



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

AMANDA DE SOUZA SANTOS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DA SÍSMICA DE REFRAÇÃO RASA PARA A
IDENTIFICAÇÃO DO TOPO GRANÍTICO NO MUNICÍPIO DE TRACUATEUA
(PARÁ)

Belém- Pará

2016

AMANDA DE SOUZA SANTOS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DA SÍSMICA DE REFRAÇÃO RASA PARA A
IDENTIFICAÇÃO DO TOPO GRANÍTICO NO MUNICÍPIO DE TRACUATEUA
(PARÁ)

Trabalho de conclusão de curso
apresentado à Faculdade de Geofísica do
instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, em cumprimento às
exigências para a obtenção de grau em
bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Pedro Andrés
Chira Oliva

Belém- Pa

2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPa

Santos, Amanda de Souza, 1983-

Aplicação do método da sísmica de refração rasa para a identificação do topo granítico no município de Tracuateua (Pará) / Amanda de Souza Santos. – 2016.

66 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Pedro Andrés Chira Oliva

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2016.

1. Granito - Tracuateua (PA). 2. Método de refração sísmica. 3. Velocidade. 4. Inversão (Geofísica). I. Título.

CDD 22. ed.: 552.5098115

AMANDA DE SOUZA SANTOS

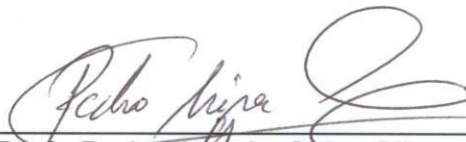
APLICAÇÃO DO MÉTODO DE SÍSMICA DE REFRAÇÃO RASA PARA A
IDENTIFICAÇÃO DO TOPO GRANÍTICO NO MUNICÍPIO DE TRACUATEUA
(PARÁ)

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geofísica do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito parcial à
obtenção de grau de Bacharel em
Geofísica.

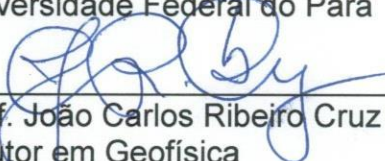
Data da defesa: 11 de outubro de 2016.

Conceito: EXCELENTE

Banca Examinadora:



Prof. Pedro Andrés Chira Oliva - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. João Carlos Ribeiro Cruz - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Manuel de Jesus dos Santos Costa - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Aos meus pais, Antônio Dário Nelson e Dalvina Brito, por todo apoio e incentivo ao longo da minha vida, e a minha filha Maria Cecília, por me motivar a ser alguém melhor.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero agradecer a Deus, que sempre me deu certeza da Sua existência por meio da Sua divina providência. Por me dá forças para levantar de cada queda, ânimo para encarar as dificuldades e sabedoria para seguir em frente.

A Nossa Senhora de Nazaré, mãe de Deus e nossa mãe, da qual me tornei devota ao ser aprovada para a realização deste sonho, que tem me acompanhado fielmente nesta caminhada dando-me colo, consolo e doçura materna, revelando-me Deus.

A minha mãe Dalvina Brito, meu exemplo e amor eterno, que mesmo doente não se negou a me ajudar sempre que precisei. Abraçou-me quando eu não merecia, ficando ao meu lado no momento mais especial, doloroso e confuso da minha vida, quando me tornei mãe.

Ao meu pai Dário Nelson, meu amigo e parceiro, que me surpreendeu muito nesses quatro anos, especialmente com seus conselhos tão solícitos. Por toda contribuição financeira e por acreditar no meu sonho e apostar na realização dele.

A minha única irmã Ana Paula que tomou pra si nossas responsabilidades, como se as suas já não fossem suficientes. Por toda contribuição financeira e emocional, e por cuidar tão amorosamente da minha filha. Por me dar a graça de ser tia de duas meninas lindas, Fernanda e Ana Clara, que me dão muita alegria e me inspiram a ser alguém melhor.

A minha filha Maria Cecília, presente de Deus, que me faz viver diariamente e verdadeiramente a experiência de amar. Que modifica minhas opiniões e me leva a refletir sobre cada atitude, promovendo em mim a certeza de que quero ser um bom exemplo e não um bom sermão na vida dela.

A minha prima, irmã e amiga Carla Alécia, por me amar com todas as minhas imperfeições, desde sempre. Por ser ouvidos sempre que precisei, e por me fazer ouvidos também, confiando a mim sentimentos, medos e experiências.

Ao meu melhor amigo e parceiro Maurício Pantoja, que foi uma peça fundamental nestes quatro anos, promovendo-me dias de muita felicidade por simplesmente existir em minha vida e por me escolher e me acolher como melhor amiga.

Ao professor Pedro Chira por sua disponibilidade em me orientar, compartilhando comigo seu conhecimento e seu tempo, e confiando a mim os equipamentos que foram primordiais para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao colega e amigo Ivinon Farias Lima pela importante colaboração e parceria durante a realização do levantamento sísmico.

Aos professores Cícero Regis, Cristiano Martins, Fábio Domingos, Jessé Costa, José Geraldo Alves, Lourenildo Leite, Lúcia Costa e Silva, Marcus Welby Silva e Victor Tocantins por toda contribuição, ensinamentos e oportunidades, ao longo da minha graduação.

Aos secretários da coordenação da Faculdade de Geofísica, Klebson Moura e Socorro Silva, por representar tão bem o funcionalismo público, atendendo as nossas solicitações de forma prestativa, paciente e tolerante, sem fugir as normas a que são submetidos.

Aos amigos Adriano Valente, Adriany Tiffany, Andrey Marcos, Bruno Santos, Clauder Teles, Crislene Silva, Daniel Camarão, Daniela Melo, Diego Arthur, Gabriel Leal, Heverlyn Miranda, Igor de Jesus, Marcus Vinicius, Murilo Nascimento, Raissa Baldez, Rayssa Ratto, Renato Reis, Vinicius Alexandre e todos os demais alunos da Turma 2012, permanentes e desistentes que compartilharam comigo além do conhecimento, todas as aventuras e desventuras ao longo da nossa graduação.

Aos pós-graduandos Alberto Ruiz, Anderson e Zoraida Da Piedade, Carlos Alexandre, Laura Rosellon que muito além dos muros da Universidade, estiveram ao meu lado em momentos importantes da minha vida, compartilhando não só o conhecimento, mas principalmente a amizade.

Aos meus queridos amigos Fabrício Mússio e Karime Hosn que me acolheram no momento mais difícil da minha vida e da minha graduação, me dando toda assistência que precisei para levar adiante a realização deste sonho mesmo estando grávida.

Ao meu amigo Wilber Pinheiro, que me incentivou muito a não desistir através de suas palavras e exemplo.

Em fim, a todos que de alguma forma, voluntária ou involuntária, contribuíram para minha permanência, evolução e realização deste sonho. Aos que acreditaram e apostaram na minha capacidade e especialmente aos que descreditaram, pois estes me motivaram a ultrapassar todas as barreiras que eles julgaram que eu não seria capaz.

“Em tudo, amar e servir.”

Santo Inácio de Loyola

RESUMO

No município de Tracuateua (Pará), existe a ocorrência um corpo granítico que vem sendo tema de diversas pesquisas científicas associadas ao seu contexto geológico e aos impactos ambientais causados pela exploração do mesmo. A exploração deste corpo rochoso para a extração de brita, utilizada em construção civil, ocorre a pouco mais de cinquenta anos e é o principal investimento empresarial neste município, possuindo uma vida útil de 100 anos de exploração. Com a finalidade de contribuir com o conhecimento referente a este corpo granítico, é que foi aplicado o método de investigação indireto da sísmica de refração rasa para investigar a ocorrência e a profundidade na qual está localizado o corpo granítico próximo à subsuperfície numa determinada área de interesse no município de Tracuateua e complementar os estudos de investigação direta já existentes no local.

Palavras-chave: Corpo granítico, sísmica de refração rasa, modelo de velocidades, inversão sísmica.

ABSTRACT

In the Tracuateua city (Pará), there exist the occurrence of a granite body that has been the subject of several scientific research related to its geological context and the environmental impacts caused by the exploitation of the same. The exploitation of this rocky body for gravel extraction, used in construction, is just over fifty years and is the main business investment in this city, having a useful life of 100 years of exploitation. In order to contribute to the knowledge concerning this granitic body, it has been applied the indirect method of shallow refraction seismic to investigate the occurrence and the depth in which is located the body granitic near subsurface in a particular area of interest in the Tracuateua city and complement direct research studies already in place.

Keywords: Granite body, shallow refraction seismic, velocity mode, seismic inversion.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Curva típica de tensão-deformação de um corpo sólido. Adaptado de KEAREY et al.(2009).	6
Figura 2.	Esquema de um corpo 3D submetido a um campo de pressão triaxial. Modificado de SOARES (1992).	7
Figura 3.	Esquema de extensão uniaxial. Adaptado de KEAREY et al. (2009)	8
Figura 4.	Compressão axial. Adaptado de KEAREY et al. (2009)	9
Figura 5.	Representação gráfica do módulo de volume de um elemento submetido a pressões hidrostáticas. Adaptado de KEAREY et al. (2009)	9
Figura 6.	Módulo de Rigidez μ . Adaptado de KEAREY et al. (2009)	10
Figura 7.	Variação de escarificabilidade com a velocidade das ondas P para um intervalo de litologias (KEAREY et al., 2009).	11
Figura 8.	Representação esquemática do movimento principal da onda de superfície. Adaptado da homepage kiska.giseis.alaska.edu	12
Figura 9.	Representação esquemática do movimento principal da onda P. Adaptado de LAMIT Company, 2004.	12
Figura 10.	Representação esquemática do movimento principal da onda S. Adaptado de LAMIT Company, 2004.	13
Figura 11.	Representação gráfica da propagação de um raio sísmico ao longo de duas camadas com velocidades	14
Figura 12.	Representação gráfica de um raio criticamente refratado (a) e da reflexão total da onda incidente (b) (Adaptado de BOUGUER <i>et al.</i> , 2006). Na parte inferior é apresentado c) a propagação de uma onda frontal na camada superior associada à passagem de um raio criticamente refratado (Adaptado de KEAREY et al., 2009).	16
Figura 13.	Gama de aplicações sísmicas /acústicas. Modificado de KEAREY et al. (2009).	17
Figura 14.	Seção transversal esquemática de um geofone de bobina móvel.	19
Figura 15.	Sismograma de refração de ondas sísmicas, gerado a partir dos dados de teste disponibilizado pelo software SeisImager 2D	20

Figura 16.	Modelos esquemáticos de configuração sísmica para uma família de tiro-comum (<i>Common-Shot</i>) com as respectivas trajetórias dos raios refletidos e refratados. Adaptado da homepage <i>geofieldscolombia.com</i> .	21
Figura 17.	Projeção do Município de Tracuateua no mapa do estado do Pará. Modificado a partir do Google Maps.	22
Figura 18.	Imagem de satélite de parte do município Tracuateua-Pa, com demarcação da área de aquisição sísmica de refração. Adaptado do Google Earth.	23
Figura 19.	Distribuição espacial das unidades litoestratigráficas da região do Gurupi (nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão). A litologia do tipo 1 está associada ao Granito Tracuateua. Adaptado de PALHETA et al. (2009).	24
Figura 20	Foto do afloramento do Granito Tracuateua na jazida “Santa Mônica”. Adaptado de Menezes et al. (2013).	25
Figura 21.	Trajectoria de um raio refratado ao longo de uma superfície irregular. Adaptado de KEAREY et al.(2009).	27
Figura 22.	Ilustração de uma camada oculta em modelo de três camadas com velocidades distintas ($V1$; $V2 > V1$ e $V3 > V2$). a) Gráfico tempo X distância. b) Trajetória dos raios direto e refratados. Adaptado de KEAREY et al.(2009).	30
Figura 23.	Exemplo de camada cega em modelo com três camadas com velocidades distintas ($V1$; $V2 < V1$ e $V3 > V1$). a) Gráfico tempo X distância. b) Trajetória dos raios direto e refratado. Adaptado de KEAREY et al.(2009).	30
Figura 24.	Um modelo de programa de observação para se obter cobertura de refração rasa e profunda ao longo de uma linha de aquisição. As inclinas indicam o intervalo de cobertura dos tiros individuais. Modificado de KEAREY et al. (2009).	32
Figura 25.	Modelo esquemático usado como princípio para a correção de intemperismo. Modificado de KEAREY et al. (2009)	33
Figura 26.	Foto da linha do levantamento do Método de sísmica de Refração.	34

Figura 27.	Foto do equipamento utilizado na aquisição sísmica de refração rasa deste trabalho.	35
Figura 28.	Configuração do arranjo utilizado na aquisição sísmica de refração. Modificado de AZEVEDO (2012).	36
Figura 29.	Rotina de “Inversão do tempo trânsito” de dados de sísmica de refração no programa PLOTREFA.	37
Figura 30.	Resultado da aplicação do filtro passa alta e do filtro passa baixa no sismograma gerado pela fonte posicionada a -25 da linha de aquisição. a) Dado bruto. b) Dado filtrado.	38
Figura 31.	Sismograma resultante da fonte posicionada em 120m da linha sísmica. A linha rosa indica o traço associado às primeiras chegadas de forma de onda.	39
Figura 32.	a) Curva tempo versus distância gerada pelo programa PLOTREFA após marcação das primeiras chegadas. b) Curva tempo versus distância com indicações das formas de onda, vermelho para ondas direta e verde para ondas refratadas.	40
Figura 33.	Modelo de velocidade em profundidade gerado a partir do programa PLOTREFA com o uso do método de inversão por tempo de trânsito.	42
Figura 34.	Modelo de velocidade em profundidade gerado ao final da rotina de processamento por meio do método de inversão por tempo de trânsito.	43
Figura 35.	Modelo geológico da subsuperfície proposto para a linha sísmica investigada no Município de Tracuateua- Pa.	44
Figura 1A	Esquema gráfico da propagação do raio sísmico para um modelo de duas camadas com interface horizontal.	49
Figura 2A	Curva tempo X distância para a onda direta e onda frontal a partir de um único refrator horizontal. Modificado de KEAREY et al. (2009).	52

LISTA DE SIGLAS

σ	Tensão normal (esforço normal)
ε	Deformação
λ	Constante de Lamé - Constante elástica associada à deformação normal
μ	Constante de Lamé - Constante elástica associada à deformação cisalhante (módulo de rigidez).
τ	Tensão de cisalhamento
θ	Componente de inclinação
β	Componente de inclinação associada à refração em camadas inclinadas
α	Componente de inclinação associada à refração em camadas inclinadas
γ	Componente de inclinação associada ao mergulho do refrator
\emptyset	Função objetivo
E	Módulo Young
ν	Coefficiente de Poisson
K	Módulo bulk
t	Tempo de trânsito
t_i	Tempo de intercepção
t_w	Correção de intemperismo
t_e	Correção de elevação
v	Velocidade de propagação da onda

SUMÁRIO

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Epígrafe	iv
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Figuras	vii
Lista de Siglas	x
1. Introdução	1
2. Objetivos	4
2.1. Objetivos Gerais	4
2.2. Objetivos Específicos	4
3. Fundamentos Teóricos	5
3.1. Método Sísmico	5
3.1.1. Propriedades mecânicas das rochas	5
3.1.2. Propagação das ondas Mecânicas	11
3.1.3. Propagação do Raio Sísmico	13
3.2. Sistema de aquisição de dados sísmicos	16
4. Materiais e Métodos	22
4.1. Área de estudo	22
4.1.1. Geologia	23
4.2. Princípios do método da Sísmica de Refração	25
5. Metodologia	34
5.1. Aquisição de dados de Refração Sísmica	34
5.2. Processamento de dados sísmicos	36
6. Resultados e Discussões	42
7. Conclusão e recomendações	45
8. Referências Bibliográficas	47
9. Anexo I	49
10. Anexo II	53

1. INTRODUÇÃO

Os antigos pensadores dividiam o universo em duas partes: o céu, acima da superfície, e o inferno, abaixo dela. O céu, transparente e cheio de luz, permitindo enxergar diretamente os corpos celestes. O solo opaco era classificado como um inacessível mundo inferior, fechado para os olhos humanos. Hoje o interior da Terra pode ser visto não com os raios de luz das estrelas, mas com o conjunto de repostas medidas devido a influencia da distribuição interna das propriedades físicas da Terra (PRESS et al., 2006).

Estudos geofísicos têm contribuído significativamente para o conhecimento do interior da Terra através das análises das medidas geofísicas que podem revelar como as propriedades físicas do meio variam vertical e lateralmente. As pesquisas também diferem em termos de escala, sendo essas investigações em escala global, com estudos que vão da crosta ao núcleo, ou voltadas à exploração de uma região localizada, para fins de engenharia ou outros propósitos.

Os métodos geofísicos são subdivididos em métodos sísmicos, elétricos, eletromagnéticos, radiométricos, e potenciais (que medem o potencial gravimétrico e magnético do meio). Embora sejam passíveis de ambiguidades e incertezas na interpretação, estes métodos proporcionam um meio relativamente rápido e barato na obtenção de informações sobre a litologia em subsuperfície (KEAREY et al., 2009). Dentre estes, destacam-se os métodos sísmicos por fornecer uma imagem muito aproximada das estruturas geológicas em subsuperfície, detectando e delineando características locais de interesse potencial.

A sísmica de reflexão e a sísmica de refração são as vertentes dos métodos sísmicos e estão associadas às atitudes do raio sísmico (reflexão e refração) ao se propagar em meios distintos. Na sísmica de reflexão, o raio ao viajar para o interior da Terra é refletido nas interfaces e retorna a superfície. Na sísmica de refração, o raio se propaga na interface, segundo um ângulo crítico, retornando para a superfície com velocidade superior a da onda refletida (HERZIG, 2003; apud AZEVEDO, 2012). A eficiência desse método abrange tanto a exploração de bens minerais quanto estudos ambientais e de engenharia.

A velocidade de propagação das ondas mecânicas é a propriedade física utilizada pela sísmica de refração para a identificação da litologia devido estar associada às propriedades elásticas do material e as condições físicas ao qual ele está submetido (SEIMETZ, 2012). Em rochas graníticas, por exemplo, a velocidade associada às ondas compressionais varia entre 5,5-6,0 km/s. Já em rochas sedimentares a variação dessa velocidade vai de 0,2-6,0 Km/s devido a diversos fatores, entre eles, a granulometria e o grau de compactação (KEAREY et al., 2009).

O método de Sísmica de refração é normalmente utilizado para localizar interfaces refratoras separando camadas de diferentes velocidades sísmicas, mas o método também é aplicável em casos nos quais a velocidade varia suavemente em função da profundidade ou lateralmente. Este método pode ser aplicado desde os levantamentos voltados à engenharia até os experimentos de larga escala projetados para estudar a estrutura da crosta com um todo ou da litosfera. As medições de refração podem fornecer valiosas informações de velocidades para uso na interpretação de levantamentos de reflexão, e as chegadas refratadas registradas durante os levantamentos de reflexão em terra são usados para mapear a camada intemperizada (KEAREY et al., 2009)

Nogueira (2014) realizou um levantamento de dados 2D de sísmica de refração rasa e eletrorresistividade em uma linha no depósito de minério de ferro de N4WS, localizado na Província Mineral de Carajás. Ele determinou através da eletrorresistividade a existência de uma zona de maior resistividade (>3937 ohm.m), interpretada como sendo minério de ferro e uma região de resistividade intermediária (816 – 2330 ohm.m) interpretada como rochas alteradas. Nos resultados da sísmica, o autor gerou um modelo de duas camadas, sendo a primeira camada interpretada como horizonte de rochas alteradas, e a segunda camada como o horizonte de rochas preservadas.

Azevedo (2012) aplicou a sísmica de refração em dois perfis ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília. Ele obteve perfis de velocidades relacionados aos materiais que compõem o solo da área em estudo, permitindo definir três interfaces geológicas. O referido autor comparou com outros modelos geotécnicos/geológicos que permitiram estimar a composição das camadas observadas.

No município de Tracuateua (Pará), local do presente estudo, existe a ocorrência um corpo granítico que vem sendo tema de diversas pesquisas científicas associadas ao seu contexto geológico e aos impactos ambientais causados pela exploração do mesmo. Estudos envolvendo a formação e datações das estruturas geológicas presentes na área fazem parte do conjunto de temas que atraem os pesquisadores. A exploração deste corpo rochoso para a extração de brita, utilizada em construção civil, ocorre a pouco mais de cinquenta anos e é o principal investimento empresarial no município de Tracuateua, possuindo vida útil de 100 anos de exploração.

Com a finalidade de contribuir com o conhecimento referente à ocorrência e localização na subsuperfície do corpo granítico, é que foi aplicado o método de investigação indireto da sísmica de refração no presente estudo. Este método complementarará estudos diretos existentes

no local, como furo de sondagens cuja atuação é mais pontual quando comparada com a sísmica de refração, que podem ser de aplicação mais abrangente que os métodos diretos.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivos Gerais

Investigar sobre a ocorrência e a profundidade na qual está localizado o corpo granítico próximo à subsuperfície numa determinada área de interesse no município de Tracuateua (Pará).

2.2. Objetivos Específicos

- Identificar no pacote de camadas da subsuperfície a ocorrência do corpo granítico através do levantamento de sísmica de refração rasa.

- Identificar por meio dos perfis sísmicos o topo do corpo granítico para determinar a que profundidade este corpo acontece na subsuperfície.

- Determinar o tipo de rocha sobrejacente ao corpo granítico.

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1. Método Sísmico

O método Sísmico baseia-se na ideia de que uma onda mecânica gerada na superfície pode viajar através do solo e retornar após encontrar uma variação abrupta das propriedades elásticas do meio (KNODEL et al., 2007). Este retorno acontece após as ondas sísmicas terem sofrido refração e/ou reflexão nas interfaces geológicas em profundidade. Sensores distribuídos ao longo da superfície detectam a chegada dessas ondas a diferentes afastamentos em relação à fonte. Sabendo o tempo de propagação das ondas da fonte até o receptor, é possível calcular a velocidade de propagação no meio e converter os tempos de percurso em valores de profundidade, podendo então mapear as interfaces geológicas (KEAREY et al., 2009).

O levantamento sísmico pode ser terrestre ou marinho, e se torna o mais importante método geofísico devido ao volume de atividades de aquisição e aplicações (KEAREY et al., 2009). A sísmica permite mapear sequências sedimentares e vem sendo utilizado para diversas aplicações, como localização do nível do lençol freático, aplicações geotécnicas, na exploração mineral e de hidrocarbonetos.

3.1.1. Propriedades mecânicas das rochas

O conhecimento das propriedades físicas das rochas é de grande importância para o entendimento e interpretação de dados sísmicos. O estabelecimento de relações entre as propriedades físicas das rochas e as suas assinaturas sísmicas, possibilita a realização de interpretações quantitativas. Existem diversas aplicações práticas da física das rochas que fundamentam a importância sobre o estudo destas propriedades mecânicas (Morschbacher et al., 2010, Dillon e Vasquez, 2001):

A continuação será detalhada brevemente algumas das principais propriedades mecânicas das rochas.

A velocidade de propagação das ondas mecânicas é o parâmetro fundamental para os métodos sísmicos e varia de acordo com as propriedades elásticas do material ou da litologia e com as condições físicas ao qual está submetido. Entre as diversas propriedades mecânicas das rochas podemos destacar: a velocidade, tensão e deformação.

Tensão e deformação são propriedades índice no estudo do comportamento elástico das rochas, podendo ser avaliadas a partir de testes em laboratório ou no campo. Para a

compreensão do fenômeno de propagação de ondas sísmicas é fundamental o entendimento da Teoria da Elasticidade.

Um corpo, quando submetido à tensão (*stress*), sofre uma mudança de forma e/ou de volume, chamada de deformação (*strain*). A deformação é diretamente proporcional ao esforço aplicado e é reversível até um valor máximo de tensão chamada de limite elástico, ou seja, quando suspensa a tensão o corpo volta a sua forma original. Quando este limite é ultrapassado, a deformação torna-se parcialmente irreversível, isto é, não linear, e passa a ser denominada como deformação plástica ou dúctil. Se ainda houver um aumento da tensão, ocorre a fratura do corpo (KEAREY et al., 2009). A Figura 1 representa uma curva típica da relação tensão-deformação de um corpo sólido.

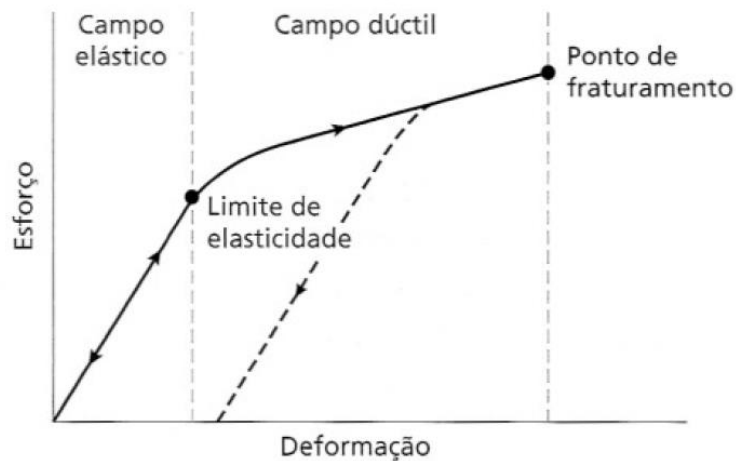


Figura 1- Curva típica de tensão-deformação de um corpo sólido. Adaptado de KEAREY et al.(2009).

A propriedade elástica para qualquer material é definida por seus módulos elásticos (*elastic moduli*), em que cada módulo expressa a razão entre um tipo particular de tensão e deformação resultante.

Considerando um pequeno elemento de volume isotrópico e homogêneo exemplificado na Figura 2, as tensões e deformações podem ser relacionadas pela Equação 1,

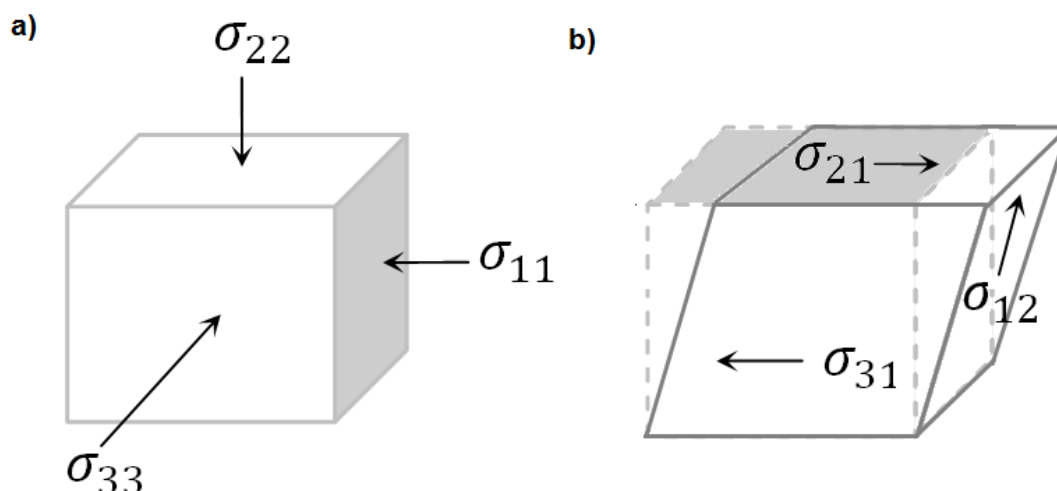


Figura 2 - Esquema de um corpo 3D submetido a um campo de pressão triaxial. a) Corpo submetido a tensões normais. b) Corpo submetido a tensões cisalhantes. Adaptado de SOARES (1992).

$$\sigma_{ij} = \lambda\Delta + 2\mu\varepsilon_{ij} \quad (1)$$

A equação trata-se da Lei de Hooke generalizada, onde σ_{ij} é o esforço ao qual o corpo foi submetido, ε_{ij} é a deformação resultante deste esforço e Δ é a dilatação volumétrica. As constantes elásticas λ e μ definem o comportamento de sólidos isotrópicos e são conhecidas como constantes de Lamé (IKELLE et al., 2005).

Os esforços são classificados como tensão normal, quando $i = j$ e a Equação 1 não sofre modificações, e como tensão de cisalhamento, quando $i \neq j$ resultando na Equação 2. A constante elástica μ permanece na equação por também se tratar do módulo de cisalhamento (IKELLE et al., 2005).

$$\sigma_{ij} = \mu\varepsilon_{ij} \quad (2)$$

Outras constantes, também são utilizadas na descrição do comportamento dos sólidos, e cada uma expressa a razão entre um tipo particular de tensão e a deformação resultante. O módulo Young (E) é a constante de proporcionalidade entre a tensão σ e a deformação ε (Figura 3), onde a tensão é resultante da divisão da carga aplicada (F) pela área do corpo (A), e a

deformação associada é resultante da razão entre o deslocamento axial (ΔL) com o comprimento do corpo (L) (KEAREY et al., 2009).

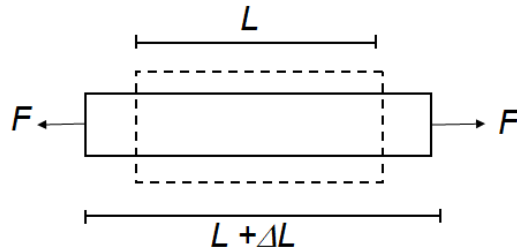


Figura 3 - Esquema de extensão uniaxial. Adaptado de KEAREY et al. (2009)

A aplicação de tensão distensiva sobre um corpo sólido em uma dada direção provoca expansão da amostra na direção da tensão aplicada e contração nas direções perpendiculares, e o módulo de Young é descrito por

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (3)$$

O coeficiente de Poisson (ν) é outro parâmetro fundamental dentre as propriedades elásticas dinâmicas. Trata-se de um coeficiente de proporcionalidade entre a deformação transversal ($\Delta W/W$) pela longitudinal ($\Delta L/L$) (Figura 4), sendo conhecida como *Razão de Poisson* (KEAREY et al., 2009).

$$\nu = \frac{\Delta w/w}{\Delta l/l} \quad (4)$$

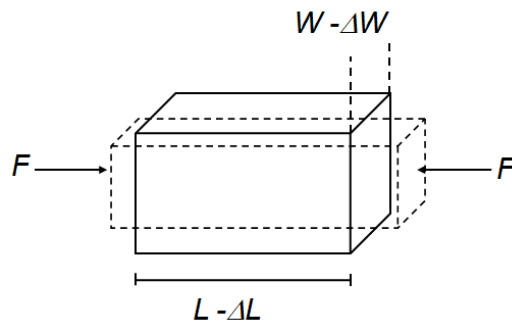


Figura 4 - Compressão axial. Adaptado de KEAREY et al. (2009)

O módulo de volume K (bulk modulus) expressa a razão tensão-deformação no caso de uma pressão hidrostática simples P aplicada a um elemento cúbico (Figura 5), onde a proporção entre a taxa de variação do volume ΔV pelo volume V original resulta na incompressibilidade (KEAREY et al., 2009).

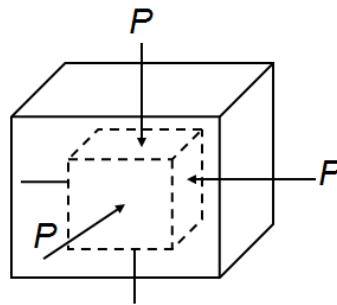


Figura 5 - Representação gráfica do módulo de volume de um elemento submetido à pressões hidrostáticas. Adaptado de KEAREY et al. (2009)

Em outras palavras, *módulo bulk* é a característica de um material se deformar em todas as direções quando submetido uniformemente à tensão volumétrica P em todas as direções, e é obtido por:

$$K = \frac{P}{\Delta V/V} \quad (5)$$

sendo $\Delta V/V$ a deformação volumétrica.

De modo similar, o módulo de rigidez μ é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento τ aplicada ao sólido e a sua deformação específica. Um corpo quando submetido

a uma tensão de cisalhamento τ sofre deformação angular $\tan \theta$ sem variação de volume. A Figura 6 mostra que quando uma força é aplicada paralelamente relaciona-se com a tensão de cisalhamento a uma superfície causando o deslizamento de planos paralelos (Soares, 1992).

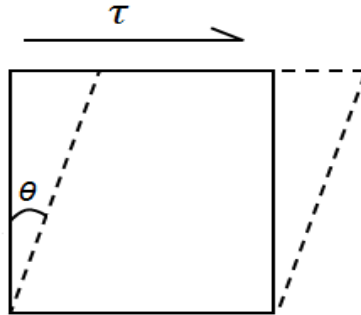


Figura 6- Módulo de Rigidez μ . Adaptado de KEAREY et al. (2009)

O módulo de cisalhamento μ é então uma medida da oposição à deformação angular provocada pela tensão cisalhante, podendo ser descrito por:

$$\mu = \frac{\tau}{\tan \theta} \quad (6)$$

As propriedades elásticas das rochas são determinadas pela elasticidade dos minerais que as compõem e pela morfologia das discontinuidades (fissuras e fraturas). Em particular, as velocidades de propagação das ondas compressoriais v_p e das ondas cisalhantes v_s variam significativamente com a presença de discontinuidades (Figura 7). A litologia, a saturação dos poros e o grau de compactação das rochas são outros fatores que influenciam na velocidade do meio.

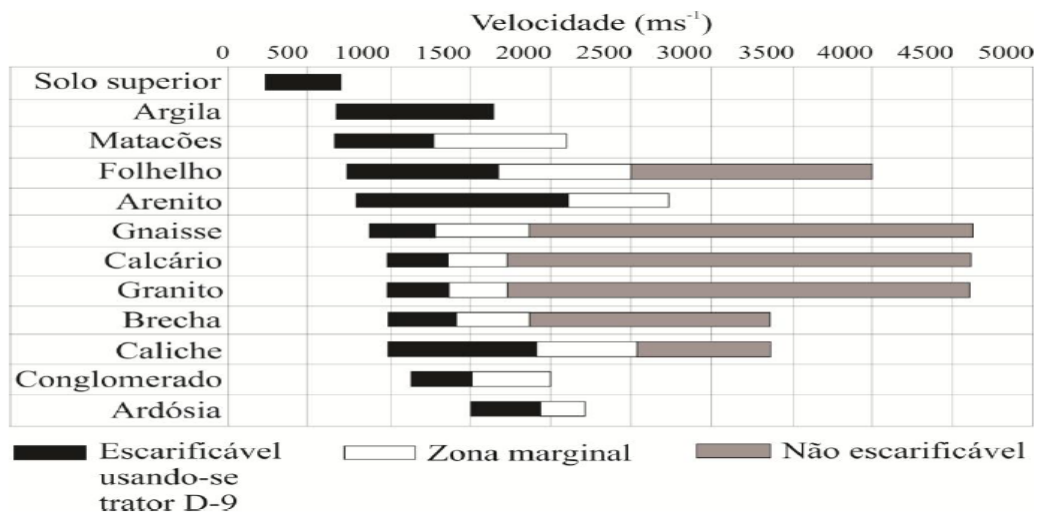


Figura 7- Variação de escurificabilidade com a velocidade das ondas P para um intervalo de litologias (KEAREY et al., 2009).

3.1.2. Propagação das ondas mecânicas

As ondas mecânicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam a partir de uma fonte, onde a energia é transferida atravessando o meio. A velocidade de propagação dessas ondas é determinada pelas propriedades físicas do material. Se o material é homogêneo, a velocidade do pulso sísmico será a mesma em todas as direções. Há dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de corpo (body waves) e as ondas de superfície (surface waves) (KEAREY et al., 2009).

As ondas de superfície são ondas em que a energia viaja ao longo ou perto das superfícies. Estas ondas representadas pelas ondas *Rayleigh*, onde as partículas vibram segundo uma trajetória elíptica na direção de propagação, e as ondas *Love*, em que as vibrações ocorrem num plano horizontal perpendicular à direção da onda (Figura 8). As ondas Love propagam-se apenas em meios sólidos, as ondas Rayleigh propagam-se em meios sólidos e líquidos. Ambas tem velocidade aproximadamente constante.

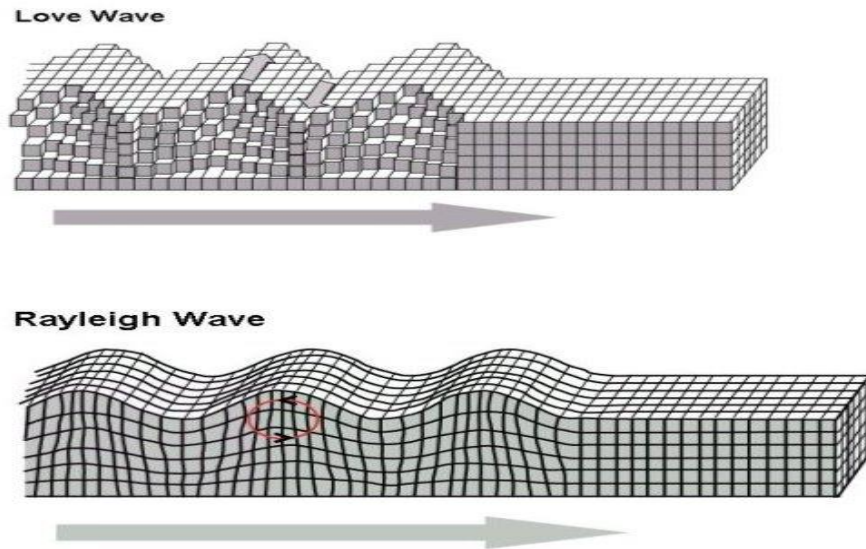


Figura 8 – Representação esquemática do movimento principal das ondas de superfície. Adaptado da homepage kiska.giseis.alaska.edu

As ondas de corpo representam a transferência de energia atravessando o meio e são subdivididas em ondas compressivas e cisalhantes. As ondas compressivas (também conhecidas como ondas longitudinais, ondas primárias ou ondas P), propagam-se por deformação uniaxial na direção de propagação da onda. O movimento de partículas associados à passagem das ondas P, geram oscilações em torno de um ponto fixo, na direção da propagação (Figura 9). Com maior velocidade de propagação, as ondas compressivas são as primeiras a serem identificadas pelos sensores. Pode propagar-se em meios sólidos, líquidos e gasosos, que afetam os valores de velocidade devido a influência que fatores como a rigidez, incompressibilidade e densidade exercem sobre ela (KEAREY et al., 2009).

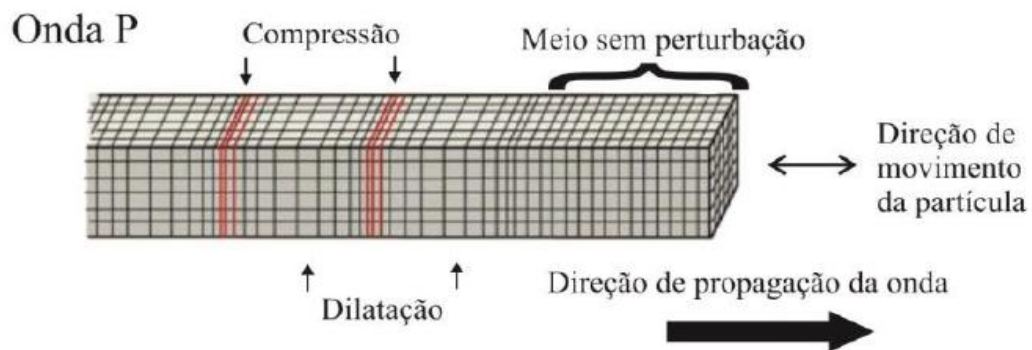


Figura 9- Representação esquemática do movimento principal da onda P. Adaptado de LAMIT Company, 2004.

As ondas de cisalhamento (também conhecidas como onda transversal secundária ou ondas S) propagam-se por meio de um cisalhamento puro (mudança na forma das partículas no meio) em uma direção perpendicular à direção de propagação da onda (Figura 10). São as segundas a serem detectadas pelos sismógrafos. As ondas propagam-se apenas em meios sólidos, sendo a velocidade de propagação deste tipo de onda diretamente proporcional à rigidez do meio em que se propaga e inversamente proporcional à densidade (KEAREY et al., 2009).

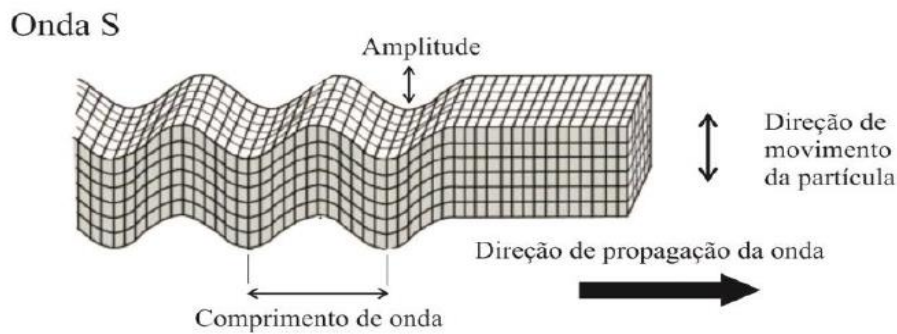


Figura 10- Representação esquemática do movimento principal da onda S. Adaptado de LAMIT Company, 2004.

3.1.3. Propagação do raio sísmico

A propagação de um pulso sísmico no meio pode ser representada a partir de um raio. Os raios sísmicos são definidos como feixes de energia sísmica avançando ao longo da trajetória de raio que, em um meio isotrópico, são, em qualquer ponto, perpendiculares a frente de onda. Se o meio for composto por duas camadas com características distintas, o raio incidirá com um ângulo θ_i (ângulo de incidência), em relação normal, na interface que separa os dois meios (KEAREY et al., 2009).

A variação das propriedades físicas do meio subjacente faz com que parte da energia da onda sísmica seja refletida, com o ângulo de reflexão igual ao ângulo de incidência, e a outra parte seja refratada (ou transmitida) com o ângulo de refração θ_r em relação a normal (Figura 11).

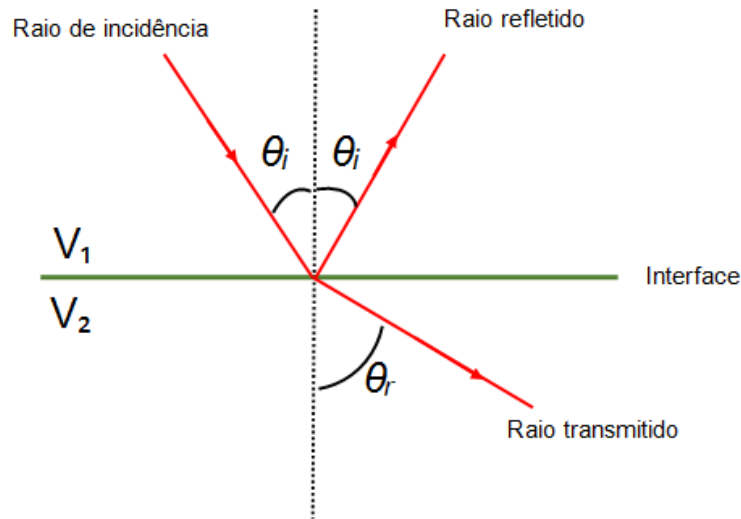


Figura 11 - Representação gráfica da propagação de um raio sísmico ao longo de duas camadas com velocidades distintas.

A relação entre os ângulos de incidência e de transmissão é representada pela Lei de Snell. Esta expressão permite calcular o desvio angular de incidência sofrido por um raio sísmico ao passar para outro meio com forte variação de velocidade e índice de refração diferente do qual ele estava percorrendo (Equação 7). A razão entre o seno do ângulo de incidência (θ_i) e a velocidade da camada superior (v_1) é igual à razão entre o seno do ângulo do raio transmitido (θ_r) e da velocidade da camada subjacente (v_2) (KEAREY et al., 2009).

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{v_1} = \frac{\text{sen } \theta_r}{v_2} \quad (7)$$

Quando a velocidade for mais alta na camada inferior, existe um ângulo de incidência específico, chamado de ângulo crítico (θ_c), em que o ângulo de refração é 90° . Um raio criticamente refratado viaja ao longo da interface com uma velocidade igual a da camada inferior (Figura 12a). Para qualquer ângulo de incidência maior haverá reflexão total da energia incidente (Figura 12b). A partir da equação (7), conhecida as velocidades, o ângulo crítico é dado por:

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{v_1} = \frac{\text{sen } 90^\circ}{v_2} = \frac{1}{v_2} \quad (8)$$

$$\text{sen } \theta_i = \frac{v_1}{v_2} \quad (9)$$

$$\theta_i = \text{sen}^{-1}(v_1/v_2) \quad (10)$$

No caso do raio criticamente refratado passar no topo da camada inferior então causa uma perturbação na camada superior. Essa perturbação se propaga com a mesma velocidade da camada inferior. Na sismica, essa onda é conhecida como onda frontal (*head wave*), e percorre diagonalmente na camada superior em direção à superfície com uma inclinação associada ao ângulo crítico (Figura 12c). É devido à onda frontal que a energia sísmica retorna a superfície após a refração crítica (KEAREY et al., 2009).

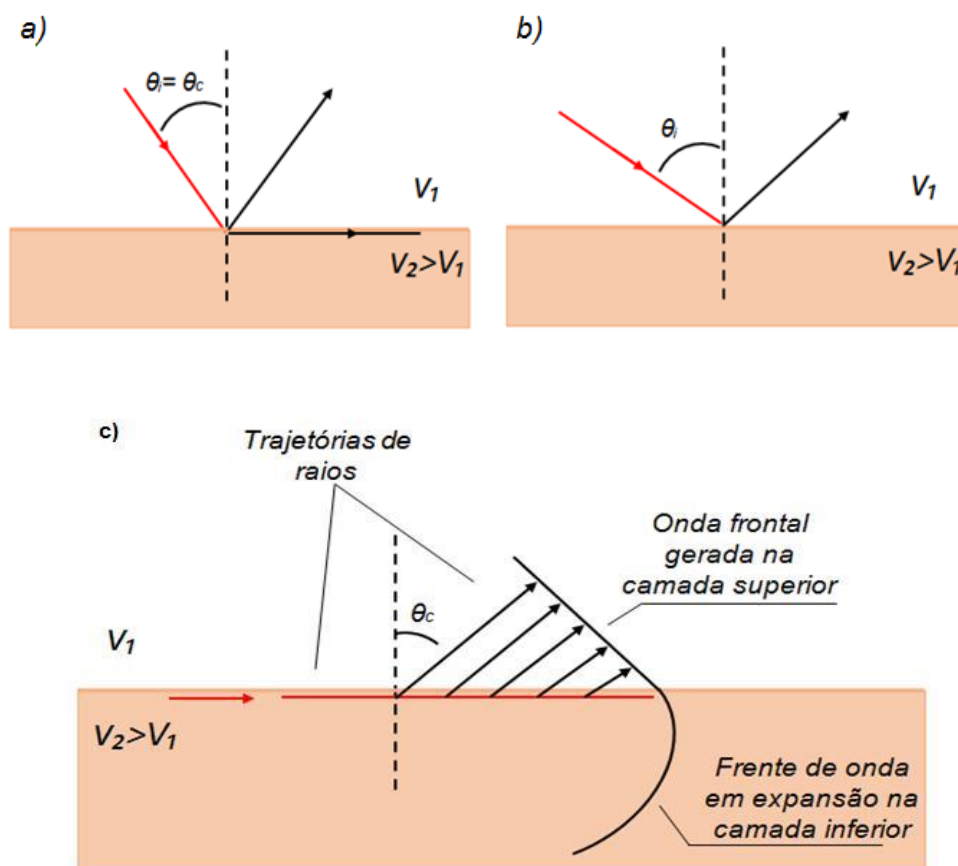


Figura 12- Representação gráfica de um raio criticamente refratado (a) e da reflexão total da onda incidente (b) (Adaptado de BOUGUER *et al.*, 2006). Na parte inferior, é apresentado c) a propagação de uma onda frontal na camada superior associada à passagem de um raio criticamente refratado (Adaptado de KEAREY *et al.*, 2009).

A ocorrência da refração crítica exige que a velocidade da camada inferior seja maior que a velocidade da camada sobrejacente. Caso contrário, o ângulo de refração será menor que o ângulo de incidência, impossibilitando que a refração crítica ocorra naquela interface e que a onda retorne para a superfície.

3.2. Sistema de aquisição de dados sísmicos

Os levantamentos sísmicos visam registrar precisamente o movimento das partículas da terra causado por uma fonte sísmica com frequência e posicionamento conhecido. O registro feito em tempo é denominado sismograma (*seismogram*) e é a informação básica utilizada para a interpretação tanto por modelagem como por imageamento (KEAREY *et al.*, 2009).

Escalas de um levantamento: Existem diversas escalas para o exame de estruturas não visíveis, sobre o efeito das ondas sísmicas geradas artificialmente. As escalas podem variar desde um metro ou menos, respondendo aos interesses ambientais e arqueológicos, a dezenas de quilômetros, nos estudos crustais ou do manto superior. Existe um limite com relação à menor estrutura a ser detectada, conhecido como *resolução de um levantamento*, que é determinado basicamente pelo comprimento do pulso.

Pulso Sísmico: A duração de um pulso sísmico é determinada pela frequência máxima e pela largura de banda do sinal registrado. Uma vez que os materiais terrestres absorvem energia sísmica seletivamente segundo as frequências, é necessário planejar as aquisições sísmicas individualmente para cada caso específico. Dentre os requisitos instrumentais para uma aquisição sísmica, são essenciais: a geração de um pulso sísmico com uma fonte apropriada, a detecção da onda sísmica no solo por meio de um transdutor (transducer) adequado e o registro e apresentação das formas de onda por meio de um sismógrafo apropriado.

Fonte Sísmica: Uma fonte sísmica é uma área localizada, em que há uma liberação repentina de energia, produzindo uma rápida tensão sobre o meio circundante (KEAREY *et al.*, 2009). Tem como principais requisitos o de gerar energia suficiente através do mais amplo intervalo de frequências possível, e concentrar a maior parte da energia para a geração de ondas P e/ou S, minimizando a geração de outros tipos de ondas que degradariam os dados (ruído

coerente). A forma da onda deve ser repetível, pois, as variações nos sismogramas devem estar associadas às estruturas em subsuperfície e não a variações aleatórias da fonte. A fonte deve ser segura e ambientalmente aceitável.

Há uma ampla variedade de fontes sísmicas diferenciadas por seus níveis de energia e por características de frequência (Figura 13). Em geral, uma fonte sísmica apresenta uma variedade de componente de frequência dentro do intervalo de 1 Hz até algumas centenas de hertz, embora a energia comumente esteja concentrada numa banda de frequência mais estreita. Elas são divididas em fontes terrestre, explosivas e não explosivas, e fontes Marinha.

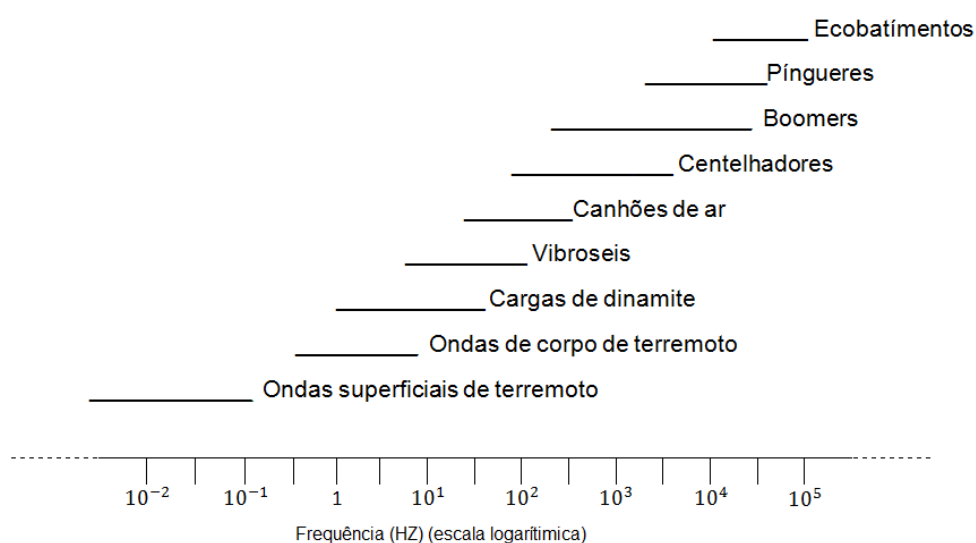


Figura 13- Gama de aplicações sísmicas /acústicas. Adaptado de KEAREY et al. (2009).

Em terra, os explosivos representam uma fonte sísmica razoavelmente barata e altamente eficiente com um amplo espectro de frequência. Seu uso requer permissão especial e as detonações são geralmente realizadas em furos de detonação. Das fontes terrestres não-explosivas destacam-se os *Vibroseis*®, utilizado em aquisição sísmica de reflexão, e os percussores de queda livre e marretas, em que o impacto horizontal de um peso ou marreta pode ser usado como fonte para a sismologia de ondas de cisalhamento.

Destacam-se entre as fontes sísmicas marinhas, os canhões de ar e os canhões de água. Os canhões de ar são reconhecidos com uma fonte sísmica padrão, em que seu funcionamento se dá por meio da liberação do ar para a água através de aberturas sob a forma de bolhas de alta pressão. Os canhões de água são uma adaptação dos canhões de ar, porém com uma resolução potencialmente mais alta, mas com a desvantagem de se injetar um pulso inicial mais complexo.

Além desses, a geofísica marinha pode contar com as fontes *Marine Vibroseis*®, centelhadores, boomers e os pinguers.

A detecção da onda sísmica no solo requer o uso de sensores que convertam as oscilações do terreno em sinais elétricos, registrando o intervalo de frequências e amplitudes necessárias sem distorção. Estes sensores medem a componente vertical da velocidade, que é tecnicamente mais fácil de detectar do que a amplitude do deslocamento ou a aceleração das partículas. Os sensores são mais sensíveis aos efeitos da onda P do que aos efeitos relacionados às ondas S e de superfície. Em terra, estes dispositivos são denominados sismômetros ou geofones (Figura 14). Na água, a mudança na pressão transiente, ocasionada pela passagem de uma onda sísmica compressiva, é registrada por Hidrofonos.

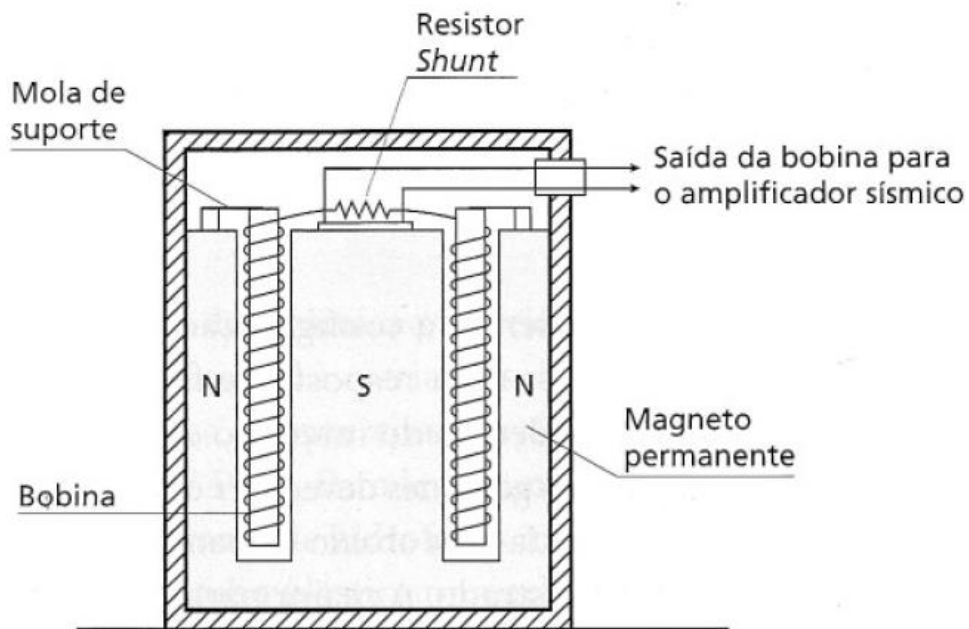


Figura 14- Seção transversal esquemática de um geofone de bobina móvel.

A forma de onda da saída de um geofone reflete, aproximadamente, o movimento do solo, isto é controlado por uma seleção do grau de amortecimento. O pouco amortecimento leva a uma saída com oscilações restritas à frequência de ressonância. Amortecimentos em excesso reduzem a sensibilidade do equipamento. Para que seja preservada a forma da onda sísmica, os geofones devem ter uma resposta de frequência exata e uma distorção mínima dentro do intervalo da frequência de interesse. Em boa parte das aquisições sísmicas são utilizados geofones cuja ressonância situa-se entre 4 e 15 Hz.

Durante um levantamento sísmico, arranjos de geofones são conectados linearmente ou em área, contendo dezenas ou até mesmo centenas destes sensores, em que as saídas individuais são integradas. Cada arranjo fornece aos transdutores uma resposta direcional, permitindo a melhora do sinal e, conseqüentemente, suprimindo os ruídos.

Sismograma ou registro sísmico: O sistema de registro sísmico se dá por meio de um sismograma (Figura 15). O registro de um sismograma é uma técnica que envolve o tempo de registro em relação à fonte, o registro simultâneo para cada geofone, e o armazenamento dos sinais elétricos para uso futuro.

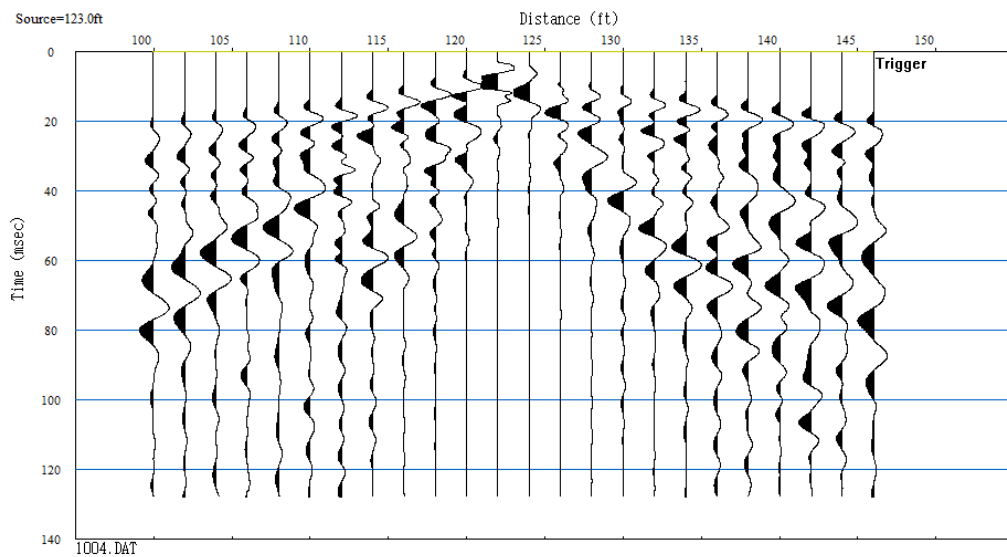


Figura 15- Sismograma de refração de ondas sísmicas, gerado a partir dos dados de teste disponibilizado pelo software SeisImager 2D.

Os sinais sísmicos devem ser amplificados, filtrados, digitalizados e, então, armazenados como informações apropriadamente indexadas (KEAREY at al., 2009). Padrões internacionais de armazenamento de dados sísmicos são ditados pela Sociedade dos Geofísicos de Exploração (SEG,1997).

Configuração Sísmica: A configuração da linha sísmica em meios 2-D sugere que fonte e receptores estejam localizados em uma única linha sísmica. Tanto para sísmica de reflexão quanto para a sísmica de refração, é realizada principalmente a configuração (ou família) do Tiro-Comum (*Common Shot – CS*), em que cada receptor registra a excitação gerada por tiros de uma mesma posição (Figura 16).

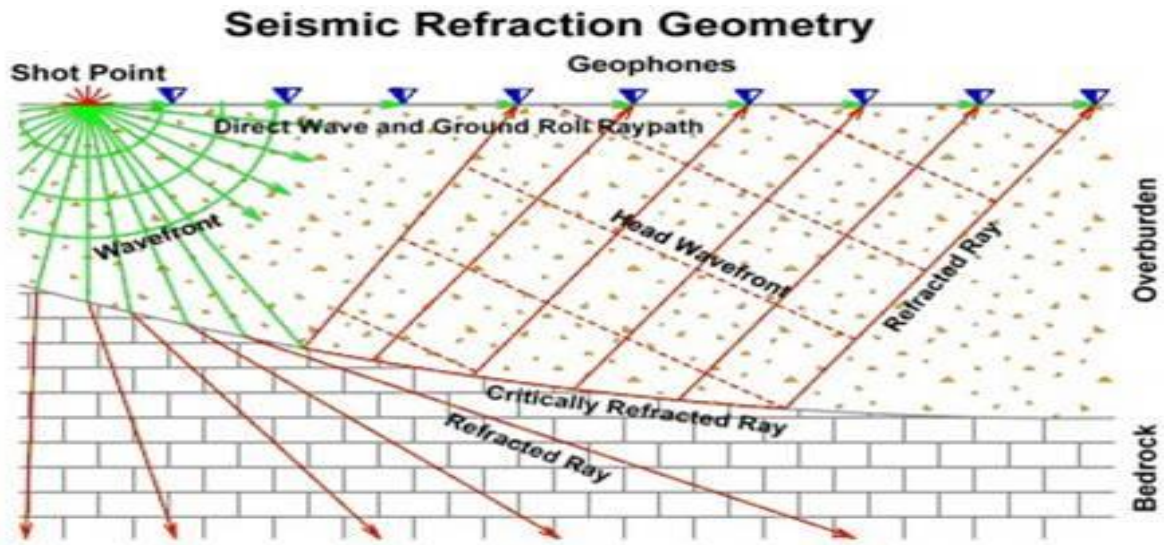


Figura 16 - Modelos esquemáticos de configuração sísmica para uma família de tiro-comum (*Common-Shot*) com as respectivas trajetórias dos raios refletidos e refratados. Adaptado da homepage geofieldscolumbia.com.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo descreve fatores que motivaram o desenvolvimento deste trabalho, aliando o contexto geológico da área de estudo aos princípios e aplicações do método geofísico de investigação.

4.1. Área de estudo

A área de estudo está localizada no município de Tracuateua, um município brasileiro situado na Mesorregião do nordeste do estado do Pará (Figura 17). O referido município pertence à microrregião Bragantina e está localizado a 169 quilômetros de Belém, nas coordenadas geográficas $01^{\circ}58'12,48''\text{S}$ e $46^{\circ}56'29,97''\text{O}$, ocupando uma área de $936,1 \text{ km}^2$ (IBGE).

O relevo da área de estudo é pouco acidentado com desníveis não superiores a 20 m. O clima: é tropical, apresentando uma temperatura média anual de $26,1^{\circ}\text{C}$ e uma pluviosidade média de 2552 mm.



Figura 17- Projeção do Município de Tracuateua no mapa do estado do Pará. Modificado a partir do Google Maps.

A área escolhida para a realização deste trabalho fica na antiga pedreira Mirasselas, nas adjacências do rio Quatipuru, no povoado de Pedreira (Figura 18). Esta área é um setor de

extração desativado devido à sua inundação através das fraturas provenientes do uso dos explosivos para a extração do granito ou por alívio de pressão, facilitaram a infiltração da água do Igarapé Açaiteua, que circunda a área, tornando a jazida uma grande e profunda piscina e inviabilizando a permanência de atividades exploratórias. Geograficamente está posicionada à 280945.00 m E e 9882683.00 m N em coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator).

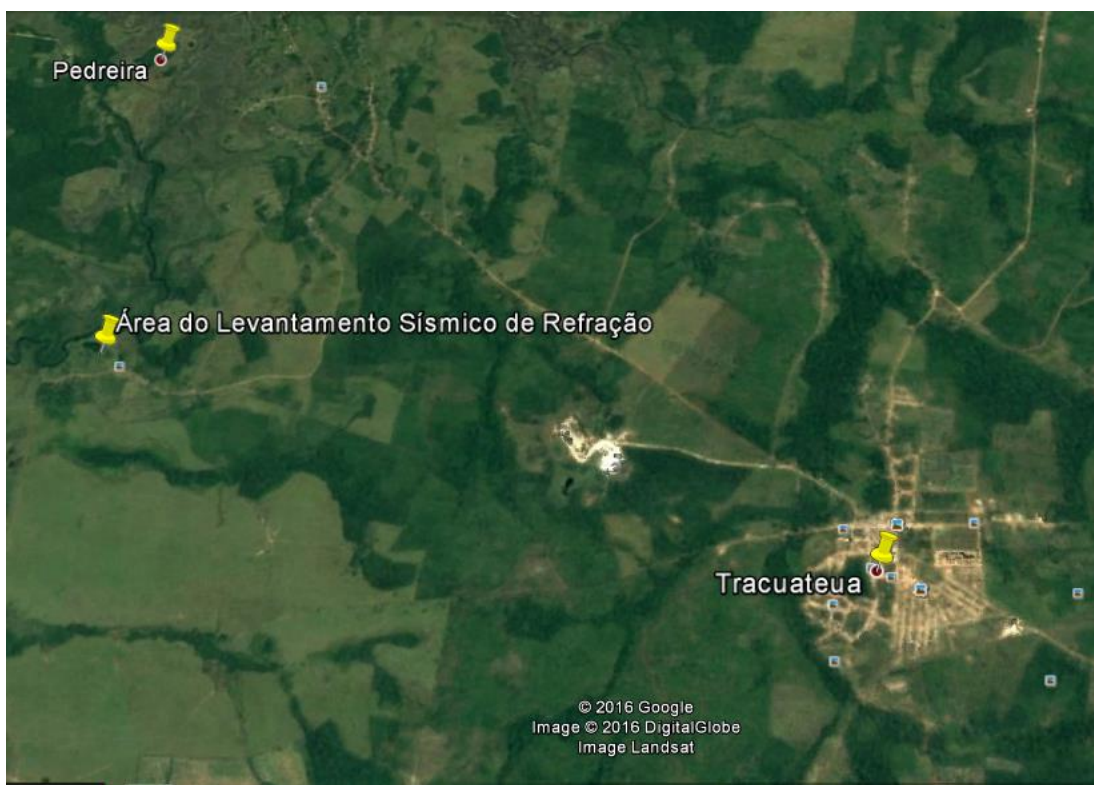


Figura 18- Imagem de satélite de parte do município Tracuateua-Pa, com demarcação da área de aquisição sísmica de refração. Adaptado do Google Earth

As principais atividades econômicas do município de Tracuateua são: agricultura, pesca e o extrativismo. O principal empreendimento empresarial está ligado à extração mineral, devido à ocorrência de afloramentos de rochas graníticas. Os granitos são explorados fornecendo brita para a construção civil, gerando uma média mensal de nove mil metros cúbicos da matéria prima, cujas técnicas utilizadas para a extração deste material são precárias (FERREIRA,1979).

4.1.1. Geologia

Aspectos geológicos do município de Tracuateua vêm mobilizando vários pesquisadores para o desenvolvimento de trabalhos de grande contribuição em diversas áreas

da comunidade científica. Geologicamente a área caracteriza-se por apresentar ocorrência de rochas Graníticas do Pré-Cambriano, em meio às coberturas fanerozóicas (FERREIRA,1979).

O Granito Tracuateua ocupa uma parte da bacia Tracuateua-Quatipuru, tendo como extensão cerca 282 km² correspondente a 20% da composição geológica do local (LEITE et al., 2007).

Na região encontram-se duas unidades geotectônicas: o Cráton de São Luís e o cinturão de cisalhamento Gurupi, separadas pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Figura 19). Sua granitogênese indica um ambiente geotectônico de interações colisionais entre arcos de ilhas e bacia vulcanossedimentares, com núcleos arqueanos, podendo ser correlacionada ao evento Transamazônico. Datações realizadas para essa rocha revelaram idade em torno de 2,0 Ga, correspondente à idade Paleoproterozóica (PALHETA et al., 2009).

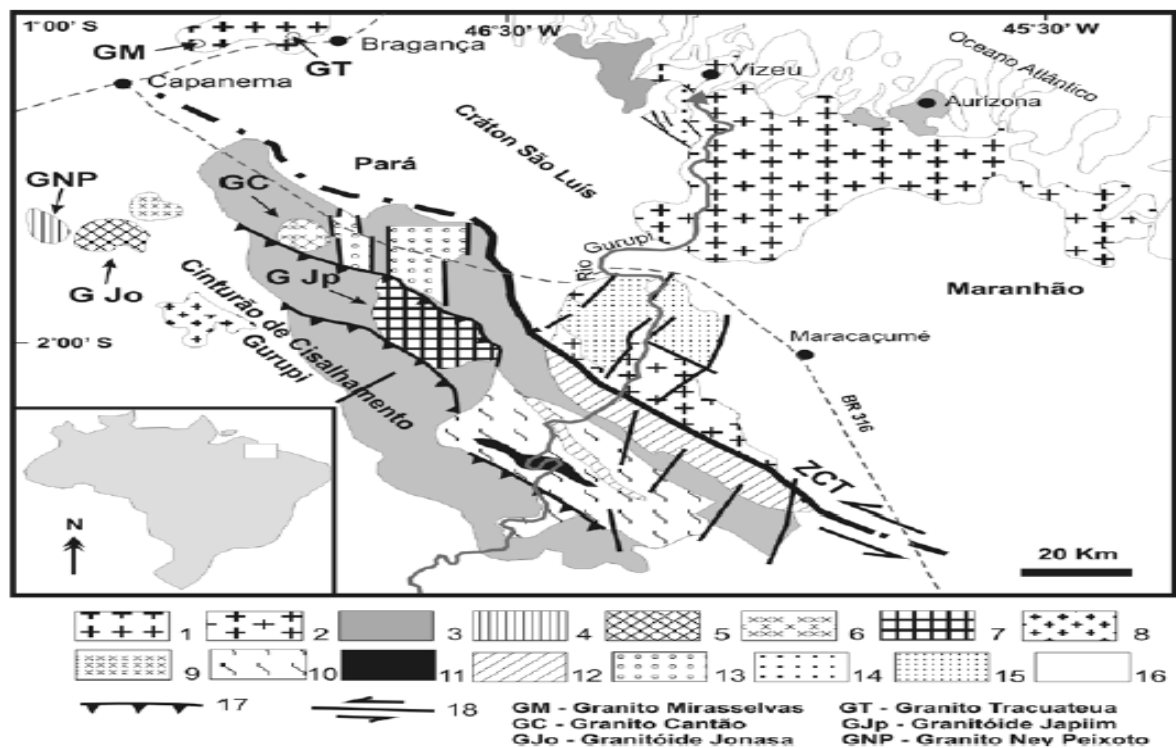


Figura 19- Distribuição espacial das unidades litoestratigráficas da região do Gurupi (nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão). A litologia do tipo 1 está associada ao Granito Tracuateua. Adaptado de PALHETA et al. (2009).

A melhor exposição do Granito Pré-Cambriano encontra-se nos redores da cidade (Figura 20). É classificado como um material mecanicamente homogêneo e frágil, cujo regime de fraturamento é rúptil em diferentes estágios. Este corpo possui rochas de colorações que variam de róseo, cinza rosado a cinza esbranquiçado. Possui uma textura isotrópica, fanerítica,

hololeucocrática a leucocrática, com granulometria variando de média a grossa. Constituídas por quartzo, microlina, albita-oligoclásio, muscovita e biotida. Como acessórios ocorrem Zircão, apatita e minerais opacos (PALHETA et al., 2009).

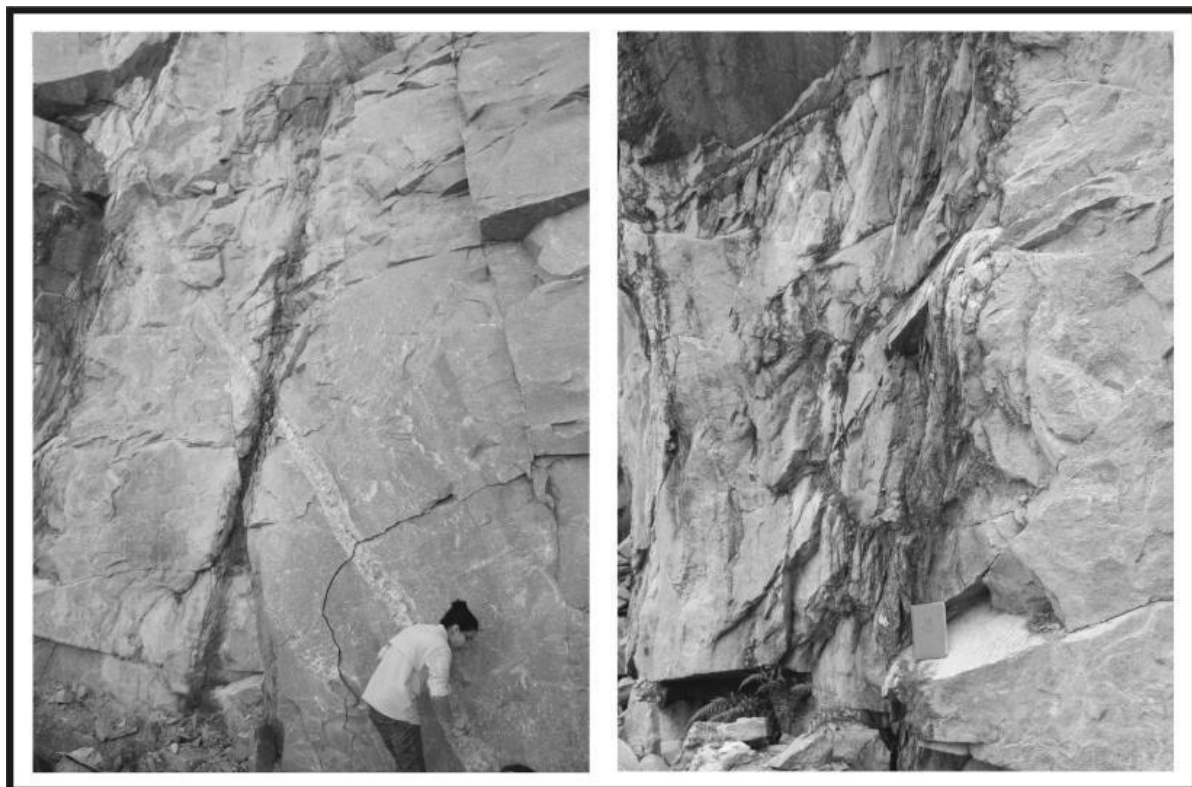


Figura 20- Foto do afloramento do Granito Tracuateua na jazida “Santa Mônica”. Adaptado de Menezes *et al.* (2013).

4.2. Princípios do método de Sísmica de Refração

Os levantamentos simples de refração concentram-se na primeira chegada (*onset*) da energia sísmica, obtendo informações sobre as interfaces refratoras a partir das geometrias das trajetórias dos raios sísmicos por seu tempo de trânsito. O método é normalmente utilizado para localizar interfaces refratoras, mas também é aplicado em casos em que a velocidade varia suavemente em função da profundidade.

Sismogramas de refração podem também conter eventos de reflexão. Os coeficientes de reflexão relativamente altos associados aos raios incidentes numa interface segundo ângulos próximos dos ângulos críticos, frequentemente levam as fortes reflexões de grande ângulo (*wide-angle reflections*), que são comumente detectadas nos intervalos de registros maiores, caracterizados por levantamentos de refração de larga escala. Essas reflexões de grande ângulo fornecem valiosas informações adicionais sobre as estruturas de subsuperfície como, por

exemplo, a indicação da presença de uma camada de baixa velocidade, a qual não seria revelada por chegadas refratadas apenas (KEAREY et al., 2009).

Perfis de refração são realizados ao longo de linhas cujo comprimento assegure que as chegadas refratadas da camada alvo sejam registradas como primeiras chegadas. Esta exigência torna necessário o uso de fontes sísmicas maiores quando se quer detectar refratores mais profundos. Isso implica que o comprimento do perfil requerido num levantamento específico depende da distribuição de velocidades com a profundidade para aquele local.

Com base nas premissas de que a superfície é composta por uma série de camadas separadas por interfaces planas e possivelmente inclinadas, cujas velocidades sísmicas das camadas são constantes e aumentam com a profundidade da camada, a equação relacionada ao tempo de trânsito do raio sísmico é dada por:

$$t = x/v_2 + 2h \cos \theta c/v_1 \quad (11)$$

A Equação 11 trata-se da equação do tempo de trânsito (*traveltime*) para duas camadas com interface horizontal, cuja dedução encontra-se no Anexo I deste trabalho. A partir dela podem-se obter os demais tempos para outros modelos da subsuperfície, considerando as premissas supracitadas.

Meios com três ou mais interfaces horizontais ou suavemente inclinadas, refletem um modelo idealizado do meio. Reverso ao convencional, as interfaces entre as camadas não são horizontais, nem somente inclinadas, mas podem ser curvas com relação à superfície (KEAREY et al., 2009).

As interfaces irregulares são as formas mais semelhantes das condições reais em subsuperfície (KEAREY et al., 2009). Estas irregularidades exigem uma abordagem diferenciada para o cálculo da sua profundidade, com a utilização de técnicas matemáticas e computacionais mais avançadas para a modelagem dos dados. Dentre as técnicas, a mais comum é aplicar o método dos mínimos quadrados (*least-square method*) para calcular de forma simultânea, as espessuras das camadas logo abaixo dos receptores, buscando o melhor ajuste.

Para o desenvolvimento desta ideia, e alinhar o problema em questão, a vagariedade (*slowness*) é definida como $S_1 = 1/v_1$, para a velocidade na primeira camada, e $S_2 = 1/v_2$, para a velocidade na segunda camada. Substituindo as vagariedades na Equação 11, para um modelo de duas camadas temos,

$$t_n = xS_2 + 2hS_1 \cos \theta_c \quad (12)$$

Substituindo $2S_1 \cos \theta_c$ por uma constante c :

$$t_n = xS_2 + hc \quad (13)$$

sendo h a espessura da camada, porém para o caso de interfaces plano-paralelo. Para um modelo de superfície irregular, as espessuras da camada superior à interface refratora variam ao longo do perfil (Figura 21), incluindo um termo a mais na equação.

$$t_n = xS_2 + h_1c + h_2c \quad (14)$$

Também h_1 e h_2 determinam as espessuras das extremidades do seguimento ao longo da interface irregular abrangido pelo par fonte receptor.

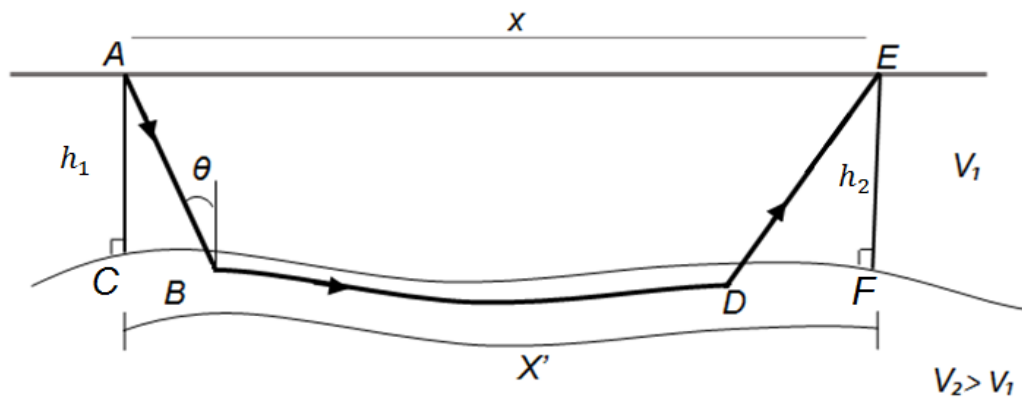


Figura 21- Trajetória de um raio refratado ao longo de uma superfície irregular. Adaptado de KEAREY et al.(2009).

A Equação 14 pode ser generalizada para todos os pares fonte-receptor como:

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} h_k + x_j S_2 \quad (15)$$

Cuja forma matricial expandida pode ser escrita como:

$$\underbrace{\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & \cdot & c_{1n} & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & \cdot & c_{2n} & x_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & \cdot & c_{3n} & x_3 \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & \cdot & c_{4n} & x_4 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & c_{m3} & \cdot & c_{mn} & x_m \end{pmatrix}}_{\mathbf{c}} \underbrace{\begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \cdot \\ h_n \\ S_2 \end{pmatrix}}_{\mathbf{h}} = \underbrace{\begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ \cdot \\ t_m \end{pmatrix}}_{\mathbf{t}} \quad (16)$$

sendo m é o número de tempos de percurso e n é o número de receptores.

A matriz da Equação 16 representa um sistema de equações lineares (MENKE, 1984) apud SEIMETZ (2012):

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ch} \quad (17)$$

O modelo calculado, representado em tempo por \mathbf{ch} , na prática não se ajusta totalmente aos dados \mathbf{t} . Assim sendo, a Equação 17 pode ser reescrita:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ch} + \mathbf{e} \Rightarrow \mathbf{e} = \mathbf{t} - \mathbf{Ch} \quad (18)$$

sendo \mathbf{e} representa a diferença entre o modelo calculado e os dados experimentais.

A premissa fundamental de se usar os mínimos quadrados é fazer o melhor ajuste entre o modelo calculado e os dados adquiridos em campo. Para isso minimiza-se a soma dos quadrados da diferença entre o modelo calculado e os dados experimentais (ROCHA, 2008):

$$\emptyset = \|\mathbf{e}\|^2 \quad \text{ou} \quad \emptyset = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (19)$$

e \emptyset é chamada de função objetivo.

Substituindo a Equação 18 na Equação 19, a função objetivo é dada por:

$$\emptyset = (\mathbf{t} - \mathbf{Ch})^T (\mathbf{t} - \mathbf{Ch}) \quad (20)$$

A expressão para os parâmetros \mathbf{h} é obtida a fim de minimizar a função objetivo \emptyset , ou seja, fazendo sua derivada em relação aos parâmetros igual a zero.

$$\frac{\partial \phi}{\partial h} = 0 = \mathbf{C}^T \mathbf{C} \mathbf{h} - \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (21)$$

E assim teremos a expressão para o cálculo das espessuras logo abaixo dos receptores:

$$\mathbf{h} = (\mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (22)$$

A Equação 22 é está implementada no software utilizado para o processamento de dados deste trabalho. A resolução que leva a Equação 19 até a Equação 22 encontra-se mais detalhada no Anexo II deste trabalho.

Podem ocorrer casos durante um levantamento de sismica de refração rasa, em que o sismograma não fornece a real configuração das interfaces refratoras. Nestes casos, conhecidos como superfícies não ideais, o meio não condiz com parte dos pressupostos referidos no início deste capítulo. Dentre eles, podemos destacar os casos de camada oculta e camada cega.

A camada oculta ocorre quando a espessura de uma camada é fina o suficiente para os raios sísmicos que percorrerem os níveis mais profundos chegarem primeiro que os raios refratados nesta camada (Figura 22).

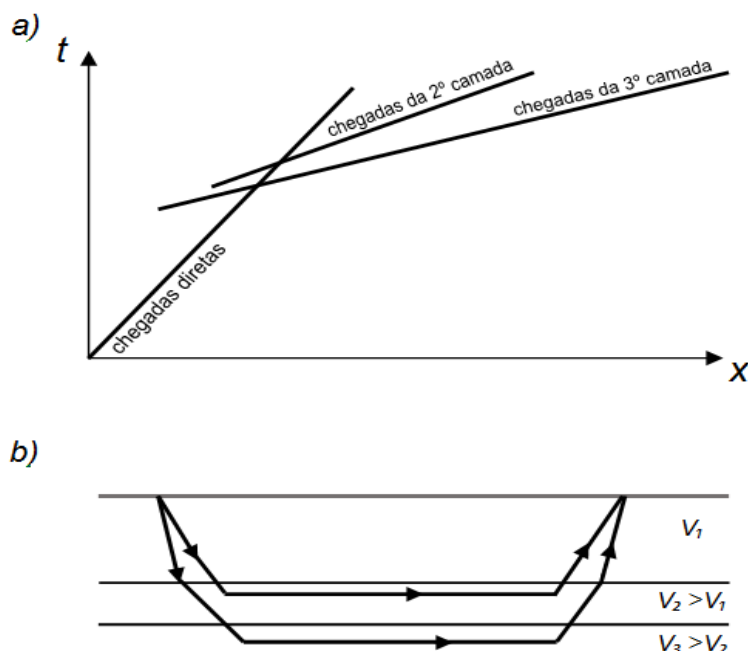


Figura 22- Ilustração de uma camada oculta em modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 > V_1$ e $V_3 > V_2$). a) Gráfico tempo X distância. b) Trajetória dos raios direto e refratados. Adaptado de KEAREY et al. (2009).

No caso da camada cega ocorre quando a camada subjacente possui velocidade menor que a camada sobrejacente, fazendo com que não ocorra refração crítica (Figura 23).

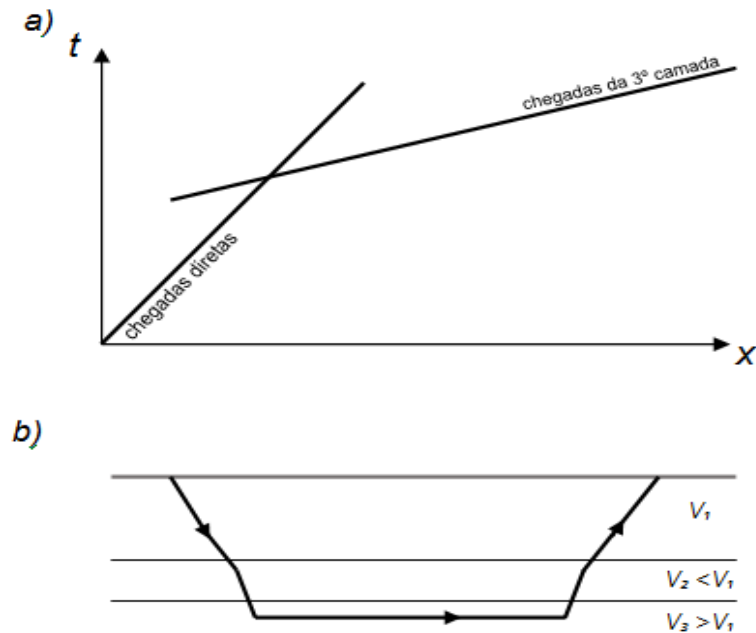


Figura 23- Exemplo de camada cega em modelo com três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 < V_1$ e $V_3 > V_1$). a) Gráfico tempo X distância. b) Trajetória dos raios direto e refratado. Adaptado de KEAREY et al.(2009).

Uma particularidade das camadas cegas é que camadas de baixa velocidade podem estar associadas à presença de gás ou mesmo do lençol freático, o que vem tornando a resolução deste modelo de subsuperfície muito interessante para os pesquisadores. Como levantamentos de refração também podem conter eventos de reflexão, utilizar dessas informações seria uma das formas de se obter as informações desta camada cega.

Outro caso de superfícies não ideais seria a variação lateral de velocidade causada pela mudança abrupta do material em subsuperfície. Contatos entre diferentes unidades geológicas são um exemplo deste tipo de caso.

A trajetória de um raio refratado para diferentes litologias e seus respectivos tempos de percurso associado, visto nas seções precedentes, auxiliam na construção das linhas de levantamento e do posicionamento das fontes. Para mapear todos os refratores sob uma linha sísmica, é importante fazer com que as primeiras chegadas de cada refrator de interesse sejam obtidas pela mesma porção da linha (KEAREY et al., 2009). O projeto requerido é a formulação de um programa de observação global, ou seja, que forneça uma área de cobertura capaz de identificar as ondas frontais associadas tanto a camadas rasas, mapeada por meio de perfis reversos mais curtos ao longo da extensão do perfil principal, como de camadas mais

profundas, com tiros reversos afastados das extremidades do perfil principal (Figura 24). A resolução horizontal do método é equivalente ao espaçamento entre os detectores. Logo, a seleção do espaçamento é determinada pelo detalhamento necessário da geometria do refrator. Detectores mais afastados aumentam a resolução horizontal e a profundidade de investigação, mas também podem aumentar o ruído associado a camadas mais profundas.

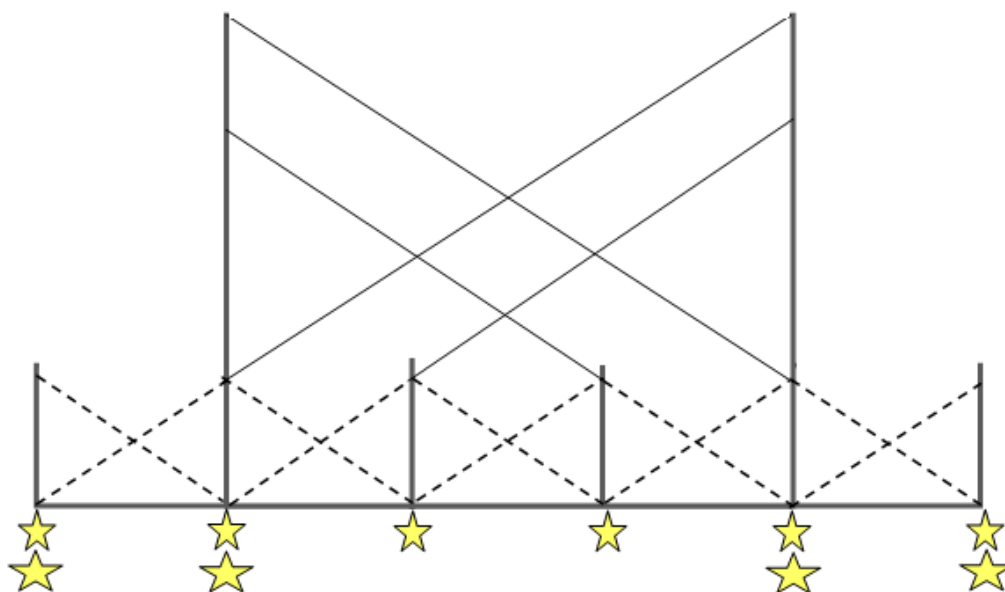


Figura 24-Um modelo de programa de observação para se obter cobertura de refração rasa e profunda ao longo de uma linha de aquisição. As inclinas indicam o intervalo de cobertura dos tiros individuais. Modificado de KEAREY et al. (2009).

Quando não se dispõe do número suficiente de geofones para cobrir todo o perfil requerido, divide-se o processo de aquisição dispondo-os de forma a cobrir um segmento da linha, segundo o espaçamento desejado, e então dispara-se os tiros em todos pontos de tiro. Os geofones são, então, movidos para outro trecho do perfil realizando-se novos registros. O processo é repetido até que se tenham todos os dados referentes ao perfil inteiro.

Tanto para a aquisição sísmica de reflexão quanto para a de refração faz-se necessário corrigir a superfície da zona de intemperismo e baixa velocidade. Esta camada tem como particularidade forte variação lateral de velocidade e espessura, tornando necessária a correção dos tempos de percurso dos raios refratados das camadas subjacentes para o atraso variável induzido pela camada. Para os perfis de sísmica de refração rasa a correção de intemperismo é frequentemente uma porcentagem substancial do tempo de percurso total de um raio refratado.

A Figura 25 representa um modelo de duas camadas planas com velocidades distintas, com $v_1 < v_2$, subjacentes a uma camada intemperizada com velocidade v_w . Um raio criticamente refratado ao longo da camada imediatamente inferior à camada intemperizada é corrigido através da soma dos atrasos da trajetória do raio nas extremidades do tiro e do detector. Esta correção substitui eficazmente a trajetória de raio \overline{ABCD} pela trajetória \overline{AD} .

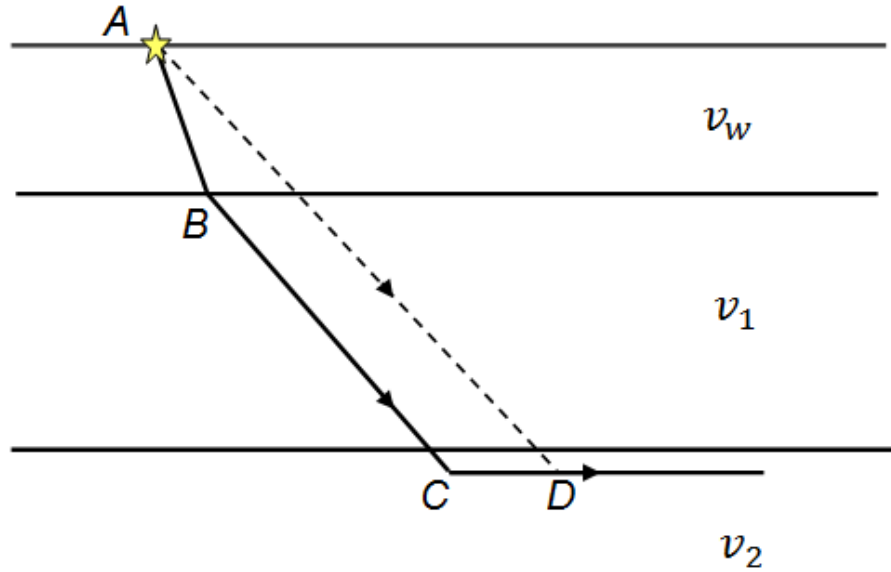


Figura 25- Modelo esquemático usado como princípio para a correção de intemperismo. Adaptado de KEAREY et al. (2009)

Para um raio criticamente refratado na camada n , a correção de intemperismo t_w é dada por:

$$t_w = -(Z_s + Z_d) \left\{ (v_n^2 - v_1^2)^{1/2} / v_1 v_n - (v_n^2 - v_w^2)^{1/2} / v_w v_n \right\} \quad (23)$$

Sendo que Z_s e Z_d são as espessuras da camada intemperizada abaixo da fonte e do receptor, respectivamente, e v_n é a velocidade na camada n .

Além da correção de intemperismo é necessário também remover o efeito da diferença de elevação dos tiros e receptores individualmente. Essa correção é aplicada para reduzir os tempos de percurso a um *datum* plano comum. Para um modelo de n camadas, a correção de elevação t_e é dada por:

$$t_e = -(h_s + h_d) \left\{ (v_n^2 - v_1^2)^{1/2} / v_1 v_n \right\} \quad (24)$$

Onde h_s é a altura acima do *datum* do ponto do tiro e h_d a altura acima do *datum* da localização do receptor.

5. METODOLOGIA

Este capítulo descreve os procedimentos utilizados para obtenção e processamento de dados geofísicos obtidos por meio do método de sísmica de refração. Quanto à obtenção de dados, o texto se atém a configuração do perfil, equipamentos e contextualização das atividades de campo. Para o processamento, trata-se aqui dos passos para gerar o modelo de velocidade associado aos registros de campo e conseqüentemente obter a espessura das camadas refratoras com a utilização do software SeisImager-2D .

5.1. Aquisição dos dados de Refração Sísmica.

O método sísmico de refração rasa foi utilizado neste trabalho com o propósito de investigar a ocorrência da rocha granítica a partir de um modelo de distribuição velocidade para obter a profundidade.

Baseado no contexto geológico local, tratado anteriormente, foi definido a área de aquisição e o posicionamento da linha sísmica (Figura 26). A direção do perfil foi definida com base em observações *in situ*, seguindo uma possível direção de mergulho do corpo rochoso.



Figura 26 - Foto da linha do levantamento do Método de sísmica de Refração.

O equipamento utilizado na aquisição sísmica, mostrado na Figura27, está constituído por:

- Um módulo de aquisição (sismógrafo) de 24 canais, modelo *Geode* da marca *Geometrics*;
- Notebook com o programa de gerenciamento de aquisição instalado;
- Conjunto de geofones de 40 Hz;
- Um cabo de 120 metros para a conexão dos geofones ao sismógrafo;
- Cabo de transferência de dados do sismógrafo para o computador ;
- Uma marreta de 10 kg utilizada como fonte sísmica conectada a um sensor de impacto (*trigger*) para a marcação do tempo inicial;
- cabos para conectar o *trigger* ao módulo de aquisição;
- Uma bateria de 12 Volts ;
- Um aparelho de Sistema de Posicionamento Global (GPS)
- Uma trena para as demarcações do posicionamento dos tiros e afastamento dos geofones.



Figura 27- Foto do equipamento utilizado na aquisição sísmica de refração rasa.

De acordo com as observações citadas no capítulo anterior, o posicionamento dos tiros e o afastamento entre os geofones foram planejados a fim de se obter a melhor cobertura da área de investigação. A campanha foi iniciada tomando como referência o primeiro geofone, ficando na posição zero. A partir dele, as posições de tiro foram definidas como: -25; -5; 57,5; 120 e 140 metros (Figura 28). Os tiros realizados nas posições -25 e 140 são os chamados *tiros Offset*, que tem como requisito registrar a refrações associadas a camadas mais profundas. Os tiros próximos e entre os detectores mapeiam por meio de perfis reversos a geometria dos refratores rasos.

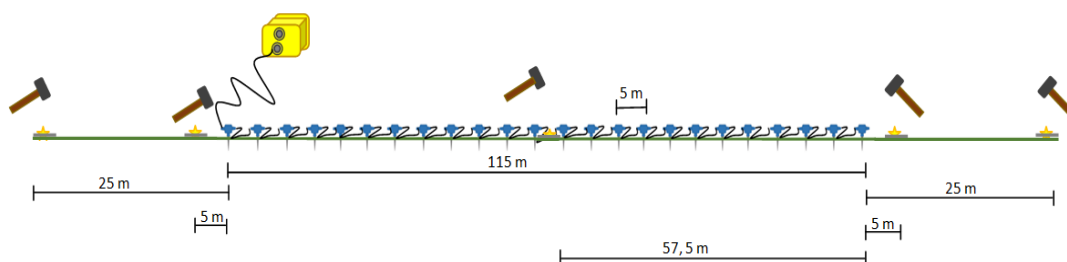


Figura 28- Configuração do arranjo utilizado na aquisição sísmica de refração.

A fim de minimizar ruídos de caráter aleatório e realçar o sinal das fases coerentes, uma marreta de 10Kg foi golpeada por 10 vezes contra uma placa de aço em cada posição de tiro, permitindo o empilhamento do sinal de cada golpe. Os registros de cada tiro foram devidamente salvos no formato SEG-2 para posteriormente ser processado.

5.2. Processamento dos Dados Sísmicos

Para o processamento dos dados obtidos por meio do método de sísmica de refração rasa, utilizou-se do pacote de programas *SeisImager-2D* (OYO Corporation). Neste pacote estão presentes o programa PICKWIN, cuja funcionalidade abrange o processamento dos sismogramas, tais como, filtros de frequência, ganhos e etc., e a marcação das primeiras chegadas de formas de ondas, e o programa PLOTREFA, quem contém a implementação do método de inversão por tempo trânsito (discutido na seção 4.2.4). A rotina de processamento por meio dos programas PICKWIN e PLOTREFA seguiu o fluxograma exemplificado na Figura 29.

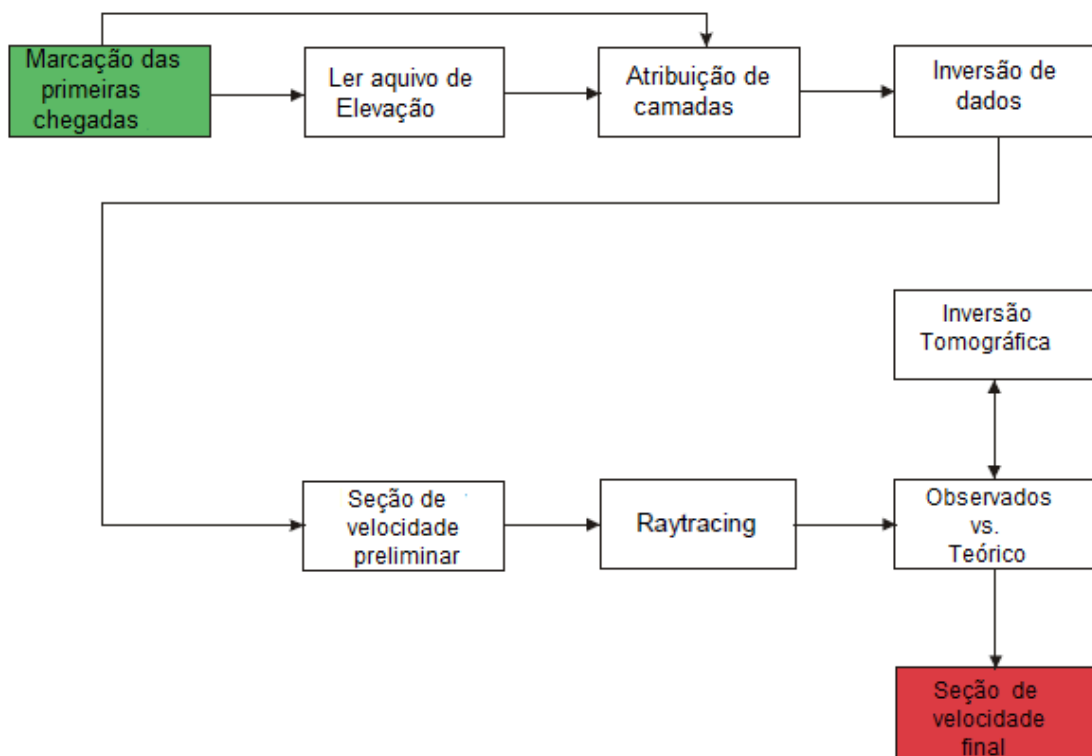


Figura 29- Rotina de “Inversão do tempo trânsito” de dados de sísmica de refração no programa PLOTREFA.

A primeira fase do processamento foi realizada no programa PICKWIN, que tem como funcionalidade ler o pacote de dados no formato SEG2, apresentando os sismogramas resultantes de cada tiro. Após a leitura e abertura dos arquivos, o processamento dos dados de sísmica de refração rasa seguem os passos seguintes:

- **Filtros:** Os filtros podem ser utilizados para remover o ruído causado pelo vento, tráfego, e outras fontes. Para o processamento de dados de sísmica de refração, o programa PICKWIN, disponibiliza dois filtros, o filtro passa-alta e o filtro passa baixa, que são aplicados gradualmente, cuja necessidade de aumentar ou diminuir a frequência de corte aplicada irá depender unicamente das observações do pesquisador, durante o processamento. Para os dados deste trabalho, foram aplicados os filtros passa-alta (107 Hz) e o filtro passa baixa (85 Hz) com a finalidade de minimizar os ruídos de caráter aleatórios, principalmente nos sismogramas referentes às fontes -25 e 140m (Figura 30).

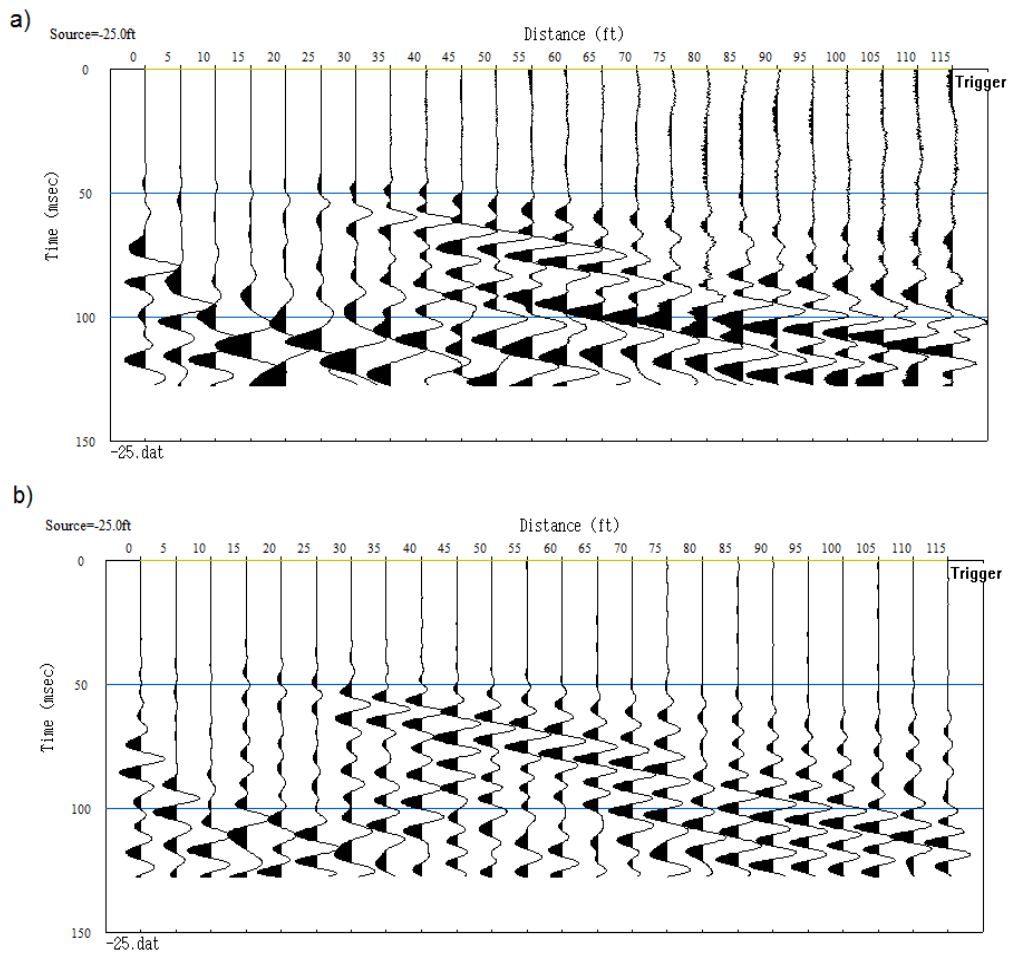


Figura 30- Resultado da aplicação do filtro passa alta e do filtro passa baixa no sismograma gerado pela fonte posicionada a -25 da linha de aquisição. a) Dado bruto. b) Dado filtrado.

- **Marcação das primeiras chegadas :** Durante o processo de marcação das fases, é necessário selecionar as primeiras chegadas das ondas para os sinais de cada geofone, escolhendo o tempo que melhor representa a chegada da onda direta e das ondas refratadas. (Figura 31).

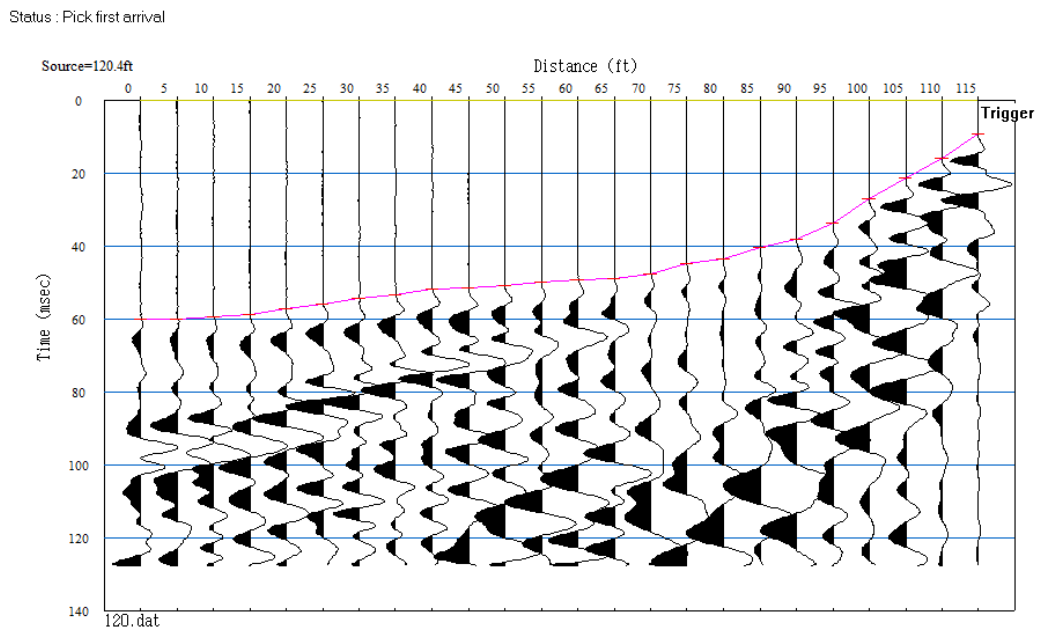


Figura 31- Sismograma resultante da fonte posicionada em 120m da linha sísmica. A linha rosa indica o traço associado às primeiras chegadas de forma de onda.

As informações das marcações das ondas diretas são armazenadas em um arquivo que será aberto no programa PLOTREFA. Este programa utiliza os tempos das primeiras quebras para gerar um modelo em duas dimensões da distribuição da velocidade em profundidade.

- Ler Arquivo de Elevação: Durante a aquisição dos dados, necessita-se que sejam obtidas medidas de elevação associada ao posicionamento de cada geofone para correção de topografia. Os valores de elevação são lançados em forma de tabela e salvos no formato ASCCTT- colunar. A leitura deste arquivo de permitir com que sejam realizadas correções a cerca do tempo de transito para cada geofone, realizando então durante o processamento a correção estática.
- Atribuição de camadas: As funções relacionadas às ondas diretas ou refratadas podem não serem retas devido a efeitos de topografia, e as variações de inclinação ao longo da linha formada pelas primeiras chegadas devem ser marcadas a fim de se distinguir quais se referem a cada forma de onda (Figura 32).

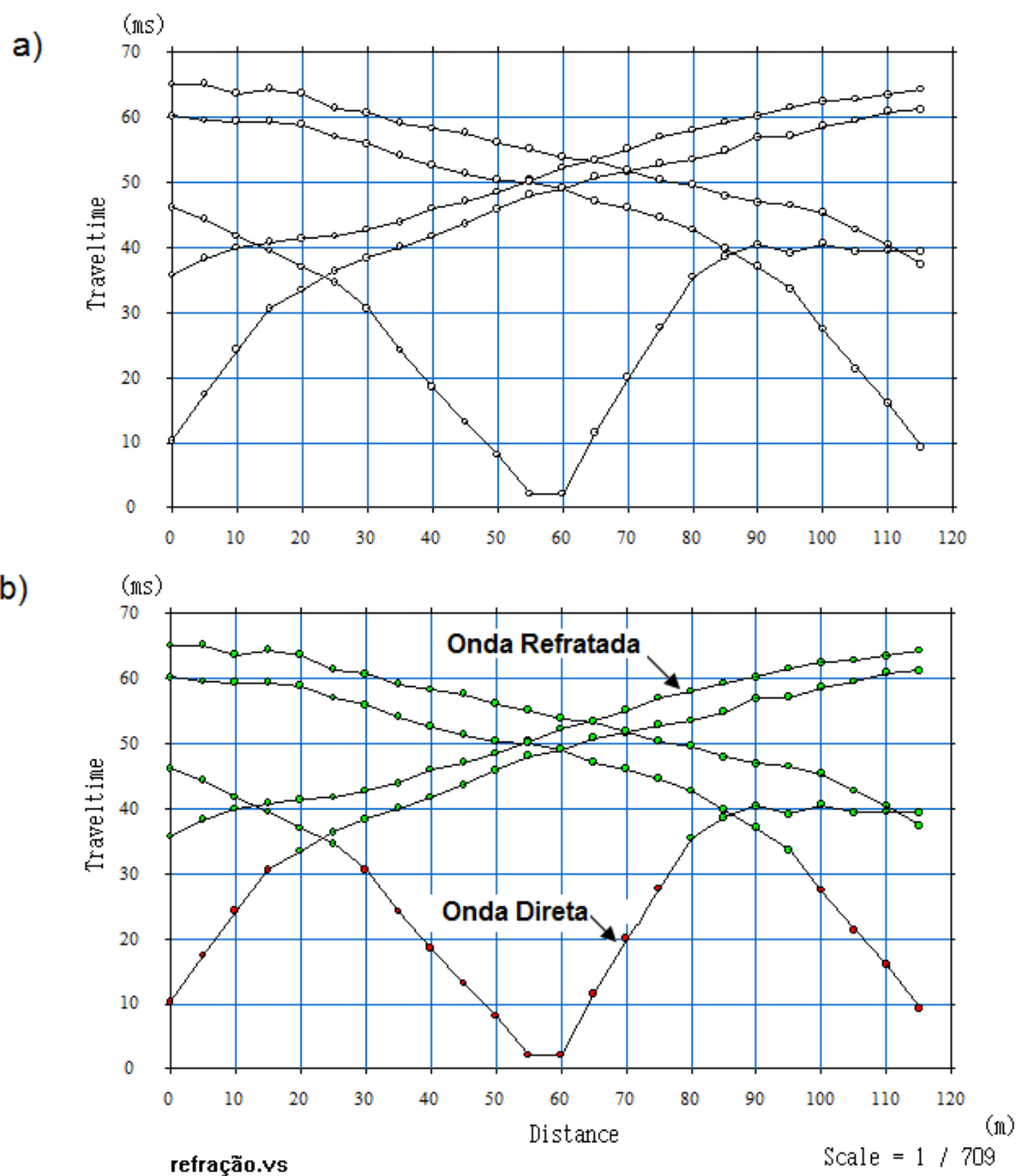


Figura 32- a) Curva tempo versus distância gerada pelo programa PLOTREFA após marcação das primeiras chegadas. b) Curva tempo versus distância com indicações das formas de onda, vermelho para ondas direta e verde para ondas refratadas.

- Inversão dos Dados: A inversão do tempo de trânsito é uma técnica que emprega uma combinação linear de mínimos quadrados e análise do tempo de atraso para inverter as primeiras-chegadas para uma seção de velocidade. É um boa abordagem para simples exames de refração em que refrator em detalhe é de menor importância do que as velocidades brutas em profundidades. O método foi implementado no programa PLOTREFA e utilizado neste trabalho para gerar o modelo de velocidade.

Os passos posteriores a inversão de dados são feitos para aperfeiçoar o primeiro modelo de velocidade gerado, tendo como funcionalidade minimizar os erros obtidos durante o processo de inversão.

O erro de inversão é um valor quadrático médio (Root Mean Square, RMS) que representa uma medida da qualidade de mínimos quadrados da inversão. Geralmente, um erro de inversão da ordem de 1,5 ou menos é aceitável. Se for maior, você pode querer reexaminar suas escolhas e/ou atribuições de camadas.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na primeira etapa do processamento dos dados de sismica rasa após aplicação da inversão dos tempos de trânsito gerou-se um modelo preliminar de velocidades em profundidade constituído por duas camadas com forte contraste de velocidade (Figura 33).

Para a primeira camada obteve-se a velocidade de 729 m/s e para a segunda camada a velocidade ficou em 6.729 m/s. A espessura da primeira camada variou entre 17 m, na posição zero da linha sísmica, e 8 m, na posição 115 m. O erro de inversão nesta etapa preliminar foi aproximadamente de 6,7%. Este valor está fora dos padrões recomendados para o erro da inversão.

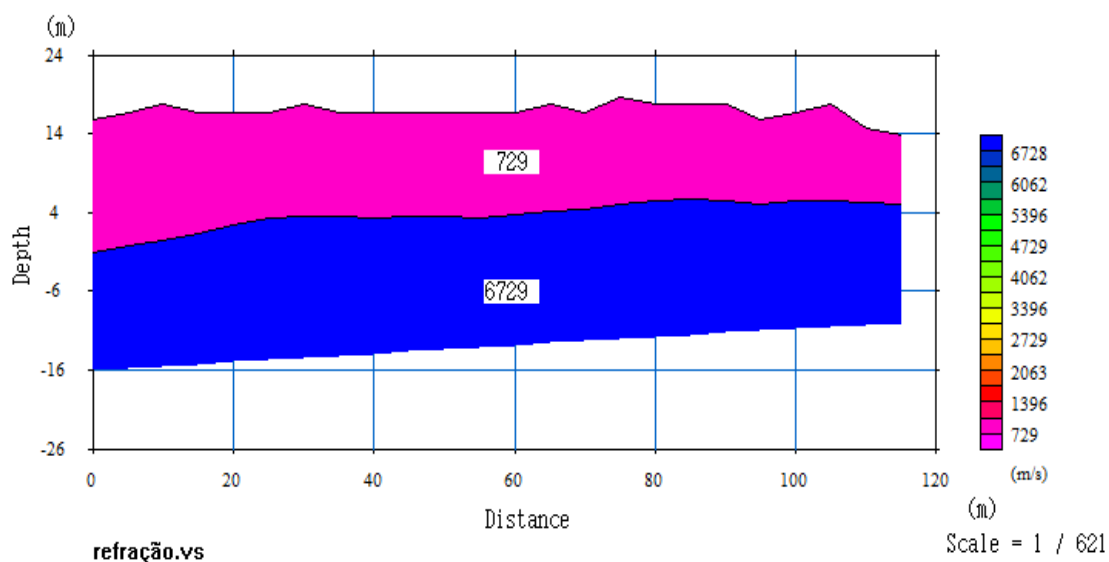


Figura 33- Modelo de velocidade em profundidade gerado a partir do programa PLOTREFA com o uso do método de inversão por tempo de trânsito.

Com a finalidade de reduzir o erro da inversão e seguindo as etapas do processamento sísmico foi aplicada novamente a inversão dos tempos de trânsito utilizando a ferramenta Raytracing. Esta ferramenta é utilizada para calcular os tempos de trânsito teórico para qualquer modelo de velocidades, real ou sintético, tendo como finalidade correlacionar os dados reajustando os mesmos durante a segunda inversão. Conseqüentemente foi gerado um segundo modelo de velocidades em profundidade construído pelo mesmo número de camadas do modelo anterior (Figura 34)

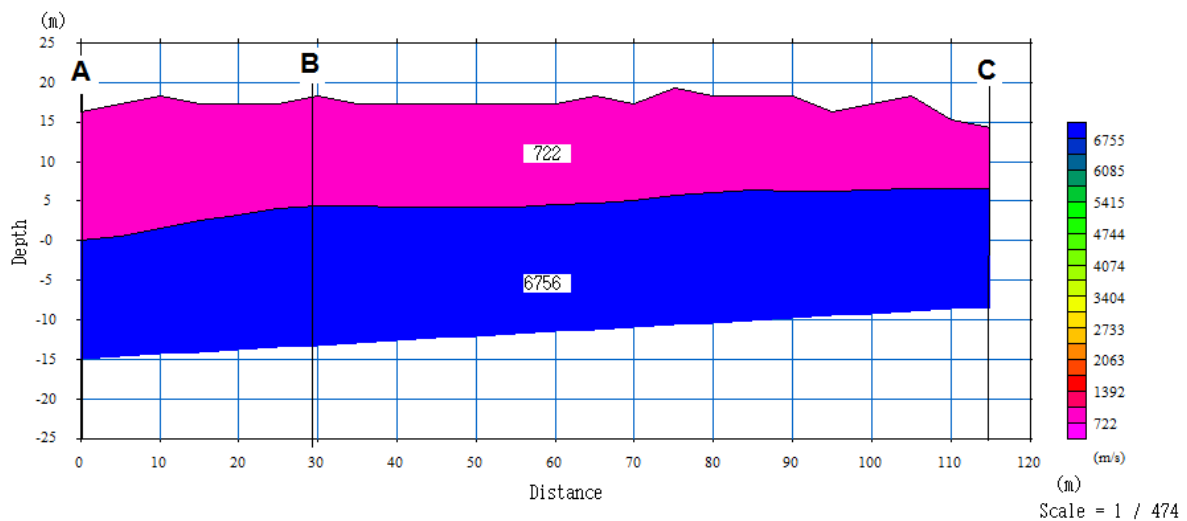


Figura 34- Modelo de velocidade em profundidade obtido com a inversão de tempo de trânsito. O trecho \overline{ABC} foi definido para referenciar as discussões a cerca do mergulho.

Neste segundo modelo de duas camadas, a velocidade estimada da primeira camada foi em torno de 722m/s e a da segunda camada em torno de 6.756 m/s. A topografia um tanto acidentada no topo da camada de baixa velocidade foi atribuída a partir das informações de elevação anexadas durante o processamento. Para este ultimo modelo, o valor do erro de inversão foi de 0,016%, que é um valor muito bom segundo as considerações para a inversão.

A localização do topo granítico em relação ao nível do mar foi de aproximadamente 6,5 m de profundidade no ponto final (ponto C) do modelo e na outra extremidade do perfil a localização do topo deste corpo granítico foi de 0 m em relação ao nível do mar.

Também foi identificado que o topo da rocha granítica mergulha suavemente do trecho que vai de C para B (na Figura 34), aproximadamente $2,05^\circ$, e tem um mergulho mais acentuado no trecho que vai de B para A, aproximadamente $9,2^\circ$.

O modelo de duas camadas foi interpretado com base nas velocidades médias das camadas e nas observações *in situ*, por tratar-se de uma área de afloramento e de exploração do granito. Como visto na seção 3.2.1, camadas de baixa velocidade estão associadas a pacotes de sedimentos inconsolidados, com auto grau de escarificabilidade. Mas precisamente, este valor 722 m/s é relacionado à areia seca, cuja variação de velocidade da onda P neste tipo de material esta entre 200 e 1000 m/s (KEAREY et al.,2009).

A velocidade média das ondas compressivas em rochas graníticas gira em torno de 5000 a 6000 m/s, porém, como visto em capítulos precedentes, essa velocidade pode atingir valores maiores ou menores, sendo esta variação associada a fatores como a pressão a qual a rocha está submetida ou mesmo devido aos minerais que a constituem. É observado que, de uma maneira

geral, o modelo sísmico acompanha a tendência da geologia da área, de forma que a camada com velocidade de 6.756 m/s foi correlacionada à rocha granítica. A Figura 35 mostra um modelo geológico da subsuperfície proposto para linha de aquisição sísmica a partir da correlação dos resultados obtidos com as observações supracitadas.

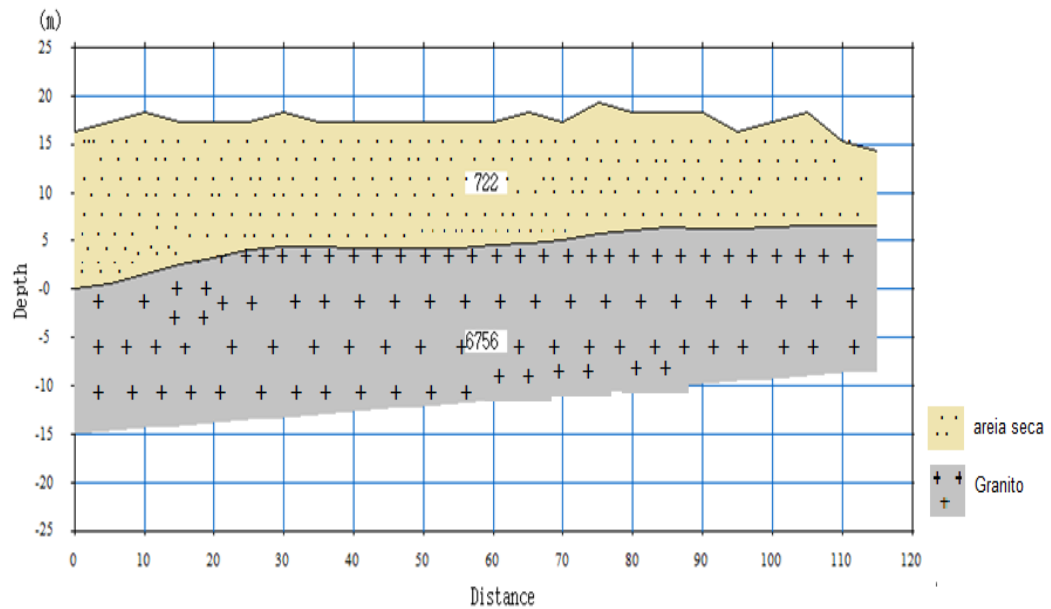


Figura 35- Modelo geológico da subsuperfície proposto para a linha sísmica investigada no Município de Tracuateua- Pa.

7. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos com o método sísmico de refração rasa utilizado neste trabalho tiveram uma correlação satisfatória com o histórico geológico da área e com as observações de campo. Foi possível criar um modelo geológico e geofísico condizente com a litologia *in situ*.

O método gerou um modelo 2-D de duas camadas com velocidades distintas e contrastantes (722 e 6.756 m/s), onde cada camada foi interpretada em termos de velocidade, sendo a primeira de material não consolidado, possivelmente areia seca, e a segunda de rocha cristalina, como o granito.

A utilização de uma marreta de 10 kg como fonte sísmica foi adequada para este levantamento, porém, o limite de golpes por tiro (10 marretadas) para algumas posições ainda foi pouco eficiente quanto à diminuição do ruído de caráter aleatório. Os tiros nas posições - 25m e 140m, cuja finalidade é mapear as camadas mais profundas, foram os mais afetados em termos de ruído.

Por meio do modelo de velocidade em profundidade, resultante do processamento dos dados sísmicos de refração rasa, foi possível identificar a ocorrência do Granito-Tracuateua e estimar sua profundidade, que variou suavemente ao longo da linha.

O topo do corpo granítico foi estimado a uma profundidade de 16m na posição inicial da linha sísmica (0 m), e 7,5 metros na posição final (115 m).

O corpo granítico apresentou dois mergulhos ao longo do perfil, um de aproximadamente 2,05° e outro de 9,2° aproximadamente.

O método sísmico de refração rasa é, em seu aspecto teórico e prático, de fácil entendimento e utilização. Não requer de muita mão de obra e seu custo é relativamente baixo, devido a sua metodologia de aquisição de dados não necessitar de grandes recursos.

Neste trabalho a utilização dos parâmetros adequados, como por exemplo, cobertura do arranjo fonte-receptor, espaçamento entre geofones, limite de golpes por tiro considerados e etc., permitiram a modelagem geológica e geofísica da área de estudo ser condizente e próxima do contexto geológico do local, produzindo modelos confiáveis.

Para obter melhores resultados utilizando o método sísmico de refração rasa, seria interessante fazer um número maior de perfis na área, no mínimo cinco. O número de empilhamento da fonte também deve ser maior que o utilizado neste trabalho, de 20 tiros para cada posição de fonte, por exemplo.

Em regiões, cujo pacote sedimentar que sobrepõe o granito contenha uma litologia mais complexa, os tiros devem ser distribuídos de forma a corresponder à necessidade requerida para o perfil, bem como o espaçamento entre os geofones.

Realizar um perfil mais longo, agrupando os trechos, permitiria uma visualização mais ampla da distribuição de velocidade na área, sendo possível analisar melhor a ocorrência do granito.

Realização de testes de arranjos de geofone, para definir os melhores parâmetros de aquisição, é fundamental no desenvolvimento de uma pesquisa bem sucedida, por minimizar o tempo de execução, o custo e a ambiguidade das aquisições.

Para trabalhos futuros na área, recomenda-se a aplicação de outros métodos geofísicos, como os métodos elétricos e eletromagnéticos, por exemplo, ou mesmo a realização de furos de sondagem para a averiguação das interpretações.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CASTRO, A. P. O.. *Estudo do Comportamento Elástico Apresentado por Diferentes Tipos de Rochas Sedimentares* – Niterói, 2013. (Monografia) Universidade Federal Fluminense- Instituto de Geociências.

DILLON, L.D., VASQUEZ, G.F.. *Física de rochas: fundamentos e aplicações*; Petrobras, 1ª edição, 2000.

FERREIRA, J. B.. *Métodos Geofísicos aplicados ao Mapeamento geológico numa área da região Bragantina* – Pará (1979). (Dissertação de Mestrado) Universidade Federal do Pará. Programa de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas.

IKELLE, Luc T.; AMUNDSEM, Lasse. *Introduction to Petroleum Seismology*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma, USA, 2005. Capítulo 2.

KEAREY, P., BROOKS, M., IAN, H. *Geofísica de exploração*. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de textos, 2009. 438 p. Original inglês.

LEITE, W., ASP,N.; BRITO, R., PEREIRA, K. *Influência da herança geológica e preservação da vegetação na sedimentologia de um sistema fluvial e estuarino do nordeste paraense* – Bragança, 2007. (artigo científico) Universidade Federal do Pará

MENEZES, F.; PINHEIRO, V. L., LINS, E. F.. *Caracterização da Porosidade Secundária Em Zonas de Falha no Granito Tracuateua, Nordeste Paraense* - 2013. Universidade Federal do Pará- Instituto de Geociências.

MORSCHBACHER, M.; VASQUEZ, G.; JUSTEN J. *Metodologia de Estimativa das Velocidades Sísmicas em Ensaios de Laboratório*. IV SimBGF (Simpósio Brasileiro de Geofísica), 2010.

NOGUEIRA, P. V.. *Integração de sísmica de refração e eletrorresistividade para elaboração de um modelo 2D do depósito de ferro n4ws do complexo serra norte, Carajás-PA*. Dissertação

de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília/DF, Brasil. 2014, 78p.

PALHETA, E. S. de M.; ABREU, F. de A. M., MOURA, C. A. V.. *Granitóides Proterozóicos Como Marcadores da Evolução Geotectônica da Região Nordeste do Pará, Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, dezembro de 2009.

PRESS, F., SILVER, R., GROTZINGER, J., JORDAN, T.,. *Para Entender a Terra* (4ª Edição) – 2006. Tradução de Rualdo Menegat do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Reimpressão Bookman- São Paulo.

ROCHA, M. P., 2008. *Tomografia sísmica com ondas P e S para estudos do manto superior no Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, Brasil, 86p.

SEIMETZ, E. X. *Estudos Geofísicos ao Longo do Futuro Trecho Norte do Metrô de Brasília – Brasília, 2012*. (Dissertação de Mestrado N°31) Universidade de Brasília- Instituto de Geociências.

SOARES, J., A. Um estudo de estabilidade mecânica de poços a partir de perfis geofísicos em formações pouco consolidadas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará., 1992.

ANEXO I

Desenvolvimento da equação relacionada ao tempo de trânsito do raio sísmico com base nas premissas de que a superfície é composta por uma série de camadas separadas por interfaces planas e possivelmente inclinadas, cujas velocidades sísmicas das camadas são constantes e aumentam com a profundidade.

➤ Caso de duas camadas com interface horizontal

Considerando um meio com duas camadas com velocidades diferentes ($v_2 > v_1$) separadas por uma interface horizontal. Um raio sísmico viaja diretamente da fonte (A) ao receptor (D), separados a uma distância x na superfície, sendo a trajetória do raio refratado \overline{ABCD} (Figura 1A). A espessura da primeira camada, ou profundidade da primeira interface, é representada por h .

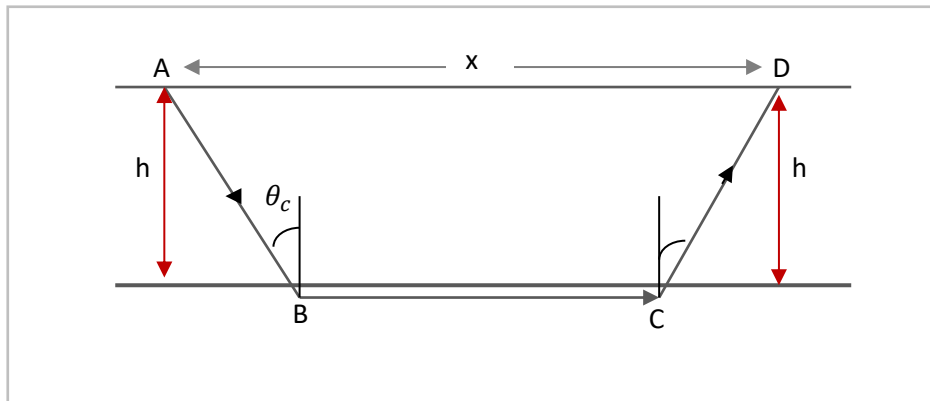


Figura 1A – Esquema gráfico da propagação do raio sísmico para um modelo de duas camadas com interface horizontal.

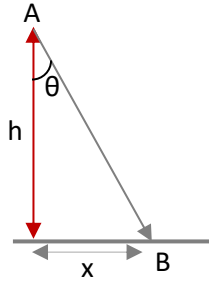
A velocidade da primeira camada pode ser calculada pela razão entre a distância percorrida pela onda direta (\overline{AD}) e seu tempo de percurso (t_{AD})

$$v_1 = \frac{x}{t_{AD}} \longrightarrow t_{AD} = \frac{x}{v_1} \quad (1)$$

O tempo de trânsito do raio refratado é resultante da soma dos tempos de trânsito do raio na camada com velocidade v_1 (\overline{AB} e \overline{CD}) com a trajetória na interface refratora (\overline{BC}).

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \quad (2)$$

Primeiramente obteve-se o tempo associado a cada trajeto do raio por meio de relações geométricas, em que:



$$t_{AB} = \frac{x}{v_1} \quad (3)$$

$$\cos \theta_c = h/x \quad \Rightarrow \quad x = h/\cos \theta_c \quad (4)$$

Substituindo 4 em 3, temos:

$$t_{AB} = \frac{h}{v_1 \cos \theta_c} \quad (5)$$

Para o tempo que leva de \overline{BC} , temos:

$$t_{BC} = \frac{x - 2h \tan \theta_c}{v_2} \quad (6)$$

Para o tempo no trajeto de \overline{CD} , temos:

$$t_{CD} = \frac{h}{v_1 \cos \theta_c} \quad (7)$$

Substituindo as equações 5, 6 e 7 na Equação 2,

$$t = \frac{h}{v_1 \cos \theta_c} + \frac{x - 2h \tan \theta_c}{v_2} + \frac{h}{v_1 \cos \theta_c} \quad (8)$$

Equivalente a:

$$t = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_c} + \frac{(x - 2h \tan \theta_c)}{v_2} \quad (9)$$

Rearranjando a Equação 9 temos:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h}{v_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan \theta_c}{v_2} \quad (10)$$

Que também pode ser expressa como:

$$t = \frac{x}{v_2} + 2h \left(\frac{v_2 - v_2 \sin \theta_c}{v_1 v_2 \cos \theta_c} \right) \quad (11)$$

Segundo a Lei de Snell $\text{sen } \theta_c = v_1/v_2$ temos:

$$t = \frac{x}{v_2} + 2h \left(\frac{v_2 - v_1 \text{sen}^2 \theta_c}{v_2^2 \text{sen } \theta_c \cos \theta_c} \right) \quad (12)$$

$$t = \frac{x}{v_2} + 2h \left(\frac{1 - \text{sen}^2 \theta_c}{v_2 \text{sen } \theta_c \cos \theta_c} \right) \quad (13)$$

Usando agora a identidade trigonométrica $\cos^2 \theta_c = 1 - \text{sen}^2 \theta_c$, temos:

$$t = \frac{x}{v_2} + 2h \left(\frac{\cos \theta_c}{v_2 \text{sen } \theta_c} \right) \quad (14)$$

Como definido anteriormente a partir da lei de Snell que $v_1 = v_2 \text{sen} \theta_c$, temos finalmente a equação do tempo de percurso (*traveltime*) para duas camadas com interface horizontal:

$$t = \frac{x}{v_2} + 2h \frac{\cos \theta_c}{v_1} \quad (15)$$

A Equação 15 pode ser reescrita como

$$t = \frac{x}{v_2} + t_i \quad (16)$$

A Equação 16 é uma equação de primeiro grau, em que $1/v_2$ é o coeficiente angular (vagarosidade). O coeficiente linear, chamado tempo de interceptação t_i , é o tempo em que a reta, que representa os tempos de chegada da onda refratada com relação aos receptores x cruza o eixo dos tempos (Figura 2A). O valor t_i pode ser obtido do sismograma, e com ele é possível calcular o valor da espessura da camada superior à interface refratora.

$$t_i = 2h \frac{\cos \theta_c}{v_1} \Rightarrow h = \frac{t_i v_1}{2 \cos \theta_c} \quad (17)$$

Rearranjando a Equação 17 em função das velocidades sísmicas, a partir da lei de Snell, temos:

$$h = \frac{t_i v_1 v_2}{2 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (18)$$

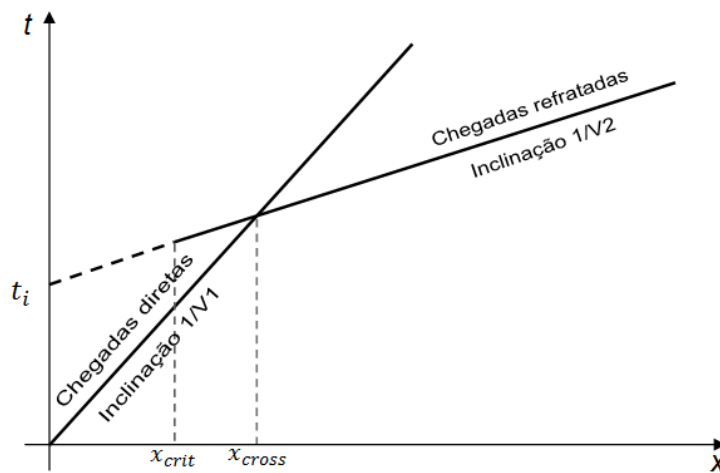


Figura 2A- Curva tempo X distância para a onda direta e onda frontal a partir de um único refrator horizontal. Modificado de KEAREY et al. (2009).

A partir da Equação 15, podem-se obter os demais tempos para outros modelos da subsuperfície, considerando as premissas supracitadas.

ANEXO II

Resolução da diferenciação da função objetivo.

Visto no Capítulo 4, seção 4.2, que o modelo calculado representado em tempo por \mathbf{ch} , pode ser reescrito:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ch} + \mathbf{e} \Rightarrow \mathbf{e} = \mathbf{t} - \mathbf{Ch} \quad (19)$$

sendo \mathbf{e} representa a diferença entre o modelo calculado e os dados experimentais.

E que para minimizar a soma dos quadrados da diferença entre o modelo calculado e os dados experimentais, utiliza-se:

$$\phi = \|\mathbf{e}\|^2 \quad \text{ou} \quad \phi = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (20)$$

Em que ϕ é chamada de função objetivo.

A expressão para os parâmetros \mathbf{h} é obtida a fim de minimizar a função objetivo ϕ , ou seja, fazendo sua derivada em relação aos parâmetros igual a zero. Partindo da substituição da equação 19 na equação 20 temos:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{h}} = \|\mathbf{t} - \mathbf{Ch}\|^2 = 0 \quad (21)$$

Cuja derivada resulta em,

$$-2\mathbf{C}^T(\mathbf{t} - \mathbf{Ch}) = 0 \quad (\div 2) \quad (22)$$

Simplificando,

$$\mathbf{C}^T \mathbf{Ch} - \mathbf{C}^T \mathbf{t} = 0 \quad (23)$$

Rearranjando a Equação 23

$$\mathbf{C}^T \mathbf{Ch} = \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (24)$$

Reorganizando a Equação 24 teremos a expressão para o cálculo das espessuras logo abaixo dos receptores (ROCHA, 2008):

$$\mathbf{h} = (\mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (25)$$