

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

Campus Caçapava do Sul

EDUARDO MONTEIRO LOPES

**DETERMINAÇÃO DAS CAMADAS DE CARVÃO A PARTIR DE TOMOGRAFIA
DE REFRAÇÃO SÍSMICA: UMA APLICAÇÃO NA MINA DE CANDIOTA/RS**

Caçapava do Sul

2017

EDUARDO MONTEIRO LOPES

**DETERMINAÇÃO DAS CAMADAS DE CARVÃO A PARTIR DE TOMOGRAFIA
DE REFRAÇÃO SÍSMICA: UMA APLICAÇÃO NA MINA DE CANDIOTA/RS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geofísica da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do título de
Bacharel em Geofísica.

Orientador: Marcus Vinicius Aparecido
Gomes de Lima

Coorientadora: Aline Lopes Balladares

Caçapava do Sul

2017

L864d Lopes, Eduardo Monteiro
DETERMINAÇÃO DAS CAMADAS DE CARVÃO A PARTIR
DE TOMOGRAFIA DE REFRAÇÃO SÍSMICA: UMA
APLICAÇÃO NA MINA DE CANDIOTA/RS / Eduardo
Monteiro Lopes.
65 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) --
Universidade Federal do Pampa, GEOFÍSICA,
2017.
"Orientação: Marcus Vinicius Aparecido
Gomes de Lima".

1. tomografia de refração sísmica. I.
Título.

EDUARDO MONTEIRO LOPES

DETERMINAÇÃO DAS CAMADAS DE CARVÃO A PARTIR DE
TOMOGRÁFIA DE REFRAÇÃO SÍSMICA: UMA APLICAÇÃO NA MINA DE
CANDIOTA/RS

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geofísica da
Universidade Federal do Pampa,
como requisito parcial para obtenção
do título de Bacharel em Geofísica.

Dissertação defendida e aprovada em: 01 de dezembro de 2017

Banca examinadora:



Prof. Dr. Marcus Vinicius A. Gomes de Lima

Orientador

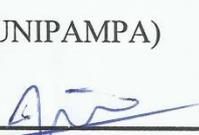
(UNIPAMPA)



Felipe Caron
Professor Assistente
UNIPAMPA
Campus Caçapava do Sul

Prof. Dr. Felipe Caron

(UNIPAMPA)



Prof. Dr. Felipe Guadagnin

(UNIPAMPA)

AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos à:

Primeiramente a minha família, em especial à minha mãe, que sempre me incentivou e apoiou durante toda a minha graduação.

Minha companheira, Débora, por todo o apoio e compreensão pelos momentos de ausência durante a graduação.

Ao meu orientador, Prof. Marcus Vinicius por ter me aceito como orientando e por todo apoio, ensinamentos e confiança depositada durante o desenvolvimento de todo o trabalho. Além de orientador e professor levarei para toda a vida como um grande amigo.

A minha coorientadora, Aline Balladares.

Aos Professores Felipe Caron e Felipe Guadagnin, pelo apoio e pelos vários conselhos dados durante o desenvolvimento na parte do contexto geológico do trabalho.

Ao Prof. Éverton Frigo pelo apoio e ensinamentos ao longo da graduação e no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus colegas de curso, especialmente aos companheiros de laboratório: Lucas, Rodrigo, Andréia, Felipe e Alane pelos conselhos e troca de conhecimentos. Com certeza foram de grande ajuda para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Geólogo Rodrigo Duarte, do departamento de mineração da CRM, por ter disponibilizado as informações dos testemunhos de sondagem da área de estudo. Sem dúvida nenhuma foram de fundamental importância no resultado final deste trabalho.

A todos os professores, funcionários e colegas de curso que participaram da aquisição dos dados, sem eles esse trabalho não teria sido realizado.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu,
mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre
aquilo que todo mundo vê.”

Arthur Schopenhauer

Resumo

Tendo em vista a importância do carvão mineral no cenário econômico mundial torna-se imprescindível o uso de métodos geofísicos na exploração deste tipo de recurso mineral. Este trabalho empregou a técnica de tomografia sísmica de tempo de percurso utilizando dados de refração sísmica rasa, a fim de mapear as camadas de carvão e relacionar os contrastes de velocidades de ondas sísmicas com informações de testemunhos de sondagem, na mina de carvão no município de Candiota, estado do Rio Grande do Sul. As camadas de carvão estão inseridas na Formação Rio Bonito, situada entre a Formação Palermo no topo e o Grupo Itararé na base, algumas das diversas formações que compõem a Bacia do Paraná. A tomografia de refração sísmica forneceu um modelo de velocidades sísmicas por meio da inversão dos tempos de percurso das primeiras quebras de dados de refração sísmica, o que permitiu caracterizar as camadas de subsuperfície. Para a realização deste estudo foram adquiridas três linhas sísmicas com extensão de 360 metros que foram correlacionados com os testemunhos de sondagem presentes no local. A aplicação desta técnica permitiu estratificar o meio em quatro camadas principais que podem ser associadas às principais litologias que fazem parte do contexto geológico local. Com as informações dos testemunhos de sondagem foi possível realizar a interpretação dos modelos de velocidade gerados para cada uma das linhas, onde se observou que a camada portadora de carvão está limitada entre 5 a 30 m de profundidade e definida por um intervalo de velocidades de 1700 – 2800 m/s, considerando os três modelos. Estes dados estão de acordo com os valores estabelecidos em outros trabalhos. Em suma, o método de tomografia forneceu resultados satisfatórios, de forma a contribuir para futuras explorações deste recurso mineral na área estudada.

Palavras-chave: Refração sísmica rasa. Tomografia por tempo de percurso. Camadas de carvão.

ABSTRACT

Considering the importance of mineral coal in the world economic scenario, it is essential to use geophysical methods in the exploration of this type of mineral resource. This work used the technique of time-domain seismic tomography using shallow seismic refraction data in order to map the coal layers and to relate the seismic wave velocity contrasts with information from drill cores at the coal mine in the municipality of Candiota, state of Rio Grande do Sul. Coal beds are part of the Rio Bonito Formation, located between the Palermo Formation at the top and the Itararé Group at the base, some of the various formations that make up the Paraná Basin. Seismic refraction tomography provided a model of seismic velocities through the inversion of the travel times of the first seismic refraction data breaks, which allowed characterizing the subsurface layers. For the accomplishment of this study three seismic lines with 360 meters extension were acquired that were correlated with the probes present in the place. The application of this technique allowed to stratify the medium in four main layers that can be associated to the main lithology's that are part of the local geological context. With the information about the survey reports it was possible to interpret the velocity models generated for each of the lines, where it was observed that the carbon carrier layer is limited between 5 and 30 m depth and defined by a velocity range of 1700 - 2800 m / s considering all three models. These data are in agreement with the values established in other works. In summary, the tomography method provided satisfactory results, in order to contribute to future explorations of this mineral resource in the studied area.

Keywords: Shallow seismic refraction. Tomography by time of course. Layers of coal.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.	15
Figura 2 – Localização das linhas sísmicas.	16
Figura 3 – Localização dos furos de sondagem e topografia do local.	17
Figura 4 – Mapa geológico do município de Candiota.	19
Figura 5 – Perfil estratigráfico do furo 368, na malha VII da mina de Candiota.	26
Figura 6 - Tipos de ondas sísmicas. O movimento de partículas, em vermelho, amostra de pulso sísmico em função do tempo: a) compressional (P) onda se deslocando em um bloco de material, b) a ondas se propaga perpendicularmente a direção de propagação, c) ondas horizontais de cisalhamento polarizadas se deslocando em um bloco de material, d) a onda Rayleigh provoca vibrações contrárias a direção de propagação e e) onda Love se deslocando ao longo de uma seção da superfície da Terra.	29
Figura 7 - Em b: modelo de duas camadas com velocidades V_1 e V_2 . Fonte sísmica localizada em O e receptores entre B e R. Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios aos receptores; X é a distância entre a fonte O e algum ponto da superfície. X é a distância mínima para a chegada da onda refratada; X_c é a distância a partir da qual a onda refratada é a primeira chegada aos detectores; θ_c é o ângulo crítico, no qual ocorre a refração.	31
Figura 8 - Incidência da onda sísmica com o ângulo θ_c e determinação da frente de onda que retorna a superfície (onda refratada). Pelo princípio de Huygens determina-se que o ângulo θ é igual ao θ_c	32
Figura 9 - Em b: modelo de três camadas com velocidades $V_3 > V_2 > V_1$. Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios refratados aos receptores, em que o eixo horizontal é a distância entre a fonte O e algum ponto da superfície (direção horizontal OR).	34
Figura 10 - Em b: modelo de duas camadas com velocidades $V_2 > V_1$ e interface com ângulo de inclinação ξ . Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios refratados aos receptores, com a fonte em A, receptor em B (td) e fonte em B, receptor em A (tu); X é a distância entre a fonte e o receptor.	36
Figura 11 - – Sismograma do shot01g e shot02g.	39
Figura 12 – Modelo de tomografia sísmica.	40
Figura 13 – Fluxograma com as etapas para a realização do processamento dos dados.	42
Figura 14 – Sismograma do tiro 7 referente a linha A-B.	43
Figura 15 – Sismograma do tiro 7 referente a linha C-D.	43

Figura 16 – Sismograma do tiro 7 referente a linha E-F.....	44
Figura 17 – Coluna estratigráfica dos testemunhos de sondagem.	45
Figura 18 - Modelo de velocidades do perfil A-B a partir de tomografia sísmica.	49
Figura 19 – Modelo de velocidades do perfil C-D a partir de tomografia sísmica.....	51
Figura 20 – Modelo de velocidades do perfil E-F a partir de tomografia sísmica.	53
Figura 21 – Modelo geofísico-geológico do perfil A-B.....	55
Figura 22 – Modelo geofísico-geológico do perfil C-D.....	57
Figura 23 – Modelo geofísico-geológico do perfil E-F.	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Propriedades físicas do carvão e rochas sedimentares e metamórficas associadas.	26
Tabela 2 – Geometria das linhas sísmicas.....	38
Tabela 3 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-17.....	44
Tabela 4 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-32.....	45
Tabela 5 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-33.....	45
Tabela 6 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-38.....	46

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	JUSTIFICATIVA	14
3	OBJETIVO GERAL	14
3.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	14
4	ÁREA DE ESTUDO	15
4.1	Contexto Geológico	18
4.2	Grupo Itararé	19
4.3	Formação Rio Bonito	21
4.4	Formação Palermo	22
4.5	Origem e ambiente deposicional do carvão mineral	22
4.6	Camadas de carvão de Candiota	24
4.7	Propriedades Físicas do Carvão	27
5	MÉTODO SÍSMICO	27
5.1	Tipos de Ondas	28
5.2	Refração Sísmica	30
5.3	Refração numa interface plana horizontal	32
5.4	Refração em várias interfaces planas horizontais	33
5.5	Refração em interfaces planas inclinadas	35
5.6	Tomografia Sísmica por Tempo de Percurso	36
5.7	Traçado de Raios	37
6	AQUISIÇÃO DE DADOS	38
7	MATERIAIS E <i>SOFTWARES</i>	39
7.1	<i>Seismic Unix</i>	40
7.2	Ra2DTomo	40
8	PROCESSAMENTO DOS DADOS	41
9	RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
9.1	Sismogramas	42
9.2	Testemunhos de sondagem	44
9.3	Modelos de tomografia sísmica por tempo de percurso	47
9.4	Modelos geofísico-geológicos correlacionados com os testemunhos de sondagem	53
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS	60

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
---	-----------

1 INTRODUÇÃO

Os primeiros relatos sobre a existência de carvão no Brasil datam do início do século XIX, no mesmo período que as ferrovias na região do Baixo Jacuí, no Rio Grande do Sul, eram construídas por técnicos ingleses (ARAMIS, 1998). Contudo, a mineração de carvão iniciou-se apenas na metade do século passado, e somente a partir de 1970 iniciaram-se os trabalhos intensivos de reconhecimento geológico dos depósitos de carvão fóssil, sob base técnico-científicas adequadas, desenvolvidas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e em parte por empresas privadas. A campanha de pesquisa da CPRM resultou na descoberta de três jazidas de grande porte e, também, na introdução de técnicas pioneiras como sondagem com fluido de perfuração para controle da parede dos furos (ARAMIS, 1998).

Os depósitos de carvão mineral do Brasil estão situados nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Cerca de 88% dos recursos localizam-se no Rio Grande do Sul, sendo que a jazida de Candiota concentra aproximadamente 38% de toda a produção do carvão nacional (ANEEL, 2008). No contexto mundial, de acordo com dados da *International Energy Agency* (IEA) (2017), o carvão é a fonte energética mais utilizada na geração de energia elétrica respondendo por 41% da produção total.

Tendo em vista a importância deste recurso mineral e com base no potencial de aplicação dos métodos geofísicos, que através de técnicas indiretas de investigação é capaz de caracterizar o meio de subsuperfície, pode-se afirmar que a Geofísica compreende uma poderosa ferramenta na exploração deste recurso. Os métodos sísmicos estão entre os métodos geofísicos de investigação indireta de subsuperfície mais utilizados, sejam na prospecção de hidrocarbonetos, estudos geotécnicos e/ou estudos geológicos (TELFORD et al., 1990).

Neste trabalho pretende-se utilizar a técnica de tomografia sísmica de tempo de percurso, utilizando dados de sísmica de refração rasa para gerar um modelo da distribuição de velocidades sísmicas de subsuperfície, de modo a identificar as camadas de carvão presentes na jazida, correlacionados com os testemunhos de sondagem disponibilizados pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM).

2 JUSTIFICATIVA

Por se tratar de um recurso mineral de extrema relevância econômica no cenário mundial, é de suma importância que a exploração do carvão seja feita com alto nível de detalhe. Segundo Gochioco (1990) a perfuração é o método mais utilizado na pesquisa do carvão, porém furos de sondagem têm custos relativamente elevados e fornecem informações espaciais limitadas (1D). Por outro lado, a sísmica pode fornecer uma imagem contínua de subsuperfície a um custo menor em relação às perfurações.

Gochioco (1990) mostrou que numa área de aproximadamente 5 km² são necessários 15 furos de sondagem para uma investigação inicial. Num levantamento sísmico, utilizando apenas 5 furos para correlação é possível gerar mais de 4000 pontos de dados e fornecer informações detalhadas sobre sistemas de falhas, bem como mapear possíveis paleocanais entre outras estruturas. Além disso, paleocanais podem corroer parte da camada de carvão até as camadas adjacentes, causando uma erosão completa. Portanto, a detecção destes sistemas ou discontinuidades pode aumentar a economicidade de uma mina, tornando-a mais produtiva.

3 OBJETIVO GERAL

O presente trabalho tem como objetivo geral determinar a geometria das camadas portadoras de carvão inferindo as incertezas relacionadas às suas respectivas espessuras, com base na correlação entre os contrastes de velocidades das ondas sísmicas e informações de testemunhos de sondagem.

3.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para a identificação das camadas de carvão pretende-se realizar especificamente:

i) processamento dos dados utilizando *softwares* de domínio público, SU – *Seismic Unix* (STOCKWELL & COHEN, 2017), de modo a identificar e obter os tempos de percurso das primeiras quebras nos sismogramas registrados;

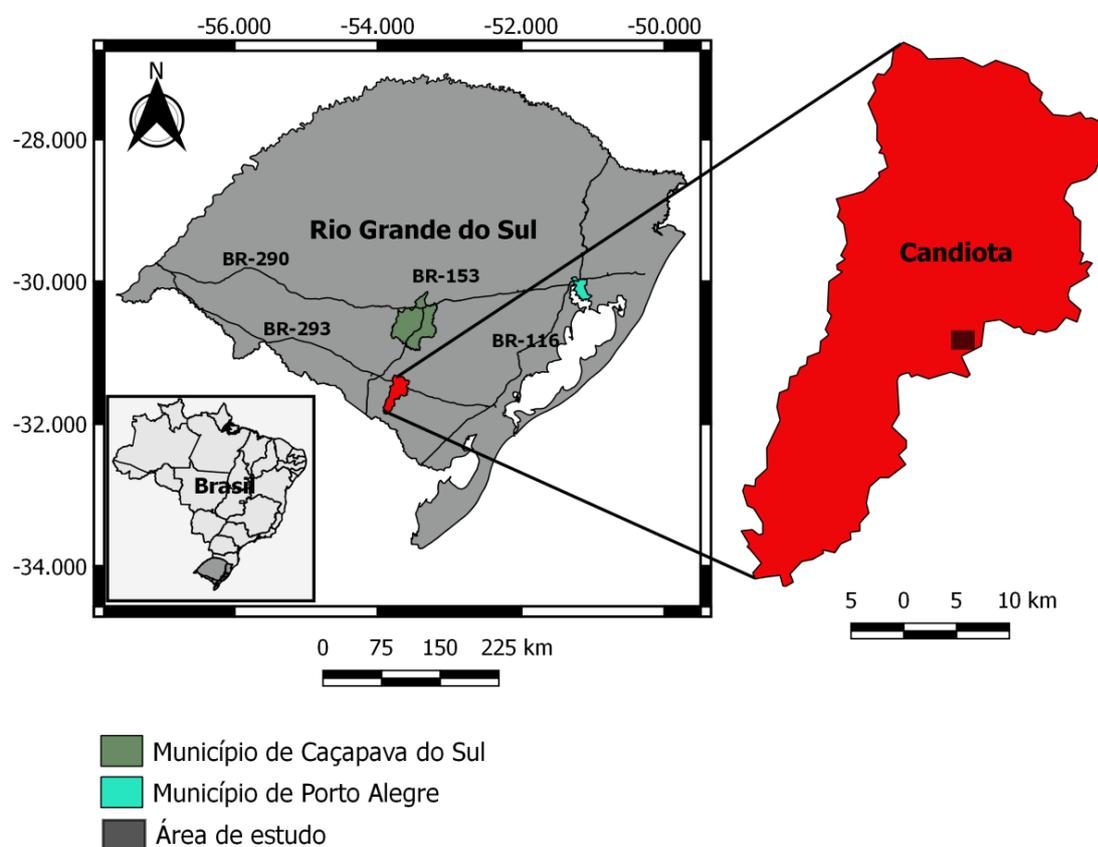
ii) inversão dos dados de primeiras quebras por meio de algoritmos de tomografia sísmica, como o Ra2dTomo (GÜNTHER, 2009) e PROFIT (KOULAKOV & KOPP, 2010);

iii) correlação dos modelos de velocidade sísmica com as informações dos testemunhos de sondagem a fim de se obter uma relação direta entre a litologia e as propriedades sísmicas.

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na porção sudoeste do Rio Grande do Sul, sobre o município de Candiota, distante 400 km de Porto Alegre/RS. Tendo acesso através da BR-116 e BR-293.

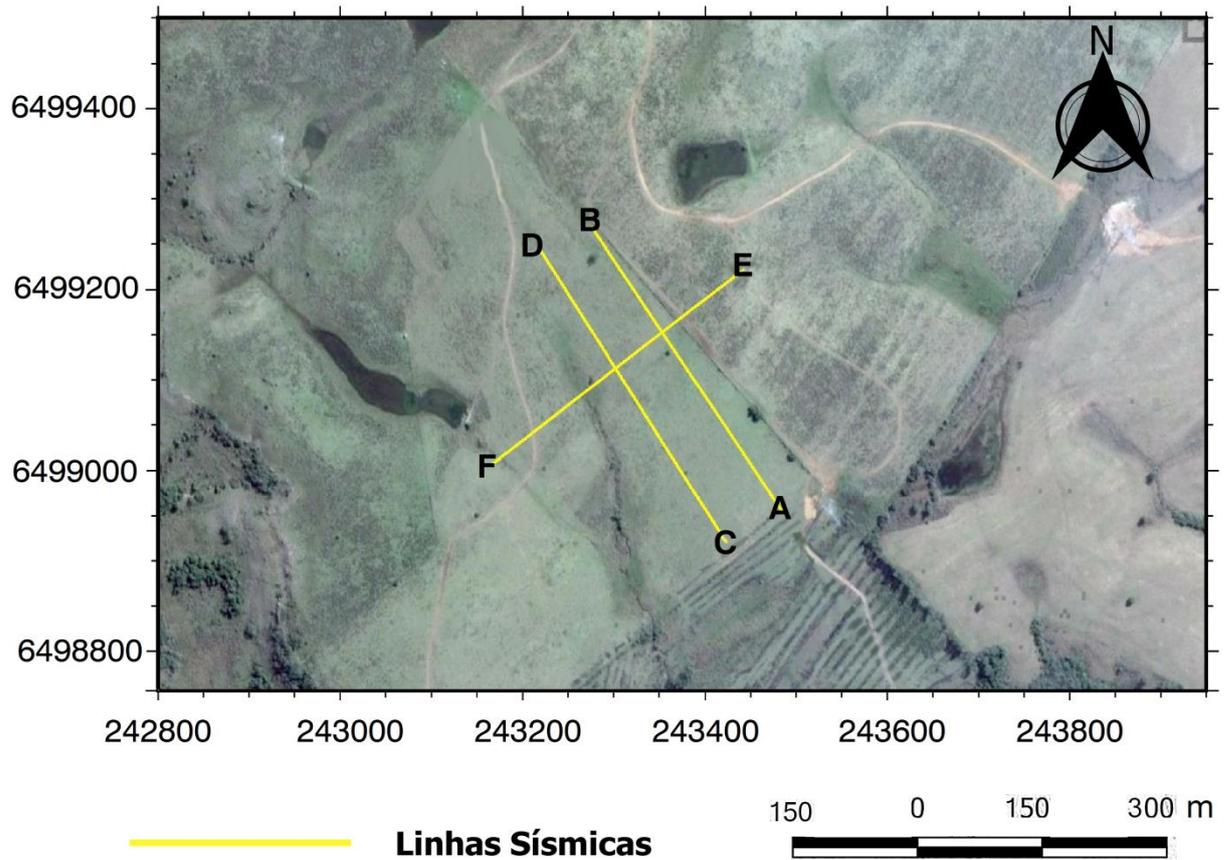
Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: *Shapes* da divisão política-administrativa disponibilizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (Modificado pelo autor, 2010)

A figura 2 mostra a localização das linhas sísmicas, a área de estudo está cerca de 4 km da mina de carvão pertencente a CRM e a 7 km da usina termelétrica de Candiota.

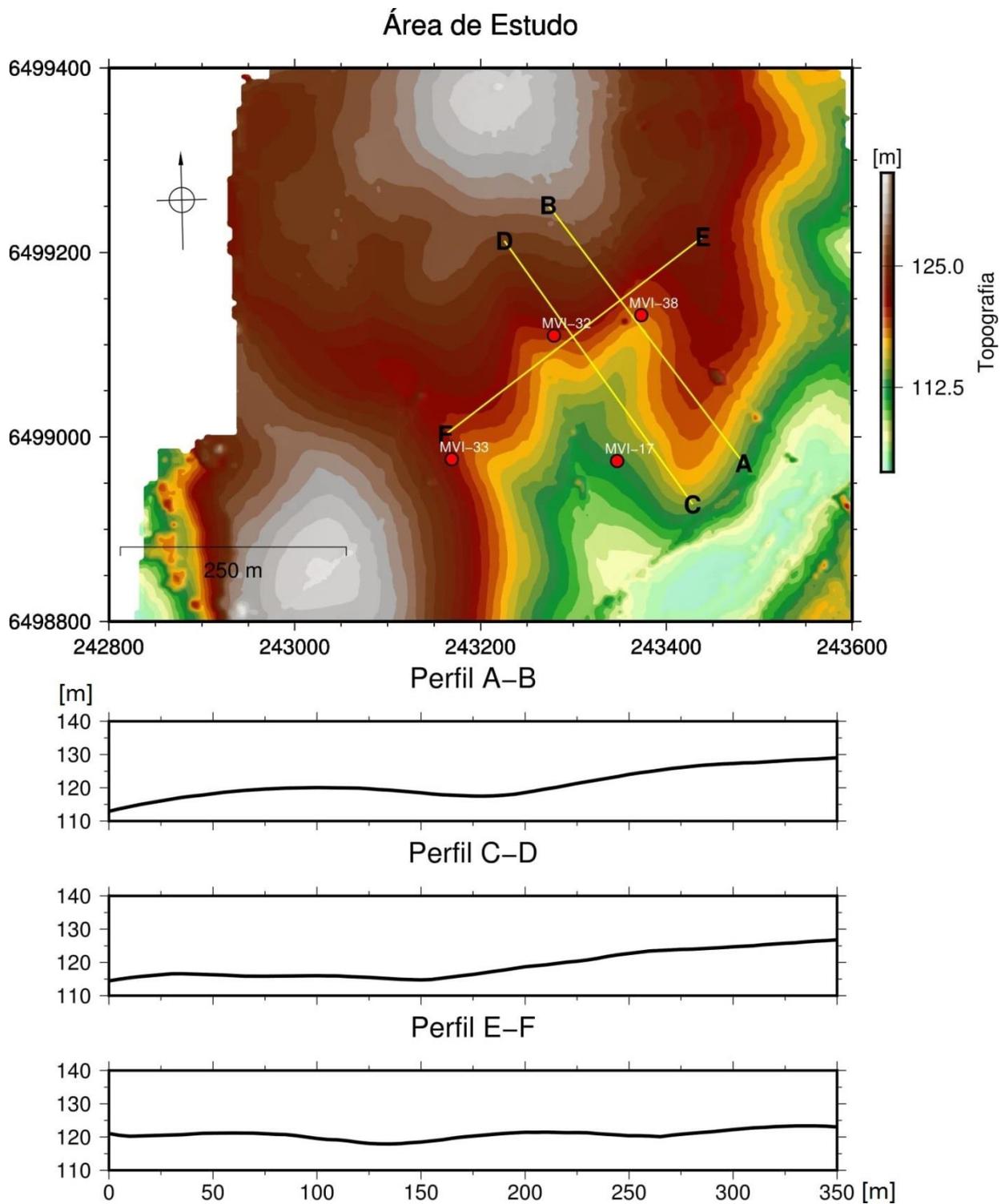
Figura 2 – Localização das linhas sísmicas.



Fonte: Imagem Google Earth Pro (elaborado pelo autor, 2017)

A figura 3 mostra a topografia da área de estudo e a localização dos furos de sondagem que foram correlacionados com os modelos de tomografia sísmica.

Figura 3 – Localização dos furos de sondagem e topografia do local.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

4.1 Contexto Geológico

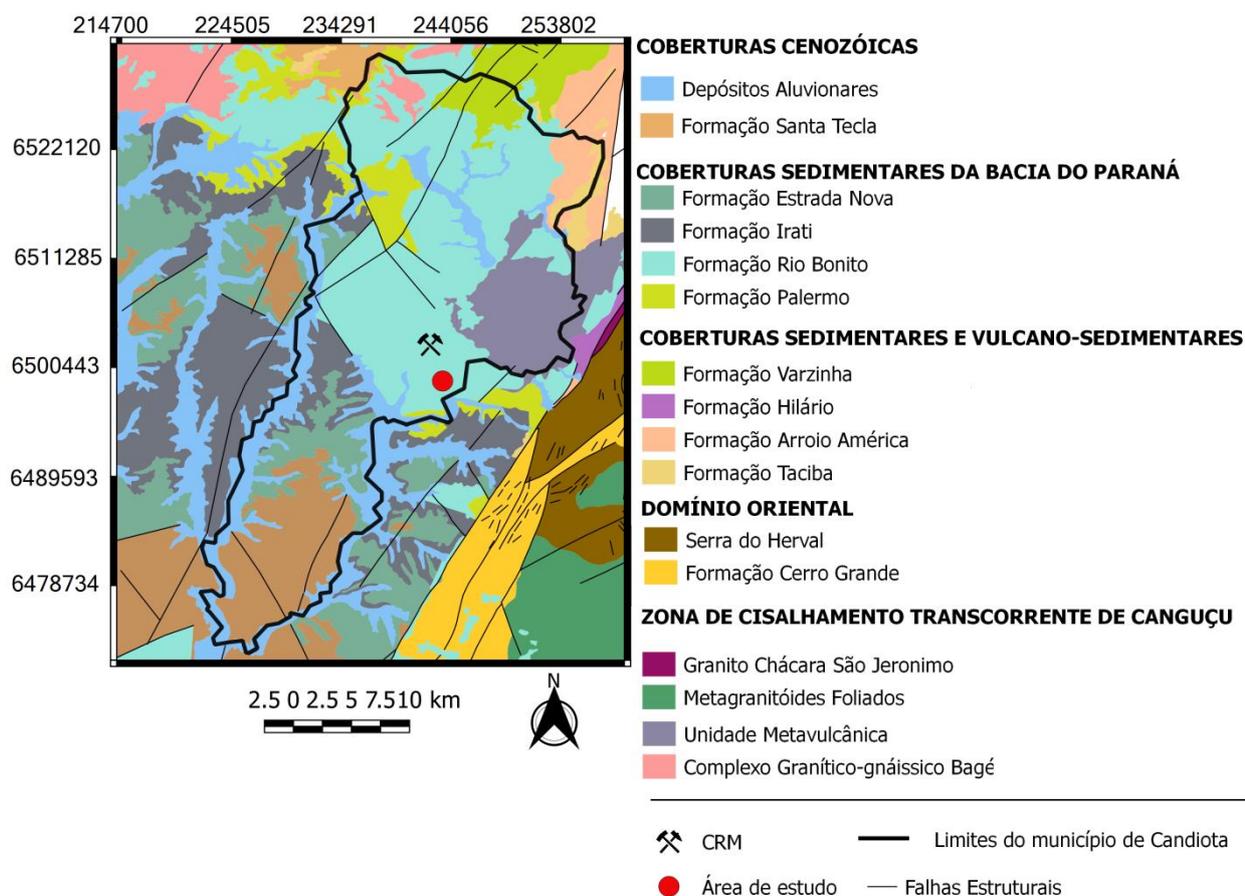
As ocorrências de carvão estão atribuídas à formação Rio Bonito, formação que compõe a Bacia do Paraná (ZALAN et al., 1990).

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica desenvolvida sobre a crosta continental e preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas, com idades que variam do Ordoviciano ao Cretáceo. Esta bacia está situada na parte centro-leste do Continente Sul-Americano e ocupa cerca de 1.100.000 km² de área brasileira, além de 300.000 km² distribuídos entre os territórios do Uruguai, Paraguai e Argentina (ZALAN et al., 1990).

O preenchimento da bacia foi controlado por ciclos tectono-eustáticos ligados a eventos orogênicos que se iniciaram no final do Paleozóico. Estes ciclos estavam relacionados a um limite ativo convergente da margem sul ocidental do paleocontinente Gondwana com a litosfera oceânica do Pantalassa, onde terrenos eram progressivamente acrescidos originando subsidência por flexura litosférica devido ao carregamento orogênico da borda da placa (MILANI, 2000). Em decorrência deste limite convergente, formaram-se as *Gondwanides*, uma extensa faixa de orógenos e bacias relacionadas na borda da placa da margem sul do Gondwana (MILANI, 2000). Estas orogêneses acrescionais ocasionaram sucessivos episódios de criação de espaço deposicional. Estes episódios eram intercalados com períodos de quiescência tectônica das orogêneses, causando interrupções na sedimentação por erosão acentuada e não deposição, refletindo em discordâncias de escala regional. O resultado final foi a estruturação de uma bacia formada por grandes unidades sedimentares, denominadas por Milani (2000), como supersequência de segunda ordem.

Na Figura 4 observam-se as diversas formações que compõem o contexto geológico do município de Candiota. O contorno em preto representa os limites do município.

Figura 4 – Mapa geológico do município de Candiota.



Fonte: Adaptado de CPRM (2010)

4.2 Grupo Itararé

O Grupo Itararé constitui a base da sequência permocarbonífera da Bacia do Paraná e se destaca por conter registros das glaciações neopaleozóicas gonduânicas.

São compostos por arenitos finos, sílticos, em camadas lenticulares com laminação plano-paralela ou cruzada cavalgante, siltitos e argilitos cinza escuros a pretos e ritmitos/varvitos, assentando discordância sobre o embasamento da bacia, alojando-se em paleovales escavados por ação glacial, e mostrando contato erosivo no topo com os arenitos da base da Formação Rio Bonito (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, 1983).

Em outros estudos, realizados por Holz (1995a e 1995b) na porção nordeste do Rio Grande do Sul, as rochas do Grupo Itararé foram incluídas em uma sequência de terceira ordem limitada entre o embasamento e a Formação Rio Bonito, a qual foi dividida em dois tratos de sistema, um de mar baixo e outro englobando os tratos transgressivos e de mar alto.

O autor posicionou no trato de mar baixo ritmitos argiloso-siltosos e depósitos gravitacionais e glácio-fluviais, englobando essas fácies em sistemas deposicionais de leques e lacustres. Sobre os ritmitos, Holz (1995a) informou que os contatos são abruptos na base e dados por gradação normal na passagem de siltito para argilito, ocorrendo eventualmente grânulos e seixos pingados. A razão, segundo Holz (1995a), seria a sistemática ausência de micro fósseis marinhos ou sua baixa recorrência, sendo a deposição dos ritmitos e dos correlativos proximais uma evidência da colmatção de depressões previamente escavadas pelo gelo e não uma resposta à indução eustática. Porém, as incursões marinhas que se efetivaram teriam sido significativas (HOLZ, 1995a), como atesta a presença de *acritarchas*. Em direção ao topo do trato de mar baixo, com as lâminas dos ritmitos cada vez mais argilosas e indistintas, o autor caracterizou a passagem ao trato transgressivo, formado por pelitos predominantemente maciços e arenitos muito finos, indicativos da inundação marinha regional.

Quanto aos ritmitos do trato de mar baixo, seriam turbiditos distais em que a granulometria muito fina e o fraco componente trativo não permitiu o desenvolvimento de ondulações. Porém, sua semelhança com varvitos, além da frequente associação na literatura com esse tipo de depósito anual, levou o autor a testar essa possibilidade. Contou 757 pares de ritmitos em uma espessura de 36,3 m de um dos testemunhos que utilizou, chegando a uma taxa de acumulação de cerca de 45 metros por mil anos, que considerou exagerada. Construiu então um gráfico de espessuras dos ritmitos, onde observou um padrão cíclico nos pares e uma tendência à diminuição da espessura das lâminas para o topo. O segundo fato seria devido ao afastamento gradual da área fonte devido à subida do nível de base. O primeiro, segundo Holz (1995b), seria uma evidência de que o controle sedimentar foi induzido de maneira cíclica pelo clima. Dentro dos mecanismos indutores climáticos que poderiam influenciar na sedimentação, citados pelo autor a partir de dados bibliográficos, estariam os ciclos solares de 22 anos, os de El Niño e os de Milankovitch. Porém, não entrou em maiores considerações sobre qual deles poderia ser o mais provável.

4.3 Formação Rio Bonito

A Formação Rio Bonito, junto à Formação Palermo, está inserida no Grupo Guatá, e teve seus primeiros estudos desenvolvidos a partir de 1904, por meio do estímulo do governo brasileiro para a exploração de carvão mineral na região sul do Brasil, com a pesquisa do geólogo norte-americano I.C. White. Seu trabalho foi publicado apenas em 1908, como Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil, indicando três séries, “Tubarão, Passa Dois e São Bento”. O nome Rio Bonito neste contexto era utilizado apenas para designar as camadas com *Flora Glossopteris* e leitos de carvão existentes no topo da série Tubarão (ROSSI, 2008).

Holz *et al.* (2002), contrastando interpretações anteriores, associaram as camadas de carvão do Membro Triunfo à borda de vales incisos, na região do Rio Grande do Sul. Holz (2003) apresentou em seu trabalho a conclusão de que as camadas do carvão Candiota, estavam inseridas num complexo lagunar estuarino com duas importantes superfícies estratigráficas: a primeira, uma superfície transgressiva erosiva marcada pelo icnofóssil *Glossifungites*, evidenciando o retratamento erosivo da linha de costa; e a segunda, uma sequência transgressiva de limite modificado, marcada por camadas centimétricas, compostas por areia com granulação grossa e seixos de laminações do tipo *hummocky* embutidos na porção distal do paleoestuário.

A Formação Rio Bonito registra inicialmente um trato de sistemas de mar baixo seguido por um trato de sistemas transgressivo, no qual as mais importantes camadas de matéria orgânica que posteriormente formaram o carvão foram depositadas. O trato de sistemas transgressivo pode ser dividido em quatro para-sequências: a primeira composta por arenitos que estão em *onlap* sobre o trato de sistemas de mar baixo, a segunda, recobrindo a primeira, formada por tempestitos de um sistema de ilha barreira-laguna onde a os carvões das camadas inferiores foram formados, a terceira, que recobre o sistema de ilha barreira-laguna com conjuntos de ciclos tempestíticos, formou as camadas de carvão, Camada Banco Louco e Camada Candiota Superior e Camada Candiota Inferior, na quarta para-sequência não houve a deposição de turfa suficiente para a formação de carvão (HOLZ & KALKREUTH, 2004).

Segundo Milani (1997) a Formação Palermo é constituída por siltitos e argilitos, interpretados como de origem marinha plataformal, representando os depósitos de máxima inundação da Supersequência Gondwana I.

4.4 Formação Palermo

A Formação Palermo sobrepõe a Formação Rio Bonito em contato transicional, que se dá através de uma superfície erosiva, indicando um episódio de soerguimento e erosão de parte dos depósitos pelítico-carbonosos, e indica o afogamento da região por um evento transgressivo que o levaram a condições de plataforma rasa, sob ação de ondas, e posterior transição para depósitos de costa-afora (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, 1983).

4.5 Origem e ambiente deposicional do carvão mineral

O carvão mineral é uma rocha sedimentar formada a partir da matéria orgânica vegetal depositada em bacias sedimentares. Por ação de pressão e temperatura em ambiente sem contato com o ar, em decorrência de soterramento e atividade orgânica, os restos vegetais ao longo do tempo geológico se solidificam, perdem oxigênio e hidrogênio se enriquecendo em carbono por um processo denominado carbonificação. Quanto mais intensas a pressão e a temperatura a que a camada de matéria vegetal for submetida, e quanto mais tempo durar o processo, mais alto será seu grau de carbonificação e maior a qualidade do carvão (PACHECO, 2008).

No período carbonífero superior, as turfas predominavam nas zonas de clima quente e úmido, formando depósitos ricos em carvões. Contudo, no Hemisfério Sul existem depósitos de carvão que se acumularam em clima temperado úmido ou mesmo em clima frio, por exemplo, os carvões gonduânicos do Permiano inter e pós-glacial (TEICHMÜLLER et al., 1975, apud PACHECO, 2008).

Ainda Teichmüller (1975), refere que as jazidas de carvão que foram depositadas em climas úmidos e quentes contêm bandas largas de carvão brilhantes, originadas de troncos grossos. Por outro lado, as jazidas que se originaram em climas temperados ou frios contêm relativamente pouco carvão brilhante. Por exemplo, os carvões gonduânicos pós-glaciais, que frequentemente se formaram a partir de uma flora relativamente raquítica, são os finos dentrícos. Os argilominerais, que são típicos destes carvões, podem ter sido carregados para dentro dos pântanos, quase sem árvores, a partir de montanhas circundantes que ainda eram desprovidas de vegetação. Com o aumento do calor, não somente a planta cresce como também a taxa de decomposição aumenta. Consequentemente, até poucas décadas atrás,

pensava-se que turfas só atingiam grandes espessuras em zonas temperadas. Mais recentemente, contudo, as grandes áreas pantanosas com espessuras de turfa de mais de 30 metros têm sido descobertas nos trópicos.

De acordo com Pacheco (2008), a distribuição lateral, a espessura, a composição e a qualidade do carvão são determinadas pelo ambiente de deposição. A formação e preservação de significantes depósitos de turfa requerem um ambiente de alta produtividade orgânica e uma subsidência contínua e lenta, próxima da superfície da água subterrânea ou da superfície da turfa, no qual o pântano de turfa é protegido por longos períodos da invasão de águas marinhas ou por afluência de sedimentos clásticos. Esta condição aparentemente ocorreu no passado e também no presente em ambientes de *paralic* (costa marinha) ou *limnic*, que são áreas relativamente estáveis tectonicamente, tal como, a bacia intracratônica.

Para Rigotti (2002), num ambiente deposicional protegido da ação do oxigênio do ar, os restos vegetais sofrem decomposição parcial, seguida de ação bacteriana bem como de pressões de camadas sobrepostas e de calor (geotérmico e de intrusões ígneas). A matéria vegetal que dá origem ao carvão foi depositada em águas relativamente rasas. Para que venham a formarem-se camadas de carvão suficientemente espessas de aproveitamento econômico, a bacia de deposição deve sofrer lento rebaixamento (subsidência). Desse modo, a espessura da lâmina de água mantém mais ou menos constante, pois à medida que são depositados os restos vegetais que tendem a produzir o assoreamento (inchamento) da bacia, verifica-se igualmente a subsidência desta de modo que a profundidade da água permanece mais ou menos constante.

Ainda Rigotti (2002), afirma que nas bacias carboníferas sul - brasileiras as profundidades a que se encontram as camadas de carvão atingem a mais de 900 m na região de Araraguá, enquanto que as de Leão II, cerca de 200 m, e afloram, em parte, nos Municípios de Minas do Leão, Butiá e Candiota, como resultado do balanço erosão/ deposição na crosta terrestre, localmente afetado pelos falhamentos. Estas características explicam então as diferenças existentes entre os carvões e distintas bacias e diferentes histórias geológicas dos jazimentos, assim como as potencialidades na geração de energia sendo esta uma das grandes aplicações deste combustível.

4.6 Camadas de carvão de Candiota

É a maior jazida de carvão mineral do país, com cerca de 40% dos recursos totais conhecidos. A área delimitada atinge 2 mil km², com 23 camadas das quais a Candiota é a mais relevante. Sua espessura média (camada total) é de 4,5 m, localmente ultrapassando os seis metros. É a única camada em lavra e responde por 63% dos recursos da jazida. Junto com as camadas Candiota Inferior 1 e 2, contém 90% dos recursos. A camada Candiota tem lavra de baixo custo e uso industrial difícil e dispendioso nas opções tecnológicas adotadas. Os recursos totais atingem 12,3x10⁹t, dos quais 7,8x10⁹t na camada Candiota e 2,27x10⁹t nesta mesma camada, até 50 m de cobertura. Está sendo lavrada pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM), a céu aberto, e bastante mecanizado, numa mina com capacidade de 2x10⁶t de carvão ROM por ano (GOMES et al., 1998).

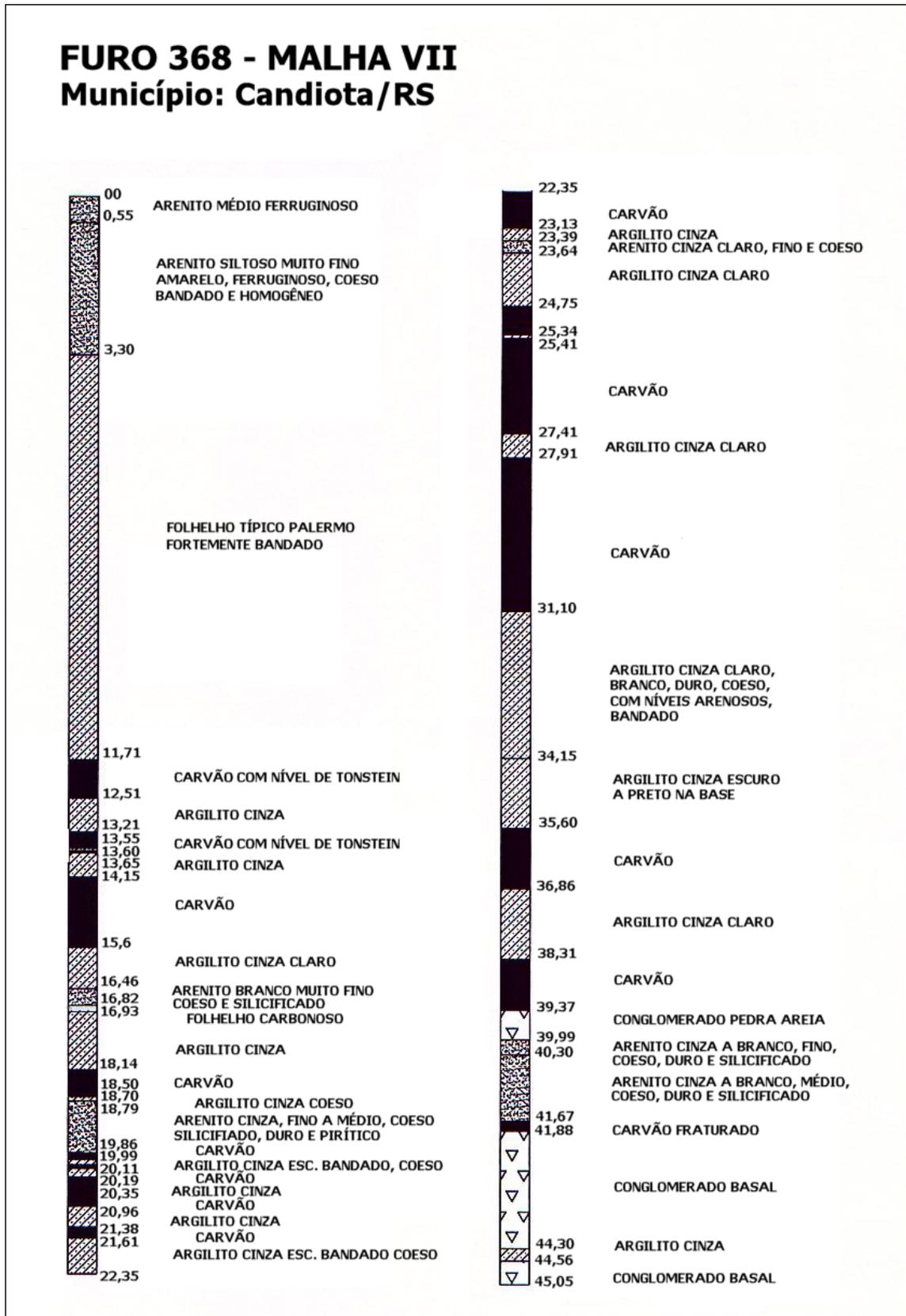
Segundo Holz & Kalkreuth (2004), na área de Candiota, a principal zona de carvão consiste de 17 camadas, que foram analisadas por propriedades petrográficas e comparados com uma estratigrafia de sequências que melhorou o entendimento dos controles estratigráficos e de formação das camadas de carvão, incrementando guias para uma ótima exploração do recurso energético. Os resultados mostram que mudanças locais nas tendências de acomodação e alto influxo de sedimentos impossibilitam a formação de carvão nos tratos de sistemas de níveis alto e baixo, enquanto que o maior desenvolvimento de camadas de carvão ocorreu em tratos de sistema transgressivo. A distribuição das camadas e a espessura das mesmas é diretamente controlada pelos eventos de inundação. A principal variação na espessura e extensão ocorreu na, ou perto da superfície limite de parassequências. Os mais importantes carvões, que tem mais de 2,5m de espessura, ocorreram no início do trato de sistema transgressivo (HOLZ & KALKREUTH, 2004).

Os carvões da Bacia do Paraná foram formados por sistemas deposicionais de tratos diferentes: deltaicos de trato de nível baixo e lagunar/estuarinos de trato de nível transgressivo. O carvão explorado atualmente em Candiota é o formado pelo sistema lagunar/estuarino, sendo que o carvão deltaico nunca teve grande importância até agora, por isso não era explorado. Iniciou um estudo sobre as Camadas de Carvão Inferiores de Candiota, propondo uma análise estratigráfica com implicações para seu aproveitamento econômico (RODRIGUES, 2008).

As camadas de carvão presentes neste sistema deposicional são: a Camada Candiota Superior e Camada Candiota Inferior e o Conjunto Superior de Camadas, situando-se na porção inferior deste intervalo deposicional. Estas litologias resultaram da constituição de sistemas deposicionais estabelecidos sobre uma baixa planície fluvial, costeira, constituída a partir de restingas evoluídas de cordões litorâneos, em linha de costa progradante. Estes cordões, quando emersos, teriam se constituído em verdadeiras cadeias costeiras, que balizaram e protegeram da ação do mar, em sua retaguarda, extensos lagos rasos estagnantes e as grandes turfeiras a eles associadas (Camada Candiota), as quais constituíram as mais extensas e espessas camadas de carvão conhecidas no Brasil (ABICHÉQUER, 2007).

A figura 5 mostra um perfil estratigráfico interpretado a partir de testemunhos de sondagem realizados pela CRM, nele é possível observar que as camadas de carvão estão intercaladas com as demais litologias. As camadas de carvão estão distribuídas em camadas de pouca espessura, poucos centímetros, localmente ultrapassando alguns metros.

Figura 5 – Perfil estratigráfico do furo 368, na malha VII da mina de Candiota.



Fonte: Modificado de Souza (2012)

4.7 Propriedades Físicas do Carvão

O carvão, se tratando de uma litologia, responde bem à maioria dos métodos geofísicos na medida em que suas propriedades físicas contrastam com as demais litologias comumente associadas às camadas de carvão. O carvão tem, em geral, densidade mais baixa e velocidade sísmica mais baixa em relação às rochas circundantes (GOULTY E BRABHAM, 1984).

A velocidade sísmica de uma rocha é a velocidade com que uma onda se propaga através do substrato geológico. Conforme mostrado na Tabela 1, a velocidade sísmica do carvão está na faixa de 1,8-2,8 km/s, e os argilitos, têm valores semelhantes. Os arenitos têm um valor relativamente maior e aumenta com o aumento do teor de quartzo (TELFORD et al., 1990).

Tabela 1 – Propriedades físicas do carvão e rochas sedimentares e metamórficas associadas.

Litologia	Densidade média (g/cm ³)	Velocidade Sísmica (km/s)
Solo	2,05	0,3 – 0,7
Arenito	2,35 – 2,7	2,0 – 4,5
Folhelho	2,0 – 2,6	2,0 – 3,5
Carvão	1,7 – 2,1	1,8 – 2,8
Argilito	1,7 – 2,6	1,8 – 3

Fonte: modificado de TELFORD et al., 1990.

5 MÉTODO SÍSMICO

O método sísmico tem como objetivo investigar o meio geológico de subsuperfície a partir da propagação de ondas mecânicas através do substrato geológico. Essa propagação de ondas é gerada artificialmente em superfície ou próxima dela, a partir de uma fonte sísmica, como explosivos por exemplo. Essas ondas distribuem-se radialmente em subsuperfície e interagem de forma diferente em cada camada existente em subsuperfície (TELFORD et al., 1990).

5.1 Tipos de Ondas

As ondas sísmicas incluem ondas de corpo que se propagam tridimensionalmente no interior da Terra e ondas de superfície, com propagação junto à superfície da Terra.

As ondas de superfície são classificadas ainda em ondas do tipo Love e Rayleigh (Fig. 6) Para a investigação sísmica, a utilização de ondas de corpo é mais usual. A diferença entre ondas de compressão (Ondas P) e ondas de cisalhamento (ondas S) está no movimento das partículas através do tipo de material (TELFORD et al., 1990).

A onda P, também conhecida como onda primária, longitudinal ou onda de compressão, se propaga através de sucessivas compressões e extensões do meio (sólido, líquido ou gasoso) fazendo oscilar as partículas na direção de propagação da onda. A velocidade de propagação num meio elástico é determinada pela seguinte equação (TELFORD et al., 1990):

$$V_P = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \quad (1)$$

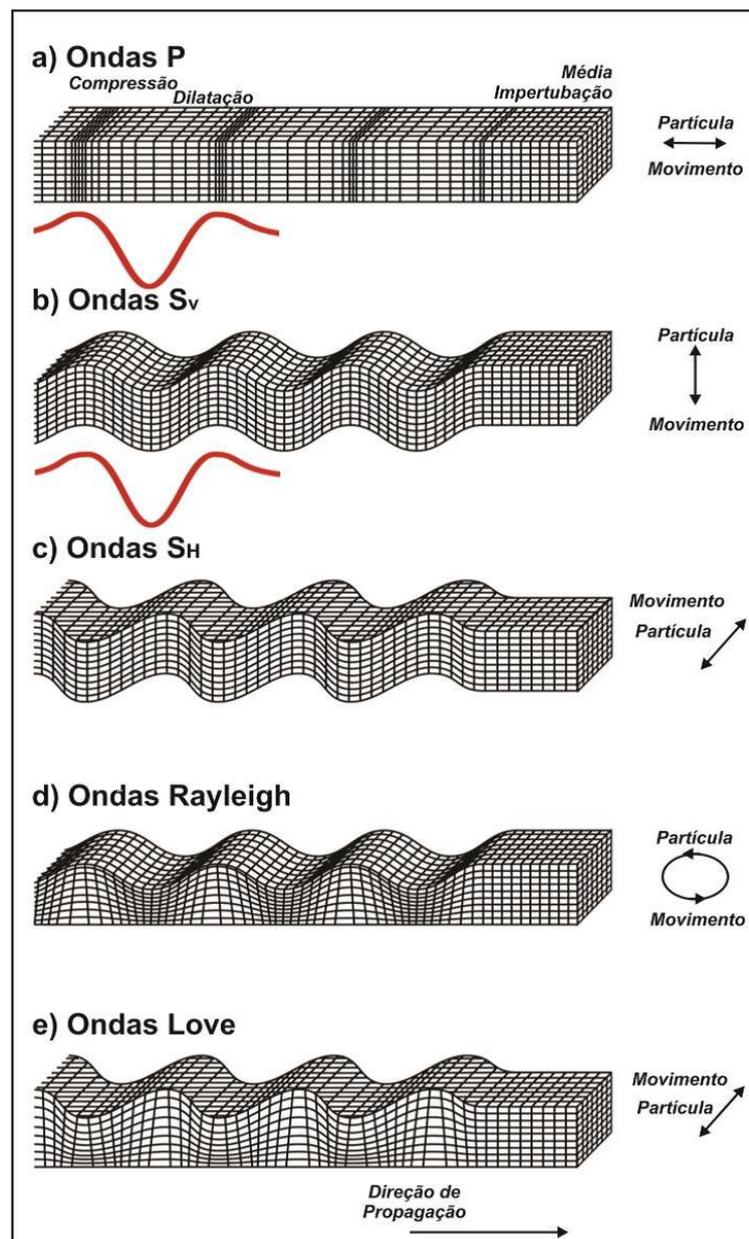
onde K é o módulo volumétrico, μ é uma constante de Lamé, também conhecida como módulo de cisalhamento e ρ é a densidade do meio.

A onda S, também conhecida como onda secundária ou onda cisalhante, faz oscilar as partículas na direção perpendicular à sua propagação (Figura 5b). A velocidade de propagação num meio elástico é obtida pela seguinte equação (TELFORD et al., 1990):

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

A onda S não se propaga em fluidos, pois estes não opõem resistência ao cisalhamento. Dessa forma, as velocidades cisalhantes apenas se propagam em meios sólidos, não havendo tensões cisalhantes em um corpo submetido a um esforço hidrostático (tensões normais de igual magnitude dentro de um corpo – caracterizando o estado de tensões apresentado por qualquer ponto de um corpo fluido em repouso ou um corpo imerso em um fluido).

Figura 6 - Tipos de ondas sísmicas. O movimento de partículas, em vermelho, amostra de pulso sísmico em função do tempo: a) compressional (P) onda se deslocando em um bloco de material, b) a ondas se propaga perpendicularmente a direção de propagação, c) ondas horizontais de cisalhamento polarizadas se deslocando em um bloco de material, d) a onda Rayleigh provoca vibrações contrárias a direção de propagação e e) onda Love se deslocando ao longo de uma seção da superfície da Terra.



Fonte: Adaptado de Steeples (2005)

5.2 Refração Sísmica

A sísmica de refração utiliza a energia sísmica que retorna a superfície após refratar criticamente nas interfaces geológicas. Baseia-se no princípio de que quando uma onda sísmica encontra uma interface que separa dois meios com velocidades sísmicas distintas, parte da onda é refratada e parte é refletida, obedecendo a lei de Snell para a refração, dada pela equação 2 (TELFORD et al., 1990).

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2)$$

Onde i é o ângulo de incidência, r o ângulo de refração, V_1 a velocidade do meio 1 e V_2 a velocidade do meio 2.

Quando a velocidade da camada inferior é maior que a da superior, existirá um ângulo de incidência, denominado ângulo crítico, para o qual o ângulo de refração será de 90° (equação 2.1), onde o raio refratado percorre a interface com a velocidade da camada inferior e retorna a superfície como frente de onda plana.

$$\frac{\sin \theta_c}{\sin 90^\circ} = \sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.1)$$

$$\theta_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (2.2)$$

A análise dos dados de refração se concentra nas primeiras chegadas da onda sísmica, já que a primeira chegada de energia sísmica registrada pelo receptor sempre representa um raio direto ou refratado. Isso aumenta a precisão na determinação do tempo de trânsito e na interpretação de gráficos tempo-distância para a obtenção de um modelo de interfaces refratoras em profundidade (TELFORD et al., 1990).

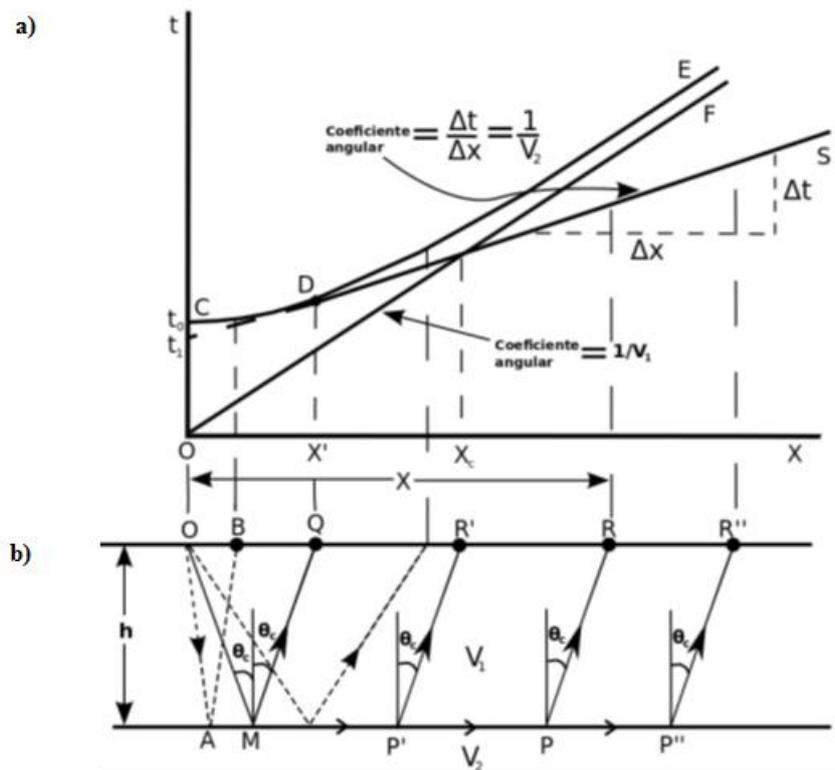
A Figura 7 apresenta os três tipos de trajetórias para os raios no modelo considerado. O raio que representa a onda direta viaja da fonte diretamente para os receptores, logo tem velocidade V_1 e o tempo de percurso até os receptores é calculado através da equação 3 (TELFORD et al., 1990):

$$t = \frac{X}{V_1} \quad (3)$$

A segunda trajetória observada é a dos raios refletidos (ilustrados pelos raios tracejados na figura 7-b) e com tempo de percurso aos receptores dados pela equação 3.1 (TELFORD et al., 1990):

$$t = \left(\frac{X^2 + 4h^2}{V_1^2} \right)^{1/2} \quad (3.1)$$

Figura 7 - Em b: modelo de duas camadas com velocidades V_1 e V_2 . Fonte sísmica localizada em O e receptores entre B e R. Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios aos receptores; X é a distância entre a fonte O e algum ponto da superfície. X é a distância mínima para a chegada da onda refratada; X_c é a distância a partir da qual a onda refratada é a primeira chegada aos detectores; θ_c é o ângulo crítico, no qual ocorre a refração.

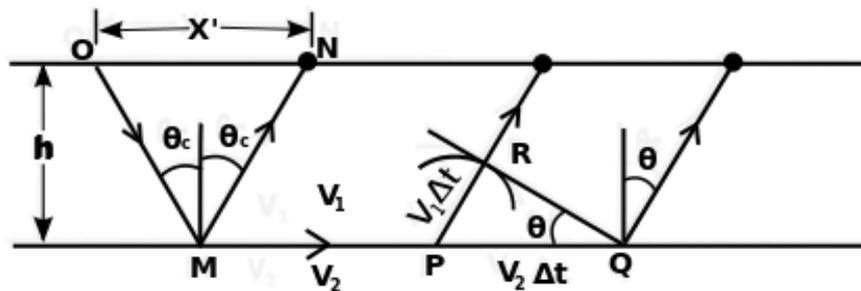


Fonte: Adaptado de Sheriff (1995)

5.3 Refração numa interface plana horizontal

Uma vez que a onda sísmica atinge o topo da camada com velocidade V_2 , permanece com essa velocidade durante toda a passagem por essa interface. Como não há movimento relativo entre os dois meios, visto que a interface pertence a ambas as camadas V_2 e pelo princípio de Huygens, é possível determinar o percurso da onda refratada em direção à superfície, onde estão os receptores. Isso está ilustrado na Figura 8.

Figura 8 - Incidência da onda sísmica com o ângulo θ_c e determinação da frente de onda que retorna a superfície (onda refratada). Pelo princípio de Huygens determina-se que o ângulo θ é igual ao θ_c .



Fonte: Adaptado de Telford et al (2010).

Um aspecto importante para o estudo das ondas refratadas é a distância mínima X' para a chegada da onda refratada, antes da qual a mesma não pode ser observada (TELFORD et al., 1990):

$$X' = 2h \tan \theta_c = 2h \tan \left\{ \arcsin \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \right\} = 2h \left\{ \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^2 - 1 \right\}^{-1/2} \quad (4)$$

Outro aspecto é a distância a partir da qual a onda refratada é o primeiro registro nos sismogramas, sendo dada pela expressão:

$$X_c = 2h \left(\frac{V_2 + V_1}{V_1 - V_2} \right)^{1/2} \quad (4.1)$$

Partindo da trajetória do raio refratado, mostrado na Figura 7, pode-se obter a expressão para o tempo de trânsito para ondas refratadas. Obtém-se a partir da soma dos tempos de percurso dos trechos \overline{OM} , $\overline{MP'}$ e $\overline{P'R'}$ (TELFORD et al., 1990):

$$t = \frac{h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{X - 2h \tan \theta_c}{V_2} + \frac{h}{V_1 \cos \theta_c} \quad (4.2)$$

ou

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \cos \theta_c}{V_1} \quad (4.3)$$

Pela lei de Snell, $\theta_c = \frac{V_1}{V_2}$, a equação 4.3 pode ser reescrita na forma:

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2h(V_2 - V_1)^{1/2}}{V_1 V_2} \quad (4.4)$$

Outro ponto importante é que no ponto D da Figura 7, a reta \mathcal{S} , a qual indica os tempos registrados para a onda refratada é tangente à curva dos tempos da onda refletida, E (hipérbole) (TELFORD et al., 1990).

5.4 Refração em várias interfaces planas horizontais

Quando existem mais de uma interface, a refração pode ocorrer de forma semelhante ao caso mais simples (apenas uma interface), porém ocorrerá refração não apenas na primeira interface, considerando que as velocidades das camadas inferiores sejam maiores.

A Figura 8 mostra a trajetória de um raio refratado na segunda interface do modelo considerado. Partindo dessa trajetória ($\overline{OM'}$, $\overline{M'M''}$, $\overline{M''P''}$, $\overline{P''P'}$, $\overline{P'R'}$) e com o uso da relação:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_{c2}}{V_2} = \frac{1}{V_3} \quad (5)$$

pode-se escrever a expressão para o tempo de trânsito da onda refratada segundo esta trajetória:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_1} + \frac{2h_2}{V_2 \cos \theta_{c2}} + \frac{X - 2h_1 \tan \theta_1 - 2h_2 \tan \theta_{c2}}{V_2} \quad (5.1)$$

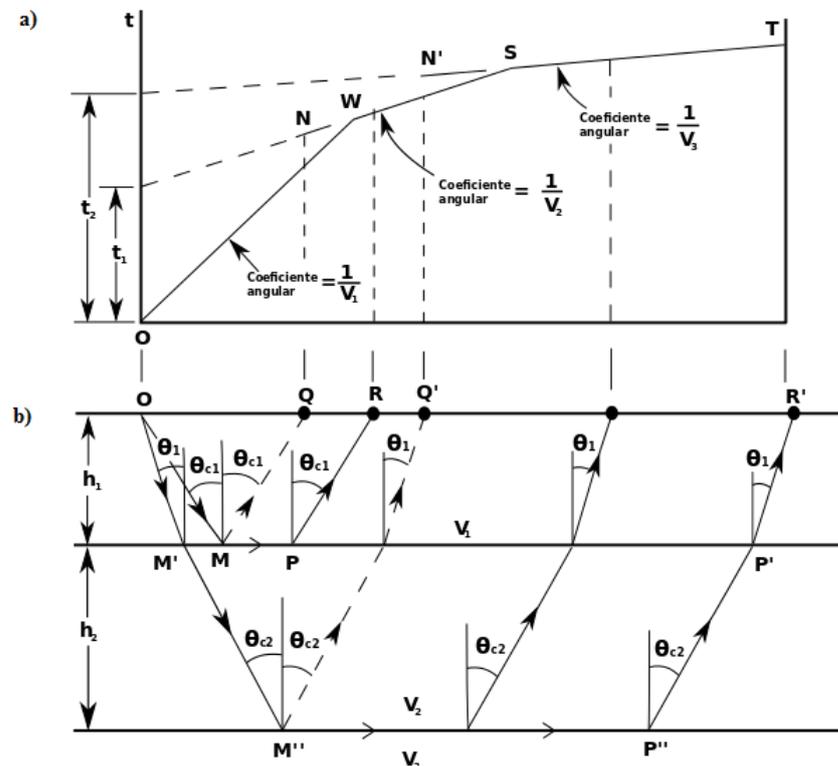
manipulando algebricamente, obtém-se:

$$t = \frac{X}{V_3} + \frac{2h_2 \cos \theta_{c2}}{V_2} + \frac{2h_1 \cos \theta_1}{V_1} \quad (5.2)$$

Ao comparar a equação 4.3 com a 5.2, pode-se observar que as equações são análogas, de forma que é possível reescrevê-las obtendo uma expressão genérica:

$$t = \frac{X}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i}{V_i} \cos \theta_i \quad (5.3)$$

Figura 9 - Em b: modelo de três camadas com velocidades $V_3 > V_2 > V_1$. Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios refratados aos receptores, em que o eixo horizontal é a distância entre a fonte O e algum ponto da superfície (direção horizontal OR).



Fonte: Adaptado de Sheriff (1995)

Observa-se na Figura 9 que analogamente ao caso de apenas uma interface, há uma distância mínima para se observar a refração para as outras camadas, assim como uma distância mínima para que estas sejam as primeiras ondas a atingir a superfície. Quanto mais profunda a interface refratora, maior é o valor para ambas as distâncias.

5.5 Refração em interfaces planas inclinadas

No caso das interfaces onde a onda refratada incide ser inclinada, a equação para o tempo de trânsito será diferente das apresentadas anteriormente, uma destas diferenças será a presença de uma variável denominada por ângulo de inclinação da interface (ξ). Por isso, para obter as características da subsuperfície, é necessário a utilização de mais de um sismograma, só assim é possível obter a velocidade das camadas e o ângulo de inclinação da interface.

Existem várias possibilidades de se obter os dados para esse tipo de problema (TELFORD et al., 1990), mas o importante é que haja a aquisição dos dados em ambos os sentidos da inclinação, isto é, tiro direto e reverso.

A equação do tempo de trânsito pode ser obtida nos casos apresentados antes (SHERIFF, 1995), considerando as variáveis mostradas na figura 10.

$$t = \frac{X \cos \xi}{V_2} + \frac{h_d + h_u}{V_1} \cos \theta_c \quad (6)$$

Analisando a Figura 10 é possível observar que se obtêm curvas de tempos diferentes dependendo da posição escolhida para a fonte (A ou B). Isso fica mais claro ao notar-se que para cada posição considerada da fonte há tempos e posições diferentes para a chegada da primeira frente de onda refratada à superfície, uma vez que há duas distâncias diferentes da superfície à interface, h_d e h_u . Considerando que:

$$h_u = h_d + X \sin \xi \quad (6.1)$$

e usando a equação 6, é possível obter as relações para os tempos de trânsito na trajetória em que o desce ao longo da interface t_d e na trajetória em que o raio sobe ao longo da interface t_u ,

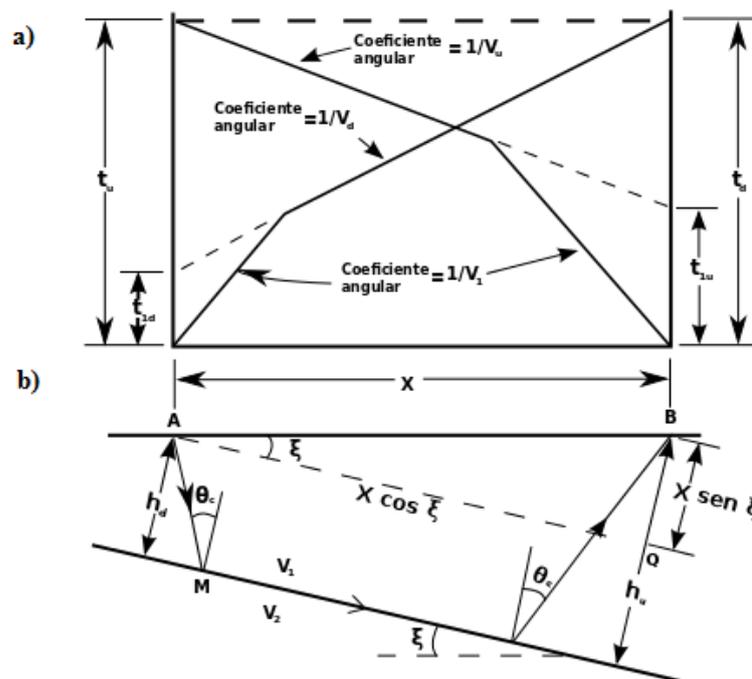
$$t = \frac{X}{V_d} + t_{1d}, \text{ com } V_d = \frac{V_1}{\sin(\theta_c + \xi)} \text{ e } t_{1d} = \frac{2h_d}{V_1} \cos \theta_c \quad (6.2)$$

e,

$$t = \frac{X}{V_u} + t_{1u}, \text{ com } V_u = \frac{V_1}{\sin(\theta_c - \xi)} \text{ e } t_{1u} = \frac{2h_u}{V_1} \cos \theta_c \quad (6.3)$$

Através das figuras e equações mostradas é possível observar que a onda direta e a onda refratada são os primeiros eventos registrados nos sismogramas. Essa característica é vantajosa para o uso da refração na interpretação de dados, uma vez que isso aumenta a acurácia na determinação do tempo de trânsito desse evento (TELFORD et al., 1990).

Figura 10 - Em b: modelo de duas camadas com velocidades $V_2 > V_1$ e interface com ângulo de inclinação ξ . Em a: gráfico com o tempo de chegada dos raios refratados aos receptores, com a fonte em A, receptor em B (t_d) e fonte em B, receptor em A (t_u); X é a distância entre a fonte e o receptor.



Fonte: Adaptado de Telford (1990)

5.6 Tomografia Sísmica por Tempo de Percurso

A palavra tomografia é derivada do grego *tomos*, que em português seria equivalente a parte ou seção. Em Medicina, no método conhecido como Tomografia Computadorizada, inúmeras fontes e receptores de raios-X são utilizados no processo direto onde se registra suas intensidades após percorrerem o meio, de modo a refletir as variações de densidade dentro do corpo humano. Pode-se ainda obter o coeficiente de atenuação de cada parte do corpo humano fazendo uso da inversão desses dados (STEWART, 1991).

Em geofísica, a Tomografia Sísmica faz uso de uma técnica semelhante de imageamento, mas sofre algumas limitações. Em primeiro lugar, não se consegue obter, na Tomografia Sísmica, a mesma cobertura angular da Tomografia Computadorizada, já que não há fontes e receptores circundando o objeto. Além disso, devido a grandes contrastes de velocidade, muitas vezes os raios sísmicos apresentam trajetórias curvas, o que aumenta a complexidade da técnica usada para construção da imagem (STEWART, 1991).

A tomografia sísmica trata-se de um tipo de problema inverso e tem como objetivo obter a distribuição de velocidades do meio em função da profundidade, sendo nos últimos anos a técnica mais utilizada para o imageamento das anomalias de velocidade sísmica (WOODWARD et al., 2008). Há vários tipos de tomografia sísmica: tempo de trânsito de reflexão; transmissão poço-a-poço; *FWI - Full Waveform Inversion* (inversão da forma completa da onda). Esta última é atualmente o estado da arte no estudo de tomografia sísmica, sendo um dos assuntos mais estudados e com grandes desafios em sua aplicação para dados reais (WOODWARD et al., 2008).

5.7 Traçado de Raios

A tomografia de refração considera tão somente o tempo de percurso do raio entre a fonte e o receptor, que pode ser dado pelo valor da integral (LYTLE & DINES, 1980):

$$t_i = \int_{R_i} s(x, z) dl, \quad i = 1, \dots, M, \quad (7)$$

Onde R_i é o percurso do raio, M é a quantidade de pares fonte e receptor e $s(x, z)$ a vagarosidade do meio bidimensional no ponto (x, z) . Em um meio discretizado com N retângulos de mesmo tamanho a equação acima se transforma em:

$$t_i = \sum_{j=1}^N g_{ij} s_j, \quad i = 1, \dots, M \quad (7.1)$$

Sendo que g_{ij} representa o tamanho do percurso percorrido pelo i -ésimo raio dentro do j -ésimo retângulo.

Pode-se reescrever essa equação em notação vetorial como:

$$t = Gs \quad (7.2)$$

onde G é a matriz formada pelos elementos g_{ij} , t o vetor com os tempos de trânsito e s , o vetor das vagarosidades. Uma propriedade importante da matriz G é sua esparsidade. Como, em cada trajetória, o raio atravessa uma pequena parcela dos retângulos de vagarosidade constante s_j , o número de elementos nulos da matriz G é muito elevado.

Uma forma de analisar o percurso do raio, sem envolver o conceito de frente de onda, é o princípio de Fermat. Esse princípio afirma que a trajetória obedecida por um raio entre os pontos P_1 e P_2 é a que minimiza o tempo de trânsito do deslocamento do raio entre esses pontos, ou ainda, é o caminho que minimiza o valor da integral abaixo:

$$I = \int_{P_1}^{P_2} n(x, z) ds \quad (7.3)$$

em que $n(x, z) = c/v(x, z)$ é o índice de refração correspondente à posição (x, z) de um meio heterogêneo isotrópico e ds é um elemento de arco. Há ainda uma forma mais moderna de se colocar o princípio Fermat que diz que o tempo de trânsito é estacionário com respeito a mudanças de primeira ordem na trajetória. Portanto, para pequenas perturbações na vagarosidade s , não é necessário a atualização dos elementos de G (SEN & STOFFA, 2013).

Seja a perturbação de primeira ordem na vagarosidade $\Delta s^k = s^{k+1} - s^k$ e a matriz tomográfica G^k gerada pelo campo de vagarosidades s^k . Segundo o princípio de Fermat, a perturbação nos tempos de trânsito será dada por:

$$\Delta t^k = t^{k+1} - t^k = G^k \Delta s^k \quad (7.4)$$

6 AQUISIÇÃO DE DADOS

Os dados utilizados para a realização do presente trabalho consistem na aquisição de três linhas sísmicas que estão representadas pela Figura 2. Cada linha possui 360 metros de extensão, com um espaçamento de 5 metros entre geofones e entre tiros de 20 metros, totalizando 72 pontos de registro.

Tabela 2 - Geometria das linhas sísmicas.

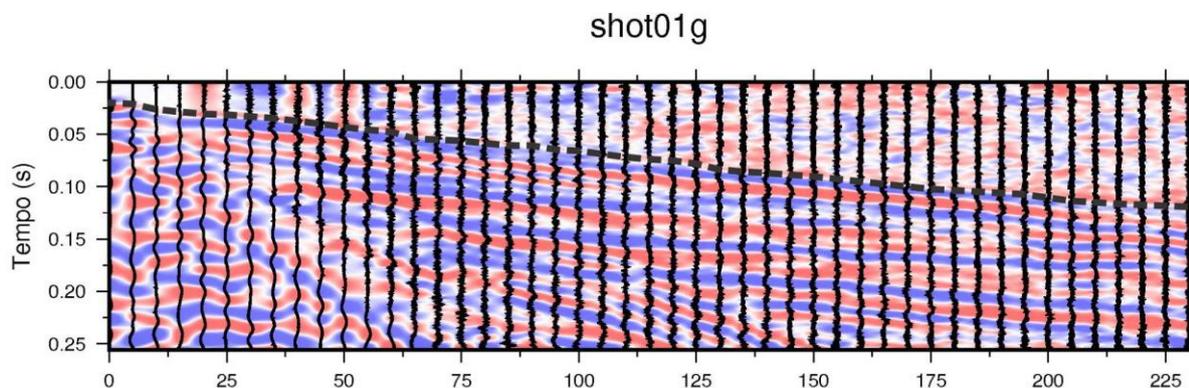
Linha	Extensão da linha (m)	Espaçamento entre geofones (m)	Espaçamento entre os tiros (m)	Fonte sísmica	Nº de tiros	Repetibilidade	Intervalo de amostragem (ms)
A-B	360	5	20	Marreta	18	10	512
C-D	360	5	20	Marreta	18	10	512
E-F	360	5	20	Marreta	18	10	512

Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

Também serão utilizadas informações de testemunhos de sondagem na área do levantamento, fornecidos pela empresa CRM (Companhia Riograndense de Mineração).

Na figura 11 é apresentado um sismograma referente ao primeiro tiro da linha A-B. A linha tracejada no *shot01g* mostra a primeira chegada da onda refratada e onde são feitos os “*picks*” de cada traço sísmico. Os traços vistos no sismograma contém o tempo de trânsito da onda sísmica registrada pelo respectivo geofone, essa é a informação necessária para a posterior inversão e geração dos modelos tomográficos.

Figura 11 - – Sismograma do shot01g e shot02g.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

7 MATERIAIS E SOFTWARES

Para o levantamento de dados serão utilizados basicamente: um sismógrafo de 24 canais, um *notebook* com o *software* de aquisição, 24 geofones verticais de 40 Hz e uma marreta de 7 kg como fonte sísmica.

7.1 Seismic Unix

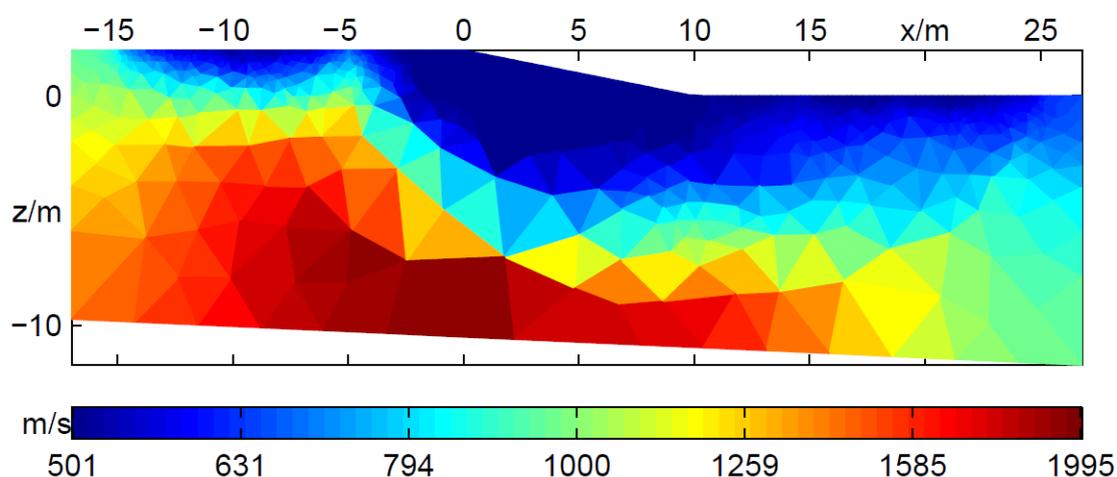
Para o processamento dos sismogramas de refração sísmica será utilizado um pacote de processamento sísmico chamado *Seismic Unix* (SU), disponibilizado pelo *Center for Wave Phenomena* do *Colorado School of Mines* (CWP). O pacote SU, consiste em um ambiente de processamento sísmico escrito na linguagem de programação C para sistemas Unix, mantido pelo *Center for Wave Phenomena* (CWP) na *Colorado School of Mines* (CSM). Possibilitando a realização de vários processos encadeados. (STOCKWELL & COHEN, 2008).

7.2 Ra2DTomo

Consiste num *software* para tomografia de refração 2D, pelo uso de malhas triangulares não estruturadas. O *software* permite ao usuário especificar um modelo inicial de velocidades a partir do qual é realizada a inversão. Vários parâmetros de inversão são fornecidos, como: limite inferior de velocidade, suavização, inversão robusta ou restrição de modelo em blocos. Obtém-se como resultado um modelo da distribuição de velocidades de subsuperfície (GÜNTHER & RÜCKER, 2006).

A figura 12 mostra um exemplo de um modelo de velocidades obtido através do software, onde é possível observar a distribuição de velocidades das estruturas em subsuperfície com o aumento da profundidade.

Figura 12 – Modelo de tomografia sísmica.



Fonte: Extraído de Günther & Rücker (2009).

8 PROCESSAMENTO DOS DADOS

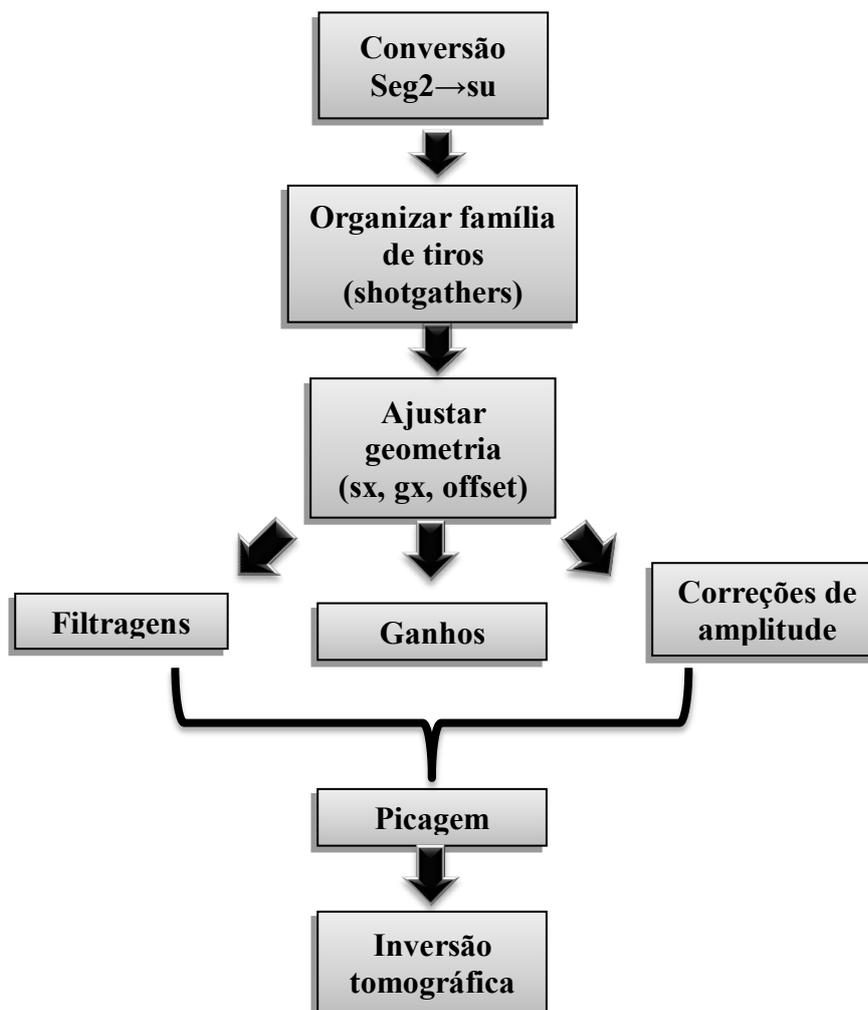
A figura 13 mostra um fluxograma contendo os passos necessários para a realização do processamento dos dados.

Primeiramente é realizada a conversão dos dados brutos (.seg2) para o formato compatível com o *seismic unix* (.su) utilizando o software *WinSism* da *W-Geosoft*, depois os dados são concatenados para organizar as famílias de tiros, possibilitando a organização dos offsets (distância fonte-receptor).

No *software Seismic Unix*, foi realizada a conversão dos dados para o novo formato do *software* com o comando “*suoldtonew*”, atribuição da geometria do levantamento inserindo as posições de fonte (sx) e geofones (gx) com os comandos “*suchw*” e “*sushw*”, normalização dos dados pela amplitude média quadrática (RMS) com “*sunormalize*” e picagem das primeiras quebras nos sismogramas resultantes dos processos anteriores com “*suxpicker*”. A picagem é a etapa final do processamento, gerando como saída um arquivo .dat com os traços de cada tiro e seus respectivos tempos.

Estes arquivos agrupados consistirão no banco de entrada para o *software Ra2dtomo* a fim de gerar os modelos de velocidade. O resultado da inversão pode ser exportado num arquivo de texto (.xzv) para gerar a seção sísmica no *software GMT*.

Figura 13 – Fluxograma com as etapas para a realização do processamento dos dados.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

9 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta etapa do trabalho serão apresentados os resultados obtidos e as discussões sobre as interpretações realizadas a partir dos modelos gerados.

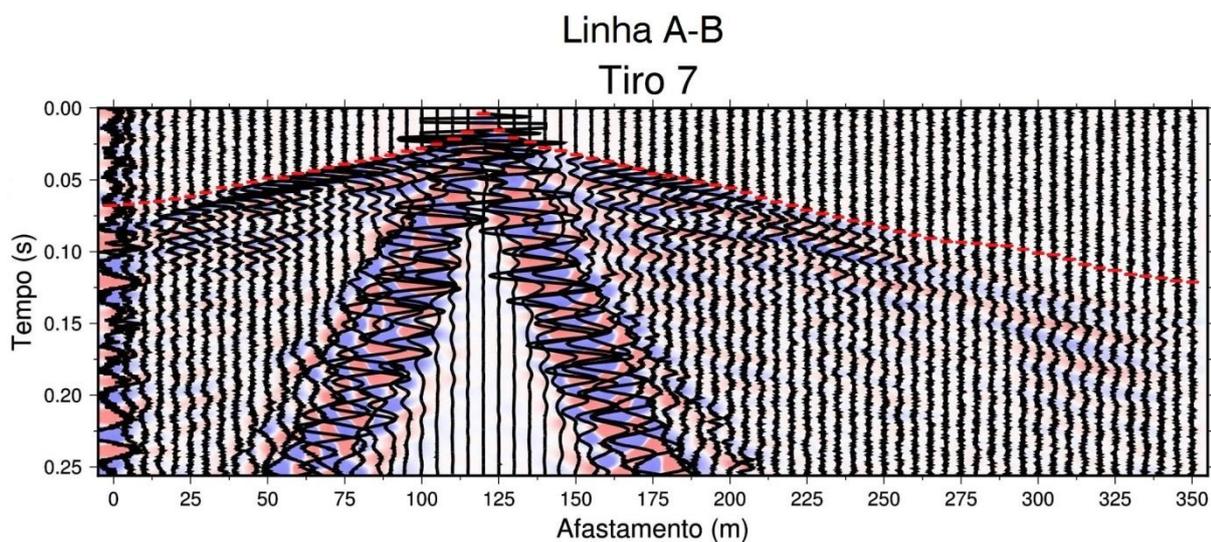
9.1 Sismogramas

Após passarem pela etapa de processamento representado pelo fluxograma da figura 13, são gerados os sismogramas para cada tiro. Nas figuras 14, 15 e 16 abaixo se observa o sétimo tiro de cada linha. Optou-se por mostrar esses tiros, pois são os que possuem o maior número

de traços sísmicos, junto com o tiro 8, tiro 9, tiro 10 e tiro 11, totalizando 72 traços cada . Estes são os tiros mais centrais e se estendem por todo o arranjo de 360 metros.

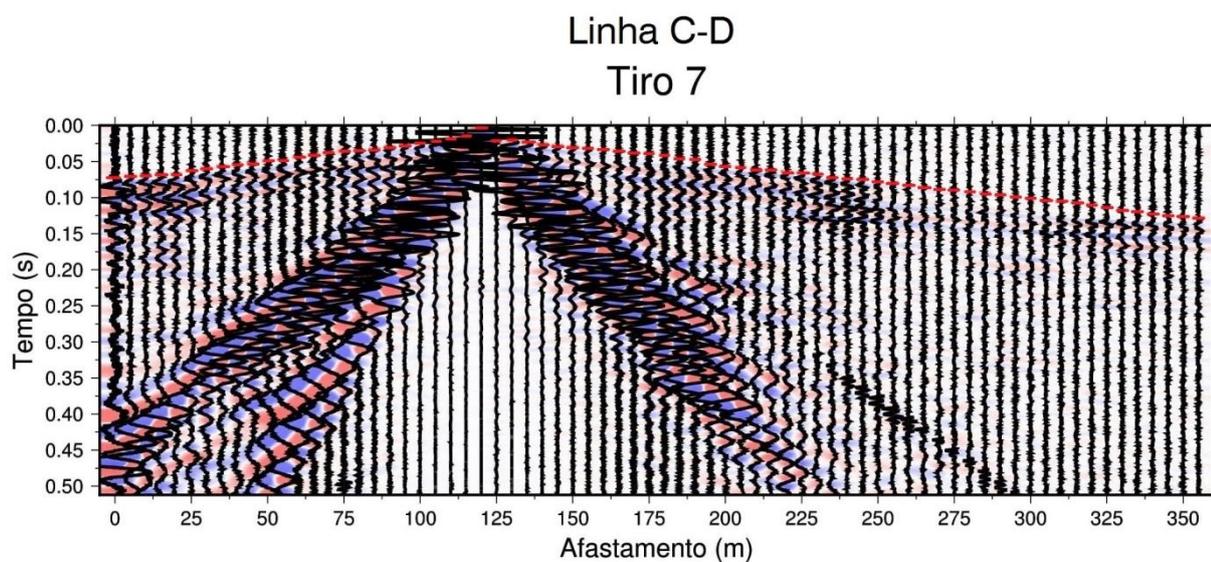
A linha tracejada em vermelho representa os picks de cada traço sísmico para cada um dos tiros.

Figura 14 – Sismograma do tiro 7 referente a linha A-B.



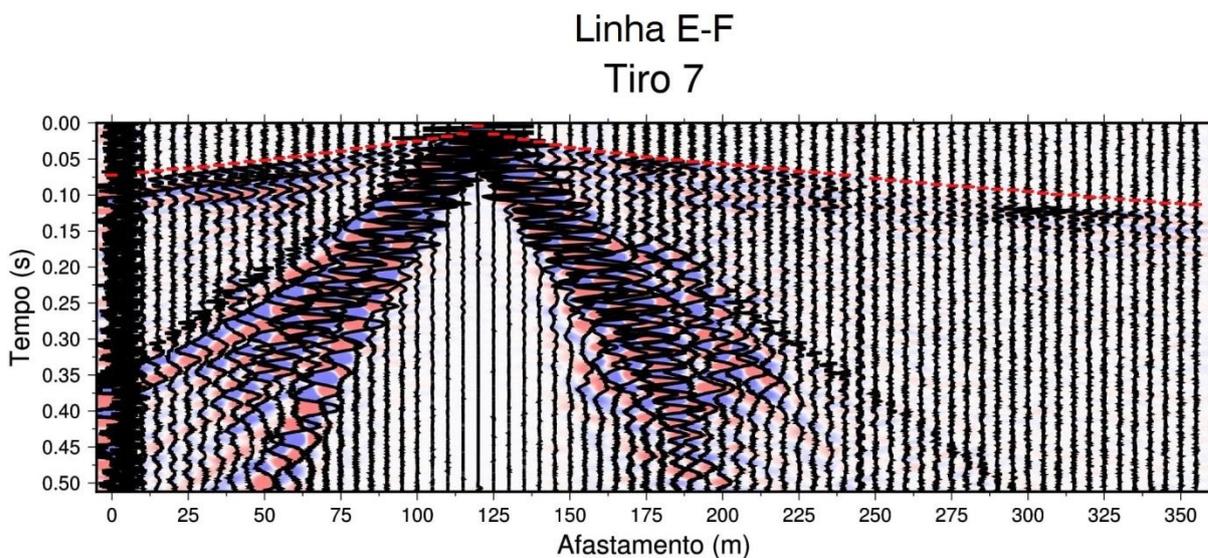
Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

Figura 15 – Sismograma do tiro 7 referente a linha C-D.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

Figura 16 – Sismograma do tiro 7 referente a linha E-F.



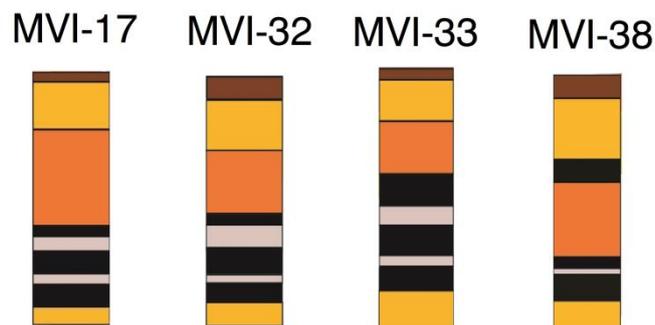
Fonte: Elaborado pelo autor (2017)

9.2 Testemunhos de sondagem

Foram disponibilizadas informações de testemunhos de sondagem pela Companhia Riograndense de Mineração. Essas informações possibilitaram a correlação com os modelos de tomografia sísmica e assim melhor precisão no resultado final. Trata-se de 17 poços de sondagem com profundidade média de 30,3 metros realizados anteriormente na área de estudo, dispostos aleatoriamente. Dentre estes 17 foram utilizadas informações de apenas quatro poços de sondagem, pois estavam mais próximos das linhas sísmicas.

A figura 17 mostra a coluna estratigráfica respectiva de cada poço, nela é possível observar a intercalação das camadas de carvão com as demais litologias presentes no local. Trata-se de camadas que variam de poucos centímetros de espessura até alguns metros, isto pode ser visto nas tabelas 3, 4, 5 e 6, respectivamente. Para os quatro poços utilizados na correlação verifica-se um padrão nas camadas em subsuperfície, onde a partir dos 8 metros de profundidade se encontram as primeiras camadas de carvão.

Figura 17 – Coluna estratigráfica dos testemunhos de sondagem.



Legenda

- Solo orgânico
- Arenito
- Carvão
- Intercalações de arenito, folhelho e argilito
- Argilito

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Tabela 3 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-17

MVI – 17	Profundidade (m)	Sigla	Litologia
	0 – 0,35	TV	Solo orgânico
	0,35 – 3,90	E1	1º pacote estéril, arenitos da formação Palermo
	3,90 – 8,07	E2	2º pacote estéril, folhelhos, argilitos e lentes de arenito
	8,07 – 8,70	BL	Camada de carvão (Banco Louco)
	8,70 – 10,90	E3	Argilito acima da camada Candiota
	10,90 – 13,20	BS	Carvão, Banco Superior
	13,12 – 13,90	E4	Argilito intermediário
	13,90 – 17,20	BI	Carvão, Banco Inferior
	17,20 – 20,80	E5	Estéril abaixo da camada Candiota, composto por arenito

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Tabela 4 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-32

MVI – 32	Profundidade (m)	Sigla	Litologia
	0 – 0,49	TV	Solo orgânico
	0,49 – 4,22	E1	1º pacote estéril, arenitos da formação Palermo
	4,22 – 10,60	E2	2º pacote estéril, folhelhos, argilitos e lentes de arenito
	10,60 – 10,96	BL	Camada de carvão (Banco Louco)
	10,96 – 13,06	E3	Argilito acima da camada Candiota
	13,06 – 15,99	BS	Carvão, Banco Superior
	15,99 – 16,47	E4	Argilito intermediário
	16,47 – 19,72	BI	Carvão, Banco Inferior
	19,72 – 21,00	E5	Estéril abaixo da camada Candiota, composto por arenito

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Tabela 5 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-33

MVI – 33	Profundidade (m)	Sigla	Litologia
	0 – 0,56	TV	Solo orgânico
	0,56 – 5,46	E1	1º pacote estéril, arenitos da formação Palermo
	5,46 – 13,14	E2	2º pacote estéril, folhelhos, argilitos e lentes de arenito
	13,14 – 13,77	BL	Camada de carvão (Banco Louco)
	13,77 – 15,67	E3	Argilito acima da camada Candiota
	15,67 – 18,36	BS	Carvão, Banco Superior
	18,36 – 19,22	E4	Argilito intermediário
	19,22 – 22,29	BI	Carvão, Banco Inferior
	22,29 – 23,80	E5	Estéril abaixo da camada Candiota, composto por arenito

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Tabela 6 – Descrição litológica do furo de sondagem MVI-38

MVI – 38	Profundidade (m)	Sigla	Litologia
	0 – 0,46	TV	Solo orgânico
	0,46 – 7,84	E1	1º pacote estéril, arenitos da formação Palermo
	7,84 – 8,88	S3	1ª camada minerável de carvão
	8,88 – 18,31	E2	2º pacote estéril, folhelhos, argilitos e lentes de arenito
	18,31 – 18,87	BL	Camada de carvão (Banco Louco)
	18,87 – 20,61	E3	Argilito acima da camada Candiota
	20,61 – 23,06	BS	Carvão, Banco Superior
	23,06 – 23,52	E4	Argilito intermediário
	23,52 – 26,97	BI	Carvão, Banco Inferior
	26,67 – 27,90	E5	Estéril abaixo da camada Candiota, composto por arenito

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

9.3 Modelos de tomografia sísmica por tempo de percurso

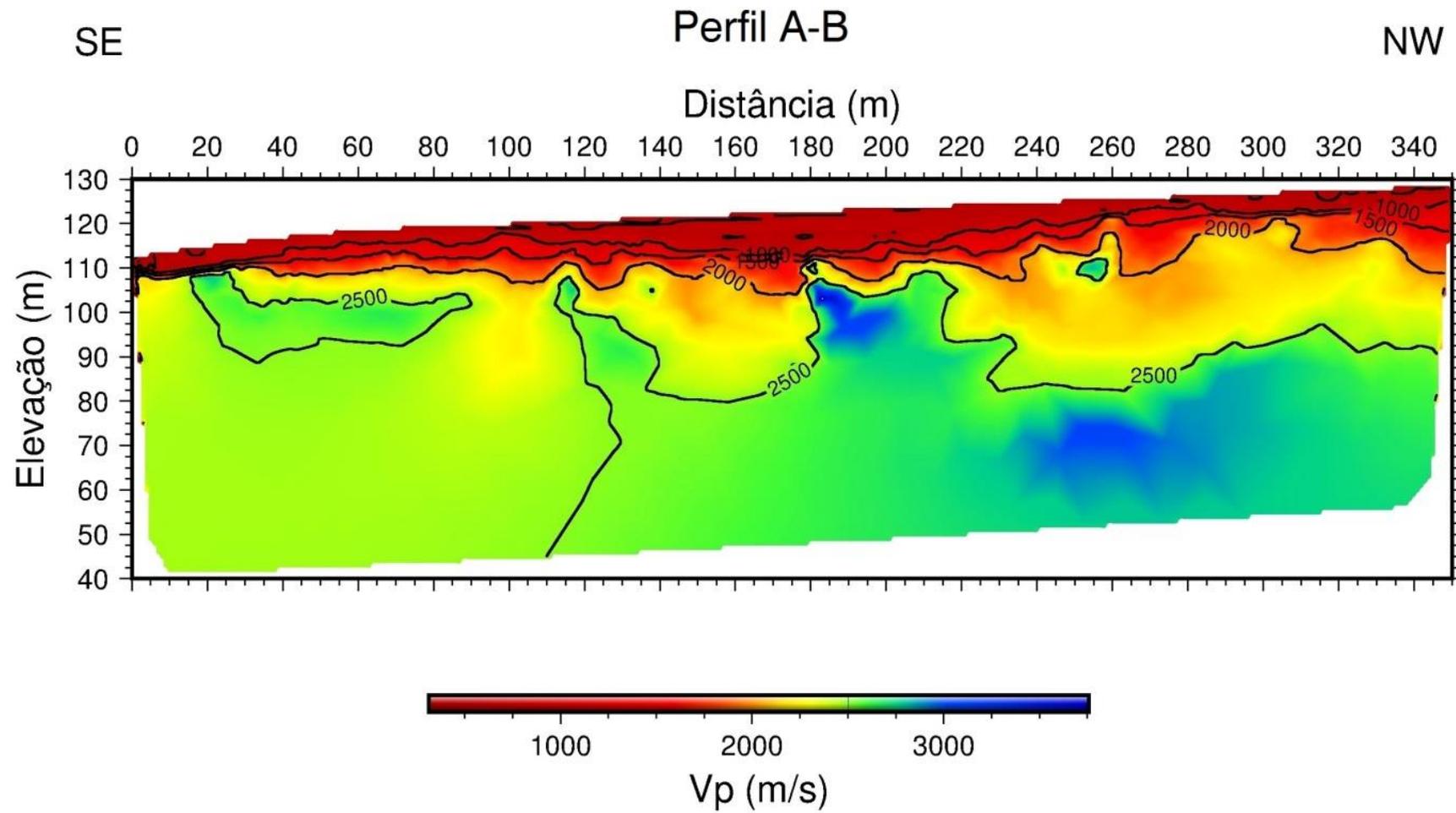
Os modelos das linhas sísmicas foram gerados a partir da inversão dos tempos de percurso da onda refratada criticamente. Consistem em três modelos com profundidades que atingem até 70 metros. Este é um ponto favorável, tendo em vista que os furos de sondagem atingem no máximo 27,90 metros (MVI-38).

A inversão tomográfica do perfil sísmico A-B forneceu um modelo consistente que se ajustou bem aos dados amostrados na 13ª iteração, com um *RMS* de 3,76 *ms*, representado pela Figura 18.

Neste modelo observam-se quatro camadas definidas por diferentes contrastes de velocidade sísmica. Têm-se duas camadas relativamente finas de velocidade mais baixa (300–900 *m/s* e 900–2200 *m/s*). A primeira provavelmente refere-se a camada de solo com poucos metros de espessura. A terceira camada, caracterizada com velocidades sísmicas

variando de 2200 a 2800 *m/s*, apresenta uma geometria mais complexa e corresponde ao intervalo de velocidade sísmica do carvão, o que possibilita a associação desta velocidade com as camadas de carvão intercaladas com as demais litologias, como argilitos e folhelhos. Em profundidades maiores, as velocidades sísmicas são superiores a 2800 *m/s* e podem ser associadas às rochas sedimentares da formação Palermo, que possuem velocidade maior, como os arenitos, por exemplo.

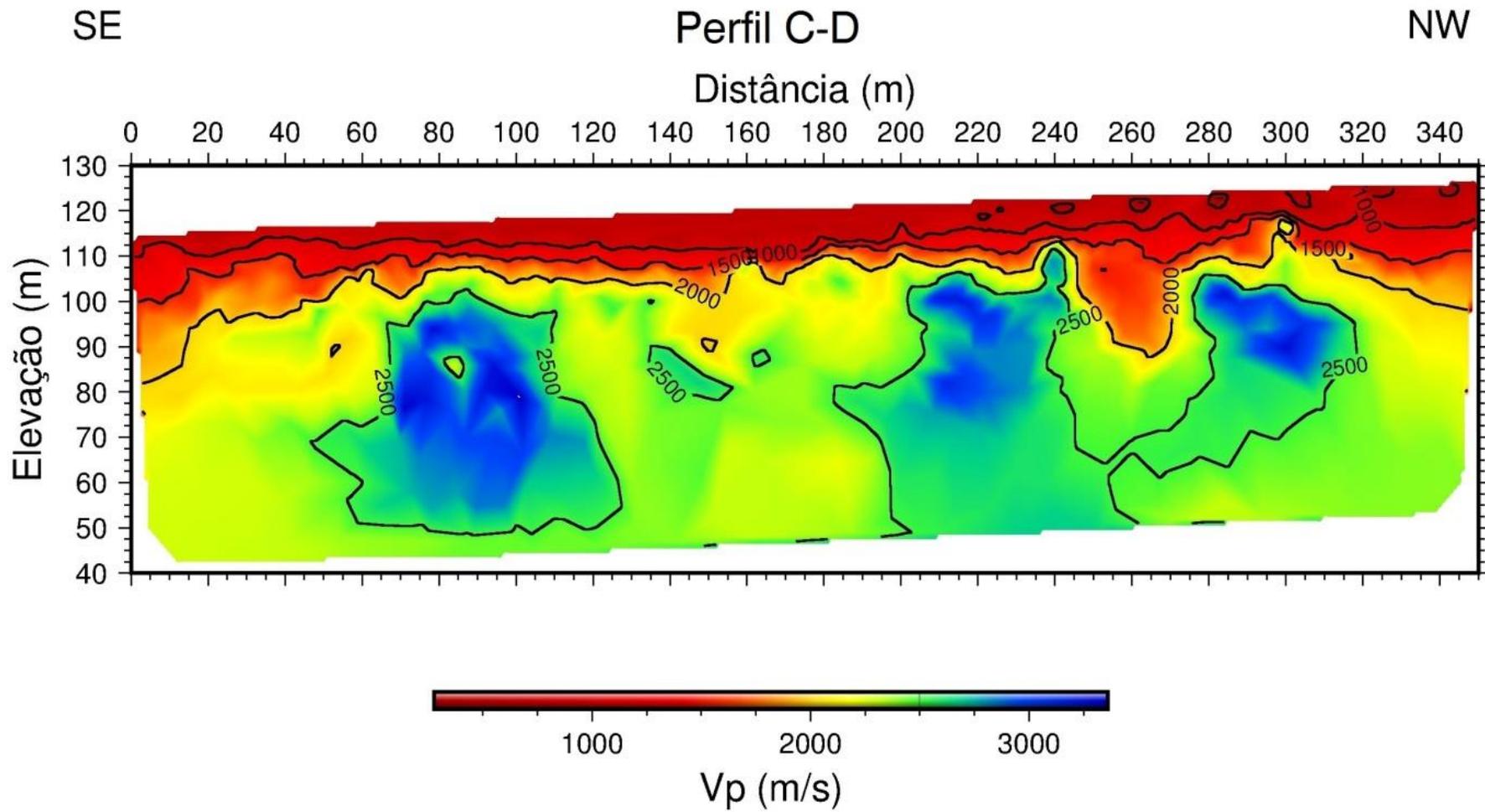
Figura 18 - Modelo de velocidades do perfil A-B a partir de tomografia sísmica.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

No modelo de tomografia sísmica referente a linha C-D (Figura 19) foi obtido um *RMS* de 4,34 ms, mais complexo que o modelo anterior, porém com velocidades que correspondem ao esperado, tendo como base os valores tabelados, conforme os valores apresentados na Tabela 1. Para este modelo verificou-se, também, 4 camadas de diferentes litologias com base nos contrastes de velocidade sísmica. Uma fina camada de solo com poucos metros de espessura com velocidade sísmica variando de 260 até 900 m/s. A segunda camada possivelmente composta por finas camadas de arenito intercaladas com argilitos e folhelhos inconsolidado com velocidade um pouco superior (900 a 1700 m/s). A terceira camada corresponde a camada portadora de carvão com velocidade variando de 1700 até 2800 m/s. Por último, com velocidades superiores da 2800 m/s, correspondendo aos arenitos presentes na região. Este aumento na velocidade ocorre devido ao fato de que em maiores profundidades as camadas de arenito estejam mais compactadas, reduzindo assim a quantidade de poros e causando um aumento na velocidade de propagação da onda refratada.

Figura 19 – Modelo de velocidades do perfil C-D a partir de tomografia sísmica.



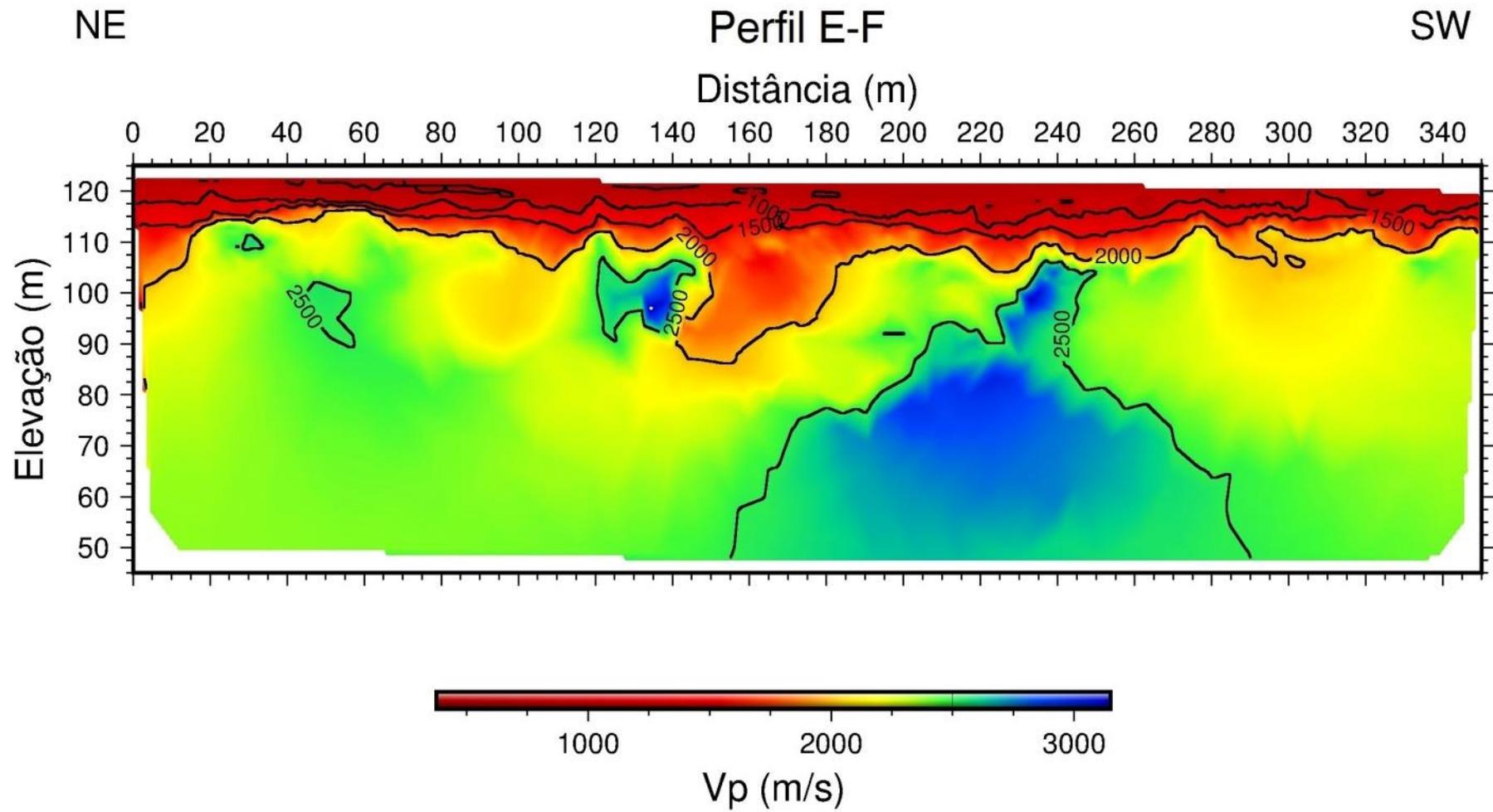
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O modelo gerado para a linha E-F (Figura 20), que atravessa perpendicularmente as outras duas linhas, resultou num modelo com distribuição de velocidades mais suave que a do modelo C-D, com *RMS* de 3,29 ms.

Caracterizada por quatro camadas com maiores contrastes de velocidades sísmicas, registrando inicialmente uma fina camada de solo com velocidades variando de 350 até 850 m/s sobreposta a uma camada de velocidade superior de 850 até 1900 m/s, composta por intercalações de diferentes rochas sedimentares. A terceira camada foi associada à presença de carvão com velocidade inicial de 1900 até 2700 m/s. Por último uma camada mais espessa de velocidade superior chegando até 3200 m/s.

Entre as posições 160 e 260 m do perfil E-F verificou-se um aumento na velocidade sísmica, devido provavelmente, a presença de água num contato ou fratura.

Figura 20 – Modelo de velocidades do perfil E-F a partir de tomografia sísmica.



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

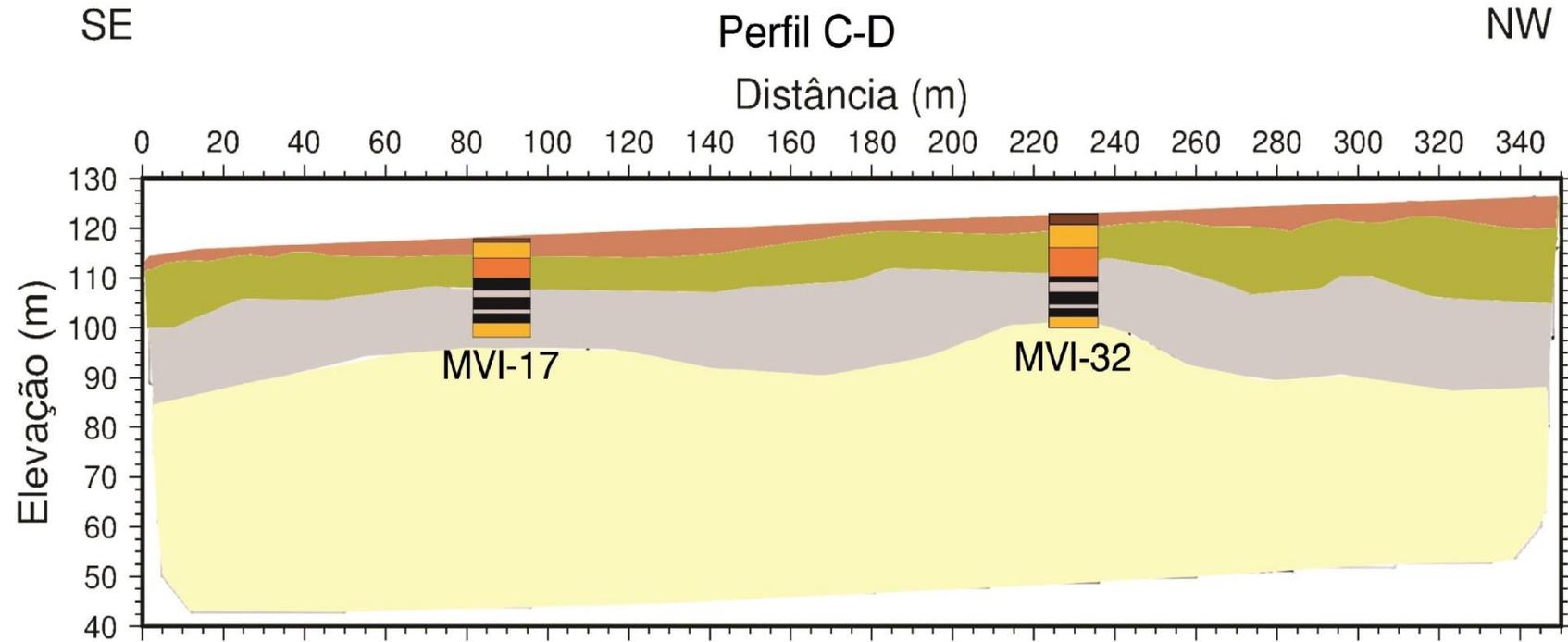
9.4 Modelos geofísico-geológicos correlacionados com os testemunhos de sondagem.

Identificadas as camadas com base nos contrastes de velocidades sísmica, foi possível realizar a interpretação correlacionando as informações dos testemunhos de sondagem para cada um dos três perfis. Vale ressaltar que para os três modelos a camada em cor cinza representa a camada portadora de carvão intercalado com as demais litologias e não uma única camada compreendendo apenas carvão.

A figura 21 mostra a correlação do perfil A-B com o poço MVI-38 que está na posição 200 metros ao longo do perfil. Inicia com uma fina camada de solo com aproximadamente 1,5 metro de espessura, foi identificado a partir do testemunho uma camada de 0,47 metros de espessura de solo naquela posição. Abaixo desta camada encontra-se a primeira camada de arenito inconsolidado que foi identificado no modelo de velocidades chegando até 8 metros de profundidade e de acordo com as informações do testemunho atingem até 8,88 metros. Para este modelo a ocorrência de carvão se inicia em aproximadamente 5 metros de profundidade no início do perfil, na posição do poço a primeira camada minerável de carvão está em 7,84 metros (Tabela 6) o que é compatível com o modelo obtido. Nota-se que ocorre um afinamento na camada portadora de carvão exatamente na posição do poço, isto ocorre devido a presença de uma camada de arenito que causa um aumento na velocidade sísmica (superior a 3000 m/s), essa camada é verificada no testemunho de sondagem iniciando em uma profundidade de 23,52 metros de acordo com a tabela 6.

Verificou-se para este modelo uma camada com presença de carvão atingindo até 30 metros de profundidade em determinados pontos, entre as posições 140 e 160 metros e 240 e 260 metros.

Figura 21 – Modelo geofísico-geológico do perfil A-B.



Legenda

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Camada de solo Intercalações de arenito, folhelho e argilito Camada portadora de carvão Camada de arenito | <ul style="list-style-type: none"> Solo orgânico Arenito Carvão Intercalações de arenito, folhelho e argilito Argilito |
|--|--|

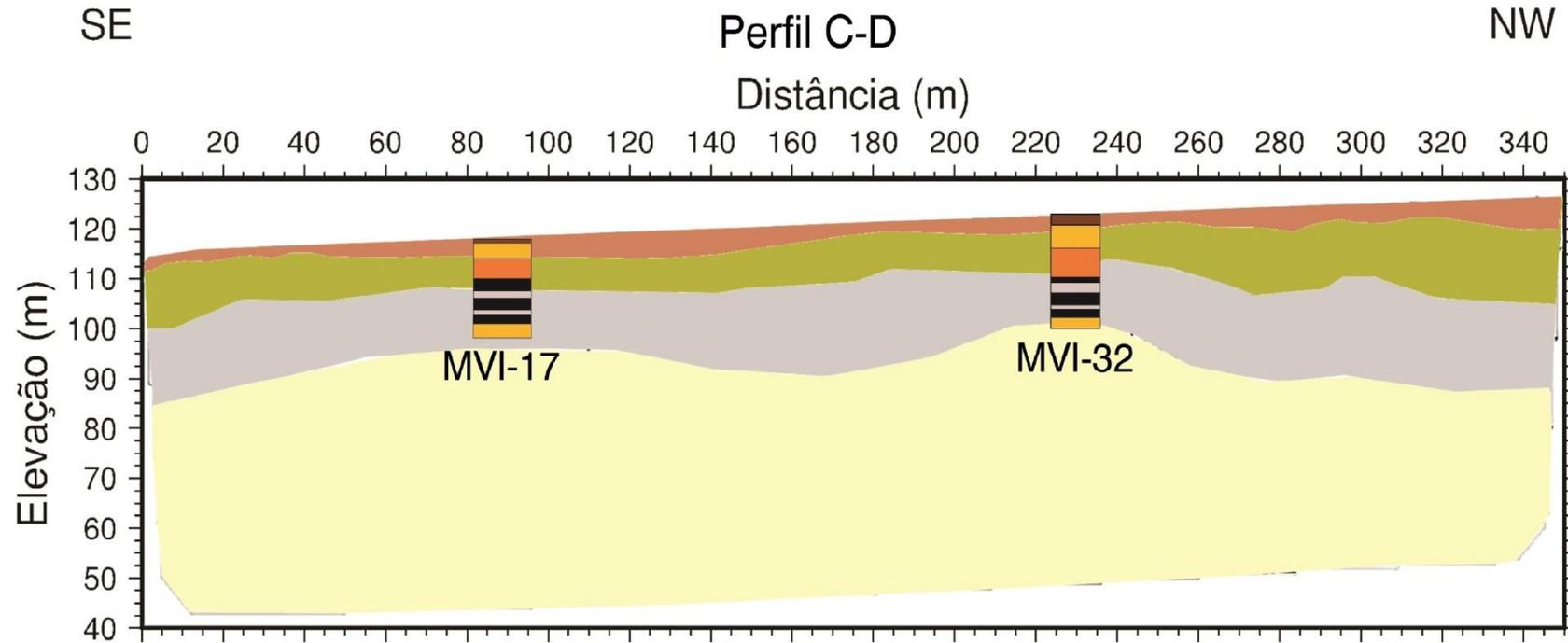
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Na figura 22 observa-se um modelo de quatro camadas correlacionado com dois furos de sondagem nas posições 90 e 230 metros ao longo do perfil C-D. Registra inicialmente a partir da interpretação com base nos contrastes de velocidade uma fina camada de solo de aproximadamente 1 metro de espessura no início do perfil chegando até 5 metros em alguns pontos, como na posição 120 e 340 metros, . De acordo com os testemunhos de sondagem, para o poço MVI-17 a camada de solo chega até 0,35 metros e para o testemunho do poço MVI-32 até 0,45 metros. Segue abaixo uma camada de velocidade superior composta por intercalações de arenito, folhelho e argilito atingindo até 15 metros de profundidade em alguns pontos, os dados dos poços indicam a presença de uma camada de arenito acima desta camada de argilito e folhelho, a sísmica de refração rasa com o tipo de fonte utilizada não tem resolução suficiente para resolver cada interface desses diferentes tipos de litologia, porém consegue delimitar os principais contrastes existentes para essas litologias com propriedades físicas distintas.

A camada portadora de carvão inicia em 12 metros no início do perfil e em 15 metros no fim do perfil, atingindo até 22 metros de profundidade na metade do perfil. As informações dos testemunhos constataam a presença da primeira camada de carvão em 8,06 até 17,20 metros para o poço MVI-17 e 10,60 até 19,72 metros para o poço MVI-32, comparando as profundidades interpretadas do modelo com as dos testemunhos verifica-se que são bem próximas, confirmando a eficácia do método em caracterizar as camadas de carvão.

Sotoposta a estas camadas de carvão e argilito estão as camadas de arenito com velocidade superiores, atingindo até a profundidade máxima do modelo.

Figura 22 – Modelo geofísico-geológico do perfil C-D.



Legenda

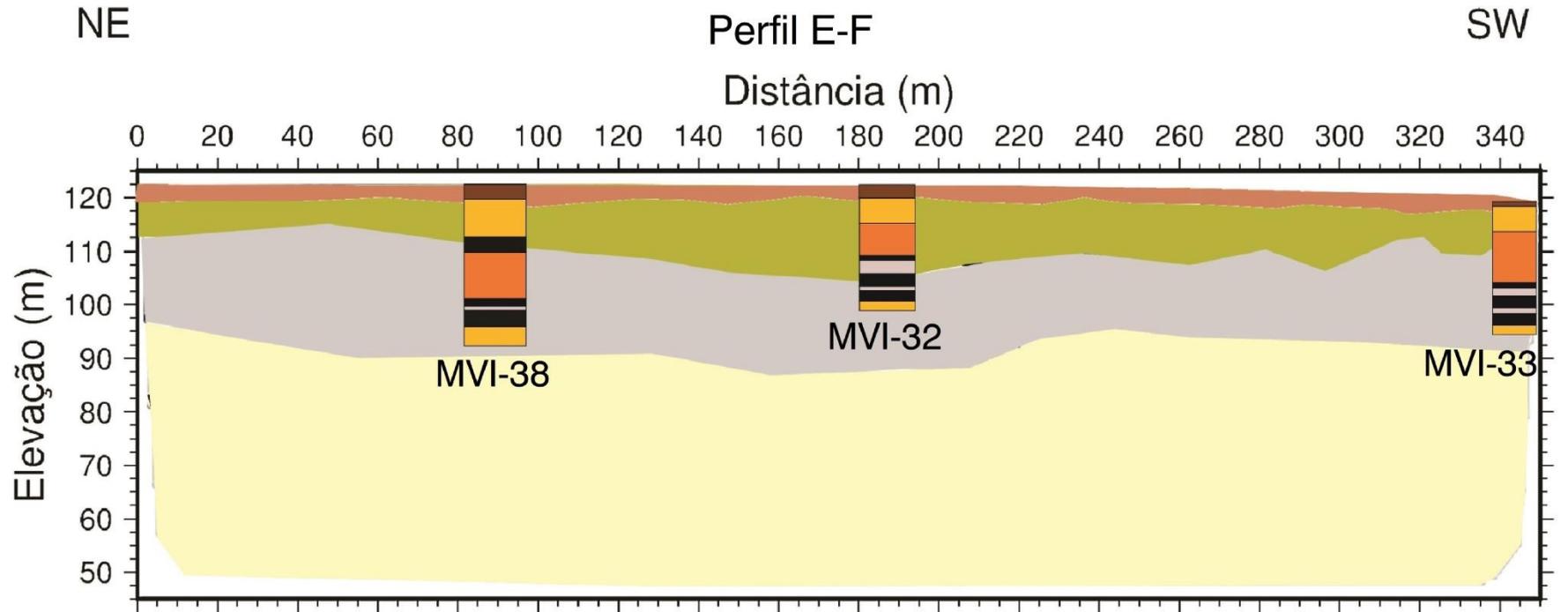
- | | |
|--|--|
| Camada de solo | Solo orgânico |
| Intercalações de arenito, folhelho e argilito | Arenito |
| Camada portadora de carvão | Carvão |
| Camada de arenito | Intercalações de arenito, folhelho e argilito |
| | Argilito |

A figura 23 ilustra o modelo do perfil E-F o qual foi possível a correlação com três furos de sondagem, possibilitando maior precisão no resultado final.

As duas camadas que sobrepõem a camada que porta o carvão são compostas por uma fina camada de solo com 2 metros de espessura em média, seguida por uma camada com intercalações de argilitos, folhelhos e arenito. A camada composta por carvão intercalada com argilito foi interpretada a partir de 10 metros de profundidade no início do perfil e em 20 metros no fim, chegando a uma profundidade de 28 metros na base em alguns pontos.

Correlacionando com as informações dos testemunhos verificou-se que a interpretação feita a partir da tomografia foi bem próxima dos testemunhos. Os limites das camadas de carvão dos testemunhos estão dentro da camada portadora de carvão interpretada, como os poços não alcançam grandes profundidades não se pode afirmar se existem camadas de carvão abaixo da camada de arenito presente nos dados dos testemunhos, porém as velocidades obtidas para este modelo estão dentro dos limites conhecidos que o carvão pode atingir.

Figura 23 – Modelo geofísico-geológico do perfil E-F.



Legenda

- | | |
|--|--|
| Camada de solo | Solo orgânico |
| Intercalações de arenito, folhelho e argilito | Arenito |
| Camada portadora de carvão | Carvão |
| Camada de arenito | Intercalações de arenito, folhelho e argilito |
| | Argilito |

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A utilização do método de tomografia por tempo de percurso utilizando dados de refração sísmica rasa resultou na obtenção de três modelos de velocidades sísmicas.

O procedimento de inversão convergiu satisfatoriamente, gerando modelos relativamente bem ajustados, que após a correlação com os poços, verificou-se que a interpretação baseada na distribuição das velocidades é consistente com as informações dos testemunhos de sondagem.

Para cada modelo obtido, pode-se afirmar que:

1) para o perfil A-B foi realizada a correlação com apenas um poço e verificou-se que os limites de onde se inicia a primeira camada minerável de carvão com a terceira camada foram bem delimitadas a partir da interpretação do modelo tomográfico. O poço que está na posição 200 metros do perfil registrou uma camada de arenito iniciando em 26,67 metros, na tomografia foi registrado um aumento na velocidade na mesma posição, iniciando na mesma profundidade, indicando a presença de arenito, que possui velocidade superior a do carvão. Para o modelo em questão conclui-se que a tomografia conseguiu caracterizar a camada com a presença de carvão bem como a geometria da camada.

2) o modelo do perfil C-D foi correlacionado com dois poços que atingem profundidades de 20,80 e 21 metros, para ambos os limites interpretados a partir do modelo de tomografia estão próximos das profundidades onde se encontrou carvão nos testemunhos. O aumento da velocidade em locais isolados no perfil que podem ser verificados entre as posições 60 e 110 metros, 200 até 240 e 280 até 320 metros pode ser causado devido a presença de água nos poros do arenito, já que existe uma estrutura que corta parte dos perfis com água que corre em superfície, indicando a presença de água.

3) o perfil perpendicular E-F mostrou um bom resultado correlacionado a três furos de sondagem, onde a camada portadora de carvão interpretada no modelo está bem próxima das profundidades das camadas de carvão encontradas nas informações dos testemunhos. O aumento da velocidade na posição 240 metros do perfil provavelmente está associada a presença de água devido a falha que cruza o perfil E-F.

De fato, em muitos problemas geofísicos é possível gerar várias soluções completamente diferentes que expliquem adequadamente o mesmo conjunto de dados, especialmente onde erros estão presentes. Para se restringir o problema a soluções que tenham sentido físico, é necessário muitas vezes adicionar informações extras ao problema (informação a priori), e assim vincular as soluções para obter valores próximos do esperado.

Em função disso, é essencial a correlação das informações dos testemunhos com os modelos de tomografia onde mostram as profundidades em que se podem encontrar as camadas de carvão possibilitando um resultado mais preciso na interpretação já que os testemunhos são a prova do que se encontra em subsuperfície. A correlação dos modelos com os testemunhos se torna uma importante ferramenta e auxilia na exploração deste tipo de recurso que é o mais utilizado na geração de energia elétrica.

Apesar das limitações, a tomografia sísmica por tempo de percurso se mostrou eficiente na determinação e caracterização do meio estratificado. Devido a baixa resolução não é possível distinguir especificamente a camada correspondente ao carvão por serem camadas extremamente finas e as velocidades serem próximas das demais litologias presentes, porém foi possível determinar as camadas portadoras, bem como, identificar eventuais estruturas presentes no meio geológico.

O método sísmico mostrou-se ser de grande auxílio na exploração do carvão aumentando a economicidade e a produção de uma mina, pois furos de sondagem apesar de precisos fornecem informações espaciais limitadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABICHÉQUER, L. A. Relatório de estágio supervisionado: **Caracterização do carvão da Mina de Candiota**: Companhia Riograndense de Mineração. 2007.

AKI, K.; RICHARDS, P. G. *Quantitative Seismology*. Califórnia, EUA: University Science Books, 2 ed. 2002.

ARAMIS, P. G. et al. **Carvão fóssil**. Estudo avançados. São Paulo. 1998.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. **Atlas de energia elétrica do Brasil**. 3 ed. Brasília, 2008.

CANUTO, J. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C., SANTOS, P. R. *Sequence stratigraphy of the Itararé Subgroup (Late Paleozoic), Paraná Basin, in southern Paraná and northern Santa Catarina, Brazil*. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3. Barra do Garças. 1997.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Grande Candiota: Bloco Seival II**. Porto Alegre, 1983. p.18-26.

DELIA-FÁVERA, J. C.; CHAVES H.A.F.; PEREIRA E., CÂMARA FILHO, L.M.; MEDEIROS M.A.M. **Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: UERJ/DGG/LABCG. 1992. p. 68

GOCHIOCO, L. M. *Seismic surveys for coal exploration and mining planning*. Consolidation Coal Company. Pennsylvania, 1990.

GOMES, A. P. et al, **Carvão Fóssil**. Estudos Avançados vol. 12. n. 33. São Paulo, 1998. p. 89.

GOULTY, N.R.; BRABHAM, P.J. *Seismic refraction profiling in opencast coal exploration*. 1984

GÜNTHER, T. **Ra2dtomo**. Versão 0.8.2.[S.1., s/n]. 2006. Disponível em:

< <http://www.resistivity.net/index.php?id=ra2dtomo&type=1> > Acesso em: 4 de abril, 2017.

GÜNTHER, T.; RÜCKER, C. *A new joint inversion approach applied to the combined Tomography of dc resistivity and seismic refraction data*. Leibniz Institute for Applied Geosciences, Hannover, Germany. 2009

HOLZ, M. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de estratigrafia**. Porto Alegre, 256 p., 2 volumes. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. 1995a.

HOLZ, M. **Proposta de arcabouço cronoestratigráfico de terceira ordem para o pacote eo-permiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul**. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos. Porto Alegre: UFRGS., p. 91-97. 1995b.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W.; BANERJEE, I. *Sequence stratigraphy of paralic coalbearing strata: an overview*. Coal Geology. 2002. p. 147-179.

HOLZ, M. *Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the early Permian Rio Bonito Formation, Parana Basin, Brazil*. A. M., 3° Latinamerican Congress of Sedimentology, Belém. 2003. p.125-126

HOLZ, M.; KALKREUTH, W. *Sequence stratigraphy and coal petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil*. In: **Pashin, J., Gastaldo, R. (Eds.), Sequence Stratigraphy, Paleoclimate, and, Tectonics of Coal-bearing Strata, AAPG Studies in Geology**, vol. n° 51, 2004. p. 147-167.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. [S.1., s/n] Disponível em:

<ftp://geofp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/malhas_territoriais/malhas_municipais/municipio_2010/>. Acesso em: 3 abr. 2017.

INTERNATIONAL ENERGY AGENCY. [S.1. s/n]. 2017. Disponível em: <www.iea.org>. Acesso em: 22 março, 2017.

KEAREY, P.; BROOKS, M., HILL, I. **Geofísica de Exploração**. 1 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

KOULAKOV, I., T. STUPINA, KOPP, H.. *Creating realistic models based on combined forward modeling and tomographic inversion of seismic profiling data*. Geophysics, 75, n.3, B115, 10.1190/1.3427637. 2010.

LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. 2. ed. Cambridge University Press: Cambridge, 2007.

LYTLE, R. J., DINES, K. A. *Interactive ray tracing between boreholes for underground image reconstruction*. Inst. Elect. Electron. Eng Trans. Geosci. Remote Sensing. 1980.

MILANI, E.J. (Eds.) **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Petrobrás, 1997. p. 135-168.

MILANI, E. J. **Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná**. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. 2000.

PACHECO, E. T. **Estudo do beneficiamento a seco do carvão da Mina de Candiota/ RS**; Tese de Doutorado- Curso de Pós-graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais- UFRGS/RS-Brasil. 2008.

RIGOTTI, N. **Recuperação de áreas degradadas**. Cadernos de planejamento e gestão ambiental, 2da edição. Fundação estadual de proteção ambiental, FEPAM. Nº 2. 2002 p. 100 - 102.

RODRIGUES, A. D. As "Camadas de carvão inferiores" de Candiota, FM. Rio Bonito, Bacia do Paraná : **análise estratigráfica e implicações para seu aproveitamento econômico**. In: Salão de Iniciação Científica (20-24 out. 2008: Porto Alegre, RS). Porto Alegre : UFRGS, 2008. Resumo 309, p.110.

ROSSI, A. **Caracterização paleoambiental a partir dos componentes orgânicos particulados em depósitos bioturbados do bloco central da jazida carbonífera do Iruí (Cachoeira do Sul, RS)**. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Geologia – PPGeo. UNISINOS. 2008.

SCHNEIDER, R.L. et. al., **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**, Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1974. v.1, p. 41-65.

SEN, M. K.; STOFFA, P. L. *Global optimization methods in geophysical inversion*, Cambridge University Press. 2013

SHERIFF, R. E. *Exploration Seismology*. 2 ed. Nova York, EUA: Cambridge University Press, 1995.

SOUZA, K F.; **Caracterização das camadas superiores e inferiores da jazida de Candiota para estudos futuros de beneficiamento gravimétrico, visando o uso energético**. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais - PPGE3M. UFRGS. Porto Alegre. 2012.

STEEPLES, D.W.; *Shallow Seismic Methods*. – in: Rubin y, Hubbard SS *hydrogeophysics: 215–251, springer*; Dordrecht, the Netherlands. 2005. p.215-251.

STEWART, R. R. *Exploration Seismic Tomography: Fundamentals*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. 1991.

STOCKWELL, J. W.; COHEN, J. K. *The New SU User's Manual*. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, 2008. Disponível em: <<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/documentation/>>. Acesso em: 16 de julho, 2017.

TEICHMÜLLER, M. *Stach's textbook of coal petrology*. Stuttgart-Berlin. 1975

TEIXEIRA, E.C. *et al*, 2004. **Estudos Ambientais em Candiota: carvão e seus impactos**. Porto Alegre: FINEP / PDACT / CIAMB / FAPERGS / FEPAM. 2004.

TELFORD, W.M., GELDART L.P., SHERIFF, R.E. *Applied geophysics*. 2 ed. Nova Iorque: Univ. Cambridge, 1990.

White, I.C. **Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil**. Rio de Janeiro, DNPM, 1988. Parte I: 1-300, Parte II: 301-617. 1908

WOODWARD, M. et al. *A decade of tomography*. *GEOPHYSICS*, 2008. Society of Exploration Geophysicists, v. 73, n. 5, 2008. p. VE5–VE11.

ZALÁN, P.V. et al. **A Bacia do Paraná**. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Eds.) *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Petrobrás, 1990. p. 135-168.