff (1982) e Meissner (1986). O método é utilizado no Brasil desde a década de 70 (Giese & Shutte, 1975; *apud* Perosi, 2006) e vem tendo progressivos esforços para melhorar o conhecimento da estrutura da litosfera (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2006a; Soares *et al.*, 2011).

No método de refração sísmica se utiliza uma fonte de energia que produz os sismos e depois registra os dados da energia sísmica que retorna para a superfície após viajar pelas camadas em subsuperfície. Uma das características principais do método de sísmica de refração profunda é que para a obtenção das linhas de perfis se posicionem os sismógrafos a distâncias bem maiores que a profundidade estudada, geralmente entre cinco e dez vezes mais longos. No caso dos dados deste trabalho, por exemplo, cada linha tem cerca de 300km de extensão para assim ser possível alcançar a profundidade de 50km.

Ao comparar o método da refração com a reflexão sísmica é possível observar entre as vantagens que é possível fazer a aquisição de uma grande área em um curto espaço de tempo e com o custo bem menor. Como algumas das desvantagens tem-se que o nível de detalhamento da subsuperfície será menor e apenas se utiliza o tempo das primeiras chegadas da onda sísmica.

3.1 Características da Estrutura Crustal do Planeta

Como o trabalho se refere ao estudo de Refração Sísmica Profunda, que se trata do estudo da crosta e o manto superior, se faz necessário ter algumas definições da estrutura crustal que serão estudadas aqui.

3.1.1 Definições de Crosta e Manto Superior

Essas definições podem ser feitas de diversas formas e seus critérios irão depender de acordo com o autor, neste trabalho será usada a definição de Meissner (1986), segundo ele temos para a crosta:

-Definição sísmica: é a camada mais externa do planeta Terra na qual a velocidade da onda compressional (V_p) é menor que 7,6 km/s, enquanto as ondas cisalhantes (V_s) são menores que 4,4 km/s.

-Definição por densidade: é a camada mais externa do planeta Terra na qual a densidade das rochas é menor que $3,1 \text{ g/cm}^3 = 3,1 \text{ t/m}^3$.

-Definição por litologia: é a camada mais externa do planeta Terra que tem predominância de sedimentos, gnaisses, granitos, granodioritos, gabros, anfibolitos e granulitos na crosta continental. Enquanto na crosta oceânica tem sedimentos, basaltos, gabros e alguns serpentinitos.

A interface que existe entre a crosta e o manto é denominada de Descontinuidade de Mohorovicic (ou apenas de Descontinuidade de Moho), devido a descoberta em 1909 do cientista de mesmo nome que percebeu a diferença de velocidades das ondas sísmicas com a profundidade, ele verificou que as velocidades das ondas p aumentavam em profundidade de algumas dezenas de quilômetros.

Além da composição, as crostas oceânica e continental se diferenciam também por suas espessuras, sendo a primeira mais fina com cerca de 5 km de espessura, tendo um espessamento ao se aproximar do continente devido à carga de sedimentos, e a continental tendo de 20-70 km de espessura, dependendo do tipo de tectônica da região. A constituição da crosta, segundo Meissner (1986) poderá variar muito de um lugar para o outro, devido a diferença de densidades, pontos de fusão e química de fusões parciais.

Meissner (1986) define também as características do manto da seguinte forma:

-Definição sísmica: zona abaixo da crosta com V_p maiores que 7,6 km/s (geralmente maiores que 7,8 km/s) ou V_s maiores que 4,4 km/s (geralmente maiores que 4,5 km/s).

-Definição por densidade: zona que possui densidade maior que $3,1 \text{ g/cm}^3 = 3,1 \text{ t/m}^3$.

-Definição por litologia: zona que possui composição predominantemente de rochas ultramáficas como peridotitos (ou dunitos) e eclogitos com granada.

3.1.2 Definições de Litosfera e Astenosfera

As propriedades reológicas são os principais critérios utilizados para definir a litosfera e a astenosfera. Acredita-se que o limite entre os dois se trata de uma faixa gradual e larga de transição, na qual a mudança de temperatura causa a mudança reológica (Watts *et al.*, 1983; *apud* Meissner, 1986). A litosfera consiste da crosta e parte superior do manto, ela é rígida e muito viscosa, tendo uma espessura que varia de acordo com a temperatura, podendo ser de 50-100km na parte oceânica e de 100-200km debaixo dos continentes. Enquanto a astenosfera, é uma zona onde a curva *solidus* do manto é atingida, ou quase isso, e o material é mais dúctil tendo a tendência de reagir com deformação gradual qualquer tensão infligida. A astenosfera corresponde ao “Canal de baixa velocidade” de Gutenberg (Gutenberg, 1959; *apud* Meissner, 1986), com a “Zona de Baixa Viscosidade” (Stacey, 1977a, *apud* Meissner, 1986) e com a zona de alta condutividade elétrica.

3.2 Teoria da Elasticidade

Segundo Sheriff (1982) e Kearey *et al.* (2009), a propriedade que um corpo tem de resistir a mudanças em volume ou forma ao sofrer um esforço e de retornar a forma original após a retirada das forças externas é chamada de elasticidade. Até um certo valor máximo de tensão, conhecido como limite elástico de um material (figura 3.1), a deformação é diretamente proporcional ao esforço aplicado (Lei de Hooke). A deformação elástica é reversível quando se retira o tensor, um corpo será considerado perfeitamente elástico se ele consegue se recuperar completamente após a deformação. Muitas rochas podem ser consideradas perfeitamente elásticas, pois suas deformações associadas à passagem de um pulso sísmico são muito pequenas. As relações entre as forças aplicadas e as deformações são expressas em função dos tensores de esforço e deformação.

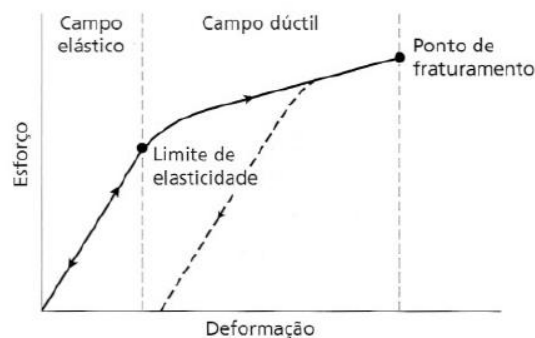


Figura 3.1: Uma curva tensão-deformação típica para um corpo sólido. Fonte: Kearey *et al.*, 2009.

Por meio do conceito da teoria da elasticidade é possível chegar a equação da onda ao fazer uma combinação com a Lei de Hooke, que está relacionada a deformação, e a Lei de Newton, que relaciona a força com aceleração (SHERIFF, 1982).

3.3 Propagação de Ondas

De acordo com Kearey *et al.* (2009), as ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica. As velocidades de propagação de pulsos sísmicos são determinadas pelos módulos elásticos e densidades dos materiais pelos quais eles se propagam. Existem dois grupos de ondas sísmicas, as ondas de corpo e as ondas superficiais, além disso as ondas podem ser mecânicas ou eletromagnéticas.

Existem uma série de equações ligadas à propagação de ondas, no entanto, há uma equação que é considerada como de fundamental importância:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 u \quad (1)$$

Esta equação costuma relacionar a variável de tempo t , uma ou mais variáveis espaciais e uma função escalar u , onde os valores podem modelar o deslocamento de uma onda. ∇^2 é o operador de Laplace e c é uma constante fixa.

Por meio desta equação se pode derivar outras, como a da onda plana.

3.3.1 Ondas Planas

Onda plana é uma onda de frequência constante, onde suas frentes de onda são planos paralelos entre si, infinitos, com amplitude constante e perpendicular ao vetor de velocidade de fase (SHERIFF, 1982).

Considerando a função no caso de uma dimensão fica:

$$\frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (2)$$

Nesta equação, o c é uma constante fixa, tempo é t , x é uma coordenada cartesiana retangular, y está em função de x e t que representa a perturbação, podendo denotar deslocamento.

Fazendo uma mudança de variáveis em (2) tem-se:

$$y(x, t) = f(x - ct) + F(x + ct) \quad (3)$$

Representa duas ondas viajando no eixo x em direções opostas com velocidade c . Como o valor de $y(x, t)$ é independente de y e z , o distúrbio tem que ser o mesmo em qualquer lugar ao longo do plano perpendicular do eixo x .

Temos que f e F são as condições iniciais e finais do sistema, então mesmo se o valor de t alterar, a primeira parte da equação não é alterada, apenas a segunda receberá Δt . A parte $(x-ct)$ e $(x+ct)$ é conhecida como fase. As frentes de onda são as superfícies nas quais o movimento da onda é o mesmo, isto é, a fase tem o mesmo valor. $f(x-ct)$ é uma onda plana que avança no sentido positivo do eixo x , enquanto $F(x+ct)$ avança no negativo.

3.3.2 Ondas Esféricas

Segundo Sheriff (1982), as ondas esféricas são ondas tridimensionais nas quais as frentes de onda são uma série de superfícies esféricas concêntricas. Para que uma onda seja esférica é preciso que o tempo médio de propagação seja homogêneo e isotrópico, com isso a velocidade de propagação é a mesma em qualquer direção.

A partir da equação geral (1) é possível derivar outra solução, levando-se em conta que y é simétrico em torno de um ponto central O , sendo r a distância desse centro O , tem-se:

$$\frac{\partial^2(ry)}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2(ry)}{\partial x^2} \quad (4)$$

Gerando uma solução geral simplificada:

$$y = r^{-1} \{ f(r - ct) + F(r + ct) \} \quad (5)$$

O primeiro termo da equação representa a onda se expandindo a partir do ponto central, enquanto o segundo termo representa a onda colapsando em direção ao ponto central. Se r e t são fixos, a expressão $(r-ct)$ será constante, portanto y também vai ser constante.

Em um instante t , a onda possuirá valores iguais em todos os pontos da sua superfície esférica com um raio r . As frentes de onda então são as superfícies esféricas e a sua propagação vem do centro que é a fonte sísmica.

3.3.3 Teoria dos Raios

O conceito de raio é usado para entender o sentido e maneira com a qual as frente de onda estão se propagando, dependendo disso o tipo da onda tem uma classificação distinta, como a ondas plana e concêntrica. Os raios não possuem nenhum significado físico, apenas são linhas traçadas perpendiculares às frentes de onda que auxiliam no exame de trajetórias de percurso da energia sísmica do terreno (KEAREY *et al.*, 2009).

O comprimento de uma onda (λ) é a distância entre dois vales ou duas cristas em que a onda oscila com uma frequência (f) se propagando numa velocidade (V), como pode ser observado na equação de velocidade da onda:

$$V = \lambda \cdot f \tag{6}$$

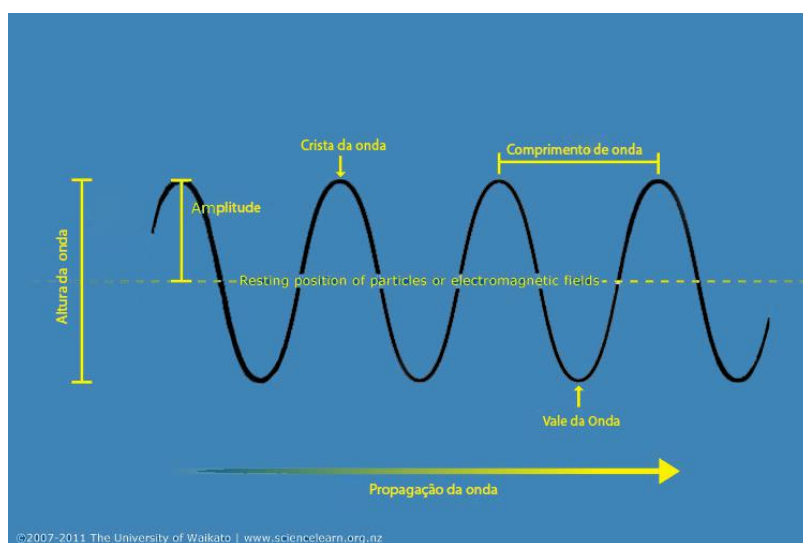


Figura 3.2: Propriedades de uma onda. Adaptado de Science Learning Hub (2011).

Devido ao fato das propriedades do planeta Terra serem heterogêneas, a velocidade da onda irá variar em função da posição.

Toda vez que a onda encontra uma mudança abrupta nas propriedades elásticas do meio, tais como uma mudança de interface, parte da energia será refletida e parte será refratada. Para compreender melhor os fundamentos por trás da refração e reflexão de ondas em um meio é interessante ter em mente alguns conceitos, tais como os Princípio de Huygens, Princípio de Fermat e a Lei de Snell.

O Princípio de Huygens diz que cada ponto de uma frente de onda pode ser considerado como uma nova fonte de onda secundária (SHERIFF, 1982). Como pode ser observada na figura 3.3a, ao se ter uma frente de onda plana que atravessa um meio homogêneo em um tempo t cada ponto da frente de onda pode ser considerado como uma fonte para novas frentes de ondas esféricas. Na figura 3.3b está exemplificado o comportamento das ondas ao passar por uma pequena abertura numa barreira. Este conceito pode explicar como ocorre variações sísmicas na Terra, portanto explicam as leis de Reflexão e Refração.

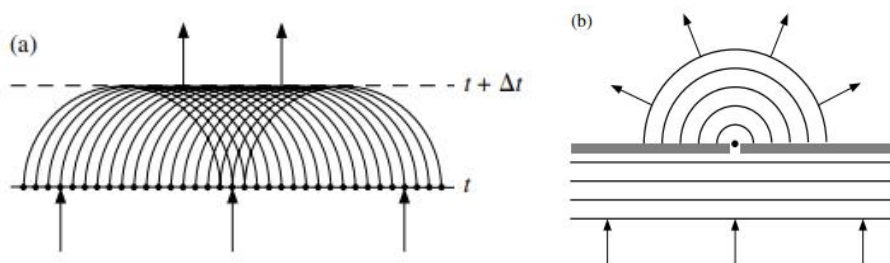


Figura 3.3: Ilustração do Princípio de Huygens. a) Uma onda plana no tempo $t + \Delta t$ pode ser modelada como a soma de frente de ondas esféricas emitidas pelos pontos da frente de onda em t . b) Uma pequena abertura numa barreira irá produzir uma frente de onda difratada se a abertura é pequena comparada ao comprimento de onda. Fonte: SHEARER, 2009.

O Princípio de Fermat por sua vez afirma que o tempo de viagem entre dois pontos deve ser estacionário, ou seja, o raio irá percorrer o caminho no qual o tempo será o mínimo (SHERIFF, 1982). Muitas das leis da geometria óptica podem ser derivadas desse princípio.

A Lei de Snell, também conhecida como lei da refração, se refere ao comportamento de um raio de luz ao incidir numa interface e que devido às diferenças nas propriedades físicas dos meios, a velocidade de propagação será distinta e com isso parte da energia será refratada (figura 3.4).

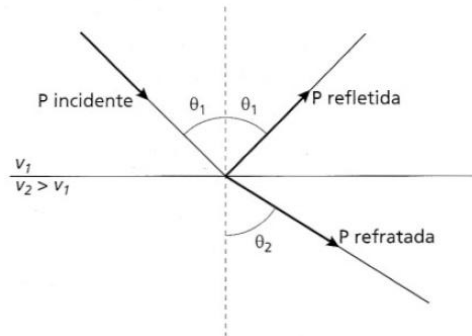


Figura 3.4: Uma onda P incide sobre uma interface que possui um contraste de impedância acústica, gerando raios de onda P refletido e refratado. Fonte: KEAREY *et al.*, 2009.

A Lei de Snell também pode ser representada através da fórmula:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (7)$$

Sendo um raio incidente θ_1 proveniente de um meio com velocidade de propagação inicial v_1 , que é transmitido para outro meio com velocidade igual a v_2 , gerando o raio refratado θ_2 .

Quando o ângulo de refração chegar a 90° , será denominado de ângulo crítico (θ_c), nesse caso o raio refratado irá viajar ao longo da interface a uma velocidade mais alta v_2 . E qualquer ângulo de incidência que for maior que este valor terá a reflexão total da energia incidente (KEAREY *et al.*, 2009). Este conceito é importante pois nas simulações de refração sísmica este raio com ângulo crítico, ou bem próximo a isso, que é utilizado.

3.3.4 Espalhamento de Ondas

Como foi dito anteriormente, quando as ondas percorrem meios com propriedades elásticas diferentes haverá uma modificação na maneira como ocorre a propagação da energia. Existem três possibilidades para o espalhamento de ondas e todas elas estão relacionadas ao comprimento de onda (λ) em relação ao obstáculo (BULLEN, 1985):

No primeiro caso o comprimento de onda (λ) incidente é muito maior se comparado ao obstáculo. Neste caso as ondas sísmicas terão muitos espalhamentos pequenos e essas

ondas irão interferir umas nas outras resultando em um trem de ondas coerentes ou incoerentes, ou seja, o obstáculo se comporta como uma fonte puntiforme de ondas secundárias.

No segundo caso o comprimento de onda (λ) incidente é muito menor comparado ao obstáculo. Neste caso as ondas espalhadas podem ser tratadas como ondas refletidas e refratadas em uma interface, pois os raios incidentes praticamente não desviam do seu caminho inicial e produzem uma resposta que é a projeção geométrica do raio, portanto é possível usar a ótica geométrica para descrever a propagação da onda.

No terceiro caso o comprimento de onda (λ) incidente é de ordem de grandeza semelhante ao do obstáculo. Neste caso além de ocorrer o espalhamento das ondas, ocorre também a difração, pois quando a frente da onda incide no obstáculo ela é espalhada para todas as direções, portanto a geometria ótica não pode ser utilizada neste caso, apenas princípios de Huygens e Fermat são válidos.

3.4 Qui-quadrado (χ^2)

O qui-quadrado (χ^2) é uma estatística utilizada em teste de hipóteses onde caracteriza a dispersão das frequências observadas em relação a distribuição prevista de um evento, portanto a análise julga a qualidade do ajuste dos dados em relação a uma distribuição teórica (BEVINGTON, 2003).

O teste qui-quadrado é não paramétrico, logo não depende de parâmetros como média ou variância, sendo portanto uma análise qualitativa que avalia as proporções das duas variáveis e a dispersão associada entre as frequências observadas e esperadas (UFPA, 2011).

O χ^2 pode ser calculado através da seguinte fórmula:

$$\chi^2 = \sum (d^2/e) \quad (8)$$

Sendo d o desvio dado pela diferença entre a frequência observada e a esperada, e a frequência esperada para cada classe. Portanto pode-se entender que quando as frequências assumem valores próximos, o valor do χ^2 será pequeno, enquanto valores maiores de desvio podem remeter a divergências maiores e conseqüentemente o χ^2 também terá valores altos (UPFA, 2011). O valor experimental esperado de χ^2 é 1, valores maiores que isso podem ser

resultados de desvios altos ou até mesmo uma má qualidade do próprio dado, neste caso mesmo se houver um bom ajuste os valores de χ^2 seriam altos (BEVINGTON, 2003).

Ao utilizar esta análise em um experimento é necessário comparar os valores de χ^2 inicial e final, se o final for menor que o calculado no início pode ser aceita a hipótese de que há igualdade estatística entre os dados observados e esperados, ou seja, os desvios não são significativos (UFPA, 2011).

O teste do qui-quadrado pode ser utilizado para avaliar quantitativamente a relação entre os valores obtidos e os esperados para um experimento, podendo ser usado em diversas situações desde a análise da frequência que o jogar de uma moeda pode dar cara ou coroa à experimentos mais complexos como o ajuste entre os dados sísmicos observados e os computados.

3.5 Refração Sísmica Profunda (WAR)

Desde os estudos de Mohorovicic que definiu as velocidades das ondas compressãoais da crosta da Terra no início do século XX, muitos outros levantamentos foram realizados para entender melhor a estrutura do planeta, sendo boa parte dessas informações provenientes de investigações de reflexão e refração sísmicas. Os primeiros experimentos de medição da espessura da crosta usando refração sísmica começaram em 1909 com Mintrop, enquanto os de reflexão sísmica se iniciaram em 1920 (MEISSNER,1986).

Apesar de ter algumas similaridades, ambas técnicas tiveram um desenvolvimento diferenciado ao longo dos anos e possuem também uma diferença nas respostas obtidas, portanto haverá distinções no processamento de dados. E claro, apesar de todos os desenvolvimentos ainda há uma ambiguidade associada a interpretação dos dados. Cada um desses dois métodos possui suas vantagens e limitações e são usados mais em circunstâncias distintas, no entanto se forem utilizados em conjunto é possível obter um levantamento ótimo dos dados da crosta.

A principal diferença entre a reflexão e a refração é a distância entre os tiros e geofones que no caso deste segundo é maior em relação a distância entre as profundidades que serão mapeadas. Devido a isso, na refração a propagação das ondas ocorrem

principalmente de forma horizontal, enquanto na reflexão é predominantemente vertical (SHERIFF, 1982).

O método de Refração Sísmica Profunda - RSP (*Deep Seismic Sounding - DSS*), também chamado de Reflexão de Ângulo Amplo (*Wide-Angle Reflection – WAR*) se trata do método estudado neste trabalho. Esse método é usado especialmente em investigações sísmicas com objetivo de estudar o embasamento cristalino da crosta até a parte superior do manto. Estudos passados utilizando-se da técnica já obtiveram os chamados “perfis litosféricos”, chamados assim por conterem informação que vai da crosta até o manto superior, podendo se estender por mais de 1000 km de comprimento, com uma distância de 300m à 5km entre os sismômetros (MEISSNER, 1986).

Na Sísmica de Refração Profunda, as primeiras chegadas (*onset*) da energia sísmica tem o sinal mais forte de gradiente positivo de velocidade, portanto a atenção é concentrada mais nelas, se interpreta então o gráfico de tempo-distância afim de obter as informações sobre as interfaces refratoras em profundidade (MEISSNER, 1986; KEAREY *et al.*, 2009). O sinal mais forte nesse tipo de levantamento geralmente vem da Descontinuidade de Moho. O uso de levantamentos RSP é atualmente um dos principais meios para se fazer o estudo da interpretação dos perfis velocidade-profundidade das formas crustais.

3.5.1 Tempo Reduzido

Segundo MEISSNER (1986) e KEAREY *et al.* (2009), na representação dos sismogramas de refração costuma-se utilizar a escala de tempo reduzido para melhorar a correlação dos diferentes tempos de chegada, nela todos os eventos num tempo t e distância de afastamento x serão plotados no tempo reduzido t_r e com a velocidade de redução V_r :

$$t_r = t - \frac{x}{V_r} \quad (8)$$

Geralmente tem-se os valores de $t_r = 6 \text{ km/s}$ para a crosta e $t_r = 8 \text{ km/s}$ para o manto superior.

Ao se plotar em tempo reduzido tem-se o efeito de reduzir o tempo de percurso em função do afastamento, deste modo, as curvas tempo x distância associadas são giradas em direção à horizontal, com isso o relevo do refrator se mostrará diretamente como deslocamentos das chegadas em relação a uma linha horizontal (KEAREY *et al.*, 2009).

3.5.2 Gradiente de Velocidade

Dentro das camadas levantadas pode haver gradiente de velocidade e este pode ser positivo ou negativo. Curvas de caminho tempo que tem zonas com interfaces côncavas com fortes gradientes ou zonas com gradientes convexas fracas são consideradas gradientes positivos. Por outro lado, os gradientes de velocidades negativas não podem ser encontrados diretamente através de técnicas de refração sísmica (MEISSNER, 1986).

3.5.3 Camadas Inclinadas

Como se é de esperar, na maioria das vezes as diversas camadas refratoras não paralelas à superfície dos geofones. Neste caso de refrator inclinado (figura 3.5a), utiliza-se equações de tempo de percurso para ajustar o valor do mergulho da camada.

A forma usual de detectar a presença de um refrator inclinado é registrando um tiro reverso (figura 3.5b), para isso é necessário fazer uma detonação em cada extremidade da linha de perfil, desta maneira se obtém as informações relativas às chegadas de ambos tiros e com posse desta informação pode-se ter uma estimativa do grau de inclinação da interface.

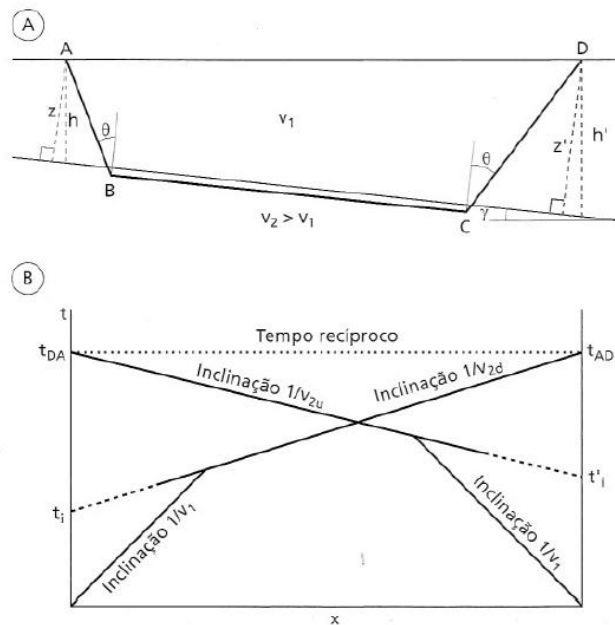


Figura 3.5: a) Geometria da trajetória do raio no caso de camadas inclinadas. b) Gráfico de curvas tempo x distância obtida para chegadas de ondas frontais a partir de um refrator inclinado nas direções direta e reversa ao longo de uma linha de perfil de refração. Fonte: KEAREY *et al.*, 2009.

3.6 Modelagem Sísmica Direta e Inversa

Na modelagem sísmica um modelo estrutural da subsuperfície da área de estudo é utilizado, tendo-se como objetivo prever a forma das ondas reais que foram registradas. São feitos então alguns ajustes e simulações até se adquirir um modelo final que é o mais representativo possível da região estudada, ou seja, as formas de onda previstas e observadas são mais próximas. Os modelos podem ser classificados em qualitativos ou quantitativos, dependendo do tipo de estudo realizado e também podem ser obtidos de forma direta ou inversa.

A principal diferença entre os tipos de modelagem direta e inversa é o nível de influência humana necessária para deixar as respostas computacionais e os dados observados mais semelhantes. Na modelagem direta se começa utilizando uma variação de velocidades sísmicas conhecida ou assumida e a partir disso é calculado os tempos de caminho das ondas. Neste tipo de modelagem os parâmetros são ajustados pelo intérprete e o modelo resultado disso é reprocessado. Na modelagem inversa, também conhecida como inversão, se tem os dados da resposta sísmica e a partir dela tenta-se induzir o modelo geológico apropriado, nesta modelagem o processo é mais automatizado, pois é feito por algoritmos computacionais, tendo pouca ou nenhuma interação humana. Em situações nas quais é difícil de prever a

relação do modelo com sua resposta geofísica ou se tem uma quantidade de dados muito grande para serem analisados rapidamente, a inversão se torna mais recomendada (DENTITH & MUDGE, 2014; LOWRIE, 2007).

A Tomografia Sísmica, técnica utilizada neste trabalho, se trata de um tipo de modelagem inversa na qual medidas são realizadas em um dado volume de rochas. O modelo de inversão é geralmente feito em 2D e descrito a partir da suposição que a superfície terrestre é composta por uma série de blocos, nos quais se tem uma velocidade definida variando em cima dessa matriz de acordo com a mudança de profundidade ao longo do comprimento da área de estudo. No método, os dados das primeiras chegadas obtidas que são utilizadas para fazer a análise do perfil de velocidade no meio e é importante que os raios penetrem em toda a área na qual se deseja mapear sismicamente.

A inversão por tomografia requer que se adicione a seleção dos dados de chegadas (processo também chamado de picagem) e o modelo de velocidade inicial. Em outras palavras, o procedimento consiste em resolver o problema de forma direta e inversa. Primeiramente é feita as chegadas do tempo e amplitude das ondas, assim como o caminho dos raios. Após isso são feitas perturbações no modelo inicial, de forma a encontrar um modelo final refinado onde se tem uma menor diferença entre os caminhos-tempo observados e computados. Deve-se então fazer modificações necessárias no modelo de velocidades baseando-se no modelo computacional e nas observações usadas, até que se obtenha uma solução satisfatória (DENTITH & MUDGE, 2014).

3.7 O Programa Seismic Unix (SU)

Seismic Unix (SU) se trata de um pacote de softwares geofísicos de código aberto, operado no sistema operacional UNIX, que é utilizado para o processamento e modelagem de dados sísmicos. O SU foi desenvolvido pelo *Center for Wave Phenomena (CWP)* na *Colorado School of Mines (CSM)* e é atualizado regularmente. O programa pode ser adquirido através do site do CWP e instalado em qualquer sistema UNIX, no caso do presente trabalho, o SU foi instalado no sistema operacional CentOS 7.4. Para se operar o software se utiliza comandos UNIX ou linguagens de scripts em shell para fazer as rotinas de trabalhos.

Neste trabalho o SU foi utilizado para a visualização das seções sísmicas dos tiros e a seleção das primeiras quebras de chegada das ondas p refratadas e algumas ondas p refletidas, sendo esta seleção de dados também sendo denominada de picagem. A seleção foi feita manualmente através da comparação das formas de onda da seção sísmica, pois por meio do reconhecimento da unidade repetitiva é possível traçar o caminho da onda ao longo da seção.

3.8 O Programa TOMO2D

TOMO2D se trata de um pacote de software de código aberto que permite a junção entre a reflexão e a inversão da refração por tomografia numa estrutura bidimensional de velocidade (Korenaga *et al* 2000). Através deste método é possível obter um modelo final de velocidade utilizando um modelo inicial em forma de grid retangular com umas poucas informações iniciais da área.

A tomografia sísmica utiliza o tempo de viagem das ondas elásticas para investigar a estrutura interna da Terra. Ela ocorre por meio da interação entre os dados e o modelo inicial inserido, à medida que vão ocorrendo as simulações, são calculados o tempo de viagem das ondas e o traçado dos caminhos dos raios, sendo calculados para isso os caminhos mais curtos dos raios sísmicos de cada explosão entre a fonte e o receptor (Korenaga *et al* 2000).

Pontos a se destacar em relação ao software é que para utilizá-lo é requerido que se utilize um modelo inicial no qual não se tenha descontinuidades na velocidade e além das primeiras chegadas é possível a utilização de apenas uma interface refletiva.

3.9 Procedimento Empregado

Tendo em posse os dados da refração sísmica profunda pré-processados foi necessário fazer alguns procedimentos para identificar as fases primárias de interesse nos sismogramas de cada fonte sísmica, tais como converter os dados SU em arquivo binário para assim ser possível rodá-los no ZPLOT.

Os sismogramas foram analisados no ambiente SU (*Seismic Unix*), nele foram determinados alguns parâmetros de entrada como a velocidade de redução (V_r), amplitude do sinal e janelas de distância-tempo para obter uma melhor visualização e determinação dos primeiros tempos de chegada da onda p .

Após a etapa inicial de avaliação em uma dimensão (1D) da estrutura profundidade-velocidade, com a seleção manual dos dados de refração e reflexão da onda primária, tem-se a elaboração de um modelo preliminar da área que é usado como base para calcular os traçados das curvas caminho-tempo no Programa TOMO2D. Nesta etapa são realizadas uma série de rotinas interativas até se encontrar o modelo final no qual se tem o melhor ajuste entre as ondas caminho-tempo sintéticas geradas pelo computador e os dados que foram selecionados (MEISSNER, 1986; WATREMEZ, 2015).

Para cada interação, se compara os tempos observados com os tempos sintéticos computados, até que se obtenha a menor perturbação entre eles. Quando se obtêm um modelo final aceitável, a resolução e incerteza do mesmo pode ser avaliada através de algumas rotinas, tais como a análise de Monte Carlo de estado não linear. Nesta etapa final, se determina a resolução do modelo de forma quantitativa, isso é, através da obtenção do desvio médio das velocidades e profundidade de Moho (WATREMEZ, 2015).

4 RESULTADOS OBTIDOS

Neste capítulo são apresentadas as seções sísmicas para as ondas P em tempo reduzido, assim como os resultados que foram obtidos para as linhas Porangatu (L1) e Cavalcante (L2) através da utilização do Método de Inversão por Tomografia.

4.1 Qualidade dos dados

As seções tiveram seus dados analisados através do programa Seismic Unix (SU). Foram lidos os sismogramas dos tempos de chegada da onda P nas diversas camadas da crosta terrestre sob cada linha sísmica. Os dados foram selecionados através da marcação dos tempos de chegada do início da fase.

Os arquivos do SU possuem 4 segundos de registro iniciais que são referentes ao equipamento que iniciava a gravação do tempo antes da hora origem de cada explosão, portanto nesse tempo não existe nenhum registro de fato, apenas ruídos. Devido a problemas técnicos para cortar esse tempo preservando a leitura correta dos dados, optou-se por deixá-lo e posteriormente foi corrigido nos arquivos e tabelas necessários para rodar a inversão essa diferença de tempo. Então nas seções sísmicas esse tempo ainda está presente, mas nos modelos gerados e apêndices está corrigido.

Nas seções sísmicas foram traçadas as ondas P e algumas reflexões utilizando a velocidade de redução 6,00 km/s a fim de facilitar a visualização dos eventos refratados. As figuras 4.1 e 4.2 são apresentadas como exemplo para mostrar a qualidade dos sinais obtidos na seção sísmica em tempo reduzido, sendo a primeira imagem referente a uma seção, com a qualidade ruim devido a quantidade de ruído muito alta, e a segunda exemplo de qualidade normal, com nível sinal/ruído médio presente em boa parte dos tiros.

As seções da linha sísmica L1-Porangatu trata-se da linha que possui maior proporção de seções com qualidade ruim, em especial a seção do tiro EX15 (figura 4.1), pois o nível de sinal/ruído nela é bem alto comparado as seções dos tiros da linha. Provavelmente a presença do anortosito na superfície, que possui alta velocidade, assim como do corpo granítico tenha influenciado nos tempos de chegada desse tiro.

Como se trata de uma aquisição terrestre se tem limitações no momento de fazer a obtenção dos dados, afinal pode haver construções, montanhas e vales que interferem no espaçamento regular dos registradores, assim como nos locais onde é permitido fazer as

explosões. Por conta desses fatores a linha de aquisição não fica exatamente reta e o espaçamento que deveria ser 2,5 km de um registrador para outro nem sempre consegue ser mantido, com isso se tem pedaços da seção que tem uma concentração maior de linhas, enquanto outras partes o espaçamento das linhas é maior.

Segundo Perosi (2006), nem todos os registradores funcionaram sempre no momento de aquisição dos dados e outros tiveram uma quantidade muito alta de ruído, o que levou a eles serem eliminados, portanto não se obteve 120 registros para todos os tiros. Os tiros EX22 e EX24 que seriam pertencentes a linha L2-Cavalcante também não foram registrados.

Numa inversão por tomografia usualmente se utiliza milhares de dados, no entanto este trabalho está testando o método utilizando apenas uma centena de dados, esse fator também acaba por influenciar na qualidade final dos modelos, pois não se tem um imageamento muito preciso ao longo de toda seção.

Objetivando uma melhor legibilidade das seções sísmicas, as figuras apresentadas neste capítulo não apresentam as marcas das leituras. As leituras com as chegadas das ondas P e algumas fases refletidas podem ser vistas nas Tabelas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 para a linha sísmica L1- Porangatu, no Apêndice A (página 56) e nas Tabelas 8, 9, 10, 11 e 12 para a linha sísmica L2-Cavalcante, no Apêndice B (página 69).

Nessas tabelas, o campo estação é referente ao número do registrador, campo distância apresenta a distância em quilômetros das estações em relação à fonte e os campos de chegadas das ondas P e reflexões indicam o tempo de percurso em segundos dos raios desde a fonte à estação. Segundo Perosi (2006), o tempo dos registradores e das unidades de disparo haviam sido controladas através do uso do GPS.

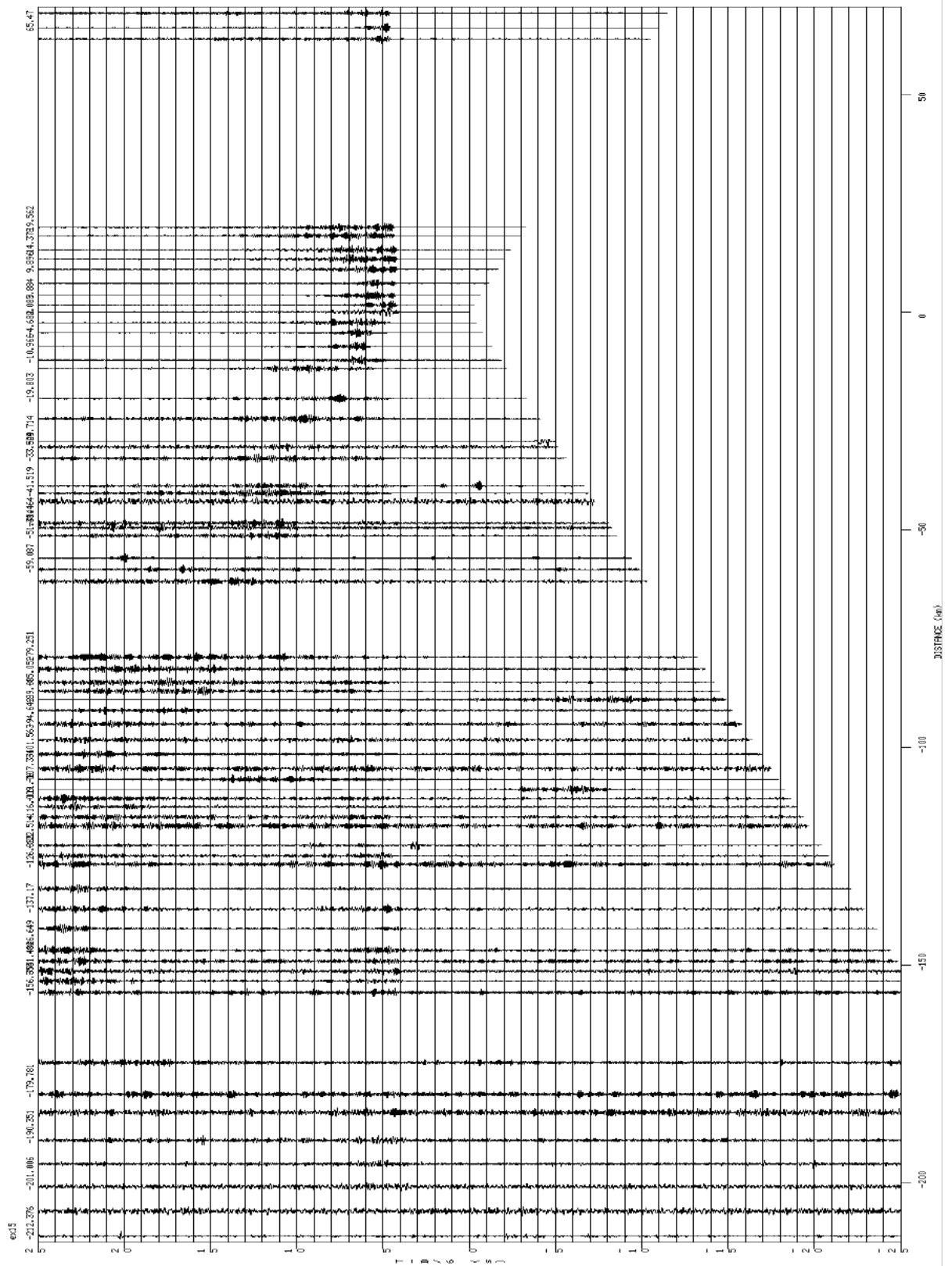


Figura 4.1: Seção Sísmica do Tiro EX15 mostrando as chegadas das ondas P e exemplificando uma seção de qualidade ruim.

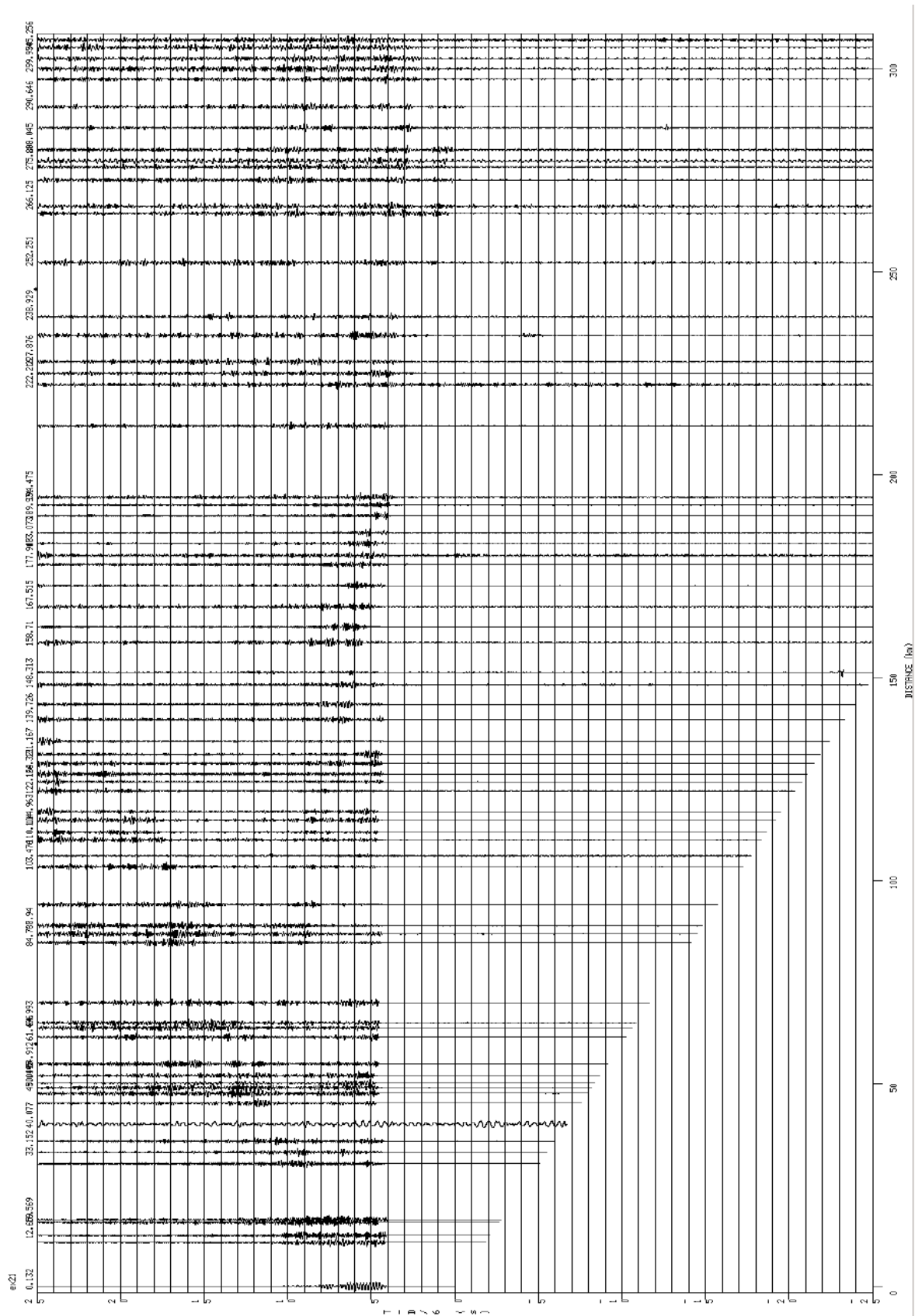


Figura 4.2: Seção Sísmica do Tiro EX21 mostrando as chegadas das ondas P e exemplificando uma seção de qualidade normal.

4.2 Porangatu

4.2.1 Descrição

A linha L1 – Porangatu inicia-se próxima a cidade de São Miguel do Araguaia – GO e vai até as proximidades da cidade de Minaçu – GO, sua extensão é de 300 km e o espaçamento entre os sismógrafos foi de 2,5 km em média. O espaçamento entre os tiros dessa foi de 50 km e todos os 7 tiros foram bem registrados.

4.2.2 Modelos 2D da linha sísmica L1-Porangatu

Nas figuras obtidas no TOMO2D, as setas vermelhas correspondem a posição relativa dos tiros ao longo da seção, a linha vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente. As seções apresentam a variação de velocidade da onda P ao longo do comprimento da seção. Importante ressaltar que a figura não está na proporção 1:1 (profundidade x distância), portanto algumas feições podem parecer ter o relevo bem mais acentuado do que de fato é.

Para obter o modelo de velocidade final é necessário primeiramente inserir o modelo inicial no programa, onde servirá como base de cálculo para as interações. Este modelo que foi inserido pode ser observado graficamente na figura 4.3. A partir dele foram obtidos os modelos invertidos (Figura 4.4 e 4.5), os modelos estatísticos com a média das velocidades e seu desvio padrão (Figuras 4.6 e 4.7). O modelo com os raios (Figura 4.5) é apresentado para mostrar a fraca cobertura de informação que foi fornecida para a inversão, a parte com maior cobertura encontra-se próxima à região do tiro EX15 (~185 km), não tendo raios chegando efetivamente nas bordas do modelo. Observa-se também que o modelo de velocidades médias fica muito próximo ao modelo inicial e Moho praticamente não sofre deslocamentos.

As seções sísmicas para a onda P da linha L1 – Porangatu se encontram no Apêndice C (página 79), nelas também estão apresentadas as pickagens realizadas.

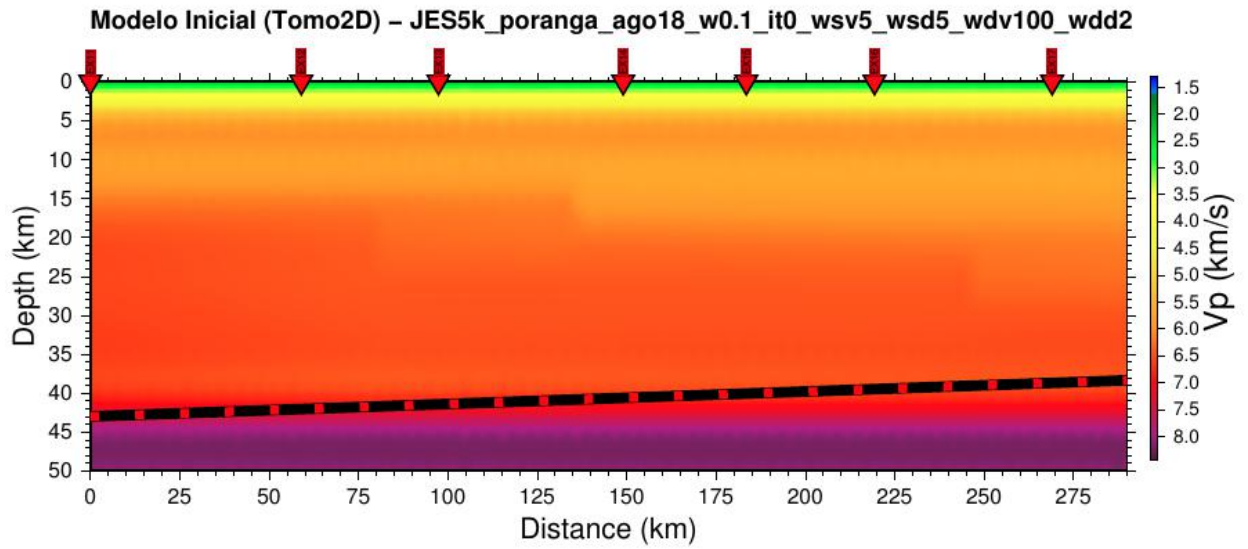


Figura 4.3: Modelo inicial de Porangu. As setas vermelhas indicam a posicao relativas dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.

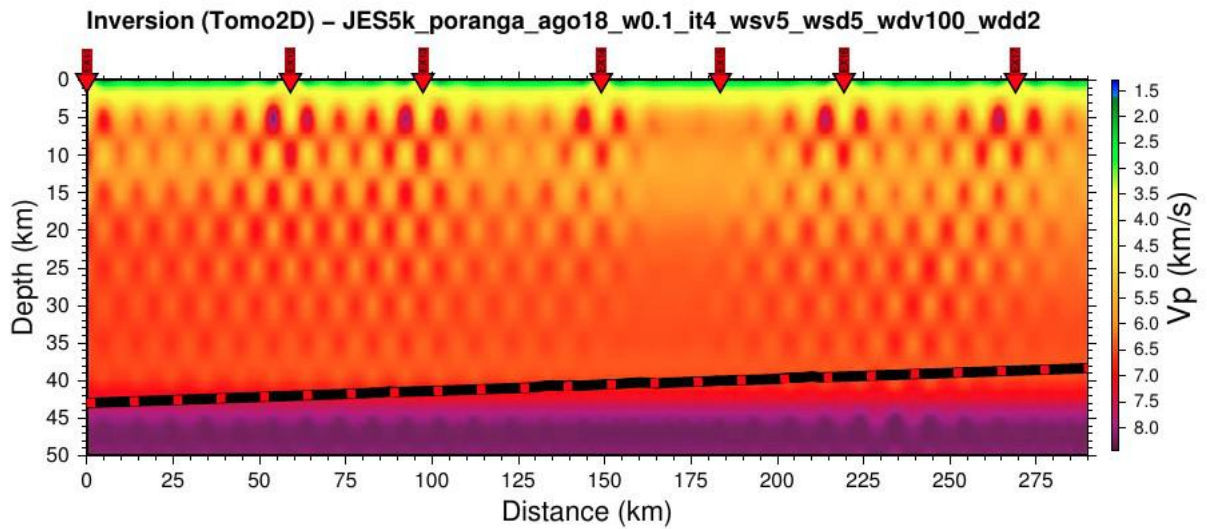


Figura 4.4 - Modelo invertido da linha de Porangatu. As setas vermelhas indicam a posicao relativas dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.

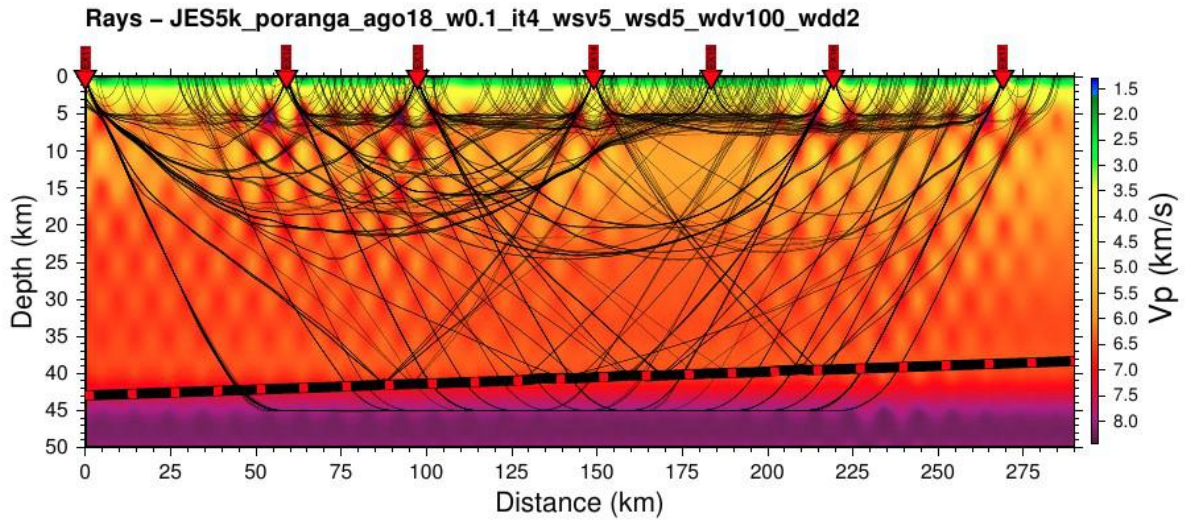


Figura 4.5 - Modelo invertido da linha de Porangatu, apresentando os raios sísmicos. As setas vermelhas indicam a posição relativa dos tiros e as linhas vermelha pontilhada e preta indicam a descontinuidade de Moho antes e depois da inversão, respectivamente.

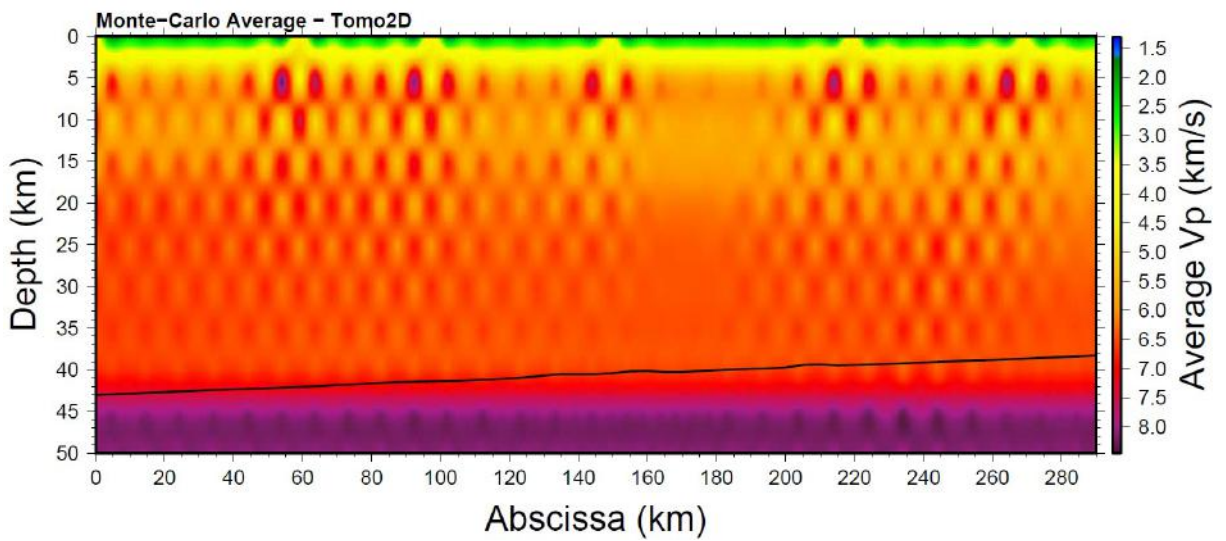


Figura 4.6 – Modelo de velocidades médias da linha de Porangatu após a inversão dos 100 modelos aleatórios. A linha preta indica a descontinuidade de Moho depois da inversão.

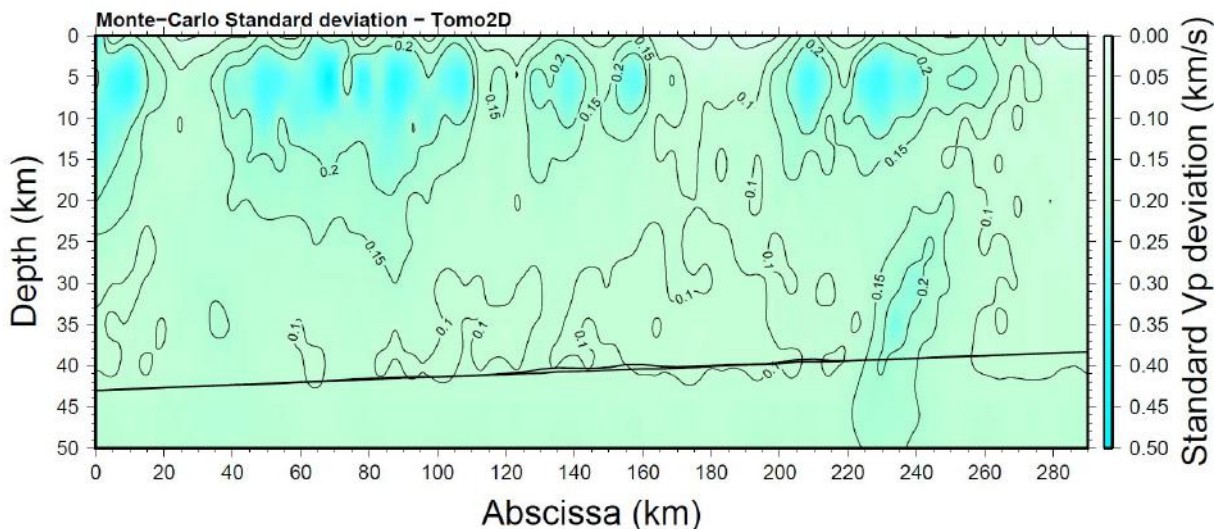


Figura 4.7– Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Figura 4.6 após a análise estatística de Monte Carlo.

4.3 Cavalcante

4.3.1 Descrição

A linha L2 – Cavalcante inicia-se próxima a cidade de Minaçu – GO e vai até as proximidades da cidade de Posse – BA, sua extensão é de 300 km e o espaçamento entre os sísmógrafos foi de 2,5 km em média. O espaçamento entre os tiros foi de 50 km e dos 7 tiros executados, apenas 5 foram registrados satisfatoriamente (o tiro 2 em 50 km e o tiro 4 em 150 km não foram registrados).

4.3.2 Modelos 2D da linha sísmica L2-Cavalcante

As figuras abaixo apresentam o modelo inicial da linha L2-Cavalcante (Figura 4.8), os modelos invertidos (Figura 4.9 e 4.10), os modelos estatísticos com a média das velocidades e seu desvio padrão (Figuras 4.11 e 4.12). O modelo com os raios (Figura 4.10) é apresenta a cobertura dos raios sísmicos e observa-se alguns “picos” em Moho, que podem ser correlacionadas a algumas reflexões lidas nas pickagens. No modelo da média de velocidades e do desvio padrão, observa-se um deslocamento de Moho que é sugerido pela inversão.

As seções sísmicas para a onda P da linha L2 – Cavalcante se encontram no Apêndice D (página 86), nelas também estão apresentadas as pickagens realizadas.

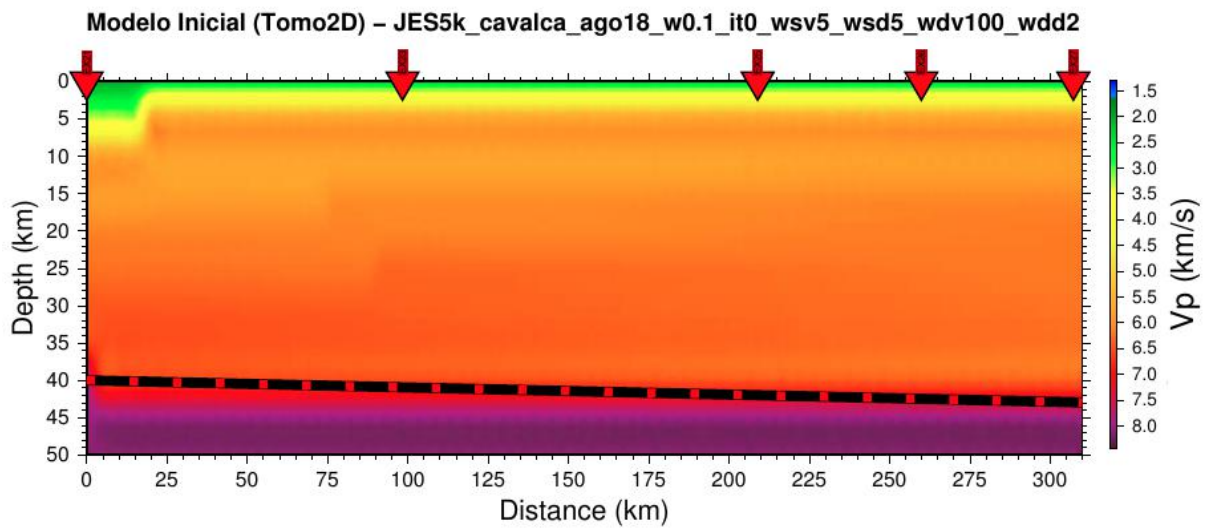


Figura 4.8 - Modelo inicial da linha de Cavalcante.

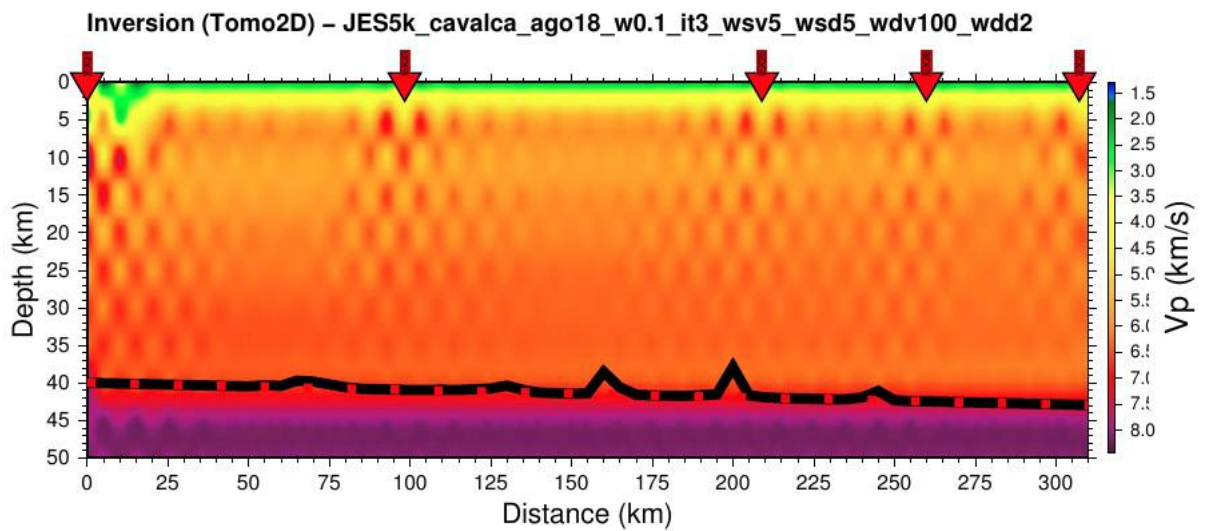


Figura 4.9 - Modelo invertido da linha de Cavalcante.

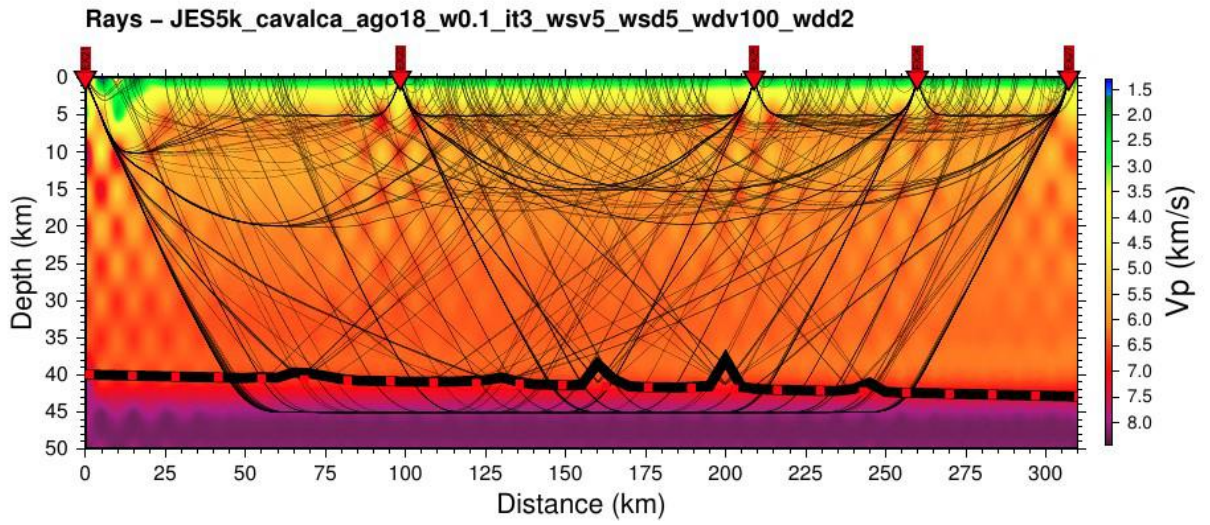


Figura 4.10 - Modelo invertido da linha de Cavalcante, apresentando os raios sísmicos.

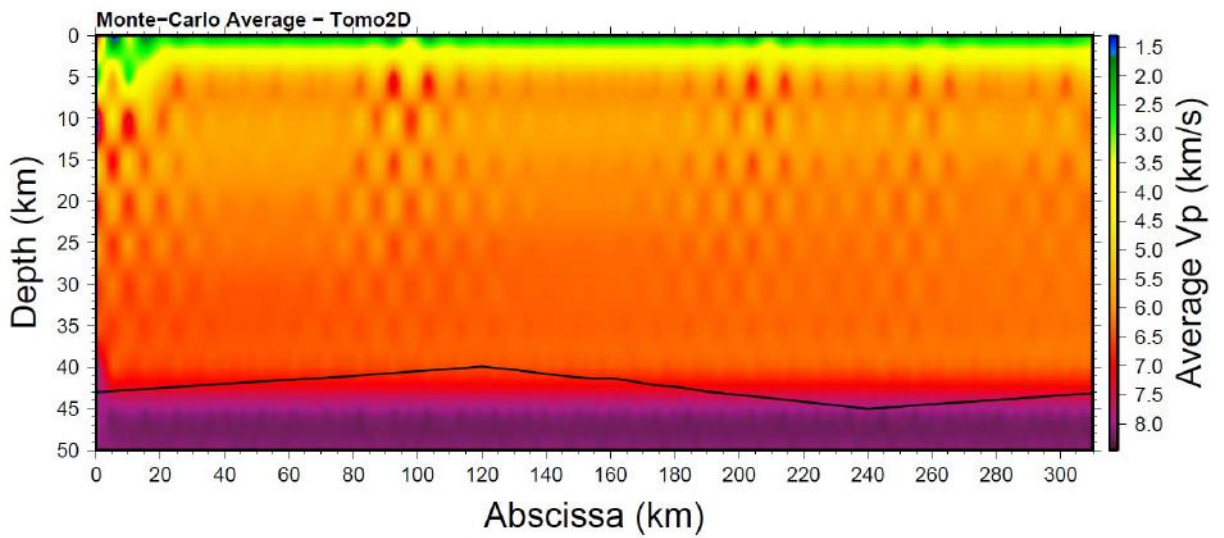


Figura 4.11 - Modelo de velocidades médias da linha de Cavalcante após a inversão dos 100 modelos aleatórios.

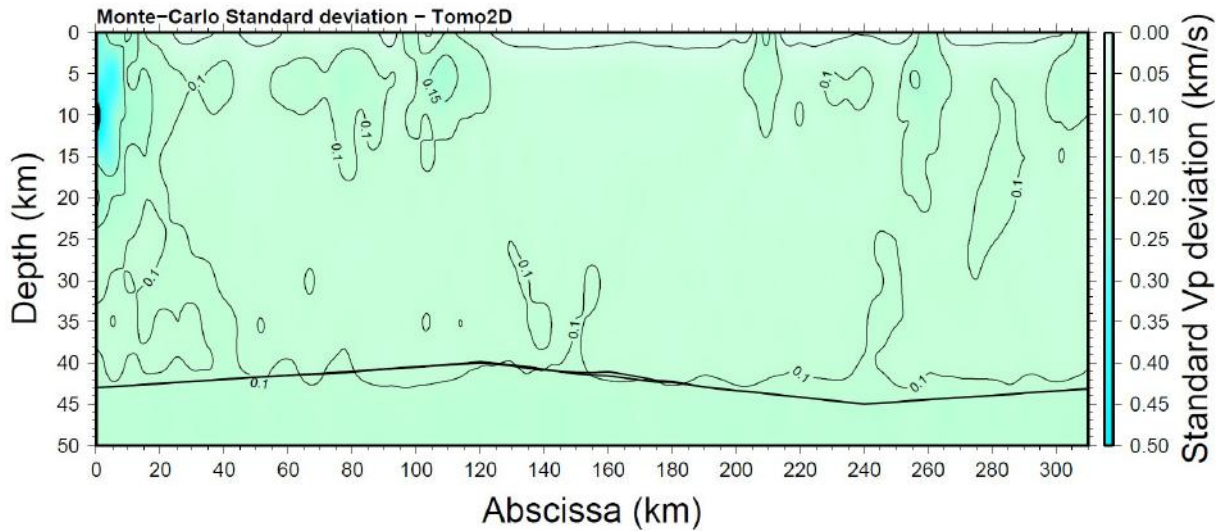


Figura 4.12 – Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Fig 4.9 após a análise estatística de Monte Carlo.

4.4 Linha Inteira

4.4.1 Descrição

A linha inteira é a junção das linhas L1 e L2 perfazendo uma extensão de 550 km, aproximadamente, havendo uma sobreposição dos últimos 50 km (em Minaçu-GO) entre as duas linhas. A linha L2 inicia no penúltimo tiro da linha L1.

4.4.2 Modelos 2D da linha sísmica Inteira (L1+L2)

O modelo da Linha Inteira possui no total de 11 tiros, pois o tiro EX21 da linha L1-Cavalcante se inicia no mesmo local que o tiro EX16 da linha Porangatu. Importante informar que foram escolhidos os dados referentes ao EX16 para representar essa parte da seção, pois se considerou eles melhores.

As figuras abaixo apresentam o modelo inicial para a linha inteira (Figura 4.13), os modelos invertidos (Figura 4.14 e 4.15), os modelos estatísticos com a média das velocidades e seu desvio padrão (Figuras 4.16 e 4.17). O modelo com os raios (Figura 4.15) é apresenta a cobertura dos raios sísmicos que, claramente, mostra a diferente cobertura entre os dois setores da linha. Na Figura 4.16, é apresentada uma elevação da descontinuidade de Moho devida a ter-se mais informações (leituras de reflexão) nesse setor e na Figura 4.17, observa-

se que a posição de Moho não variou muito durante as inversões, entretanto há um desvio padrão das velocidades mais alto.

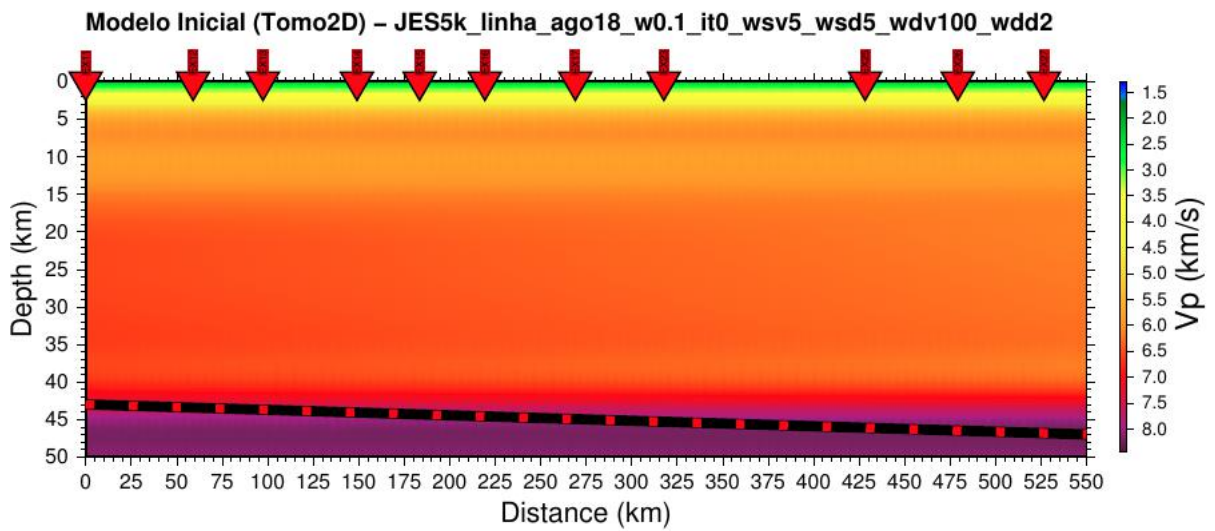


Figura 4.13 - Modelo inicial da linha Inteira (L1+L2).

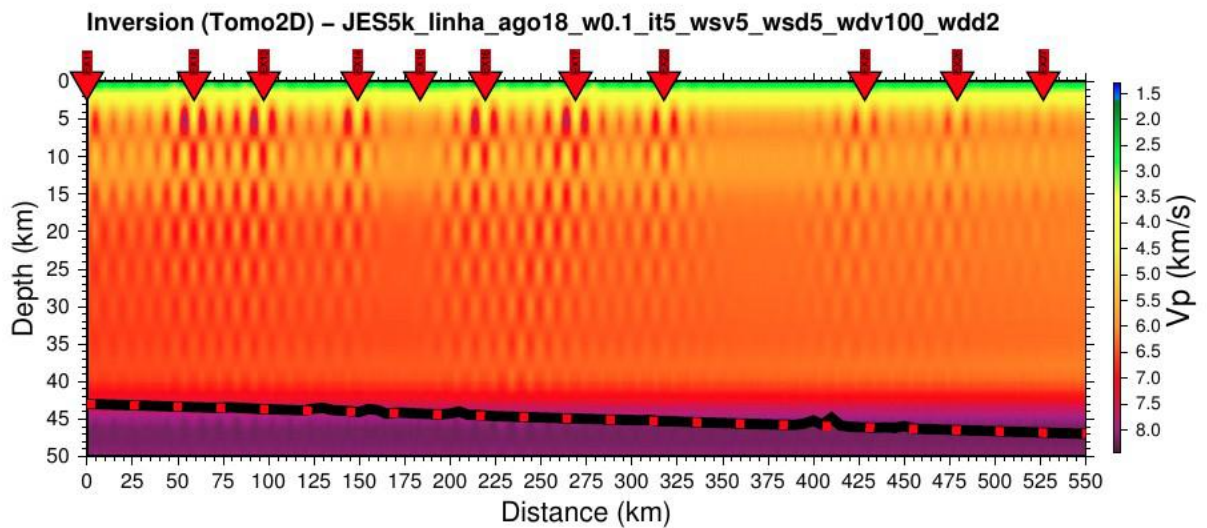


Figura 4.14 - Modelo invertido da linha Inteira (L1+L2).

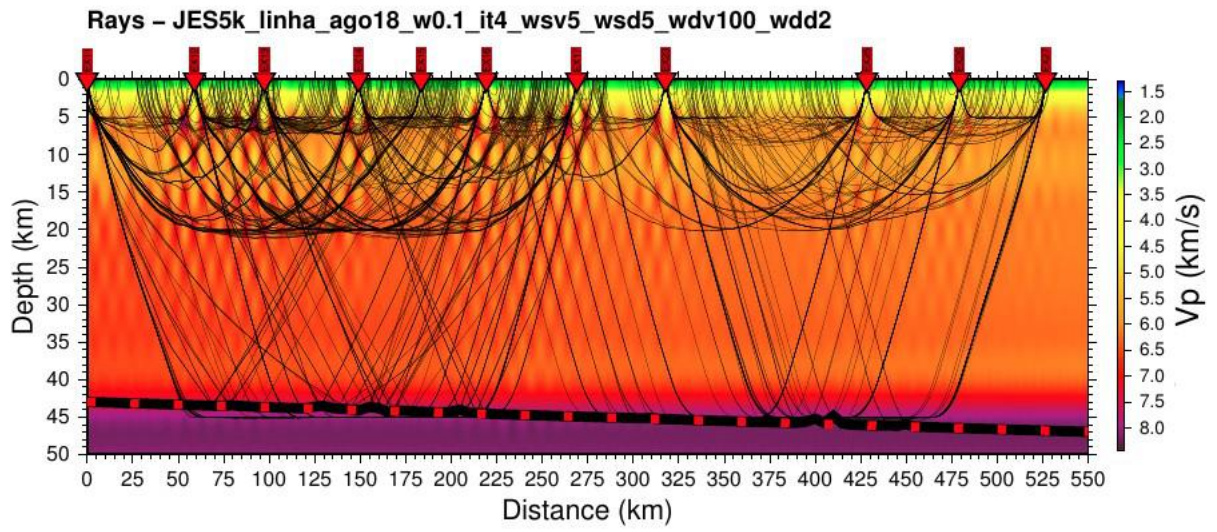


Figura 4.15 - Modelo invertido da linha de Inteira (L1+L2), apresentando os raios sísmicos.

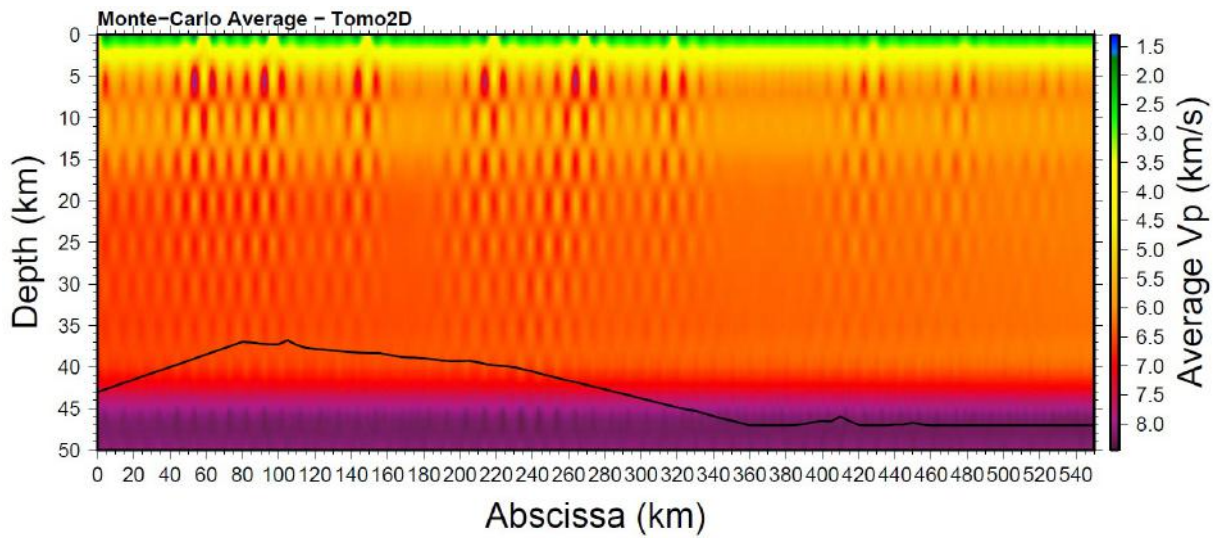


Figura 4.16 – Modelo de velocidades médias da linha Inteira (L1+L2) após a inversão dos 100 modelos aleatórios.

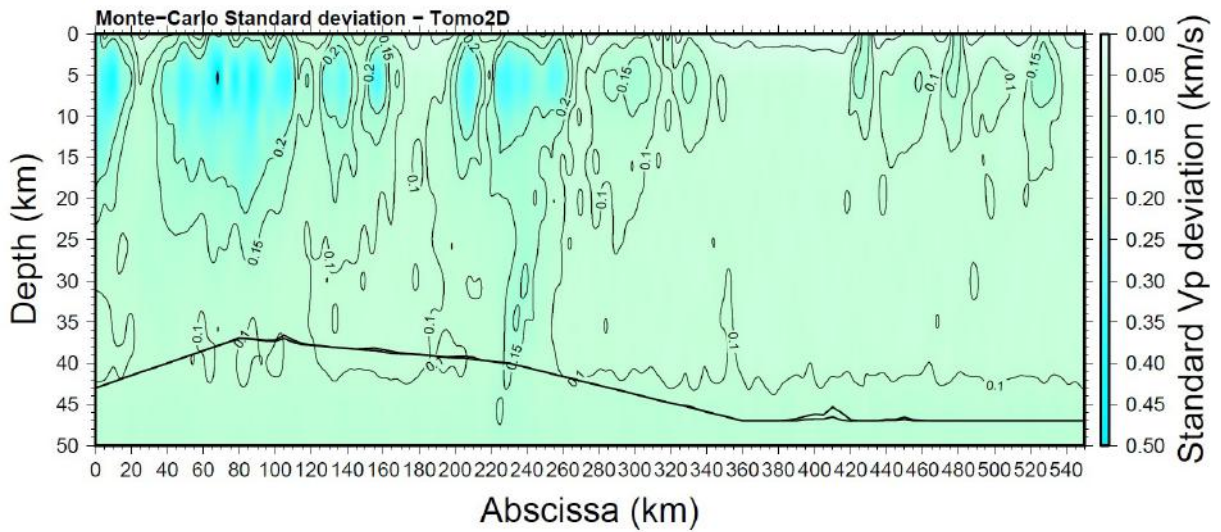


Figura 4.17 – Figura que apresenta o desvio padrão em relação ao modelo da Fig 4.16 após a análise estatística de Monte Carlo.

5 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Os modelos de velocidades obtidos através da inversão com o Tomo2D foram comparados com o modelo de velocidades de Perosi (2006) da Figura 2.7. Este modelo serviu tanto para definir o modelo inicial de inversão, quanto para a comparação entre dos resultados finais. Esse modelo é um *Forward Model*, ou seja, ele foi obtido através de várias etapas de ajuste (humano) entre os dados reais e os calculados, além disso, esse modelo é bem estruturado e com saltos de velocidade entre as camadas modeladas.

O modelo de velocidades obtido pelo Tomo2D é diferente, pois não permite estruturas, a única “estrutura” seria um refletor flutuante (nesse caso a descontinuidade de Moho) cuja geometria é dada principalmente pelas reflexões. A idéia por trás do modelo obtido pela inversão tomográfica é se ter um modelo de velocidades muito suave (nenhum salto de gradiente de velocidade ou de interface) que possa ser utilizado para migrações e inversões conjunta com dados de reflexão sísmica multi-canal. Em todas as inversões deste trabalho, enfatizou-se a utilização dos dados de refração para a obtenção dos modelos de velocidades, uma vez que foi possível fazer poucas leituras das reflexões de Moho.

Mesmo com mais tiros, a linha L1- Porangatu, não apresentou bons resultados na inversão sísmica, pois o modelo de velocidades obtido não se adequou ao que era esperado próximo à descontinuidade de Moho, tanto em velocidades quanto em geometria. As velocidades das camadas superiores, onde há mais cobertura de raios, ficaram próximas ao modelo da Figura 2.7 porém apresentaram desvios padrões relativamente altos.

Na linha L2-Cavalcante, o modelo respondeu fracamente a algumas reflexões de Moho, porém na análise de Monte Carlo percebe-se que essa resposta não é confiável, uma vez que no modelo das médias de velocidades há um deslocamento maior da posição de Moho sendo necessário mais dados de reflexão para dirimir esta dúvida. Entretanto, o modelo de velocidades apresentou uma distribuição mais uniforme com baixos desvio padrões, o que pode indicar velocidades médias mais confiáveis, mesmo com uma quantidade menor de dados em relação a linha L1-Porangatu.

Na linha Inteira (L1+L2), observa-se a junção das duas linhas e o comportamento é o mesmo. A vantagem de se juntar as duas linhas consiste em fazer a inversão em um modelo com as mesmas características do modelo da Figura 2.7. O que pode ser ressaltado nesse modelo é a tendência na elevação da descontinuidade de Moho nos primeiros 100 km que esta de acordo com o modelo da Figura 2.7, uma vez que o modelo tomográfico não é capaz de “enxergar” o degrau estrutural do modelo original pois as velocidades são parecidas. Em termos de desvios estatísticos os modelo da linha inteira mantém o padrão dos dois modelos de L1 e L2.

6 CONCLUSÕES

Dado o objetivo proposto neste trabalho, podemos considerar que o resultado foi satisfatório. A partir dessa avaliação, percebe-se que não foi trivial aplicar a inversão tomográfica nestes dados, cujos resultados tiveram pouca correlação com o modelo antigo utilizado como base de comparação.

Pode-se salientar alguns fatores que explicam os resultados obtidos, como:

- Qualidade dos dados: sabe-se que há uma grande diferença na qualidade de dados sísmicos terrestres e marítimos. Os dados terrestres (*onshore*) geralmente apresentam um nível sinal/ruído bem mais alto que os dados sísmicos marítimos (*offshore*), além disso esses dados terrestres não são uniformemente espaçados e não tem uma densidade de cobertura constante ocasionando visíveis diferenças onde há mais informação para a inversão.

- Quantidade de dados: geralmente a tomografia sísmica é aplicada quando se tem muitos dados, ou seja, muita informação. Geralmente para um modelo com essas dimensões de centenas de quilômetros são utilizados milhares ou dezenas de milhares de leituras de chegadas de ondas P refratadas e, até um décimo desses valores de reflexões. Neste trabalho trabalhou-se na casa de centenas de leituras, justamente para testar a resposta do pacote Tomo2D.

A análise estatística mostra, principalmente, dois pontos: o modelo gerado foi robusto, ou seja, apresetou pouca variação entre as inversões, confirmando que o programa é estável e é uma ótima alternativa para quem quer fazer inversões tomográficas. Entretanto, a falta de informação mostra que o modelo obtido não é representativo, pois a percebe-se que o campo de velocidades obtido não eh suave (padrão malhado). Sugere-se que há possibilidade de se utilizar outros filtros para tentar “picar” mais chegadas e também diminuir o número de células do modelo (neste trabalho tentou-se utilizar um numero de celulas parecido com o do modelo original, aproximadamente 6800 nós).

Conclui-se que:

- O pacote Tomo2D é uma boa ferramenta para inversões tomográficas sísmicas, cujo processamento é relativamente rápido e estável. Como ponto negativo tem-se o manual muito pouco explicativo.

- Neste caso, a inversão por tomografia sísmica não foi satisfatória, uma vez que o modelo de velocidades obtido não foi suave e não houve uma boa correlação com a geometria da descontinuidade de Moho.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. 2004. Brazil. In: R. Selley, L. Robin, M. Cocks, I.R. Plimer. eds. 2004. Encyclopedia of Geology. 1 ed. Elsevier. v.1, p. 306-327.

ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM, 36p. (Boletim 241).

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SGB/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Campina Grande, Atas, 363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Sci. Reviews, 17:1-29.

ALVARENGA, C. J. S. de *et al.* Tectonic evolution of South America. In: . [S.l.]: Cordani U.G. and Milani, E. J. and Thomaz Filho, A. and Campos, D. A., 2000. cap. Paraguay and Araguaia Belts, p. 183–193.

BERROCAL, J. *et al.* Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. Tectonophysics, v. 388, p. 187–199, June 2004.

BEVINGTON, Philip R.; ROBINSON, D. Keith. (2003). Data Reduction and Error Analysis for The Physical Sciences. Data reduction and error analysis for the physical sciences, 3rd ed. Boston, MA: McGraw-Hill, ISBN 0-07-247227-8, 2003.

BIZZI, A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) CPRM, Brasília, 2003 CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Santos 2003, Schobbenhaus e Neves 2003) – Geologia, Tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapa & SIG. CPRM, Brasília, 2003.

BULLEN, K. E. & BOLT, B. A., An Introduction to the theory of seismology, Cambridge University Press, Great Britain, 499p, 1985 (4th edition).

Center for Wave Phenomena. Software Seismic Unix. Disponível em: <<https://cwp.mines.edu>>.

DARDENNE, M. A. Tectonic evolution of south america. In: . [S.l.]: Cordani U.G. and Milani, E. J. and Thomaz Filho, A. and Campos, D. A., 2000. cap. The Brasilia Fold Belt, p. 231–263.

VENTURA, Dhébora Batista Rosa *et al.* Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, volume 41 (1), 2011.

DENTITH, Michael & MUDGE, Stephen. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*.

FEININGER, T.; DANTAS, J.; GIRARDI, V. Gravity interpretation and possible regional significance of the Niquelândia layered basic-ultrabasic Complex, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, n. 4, p. 343–350, 1991.

FONSECA, M.; DARDENNE, M.; UHLEIN, A. Faixa Brasília, setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, n. 25, p. 267–278, 1995.

FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187.

FUCK *et. al.* Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research* 244 (2014) 53–74. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>

GAGG, Gilberto; SOUZA, Sérgio Florêncio. Geração de mapas de anomalia Bouguer a partir de dados gravimétricos terrestres e do EGM2008. *Revista Brasileira de Geomática* v.5, n.2 (2017). doi: 10.3895/rbgeo.v5n2.

HASUI, Yociteru. *Geologia do Brasil*. 1ª edição. Beca, 2013.

JOST, H *et al.* (1991) Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 4, Issue 3, p. 201-214.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de Exploração. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

KORENAGA, J. *et al.* 2000, Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 21591– 21614, doi: 10.1029/2000JB900188.

LOWRIE, William. *Fundamentals of geophysics*. Second Edition, Cambridge 2007.

MARANGONI, Y.; ASSUMPÇÃO, M.; FERNANDES, E. P. Gravimetria em goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 13, n. 3, p. 205–219, 1995.

MEISSNER, Rolf. *The Continental Crust – A Geophysical Approach*. Academic Press, INC., 1986.

MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; MARANGONI, Y. 1997. Digital 5V5V gravity maps of the São Francisco Craton, the marginal fold/ thrust belts and contiguous continental margin/oceanic basins. Report and CD-ROM, Geophysics Dept., IAG-USP

PAIXÃO, M.; NILSON, A. Fragmentos ofiolíticos da faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: NORTE, S. núcleo (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia à geologia da Amazônia*. [S.l.: s.n.], 2002. v. 3, p. 85–103.

PEREIRA, R.S., FUCK, R.A., 2005. Archean nuclei and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 93–104.

PEROSI, F. A. *Refração Sísmica Profunda no Setor Sudeste da Província Tocantins*. Dissertação (Mestrado) — IAG/USP, 2000.

PEROSI, F.A., 2006. *Estrutura crustal do setor central da Província Tocantins utilizando ondas P, S e fases refletidas com dados de refração de sísmica profunda*. Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006. doi:10.11606/T.14.2006.tde-18072006-124456. Acesso em: 2018-08-06.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. 1991a. U-Pb zircón and sphene geocronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 4:329-339.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINI, O. J. 1991b. U-Pb zircon chronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research* 52:321-335.

PIMENTEL, M.; FUCK, R. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, p. 375–379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. 1994. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.

PIMENTEL, M. *et al.* The Mara Rosa arc in Tocantins Province: further evidence for neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, p. 299–310, 1997.

PIMENTEL, M.; FUCK, R.; GIOIA, S. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1, n. 30, p. 35–39, 2000.

PIMENTEL, M.M.; JOST, H.; FUCK R.A. 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 355-368.

REIS, Luciane Katiuscia Oliveira dos. Arcabouço tectônico da porção Centro-Norte da faixa Brasília com base em dados magnéticos e gravimétricos. 2016. xi, 72 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) — Universidade de Brasília, Brasília, 2016. Disponível em: < <http://repositorio.unb.br/handle/10482/22620>>

Science Learning Hub. *Fundamentals of Waves*, 2011. Disponível em: <<https://www.sciencelearn.org.nz/resources/119-fundamentals-of-waves>>. Acesso em: 27 ago. 2018.

SHEARER, Peter M. Introduction to Seismology. Second Edition, Cambridge University Press, 2009.

SHERIFF, R. E. GELDART, L. P., Exploration Seismology, Vol. 1 e 2, Cambridge University Press, 1982.

STRIEDER, A.; NILSON, A. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. Rev. Bras. Geoc., v. 2, n. 22, p. 204–215, 1992.

SOARES, J. et al. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. Journal of Geophysics Research (in press), 2006a.

SOARES, J. *et al.* Geophysical evidence of Amazon subduction in Central Brazil: a new insight into Tocantins Province Evolution. Tectonophysics (in press), 2006b.

SOARES, J. *et al.* Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 August 2011: pp. 399-403. DOI: <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-084>

SOUZA, J.O.; MORETON, L. C. 1995. Geologia das sequências metavulcanossedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambica (NW do Tocantins): ocorrência de metabasaltos com pillow-lavas. Boletim de Geociências do Centro-Oeste. 18, 20-31.

TEIXEIRA, L. R. 1996. Observações sobre os elementos terras raras nas rochas vulcânicas da região de Marancó. Salvador, CPRM, Inédito.

UFPA. Qui Quadrado, 2011. Disponível em: <http://www.ufpa.br/dicas/biome/bioqui.htm>. Acesso em: 14 set. 2018.

UNRUG, R. The supercontinent cycle and gondwanaland assembly: Component cratons and the timing of suturing events. *Journal of Geodynamics*, v. 4, n. 16, p. 215–240, 1992.

USSAMI, N.; MOLINA, E. C. Flexural modeling of the Neoproterozoic Araguaia belt, Central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 12, p. 87–98, 1999.

WATREMEZ, Louise *et al.* Case History Traveltime Tomography of a dense wide-angle profile across Orphan Basin. *GEOPHYSICS*, VOL. 80, NO. 3 (MAY-JUNE 2015); P. 1–14, 14 FIGS, doi: 10.1190/GEO2014-0377.1

APÊNDICE A – LEITURA DOS TEMPOS – LINHA L1-PORANGATU

Tabela 1: Leituras dos tempos do tiro EX11.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
11	1	-28.747	4.937	
11	3	-17.385	3.029	
11	4	-12.144	2.135	
11	5	-6.713	1.229	
11	7	0.791	0.191	
11	8	4.514	0.815	
11	10	10.118	1.697	
11	11	12.846	2.177	
11	13	18.294	3.107	
11	17	28.649	4.883	
11	18	31.004	5.255	
11	19	33.652	5.705	
11	20	36.318	6.137	
11	21	38.859	6.575	
11	24	46.262	7.769	
11	26	51.071	8.585	
11	28	55.992	9.383	
11	30	58.892	9.815	
11	31	61.494	10.237	
11	32	63.878	10.665	
11	34	68.695	11.429	
11	35	71.081	11.825	
11	36	73.477	12.188	
11	37	75.642	12.571	
11	38	78.159	12.976	
11	39	80.31	10.33	
11	40	82.757	13.69	
11	41	85.774	10.202	
11	42	88.832	14.696	
11	43	92.242	15.274	
11	44	95.207	15.758	
11	45	97.009	16.106	
11	46	98.39	16.458	
11	47	99.478	16.662	
11	48	102.494	17.15	
11	49	104.886	17.522	
11	53	117.314	19.499	
11	56	125.041	20.671	
11	57	127.777	21.065	
11	58	130.416	21.559	
11	59	133.302	25.989	
11	60	135.423	21.281	
11	61	136.378	22.14	

11	64	144.366	23.422	
11	65	146.685	27.744	27.993
11	67	152.163	24.848	27.8
11	68	154.553	25.145	26.655
11	69	159.615	25.706	
11	71	162.079	26.213	27.525
11	73	167.295	26.934	
11	74	171.076	27.564	
11	75	173.173	27.937	
11	76	176.083	28.386	
11	77	178.97	28.903	29.94
11	78	181.308	29.38	
11	81	185.34	30.3	
11	82	187.511	30.666	
11	83	190.262	31.035	
11	84	193.407	31.52	
11	85	195.869	31.872	
11	86	198.009	32.226	
11	87	201.251	32.791	
11	88	203.197	32.929	
11	90	208.613	33.773	
11	98	227.73	36.177	
11	100	232.993	36.404	
11	101	234.217	35.954	
11	102	236.604	36.806	
11	103	239.201	37.147	
11	105	244.006	37.966	
11	106	245.398	38.027	
11	107	246.514	38.091	
11	108	249.076	38.441	
11	109	252.469	38.859	
11	112	258.89	39.714	
11	113	261.598	40.027	
11	116	268.97	41.074	42.588
11	118	278.269	42.287	43.531
11	120	284.381	42.911	44.577

Tabela 2: Leituras dos tempos do tiro EX12.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
12	1	-87.130	14.456	
12	3	-76.166	12.542	
12	4	-70.966	11.783	
12	5	-65.576	10.95	
12	7	-59.149	9.856	
12	8	-54.723	9.138	
12	11	-46.762	7.846	
12	17	-30.448	5.094	
12	18	-28.001	4.612	
12	19	-25.427	4.22	
12	20	-22.860	3.761	
12	21	-20.291	3.382	
12	24	-15.259	2.191	
12	26	-10.583	1.42	
12	28	-5.779	1.502	
12	30	-0.139	0.041	
12	31	2.849	0.559	
12	32	4.953	0.942	
12	34	9.742	1.687	
12	35	12.161	2.068	
12	36	14.521	2.441	
12	37	16.694	2.807	
12	38	19.244	3.227	
12	39	21.336	3.601	
12	40	23.767	3.974	
12	41	26.783	4.513	
12	42	29.880	5.047	
12	43	33.351	5.623	
12	44	36.379	6.158	
12	45	38.399	6.48	
12	46	40.030	6.788	
12	47	41.767	7.082	
12	48	44.834	7.578	
12	49	47.607	8.035	
12	53	60.350	10.168	
12	55	64.963	10.881	
12	56	67.731	11.31	
12	57	70.360	11.711	
12	58	72.970	12.138	
12	59	75.671	12.565	
12	60	77.660	12.901	
12	61	78.656	12.676	
12	64	86.375	13.856	
12	65	88.570	14.241	
12	67	94.328	15.244	

12	71	104.241	16.767	
12	73	109.478	18.055	
12	74	114.019	18.867	
12	75	116.070	19.203	
12	76	119.094	19.391	
12	77	122.138	19.944	
12	78	124.519	20.725	
12	80	126.795	21.35	
12	81	128.527	21.731	
12	82	130.643	22.036	
12	83	133.499	22.417	
12	84	136.698	22.777	23.836
12	85	139.760	23.234	24.125
12	86	141.160	23.576	24.395
12	87	144.444	24.185	25.057
12	88	146.260	24.428	25.191
12	90	152.103	25.389	
12	92	156.685	26.107	
12	93	158.559	26.432	
12	98	170.342	28.036	
12	100	175.678	28.802	
12	102	179.203	28.757	
12	103	181.710	29.235	
12	106	188.258	30.385	
12	107	189.546	30.49	
12	108	192.188	30.859	
12	109	195.512	31.436	
12	111	199.366	32.094	
12	112	202.107	32.58	
12	113	204.777	33.008	
12	116	211.727	33.519	
12	118	220.968	34.515	
12	120	226.814	35.284	

Tabela 3: Leituras dos tempos do tiro EX13.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
13	3	-115.646	19.169	
13	5	-104.985	17.587	
13	8	-94.190	15.537	
13	17	-70.143	11.64	
13	19	-65.160	10.812	
13	20	-62.693	10.404	
13	21	-60.136	9.972	
13	24	-55.104	8.778	
13	28	-45.725	7.226	
13	30	-40.046	6.652	
13	31	-37.925	6.276	
13	32	-35.451	5.921	
13	34	-30.938	5.152	
13	35	-28.887	4.723	
13	36	-26.561	4.394	
13	37	-24.691	4.097	
13	38	-22.746	3.813	
13	39	-20.427	3.396	
13	41	-14.802	2.474	
13	42	-11.596	1.962	
13	43	-8.202	1.362	
13	44	-5.533	0.862	
13	45	-2.528	0.358	
13	46	1.009	0.01	
13	47	4.146	0.681	
13	48	6.212	1.01	
13	49	9.471	1.505	
13	53	21.455	3.626	
13	55	25.468	4.182	
13	56	28.196	4.611	
13	57	30.695	5.052	
13	58	33.255	5.437	
13	59	35.829	5.936	
13	60	37.755	6.201	
13	61	38.763	6.092	
13	64	46.412	7.249	
13	67	54.376	8.42	
13	68	56.880	8.794	
13	69	58.336	9.121	
13	71	64.283	10.016	
13	73	69.520	10.772	
13	74	74.266	11.456	
13	75	76.291	11.949	
13	76	79.352	12.33	
13	77	82.452	12.866	

13	78	84.843	13.596	
13	80	184.484	14.566	
13	82	90.916	15.261	
13	83	93.806	15.685	
13	84	97.018	16.149	
13	85	99.356	16.485	
13	86	101.414	16.778	
13	87	104.700	17.388	
13	90	112.461	18.82	
13	98	130.415	21.512	29.528
13	100	135.761	22.67	24.319
13	102	139.270	23.207	24.753
13	103	141.764	23.659	
13	105	146.781	24.664	25.865
13	106	148.369	24.66	28.72
13	107	149.697	24.888	26.411
13	108	152.358	25.332	26.8
13	109	155.660	25.81	
13	111	159.544	26.499	
13	112	162.296	26.971	27.726
13	113	164.953	27.46	
13	116	171.807	28.436	
13	117	176.330	29.062	
13	118	181.036	29.837	

Tabela 4: Leituras dos tempos do tiro EX14.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
14	3	-167.332	27.347	28.696
14	4	-162.09	26.531	27.47
14	5	-156.656	26.336	27.47
14	7	-150.214	24.966	26.265
14	11	-138.305	23.252	24.5
14	13	-132.753	22.281	
14	17	-122.024	20.469	22.145
14	18	-119.478	20.002	
14	19	-117.062	19.629	
14	20	-114.625	19.258	
14	21	-112.074	18.615	
14	24	-107.048	17.831	
14	28	-97.687	16.117	
14	30	-92.01	15.112	
14	31	-89.858	14.817	
14	32	-87.41	14.423	
14	35	-80.644	13.262	
14	37	-76.263	12.444	
14	38	-74.057	12.056	
14	39	-71.72	11.666	
14	40	-69.246	17.216	
14	41	-65.934	10.693	
14	42	-62.647	10.258	
14	43	-59.031	9.683	
14	44	-55.91	7.097	
14	45	-53.611	8.727	
14	46	-51.899	8.449	
14	47	-50.487	8.237	
14	48	-47.464	7.711	
14	49	-45.139	7.328	
14	53	-33.192	5.387	
14	56	-25.337	4.162	
14	57	-22.55	3.707	
14	58	-19.962	3.29	
14	59	-16.891	2.735	
14	60	-14.648	2.372	
14	61	-13.767	2.569	
14	64	-5.593	1.318	
14	65	-3.454	0.921	
14	67	3.087	0.033	
14	68	5.654	0.5	
14	69	6.716	0.877	
14	71	12.41	1.683	
14	73	17.622	2.448	
14	74	23.705	2.876	

14	75	25.49	3.769	
14	76	28.654	4.21	
14	77	31.944	4.71	
14	78	34.31	5.232	
14	81	38.08	6.367	
14	82	40.002	6.773	
14	83	42.982	7.204	
14	84	46.19	7.73	
14	85	48.34	8.122	
14	86	50.276	8.39	
14	87	53.554	9.048	
14	90	61.571	10.441	
14	92	65.497	11.048	
14	93	67.039	11.292	
14	98	78.564	13.226	
14	100	83.936	14.207	
14	102	87.398	14.775	
14	103	89.855	15.096	
14	105	94.939	16.053	
14	106	96.607	16.319	
14	107	98.036	16.512	
14	108	100.74	17.009	
14	109	103.986	17.541	19.097
14	111	107.938	18.241	19.353
14	112	110.712	18.711	19.916
14	113	113.334	19.23	
14	115	119.954	20.302	
14	117	124.452	20.786	
14	118	129.152	21.897	23.242
14	120	134.902	23.017	24.679

Tabela 5: Leituras dos tempos do tiro EX15.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
15	17	-156.354	25.931	
15	18	-153.769	25.459	
15	19	-151.482	25.168	
15	20	-149.163	24.805	
15	21	-146.649	24.151	
15	24	-141.675	23.296	
15	26	-137.170	22.63	
15	28	-132.504	21.749	
15	30	-126.888	21.255	
15	31	-124.942	21.126	
15	42	-98.263	16.331	
15	43	-94.642	16.157	
15	44	-91.519	14.869	
15	45	-89.010	10.652	
15	46	-87.069	14.342	
15	57	-56.477	9.078	
15	60	-49.494	7.71	
15	64	-41.519	7.262	
15	65	-39.864	6.274	
15	67	-33.544	5.712	
15	69	-29.714	4.58	
15	71	-24.431	4.226	
15	73	-19.803	3.698	
15	74	-12.896	3.25	
15	75	-10.966	2.362	
15	76	-7.821	2.125	
15	77	-4.682	1.569	
15	78	-2.334	1.023	
15	80	0.089	0.067	
15	81	1.709	0.462	
15	82	3.884	0.883	
15	83	6.684	1.312	
15	84	9.896	1.746	
15	85	12.263	2.165	
15	86	14.378	2.513	
15	87	17.639	3.17	
15	88	19.562	3.511	
15	107	62.884	10.813	
15	108	65.470	11.323	
15	109	68.844	11.96	

Tabela 6: Leituras dos tempos do tiro EX16.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
16	4	-231.902	36.388	
16	5	-226.468	35.739	
16	17	-191.966	30.764	
16	18	-189.412	30.406	
16	19	-187.015	30.068	
16	20	-184.59	29.603	
16	21	-182.041	29.099	
16	24	-177.018	28.223	
16	26	-172.416	27.529	
16	28	-167.662	26.994	
16	30	-161.984	26.248	
16	31	-159.818	26.091	
16	32	-157.369	25.695	
16	35	-150.554	24.634	25.829
16	36	-148.16	24.233	24.963
16	37	-146.135	23.859	
16	38	-143.878	23.596	
16	39	-141.551	23.22	
16	40	-139.064	22.808	
16	41	-135.775	22.304	
16	42	-132.504	21.788	
16	43	-128.902	21.187	
16	44	-125.792	20.565	22.469
16	45	-123.559	20.193	22.218
16	46	-121.873	19.926	22.05
16	48	-117.346	19.231	21.525
16	49	-114.88	18.836	
16	53	-102.488	16.686	
16	57	-91.985	14.946	
16	58	-89.345	14.496	
16	59	-86.466	14.065	
16	61	-83.405	13.923	
16	64	-75.537	12.586	
16	65	-73.336	12.04	
16	67	-67.637	11.44	
16	68	-65.215	10.864	
16	71	-57.712	9.9	
16	73	-52.483	9.086	
16	74	-49.305	8.897	
16	75	-47.183	8.156	
16	76	-44.583	7.904	
16	77	-42.204	7.431	
16	78	-40.132	6.972	
16	80	-37.935	6.258	
16	81	-36.321	5.93	

16	82	-34.141	5.628	
16	83	-32.063	5.111	
16	84	-29.571	4.808	
16	85	-27.064	4.304	
16	86	-24.978	3.965	
16	87	-22.599	3.667	
16	88	-20.264	3.196	
16	90	-20.238	3.274	
16	92	-14.415	2.282	
16	93	-10.76	1.67	
16	95	7.689	1.175	
16	98	10.895	1.852	
16	100	15.861	2.688	
16	102	18.516	3.124	
16	103	20.492	3.413	
16	105	26.026	4.519	
16	106	28.247	4.843	
16	107	30.318	5.283	
16	108	33.152	5.734	
16	109	35.888	6.124	
16	111	40.077	6.908	
16	112	42.865	7.412	
16	113	45.221	8.139	
16	116	50.558	8.936	
16	118	59.56	10.337	
16	120	64.999	10.928	

Tabela 7: Leituras dos tempos do tiro EX17.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
17	5	-275.589	42.203	
17	19	-236.533	36.59	
17	21	-231.636	36.007	
17	24	-223.996	35.03	
17	28	-214.652	33.872	
17	30	-211.709	33.432	
17	31	-209.638	33.202	
17	32	-207.194	32.888	
17	34	-202.617	32.277	
17	35	-200.49	32.091	
17	37	-196.122	31.471	
17	38	-193.916	31.199	
17	39	-191.58	30.964	
17	41	-185.794	30.265	
17	42	-182.508	29.908	
17	43	-178.892	29.47	
17	44	-175.77	29.191	
17	45	-173.439	28.835	
17	46	-171.653	28.57	
17	47	-169.927	28.228	
17	48	-166.864	27.608	28.85
17	53	-151.65	25.111	
17	55	-146.8	24.275	
17	59	-135.97	22.668	
17	60	-133.975	22.575	
17	61	-132.977	22.556	
17	64	-125.356	21.434	
17	67	-117.351	20.203	22.652
17	69	-113.392	19.436	22.339
17	71	-107.473	18.531	
17	73	-102.244	17.759	
17	74	-97.812	17.15	
17	75	-95.723	16.771	
17	76	-92.314	16.259	
17	77	-89.917	15.732	
17	78	-87.593	15.275	
17	81	-83.562	14.331	
17	82	-81.38	13.861	
17	83	-78.673	13.432	
17	84	-75.572	12.968	
17	85	-73.07	12.569	
17	86	-70.912	12.23	
17	87	-67.7	11.748	
17	88	-65.701	11.391	
17	92	-55.380	9.811	

17	98	-41.302	7.454	
17	100	-35.955	6.55	
17	102	-32.465	5.826	
17	103	-30.084	9.366	
17	105	-24.932	4.515	
17	106	-23.492	4.26	
17	107	-22.629	4.131	
17	108	-20.361	3.774	
17	109	-16.859	3.12	
17	111	-13.992	2.626	
17	112	-12.052	2.338	
17	116	-0.098	0.058	
17	117	4.742	1.12	
17	118	9.425	1.936	
17	120	16.445	3.084	

APÊNDICE B – LEITURA DOS TEMPOS – LINHA L1-PORANGATU

Tabela 8: Leituras dos tempos do tiro EX21.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
21	1	0.132	0.091	
21	2	10.895	1.924	
21	3	12.659	2.15	
21	4	15.861	3.16	
21	5	16.569	2.818	
21	11	30.318	5.244	
21	12	33.152	5.79	
21	13	35.888	6.17	
21	17	45.221	8.062	
21	18	49.049	8.597	
21	19	47.629	8.418	
21	20	50.145	8.947	
21	21	52.043	9.265	
21	22	54.912	9.629	
21	24	59.56	10.404	
21	25	61.496	10.741	
21	26	63.779	11.05	
21	27	64.992	11.261	
21	29	69.943	12.162	
21	32	84.763	14.456	
21	33	86.9	14.792	
21	34	88.94	15.189	
21	38	94.147	15.929	
21	42	103.476	17.539	
21	43	106.201	18.02	
21	45	110.104	18.686	
21	46	111.961	18.993	
21	47	114.963	19.496	
21	48	117.039	19.893	
21	51	122.164	20.653	
21	52	124.403	21.001	
21	53	126.321	21.308	
21	54	128.92	21.747	
21	55	131.167	22.132	24.239
21	56	134.395	22.588	24.472
21	58	139.726	23.457	25.657
21	59	143.49	24.241	25.821
21	61	148.313	24.967	26.398
21	62	151.329	25.352	27.111
21	65	158.71	26.596	27.68
21	67	162.564	27.54	28.337
21	69	167.515	28.157	
21	71	172.697	28.928	
21	72	177.903	29.57	

21	73	180.118	29.928	
21	74	183.073	30.315	
21	75	185.707	30.753	
21	77	189.931	31.426	
21	78	192.569	31.822	
21	79	194.475	31.972	
21	82	212.064	34.192	
21	87	222.216	35.532	
21	88	224.998	35.928	
21	89	227.876	35.987	
21	91	234.336	36.661	
21	93	238.929	37.067	
21	95	245.534	37.85	
21	97	252.251	38.642	
21	102	264.365	40.337	
21	103	266.125	40.521	
21	105	272.598	41.391	44.167
21	106	275.808	41.874	44.66
21	108	277.28	42.099	44.769
21	109	280.045	42.476	45.165
21	111	285.46	43.078	45.79
21	113	290.646	43.708	46.772
21	116	297.431	44.625	
21	117	299.994	44.17	
21	118	302.508	44.126	
21	119	305.256	44.533	
21	120	307.096	45.772	

Tabela 9: Leituras dos tempos do tiro EX23.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
23	1	-99.58	16.807	
23	2	-89.97	15.516	
23	3	-87.59	15.258	
23	4	-84.56	14.048	
23	5	-83.49	14.393	
23	11	-70.38	12.156	
23	12	-67.70	11.721	
23	13	-64.42	11.091	
23	18	-50.78	8.846	
23	19	-51.85	9.03	
23	20	-49.35	8.665	
23	21	-47.53	8.351	
23	22	-44.74	7.778	
23	24	-40.26	7.096	
23	25	-38.60	6.882	
23	26	-36.83	6.582	
23	27	-36.72	6.487	
23	29	-36.90	6.61	
23	32	-19.16	3.391	
23	33	-16.84	2.927	
23	34	-14.82	2.633	
23	36	-9.99	1.733	
23	38	-5.33	0.966	
23	42	5.12	0.859	
23	43	12.80	1.404	
23	45	1.28	2.193	
23	46	15.69	2.703	
23	47	17.87	3.031	
23	48	20.18	3.479	
23	51	31.21	5.348	
23	52	34.74	5.87	
23	53	38.28	6.498	
23	54	41.57	7.103	
23	55	44.44	7.59	
23	56	43.10	7.315	
23	58	46.40	7.867	
23	59	47.59	8.145	
23	61	52.53	8.887	
23	62	53.96	9.523	
23	65	62.55	11.225	
23	67	66.31	12.169	
23	69	71.57	13.196	
23	75	87.69	14.836	
23	77	91.97	15.535	
23	78	94.68	15.985	

23	79	96.30	16.358	
23	82	113.72	19.071	
23	87	122.83	20.567	22.919
23	88	125.56	21.198	23.44
23	89	128.49	21.617	23.884
23	91	135.05	22.757	24.719
23	93	139.68	23.393	25.311
23	95	146.24	24.46	26.165
23	97	152.87	25.688	
23	102	164.92	27.899	
23	103	166.67	28.137	
23	104	170.15	28.614	
23	105	173.14	29.242	
23	106	176.35	29.77	
23	108	177.92	29.903	
23	109	180.70	30.402	
23	111	186.16	31.237	
23	113	191.39	32.047	
23	116	198.25	32.919	
23	117	200.85	33.276	
23	118	203.40	33.641	
23	119	206.18	33.946	
23	120	208.04	33.946	

Tabela 10: Leituras dos tempos do tiro EX25.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
25	1	-203.25	33.383	
25	2	-200.80	33.015	
25	5	-196.74	32.497	
25	11	-183.98	30.643	31.026
25	12	-181.36	30.219	30.819
25	13	-178.02	29.704	30.311
25	19	-165.08	27.722	28.962
25	21	-160.27	27.102	
25	24	-152.69	25.762	27.614
25	25	-150.70	25.498	
25	26	-148.40	25.167	
25	29	-143.51	24.312	
25	32	-131.51	22.353	
25	33	-129.10	21.938	
25	34	-126.89	21.479	
25	36	-122.68	20.671	
25	42	-109.32	18.379	
25	45	-102.27	17.276	
25	46	-100.26	16.923	
25	47	-97.30	16.475	
25	48	-95.18	16.144	
25	51	-91.05	15.42	
25	52	-89.52	15.162	
25	53	-88.64	15.018	
25	54	-86.88	14.724	
25	55	-85.50	14.446	
25	56	-79.94	13.466	
25	58	-73.97	12.509	
25	59	-69.08	11.684	
25	61	-64.47	10.89	
25	62	-60.89	10.251	
25	63	-54.263	10.218	
25	65	-50.509	9.094	
25	67	-50.51	8.654	
25	69	-46.19	8.025	
25	71	-42.04	7.125	
25	72	-34.28	5.847	
25	73	-32.07	5.392	
25	74	-29.13	4.927	
25	75	-26.51	4.531	
25	77	-22.36	3.914	
25	78	-19.84	3.459	
25	79	-17.72	3.032	
25	81	5.86	0.085	
25	83	5.86	1.032	

25	86	18.47	3.26	
25	87	20.17	3.578	
25	88	22.25	3.905	
25	89	23.58	4.148	
25	91	26.39	4.659	
25	93	29.95	5.248	
25	95	36.52	6.23	
25	97	44.03	7.545	
25	102	56.92	9.637	
25	103	59.32	10.057	
25	104	63.33	10.643	
25	105	66.48	11.183	
25	106	69.69	11.785	
25	108	79.39	12.376	
25	109	76.87	12.895	
25	111	82.61	13.823	
25	113	88.10	14.778	
25	116	95.37	15.958	
25	117	98.16	16.463	
25	118	100.90	16.95	

Tabela 11: Leituras dos tempos do tiro EX26.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
26	2	-249.79	38.723	
26	3	-247.42	38.569	
26	5	-243.32	38.198	
26	12	-227.36	36.076	
26	13	-224.16	35.397	
26	17	-214.78	35.778	
26	24	-199.81	33.053	
26	25	-197.98	32.942	
26	26	-195.88	32.841	
26	32	-175.97	29.948	
26	33	-173.64	29.106	
26	34	-171.47	28.61	
26	42	-155.81	26.499	
26	45	-149.40	25.233	
26	46	-147.81	24.902	
26	48	-142.80	24.481	
26	51	-140.63	24.154	
26	52	-139.51	23.968	
26	53	-139.04	23.49	
26	54	-137.56	23.192	
26	55	-136.40	22.981	
26	56	-130.33	21.901	24.506
26	58	-124.20	21.073	23.581
26	59	-118.57	20.121	22.792
26	61	-114.32	19.924	22.341
26	67	-100.98	16.796	
26	71	-93.43	14.768	
26	72	-83.60	14.082	
26	74	-79.04	13.281	
26	77	-72.92	12.319	
26	78	-70.75	11.901	
26	79	-68.16	11.411	
26	82	-51.78	6.778	
26	86	-39.64	6.92	
26	87	-37.14	6.465	
26	88	-34.32	6.068	
26	89	-31.50	5.671	
26	91	-25.77	4.705	
26	93	-21.75	3.974	
26	95	-15.17	2.83	
26	97	-7.65	1.638	
26	101	3.12	0.855	
26	102	5.28	4.14	
26	103	7.68	1.557	
26	104	11.73	2.163	

26	105	14.85	2.767	
26	106	18.03	3.13	
26	108	23.05	3.97	
26	109	25.92	4.478	
26	111	31.50	5.504	
26	113	36.90	6.426	
26	116	44.11	7.429	
26	117	46.89	7.891	
26	118	49.62	8.415	

Tabela 12: Leituras dos tempos do tiro EX27.

Tiro	Estação	Distância (km)	Onda P (s)	Reflexão (s)
27	17	-261.84	42.622	
27	24	-248.14	41.202	
27	25	-246.47	40.737	
27	26	-244.58	40.462	
27	29	-242.14	40.299	
27	32	-222.37	40.091	
27	34	-218.07	36.371	
27	38	-213.21	35.244	
27	40	-207.72	34.472	36.343
27	42	-204.33	33.859	
27	45	-198.56	32.98	
27	46	-197.34	32.76	
27	47	-194.24	32.22	34.669
27	48	-192.49	31.994	
27	51	-191.94	31.85	
27	54	-189.92	31.638	34.035
27	55	-189.01	31.308	34.032
27	56	-182.47	30.32	32.946
27	58	-176.29	29.288	
27	59	-170.16	28.344	
27	61	-166.25	27.637	
27	65	-156.96	26.399	
27	67	-153.58	25.789	
27	71	-146.87	23.335	
27	72	-135.89	22.769	
27	73	-134.31	22.517	24.614
27	74	-131.76	22.097	24.239
27	75	-129.53	21.821	23.984
27	77	-126.1	21.574	23.609
27	78	-124.14	21.061	
27	79	-121.41	20.433	
27	82	-105.84	17.686	
27	87	-88.92	15.017	
27	88	-86.11	14.531	
27	89	-83.71	14.057	
27	91	-79.38	13.248	
27	95	-69.53	10.781	
27	95	-69.53	10.475	
27	97	-62.02	10.097	
27	102	-49.41	8.468	
27	103	-46.8	8.037	
27	104	-42.74	7.42	
27	105	-39.68	6.945	
27	106	-36.65	6.404	
27	108	-31.83	5.472	

27	109	-28.87	5.09	
27	111	-23.13	4.203	
27	113	-17.63	3.401	
27	116	-10.36	2.097	
27	117	-7.57	4.666	
27	118	-4.84	1.343	
27	119	-1.85	0.738	
27	120	-0.24	0.099	

APÊNDICE C – SEÇÕES SÍSMICAS – LINHA L1 – PORANGATU

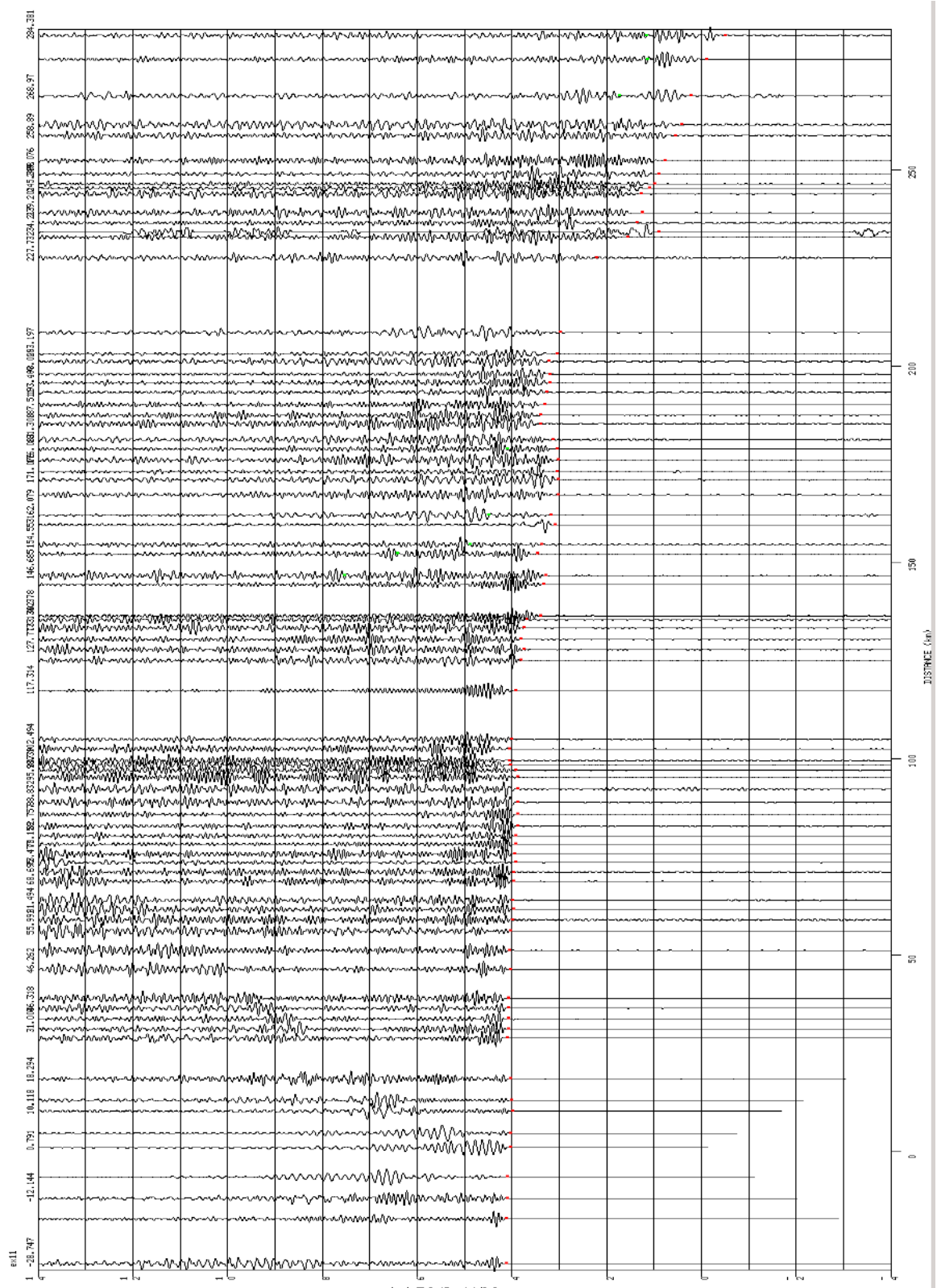


Figura 4.18 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX11- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

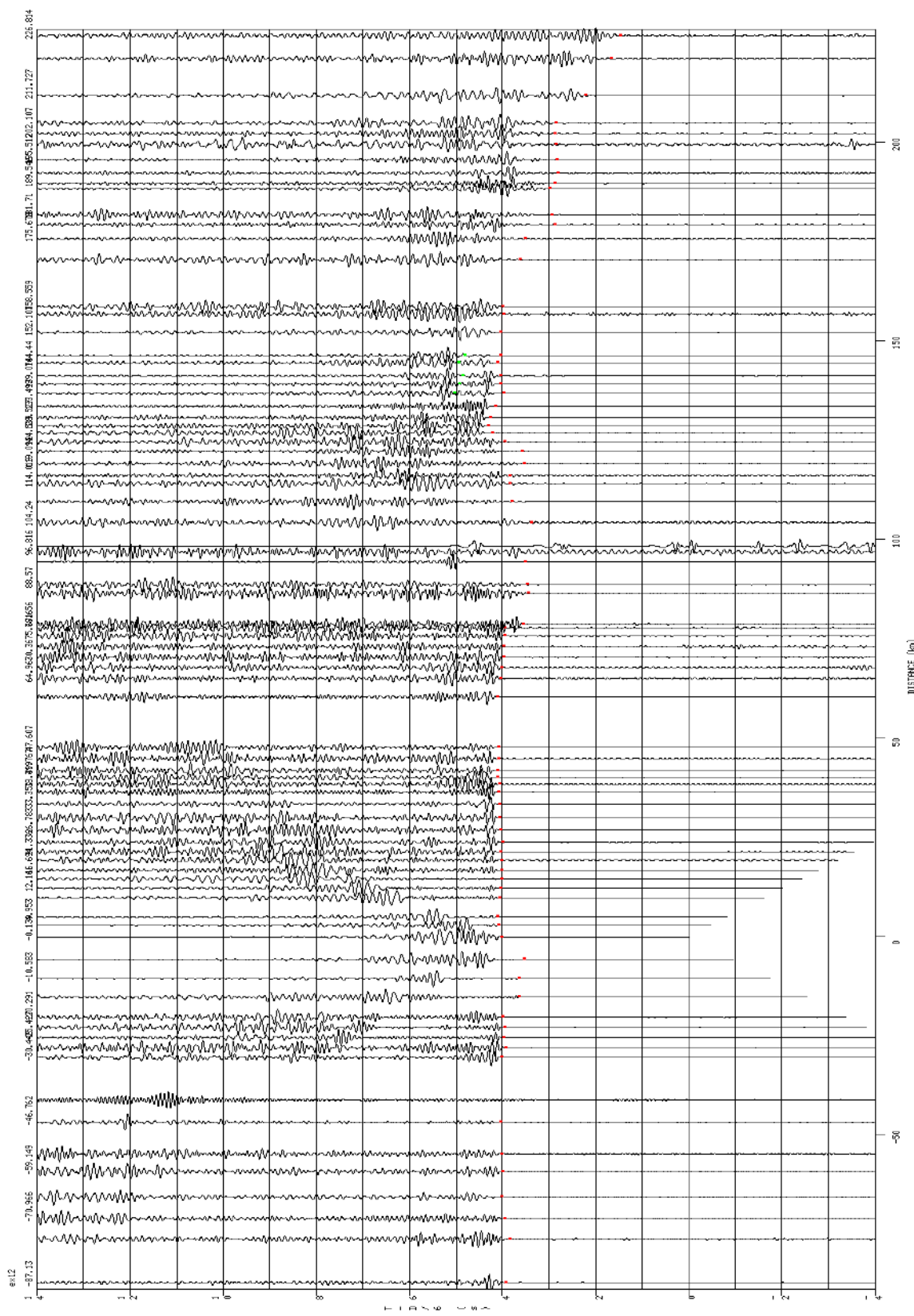


Figura 4.19 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX12- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

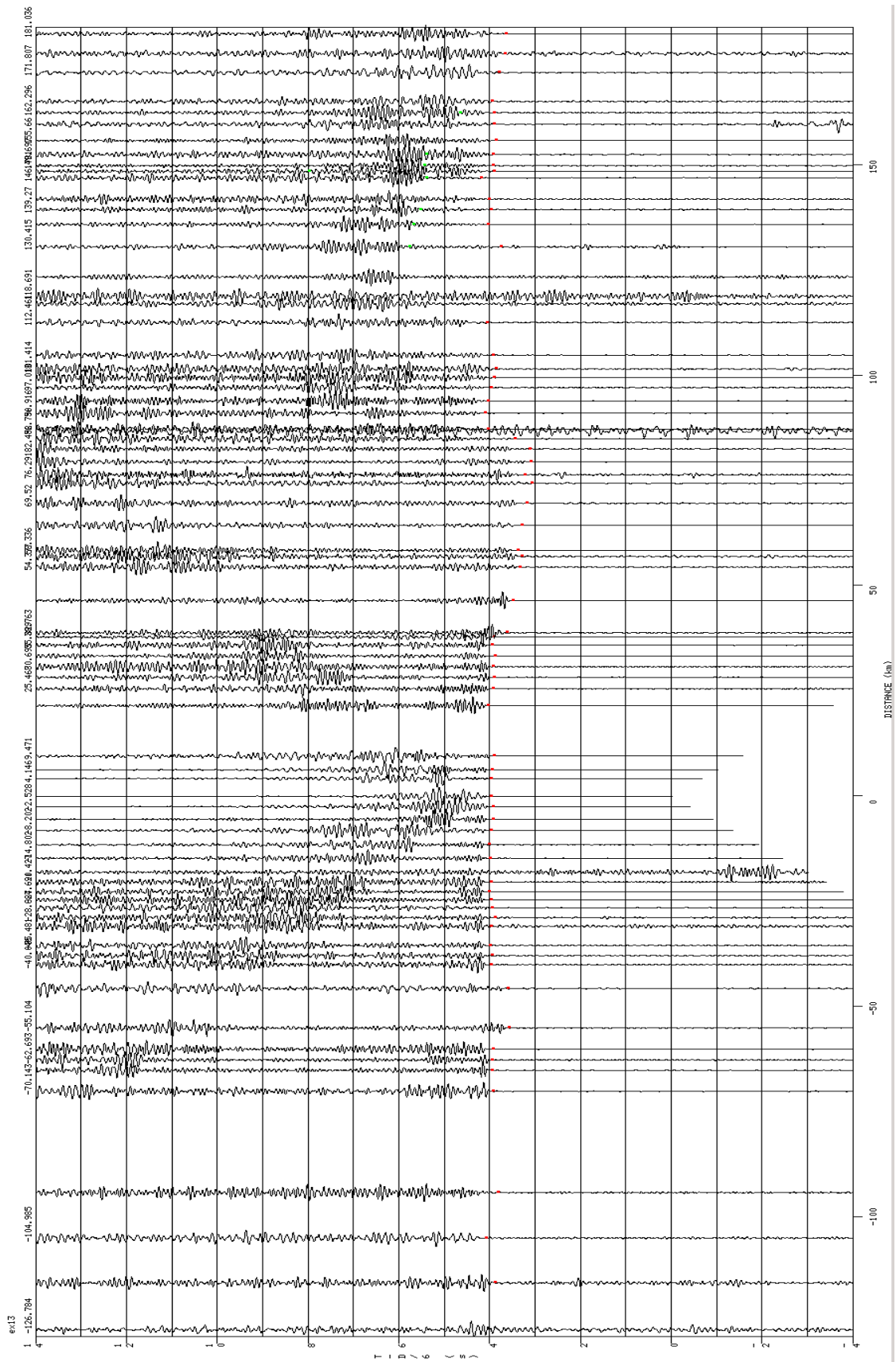


Figura 4.20 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX13- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

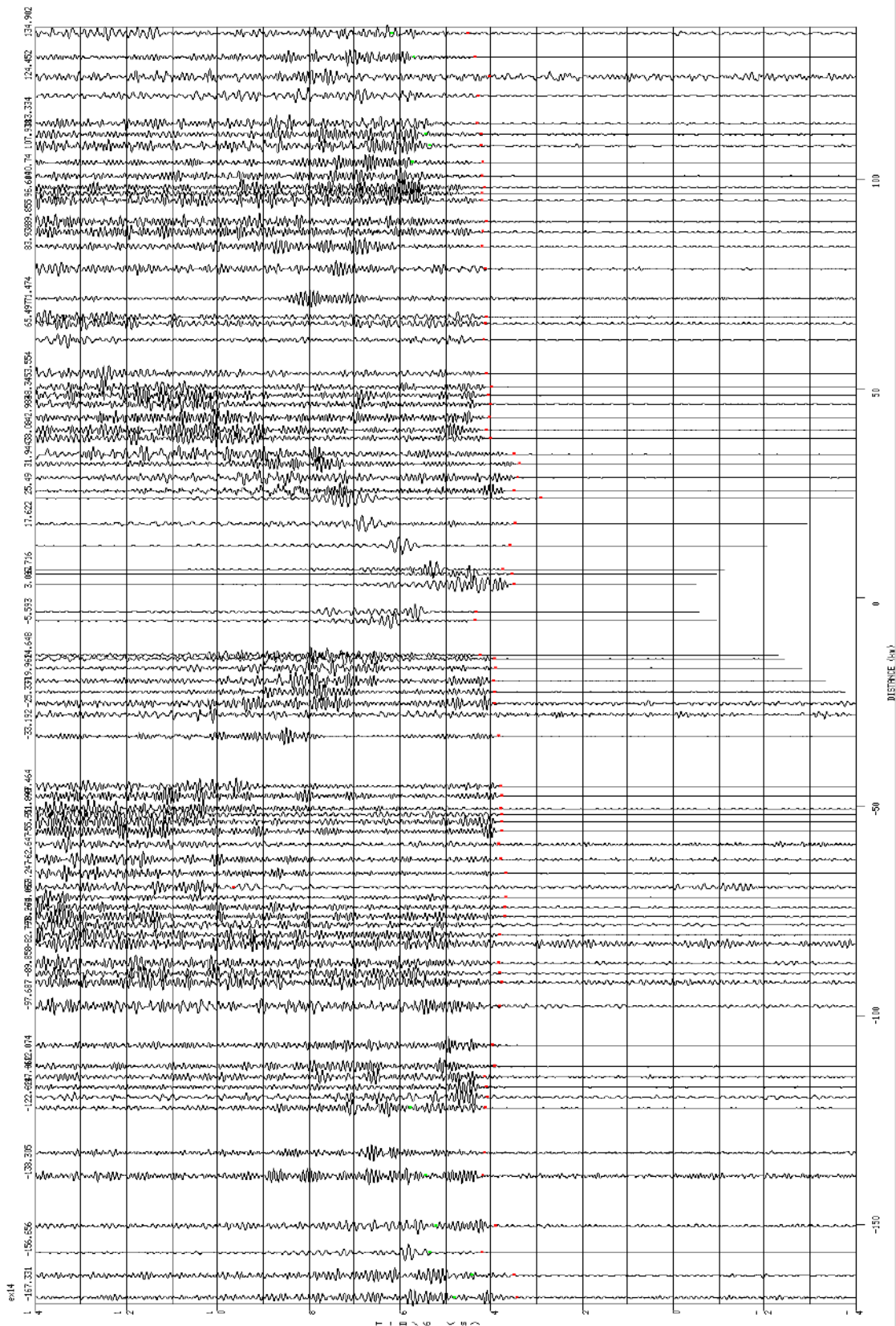


Figura 4.21 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX14- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

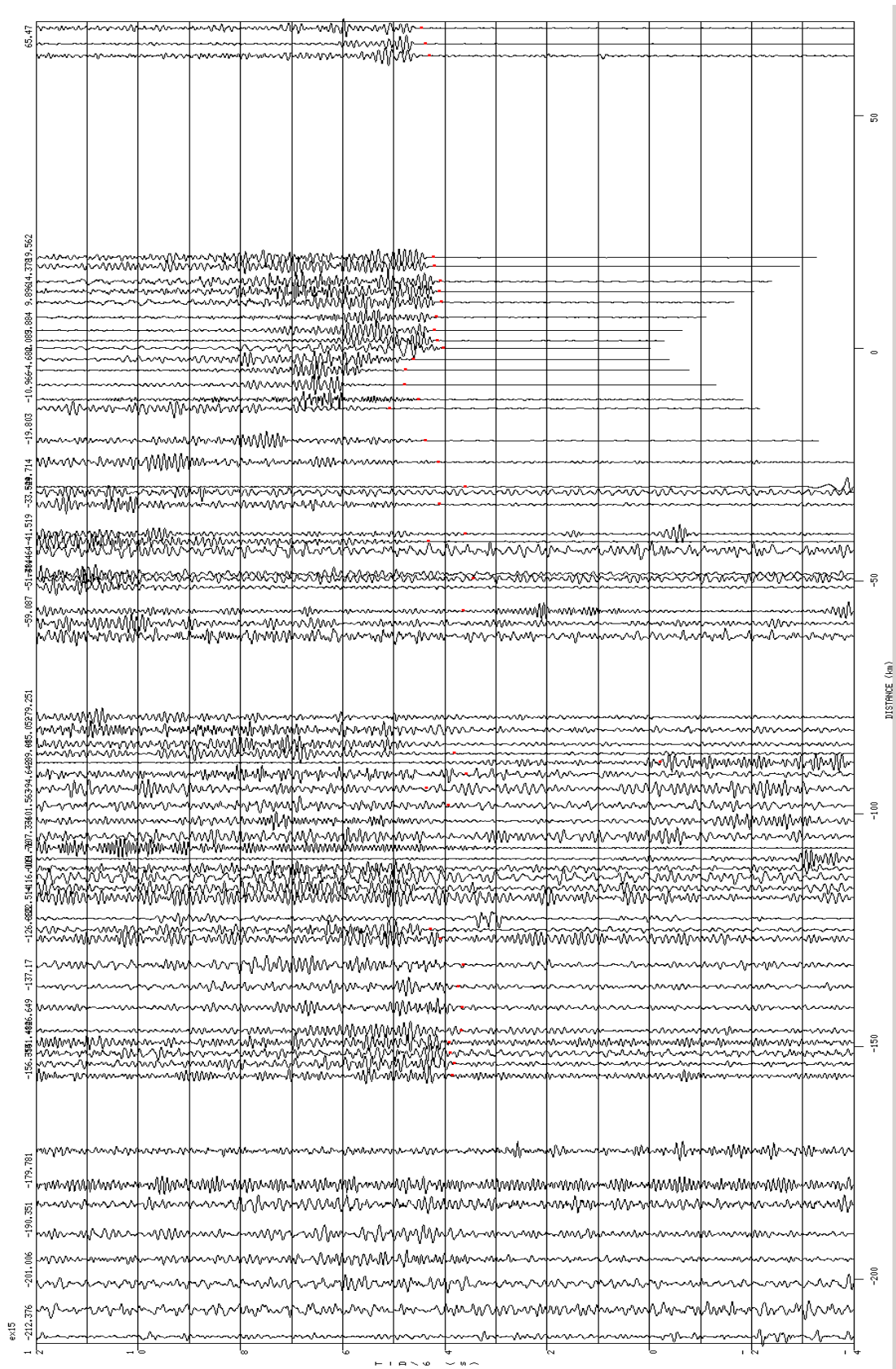


Figura 4.22 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX15- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

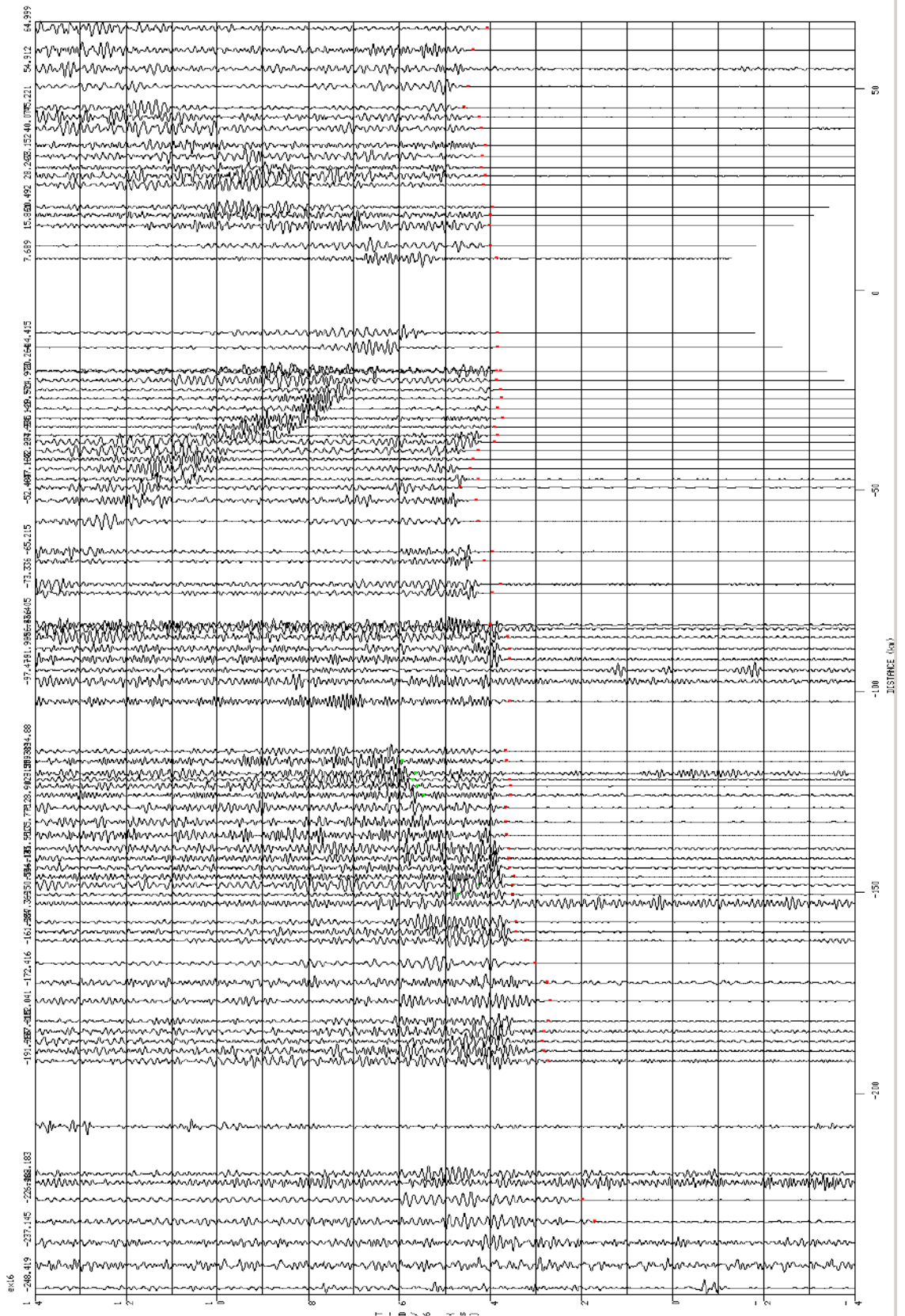


Figura 4.23 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX16- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

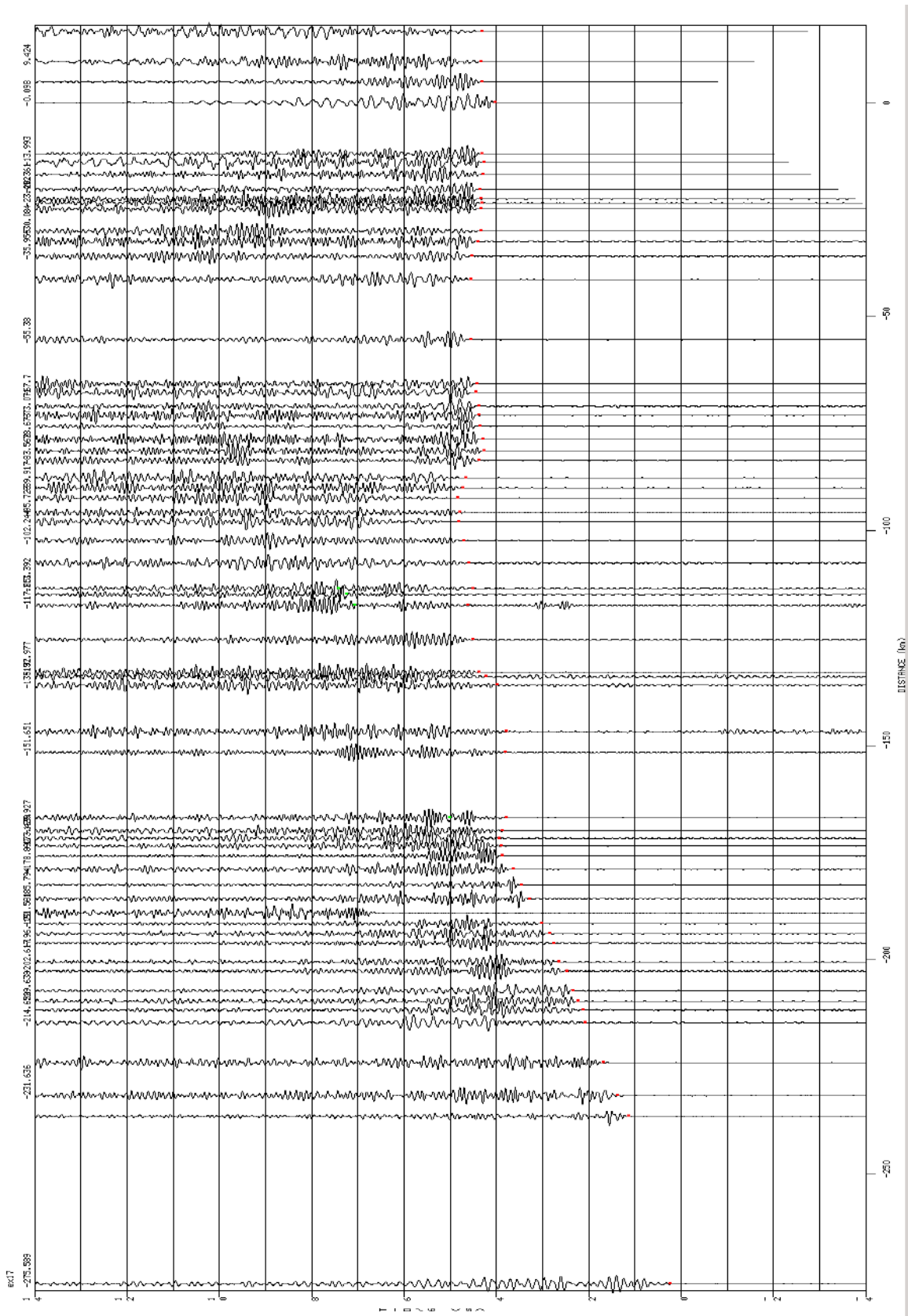


Figura 4.24 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX17- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

APÊNDICE D – SEÇÕES SÍSMICAS – LINHA L2 – CAVALCANTE

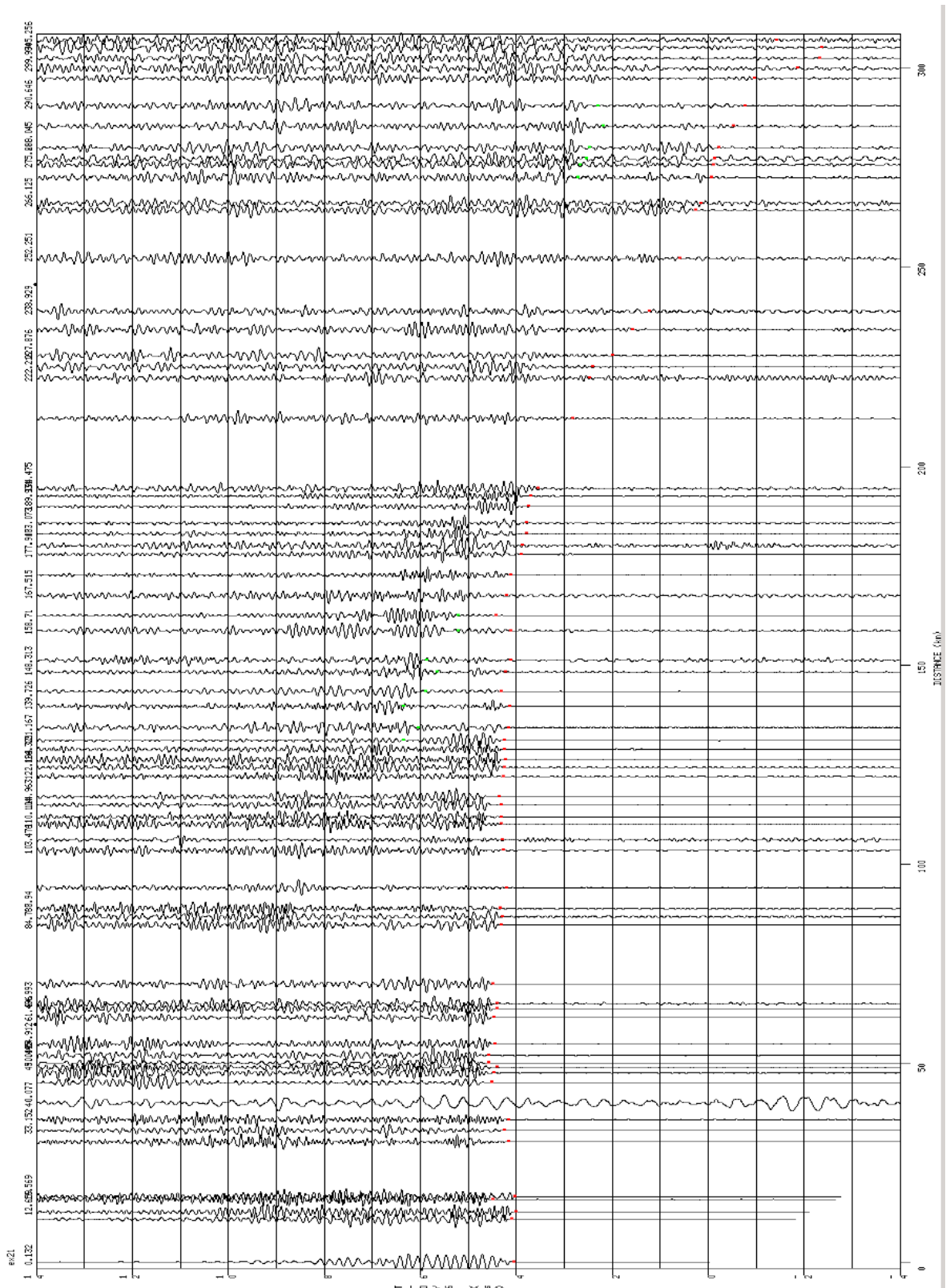


Figura 4.25 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX21- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

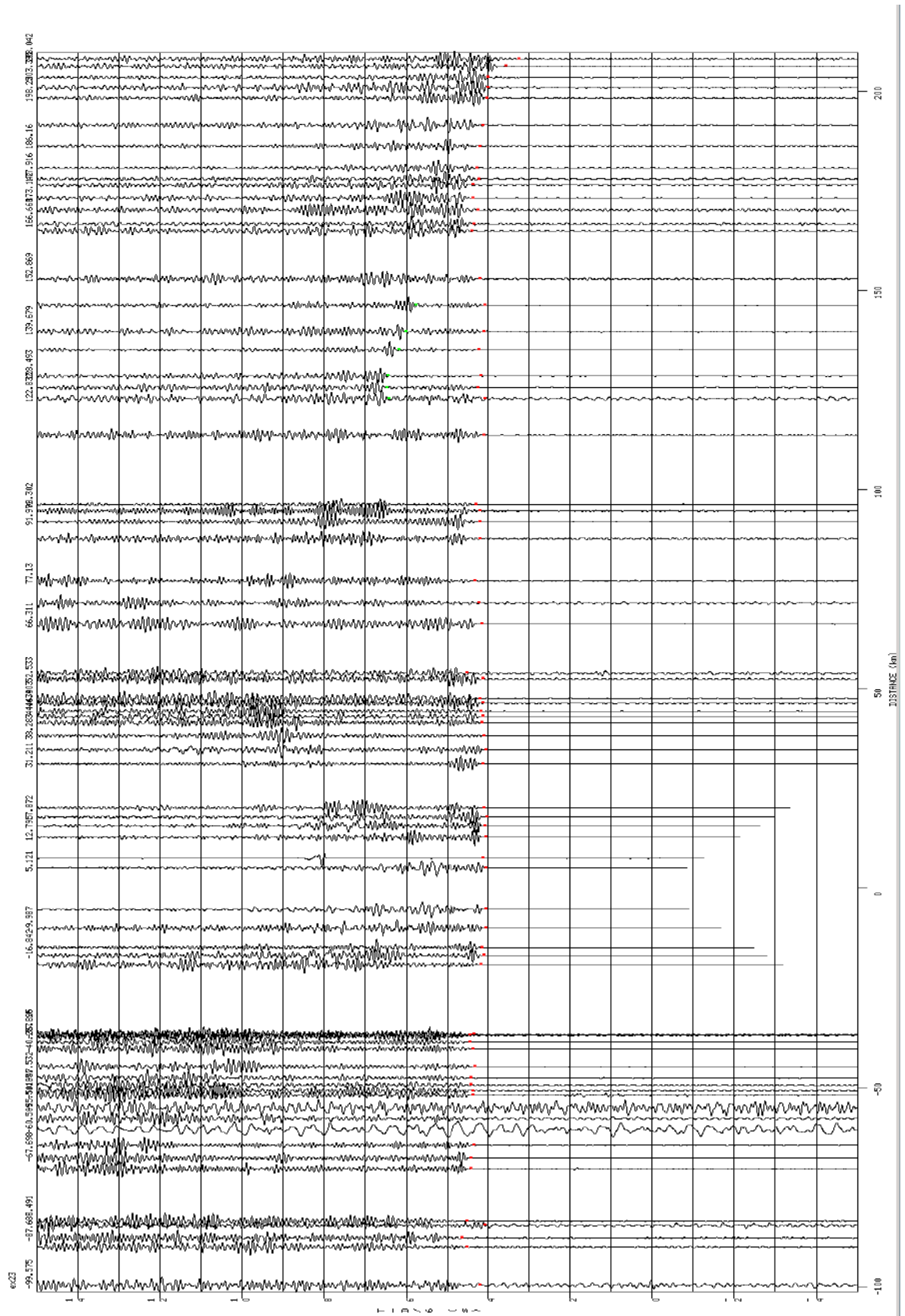


Figura 4.26 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX23- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

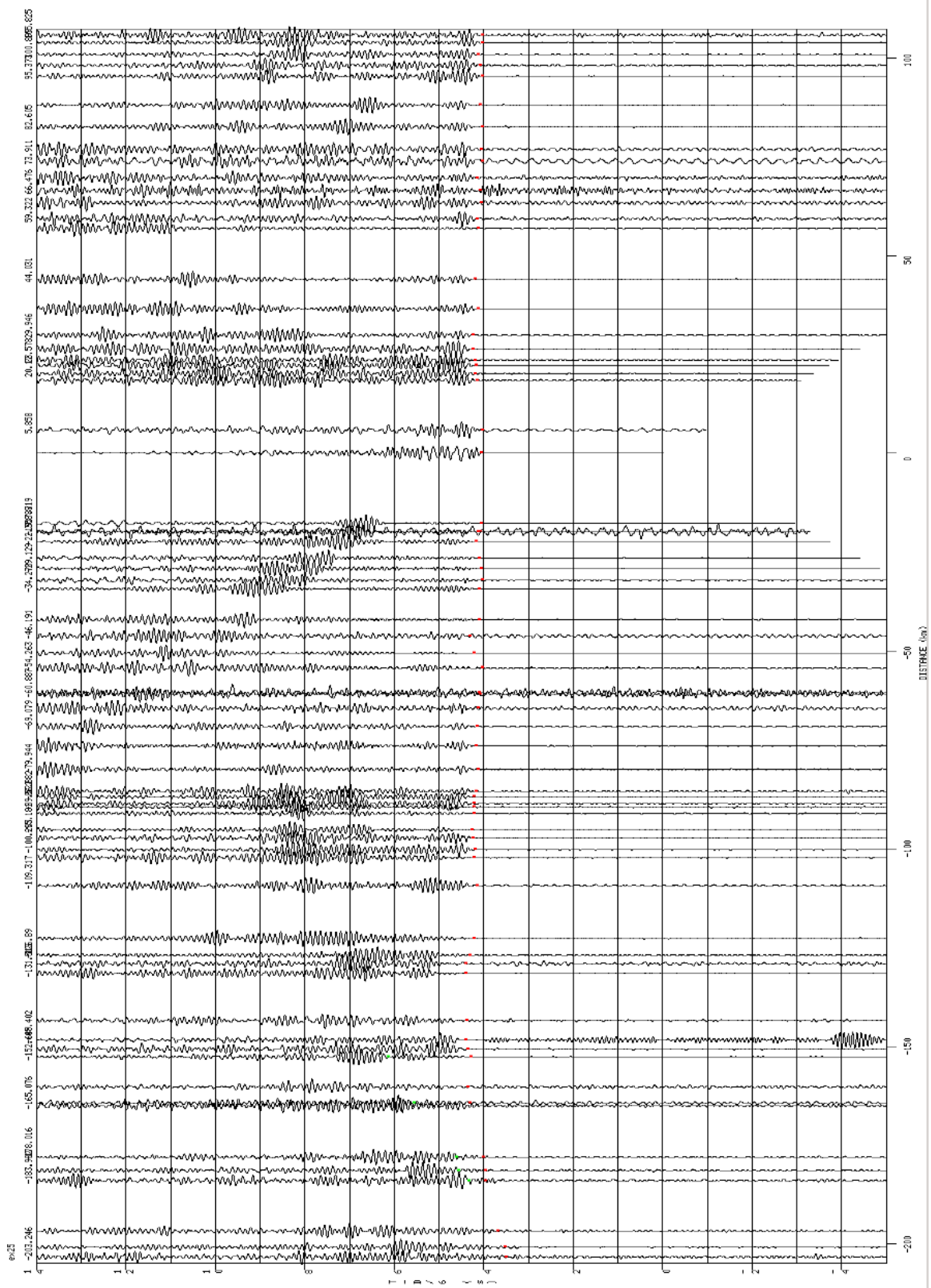


Figura 4.27 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX25- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

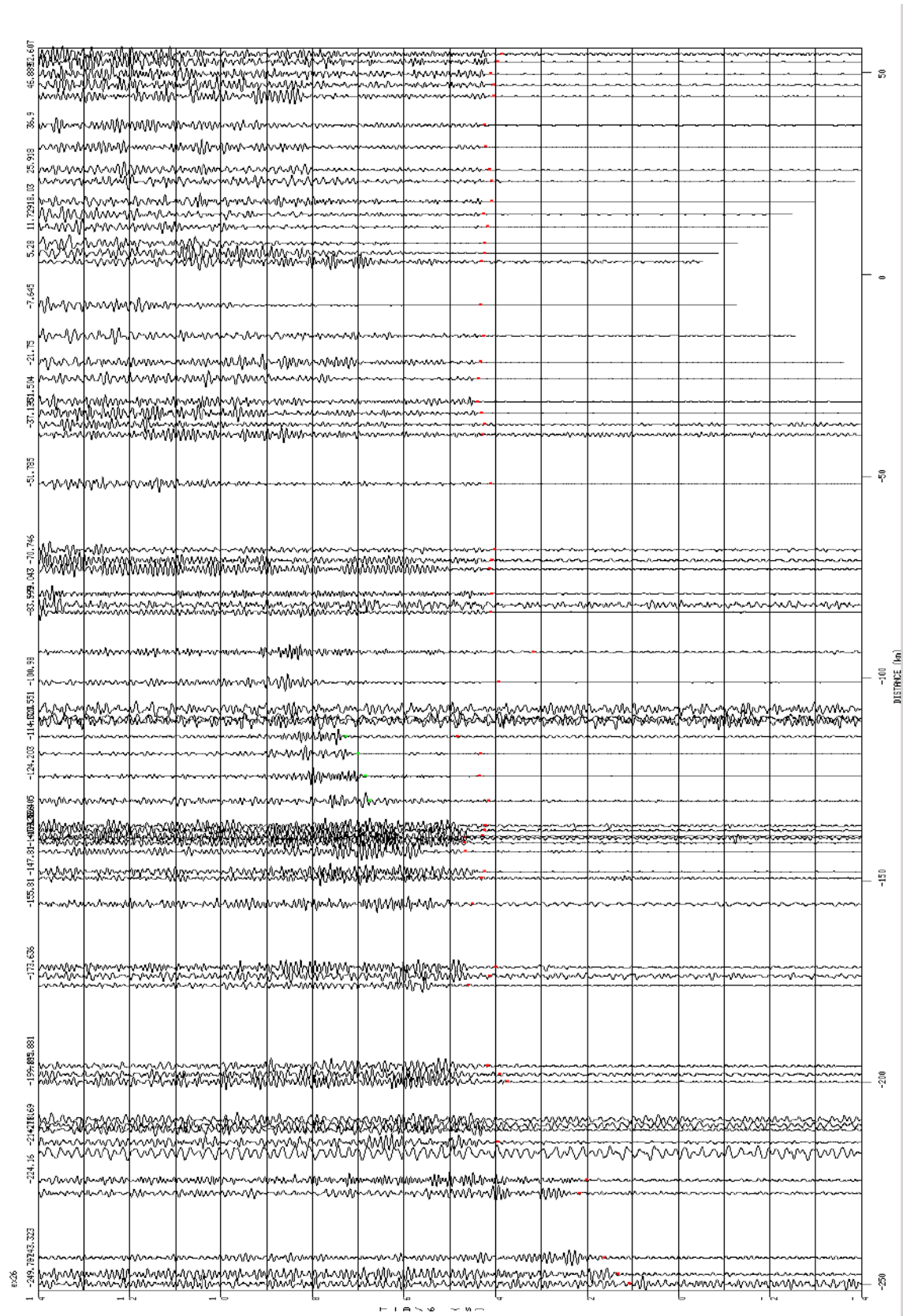


Figura 4.28 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX26- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.

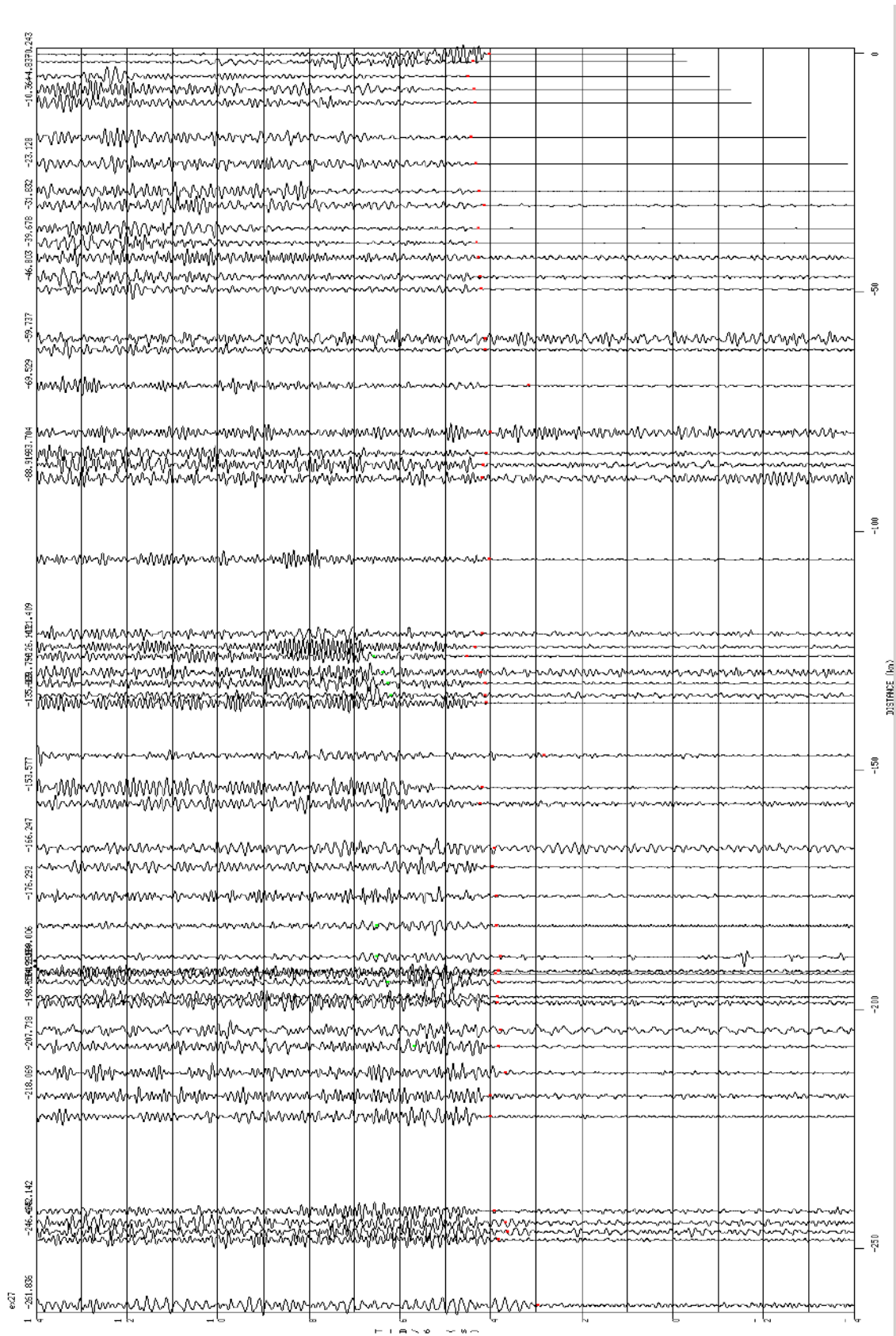


Figura 4.29 – Seção sísmica para onda P- Tiro EX27- Velocidade de Redução de 6,0 km/s. Vermelho corresponde Vp e verde corresponde as reflexões.