



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATÓRIO DE ESTUDOS DA LITOSFERA

**DESCONTINUIDADE SÍSMICA NO MANTO
LITOSFÉRICO SOB A BACIA DO PARNAÍBA: UMA
APROXIMAÇÃO POR REFLEXÕES MÚLTIPLAS DE
ALTO ÂNGULO**
TRABALHO FINAL DE GEOFÍSICA

José Gabriel Cavalcanti Inácio

Orientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Brasília - DF

2023

JOSÉ GABRIEL CAVALCANTI INÁCIO

**DESCONTINUIDADE SÍSMICA NO MANTO LITOSFÉRICO SOB A BACIA DO
PARNAÍBA: UMA APROXIMAÇÃO POR REFLEXÕES MÚLTIPLAS DE ALTO
ÂNGULO**

Trabalho Final de Geofísica apresentado
ao Instituto de Geociências (IG) da
Universidade de Brasília (UnB), como
requisito para a obtenção do bacharelado
em Geofísica, sob a orientação de Prof.
Dr. José Eduardo Pereira Soares.

Banca examinadora:

Prof. Dra. Eliza Inez N. Peixoto - UnB

Prof. Dr. Marcus Vinicius A. G. de Lima - UNIPAMPA

Brasília

2023

AGRADECIMENTOS

Aos meus amigos, Anny, Bruno Luís, Edgar, Edlaine, Eduarda, Elaine e Jéssica, pelos momentos de descontração, jogos de RPG, seções de músicas, conversas, risadas, passeios, filmes e por tudo que ainda irá acontecer.

À minha melhor amiga e companheira, Rebecca, pelas conversas e aventuras culinárias, tanto nos momentos alegres quanto nos difíceis.

Aos meus pais, Ana Lúcia e José Ademilson, aos meus irmãos, Maríllia, Júlia e Miguel, pela paciência e apoio em toda a minha jornada na Universidade de Brasília.

Ao meu orientador José Eduardo Pereira Soares, pelos ensinamentos, disponibilidade, engajamento, conversas, correções e discussões nesses últimos dois anos.

Aos meus professores da educação básica e ensino fundamental, por despertar o meu amor pelas ciências exatas, por serem o embasamento da minha formação

Aos meus professores e coordenadores do ensino médio, por me incluírem no mundo das olimpíadas em todas as áreas, mostrarem que existe a UnB, que posso lutar pelo meu futuro.

Ao projeto Matemática Todo Dia, por ensinar a matemática de forma diferenciada e divertida, que trouxe a possibilidade de fazer parte do Projeto de Iniciação Científica e Mestrado, projeto que demonstrou a seriedade das pesquisas realizadas na UnB.

Aos professores, Adriana C. Carmelo, Andreia M. Lace, Carlos J. S. de Alvarenga, Célius Magalhães, Elder Yokoyama, George Sand L. A. de França, José Eduardo P. Soares, Luis Gustavo F. Viegas, Marcelo P. Rocha, Marco Ianniruberto, Mônica G. V. Huelsen, Natalia Hauser, Roberta M. Vidotti, Tati de Almeida e Welitom R. Borges, por serem professores de referência e de grande importância em minha formação na UnB.

À Universidade de Brasília, por me ensinar a ser um bom estudante, pesquisador e cidadão, pelas oportunidades de participar do OBSIS/UnB, Phygeo e demais experiências.

Aos colegas que fazem e fizeram parte do LabLitos/IG, pelas discussões geofísicas, geológicas e sobre a vida.

“Sempre chega a hora em que descobrimos que sabíamos muito mais do
que antes julgávamos.”
- José Saramago

RESUMO

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intraplaca Paleozóica localizada no norte-nordeste do Brasil. Possui grandes dimensões em área e profundidade de até 3,5 km na região central. Tem prospectos de óleo e gás em escala comercial e recentemente foi objeto de estudo por diferentes métodos geofísicos e geológicos dentro de projeto de pesquisa financiado pela BP (*British Petroleum*). Dentre os levantamentos geofísicos realizados, o levantamento de refração sísmica profunda (WARR) acusou a existência de manto litosférico com velocidade anômala sob a bacia e a presença de reflexões profundas oriundas de interfaces presentes no manto litosférico. Essas reflexões foram interpretadas como reflexões múltiplas de longo período e foram modelados por meio do método do traçado de raio. A modelagem sísmica dessas reflexões determinou uma interface abaixo da *Moho* com profundidade entre 46,7 km e 66,6 km (1,5 km de incerteza) e com espessura média da camada (onde topo é a *Moho* e base é a interface) de 13,3 km. A interface mapeada segue aproximadamente a geometria da *Moho*. Em termos de velocidade, a camada foi dividida em domínios: Cráton Amazônico (até 300 km no perfil), Grajaú (entre 300 e 550 km no perfil), Teresina (entre 550 e 800 km no perfil) e Província Borborema (a partir de 800 km no perfil). Os domínios Teresina e Grajaú são caracterizados pela velocidade anômala da onda P (8,25 – 8,55 km/s), enquanto que os demais domínios possuem velocidades dentro da média global (8,0 – 8,2 km/s). As densidades calculadas a partir das velocidades médias de cada domínio foram: 3384,3 kg/m³, 3452,8 kg/m³, 3485,3 g/cm³ e 3397,7 g/cm³, respectivamente. Ao considerar os valores de velocidade e densidade e o contexto tectônico de formação da bacia, a porção central da camada do manto (domínios Teresina e Grajaú) foi interpretada como parcialmente eclogitizada. O entendimento é que a eclogitização dessa camada apresenta relação direta com a formação da bacia no Siluriano e que a capacidade reter deformação (competência) das rochas eclogitizadas foi responsável pela estabilidade do embasamento da bacia frente aos esforços distensivos relacionados à abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Jurássico e Oceano Atlântico Sul no Cretáceo.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba; reflexões múltiplas; interface no manto; modelagem sísmica; eclogito.

ABSTRACT

The Parnaíba Basin is a Paleozoic intraplate basin located in north-northeast Brazil. It has large dimensions in area and depth up to 3.5 km in the central region. It has oil and gas prospects on a commercial scale and was recently studied by different geophysical and geological methods within a research project funded by BP (British Petroleum). Among the geophysical surveys carried out in the basin, the deep seismic refraction survey (WARR) showed the existence of a lithosphere mantle with anomalous velocity under the basin and the presence of deep reflections originating from interfaces present in the lithosphere mantle. These reflections were interpreted as long-period multiple reflections and were modeled using the ray tracing method. The seismic modeling of these reflections determined an interface below the *Moho* discontinuity with a depth range between 46.7 km and 66.6 km (1.5 km of uncertainty) and with an average thickness of 13.3 km. The mapped interface roughly follows *Moho*'s discontinuity geometry. In terms of velocity, the layer was divided into domains: Amazon Craton (up to 300 km in profile), Grajaú (between 300 and 550 km in profile), Teresina (between 550 and 800 km in profile) and Borborema Province (from 800 km in the profile). The Teresina and Grajaú domains are characterized by the anomalous velocity of the P wave (8.25 – 8.55 km/s), while the other domains have velocities within the global average (8.0 – 8.2 km/s). The densities calculated from the average velocities of each domain were: 3384.3 kg/m³, 3452.8 kg/m³, 3485.3 g/cm³ and 3397.7 g/cm³, respectively. When considering the velocity and density values and the tectonic context of the basin formation, the central portion of the mantle layer (Teresina and Grajaú domains) was interpreted as partially eclogitized. The understanding is that the eclogitization of this layer is directly related to the formation of the Basin in the Silurian and that the capability to retain deformation (competence) of the eclogitized rocks were responsible for the stability of the basement of the basin against the extension efforts related to the opening of the Equatorial Atlantic Ocean in the Jurassic and South Atlantic Ocean in the Cretaceous.

Keywords: Parnaíba Basin; multiple reflections; mantle interface; seismic modelling; eclogite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 – Mapa topográfico (Miranda, 2005) da Bacia do Parnaíba e suas imediações, com destaque para o trajeto W-E ao longo do qual foram realizados levantamentos (traçado bege) de reflexão sísmica profunda (Daly *et al.*, 2014), (traçado bege) modelagem gravimétrica (Tozer, Watts e Daly, 2017) e (traçado laranja) refração sísmica profunda (Soares *et al.*, 2018). As estrelas indicam os pontos de tiros, onde as estrelas vermelhas correspondem aos tiros utilizados neste trabalho. 2
- Figura 2.1 – Mapa geológico da Bacia do Parnaíba (CPRM, 2015), com destaque para o trajeto W-E ao longo do qual foram realizados levantamentos de (traçado bege) reflexão sísmica profunda (Daly *et al.*, 2014), (traçado bege) modelagem gravimétrica (Tozer, Watts e Daly, 2017) e (traçado laranja) refração sísmica profunda (Soares *et al.*, 2018). As estrelas com números em caixas brancas representam os pontos de tiro do perfil de refração sísmica profunda. As estrelas em vermelho mostram os tiros utilizados neste trabalho. 4
- Figura 2.2 – Modelo de velocidade da Bacia de Parnaíba e do embasamento (até 15 km) sob o perfil sísmico na parte superior e modelo velocidade da litosfera na parte inferior. O modelo da litosfera apresenta-se sobreposto ao modelo de velocidades estruturas extraídas da seção CDP (Daly *et al.*, 2014 - linhas contínuas) e interpretadas da refração profunda (linhas pontilhadas). Acima dos modelos é mostrado o perfil topográfico com os limites geológicos de superfície (modificado de Soares *et al.*, 2018). 6
- Figura 2.3 – a) modelo sísmico de velocidade, cujas velocidades estão indicadas na escala presente na imagem (b). b) modelo interpretado da Cordilheira do Canadá, com indicação dos refletores no manto (elipses azuis. c) sismograma com indicação dos alinhamentos de fase, com destaque para o alinhamento p^m (vermelho) que indica as reflexões múltiplas que são usualmente caracterizadas pelas grandes amplitudes e aspecto hiperbólico nos sismogramas (modificado de Clowes *et al.*, 1995). 7
- Figura 2.4 – a) e b) sismogramas do tiro SP 1101 e SP 1111 de Viejo e Clowes (2003). Diferentes chegadas estão destacadas, onde a P_g , P_n , P_mP , $PM1P$ e $PM2P$ são aquelas de interesse para esse trabalho. c) modelo obtido a partir da modelagem, onde $H1$, $H2$, D , $H3$, J e K são refletores no manto litosférico. 8
- Figura 3.1 – Bloco diagrama que exemplifica a propagação da: a) onda P (compressão), b) onda S (cisalhamento), c) onda Rayleigh (movimento elíptico retrogrado), d) registro do

componente sísmico vertical de uma explosão controlada, com as fases P, S e Rayleigh identificadas. Modificado de Santos, Catapang e Reyta (2019).	9
Figura 3.2 – Sismograma sintético com velocidade de redução de 8,0 km/s, com os alinhamentos de fases das ondas direta, refletida e refratada representativas de um modelo crustal de uma camada ($Z= 42,0$ km, $V1= 7,0$ km/s, $V2= 8,3$ km/s). (a) sismograma sintético com indicação do ponto de reflexão crítico (<i>Bright spot</i>) em rosa; (c) esboço do modelo crustal com esquematização do trajeto das chegadas observadas no sismograma, onde o traço vermelho representa as ondas diretas, o traço verde representa as ondas refletidas e o traço azul as ondas refratadas.....	11
Figura 3.3 – Ilustração de um típico alinhamento de fase de ondas direta, refletida e refratada antes (esquerda) e após a aplicação da velocidade de redução (direita).	12
Figura 3.4 – Classificação das ondas múltiplas em múltiplas de período curto e longo, respectivamente (modificado de Kearey, Brooks e Hill, 2009).	13
Figura 3.5 – Sismogramas sintéticos de cima para baixo: modelo com descontinuidade no manto litosférico mapeado por meio de reflexões múltiplas; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 10 km; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 15 km; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 20 km.	14
Figura 3.6 – De (a) até (d) estão apresentados os sismogramas sintéticos para: a) a reflexão do manto – PmP , b) reflexão primária numa interface no manto - $PmantoP$, c) reflexão múltipla de primeira ordem - $PmantoP1$, d) reflexão múltipla de segunda ordem - $PmantoP2$. Em e) têm-se um sismograma sintético com todas as fases citadas e as fases referente onda direta (Pg) e refração da <i>Moho</i> (Pn). f) apresenta o caminho dos raios apenas para as reflexões da descontinuidade no manto. g) Gráfico tempo-distância com indicação da chegada. h) Sismograma sintético interpretado.	16
Figura 4.1 – Sismogramas pré-processados dos tiros selecionados. Todos estão com tendência e média removidas, juntamente com a aplicação de filtro passa-banda 2-8Hz e velocidade de redução de 8,0 km/s.	18
Figura 4.2 – Processo realizado para aplicar o filtro quadrático.	19
Figura 4.3 – Sismogramas do tiro 09 com destaque nas alterações causadas pelo filtro quadrático. (a) Sismograma pré-processado. (b) Sismograma quadrático de primeira ordem. (c) Sismograma quadrático de segunda ordem.	20

Figura 5.1 – Ilustração da geração de ondas múltiplas de alto ângulo para um modelo de duas camadas por meio do <i>RAYINV</i> R (Zelt e Smith, 1992). Na parte superior é mostrado o traçado de raios, a parte inferior apresenta as curvas tempo-distância para velocidade de redução de 8,0 km/s.	24
Figura 5.2 – De cima para baixo: curvas tempo-distância com modelagem (em preto) e dados observados com a incerteza calculada (em vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s; modelo com traçado de raios.	26
Figura 5.3 – Modelo sísmico sob a Bacia do Parnaíba com a descontinuidade (branco) mapeada, juntamente com a velocidade do topo e da base da camada em km/s.	27
Figura 5.4 – O Painel superior apresenta a variação positiva da incerteza de velocidade com relação à interface modelada; o painel intermediário apresenta a variação negativa da incerteza de velocidade; o último painel apresenta a área de sobreposição dos modelos, juntamente com o traçado de raios e o melhor modelo gerado aleatoriamente (tracejado vermelho).	29
Figura 5.5 – De cima para baixo: sismograma pré-processado do tiro 09; sismograma pré-processado interpretado do tiro 09; sismograma sintético interpretado do modelo obtido; sismograma sintético do modelo obtido.	30
Figura 6.1 – Curva obtida a partir da equação não linear de Christensen e Mooney (1995), que relaciona densidade e profundidade. Os círculos vermelhos sobre a curva indicam a velocidade média obtida para cada domínio. Os traços vermelhos no eixo X representam a densidade estimada para cada zona.	34
Figura 6.2 – Curva de subsidência da Bacia do Parnaíba ao longo dos períodos geológicos, modificado de Tozer, Watts e Daly (2017).	35
Figura 6.3 – Modelo da litosfera sob a Bacia do Parnaíba com destaque para a interface modelada (traço branco), zona interpretada como eclogitizada (tracejado verde), divisão dos domínios sísmicos (tracejado vermelho) com nome, densidade e velocidade média dos domínios (algarismos brancos), indicação da tração ocorrida no Cretáceo relacionada ao afinamento da camada (seta branca) e destaque para zona de <i>graben</i> na Faixa Araguaia (elipse tracejada em preto).	37
Figura A.0.1 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 02 e 06.	46
Figura A.0.2 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 07 e 09.	47
Figura A.0.3 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 12 e 13.	48
Figura A.0.4 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 15 e 20.	49
Figura A.0.5 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 22 e 24.	50

Figura B.0.1 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 02 e 06.	51
Figura B.0.2 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 07 e 09.	52
Figura B.0.3 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 12 e 13.	53
Figura B.0.4 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 15 e 20.	54
Figura B.0.5 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 22 e 24.	55
Figura C.0.1 – Sismogramas para o tiro 02 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	56
Figura C.0.2 – Sismogramas para o tiro 06 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	57
Figura C.0.3 – Sismogramas para o tiro 07 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	58
Figura C.0.4 – Sismogramas para o tiro 09 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	59
Figura C.0.5 – Sismogramas para o tiro 12 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	60
Figura C.0.6 – Sismogramas para o tiro 13 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	61
Figura C.0.7 – Sismogramas para o tiro 15 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.	62

Figura C.0.8 – Sismogramas para o tiro 20 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.....	63
Figura C.0.9 – Sismogramas para o tiro 22 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.....	64
Figura C.0.10 – Sismogramas para o tiro 24 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.....	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Localização dos tiros com descontinuidade no manto litosférico.....	17
Tabela 4.2 – Incerteza média na leitura das fases PmantoP1 e PmantoP2 de cada tiro.....	22
Tabela 5.1 – Estatística da modelagem sísmica com o número de raios traçados, valores do erro (<i>rms</i>) e correlação dos dados (χ^2).....	25
Tabela 5.2 – Estatística da modelagem sísmica com o número de raios traçados, valores do <i>rms</i> e correlação dos dados (χ^2) para cada tiro.....	25
Tabela 5.3 – Resultados quantitativos obtidos do <i>VMONTECARLO</i> (Loureiro <i>et al.</i> , 2016) a partir da geração de 50000 modelos aleatórios.....	28
Tabela 6.1 – V_p médio e densidade para os domínios do modelo obtido.....	33

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	1
1.2. Objetivos específicos.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1. Contexto regional.....	3
2.2. Estrutura sísmica da bacia e do seu embasamento.....	5
2.3. Estruturas no manto litosférico na literatura.....	6
3. REFERENCIAL TEÓRICO.....	9
3.1. Traço sísmico e sismograma.....	9
3.2. Velocidade de redução e normalização.....	11
3.3. Reflexões múltiplas.....	12
3.4. Camadas horizontais profundas x múltiplas de longo período.....	13
3.5. Configuração geométrica dos sismogramas do PBAP.....	15
4. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO.....	17
4.1. Dados.....	17
4.2. Processamento.....	18
4.3. Leitura das fases.....	21
5. MODELAGEM E RESULTADOS.....	23
5.1. Traçado de raios.....	23
5.2. Modelagem.....	24
5.3. <i>VMONTECARLO</i>	28
5.4. Análise qualitativa.....	30
6. DISCUSSÃO.....	33
6.1.1. Implicações para a história evolutiva da Bacia.....	35
7. CONCLUSÃO.....	39
REFERÊNCIAS.....	41
ANEXO A – Sismogramas quadráticos de primeira ordem.....	46
ANEXO B – Modelagem da interface no manto para cada tiro.....	51
ANEXO C – Comparação qualitativa do sismograma real e sintético.....	56

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba é uma bacia Paleozóica, intraplaca, rasa e de grandes dimensões situada no Norte-Nordeste do Brasil, que se estende (em parte ou como um todo) ao longo dos estados do Ceará, Piauí, Maranhão e Tocantins. Recentemente a bacia propriamente dita, a estrutura crustal e o manto litosférico subjacentes foram estudados em detalhe dentro do projeto de pesquisa Programa de Análise da Bacia Parnaíba (PBAP), projeto financiado pela BP (*British Petroleum*) com a participação de pesquisadores do Brasil e Reino Unido. Os principais resultados estão reunidos no livro *Cratonic Basin Formation: a Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil* (Daly *et al.*, 2018).

No projeto PBAP o LabLitos/IG contribuiu com levantamentos de refração sísmica profunda (Soares *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2019) e função do receptor (Schiffer *et al.*, 2021). Dentre as diversas características da parte profunda da litosfera por sob a bacia chama a atenção nos sismogramas de refração (curvas tempo-distância) a presença de reflexões provenientes de interfaces presentes no manto litosférico, ou seja, interfaces mais profundas que a descontinuidade de *Mohorovičić* (*Moho*). Até o momento essas reflexões foram identificadas, mas a(s) interface(s) não foram quantificadas. De forma a mapear as interfaces profundas identificadas no PBAP, foi proposto este Trabalho de Conclusão de Curso.

Os dados a serem utilizados foram adquiridos pelo LabLitos ao longo de perfil W-E de 1150 km de extensão, o qual atravessou completamente a Bacia do Parnaíba, com o seu início sobre o Cráton Amazônico e fim sobre a Província Borborema (Figura 1.1).

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é caracterizar numericamente interfaces sísmicas localizadas no manto litosférico, abaixo da descontinuidade de *Moho*, sob a Bacia do Parnaíba.

Para tanto será realizada a modelagem sísmica com traçado de raio do tempo de trânsito das reflexões múltiplas relativas às essas interfaces.

1.2. Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

1. Separar os sismogramas de refração com registros das reflexões desejadas;
2. Utilizar sismogramas sintéticos para compreender o comportamento (amplitude e tempo de trânsito) das fases estudadas;

3. Definir o melhor filtro, offsets e velocidade de redução para geração dos sismogramas para leitura das fases refletidas;
4. Modelar as reflexões de interface(s) abaixo da *Moho* de forma a complementar a parte profunda do modelo sísmico existente (Soares *et al.*, *op. cit.*);
5. Testar as incertezas relacionadas à interface determinada neste trabalho, por meio da utilização do programa *VMONTECARLO* (Loureiro *et al.*, 2016);
6. Discutir resultados com base na bibliografia existente da região.

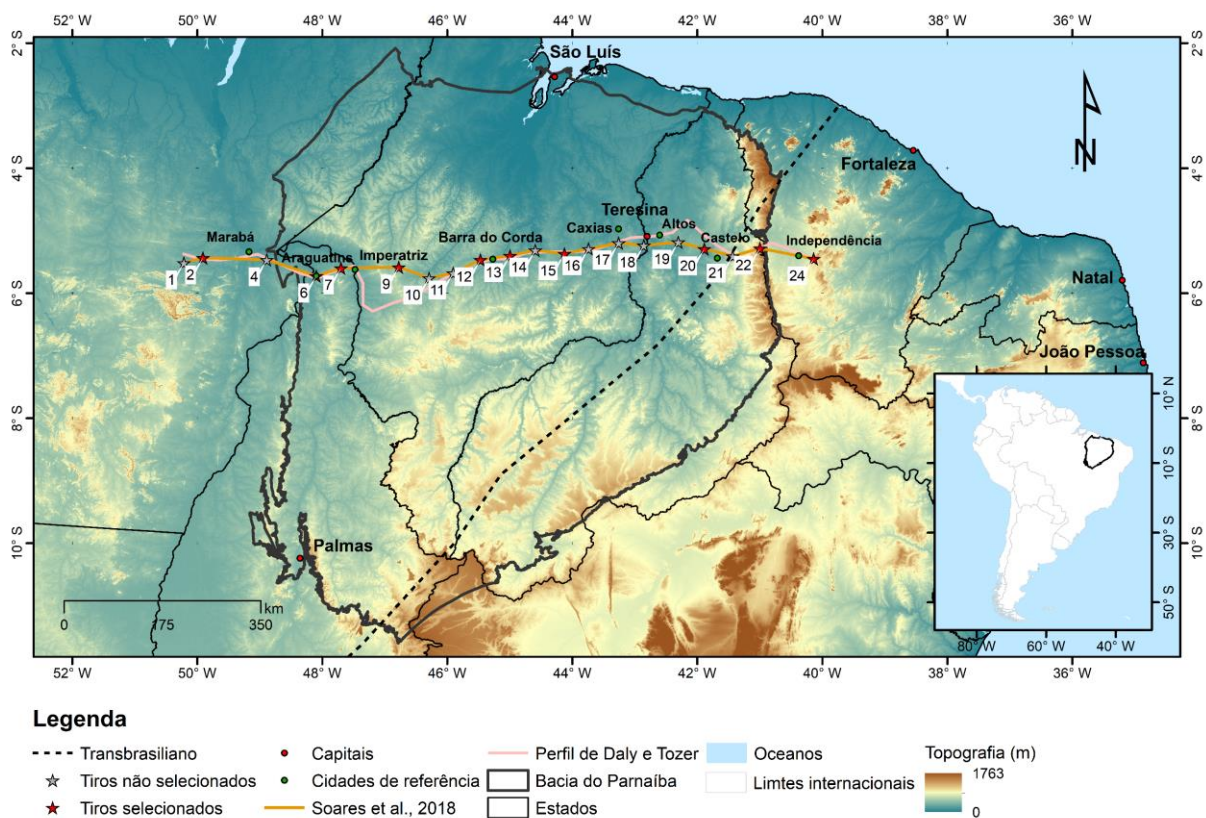


Figura 1.1 – Mapa topográfico (Miranda, 2005) da Bacia do Parnaíba e suas imediações, com destaque para o trajeto W-E ao longo do qual foram realizados levantamentos (traçado bege) de reflexão sísmica profunda (Daly *et al.*, 2014), (traçado bege) modelagem gravimétrica (Tozer, Watts e Daly, 2017) e (traçado laranja) refração sísmica profunda (Soares *et al.*, 2018). As estrelas indicam os pontos de tiros, onde as estrelas vermelhas correspondem aos tiros utilizados neste trabalho.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1.Contexto regional

A Bacia do Parnaíba ou Província Parnaíba é uma bacia cratônica localizada no extremo nordeste da América do Sul. Faz limite a leste com a Província Borborema, a norte têm-se o Cráton de São Luíz, a oeste o Cráton Amazônico, por meio da faixa Araguaia e, ao sul e sudeste, o Cráton do São Francisco (Cordani *et al.*, 1984 e 2009; CPRM, 2003).

Trata-se de uma região com mais de 600000 km² de área e de até 3500 metros de espessura de sedimentos na parte central da bacia (Cordani *et al.*, 1984; Vaz *et al.*, 2007). Ela é subdividida em quatro sub-bacias distintas (CPRM, 2003), Parnaíba, Alpercatas, Grajau e Espigão-mestre, caracterizadas por diferentes depocentros e períodos de sedimentação distintos.

Além do preenchimento sedimentar, a bacia apresenta dois derrames magmáticos máficos, denominados de formação Mosquito e formação Sardinha (Figura 2.1), com idade de 199 +/- 2,4 Ma (Merle *et al.*, 2011) e 118,5 +/- 3,5 Ma (Fodor *et al.*, 1989), respectivamente. O primeiro evento está associado à LIP CAMP (Oliveira *et al.*, 2018), relacionado à abertura do Atlântico Equatorial no Jurássico, enquanto que a última está relacionada com a abertura do Atlântico Sul no Cretáceo, conforme Vaz *et al.* (*op. cit.*).

Uma importante estrutura que atravessa a região a sudeste é o Lineamento Transbrasiliano (Figura 2.1), estrutura transcontinental relacionada ao amalgamento de terrenos ocorridos no ciclo orogênico Brasileiro, no final do Neoproterozóico (Brito Neves e Fuck, 2013).

A Figura 2.1 apresenta o mapa geológico para a Bacia do Parnaíba e regiões limítrofes. Nela é possível observar a linha realizada por Daly *et al.* (2014), Tozer, Watts e Daly (2017) e Soares *et al.* (2018). Também é apresentada a disposição geográfica dos tiros realizados pelo último trabalho citado, com destaque para os tiros utilizados neste trabalho (em vermelho).

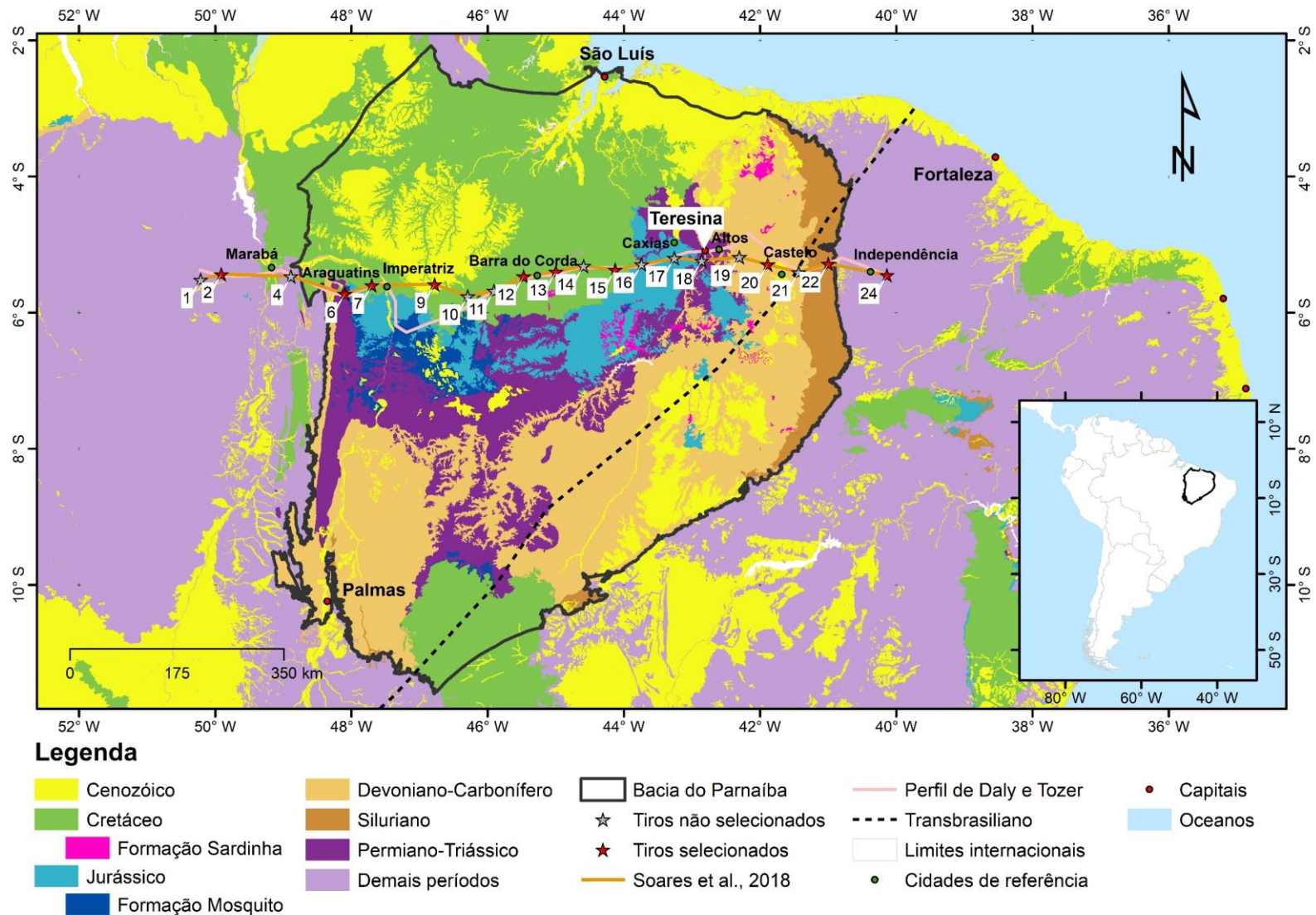


Figura 2.1 – Mapa geológico da Bacia do Parnaíba (CPRM, 2015), com destaque para o trajeto W-E ao longo do qual foram realizados levantamentos de (traçado bege) reflexão sísmica profunda (Daly *et al.*, 2014), (traçado bege) modelagem gravimétrica (Tozer, Watts e Daly, 2017) e (traçado laranja) refração sísmica profunda (Soares *et al.*, 2018). As estrelas com números em caixas brancas representam os pontos de tiro do perfil de refração sísmica profunda. As estrelas em vermelho mostram os tiros utilizados neste trabalho.

2.2. Estrutura sísmica da bacia e do seu embasamento

Diversos trabalhos geofísicos foram realizados na área, de forma a responder diferentes aspectos sobre a estrutura profunda da litosfera sob à Bacia do Parnaíba, onde foram aplicados métodos sísmicos e sismológicos (Assumpção *et al.*, 2013a; Assumpção *et al.*, 2013b; Ciardelli *et al.*, 2022; Daly *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2019; Schiffer *et al.*, 2021; Soares *et al.*, 2018) e potenciais (Castro *et al.*, 2013, 2016; Nunes, 1993; Tozer, Watts e Daly, 2017), além de diversos trabalhos sobre a bacia propriamente dito (Daly *et al.*, 2018).

A Figura 2.2 apresenta o modelo de velocidade da Bacia do Parnaíba (imagem superior) e da litosfera (imagem inferior) sob o perfil W-E segundo Soares *et al.* (*op. cit.*). Os pontos que merecem destaque são:

1. O embasamento da bacia apresenta contorno (topografia) suave e contínuo ao longo do perfil, sem evidências de estruturas de blocos (*graben and horst*) e/ou movimentação de blocos. Essa geometria sugere estabilidade do embasamento mesmo frente aos esforços jurássicos (Formação Mosquito) e cretácicos (Formação Sardinha) relacionados à implantação do oceano Atlântico Equatorial a norte e Atlântico Sul a leste respectivamente;
2. Há a presença de soleira relacionada à zona de maior velocidade próxima do embasamento da bacia, entre 600 e 800 km no perfil;
3. A crosta possui uma espessura média de 40 km, onde a crosta superior e a inferior apresentam espessuras próximas, sem evidência de estiramento (Soares *et al.*, *op. cit.*; Tozer, Watts e Daly, *op. cit.*);
4. Identificou-se uma sutura entre os blocos Grajaú e Teresina, que demonstra que o embasamento da bacia possivelmente é formado por um amalgamento de blocos;
5. Tem-se a presença de *underplate* máfico entre 150 e 600 km no perfil, estrutura definida como intrusão magmática na base da crosta (Soares *et al.*, *op. cit.*);
6. Observa-se alta velocidade da onda P no manto (8,3 km/s) sob a bacia. Nas partes oeste e leste do modelo, relacionados ao Cráton Amazônico e à Província Borborema respectivamente, a velocidade do manto é de 8,0 km/s, compatível com a média global apresentada por Christensen e Mooney (1995).

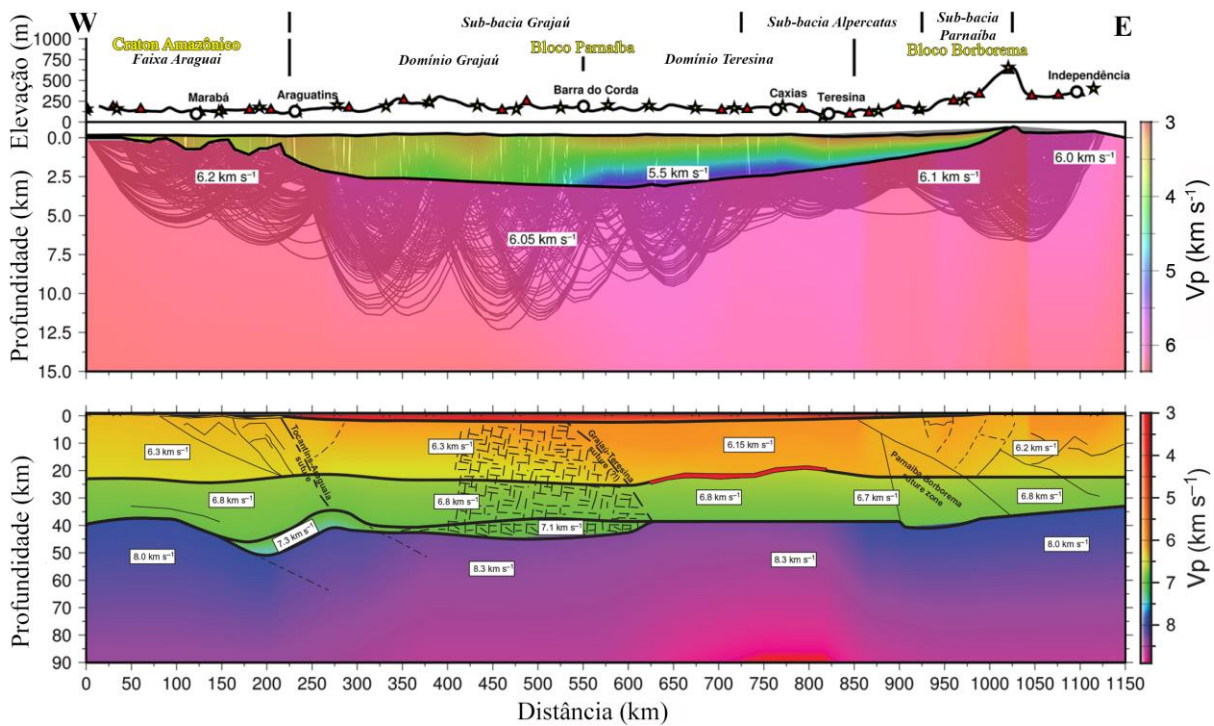


Figura 2.2 – Modelo de velocidade da Bacia de Parnaíba e do embasamento (até 15 km) sob o perfil sísmico na parte superior e modelo velocidade da litosfera na parte inferior. O modelo da litosfera apresenta-se sobreposto ao modelo de velocidades estruturas extraídas da seção CDP (Daly *et al.*, 2014 - linhas contínuas) e interpretadas da refração profunda (linhas pontilhadas). Acima dos modelos é mostrado o perfil topográfico com os limites geológicos de superfície (modificado de Soares *et al.*, 2018).

2.3. Estruturas no manto litosférico na literatura

Trabalhos que utilizam dados de refração sísmica profunda para determinação de descontinuidades no manto litosférico são relativamente raros na literatura, uma vez que a energia necessária para mapear grandes profundidades com fontes controladas (como explosões) se torna proibitiva.

Clowes *et al.* (1995) realizaram aquisição WARR (*Wide-Angle Reflection-Refraction*) sobre a porção SE da Cordilheira do Canadá, região caracterizada por uma zona de subducção. Os autores localizaram descontinuidades entre 49 e 70 km de profundidade, as quais foram interpretadas como o contato entre litosfera e astenosfera (LAB - *Lithosphere-Asthenosphere Boundary*). A velocidade estimada foi em torno de 8,3 km/s para a camada do manto. O modelo de velocidade pode ser observado na Figura 2.3a, os refletores mapeados estão destacados por elipses azuis em b) e em c) tem-se um dos sismogramas do perfil realizado pelos autores, onde há indicação das chegadas reflexões múltiplas (Seção 3.3), identificadas como p^m , as quais são encontradas em offsets baixos próximas às chegadas da reflexão da *Moho* (PmP).

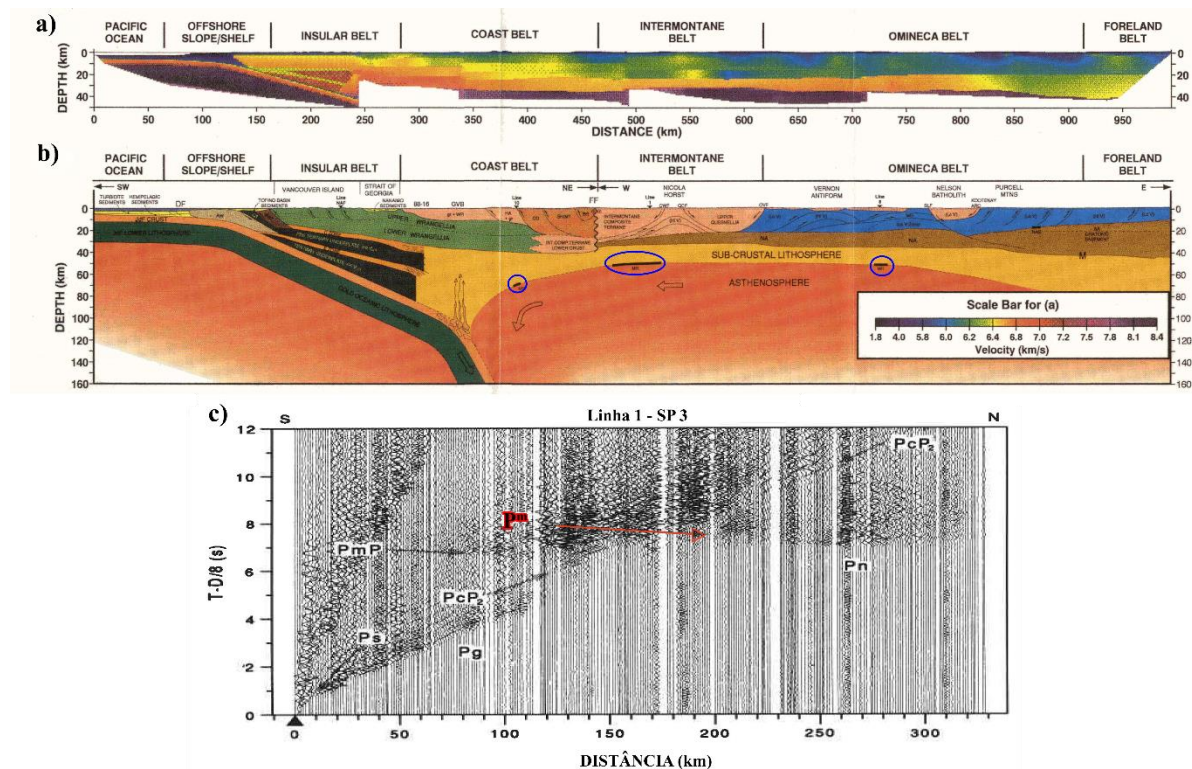


Figura 2.3 – a) modelo sísmico de velocidade, cujas velocidades estão indicadas na escala presente na imagem (b). b) modelo interpretado da Cordilheira do Canadá, com indicação dos refletores no manto (elipses azuis). c) sismograma com indicação dos alinhamentos de fase, com destaque para o alinhamento p^m (vermelho) que indica as reflexões múltiplas que são usualmente caracterizadas pelas grandes amplitudes e aspecto hiperbólico nos sismogramas (modificado de Clowes *et al.*, 1995).

Viejo e Clowes (2003), ao visualizar reflexões de discontinuidades profundas observadas no sismograma WARR, modelaram interfaces que variavam de 50 à 100 km de profundidade, com velocidades de 8,4 a 8,8 km/s (Figura 2.4c). Ao contrário do trabalho acima, os offsets das múltiplas estão acima de 250 km distância e estão identificadas por PM1P e PM2P (Figura 2.4a e Figura 2.4b). Os tiros foram realizados com carga entre 400 e 3000 kg.

Ao contrário da abordagem de realizar apenas um perfil no local de estudo (WARR), Musacchio *et al.* (2004) realizaram dois perfis ortogonais, para visualizar a continuidade lateral das estruturas profundas no sismograma. Tais autores identificaram uma camada H (topo e base), com profundidade que varia desde 50 até 75 km. A velocidade chegou a 8,8 km/s na camada em si, a qual está circundada por velocidades entre 8,0 km/s e 8,6 km/s. Devido a altíssima velocidade para profundidades rasas, temperatura e anisotropia da onda P, a camada H foi interpretada como um Harzburgito.

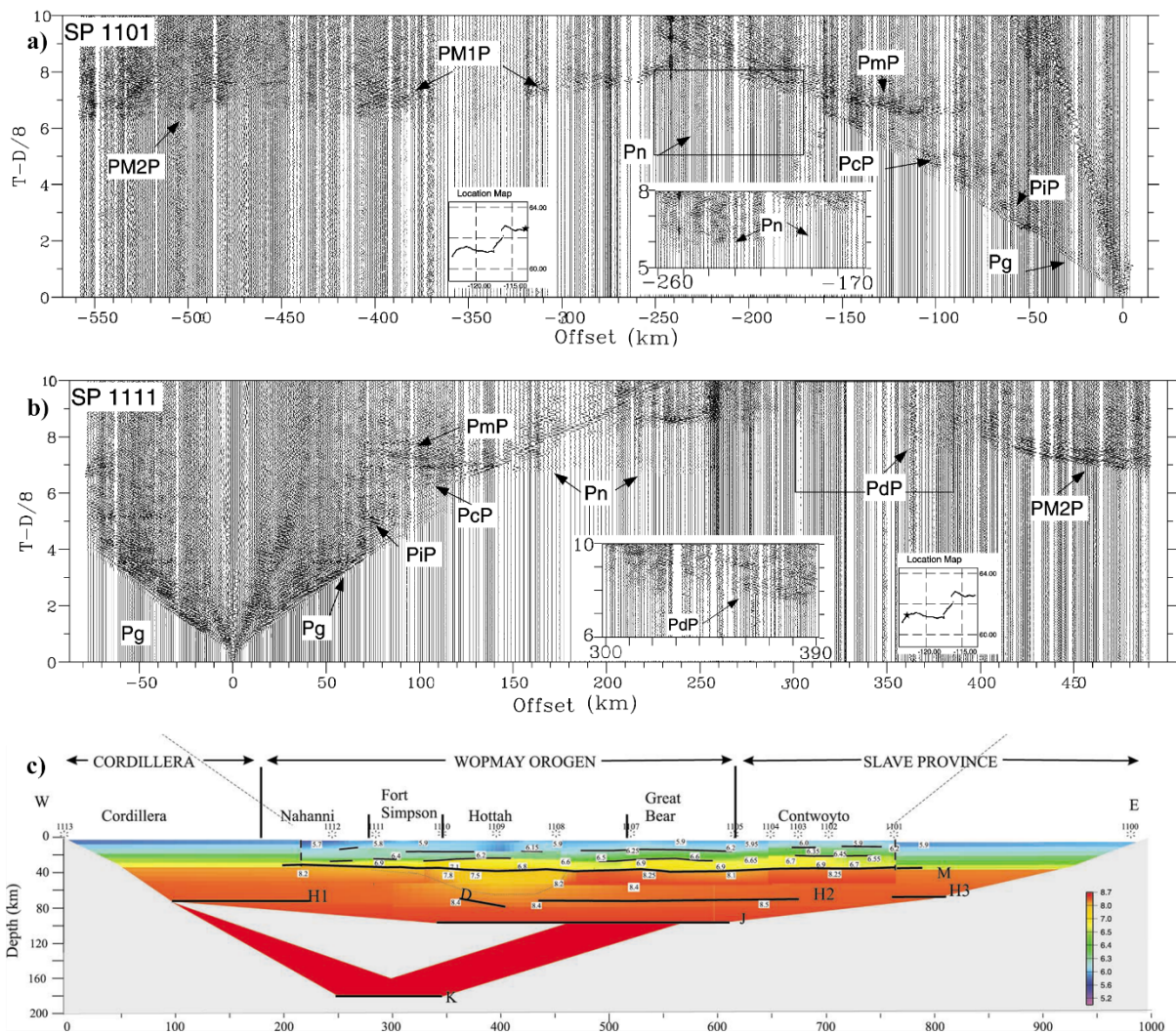


Figura 2.4 – a) e b) sismogramas do tiro SP 1101 e SP 1111 de Viejo e Clowes (2003). Diferentes chegadas estão destacadas, onde a Pg, Pn, PmP, PM1P e PM2P são aquelas de interesse para esse trabalho. c) modelo obtido a partir da modelagem, onde H1, H2, D, H3, J e K são refletores no manto litosférico.

Grad *et al.* (2006) realizaram aquisição (WARR) capaz de mapear interfaces profundas. A linha possui direção NE-SW, com início sobre o Cráton do oeste europeu e finaliza numa bacia sedimentar. Ao longo do perfil observou-se maiores profundidades para a *Moho* e para a interface no manto na região sob o Cráton quando comparadas às observadas sob a bacia sedimentar. A velocidade abaixo do Cráton é anômala (a partir de 8,2 km/s) e ao redor das interfaces profundas é possível encontrar 8,25-8,3 km/s. Para a região que se encontra recoberta por sedimentos, a velocidade na proximidade da *Moho* é uma velocidade usual para o manto raso (7,98-8,0 km/s), enquanto que as interfaces profundas estão circundadas por velocidades de 8,05-8,10 km/s.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1. Traço sísmico e sismograma

O traço sísmico é o resultado do registro de diferentes tipos de ondas elásticas que chegam às estações sismográficas. Basicamente, este traço é caracterizado pelo registro das ondas de corpo P e S e ondas de superfície Rayleigh e/ou Love. O registro da componente vertical, no entanto, não apresenta registro da onda Love, uma vez que a onda Love provoca deslocamento horizontal no meio, assim não é possível observar no registro da componente vertical. Assim, o traço sísmico (que é o caso deste trabalho) é caracterizado pelo registro das fases P, fases S e onda Rayleigh (Figura 3.1). As ondas de corpo P e S também podem ser chamadas de compressional e cisalhante, respectivamente, e as ondas Rayleigh apresenta um movimento elíptico que é resultado da interferência das ondas P e S_{vertical} . As ondas P são as de interesse para este trabalho.

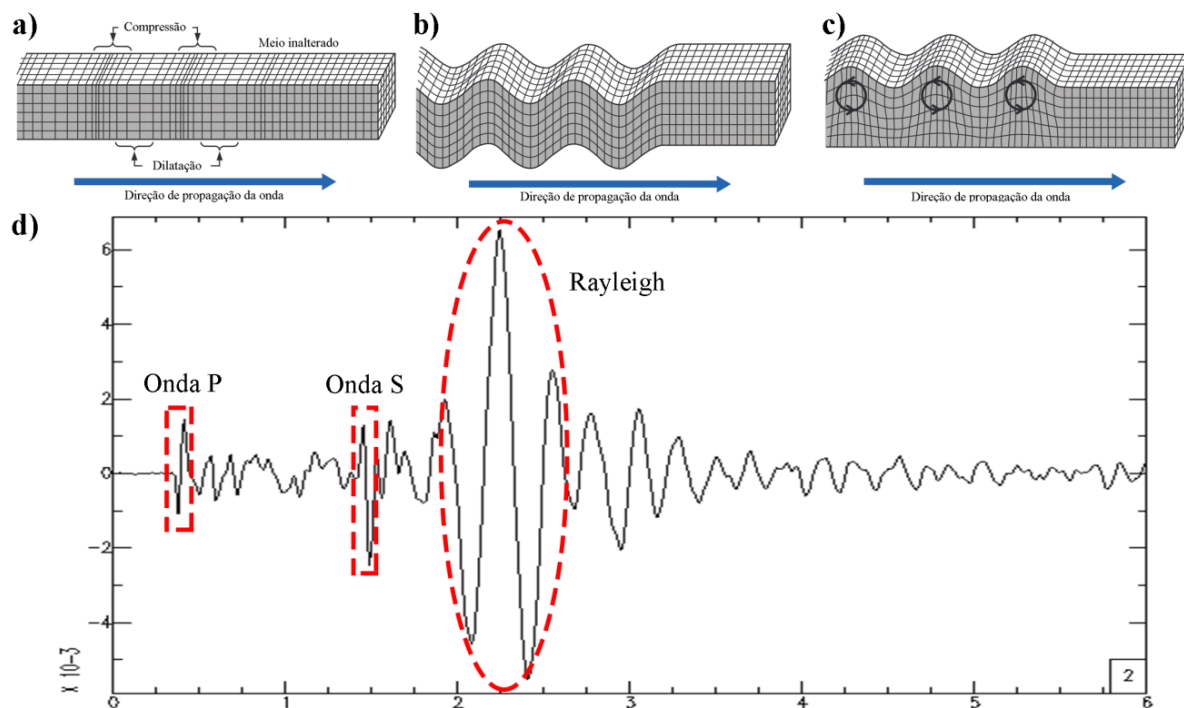


Figura 3.1 – Bloco diagrama que exemplifica a propagação da: a) onda P (compressão), b) onda S (cisalhamento), c) onda Rayleigh (movimento elíptico retrogrado), d) registro do componente sísmico vertical de uma explosão controlada, com as fases P, S e Rayleigh identificadas. Modificado de Santos, Catapang e Reyta (2019).

O sismograma de refração sísmica profunda é um arranjo de traços sísmicos verticais dispostos segundo a distância com a fonte que, como resultado, gera curvas tempo por distância formada pelo alinhamento de fases sísmicas, as quais representam a estrutura interna da Terra.

Assim, diferentes chegadas são observadas em diferentes pontos da seção a depender da transmissão, reflexão e /ou refração da frente de onda no meio.

Na Figura 3.2 há um exemplo num sismograma sintético do alinhamento das fases sísmicas no espaço para um modelo sísmico de duas camadas (*e.g.* crosta e manto), cuja velocidade de redução (ver Seção 3.2) é de 8,0 km/s. São apresentadas as fases da onda direta e os alinhamentos de fases da onda refletida e da onda refratada, que representam a interação da frente de onda com a descontinuidade do meio.

A onda direta é aquela que não interage com interfaces no meio antes de chegar ao receptor (*e.g.* Kearey, Brooks e Hill, 2009; Shearer, 2019; Fowler, 2005). Logo, ela representa diretamente a velocidade do meio pelo qual ela percorreu. A equação de tempo que descreve a onda direta é a seguinte:

$$t = \frac{x}{V_1},$$

onde x é a distância do receptor com relação à posição do tiro (offset), t é o tempo de percurso e V_1 corresponde à velocidade do meio que a onda percorreu.

A refração ocorre quando uma frente onda incidente numa interface, cuja impedância seja positiva ($V_2 > V_1$), é transmitida a 90° (*e.g.* Kearey, Brooks e Hill, *op. cit.*; Shearer, *op. cit.*; Fowler, *op. cit.*). Isto gera como resultado uma frente de onda a qual caminha ao longo da interface e, retorna para o receptor em superfície como uma frente de onda plana (Fowler, *op. cit.*), conforme ilustrado na Figura 3.2. A equação de tempo de percurso da onda refratada na primeira interface está expressa abaixo:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos\theta}{V_1},$$

onde x é a distância com relação ao ponto de tiro (offset), z é a profundidade da interface, θ corresponde ao ângulo de incidência crítico, V_1 é a velocidade do meio acima da interface e V_2 é a velocidade do meio abaixo da interface.

A reflexão ocorre quando uma frente de onda mecânica incidente em uma interface retorna para a superfície com o mesmo ângulo de incidência, onde é registrada (*e.g.* Kearey, Brooks e Hill, *op. cit.*; Shearer, *op. cit.*; Fowler, *op. cit.*). No caso deste trabalho, por se tratar de uma aquisição com alto ângulo, as ondas refletidas próximas ou após o ângulo crítico (θ_c) possuem maior amplitude que aquelas refletidas num ângulo inferior à θ_c . Dessa forma, é possível observar que num meio com $V_2 > V_1$, a curva de reflexão irá apresentar um aumento expressivo de amplitude no ângulo crítico, que acarreta numa zona de destaque de amplitude

no sismograma (*bright spot*), conforme destacado na Figura 3.2. A equação tempo-distância da reflexão é uma hipérbole e está explicitada abaixo:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{(2z)^2}{V^2},$$

onde x é a distância com relação ao ponto de tiro (offset), z é a profundidade da interface e \bar{V} é a velocidade média do meio acima da interface.

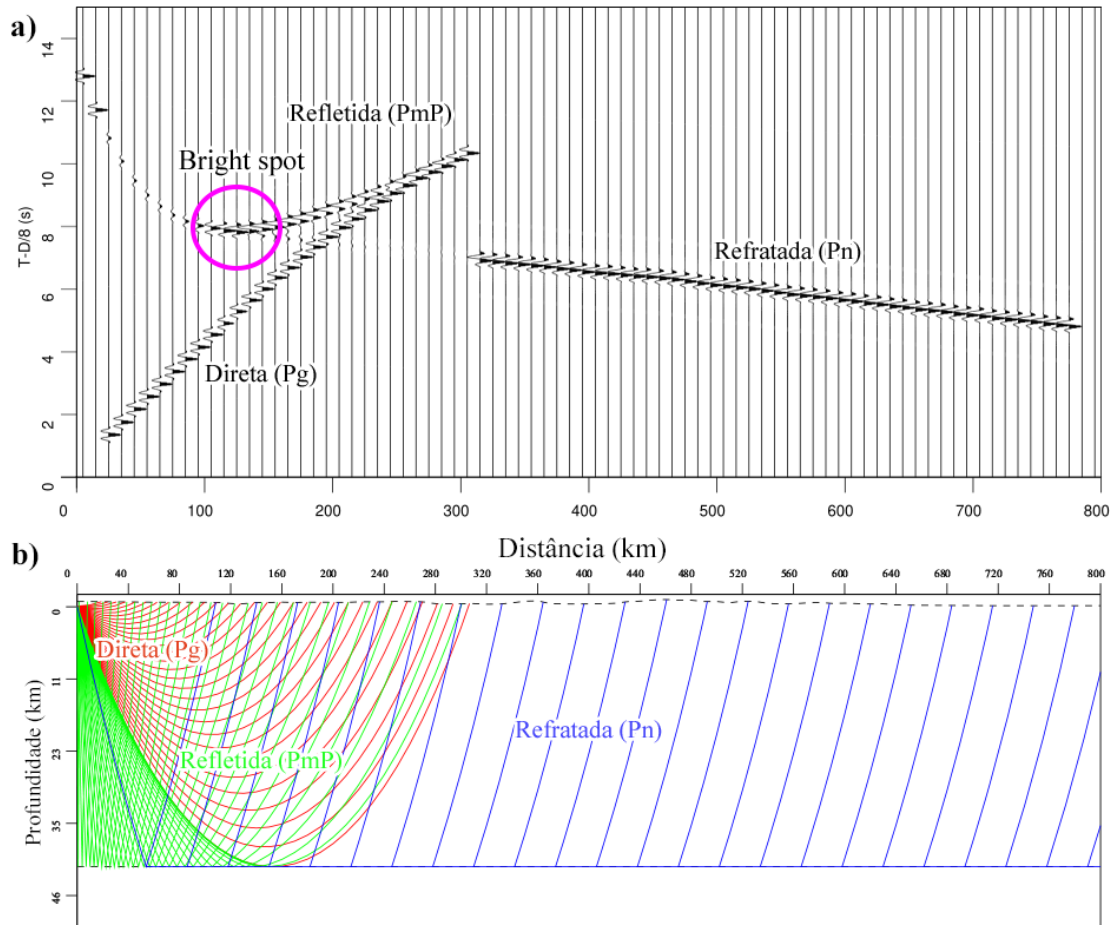


Figura 3.2 – Sismograma sintético com velocidade de redução de 8,0 km/s, com os alinhamentos de fases das ondas direta, refletida e refratada representativas de um modelo crustal de uma camada ($Z= 42,0$ km, $V_1= 7,0$ km/s, $V_2= 8,3$ km/s). (a) sismograma sintético com indicação do ponto de reflexão crítica (*Bright spot*) em rosa; (c) esboço do modelo crustal com esquematização do trajeto das chegadas observadas no sismograma, onde o traço vermelho representa as ondas diretas, o traço verde representa as ondas refletidas e o traço azul as ondas refratadas.

3.2. Velocidade de redução e normalização

A velocidade de redução (V_R) é um procedimento que resulta num realce numa região inclinada do sismograma, cuja inclinação correspondente ao inverso de V_R . Com isso, o eixo de tempo “bruto” passa a ser de tempo reduzido, conforme a equação presente no gráfico da direita na Figura 3.3. A utilização desse artifício se dá por conta da melhora da visualização de

alinhamento de fases no sismograma. As fases alinhadas segundo à velocidade de redução passam a ser paralelas ao eixo do offset.

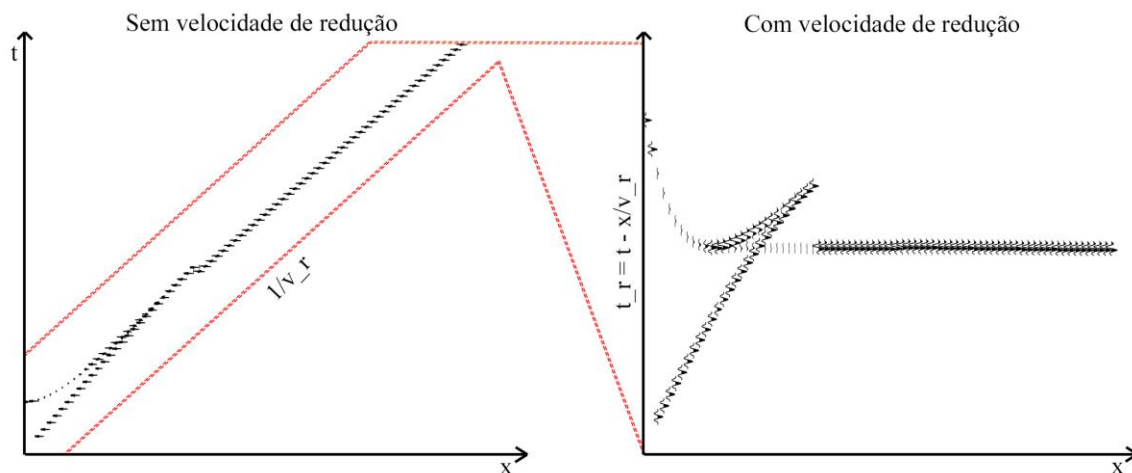


Figura 3.3 – Ilustração de um típico alinhamento de fase de ondas direta, refletida e refratada antes (esquerda) e após a aplicação da velocidade de redução (direita).

Nos sismogramas sintéticos apresentados e também nos sismogramas reais, existe a aplicação da normalização do traço. Como resultado deste processo, as diferentes fases num mesmo traço são normalizadas com relação à fase de maior amplitude presente nele. Assim, mesmo que as amplitudes de diferentes traços aparente ser a mesma, elas não possuem a mesma energia.

3.3. Reflexões múltiplas

Segundo Kearey, Brooks e Hill (2009), a onda que retorna à superfície após refletir em uma interface é chamada de reflexão primária, enquanto que aquela que reflete em mais de uma interface antes de retornar ao registrador é chamada de reflexão múltipla. Tais nomenclaturas foram utilizadas neste trabalho.

Conforme os mesmos autores, ainda há uma diferenciação com relação ao período de resposta entre as múltiplas, que pode ser curto ou longo. Período curto traz como assinatura no sismograma um alargamento do comprimento do pulso (resposta da fonte), já as de longo período faz com que seja possível observar as múltiplas como se fossem eventos distintos (Figura 3.4).

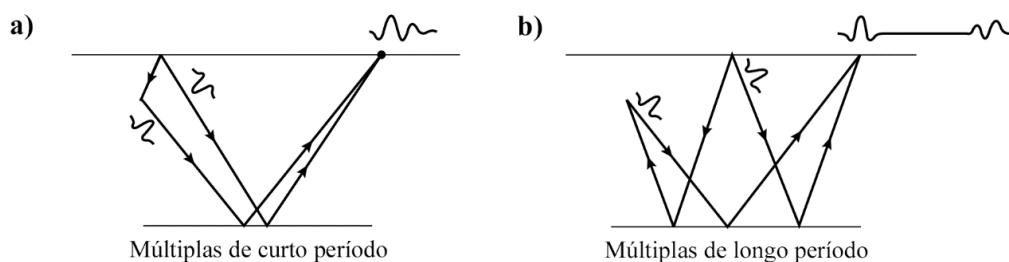


Figura 3.4 – Classificação das ondas múltiplas em múltiplas de período curto e longo, respectivamente (modificado de Kearey, Brooks e Hill, 2009).

3.4. Camadas horizontais profundas x múltiplas de longo período

Camadas horizontais profundas podem em princípio ser confundidas com reflexões múltiplas de longo período. Assim, será discutida a configuração geométrica das curvas tempo-distância em sismogramas sintéticos nas seguintes situações: reflexões primárias em modelos com camadas plano paralelas e reflexões múltiplas de diferentes ordens para um modelo com uma interface.

A Figura 3.5 apresenta quatro sismogramas sintéticos, onde o primeiro é o resultado para reflexões múltiplas (PmantoP), e os demais são reflexões de camadas planas paralelas espaçadas entre si por 10 km, 15 km e 20 km (PmantoP*), respectivamente. É possível notar que, apesar de ser um modelo com duas camadas (*Moho* e descontinuidade no manto), o primeiro sismograma é o que mais se aproxima do que é observado nos sismogramas deste trabalho (Figura 4.1, Anexo A e Anexo B).

Se considerar tais alinhamentos típicos de reflexões como diferentes reflexões primárias oriundas de camadas uma abaixo da outra, é esperado no sismograma algo semelhante ao explicitado na segunda, terceira e quarta imagem da Figura 3.5. Nelas é possível notar uma clara aglutinação das reflexões primárias e múltiplas próximas à reflexão da *Moho* (PmP), o que não é observado nos sismogramas deste trabalho.

Mesmo com o aumento da profundidade das camadas, não se tem uma maior distribuição das reflexões ao longo do sismograma, assim como pode ser observado na Figura 3.5.

Dessa forma, a conclusão é que as chegadas identificadas no perfil PBAP são, de fato, reflexões múltiplas, pois o arranjo das fases no sismograma não se adequam às simulações de reflexões primárias oriundas de diferentes refletoras no manto litosférico. Além disso, os alinhamentos de fase PmantoP1 e PmantoP2 apresentam uma tendência de ficarem assíntotas aos alinhamentos da refração da *Moho* (Pn), o que é também observado nos sismogramas deste trabalho.

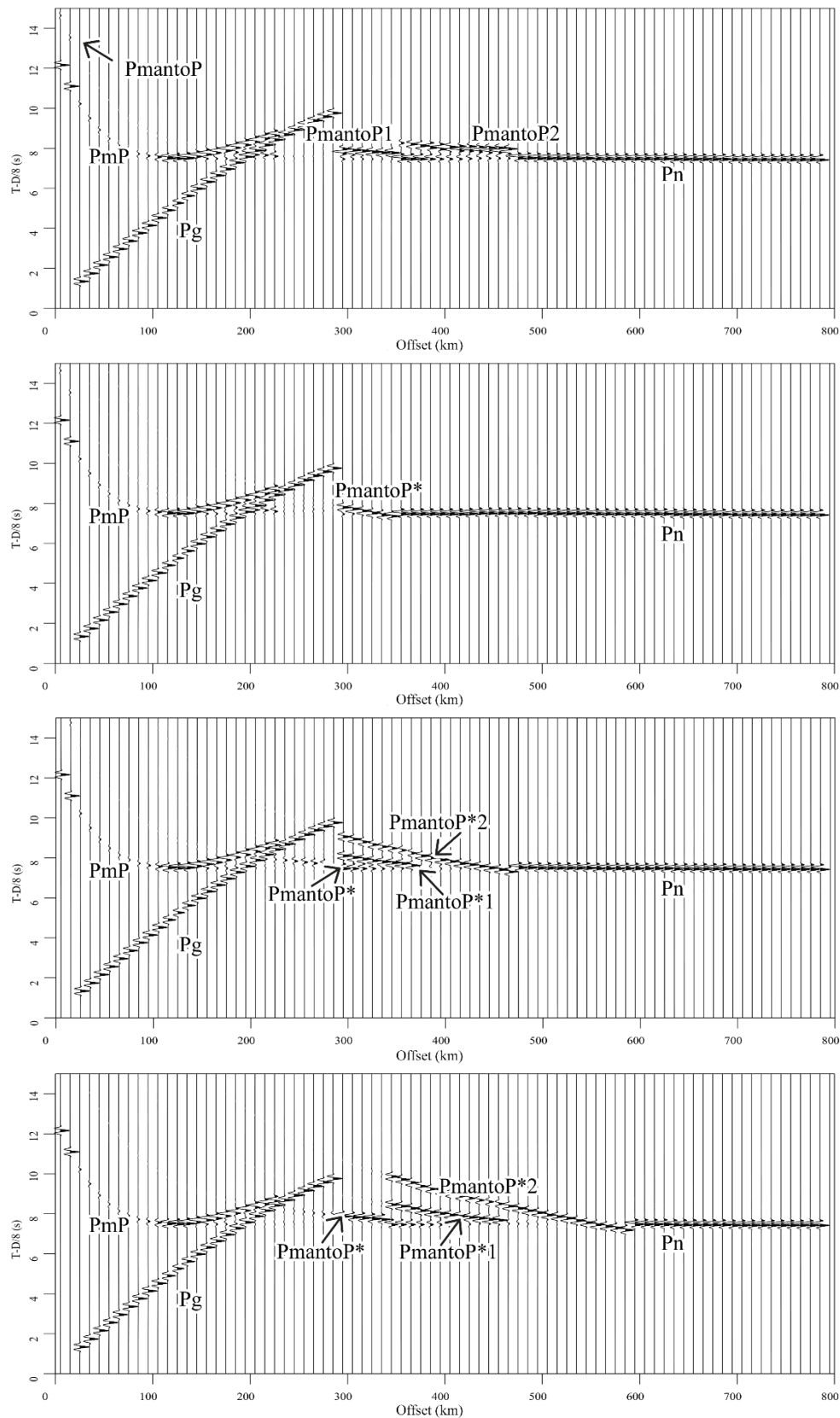


Figura 3.5 – Sismogramas sintéticos de cima para baixo: modelo com descontinuidade no manto litosférico mapeado por meio de reflexões múltiplas; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 10 km; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 15 km; reflexões primárias num modelo com três descontinuidades paralelas no manto, espaçados por 20 km.

3.5. Configuração geométrica dos sismogramas do PBAP

A Figura 3.6 apresenta por meio de sismogramas sintéticos o comportamento (tempo de chegada e amplitude) das ondas múltiplas de alto ângulo nos sismogramas de refração (curva tempo-distância) normalizados. Os resultados foram gerados para um modelo simplificado da litosfera (camadas planas e horizontais), com uma crosta de 42 km de espessura e uma descontinuidade no manto litosférico em 60 km de profundidade. O traçado de raios presente em f) e g) foi feito no *RAYINVR* (Zelt e Smith, 1992), pacote de programas de traçado de raio discutido na seção 5.1.

Em a), b), c) e d) é possível observar o comportamento da reflexão na *Moho* (PmP), reflexão primária (PmantoP), múltipla de primeira ordem (PmantoP1) e múltipla de segunda ordem (PmantoP2) da interface no manto, respectivamente. Vale ressaltar que nessas imagens os sismogramas sintéticos estão normalizados por traço, o que resulta na ocultação do ponto crítico dos alinhamentos. Em e) tem-se a composição dos alinhamentos de fases citados acima em conjunto com onda direta (Pg) e a refração na *Moho* (Pn), o que possibilita notar que a PmantoP é de difícil observação após a normalização dos traços, pois esta apresenta tempo de chegada similares à da PmP e da Pg.

As ondas múltiplas, para este modelo, apresentam-se no sismograma em offsets maiores que 300 km e, apesar da menor amplitude real, são mais fáceis de serem identificadas que a reflexão primária, também consequência da normalização. Observa-se também que a reflexão primária e suas múltiplas estão aparentemente assíntotas à refração da *Moho* (Pn).

Logo, os sismogramas deste trabalho podem ser explicados através de ondas múltiplas. Além disso, é esperado que sejam lidos com maior facilidade os alinhamentos de fase correspondentes à reflexão múltipla de primeira ordem e de segunda ordem.

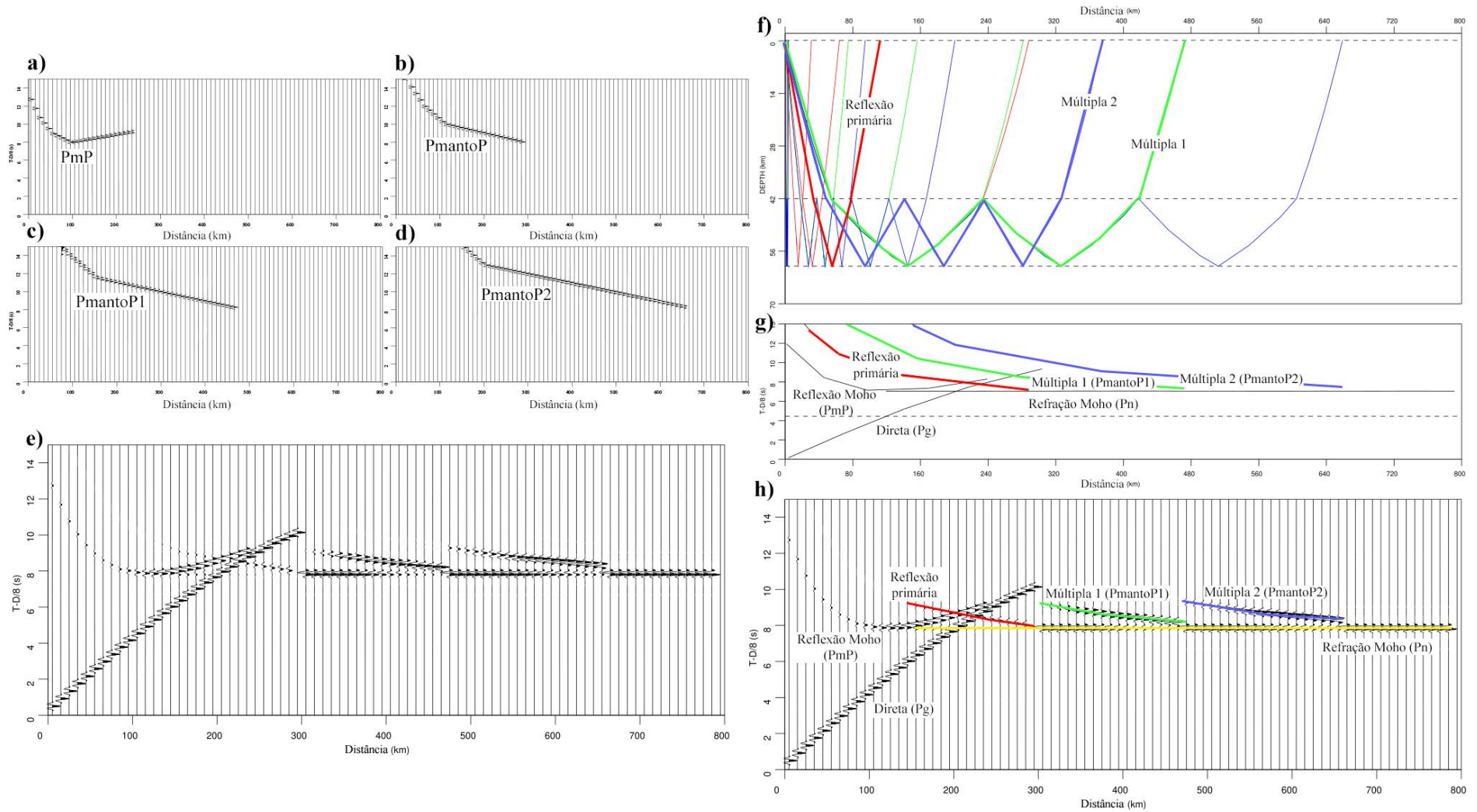


Figura 3.6 – De (a) até (d) estão apresentados os sismogramas sintéticos para: a) a reflexão do manto – PmP, b) reflexão primária numa interface no manto - PmantoP, c) reflexão múltipla de primeira ordem - PmantoP1, d) reflexão múltipla de segunda ordem - PmantoP2. Em e) têm-se um sismograma sintético com todas as fases citadas e as fases referente onda direta (Pg) e refração da *Moho* (Pn). f) apresenta o caminho dos raios apenas para as reflexões da descontinuidade no manto. g) Gráfico tempo-distância com indicação da chegada. h) Sismograma sintético interpretado.

4. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

4.1.Dados

Os dados de refração sísmica profunda (utilizados nesse trabalho) foram adquiridos de forma a coincidir espacialmente com aquisição de reflexão sísmica profunda anteriormente realizada na região por Daly *et al.* (2014). A aquisição ocorreu em setembro de 2015, ao longo de transecto com 1150 km de comprimento e direção W-E. O perfil atravessou completamente a Bacia do Parnaíba, com o seu início sobre o Cráton Amazônico e fim sobre a Província Borborema. (Figura 1.1 e Figura 2.1).

A metodologia aplicada durante a aquisição foi a WARR (*Wide-Angle Reflection-Refraction*), onde há a disposição de receptores equi-espaçados ao longo de grandes offsets de forma a obter refração crítica e reflexão de ângulo amplo, com a utilização de fontes controladas.

Os tiros foram explosões em poços, os quais possuíam 25 centímetros de diâmetro e 45 metros de profundidade, preenchidos com emulsão explosiva com carga correspondente a 1,5 toneladas de dinamite. A aquisição foi planejada com vinte e quatro tiros, espaçados a cada 50 km, porém, dois tiros não receberam autorização para serem realizados e dois tiros não apresentaram energia o suficiente nos registros e, assim, foram desconsiderados. Para maiores detalhes técnicos, consultar Soares *et al.* (2018).

Os vinte sismogramas correspondentes aos tiros realizados foram avaliados de forma qualitativa com o intuito de selecionar aqueles que apresentavam os registros das reflexões provenientes de potenciais descontinuidades no manto litosférico. Dos vinte tiros analisados, dez foram selecionados, os quais estão listados na Tabela 4.1 e apresentados na Figura 4.1.

Tabela 4.1 – Localização dos tiros com descontinuidade no manto litosférico.

Tiro	Latitude	Longitude	Tiro	Latitude	Longitude
02	-5,434°	-49,910°	13	-5,399°	-44,997°
06	-5,724°	-48,096°	15	-5,369°	-44,126°
07	-5,597°	-47,700°	20	-5,291°	-41,888°
09	-5,584°	-46,777°	22	-5,281°	-40,998°
12	-5,466°	-45,470°	24	-5,449°	-40,137°

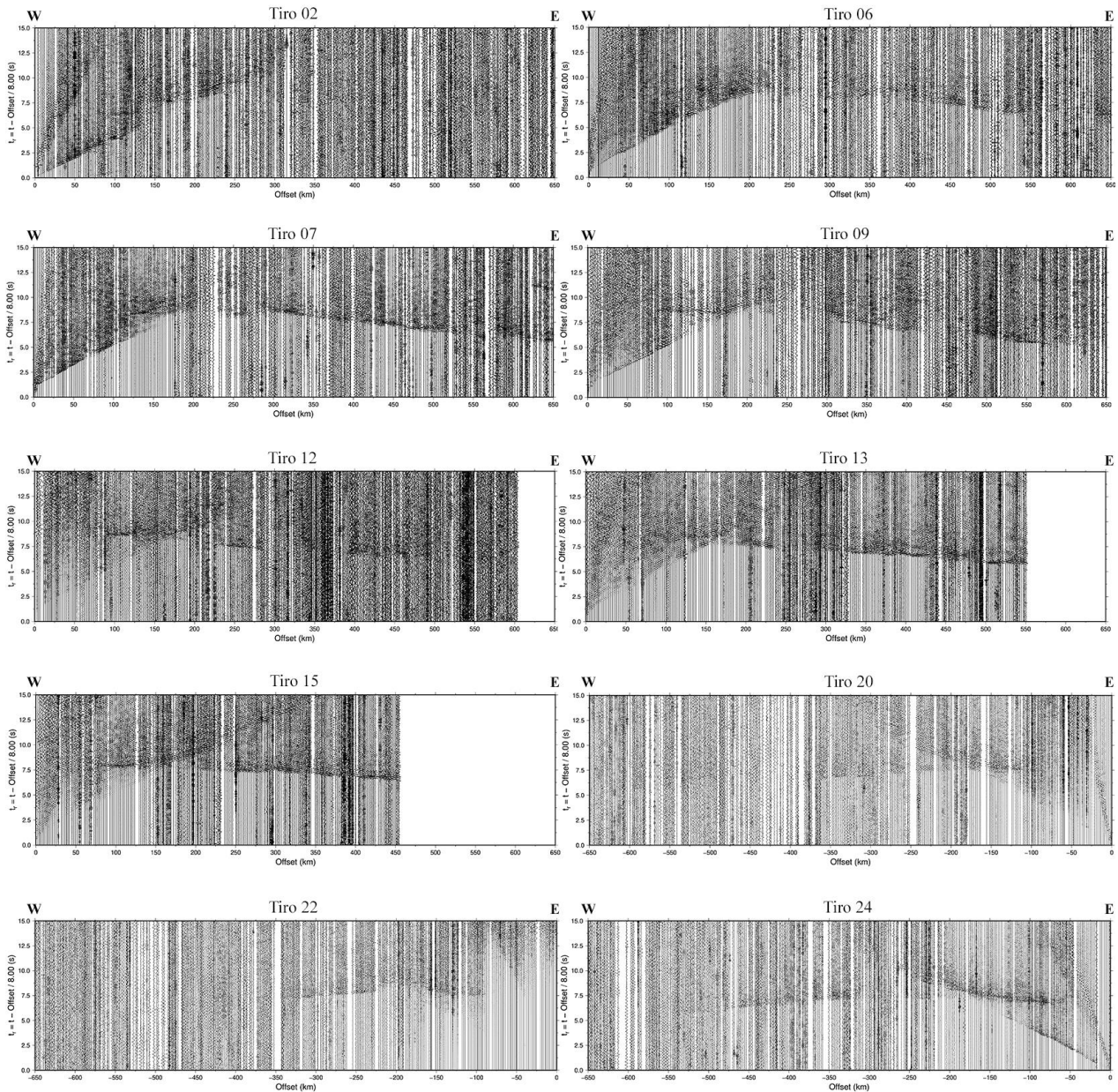


Figura 4.1 – Sismogramas pré-processados dos tiros selecionados. Todos estão com tendência e média removidas, juntamente com a aplicação de filtro passa-banda 2-8Hz e velocidade de redução de 8,0 km/s.

4.2. Processamento

Os sismogramas selecionados (Seção 4.1) foram produzidos de forma sequencial por meio de um algoritmo (*script*), que utilizou os programas SAC (*Seismic Analysis Code*), *Octave*, GMT (*Generic Mapping Tools*) e terminal do Linux. Dessa forma, o processamento dos sismogramas seguiu a seguinte sequência:

- a) Navegação no banco de dados para o tiro n , onde n corresponde à sequência dos tiros 1 a 24 que possuem registro da PmantoP.
- b) Cálculo do tempo de redução com base na velocidade de redução (V_R) de 8,0 km/s.

- c) Aplicação das funções *rmean* e *rtrend* dentro do programa SAC, para remover a média e frequências correspondentes à tendências regionais dos traços sísmicos. Em seguida, no mesmo ambiente, aplicou-se o filtro passa-banda de 2-8Hz.
- d) Utilização do programa GMT para montagem das curvas tempo-distância e representar os dados como uma imagem.

Com o intuito de ressaltar a visualização das chegadas referentes às reflexões, aplicou-se o filtro quadrático. De modo geral, o filtro eleva cada amostra do traço do sismograma ao quadrado, o que durante a normalização leva a um realce das amplitudes altas em detrimento de amplitudes menores. Como as reflexões apresentam amplitudes maiores que as refrações, é esperado que se tenha um realce das reflexões. O quadrado dos traços foi obtido com o *script sqr.sh* (LabLitos/IG), que utiliza o *Octave* e o Linux.

O *script* calcula o módulo de cada traço, soma o resultado ao traço original, que resulta apenas nos picos positivos, depois subtrai do traço original o resultado anterior para obter apenas os picos negativos. Ambos os resultados destacados são elevados ao quadrado e, então, colocados juntos. Tal processo aqui descrito pode ser visualizado na Figura 4.2.

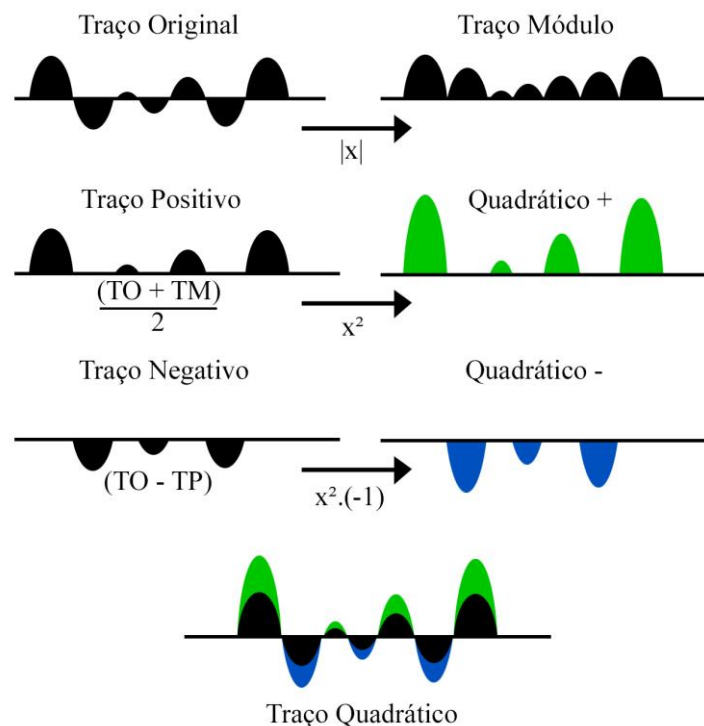


Figura 4.2 – Processo realizado para aplicar o filtro quadrático.

O filtro acima foi introduzido no fluxo de processamento dos sismogramas, onde houve a adição da possibilidade de obter como resultado tanto o sismograma quadrático quanto o sismograma elevado à quarta potência, também chamados de filtro quadrático de primeira

ordem e de segunda ordem, respectivamente. Ambos realçam significativamente algumas chegadas principais do sismograma (P_g e P_{mP}), em detrimento da P_n (Figura 4.3), em contrapartida, as fases referentes à descontinuidade no manto são realçadas.

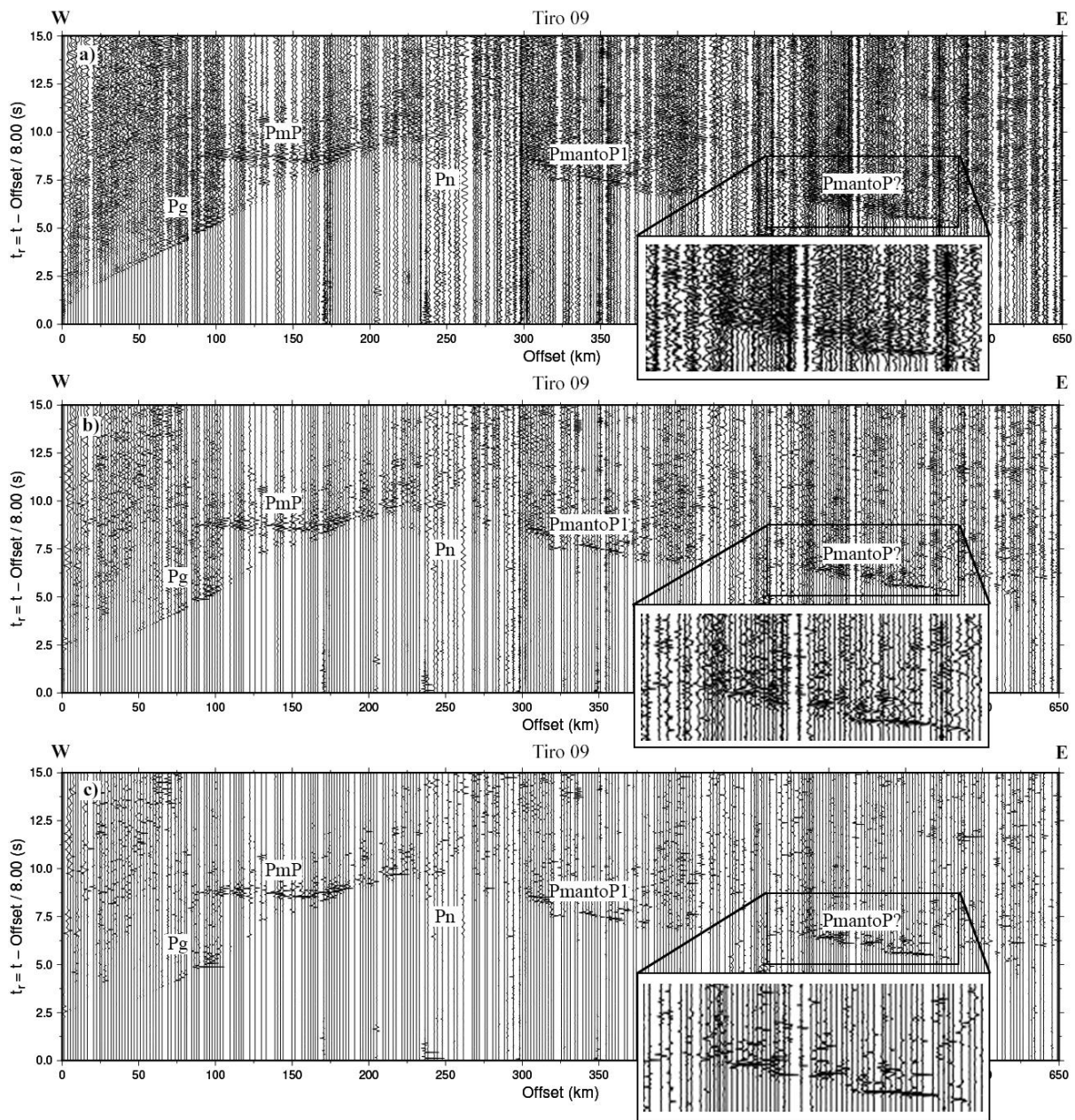


Figura 4.3 – Sismogramas do tiro 09 com destaque nas alterações causadas pelo filtro quadrático. (a) Sismograma pré-processado. (b) Sismograma quadrático de primeira ordem. (c) Sismograma quadrático de segunda ordem.

A Figura 4.3 também apresenta a diferença que há na visualização dos sismogramas do tiro 09 quando aplicado o filtro quadrático. Nela há três sismogramas dispostos um acima do outro, apresentados na seguinte ordem: sismograma pré-processado, sismograma quadrático de primeira ordem e sismograma quadrático de segunda ordem. Sismogramas com o filtro para os demais tiros estão mostrados no Anexo A.

A partir da qualidade visual, foi definido que as leituras seriam realizadas nos sismogramas com filtro quadrático de primeira ordem.

4.3. Leitura das fases

As leituras foram realizadas de forma manual com o auxílio do programa GIMP (*GNU Image Manipulation*). O arquivo de saída do GIMP é um vetor, resultado do posicionamento de um ponto no sismograma. Todos os vetores foram posteriormente convertidos em tempo, distância e identificados por alinhamento de fase (PmantoP1 e PmantoP2), de forma a alimentar o arquivo tx.in, arquivo de entrada com as medidas do usuário para a realização da modelagem (Seção 5.2).

Os alinhamentos marcados foram o PmantoP1 e PmantoP2 (primeira e segunda múltipla, respectivamente). Não foi possível identificar chegadas confiáveis de reflexões primárias de interface(s) no manto.

De forma a possuir uma estimativa da incerteza associada à marcação da fase, foi utilizado um algoritmo que determina a energia do traço sísmico numa janela de tempo de 0,250 segundos antes (ruído) e após (sinal) a marcação da fase, que são utilizados para calcular a razão sinal/ruído. O valor da razão sinal/ruído é inicialmente obtido para cada marcação e em seguida é calculada a incerteza média por cada alinhamento de fase para cada tiro (PmantoP1 e PmantoP2). As incertezas calculadas para às reflexões múltiplas lidas constam na Tabela 4.2. A indicação “(-)” na tabela citada corresponde às fases registradas por estações posicionadas à oeste da posição do tiro, ou seja, em offsets negativos.

Apesar de serem utilizados os sismogramas quadráticos de primeira ordem para as leituras das fases, o processo de cálculo das incertezas foi feito no sismograma pré-processado, por melhor representar os dados.

De forma geral, as incertezas obtidas foram consideradas baixas. Apenas a marcação para o alinhamento PmantoP1 do tiro 12 e o PmantoP2 do tiro 15 apresentaram incertezas maiores que de 0,300 segundos. A incerteza média obtida foi de 0,172 segundos.

No total, foram lidos 426 tempos de chegada, dos quais: 299 para PmantoP1 e 127 para PmantoP2. Para os tiros 07, 12, 13 e 15 foram lidos tempos de chegada das duas múltiplas.

Tabela 4.2 – Incerteza média na leitura das fases PmantoP1 e PmantoP2 de cada tiro.

Tiro	Alinhamento de Fase	Incerteza (s)
02	PmantoP1	0,188
06	PmantoP2	0,097
07	PmantoP1	0,098
07	PmantoP2	0,204
09	PmantoP1	0,144
09	PmantoP1 (-)	0,178
12	PmantoP1	0,373
12	PmantoP2	0,152
13	PmantoP1	0,093
13	PmantoP2	0,232
15	PmantoP1	0,125
15	PmantoP2	0,355
20	PmantoP1 (-)	0,028
22	PmantoP1 (-)	0,150
24	PmantoP1 (-)	0,156

5. MODELAGEM E RESULTADOS

5.1. Traçado de raios

O método utilizado para modelar a descontinuidade no manto litosférico foi o traçado de raios por meio do programa *RAYINVR* (Zelt e Smith, 1992), o mesmo utilizado por Soares *et al.* (2018).

O procedimento se baseia em gerar tempos de trânsito sintéticos para as fases sísmicas determinadas (para um modelo inicial) e comparar com os tempos de trânsito obtidos dos sismogramas. O modelo de entrada é modificado por tentativa e erro (modelagem direta), por meio de ajustes da profundidade das camadas e velocidades presentes no meio, até se obter o melhor ajuste possível entre o dado observado e o dado calculado. A modelagem considera todos os tiros selecionados, de forma a obter o melhor ajuste simultaneamente entre todos os tiros.

Além do ajuste visual, também é possível acompanhar de forma quantitativa a qualidade do ajuste com a variação dos parâmetros do modelo por meio de resultados números fornecidos pelo programa, que são: quantidade raios traçados (*rt*); erro médio quadrático (*rms*) do ajuste entre o tempo de trânsito das fases lidas e das fases sintéticas; a correlação (χ^2) entre o dado observado e o calculado.

Em específico, foi necessário compreender como o programa é capaz de reproduzir o caminho de ondas múltiplas de acordo com o que foi definido na Seção 3.3. Para isso, foi necessário habilitar as funções *nrbnd* e *rbnd*, ambas atuam em conjunto para designar o caminho a ser realizado pelo raio ao encontrar uma interface. O *nrbnd* é responsável por definir quantas entradas do *rbnd* serão lidas para cada tipo de raio (reflexão, refração ou onda direta) definido na função *ray*. O *rbnd* define se a onda irá transmitir ou refletir na camada “n”, onde “n” corresponde à base da camada e “-n” corresponde ao topo da camada.

Os valores atribuídos para o modelo foram: *nrbnd* = 2, 4 e *rbnd* = -2, 2, -2, 2, -2, 2. Assim, a primeira reflexão lê o “2” do *nrbnd* e, após a reflexão na base da segunda camada, lê o primeiro valor do *rbnd*, o qual indica que deve refletir para baixo, em seguida passa para a segunda posição e, assim, ao saber que deve refletir para cima, retorna para a superfície. A segunda reflexão lê o segundo termo da sequência contida em *nrbnd* e em seguida faz o mesmo que a primeira reflexão para cada algarismo contido em *rbnd*, a contar a partir da última leitura, ou seja, começa no terceiro item. Tais procedimentos podem ser visualizados na Figura 5.1, a

qual apresenta o trajeto de uma reflexão múltipla de primeira e de segunda ordem em vermelho e verde, respectivamente.

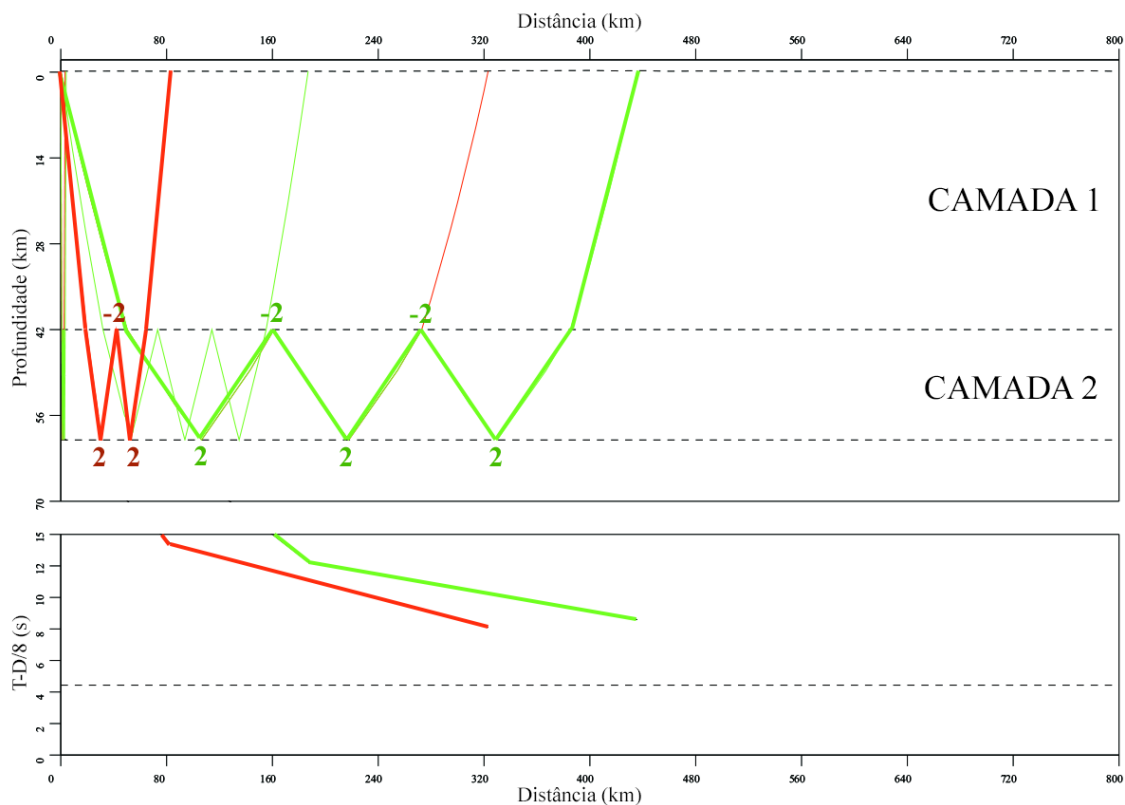


Figura 5.1 – Ilustração da geração de ondas múltiplas de alto ângulo para um modelo de duas camadas por meio do RAYINVR (Zelt e Smith, 1992). Na parte superior é mostrado o traçado de raios, a parte inferior apresenta as curvas tempo-distância para velocidade de redução de 8,0 km/s.

5.2. Modelagem

Para a modelagem, foi utilizado o modelo crustal da Bacia do Parnaíba obtido por Soares *et al.* (*op. cit.*), acrescido de uma interface abaixo da *Moho*. Preparou-se também o arquivo tx.in, responsável por carregar os valores das leituras das fases sísmicas com as respectivas incertezas das leituras (Seção 4.3).

O processo de modelagem seguiu no sentido da esquerda para direita e de cima para baixo. Neste trabalho, a camada foi modelada em partes: oeste, central e leste. Tal divisão ocorreu devido ao arranjo de tiros diretos e reversos que mapeiam a mesma região. Cada parte foi submetida à inversões individuais e, após cada parte se encontrar bem ajustada, foi obtido o ajuste de todo o perfil.

A inversão no RAYINVR (Zelt e Smith, *op. cit.*) ocorre por meio da liberação dos nós de profundidade e de velocidade no modelo, os quais são submetidos a uma variação a cada iteração, que por sua vez é analisada com relação à iteração anterior. O processo de inversão é

finalizado quando uma nova iteração resulta numa qualidade inferior (rt , rms e χ^2) quando comparado com a qualidade da iteração anterior.

Para a parte oeste da camada foram utilizados o tiro 02 e o tiro 09 reverso, os quais mapeiam a interface entre 115 km e 280 km do perfil, cujo ajuste obteve $rt = 53$, $rms = 0,255$ e $\chi^2 = 0,915$. A parte central fora modelada por intermédio dos tiros 06, 07, 09, 12 e 13 diretos e do tiro 20 reverso, que mapearam a interface entre 330,5 km até 832,8 km, cujos parâmetros do ajuste foram $rt = 190$, $rms = 0,213$ e $\chi^2 = 0,958$. A parte leste da camada foi obtida com os tiros 15 direto, 22 reverso e 24 reverso, que mapearam a interface entre 727 km e 1004,6 km, com $rt = 127$, $rms = 0,236$ e $\chi^2 = 1,014$.

Em seguida, juntaram-se os ajustes das três partes acima para aplicar a inversão no modelo inteiro, cujos parâmetros quantitativos finais são apresentados por fase na Tabela 5.1 e por tiro na Tabela 5.2. Como um todo, o modelo possui um bom ajuste estatístico, pois o erro para o ajuste foi baixo ($rms = 0,228$ segundos), enquanto que a correlação se encontra próxima de 1 ($\chi^2 = 0,914$).

Tabela 5.1 – Estatística da modelagem sísmica com o número de raios traçados, valores do erro (rms) e correlação dos dados (χ^2).

Fase	Nº raios	T_{rms} (s)	χ^2
PmantoP1	257	0,225	0,955
PmantoP2	113	0,233	0,830

Tabela 5.2 – Estatística da modelagem sísmica com o número de raios traçados, valores do rms e correlação dos dados (χ^2) para cada tiro.

Tiro	Nº raios	T_{rms} (s)	χ^2	Tiro	Nº raios	T_{rms} (s)	χ^2
2	19	0,262	0,969	13	37	0,202	0,951
6	30	0,168	0,558	15	51	0,186	0,488
7	46	0,254	1,254	20	25	0,086	0,321
9	56	0,241	0,888	22	35	0,370	2,761
12	31	0,258	0,996	24	41	0,111	0,236

O resultado da modelagem da interface sob o perfil PBAP é mostrado na Figura 5.2. No Anexo B estão presentes as modelagens realizadas para cada tiro, onde todas elas não apresentam a mesma escala entre os sismogramas reais e o modelo apresentado em cada figura. Tanto na figura citada quanto nos anexos, há a indicação de qual múltipla foi lida (PmantoP1

ou PmantoP2), indicação do trajeto dos raios e o gráfico de tempo-distância calculado (em preto) e aquele medido do sismograma com a incerteza inserida (barra vermelha). A interface mapeada, que já está apresentada na figura citada acima e no Anexo B, é o produto final após a inversão conjunta de todos os dados.

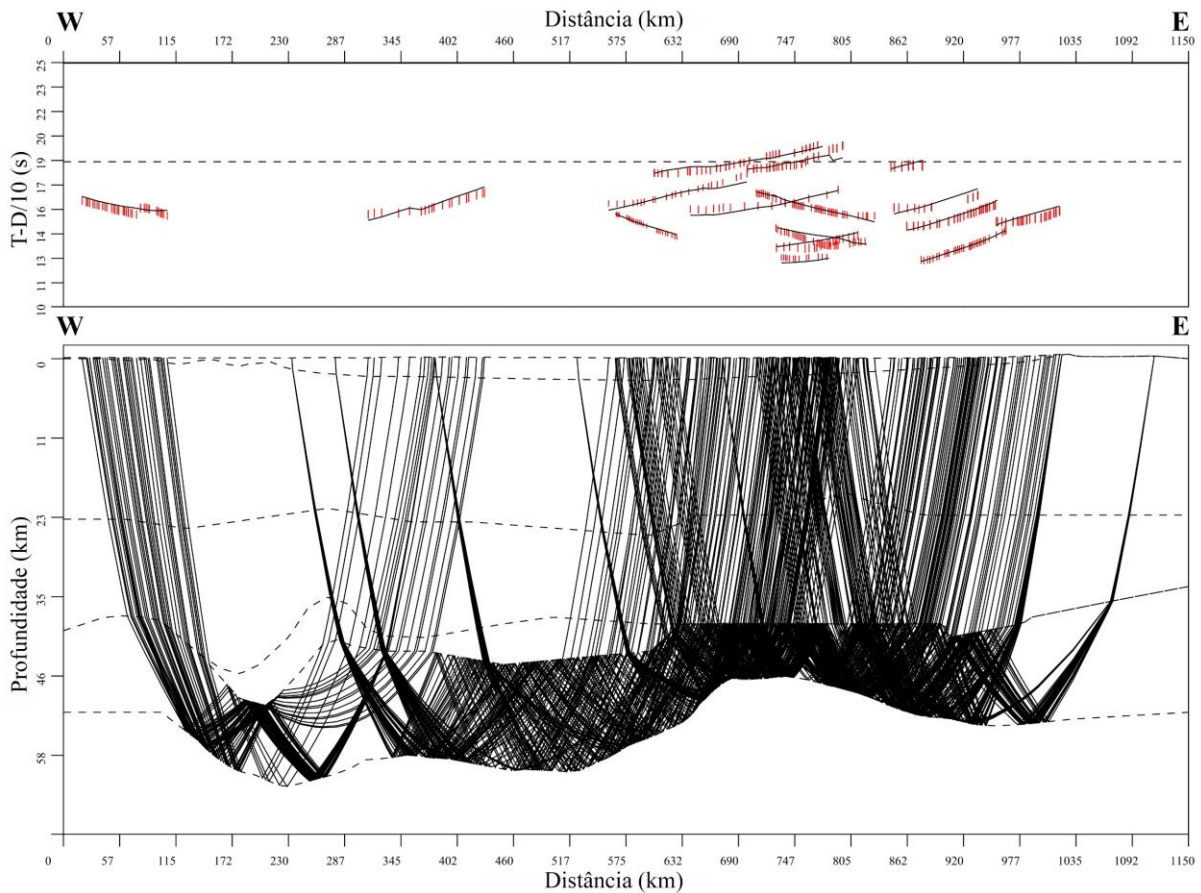


Figura 5.2 – De cima para baixo: curvas tempo-distância com modelagem (em preto) e dados observados com a incerteza calculada (em vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s; modelo com traçado de raios.

O modelo que contém a descontinuidade no manto litosférico está apresentado na Figura 5.3. Nele é possível observar a interface modelada que varia entre 46,7 e 66,6 km de profundidade, cuja espessura (entre *Moho* e a interface) média é de 13,3 km e que varia desde 7,45 km (centro-leste do perfil) até 22,41 km (abaixo do *underplate*).

A respeito da velocidade da camada (Figura 5.3), é possível dividir o modelo em domínios: Craton Amazônico (oeste), até 300 km do perfil; Central, entre 300 e 850 km; Província Borborema (leste), a partir de 850 km. Os domínios na porção leste e oeste possuem velocidades de 8,15-8,20 km/s, conforme é apresentado pelos algarismos brancos contidos no modelo. A parte Central apresenta velocidades altas abaixo da *Moho* (8,25-8,3 km/s) e também em profundidade, que vai desde 8,4 até 8,55 km/s.

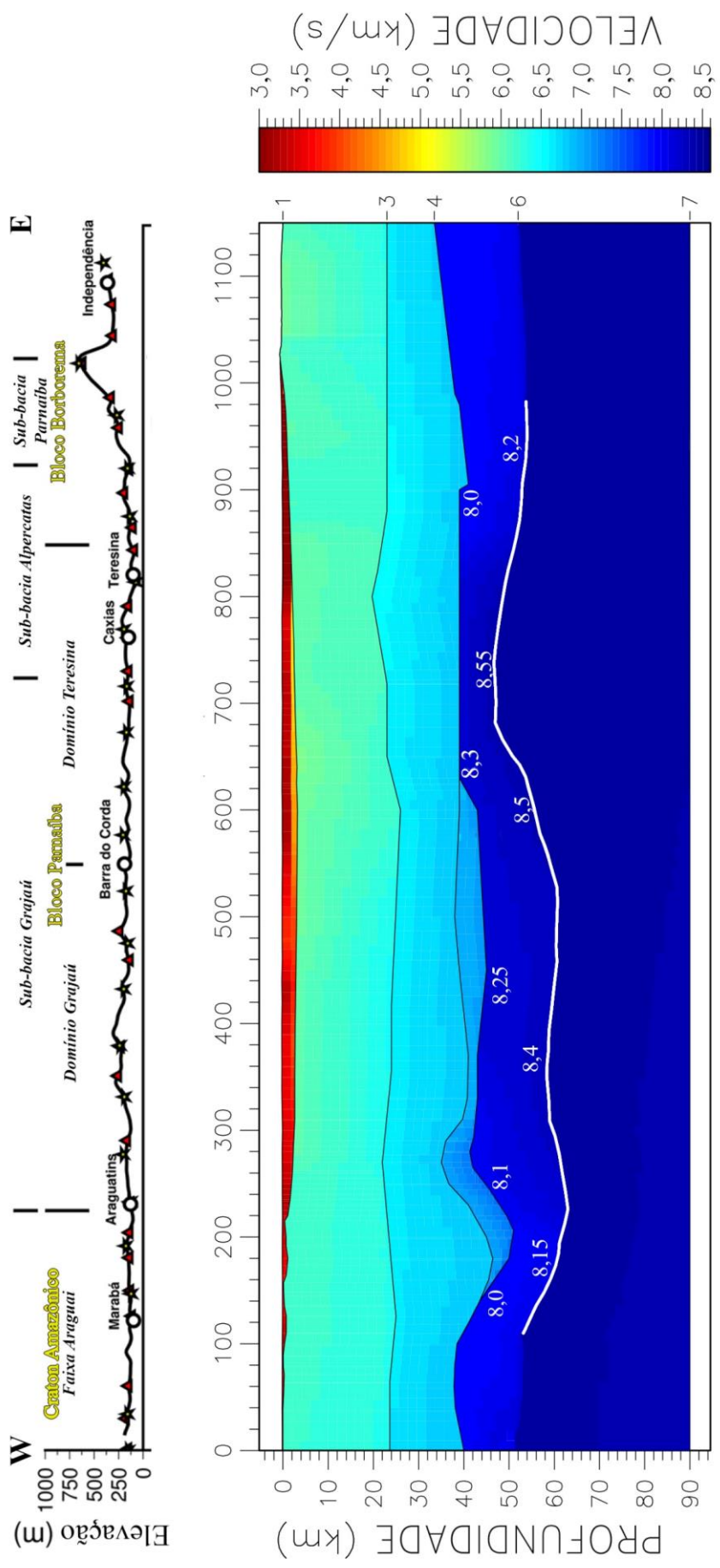


Figura 5.3 – Modelo sísmico sob a Bacia do Parnaíba com a descontinuidade (branco) mapeada, juntamente com a velocidade do topo e da base da camada em km/s.

5.3.VMONTECARLO

O programa *VMONTECARLO* (Loureiro *et al.*, 2016) foi aplicado ao modelo obtido (Figura 5.3) para avaliar as incertezas contidas na interface aqui mapeada. Para tanto, foi considerado como resolvida a parte da crosta e velocidade do manto que se encontram próximas da *Moho*, pois são produtos de Soares *et al.* (*op. cit.*).

O procedimento adotado pelo programa realiza, dentro dos limites definidos pelo usuário, variações dos valores de velocidade e profundidade (da interface na Figura 5.3) de forma aleatória com o intuito de gerar um modelo para cada conjunto de valores aleatórios (profundidade e velocidade), os quais recebem uma nota (*score*) com base na quantidade de raios traçados, erro do ajuste dos tempos de chegada (*rms*) e χ^2 .

O algoritmo foi aplicado três vezes, com os mesmos parâmetros de seleção e mesma quantidade de modelos gerados. A diferença, entre as aplicações, foi a liberdade dada para a variação de profundidade dos pontos, as quais foram de 1 km, 1,5 km e 2 km.

Dentre os 50000 modelos gerados a cada limite de variação, o programa selecionou os modelos que possuem no mínimo uma quantidade de raios que seja igual ou superior a 95% da quantidade traçada no modelo original, cujo erro (*rms*) e χ^2 possuam uma degradação de no máximo 10% com relação aos valores do original e que no final tenha um “*score*” (Loureiro *et al.*, *op. cit.*) superior à 0,8.

Os resultados quantitativos obtidos estão contidos na Tabela 5.3. É possível observar que, conforme a liberdade de variação da profundidade aumenta, menos soluções são encontradas. Ao avaliar a porcentagem de modelos selecionados com relação ao total gerado, a aplicação da variação de 1 km na profundidade resulta numa grande quantidade de modelos aleatórios selecionados (7,3%), enquanto que para 1,5 km têm-se menos que 1%. Dessa forma, por começar a reduzir drasticamente a quantidade de modelos que se adequam aos dados lidos, a conclusão é que há uma incerteza de até 1,5 km na espessura camada mapeada.

Tabela 5.3 – Resultados quantitativos obtidos do *VMONTECARLO* (Loureiro *et al.*, 2016) a partir da geração de 50000 modelos aleatórios.

Varição	Modelos selecionados	Porcentagem em relação ao total gerado
± 1 km	3673	7,3%
± 1,5 km	176	0,3%
± 2 km	9	0,02%

A Figura 5.4 apresenta os resultados visuais do algoritmo. A primeira, segunda e terceira imagem apresentam o melhor modelo gerado aleatoriamente (tracejado vermelho) dentre os 176 selecionados. A terceira imagem contém o traçado de raios (cinza claro) e a área de sobreposição dos 176 modelos selecionados pelo programa (sombreado em preto).

A primeira imagem (Figura 5.4) mostra a incerteza com relação à variação positiva de velocidade da camada (cor vermelha), a qual pode ser compreendida como zonas onde a camada poderia estar mais profunda e, ainda assim, ajustaria aos dados observados. A segunda imagem mostra a variação negativa de velocidade (cor azul), a qual também pode ser compreendida como profundidade, onde as zonas com coloração mais escura indicam onde seria possível haver modelos com uma interface mais rasa.

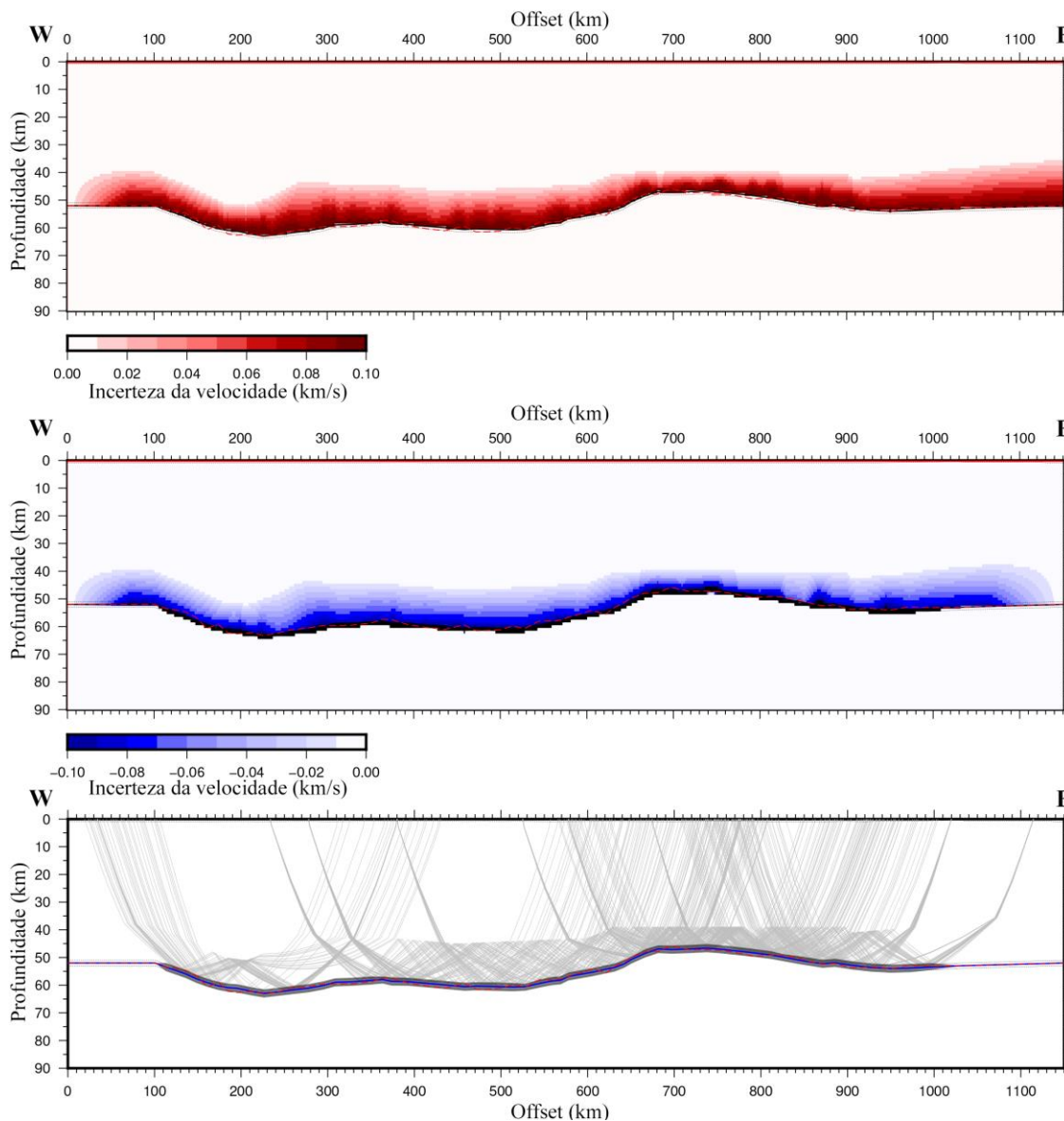


Figura 5.4 – O Painel superior apresenta a variação positiva da incerteza de velocidade com relação à interface modelada; o painel intermediário apresenta a variação negativa da incerteza de velocidade; o último painel apresenta a área de sobreposição dos modelos, juntamente com o traçado de raios e o melhor modelo gerado aleatoriamente (tracejado vermelho).

5.4. Análise qualitativa

A partir do modelo deste trabalho (Figura 5.3) foram gerados sismogramas sintéticos para os diferentes tiros. Foram considerados os alinhamentos de fases das ondas direta (P_g), refletidas (P_mP), refratada na *Moho* (P_n), reflexão primária da interface no manto (P_{mantoP}) e suas múltiplas de diferentes ordens ($P_{mantoP1}$ e $P_{mantoP2}$).

A Figura 5.5 apresenta os sismogramas reais do tiro 09 sem interpretação e com interpretação, respectivamente, e também o sismograma sintético interpretado e sem interpretação, respectivamente.

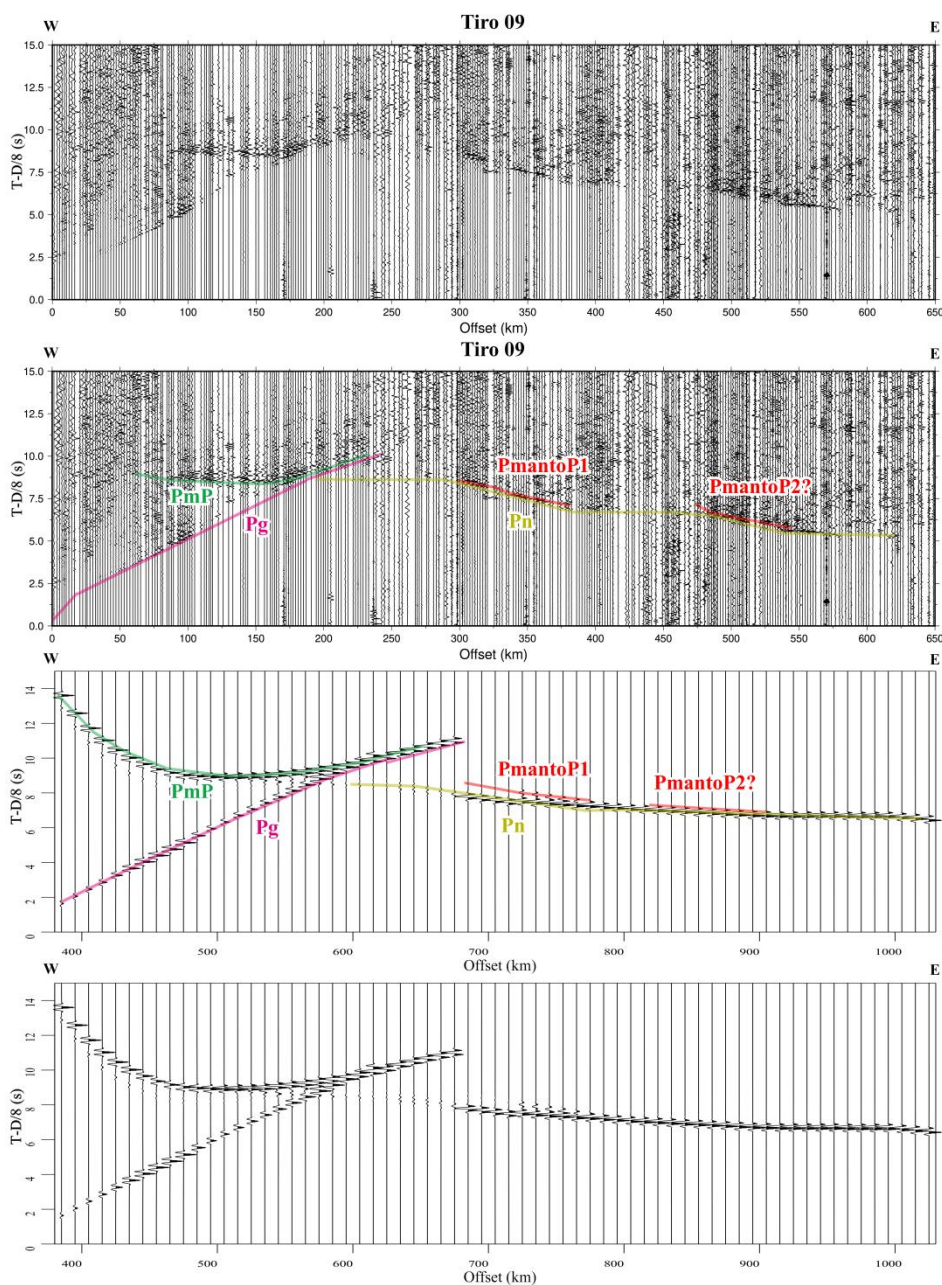


Figura 5.5 – De cima para baixo: sismograma pré-processado do tiro 09; sismograma pré-processado interpretado do tiro 09; sismograma sintético interpretado do modelo obtido; sismograma sintético do modelo obtido.

Ao comparar visualmente a primeira imagem com a quarta e a segunda com a terceira da figura anterior, é possível ver que os sismogramas sintéticos são equiparáveis aos sismogramas reais, o que indica que o modelo obtido foi bem modelado. Tal observação também é apresentada para os demais tiros selecionados, presentes no Anexo C.

6. DISCUSSÃO

A interface mapeada (Figura 5.3 e Figura 6.3) apresenta profundidade de aproximadamente 58 km entre 200 e 550 km do perfil, adelgando-se para leste (550-1000 km) aonde chega a 47 km. A geometria da mesma aparenta acompanhar aproximadamente o contorno da descontinuidade de *Moho*.

A camada, em termos de distribuição de velocidade, pode ser compartimentada em quatro domínios. O domínio do Cráton Amazônico e o da Província Borborema, extremo oeste e leste do modelo, respectivamente, apresentam velocidades de 8,0-8,2 km/s, as quais não destoam da média global de 8,0 km/s para o manto raso (Christensen e Mooney, 1995). O domínio central pode ser subdividido com base em sua geometria e velocidade, que resulta no domínio Grajaú (300-550 km do perfil) e no domínio Teresina (550-850 km do perfil), onde o primeiro é caracterizado por velocidades que variam desde 8,25 até 8,4 km/s e pela geometria plana, enquanto que o segundo apresenta velocidades no intervalo de 8,3 e 8,55 km/s e uma estrutura anticlinal.

Como a velocidade da porção central do modelo é alta, é esperado que a densidade também fosse, pois ela e a velocidade da onda P na litosfera se relacionam diretamente. Para estimar a densidade, foi utilizada a equação não linear, indicada para crosta-manto, correspondente à profundidade de 50 km (Christensen e Mooney, *op. cit.*), a qual relaciona densidade e velocidade da onda P:

$$\rho = a + b/V_p,$$

onde ρ é a densidade (kg/m^3), a é um parâmetro da equação que varia com a profundidade (kg/m^3), b também é um parâmetro estimado dependente da profundidade ($\text{kg m}^{-3}/\text{km s}^{-1}$) e V_p é velocidade da onda P (km/s).

A V_p para a aplicação na equação acima foi obtida através da média de velocidade de cada domínio, a qual está explicitada na Figura 6.3. A Figura 6.1 apresenta a curva gerada a partir da equação e a densidade calculada para uma profundidade de 50 km.

Tabela 6.1 – V_p médio e densidade para os domínios do modelo obtido.

Domínio	V_p média (km/s)	Densidade (kg/m^3)
Cráton Amazônico	8,0	3384,3
Domínio Grajaú	8,3	3452,8
Domínio Teresina	8,45	3485,3
Província Borborema	8,1	3407,7

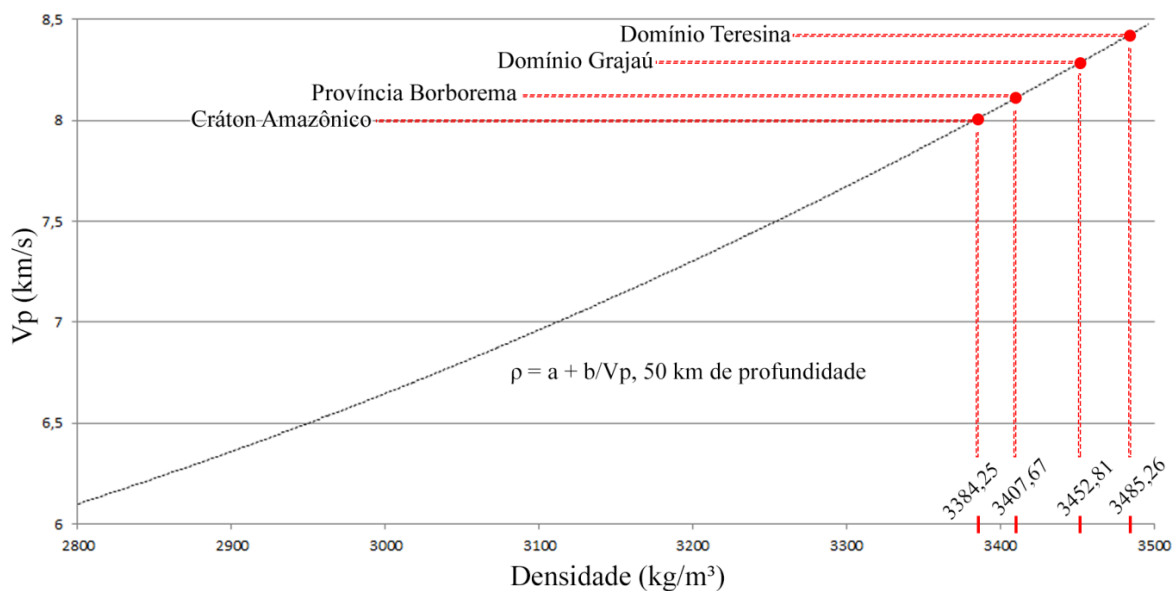


Figura 6.1 – Curva obtida a partir da equação não linear de Christensen e Mooney (1995), que relaciona densidade e profundidade. Os círculos vermelhos sobre a curva indicam a velocidade média obtida para cada domínio. Os traços vermelhos no eixo X representam a densidade estimada para cada zona.

Dessa forma, com base nas velocidades e densidades altas, em conjunto com o contexto tectônico da Bacia, a conclusão é que a porção central da camada está eclogitizada (Christensen e Mooney, *op. cit.*; Oliveira *et al.*, 2018).

A eclogitização ocorre quando há percolação de fluido num material máfico sob altas pressão e temperatura (Austrheim e Griffin, 1985; Austrheim, 1987 e 1989; Jamtveit, Bucher-Nurminen e Austrheim, 1990; Boundy, Fountain e Austrheim, 1992; Gac *et al.*, 2014), condições necessárias para produzir a paragênese característica da rocha. No processo de eclogitização ocorre simultaneamente à desidratação da rocha e, como a ausência dos fluidos não favorece a ocorrência de reações químicas, a rocha formada torna-se estável. De forma geral, o processo de eclogitização não ocorre na rocha como um todo (Austrheim e Griffin, *op. cit.*; Austrheim, *op. cit.*; Jamtveit, Bucher-Nurminen e Austrheim, *op. cit.*; Boundy, Fountain e Austrheim, *op. cit.*), pois esta apresenta forma “disseminada”, a qual gera porções eclogitizadas (fraturas com percolação de fluidos) envolvidas por rochas máficas-ultramáficas do manto.

Os eclogitos existentes na parte central da camada implicam num manto de baixa absorção de energia sísmica e resistente às deformações. A baixa absorção aqui citada pode ser observada por meio dos sismogramas deste trabalho (*e.g.* tiro 07 e 09, Figura A.0.2), os quais apresentam propagação de energia (sinal) para offsets para além de 650 km.

Recomenda-se realizar trabalhos que compilem anisotropia da velocidade da onda P em conjunto com estudos de fluxo térmico, pois podem trazer maiores conclusões em relação à composição da região e, conseqüentemente, a litologia em questão de forma mais assertiva.

6.1.1. Implicações para a história evolutiva da Bacia

A Bacia do Parnaíba está suportada por uma crosta continental heterogênea e espessa, sem sinais de estiramento e sem sinais de movimentação de blocos no estilo *graben* e *horst* (Daly *et al.*, 2014; Tozer, Watts e Daly, 2017; Soares *et al.*, 2018), o que coloca em xeque a aplicação dos modelos convencionais de cisalhamento puro e/ou cisalhamento simples para explicação da gênese da bacia.

A partir dessas constatações e ao considerar que: i) a Bacia é uma bacia rasa e de grandes dimensões e ii) que a crosta continental sob a Bacia é mais espessa do que sob os domínios adjacentes, surge a hipótese de que (provavelmente) a Bacia tenha sido formada por um excesso de carga em profundidade que em princípio teria produzido um arqueamento negativo na crosta (Tozer, Watts e Daly, *op. cit.*). Tendo em vista que, apesar da existência do magmatismo Mosquito e Sardinha na Bacia, não existe excesso de massa na crosta que justifique a interpretação acima (Soares *et al.*, *op. cit.*, Schiffer *et al.*, 2021) portanto, essa camada no manto litosférico se torna a candidata direta para justificar a gênese da Bacia do Parnaíba.

Em posse da curva de subsidência da Bacia (Figura 6.2), é possível correlacionar o processo de eclogitização da camada do manto com a subsidência tectônica (curva azul) lenta e constante ocorrida entre aproximadamente 440-350 Ma (Siluriano-Carbonífero).

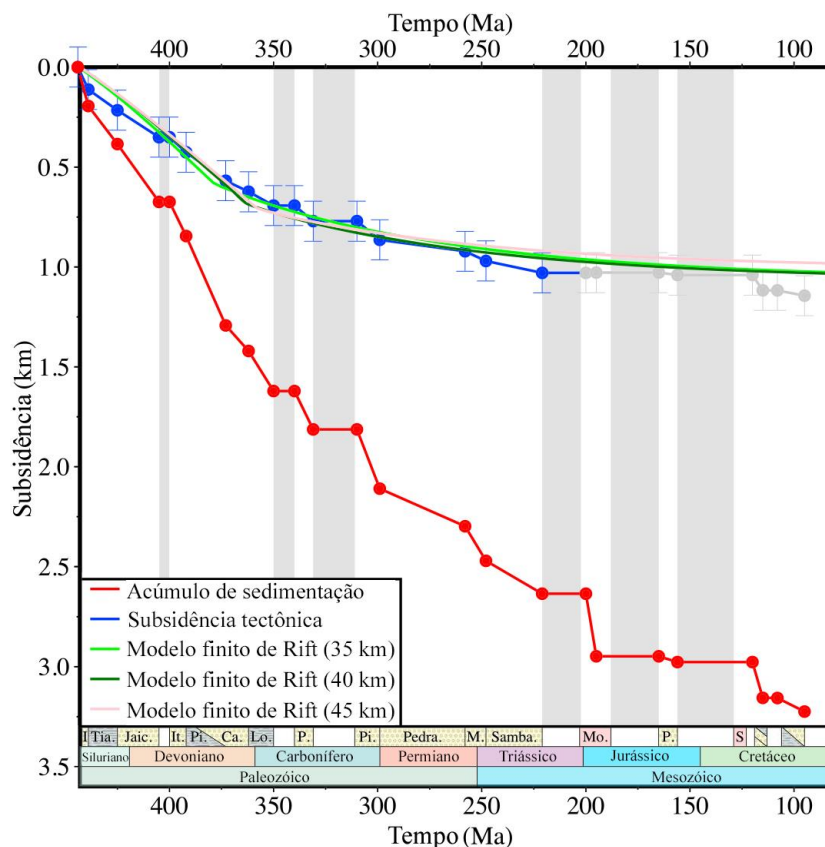


Figura 6.2 – Curva de subsidência da Bacia do Parnaíba ao longo dos períodos geológicos, modificado de Tozer, Watts e Daly (2017).

Além disso, a região eclogitizada do manto, por conta de sua competência, muito provavelmente é responsável pela estabilidade apresentada pelo embasamento da Bacia do Parnaíba perante aos esforços distensivos relacionados à abertura do Atlântico Equatorial (Jurássico) e Atlântico Sul (Cretáceo). As deformações/movimentações relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo não são identificáveis no embasamento da Bacia, pois esta é contínua e suave ao longo de todo o perfil (Figura 2.2), mas são observáveis em *graben* presentes na Faixa Araguaia (a oeste da Bacia). Como consequência dos estiramentos aqui mencionados, a camada modelada apresenta um afinamento entre as distâncias de 550-850 km (domínio Teresina) que sugere ser um estiramento relacionado aos esforços distensionais com direção ~E-W no Cretáceo.

Em superfície, do domínio do Cráton Amazônico, são observadas a presença de falhas normais em conjunto com as estruturas de deposição da formação Cretácea Itapecuru (Daly *et al.*, 2014), que reforça/evidencia a relação entre competência do manto e deformação Cretácea. Dessa forma, há uma relação entre a região de ausência de um manto competente na raiz da Crosta com a região que apresenta estruturas do Cretáceo e/ou Jurássico em superfície.

Um contraponto à proposta de estabilidade da bacia por conta dos eclogitos na camada superficial do manto são as formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo). Pois estas são assinaturas ígneas de que houve movimentação na crosta ao ponto de permitir a percolação do magma até a Bacia.

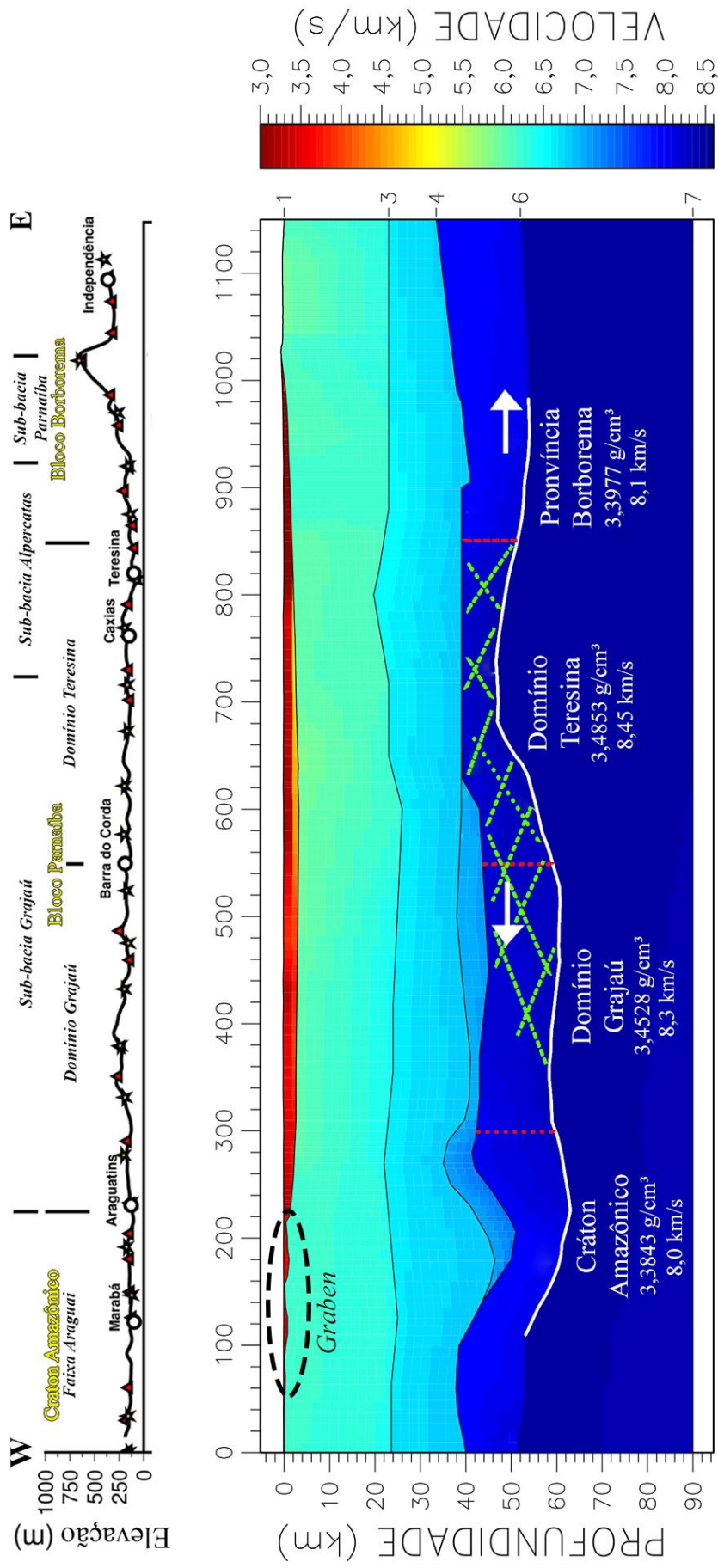


Figura 6.3 – Modelo da litosfera sob a Bacia do Parnaíba com destaque para a interface modelada (traço branco), zona interpretada como eclogitizada (tracejado verde), divisão dos domínios sísmicos (tracejado vermelho) com nome, densidade e velocidade média dos domínios (algarismos brancos), indicação da tração ocorrida no Cretáceo relacionada ao afinamento da camada (seta branca) e destaque para zona de *graben* na Faixa Araguaia (elipse tracejada em preto)

7. CONCLUSÃO

A partir da análise das seções sísmicas do perfil PBAP e do modelo sísmico de velocidade (V_p) da Bacia do Parnaíba, conclui-se que:

- i. O método de traçado de raios sísmicos se demonstrou robusto na determinação da interface no manto litosférico por meio de reflexões múltiplas de longo período;
- ii. Foi possível modelar uma interface no manto litosférico cuja profundidade varia entre 46,7 e 66,6 km, com espessura média (onde o topo é a *Moho* e base é a interface) de 13,3 km, cuja incerteza determinada foi de até 1,5 km, calculada a partir do *VMONTECARLO*;
- iii. A camada modelada (cujo topo é a *Moho* e a base é delimitada pela interface aqui mapeada) pode ser dividida entre domínios: Cráton Amazônico (< 300 km do perfil), Província Borborema (> 850 km do perfil), Grajaú (300-550 km do perfil) e Teresina (550-850 km do perfil). Os últimos dois domínios (região central) apresentam velocidades anômalas para a onda P, que pode chegar à 8,55 km/s, enquanto que os demais domínios apresentam velocidades usuais para o manto raso (~ 8,0 km/s);
- iv. Em posse da velocidade e da densidade calculada para a região Central, conclui-se que possivelmente se trata de uma camada parcialmente eclogitizada;
- v. A eclogitização da camada no manto litosférico muito provavelmente se relaciona com o período de subsidência tectônica da Bacia e, como consequência, é o mecanismo responsável pela formação da Bacia do Parnaíba;
- vi. A estabilidade estrutural da Bacia do Parnaíba está associada à região eclogitizada do manto litosférico, a qual blindou a crosta dos esforços relacionados à abertura do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul.

REFERÊNCIAS

- ASSUMPCÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIA, J. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, v. 609, p. 82-96, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>.
- ASSUMPCÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIA, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 74-85, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.
- AUSTRHEIM, H.; GRIFFIN, W. L. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway. *Chemical Geology*, v. 50, n. 1-3, p. 267-281, 1985. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90124-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90124-X).
- AUSTRHEIM, H. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 81, n. 2-3, p. 221-232, 1987. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90158-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90158-0).
- AUSTRHEIM, H. The granulite-eclogite facies transition: A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, v. 25, n. 1-3, p. 163-169, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90012-P](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90012-P).
- BOUNDY, T. M.; FOUNTAIN, D. M.; AUSTRHEIM, H. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway: implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 10, n. 2, p. 127-146, 1992. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1992.tb00075.x>.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research*, v. 244, p. 75-86, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>.
- CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H. R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, v. 614, p. 128-145, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>.

CASTRO, D. L. de; BEZERRA, F. H.; FUCK, R. A.; VIDOTTI, R. M. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, v. 7, n. 2, p. 529-548, 2016. DOI: <https://doi.org/10.5194/se-7-529-2016>.

CHRISTENSEN, N. I.; MOONEY, W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, n. B6, p. 9761-9788, 1995. DOI: <https://doi.org/10.1029/95JB00259>.

CIARDELLI, C.; ASSUMPÇÃO, M.; BOZDAG, E.; LEE, S. V. D. Adjoint Waveform Tomography of South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 127, n. 2, p. e2021JB022575, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021JB022575>.

CLOWES, R. M.; ZELT, C. A.; AMOR, J. R.; ELLIS, R. M. Lithospheric structure in the southern Canadian Cordillera from a network of seismic refraction lines. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, n. 10, p. 1485-1513, 1995. DOI: <https://doi.org/10.1139/e95-122>.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; FILHO, A. T.; DA CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência. Técnica. Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo*, n. 14, p. 1-70, 1984.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FILHO, A. T. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 1, p. 205-219, 2009.

CPRM. Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. 2003. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/5006/2/geologia_tectonica.pdf. Acesso em 20 Dez. 2022.

CPRM. Mapa Geológico do Brasil ao Milhonésimo. Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. 2015. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Acesso em 10 Jan. 2023.

DALY, M. C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C. A.; COSTA, R.; MCDOWELL, K.; PIGGOTT, N.; POOLE, A. J. Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the

Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, v. 33, n. 11, p. 2102-2120, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014TC003632>.

DALY, M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I.; WATTS, A. B. Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 1-15, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.20>.

FODOR, R. V.; SIAL, A. N.; MUKASA, S. B.; MCKEE, E. H. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhao, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, n. 5, p. 555-567, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00306664>.

FOWLER, C. M. R. *The solid earth: an introduction to global geophysics*. Cambridge University Press, 2005.

GAC, S.; HUISMANS, R. S.; SIMON, N. S. C.; FALEIDE, J. I.; PODLADCHIKOV, Y. Y. Effects of lithosphere buckling on subsidence and hydrocarbon maturation: A case-study from the ultra-deep East Barents Sea basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 407, p. 123-133, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.029>.

GRAD, M.; GUTERCH, A.; KELLER, R.; JANIK, T.; HEGEDUS, E.; VOZAR, J.; SLACZKA, A.; TIIRA, T.; YLINIEMI, J. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, n. B3, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005JB003647>.

JAMTVEIT, B.; BUCHER-NURMINEN, K.; AUSTRHEIM, H. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contr. Mineral. and Petrol.* 104, 184–193, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00306442>.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de exploração*. Oficina de textos, 2009.

LIMA, M. V. A. G.; STEPHENSON, R. A.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A.; ARAUJO, V. C. M.; LIMA, F. T.; ROCHA, F. A. S. Characterization of crustal structure by comparing reflectivity patterns of wide-angle and near vertical seismic data from the Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, v. 218, n. 3, p. 1652-1664, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz227>.

LOUREIRO, A.; AFILHADO, A.; MATIAS, L.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Monte Carlo approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, v. 683, p. 286-307, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.040>.

MERLE, R.; MARZOLI, A.; BERTRAND, H.; REISBERD, L.; VERATI, C.; ZIMMERMANN, C.; CHIARADIA, M.; BELLINI, G.; ERNERTO, M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, v. 122, n. 3-4, p. 137-151, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.010>.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.) Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em 25 Jan. 2023.

MUSACCHIO, G.; WHITE, D. J.; ASUDEH, I.; THOMSON, C. J. Lithospheric structure and composition of the Archean western Superior Province from seismic refraction/wide-angle reflection and gravity modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 109, n. B3, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1029/2003JB002427>.

NUNES, K. C. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. 1993.

OLIVEIRA, A. L.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, D. C. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, n. 1, p. 279-308, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.21>.

SANTOS, J.; CATAPANG, A. N.; REYTA, E. D. Understanding the fundamentals of earthquake signal sensing networks. *Analog Dialogue*, v. 53, n. 4, 2019. Disponível em: <https://www.analog.com/en/analog-dialogue/articles/understanding-the-fundamentals-of-earthquake-signal-sensing-networks.html>. Acesso em 12 Dez. 2022.

SCHIFFER, C.; LIMA, M. V. A. G.; SOARES, J. E. P.; STEPHENSON, R.; ARAUJO, V. C. M.; LIMA, F. T.; ROCHA, F. A. S.; TRINDADE, C. R.; FUCK, R. A. V_p/V_s ratios in the Parnaíba Basin from joint active-passive seismic analysis—Implications for continental amalgamation and basin formation. *Tectonophysics*, v. 801, p. 228715, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228715>.

- SHEARER, P. M. Introduction to seismology. Cambridge university press, 2019.
- SOARES, J. E. P.; STEPHENSON, R.; FUCK, R. A.; LIMA, M. V. A. G.; ARAÚJO, V. C. M.; LIMA, F. T.; ROCHA, F. A. S.; TRINDADE, C. R. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection–refraction data. Geological Society, London, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 67-82, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>.
- TOZER, B.; WATTS, A. B.; DALY, M. C. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 122, n. 7, p. 5591-5621, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JB014348>.
- VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p 253-263, 2007.
- VIEJO, F. G.; CLOWES, R. M. Lithospheric structure beneath the Archaean Slave Province and Proterozoic Wopmay orogen, northwestern Canada, from a Lithoprobe refraction/wide-angle reflection survey. Geophysical Journal International, v. 153, n. 1, p. 1-19, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01807.x>.
- ZELT, C. A.; SMITH, R. B. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophysical journal international, v. 108, n. 1, p. 16-34, 1992. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x>.

ANEXO A – SISMOGRAMAS QUADRÁTICOS DE PRIMEIRA ORDEM

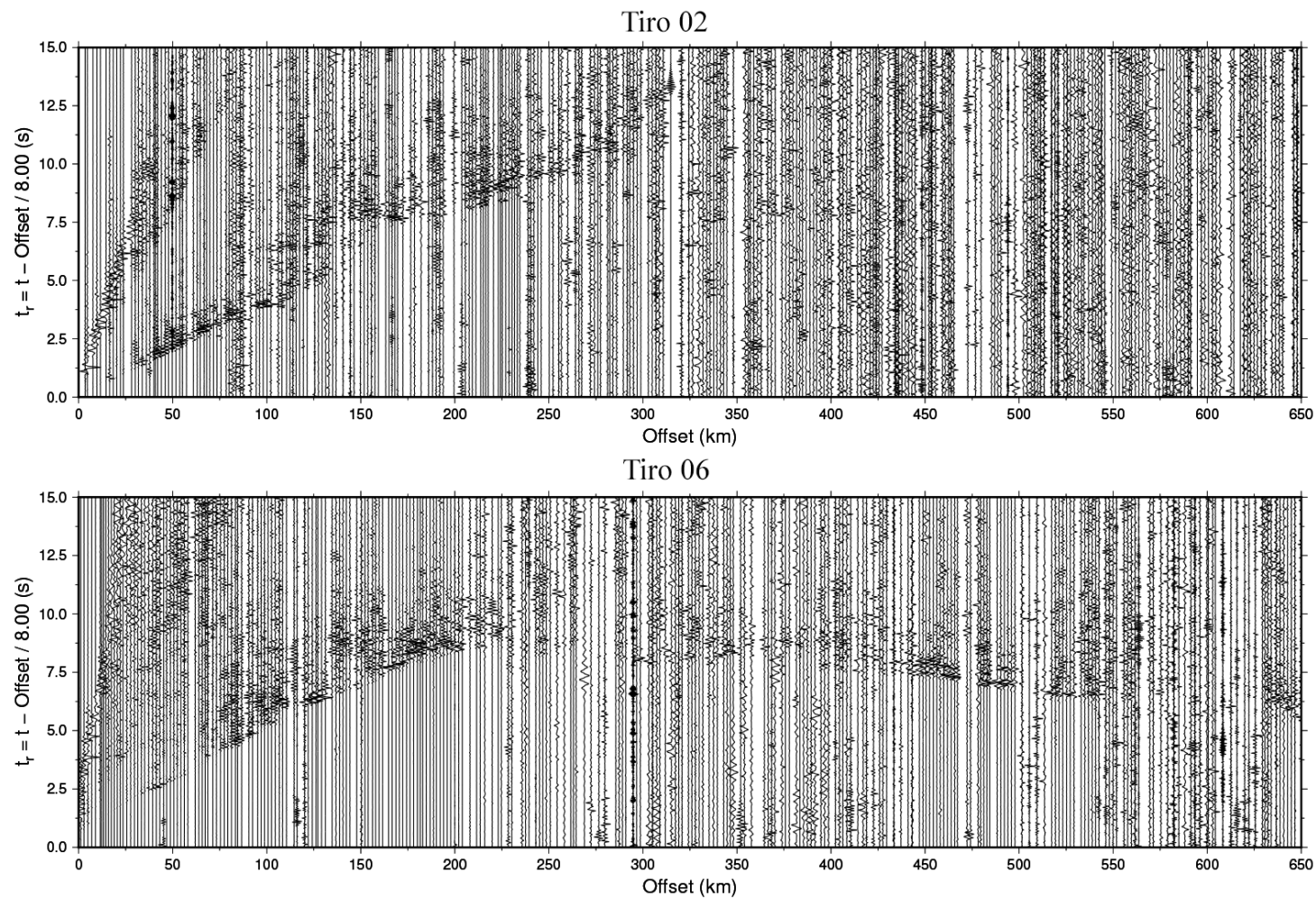


Figura A.0.1 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 02 e 06.

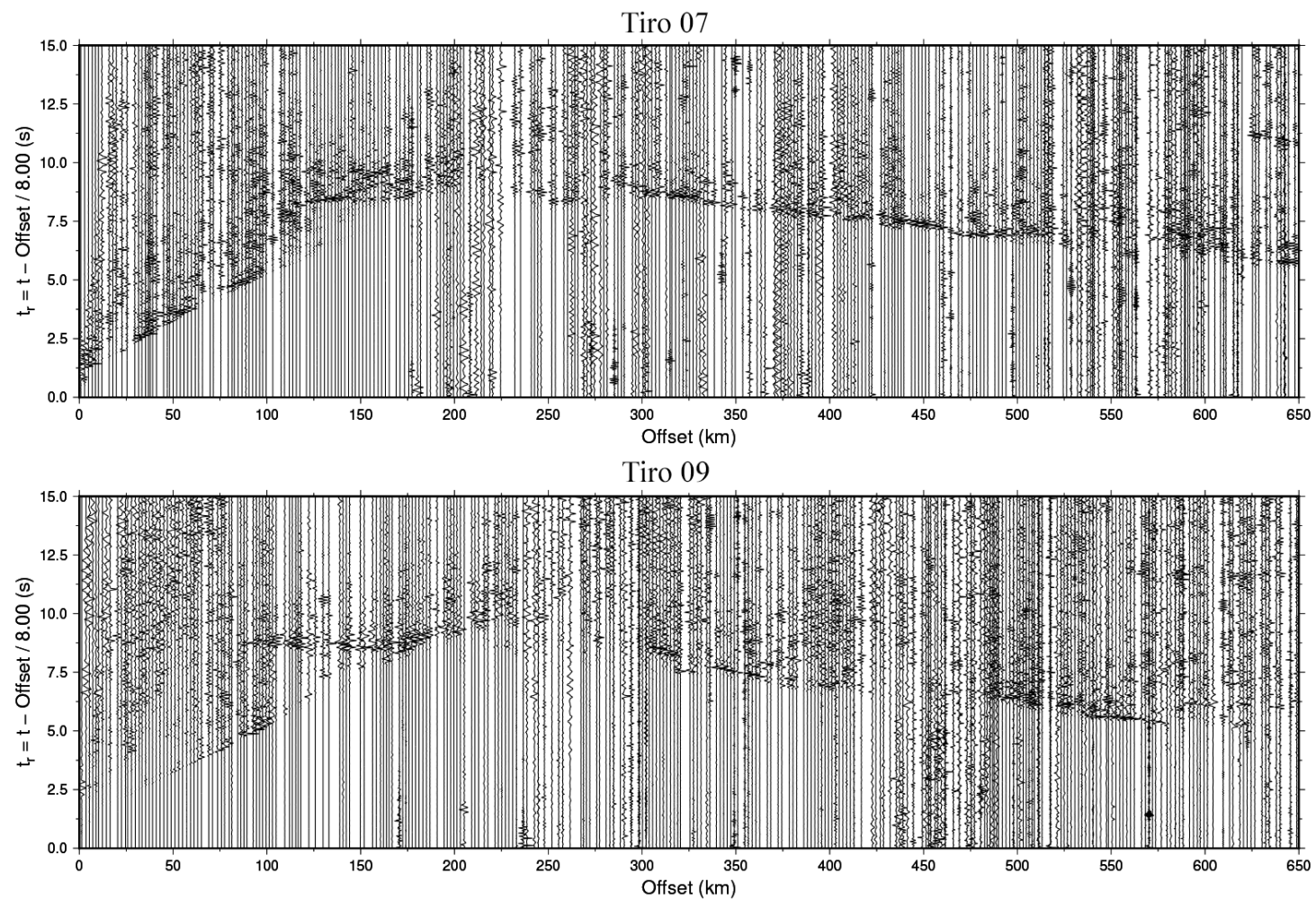


Figura A.0.2 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 07 e 09.

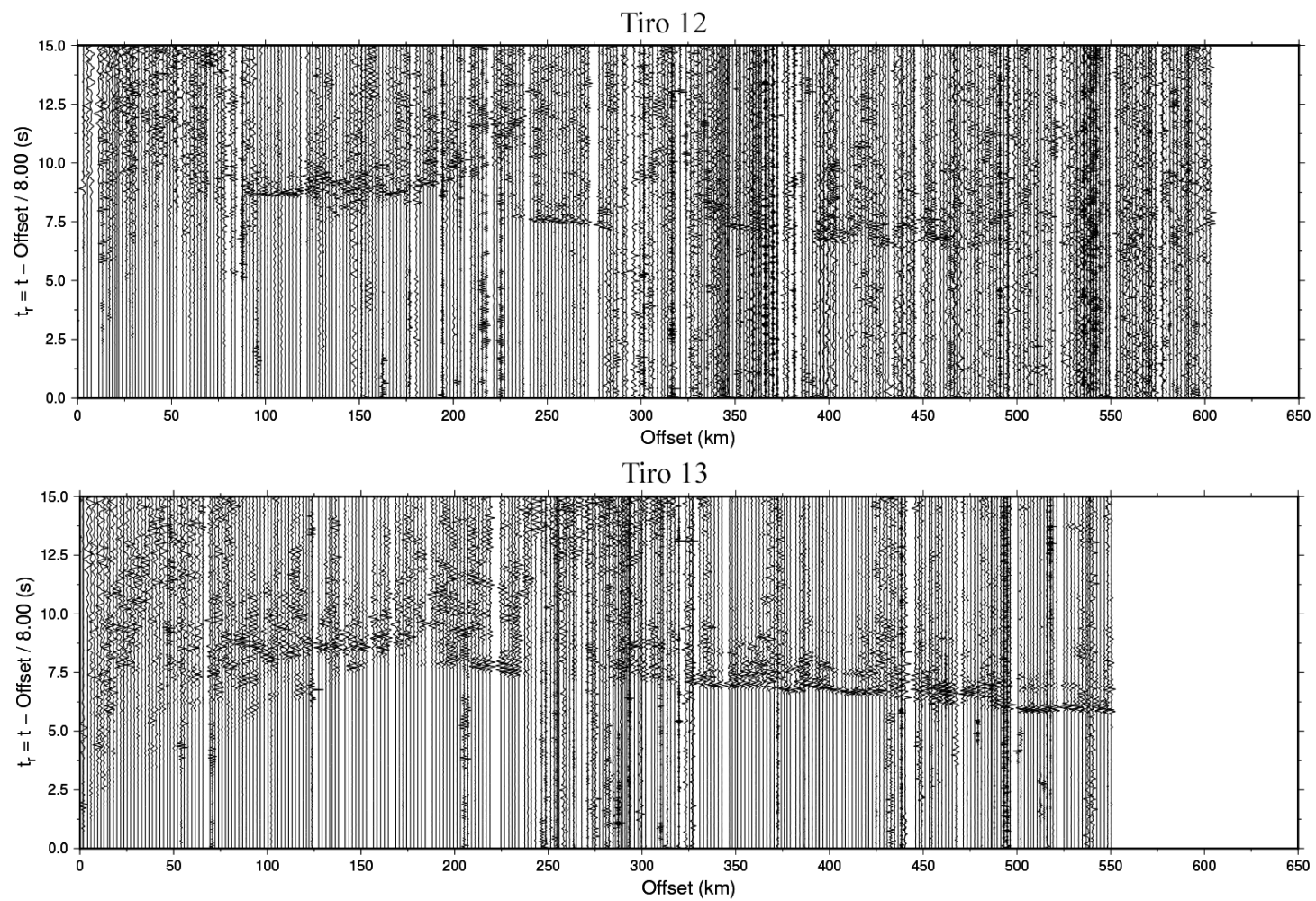


Figura A.0.3 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 12 e 13.

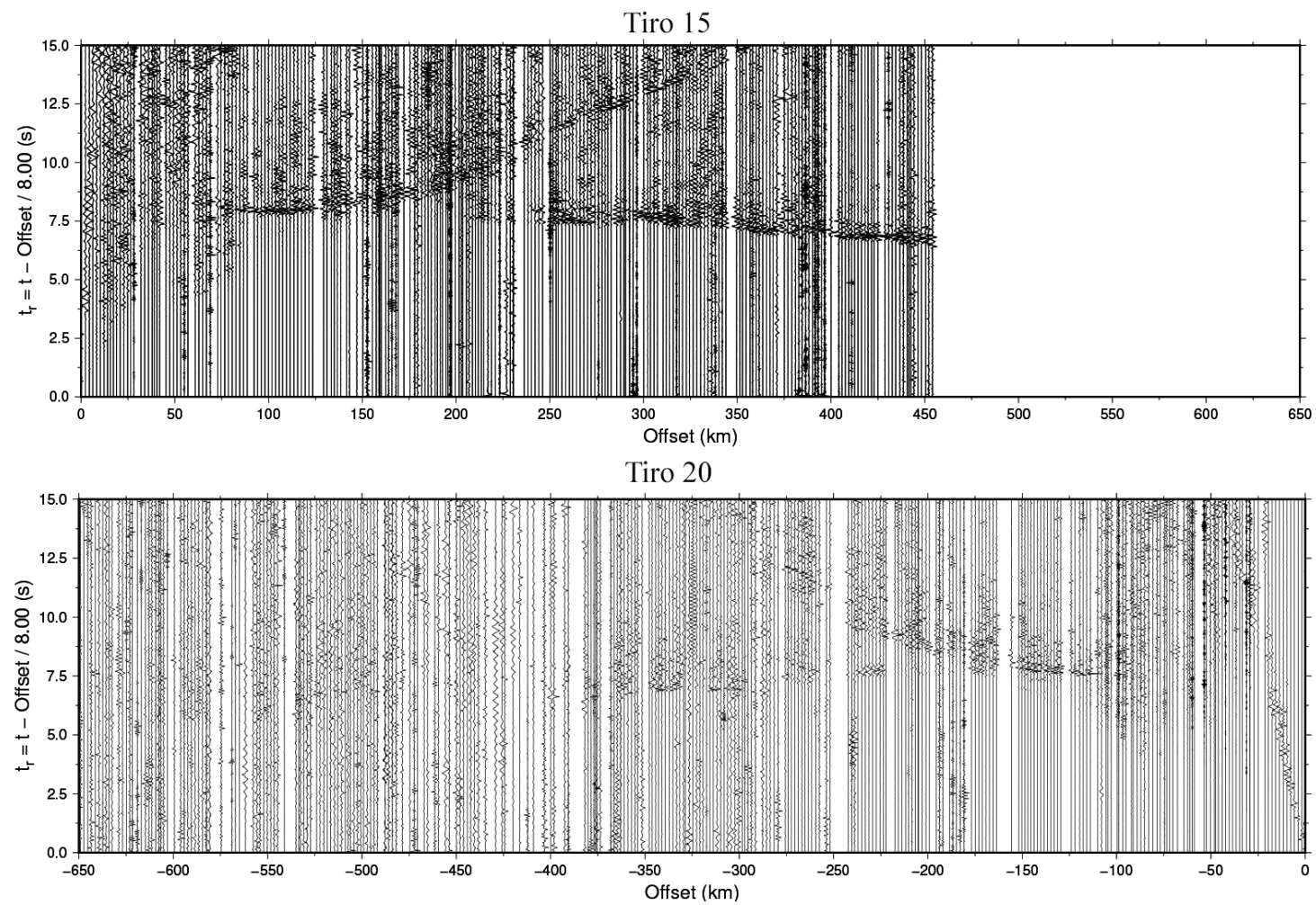


Figura A.0.4 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 15 e 20.

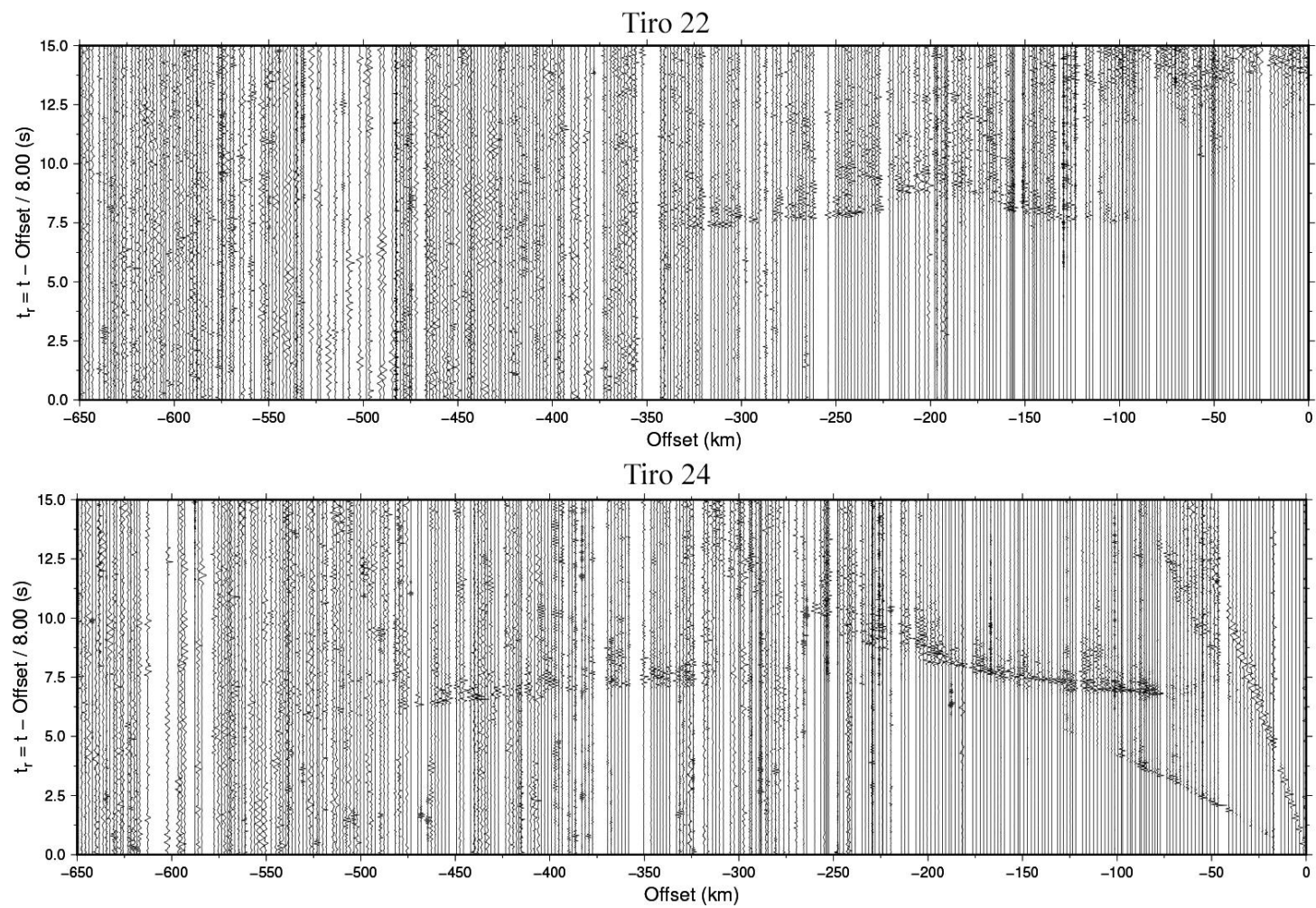


Figura A.0.5 – Sismogramas quadráticos de primeira ordem para o tiro 22 e 24.

ANEXO B – MODELAGEM DA INTERFACE NO MANTO PARA CADA TIRO

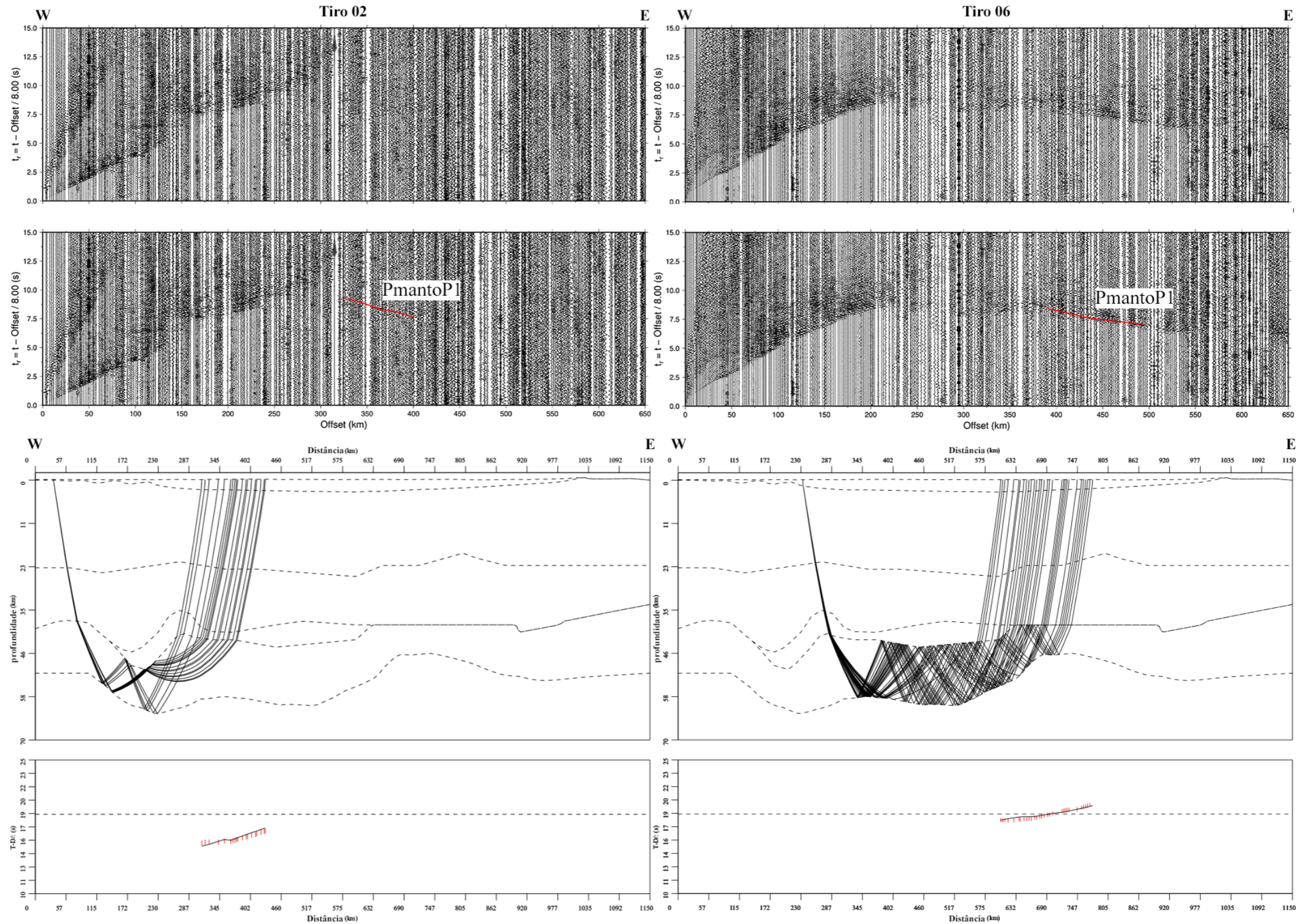


Figura B.0.1 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 02 e 06.

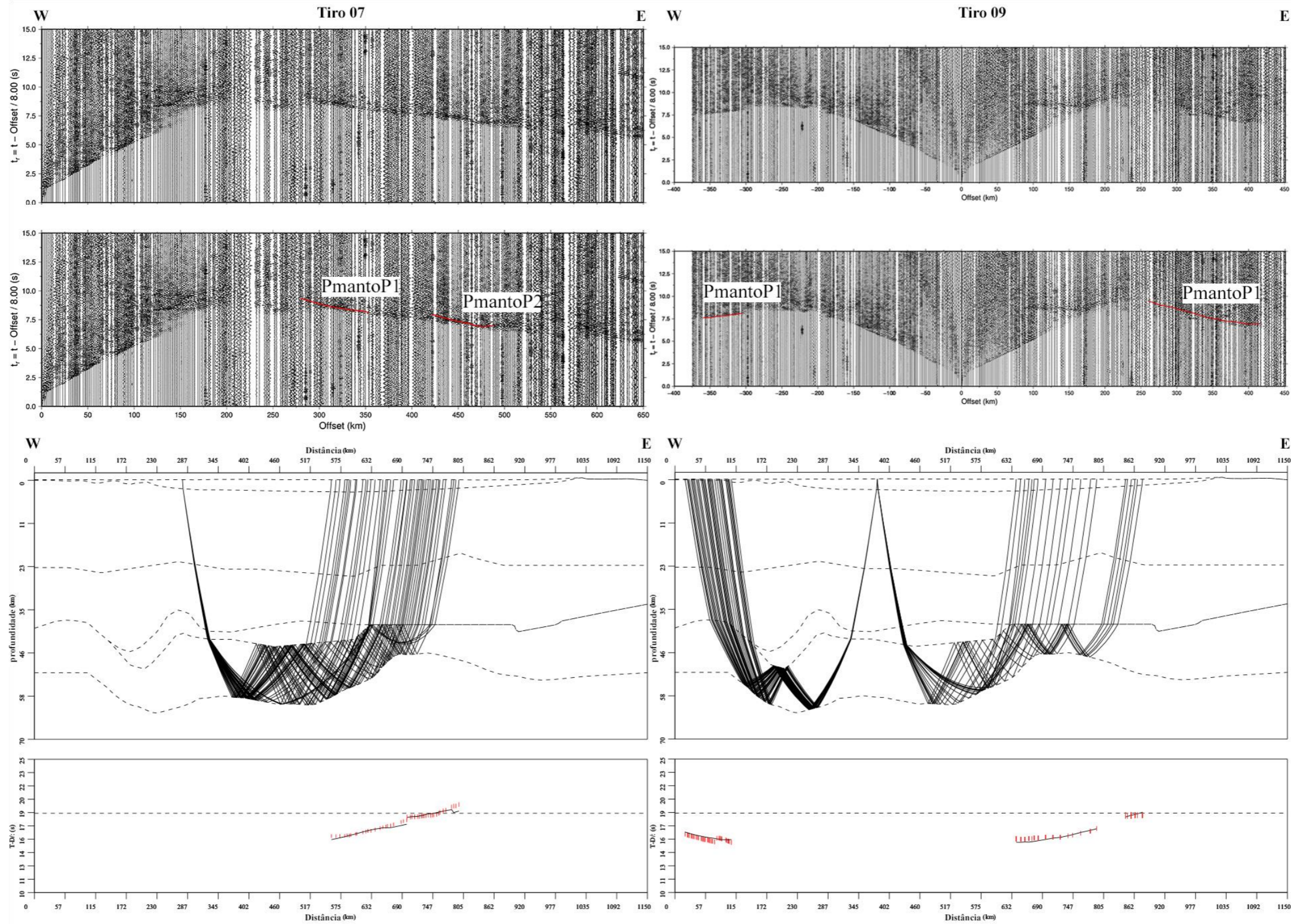


Figura B.0.2 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 07 e 09.

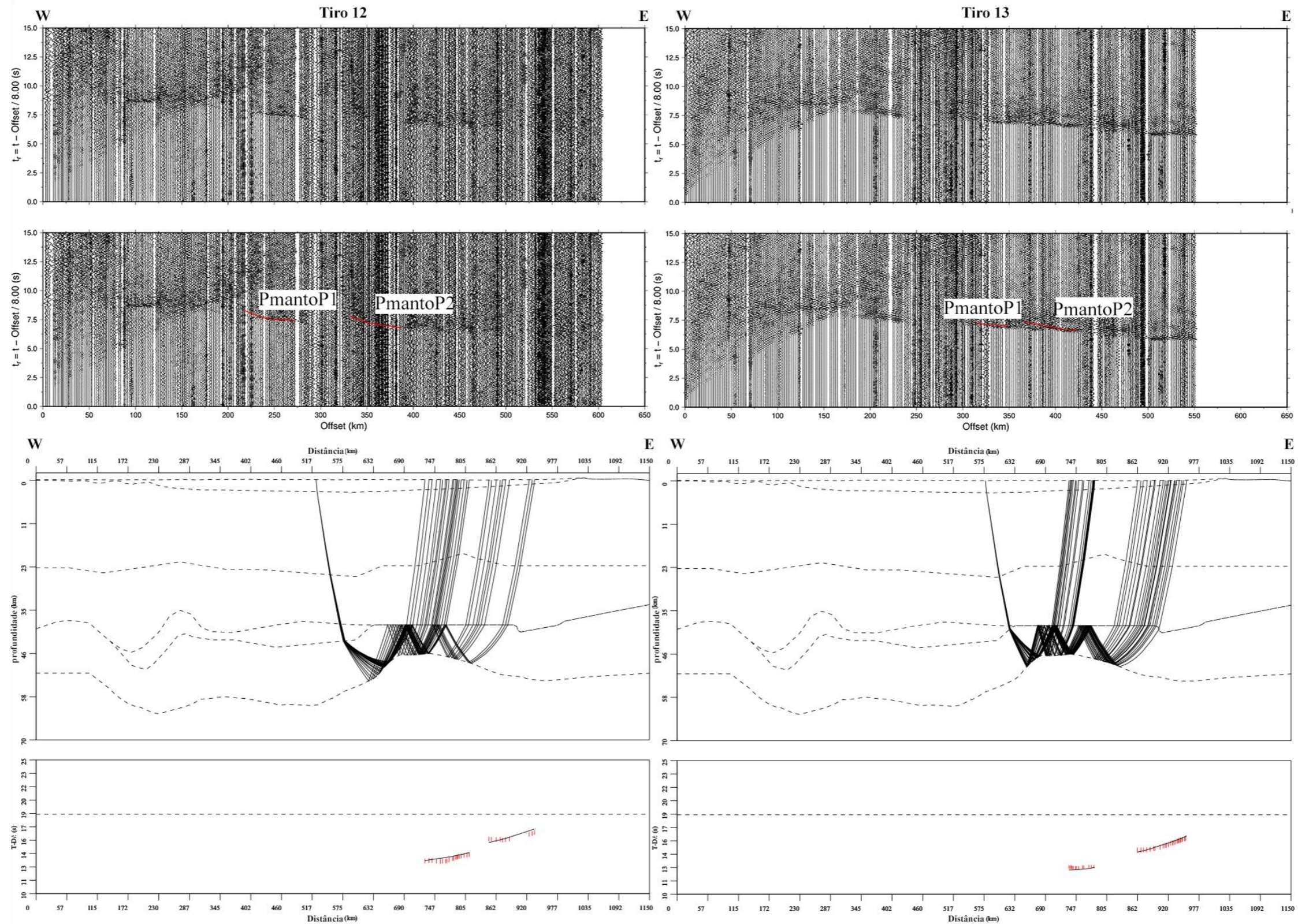


Figura B.0.3 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 12 e 13.

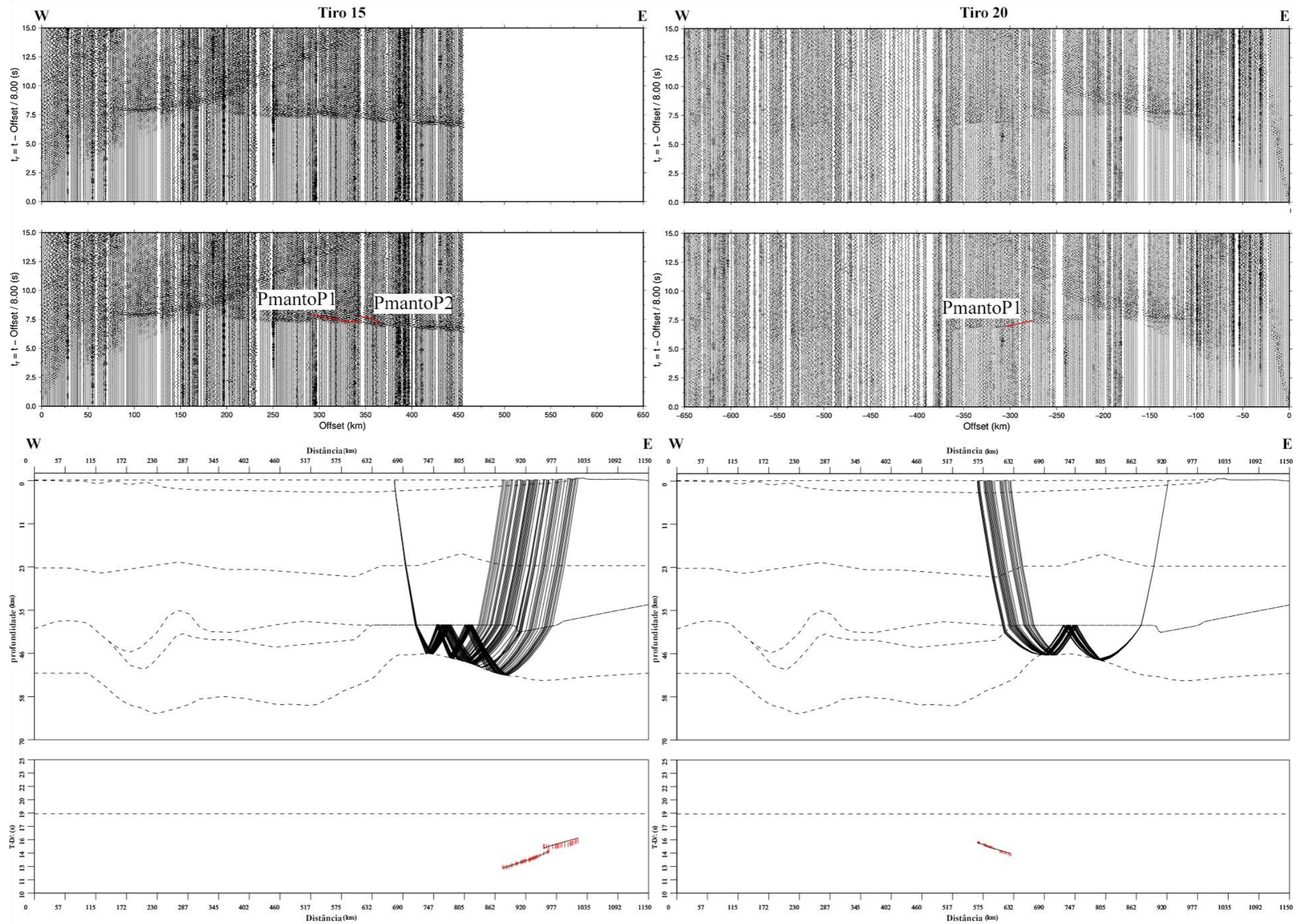


Figura B.0.4 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 15 e 20.

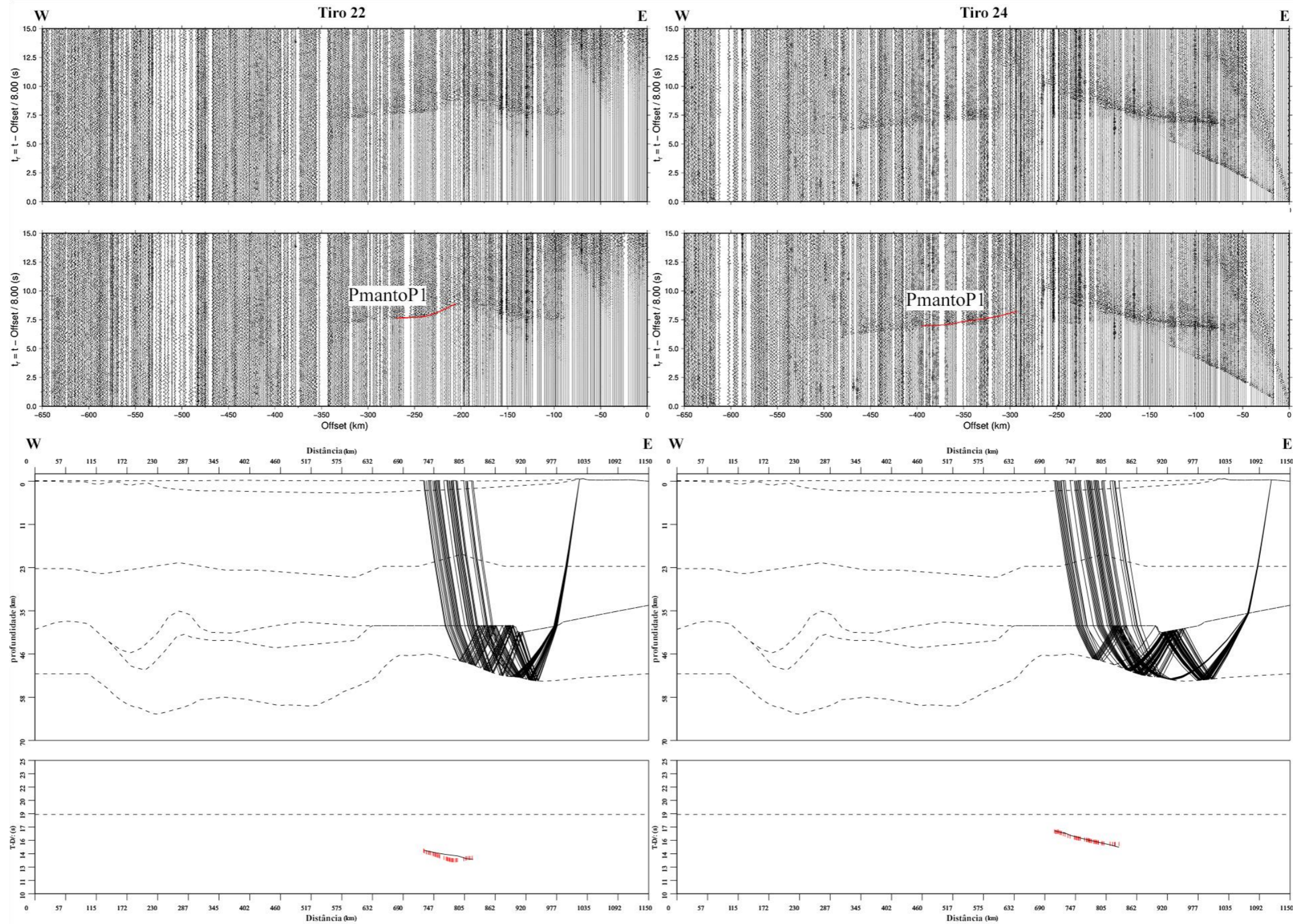


Figura B.0.5 – De cima para baixo: Sismograma pré-processado; sismograma com indicação da leitura (vermelho) e da fase atribuída às leituras; traçados de raios; curva de tempo-distância do modelo calculado (preto) e do observado com sua respectiva incerteza (vermelho) com velocidade de redução de 10 km/s dos tiros 22 e 24.

ANEXO C – COMPARAÇÃO QUALITATIVA DO SISMOGRAMA REAL E SINTÉTICO

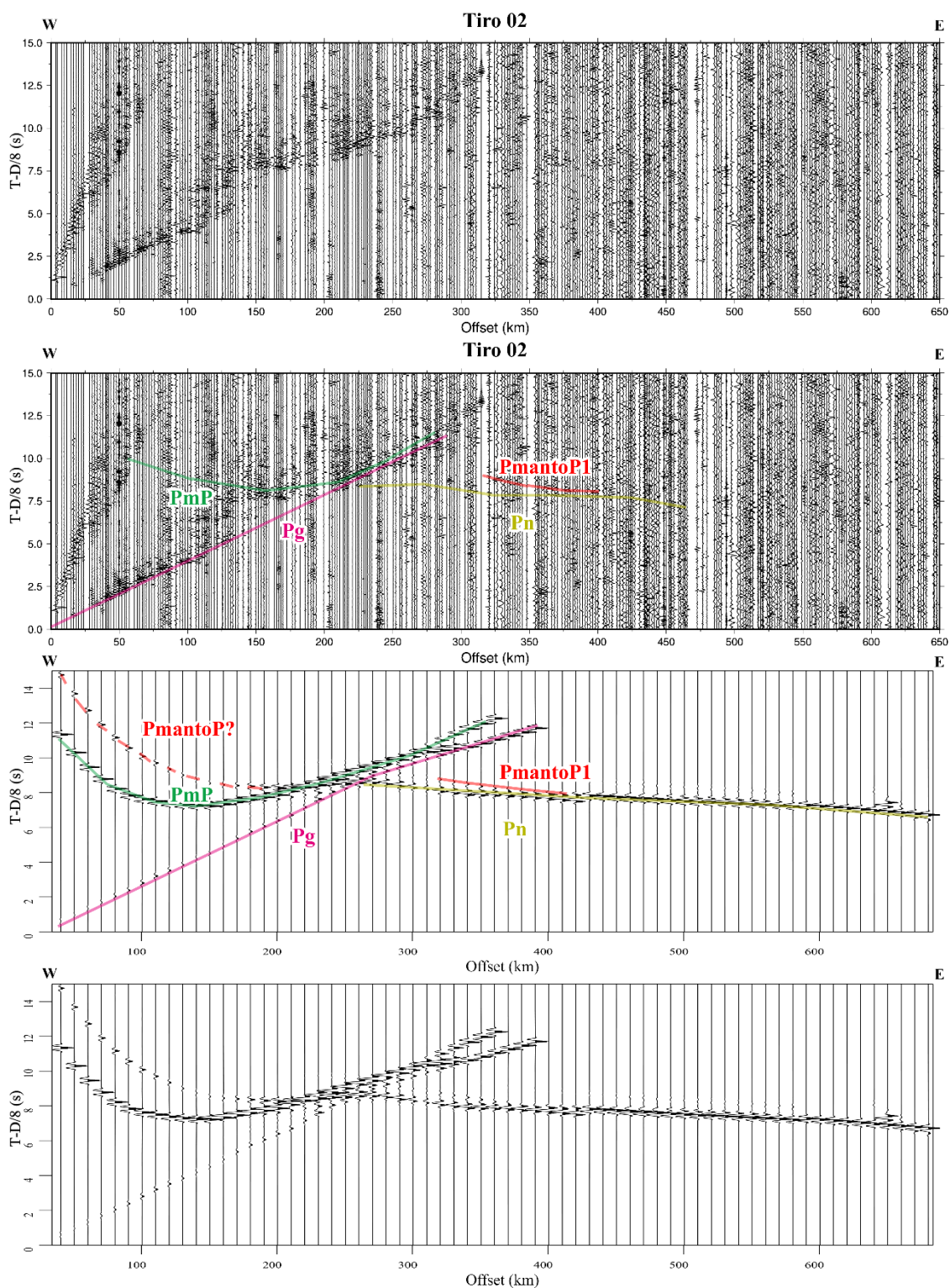


Figura C.0.1 – Sismogramas para o tiro 02 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

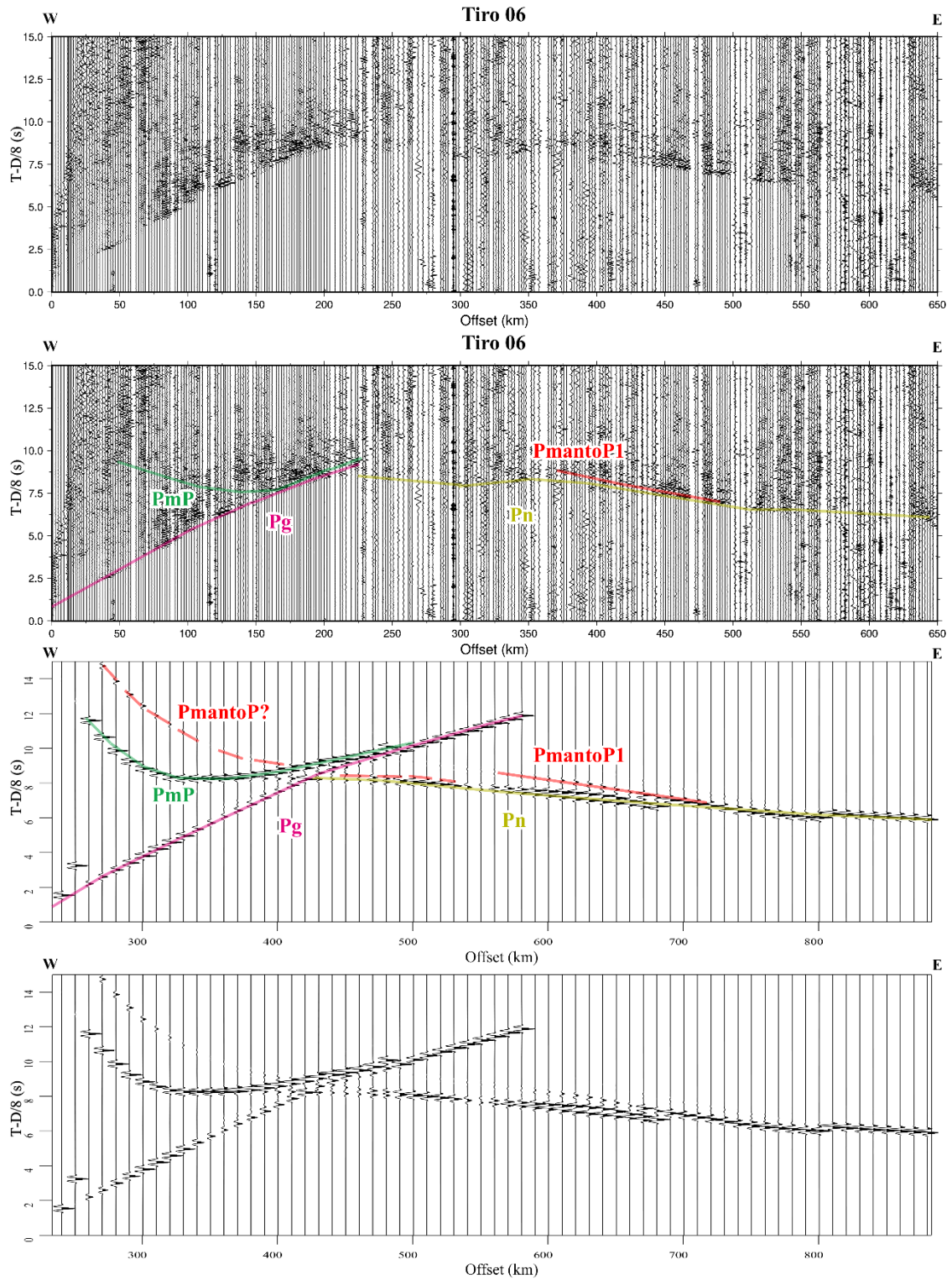


Figura C.0.2 – Sismogramas para o tiro 06 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

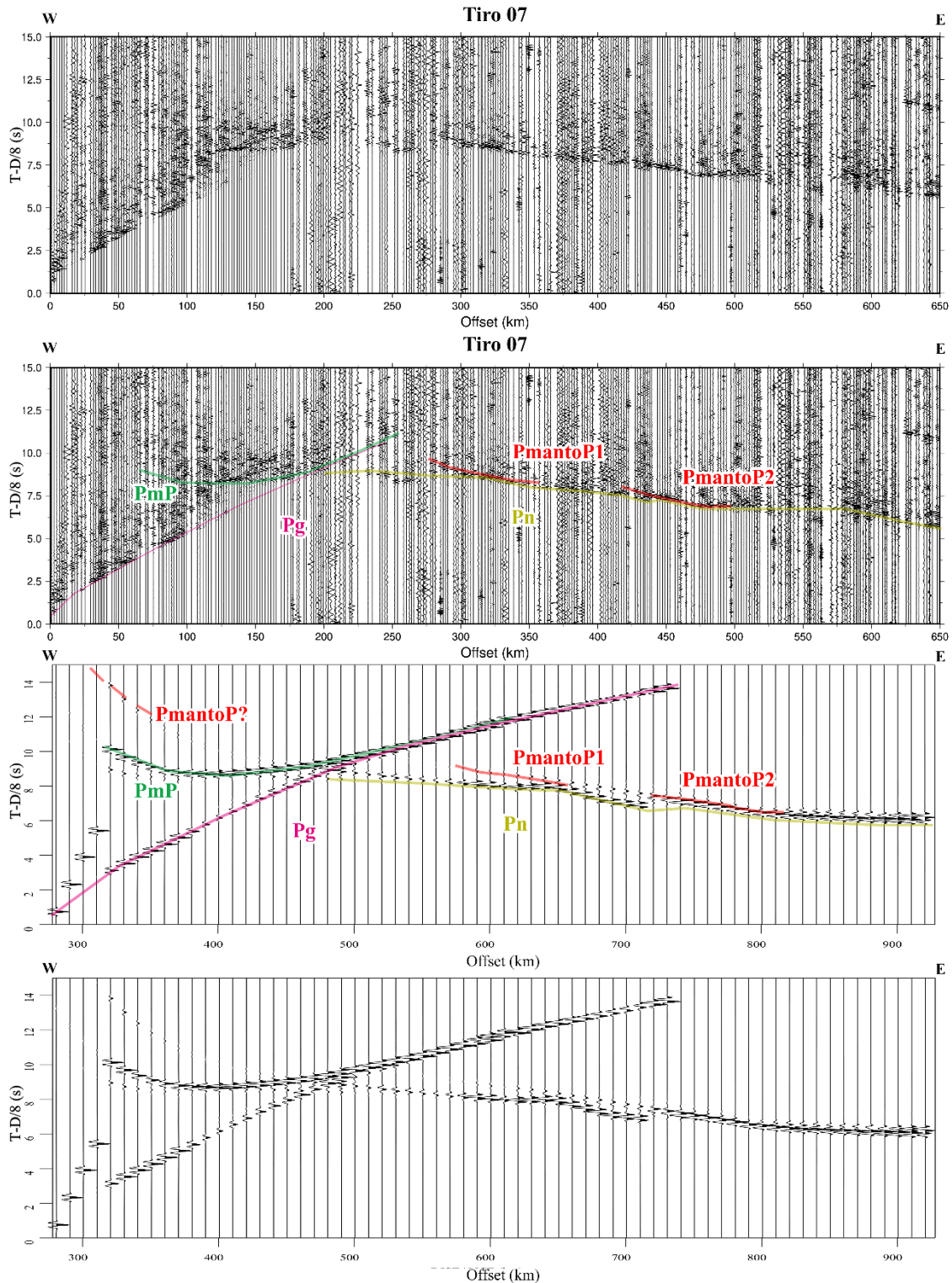


Figura C.0.3 – Sismogramas para o tiro 07 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

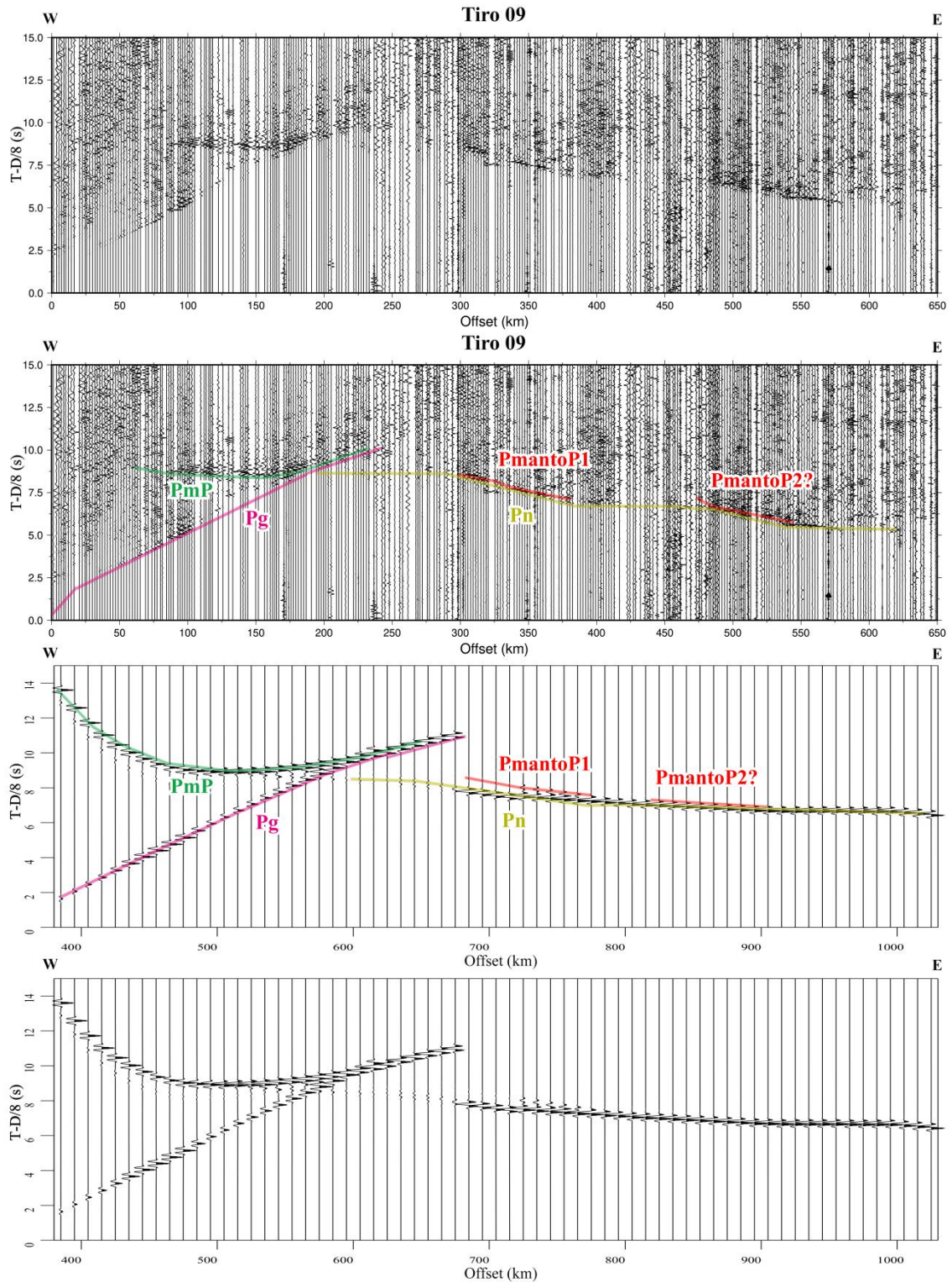


Figura C.0.4 – Sismogramas para o tiro 09 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

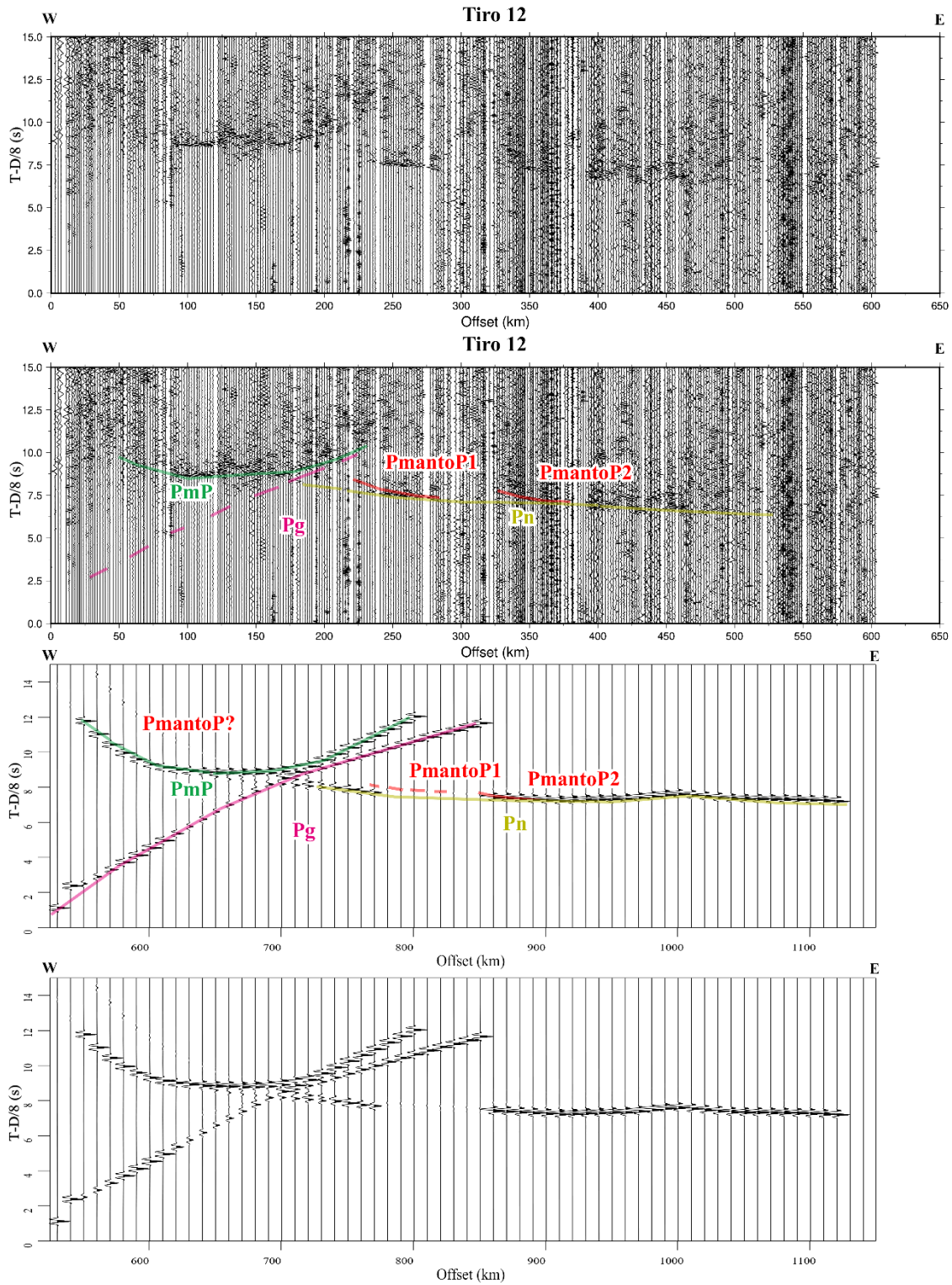


Figura C.0.5 – Sismogramas para o tiro 12 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

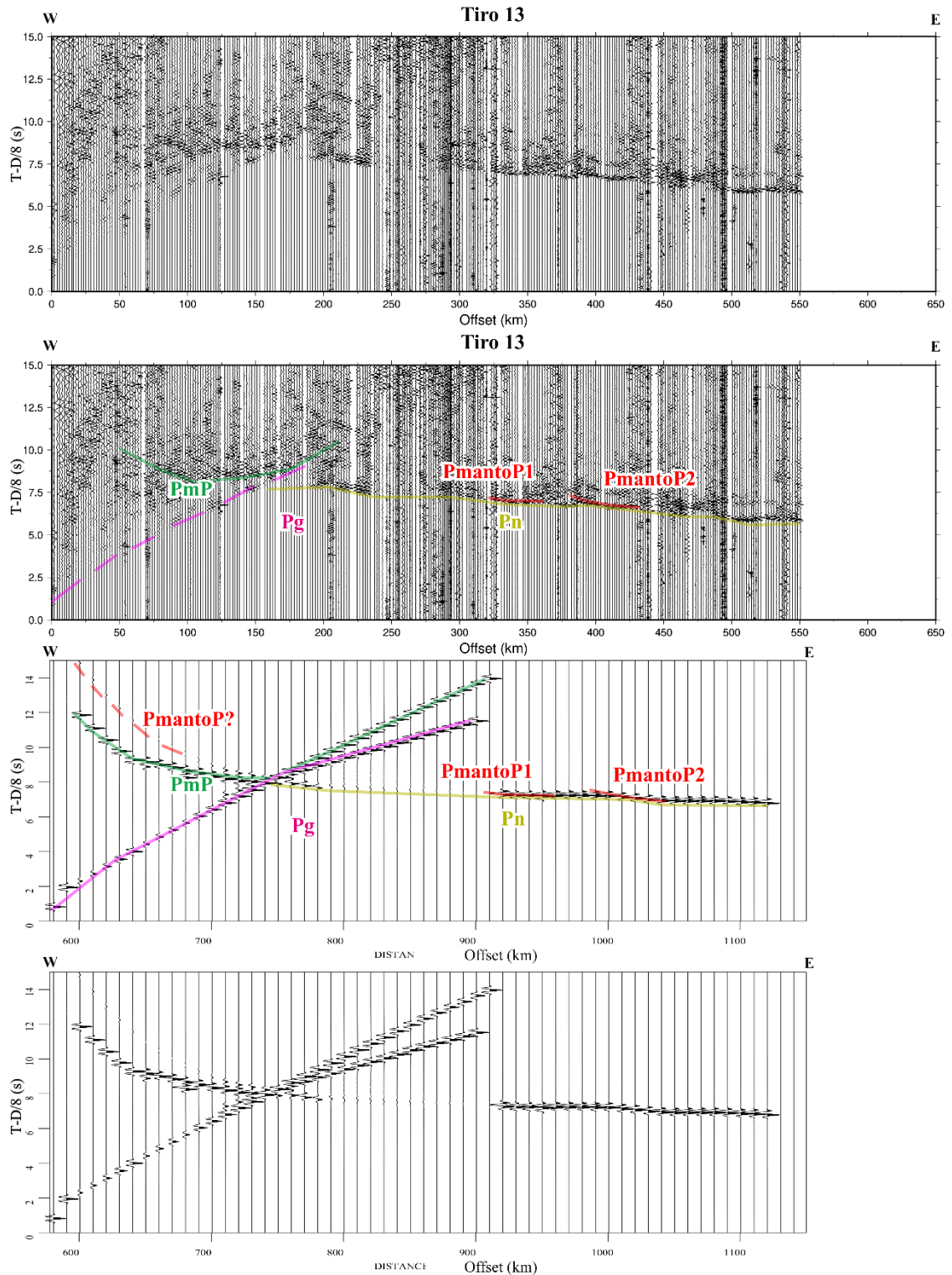


Figura C.0.6 – Sismogramas para o tiro 13 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

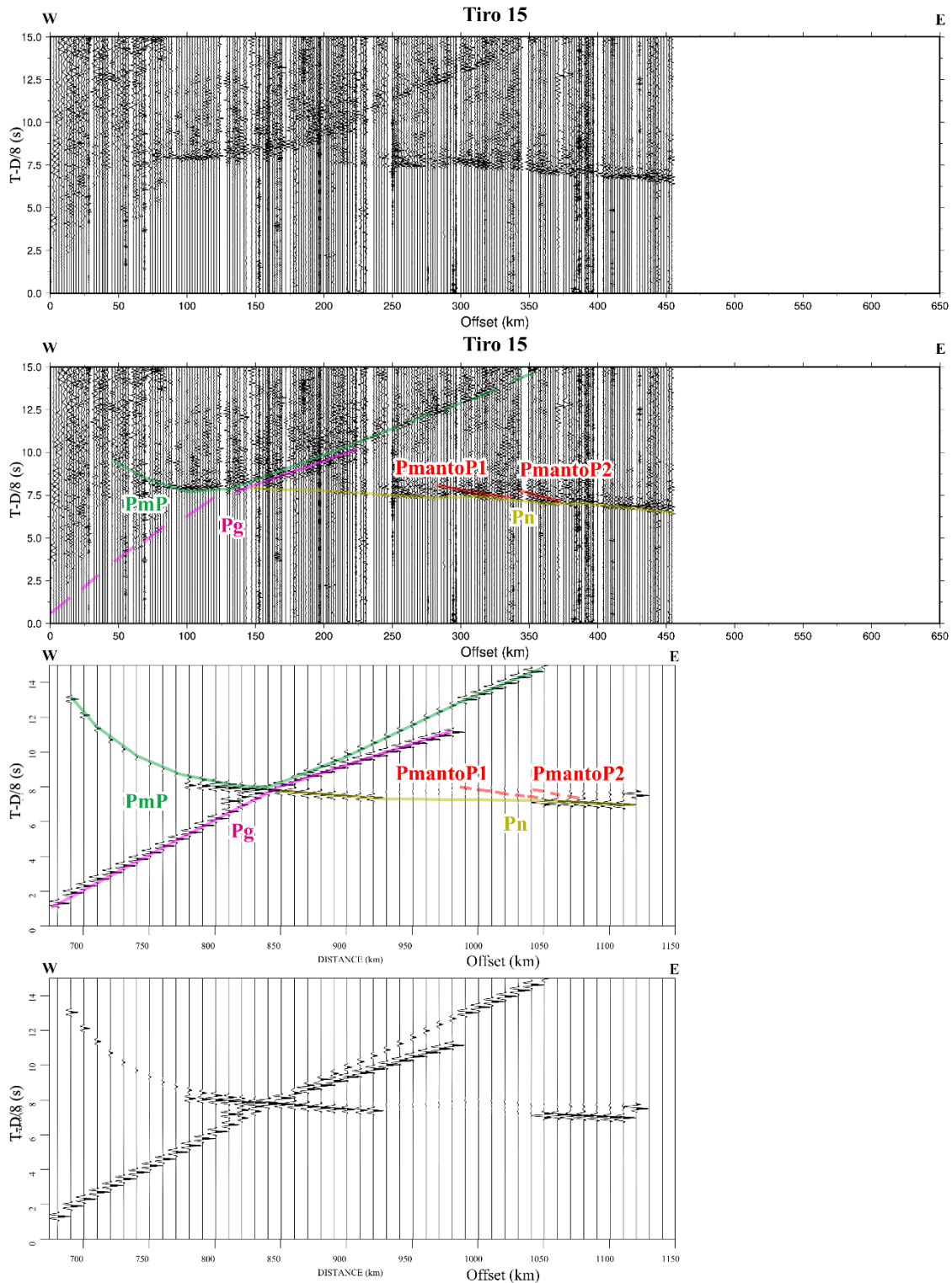


Figura C.0.7 – Sismogramas para o tiro 15 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

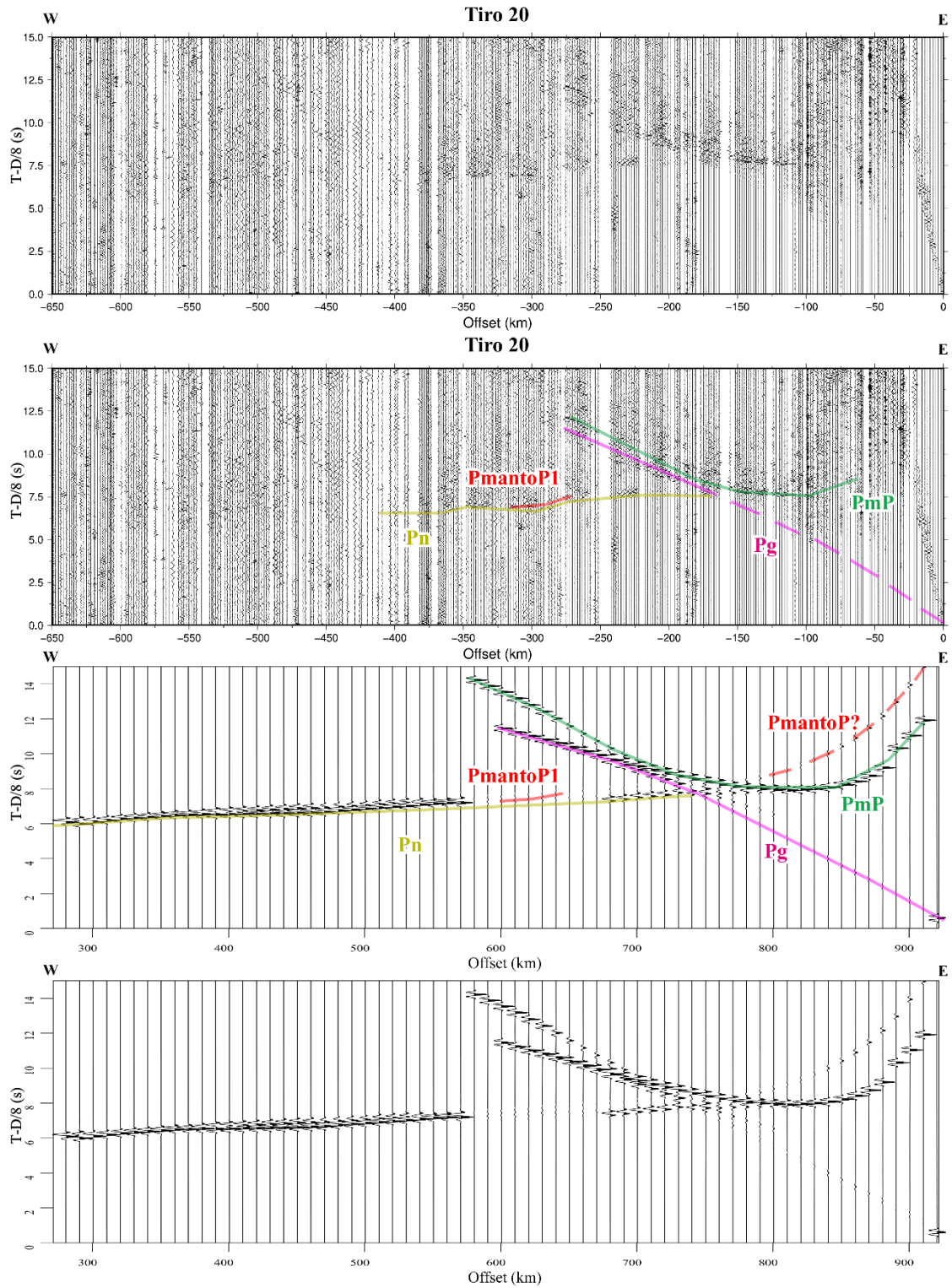


Figura C.0.8 – Sismogramas para o tiro 20 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

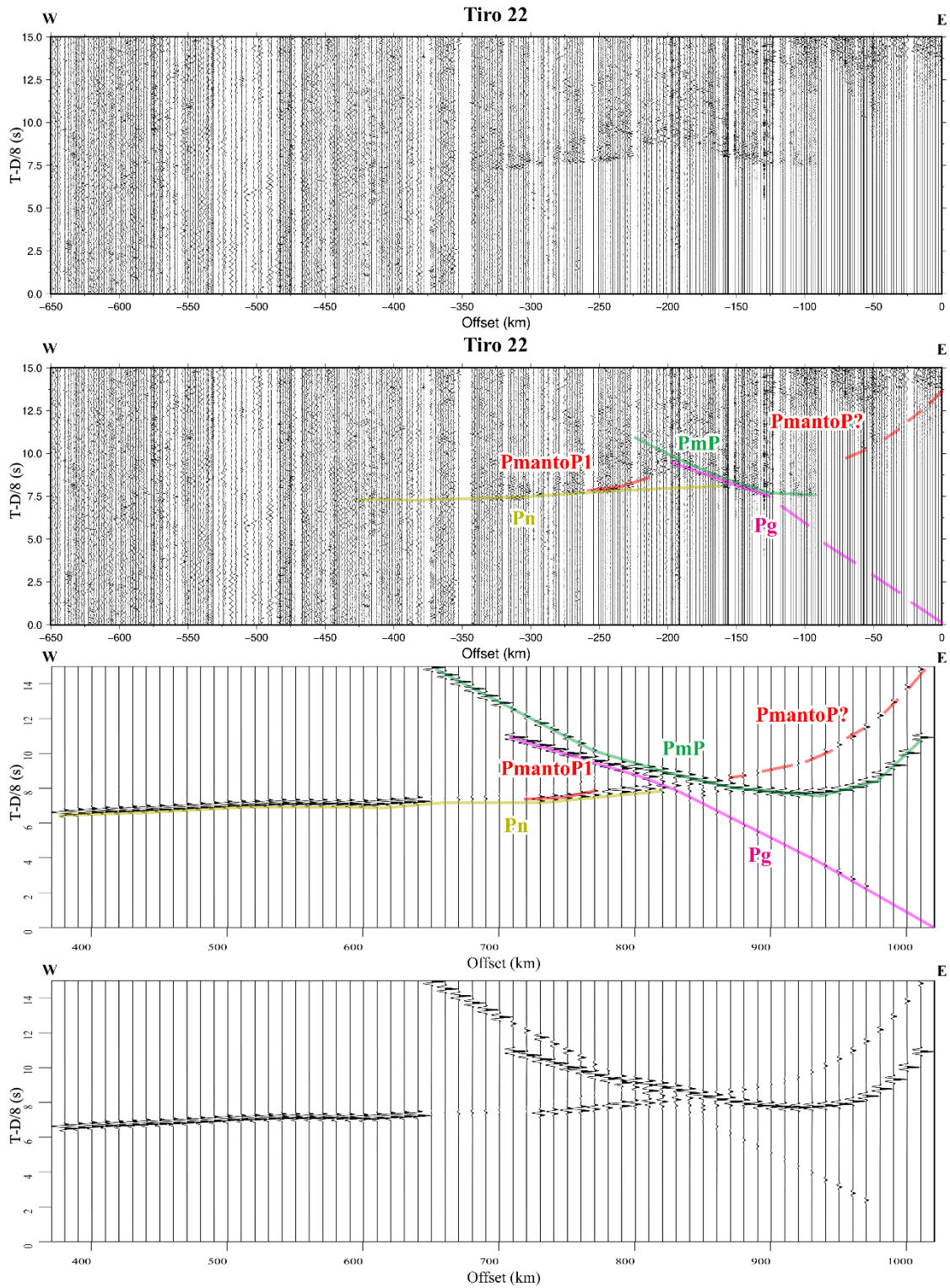


Figura C.0.9 – Sismogramas para o tiro 22 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.

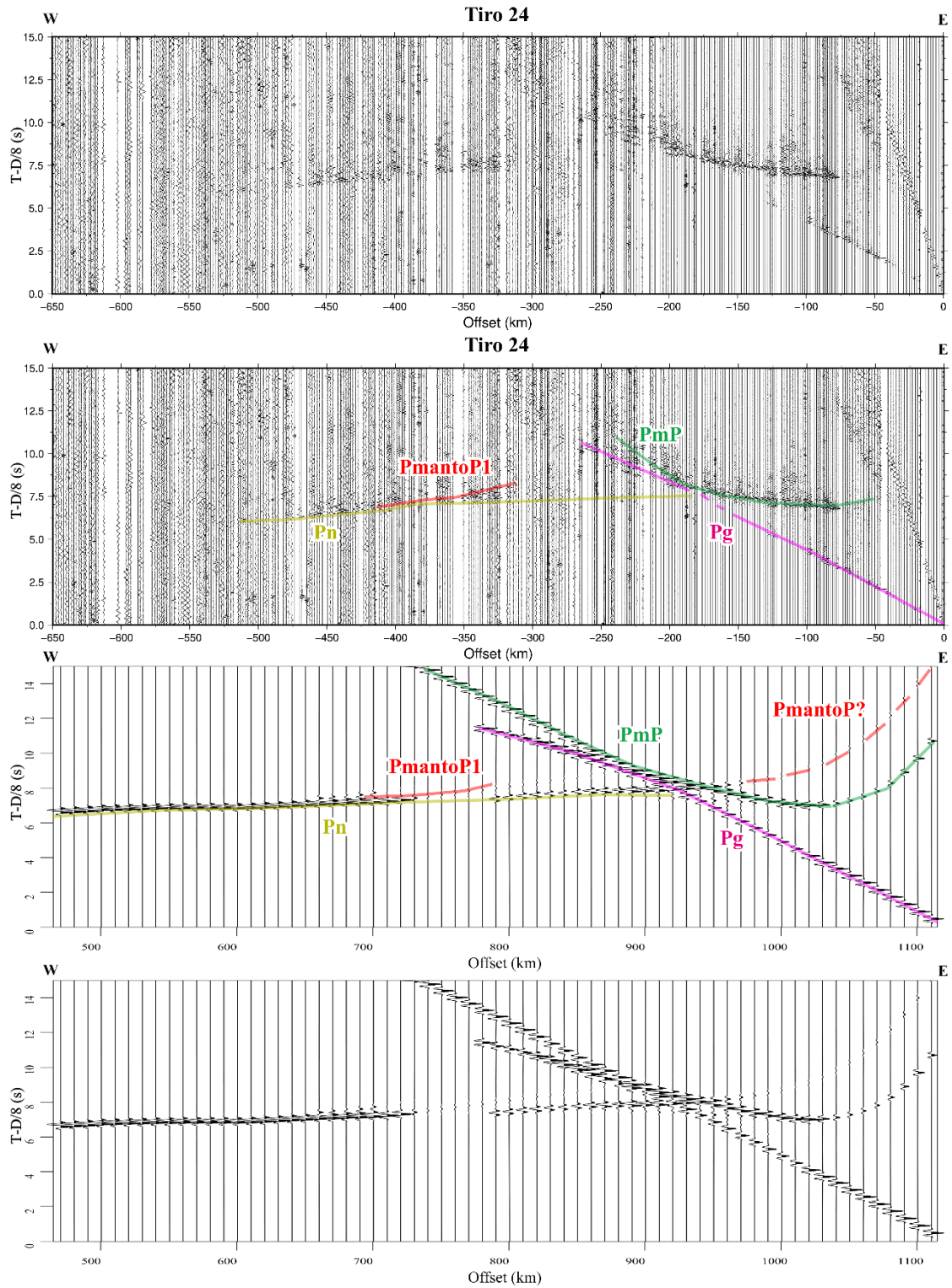


Figura C.0.10 – Sismogramas para o tiro 24 de cima para baixo: quadrático de primeira ordem; quadrático de primeira ordem interpretado; sintético interpretado; sintético.