

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Dissertação de Mestrado

“Versão Corrigida. O original encontra-se na Unidade”

**Caracterização Geométrica por Meio de Inversão
Conjunta 1D de SEV/TDEM na Região de Urupês-SP,
Bacia do Paraná: Aplicações em Hidrogeologia**

Aluno: David Nakamura Leite

Orientador: Jorge Luís Porsani

Junho de 2013

Aos meus pais, Nair e Moisés e
a minha irmã, Mariana.

Agradecimentos

Este trabalho contou com a ajuda de muitas pessoas, então, nada mais justo que agradecê-las por suas valorosas contribuições. E quando digo contribuição, não necessariamente é um artigo científico ou uma discussão formal a respeito dos parâmetros a serem utilizados; Às vezes, um simples gesto amigo faz toda a diferença e nos incentiva ainda mais a prosseguir em nossos objetivos.

Primeiramente, agradeço a Deus pela saúde e perseverança. Agradeço também a minha família pelo apoio fornecido nestes últimos dois anos. Em especial aos meus pais, Nair e Moisés e a minha irmã, Mariana. Sem vocês, esta caminhada teria sido muito mais difícil. Obrigado pela presença, preocupação e paciência.

Agradeço a minha namorada, Tiziane. Sei que você e minha irmã fizeram um esforço para aguentar-me nos últimos meses, por isso, meus sinceros agradecimentos.

Aos meus tios, Lourdes e Valdir, por sempre me apoiarem e ajudarem nos momentos de dificuldade em São Paulo.

Ao professor e amigo, Doutor Jorge Luís Porsani. Certamente, suas dicas e conselhos contribuíram não só pela realização deste trabalho, mas também para minha formação como pessoa ao longo destes últimos anos. Obrigado pela paciência e dedicação.

Aos professores, Vágner R. Elis e Francisco Y. Hiodo, por nunca terem medido esforços quando precisei da ajuda de vocês.

Aos amigos e técnicos do IAG/USP, Ernande C. Santos e Marcelo Stangari, por sempre estarem prontos para o campo “rs”. As dicas e ensinamentos de campo foram fundamentais para a realização deste trabalho.

Aos amigos que sempre deram valorosas contribuições, Cassiano, Divanir, Emerson, Marco (calma Marcão, não iremos mais fazer aquisições sobre o rio Tietê), Sérgio, Thiago (XV), Vinícius. O campo certamente fica mais fresco com tanta frescura reunida. Meu muito obrigado a todos vocês.

Agradeço também aos funcionários do IAG/USP que sempre foram muito solícitos. Teca, Virgínia, Edílson, Dênis, entre outros. Obrigado.

A todo pessoal do DAEE de Araraquara, em especial ao geólogo José Luiz que contribui com importantes informações de poços.

E por fim, agradeço ao CNPQ pela oportunidade de estudar com bolsa de estudos.

Sumário

Agradecimentos	i
Índice de Figuras.....	iv
Índice de Tabelas.....	viii
Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução e Objetivos	1
2 Área de Estudo.....	3
2.1 Geologia	4
2.1.1 Bacia do Paraná.....	4
2.1.2 Supersequência Gondwana III.....	5
2.1.3 Supersequência Bauru	7
2.1.4 Aquíferos	8
2.1.5 Estruturações	10
2.1.6 Poços	11
3 Metodologia	14
3.1 Método da Eletrorresistividade	14
3.1.1 Breve Histórico	14
3.1.2 Princípios Físicos do Método da Eletrorresistividade.....	15
3.1.3 Arranjos de Campo	20
3.2 Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM)	21

3.2.1	Breve Histórico	21
3.2.2	Princípios Físicos do Método TDEM.....	24
3.2.3	Ruídos e Acoplamentos	29
3.2.4	Modos de Aquisição	31
3.3	Inversão Conjunta SEV/TDEM.....	33
3.4	Estudo da Sensibilidade dos Métodos Geofísicos	36
4	Aquisição e tratamento dos Dados.....	46
4.1	Aquisição dos Dados	46
4.2	Tratamento dos Dados.....	50
5	Discussão dos Resultados das Inversões Conjuntas.....	53
5.1	Mapas	72
6	Conclusões e Recomendações.....	79
7	Referências Bibliográficas.....	81
	Apêndice A: Inversões Conjuntas e Individuais	87

Índice de Figuras

Figura 2.1. Localização de Urupês (Adaptado de Almeida, 2011).	3
Figura 2.2. Bacia do Paraná (Adaptado de Paulipetro, 1981).	6
Figura 2.3. Disposição do Aquífero Bauru, Serra Geral e Botucatu (Adaptado de Iritani & Ezaki, 2009).	8
Figura 2.4. Principais lineamentos localizados no interior do Estado de São Paulo (Adaptado de Etchebehere et al., 2007).....	11
Figura 2.5. Poços e linhas de drenagens em Urupês.	12
Figura 3.1. Ponto de corrente num meio homogêneo e isotrópico (Modificado de Parasnis, 1986).....	17
Figura 3.2. Arranjo Schlumberger utilizado em campo.	21
Figura 3.3. Princípios físicos do método TDEM. a) A corrente no loop indutor é desligada. b) A variação do campo magnético primário induz uma f.e.m em subsuperfície. c) A força eletromotriz induz correntes <i>eddy</i> no solo que irão induzir um campo magnético secundário (Adaptado de McNeill, 1990).....	25
Figura 3.4. Influência do acoplamento galvânico nas sondagens TDEM (modificado de Danielsen et al., 2003).	30
Figura 3.5. Influência do acoplamento capacitivo nas sondagens TDEM (modificado de Danielsen et al., 2003).	31
Figura 3.6. Modos de aquisição TDEM. a) arranjo <i>loop-central</i> . b) arranjo <i>loop-loop</i>	32
Figura 3.7. Conjuntos de soluções. O conjunto A representa as possíveis soluções para um determinado dado de SEV. O conjunto B representa as possíveis soluções para o TDEM. E C representa o conjunto de possíveis soluções numa inversão conjunta.....	34
Figura 3.8. Lógica do algoritmo CRS utilizado no software Curupira para inversão (Adaptado de Bortolozo, 2011).	36
Figura 3.9. Modelo geológico de 4 camadas utilizado na modelagem.	37

Figura 3.10. Modelagem conjunta SEV/TDEM. a) gráfico de resistividade aparente por AB/2. b) gráfico de resistividade aparente pelo tempo. c) modelo geoeétrico utilizado na modelagem.	38
Figura 3.11. Inversão dos dados sintéticos de SEV. a) gráfico de resistividade aparente por AB/2. b) modelo geoeétrico obtido após a inversão.....	39
Figura 3.12. Inversão dos dados sintéticos TEM. a) gráfico de resistividade aparente por tempo. b) modelo geoeétrico obtido após a inversão.	41
Figura 3.13. Inversão dos dados TDEM com um modelo de 3 camadas. a) gráfico de resistividade aparente por tempo. b) modelo geoeétrico obtido após a inversão.	42
Figura 3.14. Resultados da inversão conjunta para os dados sintéticos. a) curva de resistividade aparente versus AB/2 para a SEV. b) curva de resistividade aparente versus tempo para o TDEM. c) modelo geoeétrico.....	44
Figura 4.1. Mapa de localização das sondagens SEV/TDEM e poços na região de Urupês.	46
Figura 4.2. Esquema utilizado para aquisição de dados. O centro da SEV é coincidente com o centro do <i>loop</i> quadrado do TDEM.....	49
Figura 4.3. Tratamento dos dados TDEM utilizando o software IX1D. a) curva de dados com as três frequências de 30Hz, 7,5Hz e 3,0Hz. b) resultado obtido após o tratamento dos dados.	50
Figura 4.4. SEV com deslocamento da curva para baixo em relação à curva de Sondagem TDEM, evidenciando o efeito estático.	51
Figura 4.5. Curva de SEV após a correção do <i>static-shift</i> usando uma sondagem TDEM.....	52
Figura 5.1. Localização das sondagens com inversão conjunta SEV e TDEM na cidade de Urupês. As elipses tracejadas demarcam as áreas definidas (A, B, C, D e E).....	53
Figura 5.2. Resultados da inversão conjunta 1 localizada na área A . a) Inversão individual da SEV-01. b) Inversão individual da sondagem TEM-03. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.....	54

Figura 5.3. Corte num barranco mostrando as diferentes tonalidades do solo. A região mais escura é composta por matéria orgânica e sedimentos mais úmidos, enquanto que, a parte clara é mais seca.....	55
Figura 5.4. Resultados da inversão conjunta 2 localizada na área B . a) Inversão individual da SEV-02. b) Inversão individual da TEM-04. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	59
Figura 5.5. Resultados da inversão conjunta 4 localizada na área C . a) Inversão individual da SEV-06. b) Inversão individual da TEM-06. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	62
Figura 5.6. Resultados da inversão conjunta 6 localizada na área D . a) Inversão individual da SEV-08. b) Inversão individual da TEM-10. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	65
Figura 5.7. Perfil geológico 1 de direção E-W.	67
Figura 5.8. Resultados da inversão conjunta 8 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-10. b) Inversão individual da TEM-12. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	70
Figura 5.9. Perfil geológico 2 de direção NE-SW.	71
Figura 5.10. Mapa topográfico de Urupês-SP.	73
Figura 5.11. Mapa de espessura do Aquífero Bauru.	74
Figura 5.12. Mapa de profundidade do topo do basalto.	76
Figura 5.13. Mapa de altitude do topo do basalto.....	78
Figura A 1. Resultados da inversão conjunta 3 localizada na área B . a) Inversão individual da SEV-03. b) Inversão individual da TEM-05. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	87
Figura A 2. Resultados da inversão conjunta 5 localizada na área D . a) Inversão individual da SEV-07. b) Inversão individual da TEM-09. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	88
Figura A 3. Resultados da inversão conjunta 7 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-09. b) Inversão individual da TEM-11. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	89
Figura A 4. Resultados da inversão conjunta 9 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-11. b) Inversão individual da TEM-14. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	90

Figura A 5. Resultados da inversão conjunta 10 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-12. b) Inversão individual da TEM-15. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.	91
Figura A 6. a) Inversão individual da SEV-04. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	92
Figura A 7. a) Inversão individual da SEV-05. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	92
Figura A 8. a) Inversão individual da TEM-01. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	93
Figura A 9. a) Inversão individual da TEM-02. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	93
Figura A 10. a) Inversão individual da TEM-07. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	94
Figura A 11. a) Inversão individual da TEM-08. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	94
Figura A 12. a) Inversão individual da TEM-13. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.	95

Índice de Tabelas

Tabela 2.1. Parâmetros dos Aquíferos estudados.....	8
Tabela 2.2. Parâmetros dos principais poços na cidade de Urupês (http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php).....	13
Tabela 2.3. Localização e estratigrafia dos poços na cidade de Urupês (http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php).....	13
Tabela 3.1. Resultados da inversão SEV. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_b). H_s representa a espessura sintética da camada e H_b representa a espessura obtida.	40
Tabela 3.2. Resultados da inversão TDEM com 4 camadas. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_b). H_s representa a espessura sintética da camada e H_b representa a espessura obtida.....	42
Tabela 3.3. Resultados da inversão TDEM com 3 camadas. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_b). H_s representa a espessura sintética da camada e H_b representa a espessura obtida.....	43
Tabela 3.4. Resultados da inversão conjunta. Valores de resistividades usados (ρ_r) e obtidos com a inversão (ρ_b). H_r representa a espessura real da camada e H_b representa a espessura obtida.	45
Tabela 4.1. Coordenadas e correlação das SEV's e sondagens TDEM executadas na região de Urupês.	47

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados de sondagens Eletromagnéticas no Domínio do Tempo (TDEM) e de Sondagens Elétricas Verticais (SEV) para a caracterização geolétrica no entorno do município de Urupês, Estado de São Paulo, com ênfase na exploração de água subterrânea do aquífero sedimentar Bauru e do aquífero fraturado Serra Geral (Bacia do Paraná). Para tanto, foram adquiridas 23 sondagens TDEM e 15 SEVs em três trabalhos de campo realizados em 2009, 2011 e 2012, onde 15 sondagens TDEM e 12 SEVs foram tratadas e invertidas de maneira separada e conjunta. A técnica de inversão conjunta é uma promissora ferramenta que explora o melhor de ambos os métodos, onde a SEV contribui com as informações rasas e o TDEM com as informações mais profundas. Os resultados foram interpretados com base nas informações de dados de poços disponibilizados pelo DAEE de Araraquara-SP e CPRM, o que permitiu estimar locais mais favoráveis à exploração de água nos aquíferos Bauru e Serra Geral. Para o aquífero Bauru são sugeridas áreas nas quais a espessura do aquífero pode ultrapassar os 100 m de profundidade. Nestas áreas, a resistividade calculada é de $\sim 20 \Omega.m$ e por isso, os sedimentos foram interpretados como areno-argilosos saturados. Já, no pacote basáltico da Formação Serra Geral são sugeridos locais nas quais os valores de resistividade são $< 100 \Omega.m$ e ocorrem ~ 200 m de profundidade. As áreas indicadas no aquífero sedimentar e no aquífero fraturado poderão servir como fontes alternativas para a exploração de água subterrânea, visando o abastecimento local no município de Urupês-SP.

Palavras Chave: TDEM, SEV, Inversão conjunta SEV/TDEM, Hidrogeologia, Aquífero Bauru, Aquífero Fraturado Serra Geral, Bacia do Paraná, Urupês, Estado de São Paulo.

Abstract

This work presents the results of applying the time domain electromagnetic method (TDEM) and vertical electrical sounding (VES) for the geoelectrical characterization of Urupês city, São Paulo State, with emphasis on the groundwater exploitation of sedimentary Bauru aquifer and fractured Serra Geral aquifer (Paraná Basin). In this regard, were acquired 23 TDEM soundings and 15 VES soundings in three fieldworks conducted in 2009, 2011 and 2012, where 15 TDEM and 12 VES soundings were treated and inverted separately and jointly. The joint inversion technique is a promising tool that profits the best of both methods, where the SEV add to shallow information and TDEM with deeper information. After treatment and data inversion, the results were interpreted based in geological well information provided by DAEE, Araraquara-SP, and CPRM that allowed estimating favorable places to exploitation of water in Bauru and Serra Geral aquifers. For the Bauru aquifer are suggested areas in which the thickness of the aquifer can exceed 100 m. In these areas, the resistivity calculated was $\sim 20 \Omega.m$, therefore, the sediments have been interpreted as saturated sandy clay. In the basalt package of Serra Geral formation are suggested locations where resistivity values are $< 100 \Omega.m$ that occurring ~ 200 m depth. The indicated places in sedimentary aquifer as the locations in the fractured aquifer will may serve as alternative sources for groundwater exploitation to supply the Urupês city.

Keywords: TDEM, VES, Joint Inversion VES/TDEM, Hydrogeology, Bauru Aquifer, Fractured Serra Geral Aquifer, Paraná Basin, Urupês, São Paulo State.

1 Introdução e Objetivos

Nos últimos anos, o interesse pelos recursos hídricos no Brasil tem aumentado, principalmente, pela expansão da agricultura e pelo crescimento de algumas cidades que demandam uma quantidade maior de água potável.

No Estado de São Paulo, boa parte da água utilizada é extraída de aquíferos sedimentares, tais como: Aquífero Bauru, Guarani, São Paulo, Taubaté, Litorâneo e outros. Destes, o mais importante, porém, de difícil acesso é o aquífero Guarani que pode atingir 1300 m (topo) na região de Presidente Prudente. Por encontrar-se muito profundo em grande parte do Estado de São Paulo, muitas cidades do interior paulista optam por explorar o Aquífero Bauru da Formação Adamantina. Neste aquífero as vazões sustentáveis ficam em torno de 10 m³/h, com exceção de algumas cidades próximas a São José do Rio Preto com vazões sustentáveis próximas dos 40 m³/h (Iritani & Ezaki, 2009).

Nesse contexto, insere-se a cidade de Urupês que está localizada na porção Noroeste do Estado de São Paulo sobre a Bacia do Paraná. Recentemente, a cidade tem sofrido com a escassez de água provocada pelo aumento do consumo no período do verão.

Encontrar água pode não ser uma tarefa difícil na região, pois, muitas pessoas já se utilizam de poços “caipiras”, retirando água para o seu sustento; tais poços atingem até 30 m de profundidade. No entanto, para abastecer um município ou um bairro, é necessário que se construa um poço profundo. A construção desses poços requer dinheiro e, nem sempre existe a garantia de que o poço terá uma vazão que supra a demanda. Por isso, é recomendável que se façam estudos geológicos e geofísicos como forma de reduzir as incertezas envolvidas nesse processo.

A geofísica, através dos métodos elétricos e eletromagnéticos, pode contribuir na locação de novos pontos para a exploração de água. Através desses métodos é possível obter um modelo de resistividade elétrica em função da profundidade que pode ser associado a um determinado modelo geológico. Essa associação está relacionada ao conceito de que diferentes minerais possuem resistividades distintas e, por isso, é possível inferir um modelo geoeletrico em subsuperfície.

Diferentes técnicas elétricas e eletromagnéticas podem determinar a distribuição da resistividade elétrica no subsolo. No domínio dos métodos elétricos, três técnicas são

amplamente utilizadas: Caminhamento Elétrico (CE), Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Perfilagem Elétrica de poço. Dessas, a SEV foi escolhida para a aquisição dos dados neste trabalho, pois investiga grandes profundidades de forma ágil e possui notável sensibilidade para demarcar camadas mais rasas e resistivas.

Os métodos eletromagnéticos são divididos em dois domínios, o da frequência (FDEM) e o do tempo (TDEM). O TDEM difere do FDEM por adquirir medidas sem a influência do campo magnético primário. Ele é capaz de delimitar bem a interface entre as camadas resistivas e condutivas. E, sua grande capacidade de delimitar estruturas mais profundas em um pequeno intervalo de tempo faz com que ele seja amplamente aplicado em outros países (Austrália, Dinamarca, Canadá e Estados Unidos). Por esses motivos o TDEM foi o método escolhido para ser usado nesta pesquisa.

Os dois métodos possuem vantagens e desvantagens. Se os resultados obtidos com ambos os métodos forem analisados de forma separada, certamente existirão incongruências com relação à espessura e resistividade de uma determinada camada. Como são dois métodos distintos, é natural que um parâmetro (espessura ou condutividade elétrica) seja mais bem determinado que o outro.

Em termos de sensibilidade, os dois métodos são complementares. A SEV define melhor as estruturas mais rasas e resistivas e o TDEM define bem as estruturas mais profundas e condutivas (Schmutz et al., 2000). Logo, a integração dos dois métodos é uma ótima opção para reduzir as ambiguidades inerentes à interpretação dos resultados.

Inverter de forma conjunta uma base de dados não é uma tarefa simples. Mas os benefícios advindos dessa técnica são satisfatórios. Os resultados são mais bem definidos porque a base de dados é maior (Raiche et al., 1985; Bortolozzo, 2011). Alguns pesquisadores como: Albouy et al. (2001), Schmutz et al. (2000), mostraram que a inversão conjunta, ao reduzir a incerteza da determinação dos parâmetros, torna-se uma ótima ferramenta para determinar a resistividade e a espessura de um modelo geológico.

Em suma, o presente trabalho tem como objetivo definir um panorama local para a geologia da região de Urupês através de informações de poços, dados de Sondagens Elétricas Verticais (SEV) e sondagens Eletromagnéticas no Domínio do Tempo (TDEM). Com os resultados espera-se definir as áreas mais promissoras à exploração de água subterrânea nos aquíferos sedimentar (Bauru) e fraturado (Serra Geral).

2 Área de Estudo

A cidade de Urupês está localizada na região Noroeste do Estado de São Paulo, Figura 2.1, distando aproximadamente 430 km da capital. Segundo dados do IBGE, a população estimada é de aproximadamente 13.000 habitantes.

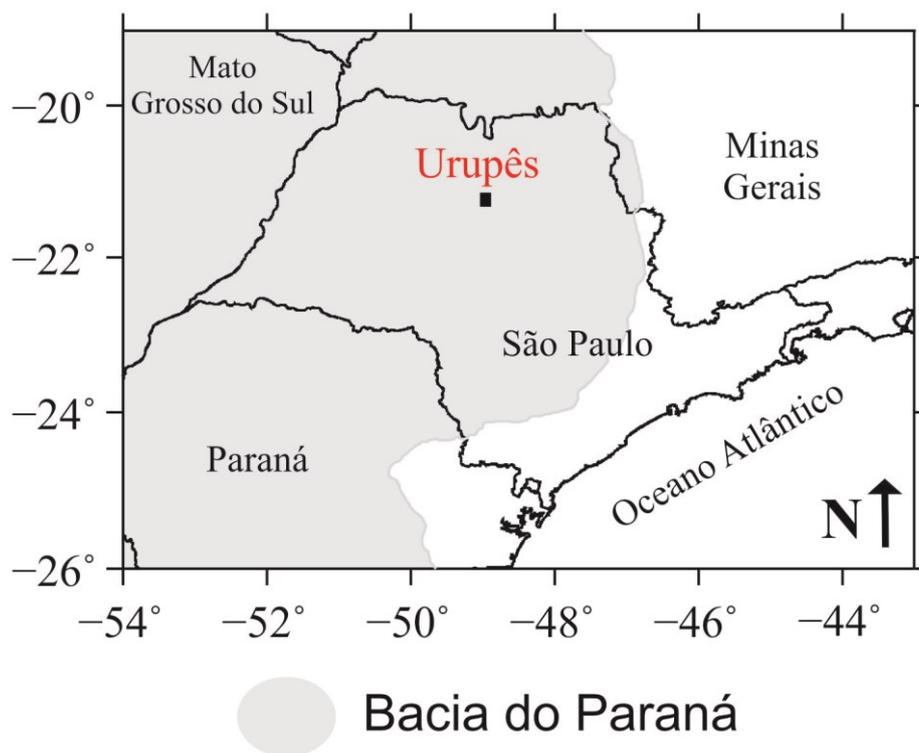


Figura 2.1. Localização de Urupês (Adaptado de Almeida, 2011).

2.1 Geologia

2.1.1 Bacia do Paraná

A região de Urupês encontra-se assentada sobre a Bacia do Paraná (Figura 2.2). Segundo Milani et al. (2007), a Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano com uma área de aproximadamente 1.400.000 km², que compreende os seguintes países: Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai. O perímetro da bacia é configurado por um limite erosivo que compreende uma extensão de 5500 km (Milani, 1997). As feições que delimitam a forma da bacia foram fortemente afetadas por fenômenos geotectônicos meso-cenozóicos do continente sul-americano (Milani, 1997). Dentre esses fenômenos destaca-se o soerguimento do flanco leste da bacia associada ao rifte do Atlântico Sul. E o arqueamento flexural relacionado à sobrecarga imposta pelo cinturão orogênico andino na parte ocidental (Shiraiwa, 1994).

A Bacia do Paraná é considerada uma bacia intracratônica, ou seja, está assentada sobre um embasamento sólido e estável. Segundo Milani & Ramos (1998), Bacias intracratônicas possuem grandes dimensões, associadas a um perfil em rampa de mergulho suave e uma sedimentação marcada por múltiplos episódios de acumulação e subsequente erosão regional.

Os primeiros registros de deposição de sedimentos são datados de 450 milhões de anos atrás que corresponde ao Neo-Ordoviciano. Durante 385 milhões de anos houve intenso aporte de sedimentos intercalados por grandes fases erosivas responsáveis pelas discordâncias presentes na bacia (Milani, 1997; Milani et al. 2007). Essas discordâncias indicam quebra de sedimentação e, por isso, a bacia é dividida em seis supersequências ou grupos: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Supersequência Bauru (Milani, 1997).

Nesta pesquisa, a área de estudo será restrita as Supersequências Gondwana III e Bauru. Essa restrição está associada aos objetivos e ao equipamento que investiga, no máximo, 1000 m de profundidade.

2.1.2 Supersequência Gondwana III

Segundo Milani (1997), a Supersequência Gondwana III é constituída pelas Formações Botucatu e Serra Geral. A Formação Botucatu é delimitada na base pela Formação Pirambóia e no topo pela Formação Serra Geral. Ela é representada por sedimentos de fácies eólicas depositadas em ambiente desértico seco; composta, essencialmente, por arenitos, de granulação média a fina com elevada esfericidade e de aspecto fosco de idade triássico-jurássica (Milani, 1997). Grandes estratificações cruzadas e boa seleção de grãos são características dessa formação (Gesicki, 2007). Em relação à composição mineralógica do arcabouço, os arenitos são classificados como quartzo-arenitos.

A Formação Serra Geral é um dos maiores eventos magmáticos já registrados. Essa Formação é delimitada na base pela Formação Botucatu e no topo pelas rochas do Grupo Bauru. Em suma, ela é constituída principalmente por basaltos e basaltos-andesitos de idade cretácea com espessura que atinge os 2000 m na região do Pontal do Paranapanema (Milani et al., 2007) e 300-400 m na região de São José do Rio Preto. A ascensão desse magma está relacionada à abertura do Atlântico Sul (Rifteamento). Intensos esforços distensivos provocaram o falhamento e fraturamento da crosta terrestre que abriu caminho à passagem do magma oriundo do manto. Segundo Milani (1997), esses eventos ocorreram entre 137 e 127 Ma.

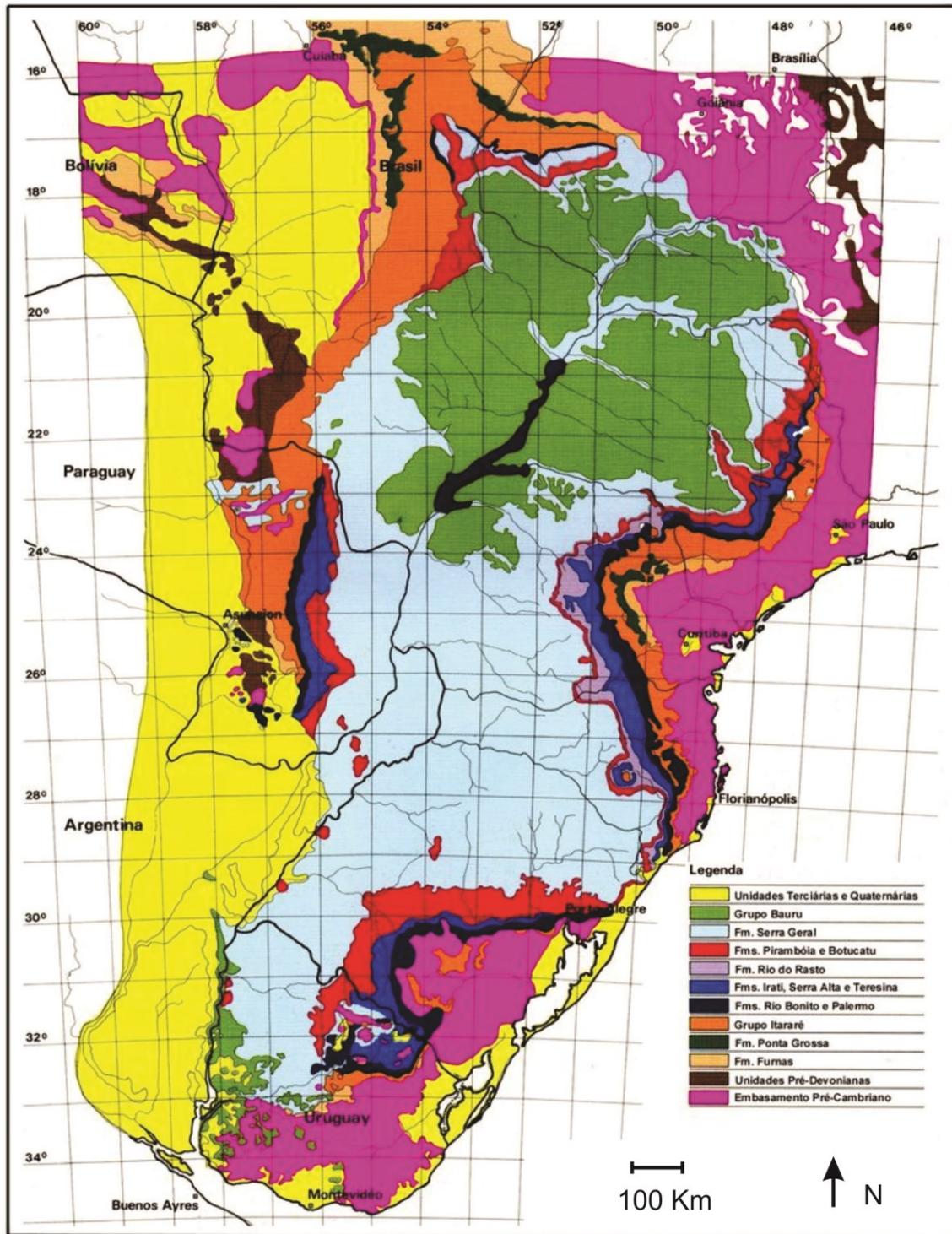


Figura 2.2. Bacia do Paraná (Adaptado de Paulipetro, 1981).

2.1.3 Supersequência Bauru

A Supersequência Bauru, também conhecida como Grupo Bauru, está localizada na porção centro-norte da Bacia do Paraná, essa supersequência ocupa uma área de 400.000 km² e assenta-se sobre a Formação Serra Geral em grande parte de sua ocorrência. Em alguns pontos do interior paulista, ela encontra-se sobre as Formações Botucatu e Pirambóia (Paula e Silva et al., 2005).

Os sedimentos desse Grupo foram depositados em ambiente eólico (base), flúvio-lacustre (parte central) e árido (topo), dessa forma, grande parte das rochas são constituídas por sedimentos siliciclásticos continentais de idade cretácea (Paula e Silva, 2003). Além de sedimentos siliciclásticos, Paula e Silva (2003) também destaca a presença de rochas magmáticas alcalinas dispersas em alguns pontos, tais como: Lages (SC), Iporá (GO) e Taiúva (SP). Litologicamente, essa supersequência é caracterizada por arenitos, arenitos argilosos, siltitos, lamitos e argilitos; em alguns pontos, também são encontrados conglomerados e camadas calcárias (DAEE, 1976).

Neste trabalho, será adotada a divisão estratigráfica proposta por Soares et al. (1980), pois, segundo Paula e Silva et al. (2005), essa divisão é a que melhor se ajusta as características litológicas observadas em subsuperfície e aos padrões geofísicos.

Das Formações propostas por Soares, pertencentes à supersequência Bauru, a Adamantina é a que se encontra em subsuperfície na região de Urupês. A Formação Adamantina aflora de modo generalizado em todo grupo Bauru e é caracterizada pela presença de arenitos avermelhados e acastanhados, argilosos e quartzosos de granulação fina a muito fina; intercalados por camadas de lamitos marrom avermelhados (Paula e Silva et al., 2005). Essa é a descrição clássica para a Formação que, inicialmente, foi proposta por Soares et al., (1980). Atualmente, alguns pesquisadores entendem que a Formação Adamantina deva ser desmembrada, pois, possui características muito distintas ao longo da Formação. Assim, Segundo Fernandes (1998), a Formação Adamantina deveria ser extinta e dividida nas seguintes Formações: Vale do Rio do Peixe, São José do Rio Preto e Presidente Prudente.

Contudo, Paula e Silva (2003) retoma a antiga designação Adamantina, por entender que a principal característica dessa Formação é a variabilidade litofaciológica lateral e vertical. Dessa forma, esta será a designação adotada nesse trabalho.

2.1.4 Aquíferos

Os aquíferos constituem importantes reservas de água que devem ser utilizadas de maneira sustentável. O uso adequado dessas fontes possibilita que a população usufrua da água por um bom período.

Aqui, são expostos três aquíferos que podem abastecer a cidade de Urupês. São eles: Bauru, Serra Geral e Guarani (Figura 2.3). As características bem como algumas definições que serão apresentadas adiante foram baseadas nas Notas Explicativas do Mapa de Água Subterrânea do Estado de São Paulo (2005). A Tabela 2.1 apresenta as principais características de cada aquífero. Nota-se que para o Aquífero Serra Geral não são apresentados os valores de porosidade e permeabilidade, pois estes dados referem-se aos valores de porosidade e permeabilidade primária das rochas sedimentares.

Tabela 2.1. Parâmetros dos Aquíferos estudados

Aquíferos	Classificação	Espessura média (m)	Vazão (m ³ /h)	Porosidade (%)	Permeabilidade (m/d)
Bauru	Livre	100	8-90	5-15	0,1-3
Serra Geral	Semiconfinado	300	7-100	*	*
Guarani	Semiconfinado	250	20-360	14-30	100-1000

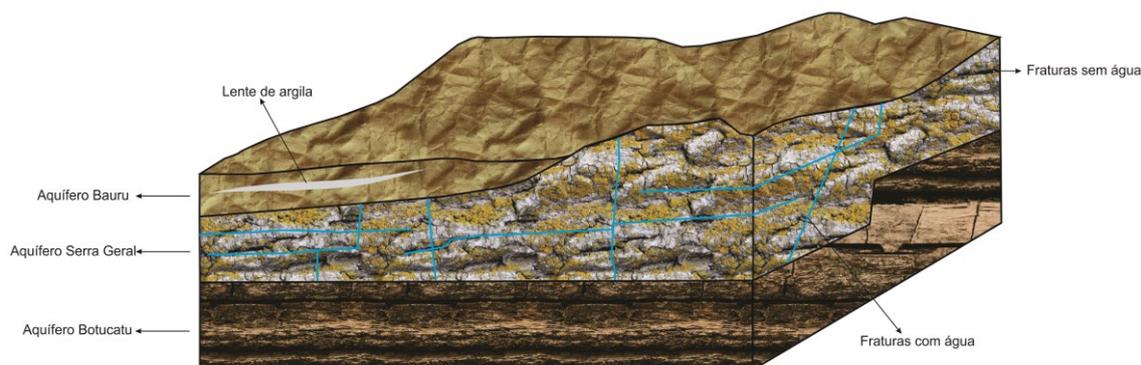


Figura 2.3. Disposição do Aquífero Bauru, Serra Geral e Botucatu (Adaptado de Iritani & Ezaki, 2009).

2.1.4.1 *Aquífero Bauru*

O Aquífero Bauru recobre boa parte do oeste paulista, atingindo uma área de aproximadamente 96.840 km². Dentro dessa extensão, cerca de 240 municípios são abastecidos pelo aquífero (Iritani & Ezaki, 2009).

Segundo Paula e Silva (2003), o Aquífero Bauru é considerado uma unidade de extensão regional, contínua, livre, com espessura média de 100 m, mas que pode alcançar 300 m. As rochas constituintes são arenosas, areno-argilosas e siltosas, assentando-se sobre os basaltos da Formação Serra Geral e em alguns pontos sobre as rochas da Formação Botucatu e Pirambóia.

A elevada diversidade litofaciológica, que coloca em contato lateral e vertical sedimentos com diferentes características de porosidade e permeabilidade, faz com que o aquífero possua diferentes valores de vazões (Paula e Silva, 2003). As menores vazões registradas (5 m³/h e 5,14 m³/h) estão na porção superior, pois, os arenitos são intercalados a siltitos. Na porção inferior do aquífero, a vazão tende a melhorar com o decréscimo de silte e argila (Iritani & Ezaki, 2009).

2.1.4.2 *Aquífero Serra Geral*

O aquífero Serra Geral é um aquífero semi confinado e fraturado de extensão regional, que ocupa o oeste do Estado de São Paulo. Boa parte de suas rochas são confinadas pelas rochas do Grupo Bauru, mas em algumas regiões como: Franca, Sertãozinho, Jaú e Ourinhos, elas são aflorantes (Iritani & Ezaki, 2009).

As rochas que compõem o aquífero Serra Geral são predominantemente basálticas (Formação Serra Geral). Por este motivo, o aquífero não possui porosidade e permeabilidade primária, ou, quando possui, essa porosidade é praticamente nula (Feitosa et al., 2008). Desse modo, a água circula entre as fraturas no interior das rochas. Essas fraturas são decorrentes de esforços tectônicos originados pela movimentação da crosta e pela sobrecarga imposta pelas rochas do Grupo Bauru.

Segundo a CETESB (<http://www.cetesb.sp.gov.br/agua/Qualidade-da-água-Subterrânea/12-Serra-Geral>), a recarga do aquífero se dá pela precipitação fluvial sobre os solos basálticos que vão atingir as regiões fissuradas da rocha matriz. Além disso, alguns estudos sugerem um intercâmbio de águas entre os aquíferos Guarani e Serra

Geral através das fraturas horizontais e verticais dos basaltos da Formação Serra Geral (Fernandes et al., 2006; Mocellin & Ferreira, 2009).

2.1.4.3 Aquífero Guarani

Considerado um dos maiores reservatórios de água subterrânea do mundo, o Aquífero Guarani ocupa uma área de 1.195.500 km². No Estado de São Paulo, ele aparece confinado pelas rochas da Formação Serra Geral e pelas rochas do Grupo Bauru. Contudo, ele é aflorante em alguns pontos, tais como: Rifaina, Fartura, Ribeirão Preto e Botucatu (Iritani & Ezaki, 2009).

As rochas constituintes (Formações Botucatu e Pirambóia), arenitos de granulação média a fina, foram formadas há cerca de 130 Ma em ambiente desértico. Tais características aliadas à boa porosidade e permeabilidade garantem que as rochas constituintes sejam consideradas bons reservatórios. Por isso, algumas cidades do interior paulista (São José do Rio Preto, Presidente Prudente, Marília, Araçatuba, Ribeirão Preto, Araraquara e São Carlos) se utilizam dessas águas para seu abastecimento.

A recarga do Aquífero Guarani pode ser resumida por dois processos. O primeiro, e mais simples, é a recarga de forma direta. A água se infiltra nas zonas aflorantes do aquífero. No segundo caso, a água se infiltra através das fraturas nos basaltos da Formação Serra Geral. Essa água é proveniente dos Aquíferos Bauru e Serra Geral.

2.1.5 Estruturas

Segundo Etchebehere et al. (2007), os principais lineamentos presentes na região que favorecem a exploração de água correspondem as direções N40, N15 e N350 (Figura 2.4). Contudo, Urupês aparentemente não apresenta estruturas bem definidas, como falhas visíveis. O que existe são linhas de drenagens que podem ser visualizadas na Figura 2.5. Essas podem refletir o encaixe do curso de água em zonas de fraquezas estruturais.

As linhas de drenagens que estão representadas por linhas azuis na Figura 2.5, foram identificadas através do Google *Earth* e também ao longo dos trabalhos de campo realizados. As drenagens podem representar zonas de recarga ou de descarga dos

aquíferos subterrâneos. Algumas dessas estruturas, principalmente quando atingem rochas metamórficas ou cristalinas, permitem que a água proveniente das chuvas e de outros riachos preencham fraturas localizadas ao longo das linhas. Esse modelo, segundo a Feitosa et al. (2008) é denominado Riacho-Fenda.

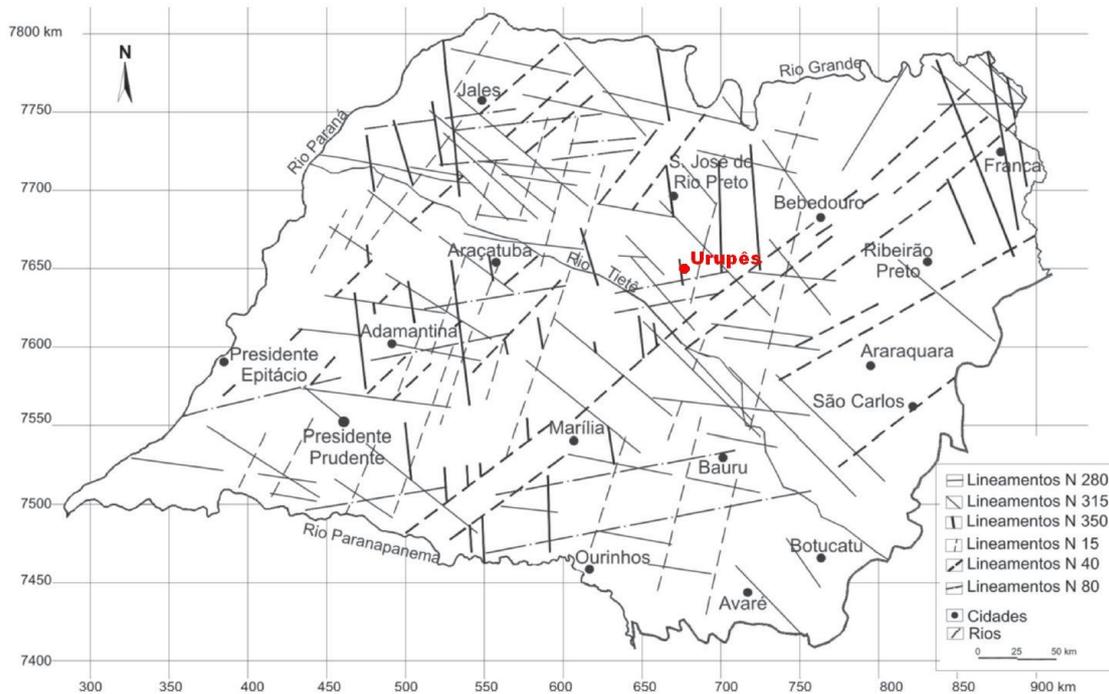


Figura 2.4. Principais lineamentos localizados no interior do Estado de São Paulo (Adaptado de Etchebehere et al., 2007).

2.1.6 Poços

Informações de poços representam um importante registro da litologia na cidade de Urupês. Ao todo, onze poços foram identificados e podem ser visualizados na Figura 2.5. Alguns atingem mais de 100 m de profundidade e não encontram o topo do basalto. Enquanto que outros atingem o topo do basalto a 40 m de profundidade. Todo esse registro indica que a espessura da Formação Adamantina é bastante variável na região.

O processo de identificação foi realizado com o apoio do DAEE de Araraquara e da CPRM, através do projeto SIAGAS (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>). Esse projeto permite que o usuário acesse as informações de poços existentes na região

através das coordenadas geográficas. Informações como coordenadas, cota, vazão e formações podem ser identificadas na Tabela 2.2 e Tabela 2.3

Além dos dados de poços foi possível obter dados referentes à manutenção de alguns poços. No entanto, apenas alguns desses dados puderam ser correlacionados com os dados da CPRM, visto que, muitos dos dados referentes à manutenção não possuem coordenadas.

Durante a limpeza do poço 7 realizado pela empresa *Aqua-Jet* (próximo ao matadouro) ficou constatada a presença de fraturas sub-horizontais em 59,6 m, 66 m e 71,9 m de profundidade. Cavidades e vesículas no basalto também foram encontradas em alguns poços cujas localizações não foram apresentadas nos relatórios de limpeza.

No poço 6, o nível d' água sofreu oscilações durante o teste de vazão máxima. Segundo os relatórios, a variação é causada pela presença de poços na vizinhança (5 e 9). As vazões desses poços são bem distintas. O poço 9 possui vazão de $60\text{m}^3/\text{h}$, enquanto que, os poços 6 e 5 têm vazões mais baixas, $7,2\text{ m}^3/\text{h}$ e $15,4\text{ m}^3/\text{h}$ respectivamente.

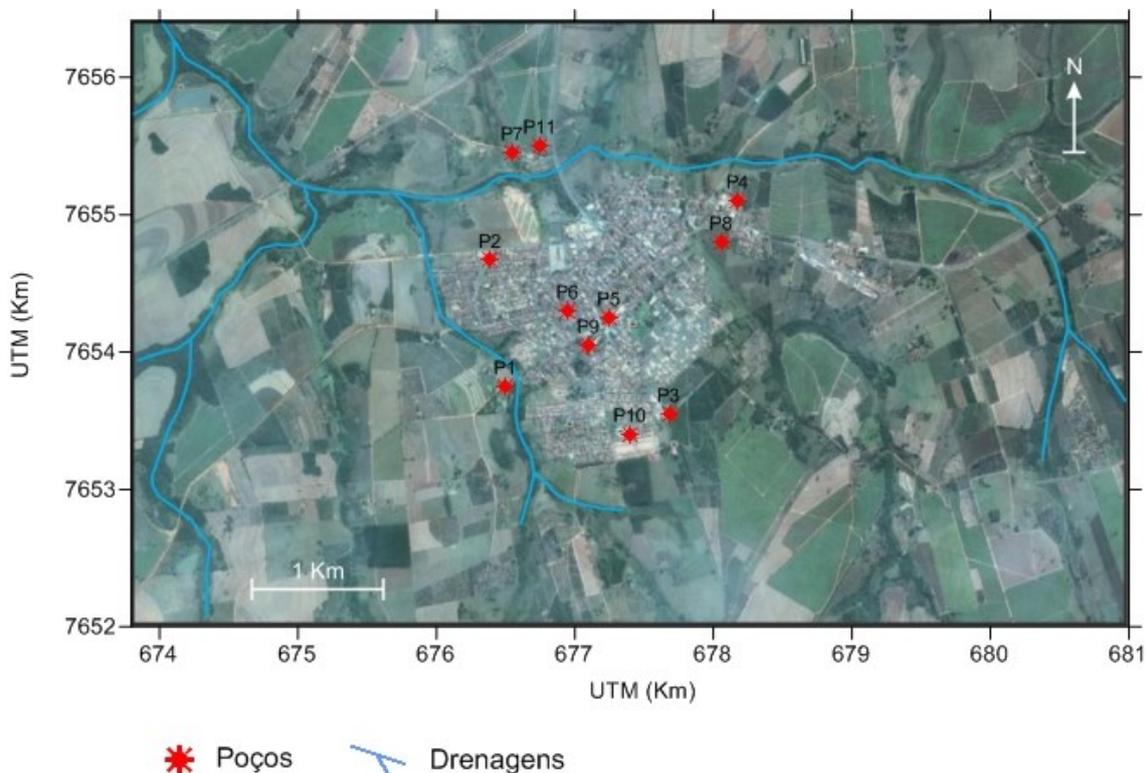


Figura 2.5. Poços e linhas de drenagens em Urupês (Imagem adaptada do *Google Earth*).

Poço	Latitude (m)	Longitude (m)	Cota (m)	Vazão (m³/h)	Nível Estático (m)	Nível Dinâmico (m)
P1	7653750	676500	425	5	18,3	39,1
P2	7654670	676390	430	9,8	30,9	39,6
P3	7653550	677680	460	5	24,47	54,65
P4	7655100	678180	-	5,14	9,47	46
P5	7654250	677250	447	7,2	-	-
P6	7654300	676950	427	15,4	48,2	97,7
P7	7655450	676550	400	53,7	-	32
P8	7654800	678060	410	-	-	60
P9	7654050	677100	443	60	42	72
P10	7653400	677400	455	17,3	56,8	76,5
P11	7655500	676750	400	-	-	42

Tabela 2.2. Parâmetros dos principais poços na cidade de Urupês (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php>).

Poço (localização)	Perfil Geológico (m)
P1 – Estrada Rural	0 a 40 Fm. Adamantina 40 a 75 Fm. Serra Geral
P2 – Av. Rubens Celso Tortola	0 a 60 Fm. Adamantina
P3 – R. Gustavo Martins Siqueira	0 a 80 Fm. Adamantina
P4 – Estrada Rural	0 a 60 Fm. Adamantina
P5 – R. Barão do Rio Branco	0 a 100 Fm. Adamantina 100 a 130 Fm. Serra Geral
P6 – R. Domingos Logulo	0 a 90 Fm. Adamantina 90 a 152 Fm. Serra Geral
P7 – Próximo ao Matadouro	0 a 45 Fm. Adamantina 45 a 78 Fm. Serra Geral
P8 – Próximo ao Córrego do Guaripú	0 a 47 Fm. Adamantina 47 a 80 Fm. Serra Geral
P9 – R. Antônio Carlos Logulo	0 a 73 Fm. Adamantina 73 a 151 (Rocha Cristalina)
P10 – Prefeitura Municipal	0 a 104 Fm. Adamantina 104 a 158 Fm. Serra Geral
P11 – Córrego Madeira	0 a 47 Fm. Adamantina 47 a 74 Fm. Serra Geral

Tabela 2.3. Localização e estratigrafia dos poços na cidade de Urupês (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php>).

3 Metodologia

3.1 Método da Eletrorresistividade

3.1.1 Breve Histórico

Segundo Orellana (1982), Watson descobriu que o solo se comportava como um corpo condutor de eletricidade em 1746. Em 1815, o inglês Robert Fox descobriu o fenômeno da polarização espontânea através do estudo de alguns depósitos minerais. Baseado nessas observações, Fox sugeriu que esses resultados poderiam ser aplicáveis à exploração mineral.

Entre 1880 e 1914, Barnes, Brown e Wells, membros da sociedade de geologia dos Estados Unidos, usaram a polarização espontânea no estudo de depósitos minerais no Estado de Nevada. Nessa mesma época, eles introduziram os primeiros eletrodos não polarizáveis em suas práticas de campo (Orellana, 1982).

Apesar do relativo sucesso no uso da polarização espontânea na prospecção mineral, os métodos elétricos só começaram a ser usados com maior frequência a partir de 1913 quando Conrad Schlumberger empregou com eficácia a polarização espontânea numa mina de sulfetos. Nessa época, juntamente com outros cientistas (Físicos e Matemáticos), eles procuraram dar uma linguagem mais formal ao método (Orellana, 1982).

Em 1928, Conrad Schlumberger é convidado a empregar o método da eletrorresistividade na prospecção de óleo na Rússia. Este método consiste no mapeamento da distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície através da injeção de correntes elétricas com a posterior medida do potencial elétrico. Os resultados advindos dessa campanha foram satisfatórios, pois, houve transferência de conhecimento da escola francesa para a escola russa. Essa última, a partir de 1938, passou a empregar com maior frequência o método geométrico no estudo de novas jazidas petrolíferas (Orellana, 1982).

Com o passar dos tempos o método eletrorresistivo passou por profundas mudanças. Novas técnicas de aquisições foram estabelecidas e um novo formalismo físico e matemático foi dado ao método. Essas inovações juntamente com as inovações no campo computacional permitiram que o método fosse aplicado a um número maior

de situações, tais como: monitoramento de áreas contaminadas, geotecnia e hidrogeologia.

Raju & Reddy (1998) realizaram 45 sondagens elétricas verticais na bacia do rio Gunjanaeru, Índia. O objetivo dos autores de delimitar a extensão das falhas na região e associá-las a ocorrência de água em subsuperfície foi alcançado; visto que, a ocorrência da mesma foi concordante com as direções das falhas (NE-SW e NW-SE). Os resultados apresentados tiveram o apoio de imagens de satélite e dados de poços.

Cousin et al. (2005) faz uma breve revisão sobre os conceitos e aplicações do método elétrico. Neste artigo também é abordado as diferentes formas de aquisição (Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Pólo-Pólo e Pólo-Dipolo) e a evolução nas técnicas de inversão dos dados.

Cutrim et al. (2007), através de nove sondagens elétricas verticais com abertura dos eletrodos de corrente AB/2 de 2000m, determinou as principais unidades hidrogeológicas da região de Lucas do Rio Verde, Mato Grosso. Os resultados constataram que a Formação Utariti, principal aquífero, apresenta espessura média de 90m e profundidade variando de 50m a 110m.

Abou Heleika & Niesner (2009) utilizaram os métodos elétricos (SEV e perfilagem elétrica) para definir os melhores pontos de perfuração de poços no Egito. Com os resultados foi possível identificar áreas promissoras a prospecção. Os poços perfurados nos locais identificados atingiram vazões que variavam de 80-120 m³/h.

Carlos et al. (2012) realizaram uma investigação integrada com os métodos elétricos, eletromagnéticos e sísmicos na região de Bebedouro-SP para compreender as características dos aquíferos Bauru, Serra Geral e Botucatu. Os resultados mostraram que o uso integrado de métodos geofísicos foi capaz de definir a geometria dos aquíferos e localizar as principais estruturas geológicas presentes nas formações locais.

3.1.2 Princípios Físicos do Método da Eletrorresistividade

Os princípios físicos do método eletrorresistivo descritos abaixo foram baseados nos livros de Parasnis (1986), Orellana (1982) e Reynolds (1997). O método eletrorresistivo tem como objetivo obter a distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície a partir da injeção de correntes elétricas no solo com a posterior medida do potencial elétrico. Para isso, diferentes técnicas de aquisição podem ser usadas em

campo, tais como: Sondagem Elétrica Vertical, Caminhamento Elétrico e Perfilagem Elétrica.

O procedimento de campo consiste na fixação de quatro eletrodos no solo, dois de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N). Injeta-se corrente por um dos eletrodos, A ou B, e então, realiza-se as medidas da diferença de potencial entre os eletrodos M e N. Com a diferença de potencial é possível calcular a resistividade aparente do solo e, posteriormente, a resistividade real através da inversão.

Segundo a Lei de Ohm, uma corrente I num condutor uniforme pode ser expressa por:

$$I = -\frac{\Delta V}{R}, \quad (3.1)$$

em que, ΔV é a diferença de potencial entre os extremos do condutor. $R(\Omega)$ é a resistência, e o sinal de menos expressa o fato da corrente ir do maior para o menor potencial; ou seja, direção oposta ao gradiente do potencial elétrico.

A resistência é diretamente proporcional ao comprimento do condutor $\partial l(\text{m})$ e inversamente proporcional à área $s(\text{m}^2)$. Assim, a resistência pode ser escrita da seguinte maneira:

$$R = \rho \frac{\partial l}{s}, \quad (3.2)$$

em que, ρ é a constante de proporcionalidade denominada resistividade elétrica ($\Omega \cdot \text{m}$).

Juntado as Equações 3.1 e 3.2, obtém-se:

$$\frac{I}{s} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta V}{\partial l}. \quad (3.3)$$

No lado esquerdo, a razão (I/s) expressa a densidade de corrente elétrica $j(\text{Am}^{-2})$. Por outro lado, a razão $(-\partial V/\partial l)$ é o campo elétrico E . Reescrevendo a Equação 3.3, obtém-se:

$$j = \sigma E, \quad (3.4)$$

em que, o termo σ expressa a condutividade elétrica (S.m^{-1}) que é o inverso da resistividade elétrica.

A Equação (3.3) expressa o caso linear, ou seja, a corrente é analisada em apenas uma direção. No entanto, quando se fixa um eletrodo no solo para a injeção de corrente, ela se espalha de modo radial. Sendo assim, para o cálculo do potencial elétrico, o modelo que mais se aproxima do real é o de uma semiesfera. Para isso, é necessário que se façam algumas simplificações de início. A semiesfera adotada é isotrópica, homogênea e infinita com resistividade elétrica ρ . Na Figura 3.1 encontra-se um esquema ilustrativo da situação representada.

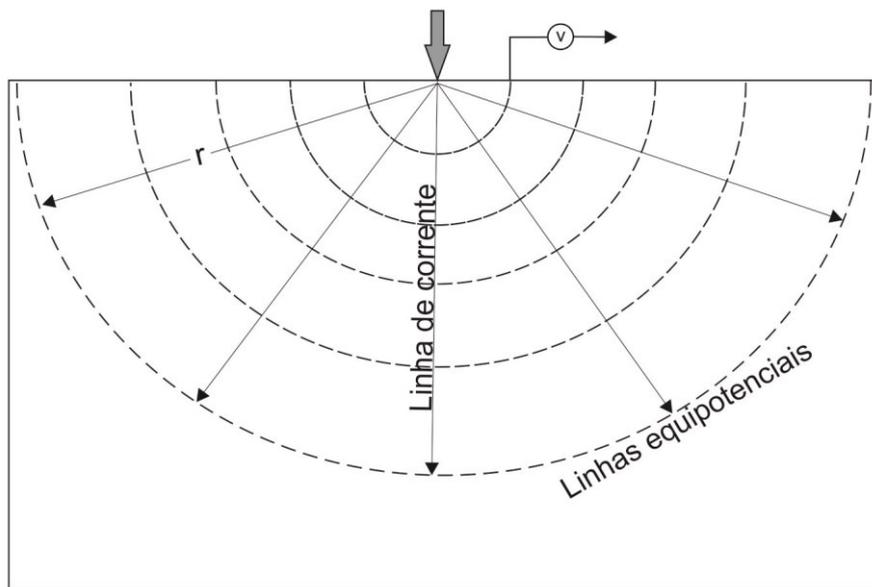


Figura 3.1. Ponto de corrente num meio homogêneo e isotrópico (Modificado de Parasnis, 1986).

Se, descrevermos uma semiesfera com raio r e com uma casca de espessura ∂r , podemos calcular a equação do potencial entre as faces dessa casca esférica com a ajuda da equação 3.3, sendo expressa por:

$$\partial V = -\frac{I\rho\partial r}{2\pi r^2}. \quad (3.5)$$

Integrando a Equação 3.5 em função de r , tem-se:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r} + C, \quad (3.6)$$

em que, C é uma constante arbitrária. Se, admitirmos que o potencial medido é zero quando $r \rightarrow \infty$, então, C também é zero. Desta forma, a Equação 3.6 pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r}. \quad (3.7)$$

Na prática, usam-se dois eletrodos de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N). Assim, o potencial medido em um ponto p qualquer, será:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_a} - \frac{1}{r_b} \right), \quad (3.8)$$

em que, r_a é a distância do ponto p ao eletrodo A, e r_b é a distância do ponto p ao eletrodo B. Usando a equação acima, podemos calcular o potencial nos eletrodos M e N. Assim, para um arranjo onde os eletrodos A e B são de corrente, tem-se:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right), \quad (3.9)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right). \quad (3.10)$$

Desta forma, a diferença de potencial será dada por:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (3.11)$$

Sendo a resistividade dada por:

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \frac{\Delta V}{I}. \quad (3.12)$$

A Equação (3.12) ainda pode ser sintetizada da seguinte maneira:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}, \quad (3.13)$$

em que K é definido como o fator geométrico, sendo expresso por:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)}. \quad (3.14)$$

A Equação (3.13) expressa a resistividade elétrica de um meio homogêneo. Contudo, a realidade encontrada em campo é bem diferente dessa situação. O meio

geológico não é formado apenas por uma camada homogênea com resistividade ρ . As diversas camadas que compõem o solo possuem propriedades físicas e químicas distintas. Quando se aumenta o espaçamento entre eletrodos, a corrente injetada alcança profundidades maiores. E, quanto maior o espaçamento, maior é a influência das camadas inferiores. É por isso que não se deve tratar a resistividade medida em campo como resistividade real do meio. A resistividade medida em campo não corresponde à resistividade real das rochas, mas sim a uma média ponderada de todas as resistividades envolvidas.

3.1.3 Arranjos de Campo

No método elétrico existem várias técnicas de campo que permitem uma abordagem diferente do problema. Por exemplo, a técnica do caminhamento elétrico permite investigar a distribuição lateral da resistividade elétrica em função da profundidade. Na sondagem elétrica vertical (SEV), obtém-se a distribuição vertical da resistividade elétrica em função da profundidade. Como o objetivo deste trabalho consiste em caracterizar geoeletricamente a região visando à exploração de água, optou-se por utilizar a SEV como técnica de aquisição.

Dentro da técnica de sondagem elétrica vertical destacam-se dois arranjos de eletrodos, Wenner e Schlumberger. No arranjo Wenner, os quatro eletrodos possuem o mesmo espaçamento; e, a cada medida, os eletrodos são deslocados de forma que o espaçamento entre eles seja mantido. Esse tipo de arranjo foi desenvolvido nos Estados Unidos, e por esse motivo é mais utilizado em seu país de origem.

Nas aquisições com o arranjo Schlumberger (Figura 3.2) os espaçamentos entre os eletrodos são diferentes, de forma que, não é preciso movimentar os eletrodos de potencial (M e N) a cada medida. Geralmente, os eletrodos de potencial são movidos apenas quando o sinal fica muito fraco. Nesse arranjo, as medidas são mais rápidas e menos suscetíveis às variações laterais e topográficas. Por esse motivo, esse foi o arranjo adotado nessa pesquisa.

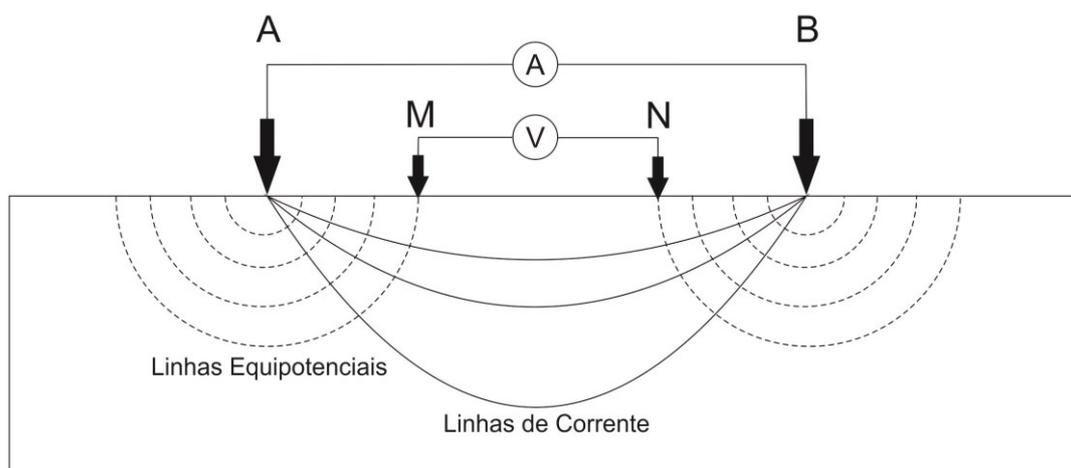


Figura 3.2. Arranjo Schlumberger utilizado em campo.

3.2 Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM)

3.2.1 Breve Histórico

O uso de métodos eletromagnéticos na geofísica pode ser remontado ao início do século XX. Seu desenvolvimento pode ser atribuído a uma questão de necessidade. Até então, as empresas petrolíferas e mineradoras empregavam somente os métodos elétricos em suas pesquisas. Contudo, para investigações muito profundas, era necessário um extenso arranjo de campo além de uma fonte elétrica muito potente. Esses empecilhos favoreceram o desenvolvimento dos métodos eletromagnéticos.

Em 1913, K.Schilowski patenteou um dispositivo indutor na Alemanha. Na mesma época, em 1917, Lungberg, Nathorst e Bergholm, usaram o método eletromagnético para encontrar novas jazidas de minérios na Suécia (Kaufman & Keller, 1983). Na década de 20, novos trabalhos ligados ao desenvolvimento do método apareceram na Rússia. Kaufman & Keller (1983) enumeram uma série de artigos que foram desenvolvidos nesse país e que tinham como finalidade entender o campo eletromagnético em meios estratificados. Os resultados advindos dessas pesquisas forneceram bases sólidas para uma melhor compreensão do método.

Na década de 30, o método eletromagnético ganhou força nos Estados Unidos. Muitas empresas petrolíferas interessadas em diminuir seus riscos passaram a empregar

o método em suas pesquisas. No entanto, estudos elaborados na década de 40 desestimularam a indústria petrolífera. Esses estudos forneceram um melhor entendimento da base teórica, mas, ao mesmo tempo, indicaram que o método não possuía resolução suficiente para os objetivos da indústria (Kaufman & Keller, 1983).

Desestimuladas pelas pesquisas da época, as empresas diminuíram seus investimentos por cerca de 20 anos. Somente na década de 70, com novos avanços científicos, é que algumas empresas interessadas na exploração de recursos geotermiais passaram a utilizar o método novamente.

Parte do avanço alcançado pode ser creditada aos russos que na década de 60 investiram no método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM). Esse método destacou-se em relação ao domínio da frequência (FDEM), pois, o campo magnético primário podia ser removido das medidas.

Com os avanços científicos e computacionais foi possível observar um número maior de trabalhos com o método eletromagnético. No caso do TDEM, os trabalhos se concentraram nas áreas de mineração e hidrogeologia. Parâmetros importantes como definição da espessura do aquífero, presença ou não de água salobra em áreas de água potável, definição da geometria do aquífero e presença de fraturas em rochas basálticas foram amplamente estudadas.

Fitterman & Stewart (1986) elaboraram quatro modelagens envolvendo problemas hidrogeológicos. Sedimentos aluvionares sobre o embasamento, lentes de cascalho entre o embasamento e sedimentos aluvionares, infiltrações de água salobra em aquíferos de água doce e mapeamento hidrogeológico. Os resultados mostraram que o método TDEM é sensível a variações de condutividade elétrica. Quando esse parâmetro não é bem pronunciado, a profundidade dos alvos pode ser subestimada.

Auken et al. (2003) mostram dois casos de estudo na Dinamarca, onde o método TDEM foi empregado com o objetivo de se obter as principais características hidrológicas das áreas. Para isso, duas técnicas de aquisição foram utilizadas, o HITEM (*High Moment Transient Electromagnetic*) que faz aquisição com uma maior intensidade de corrente elétrica (~60A) num loop de 40 x 40 m; e o PATEM (*Pulled Array Transient Electromagnetic*) que permite que o arranjo seja deslocado por um pequeno quadriciclo. Essas duas técnicas foram empregadas com o intuito de se obter uma maior cobertura de aquisição e uma maior profundidade de investigação. Os

resultados com o TDEM permitiram definir a geometria dos aquíferos e as principais estruturas geológicas presentes nas áreas estudadas.

Jørgensen et al. (2005) utilizaram o TDEM para a caracterização geológica da região de Mors, Dinamarca. Para isso, uma série de sondagens foi adquirida entre os anos de 1998 e 2002. Os resultados permitiram um melhor entendimento da geologia local, sendo que, foram localizados alguns vales preenchidos com sedimentos glaciais enterrados e um diápiro de sal.

Nielsen et al. (2006) utilizaram o TDEM com o objetivo de detectar lentes de água doce em Keta (Gana). Nesse caso, três áreas distintas foram estudadas (costeira, central e região próxima ao lago). Os resultados demonstraram que na região próxima à costa, o aquífero poderia estar localizado até 9 m de profundidade. No entanto, para as regiões centrais e próximas ao lago, o contato entre água doce e salobra se encontrava a 20 m de profundidade. Essas interpretações foram corroboradas com informações de poços já existentes na região.

Kanta et al. (2009) realizaram 305 sondagens TDEM para obter as principais características do aquífero na bacia de Keritis (ilha de Creta – Grécia). Informações como: geometria do aquífero, áreas de falhas geológicas e delimitações da borda puderam ser analisadas de uma forma mais precisa. Os resultados apresentaram forte correlação com os dados de poços existentes na área.

Høyer et al. (2011) utilizaram o TDEM aéreo e a Sísmica para estudar as principais feições geológicas de uma área na parte oeste da Dinamarca. De modo geral, os resultados mostraram que os métodos são complementares, pois, a sísmica contribuiu na localização de estruturas geológicas 2D e o TDEM aéreo permitiu correlacionar os dados de resistividade elétrica com a geologia local.

Porsani et al. (2012a) realizaram 86 sondagens TDEM na região de Bebedouro, Estado de São Paulo, com o objetivo de mapear geoeletricamente, bem como, compreender a origem dos sismos ocorridos na região. Os resultados mostraram que a Formação Adamantina possui espessura inferior a 80m e a Formação Serra Geral atinge profundidades de 400m a 650m na região. Além desses resultados, em algumas sondagens foram identificadas regiões de fraturas com profundidades variáveis entre 100 m e 300 m que coincidem com as profundidades dos hipocentros.

3.2.2 Princípios Físicos do Método TDEM

Assim como na sondagem elétrica vertical, o método TDEM também é usado para se obter a variação da resistividade elétrica em função da profundidade. Entretanto, a maneira de se obter esse parâmetro é diferente, pois, o TDEM mede o decaimento do campo magnético secundário com o tempo. Para isso, inicialmente injeta-se uma corrente contínua num *loop* de forma quadrada ou retangular; na literatura são descritos *loops* circulares também, no entanto, é inviável trabalhar com esse tipo de *loop*, pois a logística para fazer um círculo é complicada em campo. Segundo a lei de Ampère, toda corrente elétrica possui um campo magnético associado. No entanto, esse campo não induz correntes elétricas no substrato, uma vez que, o campo magnético é constante no tempo. Para que correntes elétricas sejam induzidas em subsuperfície é necessário provocar uma variação do campo magnético. Assim, corta-se a corrente elétrica por um breve período de tempo (*Turn-off*) de modo que o campo magnético varie. Segundo a Lei de Faraday, uma variação do campo eletromagnético no tempo induz uma força eletromotriz. Essa força eletromotriz induz correntes elétricas em subsuperfície.

As correntes induzidas sofrem atenuação do meio, pois, o mesmo apresenta diferentes valores de resistividade. A atenuação das correntes elétricas induzidas faz com que o campo magnético ao redor dela continue variando e, dessa forma, novas correntes são formadas em subsuperfície por indução. À medida que o tempo passa, as correntes penetram mais no solo. Esse fenômeno é semelhante a anéis de fumaça ou *Smoke Rings*.

Em superfície, a variação do campo magnético secundário provocado pelas correntes em subsuperfície é medida através de uma bobina receptora. Na bobina receptora, uma força eletromotriz provocada pela variação do campo magnético secundário é captada. Esse sinal é convertido em uma curva da taxa de decaimento do campo magnético secundário pelo tempo e é registrado em *Gates* que são janelas ou intervalos de tempo em que o sinal é registrado. Esses intervalos aumentam conforme o sinal decai, pois, como a intensidade diminui é necessário um maior intervalo de tempo para que a razão sinal/ruído seja mensurável. Todo o processo descrito acima pode ser sintetizado pela Figura 3.3.

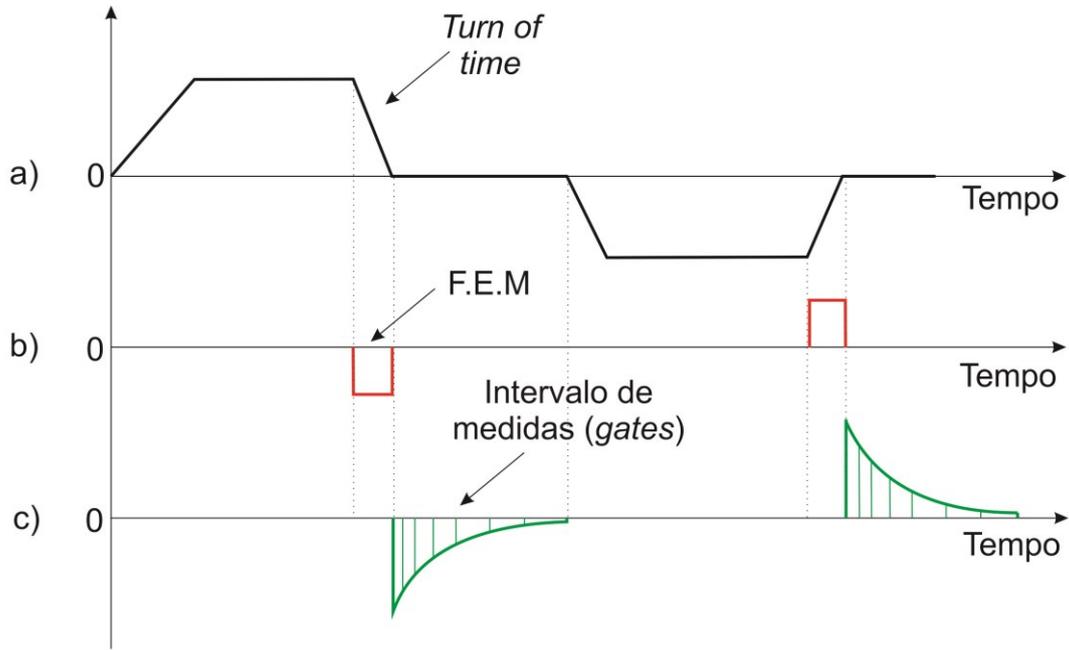


Figura 3.3. Princípios físicos do método TDEM. a) A corrente no loop indutor é desligada. b) A variação do campo magnético primário induz uma f.e.m em subsuperfície. c) A força eletromotriz induz correntes elétricas no solo que irão induzir um campo magnético secundário (Adaptado de McNeill, 1990).

Como foi mostrado anteriormente, o método TDEM apoia-se no fenômeno da indução eletromagnética. Desta forma, torna-se necessário mostrar as principais equações que regem o método. As equações de Maxwell são descritas da seguinte forma:

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0, \quad (3.15)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J}, \quad (3.16)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0, \quad (3.17)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q, \quad (3.18)$$

em que: \vec{E} é o vetor campo elétrico (V/m), \vec{B} é a indução magnética (weber/m²), \vec{D} é a densidade de fluxo elétrico (columb/m²), \vec{H} é a intensidade do campo magnético (ampére/metro, A/m) e \vec{j} é a densidade de corrente elétrica (A/m²). A densidade de carga é expressa por q (C/m³).

A Equação (3.15) mostra que uma variação do campo elétrico induz um campo magnético que também é variável no tempo. Já a Equação (3.16) mostra que um campo magnético variável no tempo induz correntes em subsuperfície.

Empregando-se a transformada de Fourier nas Equações (3.15) e (3.16) e incorporando as relações constitutivas do meio $\vec{j} = \sigma\vec{E}$, $\vec{D} = \epsilon\vec{E}$, $\vec{B} = \mu\vec{H}$ obtêm-se as equações de Maxwell no domínio da frequência, dadas por:

$$\nabla \times \vec{E} + i\omega\mu_0\vec{H} = 0, \quad (3.19)$$

$$\nabla \times \vec{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\vec{E} = 0, \quad (3.20)$$

em que ϵ é a permissividade dielétrica, σ é a condutividade elétrica, ω é a frequência angular e μ_0 é a permeabilidade magnética (no caso, adota-se a mesma que a do vácuo para os substratos). Por conveniência adota-se $\hat{z} = i\omega\mu_0$ e $\hat{y} = \sigma + i\epsilon\omega$.

As equações de *Maxwell* homogêneas (3.19) e (3.20) se aplicam somente para regiões livres de cargas. Para regiões contendo cargas elas são substituídas pelas equações não homogêneas:

$$\nabla \times \vec{E} + \hat{z}\vec{H} = -\vec{J}_m^S, \quad (3.21)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \hat{y}\vec{E} = -\vec{J}_e^S, \quad (3.22)$$

em que \vec{J}_m^S é a densidade de corrente da fonte magnética e \vec{J}_e^S é a densidade de corrente da fonte elétrica.

Nos processos de difusão, a dissipação do campo elétrico devido a condutividade elétrica dos materiais é muito mais importante que os fenômenos ligados a propagação de ondas eletromagnéticas (polarização e constante dielétrica dos materiais). Nos métodos onde a frequência de pulsação do campo eletromagnético é

baixa, pode-se dizer que $\sigma \gg i\omega\epsilon_0 \rightarrow \hat{y} \approx \sigma$, por isso as correntes de deslocamento são negligenciadas.

O campo elétrico \vec{E} pode ser expresso em termos de um vetor \vec{F} , denominado potencial de *Schelkunoff* que é escrito da seguinte forma:

$$\vec{E} = -\nabla \times \vec{F}. \quad (3.23)$$

Substituindo a Equação (3.23) na Equação (3.21), se obtém:

$$\nabla \times (-\nabla \times \vec{F}) + \hat{z}\vec{H} = -\vec{J}_m^s. \quad (3.24)$$

Com a Equação (3.24) é possível derivar a equação de Helmholtz não homogênea dada por:

$$\nabla^2 \vec{F} + k^2 \vec{F} = -\vec{J}_m^s, \quad (3.25)$$

em que k é o número de onda que é expresso por $k^2 = -\hat{z}\hat{y} = \mu_0\epsilon\omega^2 - i\omega\mu_0\sigma$

Substituindo a Equação (3.24) em (3.25), tem-se:

$$\nabla \times (-\nabla \times \vec{F}) + \hat{z}\vec{H} = \nabla^2 \vec{F} + k^2 \vec{F}. \quad (3.26)$$

Para um dado vetor \vec{A} , a seguinte relação é válida:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}. \quad (3.27)$$

Dessa forma,

$$\nabla \times (-\nabla \times \vec{F}) + \hat{z}\vec{H} = \nabla^2 \vec{F} + k^2 \vec{F} = -\nabla(\nabla \cdot \vec{F}) + \nabla^2 \vec{F} + \hat{z}\vec{H}. \quad (3.28)$$

Simplificando a equação acima:

$$\vec{H} = \frac{1}{\hat{z}} \nabla(\nabla \cdot \vec{F}) - \hat{y} \vec{F}. \quad (3.29)$$

Para uma terra estratificada unidimensional, \vec{F} consiste na componente z.

$$\vec{F} = F_z \vec{\mu}_z ; TE_z. \quad (3.30)$$

F_z é uma função escalar de x, y e z; μ_z é um vetor unitário na direção de z e TE_z é o campo elétrico transversal no plano xy. Substituindo a Equação (3.30) na Equação (3.23) obtêm-se:

$$E_x = -\frac{\partial F_z}{\partial y}, \quad (3.31)$$

$$E_y = -\frac{\partial F_z}{\partial x}, \quad (3.32)$$

$$E_z = 0. \quad (3.33)$$

E substituindo a Equação (3.30) em (3.29), obtêm-se:

$$H_x = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial x \partial z}, \quad (3.34)$$

$$H_y = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial x \partial z}, \quad (3.35)$$

$$H_z = \frac{1}{\hat{z}} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k^2 \right) F_z. \quad (3.36)$$

As Equações de 3.31 até 3.36 são as componentes do campo elétrico e magnético. Contudo, para o cálculo do campo magnético vertical no centro do loop é necessário tratar o potencial de Schelkunoff de outra maneira (dipolo magnético vertical). Para chegar ao resultado desejado que corresponda à fórmula do decaimento

do campo magnético vertical em função do tempo para os tempos tardios (Equação 3.37) é preciso um trabalho algébrico maior (resolução da equação de Hankel) que pode ser encontrado em Kaufman & Keller (1983). Desta forma, a taxa de variação do campo magnético em função do tempo é escrita:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx \frac{I\sigma^{\frac{3}{2}}\mu_0^{\frac{5}{2}}a^2}{20\pi^{\frac{1}{2}}} t^{-5/2}, \quad (3.37)$$

em que: I é a intensidade da corrente, e a é a distância do transmissor a bobina receptora e t é o tempo de medida.

Assim, a resistividade aparente pode ser definida como:

$$\rho_a = \left(\frac{Ia^2}{20\partial B_z/\partial t} \right)^{1/2} \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3} \rightarrow \rho_a = \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}\sqrt{20}} \left(\frac{Ia^2}{\partial B_z/\partial t} \right)^{1/2} t^{-5/3}. \quad (3.38)$$

3.2.3 Ruídos e Acoplamentos

Por se tratar de um método eletromagnético, o TDEM está sujeito a muitas fontes de ruídos que podem distorcer as medidas realizadas em campo. Por exemplo, tempestades elétricas e solares produzem campos magnéticos que podem distorcer as medidas. Uma forma de minimizar os ruídos presentes numa sondagem TDEM consiste em aumentar o momento magnético. Isso é feito com o aumento da intensidade da corrente elétrica e/ou com o aumento da área do loop transmissor. A outra forma de minimizar os ruídos presentes é aumentar o *stacking* para melhorar a razão sinal/ruído. Mais informações podem ser encontradas em (Munkholm & Auken, 1996; Porsani et al., 2012b).

Outras estruturas feitas pelo homem também podem provocar distorções nas medidas de campo, por exemplo: linhas de transmissão, cercas metálicas e tubulações enterradas. Os efeitos provocados por essas estruturas são denominados acoplamentos e esses não podem ser enquadrados como ruídos, pois eles existem somente porque o

método é indutivo. Ou seja, o método é quem induz correntes elétricas nessas estruturas que alteram o sinal medido (Munkholm & Auken, 1996).

O acoplamento galvânico é apresentado na Figura 3.4 e está relacionado com aquisições realizadas próximas a linhas de transmissão e cercas metálicas em contato com o solo. Nesse caso, o TDEM induz correntes nessas estruturas, formando um circuito LR (indutor-resistor) com o solo. Assim, o decaimento do campo magnético medido é uma soma dos campos induzidos pelo transmissor e pelo indutor (campo induzido nas linhas de transmissão ou cercas). Por isso, esse tipo de interferência dificilmente é detectável, pois o sinal não aparenta sofrer distorções significativas, apenas apresenta decaimentos do campo magnético menores.

O único modo de verificar se o dado está ou não com acoplamento, é fazer sondagens próximas a perfis na área de aquisição e verificar a curva de decaimento do campo magnético. Se ela estiver com acoplamento, terá intensidade maior do campo que as outras ao longo do perfil. Ou, caso as sondagens sejam invertidas, aquelas que apresentarem acoplamentos galvânicos terão a presença de uma camada muito mais condutiva.

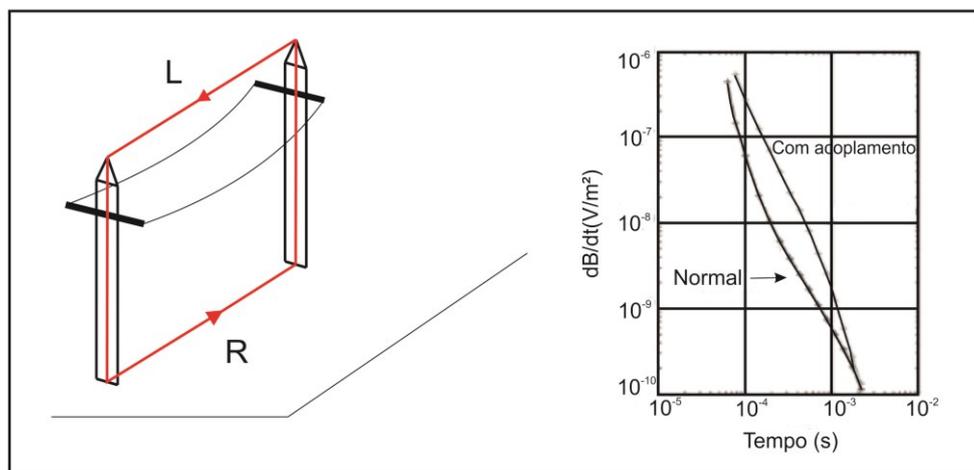


Figura 3.4. Influência do acoplamento galvânico nas sondagens TDEM (modificado de Danielsen et al., 2003).

O acoplamento capacitivo representado na

Figura 3.5 ocorre quando as medidas são realizadas próximas a cabos que são envoltos por algum material isolante (Exemplo: fiações de cobre encapadas). Esses cabos atuam como um capacitor, formando um circuito RLC. Desta forma, o TDEM

induz correntes em subsuperfície e no corpo condutor isolado que atua como um capacitor que é descarregado de forma oscilante. Por isso, a resposta obtida é oscilante, sendo facilmente detectável em campo. Quando isso acontece, o dado precisa ser descartado, tornando-se inviável realizar uma aquisição nas proximidades.

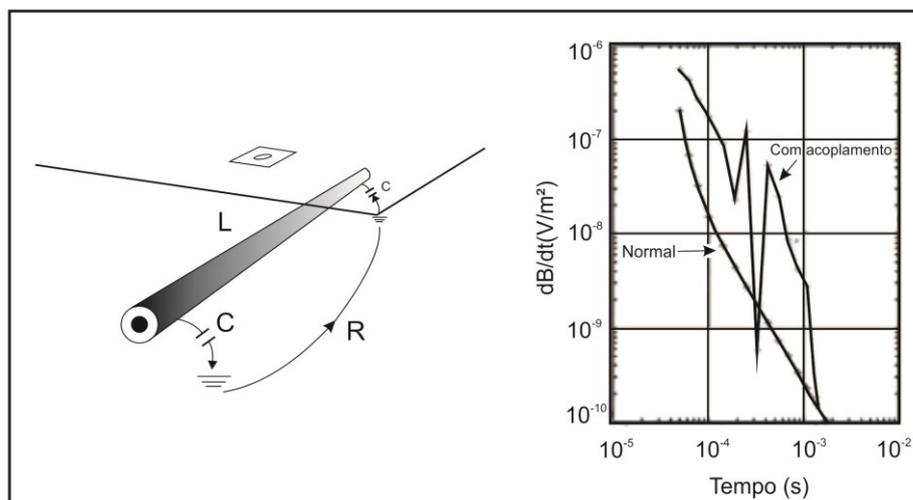


Figura 3.5. Influência do acoplamento capacitivo nas sondagens TDEM (modificado de Danielsen et al., 2003).

3.2.4 Modos de Aquisição

Nos últimos anos houve um significativo avanço nas formas de aquisição do método TDEM. Atualmente, existe o TDEM aéreo, onde um loop e uma bobina são transportados por um avião ou helicóptero; e o *Pull-TEM*, onde o arranjo é puxado por um pequeno quadriciclo enquanto são realizadas as aquisições. No TDEM aéreo, as aquisições são extremamente rápidas e esse tipo de levantamento já foi realizado em lugares como Austrália, Dinamarca e Antártica. Apesar do tempo de aquisição ser muito rápido, ainda é muito caro manter um helicóptero ou avião voando, mesmo que, por um breve período de tempo. Desta forma, empregam-se na superfície do terreno os arranjos mais tradicionais que são: *Loop-Central*, *Loop-Loop* e *Loop-Coincidente*.

No arranjo *Loop-Central* (Figura 3.6a) a bobina receptora situa-se no centro do loop. Esse tipo de arranjo é recomendado para loops com lados maiores que 40 m para que não haja influência do campo primário nas medidas. Esse arranjo é o mais utilizado pela indústria e academia, pois os dados adquiridos possuem uma boa razão sinal/ruído e, por isso, foi o arranjo adotado nesta pesquisa para a aquisição dos dados.

O arranjo *Loop-Loop* (Figura 3.6b) é utilizado nas situações onde o comprimento do *loop* é menor que 40 m. Nessa metodologia, a bobina receptora é deslocada para fora do *loop*, de modo que, não exista influência do campo primário nas medidas. O outro arranjo é o *Loop-Coincidente* (Figura 3.7c), onde as bobinas transmissoras e receptoras são sobrepostas ou coincidentes.

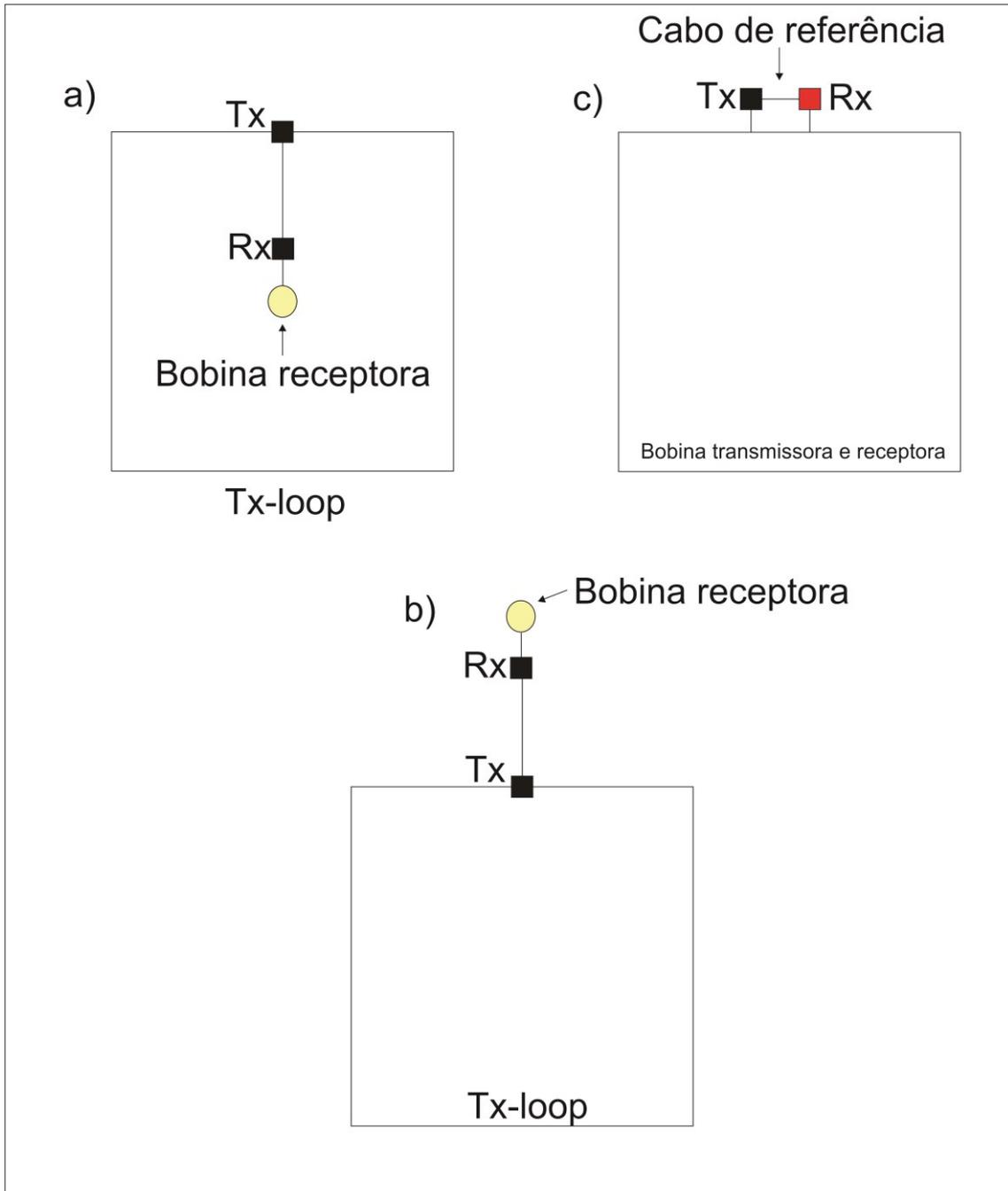


Figura 3.6. Modos de aquisição TDEM. a) arranjo *loop-central*. b) arranjo *loop-loop*. c) arranjo *loop-coincidente*.

3.3 Inversão Conjunta SEV/TDEM

Normalmente, os dados de SEV e TDEM são invertidos de maneira separada. Esse processo, apesar de clássico, pode gerar ambiguidades na interpretação dos resultados, pois, métodos distintos investigam de maneiras distintas a subsuperfície. Por exemplo, a SEV (método eletrorresistivo) é ideal para mapear estruturas mais rasas e resistivas enquanto que, o TDEM visualiza melhor as camadas mais profundas e condutivas.

Grande parte dos problemas geofísicos são mal postos, ou seja, o número de parâmetros a serem determinados é maior que o número de informações conhecidas. Por isso, a determinação dos parâmetros é ambígua, ou seja, existe mais de uma solução para um mesmo parâmetro. Uma maneira de minimizar essa ambiguidade é adicionar um número maior de informações (ou dados) ao problema, que neste caso pode ser fornecido pela inversão conjunta.

Neste trabalho, o processo de inversão SEV/TDEM foi realizado no *software* “Curupira” (Bortolozo & Porsani, 2012) que permite a inversão dos dados SEV e TDEM de maneira conjunta e separada. De forma resumida, a inversão consiste em obter automaticamente os parâmetros que reduzem a função objetivo (Equação 3.39). Essa função estabelece uma relação entre os dados observados (medidos) e dados preditos (calculados) e é dada por:

$$\Phi(d_o, p) = \|d_o - h(p)\|, \quad (3.39)$$

em que: d_o representa o dado observado em campo e $h(p)$ é a resposta (dado predito) do modelo que depende dos parâmetros. Minimizar a função objetivo (3.39) corresponde a encontrar um modelo geofísico que se aproxima do modelo proposto. Esse modelo é definido pelo geofísico com base nos dados de poços, de geologia, ou até mesmo em dados geofísicos que foram realizados anteriormente nas proximidades da área pesquisada. É importante notar que, caso o modelo proposto seja muito distinto do modelo mais próximo do real, a inversão pode muito bem convergir para valores que não representam o modelo geológico local.

De uma forma mais simples, a ideia da inversão conjunta pode ser explicada pela Figura 3.7.

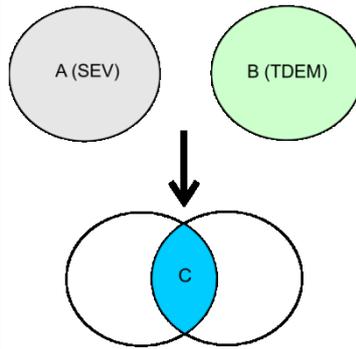


Figura 3.7. Conjuntos de soluções. O conjunto A representa as possíveis soluções para um determinado dado de SEV. O conjunto B representa as possíveis soluções para o TDEM. E C representa o conjunto de possíveis soluções numa inversão conjunta.

Seja A o conjunto de soluções para um determinado dado de SEV e B, o conjunto de soluções para um determinado dado de TDEM. Se somente um método fosse utilizado, o espaço de soluções seria bem maior, ou seja, qualquer um dos pontos presentes no conjunto A ou B poderia satisfazer o conjunto de dados. Como ambos os métodos trabalham com a propriedade da resistividade elétrica, é natural que exista um espaço de soluções que satisfaça os dois conjuntos. Esse espaço pode ser definido pela intersecção dos conjuntos A e B, representado pela letra C na Figura 3.7. Note que esse espaço restringe o número de soluções possíveis. Essa é a vantagem da inversão conjunta, ela reduz o espaço de soluções permitindo que a estimativa dos parâmetros seja mais confiável.

Numa inversão conjunta, a Equação 3.39 pode ser reescrita como:

$$\emptyset(d_o, p) = \|d_{sev} - h_{sev}(p)\| + \|d_{TDEM} - h_{TDEM}(p)\|, \quad (3.40)$$

em que: d_{sev} representa o dado medido através da SEV, $h_{sev}(p)$ representa o dado predito para o mesmo ponto em que a SEV foi medida, d_{TDEM} representa o dado medido com o TDEM e $h_{TDEM}(p)$ é o dado predito para o TDEM.

Os dados preditos são uma função dos parâmetros (resistividade elétrica e espessura) e representa a resposta física calculada para um modelo inicial proposto. Os parâmetros para o caso 1D são: resistividade elétrica, espessura das camadas e número de camadas. Ou seja, obtê-los é de fundamental importância para que se possa fazer a

correspondência com a geologia da área. A inversão permite que esses parâmetros sejam obtidos através da minimização da função objetivo.

Existem muitas maneiras de minimizar a função objetivo. A técnica utilizada no programa Curupira é denominada: Algoritmo de Busca Global ou CRS (*Controlled Randon Search*). O funcionamento do algoritmo está esquematizado na Figura 3.8. A primeira etapa consiste em definir um modelo inicial. Na entrada do programa deve ser definido o número de camadas, a resistividade e a espessura de cada camada. Esses valores correspondem à estimativa inicial do modelo. Através desses valores é calculado um espaço de busca para novos modelos. Isso garante que o algoritmo investigue as diferentes soluções para um mesmo conjunto de dados e retorne um modelo mais próximo do real.

O espaço de busca é definido da seguinte maneira: se o modelo inicial possui três camadas, ou, cinco parâmetros a serem determinados (três valores de resistividade e 2 espessuras de camadas); o espaço de busca será composto por quinze modelos. Pois, o número de modelos foi definido como: $M = 3n$ (número de parâmetros). Após isso, as respostas físicas de cada modelo são calculadas, o algoritmo calcula a norma para cada um dos M modelos. Todo esse processo corresponde à parte inicial do programa.

A parte iterativa começa com a obtenção de um modelo P que é definido pela média aritmética de n modelos dentro do espaço de M modelos. Após isso, o algoritmo escolhe um modelo aleatório dentro do espaço de busca que não tenha sido selecionado para o cálculo da média do modelo P . Então é calculada uma média entre o modelo P e o modelo selecionado. Esse novo modelo resultante será denominado T . A função objetivo desse modelo é calculada. Se a norma desse modelo for maior que a norma dos outros modelos dentro do espaço de busca, ele é descartado e o processo é repetido. Caso contrário, o modelo T substitui o modelo de maior norma, dando sequência ao processo iterativo. Dessa forma, o espaço de busca será atualizado sempre que o modelo calculado possuir norma menor que de outros modelos. Esse processo será repetido com base no número de iterações desejadas ou num valor mínimo definido para a norma.

O resultado final irá garantir que o modelo escolhido seja o de menor norma possível dentro do espaço buscado. Segundo Bortolozzo (2011) esse algoritmo é estável e robusto com grande capacidade de convergência; apesar de, não ser um método de busca rápido.

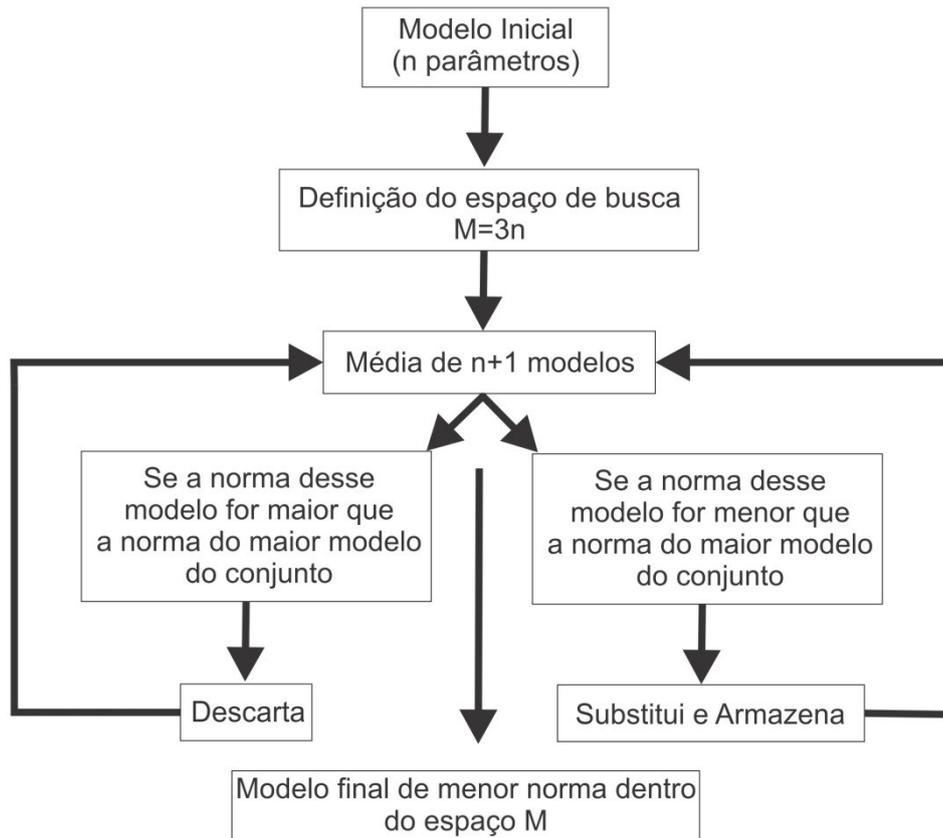


Figura 3.8. Lógica do algoritmo CRS utilizado no software Curupira para inversão (Adaptado de Bortolozo, 2011).

3.4 Estudo da Sensibilidade dos Métodos Geofísicos

Antes de qualquer campanha geofísica, é preciso verificar se os métodos e técnicas propostas satisfazem os objetivos da pesquisa. Uma maneira de averiguar isso é através da modelagem, ou seja, o cálculo das respostas físicas SEV e TDEM para um modelo geológico médio da área a ser trabalhada. E, depois, inverter de forma separada e conjunta os dados obtidos com a modelagem (dados sintéticos) afim de que sejam visualizadas as vantagens e desvantagens de cada técnica (inversão conjunta e separada).

As modelagens e inversões apresentadas foram realizadas por meio do *software* Curupira (Bortolozo & Porsani, 2012). Nesse caso, as modelagens foram realizadas de forma conjunta com acréscimo de ruído aos dados sintéticos, para que, a situação seja a mais realista possível. No caso da SEV, o erro é aleatório e tem o mesmo peso em todas as medidas. Já no TDEM, o erro é maior para os últimos pontos, pois, os últimos

pontos possuem baixa intensidade de sinal (Bortolozo, 2011). Nesta modelagem, os erros utilizados pra SEV e TDEM são: 3% e 2% respectivamente.

Para a modelagem, o Curupira utiliza o modelo de camadas plano-paralelas com a resistividade variando somente em profundidade (1D). Para executar a modelagem, o usuário necessita criar um modelo com as resistividades e espessuras de cada camada. A última camada possuirá apenas o valor de resistividade elétrica. Feito isso, o programa irá calcular a resposta física em função de $AB/2$, na SEV, ou do tempo, no caso do TDEM. Mais informações a respeito do programa e dos cálculos envolvidos na modelagem podem ser encontradas em Bortolozo (2011).

Com base em dados de poços da região, elaborou-se um modelo de 4 camadas geoeletricas que podem ser visualizadas na Figura 3.9. As duas primeiras camadas geoeletricas, altamente resistivas (800 ohm.m e 3000 ohm.m), correspondem ao solo. A terceira camada, com resistividade de 20 ohm.m e espessura de 90m representa os arenitos argilosos saturados da Formação Adamantina e, a última camada, com resistividade 1000 ohm.m, representa o basalto da Formação Serra Geral.



Figura 3.9. Modelo geológico de 4 camadas utilizado na modelagem.

A Figura 3.10 apresenta os resultados sintéticos da modelagem SEV, TDEM. Na Figura 3.10a, encontra-se a resposta para a modelagem da sondagem elétrica vertical, enquanto que, na Figura 3.10b é apresentado o resultado da modelagem TDEM e na Figura 3.10c é apresentado o modelo geoeletrico utilizado na modelagem.

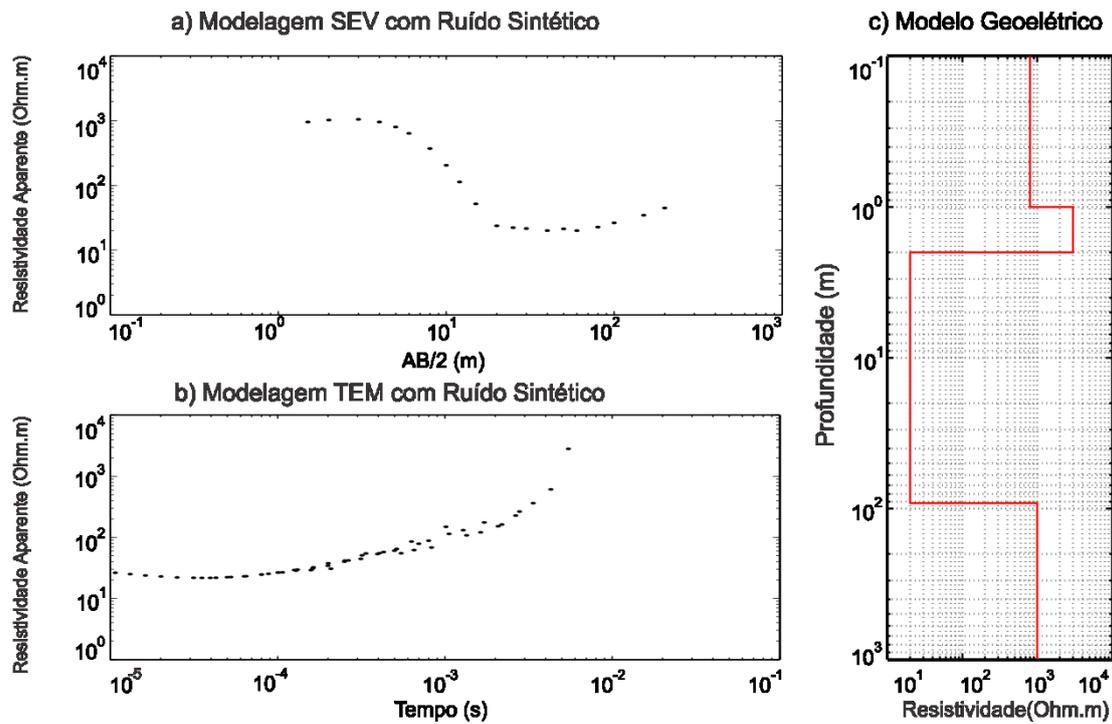


Figura 3.10. Modelagem conjunta SEV/TDEM. a) gráfico de resistividade aparente por AB/2. b) gráfico de resistividade aparente pelo tempo. c) modelo geoeletrico utilizado na modelagem.

A seguir, na Figura 3.11a é mostrado o resultado da inversão dos dados sintéticos gerados na modelagem da SEV. Observa-se que o erro de ajuste entre os dados sintéticos e a curva ajustada na inversão é de 0,74%. A Figura 3.11b mostra o modelo geoeletrico obtido após a inversão. Nessa figura, a linha vermelha representa a melhor solução encontrada pelo programa, ou, com menor norma. Note que, na mesma figura, existem dois retângulos na cor verde, onde é possível visualizar algumas linhas tracejadas que representam o modelo de camadas equivalentes. Segundo Orellana (1982), camadas equivalentes são aquelas que apresentam a mesma solução para diferentes valores de resistividade, espessura e número de camadas. O fenômeno foi notado quando alguns geofísicos franceses, ao trabalhar com um modelo de três

camadas, substituíram os valores de resistividade e espessura da camada intermediária. Eles observaram que ao reduzir o valor da espessura por um fator n e aumentar o valor de resistividade pelo mesmo fator, a resposta obtida era a mesma ou dentro da margem de erro de 5% (Orellana, 1982).

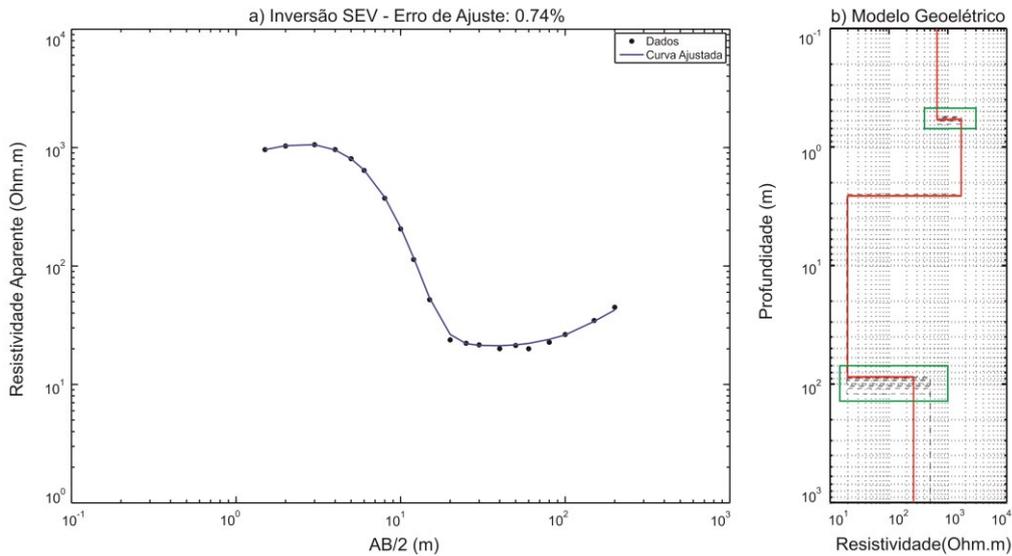


Figura 3.11. Inversão dos dados sintéticos de SEV. a) gráfico de resistividade aparente por AB/2. b) modelo geoeletrico obtido após a inversão.

A Tabela 3.1 apresenta os valores de resistividade e espessuras obtidos (ρ_{ob}) após a inversão dos dados sintéticos da SEV; verifica-se que as resistividades e espessuras da primeira e segunda camada são mal determinadas. Contudo, o método consegue distinguir bem o contraste de resistividade entre a primeira e a segunda camada, ambas resistivas. Isto significa que é possível discorrer a respeito das duas primeiras camadas, interpretando essas resistividades distintas como variações no teor de umidade do solo.

Tabela 3.1. Resultados da inversão SEV. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_{ob}). H_s representa a espessura sintética da camada e H_{ob} representa a espessura obtida.

Camadas	ρ_s (ohm.m)	ρ_{ob} (ohm.m)	Erro (%)	H_s (m)	H_{ob} (m)	Erro (%)
Camada 1	800	654	31.7	1	0.6	40
Camada 2	3000	1688	43.7	1	2	100
Camada 3	20	19.7	1.5	90	85	5.5
Interface 4	1000	261	74	X	X	X

Repare que os parâmetros são bem determinados na camada três (Aquífero Sedimentar). O erro da resistividade elétrica é de 1.5% e da espessura de 5.5%. Essa camada é bem definida porque há contraste nos valores de resistividade entre a 2ª e 3ª camadas e entre a 3ª e 4ª camadas.

Na Figura 3.12a é apresentado o resultado da inversão dos dados sintéticos do TDEM. Nota-se que o erro de ajuste entre os dados sintéticos e a curva é de 6.2%. Esse erro é consequência da tentativa de se inverter os resultados com um modelo de 4 camadas. Apesar de o modelo proposto possuir quatro camadas geelétricas, as sondagens TDEM não possuem resolução para camadas com espessuras menores que 10% do tamanho do *loop*. Dessa forma, a inversão não consegue determinar as duas primeiras camadas. É por isso que, na parte inicial da Figura 3.12b (retângulo verde) existem muitas camadas equivalentes, pois, o método não possui boa resolução para determinar as camadas rasas.

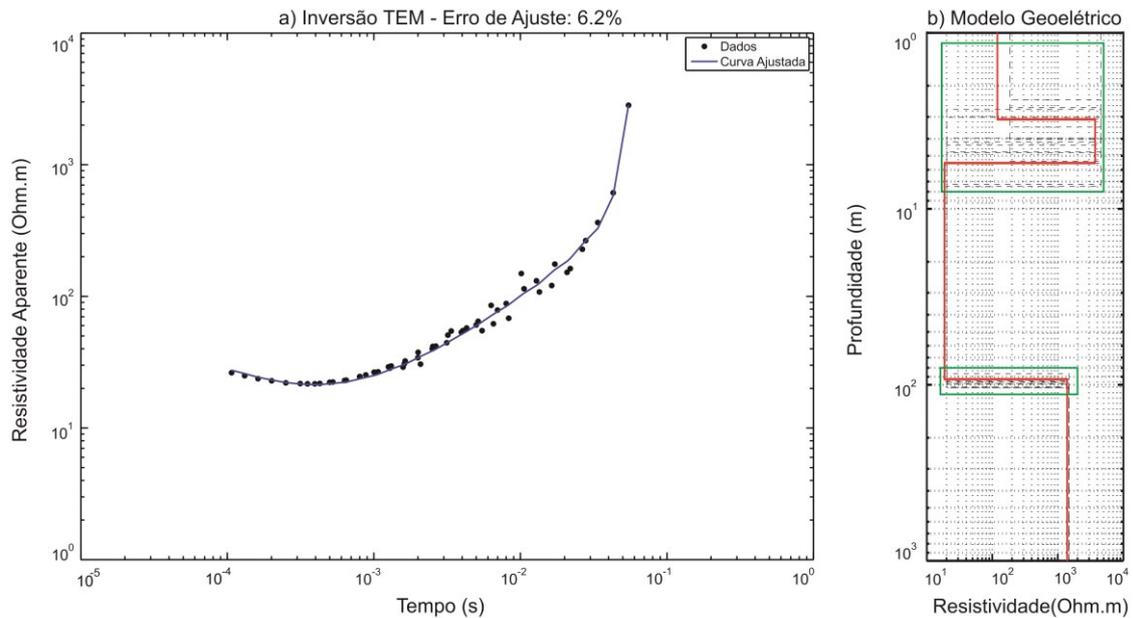


Figura 3.12. Inversão dos dados sintéticos TEM. a) gráfico de resistividade aparente por tempo. b) modelo geoeétrico obtido após a inversão.

A Tabela 3.2 apresenta os valores de resistividade e espessura após a inversão dos dados sintéticos TDEM. Observe que as resistividades calculadas para a primeira e segunda camada são mal definidas. O erro apresentado de 85% para a primeira camada e de 23% para a segunda camada mostra que o TDEM não possui resolução para definir esse parâmetro em camadas com pequenas espessuras.

A resistividade elétrica da terceira camada foi bem determinada, o erro calculado após a inversão entre o valor sintético e o valor obtido ficou em 7%. Note que, como a terceira camada apresenta espessura de 90 m, o método foi capaz de resolver o parâmetro resistividade elétrica. Já a resistividade elétrica da última camada foi mal determinada, com um erro de aproximadamente 39%. Segundo, Jørgensen et al., (2005) o método TDEM não possui sensibilidade para definir a resistividade de camadas com valores acima de 80 ohm.m, o método apenas indica que existe uma estrutura resistiva mas não define bem sua resistividade.

As espessuras das camadas 1 e 2 também foram mal definidas. Ambas apresentaram um erro superior a 100%. Por sua vez, a terceira camada teve sua espessura bem calculada, com um erro de 2.8%.

Tabela 3.2. Resultados da inversão TDEM com 4 camadas. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_{ob}). Hs representa a espessura sintética da camada e Hob representa a espessura obtida.

Camadas	ρ_s (ohm.m)	ρ_{ob} .(ohm.m)	Erro (%)	Hs(m)	Hob.(m)	Erro (%)
Camada 1	800	119	85	1	3.1	210
Camada 2	3000	3711	23.7	1	2.3	130
Camada 3	20	18.6	7	90	87.4	2.8
Interface 4	1000	1388	38.8	X	X	X

Na Figura 3.13a são apresentados os resultados da inversão TDEM com um modelo inicial de 3 camadas. O erro de ajuste entre os dados sintéticos e a curva invertida é de 6.6%, ou seja, maior que o erro de 6.2% obtido na inversão com quatro camadas. O erro de 6.6% é reflexo da exclusão de uma camada, visto que, o modelo sintético ainda apresenta quatro camadas e neste caso, a inversão é realizada com apenas 3 camadas.

Os resultados apresentados na Tabela 3.3 mostram que a primeira camada continua indeterminada. Observe as camadas equivalentes representadas pelas linhas tracejadas na Figura 3.13b, elas indicam que existem várias soluções que satisfazem o modelo.

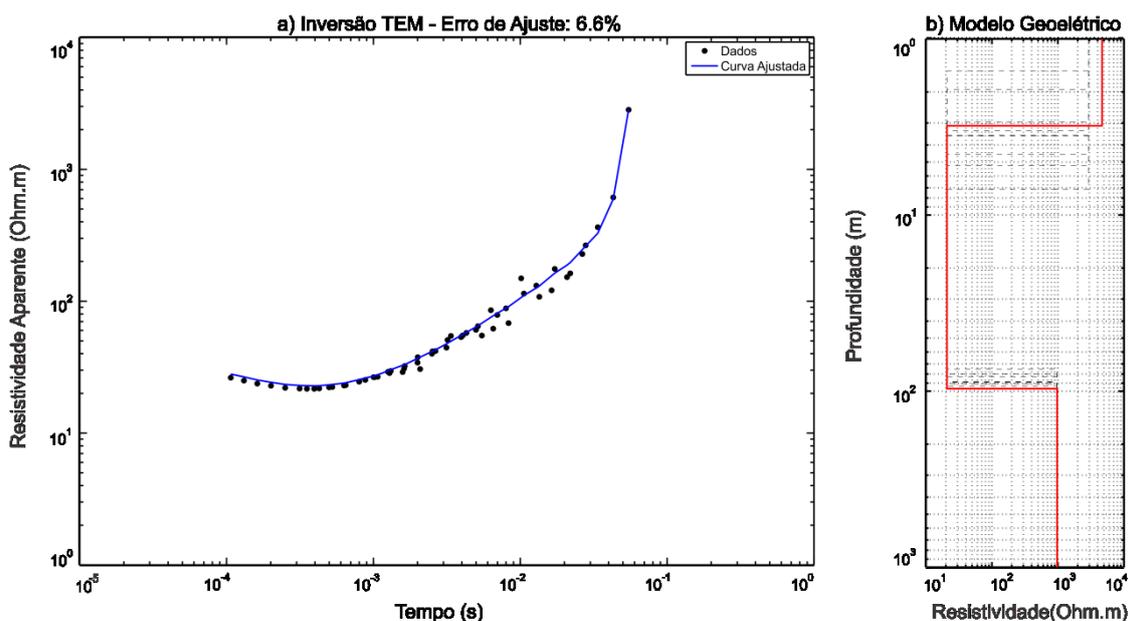


Figura 3.13. Inversão dos dados TDEM com um modelo de 3 camadas. a) gráfico de resistividade aparente por tempo. b) modelo geométrico obtido após a inversão.

Para calcular a resistividade da primeira camada, obteve-se a média da resistividade das duas primeiras camadas utilizadas anteriormente. O valor obtido foi de 1900 Ω .m; para a espessura, foi utilizado o valor da soma das espessuras das camadas 1 e 2 da Tabela 3.2.

O parâmetro resistividade elétrica da camada 2 é bem determinado, o erro entre o valor sintético e o valor calculado é de 3.5%. A espessura dessa camada também é determinada de forma satisfatória, com um erro de 4.4%.

A interface 3 corresponde a antiga interface 4 que representa o topo da camada de basaltos. Para essa interface, o parâmetro resistividade elétrica é bem determinado. O erro calculado é de 2.6%.

Tabela 3.3. Resultados da inversão TDEM com 3 camadas. Valores de resistividades sintéticos (ρ_s) e obtidos com a inversão (ρ_{ob}). Hs representa a espessura sintética da camada e Hob representa a espessura obtida.

Camadas	ρ_s (ohm.m)	ρ_{ob} (ohm.m)	Erro (%)	Hs(m)	Hob.(m)	Erro (%)
Camada 1	1900	4680	146	2	3.1	55
Camada 2	20	20.7	3.5	90	94	4.4
Interface 3	1000	974	2.6	X	X	X

Note que a comparação realizada acima não é feita para a SEV, isso porque a sondagem elétrica vertical não obtém resultados satisfatórios ao tentar ajustar um modelo de quatro camadas com apenas três camadas na inversão. Isto é, se os parâmetros já não são determinados com um modelo de quatro camadas, eles serão menos definidos com um modelo de três camadas, pois, a SEV tem resolução para identificar as camadas mais rasas.

Os resultados apresentados na Tabela 3.1 e 3.3 mostram que a SEV e o TDEM são complementares. Por isso, efetuou-se a inversão conjunta com os resultados de SEV e TDEM. A Figura 3.14 apresenta os resultados obtidos após a inversão conjunta dos dados sintéticos.

Os dados foram bem ajustados nos dois métodos. O modelo geoeletrico apresentado nas Figura 3.14a e 3.14b mostram que o número de interações foi bastante satisfatório, pois, os resultados estão bem ajustados (erro de 4.2% pra SEV e 6.5% pro

TDEM). Além disso, a ausência de camadas equivalentes no modelo geoeletrico da Figura 3.14c mostra que a inversão conjunta, nesse caso, minimizou as ambiguidades.

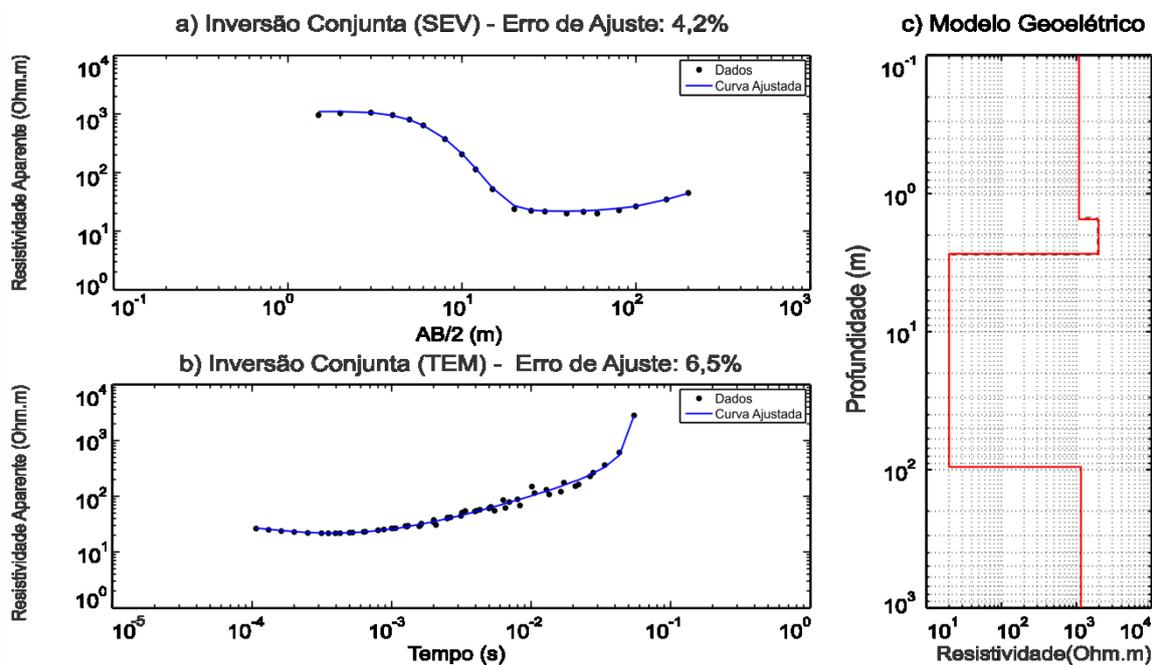


Figura 3.14. Resultados da inversão conjunta para os dados sintéticos. a) curva de resistividade aparente versus AB/2 para a SEV. b) curva de resistividade aparente versus tempo para o TDEM. c) modelo geoeletrico.

Os parâmetros obtidos com a inversão conjunta e os erros são apresentados na Tabela 3.4. No geral, a inversão conjunta determinou melhor os parâmetros da segunda e da terceira camada. Contudo, a resistividade e a espessura da primeira camada são melhores determinados com a SEV. E, a resistividade da interface, ou, do topo do basalto é melhor determinada com a inversão TDEM num modelo de 3 camadas, pois, o erro é de apenas 2.6%, enquanto que, na inversão conjunta o erro é de 14.8% para esse parâmetro.

Tabela 3.4. Resultados da inversão conjunta. Valores de resistividades usados (ρ_r) e obtidos com a inversão (ρ_{ob}). Hr representa a espessura real da camada e Hob representa a espessura obtida.

Camadas	ρ_r (ohm.m)	ρ_{ob} (ohm.m)	Erro (%)	Hr(m)	Hob.(m)	Erro (%)
Camada 1	800	1086	35	1	1.5	50
Camada 2	3000	1972	34.2	1	1.1	10
Camada 3	20	19.9	0.5	90	93	3.3
Interface 4	1000	1148	14.8	X	X	X

Esses resultados mostram que a segunda e terceira camadas são mais bem determinadas com a inversão conjunta. Ao passo que, a primeira camada é mais bem definida com a SEV e a última interface com o TDEM. É por isso que a SEV “visualiza” melhor as camadas mais rasas enquanto que o TDEM “visualiza” melhor as camadas mais profundas. Outros resultados de modelagens com outros modelos sintéticos mostrando a eficácia da inversão conjunta podem ser encontrados em Bortolozzo (2011).

4 Aquisição e tratamento dos Dados

4.1 Aquisição dos Dados

Neste trabalho, os dados foram adquiridos em três etapas de campo realizadas em 2009, 2011 e 2012, totalizando 23 sondagens TDEM e 15 SEVs (Figura 4.1). No primeiro trabalho de campo em 2009, 6 sondagens TDEM foram adquiridas, das quais apenas 2 puderam ser aproveitadas. As outras 4 sondagens precisaram ser descartadas devido à influência de ruídos e acoplamentos que prejudicaram a qualidade do sinal.

Em 2011, no segundo trabalho de campo, 9 sondagens TDEM e 8 sondagens elétricas verticais foram obtidas. Dessas, aproveitaram-se 5 sondagens TDEM e 6 SEVs.

No último trabalho de campo realizado em 2012, 9 sondagens TDEM e 7 SEVs foram adquiridas. Apenas 2 sondagens, uma TDEM e uma SEV, precisaram ser excluídas devido à presença de ruídos e acoplamentos.

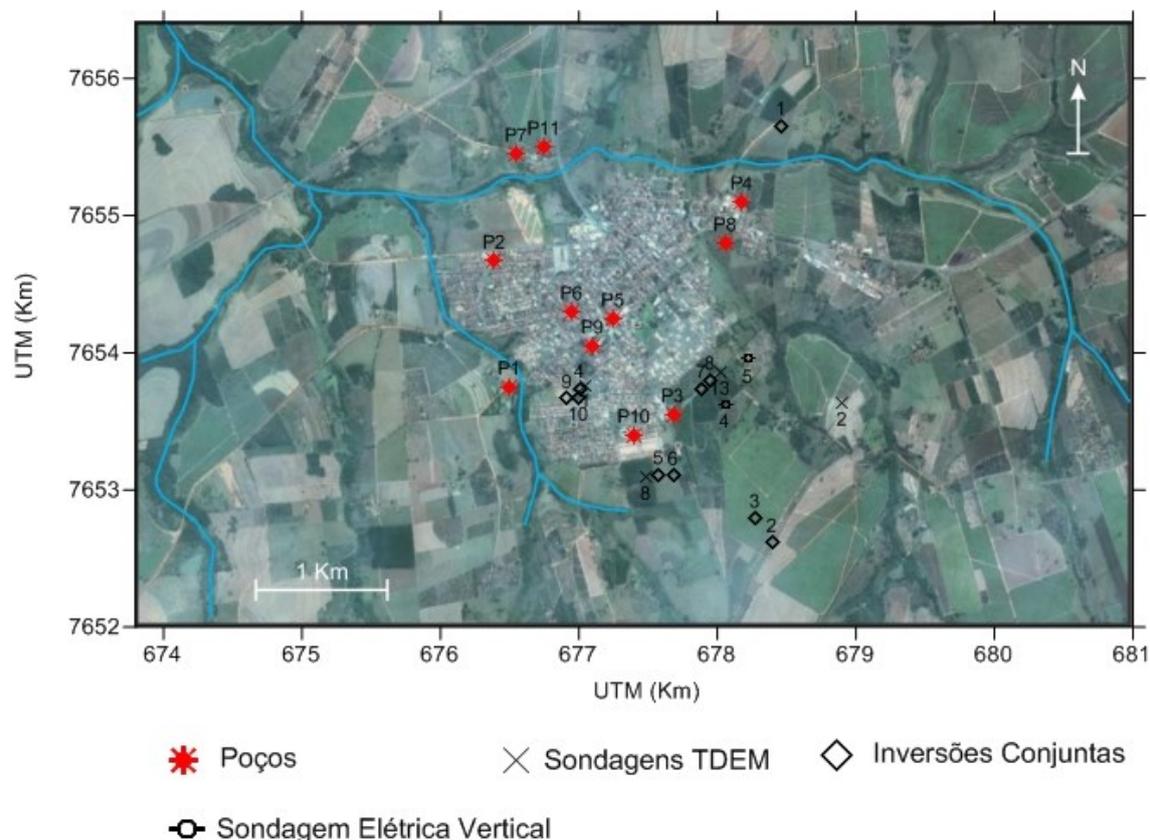


Figura 4.1. Mapa de localização das sondagens SEV/TDEM e poços na região de Urupês.

Abaixo, na Tabela 4.1, encontram-se as coordenadas, Latitude, Longitude e Altitude dos dados adquiridos em campo. Também se encontra a correlação das sondagens que geraram as inversões conjuntas (SEV-TDEM).

Tabela 4.1. Coordenadas e correlação das SEV's e sondagens TDEM executadas na região de Urupês.

Local	SEV	TEM	SEV-TDEM	Latitude UTM (Km)	Longitude UTM (Km)	Altitude (m)
Chácara. do Ligeiro	-	1	-	7653.763	677.053	440
Sítio S. João	-	2	-	7653.633	678.901	445
Sítio do Dedé	1	3	1	7655.656	678.463	415
Sítio do Gabriel Esteves/Rubão	2	4	2	7652.618	678.397	470
Sítio do Gabriel Esteves/Cole	3	5	3	7652.795	678.275	468
Sítio do Cole/J.Mário	4	-	-	7653.628	678.056	462
Sítio do José Mario	5	-	-	7653.955	678.221	444
Chácara do Ligeiro	6	6	4	7653.74	677.007	430
Chácara do Ligeiro	6	7	-	7653.688	676.969	423
Condomínio do Bica/Eucalipto	-	8	-	7653.09	677.485	453
Condomínio do Bica/Eucalipto	7	9	5	7653.112	677.575	455
Condomínio do Bica/Eucalipto	8	10	6	7653.105	677.684	454
Frente ao Posto Mardan	9	11	7	7653.739	677.885	460
Frente ao Posto Mardan	10	12	8	7653.801	677.947	458
Frente ao Posto Mardan	-	13	-	7653.857	678.021	458
Chácara do Ligeiro	11	14	9	7653.667	676.916	433
Chácara do Ligeiro	12	15	10	7653.677	676.999	437

As sondagens TDEM foram obtidas com o equipamento PROTEM-57-MK2. Esse equipamento é fabricado pela empresa canadense *Geonics*, e é composto de um transmissor, uma bobina receptora, um receptor (PROTEM) e cabos de referência. O cabo de referência é responsável por conectar o transmissor e o receptor, de forma que o sinal fique sincronizado.

Além desses equipamentos, é utilizado também um gerador de corrente elétrica e um rolo de fio de cobre que serve para a passagem de corrente. O gerador é alimentado à gasolina e fornece uma potência de 2 kW. Essa potência pode fornecer 30 A de intensidade de corrente, mas, só foi possível atingir 28 A em campo. Acima disso, a corrente elétrica variava muito, impossibilitando a aquisição dos dados.

O equipamento usado permite trabalhar em 3 frequências distintas: 30 Hz, 7,5 Hz e 3 Hz. Cada frequência investiga um nível diferente de profundidade. Frequências maiores investigam porções mais rasas, ao passo que, frequências menores investigam porções mais profundas da subsuperfície. Isso acontece porque quanto maior a frequência, menor é o tempo disponível para aquisição. Assim, não há tempo hábil para que a corrente se difunda a maiores profundidades.

Para a aquisição dos dados, foi utilizado um *loop* transmissor de 100 m x 100 m, com a bobina receptora posicionada no centro do arranjo (*loop* central). Os dados foram adquiridos nas três frequências. Em cada frequência foram obtidas três curvas num tempo de 360 s. Ou seja, para cada curva foi utilizado um tempo de 120 s. Esse é o tempo máximo de operação do equipamento. Quanto maior o tempo, melhor a razão sinal/ruído. Ao final do processo, tem-se uma única curva composta pelas nove curvas (três em cada frequência). Esse resultado foi transferido para um computador para, ao término do campo, ser realizado o processamento e a inversão.

Os dados de sondagem elétrica vertical foram adquiridos com o equipamento SYSCAL-R2, eletrodos porosos, usando o arranjo *Schlumberger*. O arranjo, com AB/2 de 200m, foi posicionado de maneira que o centro fosse coincidente com o centro da sondagem TDEM (Figura 4.2).

O equipamento SYSCAL-R2 é amplamente utilizado para aquisições com o método elétrico. Nele, é possível realizar sondagens nos mais variados tipos de arranjos. Esse equipamento trabalha com quatro voltagens de saída (100V, 200V, 400V e 800V) que são alimentados por uma bateria de 12 V. À medida que se aumenta a voltagem, o equipamento pode fornecer maior intensidade de corrente. Assim, em campo, quando os

resultados de voltagem e intensidade eram muito baixos, alterava-se para uma voltagem de saída maior.

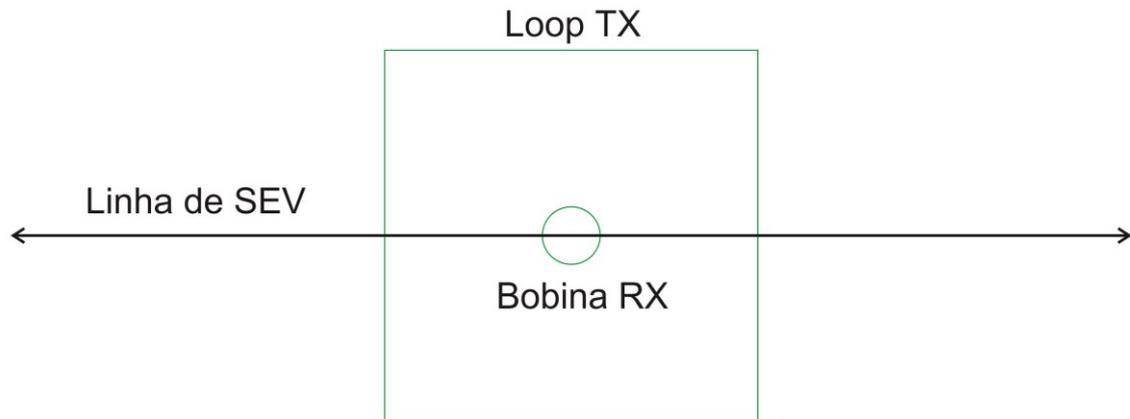


Figura 4.2. Esquema utilizado para aquisição de dados. O centro da SEV é coincidente com o centro do *loop* quadrado do TDEM.

4.2 Tratamento dos Dados

Após o término das aquisições, os dados foram tratados e invertidos separadamente. O tratamento dos dados TDEM, que pode ser visualizado na Figura 4.3, consistiu em concatenar as três curvas obtidas em campo e eliminar os pontos espúrios que estavam espalhados em relação à tendência da curva de resistividade aparente. Para a eliminação destes pontos utilizou-se o *software IX1D (Interpex)*.

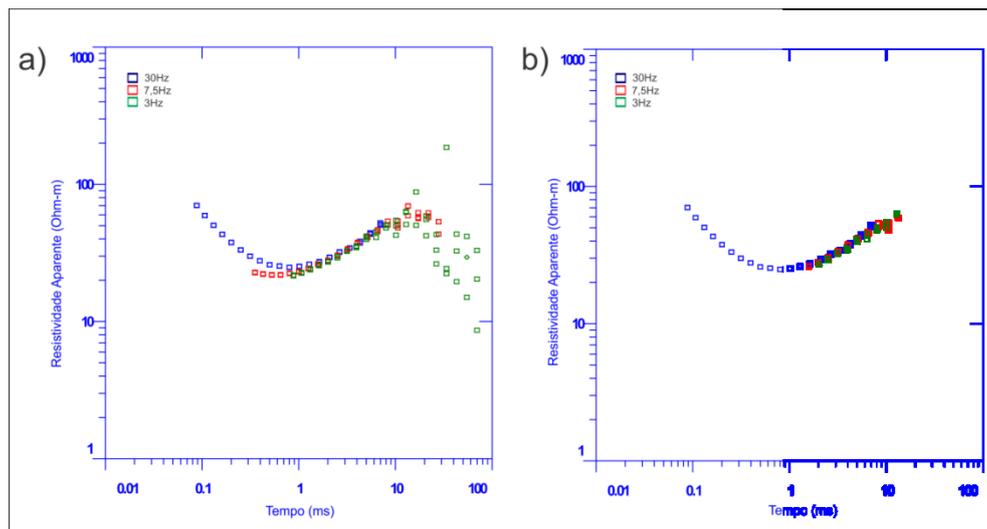


Figura 4.3. Tratamento dos dados TDEM utilizando o software IX1D. a) curva de dados com as três frequências de 30Hz, 7,5Hz e 3,0Hz. b) resultado obtido após o tratamento dos dados.

No caso das sondagens elétricas verticais foram realizadas correções de embreagem e correções de *static-shift*. A correção de embreagem é feita da seguinte maneira: o dado adquirido em campo é transferido, de forma manual, para uma planilha do *excell*. Então, constrói-se um gráfico (log-log) de resistividade aparente por $AB/2$ para a visualização dos dados. Através desse gráfico é possível observar a tendência dos dados e corrigir os valores anômalos. Por exemplo, espera-se que os dados tenham valores próximos quando se executa uma embreagem. Uma embreagem é uma repetição da medida realizada anteriormente com um valor de MN maior. A curva obtida somente com os dados da embreagem deve manter a mesma tendência da curva de dados. Terminado esse processo, é necessário verificar se o dado contém o efeito estático.

O efeito do *static-shift* é um fenômeno que pode ocorrer em toda sondagem realizada com eletrodos fixados no solo. Devido às heterogeneidades do solo na camada inicial, a curva de resistividade aparente pode ser deslocada para cima ou para baixo.

Para corrigir esse efeito, Meju (2005) propôs uma série de fórmulas empíricas que convertem os dados adquiridos em função de $AB/2$ para tempo ou de tempo para $AB/2$. Assim, é possível observar os valores de resistividade aparente adquiridos com o TDEM e com a SEV num mesmo gráfico. Se os dados adquiridos com a sondagem elétrica vertical estiverem com o efeito do *static-shift*, eles ficarão deslocados em relação aos valores adquiridos com o TDEM.

Com o *Software* Curupira, é possível corrigir ou eliminar o efeito causado pelo *static-shift* nos dados da SEV, por meio dos dados TDEM. Por não utilizar eletrodos cravados no solo, o TDEM não possui influência das heterogeneidades dos primeiros centímetros do solo. Abaixo, é possível visualizar na Figura 4.4 os dados de uma sondagem elétrica vertical com o efeito do *static-shift* e na Figura 4.5, os dados após a correção.

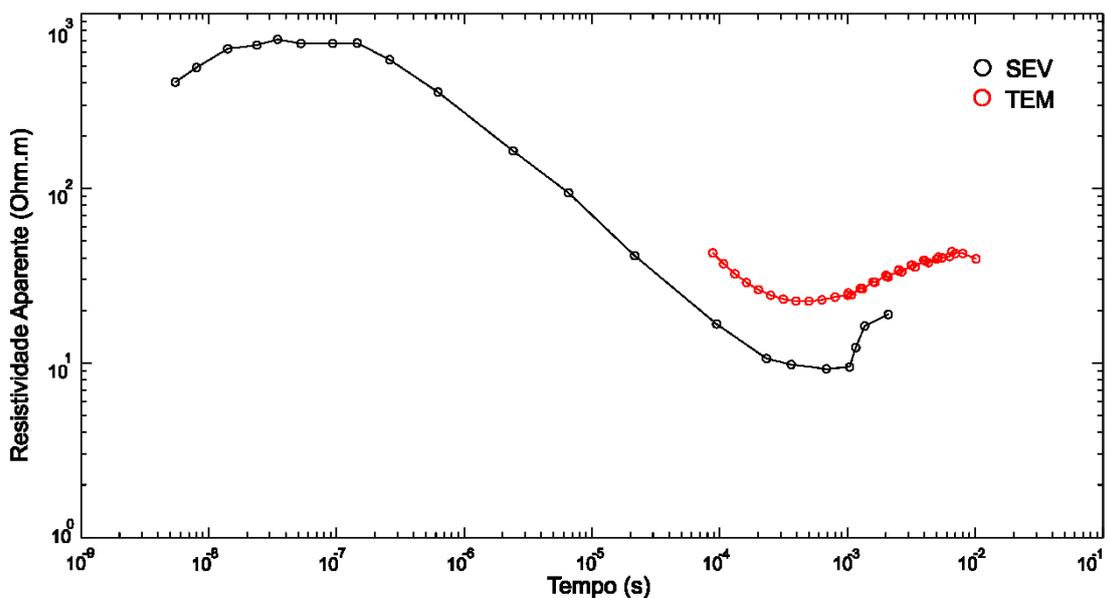


Figura 4.4. SEV com deslocamento da curva para baixo em relação à curva de Sondagem TDEM, evidenciando o efeito estático.

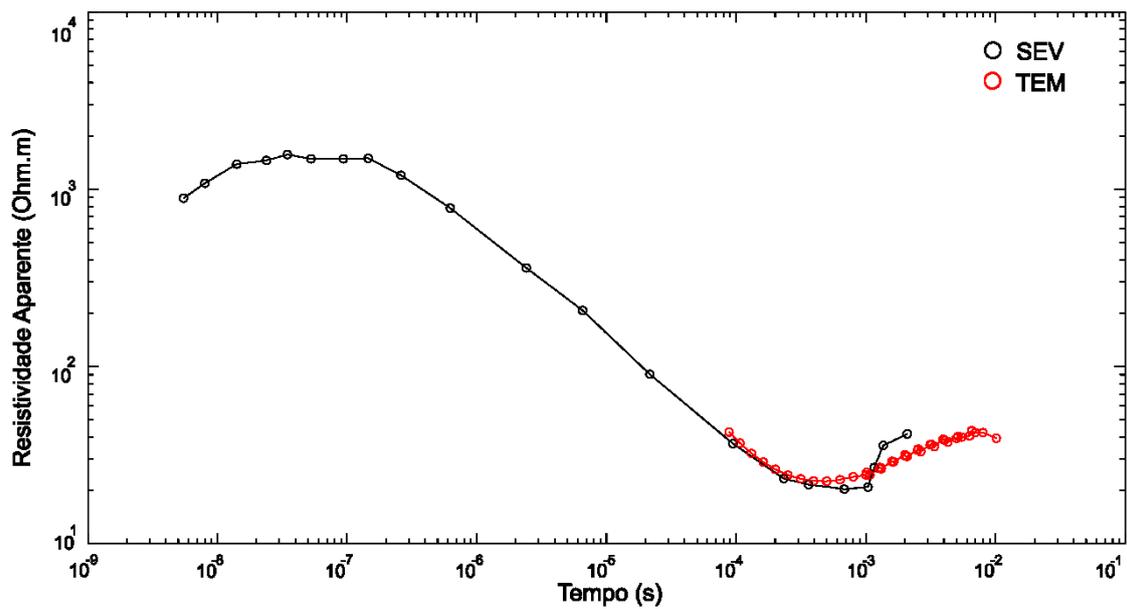


Figura 4.5. Curva de SEV após a correção do *static-shift* usando uma sondagem TDEM.

Note que há uma diferença de escala na Figura 4.4 e na Figura 4.5. A sondagem com *static-shift* possuía valores de resistividade aparentes menores (<1000 ohm.m) que os valores após a correção. Nesse caso, a curva de SEV foi multiplicada por um fator de 1.4 para que seus pontos finais fossem próximos dos pontos da sondagem TDEM.

Se a correção do *static-shift* não fosse realizada seria praticamente impossível inverter as duas bases de dados de maneira conjunta. Isso porque, elas possuiriam valores de resistividade aparentes bem diferentes. E desse modo, o ajuste não seria satisfatório. Portanto, para uma inversão conjunta de dados SEV/TDEM é fundamental fazer uma prévia correção do efeito estático nos dados de SEV.

5 Discussão dos Resultados das Inversões Conjuntas

Os resultados apresentados nessa seção foram separados em cinco áreas (A, B, C, D e E) conforme mostrados na Figura 5.1. Para cada área serão mostrados os resultados mais representativos, enquanto que, os outros resultados encontram-se no apêndice A.

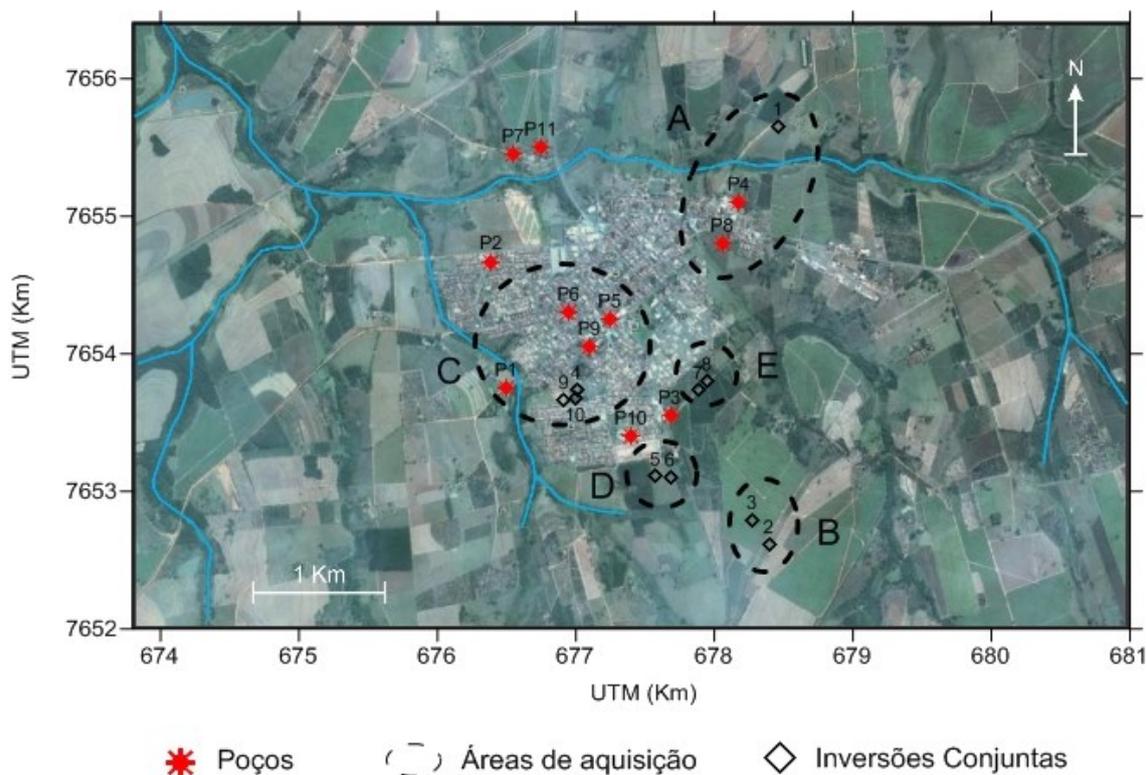


Figura 5.1. Localização das sondagens com inversão conjunta SEV e TDEM na cidade de Urupês. As elipses tracejadas demarcam as áreas definidas (A, B, C, D e E).

Os dados SEV01 e TDEM03 utilizados na inversão conjunta 1, Figura 5.2, foram adquiridos no Sítio do Dedé (Área A). Esta propriedade está localizada na porção norte da cidade de Urupês, cota de 415 m, próximo ao córrego madeira.

A Figura 5.2 apresenta os resultados obtidos com a inversão individual SEV, TDEM e com a inversão conjunta. Cada resultado (SEV, TDEM e Conjunta) é composto por uma curva de ajuste, um modelo geoeletrico e um perfil geológico onde são interpretados os resultados apresentados pela inversão. É importante lembrar que nem toda camada geoeletrica apresentada é interpretada como uma camada geológica,

em alguns casos, duas camadas geolétricas correspondem à apenas uma camada geológica.

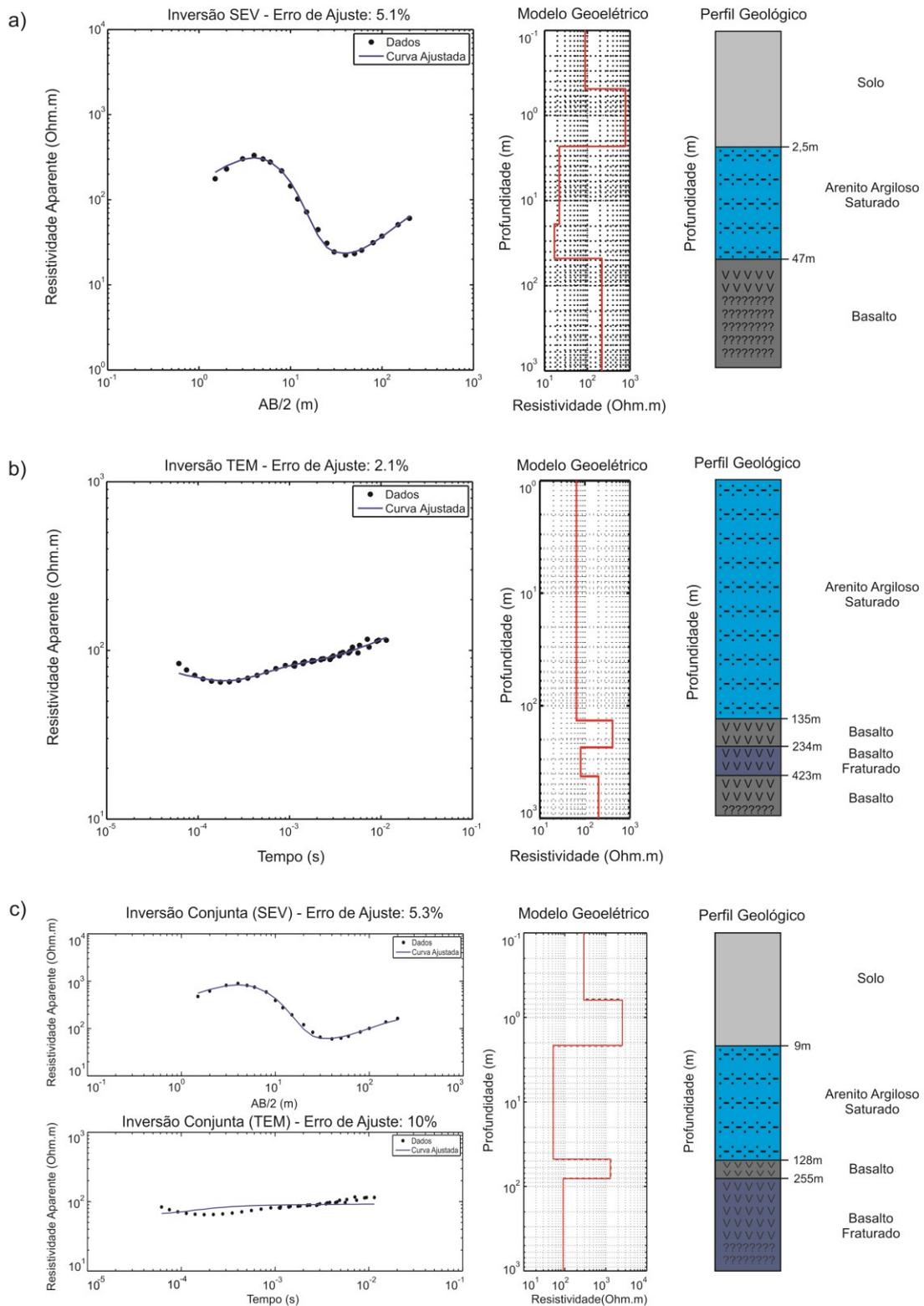


Figura 5.2. Resultados da inversão conjunta 1 localizada na área A. a) Inversão individual da SEV-01. b) Inversão individual da sondagem TEM-03. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

O primeiro resultado apresentado na Figura 5.2a refere-se à inversão da SEV. Verifica-se que o erro de ajuste é de 5.1% e o modelo geoeletrico apresentado possui 5 camadas geoeletricas, sendo que, são interpretadas três camadas geológicas com base nas informações dos poços P4 e P8. Segundo os dados da CPRM, o poço P4 atinge uma profundidade máxima de 60 m e sua litologia é caracterizada por sedimentos areno-argilosos da Formação Adamantina. O poço P8 (cota de 410 m) que se encontra nas proximidades de P4 atinge uma profundidade máxima de 80 m e os sedimentos da Formação Adamantina estendem-se até 47 m. A partir daí, aparecem os basaltos da Formação Serra Geral.

A primeira camada geológica na SEV-01 é uma junção de duas camadas geoeletricas que são interpretadas como uma única camada de solo com resistividade variando de 89 $\Omega.m$ (1ª camada geoeletrica) até 785 $\Omega.m$ (2ª camada geoeletrica) e espessura de 2,5 m. Na Figura 5.3, é apresentada uma foto registrada num corte de barranco nas imediações de Urupês, onde é possível notar a diferenciação de tonalidade do solo; a parte escura é composta por um solo orgânico mais úmido e a parte clara é formada por sedimentos mais secos.



Figura 5.3. Corte num barranco mostrando as diferentes tonalidades do solo. A região mais escura é composta por matéria orgânica e sedimentos mais úmidos, enquanto que, a parte clara é mais seca.

Normalmente, o solo apresenta uma grande faixa de variação de resistividade, pois ele pode ser composto por diferentes sedimentos cuja composição e granulação é mal definida. Num curto intervalo de espaço podem coexistir sedimentos arenosos finos a grosseiros, cascalhos, matéria orgânica e outros compostos que podem estar integrados ao solo devido à ocupação humana. Além disso, o solo também está sujeito a fortes variações sazonais que podem reduzir ou aumentar a quantidade de água nos sedimentos em um breve período de tempo.

A segunda camada geológica pode ser interpretada como uma camada de arenito argiloso saturado. Ela é uma junção de duas camadas geoeletricas (3ª e 4ª) que por terem uma diferença muito pequena de resistividade é interpretada como uma única camada geológica de resistividade $20.5 \Omega.m$ e espessura aproximada de 35 m. Note que estas camadas poderiam ser reduzidas para apenas uma, no entanto, o ajuste não é ideal quando se realiza esse procedimento, por isso optou-se por incluir uma camada a mais e minimizar o erro de ajuste.

A terceira e última camada geológica pode ser interpretada como uma camada de basaltos da Formação Serra Geral que se inicia a 47 m de profundidade com resistividade calculada de $220 \Omega.m$. Observe que o valor encontrado para a profundidade do topo do basalto é exatamente a mesma do poço P8 (47 m), mas diferente do poço P4, onde os sedimentos estendem-se até ~60 m. Como o valor da cota desse último poço não é informado nos relatórios da CPRM, não se pode afirmar que as diferentes espessuras encontradas nos dois poços sejam decorrentes de diferenças na topografia ou de estruturas geológicas presentes.

A Figura 5.2b mostra os resultados obtidos com a inversão TEM. Note que o erro de ajuste é de 2.1% e que são calculadas quatro camadas geoeletricas que possivelmente definem quatro camadas geológicas com as seguintes características: primeira camada com resistividade de $65 \Omega.m$ e espessura de 135 m; segunda camada com $412 \Omega.m$ e 99 m de espessura; terceira camada com resistividade de $80 \Omega.m$ e espessura de 189 m; quarta camada com resistividade de $209 \Omega.m$.

Observe que a primeira camada é relativamente espessa se for comparada com a segunda camada da SEV. Há uma diferença de 88 m entre a profundidade do topo do basalto nas duas sondagens (SEV e TDEM) que não pode ser explicada somente pela física do método. Ou seja, mesmo que a SEV e o TDEM visualizem de maneiras distintas o topo da camada resistiva, a diferença entre as profundidades calculadas não

seria tão elevada, visto que, as modelagens realizadas anteriormente sugerem uma diferença de aproximadamente dez metros entre os resultados de SEV e TDEM.

Almeida (2011) também encontrou diferenças significativas entre os resultados TDEM e os dados de poços para algumas sondagens em Bebedouro. Para explicar isso, foi proposto que a origem dessas diferenças estaria associada à presença de estruturas 2D no topo do basalto; ao modelar as estruturas, verificou-se que elas poderiam ser a causa para os diferentes valores encontrados. Por isso, é plausível que estruturas 2D ou 3D sejam a causa das diferenças entre SEV e TDEM para a espessura da camada de sedimentos da Formação Adamantina.

A segunda e quarta camada geoeétrica podem ser interpretadas como duas camadas de basaltos da Formação Serra Geral, pois possuem resistividade de 412 $\Omega.m$ e 209 $\Omega.m$ respectivamente. Observe que o TDEM não possui sensibilidade para definir a resistividade de estruturas resistivas, ele identifica apenas como resistiva (Fitterman, 1987; Jørgensen et al, 2005). Entre essas duas camadas, na terceira camada geoeétrica, a resistividade cai para 80 $\Omega.m$. A queda no valor de resistividade ocorre à 274 m de profundidade e por isso, não pode ser associada ao Aquífero Guarani, uma vez que ele se encontra mais profundo (abaixo de 600 m). Assim três hipóteses poderiam diminuir os valores de resistividade: basalto fraturado preenchido com água, basalto vesicular e intertrapes.

Intertrapes são acumulações de sedimentos entre duas camadas de rocha ígnea. Yamabe & Berrocal (2000) analisaram alguns poços profundos no interior de São Paulo e verificaram que as espessuras dos intertrapes variam de menos de um metro até cinquenta metros de espessura. Por isso, essa hipótese pode ser descartada, uma vez que, a espessura calculada é de 189 m, ou quase 4 vezes maior que a espessura máxima encontrada por Yamabe & Berrocal (2000).

A presença de fraturas e vesículas no basalto é comum na bacia do Paraná. Inclusive, fraturas sub-verticais e sub-horizontais foram identificadas durante a limpeza do poço P7 em Urupês. As fraturas podem ou não ser preenchidas por água. Quando estão preenchidas por água, a resistividade do basalto tende a cair para valores que dependem do grau de faturamento e da quantidade de água e argila.

A Figura 5.2c apresenta os resultados da inversão conjunta. Observe que a SEV está ajustada com um erro de 5.3%, enquanto que o ajuste TDEM tem um erro de 10%. Cinco camadas geoeétricas foram calculadas e podem ser interpretadas com quatro

camadas geológicas com as seguintes características: primeira camada com resistividade variando de 290 Ω .m até 2539 Ω .m e espessura de 9 m; segunda camada com resistividade de 52 Ω .m e espessura de 119 m; terceira camada com resistividade de 1285 Ω .m e espessura de 127 m e quarta camada com resistividade de 95 Ω .m.

As duas primeiras camadas geoeletricas correspondem a uma única camada de solo com espessura de 9 m. A terceira camada geoeletrica representa a Formação Adamantina, no entanto, a espessura calculada é distinta da encontrada no poço P8. Assim como discutido anteriormente, é possível que estruturas em subsuperfície alterem o resultado medido, isso explicaria o porquê da curva TDEM na inversão conjunta não ser bem ajustada. A quarta e quinta camada geoeletrica corresponde aos basaltos da Formação Serra Geral. A diferença entre elas está nos valores de resistividade elétrica que, na quarta camada é de 1285 Ω .m e na quinta camada é próxima de 50 Ω .m. Esta diferença, como discutido anteriormente, pode estar relacionada a presença de fraturas e/ou vesículas preenchidos com água no interior do basalto.

A Figura 5.4 apresenta os resultados da inversão conjunta 2 que é formada pelos dados da SEV-02 e TEM-04. Os dados foram adquiridos próximos à divisa do sítio do Gabriel Esteves com o Sítio do Rubão na área B (parte sul da cidade), onde duas inversões conjuntas foram obtidas; como elas apresentam resultados similares, apenas uma delas será discutida aqui. A inversão conjunta 03 encontra-se no apêndice A.

Os resultados da inversão SEV-02 são apresentados na Figura 5.4a. Note que o erro de ajuste é de 1.9% e o modelo geoeletrico é composto por cinco camadas geoeletricas que podem ser interpretadas com quatro camadas geológicas. As duas primeiras camadas geoeletricas correspondem a uma única camada de solo, cuja resistividade calculada varia de 91 Ω .m até 5500 Ω .m com uma espessura de 2.5 m.

A terceira camada geoeletrica corresponde à segunda camada geológica cujo valor de resistividade e espessura calculada é de 77 Ω .m e 23 m respectivamente. Esta camada pode ser interpretada como uma camada de arenito insaturado da Formação Adamantina. Na quarta camada geoeletrica, o valor calculado para a resistividade elétrica é de aproximadamente 10 Ω .m, por isso, essa camada é interpretada como uma camada de arenito argiloso saturada cuja espessura é de 45 m (Fm. Adamantina). A quinta camada geoeletrica corresponde à quarta camada do perfil geológico que é

interpretada como uma camada de basalto; a resistividade calculada para ela é de 2450 $\Omega.m$.

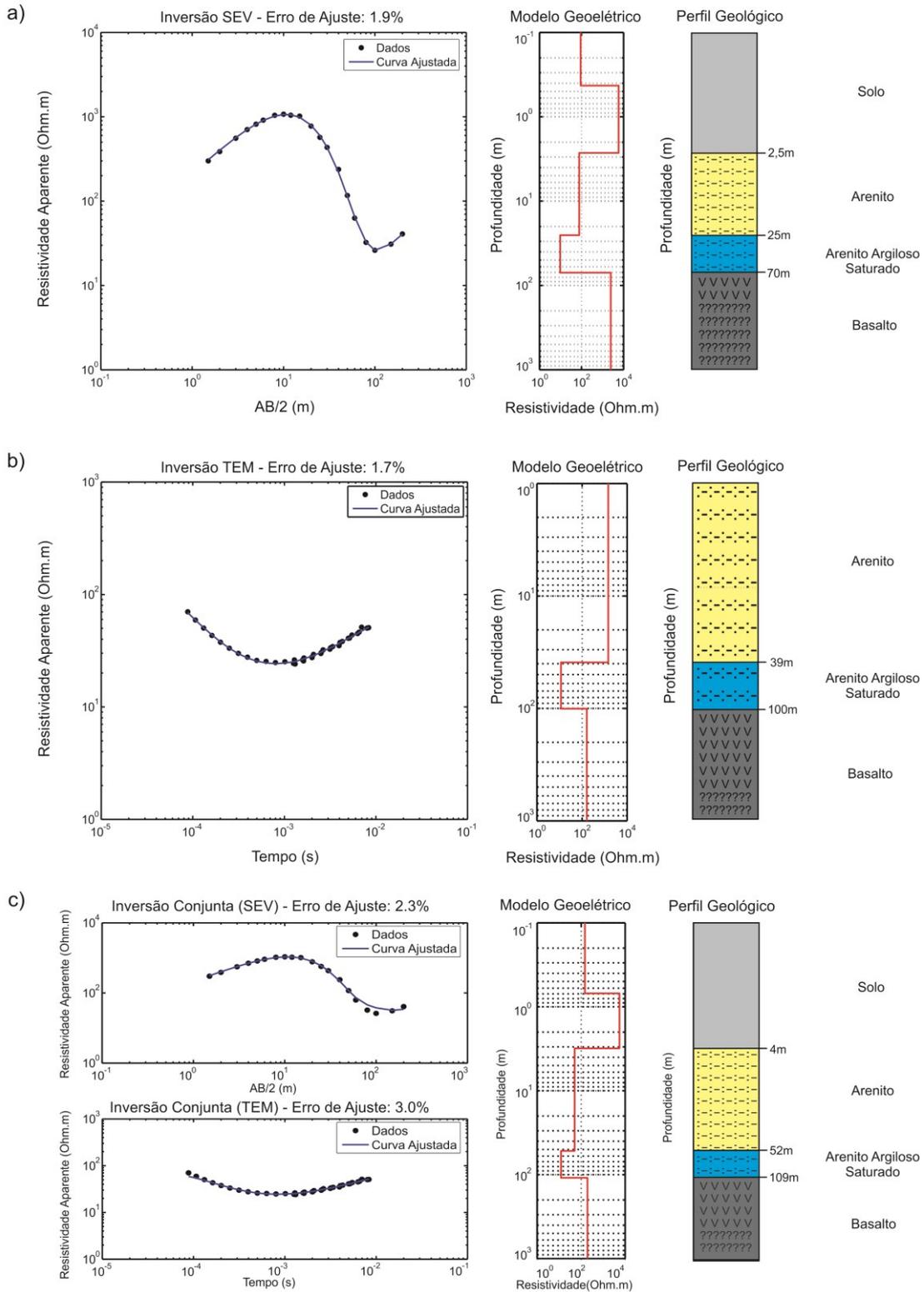


Figura 5.4. Resultados da inversão conjunta 2 localizada na área B. a) Inversão individual da SEV-02. b) Inversão individual da TEM-04. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

A Figura 5.4b apresenta os resultados da inversão TEM-04, onde, três camadas geoeletricas foram suficientes para ajustar a curva com um erro de ajuste de 1.7%. A primeira camada com resistividade de 1000 $\Omega.m$ e espessura de 39 m é interpretada como uma camada de arenito. Observe que a resistividade calculada para a primeira camada é elevada (1000 $\Omega.m$). Como o TDEM não tem resolução nos metros iniciais, ele tende a mostrar uma camada cuja composição envolve o solo e a zona de transição para a porção saturada dos sedimentos. Desta forma, a resistividade acaba se tornando uma média das resistividades das camadas geoeletricas que compõem a faixa de solo e zona de transição.

Na segunda camada, a resistividade calculada é de 15 $\Omega.m$ com uma espessura de 61 m. O baixo valor de resistividade encontrado pode estar associado a presença de água e argila, por isso, esta camada é interpretada como areno-argilosa saturada. Abaixo dela, encontra-se a terceira camada que é interpretada como uma camada de basaltos da Formação Serra Geral com resistividade de 107 $\Omega.m$.

Observe que os resultados encontrados pela SEV-02 e TEM-04 apresentam valores distintos para os limites entre a porção insaturada e saturada, e para a profundidade do topo do basalto. Os contrastes apresentados entre os resultados da SEV e TDEM também são encontrados em Raiche et al., (1985) e são decorrentes da maneira como cada método visualiza a subsuperfície. Enquanto o TDEM é sensível às camadas condutivas, o método elétrico é sensível às camadas mais rasas e resistivas. Outros fatores tais como: ruídos, equivalências de camadas e estruturas 2D também contribuem para aumentar as diferenças observadas.

Por exemplo, a presença de ruídos numa sondagem provoca o espalhamento dos pontos medidos. Mesmo que o deslocamento seja pequeno, ele é suficiente para gerar interpretações ambíguas, uma vez que a curva ajustada pela SEV ou TDEM poderá apresentar diferentes soluções para um mesmo conjunto de dados (Orellana, 1982).

A Figura 5.4c apresenta os resultados da inversão conjunta 2. Note que o erro de ajuste para a SEV é de 2.3% e para o TDEM é de 3%. Quatro camadas geológicas podem ser interpretadas nesta figura. A primeira camada corresponde ao solo e sua resistividade varia de 106 $\Omega.m$ até 5500 $\Omega.m$ com espessura de 4 m. A segunda camada é interpretada como a parte insaturada dos arenitos da Formação Adamantina e sua resistividade é de 89 $\Omega.m$ com uma espessura de 48 m.

A terceira camada corresponde à parte saturada da Formação Adamantina, uma vez que, a resistividade calculada é de $9 \Omega.m$ com uma espessura de 57 m. Já a quarta camada é interpretada como basáltica com uma resistividade calculada de $120 \Omega.m$.

Note que, o modelo apresentado pela inversão conjunta eliminou a ambiguidade inerente a uma interpretação individual ao juntar as duas bases de dados SEV e TDEM. Dessa forma foi possível estimar com maior precisão a espessura das camadas geológicas e com isso definir melhor a faixa a ser explorada por um poço nas imediações dessas sondagens. Neste caso, a porção saturada tem uma espessura de 57 m e inicia-se a 52 m de profundidade.

A Figura 5.5 apresenta os resultados da inversão conjunta 4 que é formada pelos dados da SEV-06 e TEM-06 adquiridas na chácara do Ligeiro (área C da Figura 5.1). Esta é uma importante área de investigação, pois, encontra-se dentro do perímetro urbano, com um amplo espaço para aquisição SEV e TDEM; por isso, foram obtidas três inversões conjuntas (4, 9 e 10).

No entorno da chácara do Ligeiro, foram localizados quatro poços, sendo que, os mais próximos são os poços P1 e P9. O poço P1 (cota de 425 m) é formado por sedimentos areno-argilosos da Formação Adamantina que se estendem até a profundidade de 40 m; a partir desta profundidade inicia-se uma camada basáltica da Formação Serra Geral. O poço P9 (cota de 443 m) também é formado por sedimentos areno-argilosos da Formação Adamantina e por basaltos da Formação Serra Geral. No entanto, o contato entre a base dos sedimentos e o topo do basalto é encontrado em 73 m de profundidade. Estas informações serviram como apoio para a interpretação dos resultados apresentados na Figura 5.5, visto que, a inversão conjunta 4 situa-se entre os poços P1 e P9.

A Figura 5.5a mostra os resultados da inversão da SEV-06. Nota-se que o erro de ajuste é de 2.6% e são encontradas cinco camadas geoeletricas. As duas primeiras camadas correspondem ao solo com espessura calculada de 1 m e resistividade variando de $147 \Omega.m$ até $2000 \Omega.m$. A terceira camada geoeletrica tem uma resistividade calculada de $3 \Omega.m$ que pode indicar uma camada argilosa saturada com uma espessura de 2,5 m.

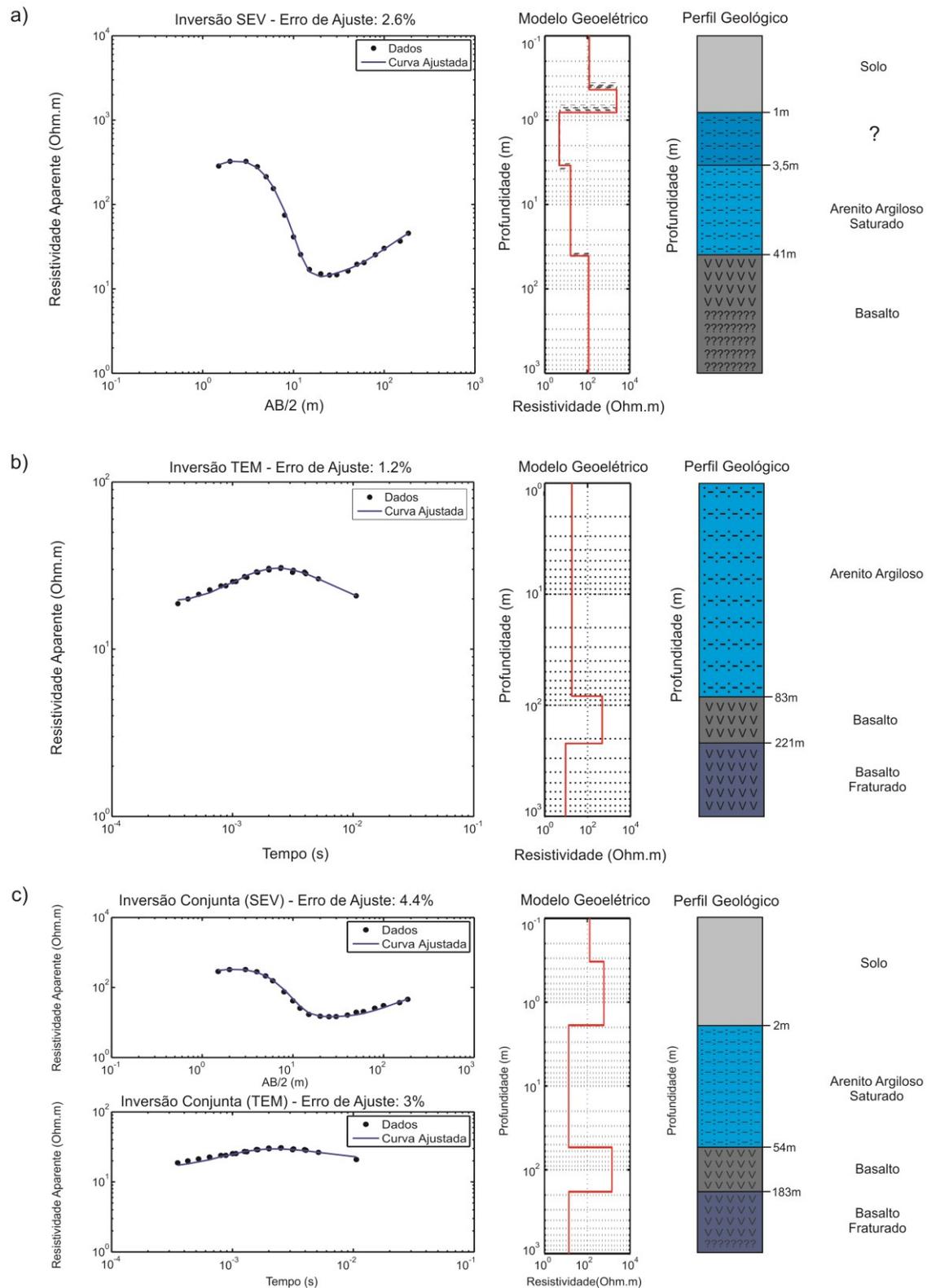


Figura 5.5. Resultados da inversão conjunta 4 localizada na área C. a) Inversão individual da SEV-06. b) Inversão individual da TEM-06. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

A quarta camada geométrica, com 38 m de espessura, possivelmente corresponde à porção saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina, uma vez que, o valor de resistividade calculado é de 12 Ω .m. Note que a profundidade da base dos sedimentos, segundo a inversão SEV-06 é bem próxima do valor encontrado no poço P1. Já a quinta camada geométrica tem uma resistividade calculada de 105 Ω .m e pode ser interpretada como o topo do basalto da Formação Serra Geral.

A Figura 5.5b apresenta os resultados da inversão da TEM-06. O erro de ajuste é de 1.2% e três camadas geométricas foram obtidas. A primeira camada geométrica possui resistividade elétrica de 18 Ω .m e espessura de 83 m. Observe que o valor de resistividade calculado é próximo ao valor encontrado para a SEV-06 cuja resistividade calculada foi de 12 Ω .m. Contudo, a espessura calculada de 83 m é distinta da calculada na SEV-06 (38 m). Parte dessa discrepância pode ser explicada pelo fato do TDEM e da SEV amostrarem de maneira distinta a subsuperfície. Enquanto a SEV define melhor as camadas mais rasas e resistivas, o TDEM define com maior precisão as camadas condutivas e profundas. Além disso, outros fatores tais como: ruídos e estruturas 2D, podem contribuir com as discrepâncias observadas.

A segunda camada geométrica corresponde aos basaltos da Formação Serra Geral, a resistividade e espessura calculada é de 481 Ω .m e 138 m respectivamente. Na terceira camada geométrica é registrado um decréscimo para 9 Ω .m nos valores de resistividade que pode ser observado no modelo geométrico da Figura 5.5b. Assim como na inversão conjunta 1, a presença de fraturas e/ou vesículas preenchidas com água explicaria a queda nos valores de resistividade elétrica.

A Figura 5.5c apresenta os resultados da inversão conjunta 4. Inicialmente, nota-se que os erros de ajustes para a SEV e TEM foram de 4.4% e 3% respectivamente e cinco camadas geométricas foram ajustadas. As duas primeiras camadas correspondem ao solo com uma resistividade variando de 129 Ω .m até 593 Ω .m e espessura de 2 m. A terceira camada geométrica com resistividade de 13 Ω .m e 52 m de espessura corresponde a porção saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina. Na quarta camada geométrica é registrado um aumento de resistividade para 1400 Ω .m que pode ser observado no modelo geométrico da Figura 5.5c. Por isso, esta camada pode ser interpretada como basáltica, estendendo-se até 183 m de profundidade. A partir desta profundidade, inicia-se uma região com resistividade próxima de 50 Ω .m; como discutido anteriormente, pode estar relacionada a presença de fraturas e/ou vesículas.

Nos resultados apresentados pela inversão conjunta é importante observar que a profundidade do topo do basalto encontra-se concordante com os dados dos poços P1 e P9, visto que, a estimativa para o topo do basalto estaria entre 40 e 73 m de profundidade segundo os dados de poços. Além disso, o topo da zona fraturada encontra-se em 183 m de profundidade, ou seja, mais raso que a profundidade encontrada pela inversão separada da TEM-06. Com base nesses dados, é possível afirmar que um poço neste ponto de sondagem tem grandes chances de aproveitar o máximo dos dois aquíferos (Bauru e Serra Geral); uma vez que a presença de fraturas preenchidas com água na Formação Serra Geral poderia incrementar a vazão do poço.

A Figura 5.6 apresenta os resultados da SEV-08 (Figura 5.6a), TEM-10 (Figura 5.6b) e inversão conjunta 6 (Figura 5.6c). Os dados foram adquiridos na área D que é composta por duas inversões conjuntas (5, 6) e uma sondagem TDEM (TEM-08) que não pôde ser invertida de maneira conjunta devido à baixa qualidade da SEV. Como os resultados das inversões conjuntas são similares, será mostrada apenas a inversão conjunta 6 e um perfil geológico interpretativo construído com as informações das inversões conjuntas 5, 6 e TEM-8 (individual). A inversão conjunta 5 e TEM-08 (individual) estão inclusas no apêndice.

Nas proximidades da área D, existem dois poços: P3 e P10. O poço P3 (cota de 460 m) atinge uma profundidade máxima de 80 m e é composto por sedimentos arenos-argilosos da Formação Adamantina. Já o poço P10 (cota de 455 m) tem uma profundidade máxima de 158 m com o contato da Formação Adamantina/Serra Geral em 104 m de profundidade.

A Figura 5.6a mostra os resultados da SEV-08. Note que a inversão tem um erro de ajuste de 4.2% com quatro camadas geoeletricas. As duas primeiras camadas correspondem a uma única camada de solo com resistividade variando de 510 $\Omega.m$ até 2726 $\Omega.m$ e espessura de 5 m. A terceira camada geoeletrica corresponde a parte saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina com uma resistividade calculada de 20 $\Omega.m$ e espessura de 94 m. E a quarta camada geoeletrica corresponde aos basaltos da Formação Serra Geral com resistividade calculada de 1246 $\Omega.m$.

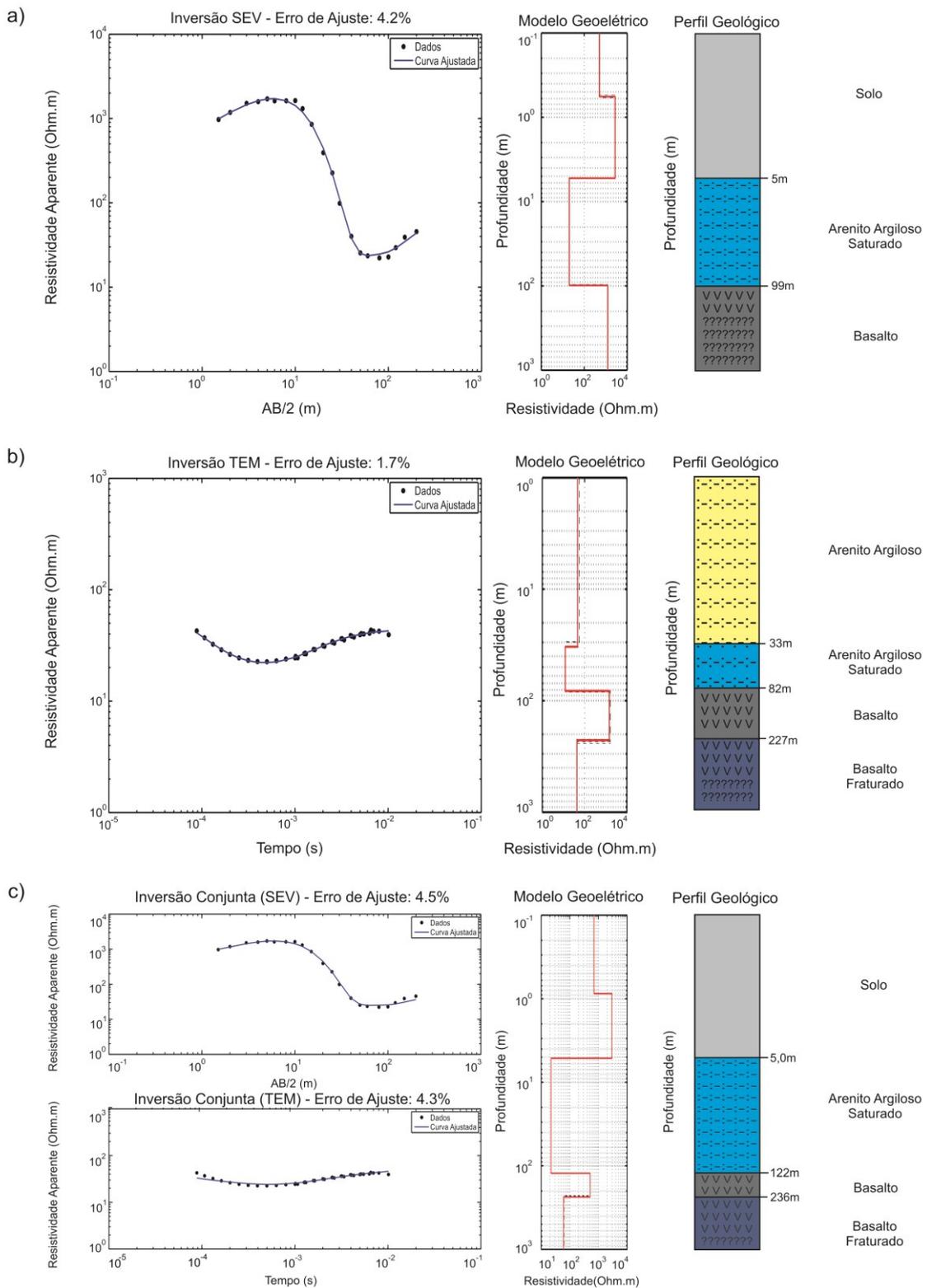


Figura 5.6. Resultados da inversão conjunta 6 localizada na área D. a) Inversão individual da SEV-08. b) Inversão individual da TEM-10. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

Na Figura 5.6b encontram-se os resultados da TEM-10. Observe que o erro de ajuste é de 1.7% e quatro camadas geoeletricas foram ajustadas. As duas primeiras camadas correspondem aos sedimentos areno-argilosos da Formação Adamantina. A diferença entre elas corresponde aos valores de resistividade. Na primeira camada, o valor encontrado é de 46 Ω .m e na segunda camada é de 12 Ω .m. Estes valores podem corresponder a quantidade de argila e água em cada camada, por isso, o perfil geológico da Figura 5.6b é dividido em arenito argiloso e arenito argiloso saturado.

A terceira camada é representada por um aumento abrupto da resistividade para 1468 Ω .m e por isso ela pode ser interpretada como uma camada de basaltos da Formação Serra Geral. Esta camada estende-se até 227 m de profundidade com uma espessura calculada de 145 m. Na quarta camada, a resistividade diminui para 43 Ω .m indicando possíveis fraturas e/ou vesículas preenchidos com água.

A Figura 5.6c apresenta os resultados da inversão conjunta. Observa-se que as curvas são bem ajustadas com erros de 4.5% para a SEV e 4.3% para o TDEM. Cinco camadas geoeletricas foram utilizadas para ajustar os dados de campo, sendo, que as duas primeiras camadas correspondem ao solo, cuja espessura calculada é de 5 m e resistividade variando de 695 Ω .m até 2929 Ω .m.

A terceira camada pode ser representada pelos sedimentos areno-argilosos da Formação Adamantina, com resistividade calculada de 22 Ω .m e espessura de 117 m. Já, a quarta camada é representada por um aumento de resistividade para 508 Ω .m, indicando que possivelmente essa camada seja composta por basaltos da Formação Serra Geral com uma espessura de 114 m. Na quinta camada geoeletrica, há o decréscimo de resistividade para 59 Ω .m que pode ser associado a presença de fraturas e/ou vesículas preenchidos com água.

A Figura 5.7 apresenta o perfil 1 criado com os resultados da TEM-08 (T-8) e das inversões conjuntas 5 e 6 (C-5 e C-6). Cada sondagem está separada entre si por uma distância de 100 m. É importante deixar claro que, o efeito da topografia nesse perfil não foi considerado, pois, a maior diferença de elevação entre uma sondagem e outra é de 1 m; e o GPS utilizado para determinar a altitude tem um erro de ± 5 m.

No perfil 1, nota-se que a parte inicial da inversão individual (TEM-8) é diferente dos resultados obtidos com as inversões conjuntas (C-5 e C-6). Na TEM-8, há uma camada relativamente mais resistiva (arenosa argilosa) que as demais. Possivelmente, o TDEM apesar de não conseguir estimar a espessura e resistividade das

camadas iniciais sofra com a influência dessas camadas (solo). Assim, a camada inicial do TDEM seria uma média entre as camadas iniciais e a porção saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina.

Além disso, é possível notar algumas peculiaridades da geologia local no Perfil 1. A espessura do Aquífero Bauru é pouco variável e, o topo do basalto encontra-se próximo a 120 m (altitude de 334 m) de profundidade. Já a espessura do basalto mostra-se bastante irregular com porções menos espessas nas sondagens T-8 (132 m) e C-6 (114 m).

Com relação ao potencial hidrológico da área estudada é possível dizer que a área possui bom potencial exploratório no Aquífero Bauru, pois, as três sondagens do perfil (T-8, C-5 e C-6) apresentam regiões saturadas espessas que podem ser aproveitadas. Além disso, o basalto fraturado ou vesiculado também pode ser explorado, pois, devido às baixas resistividades é provável que ele esteja preenchido com água, indicando assim, locais promissores para a exploração do Aquífero Serra Geral.

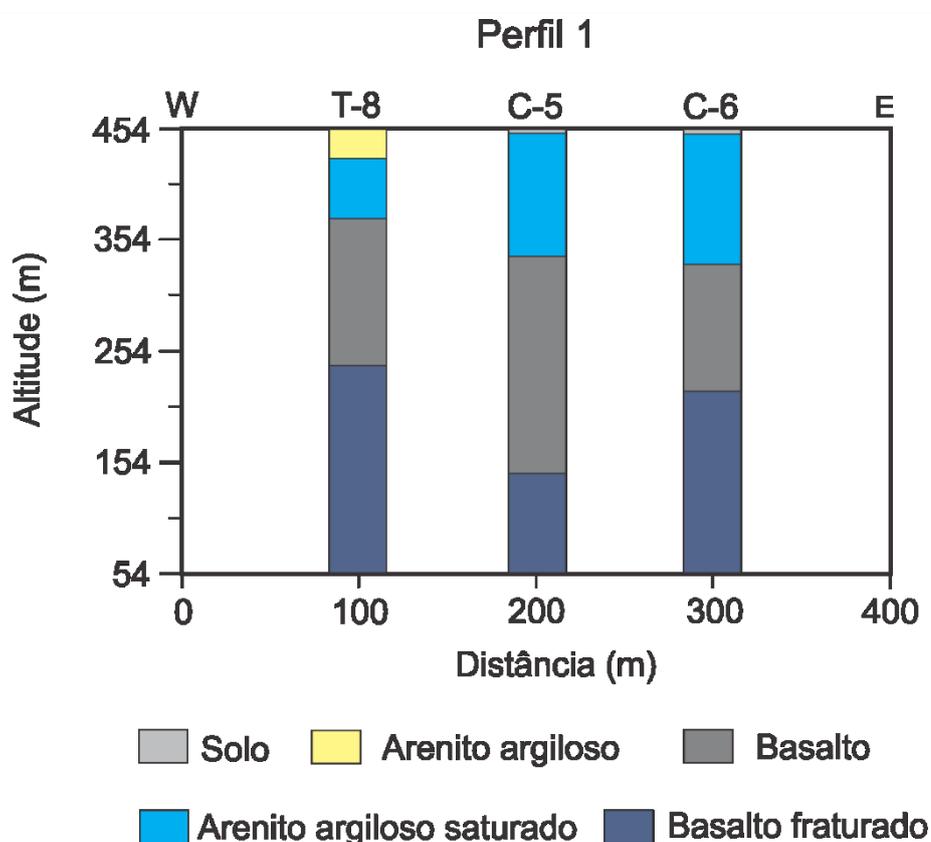


Figura 5.7. Perfil geológico 1 de direção E-W.

A Figura 5.8 apresenta os resultados da SEV-10 (Figura 5.8a), TEM-12 (Figura 5.8b) e inversão conjunta 8 (Figura 5.8c) cujos dados foram adquiridos na área E, próxima a área D (em frente ao Posto Mardan). Esta área é composta por duas inversões conjuntas (7 e 8) e uma sondagem TDEM (TEM-13) que não pôde ser invertida de maneira conjunta devido à baixa qualidade da SEV. Como os resultados das inversões conjuntas são bastante similares, será mostrada apenas a inversão conjunta 8 e um perfil construído com as informações das sondagens. A inversão conjunta 7 e TEM-13 estão no apêndice.

Na Figura 5.8a são apresentados os resultados obtidos após a inversão da SEV-10. O erro de ajuste é de 4% e três camadas geológicas podem ser interpretadas. A primeira camada corresponde ao solo e é composta pelas duas camadas geoeletricas iniciais com espessura de 7 m e resistividade variando de 275 $\Omega.m$ até 1453 $\Omega.m$. A segunda camada, por apresentar resistividade de 15 $\Omega.m$ e espessura de 68 m é interpretada como a porção saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina. E a terceira camada cuja resistividade calculada é de 287 $\Omega.m$, possivelmente corresponda a Formação Serra Geral.

Na Figura 5.8b são mostrados os resultados da TEM-12. Para esta inversão, o erro de ajuste é de 3.2% e quatro camadas geoeletricas foram obtidas com as seguintes características: camada 1 com resistividade de 83 $\Omega.m$ e espessura de 32 m, camada 2 com resistividade de 12 $\Omega.m$ e espessura de 62 m, camada 3 com resistividade de 1558 $\Omega.m$ e espessura de 216 m e camada 4 com resistividade de 14 $\Omega.m$.

Com base nos dados dos poços P10 e P3 foi possível fazer as seguintes interpretações para as quatro camadas geoeletricas. A primeira camada geoeletrica pode ser interpretada como uma camada cuja composição é variável. Ou seja, ela possivelmente é composta por solo e pela zona de transição entre a parte insaturada e saturada dos arenitos argilosos da Formação Adamantina. A segunda camada geoeletrica é representada pela porção da Formação Adamantina estendendo-se até os 94 m de profundidade.

A terceira camada geoeletrica é representada pelos basaltos da Formação Serra Geral. Na quarta camada, há um significativo decréscimo de resistividade que pode ser observado no modelo geoeletrico da Figura 5.8b. Assim como foi explicado nas outras sondagens, este decréscimo de resistividade pode ser associado à presença de fraturas e/ou vesículas preenchidas com água.

A Figura 5.8c apresenta os resultados da inversão conjunta 8. Ao todo, cinco camadas geelétricas foram ajustadas com um erro de 4% pra SEV e 6.4% para o TDEM. Os seguintes parâmetros foram calculados: camada 1 com resistividade de 262 $\Omega.m$ e espessura de 1.5 m, camada 2 com resistividade de 1810 $\Omega.m$ e espessura de 5 m, camada 3 com resistividade de 20 $\Omega.m$ e 132 m de espessura, camada 4 com resistividade de 2124 $\Omega.m$ e espessura de 249 m e camada 5 com resistividade de 8 $\Omega.m$.

As duas primeiras camadas correspondem a uma única camada de solo com espessura de 6.5 m. A terceira camada geelétrica é interpretada como a porção saturada da Formação Adamantina, estendendo-se até a profundidade de 137 m. A quarta camada, devido ao alto valor de resistividade (1810 $\Omega.m$) pode ser interpretada como basáltica (Formação Serra Geral). Já a quinta camada pode estar relacionada aos basaltos fraturados com água.

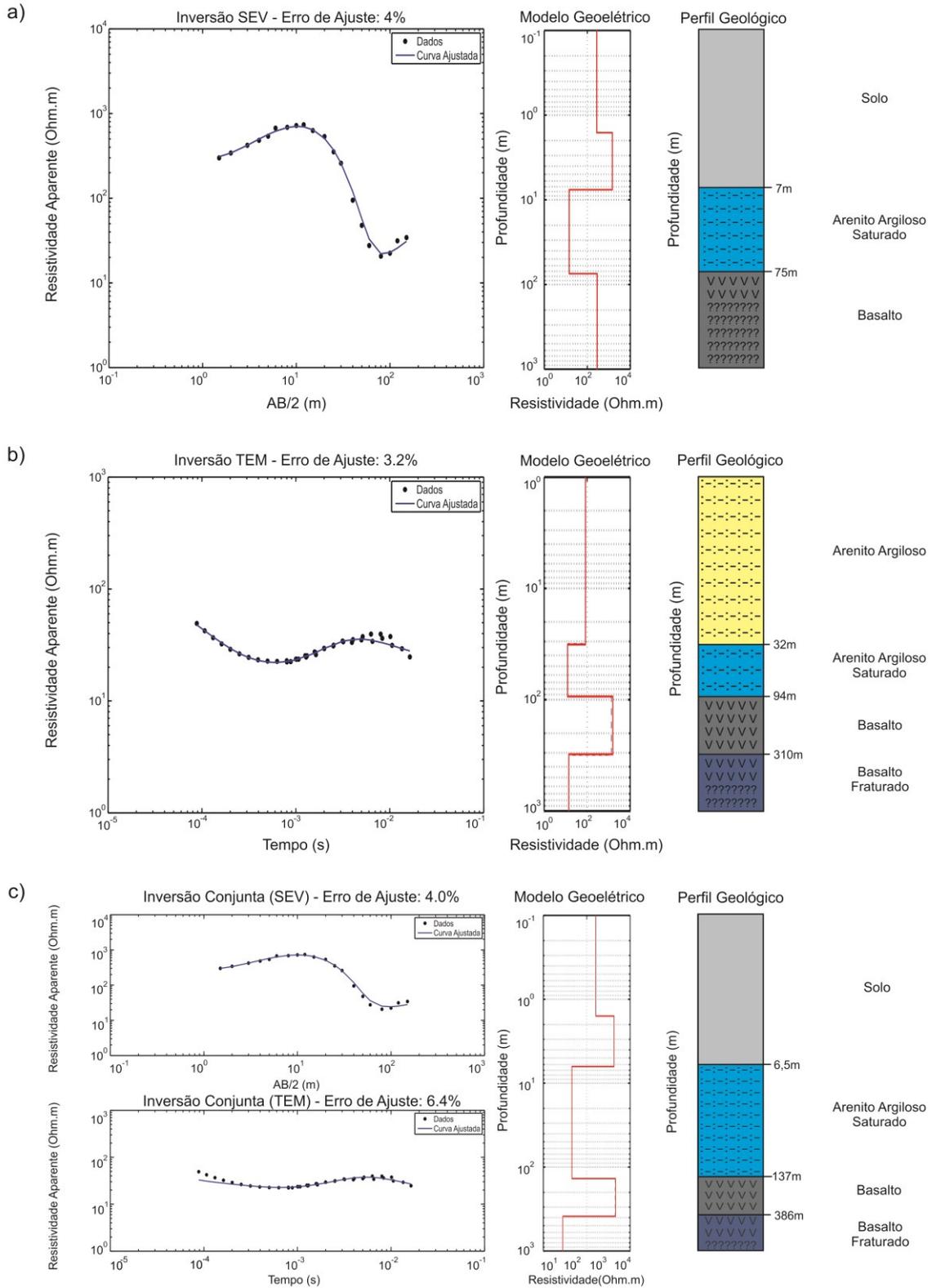


Figura 5.8. Resultados da inversão conjunta 8 localizada na área E. a) Inversão individual da SEV-10. b) Inversão individual da TEM-12. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

A Figura 5.9 mostra todos os resultados obtidos na área E num único perfil (2). A informação utilizada na montagem desse perfil compreende dados de poços (P-10 e P-3), perfil geológico obtido com as inversões conjuntas (C-7 e C-8) e perfil geológico obtido com a TEM-13 (T-13). A topografia do perfil é plana, pois, a maior diferença entre as altitudes das sondagens e dos poços é de 5 m. Como o GPS usado tem uma precisão de ± 5 m, essa diferença é igual ao erro. Assim, admite-se que a topografia seja plana. Nota-se que a profundidade do topo do basalto é maior que 100 m ao longo do perfil e a espessura do Aquífero Bauru (arenito argiloso saturado) é bastante variável.

A região fraturada (ou vesiculada) do basalto encontra-se, no mínimo, a 209 m de profundidade ou 251 m de altitude. É importante verificar que, na inversão conjunta C-8, o topo da região fraturada é diferente das sondagens adjacentes. Como já foi explicada anteriormente, essa diferença abrupta entre uma sondagem e outra pode ser explicada pela presença de estruturas 2D.

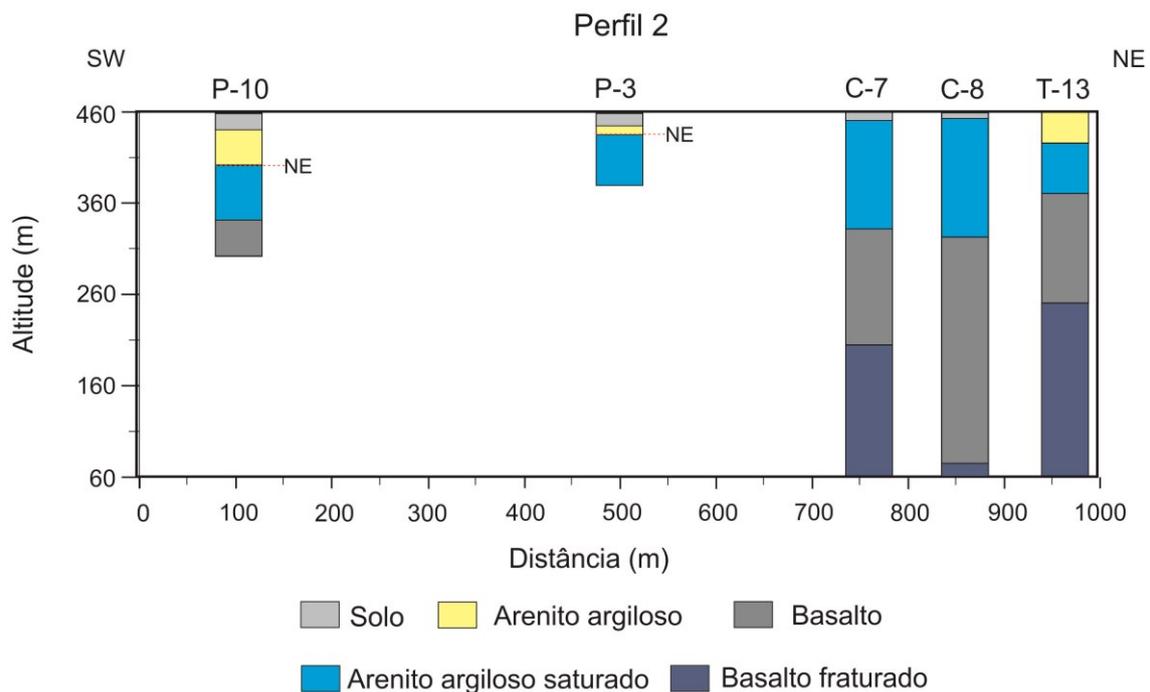


Figura 5.9. Perfil geológico 2 de direção NE-SW.

Quanto ao potencial hidrológico, a área apresenta bom potencial com relação ao Aquífero Bauru. Principalmente porque a espessura da camada saturada está em torno de 100 m. Contudo, uma exploração do Aquífero Serra Geral demandaria muitos recursos, uma vez que, o basalto fraturado encontra-se muito profundo (próximo dos 250 m de profundidade). Uma boa estimativa dos melhores pontos para perfuração de poços para exploração de água subterrânea será abordada nas discussões dos mapas de espessura do Aquífero Bauru e topo do Aquífero Serra Geral, que são apresentados a seguir.

5.1 Mapas

Os mapas apresentados nesta seção foram elaborados por meio do *software Surfer 10* com a finalidade de se obter uma estimativa geral dos valores de espessura e profundidade dos Aquíferos Bauru e Serra Geral. Para isso, foram utilizados os resultados das inversões conjuntas e separadas, dados de poços e informações do *Google Earth* (no caso dos mapas de altitude).

O método escolhido para a interpolação dos dados é a *Krigagem*. Esse método de interpolação é recomendado, pois o resultado obtido oferece uma boa ideia à cerca da tendência dos dados, principalmente quando a malha de interpolação é irregular. A *krigagem* produz a melhor estimativa linear não viciada dos dados de um atributo em um local não amostrado (Isaaks & Srivastava, 1989).

O mapa apresentado na Figura 5.10 corresponde à topografia de Urupês. Esse mapa foi criado com as altitudes obtidas em campo e com as altitudes obtidas no *Google Earth*. Optou-se por essa ferramenta como forma de melhorar a base de dados. Neste mapa, nota-se que as maiores altitudes encontram-se na porção central, nas proximidades das sondagens SEV/ TDEM 7 e 8, e sudeste da cidade (SEV/TDEM 2 e 3). Por outro lado, as regiões mais baixas situam-se na parte norte e oeste onde a altitude varia de 400 m até 430 m.

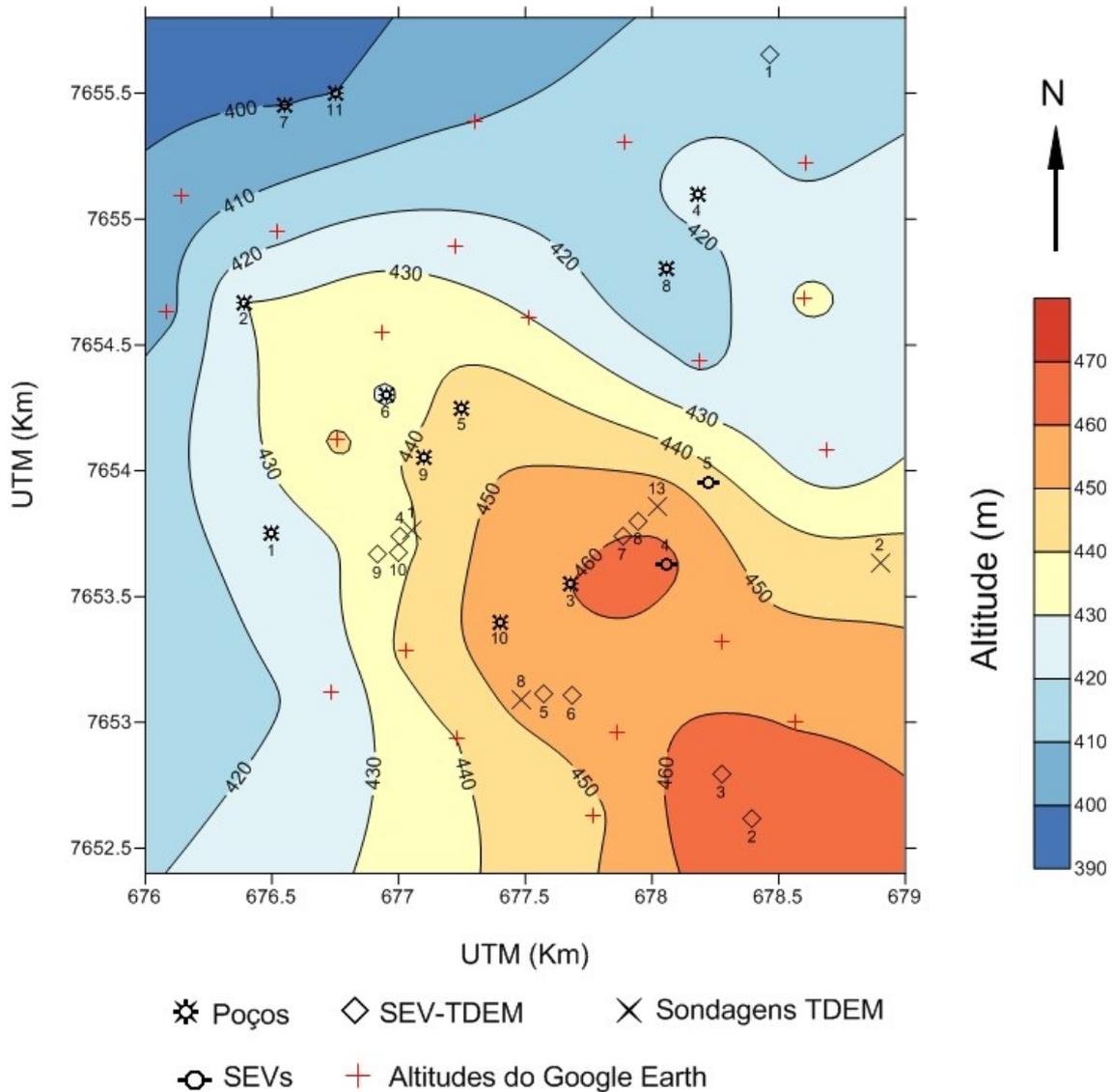


Figura 5.10. Mapa topográfico de Urupês-SP.

O mapa apresentado na Figura 5.11 é de espessura do Aquífero Bauru. Observa-se neste mapa que as maiores espessuras são coincidentes com a topografia da área e atinge os maiores valores nas porções centro e sul da cidade, com espessuras próximas de 120 m. Já os menores valores de espessura encontram-se nas porções leste, com valores próximos a 40 m, oeste e norte (~50 m) da cidade de Urupês.

Através do mapa de espessura é possível obter uma estimativa dos melhores pontos de perfuração no Aquífero Bauru. Como se pôde observar, as maiores espessuras coincidem com a topografia mais elevada. Sendo assim, as áreas adjacentes às sondagens SEV-TDEM 2, 3, 5, 6, 7 e 8 podem representar ótimos locais para a

perfuração de um poço devido a grande espessura do Aquífero Sedimentar nestes pontos.

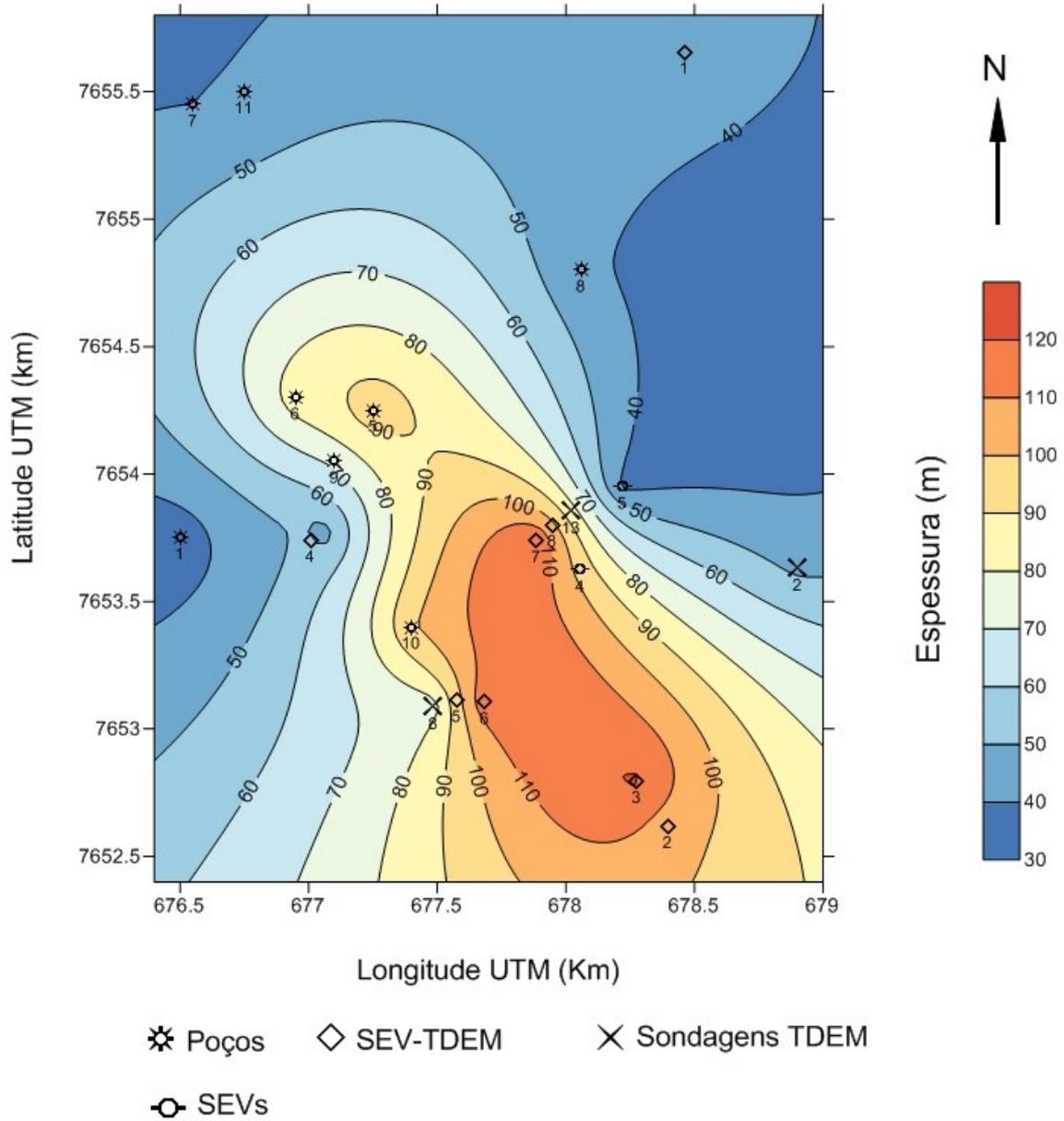


Figura 5.11. Mapa de espessura do Aquífero Bauru.

Na Figura 5.12 encontra-se o mapa de profundidade do topo do basalto. As menores profundidades para o topo do basalto são encontradas nas regiões periféricas da cidade, regiões norte, leste e oeste. Nestes pontos, o topo do basalto encontra-se a aproximadamente 50 m de profundidade.

A exceção corresponde à parte sul da cidade (SEV-TDEM 2 e 3), onde o topo é encontrado a profundidades entre 105 m e 115 m e a porção central.

A profundidade do basalto varia suavemente na direção do eixo NW-SE. Essa direção coincide com a dos mapas anteriores, indicando que o basalto pode acompanhar a topografia. Por outro lado, a variação da profundidade é acentuada na direção E-W. Nota-se que, na região centro-leste, há uma variação de aproximadamente 80 m no topo do basalto em uma distância menor que 500 m, podendo indicar uma estruturação – 2D.

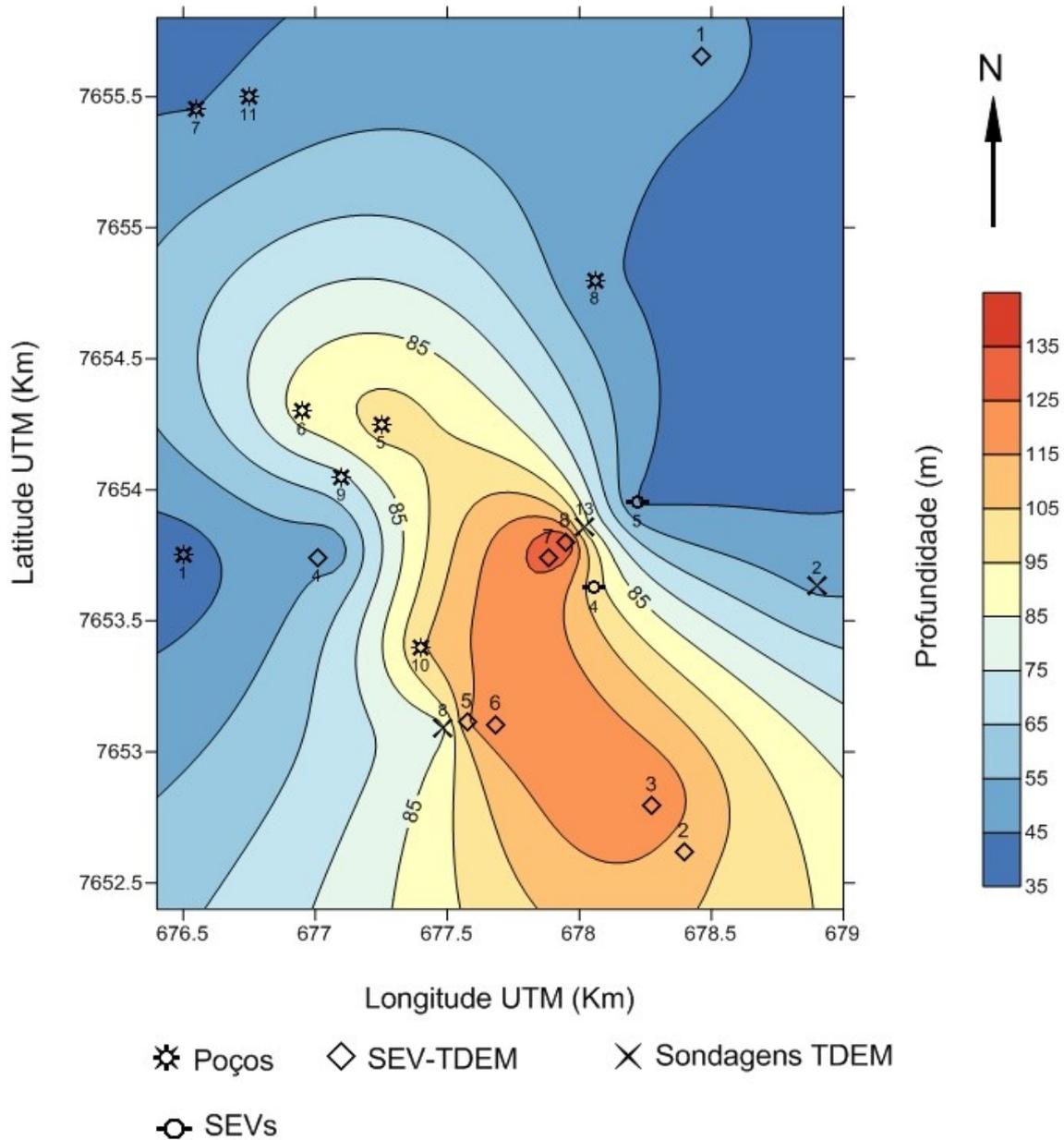


Figura 5.12. Mapa de profundidade do topo do basalto.

A Figura 5.13 mostra o mapa de altitude do topo do basalto que é gerado pela subtração da altitude do ponto de sondagem pelo valor de profundidade do basalto. Através deste mapa é possível estabelecer uma relação com a topografia local. Na figura é possível observar que o topo do basalto é praticamente constante no eixo SE-NW. Quando se observa a Figura 5.10, verifica-se que neste eixo existe um notável aumento nos valores de altitudes (topografia) para a direção SE, contrastando assim com os valores de altitude do topo do basalto que praticamente permanecem constantes no eixo

de direção SE-NW. Desta forma, nota-se que o topo do basalto não varia com a topografia nessa direção.

Por outro lado, há grande variação de altitude do topo na direção E-W, principalmente no sentido leste (entre a TEM-13 e a SEV-5). Essa variação num curto espaço poderia ser explicada pela presença de estruturas 2D, tais como falhas e fraturas que são comuns na Bacia do Paraná. Essas estruturas podem ser relacionadas à esforços tectônicos. Do ponto de vista hidrogeológico, as falhas podem sugerir que o basalto esteja fraturado nas imediações do plano de falha, pois, se houve esforço significativo para a ruptura do basalto, é bastante provável que estes esforços tenham também fraturado o basalto nas áreas adjacentes. Isto explicaria o porquê dos poços P6, P7, P9 e P10 apresentarem as maiores vazões (15,4 m³/h, 53,7 m³/h, 60 m³/h e 17,3 m³/h) na cidade de Urupês. Note que esses poços encontram-se na mesma direção do plano de falha NW-SE (Figura 5.13).

O topo do basalto encontra-se mais raso nas proximidades das sondagens demarcadas por elipses. Nas partes leste e oeste da região de Urupês, a possibilidade do basalto estar fraturado é maior, uma vez que, as sondagens TDEM indicam uma região com baixa resistividade abaixo do basalto. Já a porção norte é uma das regiões onde o topo do basalto encontra-se mais raso, por volta de 40 m de profundidade.

Nas partes centro e sul da cidade, próximas às inversões conjuntas (SEV-TDEM) 5, 6, 7 e 8, os basaltos podem estar fraturados, mas, encontra-se em grandes profundidades, próximo dos 200 m.

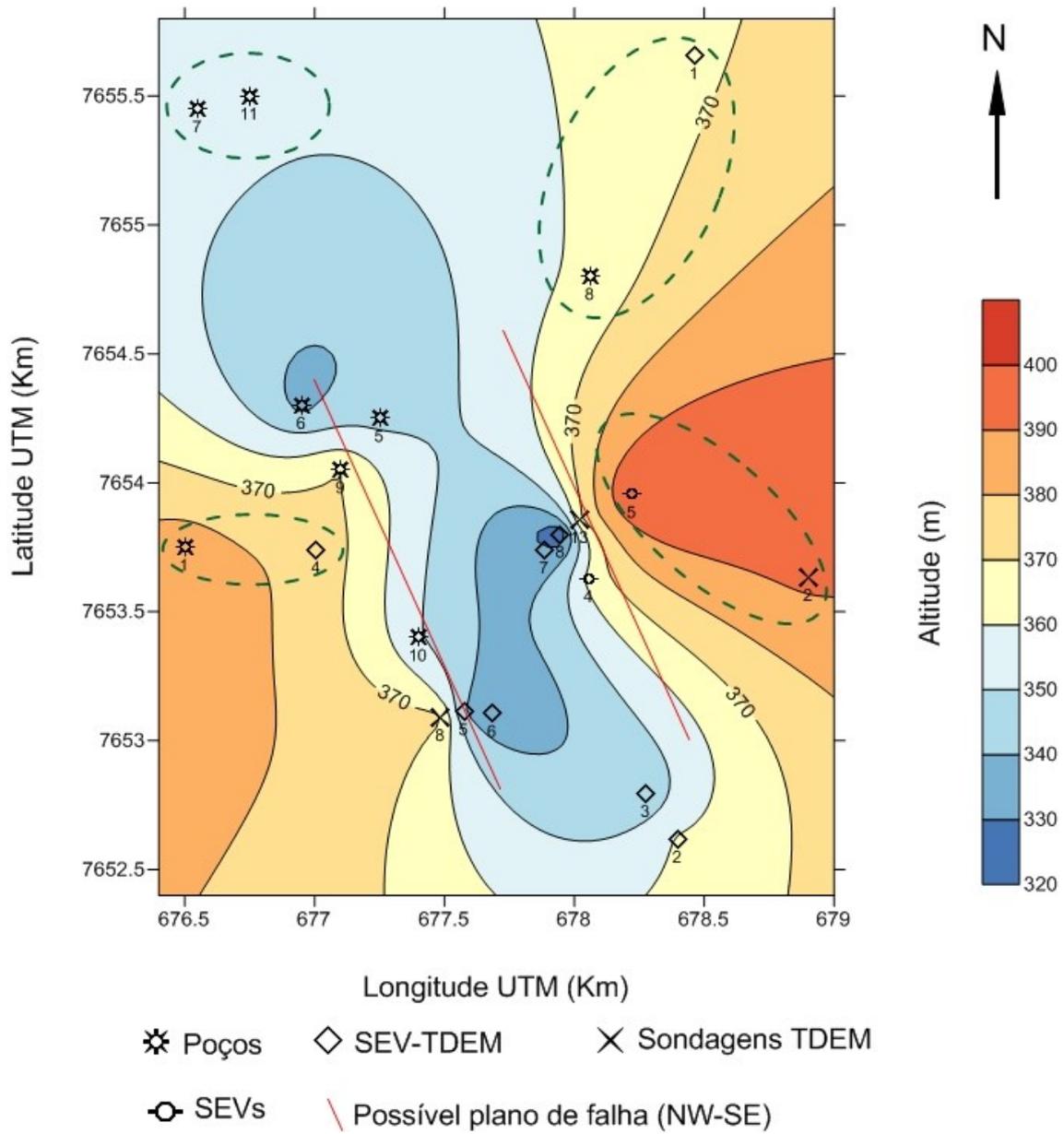


Figura 5.13. Mapa de altitude do topo do basalto.

6 Conclusões e Recomendações

De modo geral, a inversão conjunta SEV/TDEM mostrou-se uma eficiente ferramenta de apoio à interpretação de dados geoeletricos, explorando melhor as estruturas mais rasas com a SEV e as estruturas mais profundas com o TDEM.

Quanto à caracterização dos aquíferos, verificou-se que o aquífero sedimentar Bauru foi bem caracterizado. Os resultados mostraram que as maiores espessuras encontram-se na porção central e sul do município de Urupês, próximos às sondagens SEV-TDEM 2, 3, 5 e 6. Nestas sondagens, os valores de espessura calculados foram >100 m com uma resistividade elétrica de $\sim 20 \Omega.m$ o que indica uma composição sedimentar areno-argilosa preenchida com água. Por isso, recomenda-se que a perfuração de um poço para a exploração do aquífero sedimentar Bauru seja realizada nas proximidades dessas sondagens.

A presença de possíveis fraturas no aquífero Serra Geral também foi bem determinada nas sondagens SEV-TDEM 4, 5, 6, 7 e 8 e nas sondagens TDEM 2, 8 e 13. Nestas sondagens, os baixos valores de resistividade ($< 100 \Omega.m$) indicam possíveis fraturas e/ou vesículas que podem estar preenchidas com água e argila. Para a exploração deste aquífero, recomenda-se que o poço seja feito nas proximidades da TEM 2 cujo topo do basalto encontra-se ~ 50 m e com resistividade $< 100 \Omega.m$ e nas proximidades da SEV-TDEM 4 onde a zona fraturada inicia-se ~ 180 m de profundidade. Estes dois pontos representam os melhores locais para a perfuração de um poço, visto que, os custos de perfuração seriam menores devido as menores espessuras de sedimentos e basaltos a serem perfuradas. Estes resultados poderão servir de guia para a perfuração de poços para a exploração de água subterrânea no município de Urupês.

As sondagens SEV-TDEM 1, 11 e 12 apresentaram um comportamento anômalo com significativas diferenças entre os valores obtidos pela SEV e pelo TDEM que impediram um bom ajuste das inversões conjuntas para essas sondagens. As diferenças podem estar associadas com estruturas 2D e/ou 3D em subsuperfície, uma vez que, os resultados obtidos através das inversões conjuntas são diferentes dos dados de poços nas proximidades das sondagens.

Os mapas de altitude do topo do basalto e topografia mostraram que a camada de basalto não acompanha a topografia no eixo SE-NW. Enquanto a altitude aumenta no

sentido NW-SE, o topo do basalto permanece praticamente constante. Na direção NW, próximo aos poços 7 e 11, o topo do basalto pode ser encontrado em profundidades próximas dos 50m.

Para finalizar, é recomendável que na região de Urupês sejam realizadas aquisições com geometrias maiores para a SEV e TDEM, bem como a utilização de um equipamento TDEM com fonte transmissora mais potente (TEM-67). Assim, a profundidade estudada poderá ser maior e, com isso, será possível determinar a espessura das zonas fraturadas e o topo do aquífero Guarani (Formação Botucatu). Para as sondagens que possivelmente apresentam estruturas 2D e/ou 3D, recomenda-se que sejam realizadas modelagens TDEM e caminhamentos elétricos no entorno dessas sondagens para uma melhor compreensão dos resultados.

7 Referências Bibliográficas

Abou Heleika, M. M.; Niesner, E. Configuration of the limestone aquifers in the central part of Egypt using electrical measurements. **Hydrogeology Journal**, v. 17, p. 433-446, 2009.

Albouy, Y. et al. Mapping Coastal Aquifers by joint inversion of DC and TEM soundings Three Case Histories. **Ground Water**, v. 39, n. 1, p. 87-97, 2001.

Almeida, E. R. **Caracterização Geométrica na Região de Bebedouro-SP por Meio de Sondagens Eletromagnéticas no Domínio do Tempo (TDEM)**. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 157 p., 2011.

Auken, E.; Jørgensen, F.; Sørensen, K. I. Large-scale TEM investigation for groundwater. **Exploration Geophysics**, v. 34, p. 188-194, 2003.

Bortolozzo, C. A. **Inversão Conjunta 1D de Dados de SEV e TDEM: Aplicações em Hidrogeologia – SP**. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 102 p., 2011.

Bortolozzo, C. A.; Porsani, J. L. Curupira v1.0. Software de inversão conjunta 1D de sondagens SEV/TDEM. Registro de Software no. 12988-1. **Revista da Propriedade Industrial** no. 2165, item 090, p.145, 2012.

Carlos, I. M. et al. Métodos geofísicos integrados para a caracterização hidrogeológica dos aquíferos da microbacia Andes, Bebedouro, em São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, n. 3, 2012.

Cousin, I. et al. Electrical resistivity survey in soil science: a review. **Soil & Tillage Research**, v. 83, p. 173-193, 2005.

Cutrim, A. O. et al. Sondagem elétrica vertical aplicada em pesquisa hidrogeológica na bacia do Parecis, MT. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 131-140, 2007.

Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE. Estudo de Águas Subterrâneas – Regiões Administrativas 7, 8 e 9 – Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba. São Paulo: DAEE, 1976. v. 1 e 2.

Danielsen J.E. et al. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. **Journal of Applied Geophysics**, v. 53, p. 181-198, 2003.

Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R.; Fulfaro, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v. 26, n.3, p. 229-247, 2007.

Feitosa, F. A. C. et al. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3a edição, revisada e ampliada - Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 812p., 2008.

Fernandes L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 216 p., 1998.

Fernandes A. J. et al. Modelo conceitual preliminar de circulação de água subterrânea no Aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP. XIV **Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, Curitiba, ABAS. 16 p., 2006.

Fitterman, D. V.; Stewart, M. T. Transient electromagnetic sounding for groundwater. **Geophysics**, v. 51, p. 995-1005, 1986.

Fitterman, D. V. Examples of transient sounding for ground-water exploration in sedimentary aquifers. **Ground Water**, v. 25, p. 685-692, 1987.

Gesicki, A. L. D. Evolução Diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 175 p., 2007.

GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo em 1:1.000.000**. DAEE/IG-SMA/IPT/CPRM, São Paulo. Nota explicativa e 2 anexos (mapa e CD-ROM), 2005.

Høyer, A.-S. et al. Combined interpretation of SkyTEM and high-resolution seismic data. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 36, p. 1386-1387, 2011.

Iritani, M. A.; Ezaki, S. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo. 2 ed. São Paulo: Secretaria de Estado do Meio Ambiente – SMA, 104p., 2009.

Isaaks, E. H.; Srivastava, R.M. **An Introduction to Applied Geostatistics**. NY: Oxford University Press, Inc., 1989.

Jørgensen, F. et al. Geological mapping of Moors, Denmark – Study on a large-scale TEM survey. **Bulletin of the geological society of Denmark**, v. 52, p. 53-75, 2005.

Kanta, A. et al. The application of time domain electromagnetic method to characterize the Keritis Basin, in Western Crete, Greece. **Proc. 3rd IASME International Conference on Geology and Seismology**, (GES '09), Cambridge, UK, p. 1-8, 2009.

Kaufman, A. A. and Keller, G. V. **Frequency and Transient Soundings**. Elsevier, 1ª edição, 1983.

McNeill, J.D. Use of electromagnetic methods for groundwater studies: in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, ed: S.H.Ward, **SEG**, IG#5, Vol. 1: P.191-218, 1990.

Meju, M. A. Simple relative space-time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implication for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most squares-criterion. **Geophysical Prospecting**, v. 53, p. 1-17, 2005.

Milani, M. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental**. Tese

de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2v, 255 p., 1997.

Milani, E. J.; Ramos, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28(4), p. 527-544, 1998.

Milani, E. J. et al. Bacia do Paraná. In: Milani, E.J.; Rangel, H.D.; Bueno, G.V.; Stica, J.M.; Winter, W.R.; Caixeta, J.M.; Pessoa Neto, O.C. (Eds.). Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15(2), p. 265-287, 2007.

Mocellin, R. C.; Ferreira, F. J. F. Conectividade e compartimentação dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani no sudoeste do estado do Paraná, Brasil. **Revista brasileira de geociências.**, São Paulo, v. 39, n. 3, p. 567-579, 2009.

Munkholm, M. S.; Auken, E. Electromagnetic noise contamination on transient electromagnetic soundings in culturally disturbed environments. **Journal of environmental & engineering geophysics**, v. 1, p 119-127, 1996.

Nielsen, L.; Jørgensen N.; Gelting, P. Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings. **Journal Applied Geophysics**, v. 62, p. 1-15, 2006.

Orellana, E. **Prospección geoelectrica en corriente continua**. Segunda edición corregida y ampliada, Ed. Paraninfo, Madrid. pp 579, 1982.

Parasnis, D. S. Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall. 4a edição, 1986.

Paula e Silva, F. **Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 166 p, 2003.

Paula e Silva, F. et al. Estratigrafia de subsuperfície do grupo bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, p. 77-88, 2005.

Paulipetro. **Mapa Geológico Simplificado da Bacia do Paraná**. Relatório de Atividades, p.59, 1981.

Porsani, J. L., Almeida, E. R., Bortolozo, C. A., Monteiro Santos, F. A. TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary basin, Northern São Paulo State, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 82, p. 75-83, 2012a.

Porsani, J. L., Bortolozo, C. A., Almeida, E. R., Santos Sobrinho, E. N., Santos, T. G. TDEM survey in urban environmental for hydrogeological study at USP campus in São Paulo city, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, São Paulo, v. 76, p. 102-108, 2012b.

Raiche, A. P. et al. The Joint Use of Coincident Loop Transient Electromagnetic and Schlumberger Sounding to Resolve Layered Structures. **Geophysics**, v. 50, p. 1618-1627, 1985.

Raju Janardhana, N., Reddy, T., V., K. Fracture pattern and electrical resistivity studies for groundwater exploration. **Environmental Geology**, v. 34, p. 175-181, 1998.

Reynolds, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. Nova York, 796 p., 1997.

Schmutz, M. et al. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France), **Surveys in Geophysics**, v. 21, p. 371-390, 2000.

Shiraiwa, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, São Paulo, 85 p., 1994.

Soares, P. C. et al. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10(3), p. 177-185, 1980.

Yamabe, T. H.; Berrocal, J. Podem os poços tubulares profundos provar abalos sísmicos? Casos estudados no Brasil. **XI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, 9 p., 2000.

Apêndice A: Inversões Conjuntas e Individuais

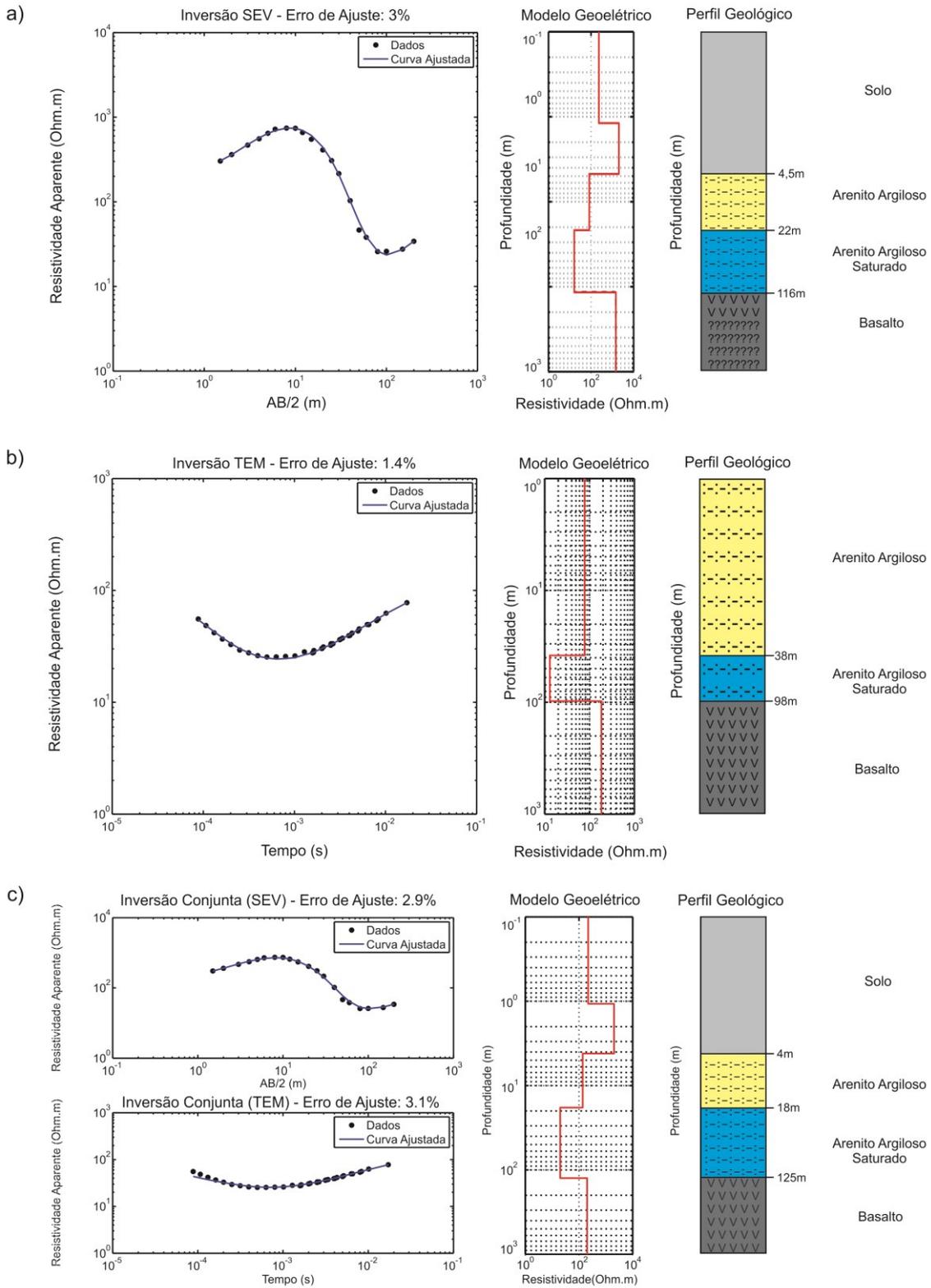


Figura A 1. Resultados da inversão conjunta 3 localizada na área B . a) Inversão individual da SEV-03. b) Inversão individual da TEM-05. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

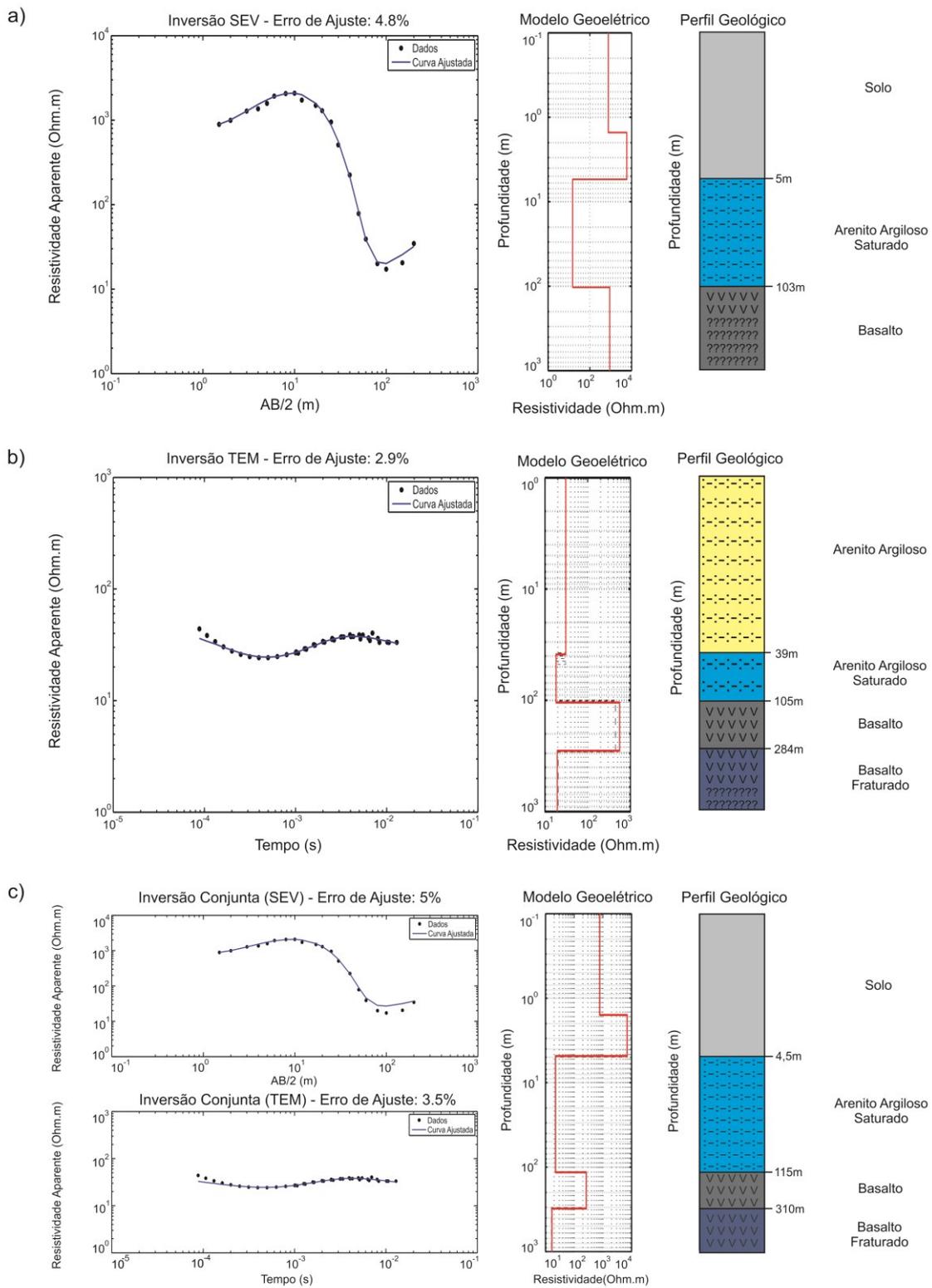


Figura A 2. Resultados da inversão conjunta 5 localizada na área D . a) Inversão individual da SEV-07. b) Inversão individual da TEM-09. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

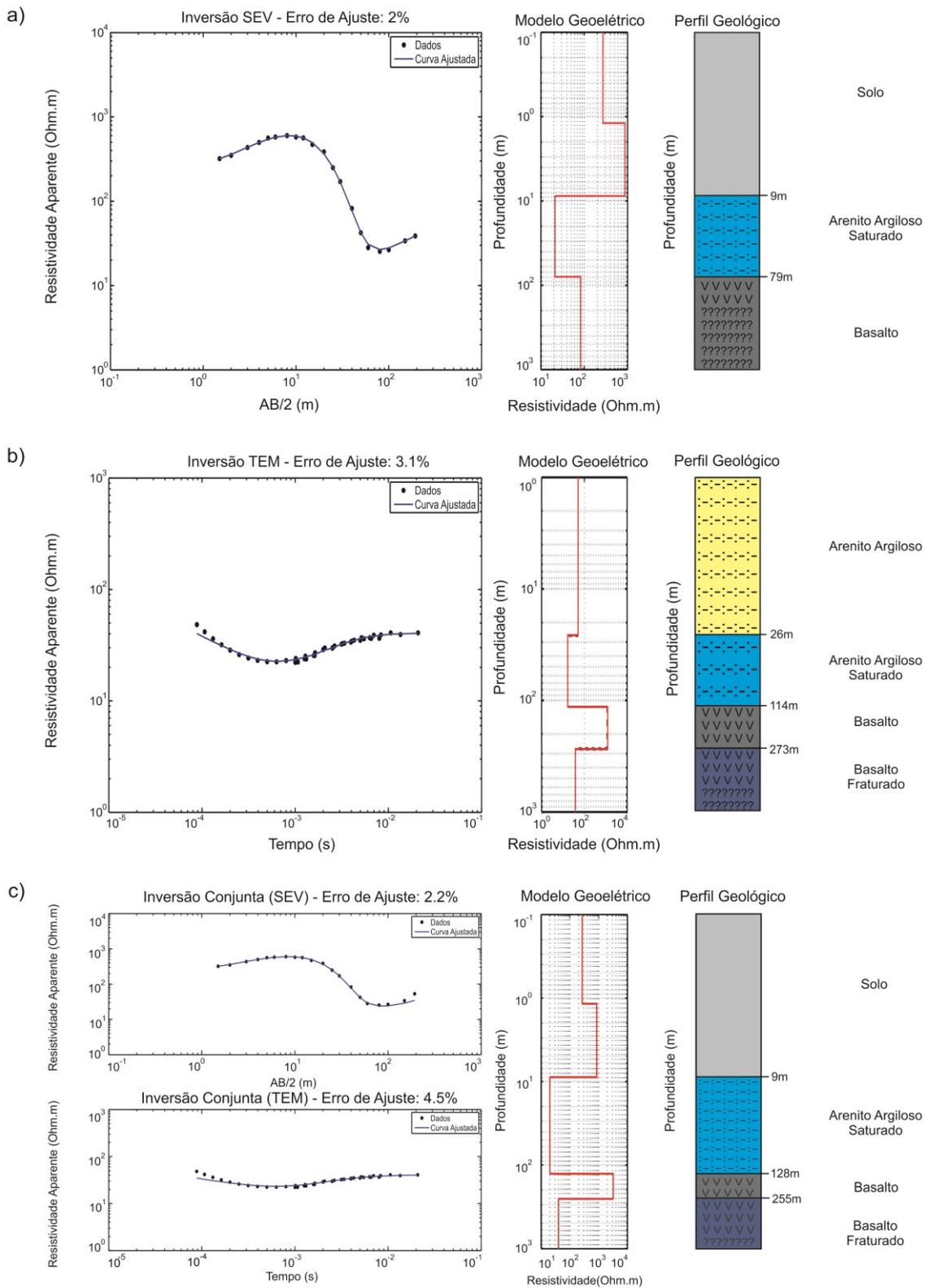


Figura A 3. Resultados da inversão conjunta 7 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-09. b) Inversão individual da TEM-11. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

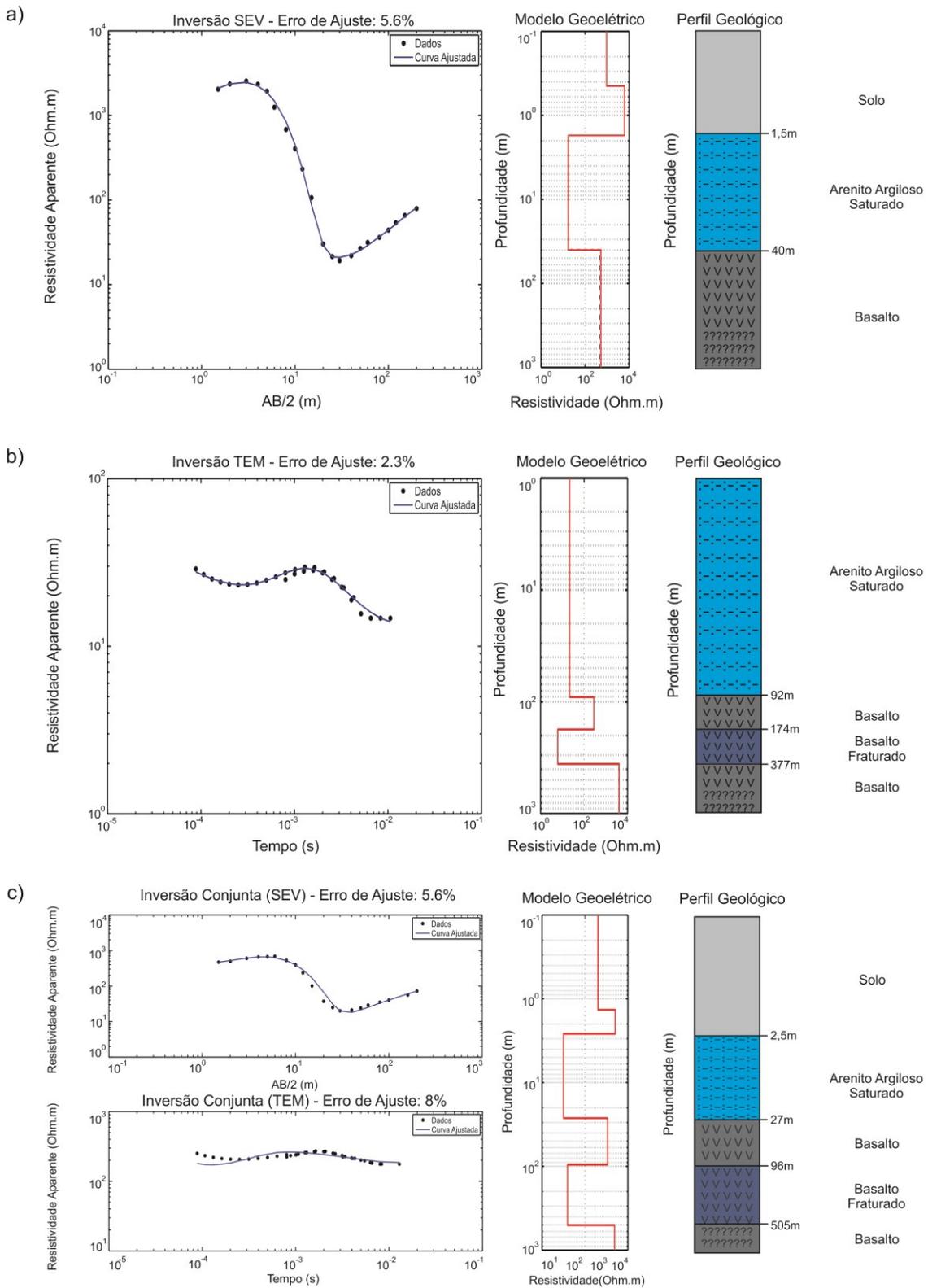


Figura A 4. Resultados da inversão conjunta 9 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-11. b) Inversão individual da TEM-14. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

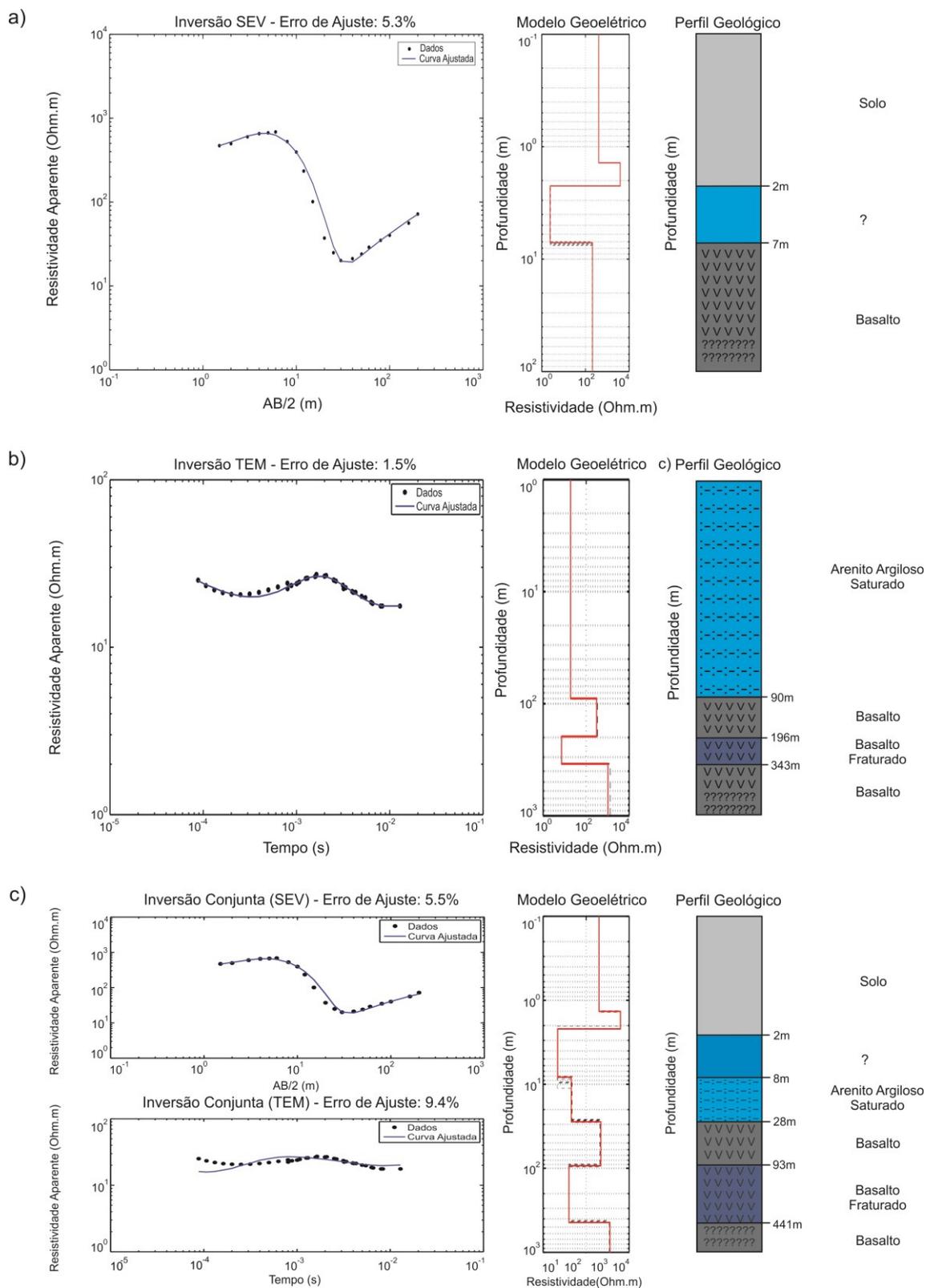


Figura A 5. Resultados da inversão conjunta 10 localizada na área E . a) Inversão individual da SEV-12. b) Inversão individual da TEM-15. c) Inversão conjunta SEV e TDEM.

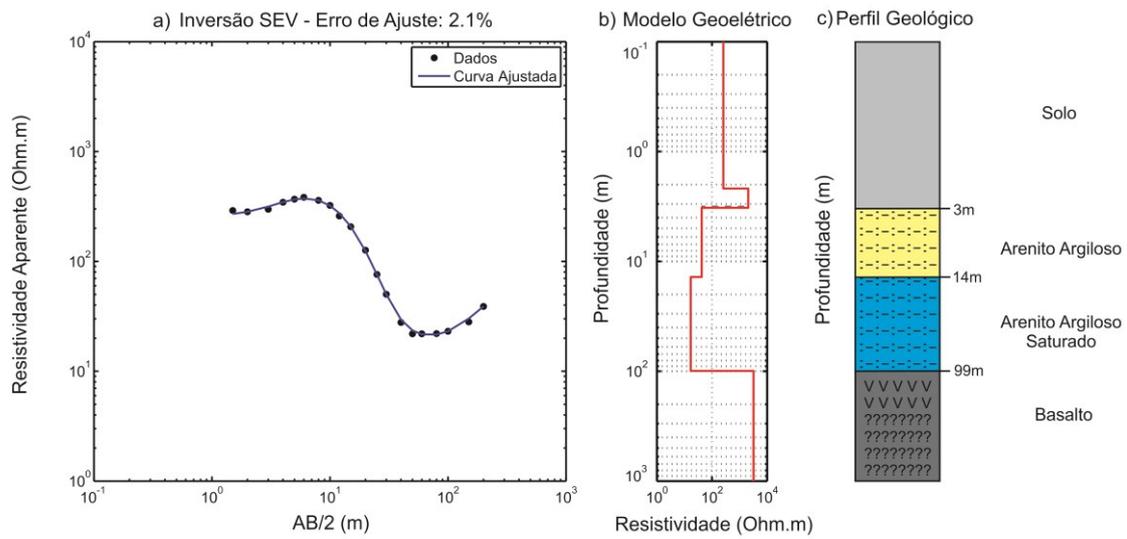


Figura A 6. a) Inversão individual da SEV-04. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

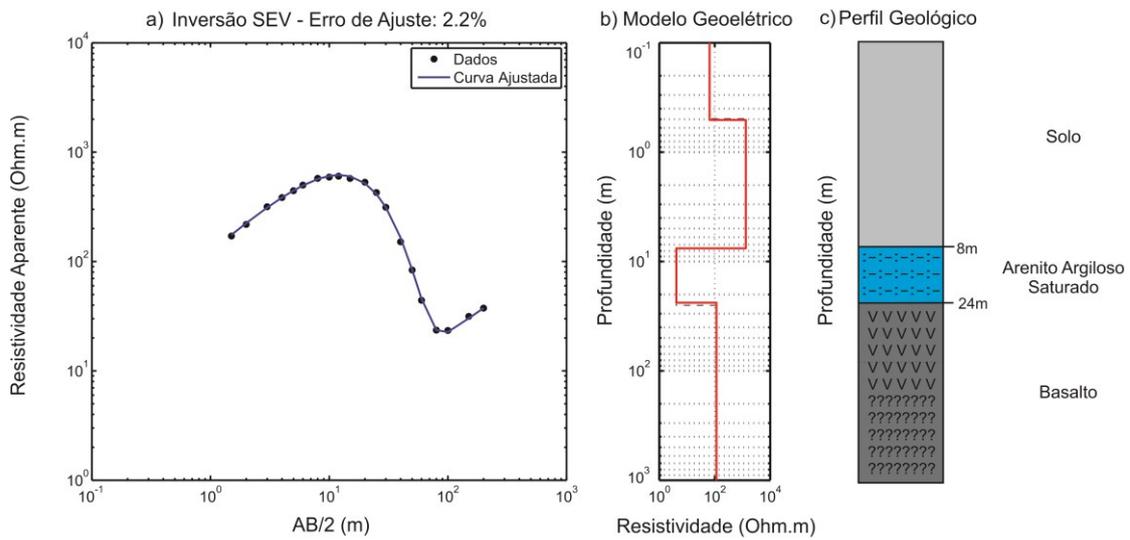


Figura A 7. a) Inversão individual da SEV-05. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

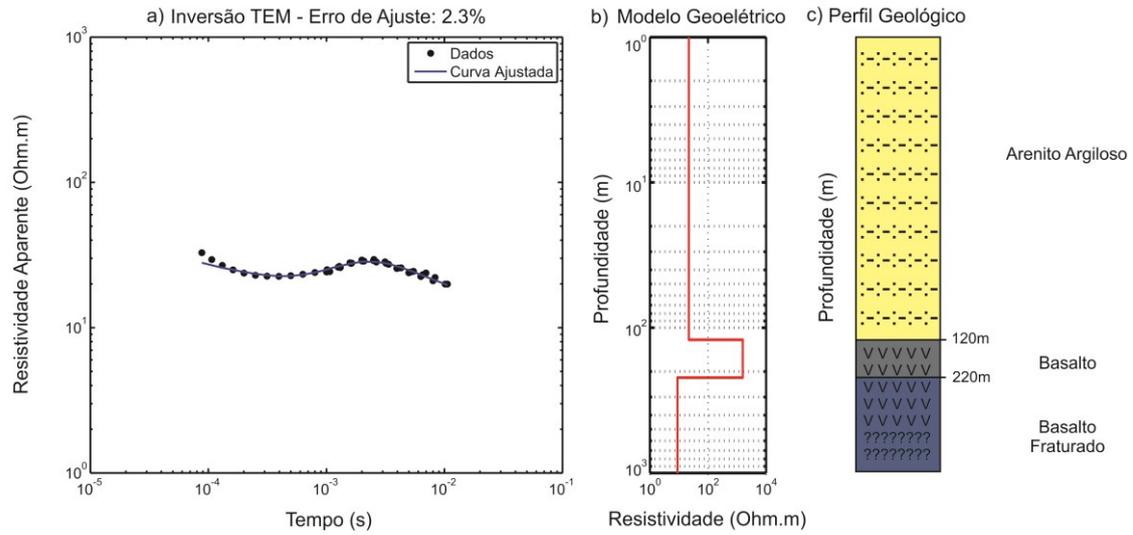


Figura A 8. a) Inversão individual da TEM-01. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

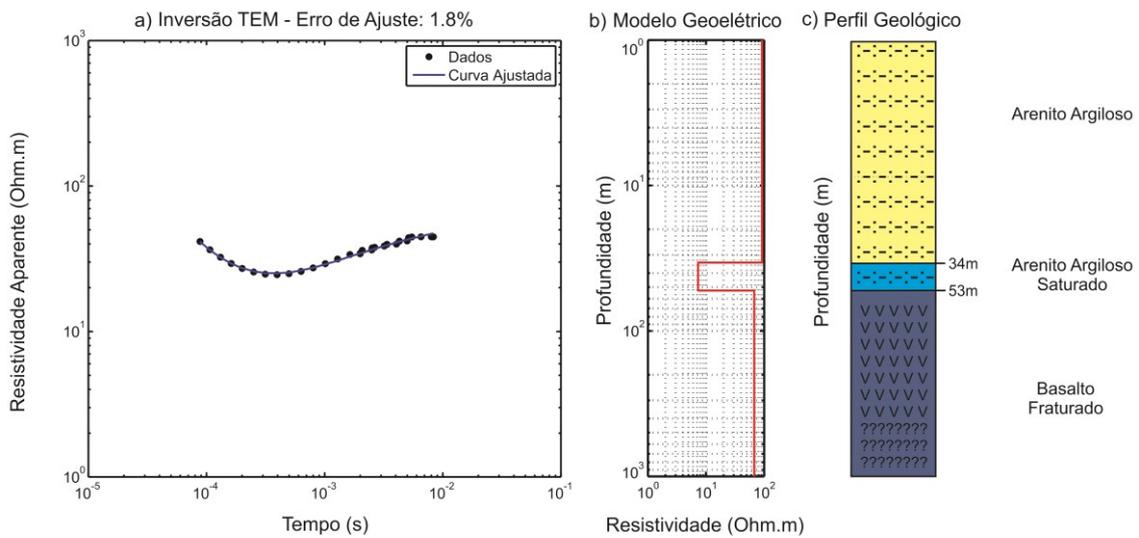


Figura A 9. a) Inversão individual da TEM-02. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

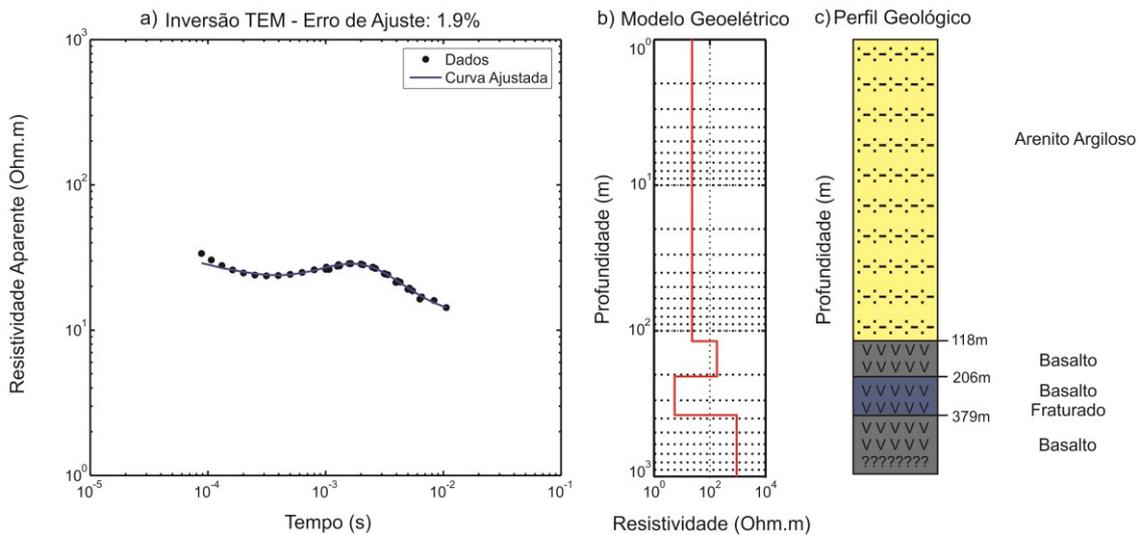


Figura A 10. a) Inversão individual da TEM-07. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

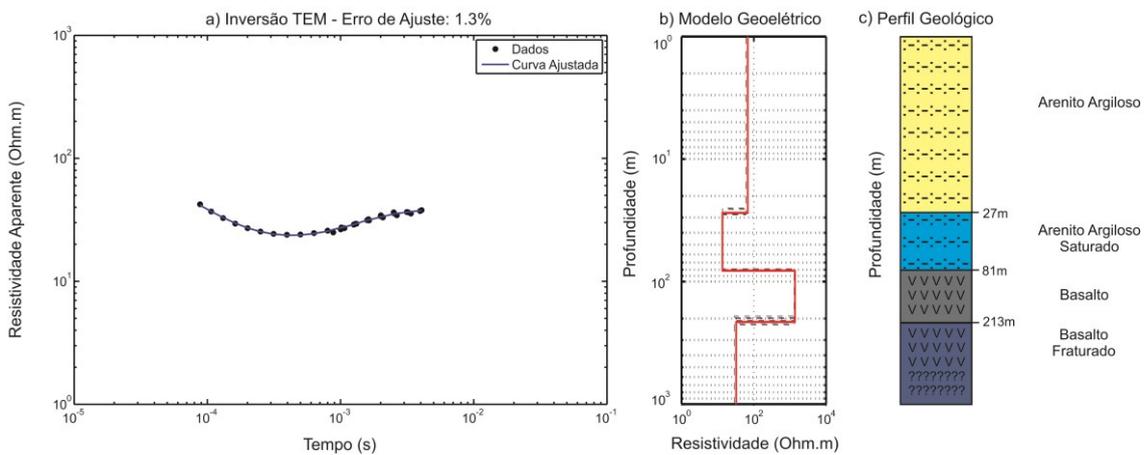


Figura A 11. a) Inversão individual da TEM-08. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.

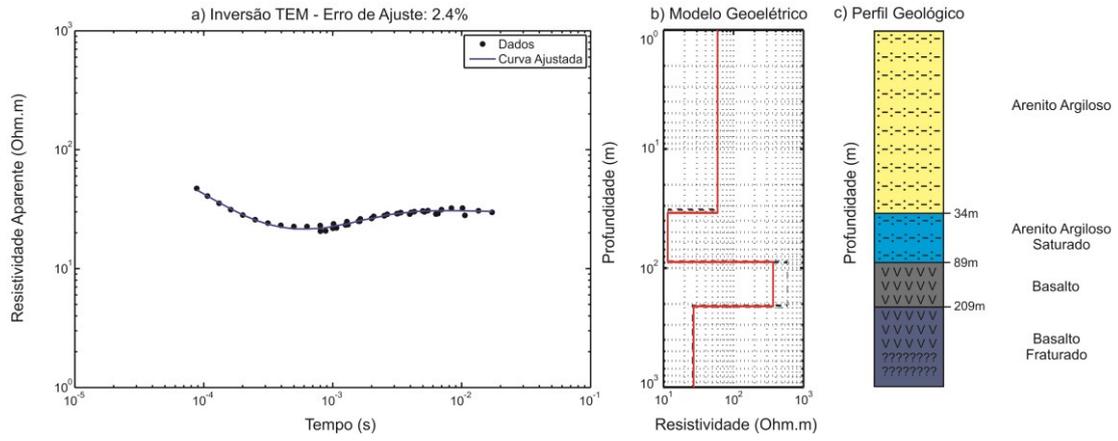


Figura A 12. a) Inversão individual da TEM-13. b) Modelo geoeétrico obtido após a inversão. c) Perfil geológico interpretado.