



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**ESTUDOS GEOFÍSICOS AO LONGO DO FUTURO TRECHO NORTE
DO METRO DE BRASÍLIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 031

EDUARDO XAVIER SEIMETZ

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Co-orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília - DF

Março 2012

EDUARDO XAVIER SEIMETZ

**ESTUDOS GEOFÍSICOS AO LONGO DO FUTURO TRECHO NORTE
DO METRO DE BRASÍLIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geociências Aplicada do Instituto de Geociências – IG
da Universidade de Brasília – UnB.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Co-orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília - DF

Março 2012

SEIMETZ, EDUARDO XAVIER

Estudos Geofísicos ao Longo do Futuro Trecho Norte do Metro de Brasília – Brasília
2012.

Dissertação de Mestrado N° 31 – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Co-orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

1. Metrô de Brasília
2. Eletroresistividade
3. Sísmica de refração

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Folha de Aprovação

Eduardo Xavier Seimetz

Estudos geofísicos ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília.

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Programa de Graduação em Geociências Aplicadas.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovado em: 19 de março de 2012

Banca Examinadora

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Instituição: IG/UnB

Assinatura: _____

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Instituição: IG/UnB

Assinatura: _____

Prof. Dr. Shozo Shiraiwa

Instituição: ICET/UFMT

Assinatura: _____

Brasília – DF

Agradecimentos

Primeiramente quero agradecer a DEUS ao permitir esta oportunidade de realizar um sonho pessoal de fazer mestrado, no meu país de origem, na Universidade de Brasília, ao lado de casa. Agradeço também pela força e pelas pessoas que apareceram e contribuíram direta e indiretamente durante esta jornada.

Agradecer aos meus amigos do M-226, da COLINA e ao grupo SITHS por acompanhar esta jornada maravilhosa de cinco na busca e concretização desse sonho.

Aos professores Dr. Paulo Eduardo de Brito, Dr. Bernardo de Assunção Mello e Dr. Araken Werneck por me mostrarem o caminho da Iniciação Científica durante a Graduação do Curso de Física na Universidade Católica de Brasília e também ao professor Dr. Sérgio Garavelli. Agradeço a todos pelo suporte e apoio durante os três anos de busca do mestrado e pela inspiração.

Ao meu amigo e ex-aluno da Escola das Nações Lucas Quinteros Lima, por ter entrado na biblioteca em dezembro de 2009 ter dito “Você ainda esta aqui?”, estas palavras foram fundamentais para minha determinação em fazer o mestrado. Valeu Lucas!

Pelo grande amigo Umberto José Travaglia Filho (1berto), pelo auxílio durante as aquisições de campo, sempre aos domingos, comendo sanduíche natural com refrigerante, fandangos, baconzitos e chocolate bis. Ele também foi responsável por uma informação das mais importantes da minha vida: me dizer que um professor da UnB estava querendo um aluno de mestrado. Valeu 1berto por ter me ligado! E pelas idas ao Moto Capital.

Ao grande amigo e companheiro Marcio Maciel Cavalcanti, pela companhia na jornada em busca do mestrado, por cursar junto algumas disciplinas, pelas incontáveis colaborações durante as aquisições de campo, sempre aos domingos, também comendo sanduíche natural com refrigerante, fandangos, baconzitos e chocolate bis. Valeu Marcio pelo seu apoio e companheirismo! Espero retribuir sua enorme ajuda! Valeu também pelas idas ao Moto Capital.

Quero agradecer um aluno que logo se tornou meu braço direito durante a sua iniciação científica, o mestrando e amigo Pedro Vencovsky Nogueira, pelos inúmeros esforços durante as aquisições de campo, sempre aos domingos, comendo sanduíche natural

com refrigerante, fandangos, baconzitos e chocolate bis, na elaboração de imagens e pela sua companhia. Valeu Pedro por estar presente nesta jornada, espero retribuir. Batang!

Ao grande amigo e companheiro Paulo Araujo de Azevedo (Codó) que sempre tinha um pacote de biscoito BONO em seu bolso ou mochila durante as aquisições. Pelos inúmeros apoios durante as aquisições de campo, sempre aos domingos, comendo sanduíche natural com refrigerante, fandangos, baconzitos, chocolate bis e uva (sem semente). Valeu Codó! E por ensinar a fazer o ‘olho de boi’ no dia que, coincidentemente, caiu uma tempestade que derrubou árvores ao longo do Plano Piloto e alagou a UnB, durante nossa aquisição na quadra SQN 107/106.

A equipe e amigos que ajudaram nas aquisições de campo, sempre aos domingos, comendo sanduíche natural com refrigerante, fandangos, baconzitos e chocolate bis: ao doutorando Luis Anselmo da Silva, ao mestrando Julio Henrichs de Azevedo, ao técnico Péricles de Brito Macedo. Aos alunos de graduação e amigos do curso de Geofísica Aline Isabel de Pádua (solicitava salgadinho ‘pingos d’ouro’ nos campos), Fábio Augusto dos Santos Rocha (Seu Madruga), Isabela Resende Almeida (solicitava salgadinhos ‘baconzitos’ com ketchup nos campos), Karine do Santos Taveira (solicitava uma rede nos campos) e Raphael Teixeira. Muito obrigado por vocês estarem comigo durante vários ‘domingos de campo’!

À turma de Geofísica Geral (02/2010) do curso de graduação em Geologia, à turma de Geofísica Ambiental (02/2010) do curso de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e à turma de Geofísica de Campo (02/2011) pela ajuda nos campos.

Aos professores Dr. Gustavo Macedo de Mello Baptista e Dr^a. Tati de Almeida pelo fornecimento das imagens de satélite da cidade de Brasília.

Aos professores Dr. José Eduardo Pereira Soares, Dr. José Elói Guimarães Campos e Dr^a. Adriana Chatack Carmelo (IG/UnB) pelas valiosas discussões e dicas durante a interpretação dos resultados. Muito obrigado pelas ajudas e pelas aulas neste universo da Geologia e da Geofísica!

Ao professores Dr. Luciano Soares da Cunha e Marco Ianniruberto (IG/UnB) por todo apoio.

Ao professor Dr. Newton Moreira de Souza (FT/UnB) e ao Dr. Carlos Petrônio Leite

da Silva (FT/ UnB) pela cessão dos dados de sondagem geotécnica.

Ao Instituto de Geociências Aplicadas da Universidade de Brasília – UnB, e ao Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA/UnB) pela disponibilização dos equipamentos geofísicos para a realização deste trabalho.

A amiga Lorena Malta Feitoza pela amizade e pelas dicas durante o mestrado.

Ao meu pai Rui Seimetz por me inspirar em viver no mundo acadêmico. A minha mãe Raimunda Xavier da Silva Seimetz pelo todo cuidado por mim e a minha irmã Márcia Xavier Seimetz. A minhas avós Raimunda e Nona, e a minha tia Lurdinha. Obrigado pela educação, pelo amor que me deram e por acreditarem em mim.

Ao meu amigo Clayton Gomes Pereira por ter acompanhando nesta intensa busca de realizar o mestrado, e ao saber que estava ao lado de casa. Valeu pelo apoio e pelos conselhos de superação durante os momentos turbulentos. Valeu mesmo Clayton!

A minha namorada e parceira de campo, Pollyanna Araujo de Alencar, pelo apoio durante as etapas de inscrição do mestrado e durante ele. Obrigado por me acompanhar nesta jornada em concretizar este sonho e pela participação durante as aquisições de campo, preparando os lanches e comendo sanduíche natural com refrigerante, fandangos, baconzitos e chocolate bis. Obrigado Bem!

Também quero agradecer a Aline Oliveira Silveira e Katia Servulo de Lima Rocha, esposas dos meus orientadores, pela paciência e compreensão durante todo o período de realização deste mestrado, principalmente quando tive que reter os seus maridos aos domingos, durante os campos, e na universidade, além do horário e dias previstos, principalmente na etapa de finalização deste trabalho.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao professor, co-orientador, amigo e parceiro de kung-fu, Dr. Welitom Rodrigues Borges pela paciência, compreensão e segurança durante o processo de mestrado. Pelos campos e ensinamento com os métodos de eletrorresistividade e GPR (Ground Penetration Radar). Pelas perguntas e dicas sobre o que estava processando ou fazendo nos campos, pela confiança nos campos, pelo apoio nos momentos turbulentos e por compreender meus limites

e ajudar a superá-los. Muito obrigado Welitom, serei eternamente grato pelos seus ensinamentos e apoio.

Ao professor, orientador e amigo Dr. Marcelo Peres Rocha. Por ter me acolhido como seu primeiro aluno de mestrado, compreendendo e aceitando a minha idéia inicial de montar um cluster para processamento de dados no Instituto. Depois, com a proposta de fazer sísmica de refração ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília, a qual agrupou mais tarde, o método de eletrorresistividade permitindo concretizar este trabalho. Foram inúmeros testes de campos e muita paciência em me ensinar. Obrigado pela confiança nos campos, pelo seu ensinamento com o método de sísmica de refração, aos puxões de orelha para me manter na linha deste trabalho, pelas respostas às minhas perguntas e pelas correções nos momentos oportunos. Muito obrigado especialmente pela paciência, dedicação, por compreender meus limites e ajudar a superá-los e por poder finalmente dizer: “Marcelo, a minha dissertação de mestrado esta concluída!”, pois passei quase todos os dias durante o mestrado sendo perguntado se ela estava pronta. Muito obrigado Marcelo por tudo, serei eternamente grato por ter esta oportunidade, experiência de ser seu aluno, pelos seus ensinamentos e apoio.

“Do or do not; there is no try.”

(Master Yoda - Star Wars: Episode V - The Empire Strikes Back)

Para todos que me acompanharam nesta jornada

Resumo

SEIMETZ, E. X. **Estudos geofísicos ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília.** Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, UnB, Brasília/DF, 2012, 97p.

Os métodos geofísicos de eletrorresistividade e sísmica de refração rasa foram utilizados para elaborar um perfil geológico ao longo de toda a Asa Norte do Plano Piloto de Brasília, local do futuro trecho norte do metrô da Capital Nacional, entre o Eixo Rodoviário (DF-002) e o Eixo Rodoviário W. Foram realizados testes para definir os parâmetros de aquisição para ambos os métodos, buscando aqueles mais adequados para as condições da área de estudo. Para o método de eletrorresistividade, o arranjo dipolo dipolo, com espaçamento entre os eletrodos de 10 metros, mostrou-se mais adequado, permitindo obter melhor resolução lateral e contraste de resistividade elétrica. Para a sísmica de refração o espaçamento entre os geofones foi de 2 metros com três pontos de tiros para cada trecho adquirido, utilizando-se 48 canais. Devido ao alto nível de ruído, somente a onda direta e a primeira refração foram observadas nos sismogramas. Nos resultados, observaram-se três camadas geofísicas distintas: 1) Camada superficial com baixa resistividade elétrica (variando de 100 a 816 $\Omega.m$) e baixa velocidade da onda P (média de 430 m/s), interpretada como o pacote de solo/aterro; 2) Camada intermediária com alta resistividade elétrica (acima de 2000 $\Omega.m$) e alta velocidade sísmica (média de 1440m/s), interpretada como um pacote saprolitizado de metassiltitos argilosos e quartzitos da Unidade S do Grupo Paranoá; 3) Camada mais profunda, com resistividade elétrica média de 300 $\Omega.m$, interpretada como os metassiltitos argilosos menos alterados da Unidade S do Grupo Paranoá. Houve uma boa correlação entre as profundidades da primeira interface obtidas com os métodos de sísmica e eletrorresistividade. Nos resultados de eletrorresistividade foram observadas anomalias condutivas verticalizadas, com posições coincidentes com todos os postos de abastecimento de combustíveis localizados ao longo da área de estudo. Estas anomalias devem estar relacionadas como zonas de percolação de água superficial proveniente do processo de lavagem de veículos, realizado em todos os postos.

Palavras Chave: metrô de Brasília, eletrorresistividade, sísmica de refração.

Abstract

SEIMETZ, E. X. **Geophysical studies along the northern section of the future metro of Brasília**. Masters Dissertation – Institute of Geosciences, UnB, Brasília/DF, Brazil, 2012, 97p.

The geophysical methods of resistivity and shallow seismic refraction were used to elaborate a geophysical profile of a site at the Asa Norte of the Plano Piloto of Brasília, which is located on the future northern section of the Metro of the Brazilian Capital, between the DF-002 Highway and the W Road. Array tests were conducted to define the acquisition parameters for both methods, in order to get those most suitable for the study area. For the resistivity method, the dipole dipole array with electrode spacing of 10 meters, showed been more appropriate, allowing obtaining better lateral resolution and resistivity contrast. For the seismic refraction, the geophone spacing was 2 meters with three shoot points for each acquired line, using 48 channels. Due to the high noise level, only the direct wave and the first refraction were observed in the seismograms. In the results, it is possible to observe three different geophysical layers: 1) The surface layer, with low resistivity (ranging from 100 to 816 Ω .m) and low P-wave velocity (average of 430 m/s), interpreted as the package of soil and embankment; 2) The middle layer, with high resistivity (above 2000 Ω .m) and high seismic velocity (average of 1440 m/s), interpreted as a package of saprolite of argillaceous metasiltite and quartzite of the S Unit of the Paranoá Group; 3) The deeper layer, with an average resistivity of 300 Ω .m, was interpreted as the less altered argillaceous metasiltite of the S Unit of the Paranoá Group. A good correlation between the depths of the first interface obtained from the seismic and resistivity methods was observed. In the resistivity results, were observed vertical conductive anomalies with coincident positions with all gas stations located along the study area. These anomalies should be related to percolation zones of surface water from the car wash activities carried in all gas stations.

Keywords: Brasilia metro, resistivity, seismic refraction.

Conteúdo

Agradecimentos	vi
Resumo	xi
Abstract.....	xii
Lista de Figuras.....	xv
Lista de Tabelas	xix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da Área de Estudo	2
1.2 Justificativa e Objetivos	2
1.3 Caracterização do Meio Físico do Distrito Federal	6
1.3.1 Características do Clima	6
1.3.2 Características Pedológicas	7
1.3.3 Características Geológicas	9
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
2.1 Eletrorresistividade	13
2.1.1 Fluxo de Corrente no solo.....	15
2.1.2 Técnicas de aquisição de dados	18
2.1.3 Arranjos de eletrodos	18
• Wenner alfa	19
• Wenner-Schlumberger.....	20
• Dipolo dipolo	21
• Polo dipolo.....	21
2.1.4 Modelagem dos dados	22
2.2 Sísmica de Refração.....	23
2.2.1 Fundamentos básicos	24
2.2.2 Princípios da sísmica de refração	27
• Caso de duas camadas com interface horizontal.....	27
• Caso de três camadas com interface horizontal.....	30
• Caso de multicamadas com interfaces horizontais	32
• Caso de interfaces não planas	32
• Caso de Interfaces Irregulares	34
• Subsuperfícies não ideais	37

3. METODOLOGIA.....	39
3.1 Testes para definição de parâmetros de aquisição	39
3.1.1 Eletrorresistividade	39
3.1.2 Sísmica de Refração	46
• Teste 1	47
• Teste 2	48
• Teste 3	49
3.1.3 Processamento dos dados sísmicos	52
3.2 Aquisição dos Dados	54
3.2.1 Eletrorresistividade	54
3.2.2 Sísmica	54
4. RESULTADOS	55
• SQN 116.....	56
• SQN 115/114.....	60
• SQN 113/112.....	63
• SQN 111/110.....	67
• SQN 109/108.....	70
• SQN 107/106.....	74
• SQN 105/104.....	77
• SQN 103/102.....	81
• SQN 101.....	84
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	87
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	91
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

Lista de Figuras

Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo, com a posição das linhas geofísicas. ____	3
Figura 1.2 Ilustração completa da trajetória do Metrô do Distrito Federal, incluindo o plano de expansão (METRÔ-DF, 2012). _____	5
Figura 1.3 Precipitação acumulada mensal nos anos de 2010 e 2011 (barras azuis) para o Distrito Federal, e a sua Normal Climatológica (linha vermelha). (Fonte: INMET, 2012). ____	7
Figura 1.4 Mapa pedológico do Distrito Federal com o área de estudo em destaque (Adaptado de EMBRAPA, 1978b). _____	8
Figura 1.5 Mapa geológico simplificado do Distrito Federal. (Atualizado de FREITAS-SILVA e CAMPOS, 1998). _____	11
Figura 1.6 Estratigrafia do Grupo Paranoá na área-tipo de Alto Paraíso de Goiás - São João D'Aliança. A - argila, S - silte, AF - areia fina, AM - areia média, AG - areia grossa e C - cascalho. (FARIA 1995). _____	12
Figura 2.1 Parâmetros usados na definição da resistividade elétrica. _____	14
Figura 2.2 Valores de resistividade elétrica para algumas rochas e materiais (Adaptado de LAGO, 2009). _____	14
Figura 2.3 Injeção de corrente em um ponto na superfície e a distribuição do seu fluxo em subsuperfície (LAGO, 2009). _____	15
Figura 2.4 Representação esquemática do fluxo de corrente e o potencial no subsolo para quatro eletrodos em superfície (Adaptado de LAGO, 2009). _____	17
Figura 2.5 Principais arranjos eletródicos utilizados em ensaios de campo com seus fatores geométricos (LOKE, 2010). _____	19
Figura 2.6 Tabela mostrando a variação de escarificabilidade com a velocidade das ondas P para um intervalo de litologias (KEAREY <i>et al.</i> , 2009). _____	24
Figura 2.7 Representação esquemática do movimento principal das ondas: a) onda P ; b) onda S (modificado de http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/geosciences/geodyn_int/sismo/general/general.html acessado em 14/02/2012). ____	25
Figura 2.8 Representação da propagação de uma onda sísmica em um meio. _____	26
Figura 2.9 Representação esquemática do fenômeno da refração, do momento em que ocorre o ângulo crítico. _____	27
Figura 2.10 Trajetória do raio da onda refratada e do raio da onda direta, desde a fonte A até o receptor D, para um modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2$). ____	28
Figura 2.11 Trajetória do raio da onda refratada e do raio da onda direta desde a fonte A até o receptor F, para um modelo de três camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2 < V_3$). ____	31
Figura 2.12 Curvas tempo versus distância para a onda direta e as ondas refratadas para um modelo de três camadas plano paralelas. _____	32
Figura 2.13 Modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_2 > V_1$), separadas por uma interface inclinada com relação a superfície. a) Curvas tempo versus distância para a onda no mesmo sentido do mergulho e no sentido oposto; b) Trajetória dos raios da onda refratada para os raios no mesmo sentido do mergulho (de A para D), e no sentido oposto (de D para A); _____	33

Figura 2.14 Trajetória de raio refratado em uma interface irregular (modificado de KEAREY <i>et al.</i> , 2009).	35
Figura 2.15 Camada da oculta: modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 > V_1$ e $V_3 > V_2$). Segunda camada apresenta ter fina espessura, fazendo com que as ondas diretas da terceira camada cheguem antes das ondas diretas da segunda camada. a) Gráfico do tempo versus distância. b) Trajetória dos raios refratados (KEAREY <i>et al.</i> , 2009).	37
Figura 2.16 Camada cega: modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 < V_1$ e $V_3 > V_1$). A segunda camada apresenta ter velocidade menor que a primeira camada ($V_2 < V_1$). a) Gráfico do tempo versus distância. b) Trajetória dos raios refratados (KEAREY <i>et al.</i> , 2009).	38
Figura 3.1 – Localização das investigações geofísicas no perfil piloto, realizadas na altura das quadras SQN 108/109 no futuro trecho norte do Metrô de Brasília/DF. (modificado, SEIMETZ <i>et al.</i> , 2011).	40
Figura 3.2 Equipamentos de eletrorresistividade: a) eletrorresistímetro multieletródico SYSCAL PRO 72; b) cabos conectores; c) <i>switchbox</i> para conectar um cabo ao outro; d) baterias e eletrodos.	42
Figura 3.3 Comparação entre as pseudo-seções de eletrorresistividade, da linha piloto, obtidas com os arranjos: a) Wenner alfa; b) Wenner-Schlumberger; c) polo dipolo; d) dipolo dipolo.	43
Figura 3.4 Histogramas e respectivas análises estatísticas dos dados dos modelos de eletrorresistividade obtido com os arranjos eletrodicos usados na linha piloto. a) dipolo dipolo, b) Wenner-Schlumberger, c) Wenner alfa, e d) polo dipolo.	44
Figura 3.5 Modelagem dos arranjos com elevação: a) Modelo gerado pelo arranjo Wenner-alfa. b) Modelo gerado pelo arranjo Wenner-Schlumberger. c) Modelo gerado pelo arranjo dipolo. d) Modelo gerado pelo arranjo polo dipolo.	45
Figura 3.6 Equipamento para aquisição de Sísmica de Refração. a) computador; b) cabos para conectar os geofones; c) cabo para conectar o módulo de aquisição ao computador; d) cabo para conectar módulo de aquisição à marreta; e) Geofones; f) marreta de oito quilogramas; g) módulo de aquisição; h) trenas de 50 e 100 metros; i) Bateria 12Volts.	46
Figura 3.7 Sismogramas para os dois trechos adquiridos no Teste 2. O primeiro geofone do primeiro trecho estava na posição 0. a) Fonte na posição -25 metros (primeiro trecho); b) Fonte na posição 110 metros (segundo trecho); c) Fonte na posição 172,5 metros (segundo trecho); d) fonte na posição 235 metros (segundo trecho).	49
Figura 3.8 Exemplo de sismogramas obtidos no Teste 3. a) Fonte na posição -2 metros do geofone de referência; b) Fonte na posição 378 metros; c) Fonte na posição 96 metros. d) Fonte na posição 141 metros.	50
Figura 3.9 Modelo de velocidades obtido no Teste 03 utilizando sísmica de refração rasa para a quadra SQN 108/109. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.	51
Figura 3.10 Exemplo de agrupamento de trechos adquiridos de forma separada (trechos em azul e em preto). (Tiro realizado na posição -2 metros do geofone de referencia. Dado da linha adquirida na quadra SQN 105/104).	52

Figura 3.11 Exemplo da marcação das primeiras quebras. (Dado do Teste 2 na quadra SQN 109/108).	53
Figura 3.12 a) Curvas de tempo pela distância geradas no programa PLOTREFA após a marcação das primeiras chegadas. b) Idem (a) com a indicação das ondas na curva de tempo pela distancia (vermelho - onda direta, e verde - onda refratada, 1° refração).	54
Figura 4.1 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 116. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.	57
Figura 4.2 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 116. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.	58
Figura 4.3 Modelos gerados para a quadra SQN 116: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.	59
Figura 4.4 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 115/114. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.	61
Figura 4.5 Modelo gerado utilizando o método de eletrorresistividade para a quadra SQN 115/114 com escala vertical sendo a elevação.	62
Figura 4.6 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 113/112. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.	64
Figura 4.7 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 113/112. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.	65
Figura 4.8 Modelos gerados para a quadra SQN 113/112: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.	66
Figura 4.9 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 111/110. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.	68
Figura 4.10 Modelo gerado utilizando o método de eletrorresistividade para a quadra SQN 111/110 com escala vertical sendo a elevação.	69
Figura 4.11 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 109/108. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.	71
Figura 4.12 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 108/109. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.	72
Figura 4.13 Modelos gerados para a quadra 109/108: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.	73
Figura 4.14 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 107/106. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-	

seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa. _____	75
Figura 4.15 Modelo gerado utilizando o método de eletrorresistividade para a quadra SQN 107/106 com escala vertical sendo a elevação. _____	76
Figura 4.16 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 105/104. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa. _____	78
Figura 4.17 Resultado de sismica de refração para quadra SQN 105/104. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade. _____	79
Figura 4.18 Modelos gerados para a quadra 105/104: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sismica de refração com elevação. _____	80
Figura 4.19 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 103/102. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa. _____	82
Figura 4.20 Modelo gerado utilizando o método de eletrorresistividade para a quadra SQN 103/102 com escala vertical sendo a elevação. _____	83
Figura 4.21 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 101. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa. _____	85
Figura 4.22 Modelo gerado utilizando o método de eletrorresistividade para a quadra SQN 101 com escala vertical sendo a elevação. _____	86
Figura 5.1 Perfil geofísico completo ao longo da Asa Norte, no Plano Piloto de Brasília - DF, Brasil. a) Modelos de distribuição de velocidade da onda P com a profundidade obtidos com sismica de refração. b) Modelo de distribuição de resistividade com a profundidade gerado a partir de dados de eletrorresistividade. c) Modelo geológico interpretado a partir dos resultados dos métodos geofísicos. _____	88

Lista de Tabelas

Tabela 3.1 Comparação das principais características dos arranjos: dipolo dipolo, polo dipolo, Wenner-Schlumberger e Wenner alfa (WARD, 1990). _____ 41

Tabela 3.2 Análise comparativa dos resultados dos arranjos: dipolo dipolo; polo dipolo; Wenner-Schlumberger e Wenner alfa. _____ 42

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

O intenso crescimento populacional do Distrito Federal exige que o governo amplie as obras de infraestrutura para atender a população. Em obras de infraestrutura, o gasto em perfurações representa boa parte do orçamento, o que torna os métodos geofísicos uma alternativa econômica e eficiente. A utilização destes métodos possibilita um detalhamento das características da subsuperfície, auxiliando na escolha do local mais apropriado para a instalação da fundação, na prevenção de acidentes relacionados a solos colapsíveis, podendo detectar falhas geológicas, além de diminuir gastos com a quantidade de sondagens. Por outro lado, as sondagens fornecem informações pontuais, além de serem bem mais caras. A principal vantagem é que os métodos geofísicos não são invasivos, ou seja, fornecem informações sobre a subsuperfície sem a realização de perfurações.

Existem vários trabalhos mostrando a utilização de métodos geofísicos em projetos de engenharia, como por exemplo, na detecção de antigas fundações (e.g. BOUDREAULT *et al.*, 2010), e no planejamento da construção de bairros (e.g. KHALIL e HANAFY, 2008; SILVA, 2011).

Entre os métodos geofísicos mais utilizados em estudos geotécnicos estão: a sísmica de refração (e.g. PRADO, 2000); a eletrorresistividade (e.g. BRAGA, 1997; LOKE, 2010); e o radar de penetração no solo (e.g. DAVIS e ANNAN, 1988; PORSANI, 1999; GRANDJEAN *et al.*, 2000). Em geral, é recomendável realizar estudos utilizando mais de um método geofísico. Isto é feito para minimizar as limitações de cada método, objetivando que seus resultados se complementem, fornecendo um modelo final com menor ambigüidade. Neste trabalho foram utilizados os métodos de sísmica de refração e eletrorresistividade.

O método de sísmica de refração rasa permite a elaboração de modelos bidimensionais da subsuperfície, definindo a velocidade e a espessura de camadas. A utilização deste método em obras de engenharia é importante, pois auxilia na definição de profundidades das

interfaces geotécnicas (*solum*, saprólito e embasamento), fornecendo uma idéia das características mecânicas do meio. Em estudos mais detalhados é possível estimar parâmetros elásticos do meio, tais como a Razão de Poisson (KHALIL e HANAFY, 2008).

O método de eletrorresistividade permite gerar modelos com a distribuição espacial em subsuperfície da resistividade elétrica, ou condutividade elétrica (BRAGA, 1997; LOKE, 2010). Geralmente este método é aplicado em estudos ambientais, pois permite mapear distribuições anômalas de resistividade causadas por contaminação do meio. Em problemas geotécnicos este método auxilia na discriminação entre materiais com maior e menor compactação, já que no segundo caso pode apresentar maior presença de água, a qual influencia significativamente as propriedades elétricas do meio.

1.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada na cidade de Brasília, no Distrito Federal (DF), (**Figura 1.1**). O DF está localizado entre os paralelos de 15°30' e 16°03' de latitude sul e os meridianos de 47°25' e 48°12' de longitude oeste, na Região Centro-Oeste do Brasil, ocupando o centro-leste do Estado de Goiás. Sua área mede aproximadamente 5.800 km² (IBGE, 2010).

O local de estudo está delimitado pelo projeto de expansão do metrô na Asa Norte (retângulo verde na **Figura 1.1**), entre o Eixo Rodoviário Norte (DF-002), conhecido como “Eixão Norte”, e a avenida paralela a oeste do Eixo Rodoviário (Eixo W Norte), conhecida como “Eixinho W Norte”. Os levantamentos de dados foram realizados no canteiro entre estas duas vias, perfazendo uma distância total de 5,96 km.

1.2 Justificativa e Objetivos

O metrô é um meio de transporte coletivo barato e eficiente. No Brasil existem apenas seis cidades com transporte metroviário: São Paulo (inaugurado em 14 de setembro de 1974), Rio de Janeiro (inaugurado em 5 de março de 1979), Porto Alegre (inaugurado em 2 de março de 1985), Recife (inaugurado em 11 de março de 1985), Belo Horizonte (inaugurado em 1 de agosto de 1986), Brasília (inaugurado em 31 de março de 2001), (METROBITS, 2012). Outras duas cidades, tais como, Fortaleza e Salvador, pretendem construir linhas de metrô até

a Copa de 2014 (<http://noticias.uol.com.br/especiais/metro/2009/07/29/ult7902u2.jhtm> acessado em 07/02/2012).

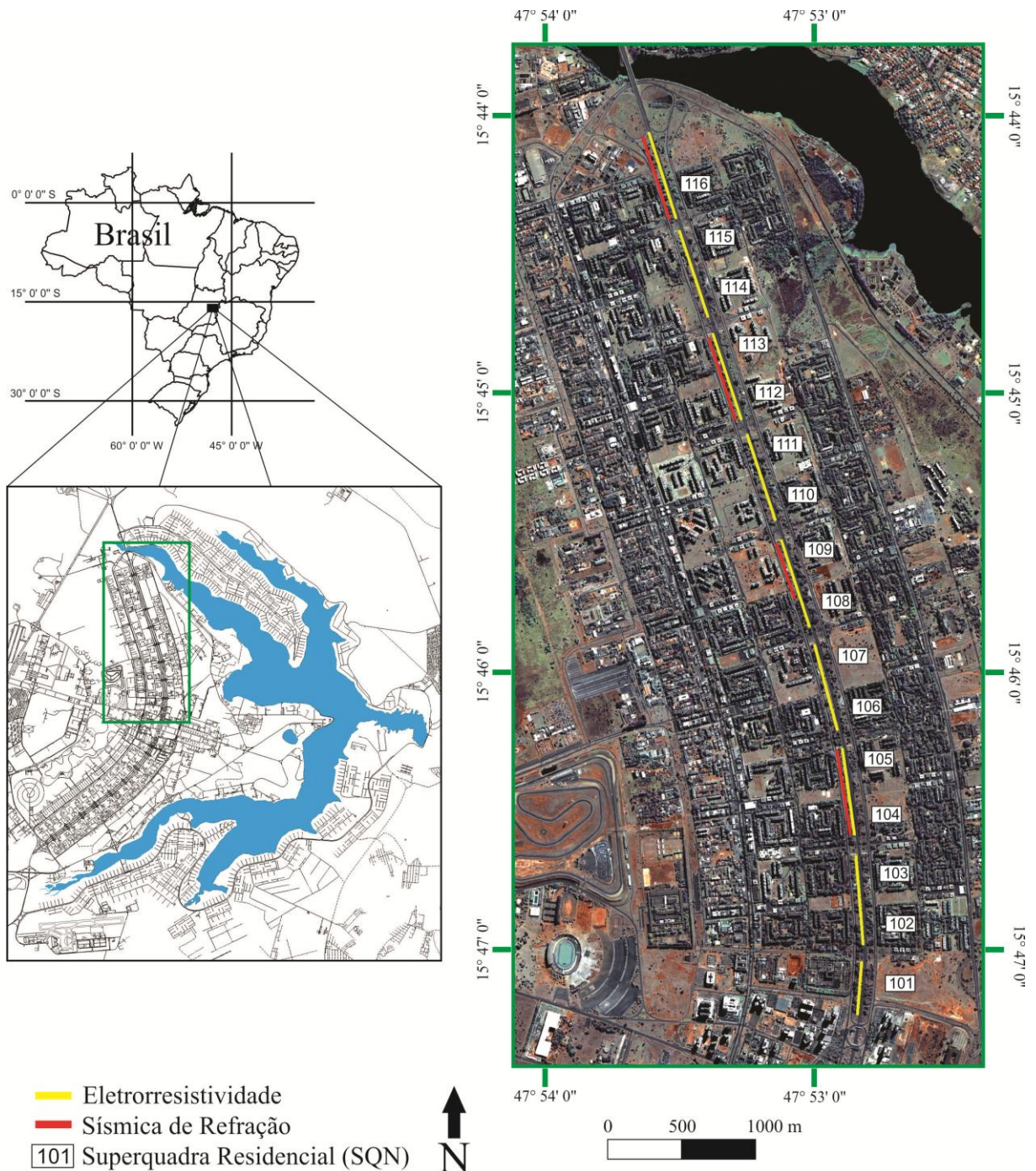


Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo, com a posição das linhas geofísicas.

A implantação de um sistema metroviário no Distrito Federal ocorreu face ao crescimento populacional urbano. Uma das características do Distrito Federal é a existência das chamadas Cidades Satélites, distribuídas por todo o território, tendo Brasília como o principal centro urbano (Plano Piloto). Inicialmente, Brasília foi construída estrategicamente

com apenas algumas cidades satélites: Guará, Taguatinga, Núcleo Bandeirante, Sobradinho, Planaltina e Gama. Atualmente, existem 30 Regiões Administrativas (GDF, 2012). Com a expansão das cidades satélites e o crescimento populacional, habitam no DF atualmente 2.570.160 pessoas (IBGE, 2010), e a frota de veículos registrados é 1.245.521 (IBGE, 2010). Com isso as vias públicas estão ficando saturadas, não atendendo o fluxo de carros, especialmente em horários de maior movimentação de veículos, gerando congestionamentos. Outro fator que causa transtornos para os cidadãos do DF é o precário transporte público, além das longas distâncias entre as cidades satélites.

O metrô do DF teve o início do seu planejamento em janeiro de 1991, com a criação de um Grupo Executivo de Trabalho e a elaboração dos primeiros estudos sobre o impacto ambiental da obra (METRO-DF, 2012). A instalação e o funcionamento experimental do metrô em janeiro de 1997 facilitou o deslocamento de milhares de habitantes, em especial aqueles que moram nas cidades satélites. Atualmente, as vias do metrô brasileiro percorrem um trajeto da rodoviária do Plano Piloto, passando por toda Asa Sul, e pelas cidades satélite do Guará, de Águas Claras, de Taguatinga, de Ceilândia e Samambaia, percorrendo uma distância total de 42,38 km (**Figura 1.2**).

A partir de 2008 (METRO-DF, 2012), a Companhia Metropolitana do Distrito Federal (METRÔ-DF), responsável pelo metrô do Distrito Federal passou a trabalhar na complementação da linha prioritária, as atuais linhas: Rodoviária-Samambaia e Rodoviária-Ceilândia, inaugurando estações pelo trecho da Asa Sul e pelo trecho da Ceilândia. Além disso, foram iniciados os estudos técnicos para a construção do trecho na Asa Norte. A via para a Asa Norte irá facilitar o deslocamento dos cidadãos do DF, principalmente o acesso ao Campus da Universidade de Brasília (UnB).

Em 19 de abril de 2011 foi aprovada, pelo Plano Diretor de Transporte Urbano do Distrito Federal (PDTU), a modificação e a expansão do transporte público. O PDTU é um plano exigido pelo Estatuto das Cidades e previsto na Lei Distrital nº 4011/2007. Existem várias obras previstas no PDTU/DF, destacando-se a expansão do metrô até a Asa Norte; o Veículo Leve sobre Trilho (VLT), entre outros (STDF, 2012).

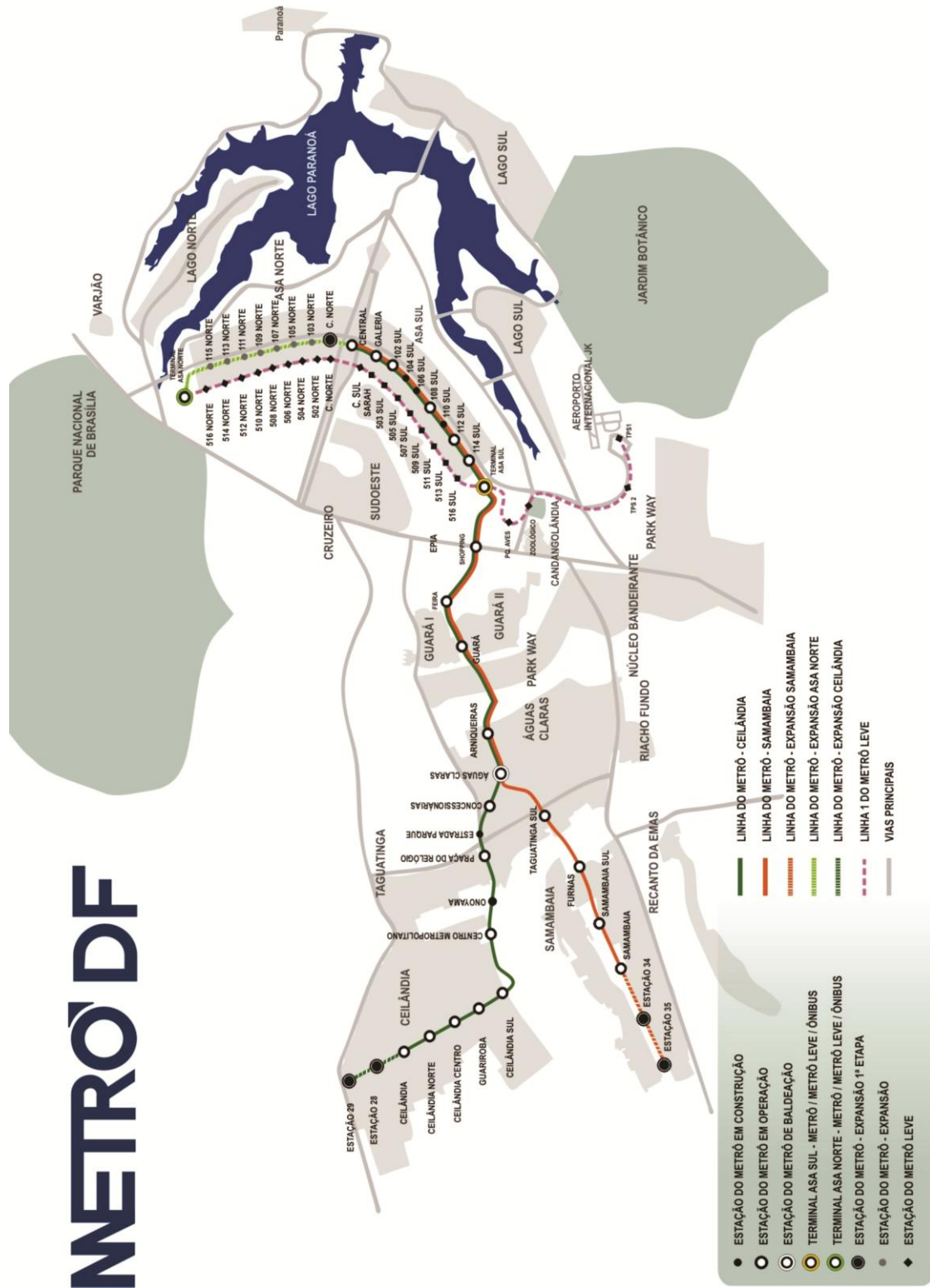


Figura 1.2 Ilustração completa da trajetória do Metrô do Distrito Federal, incluindo o plano de expansão (METRÔ-DF, 2012).

Durante a construção do metrô na Asa Sul e nas demais localidades foram utilizados os métodos de sondagens *Standard Penetration Test* – SPT (ALVES, 2009) e outros estudos geotécnicos, tais como: estudo dos solos porosos colapsíveis (ARAKI, 1997), e estudo da estabilidade de escavação e deslocamento do túnel (CARVALHO, 1995). Uma descrição detalhada da geologia, em especial na Asa Sul pode ser encontrada nos trabalhos de Blanco (1995) e Oliveira (1996). Não foram encontrados registros da utilização de métodos geofísicos durante a construção das primeiras etapas do Metrô de Brasília.

O objetivo deste trabalho foi elaborar um modelo geológico bidimensional, ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília, com base nos resultados de métodos geofísicos: sísmica de refração e eletrorresistividade. Os resultados deste trabalho ajudarão durante as etapas de planejamento e execução da obra do metrô na Asa Norte. Também como objetivo buscou-se avaliar a aplicabilidade dos métodos utilizados no contexto da área de estudo.

1.3 Caracterização do Meio Físico do Distrito Federal

1.3.1 Características do Clima

Conforme comprovado no trabalho de Campos (2004), o clima do Distrito Federal é marcado pela forte sazonalidade, com dois períodos distintos bem caracterizados. Segundo a Secretaria do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos – SEMARH (2012), a concentração da precipitação pluviométrica inicia principalmente durante o período do verão. A estação chuvosa começa em outubro e termina em abril, representando 84% da precipitação total anual. Os meses mais chuvosos são de novembro a janeiro. O período de seca inicia-se em maio e termina em setembro. Os meses mais secos, durante este período, são os meses de junho, julho e agosto. A precipitação média anual varia entre 1200 a 1700 mm.

Segundo Campos (2004), o período entre maio e setembro é evidenciado pela baixa taxa de precipitação, baixa nebulosidade, alta taxa de evaporação, com baixas umidades relativas diárias (com registros abaixo de 15%). O período entre outubro e abril apresenta padrões contrastantes, sendo que os meses de dezembro a março concentram 47% da precipitação anual.

Segundo GDF (2012) e SEMARH (2012), o clima do DF é tropical de altitude, com a variação anual de temperatura de 18 a 22°C.

A **Figura 1.3**, apresenta a quantidade de precipitação em milímetros (mm), acumulada mensalmente (barras azuis), durante os meses de Janeiro de 2010 a Dezembro de 2011 (INMET, 2012), e a média de precipitação (linha vermelha) em um período de 30 anos (Normal Climatológica). Observa-se nesta figura o período chuvoso (picos dos retângulos azuis), e o período de seca.

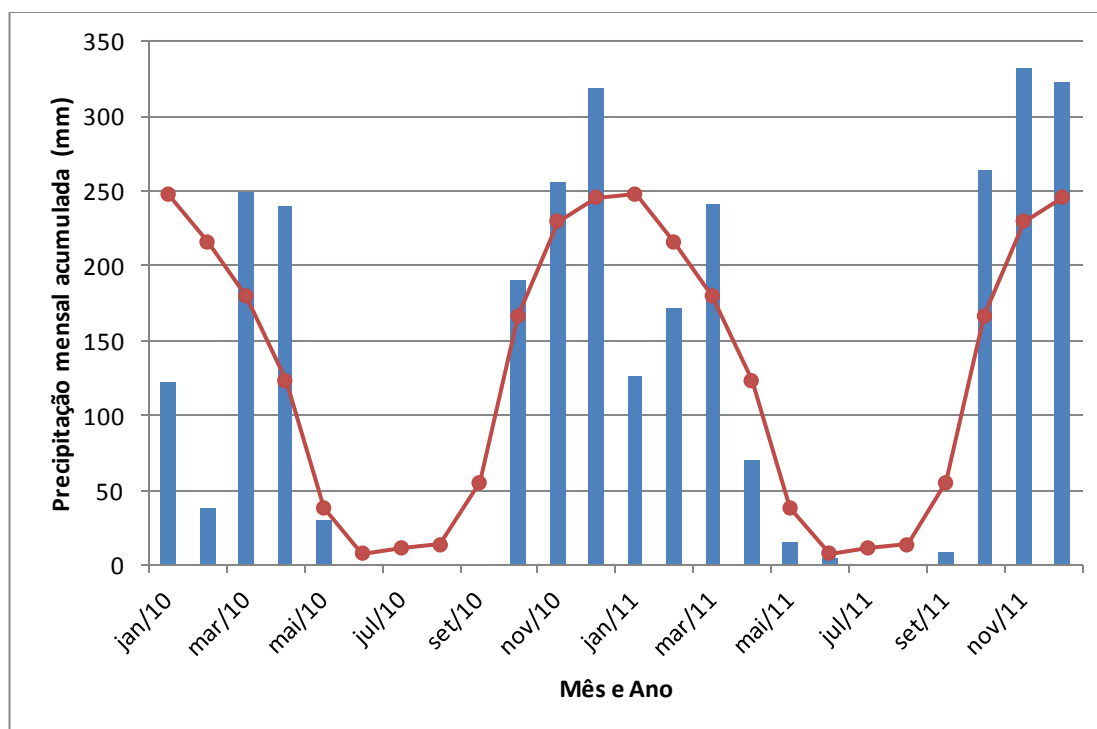


Figura 1.3 Precipitação acumulada mensal nos anos de 2010 e 2011 (barras azuis) para o Distrito Federal, e a sua Normal Climatológica (linha vermelha). (Fonte: INMET, 2012).

1.3.2 Características Pedológicas

De acordo com o relatório da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1978a). O solo do DF pode ser classificado em dois núcleos em função dos tipos de coberturas. O primeiro é caracterizado pelo conjunto de tipos pedológicos mais abundantes, abrangendo 85% do território, e é constituído pelas seguintes classes de solos: Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo e Cambissolo Háplico. Já o segundo grupo, abrange aproximadamente 15% do território, e refere-se aos demais tipos de solos identificados dentro dos limites do DF, tais como: Nitossolo, Chernossolo, Gleissolo, Organossolo, Neossolo Quartzarênico, Neossolo Flúvico e Neossolo Litólico, além de Plintossolo.

O Plano Piloto de Brasília está localizado no primeiro grupo, com predominância de Latossolo Vermelho (**Figura 1.4**).

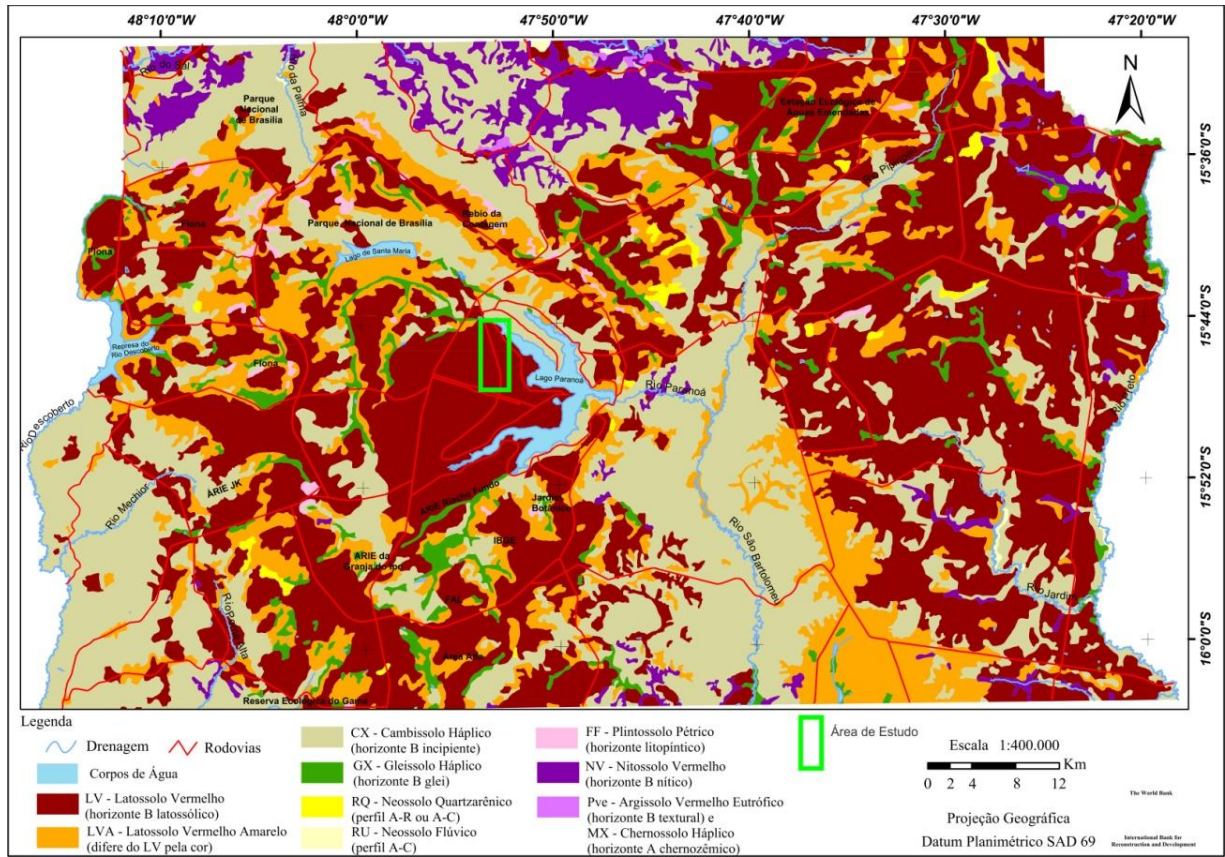


Figura 1.4 Mapa pedológico do Distrito Federal com o área de estudo em destaque (Adaptado de EMBRAPA, 1978b).

Da área abrangida pelos latossolos no Distrito Federal (85%), o Latossolo Vermelho ocupa 38,63% (MARTINS, 2000). Na área de estudo, o Latossolo Vermelho ocupa 100% do solo.

Segundo o Zoneamento Ecológico-Econômico do Distrito Federal – ZEE-DF (2012), de maneira geral, os Latossolos Vermelhos possuem grande ocorrência associada à vegetação de cerrado e topos das chapadas. O material de origem é bastante variado, desde arenitos até rochas pelíticas, desde que possuam teores razoáveis de ferro. Normalmente, os Latossolos Vermelhos exibem-se com perfis profundos, muito porosos e bastante permeáveis. Ocorre nas chapadas mais elevadas e divisores de drenagem mais contínuos, sobre as rochas do Grupo Paranoá (MARTINS, 2000; ZEE-DF, 2012).

Este solo é constituído por uma sequência morfológica de horizontes com *A* moderado, *B* latossólico e *C*. O horizonte superficial *A* desenvolve-se com espessuras entre 20 e 50 cm e com coloração vermelho escuro. Neste horizonte há presença abundante de raízes, exibindo uma porção mais próxima a superfície, de tonalidade mais escura que a superior, indicando menor presença de matéria orgânica no nível superior por ação antrópica relativa a aterramento, visto que a área do perfil serviu ao empréstimo de material para construção civil e jardinagem. Em geral, o horizonte *A* tem estrutura granular, sendo muito friável quando úmido (MARTINS, 2000; ZEE-DF, 2012).

O horizonte subsuperficial *B* exibe um importante estágio de intemperização com textura argilosa e estrutura granular fraca, com espessura quase sempre maior que 250 cm. Pode ser subdividido nos sub-horizontes *Bw1* e *Bw2*, no entanto, possui pouca ou nenhuma diferenciação entre eles (ZEE-DF, 2012).

O horizonte *C* caracteriza-se como a camada abaixo do *solum* (horizontes *A* e *B*) menos afetada por processos pedogenéticos mantendo características da rocha original. É conhecido ainda como manto de alteração ou saprólito.

1.3.3 Características Geológicas

Os trabalhos mais relacionados à geologia do Distrito Federal são os de FARIA (1995) e de FREITAS-SILVA e CAMPOS (1998). No entanto, a cartografia geológica atual vem recebendo importantes contribuições de trabalhos de estudantes do curso de Geologia da Universidade de Brasília (e.g BOGOSSIAN, 2009).

O Distrito Federal abrange quatro grupos: Paranoá (65%), Canastra (15%), Araxá (5%) e Bambuí (15%), (**Figura 1.5**, FREITAS-SILVA e CAMPOS, 1998). O Plano Piloto está localizado dentro do Grupo Paranoá.

A região do Distrito Federal apresenta uma complexa estratigrafia (**Figura 1.6**) em virtude da estruturação geral e de sua posição dentro da Faixa Brasília. Isso ocorre em virtude da presença de importantes falhas de empurrão, com sucessivos cavalgamentos, além da interferência de fases ortogonais de dobramentos e variações de espessuras de conjuntos litológicos. As significativas espessuras dos solos no Distrito Federal dificultam o acesso ao embasamento rochoso (ZEE-DF, 2012).

Foi elaborada uma coluna estratigráfica (**Figura 1.6**) proposta por Faria (1995) para o Grupo Paranoá. Ela é composta por onze unidades, sendo possível caracterizar sete unidades litoestratigráficas correlacionáveis. O posicionamento das unidades vai da base ao topo da coluna, de acordo com a seguinte seqüência: Q₂, S, A, R₃, Q₃, R₄ e PPC

Neste trabalho, as unidades presentes ao longo da área de estudo são as Unidades S (Metassiltito Argiloso) e A (Ardósia).

Unidade S - Metassiltito Argiloso: com espessuras de até 500 m, representa a base da estratigrafia do Grupo Paranoá no Distrito Federal. Esta unidade é composta por um conjunto de metassiltitos argilosos homogêneos com coloração cinza esverdeada a amarelada quando frescos, passando a tons rosados e vermelho-escuros com o aumento da alteração intempérica. A área de exposição desta unidade é bastante restrita, sendo os raros afloramentos observados localmente no interior do Domo de Brasília.

A Unidade S apresenta três subunidades:

Subunidade Sa - composta por metassiltitos intercalados com níveis de quartzitos finos variando em espessuras desde centímetros a decímetros.

Subunidade Sb - caracterizada por um conjunto bastante homogêneo de metassiltitos argilosos, representando o litotipo diagnóstico que contribui com a maior proporção de rochas da Unidade S.

Subunidade Sc - é caracterizada por um metarritmito com bancos de quartzitos arcoseanos, decimétricos, geralmente rosados e comumente com aspecto maciço ou, mais raramente, finamente laminados.

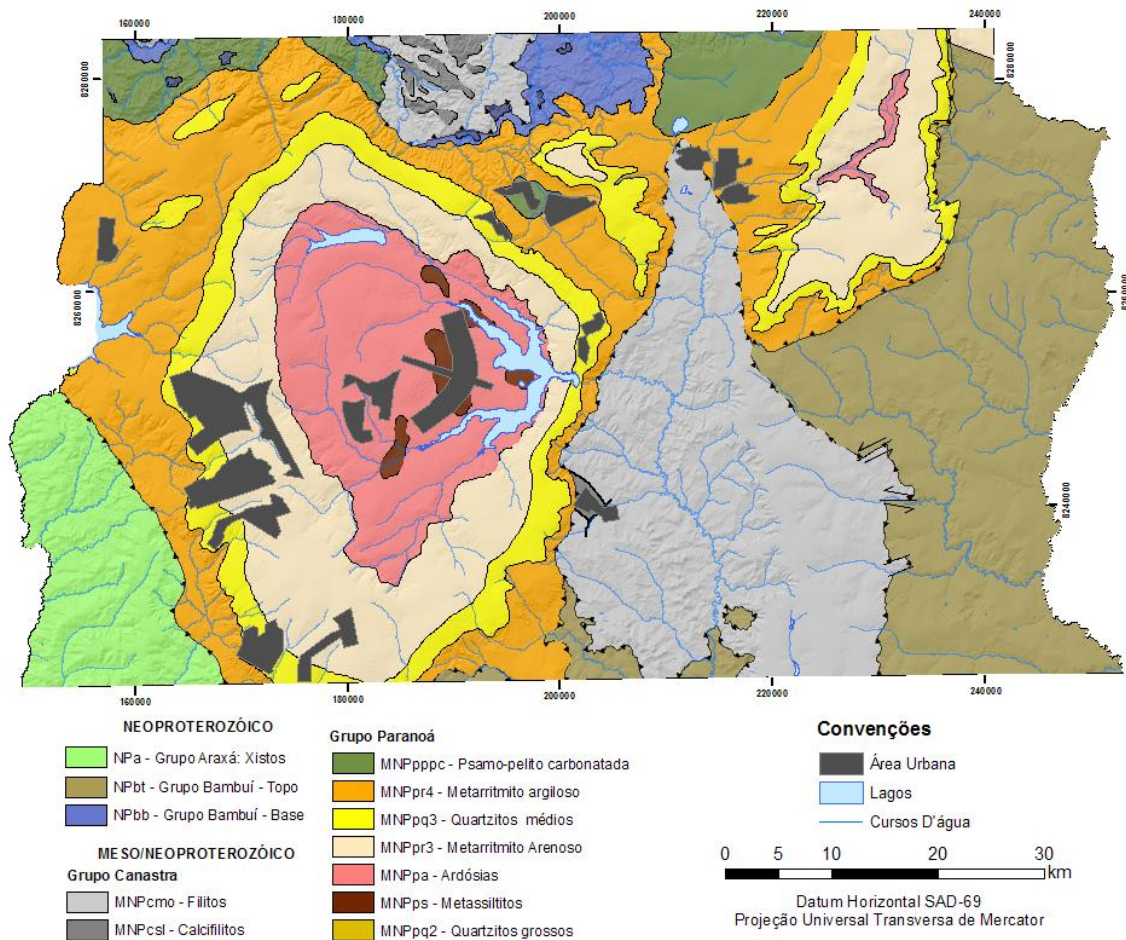


Figura 1.5 Mapa geológico simplificado do Distrito Federal. (Atualizado de FREITAS-SILVA e CAMPOS, 1998).

Unidade A - Ardósia: com até 70 m de espessura devido à sua baixa resistência aos processos de intemperismo não é bem exposta no Distrito Federal. As rochas que compõem esta litofácies são capeadas por um espesso latossolo argiloso. Esta unidade é caracterizada por ardósias roxas quando alteradas ou cinza esverdeadas quando frescas e sempre com aspecto homogêneo. No limite com a unidade superior ocorrem intercalações siltico-argilosas milimétricas a centimétricas, com tonalidade vermelha a rosada onde inicia a passagem para a unidade de metarritmitos que a recobre. As ardósias se apresentam intensamente fraturadas e em função de seu caráter pelítico são os tipos petrográficos onde mais facilmente se desenvolvem as foliações metamórficas.

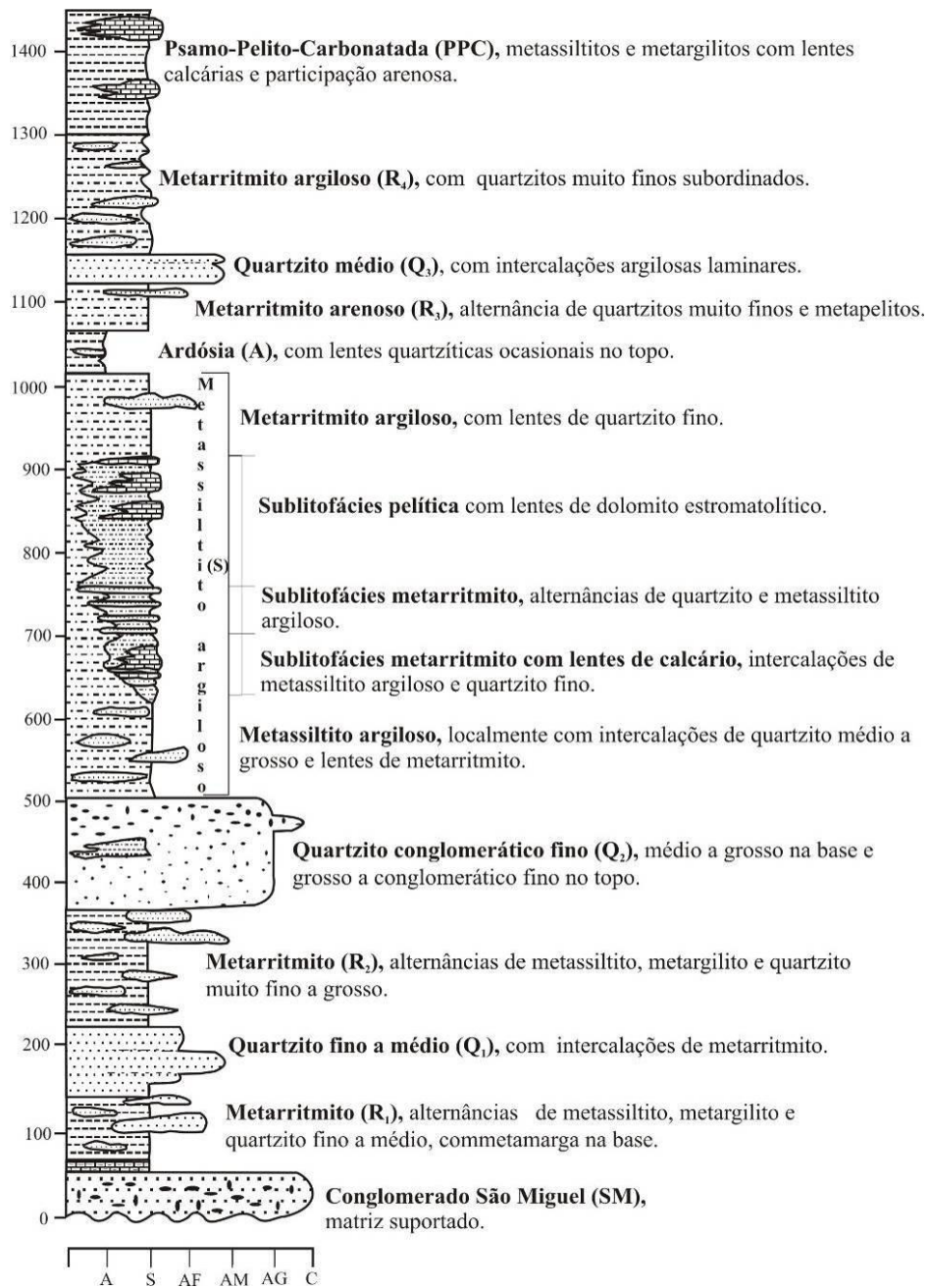


Figura 1.6 Estratigrafia do Grupo Paranoá na área-tipo de Alto Paraíso de Goiás - São João D'Aliança. A - argila, S - silte, AF - areia fina, AM - areia média, AG - areia grossa e C - cascalho. (FARIA 1995).

CAPÍTULO 2

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo tem como objetivo apresentar os referenciais teóricos relacionados aos métodos utilizados na realização deste trabalho. Inicialmente, para o método de eletrorresistividade, estuda-se como o fluxo de corrente se propaga pelo solo, as técnicas de aquisição de dados, os arranjos e a inversão utilizada na elaboração de um modelo do solo. Posteriormente, é abordado o método de sísmica de refração rasa, mostrando os fundamentos básicos, as principais equações relacionadas aos casos de aplicação dos métodos, além dos aspectos básicos relacionados ao processo de inversão utilizado na modelagem dos dados.

2.1 Eletrorresistividade

A eletrorresistividade é um método geofísico que utiliza correntes elétricas aplicadas diretamente no solo e a diferença de potencial resultante gerada em subsuperfície, sendo possível obter medidas das propriedades elétricas do meio (KEAREY *et al.*, 2009).

A principal propriedade elétrica medida com este método é a resistividade elétrica (ou o seu oposto, a condutividade elétrica). Segundo MILSON (2003), a resistividade elétrica pode ser definida como a resistência em ohms (Ω) entre as faces opostas de um cubo unitário de um determinado material. A unidade no Sistema Internacional de Unidades (SI) é “ohm vezes metro” ($\Omega.m$). Para um cubo de material condutor com resistência elétrica δR , comprimento δL e área de seção transversal δA (**Figura 2.1**), a resistividade ρ é dada pela Equação 2.1.

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (\text{Eq. 2.1}).$$

A resistividade e a condutividade das rochas foram descobertas por Gray e Wheeler (1720 *apud* ORELLANA 1972) e Watson (1746 *apud* ORELLANA 1972). Diversos fatores influenciam o valor da resistividade elétrica em subsuperfície, entre eles a sua composição mineralógica, a porosidade do meio, a quantidade de água presente nos poros e a quantidade de sais dissolvidos na água. Dentre estes fatores a quantidade de água nos poros e a salinidade desta água são os mais importantes, e o aumento destes fatores leva a uma diminuição nos valores da resistividade do meio (McNEIL, 1990; TELFORD *et al.*, 1990). A **Figura 2.2** mostra intervalos de resistividade elétrica de alguns materiais e rochas.

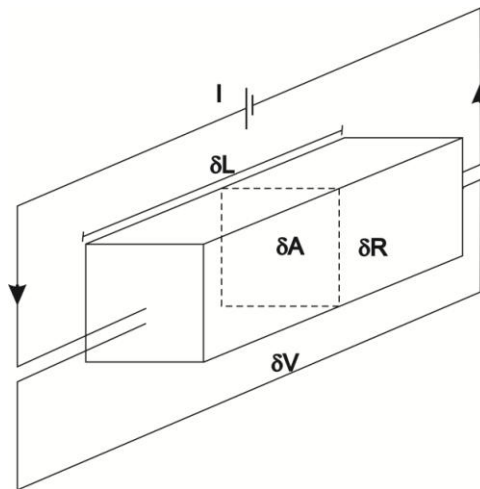


Figura 2.1 Parâmetros usados na definição da resistividade elétrica.

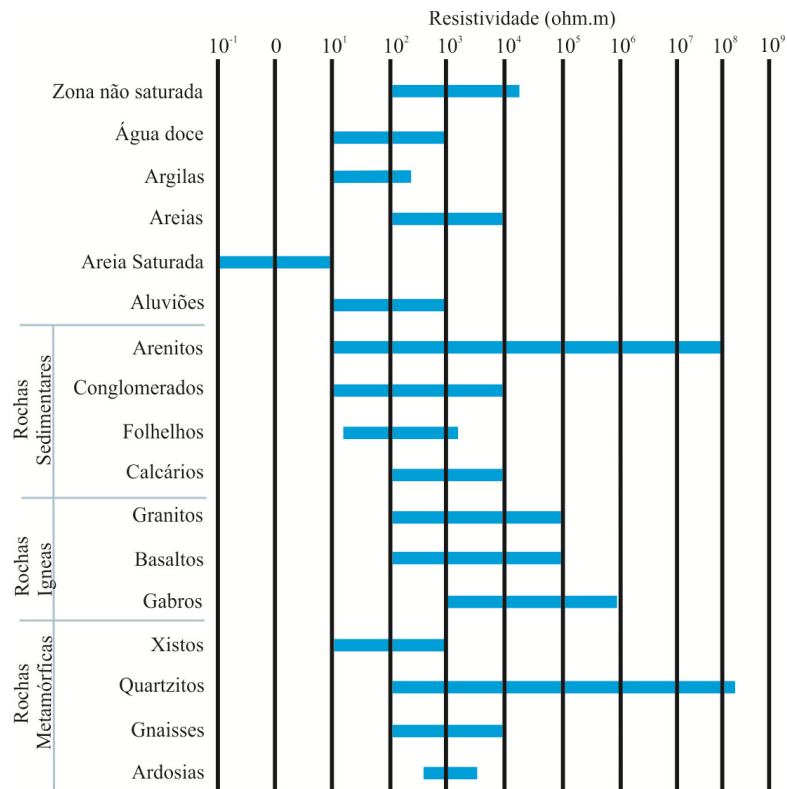


Figura 2.2 Valores de resistividade elétrica para algumas rochas e materiais (Adaptado de LAGO, 2009).

2.1.1 Fluxo de Corrente no solo

Para um meio homogêneo e isotrópico com resistividade constante ρ , a propagação da corrente se dá de forma radial. Se injetarmos corrente em um ponto na superfície, esta irá fluir de forma radial com uma geometria semi-esférica (**Figura 2.3**). A uma distancia r do ponto de injeção, a corrente distribui-se de forma uniforme sobre a superfície da semi-esfera, e a área A dessa semi-esfera é dada por $A=2\pi r^2$. A densidade de corrente \vec{J} é a corrente I dividida pela área na qual esta está distribuída (Equação 2.2).

$$\vec{J} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (\text{Eq. 2.2}).$$

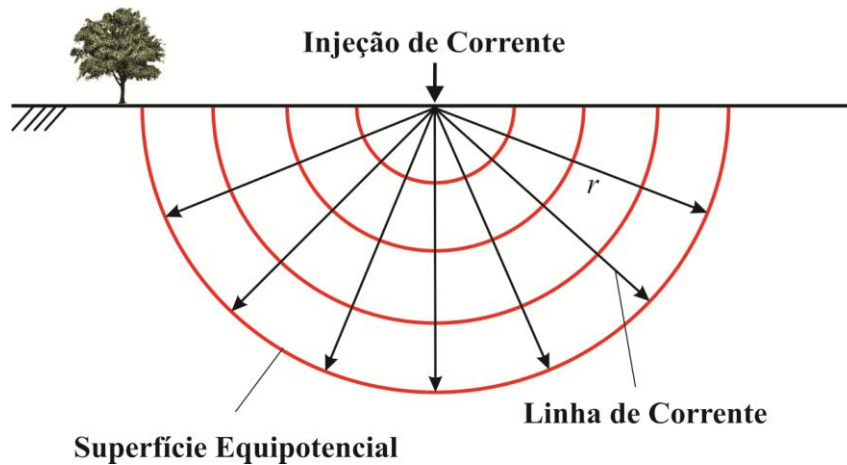


Figura 2.3 Injeção de corrente em um ponto na superfície e a distribuição do seu fluxo em subsuperfície (LAGO, 2009).

A Lei de Ohm relaciona a corrente I , a diferença de potencial δV e a resistência R de forma que $-\delta V = \delta RI$, e da Equação 2.1 temos que $\delta R = \rho \delta L / \delta A$. Na **Figura 2.3** a distância L é o raio da semi-esfera (r), e assim teremos que o potencial será dado por:

$$\delta V = -\rho \vec{J} \delta r = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r \quad (\text{Eq. 2.3}).$$

Finalmente, teremos que a voltagem com relação à distância (V_r) será dada pela integração da diferença de potencial em relação ao raio da semi-esfera (Equação 2.4).

$$V_r = \int \delta V = - \int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (\text{Eq. 2.4}).$$

Ao inserir um novo ponto de injeção de corrente ao esquema (**Figura 2.4**), uma nova distribuição de potencial ocorrerá. Nesta nova configuração, o potencial V_P em algum ponto P no solo será igual à soma das voltagens geradas nos dois pontos, indicados por A e B, com P entre A e B, de modo que $V_P = V_A + V_B$, sendo V_A e V_B as contribuições potenciais de cada ponto de injeção de corrente, A(+I) e B(-I). Nessas condições, o potencial V_P em um ponto qualquer do solo também dependerá da distância deste ponto aos pontos de injeção de carga.

Na **Figura 2.4** temos uma configuração de quatro eletrodos, onde os eletrodos de injeção de corrente estão localizados nos pontos A e B, e os eletrodos de potencial estão localizados nos pontos M e N. Os potenciais nos eletrodos M e N são fornecidos pelas Equações 2.5 e 2.6.

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] \quad (\text{Eq. 2.5}).$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \quad (\text{Eq. 2.6}).$$

Na Equação 2.5, \overline{AM} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial M, e \overline{MB} é a distância entre o eletrodo de potencial M e o eletrodo de corrente B. Na Equação 2.6, \overline{AN} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial N, e \overline{NB} é a distância entre o eletrodo de potencial N e o eletrodo de corrente B.

Na prática, é mais fácil medir a diferença de potencial, δV_{MN} , do que o potencial V. A diferença de potencial para o arranjo de quatro eletrodos (**Figura 2.4**) pode ser calculado utilizando a equação abaixo:

$$\delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\} \quad (\text{Eq. 2.7}).$$

Reajustando a Equação 2.7 para calcular a resistividade elétrica, tem-se:

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{MN}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\}^{-1} \quad (\text{Eq. 2.8}).$$

A resistividade real de um solo homogêneo e isotrópico pode ser calculada com Equação 2.8. No entanto, para um meio heterogêneo o campo elétrico gerado pela corrente

que foi injetada no solo sofrerá variações decorrentes desta heterogeneidade em função do meio (solo) no qual os eletrodos serão fixados. Desta forma, o valor da resistividade irá variar conforme a localização e/ou disposição do arranjo de eletrodos (**Figura 2.4**), e sendo assim, a Equação 2.8 fornecerá um valor médio da resistividade, freqüentemente chamado de resistividade aparente (ρ_a). Cada medida de resistividade em subsuperfície é a resistividade aparente de um semi-espaço homogêneo equivalente. A resistividade aparente reflete as propriedades médias do meio pelo qual a corrente passa (TELFORD *et al.*, 1990).

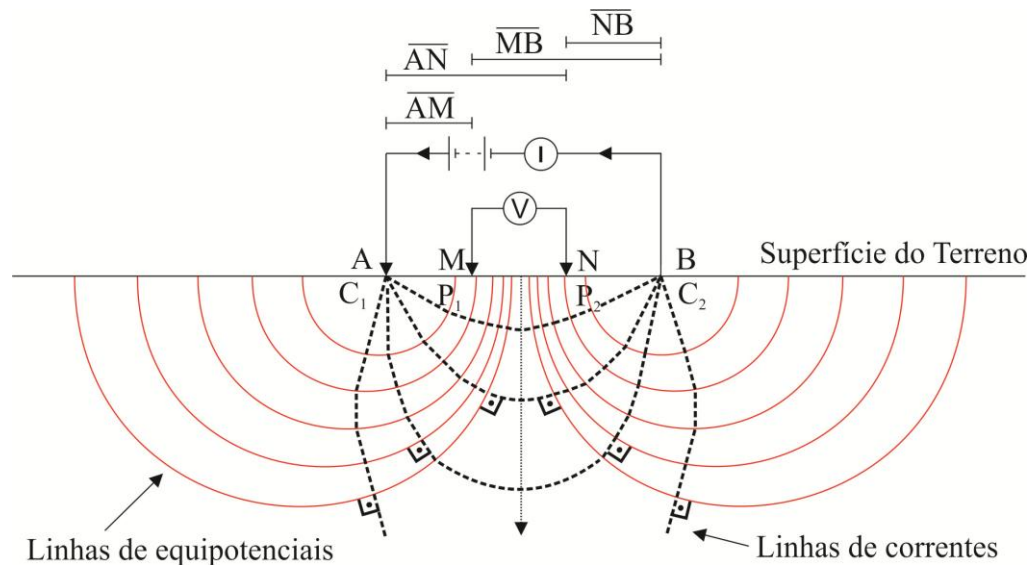


Figura 2.4 Representação esquemática do fluxo de corrente e o potencial no subsolo para quatro eletrodos em superfície (Adaptado de LAGO, 2009).

A Equação 2.8 pode ser rearranjada para a Equação 2.9 e Equação 2.10 da seguinte forma:

$$\rho_a = \frac{\delta V_{MN}}{I} K \quad (\text{Eq. 2.9}).$$

Sendo K conhecido como Fator Geométrico, e dado pela Equação 2.10.

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{MB}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{NB}\right)} \quad (\text{Eq. 2.10}).$$

O valor da resistividade aparente na Equação 2.9 depende da posição dos eletrodos usado na Equação 2.10 durante o levantamento de eletrorresistividade, no entanto, outros fatores também irão influenciar, tais como, as características do meio abarcado pela corrente.

2.1.2 Técnicas de aquisição de dados

Em levantamentos utilizando métodos geoeletricos geralmente utiliza-se um arranjo de quatro eletrodos. Na eletrorresistividade, as principais técnicas de aquisição são: a Sondagem Elétrica Vertical, o Caminhamento Elétrico e a Perfilagem Elétrica de Poço.

A Sondagem Elétrica Vertical (SEV) é aplicada quando se deseja obter a variação vertical de resistividade do meio. Neste método o arranjo de eletrodos é progressivamente expandido em função de um ponto central fixo. Quanto maior a distância dos eletrodos a este ponto central, maior será a profundidade de investigação.

O Caminhamento Elétrico é aplicado quando se deseja obter a distribuição da resistividade lateralmente, ou seja, em duas dimensões (2D). Na prática, o Caminhamento Elétrico é muito semelhante à Sondagem Elétrica Vertical, já que as medidas em subsuperfície são realizadas logo abaixo do ponto central do arranjo de eletrodos, e estes são deslocados com relação ao ponto central para se obter medidas em maiores profundidades. A diferença é que neste método todo o arranjo é deslocado lateralmente para realizar medidas sobre um novo ponto central, e após vários deslocamentos do arranjo obtém-se um perfil.

A Perfilagem Elétrica de Poço é aplicada em investigações dentro de poços, para medir as propriedades elétricas das rochas nas paredes do poço.

Ainda, existem técnicas de aquisição de dados com configuração em três dimensões (3D), que resultam em modelos volumétricos de distribuição de resistividade. Maiores informações sobre este tipo de geometria de aquisição podem ser obtidas no trabalho de LOKE e BARKER (1996a). No presente trabalho, utilizou-se apenas a técnica de Caminhamento Elétrico, sendo testadas diferentes configurações de eletrodos.

2.1.3 Arranjos de eletrodos

Existem diversas configurações de eletrodos para se executar um levantamento de dados utilizando métodos elétricos (HABBERJAM, 1979). A escolha do arranjo de eletrodos depende do tipo de estrutura a ser mapeada, da sensibilidade do equipamento de medida e do nível de ruído na área estudada. Na prática, os fatores levados em conta para realização de uma aquisição utilizando o método de eletrorresistividade são a profundidade de investigação,

a sensibilidade do arranjo para variações laterais e verticais de resistividade, a cobertura horizontal dos dados e a intensidade do sinal (LOKE, 2010).

Os arranjos de eletrodos mais utilizados são: o Schlumberger, o Wenner, o dipolo dipolo, o polo dipolo, o polo polo, o Wenner-Schlumberger e o Gradiente. Detalhes dos principais arranjos dos eletrodos podem ser encontrados em LOKE (2010). Na **Figura 2.5** estão às representações das configurações dos arranjos eletródicos mais utilizados em campo e seu fator geométrico.

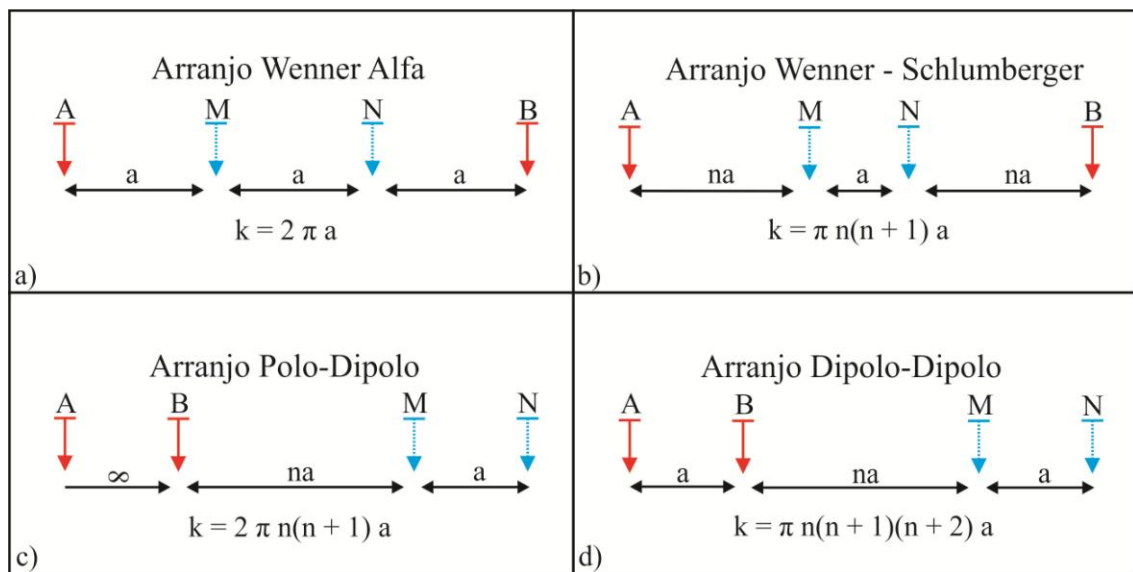


Figura 2.5 Principais arranjos eletródicos utilizados em ensaios de campo com seus fatores geométricos (LOKE, 2010).

Com objetivo de determinar os parâmetros ótimos de aquisição, foram testados neste trabalho os seguintes arranjos: Wenner alfa, Wenner-Schlumberger, dipolo dipolo e polo dipolo. A seguir está uma breve descrição de cada arranjo.

- **Wenner alfa**

O arranjo Wenner alfa é um arranjo robusto que se tornou popular a partir dos trabalhos pioneiros do grupo de pesquisa da Universidade de Birmingham (GRIFFITHS e TURNBULL, 1985; GRIFFITHS *et al.*, 1990; *apud* LOKE, 2010). Este arranjo foi muito utilizado no início das pesquisas com levantamentos 2D de eletroresistividade.

Com base em resultados de testes de sensibilidade realizados por LOKE (2010), concluiu-se que este arranjo é mais sensível a variações verticais de resistividade do que a variações horizontais em subsuperfície, logo abaixo do centro do arranjo. O arranjo Wenner alfa apresenta um alcance de profundidade moderada (LOKE, 2010).

Neste arranjo, todos os eletrodos por uma distância fixa “a”, ou seja, a distância do primeiro ao último eletrodo é de “3a”. Este arranjo tem o sinal com maior intensidade quando comparado com os demais arranjos. Esta característica é importante, pois permite que este arranjo possa ser utilizado em locais com alto nível de ruído (LOKE 2010). Em geral, o arranjo Wenner alfa é eficiente para identificar estruturas horizontais, tais como meios estratificados, no entanto, tem um baixo desempenho para detectar estruturas verticalizadas e estreitas, tais como diques e falhas (WARD, 1990).

- ***Wenner-Schlumberger***

O arranjo Wenner-Schlumberger é um arranjo híbrido (combinação dos arranjos Wenner e Schlumberger, PAZDIREK e BLAHA 1996). O arranjo Schlumberger é um arranjo clássico e muito utilizado. Neste arranjo, os eletrodos de potencial ficam separados por uma distância fixa “a” e os eletrodos de corrente se distanciam dos eletrodos de potencial por uma distância “b”, onde estas distâncias não necessariamente precisam estar relacionadas (**Figura 2.5b**).

A principal diferença do arranjo Wenner-Schlumberger para o Schlumberger é que para este, a distância que separa os eletrodos de potencial dos de corrente é um múltiplo da distância que separa os eletrodos de corrente, ou seja, a distância “b” do arranjo Schlumberger é substituída por “na” (**Figura 2.5b**). Esta alteração faz com que este arranjo seja moderadamente sensível a estruturas horizontais e verticais. Sendo assim, este arranjo pode ser utilizado em locais onde se espera encontrar estas duas situações.

O sinal de alcance deste arranjo é menor do que o do arranjo Wenner, mas é maior que o sinal de alcance do arranjo dipolo dipolo. O alcance médio da profundidade de investigação é 10% maior que a do arranjo Wenner, usando-se a mesma distância para os eletrodos de corrente (BARKER, 1989; LOKE 2010).

- **Dipolo dipolo**

O arranjo dipolo dipolo é um dos mais utilizados. Neste arranjo, os eletrodos de potencial e de corrente são dispostos aos pares (dipolos) com espaçamento “a” igual entre os eletrodos. Cada par é separado por um múltiplo do espaçamento entre os eletrodos (na), o aumento da distância entre os pares, relacionado com os níveis de investigação em profundidade, ou seja, quanto maior esta distância, maior a profundidade de investigação.

Este arranjo é muito sensível às mudanças horizontais de resistividade, mas relativamente insensível às mudanças verticais, ou seja, é eficiente na identificação de estruturas verticais (diques e cavidades), mas tem um desempenho relativamente baixo na detecção de estruturas horizontais, tais como soleiras (*sills*) e camadas sedimentares (LAGO, 2009).

Uma de suas vantagens é o fato de ser um arranjo simétrico e, como resultado desta simetria, em uma interpretação qualitativa da pseudo-seção, o correto posicionamento de uma anomalia se torna mais fácil em relação ao arranjo pólo dipolo (GANDOLFO e GALLAS, 2007).

Uma possível desvantagem ao utilizar este arranjo é a baixa intensidade do sinal para grandes valores do fator “n”, ou seja, com o aumento do espaçamento entre os dipolos. Segundo LOKE (2010), a voltagem é inversamente proporcional ao cubo do fator “n”, e uma forma de minimizar este efeito é aumentar o espaçamento “a” entre os eletrodos do mesmo dipolo sempre que o espaçamento entre os dipolos se tornarem muito grande.

- **Polo dipolo**

O arranjo pólo dipolo apresenta um bom alcance horizontal, sendo o seu sinal maior que o arranjo dipolo dipolo. Além disso, este arranjo não é tão sensível a ruídos telúricos como o arranjo pólo pólo (LOKE, 2010). Diferente de outros arranjos, o pólo dipolo é um arranjo assimétrico, o que representa uma desvantagem em alguns casos, já que quando este é utilizado sobre estruturas simétricas, nos resultados (pseudo-seções), as anomalias de resistividade aparente aparecem de forma assimétrica (LOKE, 2010), o que pode influenciar na interpretação.

O arranjo pólo dipolo necessita de um eletrodo remoto, o qual deve ser colocado suficientemente longe da linha de levantamento, normalmente considerado como “estando no infinito”. A distância entre os eletrodos de potencial \overline{MN} é de “ a ”; e a distância deste par de eletrodos ao eletrodo de corrente B é “ n ” fator de “ a ”. O eletrodo de corrente A fica a uma distância de quase o comprimento da linha de aquisição (considerado no infinito) que as distâncias utilizadas para os demais eletrodos.

2.1.4 Modelagem dos dados

Após a aquisição dos dados, estes são modelados para obtenção de uma distribuição em duas dimensões da resistividade aparente no meio. Para isso, primeiramente é feita uma modelagem direta, onde o modelo consiste de um número de blocos retangulares. A disposição destes blocos está moderadamente relacionada a distribuição dos pontos na pseudo-seção. A profundidade máxima do modelo direto é definida através da profundidade equivalente de investigação dos pontos dos dados, com o maior espaçamento de eletrodos (EDWARD, 1977).

Uma sub-rotina de modelagem direta é usada para calcular os valores de resistividade elétrica aparente em cada bloco, e uma técnica de otimização de mínimos quadrados não linear é usado na rotina de inversão (LOKE e BARKER, 1996b; deGROOT-HEDLIN e CONSTABLE, 1990; SASAKI, 1992). O programa utilizado neste trabalho para realizar a modelagem foi o Res2dinv (GEOTOMO, 2010), o qual suporta ambas as técnicas de modelagem: diferenças finitas e elementos finitos.

O programa Res2dinv tem o propósito de determinar a resistividade elétrica dos blocos retangulares que irão produzir uma pseudo-seção de resistividade elétrica aparente, a qual coincida ou aproxime-se das medidas de campo. O método de otimização do programa, tenta reduzir a diferença entre os dados de resistividade elétrica medidos em campo, dos calculados, ajustando a resistividade elétrica nos blocos do modelo. A medida desta diferença, da resistividade elétrica medida e calculada, é dada pelo erro médio quadrático (*Root Mean Square – RMS*).

Em geral, durante o processo de otimização, o modelo resultante é vinculado a informações *a priori*. O vínculo mais comum utilizado durante a minimização utilizando o

método de mínimos quadrados é o da suavidade, e este pode ser apresentado conforme a Equação 2.11:

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + u\mathbf{F})\mathbf{d} = \mathbf{J}^T\mathbf{g} \quad (\text{Eq. 2.11}).$$

Onde: $\mathbf{F} = \mathbf{f}_x\mathbf{f}_x^T + \mathbf{f}_z\mathbf{f}_z^T$

\mathbf{f}_x = filtro de suavização horizontal; \mathbf{f}_z = filtro de suavização vertical; \mathbf{J} = matriz de derivadas parciais; u = fator de amortecimento; \mathbf{d} = vetor de perturbação do modelo; \mathbf{g} = vector discrepância.

O programa permite utilizar uma nova implementação do método dos mínimos quadrados com base na técnica de otimização quasi-Newton (LOKE e BARKER, 1996b). Esta técnica é ligeiramente mais rápida que o método convencional dos mínimos quadrados, usado para grandes conjuntos de dados que requerem menos memória. Também pode ser usado o método convencional Gauss-Newton.

2.2 Sísmica de Refração

Os métodos sísmicos baseiam-se no fato de que uma onda mecânica gerada na superfície propaga-se em subsuperfície até encontrar uma variação abrupta das propriedades elásticas do meio, o que faz com que esta onda retorne novamente para superfície (KNODEL *et al.*, 2007). Isto ocorre predominantemente por dois processos: o de reflexão e o de refração. Geralmente, em aplicações dos métodos sísmicos, as ondas mecânicas (ou ondas sísmicas) são geradas por fontes artificiais (marreta, explosivo, rifle sísmico, etc.), e são detectadas por receptores (geofones) fixados no solo e separados entre eles por uma distância constante. A partir da informação do tempo de propagação das ondas desde a fonte até o receptor, é possível determinar a sua velocidade de propagação no meio e calcular a profundidade de interfaces sísmicas distintas.

Os métodos sísmicos podem ser utilizados em inúmeras aplicações, desde problemas que envolvam estudos regionais, como a definição da espessura da crosta, até problemas em escala local, como em aplicações geotécnicas, na exploração mineral e de hidrocarbonetos (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009). Neste trabalho utilizou-se o método de sísmica de refração para determinar a estrutura geológica rasa ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília.

2.2.1 Fundamentos básicos

O parâmetro fundamental para os métodos sísmicos é a velocidade de propagação das ondas mecânicas no meio, sendo esta diferente para materiais distintos (**Figura 2.6**). A velocidade depende das propriedades elásticas e da densidade do meio, as quais variam de acordo com mudanças no seu conteúdo mineral, sua litologia, porosidade, saturação dos poros e do seu grau de compactação (KNODEL *et al.*, 2007).

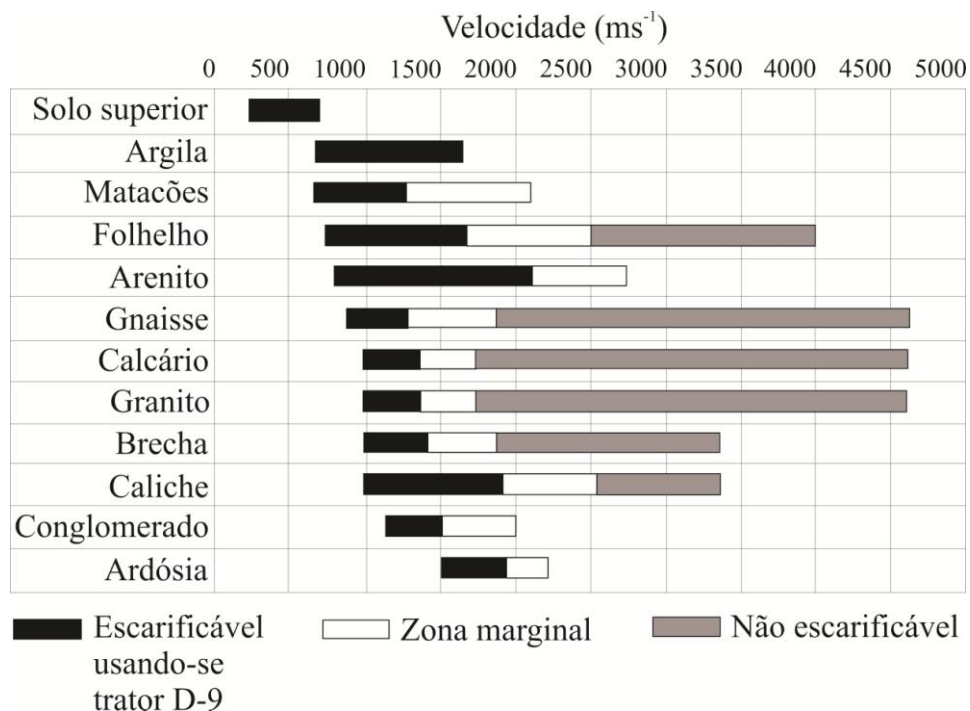


Figura 2.6 Tabela mostrando a variação de escarificabilidade com a velocidade das ondas P para um intervalo de litologias (KEAREY *et al.*, 2009).

Existem dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de corpo (*body waves*), representadas pelas ondas P e S, onde a energia é transferida atravessando o meio, e as ondas de superfície (*surface waves*), representadas pelas ondas Rayleigh e Love, onde a energia viaja ao longo ou perto da superfície. Em trabalhos de sísmica rasa, as ondas de maior interesse são as ondas de corpo (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009).

Nas ondas P (também conhecidas como ondas primárias, ondas longitudinais ou ondas de compressão), o movimento das partículas do meio é paralelo à sua direção de propagação (**Figura 2.7a**). Já nas ondas S (também conhecidas como ondas secundárias, ondas de

cisalhamento ou ondas transversais), o movimento das partículas é transversal à direção de propagação (**Figura 2.7b**), (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009).

Um pulso sísmico propaga-se radialmente a partir da fonte sísmica, a uma velocidade determinada pelas propriedades físicas do material. Se o pulso se propagar em um material homogêneo, a velocidade será a mesma em todas as direções. Quando a onda encontra uma mudança de meio, a velocidade sofre uma variação relacionada com as mudanças nas propriedades elásticas do meio, assim fazendo com que parte da energia do pulso de onda seja refletida e a outra parte seja refratada.

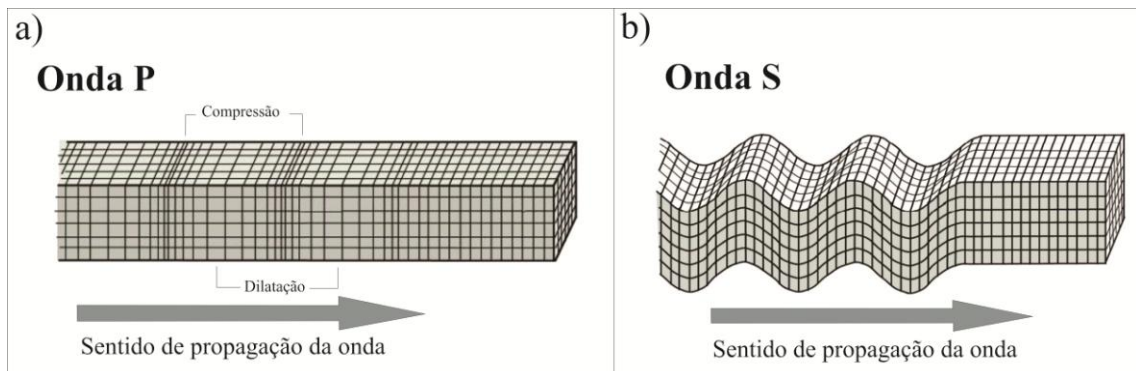


Figura 2.7 Representação esquemática do movimento principal das ondas: a) onda P ; b) onda S (modificado de http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/geosciences/geodyn_int/sismo/general/general.html acessado em 14/02/2012).

Podemos representar a propagação de uma onda sísmica em um meio, a partir de um raio sísmico (**Figura 2.8**). Este raio sísmico incidirá com um ângulo θ_i , com relação à normal (ângulo de incidência), na interface que separa dois meios com características distintas. Parte da energia transportada por esta onda será refletida com ângulo de reflexão igual ao ângulo de incidência, e outra parte será transmitida para o meio subjacente com um ângulo de transmissão θ_r (ou ângulo de refração) com relação à normal. A relação entre os ângulos de incidência e de transmissão é representada pela Lei de Snell, uma expressão que permite calcular o desvio angular de incidência sofrida por um raio sísmico em um meio (ou raio de luz), ao passar para outro meio de maior velocidade, com índice de refração diferente do qual ele estava percorrendo (Equação 2.12). A razão entre o seno do ângulo de incidência e a velocidade da camada superior é igual à razão entre o seno do ângulo de transmissão e a velocidade da camada inferior (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009).

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{v_1} = \frac{\text{sen } \theta_r}{v_2} \quad (\text{Eq. 2.12}).$$

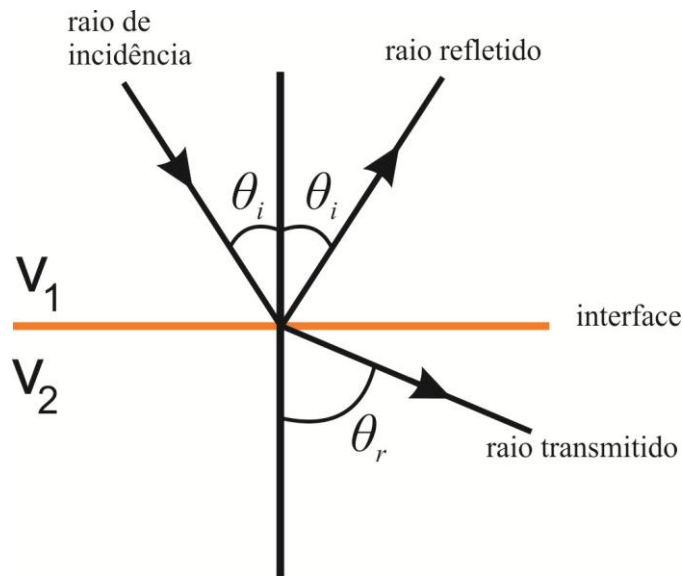


Figura 2.8 Representação da propagação de uma onda sísmica em um meio.

Quando a velocidade do meio inferior é maior que a do meio superior, existe um ângulo de incidência que resultará em um ângulo de refração igual a 90° (**Figura 2.9**). Este ângulo é conhecido como ângulo crítico (θ_c). Quando o ângulo de refração é 90° (refração crítica) um raio criticamente refratado viaja ao longo da interface a uma velocidade igual a da camada inferior (v_2). Para qualquer ângulo de incidência maior, ocorrerá a reflexão interna total da energia incidente. A partir da Lei de Snell, conhecendo-se as velocidades dos meios, pode-se calcular o ângulo crítico por:

$$\frac{\text{sen } \theta_c}{v_1} = \frac{\text{sen } 90^\circ}{v_2} = \frac{1}{v_2} \quad (\text{Eq. 2.13}).$$

Ou seja,

$$\theta_c = \text{sen}^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \quad (\text{Eq. 2.14}).$$

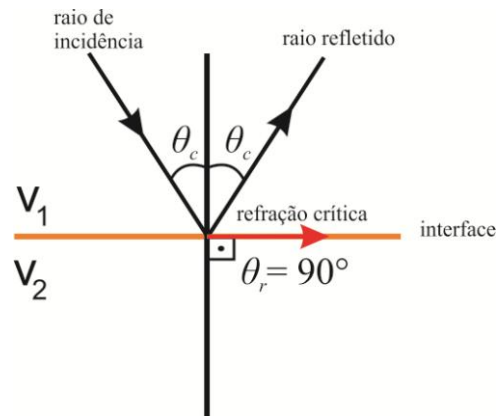


Figura 2.9 Representação esquemática do fenômeno da refração, do momento em que ocorre o ângulo crítico.

No caso da velocidade do meio inferior ser menor que a velocidade do meio superior, o ângulo de refração será menor que o ângulo de incidência, impossibilitando a existência da refração crítica naquela interface.

2.2.2 Princípios da sismica de refração

A teoria relacionada ao método de sismica de refração se desenvolve a partir de diversas geometrias das trajetórias dos raios sísmicos e seus tempos de percurso. O tempo de percurso de uma onda sísmica, desde a fonte até o receptor, depende da distribuição das velocidades que representa o meio por onde esta se propaga.

A seguir, com base na formulação de KEAREY *et al.* (2009), mostra-se o desenvolvimento das equações relacionados ao tempo de percurso do raio sísmico para as principais geometrias encontradas em estudos de sismica de refração rasa.

- ***Caso de duas camadas com interface horizontal***

A **Figura 2.10** ilustra um modelo de duas camadas com velocidades diferentes, onde um raio sísmico viaja diretamente da fonte (ponto A) ao receptor (ponto D), a uma distância x , sendo a trajetória do raio refratado \overline{ABCD} . A velocidade da camada inferior é maior que da camada superior ($V_2 > V_1$). A espessura da primeira camada, ou profundidade da primeira interface, é representada por h .

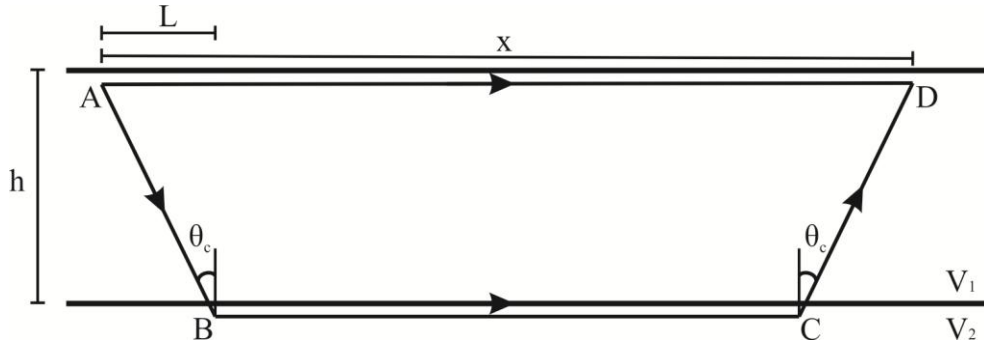


Figura 2.10 Trajetória do raio da onda refratada e do raio da onda direta, desde a fonte A até o receptor D, para um modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2$).

A velocidade da primeira camada pode ser calculada pela razão entre a distância percorrida pela onda direta (\overline{AD}) e o seu tempo de percurso (Equação 2.15).

$$V_1 = \frac{x}{t_{AD}} \quad (\text{Eq. 2.15}).$$

O raio refratado desloca-se nos percursos \overline{AB} e \overline{CD} com a velocidade V_1 , segundo o ângulo crítico θ_c . Na trajetória \overline{BC} , a onda viaja com a velocidade da camada inferior (V_2). Dessa forma, o tempo de percurso total (t) ao longo da trajetória do raio refratado (\overline{ABCD}) é dado por:

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \quad (\text{Eq. 2.16}).$$

Se colocarmos a Equação 2.16 em função de distância e velocidade, teremos:

$$t = \frac{\overline{AB}}{V_1} + \frac{\overline{BC}}{V_2} + \frac{\overline{CD}}{V_1} \quad (\text{Eq. 2.17}).$$

Da **Figura 2.10** temos que $\overline{AB} = \overline{CD} = h \cos(\theta_c)$ e $L = h \tan(\theta_c)$, dessa forma, $\overline{BC} = x - 2L$, logo:

$$t = \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{x - 2h \tan(\theta_c)}{V_2} \quad (\text{Eq. 2.18}).$$

Rearranjando a Equação 2.18 temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} - \frac{2h \tan(\theta_c)}{V_2} \quad (\text{Eq. 2.19}).$$

Colocando o $2h$ em evidência na Equação 2.19, e lembrando que $\tan(\theta_c) = \frac{\text{sen}(\theta_c)}{\text{cos}(\theta_c)}$, temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{1}{V_1 \text{cos} \theta_c} - \frac{\text{sen}(\theta_c)}{V_2 \text{cos}(\theta_c)} \right) \quad (\text{Eq. 2.20}).$$

Rearranjando a Equação 2.20, temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{V_2 - V_1 \text{sen}(\theta_c)}{V_1 V_2 \text{cos}(\theta_c)} \right) \quad (\text{Eq. 2.21}).$$

Utilizando a lei de Snell $\text{sen}(\theta_c) = \frac{V_1}{V_2}$ e substituindo $V_1 = V_2 \text{sen}(\theta_c)$ no numerador da Equação 2.21, temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{1 - \text{sen}^2(\theta_c)}{V_2 \text{sen}(\theta_c) \text{cos}(\theta_c)} \right) \quad (\text{Eq. 2.22}).$$

Lembrando que $\text{cos}^2(\theta_c) + \text{sen}^2(\theta_c) = 1$, temos:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h \left(\frac{\text{cos}(\theta_c)}{V_2 \text{sen}(\theta_c)} \right) \quad (\text{Eq. 2.23}).$$

Finalmente, utilizando novamente a lei de Snell, onde $V_1 = V_2 \text{sen}(\theta_c)$, teremos a equação de tempo de percurso (*traveltime equation*) para duas camadas plano-paralelas.

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \text{cos}(\theta_c)}{V_1} \quad (\text{Eq. 2.24}).$$

Podemos escrever a Equação 2.24 da seguinte forma:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i \quad (\text{Eq. 2.25}).$$

A Equação 2.25 acima é uma equação de primeiro grau, sendo o seu coeficiente angular igual a $1/V_2$, ou seja, o inverso da velocidade da segunda camada (sua vagarosidade), e o seu coeficiente linear é o tempo de interceptação (t_i), ou seja, o tempo em que a reta, que representa os tempos de chegada da onda refratada com relação à posição dos receptores (x), cruza o eixo dos tempos (**Figura 2.10**). De posse do valor de t_i , obtido a partir do registro de campo (sismograma), é possível calcular a profundidade do refrator:

$$t_i = \frac{2h \cos(\theta_c)}{V_1} \Rightarrow h = \frac{t_i V_1}{2 \cos(\theta_c)} \quad (\text{Eq. 2.26}).$$

Utilizando-se a Lei de Snell, a Equação 2.26, pode ser ainda apresentada em função das velocidades sísmicas:

$$h = \frac{t_i V_1 V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (\text{Eq. 2.27}).$$

- **Caso de três camadas com interface horizontal**

A **Figura 2.11** apresenta um modelo de três camadas, ilustrando a geometria da trajetória do raio da onda sísmica. Para que ocorra a refração crítica em todas as interfaces é necessário que a velocidade da terceira camada (V_3) seja maior que a velocidade da segunda camada (V_2), a qual deve ser maior que a velocidade da primeira camada (V_1). Para refração crítica ocorrendo na segunda interface, o ângulo de incidência do raio na primeira interface será θ_{13} , e o ângulo criticamente refratado na segunda interface será θ_{23} , sendo este o ângulo crítico. As espessuras da primeira e segunda camada são representadas por h_1 e h_2 , respectivamente.

Tomando como base a Equação 2.24 para duas camadas, o tempo total t de percurso do raio refratado na trajetória \overline{ABCDEF} (**Figura 2.11**) pode ser descrito da seguinte forma:

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1 \cos(\theta_{13})}{V_1} + \frac{2h_2 \cos(\theta_{23})}{V_2} \quad (\text{Eq. 2.28}).$$

Onde: $\theta_{13} = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_1}{V_3}\right); \theta_{23} = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_2}{V_3}\right).$

A Equação 2.28, pode ser escrita como:

$$t = \frac{x}{V_3} + t_1 + t_2 \quad (\text{Eq. 2.29}).$$

Onde: $t_i = t_1 + t_2$

De forma semelhante ao caso de duas camadas, teremos o tempo de interceptação dado por:

$$t_i = \frac{2h_1 \cos(\theta_{13})}{v_1} + \frac{2h_2 \cos(\theta_{23})}{v_2} \quad (\text{Eq. 2.30}).$$

A espessura da segunda camada (h_2) poderá ser calculada de posse do valor do tempo de interceptação e das velocidades, obtidos do gráfico tempo x distância (**Figura 2.11**), que é obtido a partir do sismograma, e da espessura da primeira camada previamente calculada utilizando a equação para duas camadas.

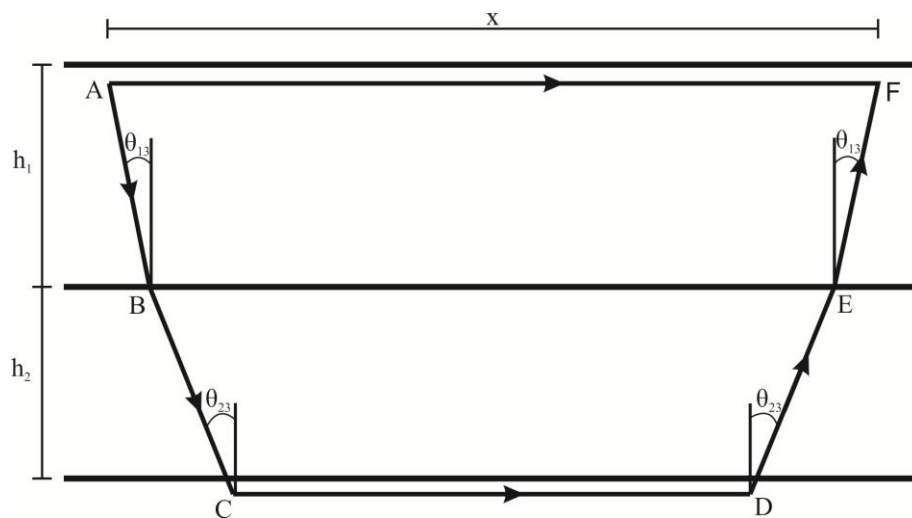


Figura 2.11 Trajetória do raio da onda refratada e do raio da onda direta desde a fonte A até o receptor F, para um modelo de três camadas com velocidades diferentes ($V_1 < V_2 < V_3$).

A **Figura 2.12** mostra os gráficos das curvas de tempo versus distância para um modelo de sísmica de refração com três camadas.

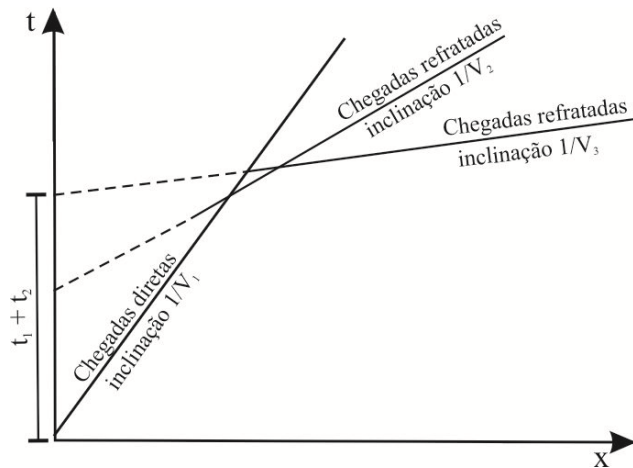


Figura 2.12 Curvas tempo versus distância para a onda direta e as ondas refratadas para um modelo de três camadas plano paralelas.

- **Caso de multicamadas com interfaces horizontais**

Com base no que foi apresentado para os casos de duas e três camadas, para mais de três camadas, a equação do tempo de percurso t_n de um raio criticamente refratado ao longo da superfície das n camadas é dado por:

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_{in}}{V_i} \quad (\text{Eq. 2.31}).$$

Onde

$$\theta_{in} = \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_i}{V_n} \right) \quad (\text{Eq. 2.32}).$$

À medida que aumenta o número de camadas, torna-se mais difícil identificar cada um dos segmentos de reta individuais do gráfico de tempo versus distância. Além disso, com o aumento do número das camadas, há menos probabilidade de que cada camada seja limitada por uma interface estritamente plano-horizonta. Desta forma, normalmente é necessário um modelo mais complexo para explicar os dados (KEAREY et al., 2009).

- **Caso de interfaces não planas**

Em geral, as interfaces que separam os meios com propriedades físicas distintas não são plano-paralelas, podendo estas estar inclinadas com respeito à superfície (**Figura 2.13a**). Neste caso, o ângulo de mergulho deve ser considerado no cálculo do tempo de percurso da

onda refratada, ou seja, na Equação 2.31, este deve ser incluído como uma incógnita adicional (Equação 2.33).

Para esta situação, a recíproca do gradiente da curva do tempo de percurso (**Figura 2.13b**) não mais representa a velocidade do refrator, sendo conhecida como *velocidade aparente*. Esta velocidade será mais baixa que a velocidade real do refrator quando for registrada no sentido oposto ao rumo do mergulho, a partir do ponto de tiro, e mais alta quando for registrada no mesmo sentido do mergulho.

Para determinar se a camada é inclinada é necessário colocar a fonte sísmica em pelo menos duas posições ao longo da linha, de preferência em seus extremos (A e D na **Figura 2.13b**). Mesmo para o caso de uma interface inclinada, o tempo de percurso total da onda, deve ser o mesmo nos dois sentidos, ($t_{AD} = t_{DA}$), já que os caminhos percorridos pela onda serão os mesmos. Esta equivalência é conhecida como reciprocidade (*reciprocity*). Na prática, é recomendável realizar pares de tiros opostos, pois é a maneira mais eficaz de determinar se uma interface esta inclinada ou não. No caso de interfaces inclinadas, as curvas de tempo versus distância não são simétricas (**Figura 2.13b**).

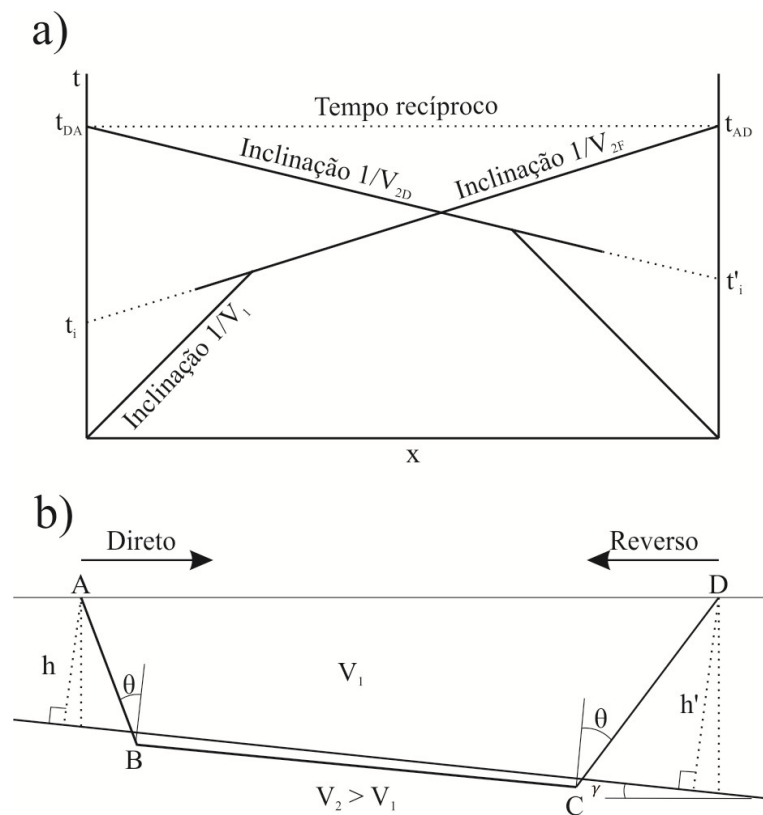


Figura 2.13 Modelo de duas camadas com velocidades diferentes ($V_2 > V_1$), separadas por uma interface inclinada com relação a superfície. a) Curvas tempo versus distância para a onda no mesmo sentido do mergulho e no sentido oposto; b) Trajetória dos raios da onda refratada para os raios no mesmo sentido do mergulho (de A para D), e no sentido oposto (de D para A);

Para interfaces com mergulhos menores que 10° , as velocidades aparentes serão próximas a real.

Segundo KEAREY *et al.* (2009), a forma geral da equação para o tempo de percurso t_n de um raio criticamente refratado no refrator inclinado n é dado por

$$t_n = \frac{x \operatorname{sen} \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{v_i} \quad (\text{Eq. 2.33}).$$

Onde h_i é a espessura vertical da camada i , α_i é o ângulo em relação a vertical feito pelo raio descendente na camada i , β_i é o ângulo em relação á vertical feito pelo raio ascendente na camada i , e x é a distancia de afastamento entre a fonte e o receptor.

Comparando as Equações 2.31 e 2.33, é possível observar a diferença entre elas substituindo o θ pelos ângulos α e β , os quais incluem o componente do mergulho. Para o caso do tiro rumo ao mergulho, $\alpha_i = \theta_{in} - \gamma_i$ e $\beta_i = \theta_{in} + \gamma_i$, onde γ_i é o mergulho da camada i e $\theta_{in} = \operatorname{sen}^{-1}(V_i/V_n)$.

- **Caso de Interfaces Irregulares**

Para o caso de interfaces irregulares é necessário utilizar diferentes abordagens para o cálculo de suas profundidades (**Figura 2.14**). Normalmente, é necessário reunir todas as informações obtidas com os dados de campo em um mesmo cálculo, com a utilização de técnicas matemáticas e computacionais mais avançadas durante a modelagem dos dados.

Uma das abordagens comuns 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 seu melhor ajuste com os dados medidos em campo.

Para desenvolver esta idéia, e linearizar o problema em questão, define-se a inversa da velocidade, vagarosidade (*slowness*), como: $S_1 = 1/V_1$ (para velocidade da primeira camada) e $S_2 = 1/V_2$ (para velocidade da segunda camada). Substituindo as vagarosidades acima na Equação 2.24, para o caso de duas camadas, temos:

$$t = xS_2 + 2hS_1 \cos(\theta_c) \quad (\text{Eq. 2.34}).$$

Definindo uma constante c como $2S_1 \cos(\theta_c)$ teremos:

$$t = xS_2 + 2hc \quad (\text{Eq. 2.35}).$$

A Equação 2.35 será válida para o caso de interfaces plano-paralelas, sendo h a espessura da camada. Para o caso de uma subsuperfície irregular (**Figura 2.13**), as espessuras não serão as mesmas, incluindo um termo a mais na Equação 2.35:

$$t = xS_2 + h_1c + h_2c \quad (\text{Eq. 2.36}).$$

Na equação acima, h_1 e h_2 serão as espessuras das extremidades do seguimento ao longo da interface irregular abrangido pelo par fonte receptor.

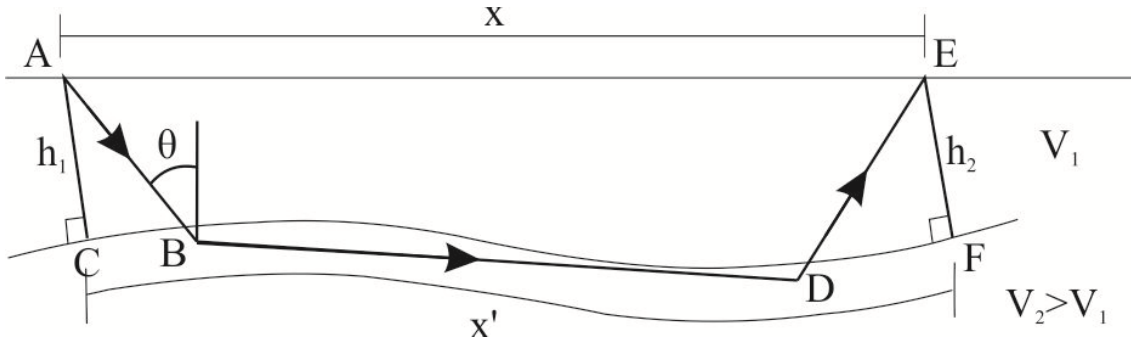


Figura 2.14 Trajetória de raio refratado em uma interface irregular (modificado de KEAREY *et al.*, 2009).

A Equação 2.36 pode ser generalizada para todos os pares de fonte-receptor:

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} h_k + x_j S_2 \quad (\text{Eq. 2.37}).$$

Na forma de matriz, a Equação 2.37 pode ser escrita como:

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & \cdot & c_{1n} & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & \cdot & c_{2n} & x_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & \cdot & c_{3n} & x_3 \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & \cdot & c_{4n} & x_4 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & c_{m3} & \cdot & c_{mn} & x_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \cdot \\ h_n \\ S_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \\ \cdot \\ t_m \end{pmatrix} \quad (\text{Eq. 2.38}).$$

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

A matriz acima é um sistema de equações do tipo (MENKE 1984):

$$\mathbf{t} = \mathbf{C}\mathbf{h} \quad (\text{Eq. 2.39}).$$

Onde os termos em negrito representam as matrizes.

Na prática, o modelo calculado (representado em tempo por $\mathbf{C}\mathbf{h}$) não se ajusta totalmente aos dados (\mathbf{t}). Desta forma a Equação 2.39 é rescrita:

$$\mathbf{t} = \mathbf{C}\mathbf{h} + \mathbf{e} \Rightarrow \mathbf{e} = \mathbf{t} - \mathbf{C}\mathbf{h} \quad (\text{Eq. 2.40}).$$

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

A premissa básica do método dos mínimos quadrados é fazer o melhor ajuste entre o modelo calculado e os dados experimentais (dados medidos). Para isso minimiza-se a soma do quadrado da diferença entre os dois (e.g. ROCHA, 2008), ou seja:

$$\phi = \|\mathbf{e}\|^2 \text{ ou } \phi = \mathbf{e}^T \mathbf{e} \quad (\text{Eq. 2.41}).$$

Onde ϕ é chamada de função objetivo.

Substituindo a Equação 2.40 na Equação 2.41, a função objetivo será dada por:

$$\phi = (\mathbf{t} - \mathbf{C}\mathbf{h})^T (\mathbf{t} - \mathbf{C}\mathbf{h}) \quad (\text{Eq. 2.42}).$$

A expressão para os parâmetros (\mathbf{h}) é obtida minimizando a função objetivo ϕ (Equação 2.42), ou seja, fazendo sua derivada em relação aos parâmetros igual a zero.

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{h}} = 0 = \mathbf{C}^T \mathbf{C}\mathbf{h} - \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (\text{Eq. 2.43}).$$

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

$$\mathbf{h} = (\mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} \mathbf{C}^T \mathbf{t} \quad (\text{Eq. 2.44}).$$

Esta equação está implementada no software utilizado neste trabalho para o processamento dos dados.

- **Subsuperfícies não ideais**

Existem casos de subsuperfícies não ideais que podem ocorrer durante um estudo de sísmica de refração rasa. Entre estes podemos destacar a **camada oculta** (**Figura 2.15**), quando a espessura de uma camada é fina o suficiente para os raios sísmicos que percorrem níveis mais profundos chegarem antes dos raios refratados nesta camada; a **diminuição da velocidade com a profundidade** (**camada cega**), (**Figura 2.16**), quando não ocorre à refração crítica devido à camada inferior apresentar velocidade menor que a superior ($V_1 > V_2$); e a **variação lateral da velocidade**, quando há uma mudança lateral abrupta do material em subsuperfície (contato entre diferentes unidades geológicas).

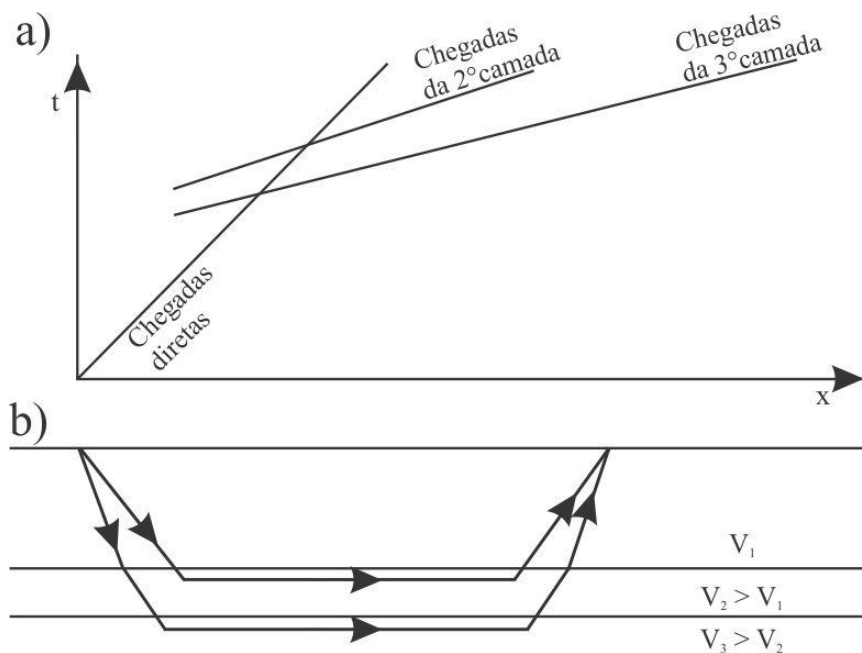


Figura 2.15 Camada da oculta: modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 > V_1$ e $V_3 > V_2$). Segunda camada apresenta ter fina espessura, fazendo com que as ondas diretas da terceira camada cheguem antes das ondas diretas da segunda camada. a) Gráfico do tempo versus distância. b) Trajetória dos raios refratados (KEAREY *et al.*, 2009).

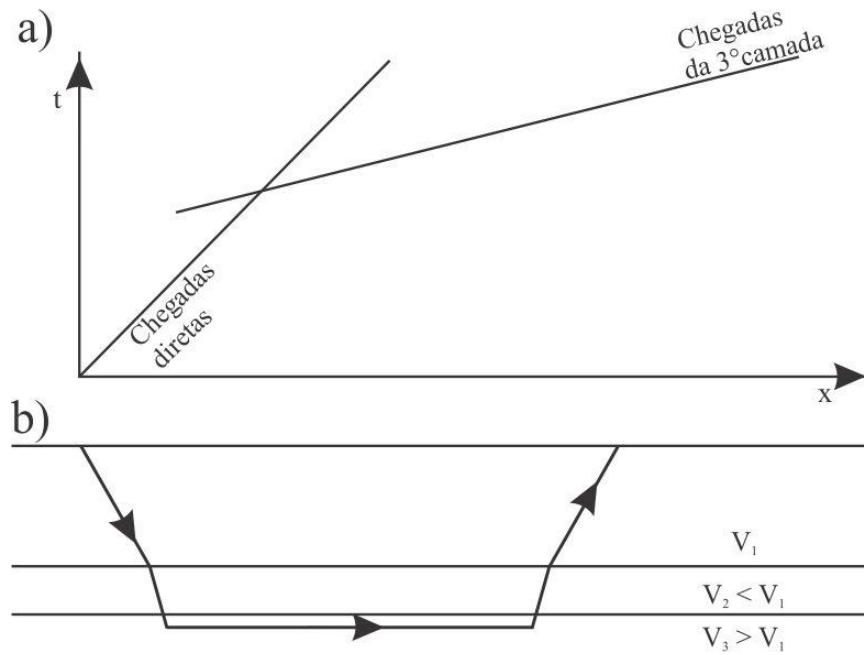


Figura 2.16 Camada cega: modelo de três camadas com velocidades distintas (V_1 ; $V_2 < V_1$ e $V_3 > V_1$). A segunda camada apresenta ter velocidade menor que a primeira camada ($V_2 < V_1$). a) Gráfico do tempo versus distância. b) Trajetória dos raios refratados (KEAREY *et al.*, 2009).

Nestes casos, as curvas tempo versus distância podem ser mal interpretadas, pois apresentam comportamento semelhante ao de outra configuração em subsuperfície. Desta forma, o interpretador necessita ser cauteloso, devendo sempre comparar as curvas entre todos os tiros, buscando comportamentos anômalos. Além disso, sempre é recomendável utilizar mais de um método geofísico durante um estudo.

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGIA

Este capítulo descreve os procedimentos, parâmetros e equipamentos utilizados nas atividades de campo, bem como detalha as rotinas de modelagem e processamentos dos dados geofísicos de eletrorresistividade e de sísmica de refração utilizados neste trabalho.

Com o objetivo de maximizar os procedimentos de campo, bem como obter melhores resultados geofísicos, foi definido um perfil piloto no trecho entre a SQN 108/109 (**Figura 3.1**), cuja escolha foi justificada por estar no centro do Eixão Norte, ao longo da área de estudo.

As aquisições de dados ocorreram aos domingos em função do Eixão ser normalmente interditado neste dia, pela administração da cidade, para o lazer da população, o que permitiu a diminuição do nível de ruído causado pelo tráfego de carros, principalmente para as aquisições de sísmica de refração e, também, para maior segurança da equipe.

As linhas de aquisições foram realizadas diretamente no solo, na área não pavimentada (**Figura 3.1**), todavia alguns pontos foram realizados sobre o asfalto (realizando furo), devido à presença de retornos que dão acesso às pistas laterais e cruzam a área de estudo.

3.1 Testes para definição de parâmetros de aquisição

3.1.1 Eletrorresistividade

Com o objetivo de obter a melhor imagem geoeletrica do subsolo foram realizados testes com os arranjos de eletrodos: dipolo dipolo, Wenner alfa, polo dipolo e Wenner-Schlumberger. Estes arranjos foram escolhidos em função de suas características (**Tabela**

3.1), principalmente a razão sinal/ruído, a sensibilidade a variações horizontais e verticais, bem como a agilidade na aquisição utilizando sistemas multicanaís.

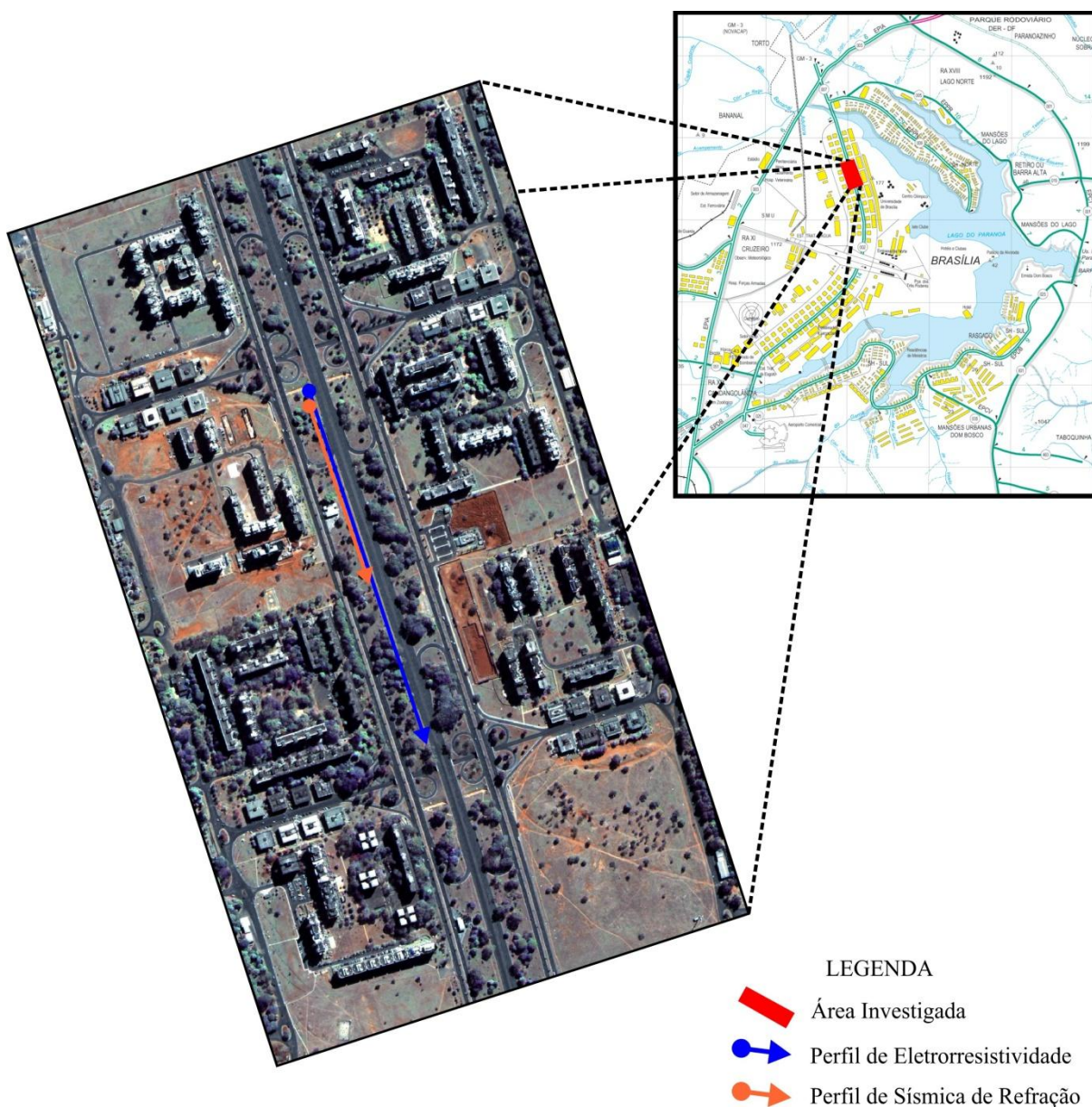


Figura 3.1 – Localização das investigações geofísicas no perfil piloto, realizadas na altura das quadras SQN 108/109 no futuro trecho norte do Metrô de Brasília/DF. (modificado, SEIMETZ *et al.*, 2011).

Durante os testes, bem como durante a aquisição efetiva, foi utilizado o eletrorresistímetro multieletródico SYSCAL PRO 72 (fabricado pela *Iris Instruments*) de propriedade do Laboratório de Geociências Aplicada do Instituto de Geociências da UnB. Os dados foram adquiridos com o eletrorresistímetro conectado a um conjunto de cabos multicanaís (espaçamento entre os canais de 10 metros), interligado a 60 eletrodos de aço

carbono (**Figura 3.2**). O sistema utilizou como fonte de alimentação uma bateria automotiva de 12V.

Tabela 3.1 Comparação das principais características dos arranjos: dipolo dipolo, polo dipolo, Wenner-Schlumberger e Wenner alfa (WARD, 1990).

	Arranjos de eletrodos			
	dipolo dipolo	polo dipolo	Wenner-Schlumberger	Wenner alfa
Razão sinal/ruído	muito ruim	ruim	bom	muito bom
Sensibilidade a efeitos laterais	bom	regular	ruim	muito ruim
Resolução de estruturas inclinadas/verticais	ruim	muito ruim	bom	regular
Resolução de estruturas horizontais	bom	bom	muito bom	muito bom
Profundidade de investigação	*	*	*	*
Sensibilidade a profundidade do alvo	bom	regular	muito bom	muito bom
Sensibilidade a heterogeneidades superficiais	bom	muito bom	regular	regular
Sensibilidade ao topo rochoso	muito bom	bom	regular	regular
Sensibilidade a efeitos laterais	*	*	*	*
Sensibilidade a efeitos Topográficos	*	*	*	*

* Incerteza em estimar.

Os parâmetros e o protocolo de aquisição foram dimensionados no software ELECTRE II (versão 5.6), desenvolvido pela *Iris Instruments*. Este dimensionamento teve como finalidade obter seções de eletrorresistividade com uma melhor resolução espacial e uma maior profundidade.

Após a aquisição dos dados, foi realizada uma análise comparativa entre os resultados de campo (**Figura 3.3**) referentes a cada arranjo. A análise fundamentou-se no número de pontos coletados, número de níveis/profundidade, as resoluções horizontal e vertical, a área de cobertura do arranjo, e o tempo de aquisição (**Tabela 3.2**).

Os resultados de campo revelaram que o arranjo Wenner-Schlumberger tem a melhor resolução vertical, com uma ótima profundidade de investigação, todavia, possui a menor resolução horizontal. Já o Wenner alfa, apesar de sua maior eficiência no tempo de aquisição de dados, mostra a menor resolução espacial dentre os arranjos escolhidos. Os dados confirmam que o arranjo polo dipolo obtém uma maior quantidade de pontos em um menor tempo, e mostra a maior razão sinal/ruído. Contudo o arranjo dipolo dipolo possui a maior resolução horizontal dos arranjos, bem como mostra uma boa resolução vertical.

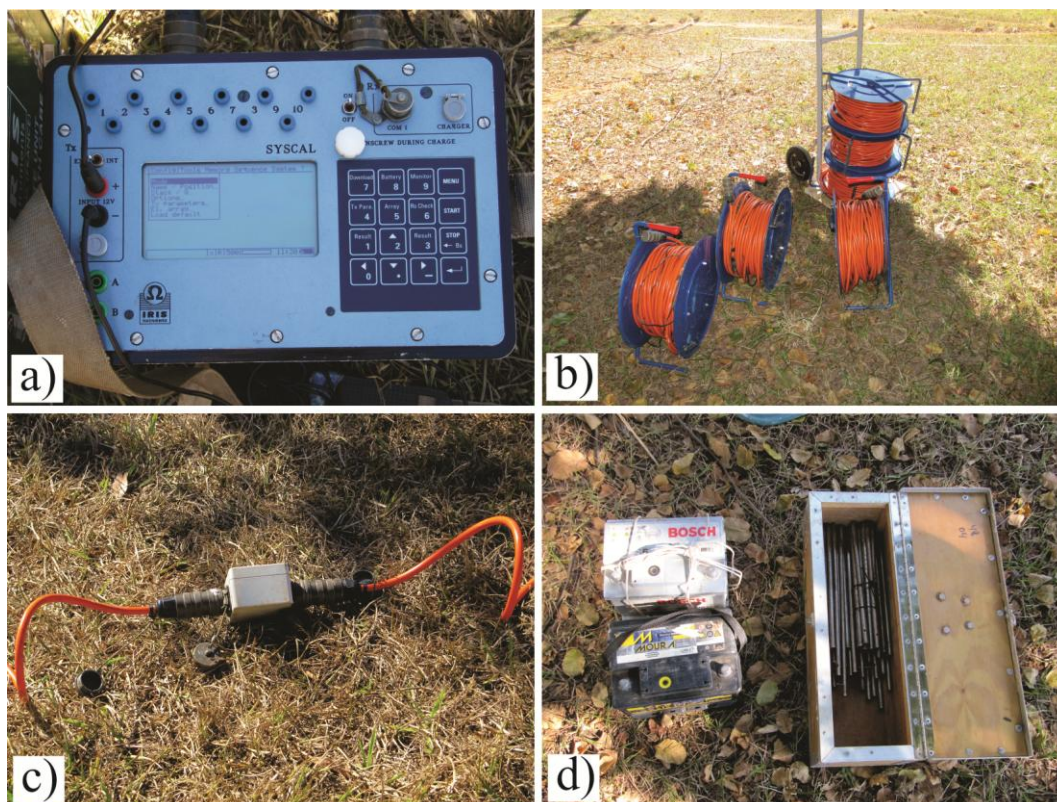


Figura 3.2 Equipamentos de eletrorresistividade: a) eletrorresistivímetro multieletródico SYSCAL PRO 72; b) cabos conectores; c) *switchbox* para conectar um cabo ao outro; d) baterias e eletrodos.

Tabela 3.2 Análise comparativa dos resultados dos arranjos: dipolo dipolo; polo dipolo; Wenner-Schlumberger e Wenner alfa.

	Arranjos			
	Dipolo dipolo	Polo dipolo	Wenner-Schlumberger	Wenner alfa
Número de Pontos	1218	1626	1166	570
Número de Níveis	29	27	29	19
Profundidade de investigação	75m	110m	110m	95m
Resolução horizontal	5m	5m	10m	5m
Resolução vertical	5.16m	7.70m	3.90m	10.38m
Área de cobertura	28810.7m ²	44081m ²	30078.8m ²	27091.8m ²
Tempo Total de aquisição	1:55h	2:20h	1:40h	0:45h
Tempo aquisição/Ponto	5.6seg	5.1seg	5.1seg	4.7seg

Apesar dos dados brutos de campo já mostrarem uma eficiência no imageamento do subsolo, os mesmos foram modelados no software Res2dinv (GEOTOMO, 2010). Este programa determina automaticamente um modelo bidimensional da subsuperfície do meio, com os dados de campo (GRIFFITHS e BARKER, 1993). O modelo 2D usado na rotina de inversão deste programa, consiste de um número de blocos retangulares. A disposição destes blocos está moderadamente relacionada à distribuição dos pontos na pseudo-seção. A

distribuição e o tamanho dos blocos são gerados automaticamente pelo programa, usando a distribuição dos pontos de campo.

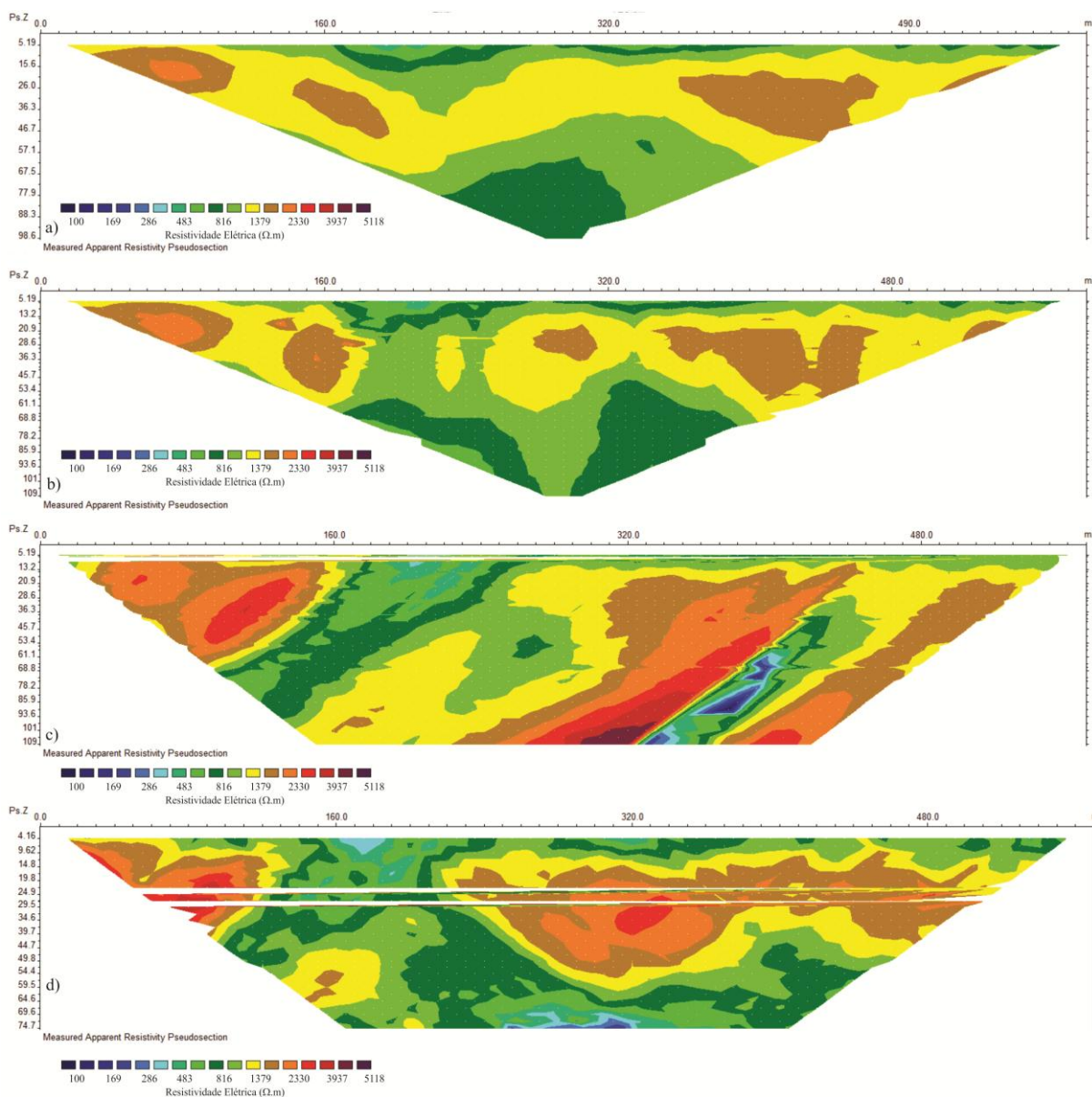


Figura 3.3 Comparação entre as pseudo-seções de eletrorresistividade, da linha piloto, obtidas com os arranjos: a) Wenner alfa; b) Wenner-Schlumberger; c) polo dipolo; d) dipolo dipolo.

Com o objetivo de definir a melhor escala de cores para a disposição dos resultados da modelagem foi realizada uma análise estatística com os dados de campo, uma vez que os valores de resistividade aparente refletem o valor médio encontrado no meio (**Figura 3.4**). Os valores calculados para a mediana variam entre 1006 e 1137 $\Omega.m$, e o intervalo de desvio padrão vai de 1350 a 2241 $\Omega.m$. Pela regra da distribuição de Gauss, para integrar 99,7% dos dados utiliza-se um intervalo de distribuição de 3 vezes o desvio padrão. Deste modo o

intervalo de valores de resistividade para a escala de cores foi definida entre 100 e 5500 $\Omega.m$. O valor de 100 $\Omega.m$ foi estabelecido em função das características de solos argilosos encontrados no Distrito Federal (MARTINS *et al.*, 2008).

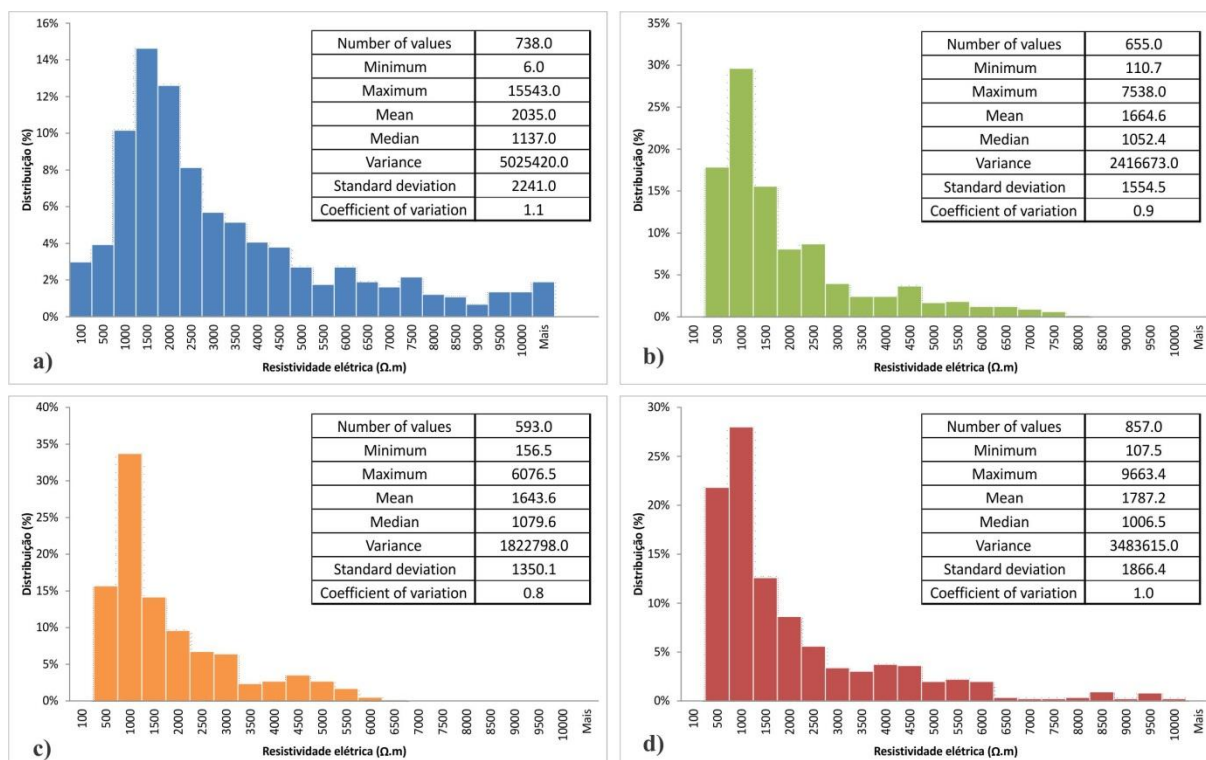


Figura 3.4 Histogramas e respectivas análises estatísticas dos dados dos modelos de eletrorresistividade obtido com os arranjos eletrodicos usados na linha piloto. a) dipolo dipolo, b) Wenner-Schlumberger, c) Wenner alfa, e d) polo dipolo.

Os resultados das modelagens dos dados de eletrorresistividade obtidos com os testes de arranjos são apresentados na **Figura 3.5**. Para todos os arranjos foram realizadas somente cinco iterações, já que não existe uma variação significativa do erro RMS após a terceira iteração. Os erros RMS para cada arranjo foram: 3,7% (Wenner alfa); 4,4% (Wenner-Schlumberger); 7,3% (dipolo dipolo); e 20,1% (polo dipolo). Em todos os modelos notam-se 4 padrões de resistividade elétrica distintas (**Figura 3.5**). O padrão mais superficial possui resistividades entre 500 e 1500 $\Omega.m$, e comporta-se como um pacote horizontalizado ao longo de todas as seções. O segundo padrão de resistividade ocorre, em média, abaixo de 5 metros de profundidade, e mostra valores acima de 2000 $\Omega.m$. O terceiro padrão de resistividade ocorre de forma verticalizada ao longo da seção entre as posições 150 e 200 metros, com valores abaixo de 200 $\Omega.m$. O último padrão de resistividade, melhor observado no modelo

obtido com o arranjo dipolo dipolo, possui resistividade elétrica abaixo de 1000 $\Omega.m$, ocorrendo na forma de um corpo horizontalizado abaixo de 40 metros de profundidade.

Em função dos melhores resultados, em termos de resolução lateral e contraste de resistividade elétrica, optou-se por continuar as aquisições elétricas do projeto com o arranjo dipolo dipolo.

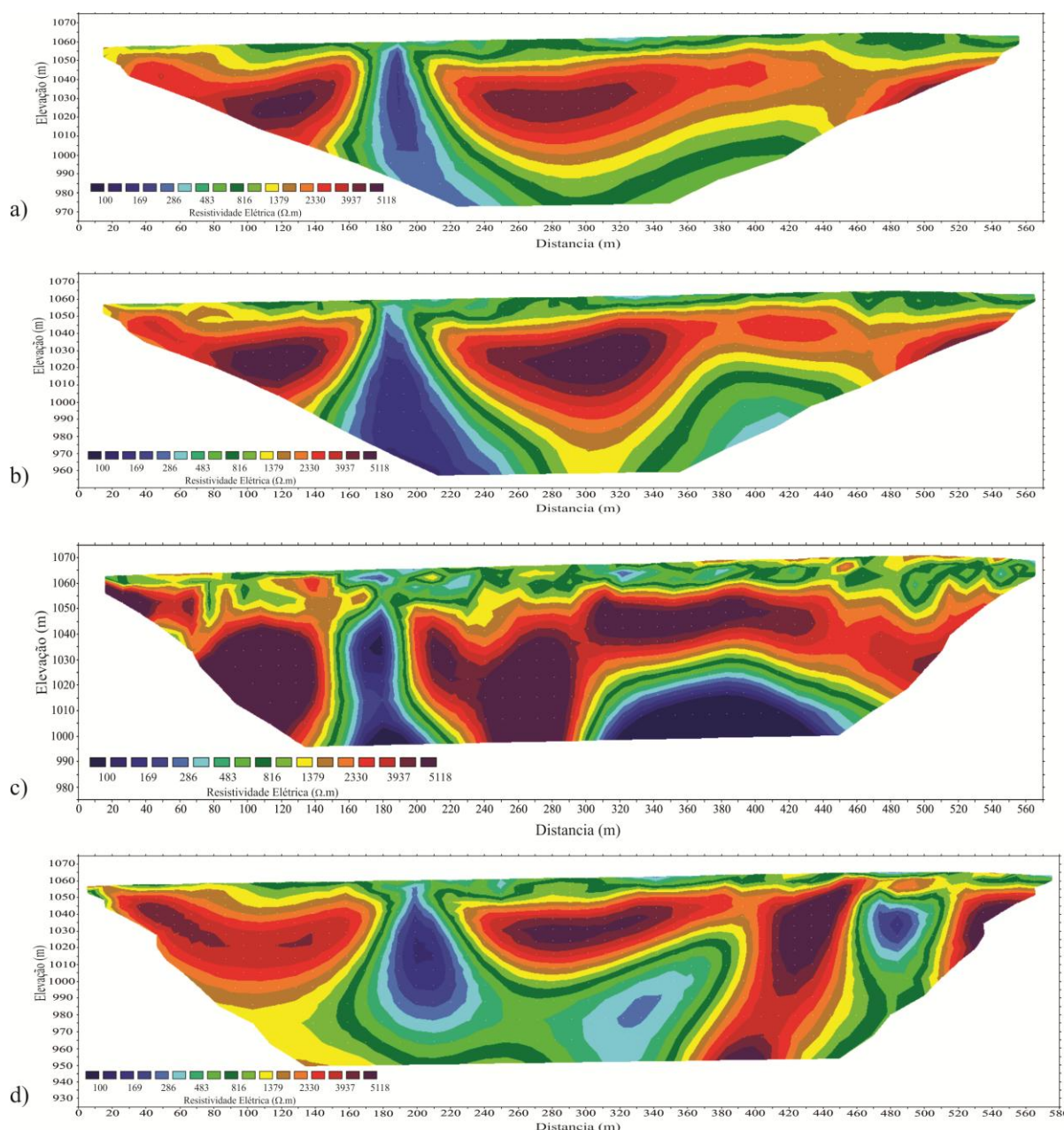


Figura 3.5 Modelagem dos arranjos com elevação: a) Modelo gerado pelo arranjo Wenner-alfa. b) Modelo gerado pelo arranjo Wenner-Schlumberger. c) Modelo gerado pelo arranjo dipolo. d) Modelo gerado pelo arranjo polo dipolo.

3.1.2 Sísmica de Refração

O método de sísmica de refração foi utilizado neste trabalho com o propósito de elaborar um modelo de distribuição de velocidades com a profundidade, o qual pode ser relacionado à estruturação geológica da área de estudo. Para definição dos parâmetros de aquisição, tais como espaçamento entre os geofones, quantidade de pontos de fonte (pontos de tiro), etc., foram realizados alguns testes na linha piloto (**Figura 3.1**).

O conjunto de equipamentos utilizados nas aquisições de sísmica de refração rasa é de propriedade do Instituto de Geociências da UnB (**Figura 3.6**).



Figura 3.6 Equipamento para aquisição de Sísmica de Refração. a) computador; b) cabos para conectar os geofones; c) cabo para conectar o módulo de aquisição ao computador; d) cabo para conectar módulo de aquisição à marreta; e) Geofones; f) marreta de oito quilogramas; g) módulo de aquisição; h) trenas de 50 e 100 metros; i) Bateria 12Volts.

Este conjunto é composto por: dois módulos de aquisição (sismógrafos) de 24 canais cada, modelo Geode e marca *Geometrics*; Um computador portátil com o programa de gerenciamento de aquisição instalado; dois conjuntos de geofones, um de 14 Hz e outro de 40

Hz; quatro carretéis de cabo com 120 metros cada para conexão dos geofones (12 geofones por cabo com espaçamento máximo de 10 metros) aos módulos de aquisição; cabos para conexão entre os módulos de aquisição e destes com o computador; uma marreta de 8 kg utilizada como fonte sísmica conectada a um sensor de impacto (*trigger*) para marcação do tempo inicial; cabos para conectar o *trigger* ao módulo de aquisição; duas trenas (de 50 e 100 metros) para marcar as posições dos geofones e dos tiros; duas baterias de carro de 12 Volts (**Figura 3.6**).

No início deste projeto, apenas um módulo de aquisição estava disponível, justificando a utilização inicial de somente 24 canais. A partir do segundo semestre de 2011 com a aquisição do cabo de conexão entre os módulos de aquisição, foi possível realizar levantamentos com 48 canais. A utilização de mais canais permite aumentar a amostragem em subsuperfície, e conseqüentemente, a sua resolução.

Com o objetivo de definir os parâmetros de aquisição, foram realizados três levantamentos testes na linha piloto. Em todos os testes foi utilizado o esquema de aquisição do tipo *roll-on*, onde o arranjo de geofone é deslocado ao longo do perfil para aumentar a área de cobertura. A posição do primeiro geofone em cada trecho é a posição zero dos perfis, sendo este a referência para cada perfil. Ao utilizar o método de aquisição *roll-on*, a linha do trecho seguinte inicia-se na posição do último geofone da linha anterior, e assim sucessivamente.

- **Teste 1**

Este foi o teste inicial para definição dos parâmetros de aquisição. Neste teste foram utilizados 24 canais com geofones de 40 Hz. O espaçamento entre os geofones foi de 5 metros, fazendo com que cada trecho adquirido tivesse 115 metros de comprimento. O perfil completo, incluindo todos os trechos, teve um comprimento total de 345 metros (**Figura 3.1**). Foram selecionadas cinco posições de tiros: -25, -5, 57.5, 120 e 140 metros, referentes ao primeiro geofone. Os tiros realizados nas posições de -25 e 140 metros são os chamados *tiros offset*, estes são utilizados para registrar as refrações ocorridas nas camadas mais profundas. Os demais tiros são utilizados para mapear estruturas mais rasas. Como fonte sísmica foi utilizada uma marreta de oito quilogramas, golpeada 30 vezes contra uma placa de aço em cada posição de tiro. O empilhamento dos sinais de cada golpe permite realçar o sinal pela soma das fases coerentes, e minimizar o ruído de caráter aleatório.

Durante a aquisição, e depois no processamento dos dados, foi observado um alto nível de ruído presente nos dados, em especial nos geofones mais distantes das fontes. Por se tratar de uma área urbana, mesmo realizando o levantamento de dados durante o período em que o Eixão estava fechado, este efeito era esperado. Resolvemos no teste seguinte, experimentar o aumento da quantidade de golpes com a marreta para cada ponto de fonte, e também a utilização de geofones com uma frequência de corte menor.

- **Teste 2**

Com objetivo de comparar as respostas dos geofones com diferentes frequências naturais, utilizou-se neste teste geofones de 14 Hz. Além disso, buscando aumentar a energia registrada nos geofones mais distantes, a quantidade de golpes executados com a marreta foi o dobro da executada do Teste 1 (60 golpes). A distribuição de geofones e fontes para cada trecho foi a mesma que a do teste anterior, com exceção da quantidade de trechos adquiridos que foi de apenas dois. O perfil completo teve um comprimento total de 230 metros.

Observando, ainda em campo, os sismogramas resultantes do Teste 2, notou-se que o aumento da quantidade de golpes com a marreta não teve um efeito satisfatório, existindo dificuldades em distinguir as primeiras chegadas, especialmente para os últimos dez geofones (**Figura 3.7**). Desta forma, foi realizado um teste adicional com a fonte posicionada a -20 metros do geofone de referência, desta vez, realizando-se 100 golpes com a marreta. O objetivo deste teste adicional foi aumentar ainda mais a energia registrada nos geofones pela soma do sinal gerado pelos golpes, e também pela diminuição da distância da fonte ao arranjo no *tiro offset*.

Apesar do aumento no número de golpes, mesmo realizando filtragem, notou-se que o sinal continuou sendo mascarado pelo ruído, especialmente nos últimos dez geofones, onde se esperava observar a refração relacionada à terceira camada (segunda refração). A comparação entre os sinais registrados com geofones de 40 Hz (Teste 1) e de 14 Hz (Teste 2) não mostrou diferenças significativas. Decidiu-se continuar utilizando os geofones de 14 Hz, por estes abrangerem um maior intervalo de frequências (o modelo utilizado tem resposta plana de até 300 Hz).

Com base nos resultados deste teste, concluiu-se que não houve uma melhora do sinal com o aumento da quantidade de golpes, definindo-se o limite de 20 golpes por ponto de tiro para os demais levantamentos de dados. Além disso, concluiu-se que não seria possível

alcançar uma terceira camada com o método de sísmica de refração utilizando-se como fonte uma marreta de oito quilogramas, e sendo assim, devido a indisponibilidade de outro tipo de fonte, optou-se em utilizar o método sísmico apenas para identificar a primeira interface.

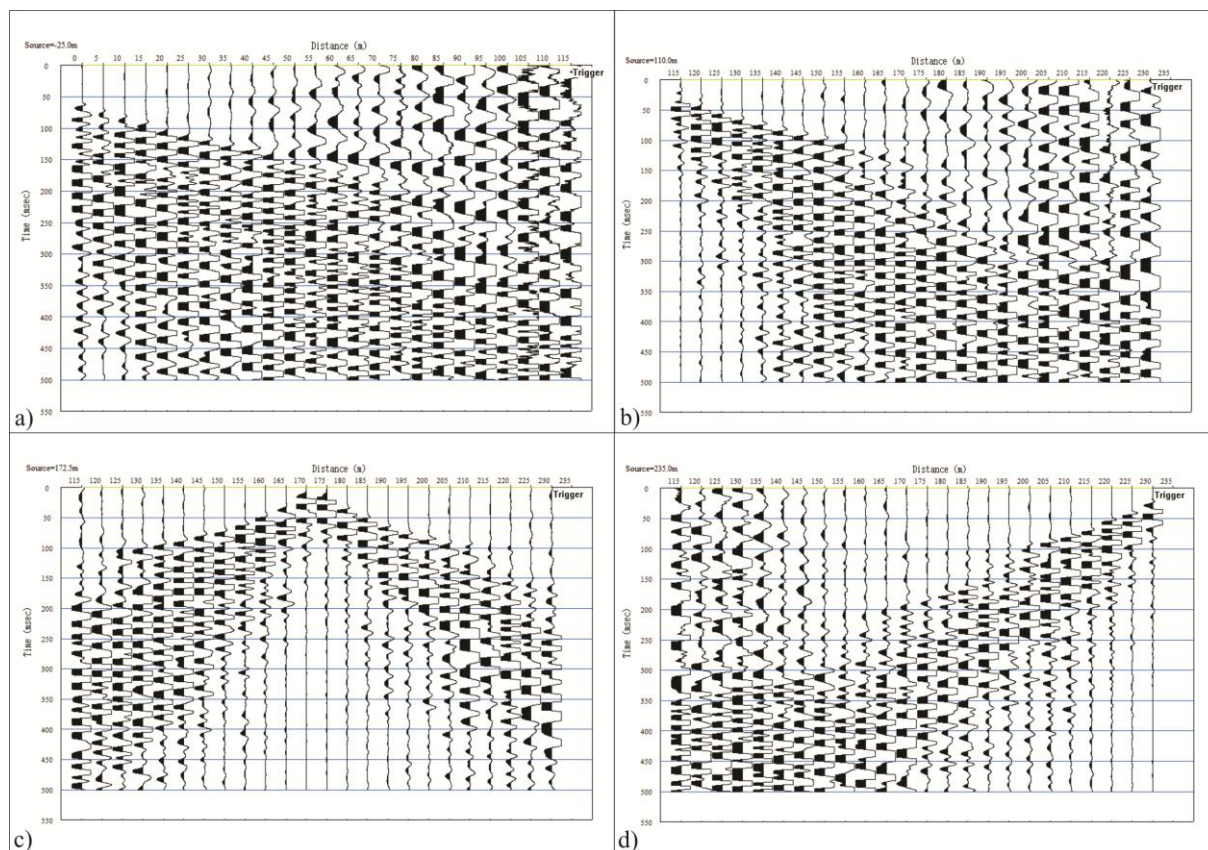


Figura 3.7 Sismogramas para os dois trechos adquiridos no Teste 2. O primeiro geofone do primeiro trecho estava na posição 0. a) Fonte na posição -25 metros (primeiro trecho); b) Fonte na posição 110 metros (segundo trecho); c) Fonte na posição 172,5 metros (segundo trecho); d) fonte na posição 235 metros (segundo trecho).

- **Teste 3**

Com a chegada do cabo para conectar o segundo sismógrafo ao sistema, foi possível a realização de levantamentos de dados utilizando 48 canais. Desta forma, foi realizado um novo levantamento de teste na linha piloto para confirmação dos parâmetros de aquisição.

Conforme observado nos testes anteriores, o aumento dos afastamentos devido ao aumento de canais (mantendo-se o espaçamento entre geofones de 5 metros), não auxiliaria o registro de refrações ocorridas em camadas mais profundas, devido não ser possível sobrepor o ruído nos últimos geofones. Desta forma, o espaçamento entre os geofones foi diminuído para 2 metros, permitindo também aumentar a amostragem nas curvas tempo-distância, no

entanto limitando a profundidade de investigação. Desta forma, cada trecho teve o comprimento de 94 metros. Quatro trechos foram adquiridos, tendo um perfil com comprimento total do perfil de 376 metros.

A quantidade de pontos de tiros foi reduzida para três, sendo, pelos motivos apresentados acima, os *tiros offset* descartados. As novas posições das fontes foram: -2, a 47 e a 96 metros com relação ao geofone de referência. Como fonte, foi utilizada uma marreta de oito quilogramas, golpeada 20 vezes contra uma placa de alumínio em cada ponto. Os sismogramas resultantes deste teste estão apresentados na **Figura 3.8**.

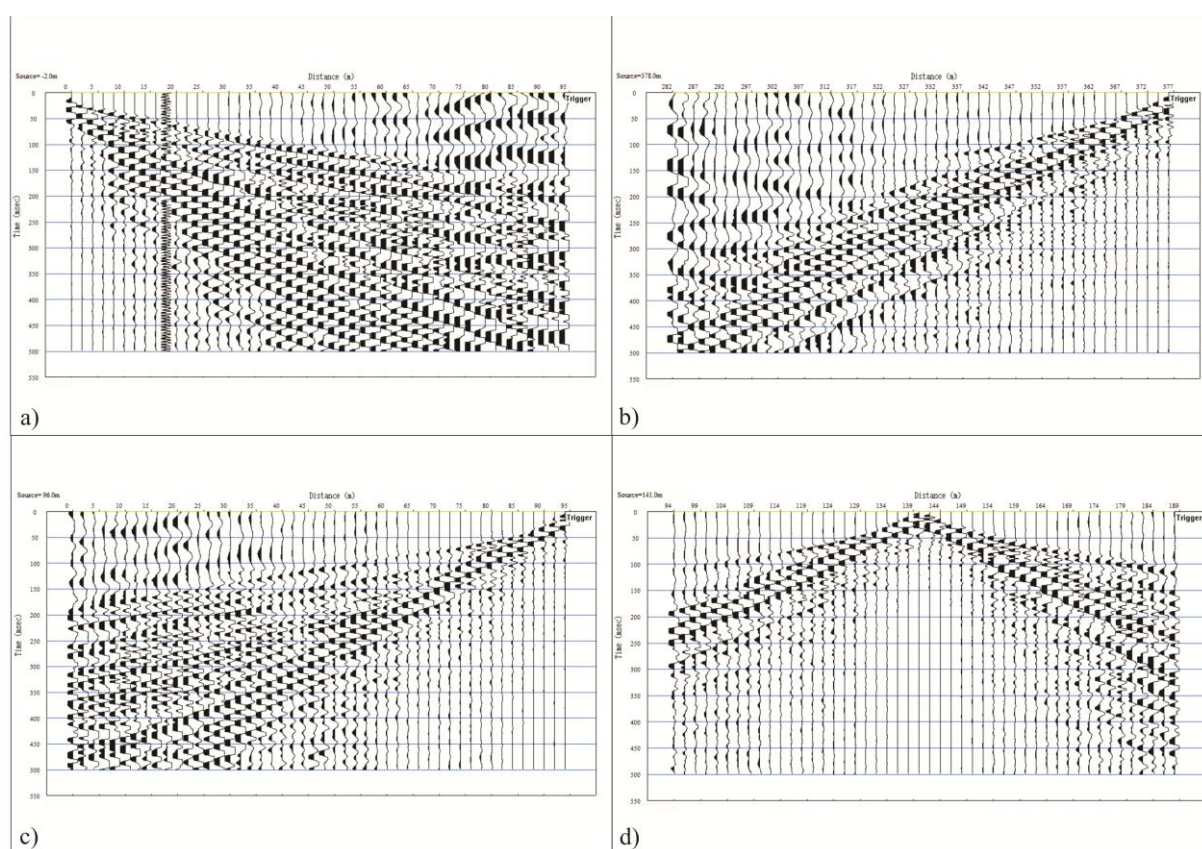


Figura 3.8 Exemplo de sismogramas obtidos no Teste 3. a) Fonte na posição -2 metros do geofone de referência; b) Fonte na posição 378 metros; c) Fonte na posição 96 metros. d) Fonte na posição 141 metros.

O arranjo definido no Teste 3 foi satisfatório, permitindo que nos registros fosse possível determinar com mais clareza as primeiras chegadas. Sendo este o esquema de aquisição adotado. Na **Figura 3.9** estão apresentadas as curvas de tempo pela distância para todos os tiros realizados neste teste, e o modelo de velocidades com relação à profundidade resultante. Estes resultados foram os utilizados no trabalho para quadra SQN 109/108.

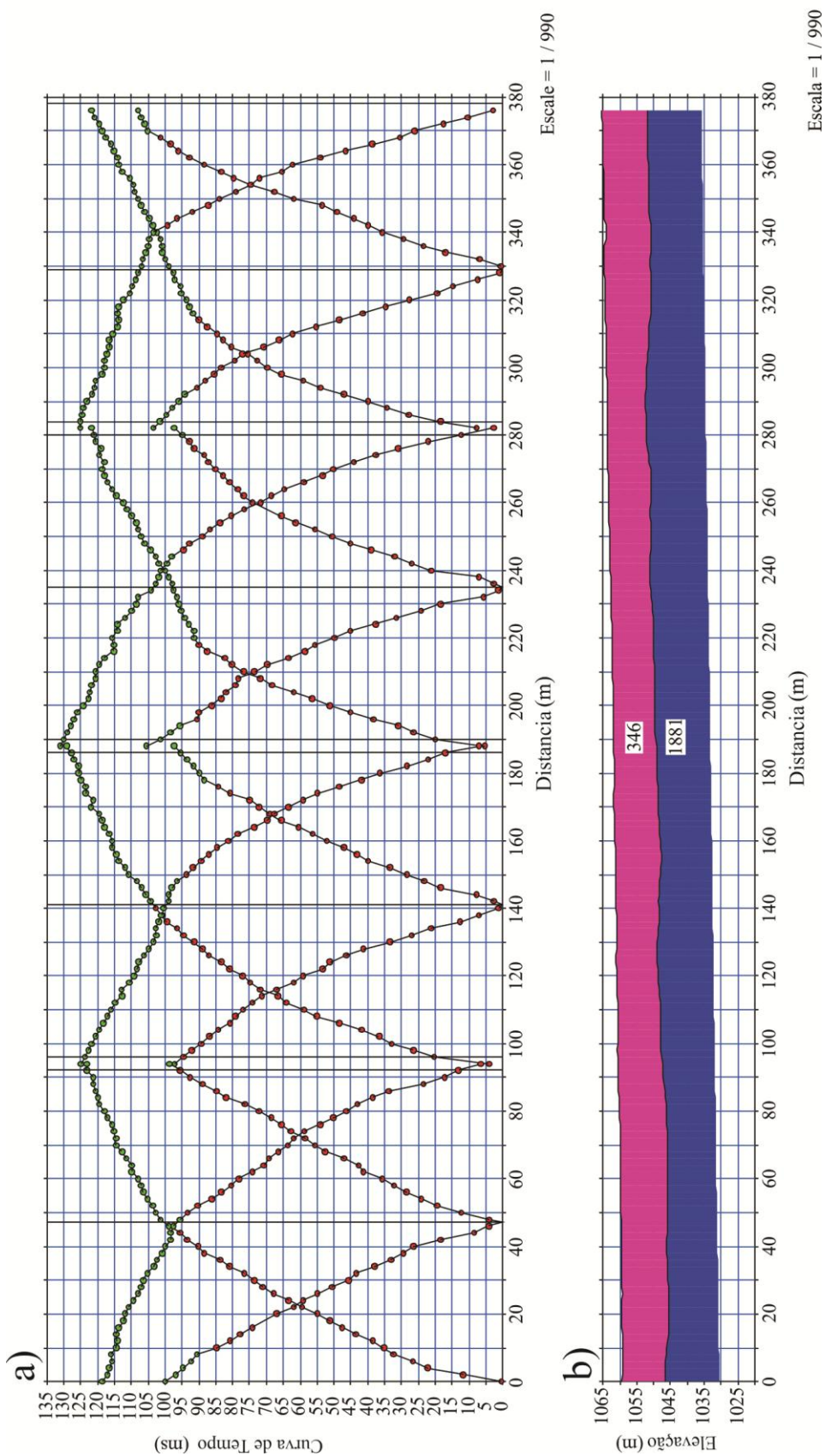


Figura 3.9 Modelo de velocidades obtido no Teste 03 utilizando sísmica de refração rasa para a quadra SQN 108/109. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.

3.1.3 Processamento dos dados sísmicos

Os dados de sísmica de refração rasa foram processados utilizando o pacote de programas SEISIMAGER 2D (OYO Corporation). Deste pacote, foram utilizados dois programas: o PICKWIN (versão 3.2.0.1) e o PLOTREFA (versão 2.8.0.1).

O programa PICKWIN é utilizado para o processamento das formas de onda (sismogramas) e marcação das primeiras chegadas. Neste programa estão disponíveis algumas ferramentas de processamento de sinais, tais como, filtros de frequência, ganhos, etc.. Este programa também permite agrupar trechos adquiridos separadamente em um único trecho a partir da configuração das posições dos geofones, sendo obtido em perfil único, além de realizar a junção de dois sismogramas separados relacionado ao mesmo ponto e tiro (**Figura 3.10**).

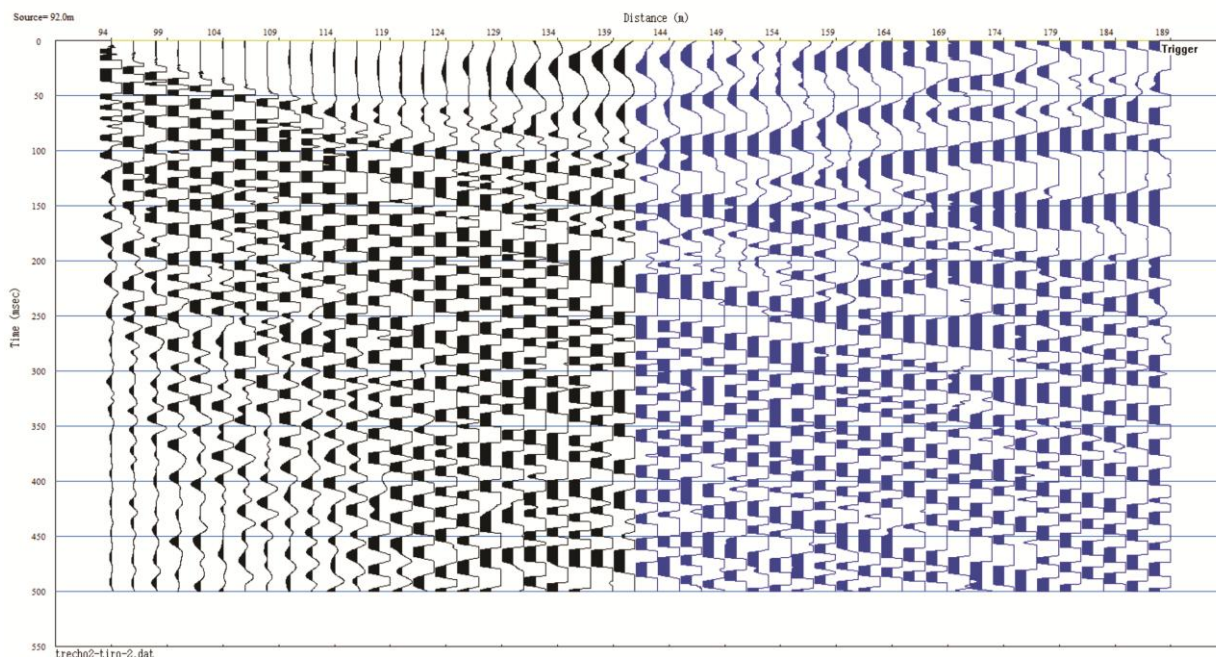


Figura 3.10 Exemplo de agrupamento de trechos adquiridos de forma separada (trechos em azul e em preto). (Tiro realizado na posição -2 metros do geofone de referencia. Dado da linha adquirida na quadra SQN 105/104).

Na **Figura 3.11** está um exemplo de sismogramas com a marcação das primeiras chegadas. Durante o processo de marcação das fases, é necessário selecionar as primeiras

chegadas das ondas para os sinais de cada um dos geofones, escolhendo o tempo que melhor representa a chegada da onda direta e das ondas refratadas.

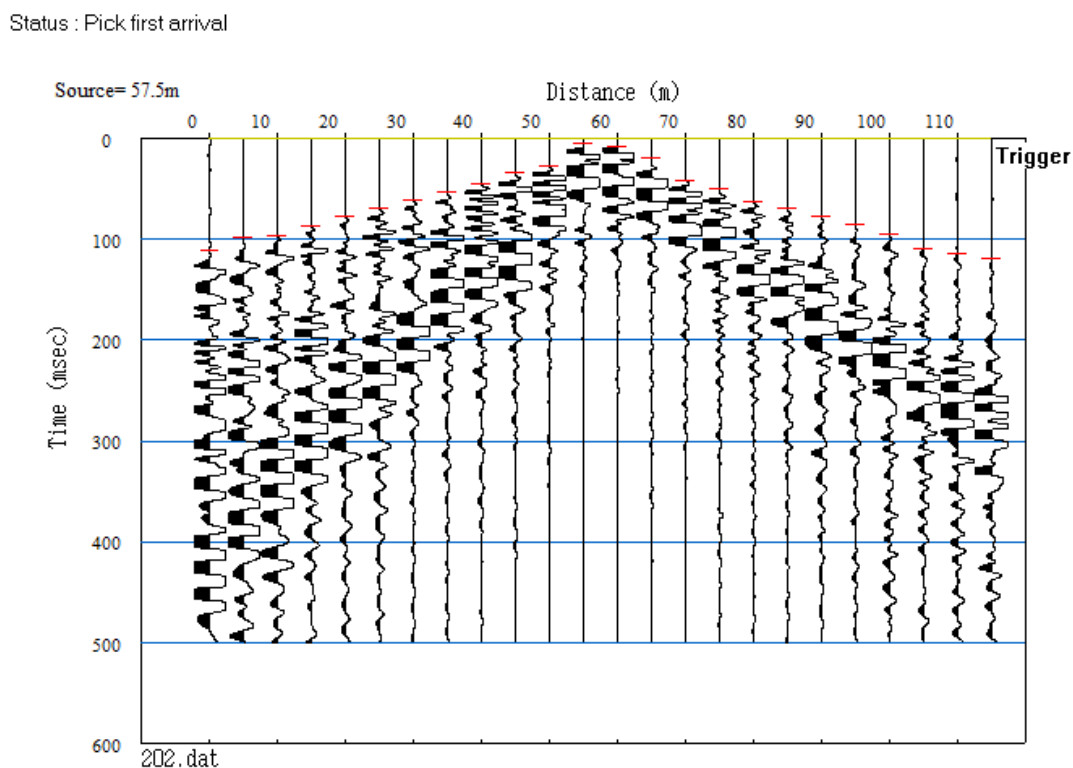


Figura 3.11 Exemplo da marcação das primeiras quebras. (Dado do Teste 2 na quadra SQN 109/108).

Após selecionar as primeiras chegadas, as marcações são armazenadas em um arquivo que será aberto no programa PLOTREFA. Este programa utiliza os tempos das primeiras quebras para gerar um modelo duas dimensões de distribuição de velocidades com relação à profundidade. Para gerar o modelo, é necessário informar ao programa quais marcações se referem a cada onda (**Figura 3.12**).

Muitas vezes as funções relacionadas às ondas diretas ou refratadas podem não serem retas devido a efeitos de topografia, e neste caso, o interpretador necessita ter algum conhecimento do alvo para definir o modelo mais coerente.

Após as marcações das primeiras chegadas de cada camada, um modelo de velocidades com relação à profundidade é gerado (**Figura 3.9**). O modelo é gerado através de uma rotina de inversão, conforme descrito no Capítulo 2.

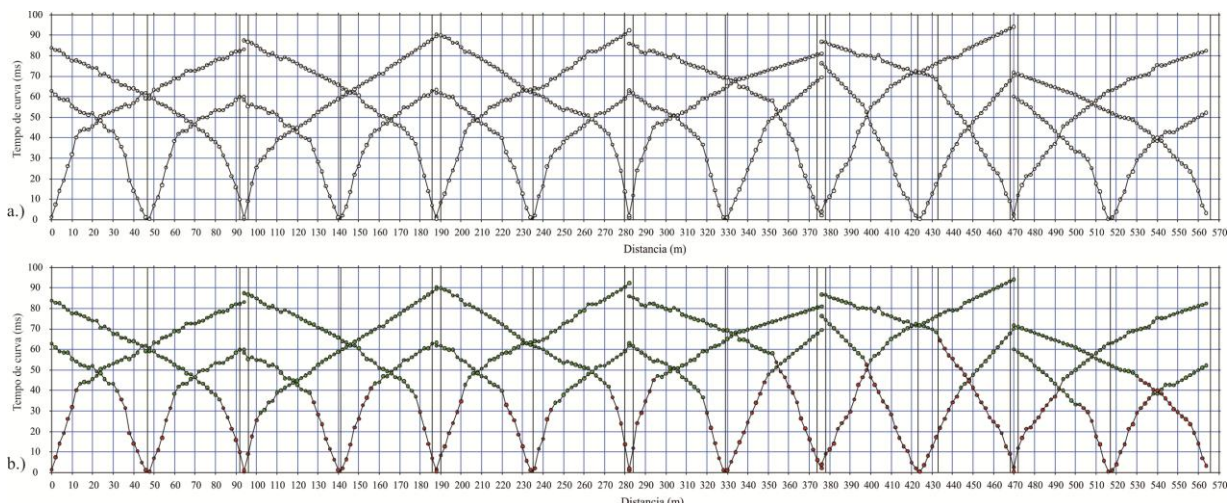


Figura 3.12 a) Curvas de tempo pela distância geradas no programa PLOTREFA após a marcação das primeiras chegadas. b) Idem (a) com a indicação das ondas na curva de tempo pela distancia (vermelho - onda direta, e verde - onda refratada, 1^o refração).

3.2 Aquisição dos Dados

3.2.1 Eletrorresistividade

Os levantamentos ocorreram nas vizinhanças das super quadras norte 116, 115/114, 113/112, 111/110, 109/108, 107/106, 105/104, 103/102 e 101 (**Figura 1.1**). Nas aquisições utilizaram-se 60 eletrodos com espaçamento de 10 metros, resultando em seções de resistividade elétrica de 590 metros de comprimento. Apenas na SQN 101, próximo ao setor hospitalar norte utilizou-se 36 eletrodos (350 metros), em função da falta de espaço para desenvolvimento do perfil.

3.2.2 Sísmica

Para a sísmica, os levantamentos ocorreram nas vizinhanças apenas das super quadras 116, 113/112, 109/108 e 105/104. Optou-se em realizar os levantamentos em quadras alternadas, pois não havia mais tempo para realizar levantamentos para este método em toda a área de estudo. Isto se deve principalmente à proximidade do período de chuvas, o qual reduziria os dias propícios para a aplicação do método, levando-se em conta que as aquisições ocorreram apenas nos dias de fechamento do Eixo Rodoviário (Domingos e Feriados).

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados das aquisições realizadas utilizando os métodos de eletrorresistividade e de sísmica de refração rasa. Os resultados das quadras serão apresentados na seguinte ordem: SQN 116, SQN 115/114, SQN 113/112, SQN 111/110, SQN 109/108, SQN 107/106, SQN 105/104, SQN 103/102 e SQN 101. As quadras seguem sentido Norte-Sul. Em todas as quadras foram realizados levantamentos de eletrorresistividade, e apenas nas quadras SQN 116, SQN 112/113, SQN 109/108 e SQN 105/104 foram realizados levantamentos de sísmica de refração rasa.

Para obtenção dos resultados de eletrorresistividade, durante a inversão foram realizadas mais de três interações. As porcentagens de erro variam para cada quadra. Para todas as quadras foram apresentadas as pseudo-seções (resistividade aparente medida e a resistividade aparente calculada) com objetivo de observar a distribuição da resistividade antes do processo de inversão.

A profundidade real atingida pelos modelos das pseudo-seções foi de 74,7 metros. No modelo da resistividade elétrica da subsuperfície, gerado pela inversão, observa-se a variação da resistividade elétrica aparente das camadas. A profundidade estimada com a geração deste modelo para todas as quadras foi de 71,6 metros.

O comprimento das linhas de aquisição para quase todas as quadras foi de 590 metros, com espaçamento de 10 metros entre os eletrodos, registrando-se 1210 pontos. Para a quadra SQN 101, foi utilizado 36 eletrodos, com uma linha de 350 metros de comprimento, registrando-se 626 pontos.

- **SQN 116**

Nesta quadra foram realizados levantamentos utilizando tanto o método de eletrorresistividade quanto o método de sísmica de refração.

A **Figura 4.1** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 116. Foram realizadas quatro iterações de inversão com erro de 7.0%.

A **Figura 4.2** apresenta o gráfico de tempo pela distancia, dos sinais registrados pelos geofones para todos os tiros realizados ao longo da quadra. Abaixo está o modelo de velocidade com relação à profundidade.

A **Figura 4.3** mostra uma comparação entre o modelo de resistividade elétrica aparente, gerado pela inversão (acima) e o modelo de velocidades médias com relação à profundidade (abaixo) para a quadra SQN 116. Ambos os modelos estão apresentados com escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 818 $\Omega.m$, com espessura variando entre 4 e 11 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 1379 e 5118 $\Omega.m$, com espessura mínima de 22 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 816 $\Omega.m$.

Conforme os resultados de sísmica de refração, a primeira camada apresenta velocidade média de 465 m/s, com espessura variando de 4 a 10 metros, correlacionando-se muito bem com a espessura estimada pelo método de eletrorresistividade. A segunda camada apresentou velocidade média de 1778 m/s. A linha de sísmica de refração iniciou a 5 metros de distância do primeiro eletrodo da linha de eletrorresistividade (**Figura 4.3**).

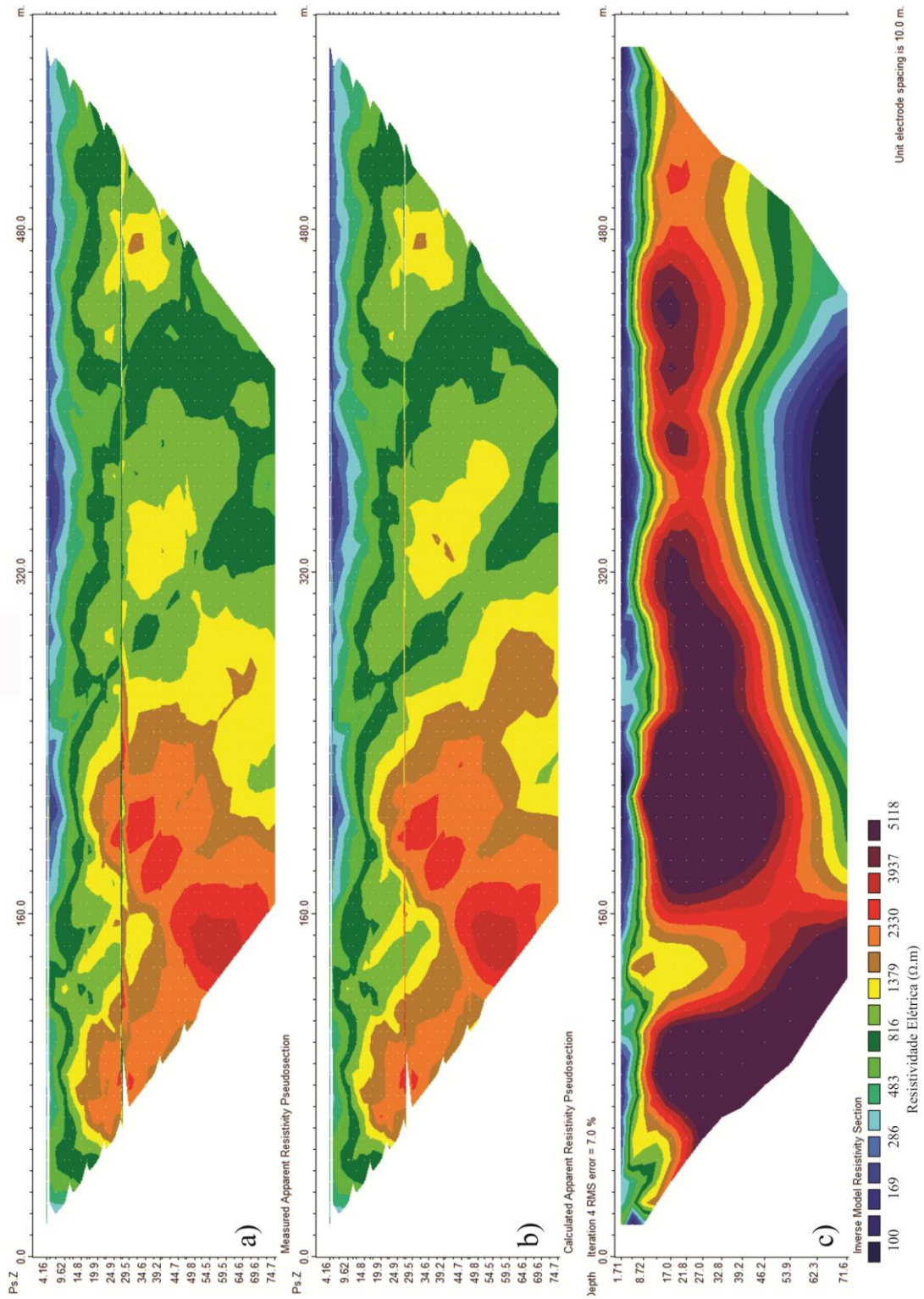


Figura 4.1 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 116. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

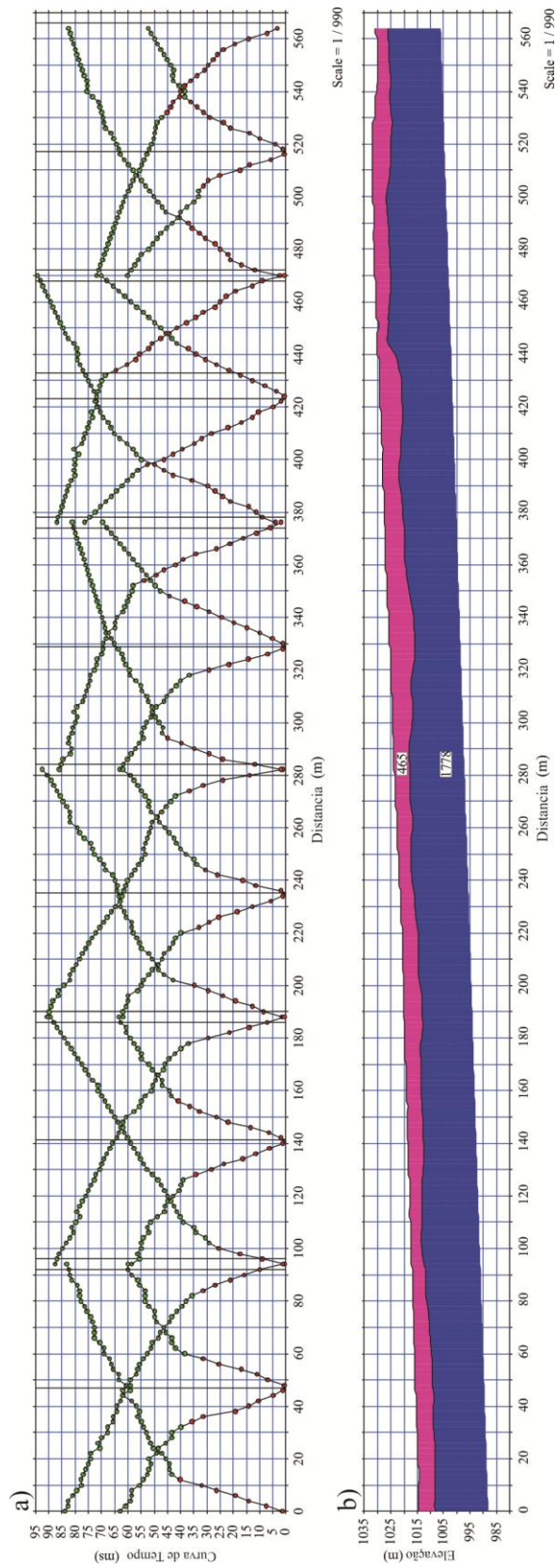


Figura 4.2 Resultado de sismica de refração para quadra SQN 116. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.

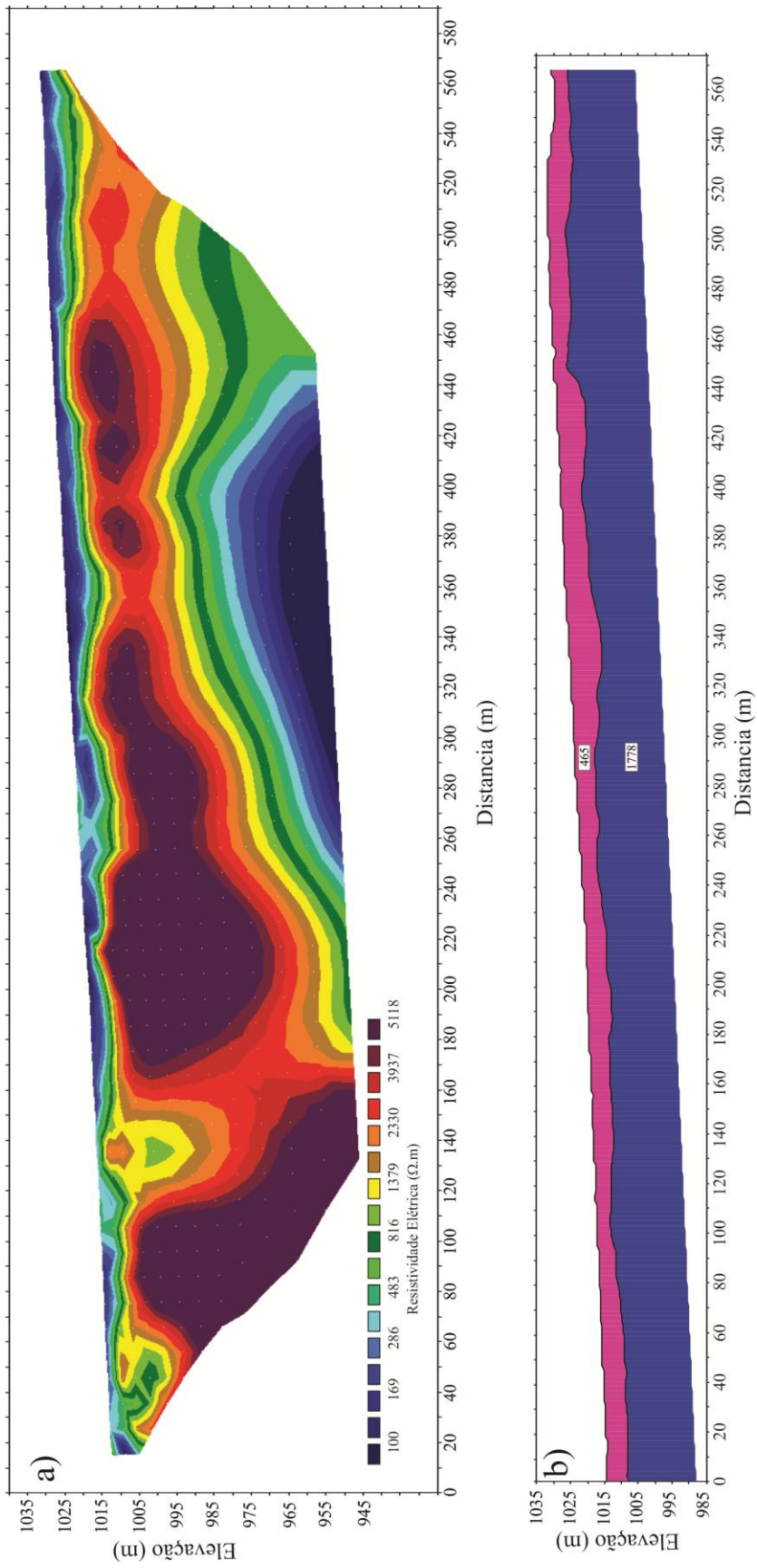


Figura 4.3 Modelos gerados para a quadra SQN 116: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.

- ***SQN 115/114***

Nesta quadra não foi realizado o levantamento de sísmica de refração rasa.

A **Figura 4.4** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 115/114. Foram realizadas cinco interações de inversão com erro de 10,50%.

A **Figura 4.5** representa a distribuição da resistividade elétrica aparente em subsuperfície gerado pelo processo de inversão. Este modelo está apresentado com a escala vertical de elevação

De acordo com os resultados de eletroresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 1379 Ω .m, com espessura variando entre 3 e 9 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 Ω .m, com espessura mínima de 58 metros. Para esta camada não foi detectada o seu limite inferior.

Neste perfil, observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 286 Ω .m, entre as posições 162 a 250 metros, detectada a partir dos 17 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

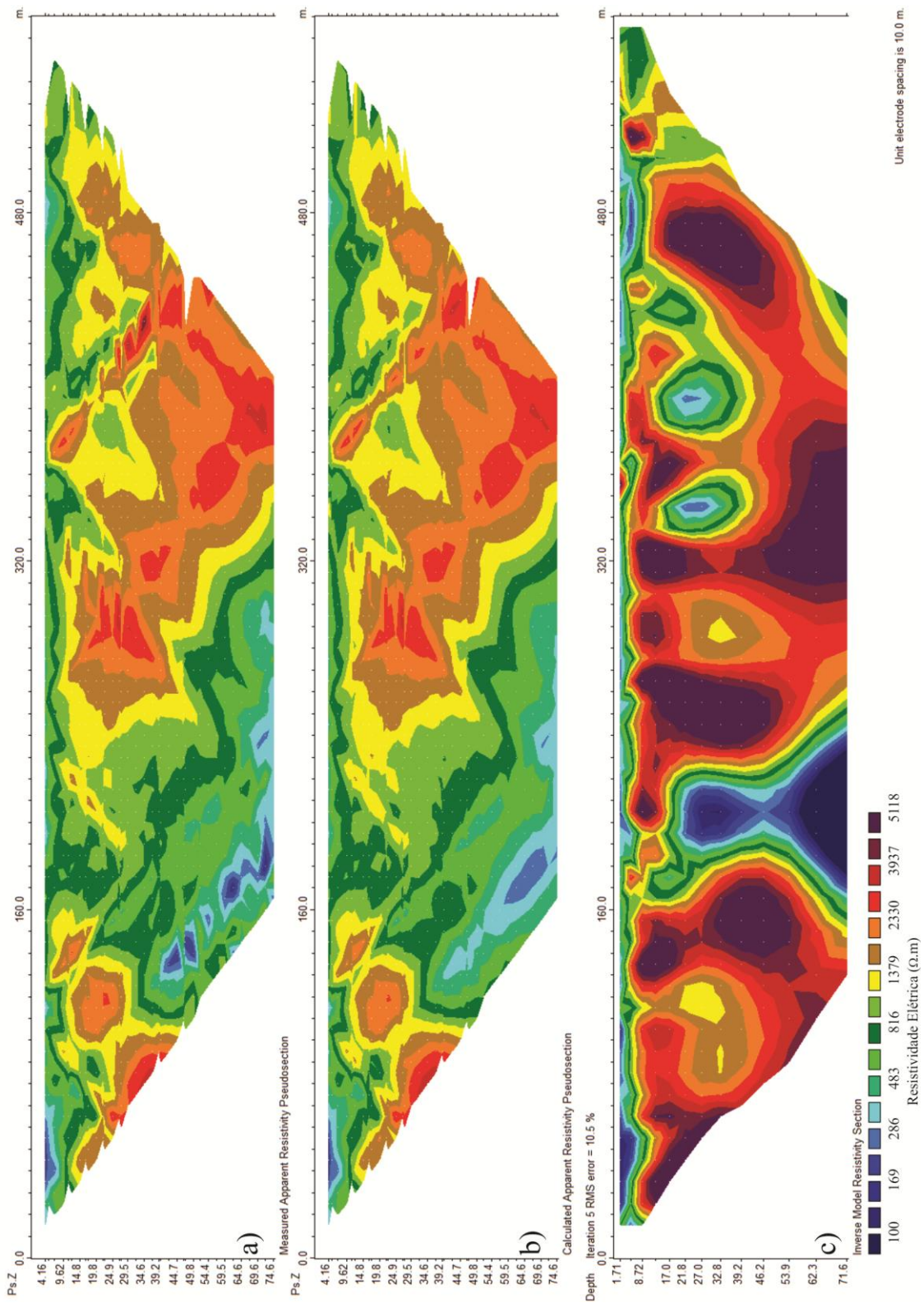


Figura 4.4 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 115/114. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

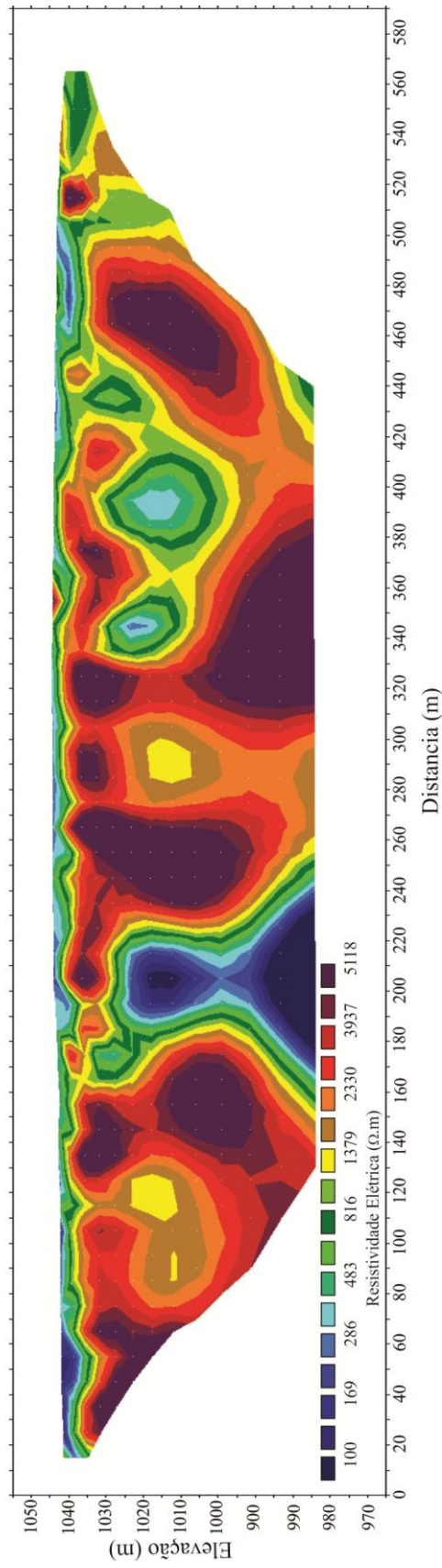


Figura 4.5 Modelo gerado utilizando o método de eletroresistividade para a quadra SQN 115/114 com escala vertical sendo a elevação.

- ***SQN 113/112***

Nesta quadra foram realizados levantamentos utilizando tanto o método de eletrorresistividade quanto o método de sísmica de refração.

A **Figura 4.6** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 113/112. Foram realizadas cinco iterações de inversão com erro de 9,3%.

A **Figura 4.7** apresenta o gráfico de tempo pela distância dos sinais registrados pelos geofones para todos os tiros realizados ao longo da quadra. Abaixo está o modelo de velocidade com relação à profundidade.

A **Figura 4.8** mostra uma comparação entre o modelo de resistividade elétrica aparente, gerado pela inversão (acima) e o modelo de velocidades médias com relação à profundidade (abaixo) para esta quadra. Ambos os modelos estão apresentados com escala vertical de elevação.

Segundo os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 1379 Ω .m, com espessura variando entre 4 e 18 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 Ω .m, com espessura mínima de 29 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 816 Ω .m. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 483 Ω .m, entre as posições 147 a 240 metros, detectada a partir dos 12 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

Conforme os resultados de sísmica de refração, a primeira camada apresenta velocidade média de 461 m/s, com espessura variando de 4 a 10 metros, correlacionando-se razoavelmente com a espessura estimada pelo método de eletrorresistividade. A segunda camada apresentou velocidade média de 1575 m/s. A linha de sísmica de refração iniciou a 15.5 metros de distância do primeiro eletrodo da linha de eletrorresistividade (**Figura 4.8**).

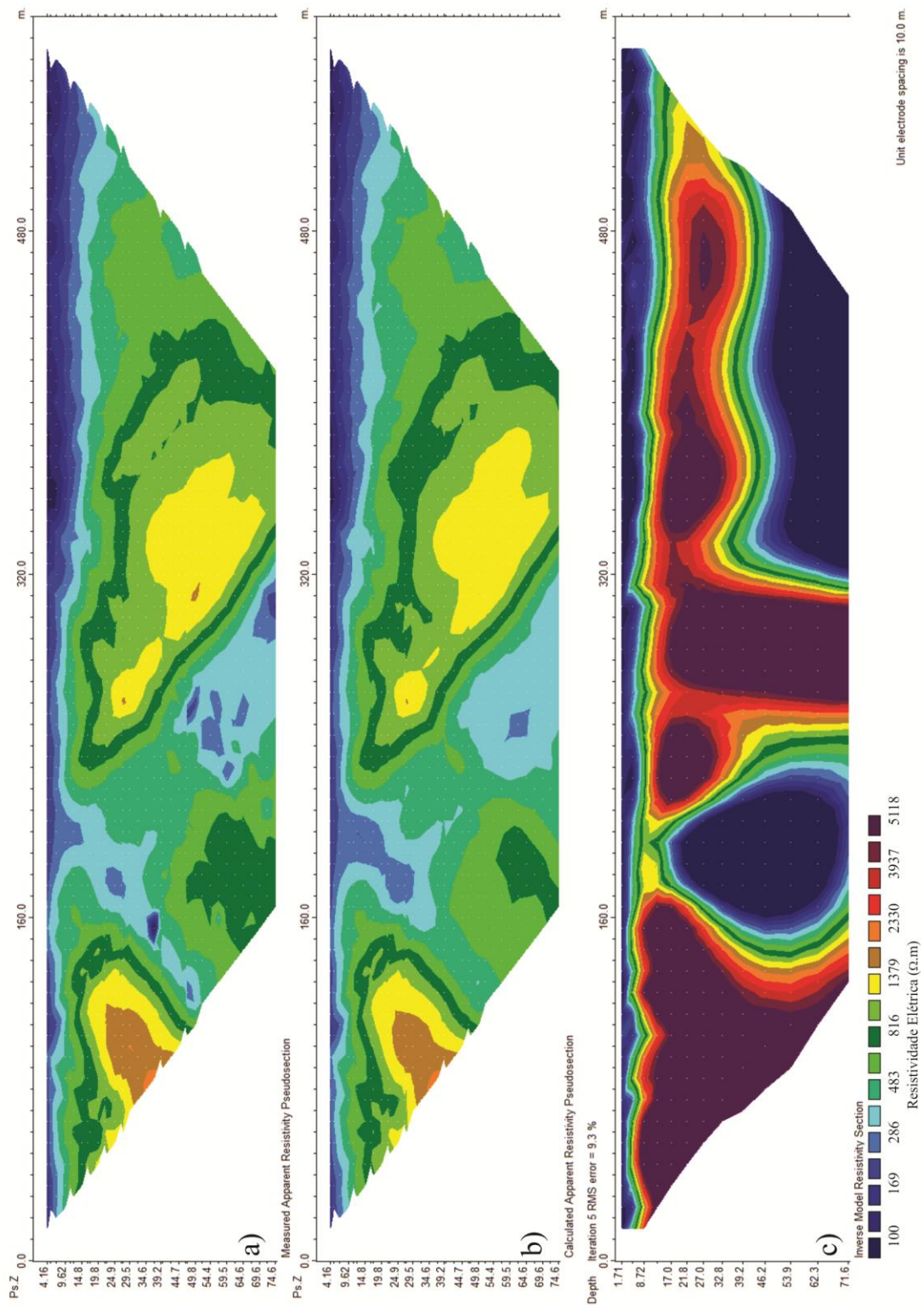


Figura 4.6 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 113/112. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

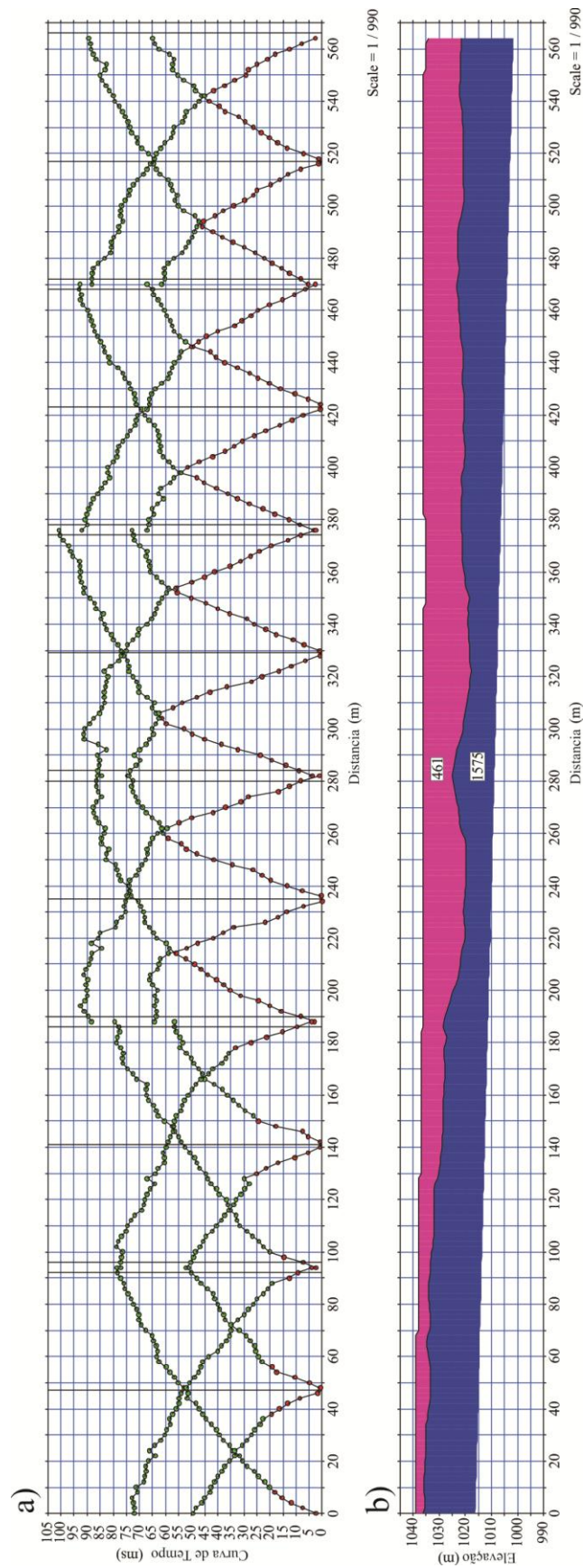


Figura 4.7 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 113/112. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.

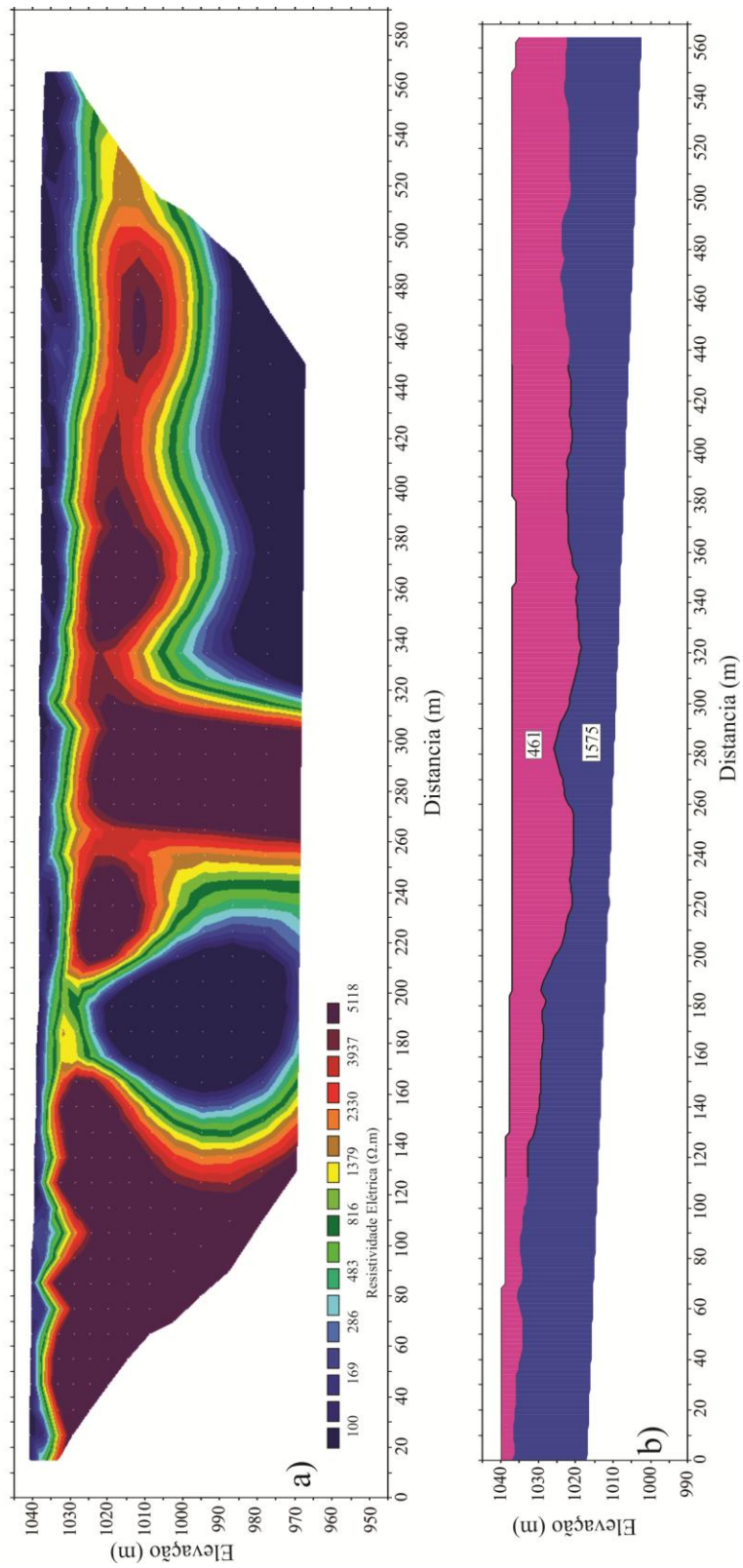


Figura 4.8 Modelos gerados para a quadra SQN 113/112: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.

- ***SQN 111/110***

Nesta quadra não foi realizado o levantamento de sísmica de refração rasa.

A **Figura 4.9** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 111/110. Foram realizadas sete iterações de inversão com erro de 17,1%.

A **Figura 4.10** representa o modelo de resistividade elétrica aparente em subsuperfície gerado pelo processo de inversão. Este modelo está apresentado com a escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletroresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 1379 Ω .m, com espessura variando entre 4 e 13 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 Ω .m, com espessura mínima de 32 metros. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 816 Ω .m. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 483 Ω .m, entre as posições 223 a 280 metros, detectada a partir dos 11 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

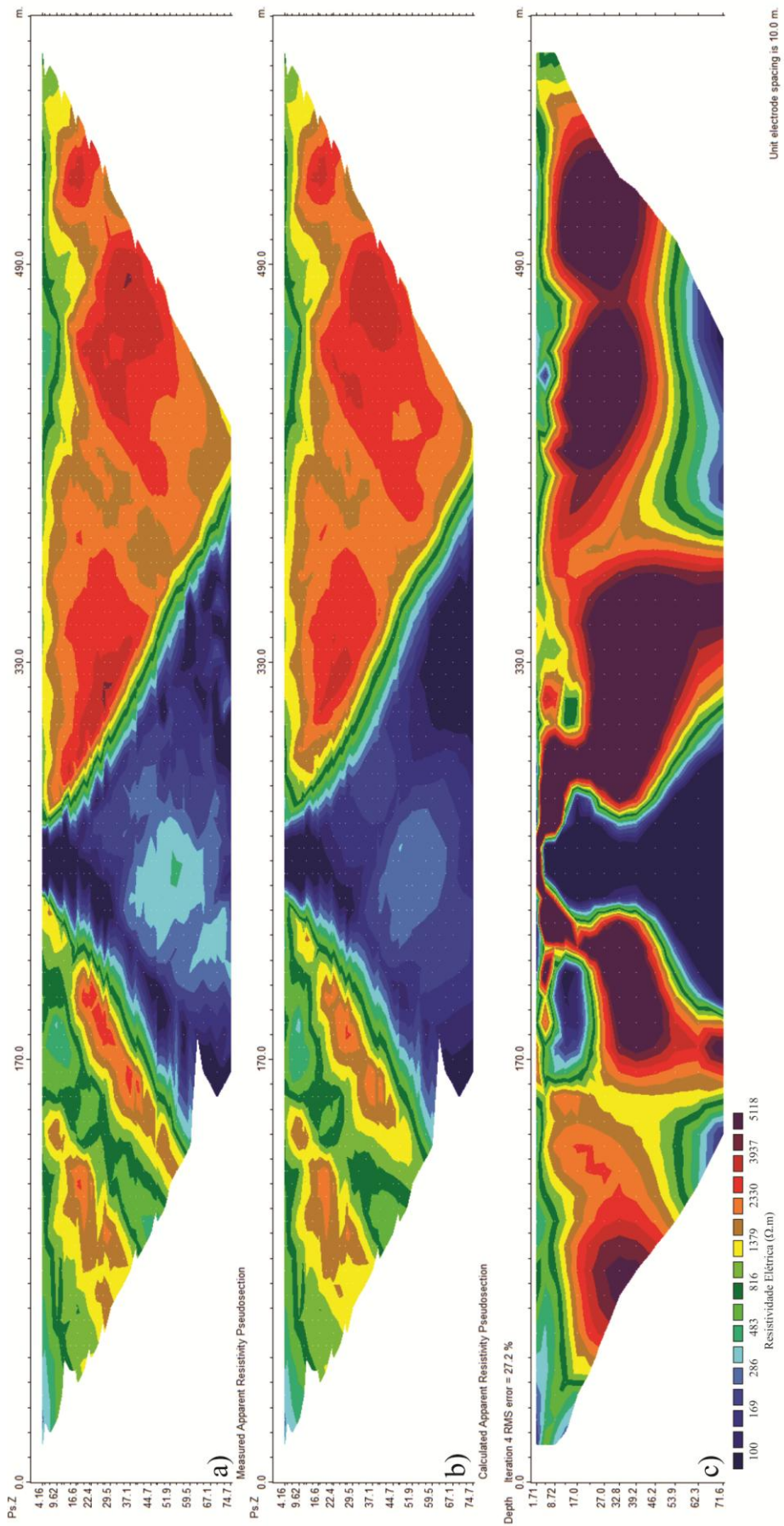


Figura 4.9 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 111/110. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

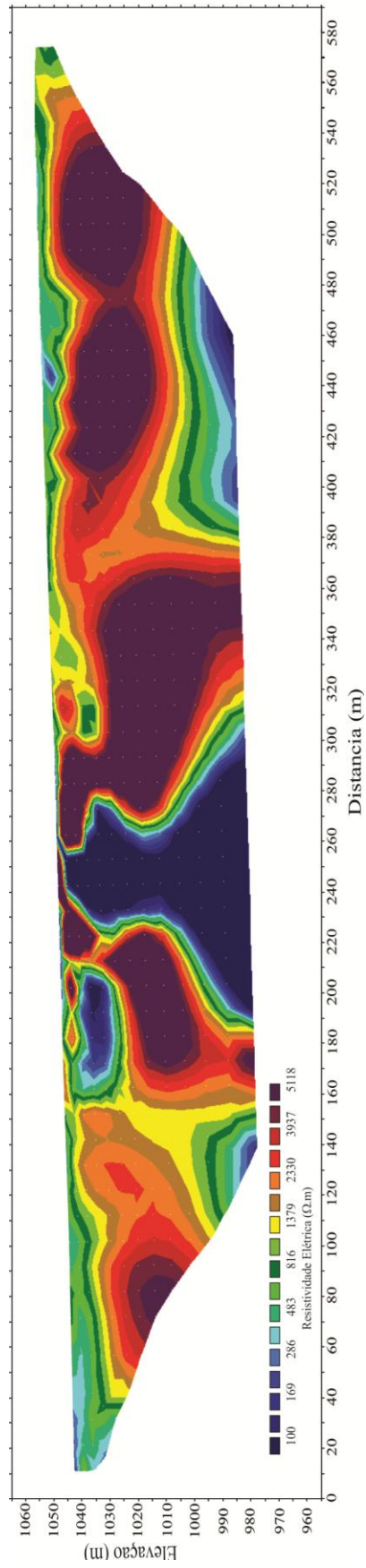


Figura 4.10 Modelo gerado utilizando o método de eletroresistividade para a quadra SQN 111/110 com escala vertical sendo a elevação.

- **SQN 109/108**

Nesta quadra foram realizados levantamentos utilizando tanto o método de eletrorresistividade quanto o método de sísmica de refração.

A **Figura 4.11** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 109/108. Foram realizadas cinco interações de inversão com erro de 7.3%.

A **Figura 4.12** apresenta o gráfico de tempo pela distancia dos sinais registrados pelos geofones para todos os tiros realizados ao longo da quadra. Abaixo está o modelo de velocidade com relação à profundidade.

A **Figura 4.13** mostra uma comparação entre o modelo de resistividade elétrica aparente, gerado pela inversão (acima) e o modelo de velocidades médias com relação à profundidade (abaixo) para a quadra SQN 109/108. Ambos os modelos estão apresentados com escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 286 e 1379 $\Omega.m$, com espessura variando entre 3 e 22 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 1379 e 5118 $\Omega.m$, com espessura mínima de 23 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 286 $\Omega.m$. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 286 $\Omega.m$, entre as posições 100 a 286 metros, detectada a partir dos 14 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

Conforme os resultados de sísmica de refração, a primeira camada apresenta velocidade média de 346 m/s, com espessuras variando de 12 a 15 metros, não apresentando boa correlação com aquelas obtidas com o método de eletrorresistividade. A segunda camada apresentou velocidade média de 1881 m/s. A linha de sísmica de refração iniciou a 7,9 metros de distância do primeiro eletrodo da linha de eletrorresistividade (**Figura 4.14**). O perfil sísmico para esta quadra é mais curto que os das demais quadras, pois se aproveitou o perfil piloto realizado nesta quadra.

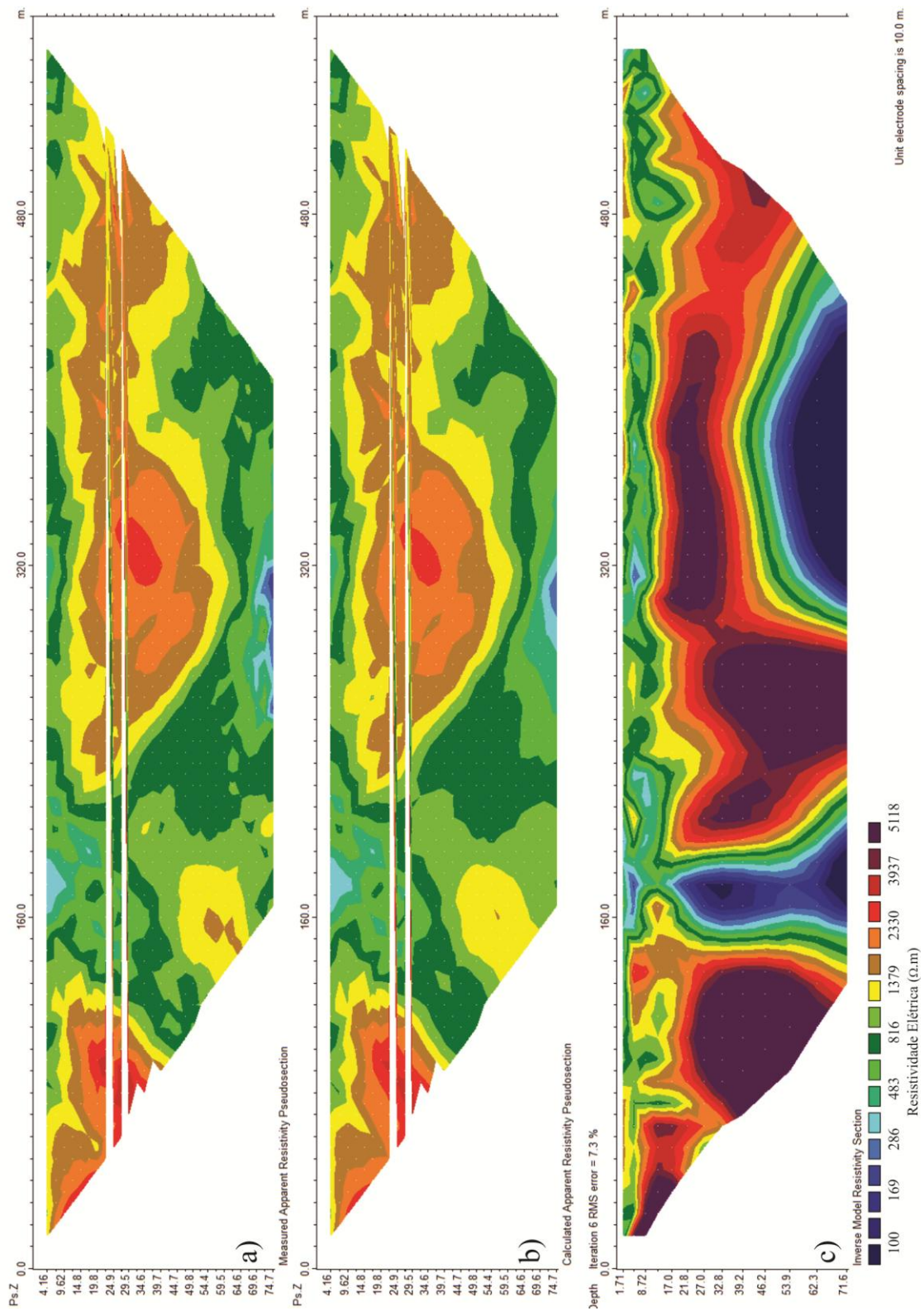


Figura 4.11 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 109/108. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

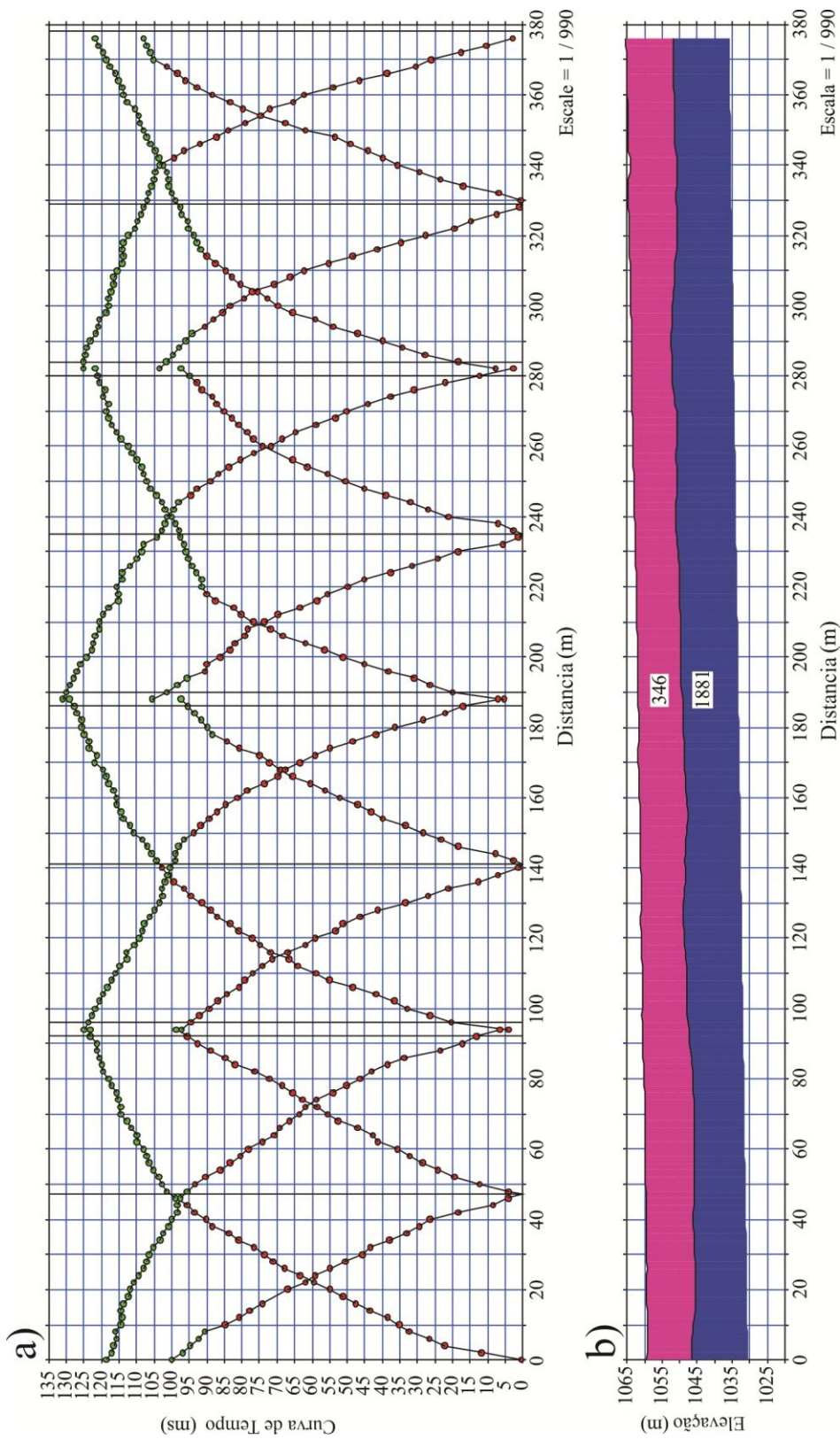


Figura 4.12 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 108/109. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.

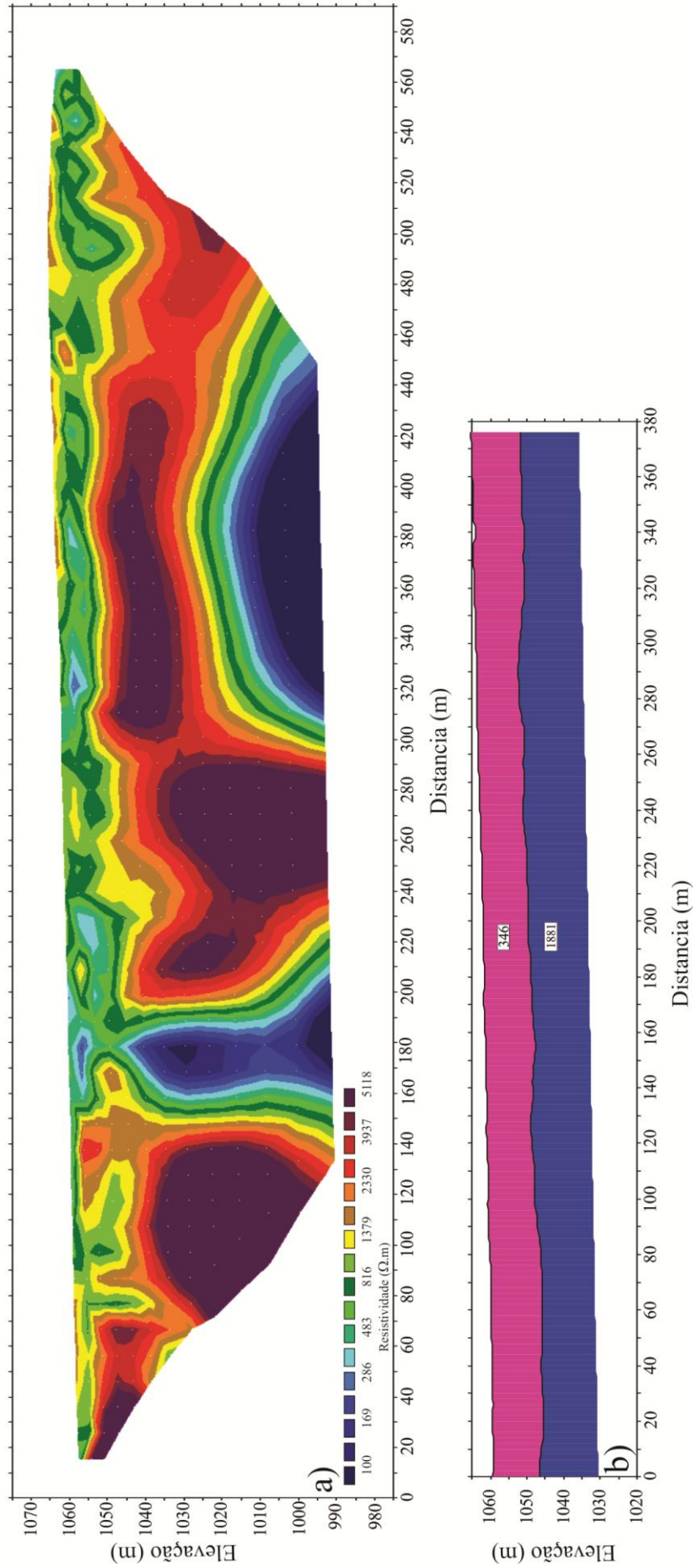


Figura 4.13 Modelos gerados para a quadra 109/108: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.

- ***SQN 107/106***

Nesta quadra não foi realizado o levantamento de sísmica de refração rasa.

A **Figura 4.14** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 107/106. Foram realizadas sete interações de inversão com erro de 12,6%.

A **Figura 4.15** representa o modelo de resistividade elétrica aparente em subsuperfície gerado pelo processo de inversão. Este modelo está apresentado com a escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 483 e 1379 Ω .m, com espessura variando entre 2 e 9 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 Ω .m, com espessura mínima de 32 metros.. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 286 e 1379 Ω .m. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 816 Ω .m, entre as posições 171 a 225 metros, detectada a partir dos 44 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

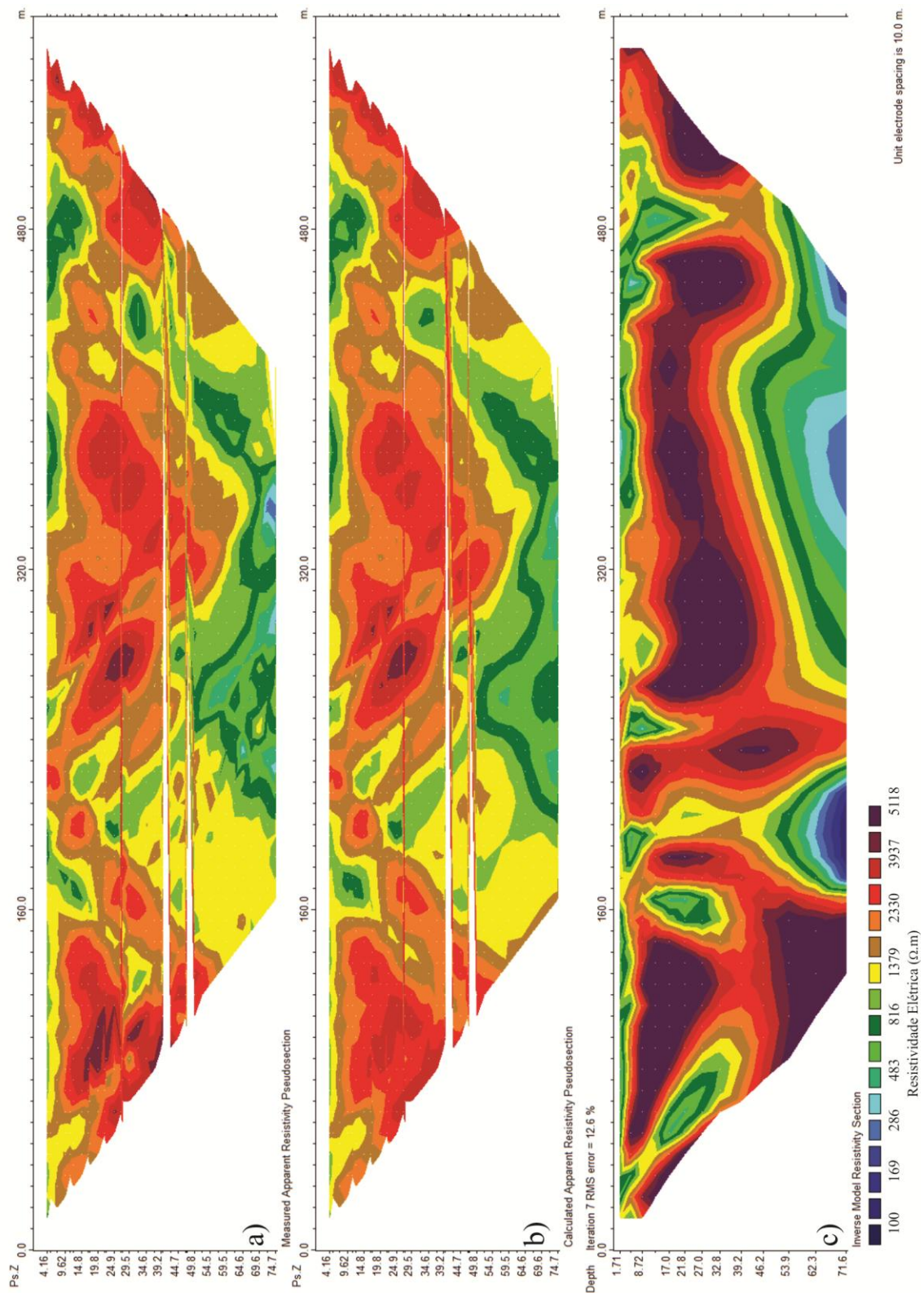


Figura 4.14 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 107/106. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

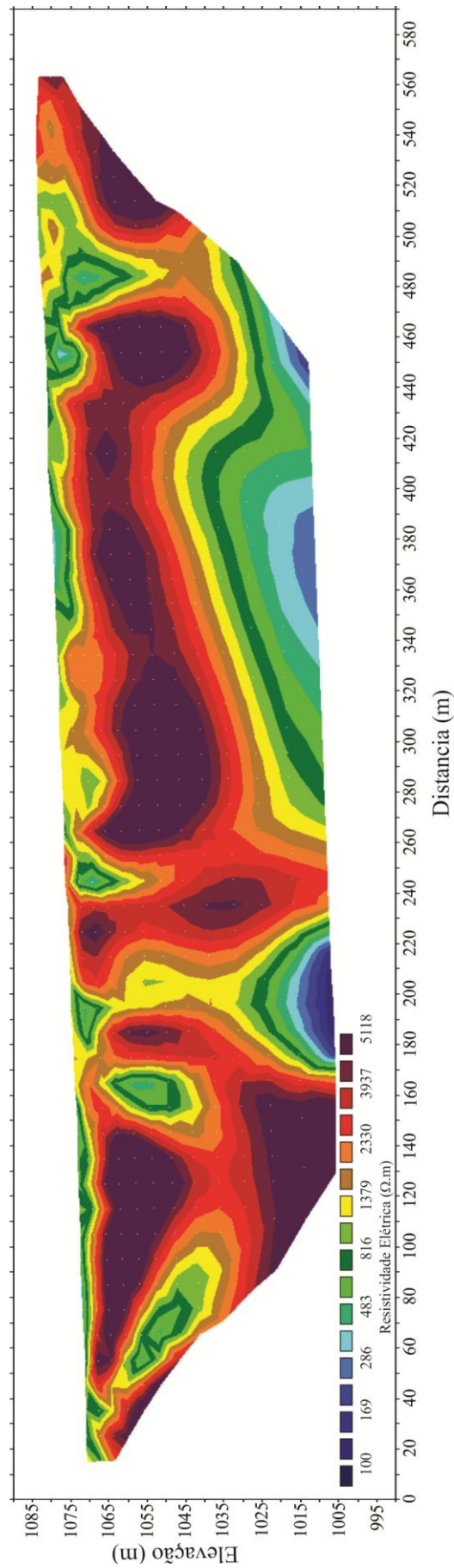


Figura 4.15 Modelo gerado utilizando o método de eletroresistividade para a quadra SQN 107/106 com escala vertical sendo a elevação.

- ***SQN 105/104***

Nesta quadra foram realizados levantamentos utilizando tanto o método de eletrorresistividade quanto o método de sísmica de refração.

A **Figura 4.16** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 105/104. Foram realizadas cinco interações de inversão com erro de 15,1%.

A **Figura 4.17** apresenta o gráfico de tempo pela distancia dos sinais registrados pelos geofones para todos os tiros realizados ao longo da quadra. Abaixo está o modelo de velocidade com relação à profundidade.

A **Figura 4.18** mostra uma comparação entre o modelo de resistividade elétrica aparente, gerado pela inversão (acima) e o modelo de velocidades médias com relação à profundidade (abaixo) para esta quadra. Ambos os modelos estão apresentados com escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 816 e 2330 $\Omega.m$, com espessura variando entre 3 e 18 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 3937 e 5118 $\Omega.m$, com espessura mínima de 15 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 2330 $\Omega.m$. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 816 $\Omega.m$, entre as posições 120 a 239 metros do perfil, detectada a partir dos 23 metros de profundidade indo até a base do modelo. A posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

Conforme os resultados de sísmica de refração, a primeira camada apresenta velocidade média de 438 m/s, com espessura variando de 3 a 15 metros. Apesar dos valores de espessura mínima e máxima serem próximos, a região onde ocorrem são diferentes para os dois métodos, indicando uma má correlação entre eles. Isso se deu, principalmente, pelo alto nível de ruído presente durante a aquisição dos dados de sísmica. A aquisição dos dados de sísmica nesta quadra ocorreu em um dia chuvoso e com ventos fortes, o que pode ter contribuído para o aumento do nível de ruído nos registros dificultando a marcação das primeiras chegadas (**Figura 4.17**).

A segunda camada apresentou velocidade média de 1243 m/s. A linha de sismica de refração iniciou a 15,5 metros de distância do primeiro eletrodo da linha de eletrorresistividade (**Figura 4.18**).

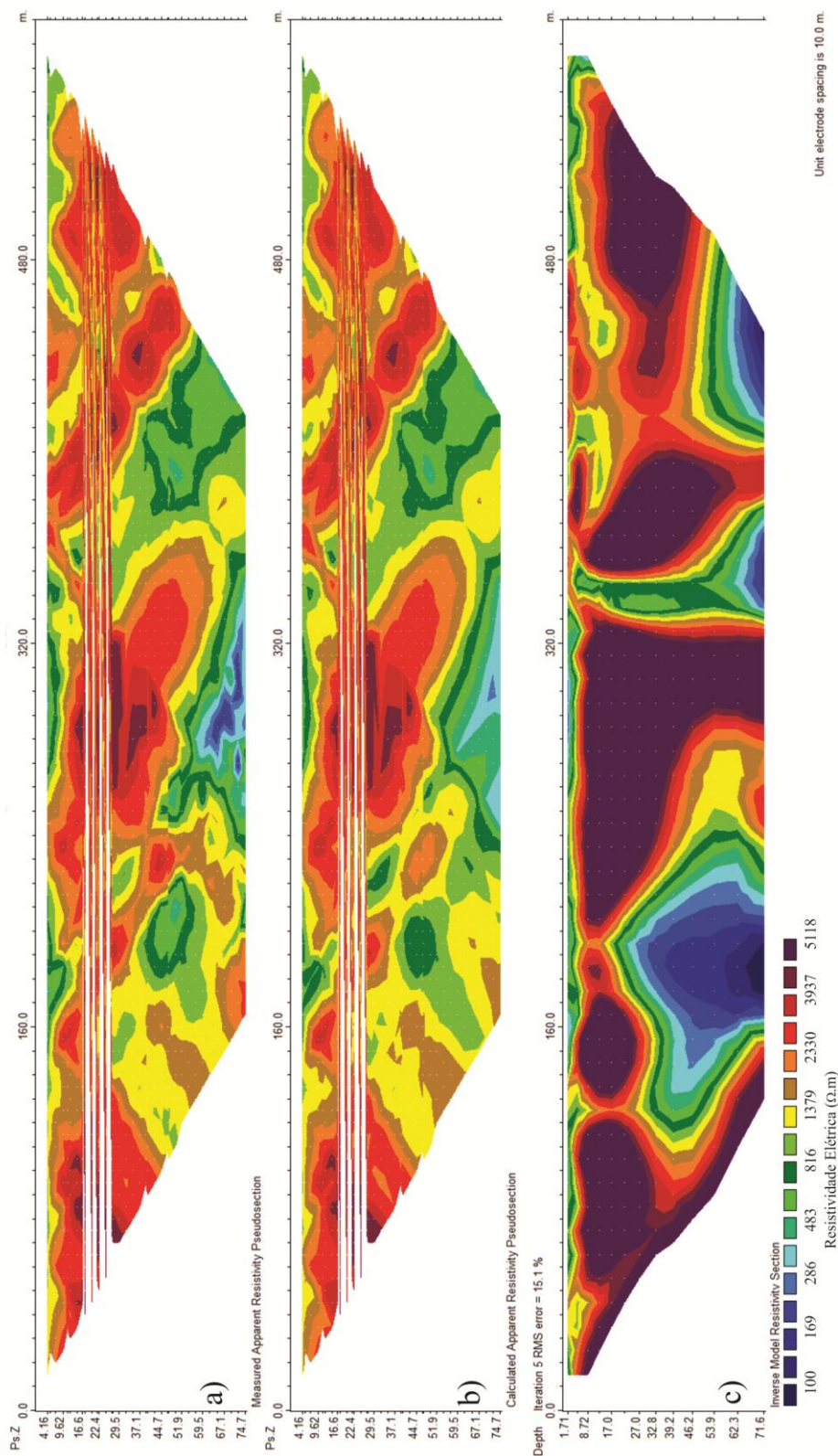


Figura 4.16 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 105/104. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

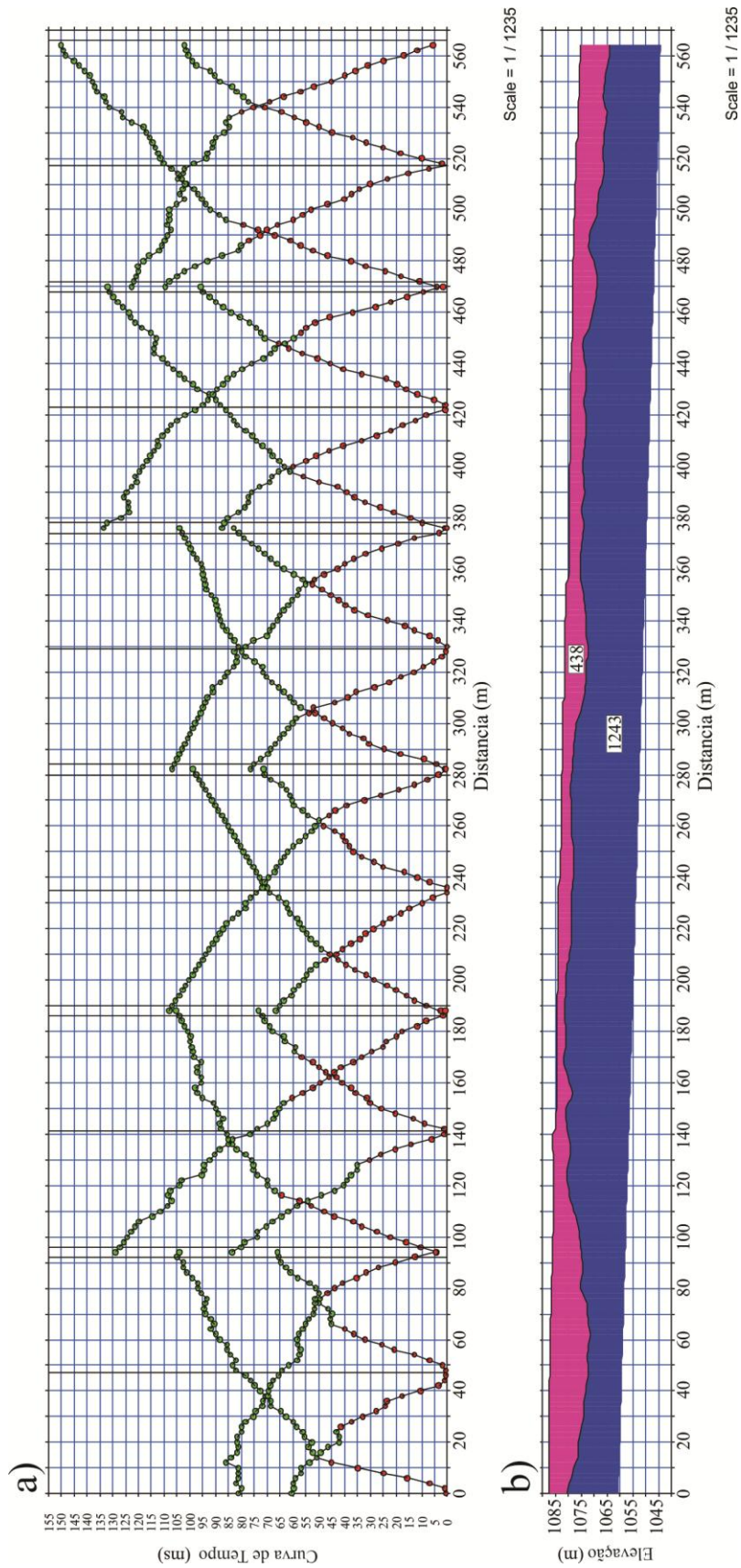


Figura 4.17 Resultado de sísmica de refração para quadra SQN 105/104. a) gráfico com tempo da primeira chegada para cada geofone. b) modelo de velocidades com relação à profundidade.

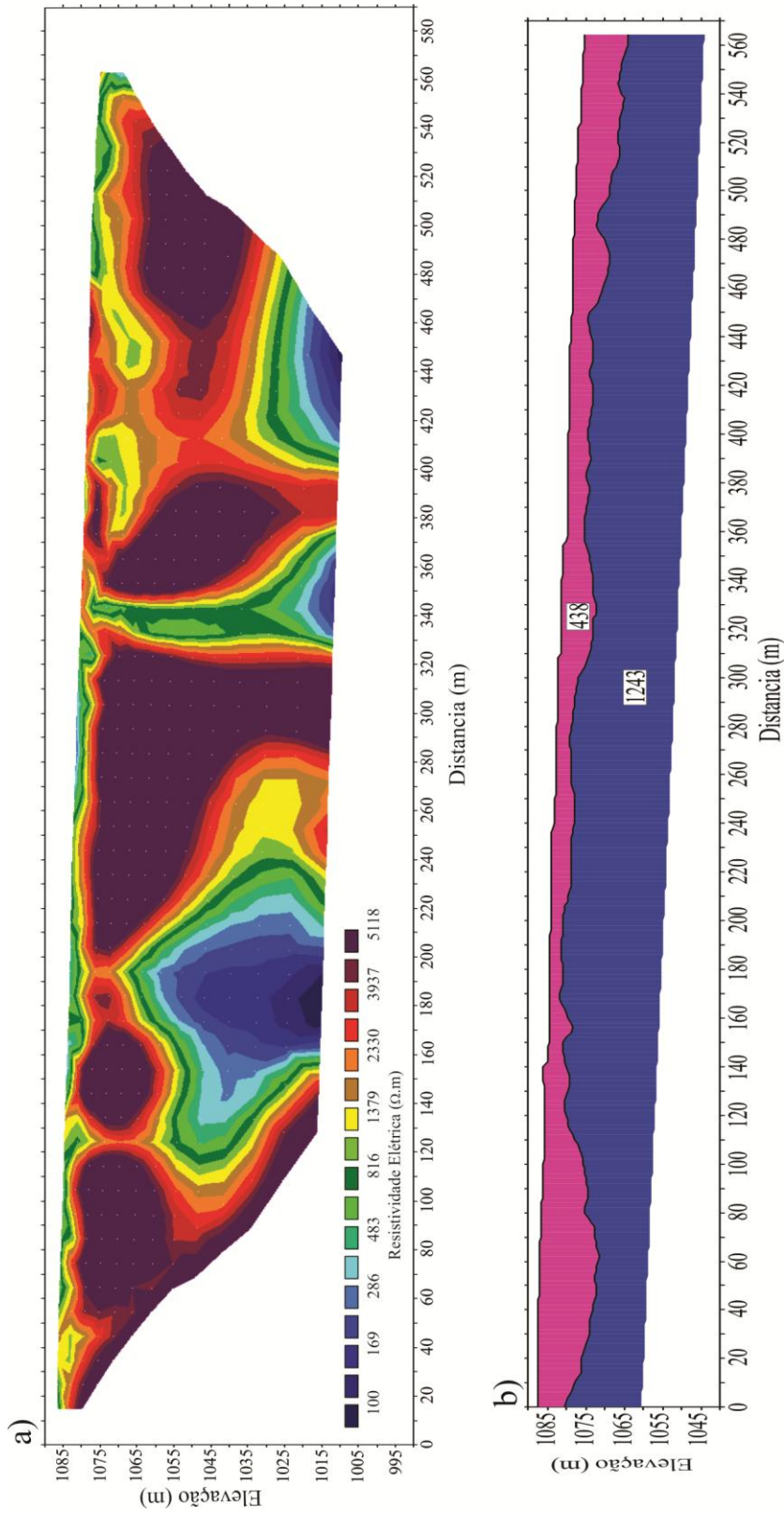


Figura 4.18 Modelos gerados para a quadra 105/104: a) método de eletrorresistividade com escala de elevação. b) método de sísmica de refração com elevação.

- ***SQN 103/102***

Nesta quadra não foi realizado o levantamento de sísmica de refração rasa.

A **Figura 4.19** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 103/102. Foram realizadas sete interações de inversão com erro de 18,1%.

A **Figura 4.20** apresenta o modelo da resistividade elétrica aparente gerado durante o processo de inversão. Este modelo está apresentado com a escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 169 e 1379 $\Omega.m$, com espessura variando entre 4 e 10 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 $\Omega.m$, com espessura mínima de 37 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 100 e 1379 $\Omega.m$. Observou-se uma anomalia verticalizada de baixa resistividade elétrica aparente, com valores entre 100 e 816 $\Omega.m$, entre as posições 160 a 220 metros, detectada a partir dos 9 metros de profundidade indo até a base do modelo. Semelhantemente ao que foi observado nas quadras anteriores, a posição desta anomalia coincide com a posição do posto de gasolina existente neste perfil.

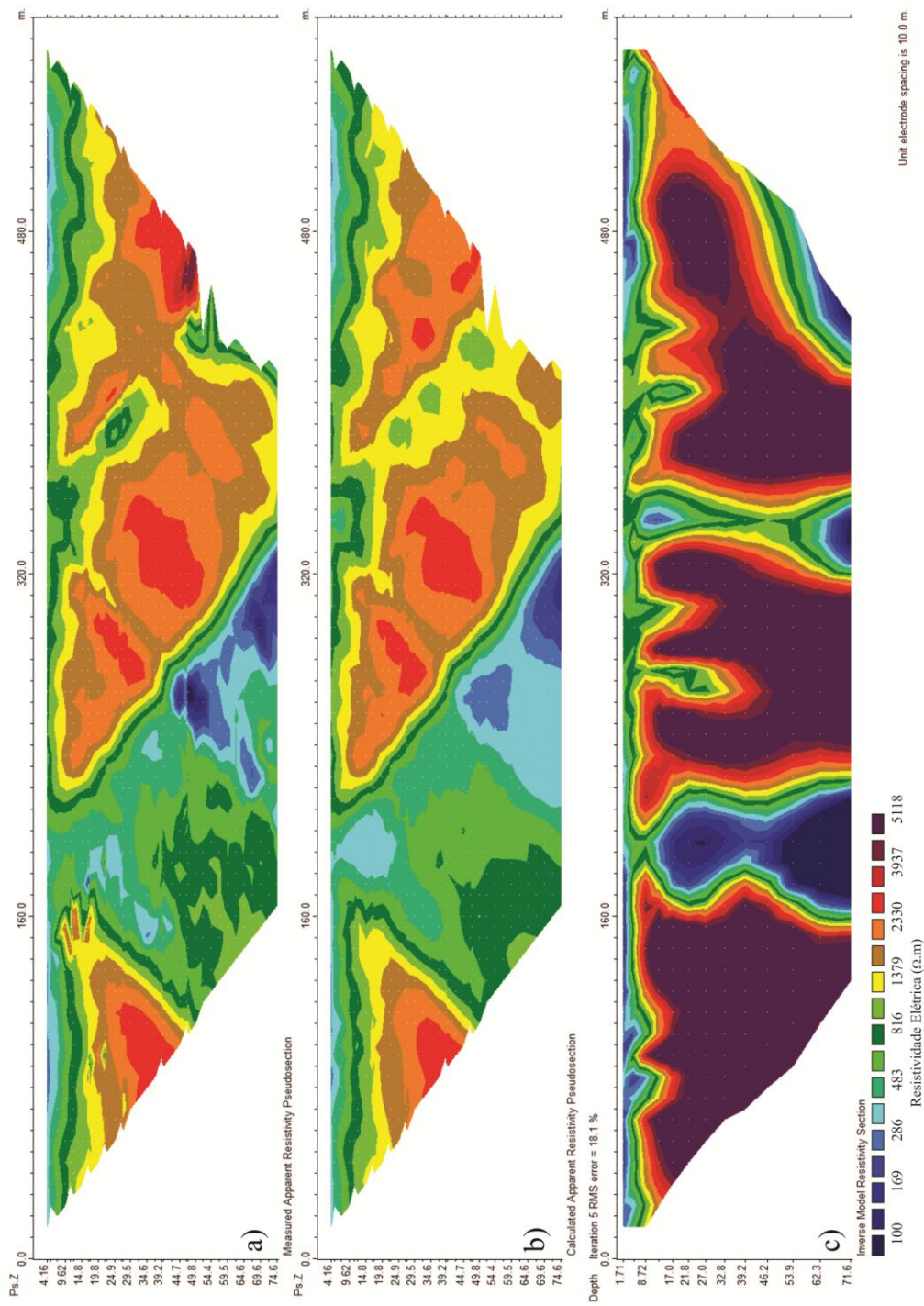


Figura 4.19 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 103/102. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

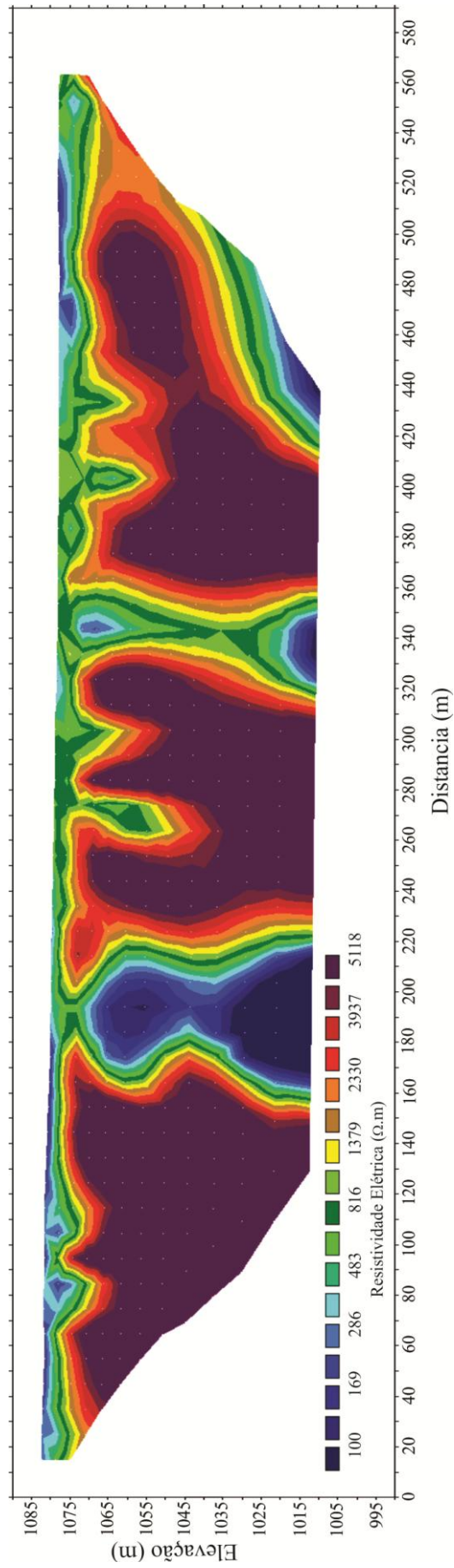


Figura 4.20 Modelo gerado utilizando o método de eletroresistividade para a quadra SQN 103/102 com escala vertical sendo a elevação.

- **SQN 101**

Nesta quadra não foi realizado o levantamento de sísmica de refração rasa.

A **Figura 4.21** apresenta as pseudo-seções e o modelo obtido após a inversão para a quadra SQN 101. Foram realizadas sete interações de inversão com erro de 5,5%.

A **Figura 4.22** representa o modelo de resistividade elétrica aparente em subsuperfície gerado pelo processo de inversão. Este modelo está apresentado com a escala vertical de elevação.

De acordo com os resultados de eletrorresistividade, a camada superficial apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 286 e 1379 Ω .m, com espessura variando entre 1 e 15 metros. A segunda camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 2330 e 5118 Ω .m, com espessura mínima de 49 metros. Para esta camada não foi detectada completamente o seu limite inferior. A terceira camada apresenta resistividade elétrica aparente variando entre 286 e 1379 Ω .m.

Nota-se que nesta quadra, bem como na quadra SQN 116 não existem as anomalias verticalizadas de baixa resistividade que foram observadas nas demais quadras. Exatamente nestas duas quadras não há existência de posto de gasolina, sugerindo que aquelas anomalias devem estar relacionadas com a presença do posto.

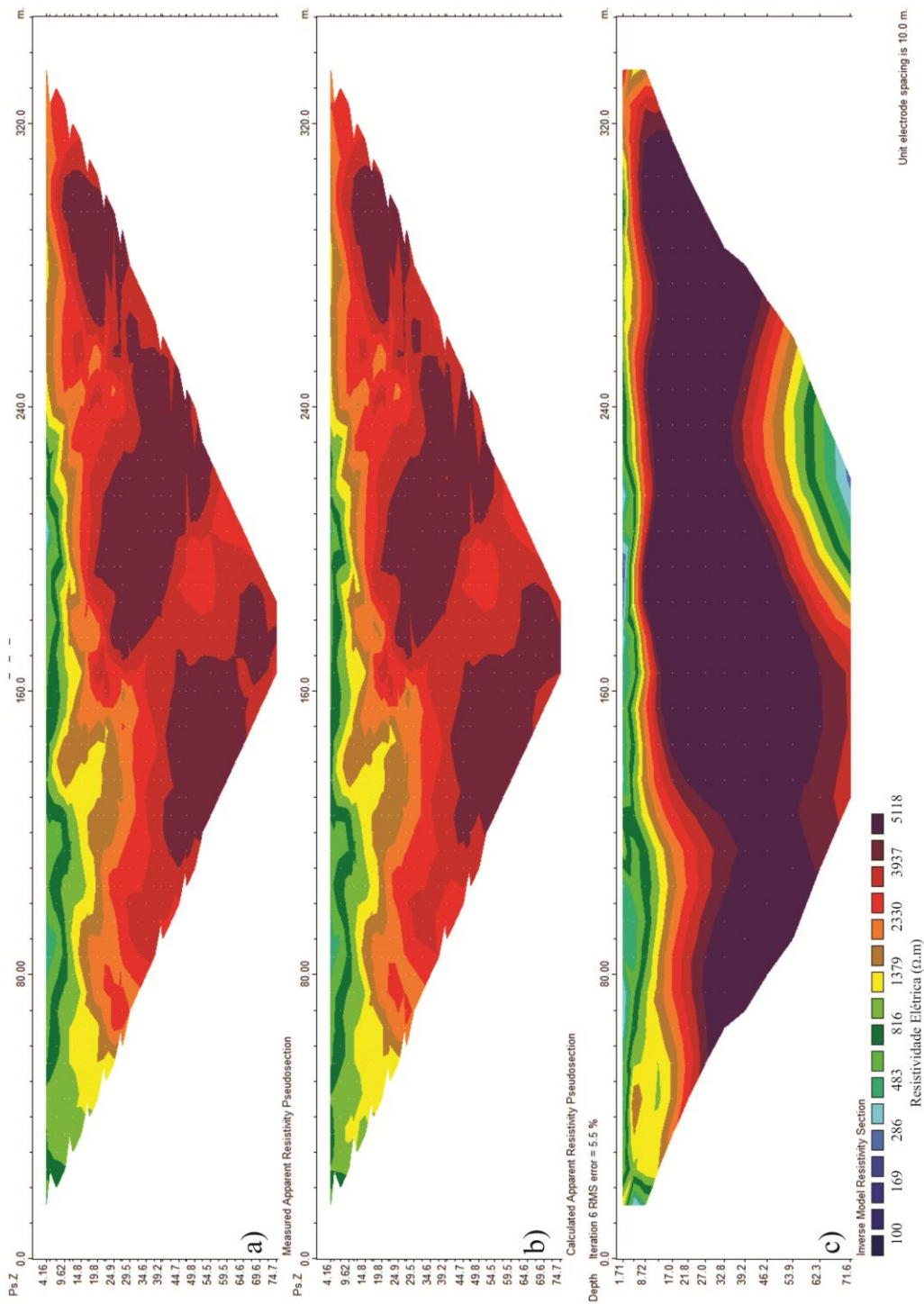


Figura 4.21 Resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade aparente (ρ_a) da linha elétrica da quadra SQN 101. a) Pseudo-seção de ρ_a dos dados de campo. b) Pseudo-seção de ρ_a calculada. c) Seção de resistividade elétrica, obtida por meio da modelagem inversa.

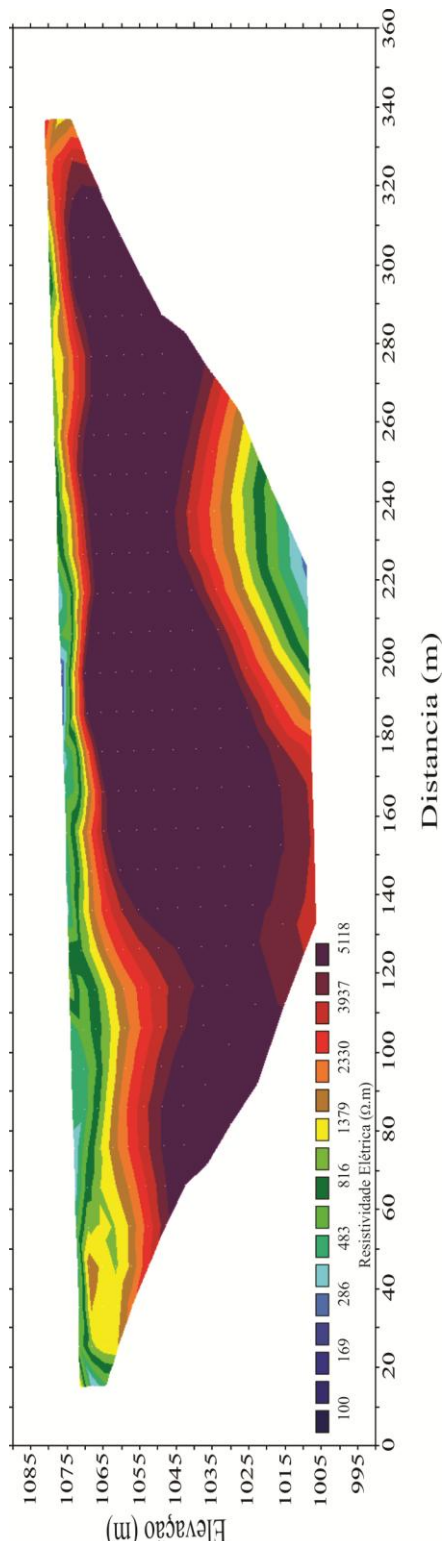


Figura 4.22 Modelo gerado utilizando o método de eletroresistividade para a quadra SQN 101 com escala vertical sendo a elevação.

CAPÍTULO 5

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Com objetivo de observar a continuidade lateral das camadas, um processamento em conjunto dos dados de eletrorresistividade, adquiridos separadamente, foi realizado. Com base neste processamento, comparando o seu resultado com os de sísmica de refração, foi elaborado um modelo interpretativo da geologia da área de estudo (**Figura 5.1**).

Os resultados obtidos possibilitaram diferenciar camadas geofísicas distintas. Para as duas primeiras camadas foi possível correlacionar os resultados de eletrorresistividade e sísmica de refração, com uma boa coincidência da profundidade da interface que as separam.

A camada mais superficial possui espessura média de 11 metros, com mínima de 1 metro e máxima de 23 metros. Esta camada é interpretada como um material desagregado, em função das baixas velocidades observadas para esta camada (em média de 430 m/s), concordantes com materiais de alta porosidade, baixa coesão e baixa densidade (BURGER *et al.*, 2006). Este material pode estar relacionado ao solo, incluindo os horizontes pedológicos *A* e *B*, ou ao aterro utilizado na construção do eixo rodoviário, ou ainda uma combinação destes dois materiais. Além disso, em função da heterogeneidade composicional desta camada, registrou-se um intervalo de resistividades de 100 a 816 Ω .m. Outros fatores que contribuem para esta variabilidade são: a porosidade, a umidade e a compactação. Ainda, variações de resistividade desta camada ao longo do perfil, podem ser atribuídas à influência da topografia no conteúdo de água no solo (e.g. SQN 114/115, **Figura 5.1**).

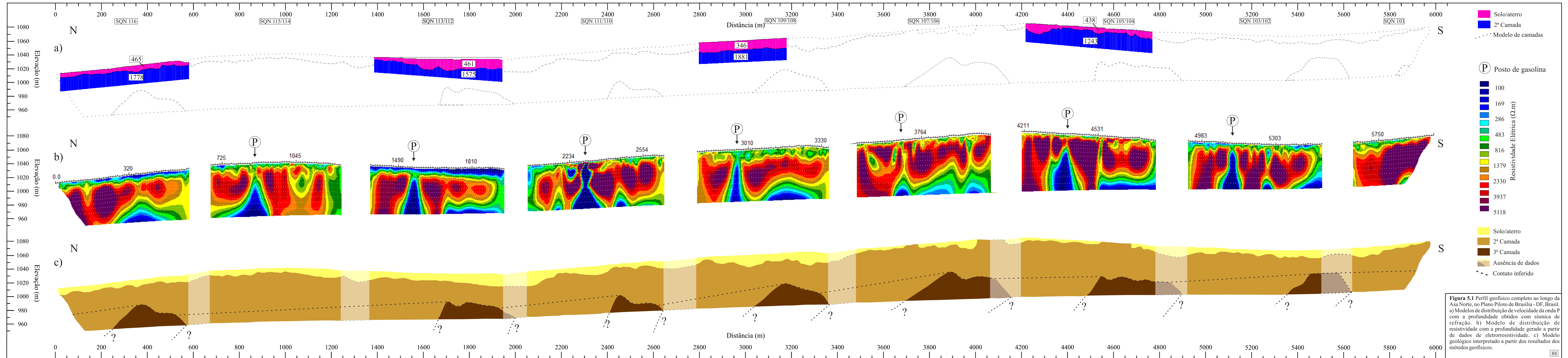


Figura 5.1 Perfil geofísico completo ao longo da Asa Norte, no Plano Piloto de Brasília - DF, Brasil. a) Modelos de distribuição de velocidade da onda P com a profundidade obtidos com sísmica de refração. b) Modelo de distribuição de resistividade com a profundidade gerado a partir de dados de eletrorresistividade. c) Modelo geológico interpretado a partir dos resultados dos métodos geofísicos.

A segunda camada que ocorre logo abaixo da camada superficial é a mais expressiva em todo o perfil (**Figura 5.1**). Em média a velocidade da onda P nesta camada é de 1440 m/s, indicando que o material que a compõe é mais compacto quando comparado com o da camada subjacente. No que se refere à propriedade elétrica, esta camada apresenta as maiores resistividades obtidas, com valores acima de 2000 Ω .m. Esta camada é interpretada, em função das características físicas e do contexto geológico, como a rocha metamórfica saprolitizada (alteração de rochas da unidade metassiltito argiloso – S, do Grupo Paranoá – CAMPOS, 2004; ZEE-DF, 2012). O comportamento geoeletrico desta camada é heterogêneo, apresentando variações significativas na sua espessura, além de variações laterais de resistividade, que devem estar relacionadas a alternâncias entre pacotes intemperizados de metassiltitos argilosos (baixa resistividade) e de quartzitos (alta resistividade). Uma comparação entre os resultados de sísmica de refração e de ensaio de penetração padrão (*Standard Penetration Test – SPT*), realizados na quadras SQN 113/112 mostrou uma ótima correlação entre as profundidades observadas com os dois métodos (NOGUEIRA *et al.*, 2011), confirmando o aumento da velocidade da onda sísmica com o acréscimo da resistência mecânica em subsuperfície.

Conforme descrito por Freitas-Silva e Campos (1998), a unidade ardosiana (A) do Grupo Paranoá ocorre na porção final da Asa Norte. Nesta unidade ocorrem lentes métricas de quartzito, e deste modo esperava-se um padrão predominante de baixa resistividade (ardósias) com pequenas intercalações de alta resistividade (quartzitos). Todavia os resultados mostram padrões de alta resistividade intercalando também com padrões de baixa resistividade, ambos com espessuras superiores a 100 metros (**Figura 5.1**). Deste modo, a terceira camada geoeletrica representa os metassiltitos argilosos da unidade (S) do Grupo Paranoá. Também, interpreta-se que esta unidade estende-se ao longo de toda a Asa Norte.

Em função das similaridades de valores de resistividade elétrica entre o quartzito alterado (parte da segunda camada) e o quartzito pouco alterado, não foi possível discriminá-los no perfil geoeletrico (**Figura 5.1**), sendo o limite entre os mesmos, projetado em função do topo dos metassiltitos argilosos. Além disso, as formas das anomalias de alta condutividade sugerem que a terceira camada geoeletrica mergulhe para NW, concordando com o controle estrutural regional.

As anomalias verticalizadas de baixa resistividade que ocorrem nas posições 870, 1560, 2300, 2950, 3680, 4400 e 5110 metros, coincidem com a localização de postos de

fornecimento de combustíveis (**Figura 5.1**). Este tipo de anomalia assemelha-se às encontradas em zonas de cisalhamento, onde existe a percolação constante de água subterrânea, todavia em função deste padrão ocorrer sempre abaixo dos postos de combustível, esta hipótese foi descartada.

Este padrão de anomalia, quando associado a postos de combustíveis pode ocorrer devido a alguns fatores, dentre os quais se destacam: a existência de combustíveis no subsolo relacionada a antigos vazamentos de tanques de gasolina ou óleo diesel (SAUCK, 2000); a absorção da corrente elétrica, injetada no meio, pelo tanque de combustível ou pela malha de aço do pavimento do posto; e a constante infiltração de água no subsolo relacionada à atividade de lavagem de veículos.

Devido à falta de acesso a informações de poços de sondagem geológica, bem como de dados construtivos e operacionais dos postos, não foi possível relacionar as anomalias a vazamentos ou a influência de metais no fluxo de corrente elétrica. Porém, verificou-se, em campo, que todos os postos mantêm um serviço diário e intenso de lavagem de veículos, o que pode explicar a presença destas anomalias nas seções de eletrorresistividade.

CAPÍTULO 6

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos neste trabalho possibilitaram o mapeamento das interfaces geológicas que ocorrem ao longo da parte central da Asa Norte, ao longo do futuro trecho norte do metrô de Brasília.

A realização de testes de arranjos de eletrodos e geofones para definir os melhores parâmetros de campo mostraram-se fundamentais para o desenvolvimento da pesquisa, minimizando tempo de execução, o custo e a ambigüidade das aquisições.

Os testes de eletrorresistividade comprovaram que o arranjo dipolo dipolo, apesar da baixa razão sinal/ruído, compensada pela eficiência do equipamento, possui a melhor resolução horizontal dentre os arranjos testados.

Os testes de fonte sísmica mostraram que existe um limite de golpes por tiro (20 marretadas), para além do qual não há melhora na qualidade do sinal sísmico registrado, principalmente para os geofones com grandes afastamentos (a partir de 90 metros).

Os experimentos realizados com os geofones de 14 e de 40 Hz mostraram que os registros da onda refratada são muito similares para ambos sensores. No caso de estudos em áreas urbanas, espera-se que o sinal de interesse possua maiores frequências, no entanto, para este trabalho optou-se usar os geofones de 14 Hz para registrar também as menores frequências (entre 14 e 300 Hz).

Devido ao elevado ruído ambiental na área de estudo, houve uma limitação na aplicação da sísmica de refração, impossibilitando o mapeamento das estruturas profundas encontradas com a eletrorresistividade.

A utilização do arranjo dipolo dipolo, nas aquisições de eletrorresistividade, possibilitou investigar até a profundidade média de 70 metros, com o imageamento das principais camadas geológicas.

O modelo geológico elaborado com os resultados obtidos mostra 3 camadas geofísicas distintas: 1) camada mais superficial possui baixa resistividade elétrica (em média de 100 a 816 $\Omega.m$) e baixa velocidade da onda P (em média velocidade de 430 m/s), interpretada como o pacote de solo/aterro; 2) a segunda camada tem alta velocidade sísmica (média de 1440m/s) e alta resistividade elétrica (acima de 2000 $\Omega.m$), interpretada como um pacote saprolitizado de metassiltitos argilosos e quartzitos (unidade S do Grupo Paranoá); 3) a camada mais profunda, registrada apenas com os dados de eletrorresistividade, possui uma resistividade elétrica média de 300 $\Omega.m$, sendo interpretada como metassiltitos argilosos da unidade S menos alterados que a camada superior.

Além das camadas, foram encontradas anomalias condutivas verticais coincidentes, em superfície, com os postos de abastecimento de combustíveis. Estas anomalias foram interpretadas como zonas de percolação de água superficial proveniente do processo de lavagem de veículos.

Os resultados dos métodos geofísicos de sísmica de refração e eletrorresistividade ajudaram estimar a espessura do material inconsolidado ao longo de todo o futuro trecho do metrô da Asa Norte de Brasília, auxiliando no desenvolvimento do projeto construtivo do metrô, minimizando o custo no planejamento da obra e o risco de desabamento durante as escavações.

Para os futuros trabalhos na área, recomenda-se a realização de furos de sondagem para averiguação das interpretações. Sugere-se também o desenvolvimento de aquisições de sísmica de reflexão para o aperfeiçoamento do modelo geológico da região.

CAPÍTULO 7

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, P. C., 2009. Cartografia Geotécnica para Obras Subterrâneas: Condições de Construções de Garagens Subterrâneas e Metrô no Plano Piloto de Brasília. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, Publicação G.DM 178/09, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 168 p.

ARAKI, M. S., 1997. Aspectos relativos às propriedades dos solos porosos colapsíveis do Distrito Federal. *Dissertação de Mestrado em Geotecnia*, Publicação G.DM 040A/97, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 121 p.

BARKER R. D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*. Vol. 54: 1031 – 1037.

BLANCO, S. B., 1995. Aspectos de Geologia de Engenharia da Escavação do Metrô de Brasília: Trecho Asa Sul. Dissertação de Mestrado, publicação nº G.DM 019/95. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 95p.

BOGOSSIAN, J., 2009. Sedimentologia da Unidade Psamo-Peli-Carbonatada, Grupo Paranoá e da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí: Exemplos de sedimentação mista siliciclástica no Proterozóico da Faixa Brasília. 16p. (Relatório Final de Iniciação Científica, Universidade de Brasília).

BOUDREAULT, J.-P.; DUBÉ, J.-S.; CHOUTEAU, M.; WINIARSKI, T.; HARDY, É., 2010. Geophysical characterization of contaminated urban fills. *Engineering Geology*, n.116 p.196–206.

BRAGA, A. C. de O., 1997. Métodos Geométricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica – Formações Rio Claro e Corumbataí, no município de Rio Claro – SP, Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 169p.

BURGER, H. R.; ANNE, F. S.; JONES, C. H., 2006. Introduction to Applied Geophysics – Exploring the Shallow Subsurface. W.W.Norton & Company, New York & London, 554p.

CARVALHO, L.C., 1995. Análise de estabilidade da frente de escavação e de deslocamentos do túnel do Metrô/DF. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, publicação nº G.DM 025A/95. Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 78p.

CAMPOS, J. E. G., 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: Bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 34 (1), p. 41-48.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P., 1988. Applications of ground penetrating radar to mining, groundwater and geotechnical projects: Selected case histories. In: Workshop on Ground Probing Radar, Ontario: Geological Survey of Canada, paper 90-4, p.49-55.

deGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S.; 1990, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics*, 55.p.1613-1624.

EDWARDS, L.S. 1977. A modified pseudo-section for resistivity and induced polarization. *Geophysics*, Vol. 42(3): 1020-1036.

ELIS, V. R., 1999. Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro, SP, 264p.

EMBRAPA - Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solo. 1978a. Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS. 1978. 455p. (EMBRAPA-SNLCS. Boletim Técnico, 53).

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação dos Solos. 1978b. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Distrito Federal. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, EMBRAPA, SNLCS, Boletim Técnico, 455p.

FARIA, A., 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Brasília. 199p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília).

FREITAS-SILVA, F.H.; CAMPOS, J.E.G., 1998. Geologia do Distrito Federal. In: IEMA/SEMATEC/UnB. Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília. Vol.1, parte I. 86p.

GANDOLFO, O. C. B.; GALLAS, J.D.F., 2007. O arranjo polo-dipolo como alternative ao dipole-dipolo em levantamento 2D de eletrorresistividade. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 25(3), 227-235.

GDF - Governo do Distrito Federal, 2012. Disponível em <http://www.brasilia.df.gov.br/045/04501002.asp> (acessado em 09 de janeiro de 2012).

GOTOMO, 2010. RES2DINV Version 3.59. for Windows XP/Vista/7. Rapid 2D resistivity and IP inversion using the least-squares method. *User's Manual*, 148p.

GRANDJEAN, G.; GOURRY, J. C.; BITRI, A., 2000. Evaluation of GPR techniques for civil-engineering applications: study on a test site. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier, 45: 141-156.

GRIFFITHS, D. H.; TURNBULL, J., 1985. A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break* **3** (No. 7), 16-20.

GRIFFITHS, D. H.; TURNBULL, J.; OLAYINKA, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer controlled array. *First Break* **8**, 121-129.

GRIFFITHS, D. H.; BAKER, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, **29**, 211-226.

HABBERJAM, G. M., 1979. *Apparent resistivity observations and the use of square array techniques*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 152p.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2010. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=df#> (acessado em 09/01/2012).

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia, 2012. Disponível em <http://www.inmet.gov.br/> (acessado em 04/02/2012).

KHALIL, M. H.; HANAFY, S. M., 2008. Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt. *Journal of Applied Geophysics*, 65 (2008) p.132–141.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I., 2009. Geofísica de exploração. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina do Texto, 438p.

KNODEL, K.; LANGE, G.; VOIFT, H.-J. 2007. *Environmental Geology – Handbook of Field Methods and Case Studies*. Springer, Germany, 1357 pp.

LAGO, A.P., 2009. Investigação geofísica 2D e 3D com aplicação em meio ambiente: estudo sobre uma área de disposição de resíduos de óleo lubrificante no município de Ribeirão Preto – SP. Dissertação de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 194p.

LOKE M. H.; BARKER R. D., 1996a. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, Vol. 44: p.499-523.

LOKE M. H.; BARKER R. D., 1996b. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, p.131-152.

LOKE, M.H., 2010. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 145p. Disponível em: <http://www.goelectrical.com/downloads.php> (acessado em 10/05/2010).

MARTINS, E. S., 2000. Petrografia, Mineralogia e Geomorfologia de Rególitos Lateríticos do Distrito Federal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 196 p.

McNEILL, J.D. 1990. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. In: WARD, S.H. Investigations in Geophysics No. 5, Geotechnical and Enviromental Geophysics, Vol. I: Review and Tutorial. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. p.147-189.

MENKE, M., 1984. *Geophysical Data Analysis-Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc., Orlando, FL.

METRÔ – DF 2012 - Metrô - DF disponível em <http://www.metro.df.gov.br/> (acessado 09/01/2012).

METROBITS, 2012. Disponível em <http://mic-ro.com/metro/table.html> (acessado em 07/02/2012).

MILSON, J., 2003. Field Geophysics: The Geological Field Guide Series. Third Edition. Wiley, University College London, England, 232p.

NOGUEIRA, P. V, ROCHA, M. P, SEIMETZ, E.X, CAVALCANTI, M, M., AZEVEDO, P.A., BORGES, W.R., 2011. Estudo das diferenças litológicas ao longo do trecho norte do metrô de Brasília utilizando sísmica de refração. Vol 1: Anais do XVII Congresso de Iniciação Científica da UnB.

OLAYINKA, A.I.; YARAMANCI, U. 2000. Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. *Journal of Applied Geophysic*, Vol. 45: 63–81.

OLIVEIRA, M. G., 1996. Mapeamento geotécnico da asa sul – Brasília – DF. Dissertação de Mestrado, publicação nº G.DM-036/96. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 154 p

ORELLANA, E., 1972. Prospeccion geoelectrica em corriente continua. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 523p.

PAZDIREK, O.; BLAHA, V., 1996. Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts, Amsterdam.

PORSANI, J.L., 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado – SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 145p.

PRADO, R.L., 2000. A sísmica de reflexão e o radar de penetração no solo na investigação geológico-geotécnica em ambientes urbanos: Um estudo na cidade de São Paulo – SP, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 174p.

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

SAUCK, W. A., 2000. A model for the resistivity structure of LNAPL plumes and their environs in sandy sediments. *Journal of Applied Geophysics* 44 (2000). p.151–165.

SASAKI, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40,p.453-464.

SCHEIDEGGER, A. E.; WILLMORE, P. L., 1957. The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys. *Geophysics* 22, 9-21.

SEIMETZ, E. X.; ROCHA, M. P.; BORGES, W. R.; CAVALCANTI, M. M.; NOGUEIRA, P. V.; AZEVEDO, P. A., 2011. Elaboration of a geotechnical model using geophysical methods: Case of the future northern section of Brasília metro - Preliminary Results. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, 2011, Rio de Janeiro. 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF. – CD-ROM.

SEMARH - Secretaria do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos, 2012 -- Textos sobre geologia, hidrogeologia, solos e geomorfologia em parte adaptados do Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal e de Estudos de Impacto Ambientais dos quais os autores participaram. Disponível em http://www.semarh.df.gov.br/semarh/site/la_goparanao/cap03/04.htm (acessado em 07/02/2012).

SILVA, C.P.L., 2011. Cartografia Geotécnica Tridimensional do Setor Noroeste de Brasília. Publicação G.TD 072/2011, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 299 p.

STDF- Secretaria de Estado de Transportes do Distrito Federal, 2012 -. Disponível em <http://www.st.df.gov.br/> (acessado em 07/02/2012)

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P., SHERIFF R, E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 770p.

UOL, 2012- Notícias – Especial Metrô. Disponível em <http://noticias.uol.com.br/especiais/metro/2009/07/29/ult7902u2.jhtm> (acessado em 07/02/2012).

WARD, O. S. H., 1990. Resistivity and Induced Polarization Methods. Geotechnical and Environmental Geophysics, Volume 1: Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK, p. 147-189.

ZEE-DF – Zoneamento Ecológico-Econômico do Distrito Federal, 2012. Subproduto 3.1 – Relatório do Meio Físico e Biótico. Disponível em <http://www.zee-df.com.br/produtos.html> (acessado em 07/02/2012).