

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE ESTRUTURAS GEOLÓGICAS
CONDUTORAS E ARMAZENADORAS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA
ATRAVÉS DO MAGNETOTELÚRICO E DA TOMOGRAFIA DE
RESISTIVIDADE ELÉTRICA

Tainã Pinheiro de Oliveira

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador(a): Dr. Emanuele Francesco La
Terra

Co-orientador(a): Dra. Liliane Paiva Panetto

Rio de Janeiro
Julho de 2020

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE ESTRUTURAS GEOLÓGICAS
CONDUTORAS E ARMAZENADORAS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA
ATRAVÉS DO MAGNETOTELÚRICO E DA TOMOGRAFIA DE
RESISTIVIDADE ELÉTRICA

Tainã Pinheiro de Oliveira

Julho/2020

O município de Caxambu, interior de Minas Gerais, faz parte de um grande Complexo Turístico conhecido como Parque das Águas, famoso pela riqueza hidro-mineral e pelo caráter terapêutico de suas águas. Estudos geológicos, geoquímicos e hidrogeológicos já foram realizados a fim de compreender e caracterizar as fontes hidrotermais. O estudo geofísico, objetivo deste trabalho, produziu informação de como comporta a água subterrânea da região, em questão de fluxo, dinâmica de circulação, caminho percorrido no aquífero e as fontes profundas que alimentam e abastecem o aquífero fissural de Caxambu.

Este trabalho teve como objetivo o aprofundamento dos conhecimentos hidrogeofísicos do Circuito das Águas de Caxambu. Os resultados obtidos mostraram-se coerentes de acordo com os estudos geológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos prévios desenvolvidos pela UFMG e UERJ.

Foram realizados os estudos geofísico-estruturais e hidrogeofísicos, utilizando os métodos Magnetotelúrico (MT), Áudiomagnetotelúrico (AMT) e a técnica da Tomografia de Resistividade Elétrica (ERT) que permitiram obter um melhor entendimento do aquífero de Caxambu.

Este trabalho incluiu o desenvolvimento e aplicação de duas abordagens diferentes para dentro e a montante do Parque das Águas de Caxambu. A primeira, dentro do parque, foram realizados um conjunto de medidas com Tomografia de Resistividade Elétrica (ERT) e Audiomagnetotelúrico (AMT). Esses levantamentos foram feitos próximo às principais fontes d'água e com objetivo de entender o comportamento das estruturas geológicas rasas de subsuperfície e a dinâmica de circulação na condução das águas minerais. Os resultados desses da aplicação desses dois métodos posteriormente foram integrados e neste trabalho foi desenvolvida a técnica

do Cubo de Resistividade cujo modelo apresenta os resultados AMT e ERT juntos. Um segundo conjunto de medidas foi realizado à montante do Parque aplicando também a técnica do Audiomagnetotelúrico e Magnetotelúrico. Para o AMT, assim como dentro do Parque, foi utilizado um intervalo de 10^{-5} a 10^{-1} s e para o MT 10^{-2} a 10^4 s. O principal objetivo foi compreender o papel das estruturas profundas que poderiam estar associadas ao abastecimento do aquífero fissural hidromineral da região e a interação entre estes condutores profundos e as fontes rasas.

Para o processamento dos dados MT e AMT foi utilizado o código robusto de Egbert e, para a inversão, o algoritmo de inversão magnetotelúrica tridimensional denominado ModEM. Para os dados elétricos, os programas utilizados foram o *AGI EarthImager* 2D e *AGI EarthImager* 3D. Os resultados gerados através dos três métodos foram interpretados de forma conjunta, incorporando as informações hidrogeológicas à *priori*. Os resultados AMT e ERT produziram um modelo conjunto nomeado de Cubo de Resistividade que integrou e enfatizou a diferentes profundidades as estruturas encontradas na região.

Este estudo é de interesse público que poderá subsidiar o desenvolvimento e ordenamento de planejamento, gestão e conservação hidromineral, em curto, médio e longo prazos. Diante da atual ocupação urbana, fatores potenciais de contaminação e outros aspectos com potencial influência para a sua caracterização como recurso natural e bem socioeconômico, uma política de acordo com a demanda da água poderá ser desenvolvida para o uso consciente dessas fontes hídricas.

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF GROUNDWATER
CONDUCTORS AND STORAGE GEOLOGICAL STRUCTURES USING THE
MAGNETOTELLURIC METHOD AND THE ELECTRICAL TOMOGRAPHY
RESISTIVITY

Tainã Pinheiro de Oliveira

July/2020

Caxambu, Minas Gerais county, is part of a large Tourist Complex known as Parque das Águas, famous for its hydrothermal richness and character therapeutic of its waters. Geological, geochemical, and hydrogeological studies have already been carried out to understand and characterize hydrothermal sources. The objective of this work is the geophysical study, which will produce information on how the region groundwater behaves, in terms of flow, path traveled in the aquifer, circulation dynamics and deep sources that feed and supply the Caxambu's fissural Aquifer.

This research aims at increasing the hidrogeophysical knowledge of Caxambu's Water Circuit. The results obtained were coherent according to the previous geological, hydrogeological and hydrochemical studies developed by UFMG and UERJ.

Geophysical-structural and hydrogeophysical studies were carried out applying the Magnetotelluric (MT), Audiomagnetotelluric (AMT) methods and Electrical Resistivity Tomography (ERT) technique that allowed a better understanding of the aquifer of Caxambu.

This work included the development and application of two different approaches. The first, inside the park, was carried out a set of measurements with ERT and AMT. These surveys were carried out close to the main sources of water and in order to understand the behavior of shallow subsurface geological structures and the dynamics of circulation in the conduction of mineral waters. The results of the application of these two methods were later integrated and in this work the technique of the Resistivity Cube was developed, whose model presents the AMT and ERT results together. A second set of measures was carried out upstream of the Park, applying the AMT and MT methods. For AMT, similarly as inside the

Park, were used an Period range of 10^{-5} to 10^{-1} s, and for the MT 10^{-2} to 10^4 s. The main objective was to understand the role of deep structures that could be associated with the supplier conductor of the region's hydromineral fissural aquifer and the interaction between these deep conductors and shallow sources.

For processing the MT and AMT data, the robust Egbert code was used, and, for inversion, the three-dimensional magnetotelluric inversion algorithm called ModEM was used. For the electrical data, the programs used were AGI EarthImager 2D and AGI EarthImager 3D. The results generated by the three methods were interpreted together, incorporating a priori hydrogeological information. The AMT and ERT results produced a joint model called the Resistivity Cube that integrated and emphasized at different depths the structures found in the region.

This study is of public interest that may support the development and organization of hydromineral planning, management and conservation in the short, medium and long terms. Given the current urban occupation, potential contamination factors and other aspects with a potential influence on its characterization as a natural and socio-economic resource, a policy under the demand for water may be developed for the conscious use of these water sources.

Sumário

Lista de Figuras	7
Lista de Tabelas	13
1 Introdução	1
2 Hidrogeologia	4
2.1 Tipos de Aquíferos	5
2.1.1 Aquíferos Porosos	5
2.1.2 Aquíferos Cársticos	5
2.1.3 Aquíferos Fissurados	6
2.2 Propriedades Físicas das Rochas	6
2.2.1 Propriedades Hidráulicas	7
2.2.2 Propriedades Elétricas	8
3 Metodologia	9
3.1 Método da Eletrorresistividade	9
3.1.1 Arranjo dos Eletrodos	11
3.2 Método Magnetotelúrico	15
3.2.1 Princípios Físicos	15
3.2.2 Análise de Dimensionalidade	18
3.2.3 Faixa de Frequência e Fontes do Sinal MT	19
3.2.4 <i>Skin Depth</i>	20
3.2.5 Aquisição MT e AMT	21
4 Caracterização da Área de Estudo	23
4.1 Localização da área de estudo	23
4.2 Geologia de Caxambu	25
4.2.1 Contexto Geotectônico	25
4.2.2 Geologia Local	27
4.3 Estudo Hidrológico e Hidrográfico	31
4.3.1 Hidrogeologia da Caxambu	32

4.3.2	O Parque das Águas	35
4.4	Geofísica de Caxambu	36
5	Aquisição e Processamento dos Dados	38
5.1	Planejamento de Campo	38
5.2	Tratamento dos Dados de Eletrorresistividade	42
5.2.1	Modelagem Direta	42
5.2.2	Teoria da Inversão ERT	45
5.2.3	Processamento e Inversão dos dados ER	46
5.3	Tratamento dos Dados MT e AMT	48
5.3.1	Modelagem Direta	48
5.3.2	Processamento dos dados MT e AMT	48
5.3.3	Análise de Dimensionalidade	50
5.3.4	Inversão dos dados MT e AMT	56
5.4	Cubo de Resistividade	58
6	Discussão de Resultados	60
6.1	Dentro do Parque das Águas	60
6.1.1	Eletrorresistividade	60
6.1.2	Áudiomagnetotelúrico	75
6.1.3	Cubo de Resistividade	86
6.2	A montante do Parque das Águas	89
6.2.1	Áudiomagnetotelúrico	89
6.2.2	Magnetotelúrico	98
7	Conclusões	110
8	Agradecimentos	113
A	Cubo de Resistividade	114
	Referências Bibliográficas	117

Lista de Figuras

2.1	Tipos de aquíferos: A) Poroso; B) Cárstico; C) Fissural (adaptado de FERREIRA <i>et al.</i> (2007)).	6
3.1	Configuração geral de eletrodos usada em medições de eletrorresistividade e as linhas equipotenciais produzidas a partir da injeção de corrente no solo (adaptado de MILSON (2003)).	10
3.2	A) Configuração dos eletrodos para o Arranjo Wenner (MILSON, 2003) B) Simulação da pseudo-seção utilizado para o citado arranjo.	12
3.3	A) Configuração dos eletrodos para o Arranjo Schlumberger (MILSON, 2003) B) Simulação da pseudo-seção utilizado para o citado arranjo.	13
3.4	A) Configuração dos eletrodos para o Arranjo Dipolo-Dipolo (MILSON, 2003) B) Simulação da pseudo-seção utilizado para o arranjo.	14
3.5	Simulação da pseudo-seção utilizando o arranjo Misto.	14
3.6	Espectro de frequência das fontes eletromagnéticas de origem natural (SIMPSON e BAHR, 2005)	20
3.7	Banda morta dos sinais MT e AMT [editado de VOZOFF (1991)].	20
3.8	Configuração de um levantamento MT	22
4.1	Cidade de Caxambu, foco deste trabalho.	24
4.2	A) Distância entre o Observatório Nacional no Rio de Janeiro e a cidade de Caxambu. B) Distância entre a capital do estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, e Caxambu. (Google Maps)	24
4.3	Modelo digital do terreno de parte do sudeste brasileiro com ênfase nas duas feições dominantes da região, o Arco do Alto Parnaíba e a Serra da Mantiqueira, além da localização do Circuito das Águas (Adaptado de PEDROSA-SOARES <i>et al.</i> (2018)).	25
4.4	Mapa geológico esquemático da região sudeste brasileira (TROUP <i>et al.</i> , 2016).	27

4.5	Constituição do modelo de fácies da Megassequência Andrelândia. a) estratigrafia das sequências A1 a A6. b) Modelo Paleográfico da Bacia Andrelândia (PEDROSA-SOARES <i>et al.</i> , 2018)	29
4.6	Mapa da geologia local de Caxambu (adaptado de (PEDROSA-SOARES <i>et al.</i> , 2018))	30
4.7	Doze Regiões Hidrográficas Brasileiras (adaptado da Agência Nacional das Águas).	31
4.8	Rede hidrográfica do Município de Caxambu: o rio principal e seus afluentes (adaptado de PEDROSA-SOARES <i>et al.</i> (2018))	32
4.9	Sistemas Aquíferos do Parque das Águas de Caxambu (adaptado de (PEDROSA-SOARES <i>et al.</i> , 2018))	33
4.10	Localização de cada uma das doze fontes existentes no Parque das Águas.	36
5.1	Perfis levantados dentro e a Montante do Parque das Águas, cortados pelo Ribeirão Bengo. Em azul, os perfis levantados a Montante utilizando o método MT. Em verde, os perfis levantados dentro do Parque utilizando os métodos AMT e de Eletorresistividade.	39
5.2	Perfis levantados utilizando os métodos AMT e ER dentro do Parque das Águas de Caxambu.	40
5.3	Fotos dos equipamentos usados no levantamento dos dados de eletorresistividade dentro do Parque das Águas de Caxambu	40
5.4	Fotos da aquisição do AMT dentro do parque das águas. A- Antena Transmissora montada. B - equipamento utilizado para o levantamento.	41
5.5	Perfis levantados com o método MT a montante do Parque das Águas de Caxambu.	42
5.6	A - Estação montada para o levantamento do método MT a montante do parque das Águas, na zona rural da cidade de Caxambu. B - Estação em que foi necessário um cavalo para transportar os equipamentos devido o difícil acesso.	42
5.7	Modelo direto obtido utilizando o programa <i>EarthImager 2D</i>	43
5.8	Exemplos utilizadas para MEF (a) e MDF (b). <i>Zoom</i> em torno da curva de domínio para MEF (c) e MDF (d) (GROSGES <i>et al.</i> , 2005).	44
5.9	Exemplificação da aquisição e malha para a inversão 2D e 3D.	47
5.10	Fluxograma das fases do processamento MT (em verde) e AMT (em azul).	50
5.11	Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM dos dados AMT associada às estações levantadas em 2017 e 2018 dentro do Parque das Águas de Caxambu.	51

5.12	Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM nos dados AMT para as estações fora do Complexo Turístico.	52
5.13	Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM nos dados MT para as estações fora do Complexo Turístico.	52
5.14	Representação gráfica do Tensor de Fases. O comprimento dos eixos das elipses, que representam os principais eixos do tensor são proporcionais ao principal valor do tensor (CALDWELL <i>et al.</i> , 2004)	54
5.15	Análise de dimensionalidade utilizando Tensor de Fase nos dados AMT levantados dentro do Parque das Águas.	54
5.16	Análise de dimensionalidade utilizando Tensor de Fase nas estações AMT (à esquerda) e MT (à direita) levantadas a montante do Parque das Águas.	55
5.17	A - Arquivo *.xyz pós inversão inserido no Google Earth. B - Dado recortado utilizando as coordenadas inicial e final. Neste exemplo foi utilizado o recorte feito no Perfil 1.	59
6.1	Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Wenner.	64
6.2	Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Schlumberger.	65
6.3	Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Dipolo-Dipolo.	66
6.4	Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Misto.	67
6.5	Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Wenner.	68
6.6	Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Schlumberger.	68
6.7	Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Dipolo-Dipolo.	69
6.8	Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Misto	69
6.9	Interpretação dos Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Misto.	70
6.10	Modelo tridimensional interpretado da pseudo-inversão ERT	72

6.11	Modelo de bloco 3D gerado a partir dos perfis 2 e 3 paralelos dentro do Parque das Águas. a) e c) Evidenciam os perfis P2 e P3 obliquamente, com foco em P2 e P3, respectivamente. b) e d) Mostram o contorno dos corpos de forma lateral em torno de P2 e P3, respectivamente. e) Visão superior do contorno dos corpos.	73
6.12	Slices obtidos a partir do modelo em bloco 3D. Partindo do perfil 2 (Slice 1) até o perfil 3 (Slice 4).	74
6.13	Contorno dos corpos condutivos apresentados no modelo em Bloco tridimensional.	75
6.14	A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão AMT.	78
6.15	Perfil 1 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	79
6.16	Perfil 2 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	80
6.17	Perfil 3 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	81
6.18	Perfil 4 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	82
6.19	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.	83
6.20	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.	84
6.21	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.	85
6.22	Os quatro perfis AMT adquiridos dentro do Parque dispostos no sentido da aquisição.	86
6.23	Seções de acordo com as suas respectivas disposições no Parque das Águas e a possível direção do fluxo da água	87
6.24	Perfis 1, 2 e 3 obtidos do Cubo de Resistividade.	88
6.25	A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão AMT a montante do Parque das Águas.	91

6.26	A parametrização das camadas em z com relação à espessura e incremento para cada uma das camadas.	91
6.27	Perfil 1 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	92
6.28	Perfil 2 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	93
6.29	Perfil 3 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	94
6.30	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	95
6.31	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	96
6.32	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	97
6.33	Os três perfis AMT adquiridos a montante do Parque dispostos no sentido da aquisição e com possível direção do fluxo d'água.	98
6.34	A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão MT. .	102
6.35	A parametrização das camadas em z com relação à espessura e incremento para cada uma das camadas.	102
6.36	Perfil 1 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	103
6.37	Perfil 2 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	104
6.38	Perfil 3 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.	105
6.39	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	106
6.40	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	107
6.41	Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu. . . .	108
6.42	Os três perfis MT adquiridos a montante do Parque dispostos no sentido da aquisição.	109

A.1 Código Python que recorta o dado AMT com foco nas dimensões dos perfis. 114

A.2 Primeira parte do código de Interpolação utilizado no Cubo de Resistividade 115

A.3 Segunda parte do código de Interpolação utilizado no Cubo de Resistividade 116

Lista de Tabelas

5.1	Critério de dimensionalidade de acordo com os valores dos invariantes de WAL para o tensor MT (editado de MARTÍ <i>et al.</i> (2004)).	51
-----	--	----

in omnia paratus.

Capítulo 1

Introdução

O planeta é composto por 71% por água e toda ela compõe o chamado ciclo hidrológico que é a contínua circulação dessa água. A acumulação da água em aquíferos ocorre na fase do ciclo conhecida como infiltração.

Para o mapeamento de recursos hídricos, não é a própria água subterrânea que é o alvo, mas sim a situação geológica na qual a água está inserida. A geofísica desempenha um papel importante na caracterização das rochas para estudos de água subterrânea.

A fim de diminuir a ambiguidade nas interpretações de modelos geofísicos e ter a possibilidade de gerar uma solução satisfatória para o problema hídrico, os métodos elétricos e eletromagnéticos mostraram-se particularmente aplicáveis a estudos de hidrogeofísicos. Isso é justificado devido a algumas propriedades físicas das rochas serem importantes para a hidrogeologia, como a porosidade e permeabilidade. Essas propriedades podem ser correlacionadas com assinaturas de condutividade elétrica mapeadas por ambas metodologias (CHANDRA *et al.* (2008)).

Com o objetivo de avaliar os recursos hídricos subterrâneos, os métodos eletromagnéticos e os elétricos foram aplicados devido à sua facilidade de uso e ao resultado gerado. Estudos recentes realizados por CASSIANI *et al.* (2006), PIERCE e THOMAS (2009) e MEJU (2002) baseiam-se na aplicação dos métodos de Eletrorresistividade (ER), Magnetotelúrico (MT) e Audiomagnetotelúrico (AMT) em água subterrânea, produziram um bom resultado. Todos os métodos descritos produzem soluções referentes ao contraste de resistividade entre as camadas de subsuperfície. Portanto, apresentam desempenho satisfatório quando aplicados juntos a um problema hidrológico, pois, é possível verificar a condutividade imageando de rasas a grandes profundidades.

O trabalho tem foco no Circuito das Águas localizado no sul de Minas Gerais, na cidade de Caxambu. Conhecido por sua riqueza hidromineral, as fontes de água são importante para a economia e turismo, pois têm propriedades medicinais e terapêuticas, e também para uso da população. Em plena Serra da Mantiqueira, o

Complexo Turístico do Parque das Águas integra dez municípios, sendo Caxambu e São Lourenço cidades pólo. O foco do trabalho é na cidade de Caxambu e o município é drenado pelo Ribeirão Bengo.

A localidade é um verdadeiro santuário de águas minerais, possuindo a maior concentração de águas carbogasosas do planeta, com doze fontes de diferentes composições químicas. Entre elas, águas minerais com alto poder diurético e desintoxicante que atraem turistas de todas as partes. Assim, o município faz parte do roteiro turístico do estado. As diversas fontes encontradas pela cidade são disponíveis para uso da população local.

Alguns estudos desenvolvidos na região obtiveram uma maior compreensão dos processos que envolvem a formação e a caracterização das fontes hidrotermais. A partir de estudos geoquímicos, geológicos e hidrológicos, sabe-se que a água subterrânea é explorada em diferentes profundidades e seus tempos de residência variam consideravelmente, assim como seus teores de CO_2 (CPRM, 1999). Entretanto, a distribuição, o fluxo e o caminho que a água percorre no subsolo são desconhecidos.

Para agregar às informações já existentes, foi utilizada a geofísica terrestre, a fim de obter o contraste das propriedades físicas do terreno que auxiliaram no entendimento da distribuição dos corpos condutivos associados às estruturas geológicas. O objetivo do trabalho foi obter respostas do comportamento dessas estruturas em subsuperfície e entender os parâmetros geométricos das estruturas (dimensão, profundidade, ângulo de mergulho), dinâmica de circulação e descarga natural e/ou induzida e mapear o possível condutor que abastece a região.

Por consequência, será de fundamental importância a gestão da água subterrânea local com o intuito de diminuir o conflito entre os usuários, evitar poluir rios e lagos e a diminuição da vazão nos cursos d'água superficiais especialmente na época de estiagem. O estudo é de interesse público pois a cidade depende deste recurso natural por ser procurada devido às suas propriedades e o uso indiscriminado da água pode levar à escassez do bem. Assim, os resultados obtidos geram conhecimento à comunidade e aos gestores locais de como conservar e preservar a instância hidromineral, em curto, médio e longo prazos, diante da atual ocupação urbana e fatores potenciais de contaminação das fontes/poços.

Com o AMT e o ERT dentro do Parque das Águas foi possível verificar a influência do Ribeirão Bengo e caracterizar as estruturas condutoras rasas até 300 m de acordo com a salinidade que as fontes d'água apresentam. A partir desses dois resultados ainda foi possível obter o comportamento das estruturas rasas em detalhe até a profundidade de cerca de 500 m na técnica desenvolvida conhecida como Cubo de Resistividade. A montante do Parque das Águas, os resultados AMT e MT se complementam, imageando até 5 km de profundidade. Eles mostram o comportamento do sistema de falhas e fraturas, suas dependências com a Zona de

Cisalhamento de Caxambu, como essa Zona influencia na interação ascendente entre os condutores profundos encontrados no MT e os condutores rasos mapeados pelo AMT.

Todos os resultados obtidos com o estudo hidrogeofísico produziram resultados coerentes e que são fundamentados pela geologia local, estudos hidroquímicos e hidrogeológicos. Assim, em síntese, a água do sistema aquífero fissural de Caxambu é hipotermal e o condutor profundo saturado de paleoágua são controlados por grandes estruturas rúpteis principalmente associadas as Zonas de Cisalhamento homônimo a área de estudo. O agrupamento de quartzito, xisto e gnaisse dependente de fatores litológicos é intensamente fraturado e permite a circulação e percolação de fluido regional.

Capítulo 2

Hidrogeologia

Toda a água disponível na natureza compõe um sistema circulatório: o ciclo hidrológico. De forma conceitual, o ciclo hidrológico começa com a evaporação das águas dos rios, lagos e mares provocados pela irradiação solar. O vapor d'água que foi recém evaporado é transportado, através de massas de ar para a atmosfera, e resfria até seu ponto de orvalho. Em seguida, ocorre a condensação em forma de nuvens que deslocam-se de forma ascendente para a atmosfera até precipitarem em forma de chuva, granizo, neve, etc. Com a precipitação, a água pode ter diversos destinos: (i) retornar à atmosfera a partir da evaporação das superfícies das águas, do solo ou evapotranspiração (transpiração das plantas); (ii) regressar aos oceanos sobre forma de escoamento superficial ou "*Run-off*"; ou (iii) penetrar no solo pela infiltração. Assim, o ciclo hidrológico é formado por quatro grandes fases: Precipitação (P), Evapotranspiração (E), Escoamento Superficial (R) e Infiltração (I). Essas fases formam o seguinte balanço hídrico:

$$P = E + R + I \quad (2.1)$$

Das fases do ciclo hidrológico têm-se que a Precipitação, Evapotranspiração e Escoamento são consideradas hidrologia de superfície, enquanto que a Infiltração, Hidrologia de subsuperfície ou Hidrogeologia.

A Hidrogeologia pode ser definida como o ramo da ciência física e natural que tem o objetivo estudar a origem, distribuição, escoamento e classificação dos recursos hídricos subterrâneos. Assim, envolve estudos associados às recargas, reservas totais, volumes explotáveis e suas condições de exploração e a proteção das águas subterrâneas (FEITOSA *et al.*, 2008).

Em subsuperfície destacam-se as formações geológicas que armazenam e transmitem água: os aquíferos. Aquífero é uma formação geológica do subsolo, constituída por rochas permeáveis que armazenam água em seus poros e/ou fraturas. Um meio geológico é conceituado como aquífero quando além de ter seus poros saturados de

água, também permite a transmissão do líquido armazenado. Os aquíferos, portanto, podem ser do tipo livre ou confinado. A água do primeiro caso está sem nenhum tipo de selante no topo, submetida apenas à pressão atmosférica. No aquífero livre, a formação geológica é permeável parcialmente saturada de água e limitado na base por uma camada impermeável e no topo por uma superfície livre ou freática. Enquanto que a água contida no aquífero confinado se encontra entre camadas impermeáveis, submetida à pressão superior à atmosférica. Neste caso, a formação geológica é permeável e completamente saturada de água (BRAGA, 2007).

As formações geológicas que são diferente de aquíferos podem ser classificadas também quanto a sua maior ou menor facilidade em armazenar e transmitir água. Aquitardo é uma formação geológica que pode armazenar água, mas a transmite lentamente; aquícludo pode armazenar água mas não a transmite e, portanto, a água não circula; e o aquífugo é uma formação geológica impermeável que não armazena e nem transmite água.

O que vai favorecer à existência de diferentes tipos de aquíferos é a origem geológica da litologia do aquífero, que pode ser sedimentar (ambientes fluviais, lacustres, eólicos, etc.), vulcânica (rochas fraturadas) e metamórfica (rochas calcáreas). Assim, existem três tipos principais de aquíferos: aquíferos poroso, cárstico e fissural. Cada uma dessas litologias determinará a velocidade da água em seu meio, a qualidade da água e do reservatório, o volume de água subterrânea que se pode dispor e da capacidade de infiltração ou recarga.

2.1 Tipos de Aquíferos

2.1.1 Aquíferos Porosos

O aquífero poroso (ou sedimentar) é formado por rochas sedimentares e possui água armazenada nos espaços entre os grãos criados durante a formação da rocha (Figura 2.1-A). Constituem os mais importantes aquíferos, devido o grande volume de água que armazenam e pela grande área de ocorrência. Um exemplo deste caso no Brasil é o Aquífero Guarani (FERREIRA *et al.*, 2007).

2.1.2 Aquíferos Cársticos

O aquífero cárstico é formado por rochas carbonáticas ou calcáreas. A circulação da água é feita através das fraturas resultantes da dissolução do carbonato pela água (Figura 2.1-B). Um exemplo dessa situação são as regiões de Bonito e São Domingos (FERREIRA *et al.*, 2007).

2.1.3 Aquíferos Fissurados

Para este tipo de aquífero, a matriz do maciço rochoso é caracterizada pela inexistência ou presença muito reduzida de espaços intergranulares na rocha (Figura 2.1-C) (FERREIRA *et al.*, 2007). Nesse meio, a água é encontrada e circula em espaços representados por fissuras ou fraturas das rochas relativamente impermeáveis (ígneas ou metamórficas). Esse é o tipo de aquífero característico de Caxambu, foco deste trabalho.

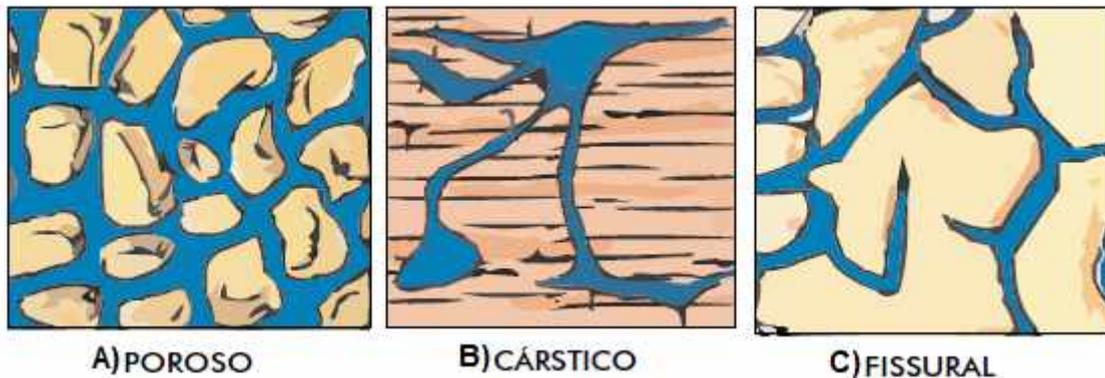


Figura 2.1: Tipos de aquíferos: A) Poroso; B) Cárstico; C) Fissural (adaptado de FERREIRA *et al.* (2007)).

Quando submetida a esforços tensionais, uma fissura representa o resultado da deformação ruptural sofrida pela rocha. A ruptura sem deslocamento dos blocos afetados é chamada de fissura ou fratura, enquanto que a deformação ruptural que acarreta deslocamento de um ou mais blocos afetados é chamada de falha (CHANDRA *et al.*, 2008).

A condutividade hidráulica e o armazenamento de água neste meio dependem de fatores como a amplitude; forma e rugosidade das paredes das fissuras; número de sistemas de fissuras; direção e mergulho; porosidade e permeabilidade da matriz rochosa; propriedades do material que preenchem as fissuras; e distribuição da amplitude da fissura no sistema, determinando a heterogeneidade e anisotropia (ZASLAVSKI e SINAI, 1977).

2.2 Propriedades Físicas das Rochas

Algumas propriedades físicas tem especial importância no planejamento de alguns estudos. Para o caso de água subterrânea, as propriedades que precisam de foco são: porosidade, permeabilidade, condutividades hidráulica e elétrica, saturação e resistividade. Por conta disso, estudos geofísicos relacionados à água não, não tem como foco o contexto a qual está inserida. Assim, conhecer essas propriedades é fundamental.

2.2.1 Propriedades Hidráulicas

Porosidade (ϕ)

Porosidade é o parâmetro que corresponde à razão entre o volume de vazios e o volume da formação:

$$\phi = \frac{V_t}{V_f} \quad (2.2)$$

Estabelecida experimentalmente em 1942 para meios saturados, a Lei de Archie relaciona a porosidade, a resistividade da rocha, sua natureza e a resistividade do eletrólito. Assim:

$$F = \frac{R_t}{R_w} = \frac{a}{(\phi)^m}, \quad (2.3)$$

em que R_t corresponde à resistividade volumétrica da rocha (Ohm.m); R_w a resistividade da água da formação (Ohm.m); F é o fator de formação (adimensional); ϕ é a porosidade (%); a é o fator que depende da litologia e varia entre 0.6 e 2; e o expoente m é o fator de cimentação (adimensional), que depende da forma dos poros e das interconexões entre eles variando entre 1.3 e 2.2 (LIMA, 2014).

Os espaços vazios podem estar conectados ou podem estar semi a totalmente fechados, influenciando na permeabilidade da formação.

Saturação (S)

É a quantidade relativa de fluido nos poros das rochas, geralmente apresentado em porcentagem. Ele é determinado a partir de dados de poços e indiretamente de perfilagem.

$$S_i = \frac{V_f}{V_p}, \quad (2.4)$$

em que V_f é o volume do fluido e V_p é o volume poroso.

Permeabilidade (κ)

Esse parâmetro reflete na capacidade da rocha transportar um fluido interior sob condição de completa saturação, dependendo, então, da porosidade efetiva e do grau de permeabilidade. Este último expresso numericamente pelo coeficiente de permeabilidade dado empiricamente como:

$$\kappa = C d^2, \quad (2.5)$$

em que C é um valor adimensional que pode ser obtido experimentalmente dependendo do material e d^2 é o diâmetro médio dos grãos de areia.

Essa determinação do coeficiente de permeabilidade é feita utilizando a lei experimental de Darcy. Henry Darcy, a partir de experimentos com fluxo de água em

filtros granulares de areia uniformes pôde determinar que:

$$q = K \frac{(h_1 - h_2)}{L}, \quad (2.6)$$

em que h_1 e h_2 representam as elevações hidráulicas nos terminais do filtro, medidas a um referencial fixo arbitrário (datum), L o comprimento do filtro e a constante de proporcionalidade K é considerada a condutividade hidráulica (LIMA, 2014).

Condutividade Hidráulica (K)

A condutividade hidráulica dependerá das características do meio poroso e das propriedades do fluido. Obtido através da Lei de Darcy (Equação 2.6). Esse coeficiente leva em consideração as características do meio, incluindo porosidade, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas, e as características do fluido que está escoando (viscosidade e massa específica) (FEITOSA *et al.*, 2008). A condutividade hidráulica pode ser expressa por:

$$K = \frac{\kappa \rho g}{\mu} = \frac{\kappa g}{\nu}, \quad (2.7)$$

em que K é a condutividade hidráulica [LT^{-1}], κ a permeabilidade intrínseca do meio poroso [L^2], ρ a massa específica do fluido, g a aceleração da gravidade, μ a viscosidade dinâmica e ν a viscosidade cinemática = μ/ρ .

2.2.2 Propriedades Elétricas

Condutividade (σ) e Resistividade (ρ)

A condutividade (em S/cm) é o mecanismo de propagação das correntes elétricas. Para isso, essa condução pode ser eletrônica ou iônica. A condutividade eletrônica ocorre em metais e semicondutores e ocorre no transporte de elétrons na matriz da rocha. A condutividade iônica ocorre devido ao deslocamento dos íons existentes nas águas contidas nos poros.

De forma inversa, a resistividade (em Ωm) é a dificuldade que o corpo tem em transmitir corrente elétrica. Portanto, esses dois parâmetros são inversamente proporcionais:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.8)$$

Capítulo 3

Metodologia

3.1 Método da Eletrorresistividade

A Eletrorresistividade é um método elétrico, de resolução rasa, que fornece informação do contraste da resistividade entre as camadas de subsuperfície. Consiste na aplicação de uma fonte de corrente artificial no solo através dos eletrodos numa linha de contato. O objetivo do procedimento é medir a diferença de potencial elétrico entre dois pontos, associada a uma distribuição de correntes elétricas induzidas no meio em estudo. A distribuição deste potencial no meio é em função de parâmetros como a geometria do arranjo, as propriedades elétricas do meio, a resistividade elétrica e as intensidades das fontes de corrente. A profundidade de investigação para esse método vai depender do espaçamento entre os eletrodos e a forma como eles estão distribuídos. Em medições de resistividade, a configuração tradicional dos eletrodos é vista na Figura 3.1, onde os eletrodos de corrente A e B estão a uma distância finita da fonte. O uso do método da eletrorresistividade no campo é baseado na capacidade do equipamento em introduzir uma corrente elétrica no subsolo a partir de diferentes espaçamentos entre os eletrodos A e B, dispostos na superfície do terreno, e calcular as resistividades das estruturas geológicas nas várias profundidades investigadas (BRAGA, 2007).

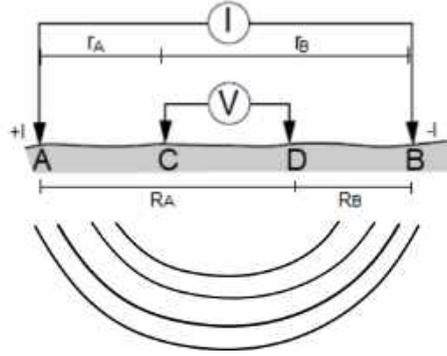


Figura 3.1: Configuração geral de eletrodos usada em medições de eletrorresistividade e as linhas equipotenciais produzidas a partir da injeção de corrente no solo (adaptado de MILSON (2003)).

O método é baseado na Lei de Ohm, em que a corrente elétrica (I) é proporcional à voltagem (V) para uma grande classe de materiais.

$$V = RI \quad (3.1)$$

A constante de proporcionalidade é chamada de resistência (R) do material. Sua unidade é $\frac{\text{volts}}{\text{ampere}}$ ou ohms (Ω). A resistividade aparece como ρ e é um coeficiente que depende da natureza do corpo considerado. Assim:

$$R = \frac{\rho L}{A}, \quad (3.2)$$

em que L é o comprimento do condutor e A a área da seção transversal por onde a corrente atravessa. Portanto, considerando um semi-espaco, temos que:

$$R = \frac{\rho r}{2\pi r^2} = \frac{\rho}{2\pi r} \quad (3.3)$$

Seja V_r o potencial medido à distância r , então:

$$V_r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.4)$$

Da equação acima é possível determinar os potenciais em cada um dos eletrodos e, por consequência, a diferença de potencial. Dessa forma:

$$V_C = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad (3.5)$$

e de forma similar:

$$V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \quad (3.6)$$

Conseqüentemente:

$$\Delta V = V_C - V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right] \quad (3.7)$$

Condicionando solo uniforme, a resistividade calculada deve ser constante e independente tanto do espaçamento dos eletrodos quanto da localização na superfície. Quando a subsuperfície é heterogênea, a resistividade varia com a penetração de corrente ao longo das camadas. Qualquer valor calculado é, portanto, conhecido como a resistividade aparente do meio, ρ_a . O valor da resistividade aparente é calculado a partir da seguinte equação:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}, \quad (3.8)$$

em que K é o fator geométrico, que depende da disposição dos eletrodos de corrente (A e B) e de potencial (C e D) na superfície do terreno. Assim, a equação 3.9, expressão derivada da equação 3.7 pode ser utilizada para resultados oriundos de situações generalizadas, particularmente não homogêneas. Nesse contexto, a resistividade aparente corresponderia à resistividade de um meio homogêneo que, em substituição do verdadeiro, reproduziria os mesmos valores de ΔV e I , nas mesmas condições geométricas dos pontos A, B, C e D.

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left\{ \frac{2\pi}{\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} - \frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_B}} \right\} \quad (3.9)$$

Assim, essa equação é considerada a equação básica para o cálculo da resistividade aparente para qualquer configuração de eletrodo (KEAREY *et al.*, 2013), em que $\left\{ \frac{2\pi}{\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} - \frac{1}{R_A} + \frac{1}{R_B}} \right\}$ é o fator geométrico (K).

3.1.1 Arranjo dos Eletrodos

Os diferentes tipos e estilos de configuração dos eletrodos possuem vantagens, desvantagens e sensibilidades particulares. O espaço disponível e a magnitude do trabalho são alguns dos fatores que influenciam na escolha do tipo de arranjo que será utilizado.

Os arranjos de eletrodos mais utilizados são Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo. Na bibliografia existem outros tipos de configurações. Neste trabalho, além de utilizar esses três arranjos, também foi utilizado o arranjo misto. Todos os resultados foram plotados em forma de pseudo-seção.

Arranjo Wenner

Nessa configuração, os eletrodos, tanto de corrente como de potencial, são igualmente espaçados (Figura 3.2-A). Assim, todos os eletrodos são deslocados em torno de um centro fixo, aumentando os espaçamentos gradualmente em etapas. Então, nesse contexto, a equação 3.9 passa a ser:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} 2\pi a \quad (3.10)$$

A distribuição dos dados levantados neste arranjo tem a aparência da Figura 3.2-B. Essa figura foi gerada a partir da simulação do arranjo Wenner no programa *AGI EarthImager 2D*. A principal vantagem deste método é a elevada relação sinal/ruído ocasionada pela intensa força de corrente injetada no solo. O Wenner oferece alta resolução vertical, devido a sua relativa sensibilidade a variações verticais de resistividade em subsuperfície, oferecendo, portanto, bons resultados no mapeamento de estruturas horizontais, pois a desvantagem deste arranjo é a rápida perda de cobertura com a profundidade, assim, à medida que se aumenta o espaçamento entre eletrodos, maior a profundidade de investigação, porém a cobertura horizontal em subsuperfície diminui significativamente.

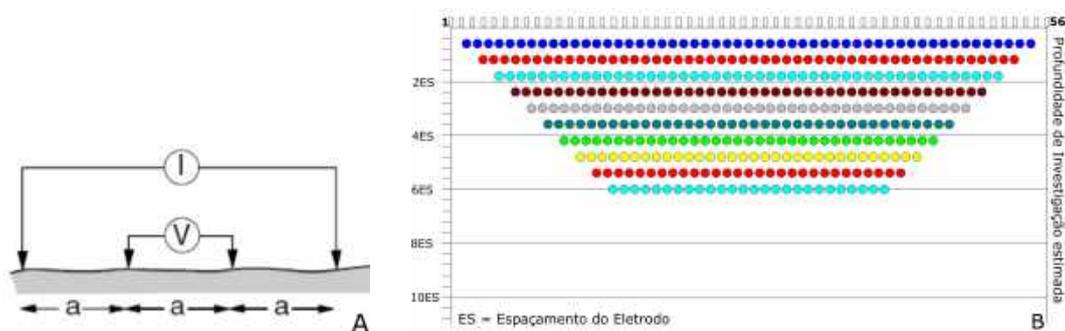


Figura 3.2: **A)** Configuração dos eletrodos para o Arranjo Wenner (MILSON, 2003) **B)** Simulação da pseudo-seção utilizado para o citado arranjo.

Arranjo Schlumberger

Este arranjo é simétrico em relação a um ponto central, o espaçamento entre os eletrodos de potencial é fixo e apenas os eletrodos de corrente são deslocados em direções opostas (Figura 3.3-A). Esse arranjo possui como características a praticidade da operação, pois apenas deslocam-se os eletrodos de corrente, e a qualidade do dado é menos sujeita às interferências produzidas por ruídos causadas por fontes artificiais (TELFORD *et al.*, 1990).

Este arranjo possui grande potencialidade para resolução de camadas horizontais devido a sua boa resolução vertical, sendo, dessa forma, bastante utilizado em

Sondagens Elétricas Verticais (SEVs). A partir da equação 3.9, a expressão de resistividade aparente para o arranjo Schlemberger equivale a:

$$\rho_a = \frac{\Delta V \pi}{I} \left(\frac{L^2}{l} - \frac{l}{2} \right) \quad (3.11)$$

A simulação realizada para esse arranjo também foi feita no programa *AGI EarthImager2D* (3.3-B). Percebe-se então que existe uma maior quantidade de dados adquiridos mais próximo da superfície, favorecendo ao grande nível de detalhe nas camadas mais superficiais. Camada a camada, a corrente vai atravessando em profundidade e coletando cada vez menos dados, influenciando no grau de resolução do resultado.

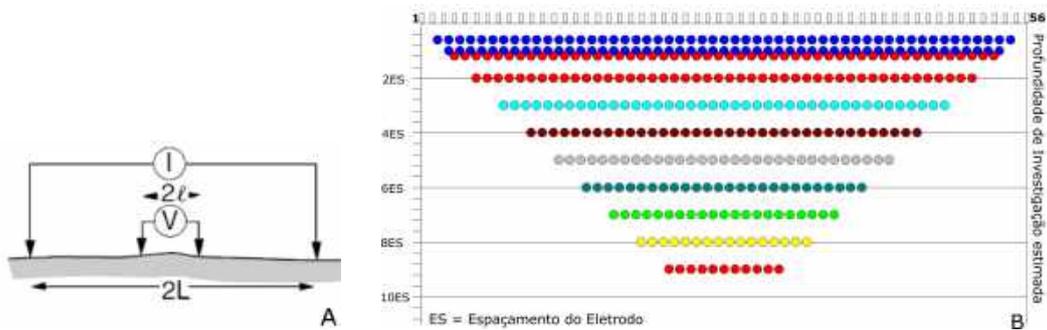


Figura 3.3: **A)** Configuração dos eletrodos para o Arranjo Schlumberger (MILSON, 2003) **B)** Simulação da pseudo-seção utilizado para o citado arranjo.

Arranjo Dipolo-Dipolo

O arranjo D-D é certamente o de uso mais difundido dentre os diversos arranjos existentes, sendo amplamente utilizado para diversos fins, tais como mineração, prospecção de água subterrânea e geotecnia.

Neste arranjo, os eletrodos de corrente são espaçados com uma distância fixa, bem como os eletrodos de potencial em sentidos opostos, aumentando-se a separação entre eles de acordo com um fator " $n \cdot a$ " (Figura 3.4-A). Cada um desses afastamentos é associado a um nível de investigação em profundidade, como pode ser visto na Figura 3.4-B. Essa simulação para o arranjo foi realizada no programa *AGI EarthImager 2D*. Os círculos coloridos representam diferentes valores de resistividade para cada uma das camadas em que a corrente atravessa. Assim, nas camadas mais superficiais, existe uma melhor resolução na resposta por ter uma maior quantidade de dado adquirido. O inverso ocorre para camadas mais profundas, assim, menos dados são levantados e com menor grau de resolução e detalhe.

O arranjo oferece uma boa resolução lateral, favorecendo o mapeamento de estruturas verticais, tão importante para o estudo de água subterrânea a fim de caracterizar as falhas e fraturas. Todavia, uma grande desvantagem do D-D é a baixa

razão sinal/ruído, principalmente quando se torna grande a separação entre os pares de eletrodos.

A partir da equação 3.9, a expressão de resistividade aparente para o arranjo Dipolo Dipolo é dada por:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \pi a n(n + 2)(n + 1) \quad (3.12)$$

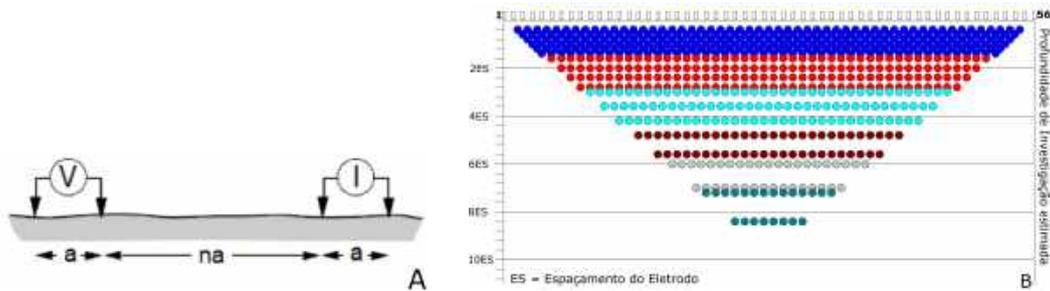


Figura 3.4: **A)** Configuração dos eletrodos para o Arranjo Dipolo-Dipolo (MILSON, 2003) **B)** Simulação da pseudo-seção utilizado para o arranjo.

Arranjo misto

Nesse tipo de arranjo, todas as configurações de eletrodos anteriormente citadas - Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo - são usadas concomitantemente (3.5).

Essa situação possui a vantagem de gerar uma pseudo-seção com maior nível de detalhe, proporcionando mais informação e melhor resolução quando comparado com os outros arranjos separadamente. Isso é justificado pela maior quantidade de dado que este tipo de arranjo fornece.

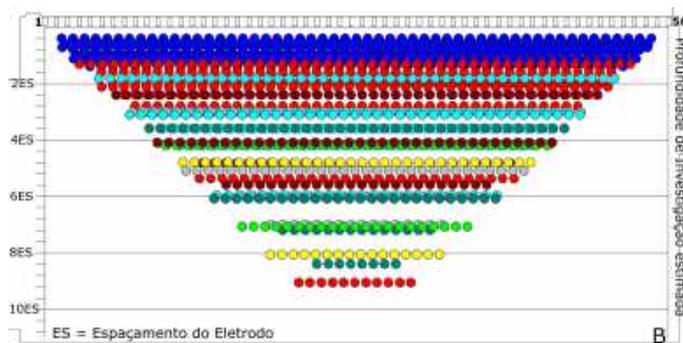


Figura 3.5: Simulação da pseudo-seção utilizando o arranjo Misto.

3.2 Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico tem como objetivo mapear a distribuição da resistividade elétrica das rochas de subsuperfície, através da medida das variações temporais do campo eletromagnético natural terrestre feitas em superfície (WANNAMAKER e HOHMANN, 1991). A distribuição da resistividade elétrica das rochas na subsuperfície está relacionada com vários parâmetros físicos e estruturais, tais como: porosidade, permeabilidade, salinidade, pressão e temperatura (KELLER e FRISCHKNECHT (1966); KAUFMAN (1981)).

A principal desvantagem do método MT é a dificuldade de obter dados em áreas de ruído eletromagnético acentuado. Por outro lado, a força do método está na sua capacidade singular de exploração desde profundidades rasas até a grandes profundidades sem o emprego de fontes artificiais, com pouco ou nenhum impacto ambiental.

O método baseia-se no princípio da indução eletromagnética, em que ondas eletromagnéticas são geradas por fenômenos físicos na atmosfera e magnetosfera terrestre e incidem verticalmente na superfície da Terra. A maioria desse sinal é refletida e uma pequena parcela é transmitida para o interior da Terra. A indução de corrente elétrica na Terra ocorre gerando um campo eletromagnético secundário. As componentes do campo magnético horizontal (H_x e H_y) e vertical (H_z) são medidas na superfície usando bobinas de indução e as componentes do campo elétrico (E_x e E_y), utilizando eletrodos não-polarizados.

Através do processamento de dados e utilizando algoritmos de inversão nas medidas realizadas, estima-se o contraste da resistividade elétrica em função da profundidade, possibilitando a caracterização geoeétrica das litologias e estruturas geológicas.

3.2.1 Princípios Físicos

O método magnetotelúrico baseia-se em fenômenos eletromagnéticos que são regidos em sua forma diferencial pelas equações de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.13)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.14)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (3.15)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (3.16)$$

em que \mathbf{H} e \mathbf{E} são os vetores campo magnético (A/m) e elétrico (V/m), respectivamente, \mathbf{B} é o vetor de indução magnética em Tesla (T), \mathbf{D} é o vetor deslocamento dielétrico (C/m^2), \mathbf{J} é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m^2) e q é a densidade

volumétrica de carga elétrica (C/m^3).

A equação (3.13) é conhecida como Lei de Faraday. A mesma informa que o campo magnético variando no tempo induzirá variações no campo elétrico. A equação (3.14) corresponde à Lei de Ampère-Maxwell, em que uma corrente elétrica em *loop* fechado estará associada a um campo magnético proporcional ao fluxo de corrente total. A equação (3.15) é a Lei de Gauss, em que o fluxo total de um campo elétrico através de uma superfície fechada vai depender da carga total dessa superfície. Por último, a equação (3.16) chama-se Lei de Gauss para o magnetismo, que afirma que o fluxo do campo magnético através de qualquer superfície fechada é sempre nulo.

Estas equações podem ser relacionadas e complementadas pelas relações constitutivas apresentadas abaixo. Tais relações, mostradas a seguir, fornecem um vínculo entre o comportamento do campo EM e as propriedades do meio.

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (3.17)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.18)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.19)$$

em que ϵ , μ e σ representam a permissividade elétrica (F/m), a permeabilidade magnética (H/m) e a condutividade elétrica (S/m), respectivamente. Esses parâmetros descrevem propriedades intrínsecas do material em que a onda eletromagnética se propaga. No vácuo, a permeabilidade magnética μ e a permissividade elétrica ϵ assumem, respectivamente, $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m e $\epsilon = \epsilon_0 \approx 8.85 \times 10^{-12}$ F/m.

Para o caso de estudo da Terra, considera-se que os meios são isotrópicos e *quasi*-estáticos. Assim, é negligenciado qualquer dependência temporal dos parâmetros constitutivos. De maneira independente, TIKHONOV (1950) e CAGNIARD (1953) foram os primeiros a apresentar os fundamentos teóricos do método MT, considerando que medidas das variações dos campos elétrico e magnético poderiam derivar razões complexas entre esses campos, descrevendo a penetração dos campos eletromagnéticos na Terra. Considerando (i) uma onda plana com amplitude em superfície E_0 , (ii) uma dependência temporal harmônica na forma $e^{i\omega t}$, de modo que $\frac{\partial}{\partial t} = i\omega$, e (iii) usando as relações constitutivas e suposições anteriormente citadas, as equações 3.13 a 3.16 passam a ser:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0\mathbf{H} = 0 \quad (3.20)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\omega\epsilon_0)\mathbf{E} = 0 \quad (3.21)$$

$$\nabla \cdot \epsilon_0\mathbf{E} = \rho \quad (3.22)$$

$$\nabla \cdot \mu_0\mathbf{H} = 0. \quad (3.23)$$

Desenvolvendo matematicamente e considerando que, em um meio homogêneo livre de fontes eletromagnéticas $\nabla \cdot \mathbf{E} = \nabla \cdot \mathbf{H} = 0$, encontra-se as equações de Helmholtz em que \mathbf{E} e \mathbf{H} equivalentes a:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \quad (3.24)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0, \quad (3.25)$$

em que $k = \sqrt{\omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma} = \sqrt{-\hat{z}\hat{y}}$ é conhecido como número de onda, $\hat{z} = i\omega \mu_0$ é chamado de impeditividade e $\hat{y} = \sigma + i\omega \epsilon_0$, admitividade do meio. Considerando o intervalo de frequência padrão nas sondagens magnetotélúricas (10^{-3} a 10^4 Hz) e as condutividades geralmente encontradas na subsuperfície terrestre (0.1 a 10000 Ωm), as correntes de deslocamento $\mathbf{J}_d = \partial \mathbf{D} / \partial t = i\omega \epsilon_0 \mathbf{E}$ são negligenciadas se comparadas às correntes de condução $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$, portanto:

$$\frac{|\mathbf{J}_d|}{|\mathbf{J}|} = \frac{\omega \epsilon_0}{\sigma} \ll 1, \quad (3.26)$$

assim, $\sigma \gg \omega \epsilon_0$. Dessa forma, $k^2 = \omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma \approx -i\omega \mu_0 \sigma$ e as equações (3.24) e (3.25) passam a ser:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\omega \mu_0 \sigma \mathbf{E} = 0 \quad (3.27)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\omega \mu_0 \sigma \mathbf{H} = 0, \quad (3.28)$$

que equivalem às Equações de Difusão dos Campos Eletromagnéticos.

A razão entre as componentes ortogonais dos campos elétrico e magnético é definida como a impedância Z (Eq. 3.29). Assim, as expressões abaixo formam a base do método magnetotélúrico:

$$Z_{xy}(w) = \frac{E_x}{H_y} = \frac{-i\omega \mu_0}{k} \quad (3.29)$$

A partir da impedância, derivam-se resistividade aparente

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2} = \frac{1}{\omega \mu} |Z_{xy}|^2 \quad (3.30)$$

e fase:

$$\phi = \arctan \left[\frac{\Im(Z(\omega))}{\Re(Z(\omega))} \right], \quad (3.31)$$

em que ρ_a é a resistividade aparente do meio e, para um modelo unidimensional, varia apenas com a profundidade, ω é a frequência, μ é a permeabilidade magnética do meio, E_x e H_y componentes dos campos elétrico e magnético medidos em duas direções ortogonais.

Essas expressões foram deduzidas considerando a Terra como um modelo unidimensional, ou seja, disposta em camadas horizontais em que a resistividade varia somente com a profundidade. Isso raramente ocorre em situações reais, de modo que a relação entre os campos elétrico e magnético torna-se bem mais complexa. Nesse caso, os campos eletromagnéticos passam a se relacionar através de um tensor de impedância:

$$|E(\omega)| = |Z(\omega)||H(\omega)| \quad (3.32)$$

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (3.33)$$

3.2.2 Análise de Dimensionalidade

A partir de cada componente complexo do tensor de impedância, a resistividade aparente e a fase podem ser calculadas. Esses parâmetros produzem informações da média de resistividade e sua variação e podem ser usados para caracterizar a condutividade geolétrica do meio ($\rho(x, y, z)$). As características da distribuição espacial da condutividade é conhecida como dimensionalidade geolétrica, que pode ser descrita de forma unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D).

A análise de dimensionalidade em um dado MT é um passo importante para determinar qual tipo de abordagem é mais eficaz para realizar a modelagem, inversão e/ou interpretação: 1D, 2D ou 3D. Para a Terra 1D, a condutividade varia apenas na profundidade. Assim, os elementos da diagonal principal do tensor de impedância equivalem a zero, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, enquanto que os elementos da diagonal secundária tem igual magnitude, mas sinais opostos, $Z_{xy} = -Z_{yx}$. Então, a matriz composta pelos elementos do tensor impedância $Z(\omega)$ torna-se:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \quad (3.34)$$

Para o caso 2D, a resistividade em subsuperfície varia ao longo de uma direção horizontal e a vertical. Z_{xx} e Z_{yy} são iguais em magnitude, mas sinais opostos, enquanto que a direção na qual a resistividade elétrica de um meio 2D não varia é chamada de *strike* geolétrico. Neste caso, tendo o eixo x paralelo à direção do *strike* geolétrico, a matriz é representada por:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (3.35)$$

Para o caso tridimensional, a resistividade varia em todas as direções e nenhum dos

elementos do tensor de impedância é anulado (SIMPSON e BAHR, 2005).

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (3.36)$$

3.2.3 Faixa de Frequência e Fontes do Sinal MT

Nos estudos MT, a faixa de frequência varia entre 10^{-4} a 10^4 Hz. Assim, divide-se em MT de Longo Período, MT de Banda Larga e Áudiomagnetotelúrico (AMT). Esse longo intervalo de frequência permite que o método alcance desde profundidades mais rasas, dezenas de metros, até a mais profundas, pouco mais de uma centena de quilômetros.

O MT de Longo Período (*Long Period Magnetotellurics - LPMT*) tem seu tempo de aquisição baseado em algumas semanas, pois é empregado em levantamentos de baixa frequência. A faixa de frequência é de 10 s a 50000 s. A profundidade de investigação para essa faixa de frequência é em torno de muitas dezenas a centenas de quilômetros. Para aplicar o método Banda Larga, utiliza um levantamento entre 1 ou 2 dias e a faixa de frequência em torno de 1 KHz a 1000 s. Assim, sua profundidade de exploração é menor quando comparada com o LPMT, cerca de algumas dezenas de quilômetros. Em levantamentos de aplicações empregando altas frequências (entre 10 Hz e 100 kHz), a técnica é denominada como Áudiomagnetotelúrico (AMT), com largo emprego na exploração de água subterrânea e de grandes depósitos de metais em profundidade a partir de 5-10 m até algumas centenas de metros (VOZOFF, 1991).

O Método MT utiliza fontes eletromagnéticas de origem natural que são provenientes de diferentes regiões. Os sinais com frequência acima de 1 Hz são gerados a partir de tempestades elétricas, enquanto que os sinais com frequência menor que 1 Hz tem origem na magnetosfera, devido à interação entre o campo geomagnético e o vento solar (Figura 3.6).

Nos intervalos de frequência em torno de 1 Hz e 1 kHz (Figuras 3.6 e 3.7), o sinal eletromagnético apresenta uma baixa intensidade, conhecida como banda morta do sinal MT e AMT, respectivamente. Assim, os dados adquiridos podem apresentar baixa qualidade nessas faixas de frequência.

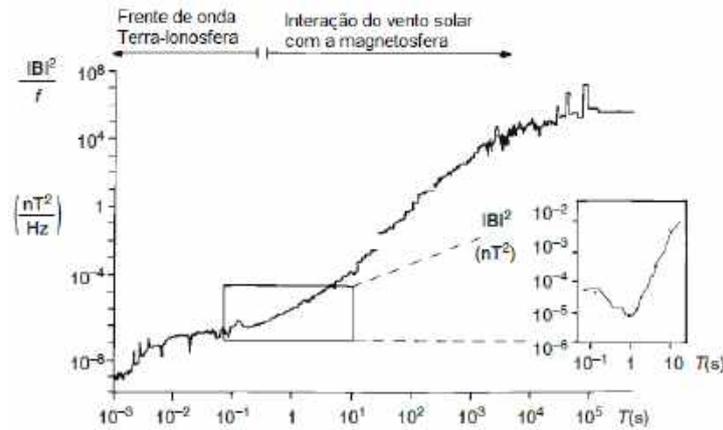


Figura 3.6: Espectro de frequência das fontes eletromagnéticas de origem natural (SIMPSON e BAHR, 2005)

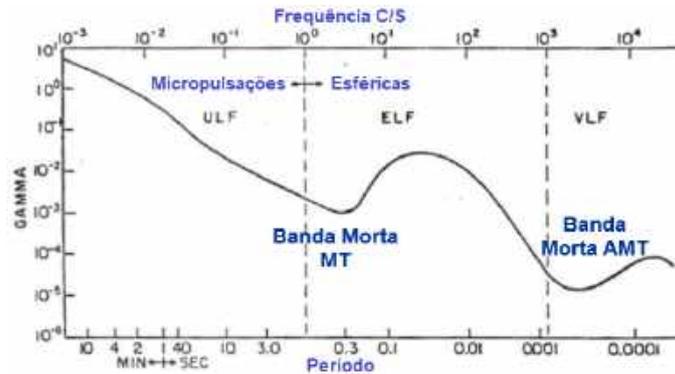


Figura 3.7: Banda morta dos sinais MT e AMT [editado de VOZOFF (1991)].

3.2.4 Skin Depth

O *Skin Depth* (δ) é um conceito bastante difundido e de grande importância para os métodos eletromagnéticos. É definido como a profundidade de investigação pelicular em que a amplitude do sinal eletromagnético decai através do fator $1/e$ do seu valor em superfície. Tal atenuação está relacionada com a resistividade elétrica do meio e a frequência utilizada. Assim:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = 0.503\sqrt{\frac{\rho}{f}} = 0.503\sqrt{\rho T}(km), \quad (3.37)$$

em que ω é a frequência angular (rad/s), μ é a permeabilidade magnética (H/m), de modo que $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m é a permeabilidade magnética no vácuo, σ é a condutividade elétrica do meio (S/m), ρ é a resistividade elétrica ($\Omega.m$) do meio, f é a frequência linear (Hz) e T é o período.

3.2.5 Aquisição MT e AMT

A medida da variação dos campos elétrico e magnético em uma estação MT é realizada dispondo eletrodos não polarizáveis e bobinas em um arranjo ortogonal, também conhecido como arranjo em cruz (Figura 3.8). Os eletrodos E_x (norte/sul) e E_y (leste/oeste) são separados a uma distância fixa e servem para medir o campo elétrico horizontal. A mesma orientação, então, é utilizada nas duas bobinas de indução que são dispostas ortogonalmente, cuja finalidade é medir a variação do campo magnético horizontal (H_x e H_y , norte/sul e leste/oeste, respectivamente) e uma terceira bobina é colocada verticalmente para medir as variações do campo magnético vertical (H_z) (SIMPSON e BAHR, 2005).

Para um arranjo em forma de cruz, serão necessários quatro eletrodos. Eles devem ser enterrados abaixo da superfície até uma profundidade que atenua a variação de temperatura. Para obter o dado, é necessário que os eletrodos estejam apropriadamente encaixados nas condições ambientais. Em levantamentos terrestres, eletrodos são implantados de forma ideal a uma mistura salgada com lama e bentonita. O fluido salino ajuda a reduzir a resistência geral do contato e a lama ajuda a reter a mistura (CHAVE e JONES, 2012a).

O embasamento físico teórico com relação aos métodos AMT e MT é similar, entretanto, na aquisição algumas distinções existem. O levantamento AMT também é feito em forma de cruz, em que os eletrodos são dispostos ortogonalmente no solo (E_x (norte/sul) e E_y (leste/oeste)). Diferente do MT que utiliza eletrodo não polarizável, no AMT, o eletrodo de aço é suficiente para levantamentos de alta frequência. Enquanto que o processo de aquisição do MT considera a componente H_z , o método AMT envolve apenas as outras quatro componentes do campo e desconsidera H_z (SIMPSON e BAHR, 2005).

As bobinas de indução deverão ser enterradas a pelo menos 5 m de distância entre elas e o equipamento utilizado para coletar o dado MT (*datalogger*). Dependendo das condições do campo e da intenção do tempo de aquisição, pode ser importante a proteção do equipamento devido às variações de temperatura e possível presença de gado na região, utilizando galhos caídos, por exemplo (SIMPSON e BAHR, 2005).

Com a configuração de bobinas e eletrodos devidamente montada em campo, orientadas com relação ao norte magnético a partir do uso de uma bússola e sendo devidamente niveladas com nivelador geográfico, algumas informações como o nome da estação, valores da banda de frequência são inseridos no *datalogger*. Essas informações estarão disponíveis no cabeçalho (*header*) do arquivo de dados obtido no final da aquisição. A data e a hora universal também devem ser corretamente inseridas, por exemplo, utilizando o GPS (*Global Positioning System*). Após a configuração de campo montada e informações da aquisição corretamente estabelecidas,

o levantamento dos dados é iniciado (SIMPSON e BAHR, 2005).

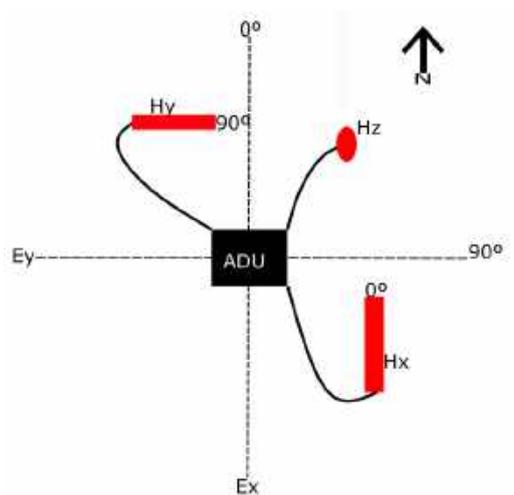


Figura 3.8: Configuração de um levantamento MT

Capítulo 4

Caracterização da Área de Estudo

4.1 Localização da área de estudo

A cidade de Caxambu está localizada na porção sul do estado de Minas Gerais, entre dois vales estreitos formados pelos ribeirões Cachoeirinha e Bengo. Ocupa uma pequena parte da Serra da Mantiqueira e junto com a estrutura Arco do Alto Parnaíba e a depressão do Rio Verde constituem o cenário local. Dista cerca de 380 km da capital do estado, Belo Horizonte (Figura 4.2-A) e 290 km do Observatório Nacional, localizado no Rio de Janeiro (Figura 4.2-B).

Segundo o censo demográfico do IBGE de 2010, a população do município é de cerca de 22 mil habitantes. A pequena cidade possui um importante manancial de águas minerais com potencial comercial, turístico e cultural, sendo uma das principais cidades do complexo turístico do Circuito das Águas. Assim, Caxambu concentra um grande complexo hidromineral, com doze fontes de água mineral com propriedades diferentes.

O Circuito das Águas ocupa uma pequena parte da Serra da Mantiqueira e é drenada pelo Rio Verde e seus afluentes. Assim, todos os parques hidrominerais que integram o Complexo das Águas de Minas Gerais, estão situados em planícies aluviais da Depressão do Rio Verde.



Figura 4.1: Cidade de Caxambu, foco deste trabalho.

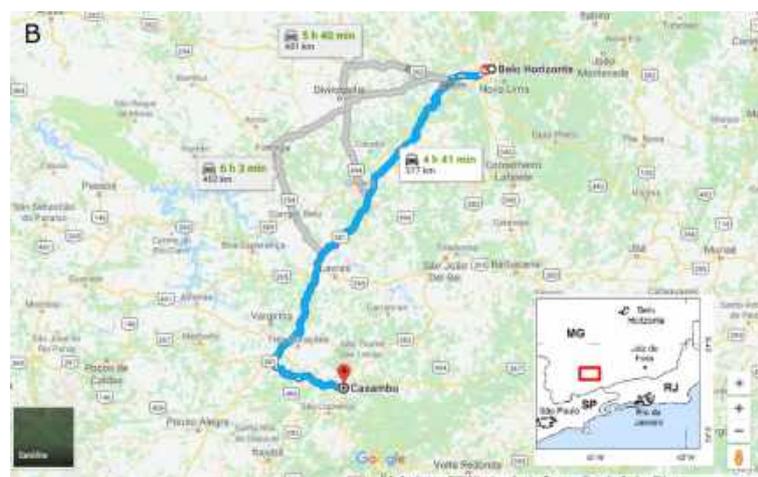
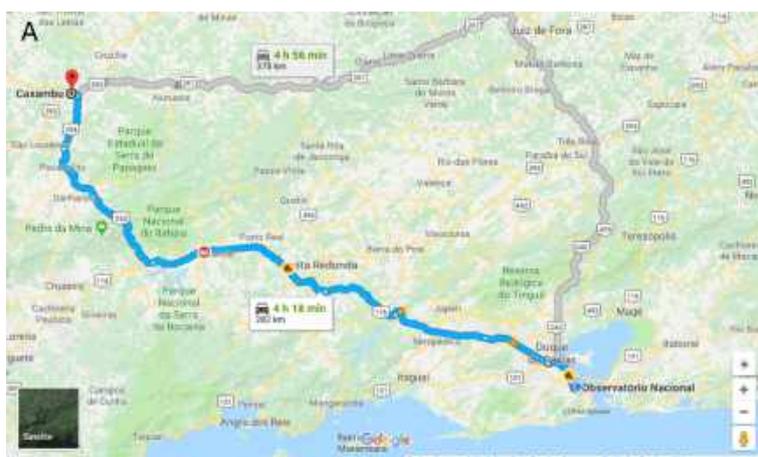


Figura 4.2: **A)** Distância entre o Observatório Nacional no Rio de Janeiro e a cidade de Caxambu. **B)** Distância entre a capital do estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, e Caxambu. (Google Maps)

4.2 Geologia de Caxambu

Duas feições dominam a região de estudo do Circuito das Águas: A Serra da Mantiqueira e a Depressão do Rio Verde. O sistema Mantiqueira é caracterizado por um conjunto de serras orientadas em grande maioria na direção NE-SW, cujas elevações variam entre 1000 e 1600 m. Corresponde ao soerguimento de grande comprimento associado ao Rifte Atlântico gerado no Cretáceo Inferior, que fora amplamente modificado pelo desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro. Este sistema Rife é representado pela Bacia de Taubaté, que limita a grande escarpa da Mantiqueira a sul. O Arco do Alto Parnaíba, parte componente da estrutura do sistema da Mantiqueira, é definido como um longo soerguimento de orientação noroeste que constitui o divisor das bacias hidrográficas do Paraná e São Francisco, gerado no Cretáceo Superior (Figura 4.3).

A depressão do Rio Verde hospeda o rio homônimo e seus tributários, destacando-se entre eles o Lambari e o Baependi. Sua elevação varia entre 830 e 900 m, formado principalmente por colinas suaves e vales amplos e rasos preenchidos por sedimentos aluviais orientados nas direções NE-SW, NS e NW-SE (CPRM, 1999).

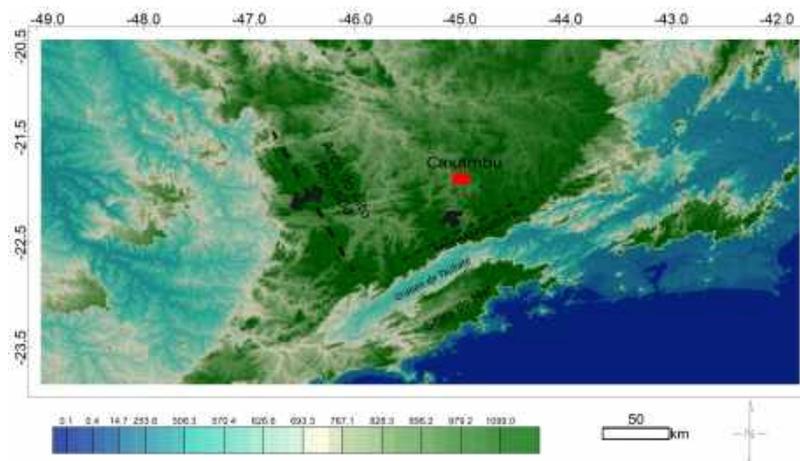


Figura 4.3: Modelo digital do terreno de parte do sudeste brasileiro com ênfase nas duas feições dominantes da região, o Arco do Alto Parnaíba e a Serra da Mantiqueira, além da localização do Circuito das Águas (Adaptado de PEDROSA-SOARES *et al.* (2018)).

4.2.1 Contexto Geotectônico

A porção sul do estado de Minas Gerais e estados vizinhos desenvolveram-se sobre terrenos pré-cambrianos do Escudo Atlântico. Algumas estruturas tectônicas vêm sendo estudadas para melhor compreender o contexto geotectônico da área.

A Faixa Alta Rio Grande compõe parte da Mantiqueira. É caracterizada como um cinturão orogênico brasileiro de orientação geral ENE, ocupando toda a margem sul do Cráton do São Francisco (CSF), os estados do Rio de Janeiro, São Paulo e

Minas Gerais. Dessa maneira, seus limites seriam, a oeste pela cobertura da Bacia do Paraná, a noroeste pela terminação meridional da Faixa Brasília, a norte pelo CSF e a sul pela Faixa Ribeira (HASUI, 1982).

Vários estudos sobre a Faixa Alta Rio Grande foram feitos e publicados e, em alguns deles, interpretações do arcabouço estrutural regional e modelos evolutivos foram propostos para a região em questão. Um deles, no artigo publicado por EBERT *et al.* (1993), sugere que toda a região estendida pelo sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro e parte do estado de São Paulo seria ocupada por apenas um sistema transpressivo dextral de orientação NE/SW, sendo denominado de Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul. Enquanto que para MACHADO e ENDO (1993), o Evento Brasileiro teria formado na região o Cinturão de Cisalhamento Atlântico, gerado em duas etapas distintas. A primeira, uma compressão geral na direção EW, seguida de outro episódio compressivo de orientação NS. O resultado seria constituído predominantemente por zonas transpressivas dextrais e sinistrais de direção NE/SW. Assim, seriam associados a estes elementos as grandes estruturas conhecidas como *Nappes*.

De acordo com TROUW *et al.* (1994) a região abordada do Circuito das Águas exporia a zona de interferência entre dois sistemas orogênicos brasileiros formada pela Faixa Ribeira, mais nova, e pela Faixa Brasília Meridional, mais antiga, que afetou a região de modo mais penetrativo. A superposição de dois grandes eventos tectônicos marcam a intensa deformação dúctil durante o desenvolvimento das *Nappes*. O evento mais antigo, refere-se à evolução da Faixa Brasília que é atualmente entendida como um cinturão de falhas de empurrão e dobras capeado por um sistema de *nappes* deslocadas nos sentidos sudeste e leste. Todas as *nappes* exibem lineações E-W e, por isso, são interpretadas como produto deste evento. Por outro lado, o evento mais novo é característica evolutiva da Faixa Ribeira. Esta margeia a sudoeste o CSF e é entendida como um cinturão orogênico caracterizado por uma associação de falhas e dobras vergentes para NW, que se alternam com grandes zonas de cisalhamento dextrais de direção NE. Faz limite com o CSF a noroeste e com a Faixa Brasília a norte.

TROUW *et al.* (2016) adota uma concepção na qual os terrenos da porção sul de Minas Gerais, em especial da região do Circuito das Águas, são parte da Faixa Brasília Meridional que é estruturada em uma série de *nappes* transportadas. Essas *nappes* foram afetadas por grandes dobras e zonas de cisalhamento (ZC) dextrais formadas durante o desenvolvimento da Faixa Ribeira. Essas ZCs são conhecidas como Zona de Cisalhamento Caxambu.

Através da Figura 4.4 é possível distinguir as faixas Brasília, com as *nappes* externas; Ribeira e sua zona de interferência - onde está localizado o Circuito das Águas, em preto.

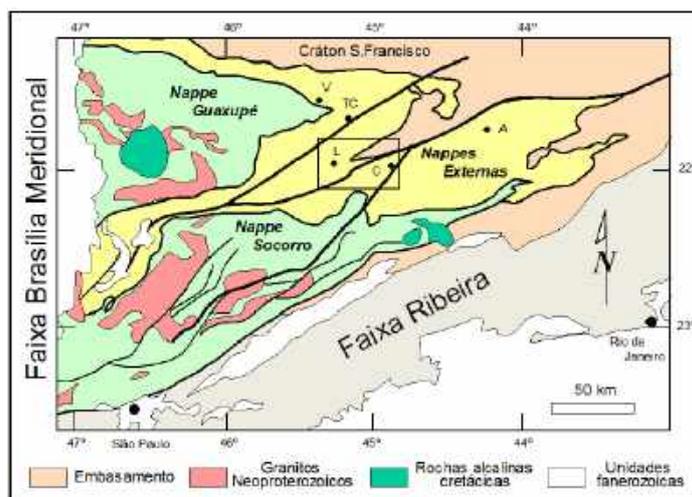


Figura 4.4: Mapa geológico esquemático da região sudeste brasileira (TROUW *et al.*, 2016).

4.2.2 Geologia Local

A região da bacia do Ribeirão Bengo é caracterizada por três compartimentos geomorfológicos diferentes e dependente do seu comportamento litoestrutural. O primeiro corresponde a morros arredondados, sustentados por gnaisses com intercalações lenticulares de xistos, anfibolitos e quartzitos. Com cotas máximas variando entre 950 m e 1050 m, esses morros formam os divisores de águas superficiais com orientação NE. O segundo compartimento é referente à parte central da bacia, com área aplainada e altitudes em torno de 900 m, onde depositam os sedimentos aluvionares do Ribeirão Bengo. O Morro Caxambu constitui, então, o terceiro compartimento. Ele se destaca na topografia local, com formato oval, onde seu eixo maior é orientado a NW. Sua altitude máxima é de 1060 metros e as inclinações do lado leste são muito mais íngremes e abruptas que as do lado oeste. O bandamento composicional das rochas e a sua posição espacial têm grande importância no sistema de circulação da água subterrânea, uma vez que variações litológicas impactam de sobremaneira a transmissividade (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Parte da porção externa da Faixa Brasília Meridional, setor que recebeu influência dos processos envolvidos na formação da Faixa Ribeira, é representada pela presença de rochas gnáissicas do embasamento arqueano/paleoproterozoico e da sucessão de rochas metassedimentares (xistos, gnaisses e quartzitos) da Megassequência Andrelândia. A estratigrafia de seqüências local, então, é composta pelo embasamento e pela Megassequência Andrelândia (Figura 4.5). Esta última é composta de seis fácies (A1 a A6). A1 até A4 são interpretadas como deposições distais das rochas metassedimentares anteriormente citadas. A5 marca uma discordância regional, pois de margem passiva, ela se torna de margem convergente, que constitui a porção principal da *Nappe* Guaxupé. Por último, A6 corresponde à pilha sedimentar

(PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Em função da disposição espacial das rochas do embasamento e da cobertura, caracterizam-se na região domínios de altos e baixos ângulos de mergulho. O Parque das Águas de Caxambu situa-se em domínio de alto ângulo, onde a influência das fases Ribeira foram marcantes (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Todas as rochas da região encontram-se fraturadas em variados graus de intensidade. Essas fraturas possuem idade indeterminada e formam conjuntos cujas orientações preferenciais são ENE/WSW, NS, NW/SE e NE/SW. Considerando os vários litotipos presentes, os quartzitos são aqueles que apresentam a maior densidade de fraturas, seguidos pelos gnaisses e xistos (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018)

A Figura 4.6 abaixo apresenta a distribuição das litologias presentes na região no mapa de geologia local. É verificada a área referente à sub-bacia do Ribeiro Bengo, em verde, com foco no Parque das Águas na cidade de Caxambu. As rochas do embasamento afloram principalmente na porção extremo noroeste da área mapeada e, na forma de lascas tectônicas, nos seus setores sudoeste e central; Falhas normais de direção NW-SE foram observadas em vários pontos; O mapa mostra que as rochas das unidades Na_{1+2} e Na_6 da Megassequência Andrelândia, ocupam a maior parte das vizinhanças de Caxambu e encontram-se bastante alteradas e em grande parte cobertas por colúvios lateritizados. Essas unidades juntamente com leucogranitos (N_γ) integram a seção pré-cambriana exposta. Diques de rochas alcalinas fanerozoicas (T_γ) e as coberturas quaternárias (Qc e Qa) são as unidades mais novas encontradas na região (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

- Megassequência Andrelândia

Unidade Na_{1+2} : Biotita Paragnaisse Finamente Bandado com intercalações de Xistos e Quartzitos: As rochas dessa unidade são a base da Megassequência Andrelândia. Ocorrem na forma de camadas dobradas que fazem contato normais ou de natureza tectônica com as demais unidades presentes. A unidade é caracterizada por intercalações entre paragnaises, xistos, quartzitos e anfibólitos, com predominância dos primeiros sobre os demais (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Unidade Na_6 : (Granada)-Moscovita-Quartzito Xisto com intercalações de paragnaisse e quartzito micáceo: Granada-biotita-moscovita xisto é o litotipo predominante desta unidade. O quartzito micáceo ocorre em camadas com intercalações aos xistos. Apresenta camadas alongadas na direção NE. Dentro da área de influência das zonas de cisalhamento, a foliação é mais pronunciada e menos espaçadas (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Leucogranito (N_γ): As rochas dessa unidade ocorrem na forma de cúpulas, soleiras, diques e vênulas que cortam todas as unidades previamente mencionadas (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Brecha hidrotermal, hidrotermalito e rochas alcalinas em diques ($T\gamma$):

No Morro do Caxambu, foram descritas, em trabalhos anteriores, rochas alcalinas e hidrotermais (PINTO C.P. (1994), CPRM (1999), COSTA *et al.* (2001)). Com base em levantamento de campo ao longo dos acessos ao morro, foi possível descrever uma complexa associação entre brecha hidrotermal (predominante), hidrotermalito e rocha subvulcânica. No topo do morro aflora hidrotermalito com alto teor em ferro e manganês, de alta densidade, afanítico ou microcristalino, de brilho graxo a metálico. A brecha é cortada por veios ricos em hematita. Estes veios também cortam a rocha encaixante, como pode ser observado no Parque das Águas próximo à Fonte Mayrink (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Coberturas Sedimentares (Q_c e Q_a): Unidade composta por depósito de tálus, colúvios (Q_c) e depósitos aluvionares (Q_a). A presença desses tipos de depósitos é comum em toda a região, salvo em locais de maiores altitudes. Destaca-se o espesso manto interimpérico e colúvio. Em geral, o colúvio apresenta valores significantes de condutividade elétrica com diminuição desses valores do topo do colúvio em direção ao saprólito, indicando um possível transporte de sais ao longo de fraturas. Coberturas aluvionares são abundantes e se desenvolvem preferencialmente nos vales de orientação NE da região, especialmente ao longo do Ribeirão Bengo. Beato *et al.* (1999) estimam que, na planície de inundação do Bengo, nas vizinhanças do Parque das Águas, a espessura média do aluvião é de 10 m (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

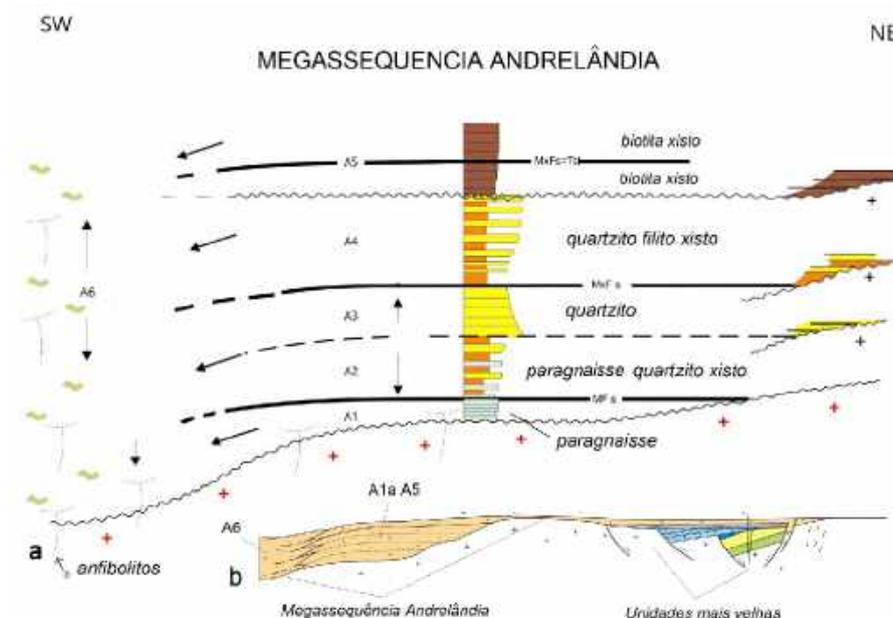


Figura 4.5: Constituição do modelo de fácies da Megassequência Andrelândia. **a)** estratigrafia das sequências A1 a A6. **b)** Modelo Paleográfico da Bacia Andrelândia (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018)

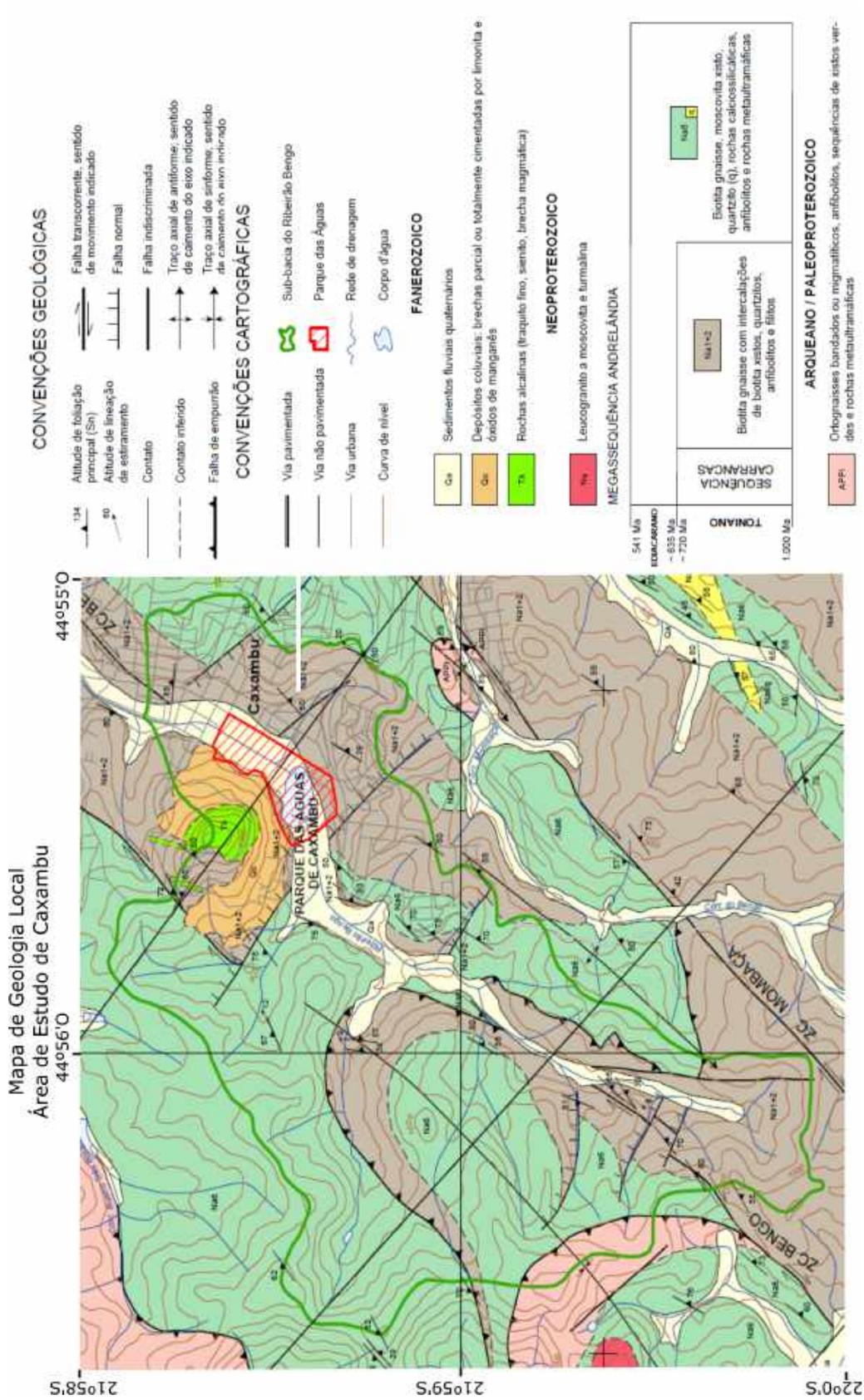


Figura 4.6: Mapa da geologia local de Caxambu (adaptado de (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018))

4.3 Estudo Hidrológico e Hidrográfico

O Conselho Nacional de Recursos Humanos (CNRH) estabelece que a Divisão Hidrográfica Nacional é constituída por doze Regiões Hidrográficas brasileiras (Figura 4.7). Segundo a Agência Nacional das Águas (ANA), são regiões hidrográficas: bacias, grupo de bacias ou sub-bacias hidrográficas próximas, com características naturais, sociais e econômicas similares. Esse critério de divisão das regiões visa orientar o planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos em todo o país.

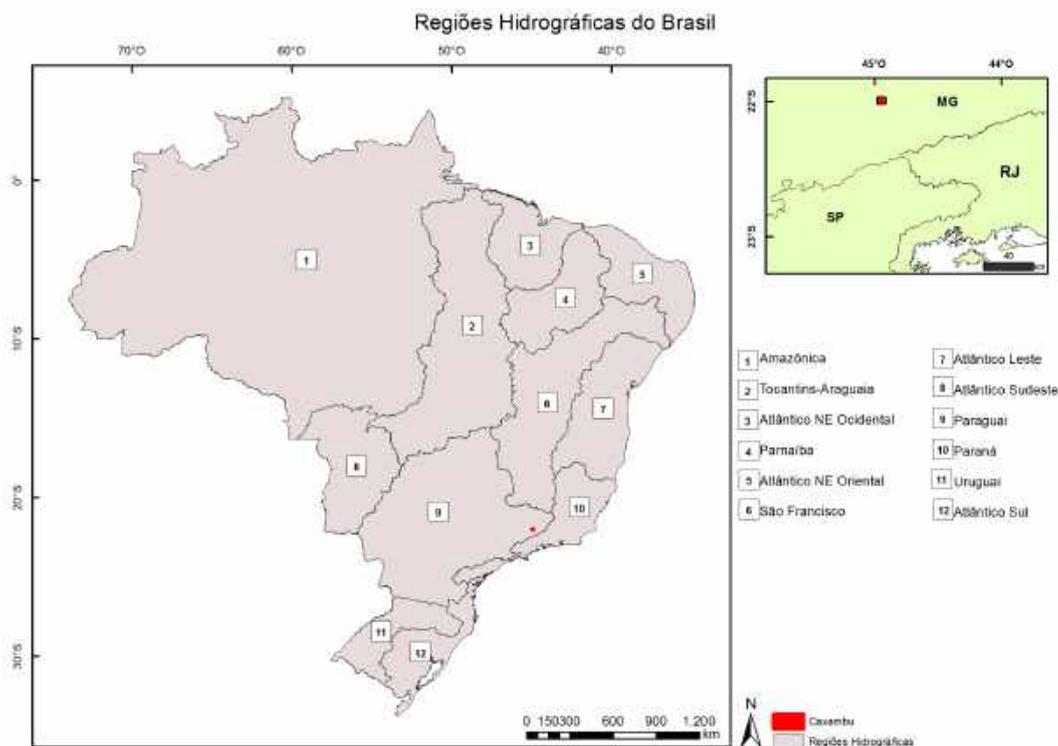


Figura 4.7: Doze Regiões Hidrográficas Brasileiras (adaptado da Agência Nacional das Águas).

Abrangendo sete estados, a Região Hidrográfica Paraná ocupa 10% do território brasileiro. Passando por São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, Santa Catarina e Distrito Federal é a região mais populosa e de maior desenvolvimento econômico do país. Por isso, a demanda por recursos hídricos é maior, possuindo como destaque o uso industrial. Essa região possui também a maior área irrigada e de maior aproveitamento do potencial hídrico disponível.

Caxambu localiza-se no sudeste desta Região Hidrográfica. Para analisar a dinâmica de escoamento e garantir planejamento integrados das áreas mapeadas, é fundamental o entendimento de características fisiográficas de bacias hidrográficas. Sabe-se, logo, que o Parque das Águas do município de Caxambu situa-se no Ribeirão Bengo. Este faz parte da unidade hidrográfica denominada de sub-bacia

do ribeirão Cachoeirinha, que, por sua vez é integrante da bacia do Rio Baependi (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

As nascentes do Ribeirão Bengo localizam-se no Município de Caxambu com altitude de cerca e 1190 m em relação ao nível do mar (Figura 4.8). Assume direção sul-norte até o exutório - onde converge toda a descarga hídrica desta bacia - no Rio Baependi, na altitude aproximada de 875 m, entre os municípios de Caxambu e Baependi (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018). O conjunto de estruturas rúpteis da região de estudo inclui fraturas e falhas predominantemente nas direções nordeste e, secundariamente, a NW, NNW e N, que estão presentes em todas as unidades rochosas pré-cambrianas. As falhas e fraturas de direção NE-SW condicionam grande parte das drenagens formadoras desta sub-bacia.

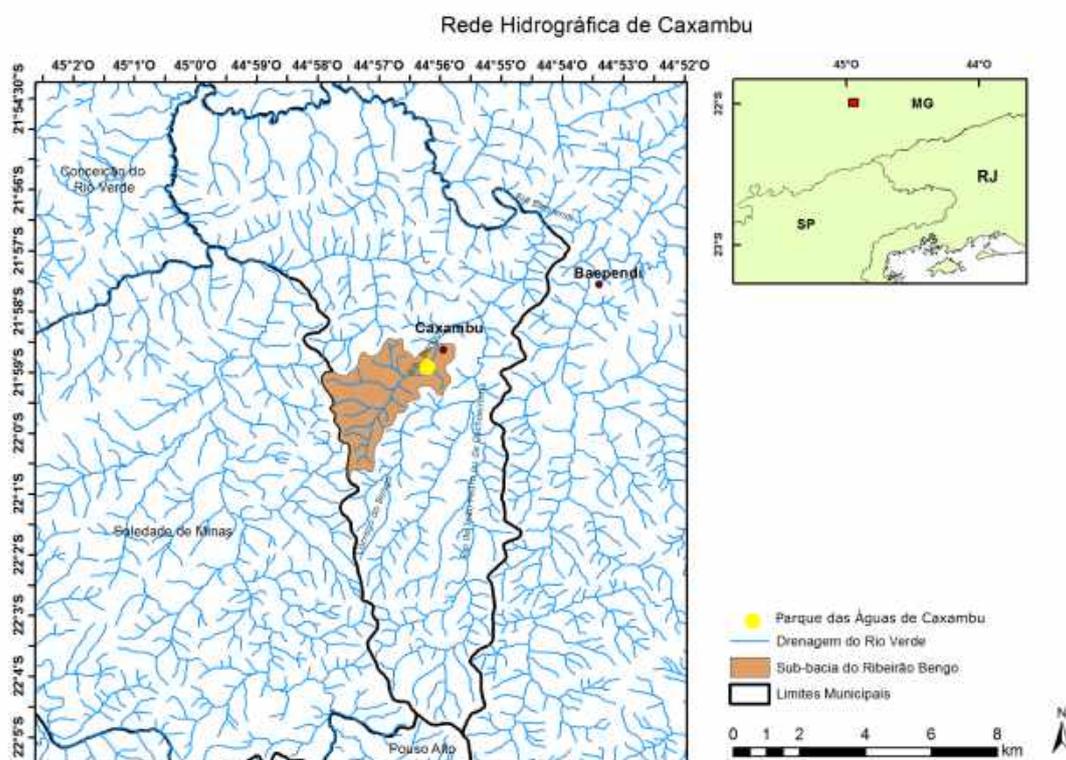


Figura 4.8: Rede hidrográfica do Município de Caxambu: o rio principal e seus afluentes (adaptado de PEDROSA-SOARES *et al.* (2018))

4.3.1 Hidrogeologia da Caxambu

A partir dos estudos realizados pela CPRM no município de Caxambu, foram descobertos o predomínio de aquíferos dos tipos fraturado, livre e semiconfinado, seguidos de aquíferos intergranular livres, em parte confinados, distribuídos ao longo das principais drenagens (aluviões) e também recobrimdo o substrato rochoso (solos residuais) (CPRM, 1999). Assim, foram criados domínios hidrogeológicos que possuem sistemas aquíferos, unidades litoestratigráficas e litotipos característicos. A relação entre eles pode ser vista na tabela (Figura 4.9).

Domínio Hidrogeológico	Sistema Aquífero	Unidade Hidrolitológica	Unidade litoestratigráfica	Rochas
Granular	Depósitos Aluviais	Depósito Aluvial	Sedimentos clásticos inconsolidados	Sedimentos arenosos, areno-siltosos, siltos-arenosos e cascalhos.
	Manto Decomposto	Manto de Intemperismo da Rocha Matriz	Regolitos – resultantes da meteorização de quartzos, xistos e granito gnaisses	Solos argilosos, oriundos de xistos e alcalinas, areno-siltos-argilosos de quartzos xistos e argilo-areno-siltosos de granito gnaisses.
Fraturado	Quartzílico	Unidades quartzílicas	Megassequência Andrelândia – Unidade Arantina. Litoítipos predominantemente quartzílicos	Rochas quartzílicas.
	Xistoso	Unidades xistosas indiferenciadas	Megassequência Andrelândia – Unidade Arantina. Litoítipos predominantemente xistosos	Granada-biotita-muscovita xisto, com litotipos quartzíticos e biotita paragneisse intercalados.
	Cristalino	Gnaisses e rochas alcalinas	Embasamento e Megassequência Andrelândia – Unidade São Vicente. Litoítipos predominantemente gnáissicos; intrusiva alcalina, leucognaisse granítico neoproterozoico.	Biotita ortognaisse paleoproterozoico e arqueano; biotita paragneisse finamente bandado; leucognaisse e rochas alcalinas mesozoicas.

Figura 4.9: Sistemas Aquíferos do Parque das Águas de Caxambu (adaptado de (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018))

A recarga desses dois tipos de aquíferos, granular e fissurado, ocorre principalmente por infiltração pluvial nas áreas com topografia mais elevada e escoar em subsuperfície até o nível de base local que é marcado pelo canal do Ribeirão Bengo.

Junto ao morro Caxambu, a drenagem mostra um padrão anelar, com inflexão do ribeirão Bengo. O Morro também representa a principal área de recarga, justificada pela presença da intrusão alcalina que é o mais significativo meio de circulação e mineralização das águas captadas no Parque (COSTA *et al.*, 2001).

Aquíferos Granulares

O aquífero granular comporta-se como aquífero livre. Compreende sedimentos de cobertura cenozóica, associado aos depósitos aluviais saturados de água, acumulados nos fundos dos vales e planícies aluviais dos principais cursos d'água e, também, associado a depósitos coluviais de encostas, eventualmente saturados. Esse sistema conectado de forma hidráulica com o pacote fraturado subjacente, possui espessura de poucos metros a dezenas de metros de espessura. Por ser poroso, favorece à recarga pelas águas pluviais e representa uma barreira natural de proteção contra os agentes contaminantes (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

O manto decomposto "in situ", saturado, tem comportamento similar ao meio poroso, e também se enquadra neste domínio aquífero granular. Ele reflete a composição de sua rocha matriz e, portanto, possui comportamento hidrogeológico diferenciado em função dos termos granulométricos resultados do intemperismo.

- Aquíferos de Depósitos Aluviais

Os depósitos aluviais ocupam cerca de 0.7 km² da área de drenagem da sub-bacia

do Ribeirão Bengo. São caracterizados por sedimentos inconsolidados de essência argilo-arenosa, depositados juntamente com matéria orgânica e estratos basais de areias e cascalhos, ao longo das principais calhas de drenagem, orientadas em sua grande maioria na direção NE-SW (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

A cobertura aluvial representa uma zona de descarga natural de grande relevância, pois em seu baixo curso, estão situadas as fontes de águas minerais carbo-gasosas do Parque das Águas de Caxambu, oriundas do aquífero subjacente referentes ao substrato cristalino gnáissico (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

- **Aquíferos do Manto Decomposto**

O manto decomposto originário da rocha matriz alcalina, nas encostas do Morro do Caxambu, ocorre localmente consolidado em cobertura de canga-não saturada, e no sopé de sua encosta constitui uma cobertura de natureza argilosa, justificada pela ausência de quartzo em sua mineralogia, com permeabilidade e porosidade eficaz baixas onde eventualmente possa apresentar-se saturado (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

O manto decomposto originário dos gnaisses ocupa a maior parte da sub-bacia do Ribeirão Bengo e tem natureza argilo-arenosa e areno-argilo-siltosa. Predominam-se litotipos de matriz mais quartzosa onde o manto decomposto saturado apresenta permeabilidade e porosidade efetiva relativamente maiores (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Aquíferos Fraturados

Os aquíferos fraturados, livre e localmente confinado predominam na sub-bacia do Ribeirão Bengo, a montante do Parque das Águas de Caxambu, restritos às principais descontinuidades de direção NE e NW e são limitados a 100 metros de profundidade. Em grande maioria formado por rochas pré-cambrianas (gnaisses, milonitizados ou não, e lentes de quartzitos e anfibolitos). O *plug* de rochas alcalinas constitui um sistema fraturado diferenciado, devido à presença de descontinuidades preenchidas com brechas que podem atingir maiores profundidades (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Caracterizados por apresentar significativa variação sazonal de vazões, os aquíferos fraturados sofrem grande influência da pluviometria como elemento de recarga, ao longo de períodos consecutivos do ano hidrológico, pela infiltração das águas pluviais. Referindo-se à alimentação, fluxo e descarga natural nos sistemas fissurados, mesmo considerando a diferenciação de seus respectivos litotipos, os aquíferos fraturados em rochas quartzíticas, xistosas e cristalinas apresentam características similares em sua hidrodinâmica de recarga, fluxo e descarga (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

- **Aquífero Fraturado em Rocha Xistosa**

Sistema aquífero de baixo potencial hidrogeológico. As pequenas lentes xistosas, que ocorrem intercaladas nos gnaisses possuem baixa a nula transmissividade hidráulica, podendo localmente ser classificadas como um aquífugo (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Não é considerada uma barreira hidrogeológica importante devido a inexpressiva ocorrência e dimensão na sub-bacia do Ribeirão Bengo. Assim, a interferência na circulação das águas subterrâneas é bastante reduzida e localizada (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

- Aquífero Fraturado em Rocha Quartzítica

Exibe expressiva ocorrência em intercalações quartzíticas subordinadas, dentro das unidades gnáissicas e xistosas. Esse sistema aquífero exibe maior favorabilidade hidrogeológica quando comparado aos aquíferos desenvolvidos em rochas xistosas e cristalinas, uma vez que apresentam comportamento reológico distinto diante dos esforços tectônicos (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

- Aquífero Fraturado em Rochas Cristalinas

Presume-se que esse ambiente geológico-estrutural promoveu condições favoráveis de elevada densidade de fraturamento. Nesse contexto, a ocorrência local da intrusiva alcalina, representada pelo Morro Caxambu, na vizinhança do Parque das Águas, pode atuar como um meio de trapeamento, assim como um meio percolante sob fluxo preferencial inter-fraturas oriundo de zonas de circulação profunda, em contato com a encaixante gnáissica em zona de descarga natural, onde ocorrem as fontes alcalinas e carbo-gasosas do Parque das Águas (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

4.3.2 O Parque das Águas

O Parque das Águas situa-se na base do Morro Caxambu, em uma planície aluvionar de cerca de 300 m de largura e, além de ser um Complexo Turístico de lazer, abriga doze fontes com propriedades químicas diferentes que são disponíveis para o consumo da população. Essas fontes são denominadas de Leopoldina, Duque de Saxe, Beleza, D. Isabel, Conde D'eu, D. Pedro II, Viotti, Venâncio, Mayrink I, II e III e Ernestina Guedes (Figura 4.10). Também possui um poço tubular de 60 m de profundidade que apresenta jorros intermitentes com intervalos de cerca de 3 a 5 horas. Também apresenta a ocorrência de água mineral carbogasosa situada nas margens do Ribeirão Bengo a uma cota média de 882 m de altitude.

As fontes que existem no Parque das Águas de Caxambu e que são utilizadas para envase apresentam pequenas vazões oscilantes devido às exalações gasosas. O nível freático localiza-se próximo da superfície, a cerca de 2 metros abaixo do terreno.

Os resultados hidroquímicos e as datações de Carbono-14 realizados pela Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais evidenciam que a água tem circulação

profunda, muito antiga e de origem meteórica, água de chuva pretérita, associada à milhares de anos. A partir dos estudos isotópicos também feitos pela CODEMGE, existem dois grupos de fontes d'água com características distintas. Eles indicam a existência de dois domínios de circulação de águas subterrâneas, cuja compartimentação e isolamento pode ser explicada pela anisotropia e heterogeneidade litoestrutural ao longo da Zona de Cisalhamento de Caxambu. Assim, o grupo I engloba as fontes Dona Leopoldina, Dom Pedro, Viotti, Mayrink 1, Mayrink 2 e Mayrink 3 e são consideradas menos salinizadas. O segundo grupo inclui as fontes mais salinizadas: Duque de Saxe, Venâncio, Ernestina Guedes, Dona Izabel, Beleza e o Gêiser. As assinaturas isotópicas apresentadas pelas águas do grupo I são similares a águas antigas de níveis menos profundos, enquanto que no grupo II as águas também são antigas, porém mais profundas (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

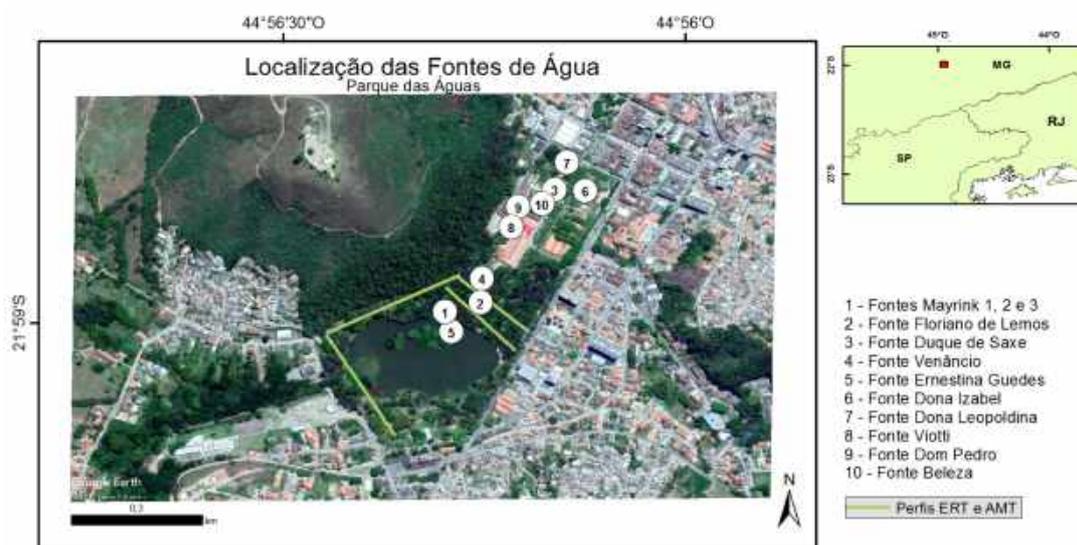


Figura 4.10: Localização de cada uma das doze fontes existentes no Parque das Águas.

4.4 Geofísica de Caxambu

Os primeiros resultados geofísicos do Projeto Circuito das Águas foram publicados e apresentados em PEDROSA-SOARES *et al.* (2018). Os resultados exibem a inversão 2D do ERT e AMT de dentro do Parque e a inversão 2D conjunta dos métodos AMT e MT.

A partir desses primeiros resultados foi possível mapear as principais estruturas que armazenam e conduzem a água subterrânea que alimentam o aquífero hidromineral de Caxambu.

Os modelos finais trouxeram subsídios para considerar que a água mineral do Parque de Caxambu têm ligação com a principal estrutura geológica profunda encontrada a aproximadamente 5 km de profundidade. Essa ligação é feita por sistemas

de fratura subvertical, com alto ângulo de mergulho e encaixadas sob o Canal do Ribeirão Bengo. Também exibem a correlação dessas estruturas com a Zona de Cisalhamento de Caxambu, a qual inclui zonas rúpteis e rúptil-dúcteis que atingem médias a grandes profundidades.

Capítulo 5

Aquisição e Processamento dos Dados

5.1 Planejamento de Campo

A aquisição dos dados do então projeto foi realizada em duas fases: a primeira em abril de 2017 levantando dados AMT dentro do Parque das Águas para reconhecimento de área e a segunda, entre os dias 15 de abril e 14 de maio de 2018, aplicando os métodos MT, AMT e ER na cidade de Caxambu (5.1). Os dados foram adquiridos pela equipe do Observatório Nacional. Assim, os dados AMT coletados em 2017 e 2018 se complementam.

Algumas estações coletadas primeiramente em 2017, somam aos perfis levantados posteriormente em 2018, favorecendo à melhor caracterização da área. Assim, para nomear, identificar e diferenciar essas estações quanto ao levantamento, sua nomenclatura é da forma de quatro dígitos, em que os dois primeiros são associados ao ano de levantamento (17 ou 18) e os dois últimos referem-se à numeração da estação. Utilizando a estação 1806 como exemplo, ela foi levantada em 2018 e foi a sexta estação de acordo com o planejamento de campo.

Os equipamentos utilizados na aquisição foram os seguintes:

- Três equipamentos MT – ADU-07e – Metronix;
- Um equipamento AMT – Stratagem EH-4 – Geometric
- Um equipamento de ERT – SuperSting R8/IP – AGI - Advanced Geosciences;
- Dois GPS diferenciais – Trimble.

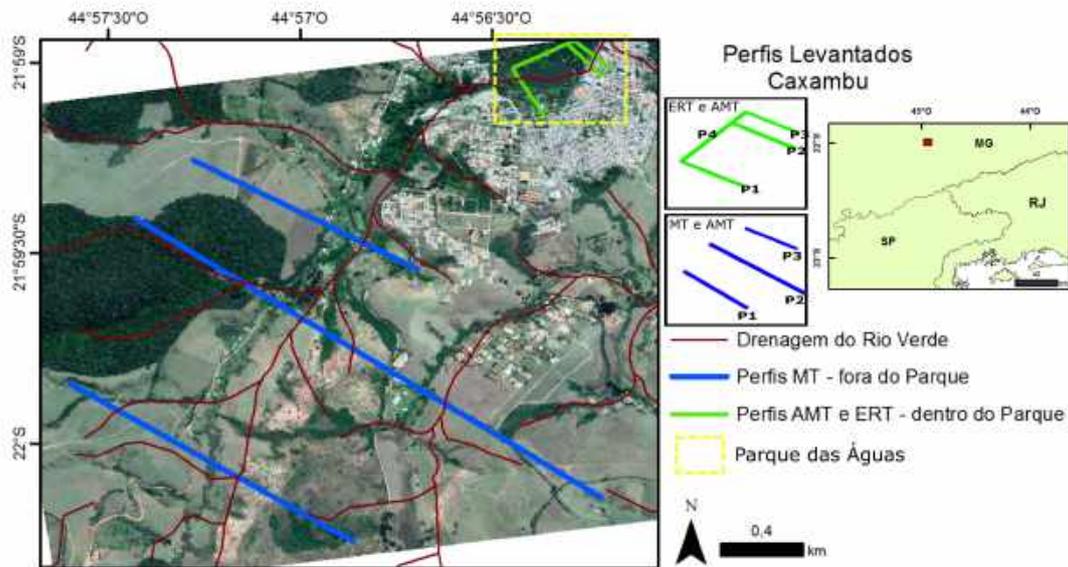


Figura 5.1: Perfis levantados dentro e a Montante do Parque das Águas, cortados pelo Ribeirão Bengo. Em azul, os perfis levantados a Montante utilizando o método MT. Em verde, os perfis levantados dentro do Parque utilizando os métodos AMT e de Eletrorresistividade.

Enquanto que em 2017 a aquisição dos dados foi realizada apenas dentro do Parque das Águas na cidade de Caxambu, em 2018 foi feita em duas fases. Cada uma delas tinham objetivos e abordagens diferentes. A primeira, dentro do Parque das Águas, cujo principal objetivo foi detalhar até 60 m com a Tomografia de Resistividade Elétrica e complementar com AMT para atingir de 200 a 300 m de profundidade. Neste caso, o projeto de campo consistiu em levantar perfis ERT e AMT. Para ambos os métodos, um total de quatro perfis foram levantados, em que três deles eram dip (Perfil 1, Perfil 2 e Perfil 3) e um strike (Perfil 4). Os quatro perfis tinham dimensões de 280 m, 210 m, 200 m e 325 m, associados, respectivamente, a P1, P2, P3 e P4 (Figura 5.2). Para o ERT, utilizou-se eletrodos de aço inox - padrão para ERT -, espaçamento entre eles de 5 m, tempo de integração de 2 s, corrente máxima de 2 A e arranjos Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo e Misto.

O aparelho utilizado para a aquisição foi o SuperSting R8/IP. Ele possui 8 canais, ou seja, no mínimo 8 níveis de profundidade. A vantagem deste equipamento é fazer medidas em arranjos diferentes mantendo a mesma disposição do perfil disposto em campo. O instrumento determinará de forma automática quais eletrodos serão de corrente e quais serão de potencial a depender da configuração inicial - se Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo, etc. Portanto, não há a necessidade de alterar o arranjo manualmente (Figura 5.3).

Para o método AMT, foram levantados dados com estações espaçadas de 50 m entre si e arranjo de campo em forma de cruz, totalizando 18 estações dentro do Complexo hídrico. O comprimento do dipolo elétrico E_x e E_y , norte/sul e leste/oeste,

respectivamente, foi de 52 metros. Os eletrodos utilizados, bem como para o ERT, foram de aço inox. A faixa de frequência utilizada variava entre 10 Hz e 100KHz divididos em três bandas: Banda 1 (10Hz a 1KHz), Banda 4 (500Hz e 3KHz) e Banda 7 (750 Hz a 92KHz). Esses levantamentos tinham duração mínima de 40 minutos e máxima de 60 minutos. O equipamento utilizado foi o Stratagem EH-4 e o programa "Imagem" instalado no computador usado em campo foi responsável por gerenciar o levantamento dos dados.

Ao longo dos quatro perfis, não foi possível cobrir totalmente as linhas em estações distribuídas a cada 50 m, sendo limitantes o forte ruído elétrico observado dentro do parque, construções e o lago que impediam a abertura completa dos eletrodos do equipamento. Foi necessário, então, utilizar a antena transmissora, para compensar a ausência ou diminuição do sinal natural na banda de mais alta frequência (Figura 5.4-A).



Figura 5.2: Perfis levantados utilizando os métodos AMT e ER dentro do Parque das Águas de Caxambu.



Figura 5.3: Fotos dos equipamentos usados no levantamento dos dados de eletrorresistividade dentro do Parque das Águas de Caxambu



Figura 5.4: Fotos da aquisição do AMT dentro do parque das águas. A- Antena Transmissora montada. B - equipamento utilizado para o levantamento.

A segunda parte consistiu em um levantamento a Montante do Parque, na Zona Rural de Caxambu (Figura 5.5). Foram planejados três perfis dip aplicando os métodos MT e AMT. O objetivo deste levantamento foi verificar e comparar o comportamento e interação entre estruturas condutoras rasas e profundas e se os corpos condutivos em profundidade, possivelmente, podem abastecer as fontes do Parque das Águas. Os espaçamentos variavam entre 300 m e 500 m e o arranjo do campo foi realizado em forma de cruz. Os eletrodos utilizados foram os não polarizáveis de cloreto de chumbo para o MT e polarizáveis de aço inox para o AMT. Os eletrodos Ex (norte/sul) e Ey (leste/oeste) foram separados a uma distância fixa e serviram para medir o campo horizontal, assim, o comprimento do dipolo elétrico, Ex/Ey, para o MT método foi de 100 m. O tempo de aquisição MT foi aproximadamente 24 h e AMT cerca de 40 min. A mesma orientação foi utilizada nas duas bobinas de indução que foram dispostas ortogonalmente, cuja finalidade é medir a variação do campo magnético horizontal (H_x e H_y , norte/sul e leste/oeste, respectivamente) e uma terceira bobina foi colocada verticalmente para medir as variações do campo magnético vertical (H_z) no MT - como visto no Capítulo 3 na Figura 3.8.

O equipamento utilizado para o MT foi o ADU-07e. Para adquirir os dados foram empregadas frequências de amostragem de 128 Hz, 4096 Hz, 16384 Hz, 32768 Hz e 65536 Hz, cobrindo todo espectro de frequência necessária para investigação até a profundidade de interesse da pesquisa. Totalizaram, então, 18 estações levantadas para ambos os métodos. Para o método AMT, a configuração do equipamento foi similar à aplicada dentro do Parque das Águas. A Figura 5.6 mostra a montagem das estações MT.

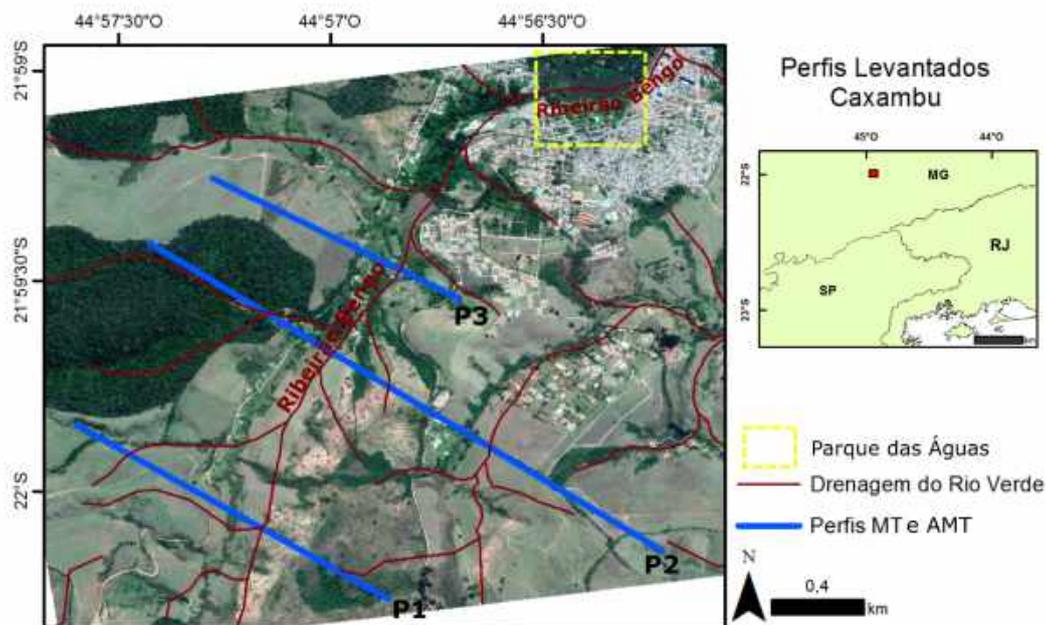


Figura 5.5: Perfis levantados com o método MT a montante do Parque das Águas de Caxambu.



Figura 5.6: A - Estação montada para o levantamento do método MT a montante do parque das Águas, na zona rural da cidade de Caxambu. B - Estação em que foi necessário um cavalo para transportar os equipamentos devido o difícil acesso.

5.2 Tratamento dos Dados de Eletorresistividade

5.2.1 Modelagem Direta

Para a modelagem direta, foram gerados dados sintéticos baseados em suposições da distribuição de resistividade em subsuperfície, na geologia local e na configuração dos eletrodos a partir de uma simulação de modelo direto. Em seguida, o dado sintético é invertido e reconstrói a distribuição de resistividade do local estudado. Supondo um aquífero fraturado com as características apresentadas na geologia local de Caxambu foi possível obter o modelo direto abaixo (Figura 5.7). Para produzir

um modelo direto pode ser utilizado tanto a metodologia de diferenças finitas quanto de elementos finitos.

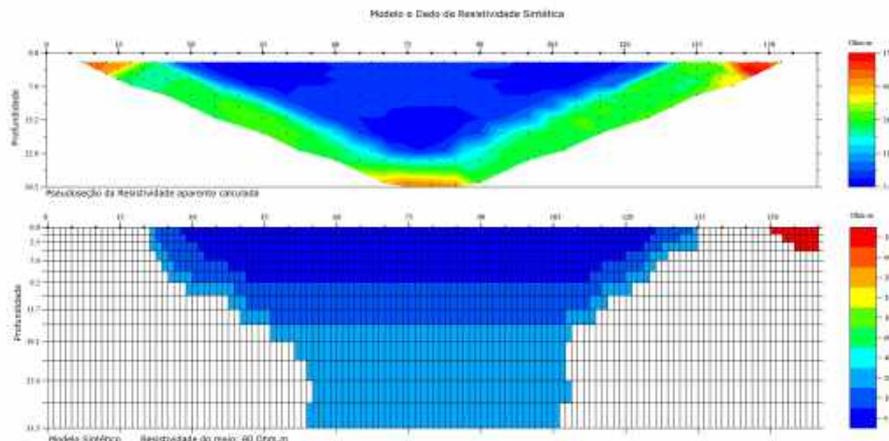


Figura 5.7: Modelo direto obtido utilizando o programa *EarthImager 2D*.

Diferenças Finitas é um método numérico que utiliza a abordagem de equações diferenciais parciais como solução numérica. É um método de aproximação por derivadas. É uma das formas de resolver os problemas físicos pois a maioria dos problemas podem ser reduzidos a uma equação diferencial.

A fórmula de aproximação obtém-se da Série de Taylor da função derivada. Consiste na aproximação do operador diferencial a partir da substituição de derivadas na equação usando quocientes diferenciais. O domínio é particionado em espaço e tempo e aproximações da solução são computadas em pontos no espaço e tempo.

No Método de Diferenças Finitas (MDF) o domínio do problema contínuo passa a ser substituído por uma série de pontos discretos, ou nós. Nessa situação, essa substituição do contínuo pelo discreto é chamado de discretização. Nestes nós são calculadas as incógnitas do problema, de modo que, uma vez realizada a discretização do domínio do problema, discretiza-se a equação diferencial aplicando o MDF para a determinação das incógnitas. As derivadas que aparecem são aproximadas por fórmulas discretas de diferenças. A aplicação dessas fórmulas ao ponto discretizado gera um sistema de equações algébricas, cuja solução fornece os valores das incógnitas associados aos pontos discretos.

O Método de Elementos Finitos (MEF) utiliza a aproximação por integrais, de modo que a geometria submetida é subdividida em pequenos elementos, representando o domínio contínuo do problema. Assim, um problema complexo é compartimentado em vários problemas mais simples, aumentando a eficiência e diminuindo o gasto computacional.

O objetivo do método é que a infinidade de variáveis desconhecidas sejam substituídas por um número limitado de elementos cujo comportamento e forma sejam bem definidos. Esses elementos são conectados entre si por pontos nodais (ou nós).

O conjunto de todos esses elementos dá-se o nome de malha. Devido a essas subdivisões da geometria, as equações matemáticas que regem o comportamento físico não serão resolvidas de maneira exata, mas sim de forma aproximada. Assim, é possível substituir a integral de volume V por um somatório de integrais de geometria simples V_i :

$$\int_V f dV = \sum_{i=1}^n \int_{V_i} f dV \quad (5.1)$$

Em 5.1 pressupõe-se que:

$$V = \sum_{i=1}^n V_i \quad (5.2)$$

A precisão dessa técnica irá depender da quantidade de nós, de elementos, do tamanho e de sua geometria. Portanto, quanto menor for o tamanho e maior for o número de elementos da malha, maior a precisão nos resultados. A comparação entre as malhas para ambos os métodos estão exemplificadas na Figura 5.8.

A Figura 5.8-a apresenta o conjunto de nós formando uma malha refinada utilizando MEF, enquanto que a Figura 5.8 mostra uma malha com o uso do MDF. O *zoom* aplicado nos pontos discretos nodais (Figuras 5.8-c para o MEF e 5.8-d para MDF) expõe a maior discretização do MEF sobre MDF, proporcionando assim, uma melhor precisão no resultado obtido através da aplicação da primeira metodologia.

Neste trabalho foi utilizada a metodologia de Elementos Finitos para execução do modelo direto nos dados de eletrorresistividade, pois produz um resultado mais suave e com um melhor ajuste que o modelo utilizando Diferenças Finitas.

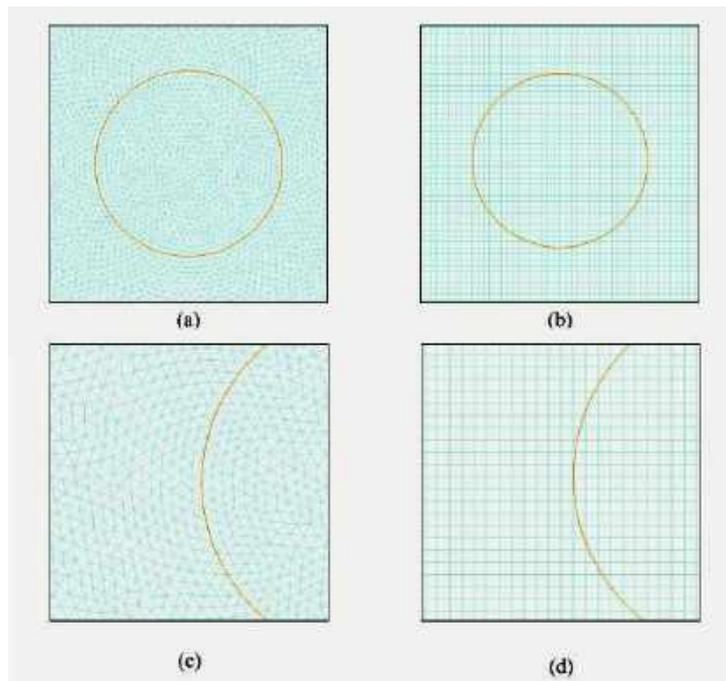


Figura 5.8: Exemplos utilizadas para MEF (a) e MDF (b). *Zoom* em torno da curva de domínio para MEF (c) e MDF (d) (GROSGES *et al.*, 2005).

5.2.2 Teoria da Inversão ERT

Para geofísica, resolver um problema inverso significa determinar a estrutura da Terra. Dependendo do método geofísico aplicado, a estrutura da Terra pode ser explicada usando diferentes propriedades físicas das rochas que são reflexo da formação geológica - distribuição de resistividade elétrica, velocidade acústica, densidade, magnetização, etc.

Diversos algoritmos existem com o objetivo de realizar a inversão de dados geofísicos. Algoritmos como Inversão Clássica de Occam, Método de Gauss-Newton (GN), o Método de Gauss-Newton com conjugado gradiente (GN-CG), Método Quasi-Newton e o Método Conjugado Gradiente não linear são os mais comuns. Todas essas metodologias têm o mesmo objetivo: encontrar o melhor ajuste entre os valores observados e calculados que melhor explique a geologia local. O embasamento teórico de cada um desses recursos pode ser encontrado em NEWMAN e ALUMBAUGH (2000), MEQBEL (2009), SIRIPUNVARAPORN (2012), KELBERT *et al.* (2014b).

Para realizar a inversão alguns procedimentos são feitos:

- (i) primeiramente um modelo de resistividade é construído baseado na distribuição de resistividade aparente utilizando, neste caso, os dados coletados.
- (ii) Um modelo direto é carregado para um conjunto de dados preditos sobre o modelo inicial.
- (iii) O erro inicial (rms) na iteração zero é calculado nesta etapa. Em seguida, resolve o problema inverso linear baseado no modelo atual e no ajuste do dado para a atualização do modelo ($\Delta \mathbf{m}$).
- (iv) O próximo passo é atualizar o modelo de resistividade usando a fórmula:

$$\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \Delta \mathbf{m} \quad (5.3)$$

O modelo de parâmetros \mathbf{m} consiste na condutividade elétrica de todos os modelos em blocos para o *mesh* usando o método de Diferenças Finitas ou Elementos Finitos; i é o número da iteração.

- (v) Então, um modelo direto é executado baseado no modelo atual para a atualização do conjunto de dados preditos.
- (vi) Calcula-se, logo, um novo rms entre os dados preditos e medidos.
- (vii) Se algum critério de parada de inversão for satisfeito, o procedimento interrompe. Do contrário, repete-se (iii) e (vii).

Para a inversão dos dados 2D e 3D foi utilizado o Modelo de Inversão Suave. Este método de ajuste de dados é estável e robusto. Antes de aplicar o algoritmo de inversão é necessário configurar o arquivo de entrada com o tamanho das células de inversão (*mesh*), número máximo de iterações, o erro máximo atribuído como um

valor de tolerância que irá controlar o critério de parada no processo iterativo e os valores mínimo e máximo de resistividade.

A natureza dos problemas inversos 2D e 3D geram uma solução não única inerente. Constantes adicionais ou regularizações devem ser adicionadas no modelo com o objetivo de gerar uma solução otimizada e com menor ambiguidade possível, tais como valores de resistividade de estruturas geológicas conhecidas, dado de poço ou valor médio de resistividade do meio.

O modelo de inversão suavizada utilizado, também conhecido como Inversão de Occam procura o modelo mais suave possível que é responsável por ajustar os dados preditos e medidos, estatisticamente. Similar ao método dos mínimos quadrado, cujo objetivo é minimizar o erro, ajustando o dado a partir da aplicação de pesos em vários processos iterativos. A inversão de modelo suave baseia-se na hipótese de distribuição gaussiana de erros de dados. A função objetivo abaixo é o termo constante cuja finalidade é resolver o problema de otimização (MEQBEL, 2009):

$$||\mathbf{Rm}||^2, \quad (5.4)$$

onde \mathbf{R} representa a matriz de Rugosidade. O objetivo da inversão de modelo suave é dada na aplicação de uma constante de suavização.

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{d}_{obs} - g(\mathbf{m}))^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d}_{obs} - g(\mathbf{m})) + \alpha \cdot \mathbf{m}^T \mathbf{Rm} \quad (5.5)$$

onde \mathbf{d}_{obs} é o dado observado, $g(\mathbf{m})$ é o dado calculado, \mathbf{W}_d é a matriz sensibilidade do dado α é o multiplicador de Lagrange e o fator de estabilização (*EarthImager* 2DMANUAL (2009) e *EarthImager* 3DMANUAL (2008)). Ele determina a quantidade de suavidade será imposta ao modelo durante a inversão. \mathbf{R} é um operador de suavização. A *penalty function* é aproximada ao modelo final na iteração seguinte ($i+1$) A cada nova iteração, o modelo atualiza e obtém o vetor $\Delta\mathbf{m}$ a partir da resolução do sistema de equações (Eq. 5.3) (MEQBEL, 2009).

5.2.3 Processamento e Inversão dos dados ER

O objetivo do levantamento de resistividade é imagear a subsuperfície de acordo com a distribuição de resistividade que deve ser correlacionada com a litologia local.

Inicialmente, os dados 2D adquiridos foram tratados utilizando o programa *AGI EarthImager 2D*. Nele, foram retirados os *spikes* e avaliados os dados que possuíam muito ruído associado e que iriam prejudicar o resultado final. Durante esses procedimentos foi possível verificar que ocorreu algum problema no levantamento do Perfil Strike (P4), obtendo um dado muito ruidoso e produzindo na inversão um corpo cilíndrico em subsuperfície. Por conta desse problema, e da quantidade de

dado que precisou ser retirado, este perfil precisou ser descartado, pois a sua inversão poderia provocar uma inversão e conseqüente interpretação não coerente com a realidade.

Após esse ajuste e processamento dos dados, a inversão foi realizada utilizando o método de suavização similar ao método dos mínimos quadrados (Equação 5.5) que conta com o multiplicador de Lagrange a fim de estabilizar o modelo (Inversão de Occam).

A inversão é feita sobre os dados de resistividade aparente levantados juntamente com as informações de topografia obtidas no Google Earth. A distribuição de resistividade em subsuperfície é o modelo de parâmetros na inversão. Os resultados são visualizados em forma de pseudo-seção e o ajuste dos dados medidos e preditos também foram avaliados.

A inversão 2D refere-se à estudar um problema 2D em um campo 3D onde a condutividade de um meio de subsuperfície não tem alteração ao longo de uma direção horizontal (por exemplo em y). A aquisição é realizada em forma de perfis distribuídos na área de estudo. Assim, a modelagem direta é realizada para o 2D em uma seção x,z ; em que x é a localização das estações na horizontal e z é a distribuição de resistividade/condutividade em profundidade. O resultado obtido será uma pseudo-seção 2D dos dados de resistividade aparente do meio.

Para o caso 3D, refere-se ao estudo de um problema tridimensional em um campo 3D, onde a condutividade varia em todas as direções. A aquisição é feita com objetivo de obter vários perfis paralelos. Assim, o resultado é um modelo tridimensional, onde é possível verificar a mudança de condutividade/resistividade das camadas e dos pacotes adjacentes para todas as três componentes do sistema de coordenadas (x,y,z) . A aquisição e a malha utilizada para inversão dos modelos 2D e 3D podem ser exemplificados na Figura 5.9.

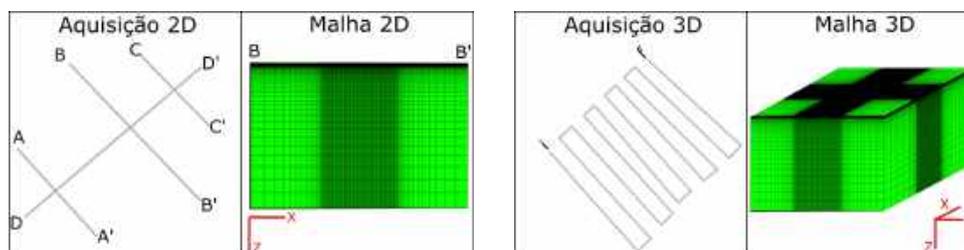


Figura 5.9: Exemplificação da aquisição e malha para a inversão 2D e 3D.

Para obter o modelo 3D, primeiro é produzido o dado a ser inserido no programa *EarthImager 3D* a partir da união dos dois perfis 2D coletados (P2 e P3). Essa integração dos perfis só pôde ser produzida, porque os perfis são paralelos. Dessa forma, o dado foi composto por quatro colunas: x é o espaçamento entre os eletrodos;

y é a distância entre os perfis (35 m), z é a topografia; e por último a coluna com as informações de resistividade.

O processamento e a inversão foram feitos utilizando o software *EarthImager 3D*. Depois da devida correção dos dados, bem como realizada nos modelos bidimensionais, e a inserção da topografia, foi realizada a inversão. Neste caso, ocorre uma inversão 2D e em seguida uma interpolação dos resultados para gerar o modelo 3D em bloco, sendo considerada uma pseudo-inversão.

A partir do resultado tridimensional obtido foi possível gerar *slices* entre os perfis 2 e 3 e, conseqüentemente, verificar o comportamento das estruturas em subsuperfície quanto à dinâmica de circulação e a direção preferencial do fluxo. Posteriormente, foi possível comparar os *slices* com a pseudo-seção gerada com os dados 2D.

5.3 Tratamento dos Dados MT e AMT

5.3.1 Modelagem Direta

O modelo direto é desenvolvido a partir de informações da área geológica de estudo. Para os casos MT e AMT, com base no modelo e de ferramentas matemáticas que descrevem os parâmetros físicos, são gerados curvas sintéticas que são comparadas com as curvas de resistividade e de fase observadas em campo. Considerando a modelagem tridimensional, alguns métodos de solução foram propostos utilizando equações diferenciais ou integrais. O primeiro é mais recomendado por abranger na sua malha as anomalias condutoras complexas. Para isso, destacam-se os métodos de Diferenças Finitas e Elementos Finitos (CHAVE e JONES, 2012b).

5.3.2 Processamento dos dados MT e AMT

As etapas do processamento consistem, desde a organização até a primeira visualização dos dados. Em geral, o objetivo do processamento de dados é extrair, a partir dos sinais eletromagnéticos, funções que representam a resposta da Terra. As duas funções são: impedância e função de transferência do campo magnético (tipper). Este último obtido apenas para o MT. A partir da impedância são obtidas as curvas de resistividade e fase, e o tipper que fornece os vetores de indução. Estas funções e seus atributos permitem representar a resistividade elétrica do interior da Terra. O fluxograma mostra em síntese as fases realizadas durante o processamento dos dados MT e AMT (Figura 5.10). As etapas a qual o fluxograma se refere são descritas abaixo:

I - O pré processamento dos dados MT consistiu na organização dos dados e os códigos a serem utilizados em suas respectivas pastas, estação a estação, e referente

à localização, se dentro ou a montante do Parque das Águas. Assim, todas as bandas de frequências adquiridas para cada estação eram armazenadas em uma pasta específica referente à ela.

Para o AMT, o programa "Imagem" utilizado na aquisição grava os dados em arquivos de séries temporais (TS) como dado bruto, podendo gravar uma ou mais séries temporais. Após a conclusão da aquisição, os dados são parcialmente processados e armazenados como um conjunto de resultados "*crosspower*" e séries temporais. A partir deles é possível obter o tensor de impedância.

II - Os dados brutos MT organizados foram convertidos para **asc* utilizando o comando (*ats2asc*), pois só assim poderia iniciar o processamento. Este último formato foi utilizado como *input* no processamento. Dessa forma, transforma os dados binários de saída do equipamento para um formato **.txt*.

III - Para a obtenção do tensor de impedância no MT, foi utilizado o código robusto de Egbert (EGBERT, 1997), que é uma técnica análoga à estimativa de mínimos quadrados. O método robusto de Egbert minimiza as diferenças entre os valores observados e os preditos e atribui pesos aos erros que variam dentro de um processo iterativo até obter a convergência. Assim, utiliza uma matriz de peso, dando maior peso aos dados próximos a curva de tendência e removendo os *outliers*. Os arquivos de saída nessa fase estão no formato **.zss*.

IV - Os dados MT no formato **.zss*, para cada banda de frequência em sua respectiva estação, são convertidos no *Winglink* para o formato **.edi*.

Os arquivos de séries temporais do AMT extraídos do programa "Imagem" durante a aquisição passam para o domínio da frequência através da Transformada de Fourier e são convertidos em **.edi* no programa *Winglink*.

V - Ainda no *Winglink*, os dados MT e AMT são editados, a fim de ter uma curva suave. É necessário suavizar as curvas e remover alguns pontos que fogem da tendência da curva. Todas as bandas de frequência levantadas no MT, são combinadas cujo objetivo é ter toda a faixa de frequência que foi levantada (128 Hz, 4096 Hz, 16384 Hz, 32768 Hz e 65536 Hz).

VI - Após obter as curvas suavizadas, é necessário realizar a Análise de Dimensionalidade, cujo objetivo é compreender a natureza dos dados, se 1D, 2D ou 3D. Neste trabalho foram utilizados dois métodos: o WALDIM e o Tensor de Fases (*Phase Tensor*).

VII - Os dados vão passar por uma conversão para que fiquem no formato correto para realizar a inversão no ModEM. Assim, os dados suavizados extraídos do *Winglink*, são convertidos para *tojones* e, em seguida, para **.edi* novamente.

VIII - Em todos os dados foi utilizada a suavização através da consistência de dados pelo código Rhoplus (PARKER e BOOKER, 1996) que é baseado na curva da fase para recuperar dados ruidosos na resistividade. Essa técnica é eficiente devido ao

fato de quase sempre os dados das componentes da fase serem de melhor qualidade e com menor nível de ruído.

IX - Por fim, é possível realizar a inversão dos dados MT e AMT utilizando o código de inversão tridimensional de Egbert: *ModEM* (EGBERT, 1997).

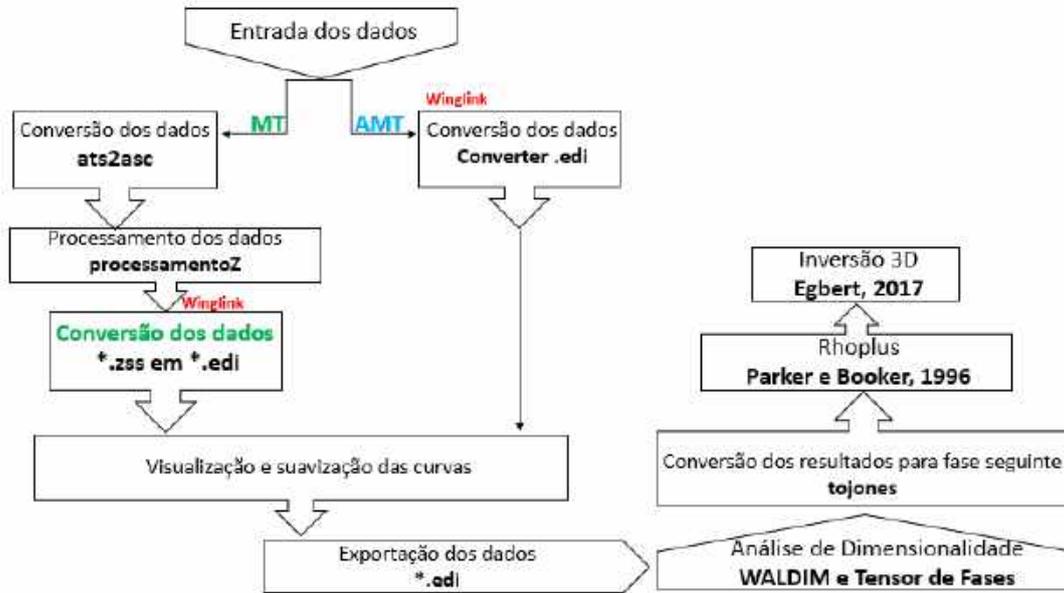


Figura 5.10: Fluxograma das fases do processamento MT (em verde) e AMT (em azul).

5.3.3 Análise de Dimensionalidade

Após o processamento dos dados, é necessário saber como é o comportamento das estruturas em subsuperfície quanto à dimensionalidade. O resultado dessa análise informará qual o tipo de inversão que deverá ser realizada: se 1D, 2D ou 3D.

Esse trabalho utilizou dois métodos para a análise de dimensionalidade. O primeiro refere-se ao código denominado WALDIM, escrito em Fortran. É uma ferramenta de análise de dimensionalidade a partir de um dado bruto ou sintético. Esse código computa as invariantes de WAL que é correspondente a cada tensor MT e determina a dimensionalidade, de acordo com os erros e seus valores limite (MARTI *et al.*, 2009). A estimativa dos erros dos invariantes é feita usando a clássica propagação de erro (MARTÍ *et al.*, 2004). São oito invariantes, sete independentes (I_1 , I_2 , I_3 , I_4 , I_5 , I_6 e I_7) e um dependente (Q). A partir destes invariantes é possível determinar o tipo de dimensionalidade (5.1).

Assim, as Figuras 5.11, 5.12 e 5.13 mostram o resultado da análise de dimensionalidade para os dados de dentro e a montante do Parque. Neles percebe-se a existência de estruturas em 3D e também uma bimodalidade entre a indeterminação nos resultados.

A dimensionalidade é derivada de padrões de diferentes combinações de erros.

Para o caso do resultado aparecer como indeterminado (quadrados brancos), pode ser devido à barra de erro das invariantes, quando a porcentagem de erro é menor que 30% ou quando o resultado gerado é diferente do esperado (MARTI *et al.*, 2009).

Caso	Valores dos invariantes	Dimensionalidade geolétrica
1	$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D
2	$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ ou $Q = 0$	2D
3a	$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist (2D afetado por distorção galvânica (DG))
3b	$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D (DG sobre estruturas 1D ou 2D)
3c	$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ ou $Q = 0$	3D/1D 2D diag (DG sobre estruturas 1D ou 2D gerando um tensor MT diagonal)
4	$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D (Caso geral de DG sobre estrutura 2D)
5	$I_7 \neq 0$	3D (Afetado ou não por DG)

Tabela 5.1: Critério de dimensionalidade de acordo com os valores dos invariantes de WAL para o tensor MT (editado de MARTÍ *et al.* (2004)).

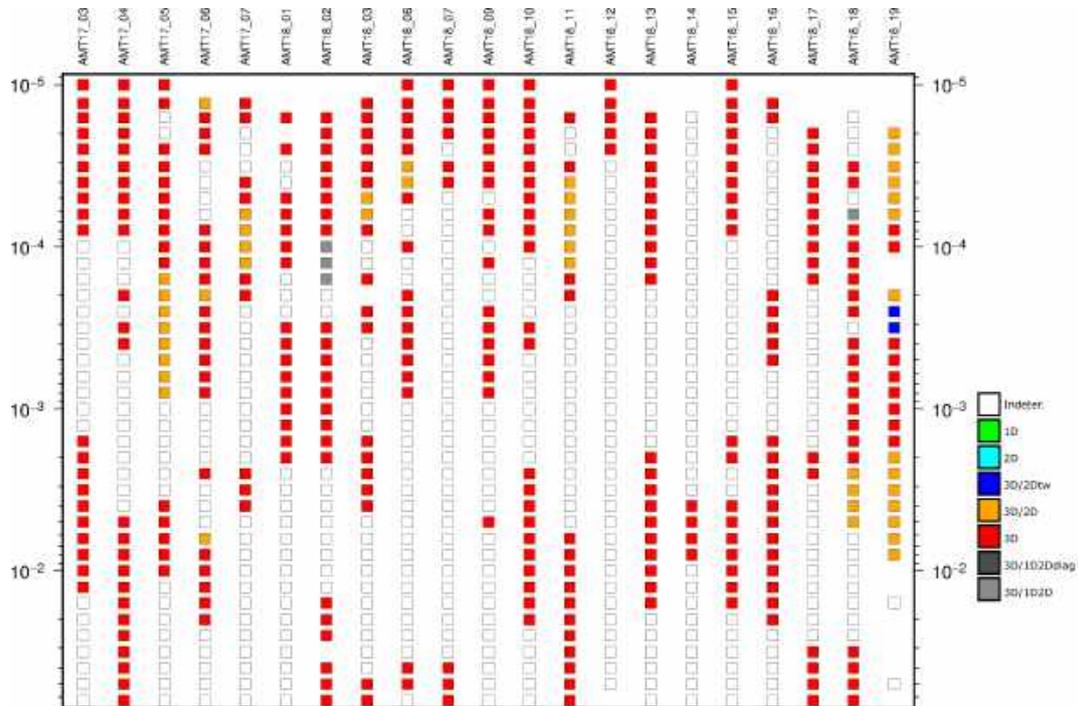


Figura 5.11: Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM dos dados AMT associada às estações levantadas em 2017 e 2018 dentro do Parque das Águas de Caxambu.

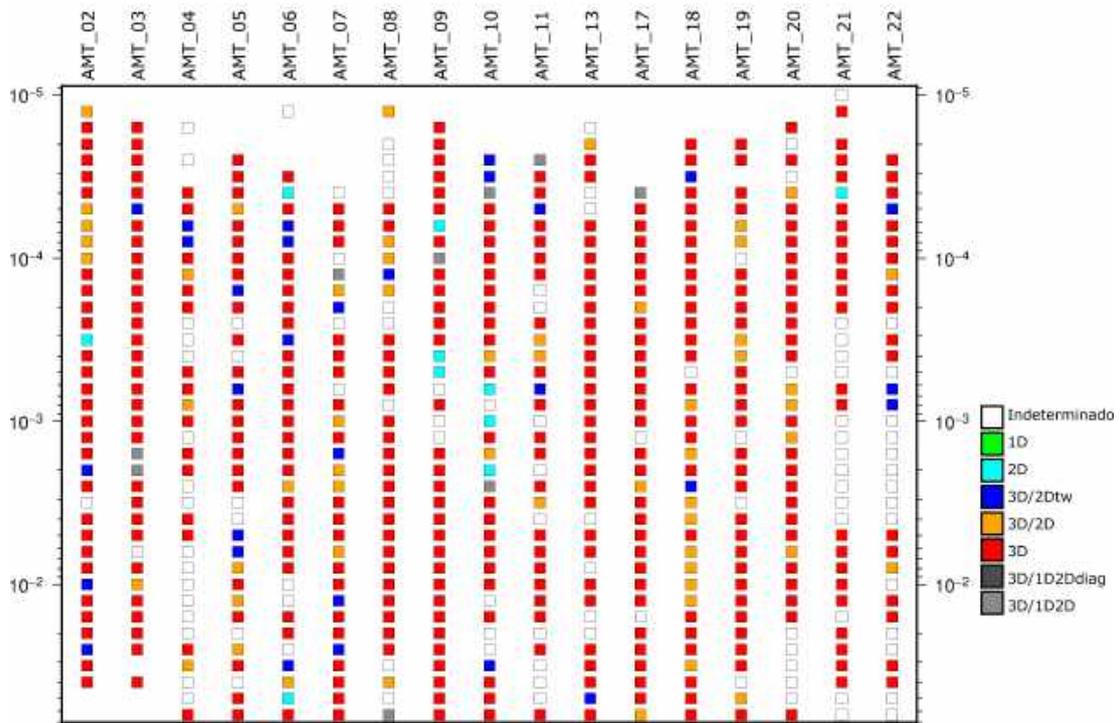


Figura 5.12: Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM nos dados AMT para as estações fora do Complexo Turístico.

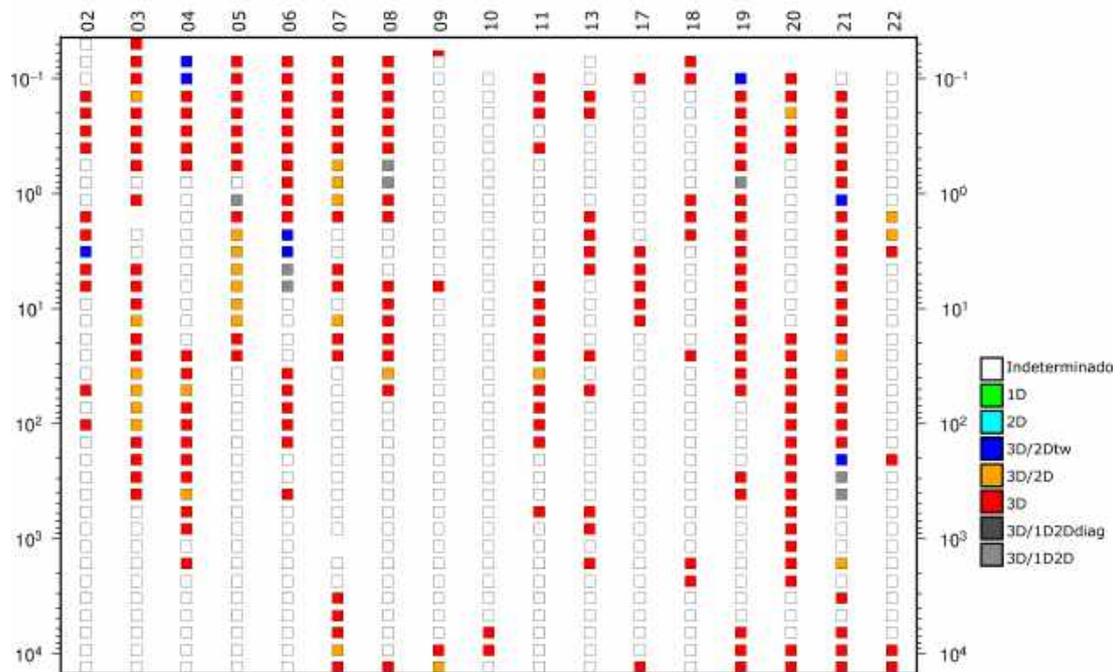


Figura 5.13: Análise de dimensionalidade utilizando WALDIM nos dados MT para as estações fora do Complexo Turístico.

O segundo método utilizado para análise de dimensionalidade foi o Tensor de Fase (*Phase Tensor*).

A Equação 3.31 define a tangente da fase MT correspondente à razão entre as partes imaginária e real do tensor de impedância Z . Assim, pode-se generalizar o

conceito de fase de um número complexo como a razão entre suas partes real e imaginária. A relação pode ser generalizada como uma matriz complexa. Então, podemos definir o tensor de fases como a relação:

$$\Phi = X^{-1}Y = Z(\omega) = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix}. \quad (5.6)$$

em que o tensor X^{-1} é a matriz inversa da parte real \mathbf{X} e Φ é real. A equação 5.6 é a contração particular do produto entre X^{-1} e \mathbf{Y} .

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \quad (5.7)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \quad (5.8)$$

Sendo o tensor não simétrico, o tensor pode ser representado graficamente como na Figura 5.14, que tem simples interpretações em termos das propriedades do tensor. Em casos gerais, o *skew angle* (β) é diferente de zero representa a rotação do eixo principal da elipse do tensor de fase, enquanto que α expressa a dependência do tensor no sistema de coordenadas. O *skew* é uma quantidade frequentemente usada para inferir a dimensionalidade da subsuperfície. Valores iguais a zero caracterizam uma Terra bidimensional e valores diferentes de zero são geralmente interpretados para indicar estruturas tridimensionais. Os eixos maior e menor da elipse retratam os principais eixos e valores do tensor com a orientação do principal eixo especificado pelo ângulo $\alpha - \beta$. Portanto, se o tensor for simétrico, $\beta = 0$, a orientação do eixo principal é dada por α (CALDWELL *et al.*, 2004).

Se o tensor de fases é um círculo, com pequeno β , a estrutura é 1D. Se o tensor de fase aparece como uma elipse com pequeno β , tem característica 2D. Se o tensor de fase aparece como uma elipse com grande valor de β , o dado MT possui características 3D (BOOKER (2014) e CALDWELL *et al.* (2004)).

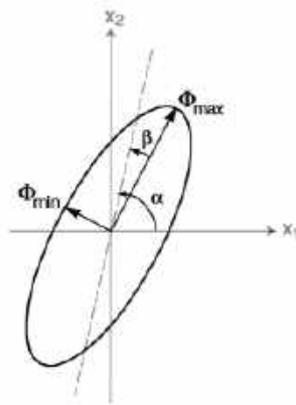


Figura 5.14: Representação gráfica do Tensor de Fases. O comprimento dos eixos das elipses, que representam os principais eixos do tensor são proporcionais ao principal valor do tensor (CALDWELL *et al.*, 2004)

Esse método é baseado na localização da estação. Por isso, essa análise de dimensionalidade é feita sobre cada um dos perfis levantados, tanto fora quanto dentro do Parque. Para obter o tensor de fase, foi utilizado um código Python que é baseado em uma biblioteca própria, o MTPY. Os resultados foram plotados abaixo, nas Figuras 5.15 e 5.16. Em grande maioria, mostra um resultado 3D caracterizado pelas elipses com eixos diferentes.

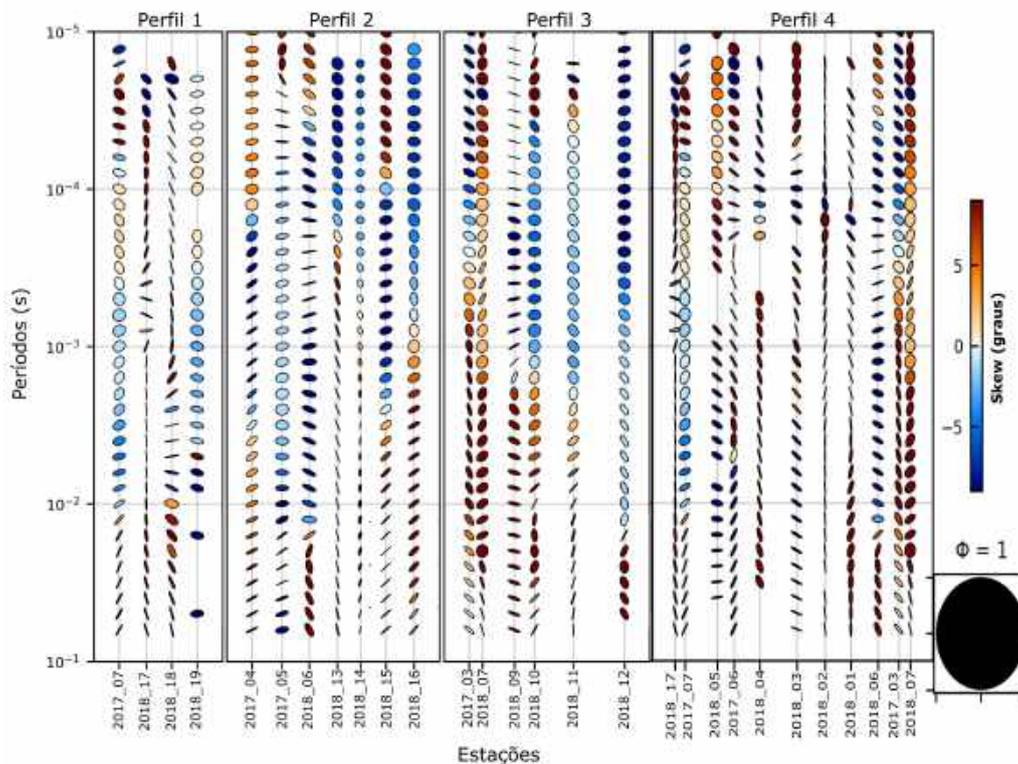


Figura 5.15: Análise de dimensionalidade utilizando Tensor de Fase nos dados AMT levantados dentro do Parque das Águas.

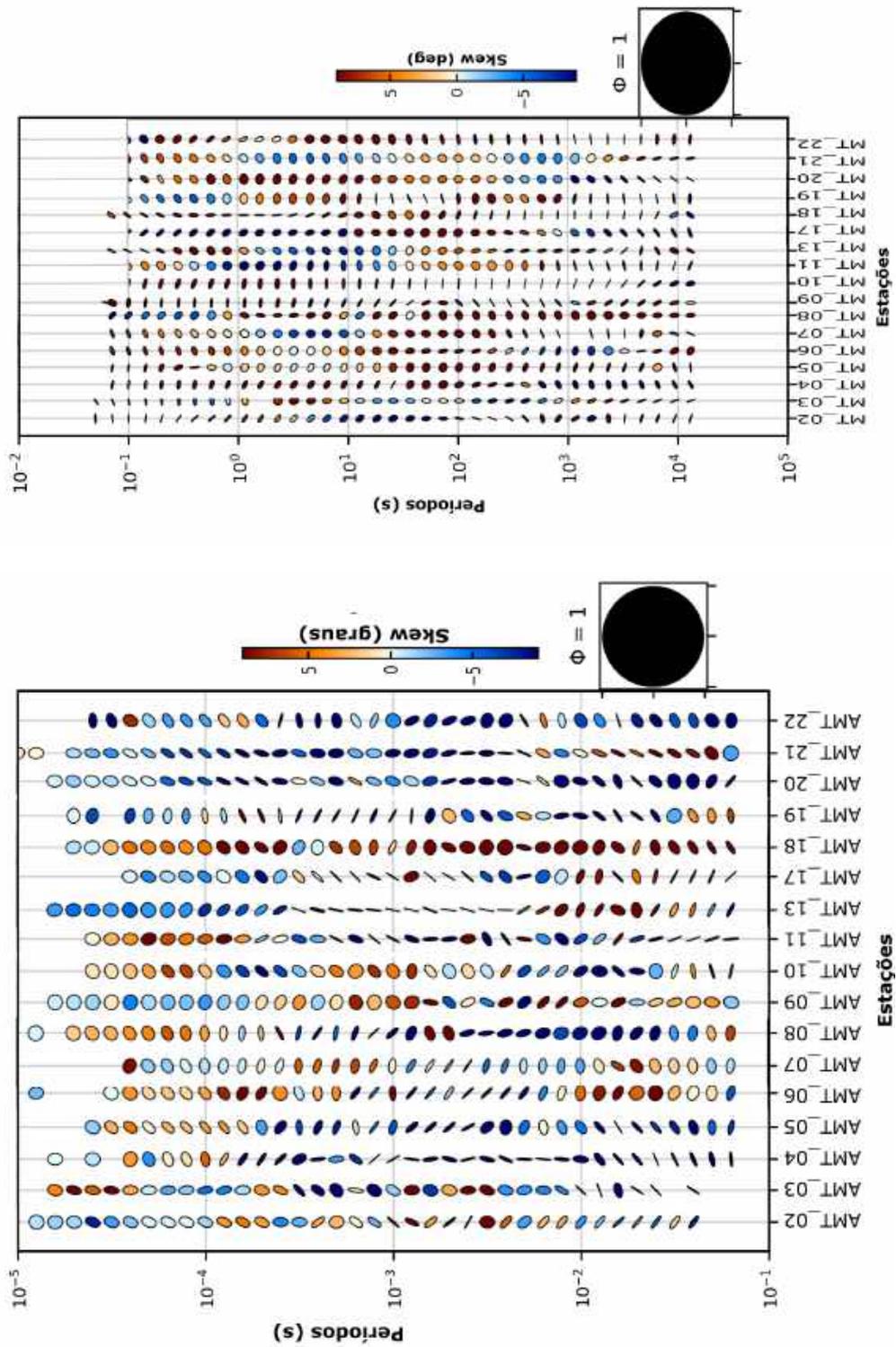


Figura 5.16: Análise de dimensionalidade utilizando Tensor de Fase nas estações AMT (à esquerda) e MT (à direita) levantadas a montante do Parque das Águas.

O WALDIM tem como vantagem considerar o tensor magnetotelúrico, ou seja, a metodologia permite recuperar o máximo possível de informações do tensor, sem assumir nenhuma hipótese de dimensionalidade *a priori*. Além disso, os resultados da dimensionalidade podem ser agrupados em faixas de frequência. Dada a sua abrangência na análise do tensor de MT para faixas individuais e de frequências, esse código deve ser uma ferramenta prática para a análise de dados de MT (MARTI *et al.*, 2009).

Enquanto que a metodologia do Tensor de Fases tem a vantagem de não considerar a distorção galvânica. Sabe-se que o campo elétrico secundário produzido pela carga distorce o padrão do fluxo de corrente regional em uma área localizada. Por esse motivo, as distorções independentes de frequência do campo elétrico são denominadas distorções galvânicas. Em essência, a resposta do campo elétrico a um campo magnético linearmente polarizado é representada por uma elipse polarizada. Essa representação assume a forma de um tensor que não é afetado por uma distorção galvânica do campo elétrico, consistente com o comportamento físico esperado para a fase MT (CALDWELL *et al.*, 2004).

Comparando as duas metodologias, pode-se concluir que ambas são ferramentas importantes e necessárias para a análise. Portanto, como mais relevante para inversão MT, a análise de dimensionalidade do tensor de fase é a que fornece o melhor resultado, considerando as estações de diferentes coordenadas e que desconsidera a distorção galvânica.

5.3.4 Inversão dos dados MT e AMT

Para a realização da inversão 3D neste trabalho foi utilizado o algoritmo de inversão magnetotelúrica tridimensional de Egbert *et al.* (2017), denominado ModEM. Este código permite a inversão da parte real e imaginária do tensor de impedância total (Z), do tensor de fase (PT), do tipper (no caso do MT) e da resistividade e fase. Por fim, estes dois parâmetros - resistividade e fase - em função da posição e da profundidade podem ser interpretados através da técnica de inversão.

A técnica de inversão consiste em estimar um modelo de distribuição de uma propriedade física da Terra, que se ajuste, dentro de certos limites pré-estabelecidos (erros), aos diferentes parâmetros obtidos no levantamento (observações reais dos dados MT), através do método dos mínimos quadrados. No caso dos métodos eletromagnéticos o objetivo é estimar a distribuição de resistividade em subsuperfície, onde os dados observados são as componentes dos campos magnético (H) e elétrico (E), o fenômeno físico envolvido é a difusão de ondas eletromagnéticas.

As interpretações iniciais de dados magnetotelúricos foram baseados em inversões 1D. Posteriormente técnicas de inversão 2D foram empregadas para interpretar

os dados magnetotelúricos, tornando-se a ferramenta mais utilizada, pois fornece um modelo aceitável através de simplificações em várias situações. Nas últimas décadas, melhoras consideráveis nos instrumentos e técnicas de aquisição e avanços no desenvolvimento de métodos numéricos e performance computacional, contribuíram para a evolução da inversão 3D (EGBERT *et al.*, 2017).

ModEM foi desenvolvido pela Universidade do Estado de Oregon como um sistema modular para a inversão de dados eletromagnéticos no domínio da frequência. Escrito em Fortran 95, consiste em módulos permutáveis que, em princípio, podem suportar diferentes algoritmos de inversão, códigos de modelagem direta, parametrização e regularização de modelos, etc., para permitir a implementação relativamente sem custo de aplicações para inversão de uma ampla faixa de dados eletromagnéticos. O Conjugado Gradiente não linear é o *default* do algoritmo do ModEM3DMT, apesar de um esquema Conjugado Gradiente para os dados também ser disponível como opção (EGBERT *et al.*, 2017).

O método de inversão Conjugado Gradiente não linear pode ser aplicado diretamente para minimizar a função objetivo:

$$W(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \lambda^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (5.9)$$

onde λ é o parâmetro de controle de quão intensamente deve minimizar o erro do dado. É uma metodologia similar ao método dos mínimos quadrados e frequentemente produz um resultado menos suave (SIRIPUNVARAPORN, 2012). Depois da função 5.9 minimizada, o modelo é atualizado através de:

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{u}_k \quad (5.10)$$

encontrando α que satisfaz $W(m_k + \alpha_k u_k)$. O gasto computacional é controlado a partir do número de iterações (SIRIPUNVARAPORN, 2012).

ModEM fornece uma estrutura geral para resolver os problemas inversos eletromagnéticos regularizados, ou seja, minimização da função erro de forma similar à equação 5.9. Outros componentes importantes necessários para a inversão 3D MT são (i) Modelo direto, (ii) Modelo de Covariância e (iii) Paralelização. Para realizar a modelagem direta, é necessário obter a solução no domínio da frequência da Soluções Diferenciais Parciais (SDP), que é descrita genericamente abaixo:

$$\mathbf{S}_m \mathbf{e} = \mathbf{b} \quad (5.11)$$

O termo \mathbf{m} é a dependência no operador SDP em um específico modelo de parâmetros; \mathbf{e} representa a solução do campo eletromagnético discreto (tipicamente representado pelo campo primário, o campo elétrico); e \mathbf{b} é a força representa pelas

condições de contorno e/ou termos fonte (KELBERT *et al.*, 2014a). Para modelos mais complexos, utilizando diferenças finitas ou elementos finitos são as formas mais comuns para resolver o problema direto. ModEM utiliza diferenças finitas para obter o modelo direto, pois a metodologia de elementos finitos é muito mais complexa de ser aplicada.

O modelo de covariância \mathbf{C}_m é a matriz que descreve a magnitude esperada da variação de resistividade relativa ao modelo inicial \mathbf{m}_0 . Também pode ser considerado um operador de suavização. A suavização é controlada pelo fator λ . Para λ grande, é produzido estruturas suaves. Enquanto que para λ pequeno, são geradas estruturas localizadas. Este operador pode ser definido diferente para cada direção (x, y e z) (SIRIPUNVARAPORN, 2012).

Para acelerar a inversão, é necessário a implementação de um sistema de processamento em paralelo. Ou seja, uma grande quantidade de computadores robustos são conectados e resolvem simultaneamente o problema numérico em particular. Assim, o gasto computacional e o tempo de inversão são reduzidos (MEQBEL (2009) e SIRIPUNVARAPORN (2012)).

5.4 Cubo de Resistividade

O Cubo de resistividade foi uma metodologia desenvolvida para integrar os resultados obtidos dentro do Parque das Águas com AMT e ER. Portanto, só pôde ser aplicada após a obtenção dos mesmos.

O objetivo foi gerar seções para cada um dos perfis com a união dos resultados anteriormente obtidos. Portanto, o ERT ficou mais evidente por apresentar melhor resolução em baixas profundidades, discretizando as estruturas rasas e, ao longo da seção, com ênfase no AMT por imagear em maiores profundidades. Essa técnica só pôde ser utilizada porque o parâmetro obtido com os métodos é o mesmo: a resistividade. As etapas básicas de elaboração do Cubo de Resistividade são:

(i) Após o fim da inversão 3D AMT utilizando o ModEM, o modelo AMT foi obtido. O arquivo de dados do modelo de extensão **.rho* foi inserido no programa 3DGrid a fim de visualizar o resultado. Em seguida, o modelo é exportado deste programa no formato **.xyz* com quatro colunas: as coordenadas x e y; a profundidade z e a resistividade. Esse arquivo foi inserido no Google Earth cuja finalidade foi visualizar a extensão do modelo na área de estudo (Figura 5.17-A).

(ii) O arquivo de dados do resultado AMT em formato **.xyz* foi recortado com foco na área de interesse. As coordenadas inicial e final de cada um dos perfis (P1, P2 e P3) foram os parâmetros de entrada. Para realizar esse recorte foi utilizado um código Python que leu o dado do modelo AMT e baseado nas coordenadas iniciais e finais de cada perfil inserida pelo usuário, o arquivo foi reduzido com os valores de

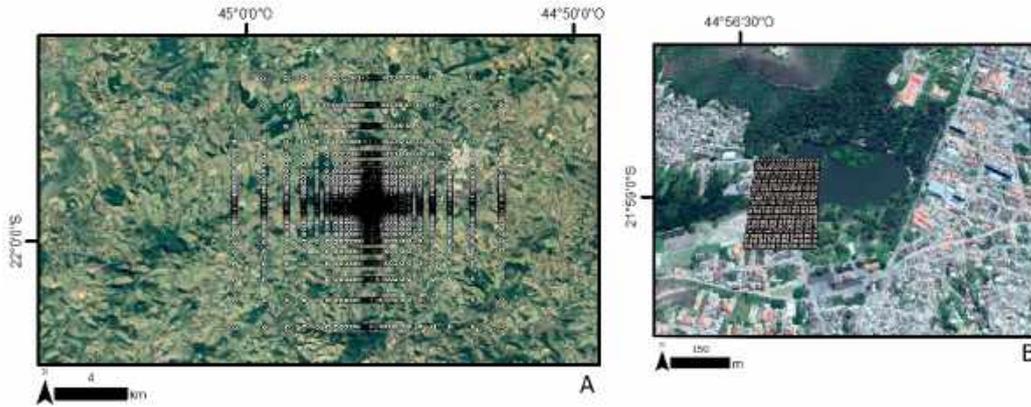


Figura 5.17: A - Arquivo *.xyz pós inversão inserido no Google Earth. B - Dado recortado utilizando as coordenadas inicial e final. Neste exemplo foi utilizado o recorte feito no Perfil 1.

resistividades presentes nesse intervalo.

A Figura 5.17-B exemplifica o recorte feito sobre a área total com ênfase apenas nas coordenadas associadas ao P1. O mesmo procedimento foi realizado com base nas coordenadas inicial e final dos perfis 2 e 3. Assim, são obtidos três dados reduzidos associado a cada um dos perfis. O código Python desenvolvido está no Apêndice A.1.

(iii) No programa *EarthImager 2D* foi possível obter a localização de cada um dos eletrodos no intervalo existente entre as coordenadas inicial e final dos perfis. Utilizando esse arquivo gerado para cada um dos perfis ERT e o dado recortado AMT, foi realizada uma interpolação para obter um novo arquivo com os valores de resistividade do AMT associado à cada coordenada dos eletrodos do ERT. Este código também foi desenvolvido em Python e utiliza o método de interpolação de Shepard. Este código pode ser encontrado nos Apêndices A.2 e A.3. Essa metodologia é uma ferramenta simples de interpolação baseado no inverso da distância (Equação 5.12). Assim, foram ao total seis arquivos: três do ERT e três do AMT; um par ERT-AMT para cada um dos perfis (P1, P2 e P3).

$$h_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2} \quad (5.12)$$

(iv) De posse dos seis arquivos de dados, eles foram inseridos no *software Oasis Montaj*. Cada um deles produziu um *grid*. Os pares ERT-AMT de cada um dos perfis foram unidos com a função *Grid Knitting*. Essa técnica integra os resultados das seções evidenciando o mais importante: ERT mais raso e AMT em seguida.

Capítulo 6

Discussão de Resultados

6.1 Dentro do Parque das Águas

6.1.1 Eletrorresistividade

Tomografia de Resistividade Elétrica - 2D

Neste trabalho, duas áreas de interesse foram estudadas e, portanto, duas abordagens diferentes foram aplicadas em cada uma delas. A primeira que consistiu ser dentro do Parque das Águas, foram obtidos quatro perfis na direção NW-SE de dimensões 280 m, 210 m, 200 m e 325 m utilizando os métodos de Eletrorresistividade e Áudiomagnetotelúrico.

Para o método de eletrorresistividade foram utilizados quatro arranjos nestes levantamentos: Wenner, Schumberger, Dipolo-Dipolo e Misto. Os respectivos resultados para cada um dos arranjos estão apresentados nas Figuras 6.1, 6.2, 6.3 e 6.4. Os perfis foram obtidos para cada um dos arranjos coletados com o objetivo de avaliar e visualizar o melhor resultado obtido comparativamente entre si.

Como mencionado na seção 5.2.3, não foi possível interpretar o perfil 4 do ERT pois após a inversão pôde ser constatado que houve altos valores na resistividade de contato entre os eletrodos e o terreno, produzindo um dado fortemente ruidoso. Um corpo pôde ser visto em profundidade nas seções de resistividade aparente e o mesmo está gerando resistividades negativas que são ruído. Um corpo enterrado ou fios não isolados podem ter gerado esse tipo de resposta. Os dados nessa área da seção foram excluídos, diminuindo a resolução. Assim, foi necessário retirar o perfil 4 ERT da interpretação.

O arranjo Wenner (Figura 6.1) dentre todos os outros é o que possui melhor relação sinal/ruído. Por ser o arranjo mais simples entre eles e também mais trabalhoso - devido ao deslocamento de todos os eletrodos - apresentará estruturas em profundidade quanto maior for a extensão do perfil levantado porém com baixa resolução

ao longo da profundidade. A injeção de corrente dentro deste arranjo é intensa por ser feita com os eletrodos de potencial entre os de corrente, favorecendo à alta resolução mais próximo da superfície e não discretizando estruturas em profundidade. Todos os perfis apresentaram baixo valor de RMS, 2.01%, 6.27% e 4.02% para os perfis 1, 2 e 3, respectivamente. As três seções mostram pouca discretização vertical, diminuindo a confiabilidade da interpretação para as zonas de falhas e fraturas existentes na região.

O arranjo Schlumberger (Figura 6.2), por outro lado, tem melhor resolução vertical que o Wenner, possibilitando melhor discretização de estruturas horizontais. Similar ao arranjo anterior, também apresenta força na injeção de corrente, favorecendo à grande sensibilidade na detecção voltimétrica. Comparando as seções mostradas na Figura 6.2 com as apresentadas anteriormente no arranjo Wenner (Figura 6.1), o primeiro apresenta melhor as estruturas mais rasas, mas ainda assim a sua resolução não é satisfatória, principalmente das possíveis estruturas verticalizadas. As seções para este arranjo apresentaram RMS valendo 2.27% para P1, 7.05% para P2 e 2.78% para os perfis P3.

Por ser considerado um arranjo simétrico, o Dipolo-Dipolo (Figura 6.3) favorece a uma interpretação qualitativa da pseudo-seção, o correto posicionamento de uma anomalia é apresentada mais facilmente. É o que demonstra maior sensibilidade à alterações laterais, tendo assim, boa resolução vertical, mostrando estruturas que não são vistas nos dois arranjos anteriores, em particular no mapeamento de estruturas verticais. Tem como desvantagem à baixa razão sinal/ruído devido à separação dos eletrodos em direções opostas. Os valores de RMS encontrados para os quatro perfis foram, para o perfil 1, 2.55%; perfil 2, 3.73% e perfil 3, 3.14%.

O arranjo Misto (6.4) utiliza conjuntamente todos os arranjos e, por isso, é atribuído a ele todas as vantagens e desvantagens inerentes aos arranjos anteriores. Assim, este arranjo discretiza bem as estruturas verticais e horizontais, rasas e profundas. Portanto, os resultados obtidos neste arranjo serão utilizados na interpretação.

Como os perfis possuem diferentes comprimentos, a profundidade de investigação também será diferente para cada um deles. Ocorrem efeitos de borda nos perfis, principalmente no final das seções. Isso faz com que alguns dados sejam perdidos na parte terminal das pseudo-seções de resistividade, produzindo algumas anomalias muito altas, que são artefatos originados pelo ruído dos dados nessa região. Os ajustes dos dados observados e preditos para cada um dos arranjos Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo e Misto podem ser analisados, respectivamente, nas Figuras 6.5, 6.6 6.7 e 6.8.

Para o arranjos Wenner e Schlumberger, os dados se mostraram bem ajustados nos perfis 1 e 3 e com a parte terminal dos dados pouco ajustada no perfil 2. No

arranjo Dipolo-Dipolo, por outro lado, o ajuste foi bem apresentado, porém com pouco dado devido à grande quantidade de ruído existente na parte final desta seção. Por ser a união de todos os dados anteriores, o arranjo Misto apresenta uma grande quantidade de dado e informação, aumentando a confiabilidade da interpretação (Figura 6.9).

Os perfis 1 e 2 distam 200 metros entre eles, onde existe o lago do Parque das Águas neste espaço. Portanto, existem algumas diferenças nos valores de resistividade transversal às linhas não apresentando correlação lateral entre ambos. Essa variação nos valores de resistividade é justificada pela presença do lago que pode influenciar na direção do fluxo de água e produzir alterações na porcentagem de saturação do meio, grau de compactação do material, tamanho do grão, litologia, porosidade, fraturas, etc. Os perfis 2 e 3, por outro lado, apresentam uma excelente correlação lateral, pois distam 35 metros entre si, corroborando para um resultado confiável quanto à interpretação.

Analisando individualmente os perfis do ERT, o perfil 1 (P1) de dimensão de 280 m, *dip* levantado na direção NW/SE, apresenta o modelo 2D invertido com rms de 8.90% e Norma L2 de 0.85 (Figura 6.4). O ajuste dos dados preditos e calculados pode ser visto no *crossplot* na Figura 6.8. Alguns valores de resistividade aparente medida superior a $1.3 \times 10^2 \Omega\text{m}$ não foram completamente bem ajustados. Entretanto, a remoção completa destes pontos perderia a confiabilidade do resultado final. Valores de resistividade entre 6 e 600 Ωm foram encontrados no resultado. Algumas estruturas geológicas foram associadas aos valores de resistividade encontrados no modelo final. A lente condutiva C1 está associada a sedimentos aluvionares, por onde circula parte da água mais superficial no Parque. Em torno de 20 m de profundidade, aparece bem abaixo do canal do Ribeirão Bengo, um condutor C2, vizinho a uma descontinuidade do pacote condutivo e, portanto, acredita-se que seja uma Zona Fraturada (ZF1) subvertical. É encontrado também um resistor R1 em forma lenticular em torno do canal do Ribeirão Bengo que se mantém em profundidade, em contato com a ZF1 à sudeste. As lentes C1 e C2 provavelmente contêm água com salinidade diferenciada devido aos valores de resistividade apresentados. Enquanto, C1 pode ser considerado um pacote fraturado em rocha alterada e pouco saturada, R1 é um resistor com pouca fratura e baixa saturação. C3 foi gerado pela grande quantidade de ruído existente na região terminal dos dados, sendo considerado um falso condutor.

Os perfis 2 e 3 do ERT (P2 e P3, respectivamente) possuem ajustes que ficaram entre 3% e 5%, e a resistividade varia também de 6 a 600 Ωm . Eles foram adquiridos no sentido *dip* na direção NW/SE, paralelos e distanciados entre si de 35 m, com dimensões de 210 m e 200 m, respectivamente. Apresentam uma excelente continuidade lateral das estruturas identificadas, como se pode visualizar na semelhança

entre ambas. O ajuste das curvas é mostrado na Figura 6.8. Os dados medidos e preditos se mostram concordantes, o que é justificado pelo rms baixo e por poucos pontos fora da reta de ajuste.

No topo de P2 e P3 aparece uma intensa lente condutiva indicada como C1, composta por depósitos aluvionares provenientes do canal do Ribeirão ou do Morro Caxambu. A cobertura aluvial, localizada na porção central do mapeamento geológico representa uma zona de descarga natural de grande relevância advinda do Morro Caxambu. No baixo curso dessa zona aparecem as fontes de águas minerais carbogasosas do Parque das Águas de Caxambu, provenientes do substrato cristalino gnáissico, aquífero subjacente. O principal dreno que corta a cidade é o vale do Ribeirão Bengo, que é pouco encaixado e contém depósitos aluvionares com 200 m de largura. Essa alta condutividade de C1 pode ser característica de uma zona fraturada com fluidos salinos em solo poroso. A lente condutiva C1 e o condutor C2, caso contenha gases, pode ser responsável pela ocorrência do gêiser gasoso nesta parcela dos perfis. Como esses pacotes estão muito próximos, pode ser que a água local circule por todos eles. A alta condutividade é influenciada por valores de condutividade da água do Gêiser Floriano de Lemos ($\rho < 10 \Omega\text{m}$), que faz parte do grupo de fontes do Parque com maior salinidade influenciado pela heterogeneidade estrutural da Zona de Cisalhamento de Caxambu (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Zonas fraturadas a partir de 12 m, seguindo em profundidade, podem ser visualizadas no centro das anomalias condutivas C2 nos dois perfis e mostram mergulho subvertical próximo ao canal do Ribeirão Bengo. Essas zonas encontram-se mais saturadas e a alta condutividade pode estar associada a rochas alteradas. O valor de resistividade encontrado para C1 e C2 nos perfis 2 e 3 indicam que o grau de saturação é maior, o que corrobora para também serem mais porosas - quando comparado com os mesmos pacotes apresentados em P1. Considerando que o canal original do Ribeirão Bengo estava localizado a noroeste do canal retificado construído, pode-se concluir que influenciou na diferença existente entre os três perfis. Assim, o condutor C1 em P1 segue a direção do canal anterior por não ter sido afetado pela construção do canal, enquanto que C1 de P2 e P3, são fortemente influenciados pelo canal construído.

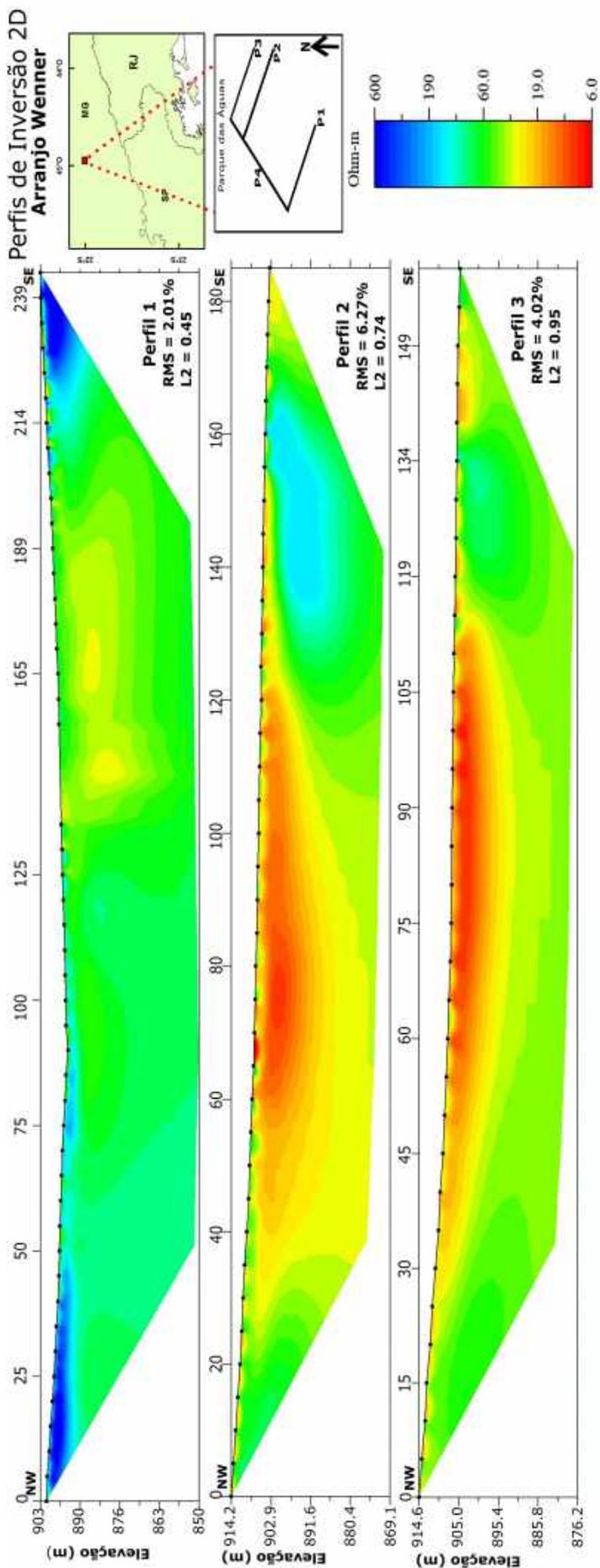


Figura 6.1: Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Wenner.

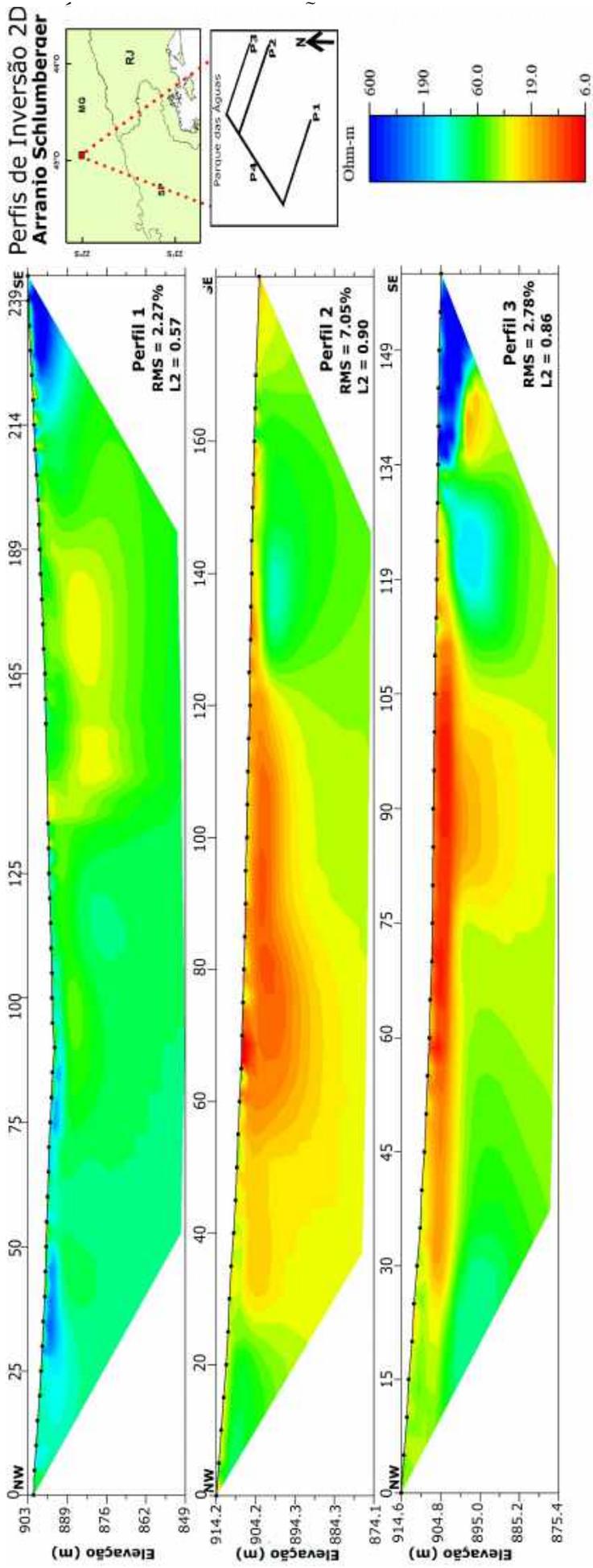


Figura 6.2: Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Schlumberger.

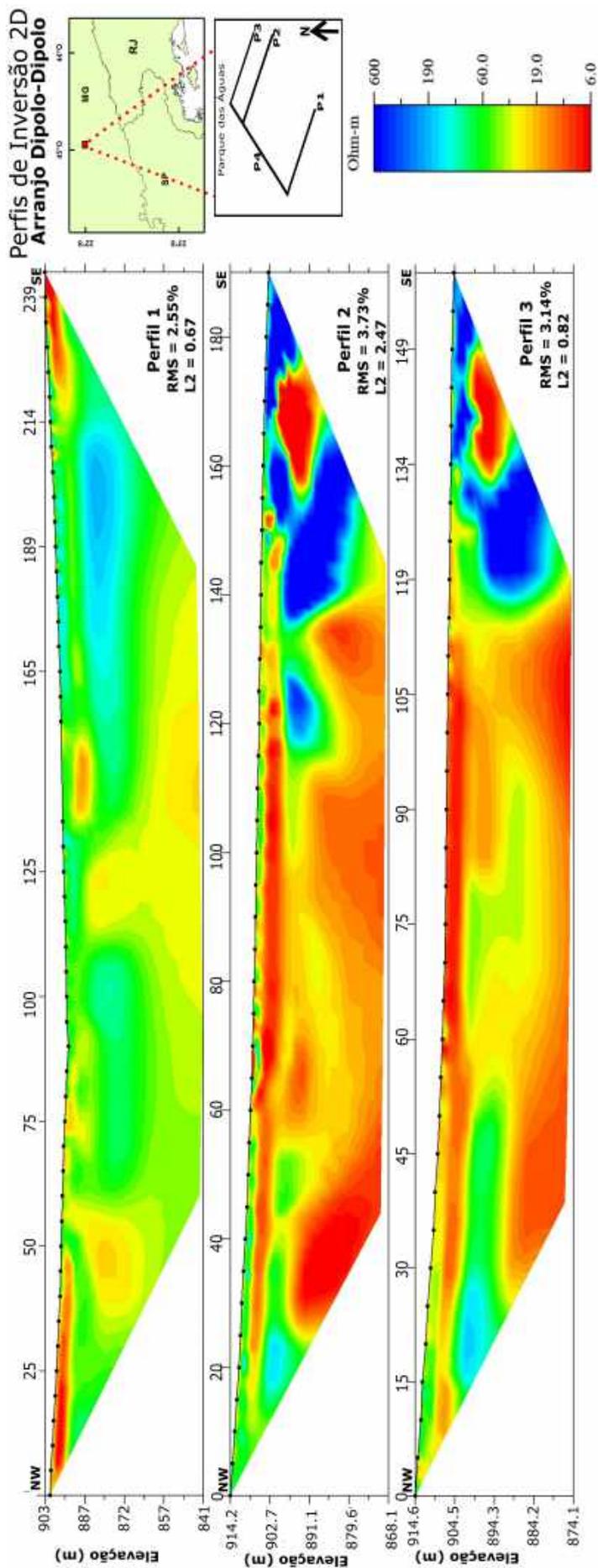


Figura 6.3: Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Dipolo-Dipolo.

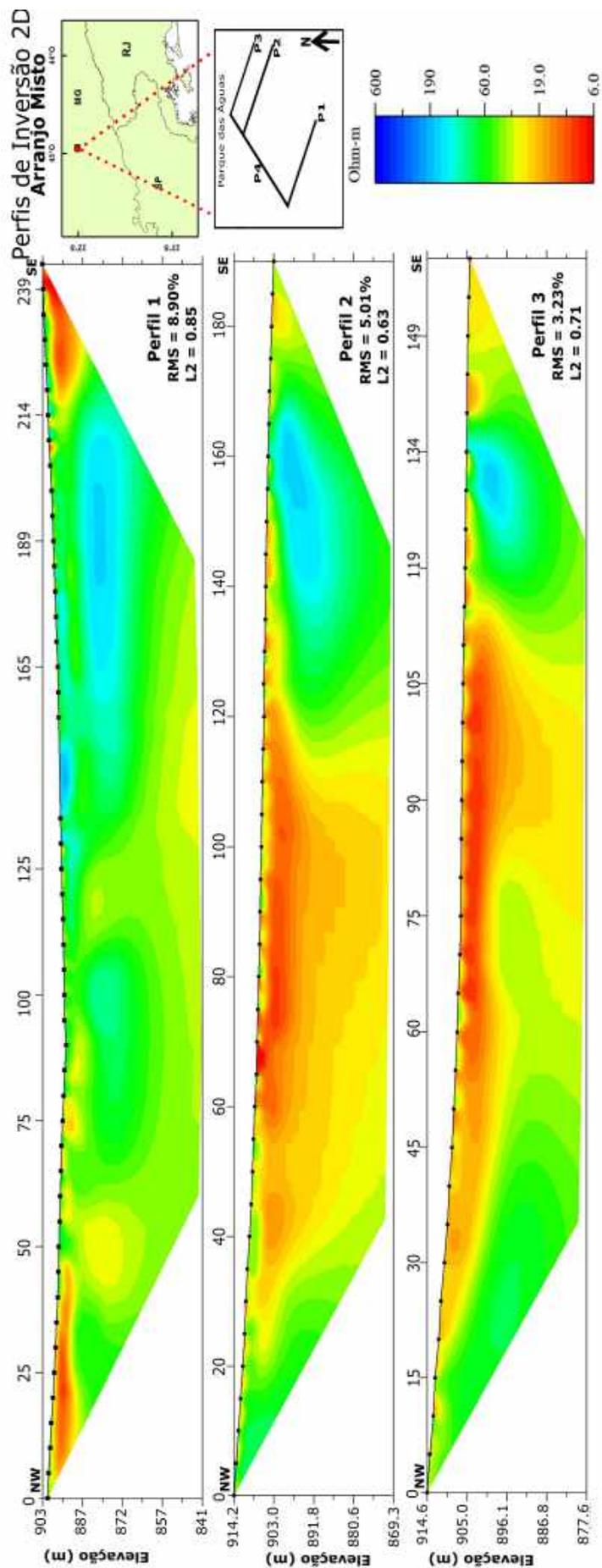


Figura 6.4: Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Misto.

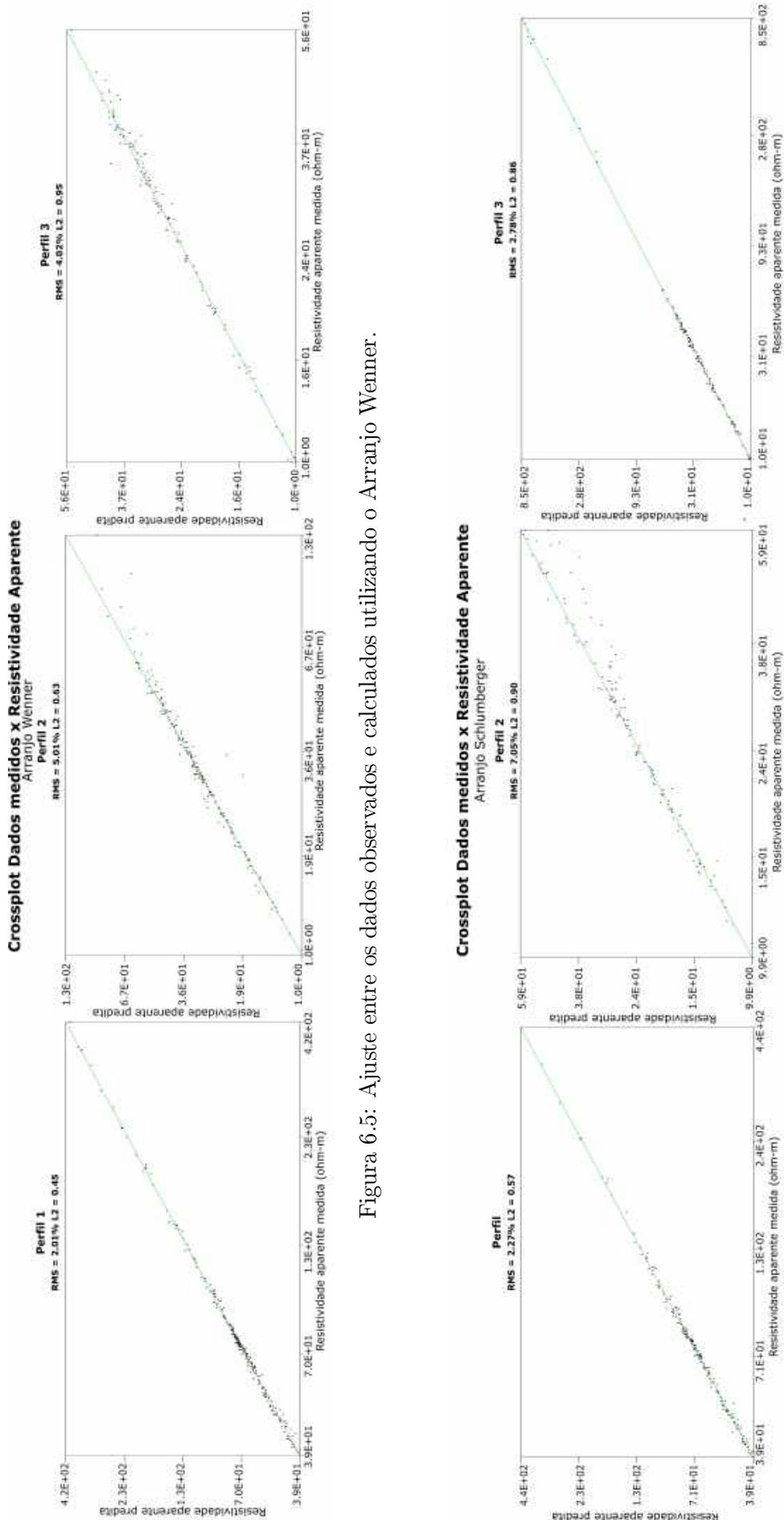


Figura 6.5: Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Wenner.

Figura 6.6: Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Schlumberger.

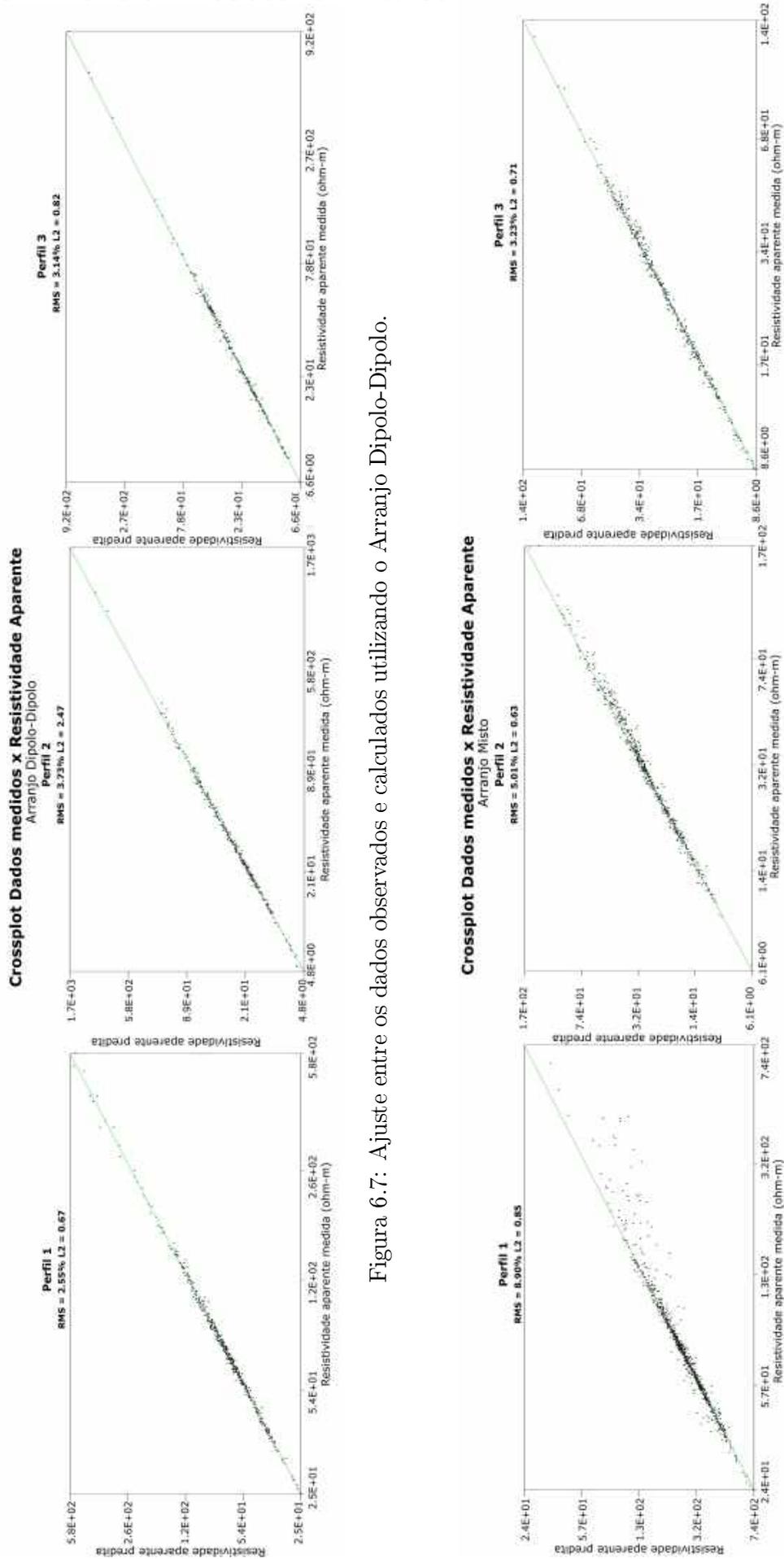


Figura 6.7: Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Dipolo-Dipolo.

Figura 6.8: Ajuste entre os dados observados e calculados utilizando o Arranjo Misto

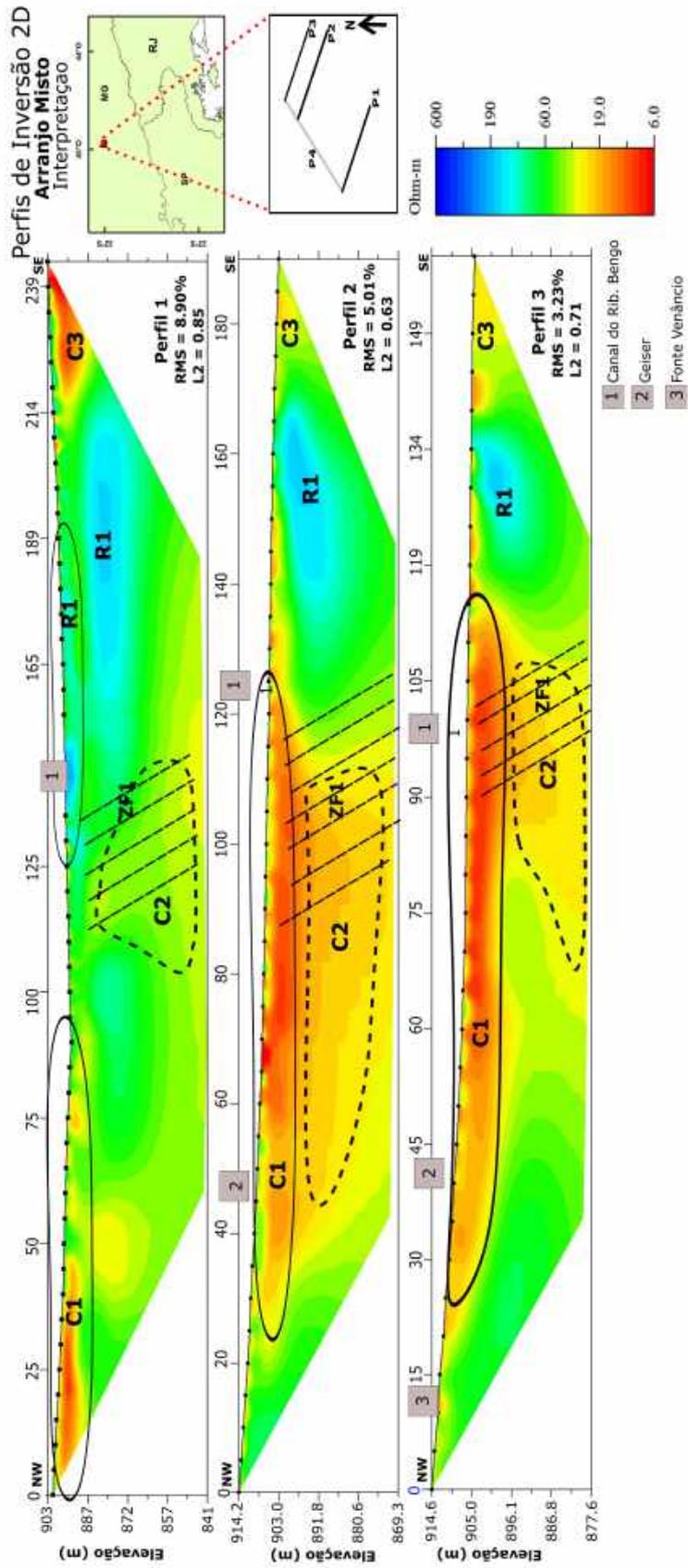


Figura 6.9: Interpretação dos Perfis levantados dentro do Parque das Águas utilizando o Arranjo Misto.

Tomografia de Resistividade Elétrica - 3D

A partir dos perfis 2 e 3 de Eletroresistividade levantados dentro do Parque das Águas de Caxambu, foi gerado o modelo de bloco tridimensional de resistividade (Figura 6.11). Ambos perfis distam 35 metros entre si. Eles produziram pseudo-seções similares devido a sua proximidade, verificando a continuidade lateral. O programa *EarthImager 3D* utilizou apenas perfis paralelos para gerar o modelo, portanto, inviabilizou o uso do P4. Entretanto, também não foi possível inserir o perfil 1 devido a distância entre os perfis 1 e 2. O resultado não seria confiável devido a falta de dado no espaçamento entre estes perfis ocupado pelo lago.

Com P2 e P3 dispostos em um modelo tridimensional, é possível compreender e caracterizar os pacotes condutivos/resistivos e, possivelmente, a direção do fluxo de condutividade nesta localidade. A Figura 6.11 evidencia o modelo em bloco com duas perspectivas diferentes: a primeira partindo de P2 a P3 (6.11-a em bloco e 6.11-b em slice), enquanto que a segunda ocorre o inverso: de P3 até P2 (6.11-c em bloco e 6.11-d em slice).

O levantamento dos perfis *dip* foi realizado na direção NW-SE. Pode-se verificar a partir do modelo em bloco 3D, a existência de um fluxo ortogonal à direção do levantamento. Similar ao que é visto nas pseudo-seções 2D do ERT dos perfis 2 e 3, neste caso também aparecem as lentes condutivas (C1) próximas à superfície que têm direção NE/SW, seguindo em profundidade próximo ao canal do Ribeirão Bengo.

Abaixo de C1 segue o pacote condutivo (C2), que limita a Zona Fraturada sub-vertical (ZF1) localizada na vizinhança do canal do Ribeirão Bengo. A hipótese da circulação das águas do Parque é que esta é beneficiada pela presença da intrusão alcalina, que pode ser o meio de circulação mais significativo. As falhas e fraturas são as mais importantes discontinuidades que controlam a porosidade e permeabilidade secundárias, favorecendo maior circulação. Algumas das litologias que podem ser encontradas, são gnaisses e xistos. Respectivamente, representam da maior a menor densidade de fraturas encontradas em Caxambu. A Zona de Cisalhamento de Caxambu também exerce bastante influência com alta transmissividade na direção NE/SW como pode ser visto na Figura 6.10. Além da direção preferencial das falhas e fraturas a NE/SW, a circulação regional também é influenciada pela hidrologia de superfície do canal principal do Ribeirão Bengo que tem exutório sul-norte.

Alguns outros pacotes de sedimentos aluvionares são encontrados no modelo de bloco, similar aos que aparecem nas pseudo-seções 2D. Os pacotes C1 e C2 podem ser saturados, fraturados e apresentar águas de salinidade diferentes, porém altas. Isso é justificado pela proximidade das fontes Venâncio e Gêiser a esses perfis que são altamente salinas, segundo os estudos hidroquímico e isotópico feito (PEDROSA-

SOARES *et al.*, 2018). Na parte terminal do bloco a SE, em azul, existe um pacote que é considerado apenas um falso condutor produzido pelo ruído associado ao dado nesta parte da seção.

Baseado no Bloco 3D, foi gerado os slices que partem de P2 (Slice 1) e terminam em P3 (Slice 4). Na figura 6.12 é possível verificar o comportamento das estruturas condutivas e a direção do seu fluxo de acordo com as seções retiradas do modelo em bloco. Fica evidente o deslocamento da anomalia condutiva que, de P2 até P3 segue direção NE/SW corroborando com o estudo geológico realizado e condicionam grande parte das drenagens formadoras desta sub-bacia.

No EarthImager 3D, software utilizado no processamento e inversão dos dados ERT 3D, foi possível gerar o contorno dos corpos condutivos mais evidentes que foram exibidos no modelo de bloco anterior. A Figura 6.13 mostra os corpos em perspectivas diferentes. A figura 6.13-a mostra os perfis P2-P3 com foco no primeiro de forma oblíqua; a figura 6.13-b evidencia lateralmente apenas os contornos em torno de P2; 6.13-c focaliza o perfil P3 diante da direção P3-P2 dos perfis oblíquamente; 6.13-d destaca os contornos lateralmente ao redor de P3; e por último, a figura 6.13-e salienta o contorno das estruturas com visão superior.

Com os contornos é possível enxergar com mais clareza como estão distribuídos os condutores na região do Parque das Águas, bem como o comportamento e interação e, conseqüentemente, o possível deslocamento do fluxo do aquífero. De forma oblíqua, a perspectiva das Figuras 6.13-a e 6.13-c mostra o deslocamento perpendicular à direção do levantamento da anomalia condutiva, enquanto que a Figura 6.13-e comprova o fluxo. Sendo mais intenso onde estão localizados os dados levantados, mas continua favorecendo à um confiável resultado do comportamento do fluxo da água no Parque. As Figuras 6.13-b e 6.13-d mostram como o gradiente condutivo do pacote diminui com a profundidade, sendo mais intenso na superfície.

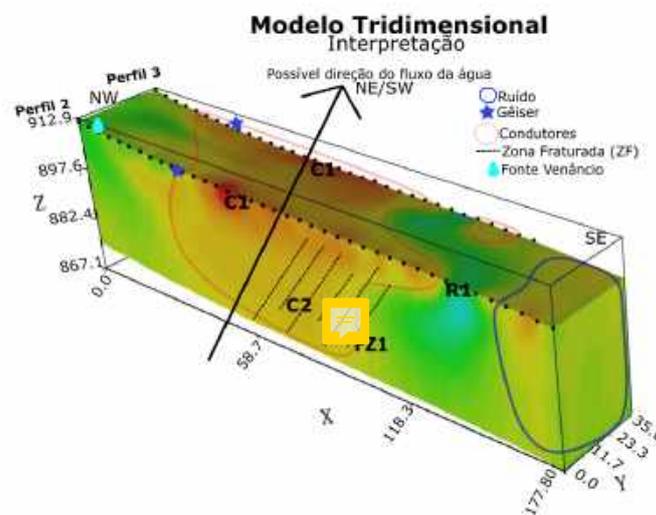


Figura 6.10: Modelo tridimensional interpretado da pseudo-inversão ERT

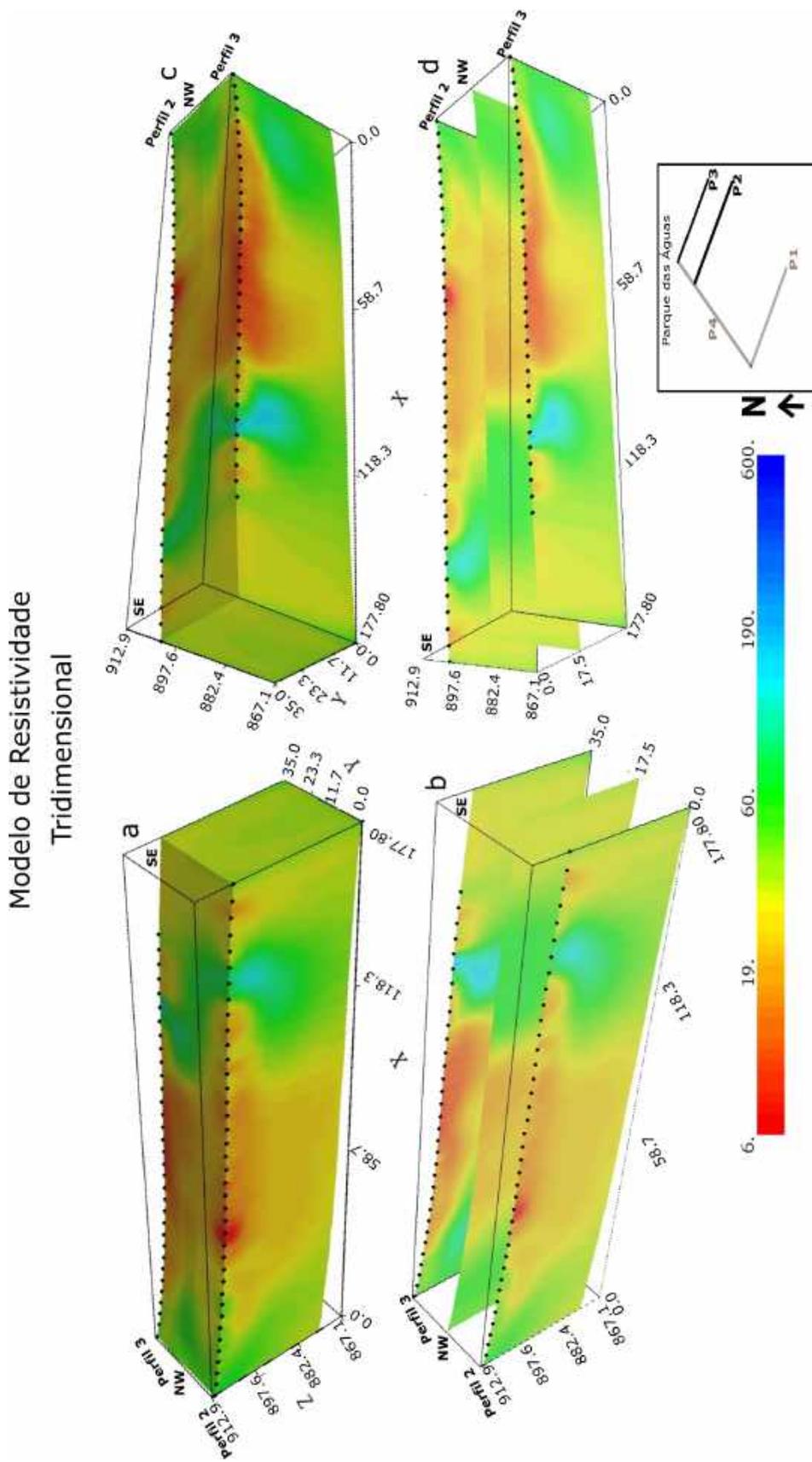


Figura 6.11: Modelo de bloco 3D gerado a partir dos perfis 2 e 3 paralelos dentro do Parque das Águas. a) e c) Evidenciam os perfis P2 e P3 obliquamente, com foco em P2 e P3, respectivamente. b) e d) Mostram o contorno dos corpos de forma lateral em torno de P2 e P3, respectivamente. e) Visão superior do contorno dos corpos.

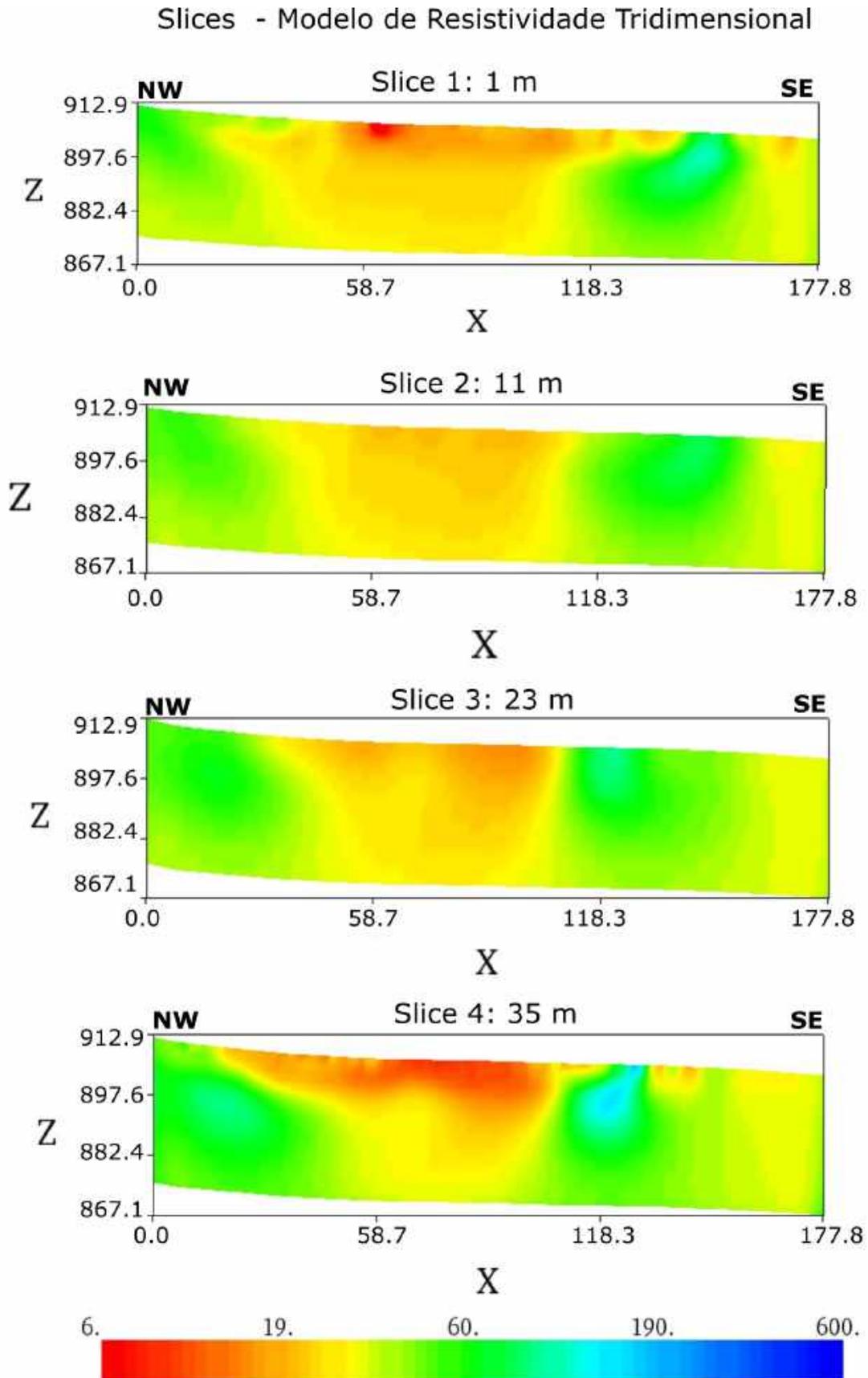


Figura 6.12: Slices obtidos a partir do modelo em bloco 3D. Partindo do perfil 2 (Slice 1) até o perfil 3 (Slice 4).

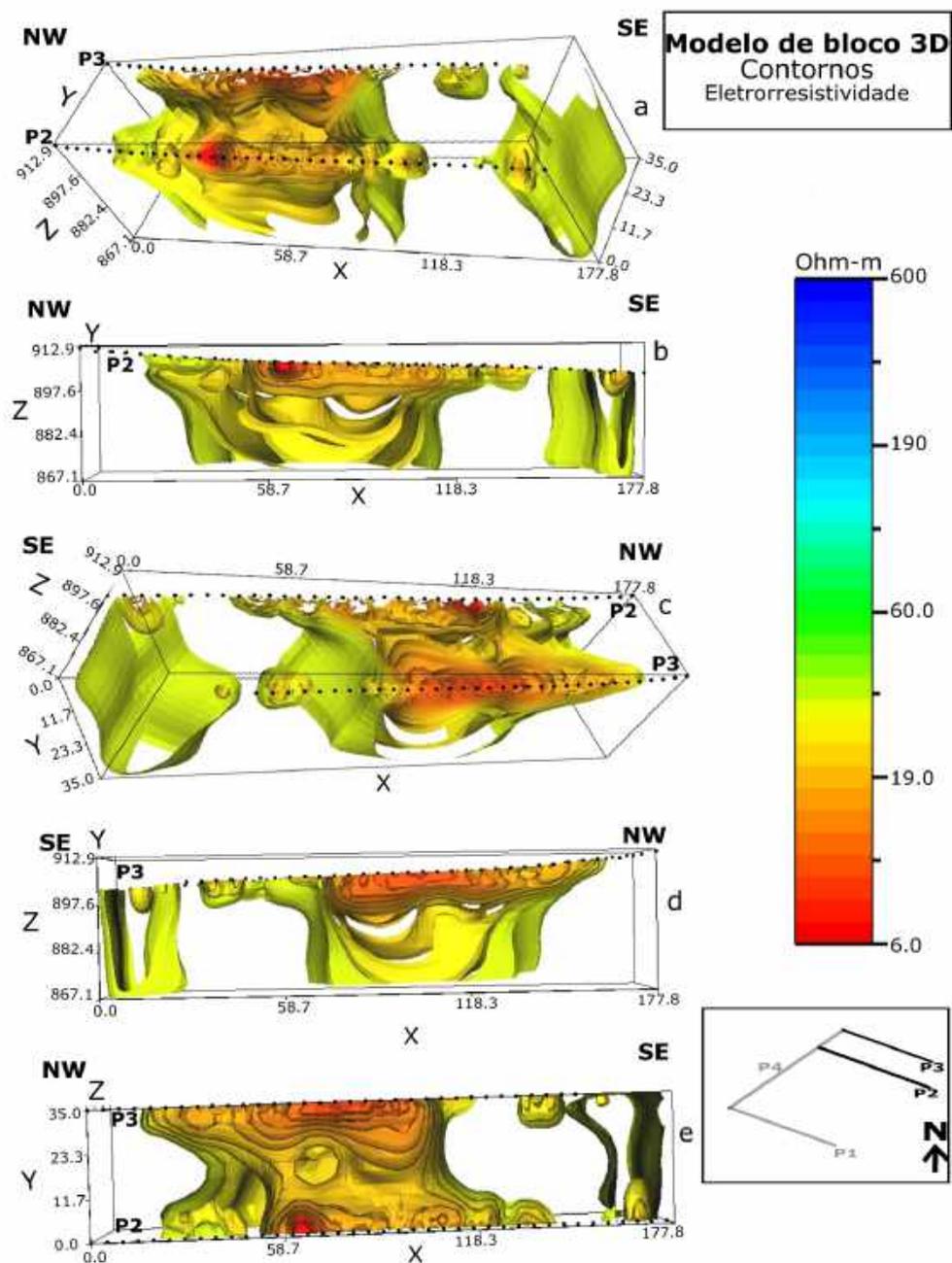


Figura 6.13: Contorno dos corpos condutivos apresentados no modelo em Bloco tridimensional.

6.1.2 Áudiomagnetotelúrico

O modelo AMT 3D foi obtido utilizando uma malha refinada de dimensão de 12 km^3 ; os parâmetros do modelo foram 105 células na direção x e 150 células na direção y; ambas direções com dimensão de célula de 3 m e fator de incremento horizontal de 1.21; a média da resistividade do meio utilizada no modelo homogêneo inicial foi de $30 \text{ } \Omega\text{m}$; a primeira camada em z com espessura de 2 m e um total de 60 camadas

em profundidade com incremento de 1.12.

Enquanto que o ERT pôde produzir resultados rasos em torno de 40 m, o AMT gerou informação com maiores profundidades, atingindo cerca de 300 m. Assim como observado no ERT, abaixo do lago do Parque das Águas é perceptível a presença da Zona Fratura ZF1, subvertical, considerada o principal meio de circulação da água na localidade devido à intrusão alcalina que aflora na região. Os pacotes condutivos de sedimentos aluviais (C1) próximo à superfície são fraturados, contém salinidades e saturações diferentes. Isso irá refletir na qualidade da água encontrada nas diferentes fontes da região do Parque.

O Perfil 1 possui quatro estações, levantadas na direção NW/SE *dip*. Na Figura 6.15-a é apresentado o modelo obtido com os contornos referentes aos valores de resistividade associados às estruturas encontradas. Enquanto que 6.15-b é o modelo interpretado.

Similar ao que aparece no ERT, os pacotes condutivos preenchidos de sedimentos aluvionares próximos da superfície em P1 exibem menor valor de condutividade, demonstrando a influência do lago na geologia anterior e posterior a ele, bem como à direção do canal original do Ribeirão Bengo. Em P1 é possível verificar o condutor favorecendo o fluxo ascendente de C2 para LC1 entre as estações 18 e 19 que atinge maiores profundidade. Esses condutores estão interligados a partir de uma Zona Fraturada (C1) em torno do Canal que interfere na continuidade dos pacotes menos condutivos, considerados resistores, R1 e R2. Os sedimentos resistivos (R3) que afloram na superfície podem ser considerados como a rocha sã, inalterada, pouco fraturada e insaturada, que faz a função de selante e diminui a transmissividade de água na vizinhança.

O Perfil 2 possui sete estações adquiridas no sentido *dip* e orientadas na direção NW/SE. O modelo obtido para este perfil está na Figura 6.16. Em 6.16-a, o modelo contém os contornos dos valores de resistividade encontrados, enquanto que a interpretação do modelo está ao lado, na Figura 6.16-b. A lente condutiva LC1, similar a apresentada no ERT, tem maior detalhamento sendo considerado mais fraturado, mais salino e mais condutivo, justificado pelo valor de resistividade exibido na inversão e corroborando com as informações hidroquímicas da água do Gêiser localizado em 2.

Em P2 é possível também verificar descontinuidade resistiva (R1 e R2) entre 30 e 60 metros de profundidade. O intervalo destes resistores podem ser falhas e fraturas subverticais (C1) que atingem quase 180 metros, limitado pelo condutor em profundidade (C2) na sua base. Na parte terminal do perfil em torno da estação 1813, a sudeste, é possível verificar o afloramento da rocha sã, pouco alterada do embasamento, denominada de R3.

O Perfil 3 é composto por seis estações, adquiridas também no sentido *dip* e

orientadas em NW/SE. Os valores de resistividade encontrados para esse perfil estão nos contornos mostrados na Figura 6.17-a. No perfil interpretado (Figura 6.17-b) é encontrado um pacote resistivo R1 cuja espessura é de cerca de 30 m, abaixo da lente condutiva LC1 próxima à superfície. Esse perfil é limitado na sua parte inicial, a NW, por uma zona fraturada subvertical que atinge aproximadamente 180 m de profundidades e que provavelmente é a principal via de circulação do fluxo de água entre C2 e LC1. O condutor LC1 no topo do perfil é caracterizado de forma altamente fraturada, porosa e muito salina devido a influência do Gêiser (2) e da Fonte Venâncio (3).

Essas zonas fraturadas subverticais (C1) encontradas tanto em P1, P2 e P3 no em torno do Canal do Ribeirão Bengo podem ser consideradas o principal meio de circulação de água de dentro do Parque, sendo influenciadas pela intrusão alcalina que aflora na encosta e no morro do Caxambu. Essa alta capacidade de armazenar e transmitir água é justificada pela grande quantidade de rochas brechadas, ricas em vesículas e fraturadas ocasionadas pela intrusão. Similar ao resultado encontrado no ERT, P2 e P3 aparecem semelhantes favorecendo à correlação lateral dos perfis.

P4 é o maior perfil, com dez estações adquiridas no sentido *strike* e orientado ortogonalmente aos outros três, na direção NE/SW. O Perfil 4 (6.18-b) pode ser considerado como o mais influenciado pela intrusão alcalina existente na localidade pois fica evidente a maior quantidade de zonas fraturadas (C1) que influenciam na dinâmica de circulação ascendente a partir de C2 para LC1.

A lente Condutiva LC1 não se mostra com uma continuidade tão evidente como é vista nos perfis 2 e 3. Mesmo sendo altamente condutiva, saturada e porosa, as fontes de água na localidade (Mayrink 1, 2 e 3) indicam que este condutor ao redor do ponto 4 possui água com baixa salinidade. O resistor R1 é considerado a rocha do embasamento que tem função selante e diminuindo a circulação d'água. É apresentada uma intensa descontinuidade entre os resistores R2, R3 e R4 abaixo de LC1 que podem ter papel de selante lateral e diminuindo os acessos do fluxo de baixo para cima, limitando as Zonas Fraturadas. Os corpos são limitados na base por um condutor C2 que atinge profundidade de torno de 300 m.

Pode-se compreender, então, que os quatro perfis AMT são influenciados pela intrusão alcalina, demonstrando zonas fraturadas subverticais (C1) que são meios de fluxo da água de forma ascendente, partindo sempre de C2 para LC1. Essas zonas fraturadas podem também ser representadas, segundo a geologia, por litologias quartzíticas, gnáissicas e xistosas que são as principais feições fraturadas associadas ao aquífero de Caxambu.

A água tem origem e circulação profunda e atinge a superfície por essas grandes brechas e zonas fraturadas influenciadas pela Zona de Cisalhamento de Caxambu. As ZFs aumentam a dinâmica de circulação. Na Figura 6.22 pode perceber a dinâ-

mica do fluxo d'água que tem direção NE/SW altamente influenciada pela Zona de Cisalhamento de Caxambu e é influenciada tanto pela hidrologia de subsuperfície, quanto pela hidrologia de superfície. O intenso fraturamento e falhamento controla a porosidade e permeabilidade das encaixantes, rochas gnáissicas, xisto e quartzíticas, favorecendo ao sistema aquífero fraturados diversos veios e possibilidades de circulação de água subterrânea em fluxo profundo. Sabe-se que a intrusão alcalina na encosta do morro Caxambu tem boas condições de permo-porosidade justificada pela grande quantidade de fraturas e espaços vazios das suas zonas de brechas. Portanto, a partir do resultado geofísico obtido no perfil 4, este se mostrou mais fortemente influenciado pela intrusão alcalina, tanto pela sua localização privilegiada na base do morro, quanto pela intensa descontinuidade lateral evidente no resultado.

As curvas de ajustes dos dados observados e preditos para todas as estações podem ser vistas nas Figuras 6.19, 6.20 e 6.21. O rms total encontrado foi de 1.88 justificando o bom ajuste das curvas.

Comparativamente com o resultado obtido em PEDROSA-SOARES *et al.* (2018), a interpretação dos modelos é bastante similar e, em geral, apresentam a zona fraturada saturada que marca a descontinuidade lateral dos resistores sob a lente condutiva preenchida de sedimentos aluvionais. Entretanto, este resultado apresenta a inversão AMT tridimensional, o que avança no estudo de circulação de hidrologia de superfície e de subsuperfície devido a visualização em 3D da possível circulação regional de água.

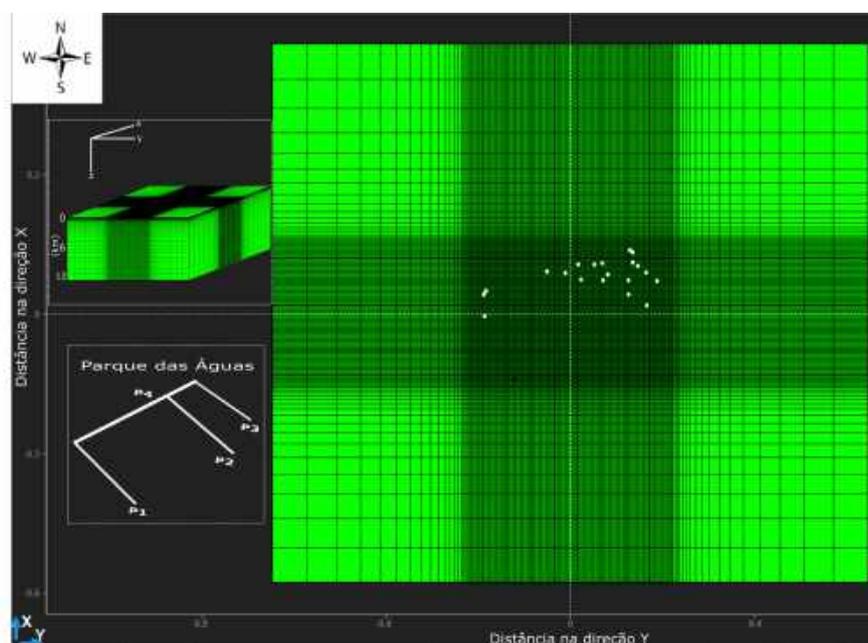


Figura 6.14: A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão AMT.

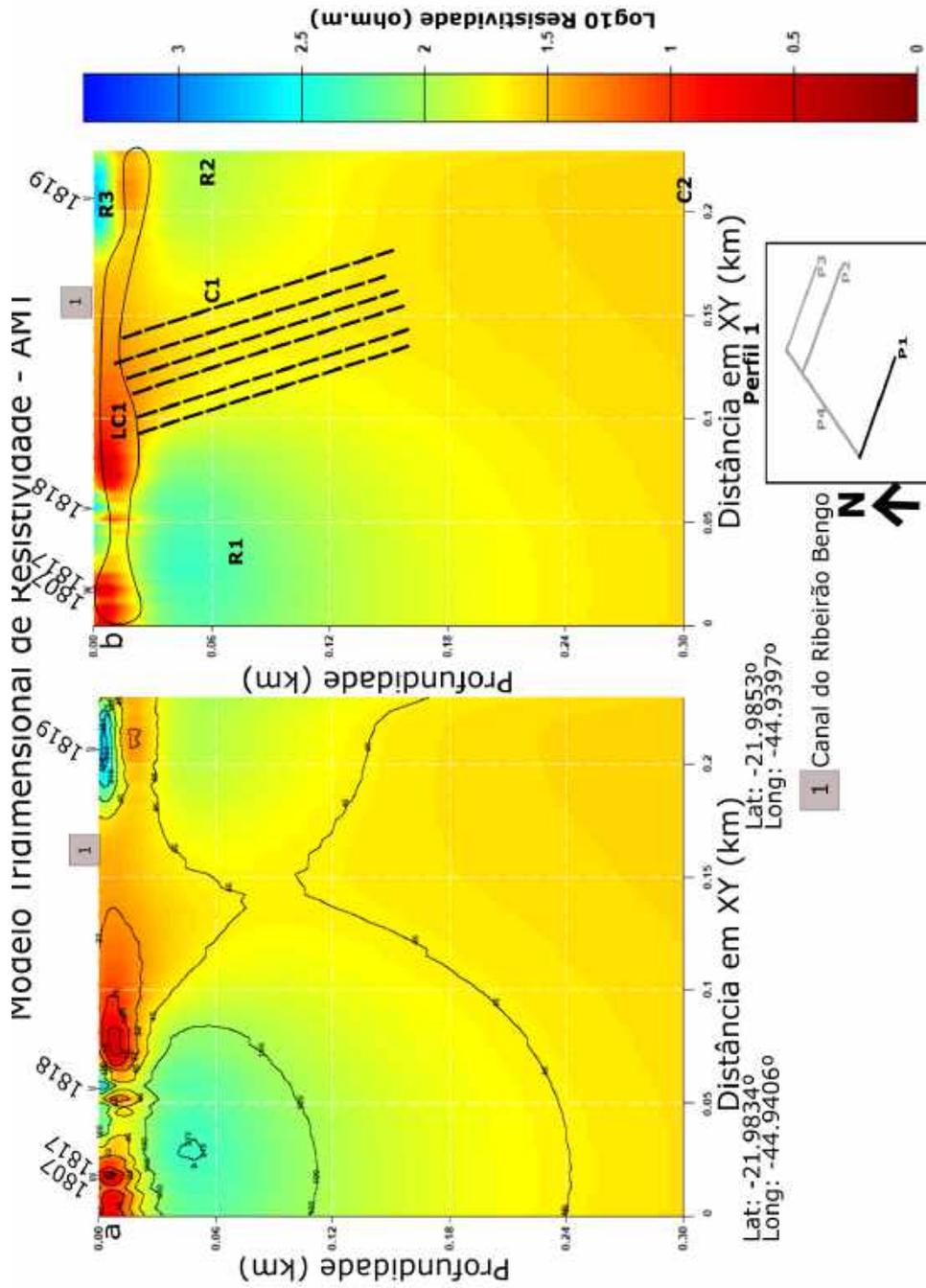


Figura 6.15: Perfil 1 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

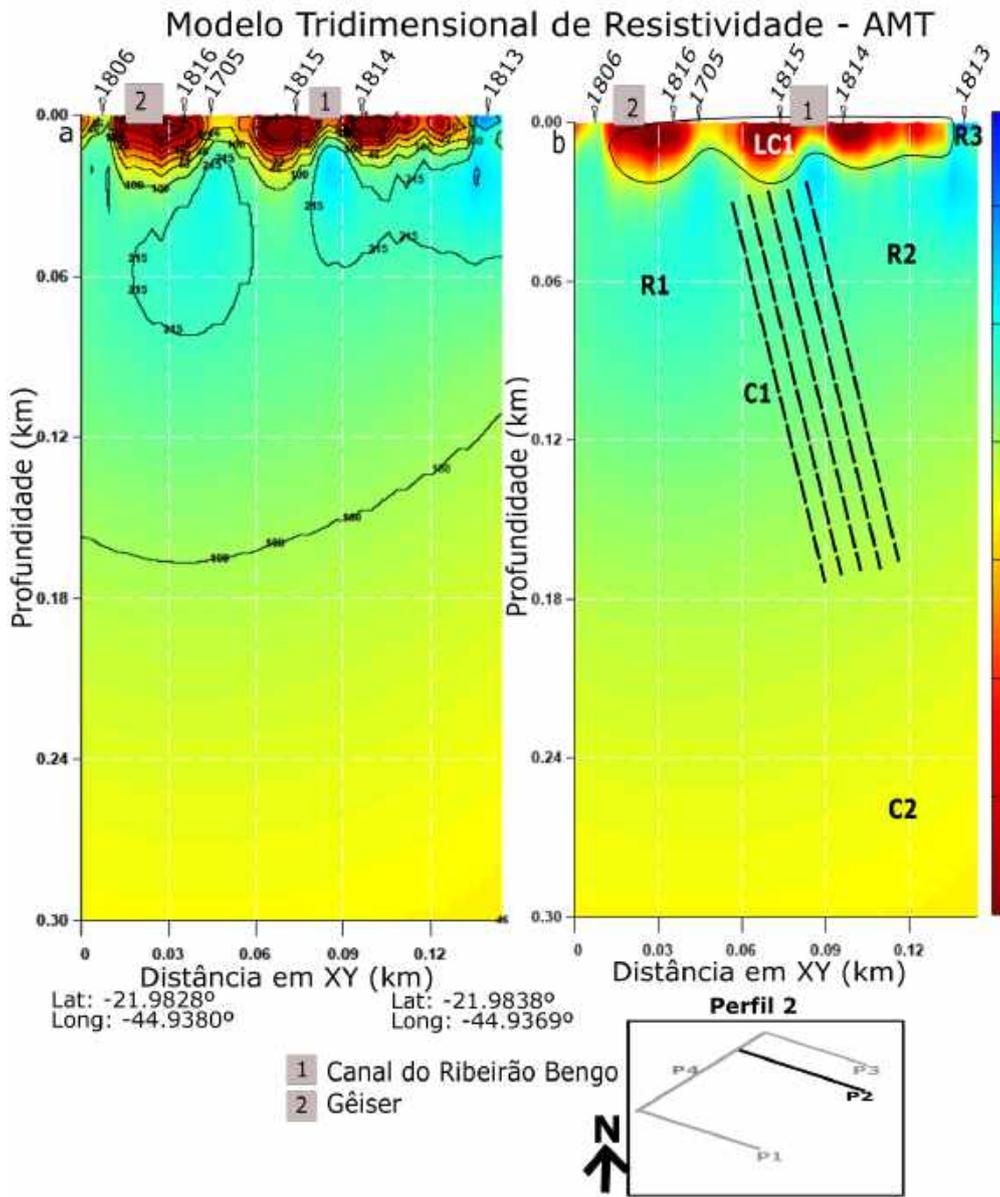


Figura 6.16: Perfil 2 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

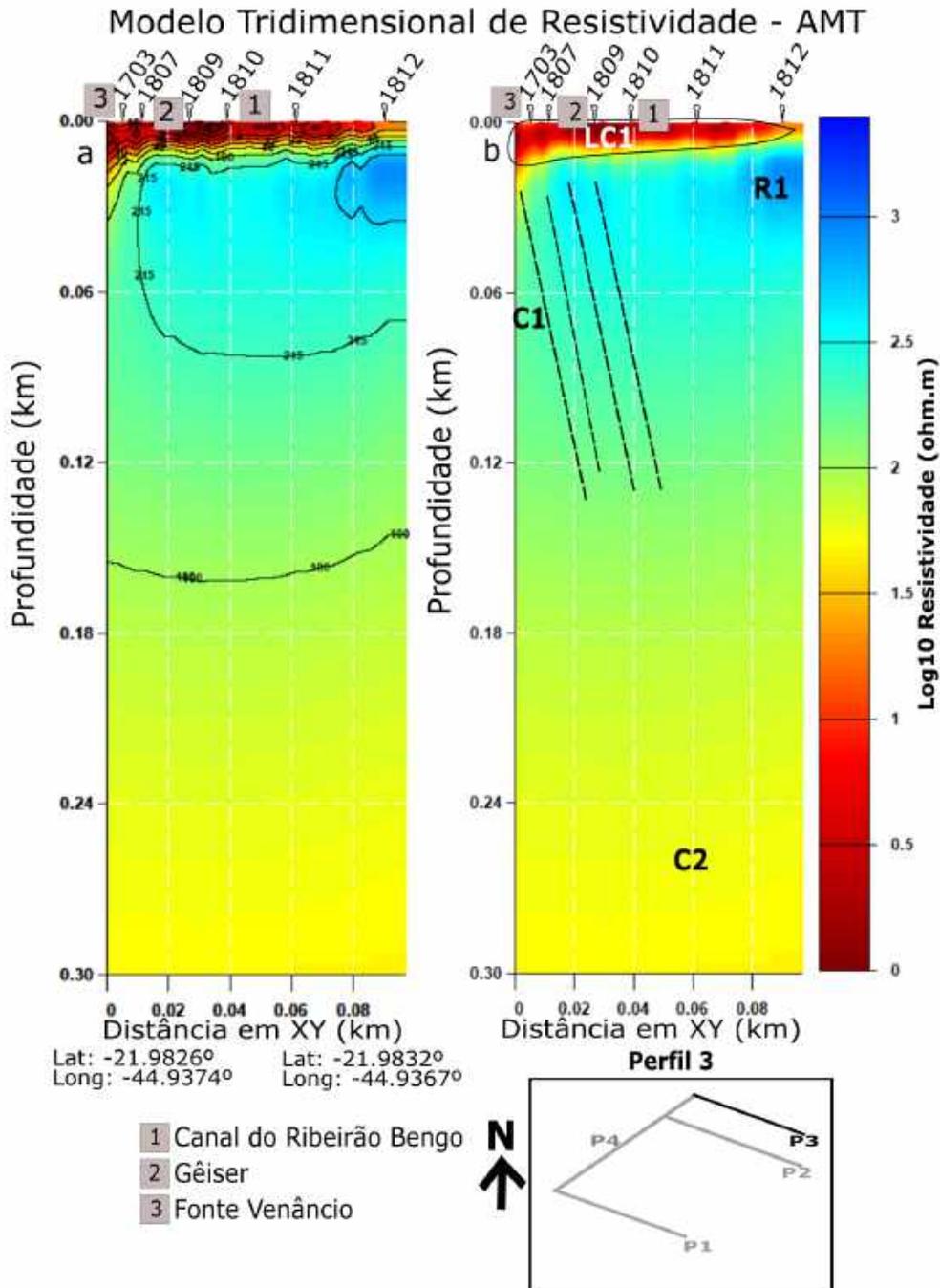


Figura 6.17: Perfil 3 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

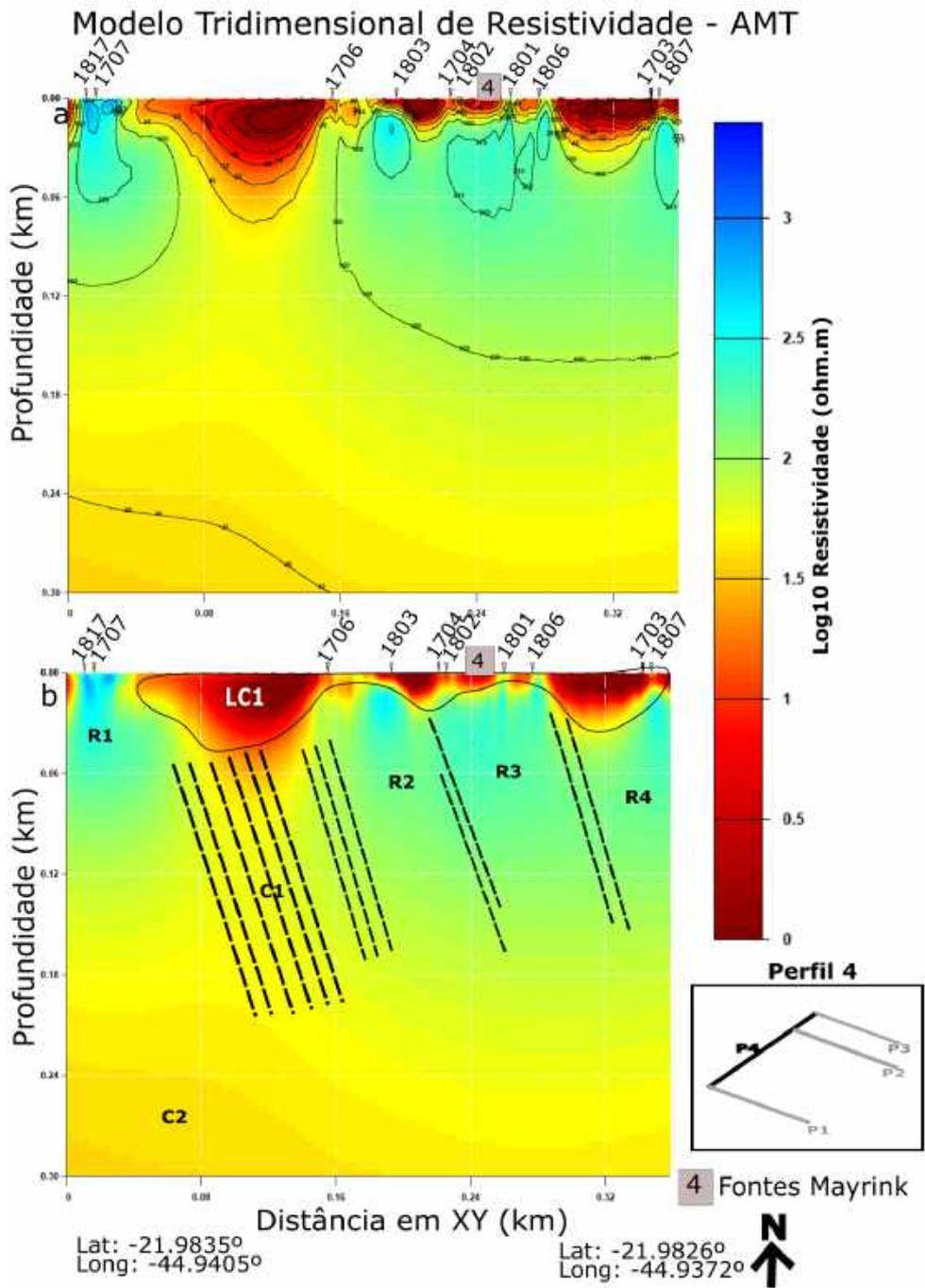


Figura 6.18: Perfil 4 AMT Levantado dentro do Parque das Águas. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

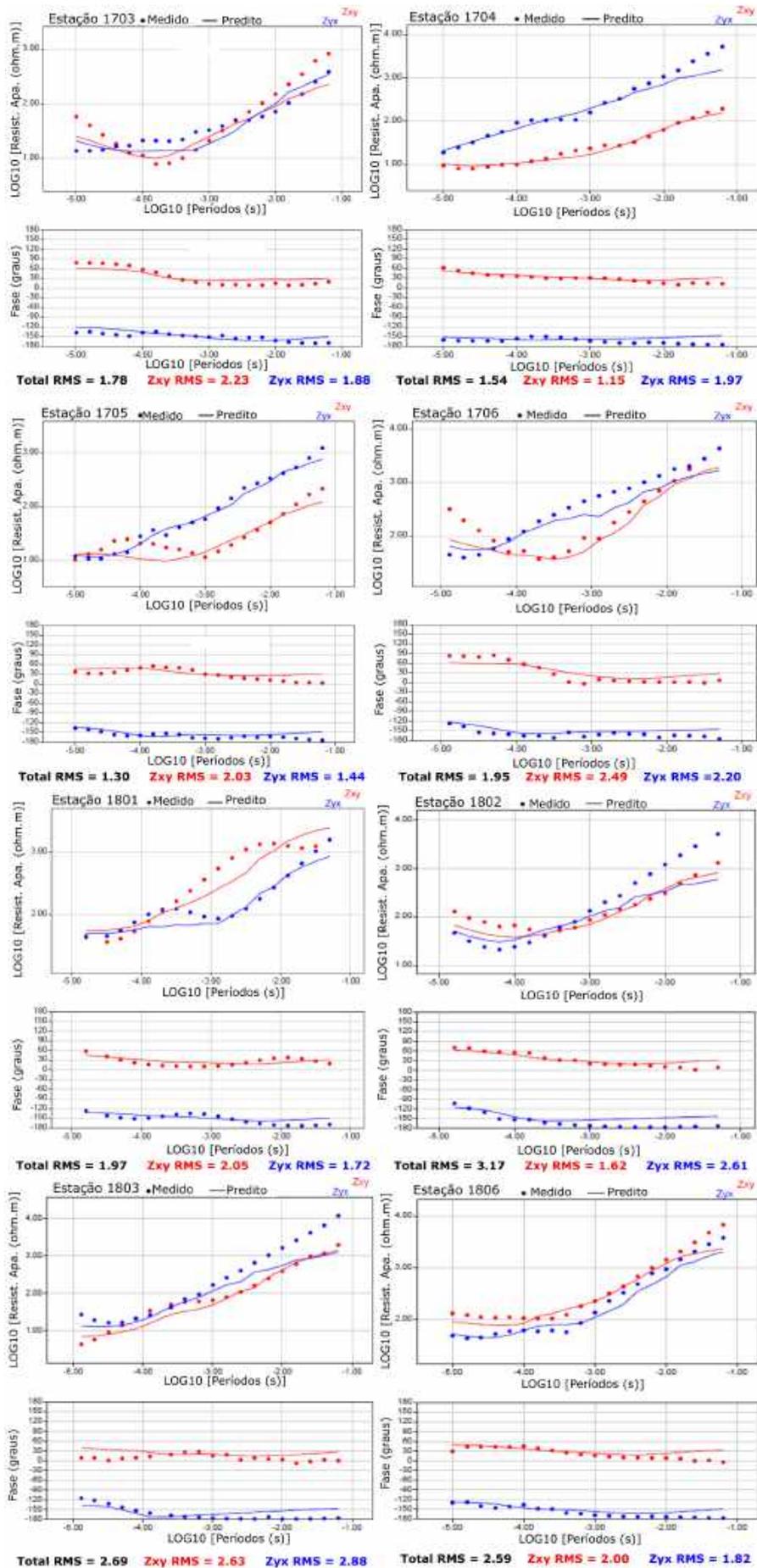


Figura 6.19: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.

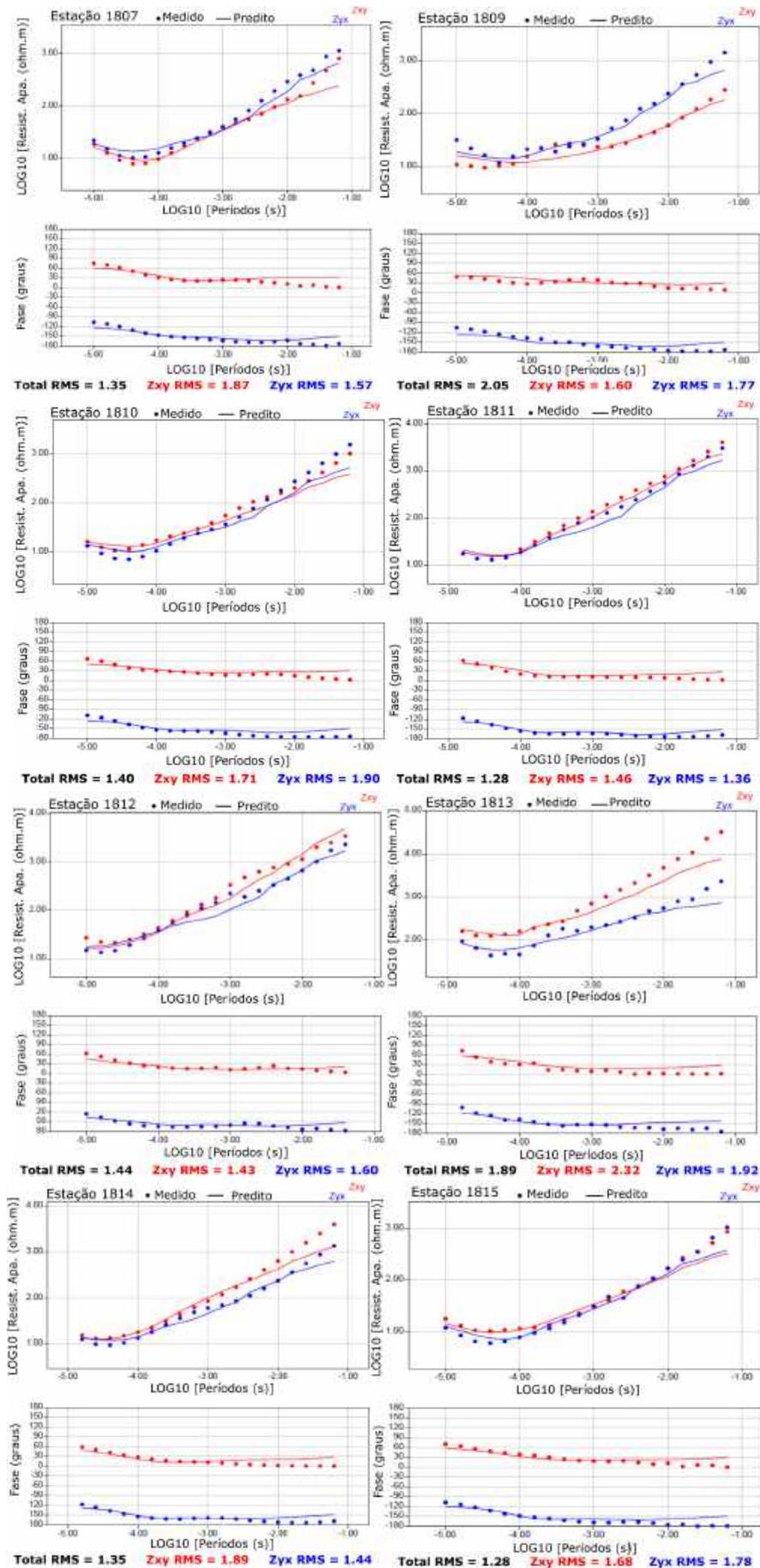


Figura 6.20: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.

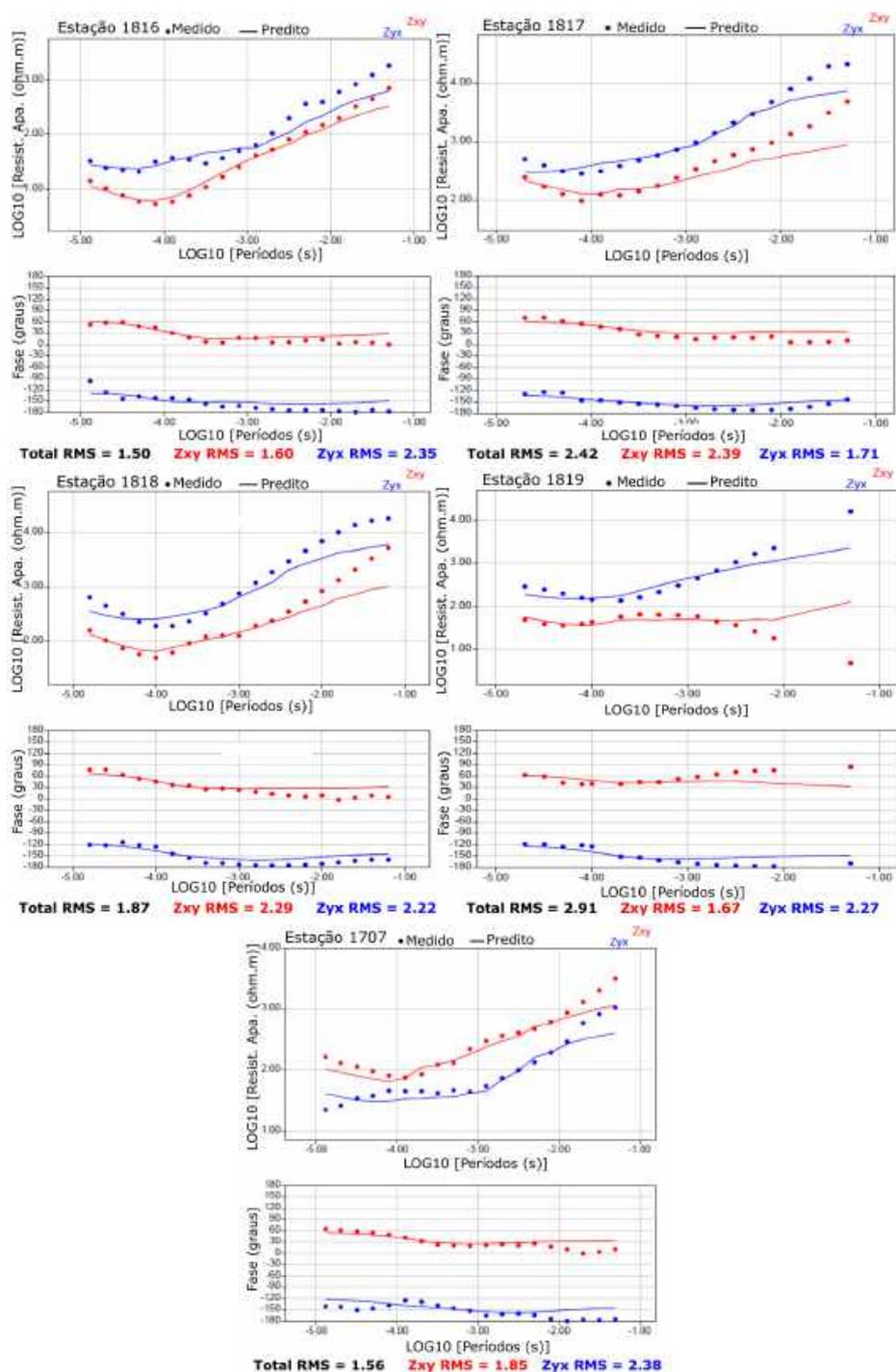


Figura 6.21: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas dentro do Parque das Águas de Caxambu.

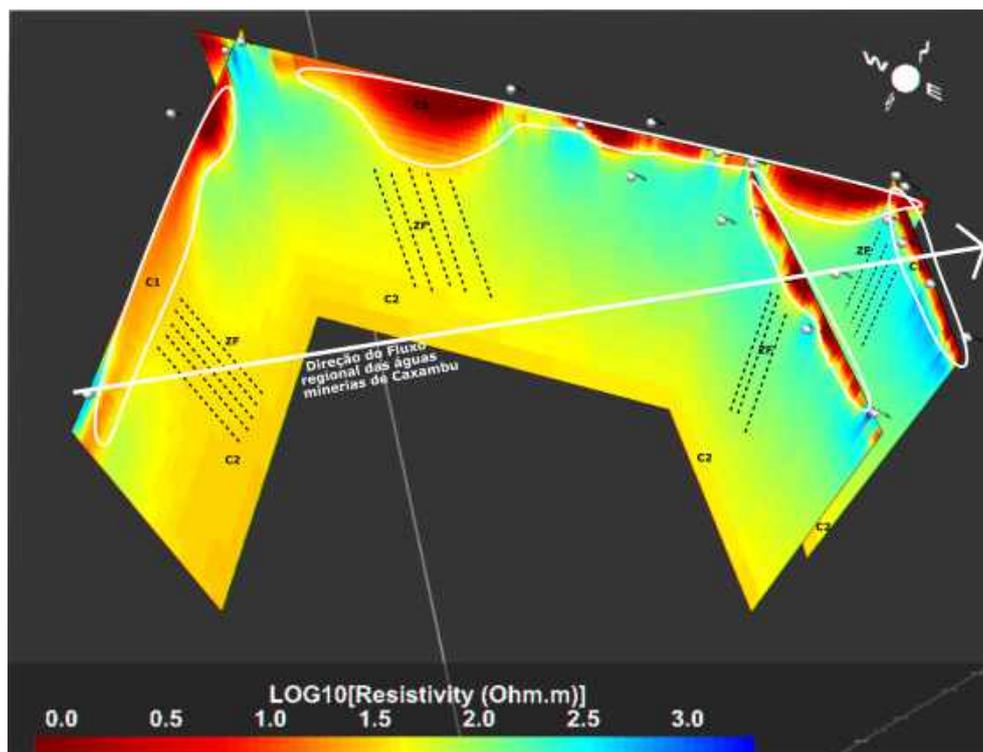


Figura 6.22: Os quatro perfis AMT adquiridos dentro do Parque dispostos no sentido da aquisição.

6.1.3 Cubo de Resistividade

O cubo de resistividade tem o objetivo de integrar os resultados de resistividade obtidos com o ERT e AMT. Até cerca de 40 m de profundidade é encontrado o resultado ERT em evidência, enquanto que a partir dessa profundidade até o final do perfil, a aproximadamente 500 m, é evidenciado o resultado AMT.

Não foi possível obter o resultado do Perfil 4 devido ao dado ERT apresentar intenso ruído. Portanto, os resultados gerados são associados apenas aos três perfis *dip* levantados no Parque das Águas (P1, P2 e P3). Como cada um desses perfis tem extensões diferentes, a profundidade de investigação também será.

A Figura 6.23 apresenta a disposição dos modelos de modo a verificar a continuidade das estruturas apresentadas anteriormente. A lente condutiva na superfície de depósitos aluvionares aparece em todos os três perfis, apresentando algumas discontinuidades em torno de 200 e 250 m em P1 e em P2 entre 0-25 m e 150-175 m, que pode ser compreendido como a aparição da rocha sã inalterada em superfície que também é visto nos modelos ERT 2D e 3D apresentados previamente (Figuras 6.9 e 6.10). A direção do fluxo corrobora com o que foi visto e interpretado nos modelos prévios (Figuras 6.22 e 6.10), seguindo orientação NE/SW, perpendicular a direção de aquisição.

A interpretação deste resultado é apresentado na Figura 6.24 e comparando estes

resultados com os modelos AMT e ERT apresentados anteriormente, percebe-se um padrão nas Zonas Fraturadas subverticais abaixo do canal do Ribeirão Bengo, que influencia na descontinuidade dos resistores nos três perfis apresentados. A lente condutiva C1 na superfície atinge variadas profundidades ao longo dos perfis e estando encaixada sobre a ZF, que é o principal meio de transmissão entre C1 e C2. C1 é composto por depósitos aluvionares na superfície e C2 é o condutor um pouco mais profundo visto a partir de 300 m. Provavelmente a Zona Fraturada é responsável pela transmissão de águas profundas do grupo II responsáveis pelas fontes próximas em 2 e 3 (Gêiser e Fonte Venâncio), caracterizada pela alta salinidade e condutividade do meio.

A região do Parque, segundo o estudo de geologia local, é composto por depósitos fluviais quarternários proveniente do Ribeirão Bengo e por depósitos coluviais, brechas parcial ou totalmente cimentadas por limonita. Ambos justificam a condutividade superficial na localidade. E corroborando com a estratigrafia local da Megassequência Andrelândia, a presença da intrusão alcalina que é considerada o principal meio de circulação das águas e os pacotes do embasamento compostos de biotita gnaisse com intercalação de biotita xistos (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018), comprovando a origem do intenso fraturamento local.

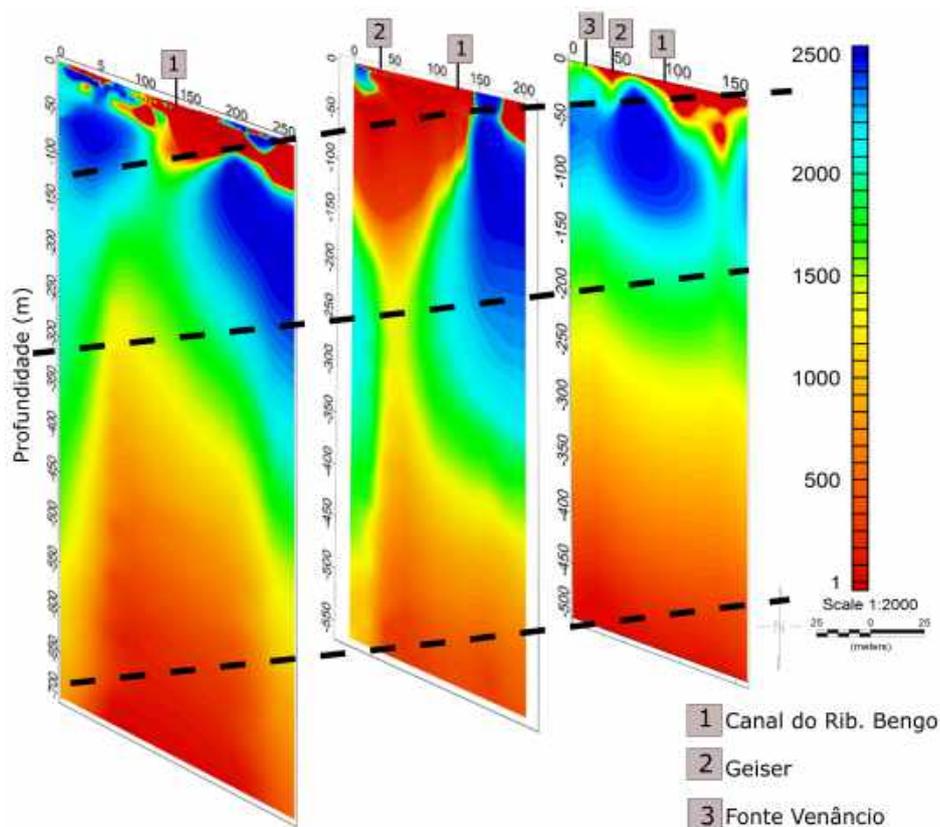


Figura 6.23: Seções de acordo com as suas respectivas disposições no Parque das Águas e a possível direção do fluxo da água

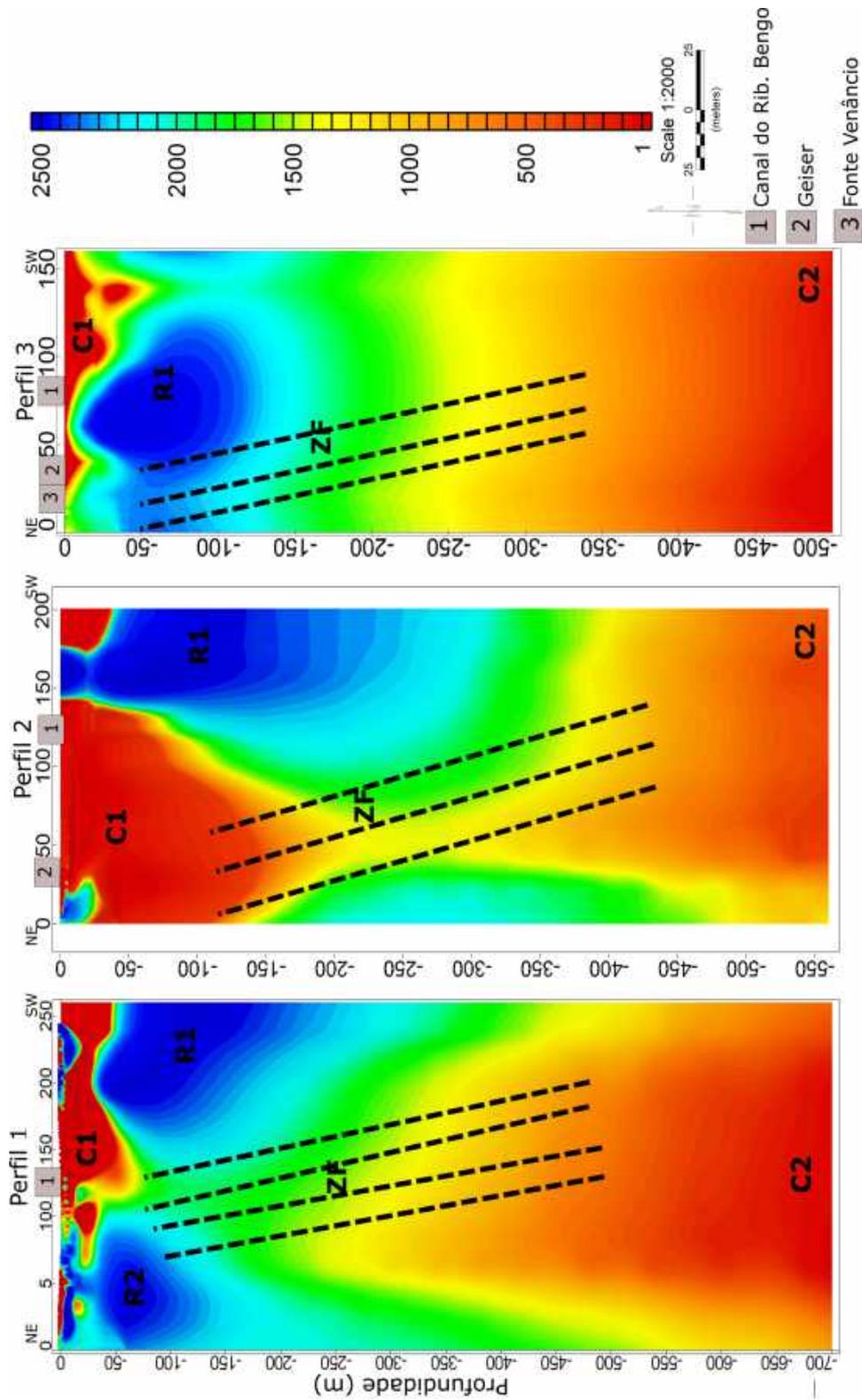


Figura 6.24: Perfis 1, 2 e 3 obtidos do Cubo de Resistividade.

6.2 A montante do Parque das Águas

6.2.1 Áudiomagnetotelúrico

O modelo AMT 3D foi obtido utilizando uma malha refinada de dimensão de $14 \times 12 \times 50 \text{ km}^3$; os parâmetros do modelo foram 60 células nas direções x e y; ambas direções com dimensão de célula de 80 m e fator de incremento horizontal de 1.3; a média da resistividade do meio utilizada no modelo homogêneo inicial foi de $300 \Omega\text{m}$. A Figura 6.25 mostra a malha refinada utilizada no modelo inicial com a topografia inserida. Com relação à componente z, ela tem primeira camada valendo 1 m e com incremento variando ao longo da profundidade entre 1, 1.05, 1.1, 1.15 e 1.2 até atingir a profundidade de 50 km, como é destacado na Figura 6.26.

Três perfis AMT a sudoeste do Parque das Águas foram levantados com o objetivo de mapear as estruturas condutoras rasas que influenciam na dinâmica de circulação superficial do aquífero. Eles foram levantados na direção NW/SE e cortam as principais feições rúpteis da geologia local, tais como fraturas, falhas e Zonas de Cisalhamento.

O modelo de inversão 3D da Figura 6.27-a mostra o Perfil 1 de extensão total de 2.2 km e direção de levantamento NW/SE e os valores encontrados na escala estão entre 70 e $20.000 \Omega\text{m}$ para todos os três resultados encontrados. Neste são apresentados os contornos de acordo com os valores de resistividade para as estruturas identificadas. A Figura 6.27-b apresenta a interpretação do mesmo modelo.

Este perfil corta estruturas da bacia de drenagem da sub bacia do Rio Verde, como em 2 (distributário do Ribeirão Bengo) e 3 (Córrego Mombaça), enquanto que 1 é o canal do Ribeirão Bengo. Devido à presença desses canais, LC1 no topo do modelo é associado aos depósitos aluviais. Os condutores C1 e C2 podem ser associados a zonas rúpteis de falhas e fraturas subverticais, as quais provavelmente encontram-se saturadas de água devido à proximidade dos canais dos Ribeirões. Essas zonas de fratura estão encaixadas sob os canais desses ribeirões locais e atingem cerca de 1 km de profundidade. C1 e C2 comportam-se como principais meios de circulação entre LC1 e C3. Este último possivelmente é o condutor principal do aquífero local.

O afloramento dos resistores R1 e R2 são marcados pela litologia que compõe o embasamento arqueano/paleoproterozóico. Outras litologias que ocorrem têm traços de Biotita gnaiss com intercalações de biotita xistos, quartzitos, anfibólitos e rochas metaultramáficas, corroborando com as informações de estratigrafia local com base na Megassequência Andrelândia. R1 por ser mais resistivo que R2, quando comparados, o primeiro pode ser menos salino, menos poroso e menos fraturado que o segundo.

O perfil P2 levantado também na direção NW/SE possui cerca de 4 km de comprimento e também corta as principais estruturas da bacia. Ele é, portanto, o maior perfil adquirido. Na Figura 6.28-a é apresentado o modelo obtido com os contornos referentes a alguns dos valores de resistividade encontrados para algumas estruturas. Enquanto que 6.28-b é o modelo interpretado.

Os condutores C1 e C2, subverticais, podem atingir profundidades que atingem cerca de 2 km. Essas anomalias condutivas são associadas às estruturas regionais que se reúnem sob a Zona de Cisalhamento de Caxambu, incluindo estruturas rúpteis e rúptil-dúcteis, assim como zonas de falhas profundas (C1 e C2), que se mostram saturadas em água até atingir C3. Por isto, interpreta-se que as águas contidas nos condutores rasos sejam provenientes dessas grandes estruturas profundas. A presença dos canais e da cobertura de sedimentos aluviais é vista como uma película em forma de lente altamente condutiva LC1 no topo do modelo.

Com base na geologia, assim como em P1, a aparição dos resistores R1, R2, R3 e R4 descontínuos limitando LC1 são compostos pela rocha sã, inalterada, pouco ou não fraturada e com pouco sinal de percolação de fluido. Esses pacotes resistivos apresentam baixa resistividade quando comparados com os resistores encontrados nos outros modelos (P1 e P3). Ainda, pelo que é mostrado no resultado obtido, o canal em 5 representado pelo Córrego Mombaça aparenta ser mais altamente condutivo, mais saturado e pode ser mais fraturado do que o canal 4 encaixado sobre C1. Provavelmente, a presença de vários canais em um único perfil pode ter favorecido à redução dos valores de resistividade de R1, R2, R3 e R4. Esses canais são margeados por sedimentos aluvionais.

O perfil P3 tem extensão de 1.5 km e é o menor perfil adquirido a montante do Parque na Zona Rural do município. Na Figura 6.29-a é apresentado o modelo obtido com os contornos referentes a alguns dos valores de resistividade encontrados para algumas estruturas. Enquanto que na Figura 6.29-b é o modelo interpretado.

A zona fraturada subvertical C1 está encaixada sob o Canal do Ribeirão Bengo em 1, que também foi encontrado nos outros perfis (P1 e P2). A cobertura condutiva no topo do modelo também está presente e é representada como depósito fluvial devido a influência do Ribeirão.

Assim como nos modelos anteriores, C1 também funciona como uma Zona Fraturada de importante conexão entre LC1 e C2. C1 aparenta estar influenciando na descontinuidade entre R1 e R2. Os resistores podem ser o afloramento do embasamento composto por Ortognaisses bandados. Outras litologias aparecem ao longo do perfil que compõe o sistema de fraturas segundo a estratigrafia, formados pelas Unidades Na₁₊₂ e Na₆. C2 assim como nos outros perfis também aparece ser o condutor profundo que alimenta o aquífero na região.

As curvas de ajuste dos dados estão nas Figuras 6.30, 6.31 e 6.32. O rms médio

total foi de 1.66 e apresentou bom ajuste no geral. A curva 1804 apresentou um desajuste na curva de resistividade mas não na de fase. Acredita-se que esse desajuste é devido ao forte contraste entre os pacotes existentes na localidade (sedimentos aluviais e biotita gnaiss, biotita xisto, quartzito, filito e rochas metaultramáficas).

Os três modelos apresentam excelente correlação lateral entre as estruturas rúpteis. A presença do Ribeirão Bengo e de Zonas Fraturadas encaixadas em seu entorno favorece ainda mais a circulação das águas profundas que abastecem o Parque.

A Figura 6.33 mostra a disposição dos modelos finais dos três perfis. Assim, é possível analisar e compreender o fluxo de circulação subterrâneo do aquífero e pode-se concluir que ele segue direção NE/SW, também perpendicular à direção de levantamento - similar ao que foi concluído e discutido nos resultados AMT dentro do Parque.

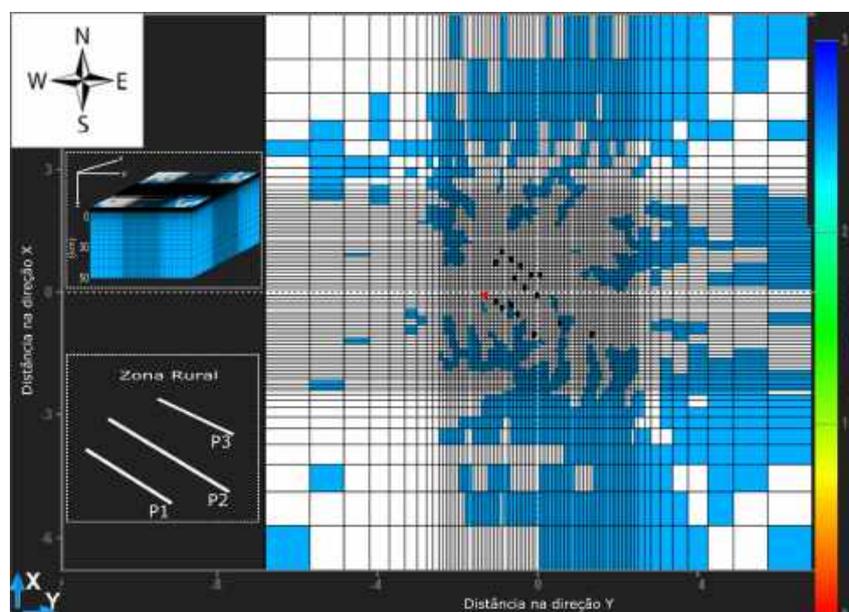


Figura 6.25: A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão AMT a montante do Parque das Águas.

Item #	Start depth (m)	End depth (m)	Min. DZ	Increasing Factor
1	0	101	25	1
2	101	2051	25	1.05
3	2051	7051	50	1.1
4	7051	17051	50	1.15
5	17051	50000	50	1.2

Figura 6.26: A parametrização das camadas em z com relação à espessura e incremento para cada uma das camadas.

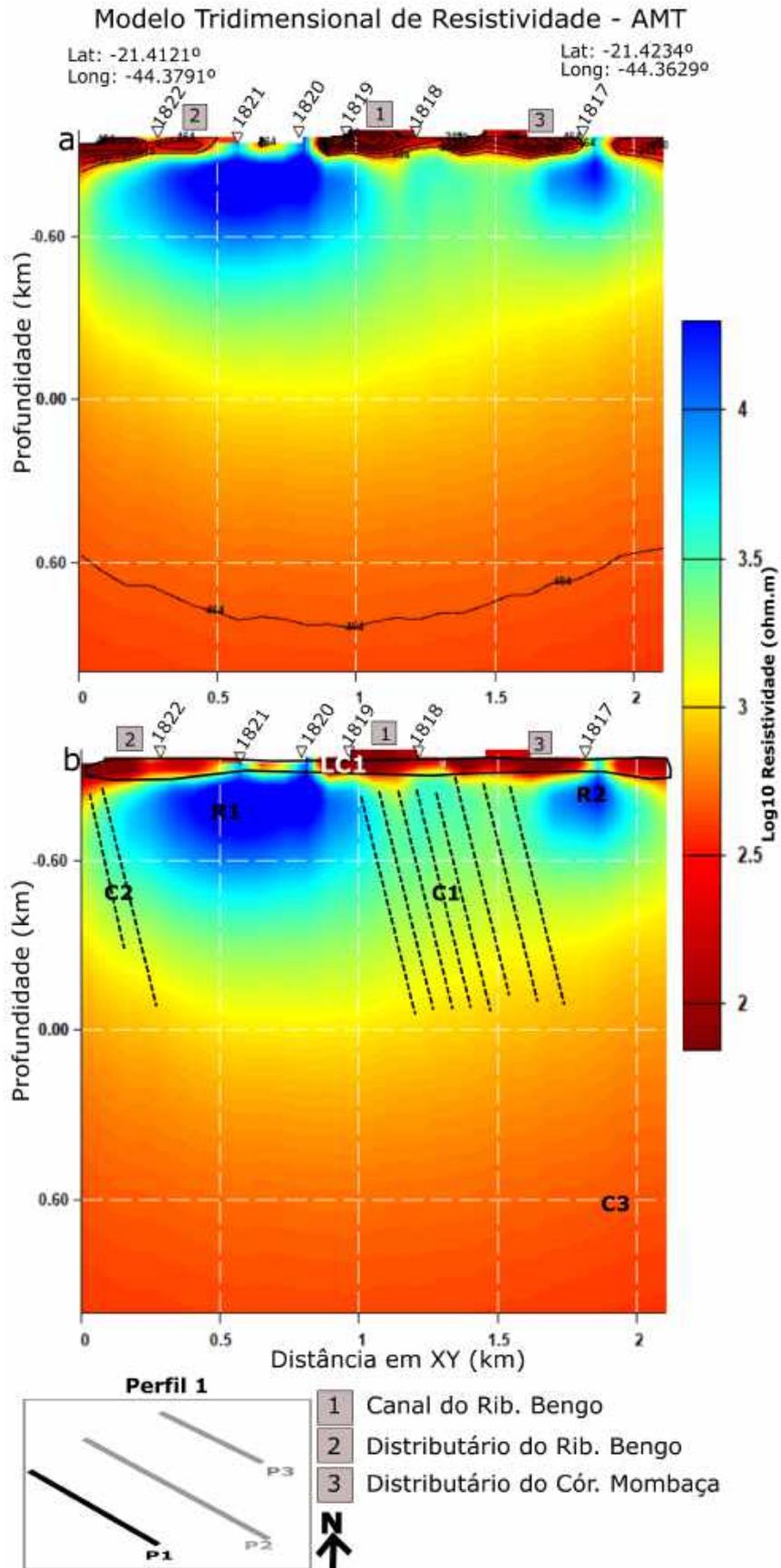


Figura 6.27: Perfil 1 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

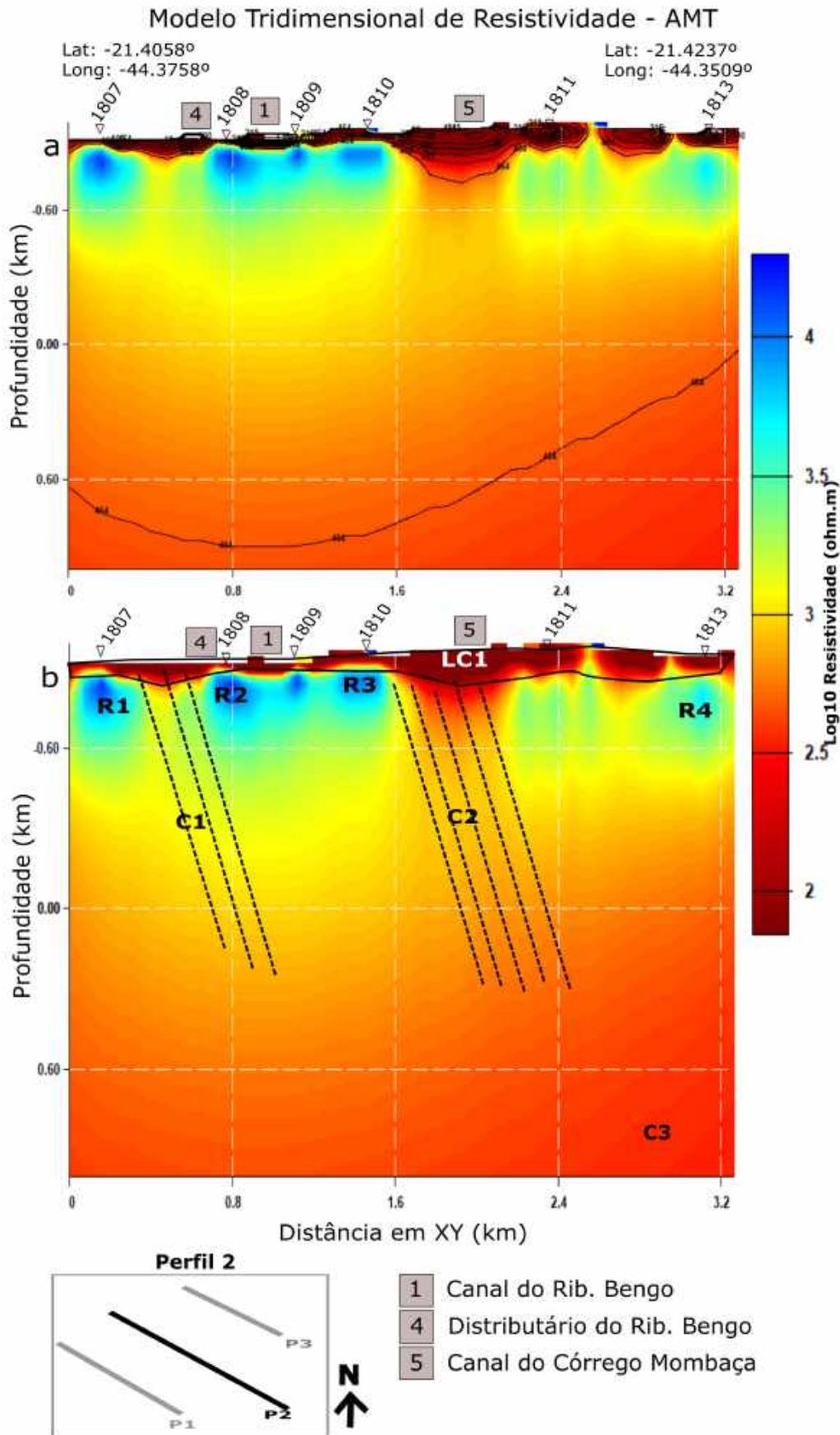


Figura 6.28: Perfil 2 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

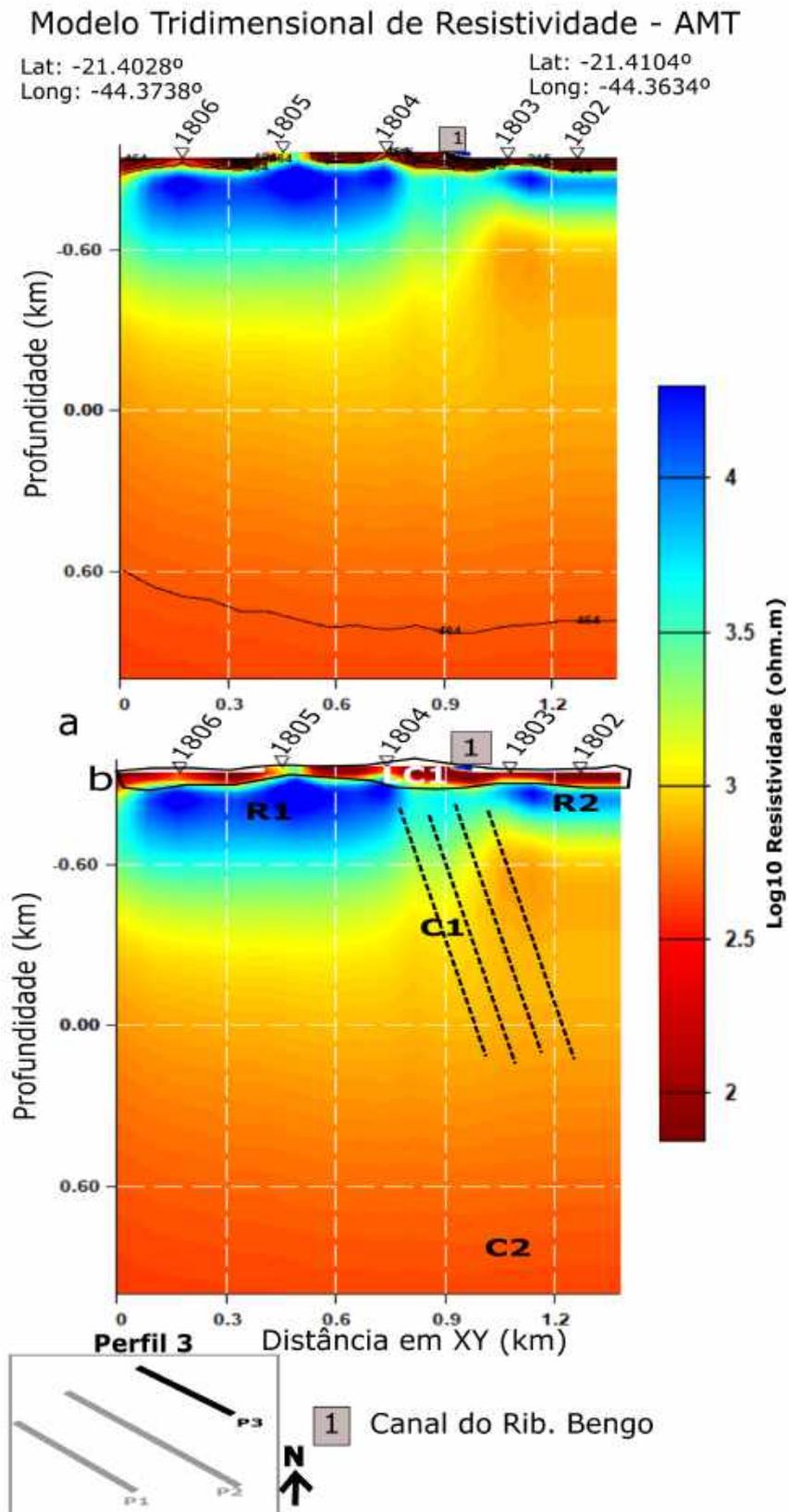


Figura 6.29: Perfil 3 Levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

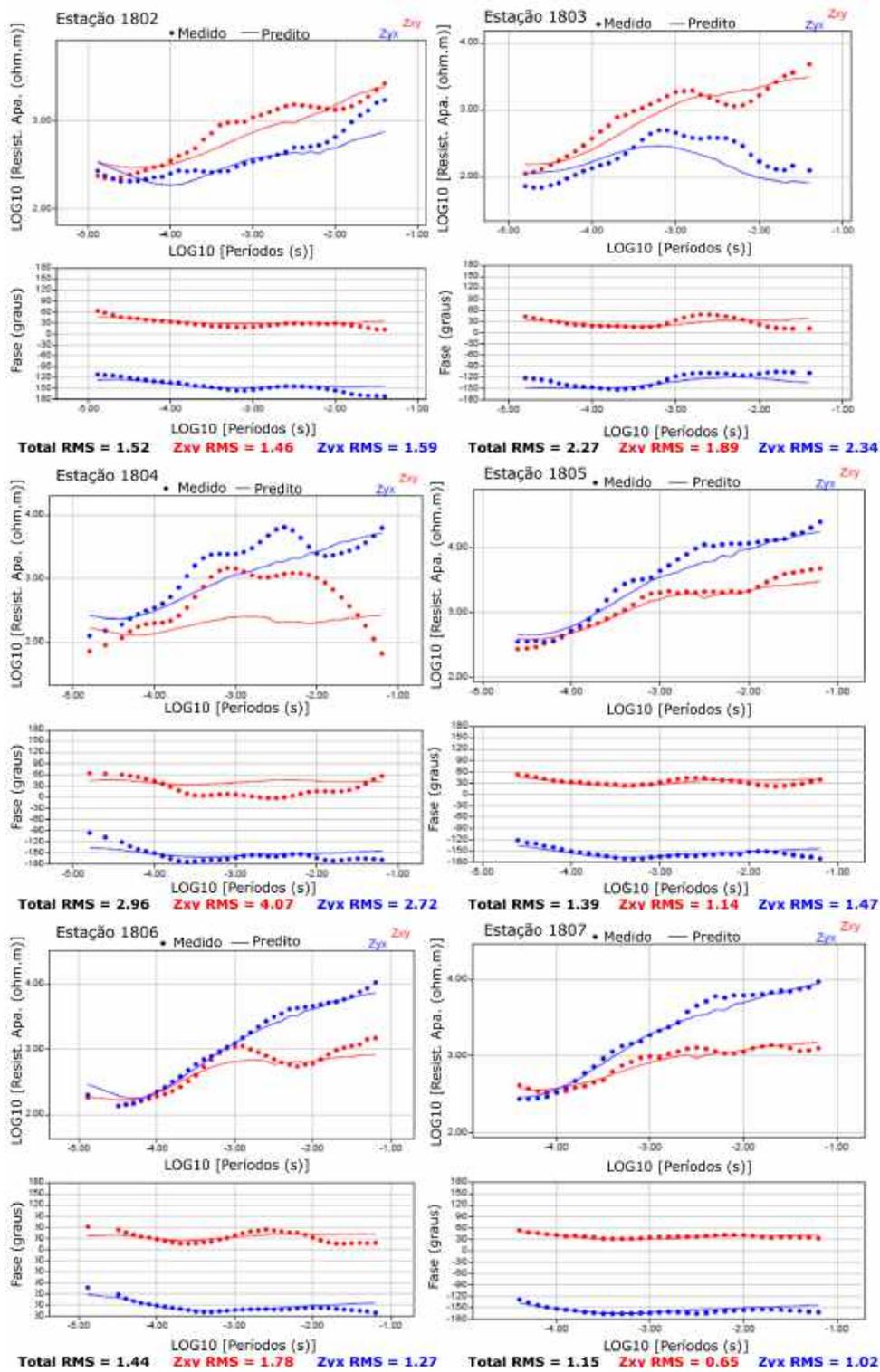


Figura 6.30: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

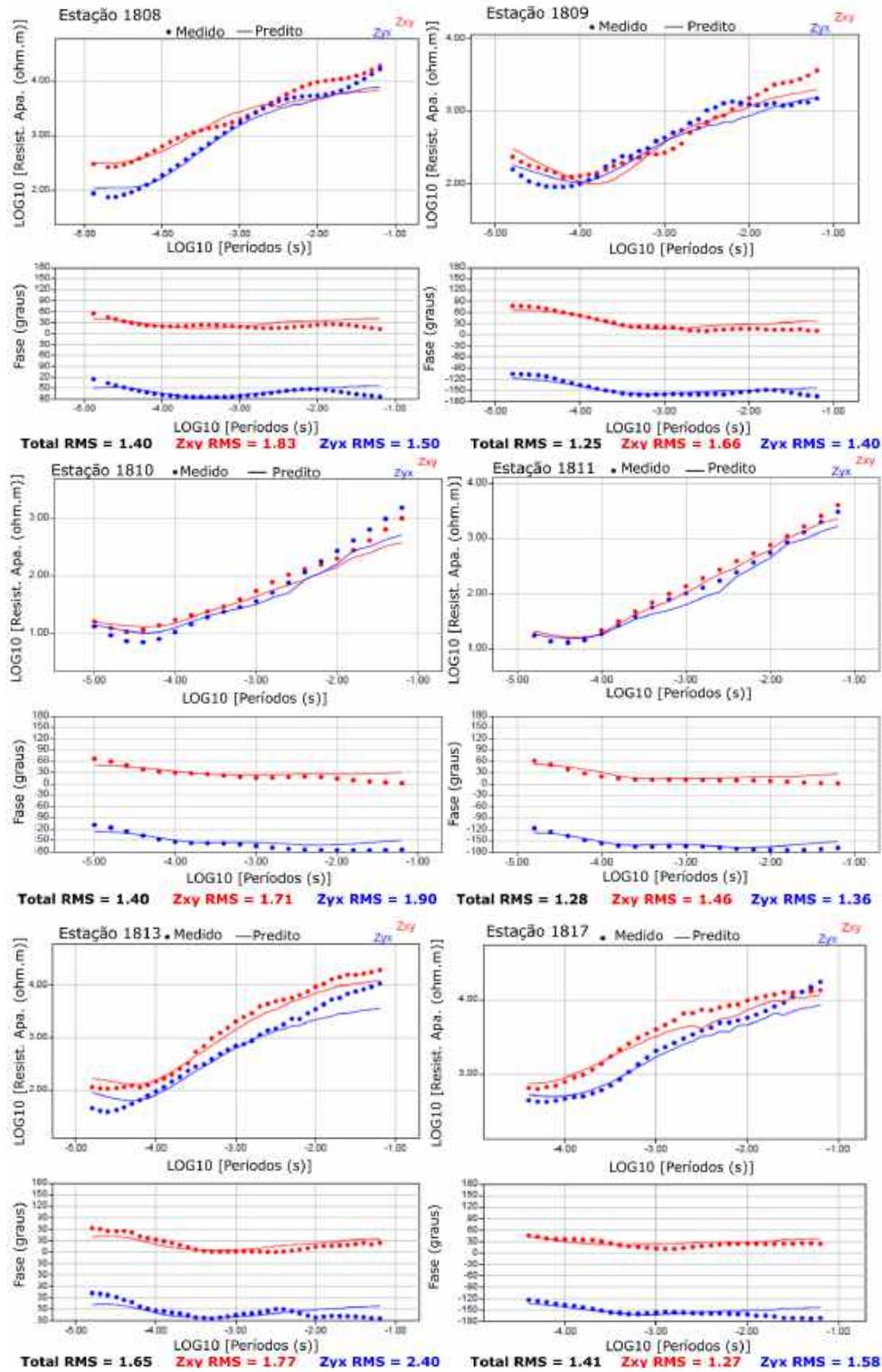


Figura 6.31: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

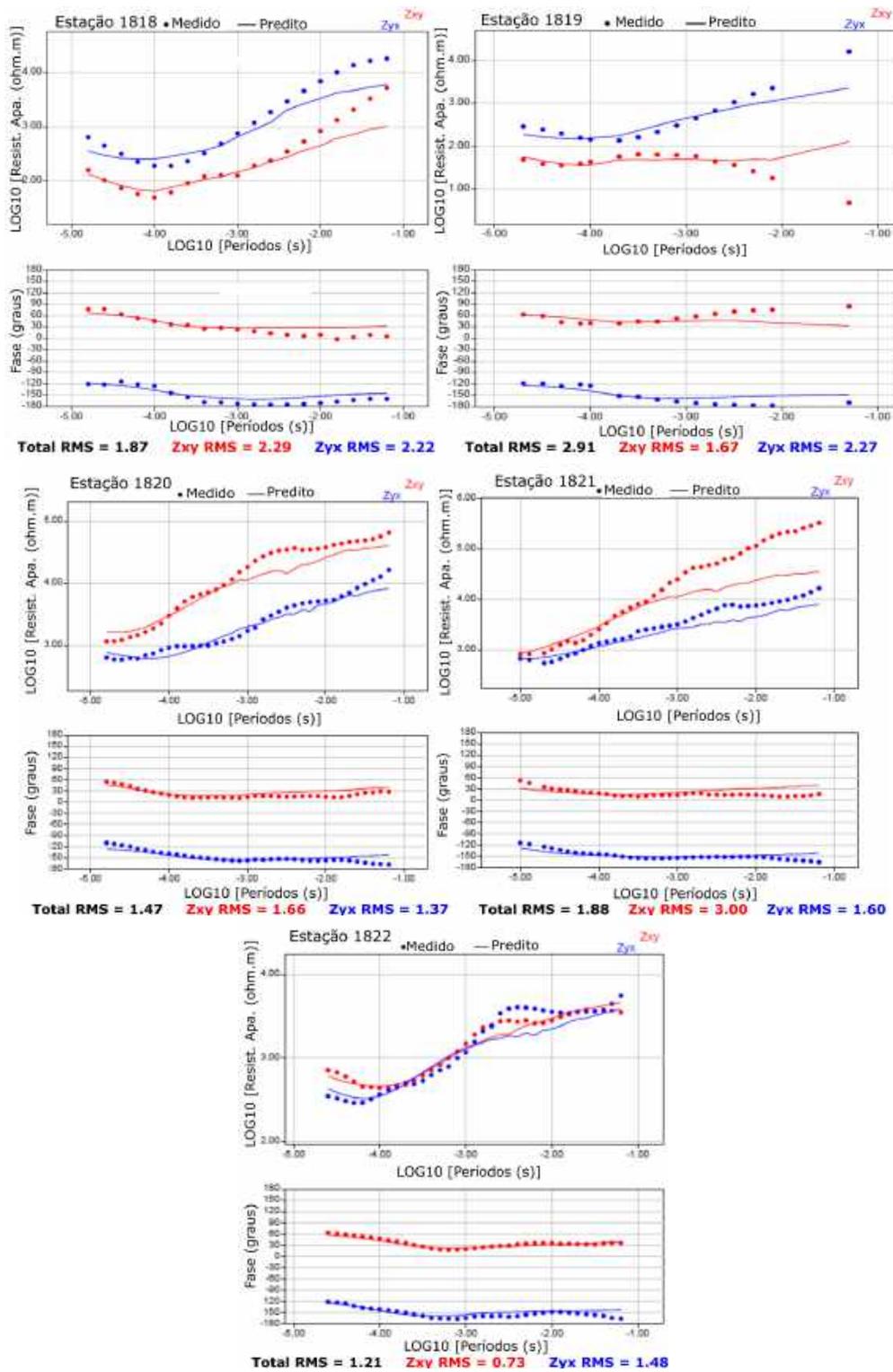


Figura 6.32: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações AMT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

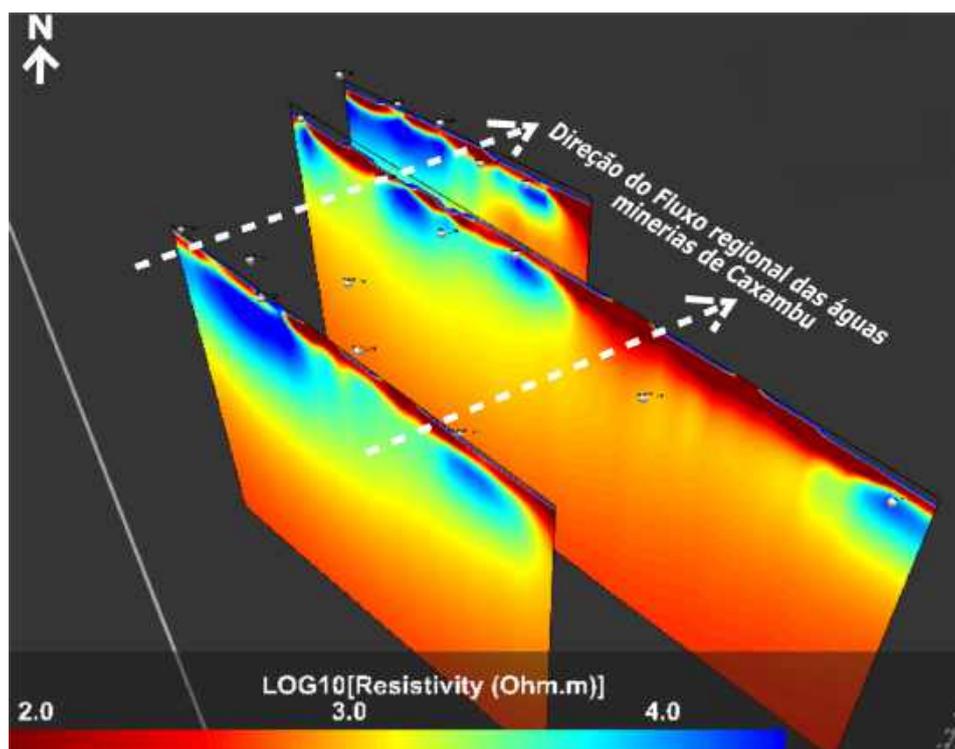


Figura 6.33: Os três perfis AMT adquiridos a montante do Parque dispostos no sentido da aquisição e com possível direção do fluxo d'água.

6.2.2 Magnetotelúrico

O modelo MT 3D foi obtido utilizando como malha refinada inicial com dimensão $480 \times 480 \times 1000 \text{ km}^3$; os parâmetros do modelo foram 30 células nas direções x e y; ambas direções com dimensão de célula de 100 m; meio homogêneo de $100 \Omega \text{ m}$; e fator de incremento horizontal de 1.3. A Figura 6.34 mostra a malha refinada utilizada no modelo inicial com a topografia inserida. Com relação à componente z, ela tem primeira camada de 25 m e com incremento variando ao longo da profundidade entre 1, 1.05, 1.1, 1.15 e 1.2 até atingir a profundidade de 1000 km, como é destacado na Figura 6.35.

Três perfis MT foram levantados coincidentes às estações AMT adquiridas também a sudoeste do Parque das Águas de Caxambu. Portanto, os perfis foram levantados na direção NW/SE e cortam as principais feições rúpteis locais. O objetivo desta aquisição foi identificar as estruturas mais profundas que pudessem ser responsáveis origem da água subterrânea que alimenta as fontes d'água do Complexo Turístico.

O modelo de inversão 3D representado no perfil MT 1 *dip* identificou estruturas a partir dos diferentes valores de resistividade encontrados (Figura 6.36-a). Os valores de resistividade variam entre 10 e $70 \text{ k}\Omega \text{ m}$ e o dado mapeou até uma profundidade de 5 km. A interpretação do modelo, em 6.36-b, identifica alguns condutores que

podem estar associados a zonas rúpteis de falhas e fraturas subverticais (C1 e C2).

A descontinuidade dos resistores R1 e R2 é marcada pelo Ribeirão Bengo e a zona fraturada C1, encaixada sob o Ribeirão, aparentemente, é a principal via de transmissão de fluido entre o condutor C3 em profundidade e a superfície. A vizinhança em torno dos Canais que cortam o perfil são compostos por sedimentos aluviais e coluviais. O sistema de falhas de C1 pode atingir cerca de 1700 km enquanto que C2 até 900 km. O pacote condutivo C3, encontrado em torno de 5 km de profundidade, é considerado a fonte que abastece o aquífero. O afloramento de R1 e R2 marcam a rocha sã, inalterada e pouco fraturada do embasamento com pouco ou nenhum sinal de percolação de fluido.

Com base na geologia de detalhe e, segundo a Megassequência Andrelândia, as estruturas que compõem esse perfil têm traços das unidades Na_{1+2} e Na_6 (Figura 4.6), em grande maioria e também Ortognaisses bandados ou migmatíticos, anfíbolitos, sequências de xistos verdes e rochas metaultramáficas. Esta última litologia corresponde ao embasamento, justificando a alta resistividade em torno de R1 e R2. Por consequência, essas estruturas provavelmente têm diferentes valores de porosidade, permeabilidade, saturação e salinidade.

O perfil 2 exibido na Figura 6.37-a identifica estruturas com diferentes valores de resistividade que variaram entre 10 e 70 $k\Omega m$ e foi possível imagear até 5 km de profundidade. A interpretação do mesmo modelo é apresentado na Figura 6.37-b.

P2 corta as principais estruturas da bacia do Ribeirão Bengo. A rocha sã do embasamento geofísico foi identificado pelo resistor R1, expondo rocha pouco fraturada nas áreas que apresentam resistividades altas, acima de 10 $k\Omega m$. Os condutores C2, C3 e C4 são bem profundos, podendo atingir até 5 km de profundidade. Esta anomalia condutiva associa-se às estruturas regionais Zona de Cisalhamento de Caxambu, composto por estruturas rúpteis e rúptil-dúcteis, assim como zonas de falhas profundas, que se mostram saturadas em água com porosidade, permeabilidade e salinidade diferentes.

C2, C3 e C4, ao que tudo indica, são os principais condutores das águas subterrâneas de Caxambu, encaixados sob os Canais dos Ribeirão Bengo e do Córrego Mombaça. Ambos mostram-se encaixados sobre essas estruturas condutivas subverticais. É possível que o sistema de falhas dos condutores C1, C2, C3 e C4 sejam conectadas profundamente em C4 a partir de uma célula convectiva ascendente que transporta o fluido de C4 para os demais condutores mais superficiais. Logo, pode-se considerar que as águas provenientes dessas grandes estruturas profundas alimentam o aquífero fissural do Parque das Águas de Caxambu.

Similar a P1, em torno da rede de drenagem também há a ocorrência de depósitos aluviais e coluvionares. No geral, a intercalação de estruturas quartzíticas, gnáissicas e xistosas também marcam o P2 com as unidades litoestratigráficas da

Megassequência Andrelândia. Em azul, a estruturas mais resistiva (R1) pode ser considerada afloramento do embasamento arqueano/paleoproterozóico. Enquanto que a estruturas condutivas possuem baixo valor de resistividade e, portanto, podem apresentar diferentes valores de salinidade, permeabilidade e porosidade.

O Modelo Tridimensional da figura 6.38 expõe o resultado obtido com o Perfil 3 do MT a montante do Parque. Em 6.38-a são identificadas estruturas condutivas/resistivas cuja escala varia entre 10 e 70 k Ω m, enquanto que a Figura 6.38-b interpreta o modelo que foi mapeado até 5 km.

Diferente dos outros dois perfis que sofrem maior influência da rede de Drenagem da Sub-bacia local, este, no entanto, sofre a influência apenas do Córrego Bengo encaixado sobre o sistema de falhas e fraturas em C1. Ele é responsável pela descontinuidade lateral entre R1 e R2, resistores que apresentam menor valor de resistividade comparado com os resistores encontrados nos perfis anteriores.

Essa zona fraturada é a maior conexão entre o condutor profundo C2 e a Cailha do Ribeirão Bengo na superfície. Adjacente ao Ribeirão, existe a ocorrência de sedimentos aluvionares e pluviais que também aparecem nos perfis previamente apresentados. Ao redor do Ribeirão, a espessura desses sedimentos pode atingir entre 6 e 10 m. A estratigrafia local valida as estruturas encontradas e que compõe o sistema de fissuras e fraturas de Caxambu, composto majoritariamente pelas unidades Na₁₊₂ e Na₆ da Megassequência Andrelândia. Assim como nos prévios modelos, C2 pode ser a fonte profunda que abastece o aquífero fissural de Caxambu e que pode ter conexão com outros sistemas de falhas locais. A circulação das águas profundas até a superfície pode ser feita por todo conjunto de falhas e fissuras que existem ligando o condutor profundo até o condutor mais raso.

Em síntese, segundo o mapa de geologia de detalhe (Figura 4.6) e com base no estudo hidrogeológico, as estações levantadas para os três perfis são associadas à Megassequência Andrelândia. Em torno do canal dos Ribeirões Bengo e Mombaça e seus distributários, é possível perceber a cobertura aluvial e de sedimentos aluviais que influenciam na camada condutiva superficial que pode atingir até 10 m de profundidade. Os litotipos (i) Biotita gnaisse com intercalações de biotita xisto, quartzitos, anfibólitos e filitos e (ii) Biotita Gnaisse, moscovita xisto, quartzito, rochas calciossilicáticas, anfibólitos e rochas metaultramáficas majoritariamente constroem a estratigrafia local, juntamente com (iii) as rochas do embasamento arqueano/paleoproterozóico constituída de Ortognaisses bandados ou migmatíticos, anfibolitos, sequencias de xistos verdes e rochas metaultramáficas também compõe o sistema aquífero fissural da área de estudo.

Algumas estações foram levantadas na transição de litologias com alto contraste e, por isso, marca o desajuste de algumas curva. Entretanto, até a profundidade em que a curva se encontra ajustada, faz parte do objetivo do trabalho, não gerando

prejuízo na interpretação final. Enquanto que a estação 18 encontra-se no contato entre as unidades Na_{1+2} e Na_6 ocorreu o desajuste em torno da profundidade 57 km. Por outro lado, o desajuste na estação 22 ocorreu devido ao alto contraste entre as unidades Na_{1+2} e o embasamento. O rms foi de 2.16, 1.62 e 1.79 para os Perfis 1, 2 e 3, respectivamente. O desajuste das curvas que compõe o perfil 1 influenciou no rms médio do modelo que foi de 2.03. O ajuste das curvas podem ser vistas nas Figuras 6.39, 6.40 e 6.41.

A Figura 6.42 representa a disposição dos perfis MT levantados a montante do Parque das Águas. Nele, é possível verificar o comportamento das estruturas profundas que provavelmente alimentam e abastecem os condutores mais rasos. Assim, a célula convectiva ascendente carrega e desloca essa água hipotermal profunda para as fontes mais superficiais.

Comparando os resultados aqui apresentados com os publicados em PEDROSA-SOARES *et al.* (2018), conclui-se que a separação dos métodos AMT e MT favoreceu a um estudo mais detalhado e localizado com relação ao comportamento das estruturas. Enquanto que em PEDROSA-SOARES *et al.* (2018) produziu resultados de inversão conjunta 2D de AMT e MT, neste trabalho foram apresentadas inversões separadas de AMT e MT. Dessa forma, foi possível verificar a interação entre os condutores rasos e profundos encontrados e compreender a dinâmica de circulação ascendente.

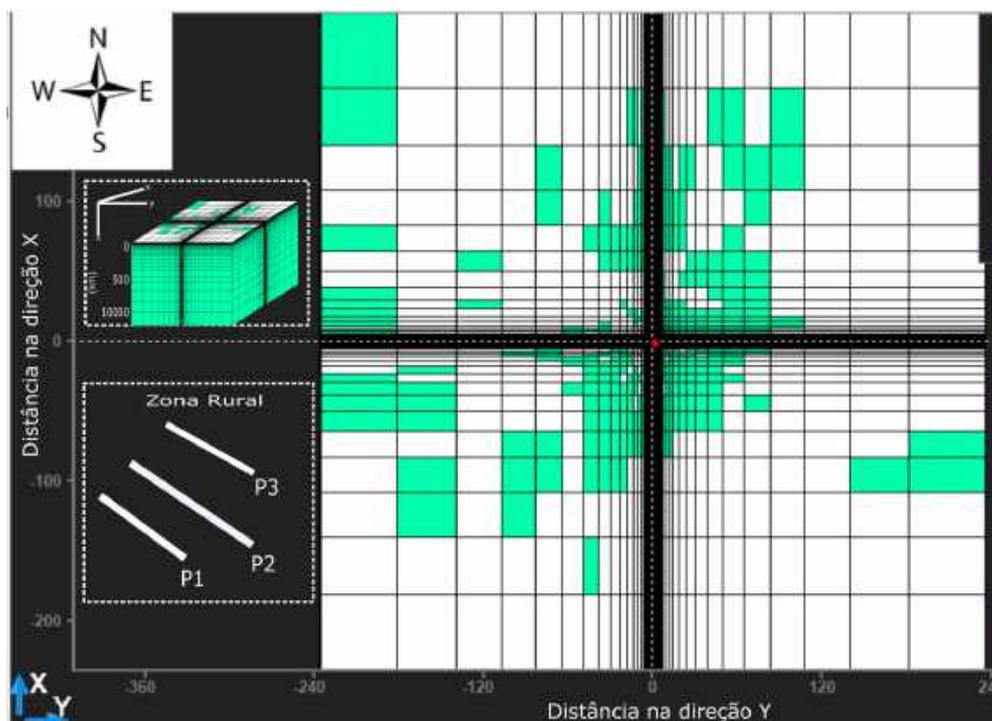


Figura 6.34: A malha refinada 3D utilizada como modelo inicial da inversão MT.

Item #	Start depth (m)	End depth (m)	Min. DZ	Increasing Factor
1	0	51	25	1
2	51	2051	25	1.05
3	2051	7051	50	1.1
4	7051	17051	50	1.15
5	17051	1000000	50	1.2

Figura 6.35: A parametrização das camadas em z com relação à espessura e incremento para cada uma das camadas.

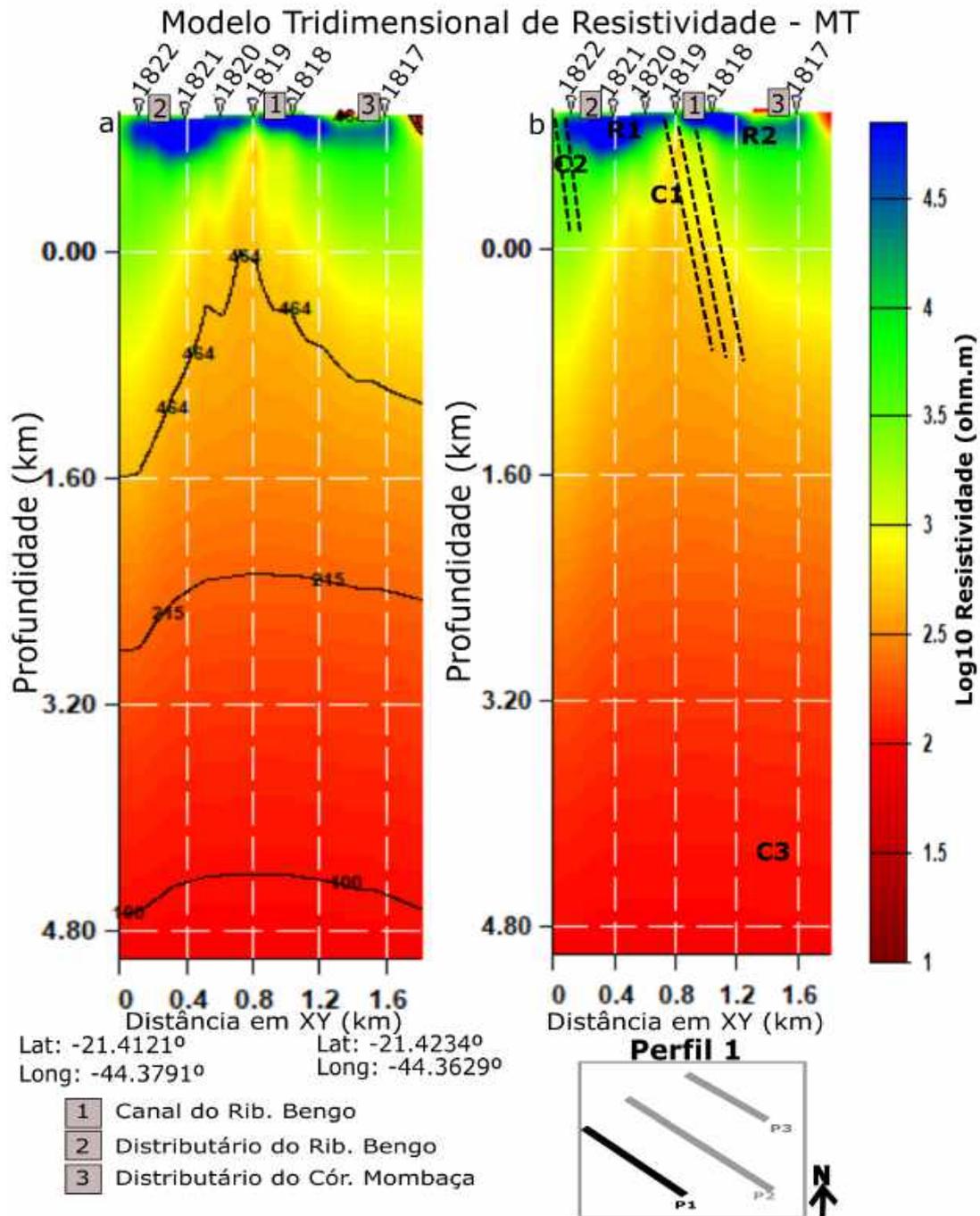


Figura 6.36: Perfil 1 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

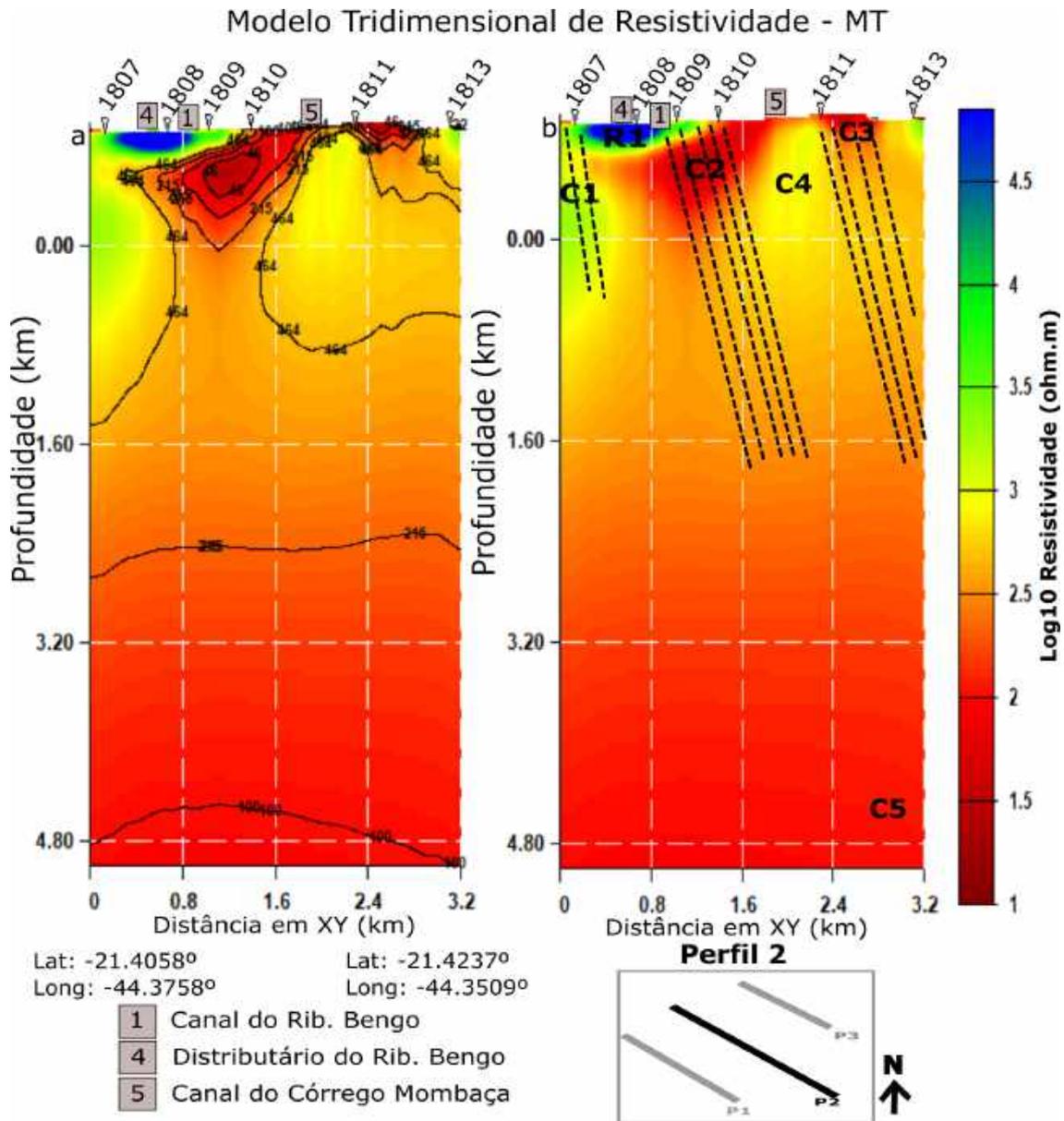


Figura 6.37: Perfil 2 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

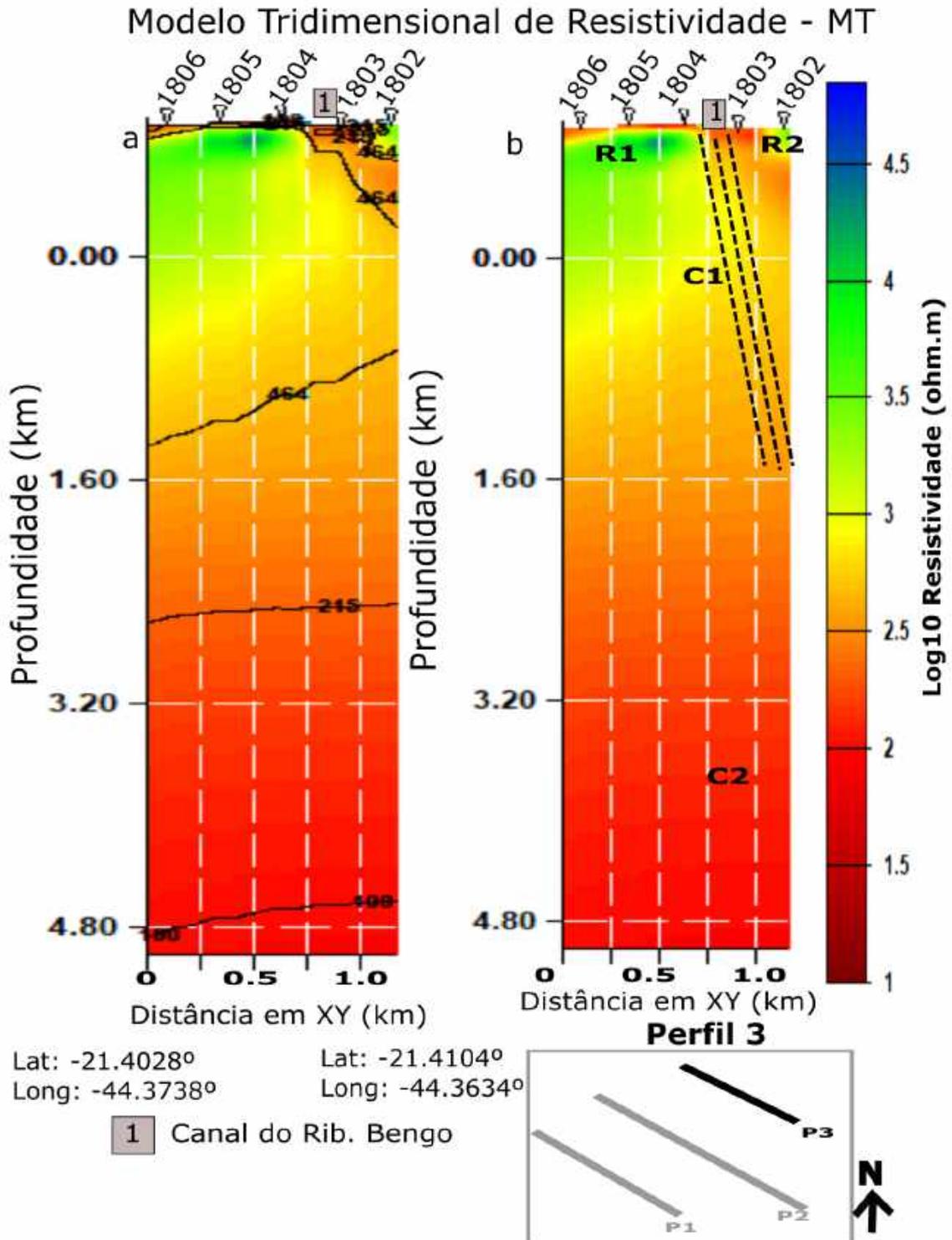


Figura 6.38: Perfil 3 MT levantado. a) Apresenta o modelo obtido com os contornos mostrando os valores de resistividade encontrados para as estruturas identificadas. b) Apresenta a interpretação do modelo.

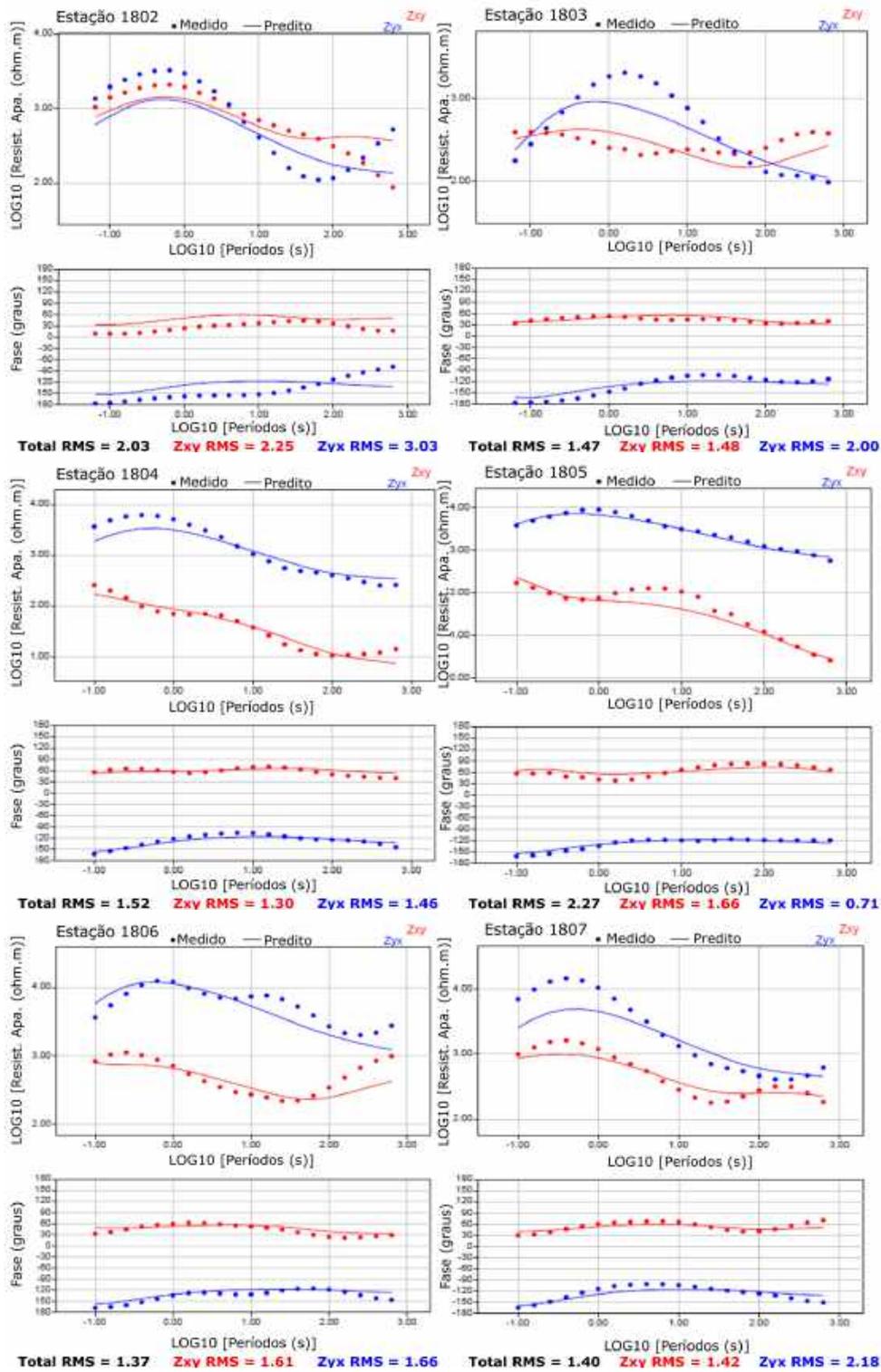


Figura 6.39: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

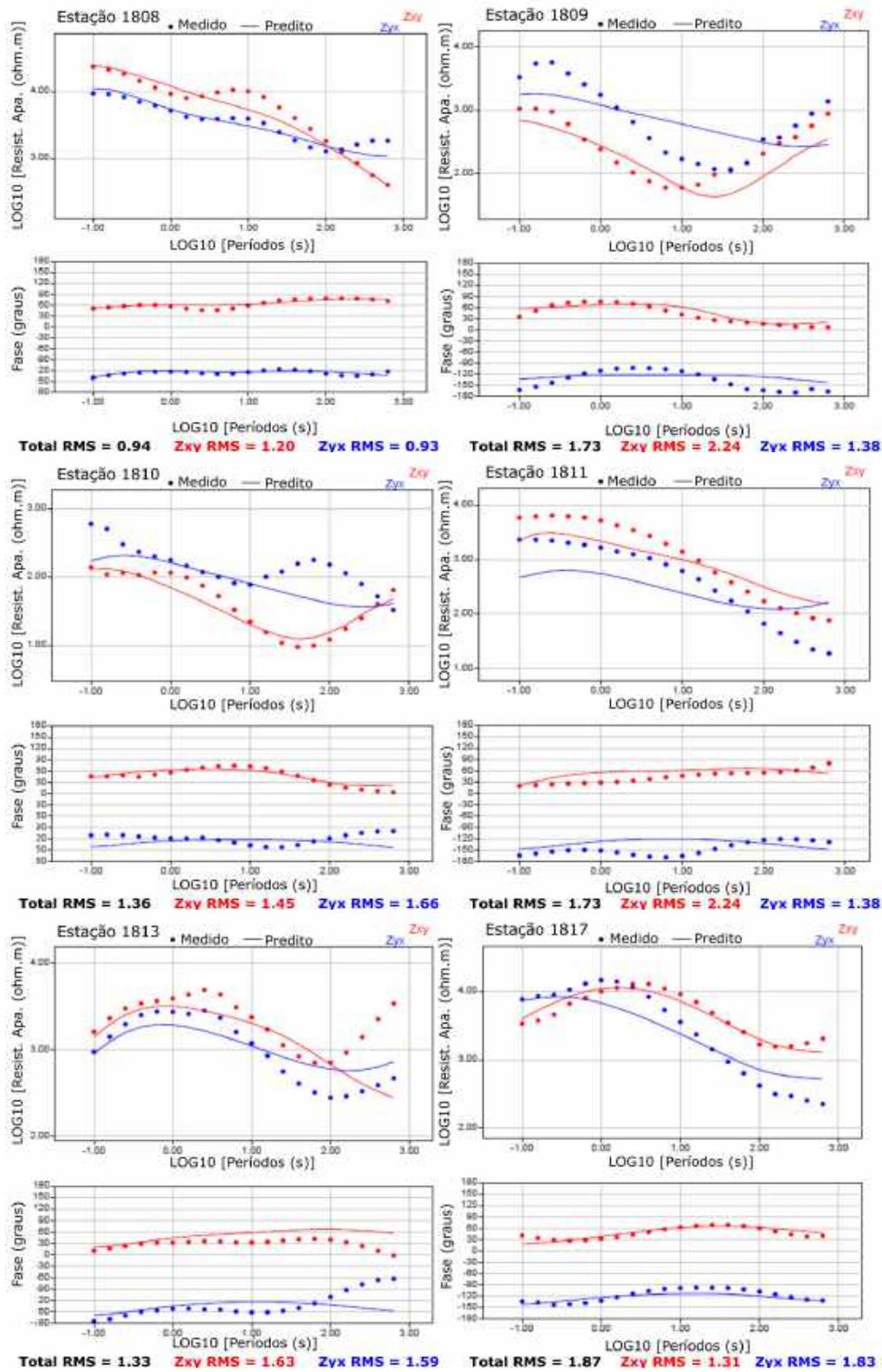


Figura 6.40: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

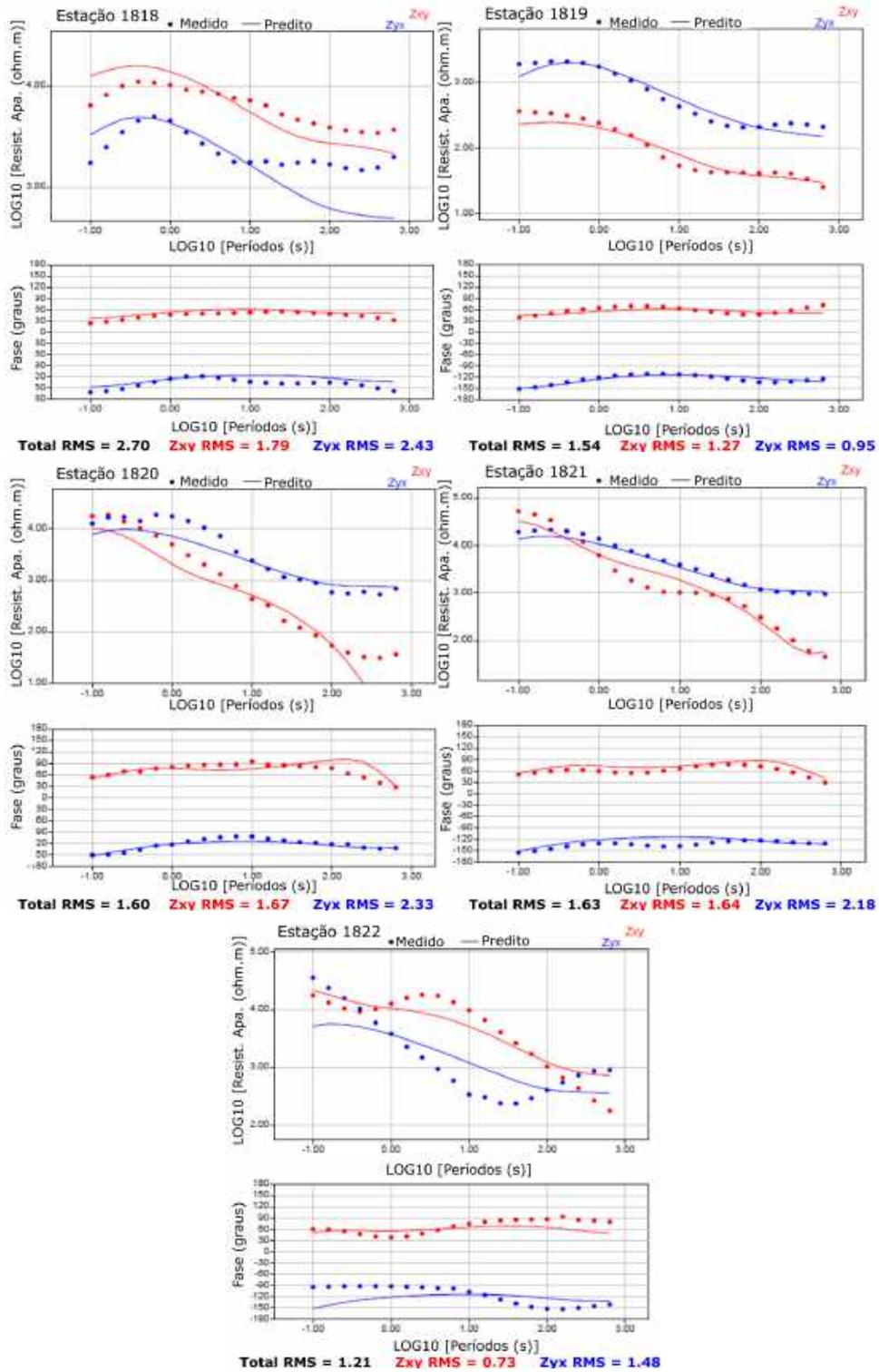


Figura 6.41: Curvas de ajuste entre os dados observados e preditos das estações MT levantadas a montante do Parque das Águas de Caxambu.

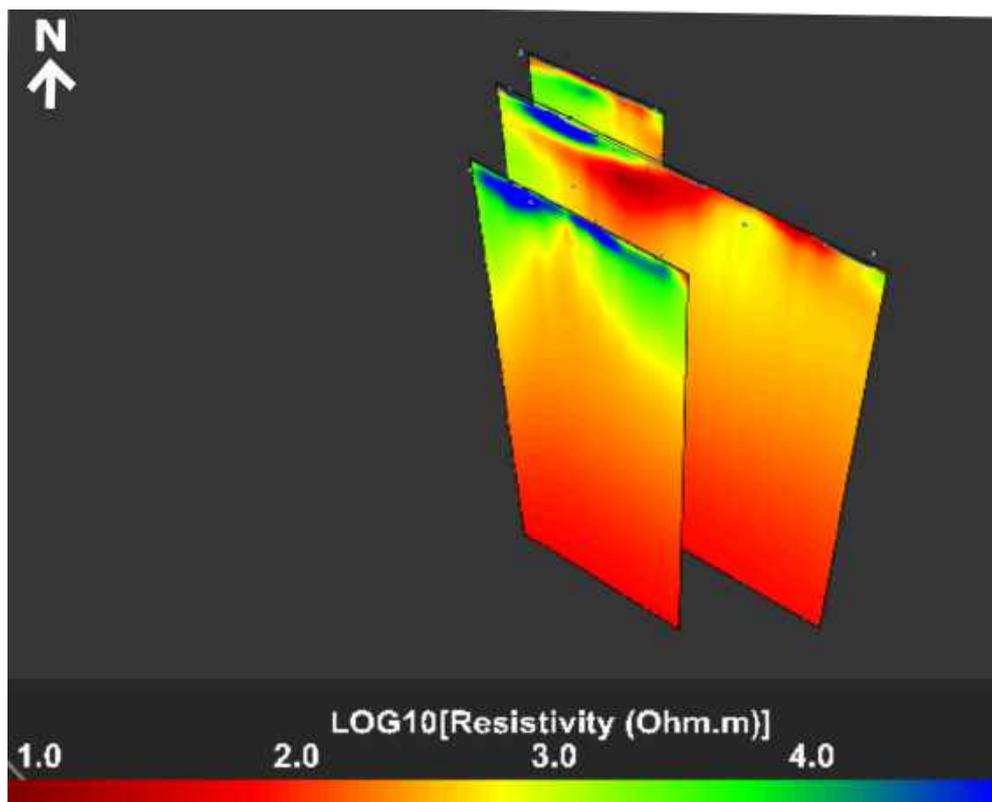


Figura 6.42: Os três perfis MT adquiridos a montante do Parque dispostos no sentido da aquisição.

Capítulo 7

Conclusões

Todos os resultados obtidos foram fundamentados e corroborados com os estudos geológicos, geoquímicos, hidrogeológicos e geofísicos previamente desenvolvidos na cidade de Caxambu.

Os resultados do ERT 2D e 3D produziram modelos a uma profundidade de até 40 m. Os métodos Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo e Misto foram aplicados e comparados os resultados entre si. O modelo final identifica a lente condutiva rasa preenchida de sedimentos coluviais-aluvionares provenientes do Morro Caxambu que pode atingir até 18 m na proximidade do Complexo Turístico. Existe uma circulação rasa de água que segue provável direção NE/SW, paralela à majoritária direção do sistema de falhas e fraturas do sistema aquífero local. É de conhecimento que na região do parque ocorre o afloramento da intrusão alcalina no topo e na encosta do Morro Caxambu. A hipótese mais aceita é que a intrusão alcalina presente no Morro influencia na transmissividade e percolação de fluido.

O AMT de dentro do Parque mapeou até 300 m de profundidade, aproximadamente. Nele, foi possível verificar as estruturas encontradas no ERT com maior resolução em profundidade. A lente condutiva aluvial/coluvial vizinha ao Ribeirão Bengo foi identificada. Zonas fraturadas subverticais foram encontradas corroborando com a geologia local que são consideradas o principal meio de percolação de fluido. Também foi considerada circulação d'água de direção NE/SW que é principalmente influenciada pela intrusão alcalina e pelas falhas e fraturas que também seguem direção NE/SW.

Para estes métodos, foram detectados condutores próximos a algumas fontes d'água que são disponíveis para uso na cidade de Caxambu. Com base nos estudos hidroquímicos, essas fontes têm características diferentes e, por isso, pôde-se concluir que cada um desses condutores pode ter salinidade diferente que irá influenciar na qualidade da água associada a esta fonte vizinha.

O Cubo de Resistividade foi obtido através do desenvolvimento de um código Python e conseqüente integração dos resultados ERT e AMT. Devido a maior sen-

sibilidade em mapear estruturas rasas do ERT, este ficou mais evidente superficialmente e o perfil foi completo com as informações obtidos com o AMT. Assim, também foi possível constatar as mesmas estruturas anteriormente identificadas no ERT e AMT: tais como as lentes condutivas aluvionares/coluvial; o sistema de falhas e fraturas subverticais que afetam de litologias com fácies quartzíticas, xistosas e gnáissicas; e a direção NE/SW da circulação de água mais superficial dos condutores observados.

O resultado do Audiomagnetotelúrico 3D obtido na Zona Rural de Caxambu mostrou uma lente condutiva preenchida de sedimentos aluviais-coluviais menos espessa que a lente identificada próxima ao Parque das Águas. Estruturas subverticais também foram vistas nos modelos e que são consideradas principais vias de circulação ascendente da paleoágua profunda. Este resultado atingiu cerca de 800 m de profundidade e tal agrupamento de falhas afetou rochas da Megassequência Andrelândia.

Os modelos obtidos com o Magnetotelúrico 3D, por sua vez, atingindo 5 km de profundidade, mapeou estruturas profundas que podem ser a fonte alimentadora do aquífero fissural de Caxambu. Esses perfis MT estão associados a grandes estruturas condutivas subverticais encaixadas sob as calhas de ribeirões e córregos locais. Essas estruturas correlacionam-se com a extensa feição da Zona de Cisalhamento de Caxambu que é composta por zonas rúpteis - de falhas e fraturas - e rúptil-dúcteis. Portanto, os resultados AMT e MT mostram que o Ribeirão Bengo, seus distributários e o Córrego Mombaça se encontram encaixados em zonas rúpteis de falhas de média profundidade que se conectam com o condutor profundo, associado à Zona de Cisalhamento de Caxambu (ZCC).

Em resumo, a ocorrência de paleoáguas no Parque das Águas de Caxambu é explicada pela anomalia térmica associada à raiz profunda da ZCC localmente influenciada pelas rochas alcalinas do Morro do Caxambu, resultando na coexistência de gradientes geotermiais. A origem da zona de cisalhamento, composta essencialmente por fraturas, possibilita que paleoáguas de circulação regional, originária de níveis crustais profundos, ascendam até a superfície. Esses condutores saturados dessa água hipotermal podem ser conectados profundamente e alimentarem a cidade. O Parque das Águas de Caxambu coincide com o fluxo ascendente de uma célula convectiva de circulação dessas paleoáguas regionais. Assim, as águas do grupo II (mais salinizadas) seriam aquelas diretamente relacionadas a essa circulação mais profunda, enquanto que essas paleoáguas do grupo I (menos salinas) estariam associadas a uma compartimentação de sistemas de descontinuidades de fratura em zona aquífera de circulação menos profunda (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2018).

Os resultados geofísicos obtidos foram corroborados com todas as informações prévias de hidroquímica, geologia e hidrologia. As estruturas e as rochas estão

dispostas espacialmente em maioria segundo a direção nordeste, com mergulhos moderados a altos. O arranjo litotectônico local com paragneisses, xisto e quartizitos da Megassequência Andrelândia controlam as feições do relevo, a drenagem superficial e os aquíferos subterrâneos da localidade. O Parque das Águas de Caxambu está situado acima de uma zona de cisalhamento regional: a Zona de Cisalhamento de Caxambu, estruturada em rocha gnáissica, vizinha ao contato com a intrusão alcalina que aflora nas encostas e no topo do Morro do Caxambu.

Visando um maior controle e proteção das zonas de recarga para permitir a exploração consciente dessas águas hidrominerais de forma sustentável, é necessário o planejamento e procedimentos organizados que atendam às demandas de água de Caxambu. Em geral, os consumos específicos de água crescem com a melhor qualidade de vida e com o desenvolvimento do núcleo urbano. Quanto maior o tamanho, maiores são as demandas industriais e comerciais de uma dada localidade. Outros fatores sociais, econômicos, climáticos e técnicos poderão influenciar nesses consumos específicos. O lançamento de resíduos sólidos e detritos é fator de poluição e obstrução dos corpos hídricos. A erosão do solo urbano e rural e o assoreamento dos cursos d'água são condições também extremamente danosas. Portanto, uma política para gestão dos recursos hidrominerais deve conter diretrizes, objetivos e metas a serem alcançadas incluindo o direito de uso, controle e fiscalização consciente das fontes d'água. Assim, dentro da demanda local e da disponibilidade do patrimônio hídrico será possível equacionar as questões relativas a qualidade e escassez, bem como o uso adequado visando a otimização do bem em benefício da sociedade.

Capítulo 8

Agradecimentos

Olhando esses dois últimos anos em retrospectiva, eu apenas consigo pensar na frase do Pequeno Príncipe: "É preciso que eu suporte duas ou três larvas se quiser conhecer as borboletas". E eu suportei graças à fé que depusitei no meu Senhor do Bonfim e com Ele eu não desisti - mesmo quando muitas-várias-infinitas vezes pensei que iria.

Hoje meu sentimento é de gratidão. Gratidão por todo o suporte da minha família e amigos de Salvador. Meus pais e meus irmãos. Tudo o que sou/faço é pra eles e por eles. Eles que sempre deram apoio incondicional. Sem vocês não daria. Meus amigos que se mostraram os melhores que eu poderia ter. Sorte na vida é ter tanta gente boa por perto. Dr. Fabrício, Danilo, Nanci e Letícia por cuidarem tão bem de mim pra que eu pudesse voltar à minha rotina o mais rápido possível.

Gratidão a todas as pessoas incríveis que cruzaram meu caminho no Rio de Janeiro. Rafa, Paula, Ju e Ítalo que foram minha família no Rio. O laço que a UFBA criou e o Rio atou. Meu orientador, Emanuele, e minha co-orientadora, Liliane: meu muito obrigada por todo apoio, ensinamentos e dedicação!! Trabalhar nesse projeto foi meu farol, meu guia e meu ponto de equilíbrio. De fato, foi ele que me manteve sã. Ao grupo do Café da Tarde: Sérgio, Graça, Antônio, Ronaldo, Jonne, José Antônio, Beth, Sílvia, Nina, Artur, Israelli Thiago e Ved! Obrigada por sempre estarem presente e me ajudarem nos perrengues!!!! A Lari, Léo e André por todas as conversas, ajudas, sugestões e lanches veganos!!! Aos professores e funcionários do ON que de alguma forma estiveram presente me incentivando todos os dias. Gratidão a tudo o que eu aprendi e cresci.

Gratidão pelo acolhimento e pelo cuidado. A sensação de pertencimento é tão forte que me sinto parte da casa por bem mais que dois anos.

Se hoje a fase de larvas passou, é porque tiveram pessoas comigo que acreditaram que eu poderia voar. Obrigada! <3

Apêndice A

Cubo de Resistividade

```
1  #CÓDIGO - CORTAR DADO
2
3  #Para usar o programa, basta alterar quatro parâmetros:
4  #longmin = longitude mínima
5  #longmax = longitude máxima
6  #latmin = latitude mínima
7  #latmax = latitude máxima
8  #arquivo.txt = nome do arquivo do dado em .txt
9  #rwdata.txt = nome do arquivo de saída
10 #=====OBSERVAÇÕES=====
11 #a)O arquivo do dado tem de estar na mesma pasta que este programa.
12 #b)dado é em formato *.txt.
13 #c)O nome do arquivo de entrada e do arquivo de saída deve
14 #obrigatoriamente possuir a extensão do arquivo.
15 #Ou seja, não apagar o ".txt" do nome no programa.
16 #d)O programa gera um arquivo de texto nomeado rwdata.txt por default.
17 #e) O arquivo de saída estará na mesma pasta do programa.
18 #f)Lembrar que os valores de longitude e latitude não estão em valor
19 # absoluto.
20 #Ou seja, no caso de valores negativos, o mínimo é maior do que o máximo
21 # em módulo.
22
23 final = []
24 longmin = -44.9409
25 longmax = -44.9394
26 latmin = -21.9857
27 latmax = -21.9835
28 with open("arquivo.txt", "r") as file:
29     data = [[float(num) for num in line.split()] for line in file]
30
31 for line in data:
32     if line[0]>=longmin and line[0]<=longmax:
33         if line[1]>=latmin and line[1]<=latmax:
34             final.append(line)
35
36 with open("rwdata.txt", "w") as output_file:
37     output_file.write("#Long Lat Z(m) Rho")
38     output_file.write("\n")
39     for line in final:
40         output_file.write("      ".join([str(num) for num in line]))
41         output_file.write("\n")
42
```

Figura A.1: Código Python que recorta o dado AMT com foco nas dimensões dos perfis.

```

1  #CÓDIGO INTERPOLAÇÃO
2
3  #a) Pega as coordenadas de todas as medidas do MT (inclusive profundidade);
4  #b) Pega as coordenadas de uma medida do eletrorresistividade;
5  #c) Calcula a distância entre todas as medidas do MT com a medida da ER;
6  #d) Interpola com o método de Shepard o valor da densidade naquelas
7  # coordenadas para todas as profundidades
8  #e) Repete o procedimento para as outras medidas do eletrorresistividade
9  #f) Imprime o resultado final no perfil.dat
10
11 import math
12 def int_3D(A, origin, destination):
13     N = len(origin)
14     s = 0.
15     Ai = 0.
16     d = [0 for num in range(N)]
17     w = [0 for num in range(N)]
18     for i in range(N):
19         d[i] = distance(origin[i], destination)
20         s = s + 1./d[i]
21     for i in range(N):
22         w[i] = (1./d[i])/s
23     for i in range(N):
24         Ai = Ai + w[i]*A[i]
25     return (Ai)
26
27 #Adaptado do github
28 def distance(origin, destination):
29     lon1, lat1, depth1 = origin
30     lon2, lat2, depth2 = destination
31     radius = 6371 # km - isso é aproximado.
32     # Pode mudar pra melhorar.
33     dlat = math.radians(lat2-lat1)
34     dlon = math.radians(lon2-lon1)
35     a = math.sin(dlat/2) * math.sin(dlat/2) + math.cos(math.radians(lat1))
36     * math.cos(math.radians(lat2)) * math.sin(dlon/2) * math.sin(dlon/2)
37     c = 2 * math.atan2(math.sqrt(a), math.sqrt(1-a))
38     d = radius * c
39     d = (d**2 + (depth1 - depth2)**2)**0.5
40     return d

```

Figura A.2: Primeira parte do código de Interpolação utilizado no Cubo de Resistividade

```

42 with open("rwdata2.txt", "r") as file:
43     data = [[float(num) for num in line.split()] for line in file]
44     origin = []
45     origin_latlon = []
46     rho = []
47     for i in range(len(data)):
48         origin.append(data[i][0:3])
49         origin_latlon.append(data[i][0:2])
50         rho.append(data[i][3])
51
52 with open("coordenadas_eletrorresistividade.txt", "r") as file:
53     destination = [[float(num) for num in line.split()] for line in file]
54
55     perfil_interpolado = []
56
57     for j in range(len(destination)):
58         if destination[j] in origin_latlon:
59             position = origin_latlon.index(destination[j])
60             for i in range(65):
61                 perfil_interpolado.append([destination[j][0], destination[j][1],
62                 origin[i][2], rho[i+position]])
63         elif destination[j] not in origin_latlon:
64             newdata = []
65             for i in range(65):
66                 newdata.append([destination[j][0], destination[j][1], data[i][2], 0])
67             for i in range(65):
68                 newdata[i][3] = int_3D(rho, origin, newdata[i][0:3])
69                 perfil_interpolado.append(newdata[i])
70
71 with open("perfil.dat", "w") as output_file:
72     output_file.write("#Long Lat Z(m) Rho")
73     output_file.write("\n")
74     for line in perfil_interpolado:
75         output_file.write(" ".join([str(num) for num in line]))
76         output_file.write("\n")
77

```

Figura A.3: Segunda parte do código de Interpolação utilizado no Cubo de Resistividade

Referências Bibliográficas

- 2DMANUAL, A. G. I., 2009, *Instruction Manual for EarthImager 2D - Resistivity and IP Inversion Software*.
- 3DMANUAL, A. G. I., 2008, *Instruction Manual for EarthImager 3D - Resistivity Inversion Software*.
- BOOKER, J. R., 2014, “The magnetotelluric phase tensor: a critical review”, *Surveys in Geophysics*, v. 35, n. 1, pp. 7–40.
- BRAGA, A., 2007, “Métodos Geométricos Aplicados–Módulo Hidrogeologia”, *UNESP, Rio Claro (SP)*. Available on: < <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/BRAGA/Geofisica/Geoeltricos-V3.pdf> >. Access on, v. 20, pp. 2010.
- CAGNIARD, L., 1953, “Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting”, *Geophysics*, v. 18, pp. 605–635.
- CALDWELL, T. G., BIBBY, H. M., BROWN, C., 2004, “The magnetotelluric phase tensor”, *Geophysical Journal International*, v. 158, n. 2, pp. 457–469.
- CASSIANI, G., BRUNO, V., VILLA, A., et al., 2006, “A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography”, *Journal of Applied Geophysics*, v. 59, n. 3, pp. 244–259.
- CHANDRA, S., AHMED, S., RAM, A., et al., 2008, “Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: a theoretical development with field application”, *Journal of Hydrology*, v. 357, n. 3-4, pp. 218–227.
- CHAVE, A. D., JONES, A. G., 2012a, *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- CHAVE, A. D., JONES, A. G., 2012b, *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.

- COSTA, P., CARMO, J., DELGADO, S., 2001, “Projeto Hidrogeoambiental das estâncias hidrominerais da Companhia Mineradora de Minas Gerais?Comig”, *Relatório Técnico. Belo Horizonte, MG*.
- CPRM, 1999, “Projeto Circuito das Águas do Estado de Minas Gerais-Estudos Geoambientais das Fontes Hidrominerais de Águas de Contendas, Cambuquira, Caxambu, Lambari e São Lourenço”, *Belo Horizonte, 1999a*.
- EBERT, H., HASUI, Y., SARTORATO, G., et al., 1993, “Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé”, *Bol Res IV Simp Nac Est Tect, Belo Horizonte, MG, Brasil*, pp. 166–171.
- EGBERT, G. D., 1997, “Robust multiple-station magnetotelluric data processing”, *Geophysical Journal International*, v. 130, n. 2, pp. 475–496.
- EGBERT, G. D., MEQBEL, N., KELBERT, A., 2017, “Some results from ModEM3DMT, the freely available OSU 3D MT inversion code”, *6th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics*, (March).
- FEITOSA, F. A. C., MANOEL FILHO, J., FEITOSA, E. C., et al., 2008, *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM.
- FERREIRA, A., LIMA, C., CARDOSO, F., et al., 2007, “Águas subterrâneas um recurso a ser reconhecido e protegido”, *Secretária de Recursos Hídricos e Ambiente*.
- GROSGES, T., VIAL, A., BARCHIESI, D., 2005, “Models of near-field spectroscopic studies: comparison between finite-element and finite-difference methods”, *Optics Express*, v. 13, n. 21, pp. 8483–8497.
- HASUI, Y., 1982, “The Mantiqueira Province: Archean structure and Proterozoic evolution”, *Brazilian Journal of Geology*, v. 12, n. 1-2-3, pp. 167–171.
- KAUFMAN, A. A., 1981, “The magnetotelluric sounding method”, *Methods in geochemistry and geophysics*.
- KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I., 2013, *An introduction to geophysical exploration*. John Wiley & Sons.
- KELBERT, A., MEQBEL, N., EGBERT, G. D., et al., 2014a, “ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data”, *Computers & Geosciences*, v. 66, pp. 40–53.

- KELBERT, A., MEQBEL, N., EGBERT, G. D., et al., 2014b, “ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data”, *Computers & Geosciences*, v. 66, pp. 40–53.
- KELLER, G. V., FRISCHKNECHT, F. C., 1966, “Electrical methods in geophysical prospecting”, .
- LIMA, O. A. D., 2014, *Propriedades Físicas das Rochas - base da Geofísica Aplicada*. Sociedade Brasileira de Geofísica - SBGf.
- MACHADO, R., ENDO, I., 1993, “O Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica”, *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte. Anais (Belo Horizonte)*, pp. 188–191.
- MARTI, A., QUERALT, P., LEDO, J., 2009, “WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor”, *Computers & Geosciences*, v. 35, n. 12, pp. 2295–2303.
- MARTÍ, A., QUERALT, P., ROCA, E., 2004, “Goelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain”, *Geophysical Journal International*, v. 157, n. 3, pp. 961–974.
- MEJU, M. A., 2002, “Goelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges”, *Surveys in Geophysics*, v. 23, n. 2-3, pp. 133–206.
- MEQBEL, N. M. M., 2009, *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*. Tese de Doutorado.
- MILSON, J., 2003, “Field Geophysics, The geological field guide series”, *University College London*.
- NEWMAN, G. A., ALUMBAUGH, D. L., 2000, “Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients”, *Geophysical journal international*, v. 140, n. 2, pp. 410–424.
- PARKER, R. L., BOOKER, J. R., 1996, “Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 98, n. 3-4, pp. 269–282.

- PEDROSA-SOARES, A., JEBER, A., ALCKMIM, F., et al., 2018, *SIGA - CIRCUITO DAS ÁGUAS: Caracterização geoambiental, geológica, geofísica, hidrogeológica e hidrogeoquímica do Circuito das Águas de Minas Gerais, com ênfase nos parques hidrominerais de Cambuquira, Caxambu, Contendas, Marimbeiro e Lambari*. Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE), Belo Horizonte.
- PIERCE, H. A., THOMAS, D. M., 2009, *Magnetotelluric and audiomagnetotelluric groundwater survey along the Humu'ula portion of Saddle Road near and around the Pohakuloa training area, Hawaii*. Relatório técnico, US Geological Survey.
- PINTO C.P., VIANA H.S., O. F. S. H., 1994, *A presença de rochas ígneas alcalinas em Caxambu, MG*. Sociedade Brasileira de Geologia - Boletim de resumos expandidos.
- SIMPSON, F., BAHR, K., 2005, *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- SIRIPUNVARAPORN, W., 2012, "Three-dimensional magnetotelluric inversion: an introductory guide for developers and users", *Surveys in geophysics*, v. 33, n. 1, pp. 5–27.
- TELFORD, W. M., TELFORD, W., GELDART, L., et al., 1990, *Applied geophysics*, v. 1. Cambridge university press.
- TIKHONOV, A., 1950, "On Determining Electrical Characteristics of the Deep Strata of Earth's Crust", *Doklady*, v. 73, pp. 295–297.
- TROUW, C. C., DE MEDEIROS, F. F. F., TROUW, R. A. J., 2016, "Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG", *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, pp. 767–776.
- TROUW, R., PACIULLO, F., RIBEIRO, A., 1994, "A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira", *SBG, Cong. Bras. Geol*, v. 38, n. 3, pp. 234–235.
- VOZOFF, K., 1991, "The Magnetotelluric Method". In: Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 641–712.
- WANNAMAKER, P. E., HOHMANN, G. W., 1991, "Electromagnetic induction studies", *Reviews of Geophysics*, v. 29, n. S1, pp. 405–415.
- ZASLAVSKI, D., SINAI, G., 1977, *Surface hydrology*. Relatório técnico, ICW.