

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

FERNANDA TELES GOMES ROSA

ANÁLISE DAS RELAÇÕES ENTRE RESISTIVIDADE ELÉTRICA, VAZÃO E  
PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS PARA O AQUÍFERO LIVRE DA REGIÃO DE  
CORUMBATAÍ (SP)

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao programa de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente, para obtenção do Título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP  
2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

FERNANDA TELES GOMES ROSA

ANÁLISE DAS RELAÇÕES ENTRE RESISTIVIDADE ELÉTRICA, VAZÃO E  
PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS PARA O AQUÍFERO LIVRE DA REGIÃO DE  
CORUMBATAÍ (SP)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP  
2017

551 Rosa, Fernanda Teles Gomes  
R788a Análise das relações entre resistividade elétrica, vazão e parâmetros físico-químicos para o aquífero livre na região de Corumbataí (SP) / Fernanda Teles Gomes Rosa. - Rio Claro, 2017  
105 f. : il., figs., gráfs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: César Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Parâmetros físico-químicos. 3. Tomografia elétrica. 4. Distorção de campo elétrico. I. Título.

FERNANDA TELES GOMES ROSA

ANÁLISE DAS RELAÇÕES ENTRE RESISTIVIDADE ELÉTRICA, VAZÃO E  
PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS PARA O AQUÍFERO LIVRE DA REGIÃO DE  
CORUMBATAÍ (SP)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Status: Aprovado

Comissão Examinadora

---

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)  
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

---

Prof. Dr. Fábio Braz Machado  
ICET/UNIFESP/Diadema (SP)

---

Dr. Andresa Oliva  
FUNDUNESP/Rio Claro (SP)

Rio Claro, SP 22 de junho de 2017

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus familiares, amigos e companheiro, por todo apoio que me forneceram.

Ao meu orientador, Prof. Dr. César Augusto Moreira, por toda a dedicação e empenho para transformar este trabalho no melhor possível, obrigada pela paciência e ajuda nos momentos de inúmeras dúvidas.

Aos moradores das residências, pela gentileza e atenção de deixar o estudo acontecer dentro da casa deles.

À todos os integrantes da equipe de campo.

A Rosangela, secretária do programa de pós - graduação por todo o suporte na área de datas e prazos.

## RESUMO

A água subterrânea quando objeto de consumo humano obedece a parâmetros de qualidade, determinados por órgãos responsáveis em cada região. Poços do tipo cacimba, de escavação manual, e por vezes não regulamentados, podem sofrer da alteração dos parâmetros geoquímicos e como consequência a diminuição da qualidade da água. Sob a problemática de alta salinidade evidenciada por parte dos moradores nos municípios de Corumbataí e Rio Claro no interior do estado de São Paulo, foram realizadas aquisições de dados geofísicos por meio do método eletrorresistivo e coletados dados físico-químicos das águas dos poços. A captação de água subterrânea nestes poços é sob a unidade geológica da Formação Corumbataí marcada pela presença de siltitos e argilitos. A quantificação de parâmetros como os sólidos totais dissolvidos, condutividade elétrica, pH e Eh e vazão, são determinantes para caracterização do ambiente hidrogeológico. Para este trabalho, foram coletados dados geoquímicos de 18 poços e realizadas aquisições geofísicas com a técnica de tomografia elétrica concomitantes, com o intuito de possível correlação entre os parâmetros. Em uma análise geral nos dados físico-químicos é possível notar que os dados referentes aos parâmetros de sólidos totais dissolvidos e condutividade elétrica medidos nos poços, são correlacionados diretamente, devido a facilidade ao trânsito de corrente elétrica em soluções salinas. O resultado do processamento das aquisições geofísicas foi dividido em quatro grupos distintos, que variam de acordo com as características quanto ao parâmetro físico de resistividade. Com a realização de três arranjos de campo distintos, Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, a resposta geofísica é diferente para cada arranjo. Em determinadas linhas ocorrem diferenças entre as três seções para mesmo ambiente geológico, este efeito é devido à disposição dos eletrodos na superfície para a injeção de corrente e obtenção da diferença de potencial. Cada disposição diferente de eletrodos gera uma distorção do campo elétrico devido à forma de propagação de corrente em cada arranjo aplicado em campo, como é evidenciado em determinadas linhas, das quais os valores de resistividade obtidos na área de influência do poço são amplamente discrepantes de um arranjo em comparação com os outros.

Palavras-chave: parâmetros físico-químicos; tomografia elétrica, distorção de campo elétrico.

## ABSTRACT

Groundwater when subject to human consumption obeys quality parameters, determined by responsible bodies in each region. cacimba wells, manually excavated, and sometimes unregulated, can suffer from the alteration of the geochemical parameters and as a consequence the decrease of water quality. Under the problem of high salinity evidenced by the residents in the municipalities of Corumbataí and Rio Claro in the interior of the state of São Paulo, geophysical data were acquired through the eletrorresistivo method and physicochemical data were collected from well water. The abstraction of groundwater in these wells is under the geological unit of the Corumbataí Formation marked by the presence of siltstones and argillites. The quantification of parameters such as total dissolved solids, electrical conductivity, pH and Eh and flow rate are determinant for characterization of the hydrogeological environment. For this work, geochemical data were collected from 18 wells and geophysical acquisitions were carried out using the concomitant electrical tomography technique, with the aim of possible correlation between the parameters. In a general analysis of the physicochemical data it is possible to observe that the data concerning the parameters of total dissolved solids and electrical conductivity measured in the wells are directly correlated due to the ease of electric current transit in salt solutions. The result of the processing of the geophysical acquisitions was divided into four distinct groups, which vary according to the characteristics of the physical parameter of resistivity. With the realization of three distinct field arrangements, Schlumberger, Wenner and Dipole-dipole, the geophysical response is different for each arrangement. In certain lines there are differences between the three sections for the same geological environment, this effect is due to the arrangement of the electrodes on the surface for the current injection and obtaining the potential difference. Each different arrangement of electrodes generates a distortion of the electric field due to the form of current propagation in each array applied in the field, as evidenced in certain lines, of which the resistivity values obtained in the area of influence of the well are widely divergent from one arrangement compared to others.

**Keywords:** physical-chemical parameters; Electrical tomography, electric field distortion.

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO .....	16
FIGURA 2 - BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS PIRACICABA, CAPIVARI E JUNDIAÍ. ....	18
FIGURA 3 - MAPA DOS GRUPOS E FORMAÇÕES GEOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO	21
FIGURA 4 -ALTERNÂNCIA RÍTMICA DE SILTITOS E ARGILITOS . ....	28
FIGURA 5 - CAMADA DE ARGILITO ROXO COM VEIOS DE CALCITA.....	28
FIGURA 6 - SEQUÊNCIA RÍTMICA ONDE PREDOMINA NÍVEIS DE ARENITO FINO, COM CAMADA ÚNICA DE ARGILITO MARROM ESCURO .....	28
FIGURA 7 - ELEMENTOS DO CICLO HIDROGEOLÓGICO.....	29
FIGURA 8 - EXEMPLO DE AQUÍFERO LIVRE, CONFINADO E AQUITARDE.....	31
FIGURA 9 - AQUÍFERO GRANULAR, AQUÍFERO FISSURAL E AQUÍFERO CÁRSTICO.....	32
figura 10 - FORMAS DE CONDUÇÃO ELÉTRICA EM ROCHAS E MINERAIS.....	35
FIGURA 11 - ANALOGIA ENTRE O FLUXO DE CORRENTE E O FLUXO DE ÁGUA.. ....	37
FIGURA 12 - CAMINHO DE CORRENTE ELÉTRICA NO SOLO.....	40
FIGURA 13 - EXEMPLO DE UMA FRAÇÃO DE CORRENTE PENETRANDO ABAIXO DA PROFUNDIDADE Z PARA UMA DETERMINADA SEPARAÇÃO DE ELETRODOS DE CORRENTE .....	41
FIGURA 14 - DISPOSIÇÃO DOS ELETRODOS NOS ARRANJOS.....	42
FIGURA 15 - EFEITO DA REFRAÇÃO NAS LINHAS DE CORRENTE NA INTERFACE ENTRE O MEIO DE MAIOR E MENOR RESISTIVIDADE.....	44
FIGURA 16 - LINHAS DE CORRENTE ELÉTRICA NA REFRAÇÃO. ....	44
FIGURA 17 - SENSIBILIDADE DOS ARRANJOS NA DISTRIBUIÇÃO DE CORRENTE EM PLANO.....	46
FIGURA 18 - TIPOS DE POROSIDADE EM RELAÇÃO AOS TEXTURA DA ROCHA.....	47
FIGURA 19 - ABORDAGEM MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA PARA A ANÁLISE DE FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	49
IGURA 20 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DOS POÇOS. ....	55
FIGURA 21 - PROCEDIMENTOS ADOTADOS EM CAMPO.....	57
FIGURA 22 - LINHA 1, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 3,30 METROS .....	62
FIGURA 23 - LINHA 2 PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 4 METROS.....	62
FIGURA 24 - LINHA 3, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 0,7 METROS.....	63
FIGURA 25 - LINHA 4, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 12,08 METROS.....	63
FIGURA 26 - LINHA 7, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 11,41 METROS.....	64
FIGURA 27 - LINHA 11, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 3,84 METROS.....	64
FIGURA 28 - LINHA 12, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 5,07 METROS.....	65
FIGURA 29 - LINHA 13, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 3,18 METROS.....	65
FIGURA 30 - LINHA 15, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 13,07 METROS.....	66
FIGURA 31 - LINHA 17, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 11,08 METROS.....	66
FIGURA 32 - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA <i>VERSUS</i> STD, 10 PONTOS - GRUPO A.....	67



FIGURA 33 - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA <i>VERSUS</i> STD 7 PONTOS - GRUPO A .....	68
FIGURA 34 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO SCHLUMBERGER - GRUPO A .....	70
FIGURA 35 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO WENNER - GRUPO A .....	70
FIGURA 36 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO DIPOLO - DIPOLO - GRUPO A.....	71
FIGURA 37 - LINHA 5, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 24 METROS.....	73
FIGURA 38 - LINHA 16, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 3,55 METROS.....	73
FIGURA 39 - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA <i>VERSUS</i> STD, GRUPO B.....	74
FIGURA 40 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO SCHLUMBERGER - GRUPO B.....	75
FIGURA 41 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO WENNER - GRUPO B .....	75
FIGURA 42 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO - GRUPO B .....	76
FIGURA 43 - LINHA 9, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 2,85 METROS.....	77
FIGURA 44 - LINHA 14, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 8,91 METROS.....	78
FIGURA 45 - LINHA 18, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 13,18 METROS.....	78
FIGURA 46 - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA <i>VERSUS</i> STD, GRUPO C.....	79
FIGURA 47 RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO SCHLUMBERGER - GRUPO C.....	80
FIGURA 48 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO WENNER- GRUPO C .....	80
FIGURA 49 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO - GRUPO C .....	81
FIGURA 50 - LINHA 6, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 3,15 METROS.....	82
FIGURA 51 - LINHA 8, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 1,4 METROS.....	82
FIGURA 52 - LINHA 10, PROFUNDIDADE DO NÍVEL DA ÁGUA EM 11,3 METROS.....	83
FIGURA 53 - CONDUTIVIDADE ELÉTRICA <i>VERSUS</i> STD, GRUPO D.....	84
FIGURA 54 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO SCHLUMBERGER - GRUPO D.....	85
FIGURA 55 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO WENNER - GRUPO D .....	85
FIGURA 56 - RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO - GRUPO D .....	86
FIGURA 57 - CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS HIDROGEOLÓGICOS COM 18 PONTOS .....	88
FIGURA 58 - CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS HIDROGEOLÓGICOS COM 15 PONTOS .....	89
FIGURA 59 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> CONDUTIVIDADE ELÉTRICA, ARRANJO SCHLUMBERGER .....	91
FIGURA 60 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> CONDUTIVIDADE ELÉTRICA, ARRANJO WENNER .....	91
FIGURA 61 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> CONDUTIVIDADE ELÉTRICA, ARRANJO DIPOLO- DIPOLO .....	91
FIGURA 62 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> STD, ARRANJO SCHLUMBERGER .....	92
FIGURA 63 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> STD, ARRANJO WENNER.....	92
FIGURA 64 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> STD, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO .....	92
FIGURA 65 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> PH, ARRANJO SCHLUMBERGER.....	93
FIGURA 66 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> PH, ARRANJO WENNER .....	93
FIGURA 67 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> PH, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO .....	93

FIGURA 68 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> EH, ARRANJO SCHLUMBERGER.....	94
FIGURA 69 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> EH, ARRANJO WENNER .....	94
FIGURA 70 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> EH, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO .....	94
FIGURA 71 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO SCHLUMBERGER .....	95
FIGURA 72 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO WENNER.....	95
FIGURA 73 - DADOS DE RESISTIVIDADE <i>VERSUS</i> VAZÃO, ARRANJO DIPOLO-DIPOLO .....	95

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos dados geoquímicos.....	60
Tabela 2 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo A.....	67
Tabela 3 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo A.....	69
Tabela 4 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo B.....	74
Tabela 5 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo B.....	75
Tabela 6 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo C.....	79
Tabela 7 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo-grupo C.....	80
Tabela 8 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo D.....	84
Tabela 9 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo D.....	85
Tabela 10 - Parâmetros hidrogeológicos e geofísico para as 18 linhas.....	90

## Sumário

1 INTRODUÇÃO.....	13
1.1 Objetivos .....	15
2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E ECONÔMICOS.....	16
3 GEOLOGIA.....	20
3.1 Bacia Sedimentar do Paraná .....	20
3.2 Unidades Litoestratigráficas Regionais .....	21
3.2.1 Grupo Itararé .....	21
3.2.2 Grupo Passa Dois .....	22
3.2.3 Grupo São Bento.....	25
3.2.4 Grupo Bauru.....	26
3.2.5 Depósitos Cenozóicos .....	27
3.3 Geologia local .....	27
4 HIDROGEOLOGIA: CONCEITOS BÁSICOS.....	29
4.1 Aquíferos.....	30
4.1.1 Aquiclude e Aquitarde.....	30
4.1.2 Tipos de aquífero.....	31
5 MATERIAS E MÉTODOS .....	33
5.1 PRINCÍPIOS FÍSICOS FUNDAMENTAIS.....	33
5.1.2 Princípios teóricos .....	33
5.1.3 Condução da corrente elétrica nos materiais.....	34
5.1.4 Campo elétrico e potencial.....	35
5.1.5 Resistência e resistividade elétricas.....	36
5.2 MÉTODO DA ELETORRESISTIVIDADE .....	37
5.2.1 Resistividade dos minerais .....	38
5.2.2 Técnica e arranjos de aquisição .....	39
5.3 PROPAÇÃO DOS CAMPOS ELÉTRICO E POTENCIAL NO AMBIENTE GEOLÓGICO .....	43
5.4 PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS .....	46
5.4.1 Porosidade.....	46
5.4.2 Permeabilidade .....	47
5.4.3 Transmissividade.....	48
5.4.4 Condutividade hidráulica .....	49
5.4.5 Fluxo .....	50
5.4.6 Parâmetros físico-químicos .....	50

6	CORRELAÇÃO ENTRE OS PARÂMETROS GEOELÉTRICOS E HIDROGEOLÓGICOS	52
7	PLANEJAMENTO E AQUISIÇÃO DOS DADOS	55
8	PROCESSAMENTO E ANÁLISE DOS DADOS	58
9	RESULTADOS	61
9.1	Grupo A	61
9.2	Grupo B	72
9.3	Grupo C	77
9.4	Grupo D	81
10	DISCUSSÕES	87
10.1	Parâmetros hidrogeológicos	87
10.2	Correlações entre dados geoquímicos e geofísicos	89
11	CONCLUSÕES	98
	REFERÊNCIAS	100

## 1 INTRODUÇÃO

A água tem devida importância para a saúde humana, e é essencial para o funcionamento biológico, desde o metabolismo dos organismos vivos até o equilíbrio dos ecossistemas. A crise da água no século XXI trouxe a discussão sobre o gerenciamento, as análises e estratégias permanentes e de prospecção tecnológicas, cada vez mais necessárias para redução da vulnerabilidade, dos riscos de desabastecimento, deterioração da qualidade e de escassez da água. O aumento acelerado por demanda deste recurso cria problemas de escassez, ao mesmo tempo em que ocorre a deterioração da qualidade das águas (BICUDO et al., 2010).

Quanto ao consumo das águas, no Brasil a agricultura é o meio de maior consumo cerca de 68%, 18% é destinado para o abastecimento público e 14% das águas disponíveis são para as indústrias. Além do uso agrícola e industrial as águas subterrâneas são exploradas para uso doméstico. Atualmente mais de 80% dos municípios do estado de São Paulo exploram o subsolo para abastecimento parcial ou integral (BICUDO et al., 2010; DAEE, 2015). A alta demanda gerada faz com que o sistema hídrico seja bastante estudado, afim de captação de águas subterrâneas. Com isso novos estudos surgem, com novas ferramentas ou aprimoramentos dos métodos já realizados.

Hidrogeologia é o nome para o estudo das águas encontradas na superfície da Terra. Uma das metas mais importantes e também mais difíceis em hidrogeologia é a capacidade de prever de forma confiável as propriedades hidráulicas das formações do subsolo. A caracterização mais completa e precisa do meio geológico em subsuperfície, pode ser conseguido através da abordagem integrada entre os dados de poços e dados geofísicos interpretados em conjunto (HISCOCK, 2005; RUBIN & HUBBARD, 2005).

Os métodos geofísicos são uma alternativa de investigação em subsuperfície, de forma indireta, de baixo custo, e rápida se comparada principalmente aos casos em que são necessárias várias perfurações. Os métodos são divididos de acordo com as propriedades físicas a que estão submetidos. Propriedades como densidade e elasticidade determinam os métodos sísmicos, a suscetibilidade magnética e remanência são propriedades físicas do método magnético, a densidade do método gravimétrico, a condutividade, a capacitância, a indutância elétrica e constante dielétricas nos métodos geoeletricos. Estes são métodos versáteis com

procedimentos de interpretações por meio de programas computacionais, e possibilitam interpretações quantitativas. Com a evolução tecnológica dos equipamentos, este recurso é crescentemente empregado, devido à possibilidade de amplas áreas de cobertura, com aplicabilidade em estudos de mapeamento geológico, prospecção mineral e hidrogeologia (KEAREY et al., 2002).

O uso do método geofísico aplicado à hidrogeologia é eficaz quando se anseia adquirir informações como o nível da água subterrânea, a espessura da camada aquífera, mapa potenciométrico ou quando o objeto de trabalho é o conhecimento do ambiente geológico regional, estas entre outras informações. A correlação entre os parâmetros hidrogeológicos e geofísicos, dependem de fatores como: o tamanho do poro, índice de vazios, conexão entre os poros, salinidade, grau de intemperismo, quantidade de fraturas no caso de aquíferos fraturados, interconectividade e saturação por água, são fatores que controlam o fluxo das águas subterrâneas. Modelos teóricos são produzidos em laboratório para obter as propriedades hidrogeofísicas, e estes modelos teóricos são tipicamente baseados em relações de modelos petrofísicos. Com o decorrer do tempo, novas alternativas de aquisição, processamento e combinação de métodos são testadas para que o resultado final seja o mais condizente com a realidade do meio geológico (RUBIN & HUBBARD, 2005).

Com isso, a correlação entre os parâmetros é vista como uma boa solução na obtenção de resposta do meio, de forma eficiente e rápida. O uso, portanto dos métodos geofísicos e sua resposta integrada aos parâmetros hidrogeológicos é utilizada com o intuito de diminuir os custos, e principalmente a diminuição da necessidade de perfurações de poços (CHANDRA et al., 2008).

Dentre os métodos geofísicos existentes a eletrorresistividade foi o escolhido para este trabalho. Através da técnica de tomografia elétrica, que é baseada na determinação da resistividade elétrica de diferentes tipos de materiais geológicos. Este método é capaz de delimitar o contraste entre a propriedade física de resistividade nos meios saturados e insaturados, além de determinar possíveis zonas de falhas ou fraturas.

Neste estudo, foram realizadas aquisições geofísicas e coletados dados geoquímicos da água dos poços rasos com captação em aquífero livre na localidade dos municípios de Corumbataí e Rio Claro (SP), sob os siltitos e argilitos presentes na unidade geológica da Formação Corumbataí. Esta região é reconhecida pela

elevada salinidade natural das águas em nascentes e poços rasos, atribuída à liberação de sais presentes nas rochas sedimentadas em ambiente marinho raso (SOUSA, 1985).

A análise dos resultados permitiu o estabelecimento das relações entre os parâmetros físico-químicos de sólidos totais dissolvidos, condutividade elétrica, pH, Eh e medidas de vazão com o parâmetro geofísico de resistividade, nos 18 poços de captação de água presentes na área de estudo.

Os dados tomográficos adquiridos subsidiaram o estudo comparativo entre os arranjos de aquisição de dados, e produziram resultados satisfatórios e esclarecedores quanto à disposição dos eletrodos em superfície e sua influência na fidelidade com o ambiente geológico representado.

## **1.1 Objetivos**

Este trabalho objetiva uma análise quantitativa e comparativa entre o parâmetro físico de resistividade elétrica obtido por meio da técnica de tomografia elétrica e medidas de vazão, sólidos totais dissolvidos, pH, Eh e condutividade elétrica, obtidos por meio de amostras de água subterrânea em poços rasos na Formação Corumbataí unidade geológica do Grupo Passa Dois, nos municípios de Rio Claro e Corumbataí (SP).

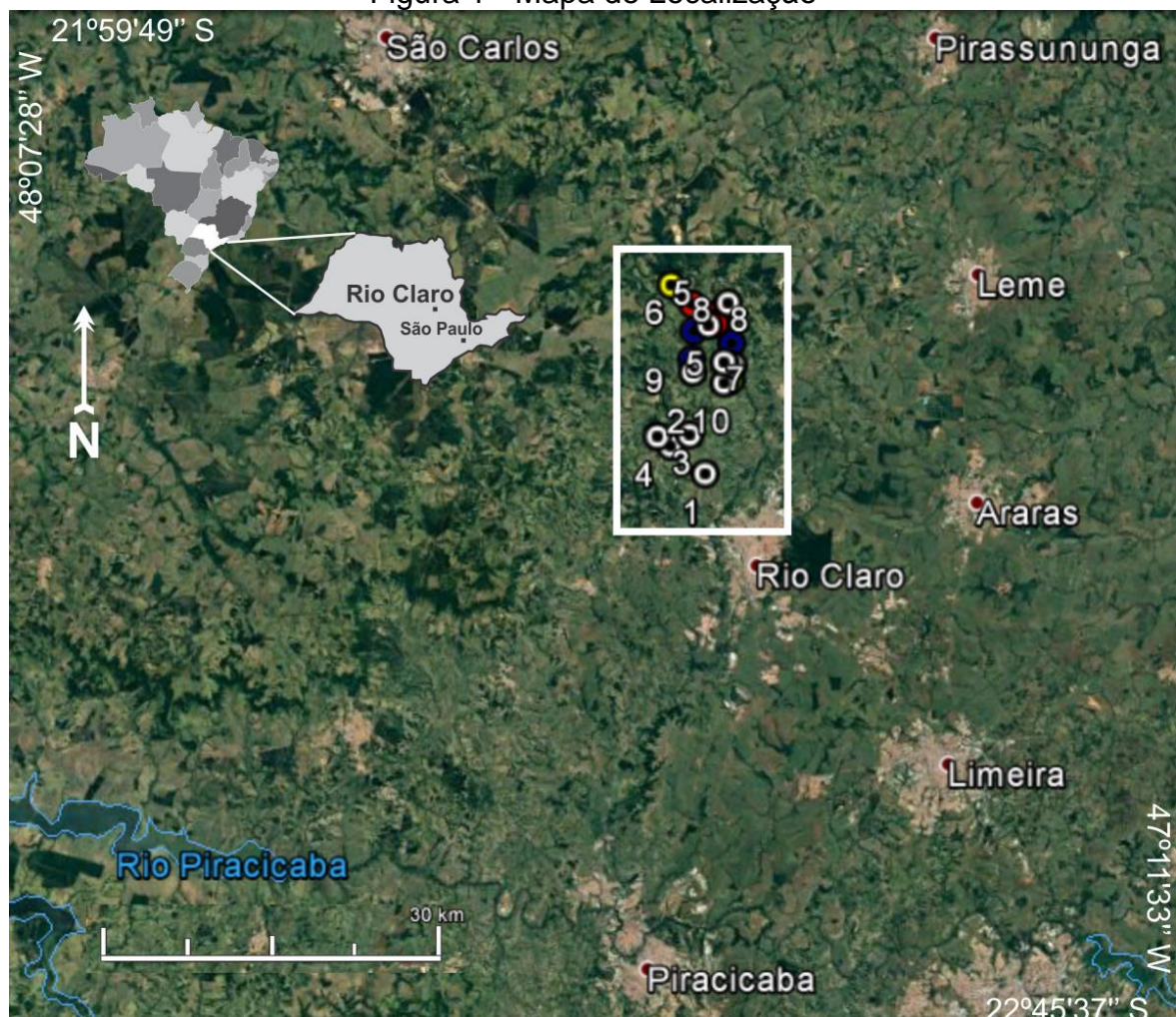
Por meio da aquisição de dados geofísicos, um segundo objetivo, visa a análise comparativa entre os arranjos aplicados em campo Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, por meio do método eletrorresistivo e da técnica de aquisição tomográfica para conferir o grau de fidelidade ao contexto geológico, bem como a análise de inconsistência entre os resultados apresentados, associados às distorções na propagação do campo elétrico e potencial em sistemas aquíferos distintos, o que justifica a sensibilidade relativa de cada arranjo.



## 2 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E ECONÔMICOS

A área de estudo está situada nos municípios de Corumbataí e Rio Claro, no estado de São Paulo, locais próximos a importantes centros urbanos como Limeira e Piracicaba e Campinas. Segundo dados do IBGE (2015), o município de Corumbataí tem uma população de 3.874 habitantes e uma área de 278.622 Km<sup>2</sup> e o município de Rio Claro possui uma população de aproximadamente 199 mil habitantes, em uma área de 498 km<sup>2</sup> (Figura 1).

Figura 1 - Mapa de Localização



Fonte: Google Earth.

O regime climático na região apresenta características sub-tropicais com duas estações bem definidas, seca no inverno e úmido no verão. De outubro a abril são os meses de período de maior intensidade de chuvas e de maio a setembro são os meses de estiagem, com variação local no início e o término de cada um dos

períodos. Os índices de precipitação pluviométrica variam entre 1.200mm a 1.800 mm anuais (CEAPLA, 2016).

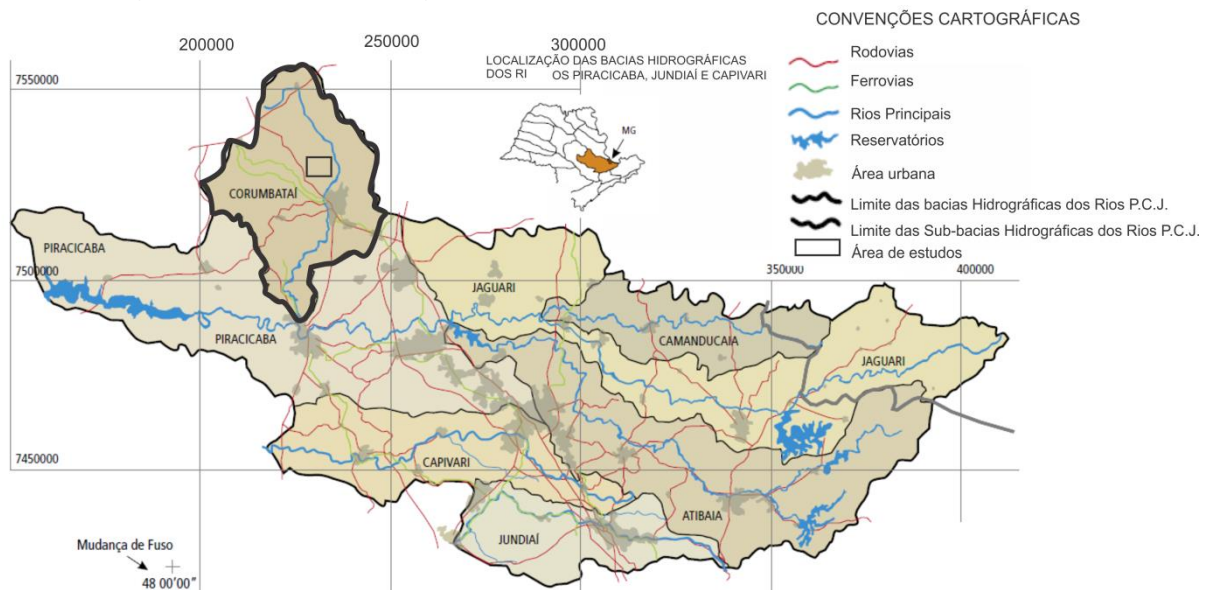
A geomorfologia do Estado de São Paulo é dividida em cinco grandes províncias: Planalto Atlântico, Planalto Ocidental, Província Costeira, Depressão Periférica e Cuestas Basálticas (AB' SABER, 1956). Dentre estas províncias, a área de estudo está situada na Depressão Periférica entre as margens pré-cambrianas do Planalto Cristalino e as escarpas das zonas das cuestas dos derrames basálticos do Planalto Ocidental. Possui uma área de mais de 470 km de norte a sul do estado e apresenta características morfológicas de comportamento interplanáltico, suavemente ondulado, com altitude variável entre 550m e 650m (CEAPLA, 2016).

Dentre as divisões das Bacias Hidrográficas do Estado de São Paulo, a área de estudo esta sob a região do Piracicaba, Capivari e Jundiáí que abrange uma área total de 15.303,67 km<sup>2</sup> (SSRH, 2013). Os principais cursos d'água desta bacia são os rios Piracicaba, Jaguari, Atibaia, Camanducaia, Corumbataí, Passa Cinco, Ribeirões Anhumas, Pinheiros e Quilombo na Bacia do rio Piracicaba; Rios Capivari, Capivari-Mirim e Ribeirões Água Clara e Piçarrão na Bacia do Rio Capivari; Rios Jundiáí, Jundiáí-Mirim, Córrego Castanho e Ribeirão Piraí na Bacia do Rio Jundiáí.

A região de estudos é uma das nove subdivisões da bacia hidrográfica do Rio Piracicaba, denominada sub-bacia do Rio Corumbataí e desde a sua nascente até a foz percorre uma área de 1.702,59 Km<sup>2</sup> e contempla os municípios de Analândia, Corumbataí, Rio Claro, Santa Gertudres, Ipeúna e Charqueada (CBJ-PCJ, 2006) (Figura 2).

O rio Corumbataí, localizado na depressão periférica paulista, no centro leste do estado de São Paulo, é o principal responsável pelo abastecimento das regiões deste trabalho. Sua nascente é na região de Analândia na Serra de Santana a 800 m, e sua foz, no rio Piracicaba. Em seu alto curso, apresenta forte declive e rápido escoamento, com redução de sua velocidade e declive no curso médio devido à deposição de sedimentos nas curvas trazidos do mais alto curso. No baixo curso, o rio é volumoso, e tem pouca declividade, com curvas e meandros sobre arenitos e siltitos do Grupo Tubarão. O principal afluente da margem esquerda do Rio Corumbataí é o Ribeirão Claro, que abastece a cidade de Rio Claro (CBJ-PCJ, 2006).

Figura 2- Bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiá



Fonte: (CBH-PCJ, 2006).

Os principais solos da região de abrangência da bacia são (CEAPLA, 2017):

- Latossolo vermelho - Eutroférico, que ocorre em relevo plano ou com ondulação suave de cor avermelhada.
- Latossolo vermelho amarelo que ocorre em locais com relevo plano ou ondulação suave e apresenta cor amarelada com textura de argilosa a muito argilosa.
- Nitossolo vermelho ocorre em relevos ondulados com cor avermelhada uniforme.
- Argissolo vermelho escuro e amarelo ocorre em relevos ondulados e o teor de argila presente no horizonte B que tem cor avermelhada é bem maior do que no horizonte A.
- Chernossolo ocorre em relevo ondulado a fortemente ondulado.
- Cambissolo ocorre em relevos ondulados a fortemente ondulados e montanhosos, e geralmente não alcança grandes profundidades.
- Neossolo quartzarênico ocorre em relevo plano ou suavemente ondulado de cor amarelada.
- Neossolo litólico ocorre normalmente em relevo ondulado ou muito movimentado.
- Gleissolo ocorre em relevo de várzea.

Os insumos minerais explorados nessa região são resumidos a areia de construção civil explorada nos principais cursos d'água, especialmente nos rios das sub-bacias hidrográficas do Corumbataí, Capivari e Jundiá, e areia industrial obtida a partir dos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia, concentradas principalmente nos municípios de Analândia, Corumbataí e Rio Claro, além de argilas vermelhas para fabricação de pisos, revestimentos e telhas na região de Rio Claro e Santa Gertrudes (CBH-PCJ, 2006).

As principais atividades que demandam água no Estado de São Paulo são a irrigação, o abastecimento urbano e uso para a indústria. As áreas cultivadas abrangem 6,9 Mha, com destaque para cana-de-açúcar, laranja, milho, soja e café. As áreas de pastagem abrangem 10 Mha e a cobertura vegetal natural estendesse por 3,5 Mha (CERH, 2005).

A ocupação na área da bacia do Corumbataí desde 2008 apresenta o declínio da área ocupada por pastagens e aumento da área ocupada pelo cultivo da cana-de-açúcar. As áreas de reflorestamento, silvicultura de eucalipto e Pinus superam a de vegetação natural, mata e cerrado. Além disso, problemas como a invasão das culturas de ciclo longo, como a da cana-de-açúcar, em áreas adequadas para culturas de ciclo curto, e a ocupação por pastagem em áreas recomendadas para silvicultura e em grande parte das áreas onde a vegetação natural deveria ter sido mantida, são recorrentes (CEAPLA, 2016).

### **3 GEOLOGIA**

#### **3.1 Bacia Sedimentar do Paraná**

É uma grande bacia sedimentar que cobre parte do território brasileiro, o Paraguai, o nordeste da Argentina e o norte do Uruguai, possui uma área de mais de 1,5 milhões de quilômetros quadrados, de idade entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Abriga dentro de seus limites uma sucessão sedimentar-magmática. É constituída por pacotes ígneo-sedimentares, compostos por sedimentos continentais e marinhos, intercalados com derrames basálticos no topo e na base, que foram depositados sob o embasamento da Plataforma Sul-Americana. O embasamento é composto por magmatitos, granitos, gnaisses e supracrustais (MILANI, 2007).

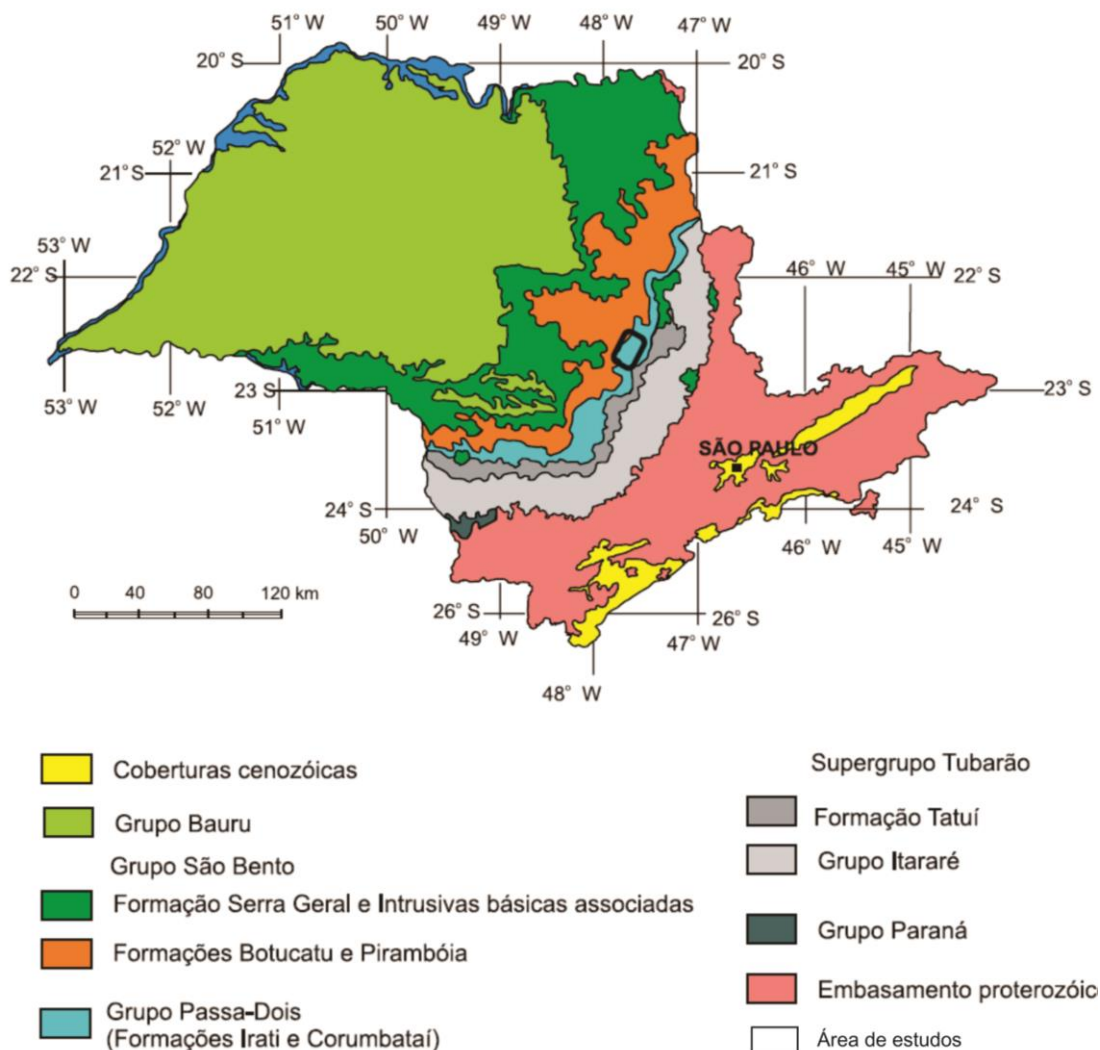
A bacia foi dividida em seis sequências delimitadas no topo e na base por discordâncias. No trabalho de Milani (2007) estas seis unidades são descritas como pacotes rochosos, com intervalos temporais de dezenas de milhões de anos de duração denominados de Supersequências. As três primeiras Supersequências são, Rio Ivaí do período Ordoviciano-Siluriano, Paraná no Devoniano, Gondwana I no Carbonífero-Eotriássico, e estão associadas aos movimentos de transgressão e regressão do nível da linha de costa, devido às oscilações no nível do mar na época. As Supersequências Gondwana II do Meso a Neotriássico, Gondwana III no Neojurássico-Eocretáceo e Bauru do Neocretáceo, correspondem aos pacotes sedimentares continentais e as rochas ígneas associadas (MILANI et al., 1997).

Dentre as divisões das supersequências, a Supersequência Gondwana I, documenta o ciclo completo de transgressão-regressão, e documenta os pacotes sedimentares que caracterizam individualmente os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. O Grupo Passa Dois é representado no estado de São Paulo pelas Formações Irati e Formação Corumbataí (MILANI, 2007).

### 3.2 Unidades Litoestratigráficas Regionais

O estado de São Paulo é recoberto pelo Supergrupo Tubarão do qual fazem parte os grupos Paraná, Itararé e Tatuí, além dos depósitos cenozoicos, e pelos Grupos Bauru, São Bento e Passa Dois (Figura 3).

Figura 3 - Mapa dos Grupos e Formações geológicas do estado de São Paulo



Fonte: (PERINOTTO, 2008; IPT, 1981).

#### 3.2.1 Grupo Itararé

No estado de São Paulo este grupo, apresenta arenitos de granulação variável, desde arenitos feldspáticos até arenitos arcósios, e constituem desde camadas delgadas a bancos, cuja espessura pode alcançar dezenas de metros. Ocorrem também pacotes expressivos de diamictitos e sedimentos pelíticos,

representados por siltitos, folhelhos e ritmitos, podendo conter seixos e blocos (IPT, 1981). A origem deste grupo em grande maioria seria glacial e marinho, pode ocorrer também sedimentos fluviais de planície de maré (LANDIM, 1972). E apresenta influência de processos glaciais, que transgridem de um início de deposição de caráter continental, de alta energia para ambiente marinho a partir da gradativa instalação de lobos deltáicos e fácies pelíticas plataformais, com alternância de fluxos de massa subaquosos e turbiditos (ZAINÉ, 1994).

### **3.2.1.1 Formação Tatuí**

É predominantemente constituída por siltitos e subordinadamente ocorrem em finas camadas ou como corpos lenticulares de calcário, folhelho e arenito. A Formação Tatuí, marca o início do período pós-glacial. Este pacote rochoso apresenta fácies características de ambientes pouco energéticos, possivelmente marinhos distais (PIRES & PETRI, 1993).

No estado de São Paulo esta disposta por uma faixa de afloramentos com até 10 km de largura, que se estende desde a cidade de Leme até a divisa com o Paraná, próximo de Fartura no estado de São Paulo, com espessura que não ultrapassa 100 e a nordeste existem colunas com pouco menos de 30 m (LANDIM et al., 1980).

### **3.2.2 Grupo Passa Dois**

Aflora em faixas estreitas e alongadas situadas adjacentes e para dentro da bacia sedimentar, em relação às faixas de afloramentos do Grupo Tubarão. Este grupo engloba na porção sul da bacia sedimentar do Paraná, e é constituída na pelas Formações Irati, Serra Alta, Terezina e Rio do Rasto, e no Estado de São Paulo, somente pelas Formações Irati e Corumbataí (ZAINÉ, 1994).

#### **3.2.2.1 Formação Irati**

Corresponde à unidade basal do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, é subdividida nos membros Taquaral (inferior) e Assistência (superior). Esta unidade é composta basicamente de evaporitos e a alternância entre calcários dolomíticos e

folhelhos betuminosos. Apresenta répteis aquáticos primitivos do tipo mesossaurídeos, também apresenta variação entre folhelhos pretos e folhelhos pretos betuminosos, intercalações de rochas carbonáticas, além de maciços de siltitos cinzentos e às vezes ocorrem arenitos na base (MEZZALIRA, 1957).

O Membro Taquaral é predominantemente pelítico, com argilitos, folhelhos de cor cinza claro a escuro, siltitos, e eventualmente, camadas finas de arenitos ou conglomerados com seixos, além de dentes de crustáceos. O membro Assistência apresenta intercalações de folhelhos pretos pirobetuminosos associados a horizontes de calcários dolomíticos de coloração bege claro à cinza-escuro, com presença de mesossaurídeos restritos à sua metade superior, marcas onduladas, estilólitos e brechas intraformacionais. Pode alcançar cerca de 40 m nas regiões centrais da bacia (HACHIRO, 1997).

### **3.2.2.2 Formação Corumbataí**

A região do levantamento é coberta pela geologia da Formação Corumbataí, que compõe o Grupo Passa Dois, localizado na porção nordeste da Bacia do Paraná. A Formação é caracterizada por apresentar siltitos, arenitos e folhelhos, pacotes com cores arroxeadas à avermelhadas, com intercalações de bancos carbonáticos, silicíticos e camadas de arenitos finos de idade do Permiano Superior (PERINOTTO et al., 2008). A Formação é a principal fornecedora de matéria-prima para as indústrias ceramistas da região no estado.

A Formação Corumbataí é dividida em parte inferior e superior. Na parte inferior, é caracterizada por apresentar siltitos, argilitos e folhelhos cinzentos a roxo-acinzentados, em alguns pontos possui cimentação calcária que indica a Formação Serra Alta. Seguido por uma sucessão de camadas silteosas, ritmicamente alternadas com finas camadas cuja litologia varia entre argilas e areias finas, tanto vertical quanto horizontalmente, nas partes médias e superiores da Formação as cores vermelha e arroxeadas passam a predominar, onde também apresentam lentes e bancos de arenito fino cimentado por carbonatos e calcários (LANDIM, 1970).

Importantes registros fossilíferos são encontrados na Formação Corumbataí, os lamelibrânquios ou bivalves presentes na forma de moldes silificados como apresentado no trabalho de Christofolletti (2003). Conchostráceos, ostracodes, peixes cartilaginosos e ossos, vegetais representados por licófitas lepidodendrales e,



gimnospermas glossopteridales e megásporo também são destacados (SIMÕES & FITTIPALDI, 1992).

É possível observar que as estruturas sedimentares características desta formação são de laminação planoparalela, laminação flâser, fendas de ressecamento, laminação cruzada, marcas ondulares, estruturas estromatolíticas associadas com calcários oolíticos e nos corpos arenosos, estratificação cruzada de pequeno porte e laminação descontínua (SCHNEIDER et al., 1974).

Quanto ao ambiente deposicional desta formação, o trabalho de Souza (1985) a divide em oito fácies e cinco sub-fácies que levaram à caracterização de depósitos *shoreface*, de alto mar e face da praia e *tidal flat* de planície de maré. Também foram descritos depósitos de laguna e barras de maré de ocorrência restrita, Souza (1985) defende em seu trabalho, que a influência de um ambiente marinho raso na sedimentação da Formação Corumbataí, com um ambiente de águas altamente salinas, teria ocorrido em zona de transição entre alto mar *offshore*, e a face de praia *shoreface*, e sua deposição é marcada por flutuações do nível do mar.

A Formação Corumbataí é marcada pela predominância de siltitos e arenitos finos a muito finos, que indicam áreas-fontes arrasadas e/ou condições de estabilidade tectônica. Através de estudos de fácies sedimentares, é possível concluir, a existência de um mar epicontinental que recobre extensas áreas do estado de São Paulo durante o Permiano Superior. A evolução de ambientes marinhos para continental, da base para o topo da Formação Corumbataí é também demonstrada pelo progressivo incremento de areias, de cores avermelhadas, e enfatizada pela presença de troncos e restos de vegetais *Lycopodiopsis derbyi* e impressões de folhas de *Pecopteris* spp (SOUSA, 1985).

A hipótese que descreve a alternância das camadas siltosas e argilosas são os resultados dos períodos de clima chuvoso onde deveria ocorrer uma grande quantidade de sedimentos continentais no ambiente marinho intracratônico, com turbulência e energia suficientes para espalhamento de partículas siltosas e no período de clima deveriam resultar em águas marinhas calmas e na decantação de particular argilosos em suspensão (SCHNEIDER et al., 1974).

A Formação Corumbataí é formada por sedimentos depositados em ambiente marinho, a cerca de 250 e 230 milhões de anos. Sob condições hidrogeológicas de um aquíclode, denominado Passa Dois. Esta unidade geológica sedimentar separa os aquíferos Tubarão e Guarani, que aflora em uma faixa estreita do norte ao sul do

Estado de São Paulo, e passa pelas cidades de Porto Ferreira, Pirassununga, Rio Claro, Cesário Lange, Angatuba, Paranapanema e Fartura. Sua capacidade de fornecer água é baixa devido aos sedimentos finos presentes. Pode ser classificado também como um aquífero, pois pode apresentar, eventualmente, fraturas na rocha com certa produtividade de água. Devido à produtividade bastante baixa, esta unidade é pouco explorada (CETESB; IG, 1997).

### **3.2.3 Grupo São Bento**

Compõe a Seqüência Triássico-Cretácica, representada pelas Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, com registros de uma sedimentação exclusivamente continental, marcada por um clima árido a semiárido, e encerrada por um extenso vulcanismo basáltico. Representa o início da sedimentação Mesozóica iniciada no Triássico, onde ocorreram mudanças nos processos geodinâmicos da Bacia do Paraná (ZAINÉ, 1994).

#### **3.2.3.1 Formação Pirambóia**

A faixa de afloramento no Estado tem extensão desde a divisa do Paraná até a de Minas Gerais, com larguras entre 5 km a mais de 50 km, que constitui uma das unidades de maior ocorrência no centro-leste paulista (LANDIM et al., 1980).

A Formação Pirambóia pode ser subdividida em dois pacotes: o pacote inferior, que é mais argiloso, com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, que intercala as camadas de lamitos arenosos, e o pacote superior que é caracterizado pela disposição de bancos de arenitos, lamitos e argilitos arenoso, numa repetição cíclica. O contato inferior é marcado por uma discordância com a Formação Corumbataí, e o contato superior com a Formação Botucatu, é considerado concordante pela maioria dos autores (ZAINÉ, 1994). A idade é proposta com base em relações de contato em uma provável deposição entre o Triássico Médio e o Jurássico Inferior (LANDIM et al., 1980). De acordo com o IPT (1981), o depósito teve sua formação em um ambiente continental úmido, oxidante, de origem fluvial em canais meandrantés, e planícies de inundação com pequenas lagoas.

### **3.2.3.2 Formação Botucatu**

O pacote é constituído de arenitos avermelhados, finos a médios, com típicos grãos bem arredondados e foscos, friáveis ou silicificados. Localmente, podem ocorrer arenitos argilosos e níveis conglomeráticos (ZAINÉ, 1994). Apresenta como estruturas sedimentares principais estratificações cruzadas planares de grande porte e tangenciais na base; no entanto, são comuns corpos maciços nas sequências aflorantes (RAMOS & FORMOSO, 1975).

A sedimentação dessa formação ocorreu em condições desérticas de calma tectônica que fez com que o clima desértico se alastrasse por toda a bacia, inclusive recobrendo formações depositadas anteriormente e mesmo rochas do embasamento cristalino (SOARES, 1973).

### **3.2.3.3 Formação Serra Geral**

É constituída por derrames basálticos, predominantemente toleíticos, com variações na composição química. Ocorrem principalmente na Província geomorfológica das Cuestas Basálticas nas Serras do Itaqueri, São Pedro e platô de São Carlos (MELO, 1995). A Formação Serra Geral é resultado de intenso vulcanismo de fissura, iniciado quando ainda existiam as condições desérticas de sedimentação da Formação Botucatu. Este fato é atestado pela presença de inúmeros corpos arenosos de origem eólica na parte basal da Formação (SCHNEIDER et al., 1974).

### **3.2.4 Grupo Bauru**

É constituído por uma sequência sedimentar de rochas siliclásticas de origem continental, depositadas no Cretáceo Superior, que recobrem discordantemente os derrames basálticos da Formação Serra Geral, ocupa cerca de 40% da área do estado de São Paulo (VIEIRA, 1981). É também constituída por uma alternância de bancos de arenito, por vezes silicificados ou com crostas ferruginosas, lamitos e conglomerados. No alto das serras de São Pedro e Itaqueri, onde foram observadas as maiores espessuras de aproximadamente 125 m (ZAINÉ, 1994).

O ambiente de deposição das formações constituintes deste Grupo é continental, predominantemente fluvial em clima quente (SILVA, 1983).

### **3.2.5 Depósitos Cenozóicos**

Tem uma ampla distribuição no estado de São Paulo. Ocorrem em pequenas porções na forma de depósitos aluvionares, que preenchem o fundo dos vales atuais, terraços, depósitos coluvionares e depósitos de reverso de escarpas, até ocorrências de maior expressão, concentradas na porção leste do Estado, como as bacias terciárias de São Paulo e Taubaté. Para o centro-leste ocupam vastas superfícies de relevo suave a aplainado, de ocorrência isolada, sem continuidade física (ZAINÉ, 1994).

As coberturas de idade Cenozóica podem ser classificadas em dois grupos:

- depósitos parcialmente consolidados e localmente silicificados que capeiam os basaltos sobre as Serras de Itaqueri e São Pedro (COTTAS & BARCELOS, 1981);
- depósitos de baixas altitudes, posteriores à implantação da Depressão Periférica, assentados sobre as rochas do Grupo Passa Dois e Tubarão.

### **3.3 Geologia local**

Foram analisadas algumas exposições de rochas na área de estudos, que revelam um padrão recorrente em diversos poços investigados. Este padrão é caracterizado pela alternância entre siltitos e argilitos, com presença de níveis localizados de arenitos finos cimentados, todos em contato brusco (Figura 4). Contudo, também existem pacotes de argilito de cor arroxeadas com níveis de arenito fino cimentado, além de fraturas verticais preenchidas por carbonato de cálcio (Figura 5). Predomina também uma sequência rítmica onde ocorre níveis de arenito fino e siltito arroxeados, o pacote é marcado pela camada única de argilito marrom escuro (Figura 6).

Em ambos os casos, a interação entre o fluxo da água subterrânea em poros e fraturas da rocha deve resultar na dissolução de carbonatos e aumento da salinidade e da alcalinidade nas águas, de forma proporcional ao tempo de transito no sistema aquífero.

Figura 4 - Alternância ritmica de siltitos e argilitos



Fonte: Próprio autor.

Figura 5 - Camada de argilito roxo com veios de calcita



Fonte: Próprio autor.

Figura 6 - Sequência rítmica onde predomina níveis de arenito fino, com camada única de argilito marrom escuro



Fonte: Próprio autor.

## 4 HIDROGEOLOGIA: CONCEITOS BÁSICOS

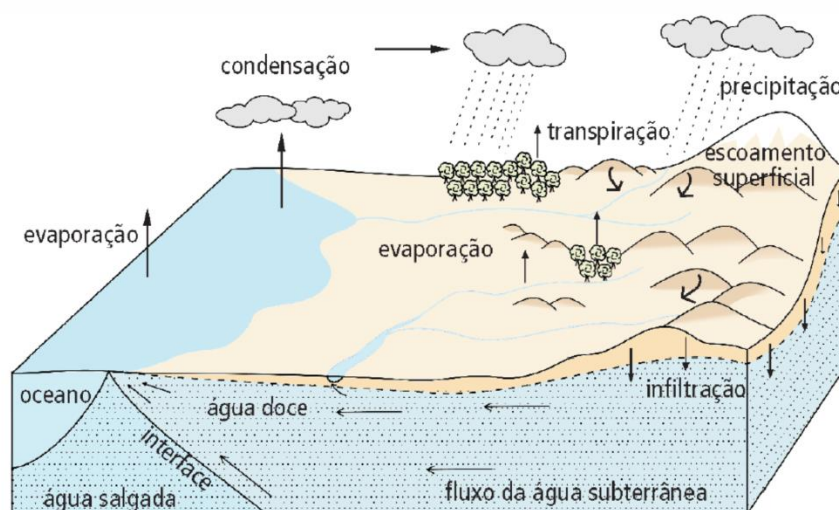
Existem diversos processos que controlam a circulação da água dentro do ciclo hidrológico. Processos como escoamento superficial, precipitação, evaporação, infiltração e descarga são de fundamental importância para o equilíbrio do ciclo.

O escoamento superficial pode ocorrer através da precipitação da água contida nas nuvens e pode ocorrer nas formas de chuva, granizo ou neve, ou até mesmo através do escoamento superficial dos declives dos terrenos em direção às porções mais baixas, como rios e lagos, em fluxo contínuo até o oceano (IRITANI & EZAKI, 2009).

A evaporação da água presente nos continentes e oceanos é responsável pela formação das nuvens. A chuva, quando cai sobre as plantas, é interceptada pelas folhas e pode voltar a evaporar. A evaporação associada à transpiração das plantas é denominada de evapotranspiração (IRITANI & EZAKI, 2009).

O processo de infiltração permite que a água seja transferida para o solo nas porções rasas e para maiores profundidades em subsuperfície. Quando em porções rasas, a água subterrânea pode ser absorvida pelas raízes das plantas, e maiores profundidades é absorvida nos poros do solo e dos sedimentos e nas fraturas da rocha, local de concentração da água dos aquíferos. Através da circulação, às vezes lenta, as águas atingem áreas de descarga, que podem ser rios, lagos, nascentes, áreas encharcadas e oceanos (IRITANI & EZAKI, 2009) (Figura 7).

Figura 7 - Elementos do ciclo hidrológico



Fonte: (IRITANI & EZAKI, 2009).

## **4.1 Aquíferos**

Podem ser definidos como um reservatório com permeabilidade, porosidade, interconexão dos grãos da formação geológica, que armazenam e podem transmitir quantidades significativas de água, sob gradientes hidráulicos naturais. Os aquíferos podem ser classificados em livres ou confinados, dependendo da pressão a que estão submetidos (CLEARY, 1989).

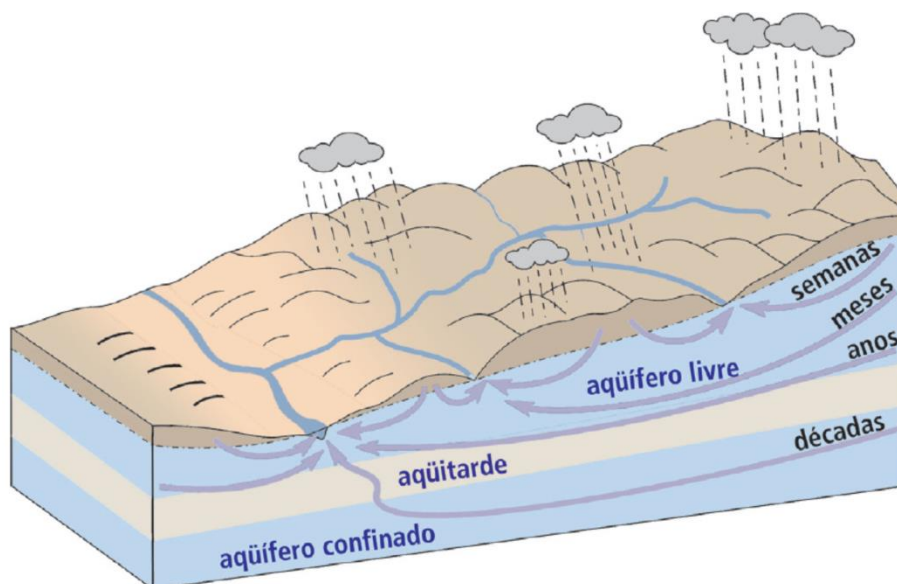
O aquífero livre significa que a superfície freática não está confinada ou impedida de movimentação para cima ou para baixo, com recarga proveniente da água superficial que infiltra no solo e atravessa a zona não saturada. O aquífero confinado é limitado por camadas rochosas de baixíssima permeabilidade que fazem com que o aquífero sofra uma pressão maior que a pressão atmosférica, devido ao confinamento saturado da camada superior. A recarga deste tipo de aquífero ocorre quando existe algum ponto de afloramento, ou quando a água atravessa a unidade superior menos permeável. O aquífero suspenso é um caso especial de aquífero livre, quando ocorre um acúmulo de água acima do nível freático sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada. Sua existência é de caráter temporário (CLEARY, 1989; CPRM, 2000).

### **4.1.1 Aquiclude e Aquitarde**

Os aquicludes são formações impermeáveis, que transmitem fluxos baixos de água. É uma unidade geológica saturada de tão baixa permeabilidade que é incapaz de transmitir quantidades significativas de água sob gradientes hidráulicos e pode atuar como uma barreira para a região do fluxo de água subterrânea. Algumas rochas servem como exemplo, as argilas, os xistos e as metamórficas (CLEARY, 1989; HISCOCK, 2005).

O aquitarde é conhecido como camadas confinantes drenantes, pois são formações de permeabilidade baixa que não podem suprir poços de bombeamento, ao contrário dos aquíferos. Camadas de argila e de folhelhos que separam alguns aquíferos confinados são bons exemplos de aquitardes, estes que podem transmitir água suficiente de grandes áreas através da drenagem vertical (CLEARY, 1989) (Figura 8).

Figura 8 - Exemplo de aquífero livre, confinado e aquítarde



Fonte: (IRITANI & EZAKI, 2009).

#### 4.1.2 Tipos de aquífero

Os aquíferos também são classificados de acordo com a porosidade da rocha armazenadora, e podem ser granulares, fissurais e cársticos.

Aquíferos granulares ocorrem em rochas sedimentares, quando os grãos ainda não consolidados geram espaços vazios entre eles, que deixam que a água percole por estes poros (IRITANI & EZAKI, 2009).

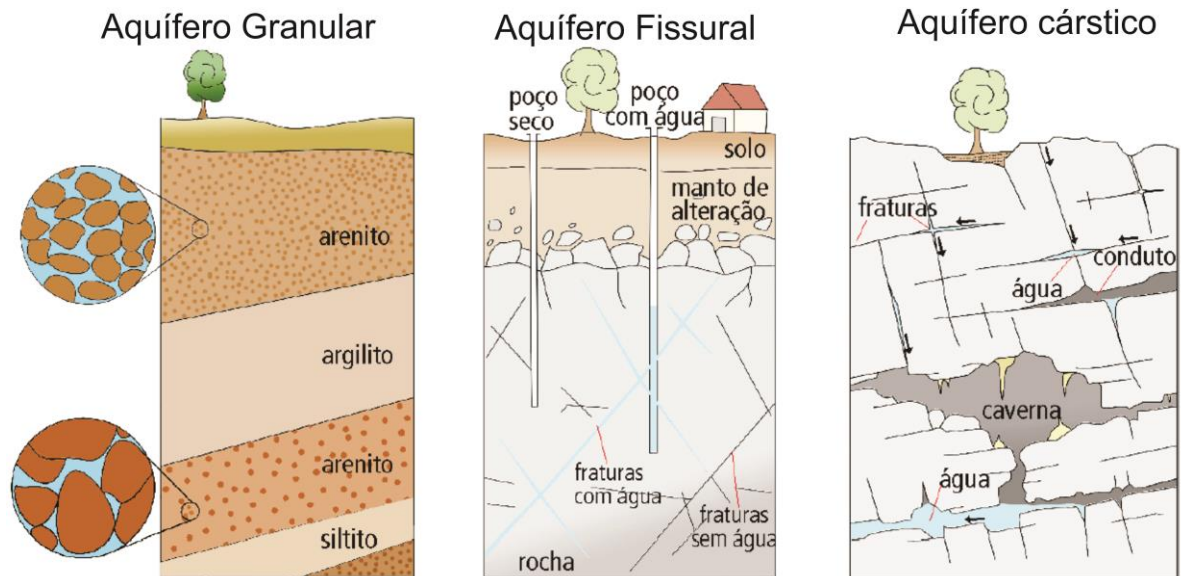
Os aquíferos fraturados ou fissurais ocorrem em rochas ígneas, estas que não apresentam espaços vazios entre seus minerais, exemplos de granitos e gnaisses. Estas rochas sofreram esforços físicos, que geraram rupturas e descontinuidades, que possibilitam o armazenamento e a transmissão de água. No caso das rochas cristalinas a porosidade intersticial destas rochas é muito reduzida, e deixa sua permeabilidade restrita às condições de percolação através dos planos de descontinuidades. Quanto maior a quantidade de fraturas na rocha, interligadas e preenchidas com água, maior será a potencialidade do aquífero em fornecer água. Este tipo de aquífero pode ocorrer também em rochas bem compactadas, mas que não tenha origem vulcânica (IRITANI & EZAKI, 2009).

No aquífero cárstico, a água flui por canais de dissolução da rocha carbonática, produzidos pelo ataque de água ácida proveniente da combinação entre a água da chuva ou dos rios com o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Esta acidificação é produzida na atmosfera ou pela decomposição de matéria orgânica nos solos. A



dissolução do calcário que com o tempo produz cavidades que com o passar do tempo, passam a se transformar em cavernas subterrâneas. Quanto mais fraturas preenchidas por água e ocorrer sua interligação maior potencial um aquífero poderá de fornecer água (IRITANI & EZAKI, 2009) (Figura 9).

Figura 9 - Aquífero granular, aquífero fissural e aquífero cárstico



Fonte: (IRITANI & EZAKI, 2009).

## **5 MÉTODOS**

Neste trabalho foram realizados os métodos de análises geoquímicas da água e a aquisição de dados geofísicos.

A análise da água em estudos hidrogeológicos pode ser realizada por meio das análises físico-químicas para determinar os constituintes de maior e menor proporção, com a propriedade física de condutividade elétrica e propriedades químicas de potencial hidrogeniônico (pH), potencial de oxiredução (Eh) e sólidos totais dissolvidos (STD).

Os métodos geofísicos são meios de análise geológica da subsuperfície, através de parâmetros físicos e podem ser de modo invasivo ou não, fator dependente do método aplicado e equipamentos utilizados. São definidos por métodos elétricos, eletromagnéticos, sísmicos, potenciais e nucleares. O método aplicado neste trabalho foi o da Eletrorresistividade, por meio da técnica de tomografia elétrica, que serão detalhados neste capítulo.

### **5.1 PRINCÍPIOS FÍSICOS FUNDAMENTAIS**

#### **5.1.2 Princípios teóricos**

Partículas, que podem ser positivas (+) ou negativas (-) são chamadas de cargas elétricas, e em uma determinada região que sofre influência de uma carga elétrica é chamada de campo elétrico. O campo elétrico é capaz de ser medido teoricamente, em qualquer ponto próximo de um objeto carregado, através da força eletrostática que atua sobre uma carga positiva. Para definir o campo elétrico em um local, devemos medi-lo em todos os pontos da região, através das linhas de campo elétrico. As linhas de campo elétrico são uma representação não real do arranjo dos vetores de campos elétricos. Quando as cargas elétricas de sinais opostos sofrem atração e geram trabalho, essa movimentação provocada é chamada de potencial. Esta medida é a diferença de potencial (ddp). A corrente elétrica é o fluxo de elétrons em um circuito fechado, e é definida como a carga resultante que flui através da superfície, por unidade de intervalo de tempo (HALLIDAY et al., 2008).

### 5.1.3 Condução da corrente elétrica nos materiais

A condução da corrente elétrica nos solos e rochas ocorre de três formas principais de condução: eletrônica, dielétrica e eletrolítica (ORELLANA, 1972).

Na condução metálica ou eletrônica, devido a sua grande quantidade de elétrons móveis disponíveis em suas estruturas, aliada à alta mobilidade desses elétrons, no interior da nuvem eletrônica proporcionam aos condutores, sua elevada condutividade elétrica (ROBINSON, 1988). São pouco abundantes os materiais na crosta terrestre que conduzem eletricidade por condução metálica, entre eles estão o ouro, a prata, o cobre e o estanho e a resistividade destes minerais está comprometida de acordo com o grau de impureza. Metais nativos apresentam elevada importância econômica, porém são de rara ocorrência. Materiais sulfetados são de ocorrência mais frequente na natureza e também apresentam elevada importância econômica, pois representam as fontes fundamentais de extração de diversos metais (Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, As, Ag, entre outros) (ORELLANA, 1972).

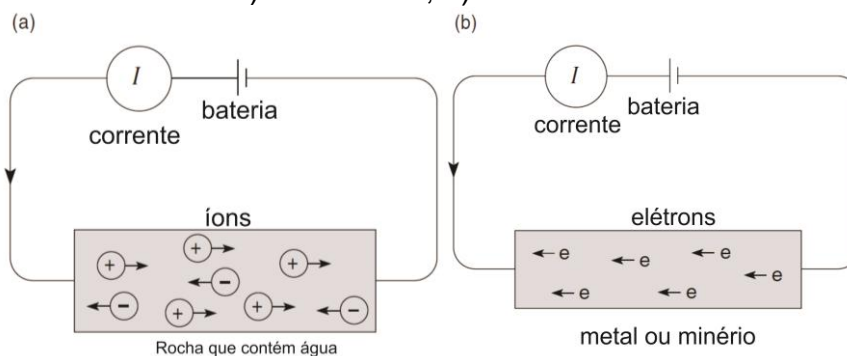
Na condução dielétrica a resistividade do mineral é maior do que a de um condutor, mas é inferior ao material isolador, e assim por consequência, é chamado de semicondutor. Diferentes tipos de semicondutores são possíveis. Os átomos apresentam poucos elétrons livres disponíveis para que ocorra a movimentação dentro da estrutura cristalina, e suas bandas energéticas de valência e condução não estão tão próximas umas das outras ao ponto de se fundirem, como acontece nos condutores, o resultado é uma condução significativa, mas, de menor intensidade do que nos minerais metálicos. Nos semicondutores existe uma lacuna entre as bandas de valência e condução, o que dificulta a passagem dos elétrons de uma banda para outra. Porém, caso os elétrons forem escassos e as energias de ativação forem altas, o comportamento do semicondutor será mais próximo ao de um material isolante, como no caso da maioria dos minerais silicáticos (LOWRIE, 2007). A maioria dos minerais pertence a este grupo, assim como os minerais de calcita, feldspatos fluoritas, micas, olivinas entre outros (ORELLANA, 1972).

A condução eletrolítica ou iônica ocorre, quando a corrente elétrica é conduzida por meio dos íons dissolvidos na água. Ocorre em materiais mais superficiais por apresentarem poros preenchidos por água, e a condução depende do quanto os materiais estão saturados. Fatores como, conexão dos poros e salinidade influenciam diretamente (ORELLANA, 1972). Em uma solução salina, a

molécula de cloreto de sódio (NaCl) dissocia-se e separam-se em íons de Na<sup>+</sup> e Cl<sup>-</sup>, esta solução é chamada um eletrólito. Os íons do eletrólito são mobilizados por um campo elétrico, que faz com que uma corrente flua, a carga elétrica é transportada por íons positivos na direção do campo e íons negativos na direção oposta, e irá depender de fatores como a intensidade do campo elétrico, da temperatura, concentração e do tamanho dos íons presentes na solução (ORELLANA, 1972; LOWRIE, 2007) (Figura 10).

Em materiais isolantes as cargas elétricas não estão livres para se movimentar, e quando é submetido a um campo elétrico, nenhuma corrente é resultante, pois os elétrons permanecem presos firmemente aos seus átomos ou moléculas. E em vez de gerar uma movimentação, o campo elétrico somente é capaz de fazer um pequeno rearranjo das cargas elétricas dentro dos átomos (HALLIDAY et al., 2008).

Figura 10 - Formas de condução elétrica em rochas e minerais:  
a) eletrolítica; b) eletrônica.



Fonte: (MUSSET & KHAN, 2000).

#### 5.1.4 Campo elétrico e potencial

O campo elétrico é um campo vetorial que consiste em uma distribuição de vetores ao redor de um objeto carregado, tal como uma barra carregada. As unidades do campo elétrico no sistema internacional são newtons por coulomb (N.C<sup>-1</sup>) ou seu equivalente, volts por metro (V.m<sup>-1</sup>) (HALLIDAY et al., 2008). O campo elétrico é possível de ser idealizado pelo conceito introduzido por Michael Faraday no século XIX, de conceito de linhas de campo elétrico, que embora não tenham significado físico real, fornecem um modo de visualização da configuração de campos elétricos (LOWRIE, 2007).

A energia potencial por unidade de carga tem um único valor em qualquer ponto num campo elétrico. O potencial elétrico é um parâmetro intrínseco ao campo elétrico atuante, e não deve ser confundido com a diferença de potencial elétrico (ddp) (HALLIDAY et al., 2008).

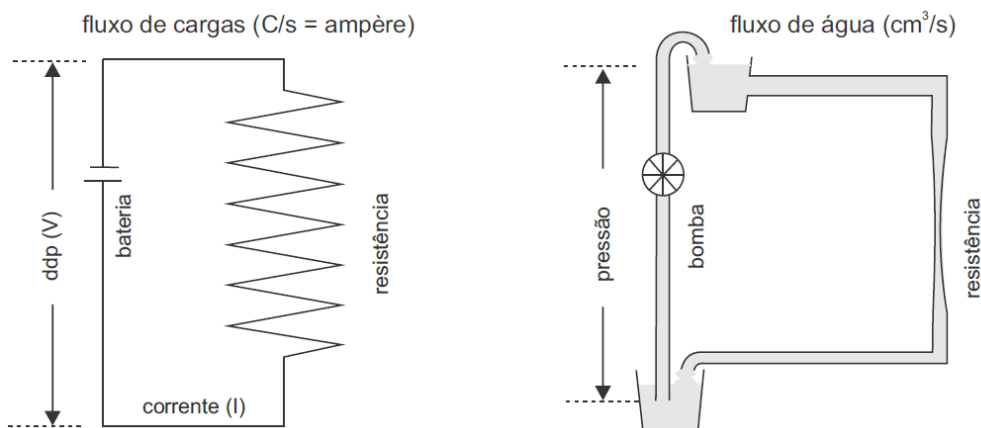
### **5.1.5 Resistência e resistividade elétricas**

Cargas elétricas fluem como um circuito fechado e produzem uma corrente que é medida em ampères (A). Para que ocorra fluxo, é necessário movimento entre as partículas, para que assim seja gerada uma diferença de potencial (ddp) entre os meios (MUSSETT & KHAN, 2000). A unidade de medida utilizada é o volt (V), que indica a capacidade de realizar trabalho ao se forçar os elétrons a se deslocarem. A diferença de potencial é chamada de tensão (HALLIDAY et al., 2008).

Uma forma simples de compreensão, é a analogia entre a água e a corrente elétrica (Figura 11). Da mesma forma que a água irá encontrar resistência à passagem dentro de um tubo, a corrente elétrica também encontrará resistência ao passar por um corpo condutor. A intensidade com que o condutor se opõe à passagem da corrente é denominada resistência elétrica, e esta depende de três fatores relacionados ao corpo condutor, como o comprimento, a área de seção transversal e a resistividade. Assim como uma diferença de pressão é necessária para manter o fluxo de água na tubulação, uma diferença de "pressão elétrica" é necessária para manter a corrente elétrica circulando. Essa diferença de pressão é denominada diferença de potencial (ddp) ou voltagem, e é expressa pelo símbolo V (MUSSETT & KHAN, 2000).

A quantidade de corrente aumenta proporcionalmente ao aumento da diferença de potencial, para a maioria dos materiais, e esta relação de proporcionalidade entre quantidade de corrente e ddp é descrita pela Lei de Ohm (MUSSETT; KHAN, 2000). A resistência é medida em ohms ( $\Omega$ ). O valor da resistência em cada material tem relação com seu material e sua forma (HALLIDAY et al., 2008)

Figura 11 - Analogia entre o fluxo de corrente e o fluxo de água.



Fonte: (MUSSETT & KHAN, 2000).

## 5.2 MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

É definido por parâmetros físicos de resistividade e/ou condutividade, a partir do uso do campo elétrico terrestre ou de campos gerados a partir de correntes artificiais injetadas no solo e, sua resposta é através da diferença de potencial gerada entre os meios geológicos. O método eletrorresistivo, pode ser dividido entre os diferentes meios de obtenção da resistividade, com técnicas de tomografia elétrica, sondagem elétrica vertical e perfilagem de poços (KEAREY et al., 2002).

O parâmetro de resistividade de um material é definido como a resistência em ohms entre as faces opostas de um cubo unitário do material. As expressões que medem a resistividade, diferença de potencial e o fator geométrico, variam com cada arranjo em campo, e serão apresentadas respectivamente a seguir (MUSSETT & KHAN, 2000):

Cálculo da resistividade  $\rho$ :

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

Cálculo da diferença de potencial

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

Onde, A e B são os eletrodos de corrente e M e N são os eletrodos de potencial.

E o fator geométrico K é uma medida obtida pela geometria dos eletrodos no momento da medida, utilizado para o cálculo da resistividade elétrica ( $\rho$ ) e, é dado por:

$$K=2\pi\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right]^{-1} \quad (3)$$

Estas expressões acima (1, 2 e 3) podem ser simplificadas e chegam a uma única expressão (4) que consiste na injeção de corrente (I) no solo por intermédio de um par de eletrodos (AB) e a medida da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) resultante da passagem desta corrente através de outro par de eletrodos situados nas proximidades (MN) e é escrita como (MUSSETT & KHAN, 2000):

$$\rho=K\frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

A Terra é constituída por materiais heterogêneos e possui valores de resistividade diferentes para cada ponto e para cada profundidade, fator que depende do meio geológico. O valor de resistividade obtido através do cálculo da resistividade para um meio homogêneo e isotrópico é dito de resistividade “verdadeira”. Como a Terra apresenta heterogeneidades e não é isotrópica ou homogênea, o valor de resistividade elétrica varia para cada ponto, este valor obtido é chamado de resistividade aparente (ORELLANA, 1972). Quando o arranjo no campo deixa os eletrodos próximos uns dos outros, o valor da resistividade aparente é muito próximo ao valor teórico de resistividade verdadeira (KEAREY et al., 2002).

### 5.2.1 Resistividade dos minerais

Os minerais que isolam a passagem da corrente elétrica são a maioria dos minerais presentes nas rochas, mas quando os poros estão na presença de água e estão interconectados passam a ser tratados como materiais condutivos, e por essa propriedade, são capazes de conduzir corrente elétrica através da chamada condutividade iônica (MUSSETT & KHAN, 2000).

A condutividade da água depende do conteúdo de sais, e estes dependem do tipo da rocha que se desintegrou. Alguns minerais são condutores eletrônicos e conduzem, sem a presença de água. A resistividade é uma propriedade física

bastante variável, e alguns minerais, como o grafite e os metais nativos conduzem eletricidade pela passagem de elétrons (MUSSETT & KHAN, 2000).

Os principais minerais formadores de rochas como o quartzo o feldspato, mica e olivina, são considerados bons isolantes. A água pura também é isolante, mas no meio geológico devido ao intemperismo sofrido as águas, contém sais dissolvidos, assim no final no processo a resistividade varia devido a fatores como porosidade da rocha e saturação dos poros por água. A porosidade pode ser considerada o principal controle da resistividade das rochas, e geralmente aumenta com a diminuição da resistividade (KEAREY et al., 2002).

### **5.2.2 Técnica e arranjos de aquisição**

O termo técnicas de campo descreve a disposição dos equipamentos necessários para aplicação do método geofísico. Para cada técnica aplicada à resposta gerada pode ser diferente, para cada meio geológico. No método eletrorresistivo a nomenclatura pode variar para uma mesma técnica.

Para a técnica descrita como tomografia elétrica, a aquisição geofísica deve ser realizada com um equipamento que faz leituras multicanais simultaneamente no começo e no fim da linha de aquisição em diferentes ângulos. É um termo utilizado internacionalmente, como citado nos trabalhos de (SINGHA & GORELICK, 2005; OLDENBORGER et al., 2007), e este termo será o adotado para o trabalho.

Para obter resultados favoráveis, é necessário que a técnica em campo seja bem executada, um dos passos principais é a escolha do arranjo de campo apropriado para a resposta desejada, através do conhecimento prévio do ambiente geológico.

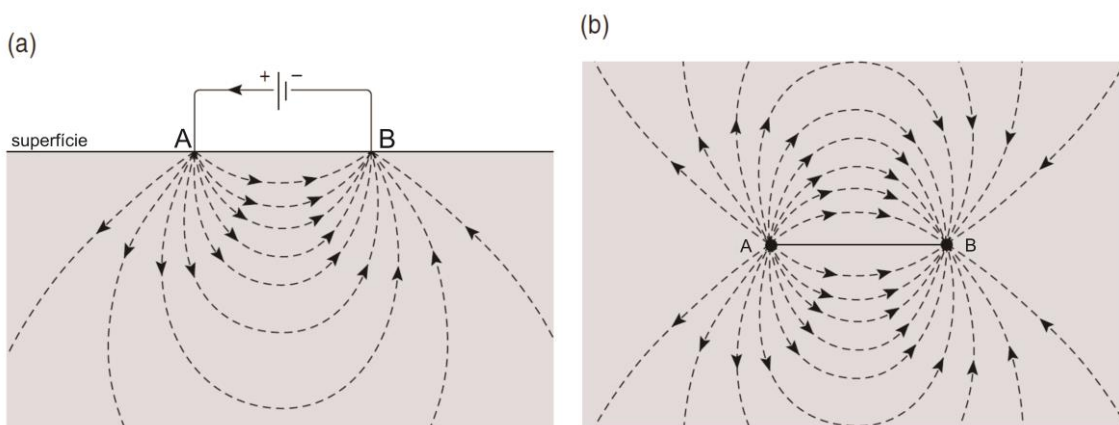
Os arranjos de aquisição de dados são à disposição dos eletrodos em superfície para obtenção do parâmetro físico de resistividade. Dos arranjos possíveis de serem realizados em campo, três deles foram utilizados na aquisição de dados de tomografia elétrica, o arranjo Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo. O espaçamento entre os eletrodos superficialmente é a principal diferença, pois o modo de incidência de corrente elétrica é diferente em cada um dos arranjos propostos. O modo de cálculo da resistividade varia de acordo com cada arranjo de campo (LOWRIE, 2007).

O arranjo de campo consiste na escolha da configuração dos eletrodos em superfície. Os eletrodos são hastes metálicas cravadas no solo, capazes de



conectar o meio geológico em subsuperfície com o equipamento de aquisição de dados. Fatores resultantes como o alvo a ser mapeado, a profundidade de alcance e a razão sinal/ruído, geram diferentes configurações em campo (Figura 12). Na razão sinal/ruído, o sinal é referente à magnitude da diferença de potencial, que é lida entre os eletrodos de potencial para um dado valor de corrente injetado no solo. Quanto maior a profundidade, menor será essa razão sinal/ruído, e menor é confiabilidade dos dados (KEAREY et al., 2002).

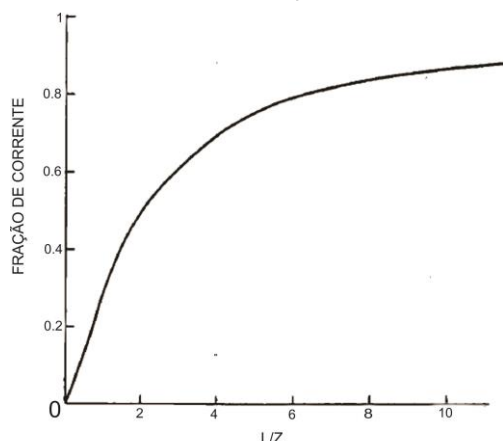
Figura 12 - Caminho de corrente elétrica no solo  
a) em perfil b) em planta



Fonte: (MUSSETT & KHAN, 2000).

No caso hipotético de terreno homogêneo, a profundidade de penetração da corrente elétrica aumenta de acordo com o aumento do espaçamento dos eletrodos. É chamado de “L” o espaçamento entre os eletrodos e “Z” é a profundidade, então sua relação quando  $L=Z$  é de cerca de 30% da corrente elétrica flui abaixo de Z, quando  $L=2Z$  é cerca de 50% da corrente flui abaixo de Z (Figura 13). Com isso a separação dos eletrodos em superfície deve respeitar o limite para que se possa obter bom sinal de energização (TELFORD et al., 1990).

Figura 13 - Exemplo de uma fração de corrente penetrando abaixo da profundidade Z para uma determinada separação de eletrodos de corrente.



Fonte: (TELFORD et al., 1990).

Neste trabalho foram utilizados os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, com características distintas de propagação de campos elétrico e potencial devido a diferenças da posição e mudanças dos eletrodos durante a aquisição de dados (Figuras 13a, 13b e 13c).

Arranjo Schlumberger: é simétrico em relação a um ponto central. Os eletrodos de corrente (AB) são externos e os eletrodos internos são de diferença de potencial (MN). Os eletrodos de corrente neste arranjo estão a uma separação bem maior que os de potencial (LOWRIE, 2007). É um arranjo mais relevante quanto à resolução de camadas horizontais, e a sensibilidade a efeitos laterais próximos a superfície é reduzida (BARKER, 1981) (Figura 13a).

Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = \frac{\pi V}{4 I} \frac{(L^2 - a^2)}{a} \quad (5)$$

Esta disposição dos eletrodos apresenta grande potencialidade para resolução de estruturas horizontais, e apresenta uma resolução vertical satisfatória.

Arranjo Wenner: o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB) e os de potencial (MN) é simetricamente o mesmo. Logo após as medições, o conjunto de eletrodos é deslocado a outras distâncias, até que se alcance a profundidade ideal. A profundidade de investigação aumenta com a abertura entre os eletrodos (a) (KEAREY et al., 2002) (Figura 13b).

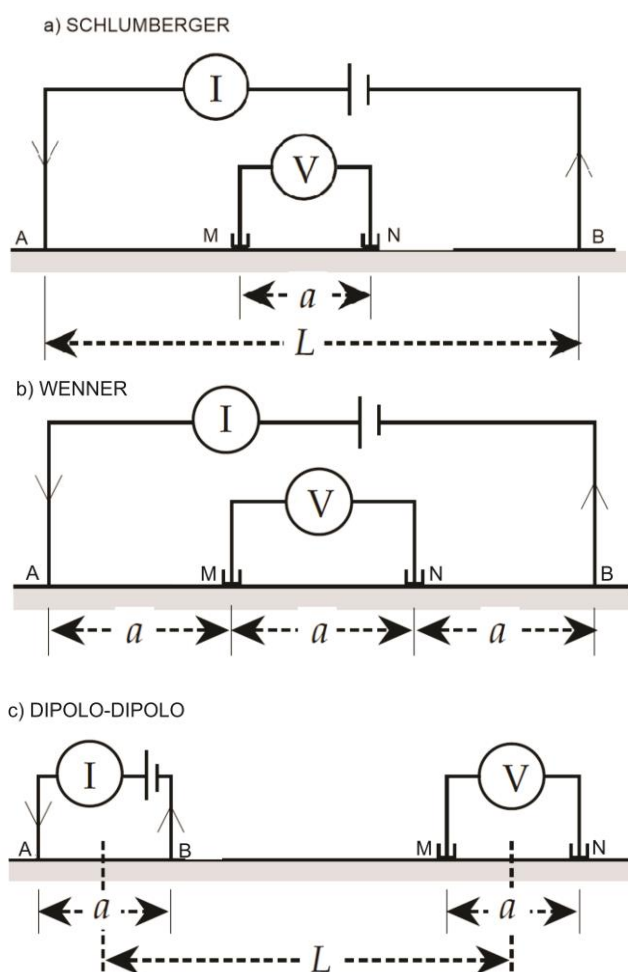
Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} a \quad (6)$$

Uma importante vantagem deste arranjo sobre os demais é a elevada razão sinal/ruído, devido ao espaçamento entre eletrodos de recepção ser maior em relação aos eletrodos transmissores, se comparados aos arranjos Schlumberger e Dipolo-dipolo. A desvantagem da aplicação deste arranjo é também devido à abertura dos eletrodos, que gera rápida perda de cobertura em profundidade. Quando é necessário o aumento do espaçamento entre os eletrodos, a fim de alcançar maiores profundidades de investigação a cobertura horizontal em subsuperfície diminui consideravelmente (GANDOLFO, 2007).

Figura 14 - Disposição dos eletrodos nos arranjos

a) Schlumberger b) Wenner c) Dipolo-dipolo



Fonte: (LOWRIE, 2007).

Arranjo Dipolo-dipolo: os eletrodos são dispostos em linha e o espaçamento ou abertura entre os eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento. O espalhamento dos eletrodos de cada par é “a”, enquanto a

distância entre seus pontos médios que é geralmente muito maior do que  $a$  é chamada de “ $L$ ”. A profundidade de investigação cresce com a distância entre os eletrodos de potencial (MN) e os de corrente (AB), corresponde a  $R/2$  (LOWRIE, 2007) (Figura 13c).

Cálculo da resistividade aparente para este arranjo:

$$\rho_a = \pi \frac{V}{I} \frac{L(L^2 - a^2)}{a^2} \quad (7)$$

Neste arranjo a aquisição de dados consiste em uma série de medidas onde os eletrodos de injeção de corrente (AB) e dos eletrodos de medidas de diferença de potencial (MN) estão fixos e, aumenta-se a separação entre eles de acordo com o fator “ $n.a$ ”, onde cada um desses afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade. Quanto maior esta separação e comprimento de linha, maiores serão as profundidades de investigação (GANDOLFO, 2007).

### **5.3 PROPAGAÇÃO DOS CAMPOS ELÉTRICO E POTENCIAL NO AMBIENTE GEOLÓGICO**

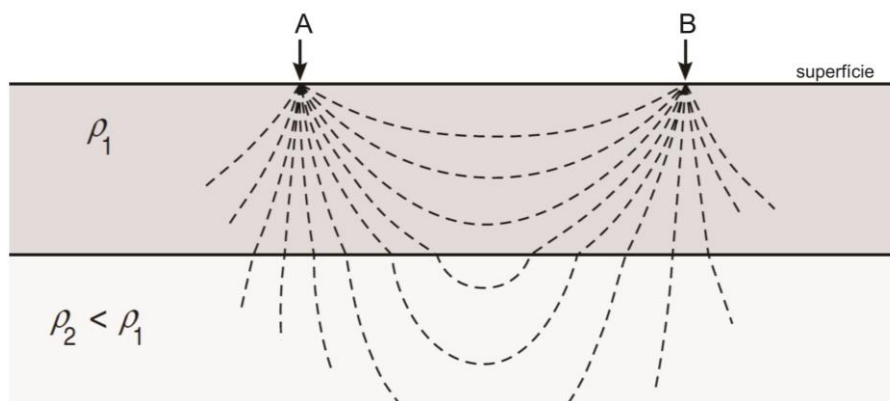
O ambiente geológico apresenta heterogeneidades, como contatos entre camadas, fraturas e falhas, superfícies que resultam numa descontinuidade na propagação dos campos elétrico e potencial. Nestes casos pode ocorrer a refração de uma onda e perturbações no sentido de fluxo de corrente (MUSSETT & KHAN, 2000).

O fenômeno de refração ocorre, quando uma frente de onda incide sobre uma camada com índice de refração diferente e sofre distorção do caminho preferencial. É uma relação na geofísica descrita principalmente no método sísmico, pela Lei de Snell, e no método eletrorresistivo por diferentes valores de resistividade para pacotes rochosos. A refração altera a distribuição de corrente em uma camada em subsuperfície quando em um meio uniforme, a relação entre a diferença de potencial e de injeção de corrente  $\Delta V/I$  também é alterada, o que torna possível medir a mudança de resistividade com a profundidade (MUSSETT & KHAN, 2000).

Embora um efeito muito utilizado nos métodos sísmicos, a refração (Figura 15) também ocorre nas linhas de campo elétrico. A refração acontece quando injetada a corrente, as linhas de campos elétricos passam de um pacote de menor

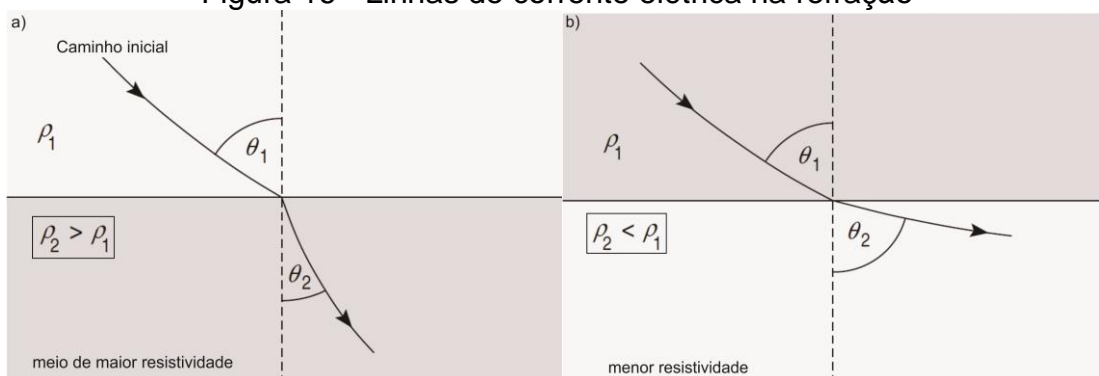
resistividade para um pacote de maior resistividade e o inverso também é válido conforme será apresentado. A figura 16a demonstra o caminho inicial de uma linha, que passa de um meio de maior resistividade para um meio de menor resistividade e na figura 16b é demonstrado um caminho em que ocorreu refração, devido ao valor de resistência de cada meio geológico e sua capacidade em deixar a corrente fluir (MUSSETT & KHAN, 2000).

Figura 15 - Efeito da refração nas linhas de corrente na interface entre o meio de maior e menor resistividade



Fonte: (MUSSETT & KHAN, 2000).

Figura 16 - Linhas de corrente elétrica na refração



Fonte: (MUSSETT & KHAN, 2000).

Outro fator importante a considerado é a mudança de espaçamento entre os eletrodos de corrente e eletrodos de potencial. Supondo que a distância entre os eletrodos de corrente seja duplicada, em um meio hipotético homogêneo a resistência  $\Delta V/I$  será reduzida a metade, pois esta razão é multiplicada pelo fator geométrico de cada arranjo (KNÖDEL et al., 2007).

Os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, apresentam limitações e cada um deles apresenta diferentes características para melhores mapeamentos de

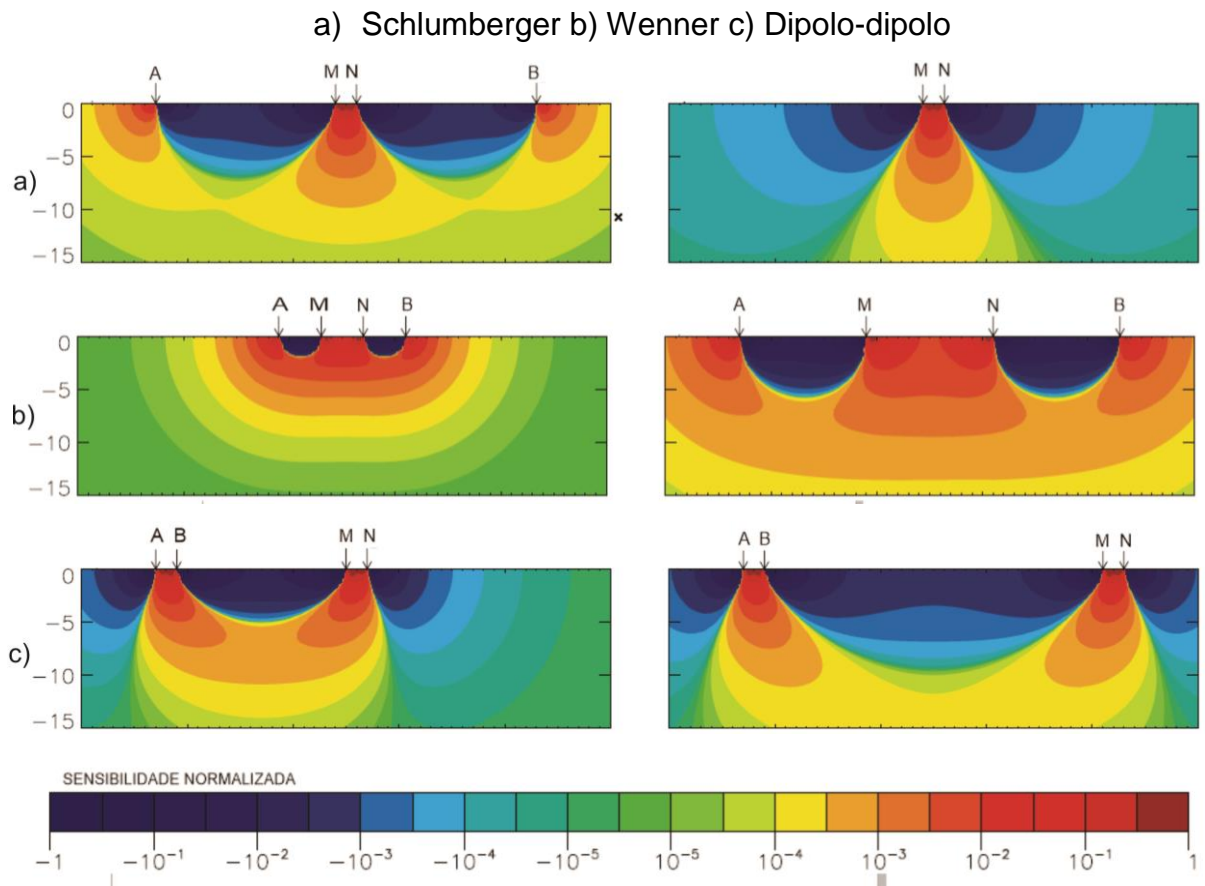
determinados meios geológicos. Características de propagação de campo elétrico para cada arranjo ajudam na compreensão dos resultados diferentes para cada uma das seções, em relação a um mesmo meio de investigação (KNÖDEL et al., 2007).

No arranjo Schlumberger, o conjunto de corrente está posicionado na extremidade do arranjo e o dipolo de potencial no centro, possibilitando que os eletrodos de corrente sejam remanejados de forma a serem feitas leituras crescentes para uma mesma abertura de eletrodos de potencial (Figura 17a). A propagação do campo elétrico para pequenos espaçamentos resulta em contornos que exibem uma curvatura ligeiramente mais acentuada abaixo do centro do arranjo, apresenta formato de gota, e quanto maior a profundidade de investigação e abertura dos eletrodos de corrente, maior será a verticalização do campo elétrico. Esta disposição de eletrodos gera uma maior sensibilidade para estruturas horizontais (KNÖDEL et al., 2007; MOREIRA et al., 2016).

No arranjo Wenner, os dipolos de corrente e potencial caminham juntos, e necessitam de aberturas crescentes em todos os eletrodos na aquisição dos dados a cada leitura realizada (Figura 17b). Os contornos quase horizontais do arranjo Wenner delineiam a sensibilidade deste arranjo a variações verticais de resistividade, que o faz menos sensível a variações laterais. Quando o espaçamento entre os eletrodos é menor, maior é a horizontalidade do campo elétrico, e quanto maior o espaçamento entre os eletrodos o formato deste arranjo em profundidade é de um cone achatado, com horizontalidade das camadas (KNÖDEL et al., 2007; MOREIRA et al., 2016).

No arranjo Dipolo-dipolo, os eletrodos de corrente e de potencial são caracterizados por uma separação crescente, espaçamento (L) ao longo da linha de aquisição e o espaçamento (a) entre os dipolos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento (Figura 17c). A incidência da corrente elétrica é de forma inclinada, com característica de distorção lateral na propagação de campo elétrico, sob pequenas separações dos dipolos no caso de investigações rasas, em maiores profundidades de investigação este arranjo continua com o mesmo formato de propagação da corrente com uma atenuação à medida que se aumenta o espaçamento (L) entre os eletrodos, é reduzido de forma concomitante à sensibilidade ou sinal/ruído (GANDOLFO, 2007; KNÖDEL et al., 2007; MOREIRA et al., 2016).

Figura 17 - Sensibilidade dos arranjos na distribuição de corrente em plano



Fonte: (KNÖDEL et al., 2007).

## 5.4 PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS

A água contida no interior dos espaços vazios das rochas é capaz de movimento, e a capacidade de uma rocha para armazenar e transmitir água constitui a suas propriedades hidráulicas. Na avaliação dos recursos hídricos subterrâneos os parâmetros hidrogeológicos são fundamentais na interpretação dos resultados de testes de aquífero (HISCOCK, 2005).

### 5.4.1 Porosidade

Esta propriedade em um solo ou rocha pode ser explicada por uma fração do volume do material que é ocupado por um espaço vazio.

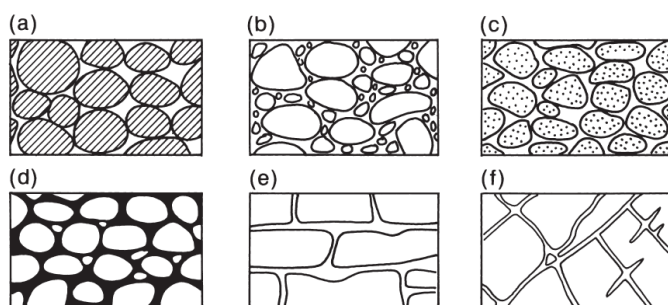
$$n = \frac{V_v}{V} \quad (8)$$

Onde a porosidade ( $n$ ) é a porosidade total ( $V_v$ ) é o volume de vazios e ( $V$ ) o volume total.

A porosidade é um fator controlado pela forma e arranjo dos grãos, o grau de separação entre eles, a compactação, cimentação, fraturamento e intemperismo. Normalmente os valores mais altos de porosidade estão nos sedimentos não consolidados, como cascalhos, areias, siltes e argilas, que possuem partículas arredondadas ou angulares, do que nos sedimentos consolidados, tais como arenito e calcário. O grupo das rochas ígneas e metamórficas têm baixas porosidades devido aos poros serem apenas nas superfícies intracrustais. Por outro lado, formações ricas em minerais de argila com tamanho de grão muito fino podem atingir valores altos de porosidade (HISCOCK, 2005) (Figura 18).

O fator porosidade pode ser do tipo primário e do tipo secundário, de acordo com o desenvolvimento da rocha. A porosidade primária é referente à matriz da rocha, que ocorre durante sua formação e a porosidade secundária ocorrer como resultado de intemperismo físico e químico secundário ao longo dos planos de estratificação e articulações de sedimentos (HISCOCK, 2005; CPRM, 2000).

Figura 18 - Tipos de porosidade em relação a textura da rocha: sedimentares (a) alta porosidade; (b) baixa porosidade; (c) bem-ordenada; (d) diminuição da porosidade pela cimentação nos interstícios; (e) rocha porosa solúvel feita por solução; (f) rocha cristalina porosa com fraturamento.



Fonte: (HISCOCK, 2005).

#### 5.4.2 Permeabilidade

É a propriedade do meio geológico em facilitar ou não, o escoamento da água através dos poros. É em função do tipo de material poroso sua granulometria e



disposição estrutural (HISCOCK, 2005). Diferentes autores relacionam  $k$  (permeabilidade intrínseca) com diversas propriedades do meio poroso. Equações empíricas como:

$$k = C d^2 \quad (9)$$

Onde  $C$  é adimensional que pode ser obtido experimentalmente e  $d^2$  é o diâmetro médio dos grãos de areia. No caso dos sedimentos não consolidados estudos comprovam que quanto maior o tamanho dos grãos do solo, conseqüentemente maior o volume de espaços vazios, maior será a permeabilidade. E quanto maior o desvio padrão do diâmetro das partículas, que indica maior variação dos tamanhos dos grãos, com grãos pequenos que ocupam os espaços vazios existentes entre os grãos grandes conseqüentemente menor será a permeabilidade (CPRM, 2000).

O aumento do teor de argila faz com que a permeabilidade diminua à medida que o tamanho efetivo dos poros é diminuída, este processo faz aumentar a condutividade elétrica medida na superfície. Esta correlação inversa é frequentemente reforçada em formações parcialmente saturadas, onde os materiais de elevada permeabilidade tendem a drenar mais rápido e têm menor retenção de água, do que os materiais de baixa permeabilidade. A condutividade elétrica é também uma função do conteúdo de água e os solos de permeabilidade elevada tendem a ser mais secos e têm valores de condutividade mais baixa do que os solos de permeabilidade mais baixa (HISCOCK, 2005).

#### 5.4.3 Transmissividade

É definida como a taxa de escoamento de água através de uma faixa vertical do aquífero com largura unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário. É expressa da seguinte maneira para os aquíferos confinados (CPRM, 2000):

$$T = k b \quad (10)$$

Onde  $T$  é a transmissividade ( $L^2/T$ ),  $k$  é a condutividade hidráulica ( $L/T$ ) e  $b$  é a espessura do aquífero ( $L$ ).

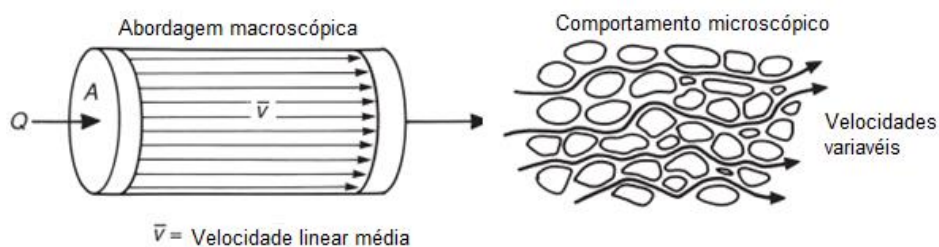
Para aquíferos freáticos a espessura da camada muda com o tempo, de acordo com a recarga ou descarga. As unidades de transmissividade são m<sup>2</sup>/s ou m<sup>2</sup>/dia (CPRM, 2000).

#### 5.4.4 Condutividade hidráulica

É a capacidade de movimentação da água através dos interstícios da rocha. Tem dimensão de velocidade em m/s é uma medida da facilidade de movimento da água através de um material poroso. Em geral, materiais de granulação grossa e materiais fraturados têm altos valores de condutividade hidráulica, enquanto sedimentos de granulação fina e argilas têm baixos valores (HISCOCK, 2005).

A condutividade hidráulica dos materiais geológicos não é uma função das propriedades físicas do material poroso, mas também das propriedades de migração do fluido (Figura 19).

Figura 19 - Abordagem macroscópica e microscópica para a análise de fluxo de águas subterrâneas



Fonte: (HISCOCK, 2005).

Em soluções aquosas onde a concentração, a mobilidade, a carga eletrônica de íons e temperatura aumentam, os valores de condutividade também aumentam, assim como a disposição dos grãos também altera a condutividade (HISCOCK, 2005).

A condutividade hidráulica  $K$  é uma função das propriedades do meio poroso e das características do fluido em estudo:

$$K = \frac{k \gamma}{\mu} \quad (11)$$

Onde, K é a condutividade hidráulica, k é caracterizado pelo meio poroso como função do diâmetro dos grãos, permeabilidade intrínseca,  $\gamma$  é o peso específico e  $\mu$  é a viscosidade do fluido (CLEARY, 1989).

#### 5.4.5 Fluxo

A partir do princípio que as águas subterrâneas estão sempre em movimento, da recarga até a descarga, provenientes de meios naturais ou artificiais, para a determinação do fluxo de água é usual a aplicação da Lei de Darcy. O comportamento de fluxo das águas subterrâneas no material saturado é expresso por uma equação formulada por Henry Darcy, em 1856 (HALLIDAY et al., 2008), que apresentou os resultados na forma de relação de fluxo baseada no gradiente de potencial através da altura da coluna, e pode ser descrita como:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (12)$$

Onde,  $dh/dl$  representa o gradiente hidráulico, com o fluxo de sinal negativo, que indica a direção em que diminui a carga hidráulica, K é condutividade hidráulica do material poroso e A área total da seção transversal perpendicular à direção de fluxo. A lei de Darcy pode ser generalizada, para escoamento em mais de uma direção o chamado escoamento tridimensional, e pode ser reescrita como: (CPRM, 2000; HISCOCK, 2005):

Adota-se  $dh/dl = i$ ,

$$q = -KiA \quad (13)$$

#### 5.4.6 Parâmetros físico-químicos

A medida dos parâmetros geoquímicos da água tem como consequência a qualidade de um recurso hídrico. Aquisição de medidas de pH, Eh, STD, e condutividade elétrica são fundamentais no diagnóstico e controle da qualidade das águas, e tem relações diretas nas respostas das aquisições geofísicas.

pH - É a medida da concentração hidrogeniônica da água ou solução, e é controlado pelas reações químicas e pelo equilíbrio dos íons presentes. O valor do

parâmetro pH é uma análise quantitativa da concentração de ácido ou base em uma solução. É medido em uma escala logarítmica, pois os valores podem variar em muitas ordens de grandeza. Os valores de pH da água pura é 7, uma solução ácida tem o valor menor do que 7, e uma solução básica o valor é maior do que 7 (ATKINS & JONES, 2006).

Eh - É chamado o potencial de oxi-redução ou potencial redox que determina a característica do ambiente quanto à fuga de oxigênio, pode ser um agente redutor que aceita elétrons e é reduzido durante o processo ou agente oxidante que perde elétrons e que se oxida no processo (ATKINS & JONES, 2006).

STD - Sólidos totais dissolvidos: é considerado o peso total dos constituintes minerais que estão presentes na água. Este parâmetro representa a concentração de todo o material dissolvido na água, que pode ser volátil ou não (CPRM, 2000).

Condutividade elétrica nas águas – É um parâmetro físico da facilidade de uma água conduzir a corrente elétrica, e está diretamente ligada com o teor de sais dissolvidos sob a forma de íons (CPRM, 2000).

## 6 CORRELAÇÃO ENTRE OS PARÂMETROS GEOELÉTRICOS E HIDROGEOLÓGICOS

Uma análise integrada entre os conjuntos de dados geoquímicos coletados em poços com análises geofísicas gera como resposta modelos de correlação. Através de modelos iniciais como os petrofísicos é possível prever os parâmetros hidrogeológicos, como teor de água, condutividade da água, porosidade, conteúdo de argila e a condutividade hidráulica, e através das propriedades elétricas, é possível gerar os modelos petrofísicos e hidrogeológicos das rochas e solos.

Para o parâmetro físico de condutividade elétrica, sua resposta é em função do teor de água ou pelo conteúdo da solução presente nas rochas ou solos. Quando as rochas estão saturadas a condutividade elétrica das soluções geralmente aumenta com a concentração e mobilidade dos íons na solução assim como a temperatura. Medições de condutividade elétrica podem ser usadas para estimar a porosidade no caso de formações saturadas por água ou na estimativa do teor de água nas formações parcialmente saturadas, ou ainda para estimar a salinidade da água e a permeabilidade das formações subterrâneas. No entanto, essas correlações empíricas são bastante específicas para cada local (RUBIN & HUBBARD, 2005).

Os estudos das correlações entre as diferentes propriedades geofísicas e os parâmetros hidrogeológicos, como resistividade elétrica e condutividade hidráulica iniciou-se na década de 50, com o trabalho de Jones & Buford (1951) conforme descrito no trabalho de Chandra et al. (2008). Os estudos citados a seguir discutem sobre os aspectos da correlação entre parâmetros hidrogeológicos e parâmetros geofísicos.

O trabalho de Kelley (1977) demonstra uma correlação positiva do aquífero, a partir das resistividades obtidas por aquisições geoeletricas com valores de condutividade hidráulica obtidos a partir de testes de bombeamento de materiais glaciais. Este trabalho obtém também uma correlação positiva entre fator de formação (isto é, a relação entre resistividade do aquífero e a resistividade da água) e a condutividade hidráulica.

O trabalho de Heigold et al. (1979) demonstra, uma relação negativa entre a condutividade hidráulica (K) e a resistividade do aquífero (q) no aquífero de Niantic-

Illioipolis, um depósito de sedimento glaciais com água de degelo de uma geleira na região central de Illinois.

Em Kelly & Frohlich (1985), é rejeitada a relação negativa estabelecida pelo por Heigold et al. (1979), com a afirmação que para uma correlação, somente três pontos de dados, como foi utilizado, não é suficiente para uma correlação e então neste trabalho é apresentado uma correlação positiva e que a correlação direta não deve ser esperada no caso de aquífero livre que contém materiais argilosos.

Outra correlação positiva é observada por Urish (1981), entre o fator de formação obtido a partir de sondagens elétricas de superfície e os dados de condutividade hidráulica obtidos a partir de testes de bombeamento na água de aquífero do tipo granular.

No trabalho de Chandra et al. (2008) é feita uma analogia entre a Lei de Darcy que rege o fluxo de águas subterrâneas com a Lei de Ohm que rege o fluxo de corrente elétrica no solo. Foi realizada uma estimativa a partir do uso do método eletrorresistivo com técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) para gerar mapas de condutividade hidráulica e transmissividade, no ambiente de rochas graníticas na região de Maheshwaram na Índia. Para a estimativa de condutividade hidráulica, foi necessário fazer uma comparação entre os dados a partir dos dados de resistividade e a resposta obtida através do teste de bombeamento manual. Os resultados são apresentados através de um gráfico, com linha de tendência de  $R^2= 0,85$ , valor satisfatório de correlação por parte dos autores. O mesmo foi feito para obter os dados de transmissividade do aquífero com coeficiente de correlação  $R^2= 0,68$  para este caso.

No trabalho de Chukwudi (2011) tem o objetivo de avaliar propriedades hidráulicas dos aquíferos e estabelecer uma relação entre os dados de resistividade. Foram realizadas 322 sondagens elétricas verticais para avaliar as propriedades hidráulicas dos aquíferos no estado do Enegu, Nigéria. Dados de espessura do aquífero e zonas de potencial de alto rendimento foram determinados com o levantamento geoeletrico. A metodologia utilizada começa na Lei de Archie, que define os parâmetros do fator de formação, retenção específica, e chega à relação entre a condutividade hidráulica (K) e o fator de formação (F). O parâmetro de transmissividade (Tr) foi encontrado através da derivada dos resultados de resistividade das sondagens elétricas e foi realizada a comparação com valores em outras publicações. Além disso, as sondagens elétricas e o cruzamento dos dados

de poço serviram de entrada para construir os mapas de porosidade regional e rendimento específico. A resistividade aparente correlacionada com a resistividade da água estabeleceu uma relação aproximada a uma função linear com significativo coeficiente de correlação dentro da gama de valores apropriada.

O trabalho de Moreira (2013) utilizou o método eletrorresistivo para determinar a profundidade do nível do aquífero, contato solo/rocha, e estimar a espessura de horizontes aquíferos, com o objetivo de correlacionar os parâmetros de resistividade e cargabilidade com as medidas diretas de vazão em poços rasos para determinação de relações estatísticas entre parâmetros geológicos. Inicialmente foi realizada a localização e o georreferenciamento dos 23 poços rasos no município de Caçapava do Sul (RS) e a aquisição de dados geofísicos, geológicos e hidrogeológicos para cada poço. Com o produto das aquisições geofísicas e a coleta de dados nos poços, foram realizadas as seguintes correlações: resistividade *versus* vazão, cargabilidade *versus* vazão e espessura da camada de solo/saprolito *versus* vazão. Estes resultados puderam definir relações entre a vazão medida diretamente em poços rasos, com os parâmetros físicos de resistividade elétrica e a cargabilidade. O processamento dos dados feito de forma conjunta produziu resultados satisfatórios.

## 7 PLANEJAMENTO E AQUISIÇÃO DOS DADOS

Em propriedades rurais que continham poços de escavação manual, foram coletados dados de localização dos poços, profundidade do nível da água (NA), profundidade rebaixada e estimativa do tempo de recarga do poço, além dos dados geoquímicos de água e linhas de aquisições de dados tomográficos (Figura 20).

Figura 20 - Mapa de Localização da área dos poços.



As primeiras etapas consistiram no planejamento e execução do campo. Foi realizado o reconhecimento da área em busca de propriedades rurais que continham poços com escavação manual, conhecidos como cacimbas.

Definidos os poços e respeitando um limite de cerca de 2 km a 3 km de distância entre eles quando possível, mas devido à inexistência de poços em algumas regiões este espaçamento por vezes foi maior que o estipulado. Este procedimento foi adotado para que a quantidade de informações geológicas distintas



fosse a maior possível. Em campo foi realizado o georreferenciamento dos poços para elaboração do mapa de localização.

Nos poços, primeiramente foi realizada a medida do nível da água (NA), (Figura 20b) depois de determinada esta profundidade, foi realizado o rebaixamento do poço através de bomba quando existente ou na inexistência foi utilizado baldes para retirada da água manualmente. Esse procedimento tem como resultado a medida do tempo de recarga do poço, e conseqüentemente o volume pelo tempo, que são os dados para o cálculo de vazão. Depois com o poço abastecido, foram obtidas as medidas físico-químicas da água, este procedimento só foi realizado com a água da recarga, pois estas não devem ser feitas com a água estagnada de poço, pois podem apresentar medidas irreais, através de sujeiras que podem acumular no poço. As medidas geoquímicas foram realizadas com medidor físico-químico pH-1500 com três sensores capazes de medir os parâmetros de pH, Eh, sólidos totais dissolvidos (STD) e a condutividade elétrica. O equipamento foi calibrado devido as recomendações provenientes do manual do equipamento (Figura 21c,d).

Para as medidas de pH foi utilizado um eletrodo de vidro sensível combinado com um eletrodo de cloreto de prata Ag/AgCl da Instrutemp modelo EPD-70. Para os dados de Eh foi utilizado um eletrodo de platina conjugado a um eletrólito de referência de cloreto de prata- Pt/AgCl, da Instrutemp, modelo ORP-879. Para as medidas de STD e condutividade elétrica foi utilizado o sensor SC-100, com uma sonda de 22mm de diâmetro x 120mm de comprimento e precisão de 0,8°C (INSTRUTHERM, 2017).

Foi realizado um total de 18 linhas de tomografia elétrica com comprimentos distintos e abertura dos dipolos de 1 metro a 4 metros, fator determinado a partir da profundidade do nível de água medido. As linhas de aquisição tomográfica preferencialmente tinham o poço de captação de água centralizado e foram posicionadas perpendiculares a inclinação do relevo local.

Os dados geofísicos foram adquiridos através do resistímetro da ABEM Terrameter LS produzido na Suécia (Figura 21e), que consiste em módulo único de transmissão e recepção de sinais automatizado a partir de programação prévia, com 250 W, resolução de 1  $\mu$ V e corrente máxima de 2,5 A. Este equipamento permite a realização de ensaios de potencial espontâneo, eletrorresistividade e polarização induzida, por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio padrão do conjunto de medidas.

Em conjunto no campo foram utilizados eletrodos cravados no solo e através de cabos, o equipamento injeta a corrente no solo e faz a leitura a partir dos eletrodos (Figura 21f).

Figura 21 - Procedimentos adotados em campo: a) poço de captação de água; b) leitura da profundidade do poço; c) medidas de Eh; d) medida de pH; e) resistivimetro utilizado na aquisição; f) eletrodos



Fonte: Dados da pesquisa.

## 8 PROCESSAMENTO E ANÁLISE DOS DADOS

Foram realizados em campo, os três seguintes arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, isto foi possível facilmente porque, o equipamento por ser automático não necessita de rearranjo manual de eletrodos no campo, automaticamente ele seleciona os eletrodos, o que torna mais rápida e fácil a aquisição de dados.

O processamento dos dados foi realizado pelo *software* RES2DINV (Geotomo - Malásia) que gera um modelo bidimensional a partir dos dados de entrada, que interpola os conjuntos de dados (EDWARDS, 1977). Os dados neste *software* passam pelo processo de inversão através do método de suavização, que utiliza algoritmos baseados em um esquema de células. A vantagem deste, em relação a outros programas de inversão de dados elétricos, é a não necessidade de entrada de um modelo inicial por parte do usuário, por este modelo ser determinado automaticamente (GRIFFITHS & BARKER, 1993). Para gerar as pseudo-seções o programa utiliza um modelo 2D que as divide em blocos retangulares pelo ajuste das medidas de campo. Este artifício procura reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos, cuja diferença é expressa pelo erro RMS "*Root Mean Squared*" (LOKE & BARKER, 1996).

O produto das 18 linhas de aquisição de tomografia elétrica foram 54 seções geoelétricas, e em cada uma delas foram alocadas à profundidade do nível da água medido (NA). As seções serão apresentadas primeiramente com a escala log a fim de realçar os valores extremos dos dados, o que gera um contraste entre as zonas de maior e menor resistividade. Para fim de comparação é necessário que a escala seja a mesma para todas as seções e por isso foi definido uma única escala para todas as seções. No processamento das seções foi definido um valor de escala médio para todas as seções. Como os valores de resistividade em algumas seções variam poucos  $\Omega.m$ , a escala log não retrata diferenças sutis no valor de resistividade e em determinados casos em que as seções apresentam ampla variação dos valores de resistividade, os valores definidos na escala são inferiores aos valores reais.

Para que fosse possível a leitura do valor preciso da resistividade, na profundidade atingida pelo nível d'água, foi substituída a escala log pela escala

linear. No programa de processamento de dados depois de substituída à escala log pela linear e foram testadas várias vezes o intervalo de valores máximo e mínimo de espaçamento, até que o menor valor de espaçamento na escala fosse alcançado. Este procedimento aumentou a precisão dos dados obtidos de resistividade obtidos para cada arranjo aplicado.

Determinados os valores de resistividade de cada seção para cada arranjo aplicado, foi possível construir gráficos de correlação entre os dados de resistividade, obtidos através das aquisições tomográficas com os dados de vazão calculados a partir dos dados obtidos nos poços. O objetivo dessa correlação é estabelecer relações entre os diferentes parâmetros.

Nos gráficos obtidos, foi adicionada, uma linha de tendência que mede a proporção da variação do parâmetro do eixo y, que pode ser explicada pela variação do eixo x, variável entre 0 a 1, estimado a partir de todos os dados disponíveis para cada gráfico. Quando usada esta linha de tendência nos dados, a extensão do Excel, o *Graph* calcula automaticamente o valor de R-quadrado. Para os dados do gráfico de condutividade elétrica *versus* sólidos totais dissolvidos e os gráficos que correlacionam os parâmetros de resistividade *versus* vazão, foi adicionada linhas de tendência do tipo linear e/ou do tipo exponencial.

A linha de tendência do tipo linear é usada com conjuntos de dados lineares simples. Os dados serão lineares se o padrão dos pontos nos dados se parecerem com uma linha. Uma linha de tendência linear geralmente mostra que algo está aumentando ou diminuindo com uma taxa fixa. A linha de tendência do tipo exponencial é uma linha curva, útil quando os valores de dados estiverem em crescimento ou decaindo com taxas cada vez mais altas (CORREIA, 2003).

Foram coletados dados de sólidos totais dissolvidos e condutividade elétrica e foram realizadas medidas de vazão. Os dados foram classificados em níveis altos e baixos, de acordo com os valores deste obtidos neste trabalho e através de uma média simples com o valor mais alto e o mais baixo (Tabela 1).

Os valores para a região de estudo segundo o DAEE, 2013 na área confinada, é cerca de 22 a 59,7°C, para a temperatura, o pH de 6,3 a 9,8 e a salinidade de 50 a 500 mg/L. Os valores de temperatura, pH, salinidade, e de íons cloreto, sulfato e sódio aumentam no sentido do confinamento (SSRH, 2013).

Depois de analisadas as seções, foram construídos gráficos de correlação entre os dados físico-químicos e geofísicos, para uma melhor visualização da relação entre eles e foram adicionadas a equação da reta e a linha de tendência  $r^2$ .

Tabela 1 - Classificação dos dados geoquímicos

PARÂMETROS	DADOS	CLASSIFICAÇÃO
VAZÃO (m <sup>3</sup> /h)	0,05 – 0,176	Baixo
	0,177 – 0,35	Alto
STD (ppm)	0 – 300	Baixo
	301 - 580	Alto
COND. ELÉTRICA (mS)	0,036 – 0,407	Baixa
	0,408 – 0,805	Alta
pH	0 – 7	Ácido
	7 – 14	Básico
Eh	0 -128	Alto
	129 - 255	Baixo

Fonte: Dados da pesquisa.

## 9 RESULTADOS

Serão apresentados os resultados das aquisições geofísicas, em diferentes grupos (A, B, C, e D) com seções de mesmas características quanto ao parâmetro de resistividade. Este procedimento foi adotado neste trabalho devido, à quantidade distinta de feições em cada seção, o que faz variar localmente o valor de resistividade. No grupo A é possível notar que o parâmetro de resistividade diminui com a profundidade. No grupo B, as seções apresentam característica de altos valores de resistividade. No grupo C, as seções têm baixíssimos valores de resistividade e no grupo D ocorre uma variação de resistividade de acordo com a profundidade.

As seções serão apresentadas na seguinte ordem, primeiro pelo arranjo Schlumberger, seguido o arranjo Wenner e por fim o arranjo Dipolo-Dipolo, e variam o nível de investigação de acordo com o arranjo aplicado, pois os arranjos Schlumberger e Wenner atingem a mesma profundidade de investigação e o arranjo Dipolo-dipolo atinge alguns metros a mais de profundidade.

### 9.1 Grupo A

Este primeiro grupo é o que contém o maior número de linhas, 10 de um total de 18 aquisições tomográficas. Linhas 1, 2, 3, 4, 7, 11, 12, 13, 15 e 17. O nível d'água é variável em cada seção desde 0,7 metros no poço da linha 3, até 13,07 metros no poço da linha 15 (Figuras 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 e 31).

Este grupo é caracterizado pela redução da resistividade com o aumento da profundidade. Os valores elevados de resistividade estão relacionados aos níveis mais rasos e são indicativos do predomínio de solo seco, com espessura variável entre as linhas. A transição entre esta camada e o nível d'água é marcada por valores intermediários de resistividade e está relacionado à franja capilar do aquífero livre, que por sua vez é caracterizado pelos menores valores de resistividade (8.98  $\Omega.m$ ), distribuídos de forma homogênea ao longo desta camada.

O sistema aquífero predominante neste grupo possui conexão direta com a superfície, é submetido à pressão atmosférica e a recarga por infiltração das águas de chuva. Neste sentido, é um aquífero raso poroso e altamente susceptível a flutuações condicionadas a sazonalidades climáticas (estiagem e chuvas).

Figura 22 - Linha 1, profundidade do nível da água em 3,30 metros

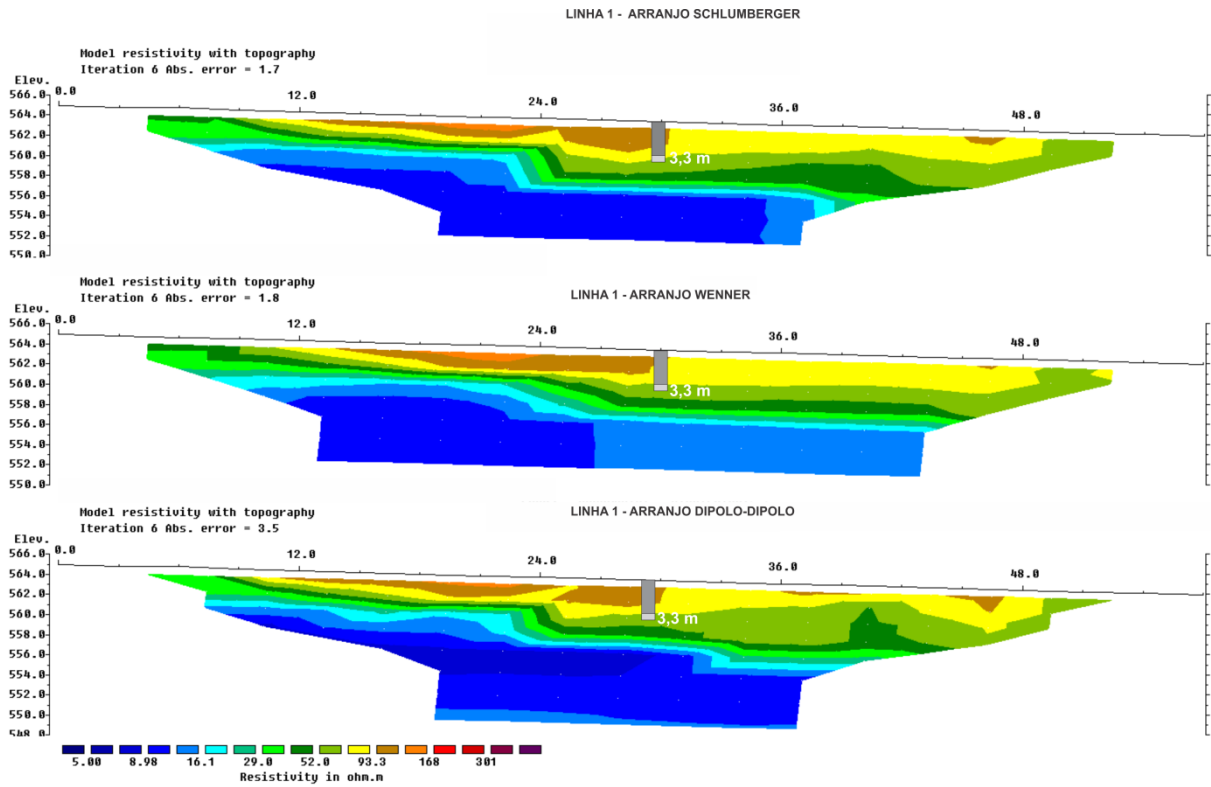


Figura 23 - Linha 2 profundidade do nível da água em 4 metros

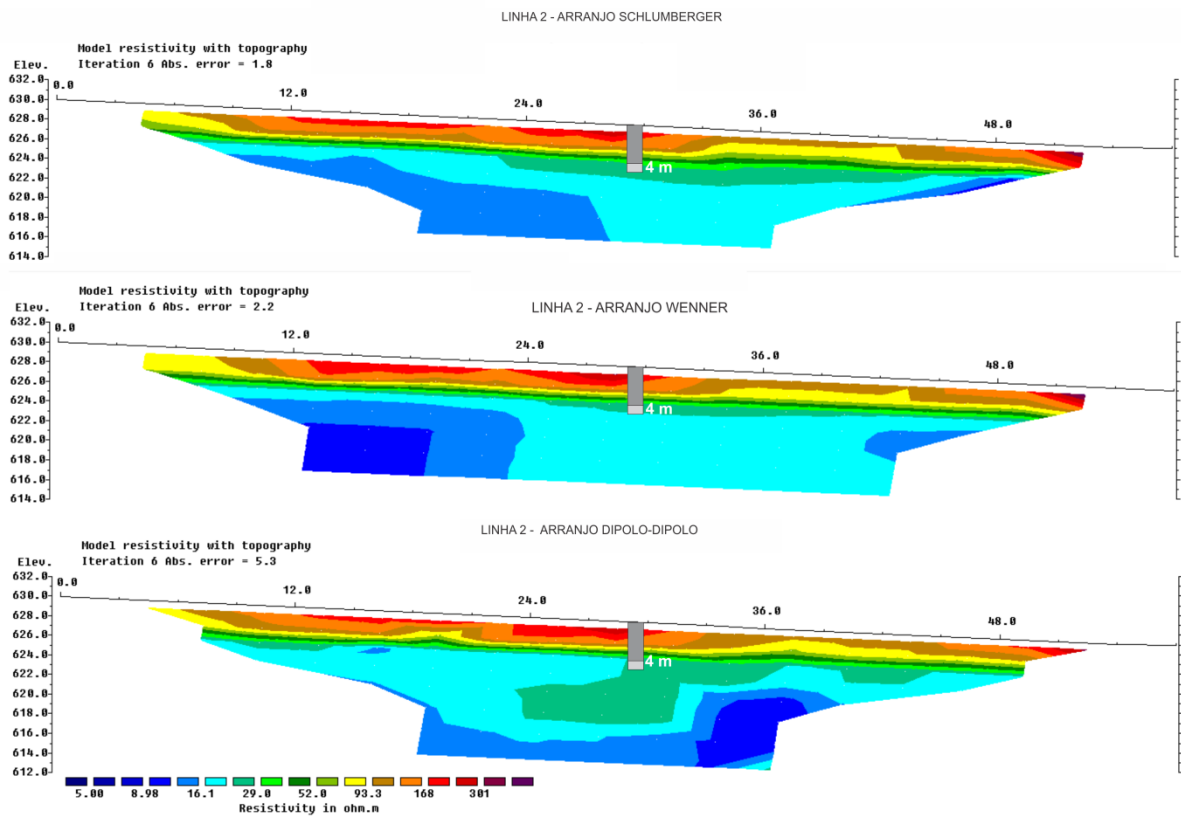


Figura 24 - Linha 3, profundidade do nível da água em 0,7 metros

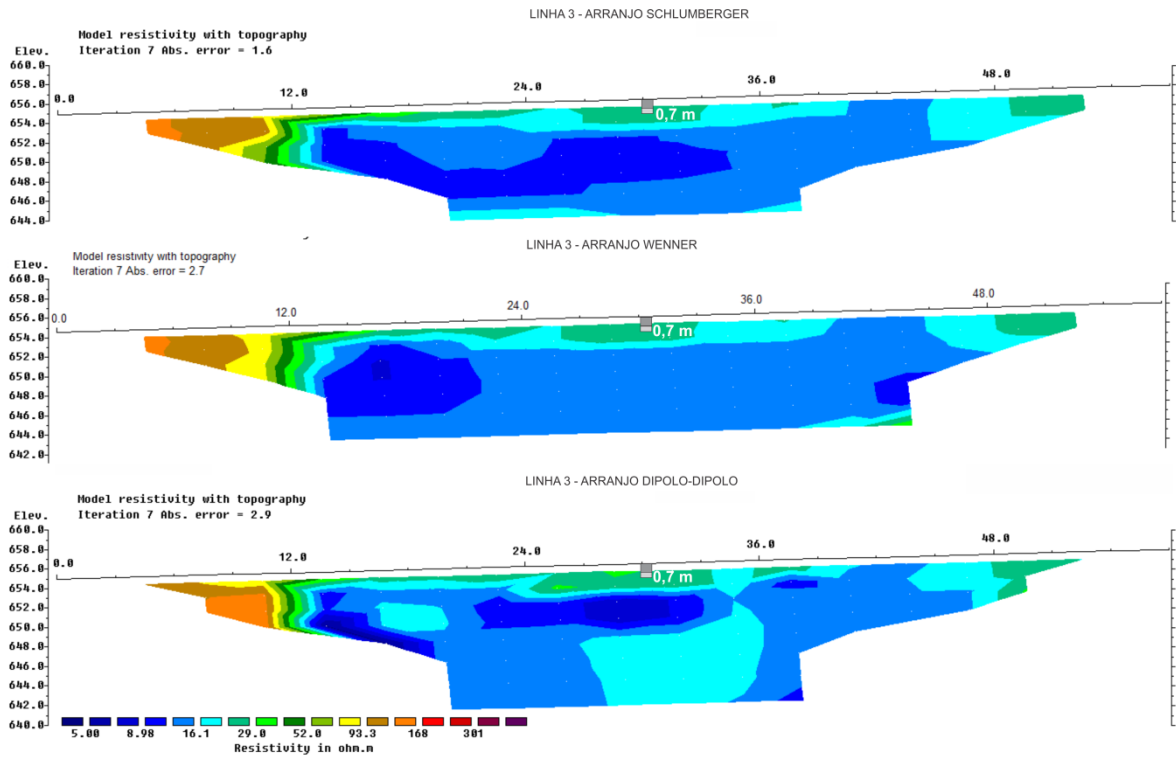


Figura 25 - Linha 4, profundidade do nível da água em 12,08 metros

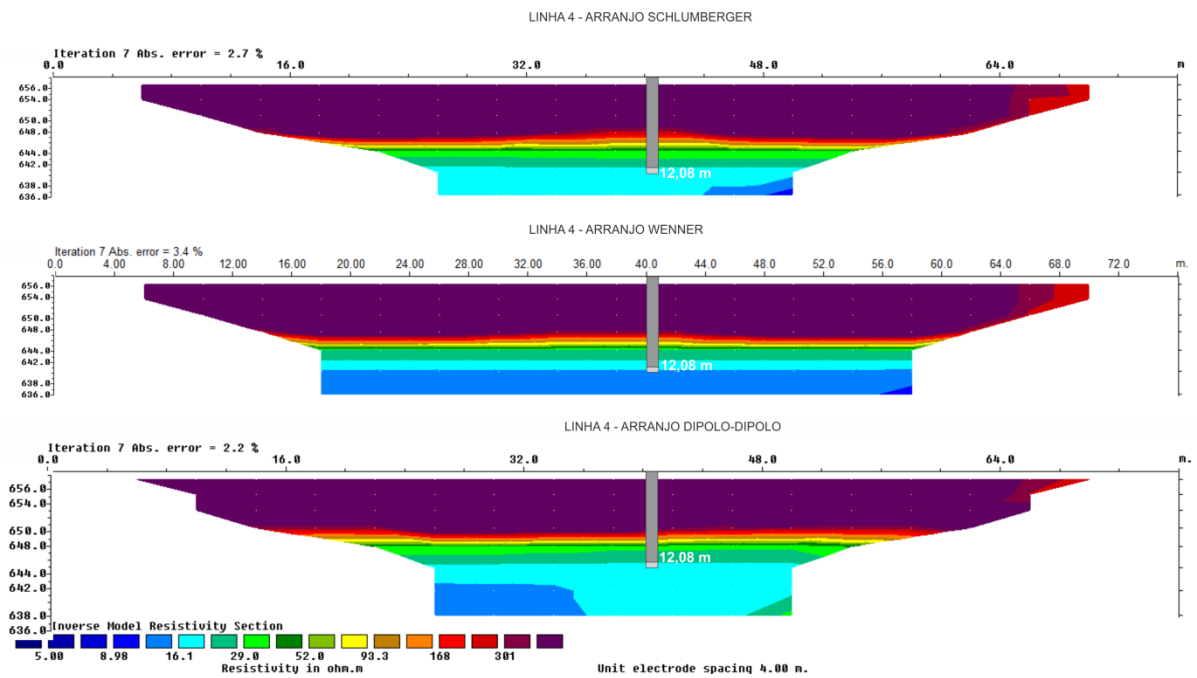




Figura 26 - Linha 7, profundidade do nível da água em 11,41 metros

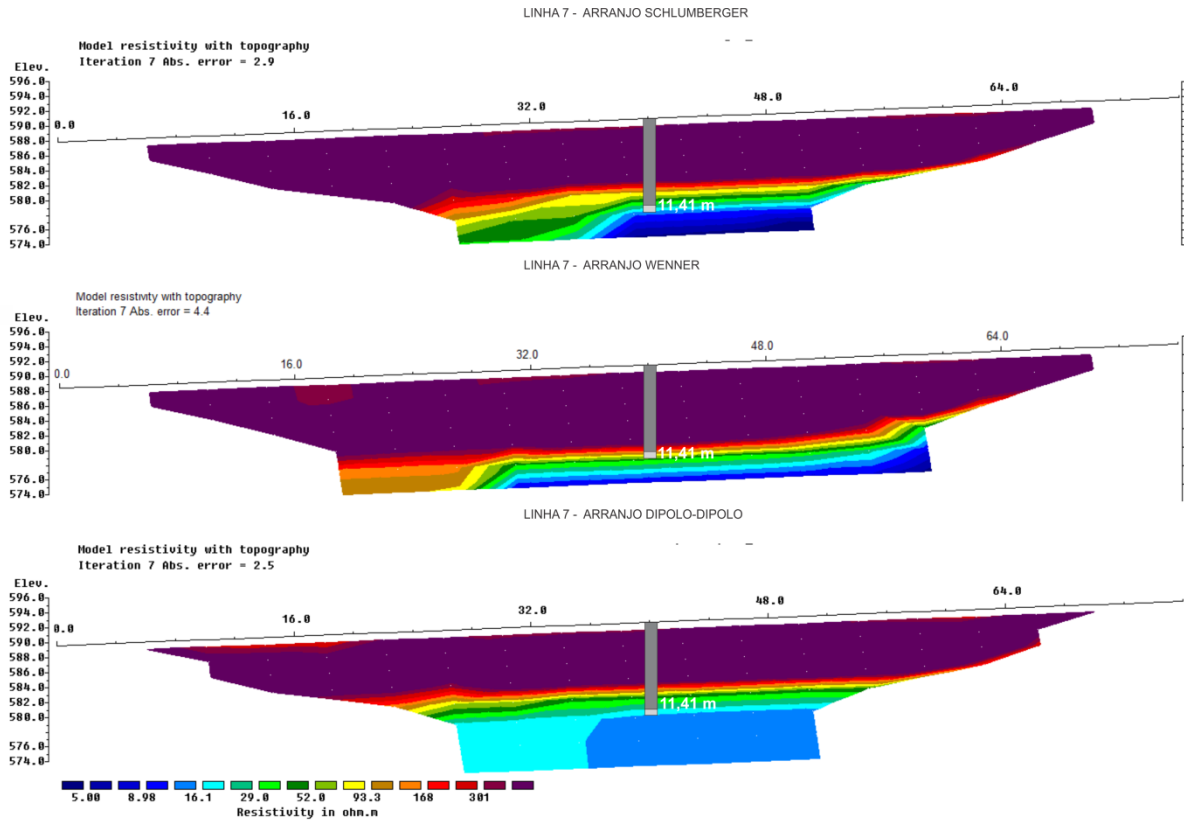


Figura 27 - Linha 11, profundidade do nível da água em 3,84 metros

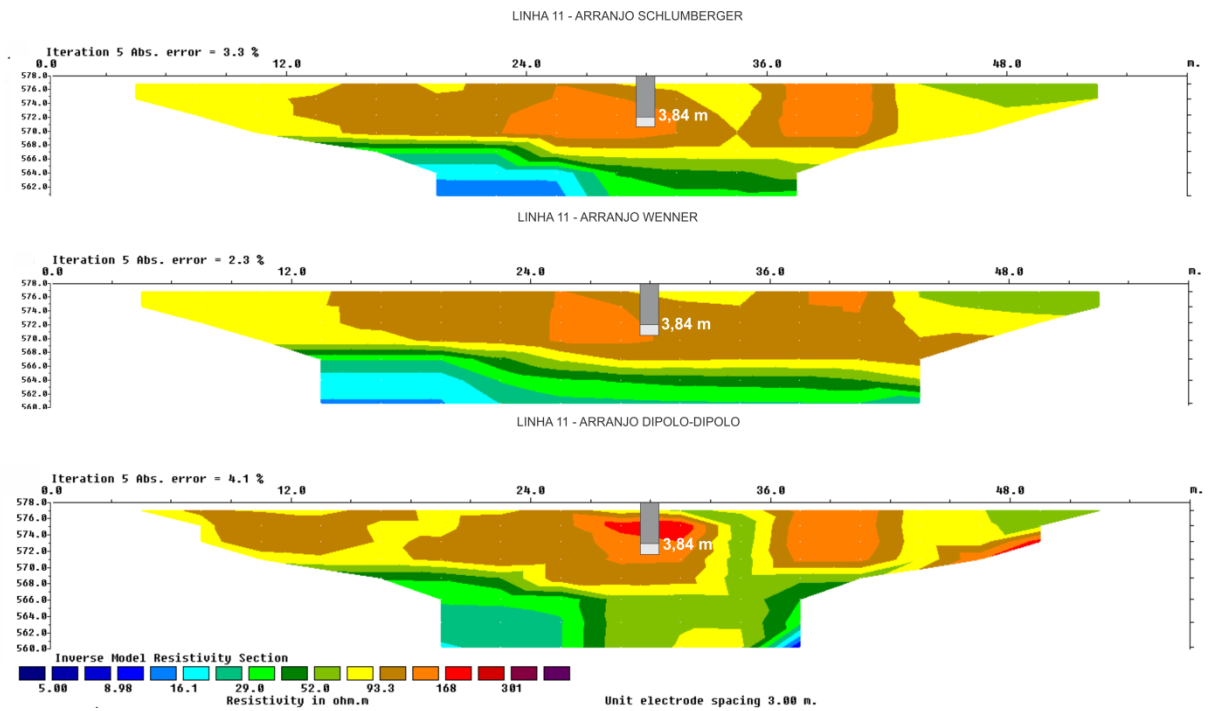


Figura 28 - Linha 12, profundidade do nível da água em 5,07 metros

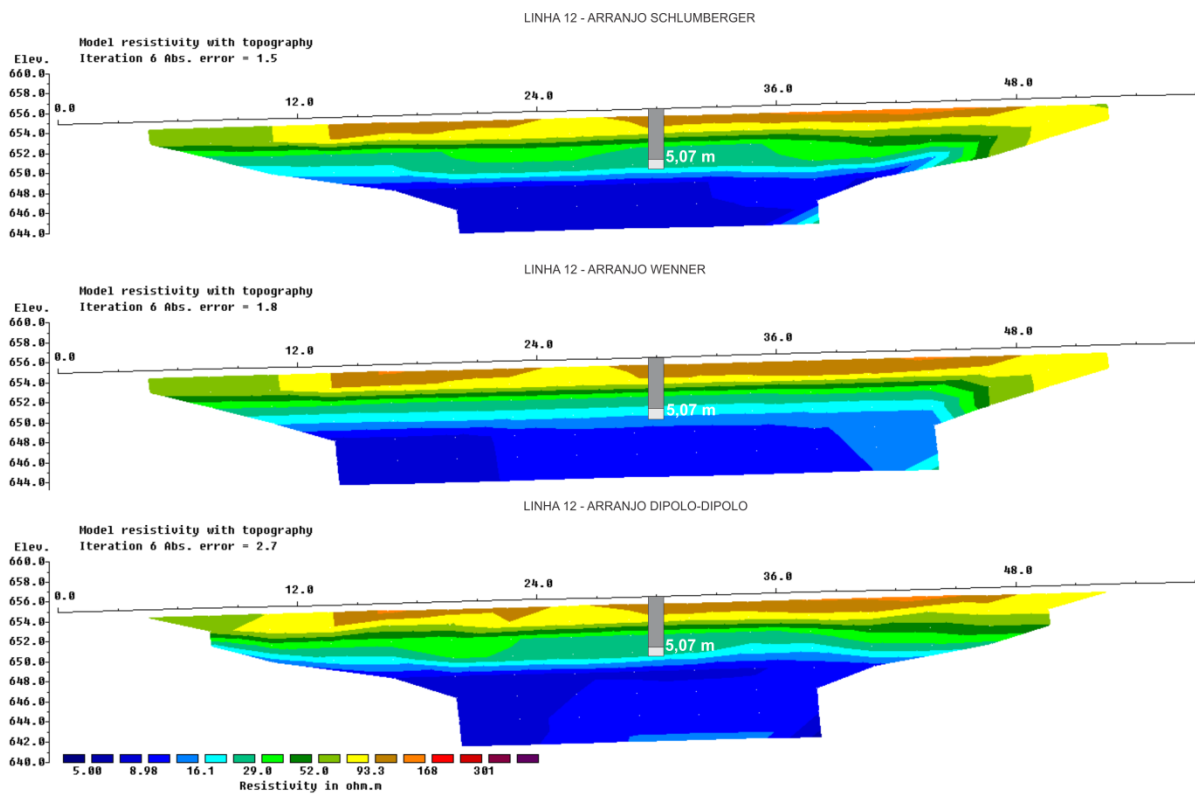


Figura 29 - Linha 13, profundidade do nível da água em 3,18 metros

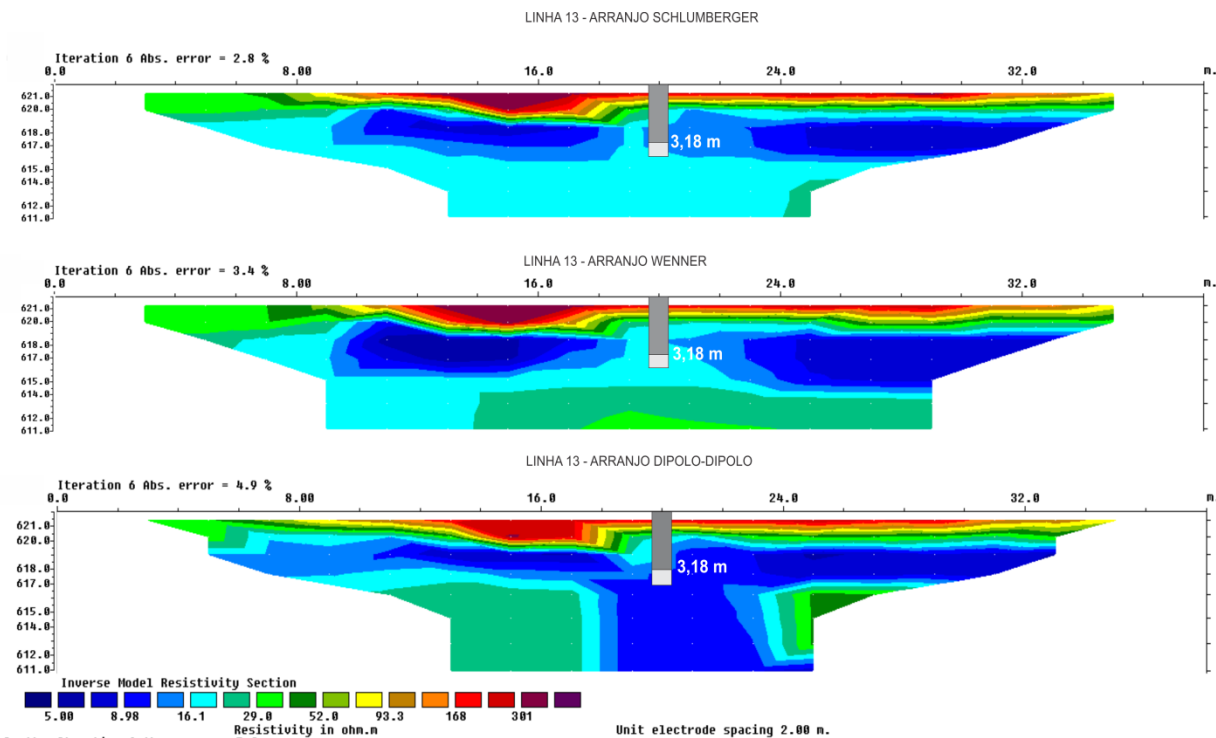


Figura 30 - Linha 15, profundidade do nível da água em 13,07 metros

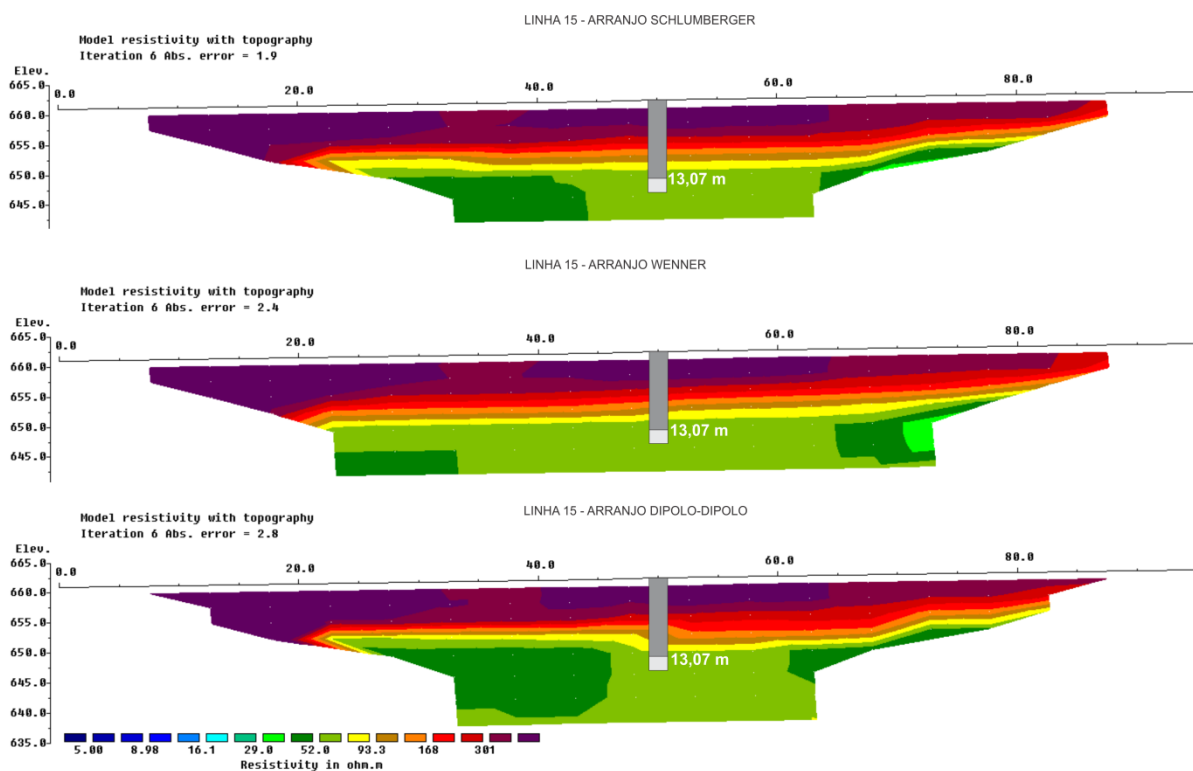
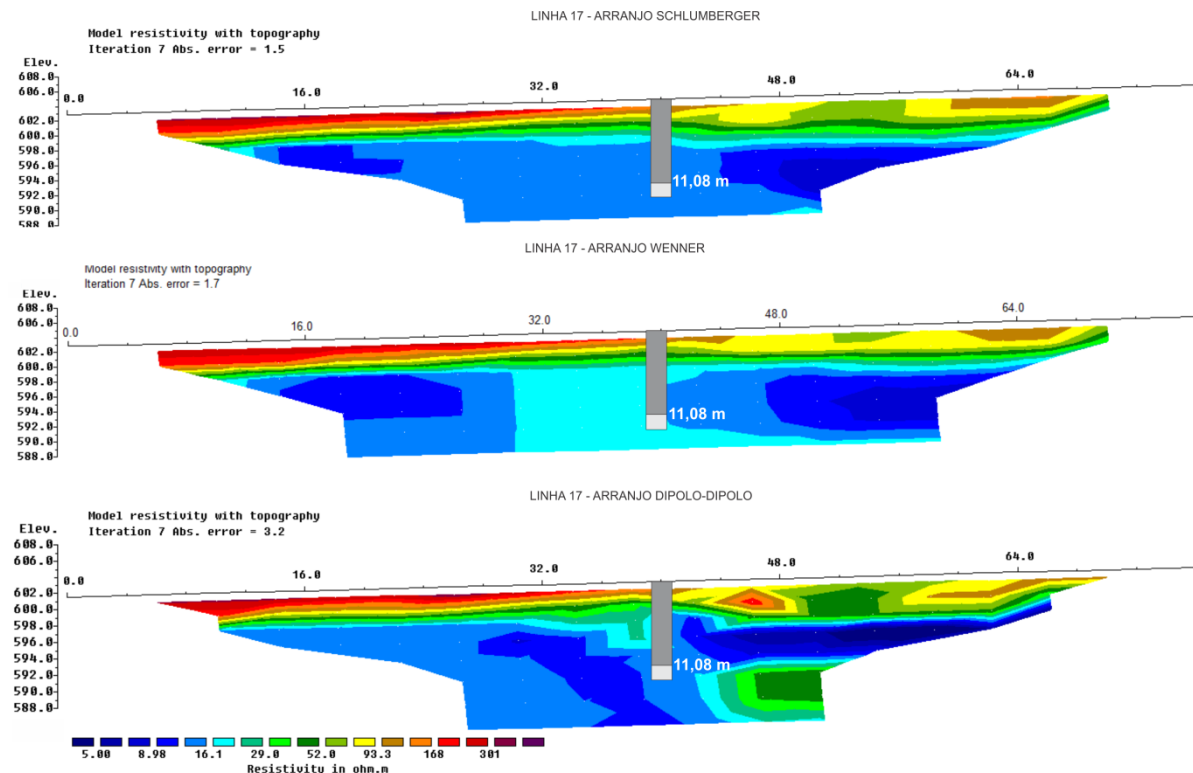


Figura 31 - Linha 17, profundidade do nível da água em 11,08 metros



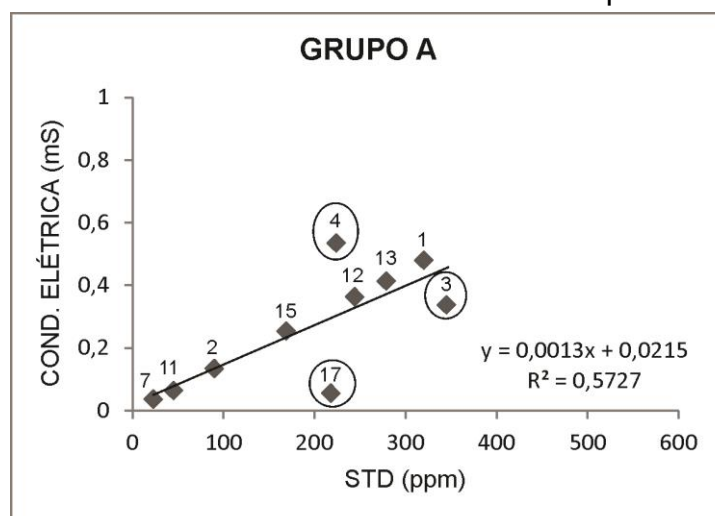
O produto das análises físico-químicas das amostras de água subterrânea coletadas nos poços em estudo permitiu o estabelecimento da relação entre a condutividade elétrica e os sólidos totais dissolvidos. A relação teórica de proporcionalidade direta entre o parâmetro de condutividade elétrica e a quantidade de sólidos totais dissolvidos no aquífero, é atribuída a facilidade ao trânsito de corrente elétrica em soluções salinas. Os valores de STD justificam o peso total dos constituintes minerais por uma unidade de volume. E os valores de condutividade elétrica, multiplicados por um valor que varia de 0,55 e 0,75 na maioria das águas subterrâneas, gera uma boa estimativa do STD na água (CPRM, 2000).

Na tabela 2, serão apresentados os dados referentes as linhas deste grupo e posteriormente o gráfico gerado (Figura 32).

Tabela 2 - Parâmetros geoquímicos de STD, condutividade elétrica

GRUPO A	STD (ppm)	COND. ELÉTRICA (mS)
1	320	0,48
2	90	0,134
3	345	0,337
4	224	0,535
7	23	0,036
11	45	0,064
12	244	0,363
13	279	0,413
15	169	0,254
17	218	0,055

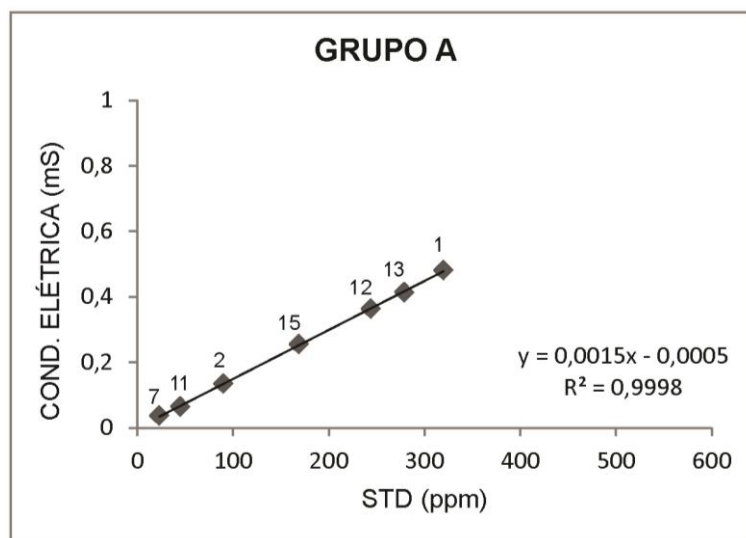
Figura 32 - Condutividade elétrica versus STD 10 pontos - Grupo A



Fonte: Dados da pesquisa.

No gráfico, é possível notar que o valor de  $R^2 = 0,5727$  é baixo devido aos pontos circulados que estão afastados da reta. No gráfico posterior (Figura 33) é possível observar que na ausência destes poços, o valor da correlação entre o restante dos dados é alto de  $R^2 = 0,9998$ .

Figura 33 - Condutividade elétrica versus STD 7 pontos - Grupo A



Fonte: Dados da pesquisa.

A relação entre a condutividade elétrica e o teor de sólidos totais dissolvidos, sob a forma de íons resulta na facilidade de condução de corrente elétrica na água. Os pontos referentes às linhas 3, 4 e 17 são os únicos distantes do ajuste da linha de tendência o que influencia de forma negativa o coeficiente de correlação para este caso. Cada um dos poços apresentam peculiaridades que os diferenciam.

As seções da linha 3, são de resistividade mediana aproximadamente (28  $\Omega.m$ ) na área de influência do poço. Os valores de STD são altos enquanto a condutividade elétrica é baixa, essa correlação inversa entre estes dados é o motivo do afastamento deste ponto nos dados do gráfico. O parâmetro STD mede a influência de sais dissolvidos no local, e de acordo com o tipo de sal presente na água, a condutividade elétrica pode ser variável. Íons como o Sódio ( $Na^+$ ) geralmente sob a forma de cloretos é o principal responsável pelo aumento da salinidade das águas do ponto de vista catiônico (CPRM, 2000).

Na linha 4, a diferença no gráfico se deve ao fato de que, no procedimento de amostragem da água, alguns poços caseiros não foram bem revestidos, e a amostragem foi realizada com a água turbida, com presença de argila, conforme os

dados da tabela em que o valor de condutividade elétrica é alto e são baixos os valores de STD e as medidas calculadas de vazão, fatores que caracterizam a presença de argila, e a diferença destes dados para os demais dados físico-químicos apresentados.

A linha 17 somente no arranjo dipolo-dipolo, onde a propagação da corrente elétrica é capaz de definir estruturas verticais, foi capaz de sugerir que existe uma fratura que corta esta linha. Nos arranjos Schlumberger e Wenner aparecem estruturas a esquerda e a direita das seções, mas estão distantes do poço de coleta de água. No arranjo Wenner, o NA tem o maior valor de resistividade entre os outros arranjos, mesmo que a diferença seja de poucos  $\Omega.m$ . Os parâmetros físico-químicos de STD por serem baixos, a condutividade elétrica e vazão serem baixíssimas, caracterizam uma alta transmissividade para este poço, fator este dependente da taxa da recarga.

Contudo, além destes fatores estes poços apresentam heterogeneidades devido à geologia local, que podem alterar os parâmetros hidrogeológicos, como excesso de fraturamento, variações faciológicas e níveis silicificados.

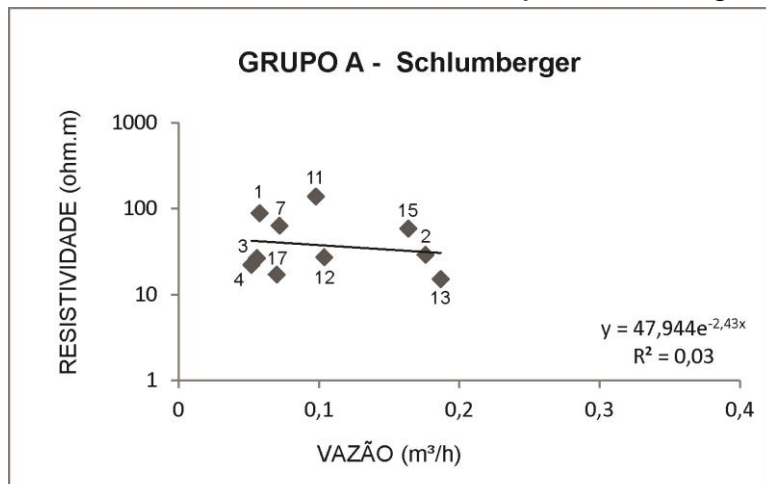
Depois das análises referentes aos dados geoquímicos da água, o fator arranjo de campo será apontado. A disposição dos eletrodos em superfície faz com que a corrente injetada na subsuperfície seja diferente em cada arranjo aplicado em campo, com isso foram obtidos os valores de resistividade precisos na profundidade do nível d'água de cada seção. Os dados de resistividade variam de 12  $\Omega.m$  até 550  $\Omega.m$  para os três arranjos, enquanto que os dados de vazão variam de 0,052  $m^3/h$  até 0,187  $m^3/h$ . A tabela 3 apresenta os valores de vazão e resistividade obtidos.

Tabela 3 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo A

LINHA	VAZÃO ( $m^3/h$ )	SCHLUMBERGER ( $\Omega.m$ )	WENNER ( $\Omega.m$ )	DIPOLO-DIPOLO ( $\Omega.m$ )
1	0,058	88	85	82
2	0,176	29	23	23
3	0,056	26,5	27,5	29
4	0,052	22	18,5	19
7	0,072	63	550	29
11	0,098	138	124	148
12	0,104	27	21	27
13	0,187	15	18	12
15	0,164	58	53	63
17	0,07	17	15	14

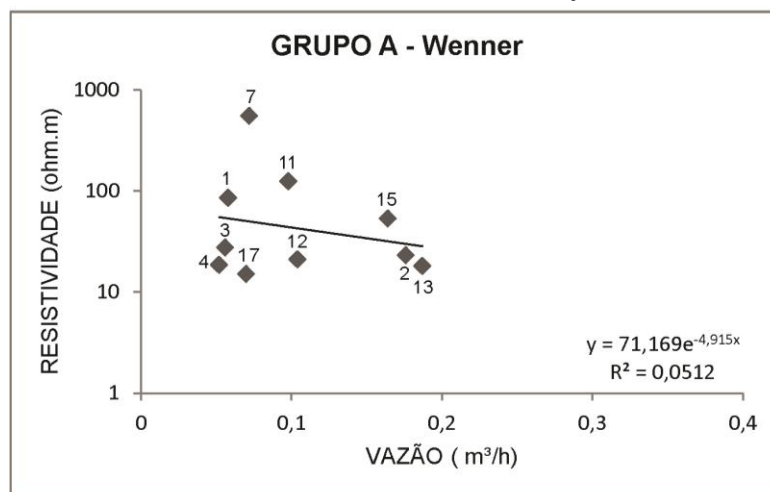
Estes dados proporcionaram a geração de gráficos de correlação entre o parâmetro geológico de resistividade com o parâmetro hidrogeológico de vazão. O valor de correlação dos dados nos arranjos é baixo, o que torna evidente a não correlação direta entre os parâmetros (Figuras 34, 35 e 36).

Figura 34 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Schlumberger - Grupo A



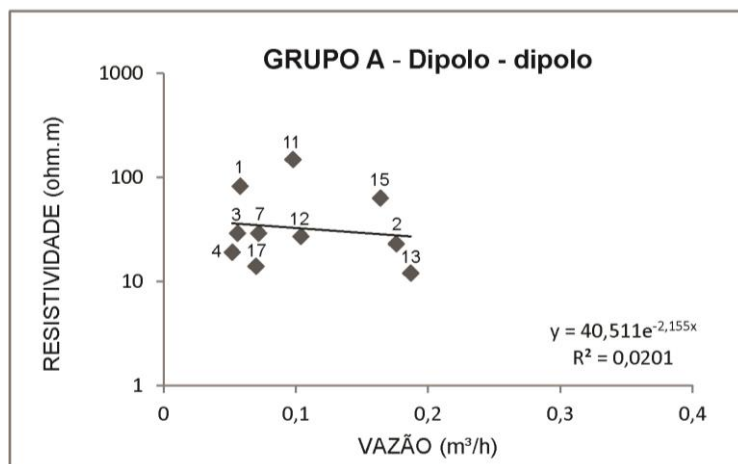
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 35 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Wenner - Grupo A



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 36 - Resistividade versus vazão, arranjo Dipolo - dipolo - Grupo A



Fonte: Dados da pesquisa.

É possível notar que os valores de resistividade não apresentam um valor alto de correlação nos gráficos, inexistindo linearidade ou proporcionalidade em nenhum dos três arranjos aplicados. Alguns pontos são discrepantes em ambos os gráficos de correlação. Nos arranjos Schlumberger o poço da linha 11, no arranjo Wenner a linha 7 e no arranjo Dipolo-dipolo os dados das linhas 1, 11 e 15. É necessário manter um devido cuidado com as análises dos gráficos, pois os valores discrepantes são em relação à resistividade medida, e são diferentes em cada arranjo aplicado em campo.

A comparação entre os dados físico-químicos do poço da linha 1 os parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica são altos, o que caracteriza uma baixa transmissividade para este local. O nível d'água deste poço é raso, está a 3,3 metros de profundidade em uma região com baixa vazão e valores médios de resistividade no nível d' água que variam de 82  $\Omega$ .m a 88  $\Omega$ .m obtidos, o pH é alcalino e o valor de Eh é baixo. A proporcionalidade esperada, entre os dados de STD e condutividade elétrica em locais com concentração de sais é evidenciada nesse poço.

O contrário ocorre nos dados do poço das linhas 7, 11 e 15, em que os parâmetros geoquímicos medidos no poço, de STD e condutividade elétrica são baixos, como também os dados de vazão. O NA do poço 7 está a 11,41 metros, o poço 11 está a 3,84 metros e o poço 15 está 13,07 metros, todos estes na região de valores intermediários à baixos de resistividade. O pH dos poços das linhas 7 e 11 são ácidos e os dados de Eh são altos, diferente do poço da linha 15 que o pH é alcalino e o Eh é baixo.



## 9.2 Grupo B

Este grupo apresenta duas linhas de tomografia elétrica 5 e 16 com predominância de altos valores de resistividade, valores acima de 100  $\Omega$ .m. A linha 5, apresenta característica muito resistiva e a linha 16 apresenta uma espessa camada resistiva. O poço da linha 5 está a 24 metros de profundidade, e o poço da linha 16 esta a 3,55 metros de profundidade (Figuras 37 e 38).

Provavelmente estes valores mais elevados sejam devido ao aquífero que abastece a região destes poços, ser do tipo fissural. Em uma análise comparativa, entre o modelo geofísico obtido através das seções com o modelo geológico proposto, a região é caracterizada como um meio fraturado com infiltração de água somente por fraturas, assim como ocorre nas rochas ígneas que não apresentam espaços vazios entre seus minerais, e quando sofrem esforços físicos geram ruptura e descontinuidades, que possibilitam o armazenamento e a transmissão de água. Esta característica é devido às rochas existentes no local, argilitos bem compactados, que fazem com que as seções sejam mais resistivas em épocas sem chuvas, o abastecimento residencial fica comprometido nestes poços em determinadas estações do ano.

Figura 37 - Linha 5, profundidade do nível da água em 24 metros

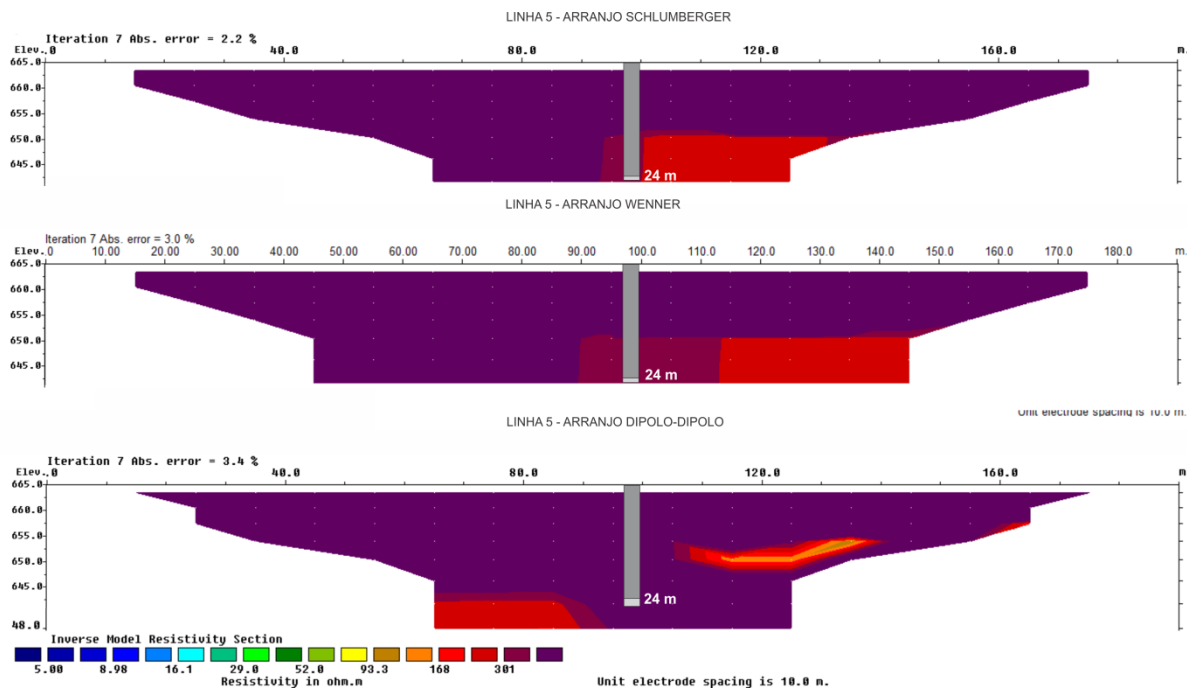
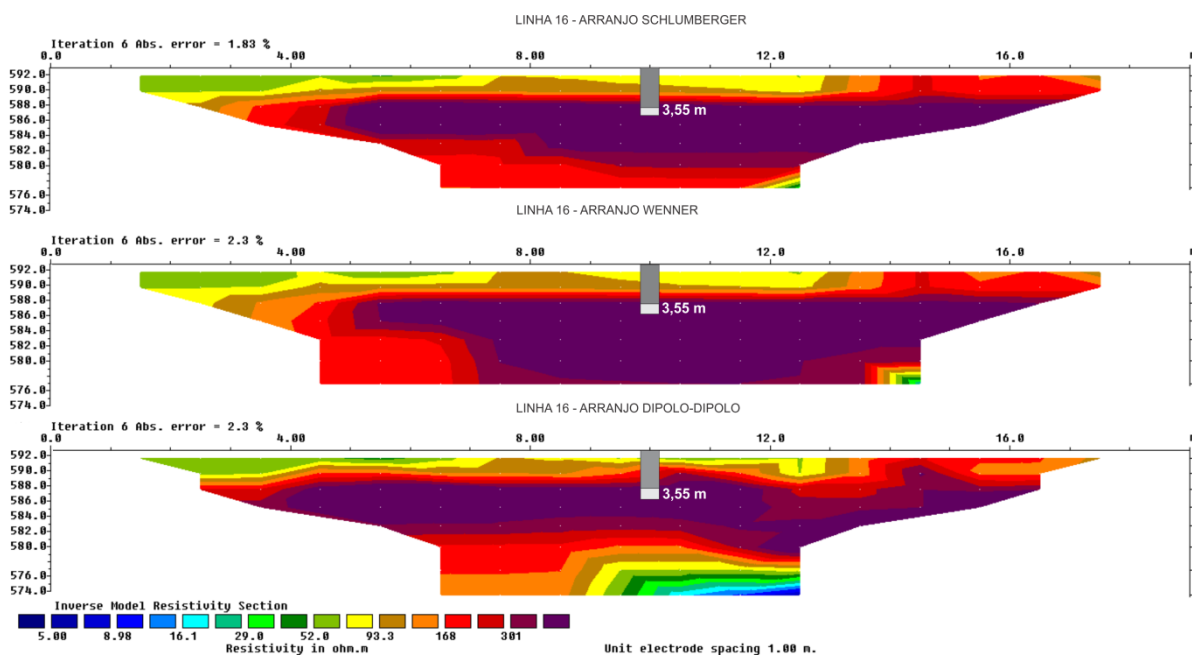


Figura 38 - Linha 16, profundidade do nível da água em 3,55 metros

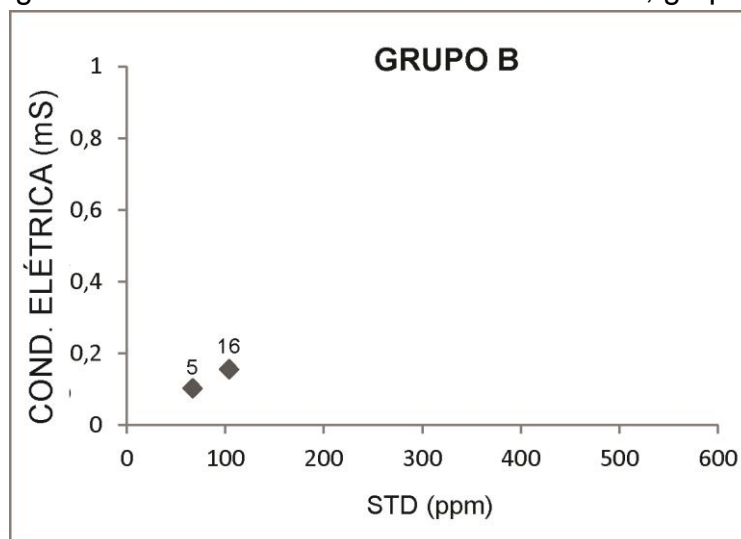


Os valores obtidos dos parâmetros de STD e condutividade elétrica coletados nos poços e os dados calculados para a vazão serão apresentados na (Tabela 4), e posteriormente será apresentado o gráfico gerado da relação entre o parâmetro de condutividade elétrica com o parâmetro de STD (Figura 39).

Tabela 4 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo B

GRUPO B	STD (ppm)	COND.ELÉTRICA (mS)
5	67	0,101
16	104	0,154

Figura 39 - Condutividade elétrica *versus* STD, grupo B



Fonte: Dados da pesquisa.

Neste gráfico não é apresentada uma correlação, por tratar somente de dois pontos. Em uma análise entre os dados da tabela e posteriormente no gráfico, fica evidente nestes poços que, quando a condutividade elétrica aumenta os valores de STD também aumentam.

De modo geral, os parâmetros medidos de STD, condutividade elétrica e os dados de vazão nestes dois poços (5 e 16) são todos baixos, o pH é ácido e os valores de Eh são altos, o que evidencia um meio de baixa transmissividade para este local, resultantes da geologia regional. Por se tratar de um local de rochas muito bem compactadas, faz com que a penetração da água superficial seja de forma mais lenta e por vezes em menores quantidades, que varia de acordo com as taxas de recargas.

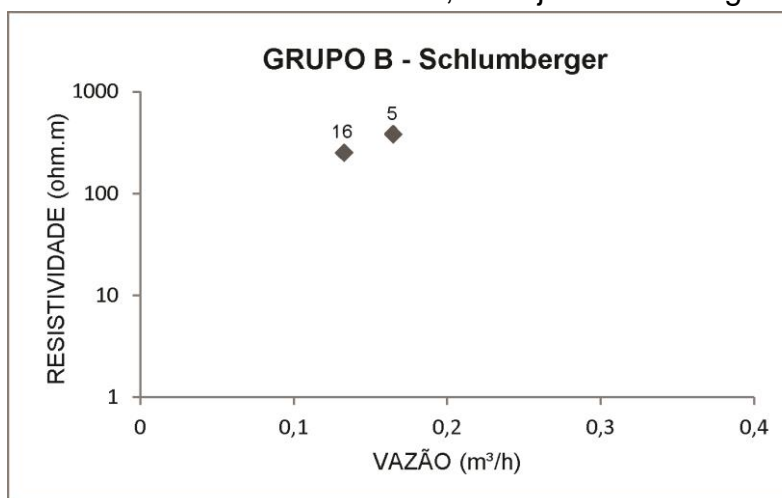
De acordo com a relação direta entre os dados de STD e condutividade elétrica neste grupo, os baixos valores para os dados de STD são também evidentes nos dados de condutividade elétrica.

Na tabela 5, estão presentes os valores de resistividade, obtidos através das seções geofísicas, para cada arranjo aplicado em campo, os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo, será apresentado os gráficos gerados (Figura 40, 41 e 42).

Tabela 5 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjos - grupo B

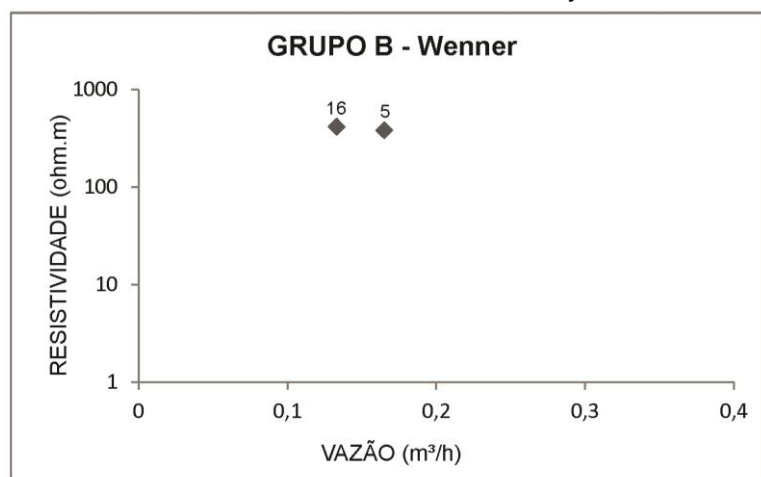
LINHA	VAZÃO (m <sup>3</sup> /h)	SCHLUMBERGER (Ω.m)	WENNER (Ω.m)	DIPOLO-DIPOLO (Ω.m)
5	0,165	380	380	590
16	0,133	250	414	105

Figura 40 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Schlumberger - Grupo B



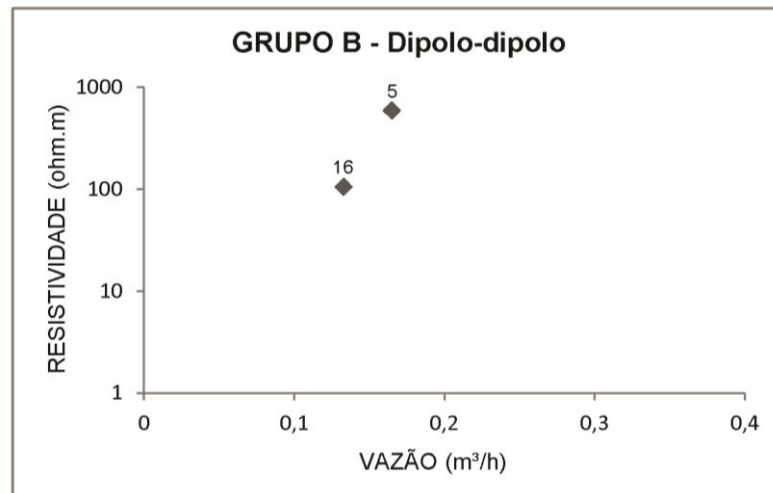
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 41 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Wenner- Grupo B



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 42 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Dipolo-dipolo- Grupo B



Fonte: Dados da pesquisa.

Nos gráficos apresentados de resistividade *versus* vazão, os dados de vazão são baixos, enquanto que os dados de resistividade para a linha 5, nos três arranjos são altos (380  $\Omega$ .m para os arranjos Schlumberger e Wenner e 590  $\Omega$ .m para o arranjo Dipolo-dipolo). O arranjo D-D apresenta o maior valor de resistividade obtido nos três arranjos aplicados para esta linha, nesta seção o poço não intercepta nenhuma estrutura de menor valor de resistividade, conforme visto nas seções dos outros arranjos.

Na linha 16 os arranjos Schlumberger e Wenner tem os valores maiores de resistividade (250  $\Omega$ .m e 414  $\Omega$ .m), enquanto o arranjo Dipolo-dipolo tem um valor mais baixo de (105  $\Omega$ .m). É possível notar nas seções obtidas, que no momento de aquisição dos dados em campo, se o arranjo geofísico tivesse um comprimento de linha de aquisição superficial maior, os dados de resistividade provavelmente diminuiriam, pois no arranjo dipolo-dipolo, que atinge maior profundidade, a resistividade começa a decrescer na margem direita da seção, em maior profundidade.

Basicamente a diferença fundamental entre os dados é devido ao fato da disposição dos eletrodos em cada arranjo e a forma de incidência de corrente elétrica em cada um deles. No arranjo Schlumberger o fluxo de corrente no solo é vertical, no arranjo Wenner é horizontal e no Arranjo Dipolo-dipolo é de 45°. Esta diferença de propagação foi discutida no capítulo 5 sobre os princípios físicos teóricos.

### 9.3 Grupo C

Este grupo contém três linhas de tomografia elétrica, com baixos valores de resistividade nas seções, de aproximadamente 10  $\Omega.m$  até 22  $\Omega.m$ , sem mudanças abruptas entre os valores de resistividade (Figuras 43, 44 e 45).

O tipo de aquífero que abastece os poços deste grupo é aquífero livre, onde a superfície freática varia de profundidade em cada seção. As linhas 9, 14 e 18 apresentam diferentes profundidades para os poços, desde 2,85 metros para a linha 9, 8,91 metros para a linha 14 e 13,18 metros para a linha 18.

Figura 43 - Linha 9, profundidade do nível da água em 2,85 metros

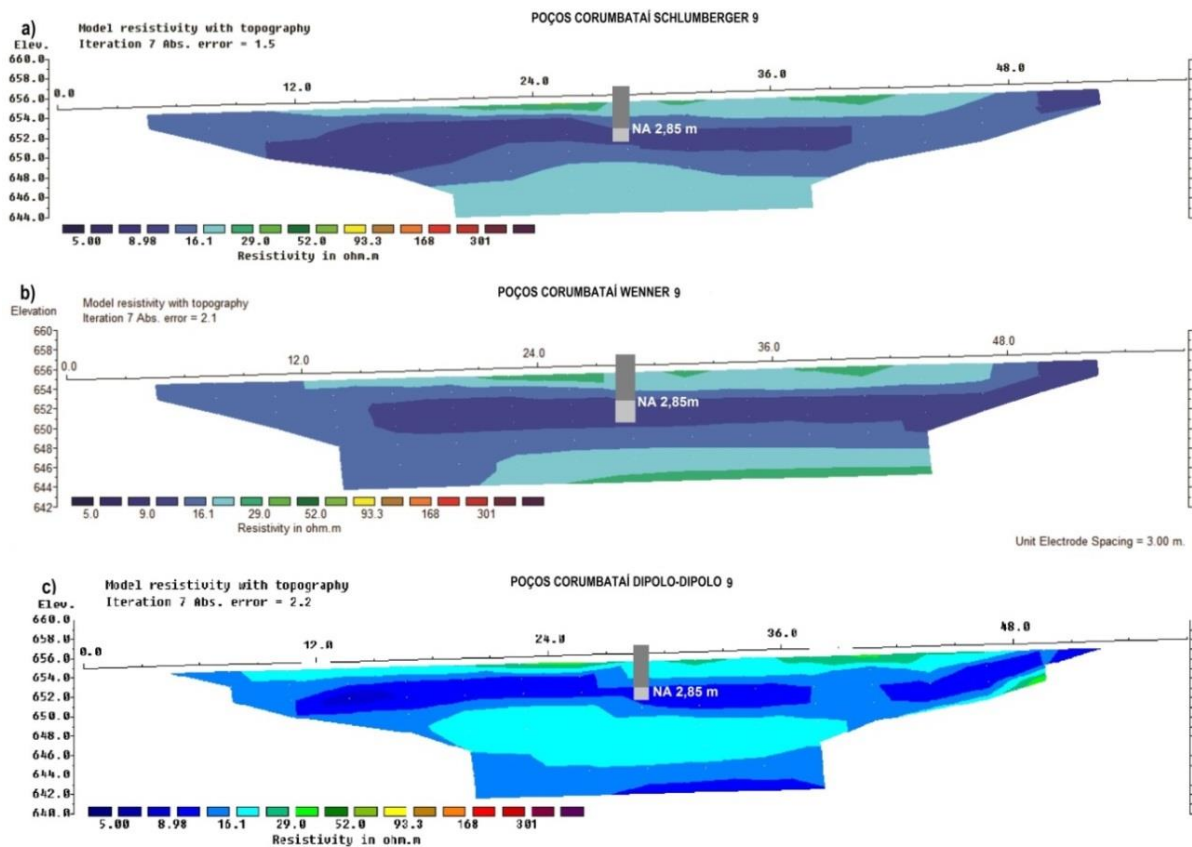


Figura 44 - Linha 14, profundidade do nível da água em 8,91 metros

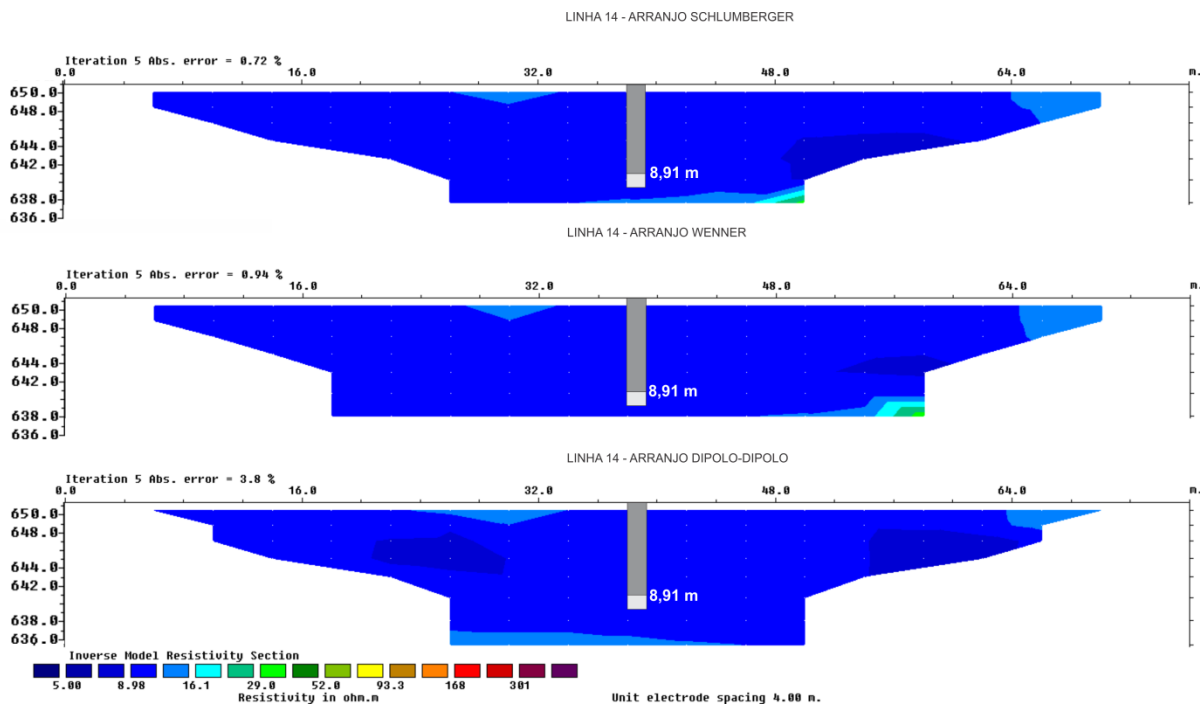
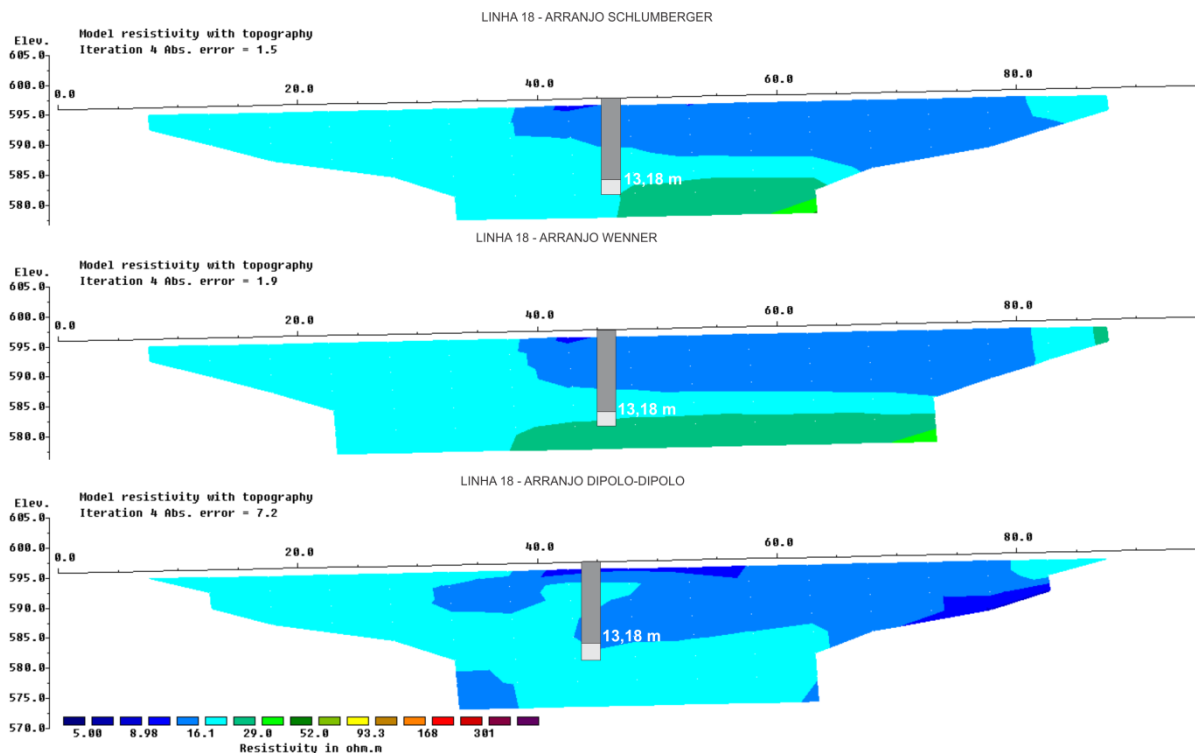


Figura 45 - Linha 18, profundidade do nível da água em 13,18 metros



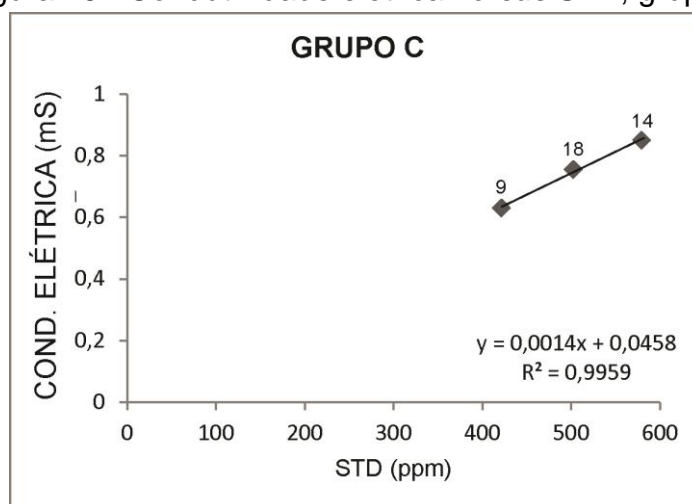
A tabela 6, apresenta os dados hidrogeológicos de STD, condutividade elétrica, medidos nos poços para este grupo, e em seguida o gráfico gerado (Figura 46).

Os dados de STD são elevados nas três linhas, o mesmo ocorre com os dados de condutividade elétrica. Essa proporcionalidade direta entre os dados fica evidente no gráfico da figura 46. Os valores de pH são todos acima de 7, que caracteriza uma água mais alcalina, e os valores de Eh medidos são todos baixos.

Tabela 6 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo C

GRUPO C	STD (ppm)	COND. ELÉTRICA (mS)
9	422	0,630
14	580	0,850
18	503	0,755

Figura 46 - Condutividade elétrica *versus* STD, grupo C



Fonte: Dados da pesquisa.

Quando aplicada a linha de tendência linear no gráfico gerado (Figura 46), o valor de  $r^2 = 0,9959$  está com alto, mesmo que somente com três pontos, e este seja o valor mínimo de pontos para uma correlação. O próximo passo foi definir os valores de resistividade com precisão, no local do poço, para cada linha e arranjo (Tabela 7) e (Figura 47, 48 e 49). Com estes dados foram criados gráficos e adicionadas linhas de tendência exponenciais, que melhor se adequaram aos dados.

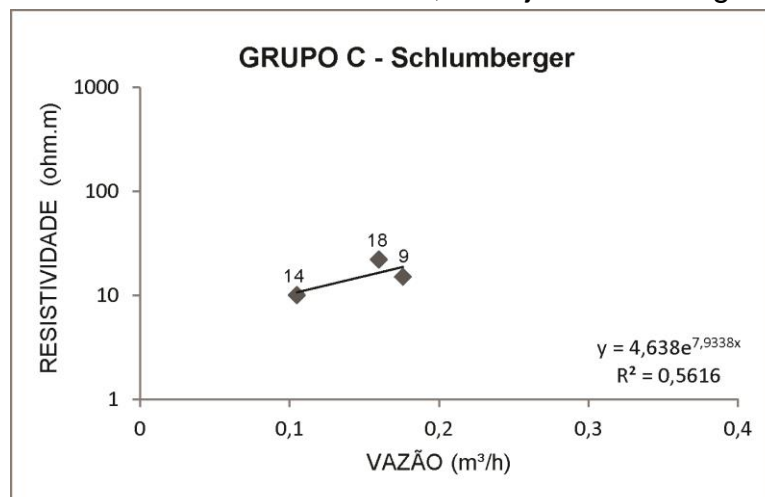
Diferentemente dos dados de STD e condutividade elétrica, os dados de vazão das três linhas, são todos baixos, o que caracteriza um local com baixa transmissividade.



Tabela 7- Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo C

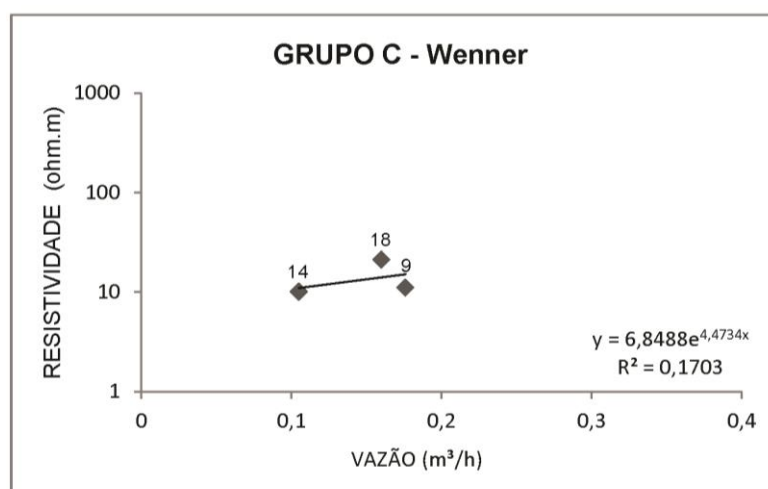
LINHA	VAZÃO (m <sup>3</sup> /h)	SCHLUMBERGER (Ω.m)	WENNER (Ω.m)	DIPOLO-DIPOLO (Ω.m)
9	0,176	15	11	15
14	0,105	10	10	10
18	0,16	22	21	22

Figura 47 - Resistividade versus vazão, arranjo Schlumberger - Grupo C



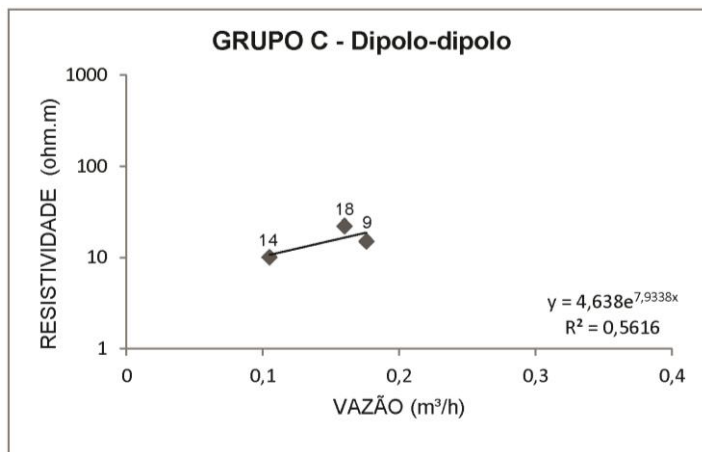
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 48 - Resistividade versus vazão, arranjo Wenner- Grupo C



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 49 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Dipolo-dipolo - Grupo C



Fonte: Dados da pesquisa.

Os valores obtidos nas aquisições geofísicas para os dados de resistividade são baixos, para as três linhas deste grupo, variam pouquíssimo de um arranjo para outro, ou como ocorreu na linha 14 em que os três arranjos tem os mesmos valores de resistividade. O valor de resistividade para o arranjo Wenner apresenta uma diferença de poucos  $\Omega.m$  em relação aos outros arranjos. Com isso o gráfico de correlação para este arranjo apresenta uma diferença no valor de  $R^2$  significativa, como exemplo o valor de  $R^2= 0,561$  do arranjo Schlumberger para o valor de  $R^2= 0,173$  para o arranjo Wenner.

As três seções de tomografia elétrica se interpretadas isoladamente, indicam um local com baixos valores de resistividade.

#### 9.4 Grupo D

Este grupo contém três linhas de tomografia elétrica, 6, 8 e 10 (Figuras 50, 51 e 52) com característica de alternância entre os valores de resistividade de acordo com a profundidade.

As seções apresentam diferentes valores de resistividade, para determinadas profundidades, o que pode indicar a intercalação entre o siltitos, argilito e o solo saprolítico. O aquífero que abastece este grupo é caracterizado como livre, e a profundidade dos poços varia de 3,15 metros para a linha 6, de 1,4 metro para a linha 8 e de 11,3 metros para a linha 10.

Figura 50 - Linha 6, profundidade do nível da água em 3,15 metros

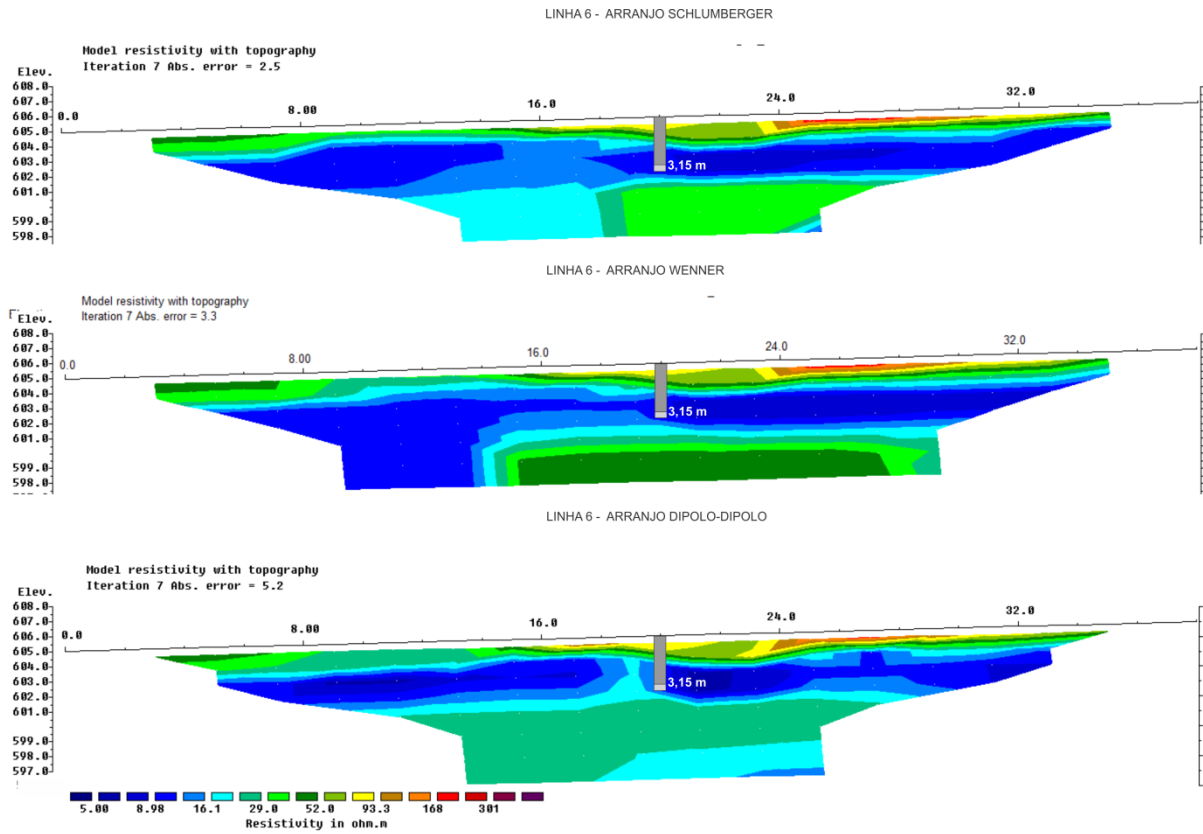


Figura 51 - Linha 8, profundidade do nível da água em 1,4 metros

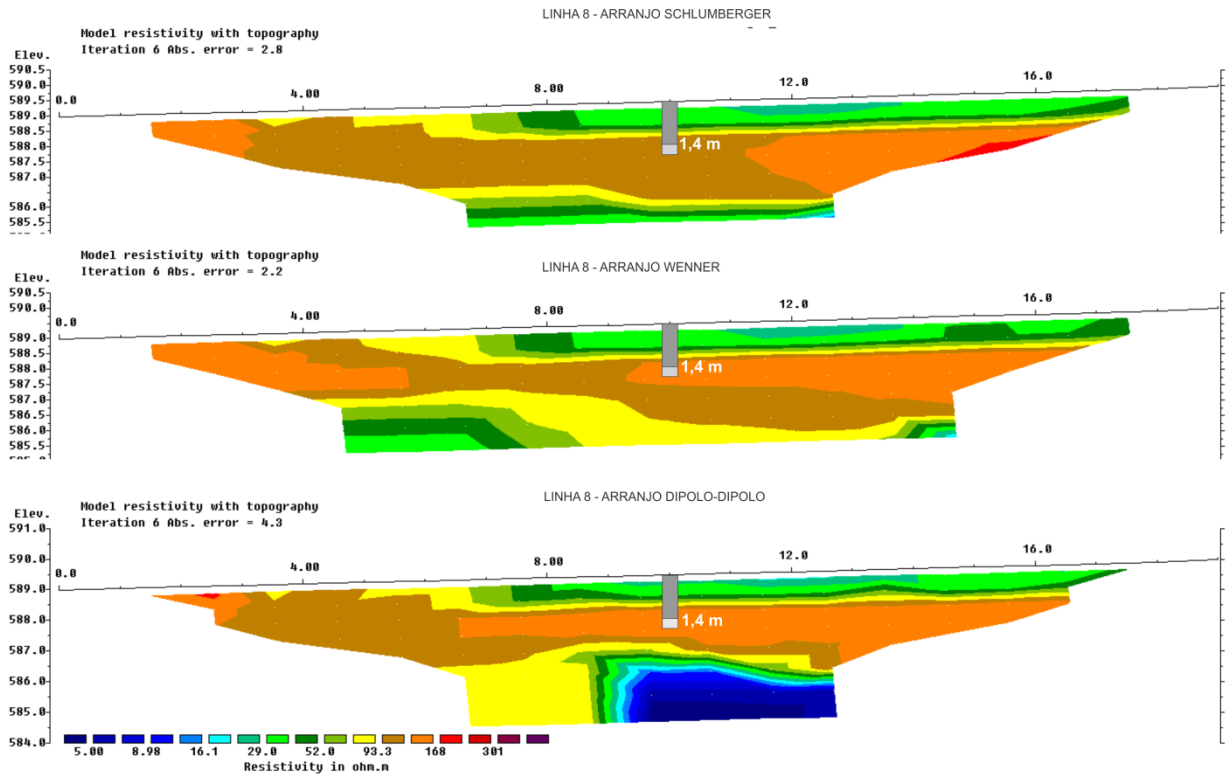
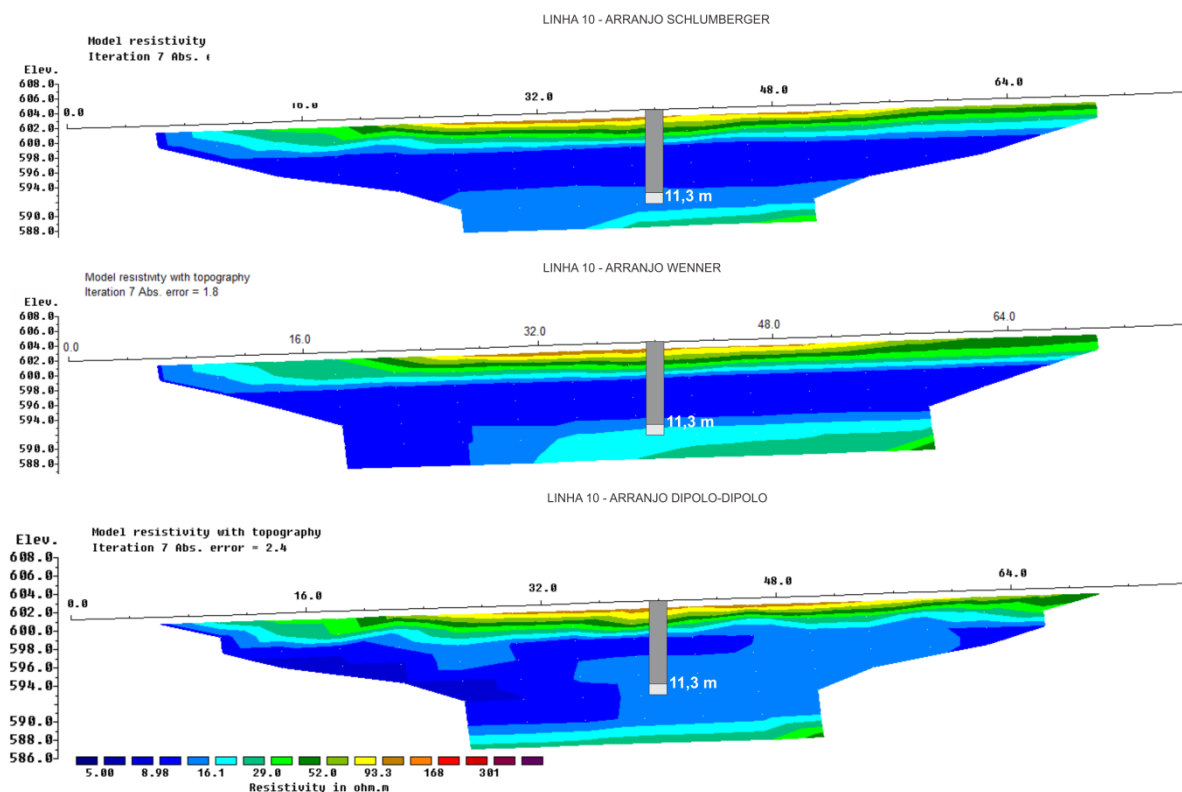


Figura 52 - Linha 10, profundidade do nível da água em 11,3 metros



É de característica predominante da Formação Corumbataí, a alternância entre as camadas de siltito e argilito, mas em alguns pontos de afloramento o siltito ocorre com forte intemperismo, o faz com que o meio fique mais poroso e de fluxo subterrâneo acelerado, pois quando os grãos não estão consolidados geram espaços vazios, o que faz com que a água percole por estes poros facilmente, desde que ocorra a conexão entre eles. Fato este que não ocorre no caso das camadas com predominância de argilitos, onde pode ocorrer o acúmulo de água, mas sem transmissividade, devido ao alto grau de compactação.

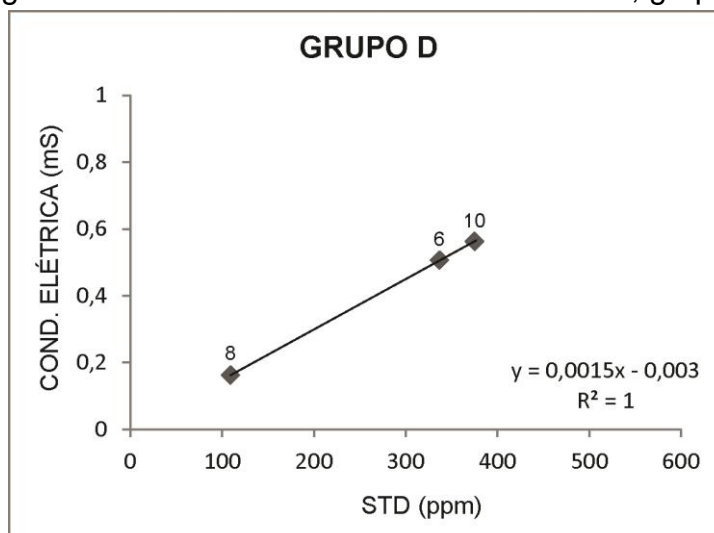
Os valores de resistividade para o siltito dependem do intemperismo e da conexão entre os poros, que faz variar consideravelmente os valores de resistividade obtidos (OLIVA, 2006).

Os dados hidrogeológicos de STD, condutividade elétrica coletados nos poços, serão apresentados na tabela 8 e depois será apresentado o gráfico gerado da correlação entre a condutividade elétrica e o STD (Figura 53).

Tabela 8 - Parâmetros geoquímicos de STD e condutividade elétrica para o grupo D

GRUPO D	STD (ppm)	COND. ELÉTRICA (mS)
6	375	0,561
8	109	0,161
10	337	0,505

Figura 53 - Condutividade elétrica *versus* STD, grupo D



Fonte: Dados da pesquisa.

Os dados físico-químicos obtidos para este grupo são iguais, para as linhas 6 e 10. Os valores de STD e condutividade elétrica são altos enquanto que os dados de vazão são baixos, que caracteriza um meio de baixa transmissividade, o pH é alcalino e os valores de Eh são baixos. Nestas seções, próximo à superfície ocorre o solo saprolítico seco com valores medianos de resistividade de aproximadamente 52  $\Omega.m$ , na área de influência dos poços a 3,15 metros na linha 6 e 11,3 metros na linha 10, ocorre à predominância da camada de argilito impermeável com espessura que varia de 3 metros a 8 metros nas linhas, onde os valores de resistividade são os mais baixos para estas seções e na base em maior profundidade das seções os valores de resistividade voltam a ser medianos, em acordo com a rocha que sustenta o aquífero.

Na linha 8, os dados físico-químicos são contrários as demais linhas deste grupo. Os dados de STD e condutividade elétrica são baixos, e os dados de vazão são altos, que caracteriza esta linha em um meio de alta transmissividade. O pH é ácido, e o valor de Eh é alto. Esta linha difere das outras duas apresentadas, com valores médios de resistividade de aproximadamente 29  $\Omega.m$  na superfície das

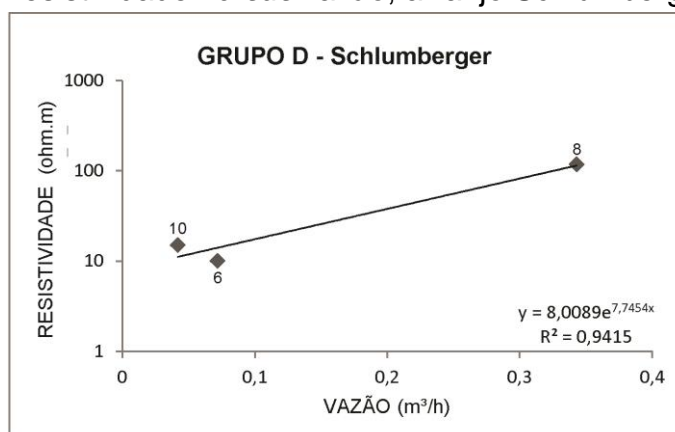
seções, característica de um solo saprolítico saturado onde é feita a captação de água, seguido de uma camada espessa de argilito e a base da seção é marcada pelo siltito com valores médios de resistividade de aproximadamente 52  $\Omega.m$  .

Foram estabelecidos os valores de resistividade na região do poço para os três arranjos realizados e correlacionados com os dados obtidos de vazão e serão apresentados na tabela 9 e no gráfico (Figura 54, 55 e 56). O maior valor de correlação entre os dados, estabelecida através da linha de tendência exponencial, estabelecido foi no arranjo Dipolo-Dipolo com  $r^2= 0,9958$ .

Tabela 9 - Valores de vazão e resistividade obtidos para cada arranjo - grupo D

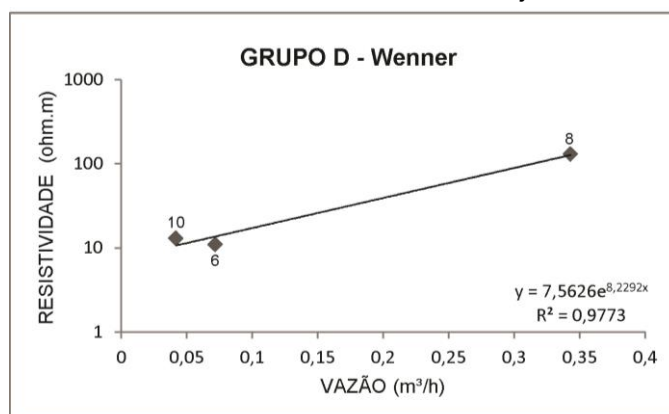
LINHA	VAZÃO (m³/h)	SCHLUMBERGER ( $\Omega.m$ )	WENNER ( $\Omega.m$ )	DIPOLO-DIPOLO ( $\Omega.m$ )
6	0,072	10	11	14
8	0,343	118	130	160
10	0,042	15	13	13

Figura 54 - Resistividade versus vazão, arranjo Schlumberger - Grupo D



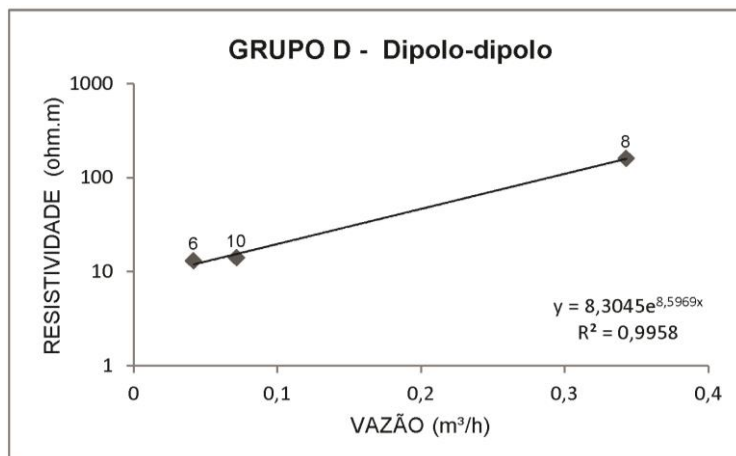
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 55 - Resistividade versus vazão, arranjo Wenner - Grupo D



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 56 - Resistividade *versus* vazão, arranjo Dipolo-dipolo - Grupo D



Fonte: Dados da pesquisa.

Os dados de resistividade são baixos para as linhas em comum 6 e 10 e altos para a linha 8. Existe semelhança entre os dados das linhas 6 e 10, em questão dos valores de resistividade na região do poço. Os valores medidos para a linha 6 são de 10  $\Omega$ .m para o arranjo Schlumberger, 11  $\Omega$ .m para o arranjo Wenner e 14  $\Omega$ .m para o arranjo Dipolo-dipolo. Na linha 10 os dados de resistividade variam de 15  $\Omega$ .m para o arranjo Schlumberger e 13  $\Omega$ .m para os arranjos Wenner e Dipolo-dipolo.

Na linha 8, os dados de resistividade variam de 118  $\Omega$ .m para o arranjo Schlumberger, 130  $\Omega$ .m para o arranjo Wenner e 160  $\Omega$ .m para o arranjo Dipolo-dipolo.

## 10 DISCUSSÕES

### 10.1 Parâmetros hidrogeológicos

Nesta seção os dados são analisados de forma conjunta, ou seja, dados geofísicos e físico-químicos. Os parâmetros geoquímicos de STD, condutividade elétrica, pH e Eh estão classificados em valores altos e baixos, determinados a partir de uma média simples, entre o maior e menor valor obtido. Este procedimento foi adotado para que fosse de melhor compreensão e discussão dos parâmetros.

Os valores obtidos para o parâmetro de sólidos totais dissolvidos apresentam em sua maioria valores abaixo de 300 ppm, somente os dados das linhas 1, 3, 6, 9, 10, 14 e 18, são os que apresentam os valores superiores à 300 ppm e atingem o valor máximo de 580 ppm na linha 14, pertencente ao grupo C. Quando o parâmetro é analisado dentro dos grupos estipulados no capítulo de resultados, é possível notar que o grupo C, as linhas são classificadas com baixa resistividade conforme descrito anteriormente e apresentam valores altos de STD de cerca de 422 ppm, 580 ppm e 503 ppm, os três poços deste grupo estão próximos uns dos outros.

Quanto ao parâmetro de condutividade elétrica também medida no poço, os dados das linhas 1, 4, 6, 9, 10, 13, 14 e 18 são os que apresentam os maiores valores de condutividade elétrica, variável entre 0,408 mS até 0,805 mS, as demais linhas são de valores abaixo de 0,407 mS. Quando o parâmetro é analisado nos grupos, no grupo B os valores de condutividade elétrica para as linhas são baixos, o contrário ocorre no grupo C em que os valores medidos nos poços das três linhas são elevados. Os grupos A e D apresentam variação dos dados nas linhas.

Os dados de vazão quando analisados de um modo geral, apenas as linhas 8 e 13 apresentam altos valores, enquanto que, todas as outras linhas apresentam baixos valores para os poços. As duas linhas apresentadas com altos valores de vazão, estão em grupos diferentes, a linha 8 está no grupo D com valor de 0,343 m<sup>3</sup>/h, e a linha 13 está no grupo A com um valor de 0,187 m<sup>3</sup>/h.

Dos dados de pH dos 18 poços de coleta, a metade apresentam característica de águas alcalinas, são os poços (1, 3, 6, 9, 10, 13, 14, 15 e 18) e a outra metade apresenta característica de águas ácidas, poços (2, 4, 5, 7, 8, 11, 12, 16 e 17). Quanto ao parâmetro de Eh, os poços que apresentam os maiores valores são 2, 5,



6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 e 14. O grupo C, os três poços apresentam baixos valores, enquanto que no grupo D os três poços apresentam altos valores de Eh.

O grupo A, apresenta a maior variação entre os dados geoquímicos, ausente de correlação direta ou inversa entre si.

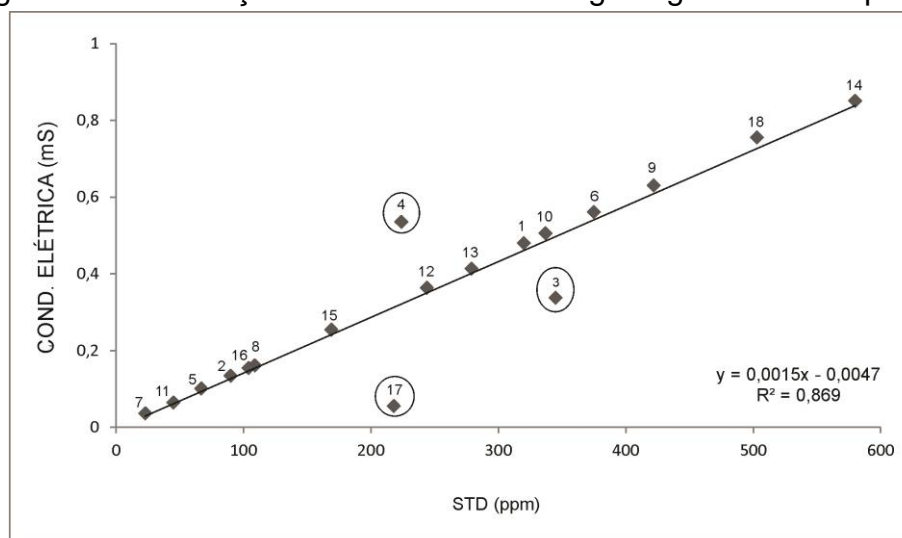
O grupo B das linhas 5 e 16, ocorre em sistema com fraturas e os dados de STD, condutividade elétrica, pH e de vazão são baixos ao contrário do parâmetro físico de resistividade, com valores elevados. A linha 5 apresenta alto valor de Eh diferente da linha 16 deste mesmo grupo. O grupo B, é composto por duas seções com altos valores de resistividade, além de baixos valores de STD e condutividade elétrica, devido principalmente à alta mobilidade das águas nas fraturas.

No grupo C, os dados medidos de STD, condutividade elétrica e pH são altos e os valores dos parâmetros de resistividade, Eh e dados calculados de vazão são baixos. Estes dados podem caracterizar estes poços com uma quantidade de sais elevada, devido ao lento fluxo subterrâneo nos poços deste grupo.

O grupo D, nas seções onde o poço intercepta o argilito impermeável, caso das linhas 6 e 10 os valores de resistividade, vazão e são baixos, e altos para o STD, condutividade elétrica, pH e Eh. No poço da linha 8 a captação de água ocorre em solo saprolítico assentado em argilito impermeável, com medidas de STD, condutividade elétrica e pH baixas, e altos valores de vazão, Eh e resistividade.

A (figura 57) apresenta todas as 18 medidas de condutividade elétrica *versus* quantidade de sólidos totais dissolvidos. A correlação é positiva, visto que quanto maior o valor de condutividade maior será a quantidade de STD.

Figura 57 - Correlação entre os dados hidrogeológicos com 18 pontos

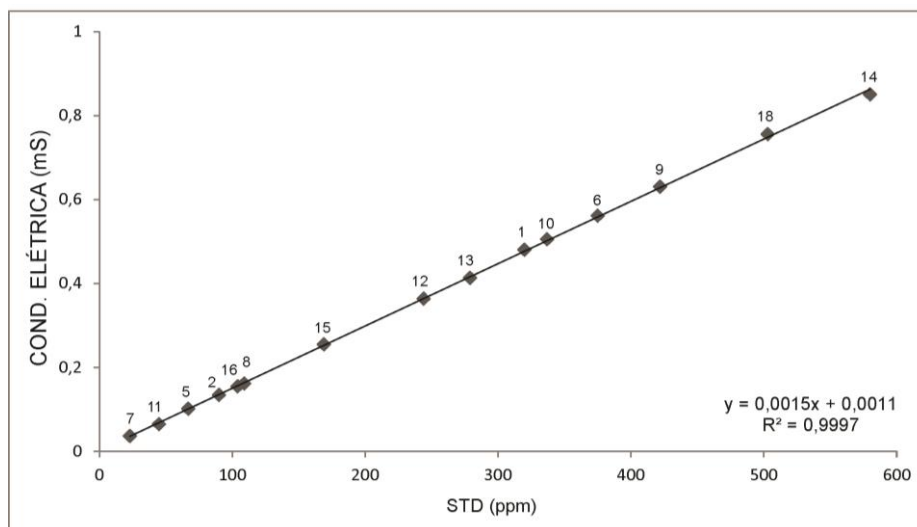


Fonte: Dados da pesquisa.

Conforme já realizado na apresentação do grupo A, foi feita a correlação dos dados de condutividade elétrica versus STD, com todos os dados dos 18 poços sem os três pontos que interferem negativamente a correlação (Figura 58).

Quando os poços interferem na correlação positiva entre os dados (3, 4 e 7) são retirados dos dados do gráfico, a linha de tendência apresenta uma ótima correlação de  $r^2=0,9997$ .

Figura 58- Correlação entre os dados hidrogeológicos com 15 pontos



Fonte: Dados da pesquisa.

## 10.2 Correlações entre dados geoquímicos e geofísicos

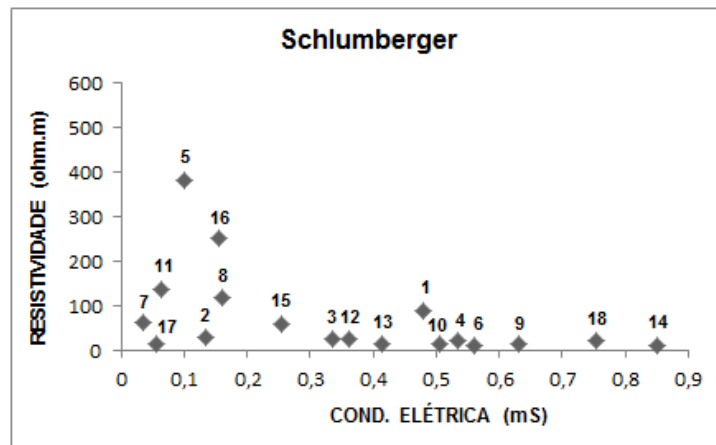
Depois de analisados os valores de resistividade obtidos no local do poço de cada arranjo tomográfico realizado, foi possível notar a diferença nos valores de resistividade de acordo com o arranjo aplicado, com isso, foram construídos gráficos com os diferentes valores de resistividade obtidos para cada arranjo de aquisição.

Serão apresentados, os gráficos das relações entre os parâmetros geofísicos de resistividade e físico-químicos de condutividade elétrica, STD, pH e Eh e valores de calculado de vazão. Gráficos de resistividade *versus* condutividade elétrica (Figuras 59, 60 e 61), resistividade *versus* STD (Figura 62, 63 e 64), resistividade *versus* pH (Figura 65, 66 e 67), resistividade *versus* Eh (Figura 68, 69 e 70) e resistividade *versus* vazão (Figura 71, 72 e 73).

Tabela 10 - Parâmetros hidrogeológicos e geofísico para as 18 linhas

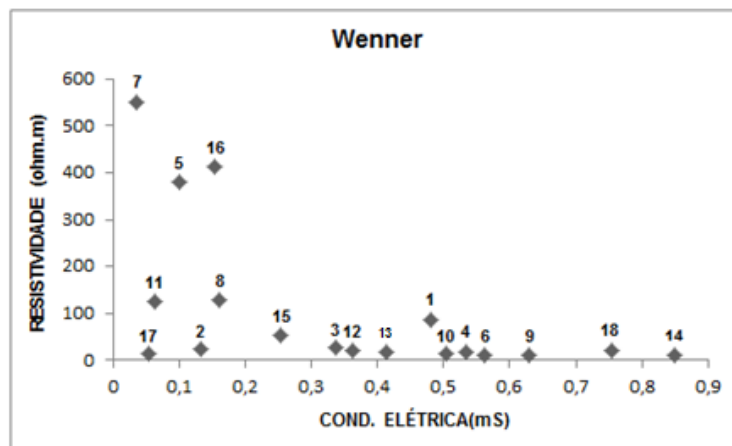
LINHAS	COND. ELÉTRICA (mS)	STD (ppm)	pH	Eh (mV)	VAZÃO (m³/h)	SCHLUMBERGER (ohm.m)	WENNER (ohm.m)	D-D (ohm.m)
1	0,48	320	7,36	104	0,058	88	85	82
2	0,134	90	6,13	137	0,176	29	23	23
3	0,337	345	8,35	68	0,056	26,5	27,5	29
4	0,535	224	4,47	75	0,052	22	18,5	19
5	0,101	67	6,06	230	0,165	380	380	590
6	0,561	375	7,86	261	0,072	10	11	14
7	0,036	23	6,65	233	0,072	63	550	29
8	0,161	109	4,98	203	0,343	118	130	160
9	0,63	422	8,3	78	0,176	15	11	15
10	0,505	337	7,96	159	0,042	15	13	13
11	0,064	45	4,51	255	0,098	138	124	148
12	0,363	244	4,3	222	0,104	27	21	27
13	0,413	279	7,29	222	0,187	15	18	12
14	0,85	580	7,18	166	0,105	10	10	10
15	0,254	169	7,33	106	0,164	58	53	63
16	0,154	104	6,59	106	0,133	250	414	105
17	0,055	218	6,16	98	0,07	17	15	14
18	0,755	503	7,08	124	0,16	22	21	22

Figura 59 - Dados de resistividade *versus* condutividade elétrica, arranjo Schlumberger



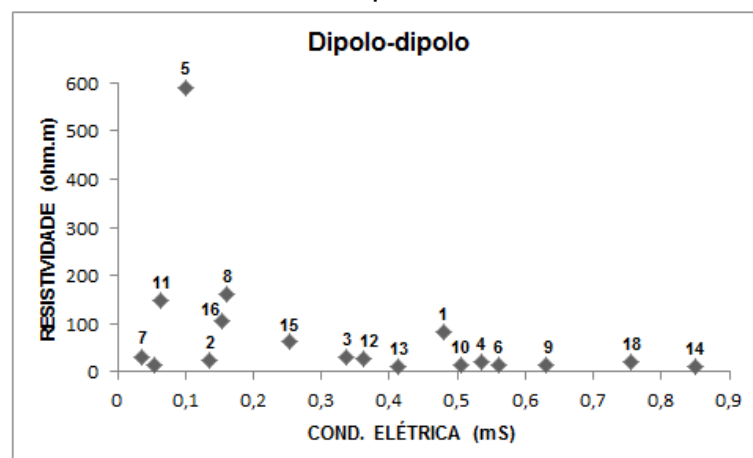
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 60 - Dados de resistividade *versus* condutividade elétrica, arranjo Wenner



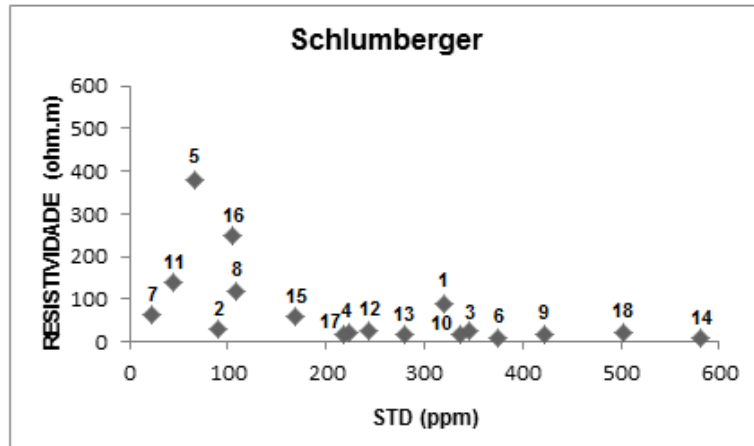
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 61 - Dados de resistividade *versus* condutividade elétrica, arranjo Dipolo-dipolo



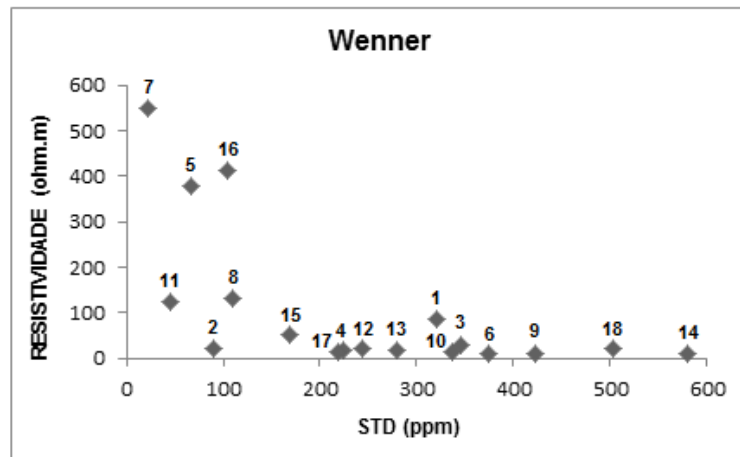
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 62- Dados de resistividade *versus* STD, arranjo Schlumberger



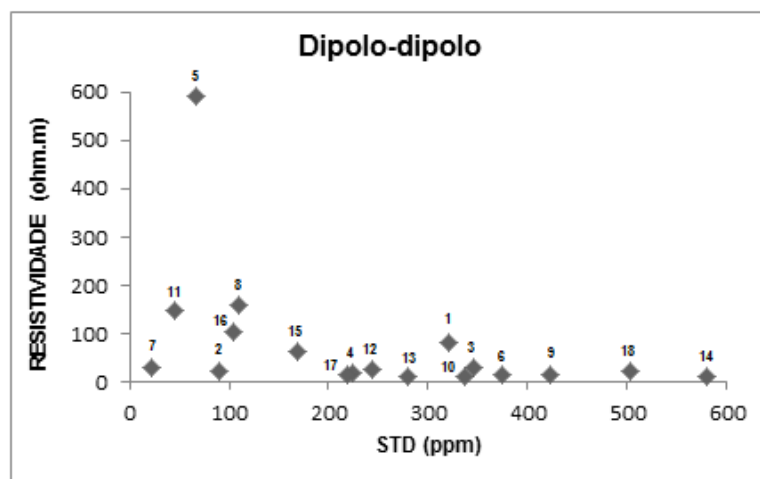
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 63 - Dados de resistividade *versus* STD, arranjo Wenner



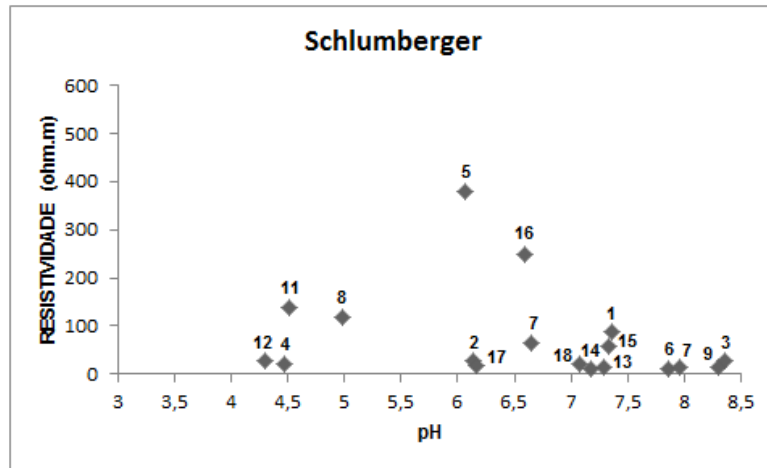
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 64 - Dados de resistividade *versus* STD, arranjo Dipolo-dipolo



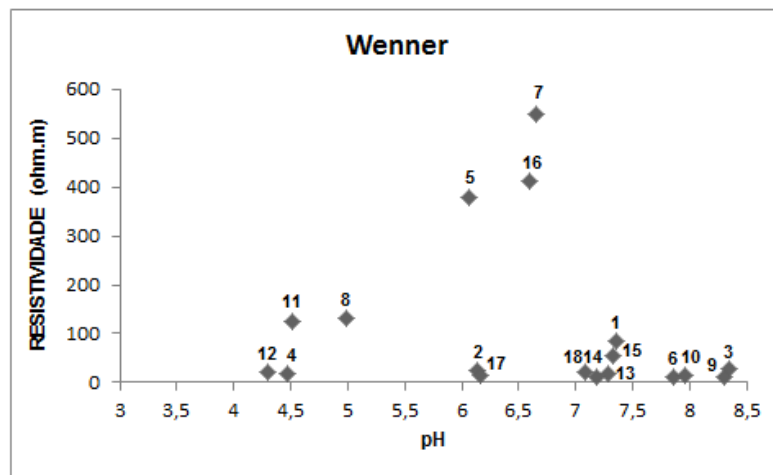
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 65 - Dados de resistividade *versus* pH, arranjo Schlumberger



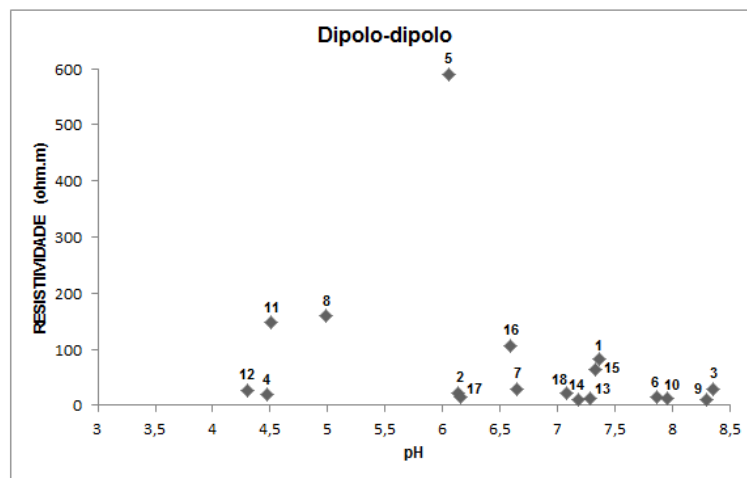
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 66 - Dados de resistividade *versus* pH, arranjo Wenner



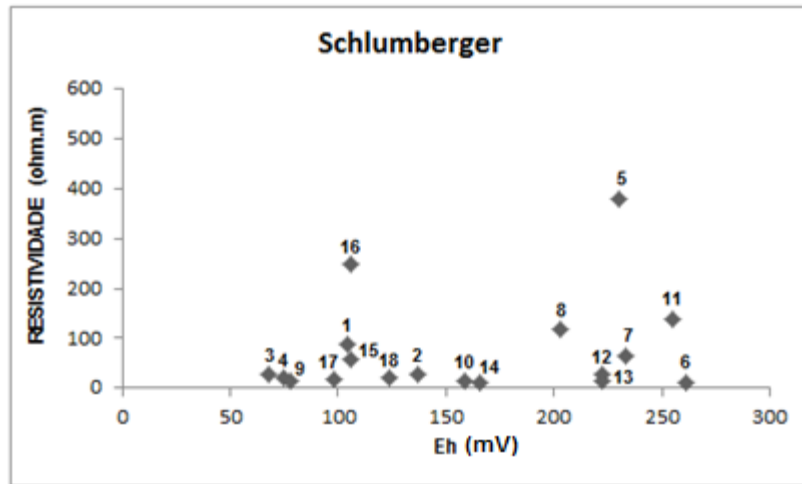
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 67 - Dados de resistividade *versus* pH, arranjo Dipolo-dipolo



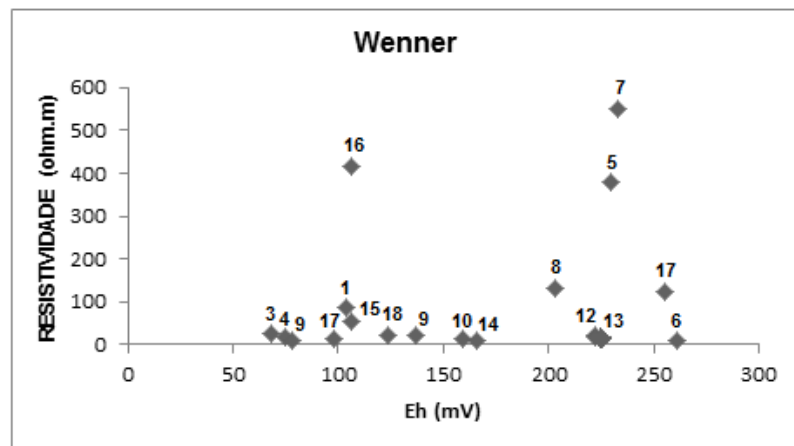
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 68 - Dados de resistividade *versus* Eh, arranjo Schlumberger



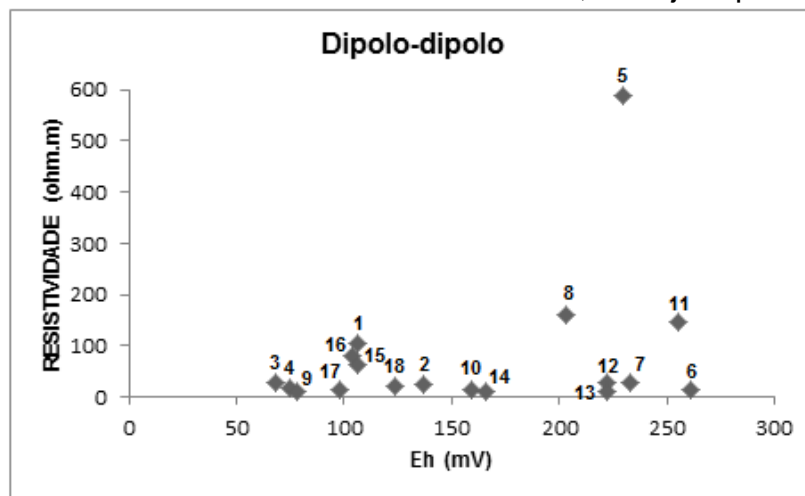
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 69 - Dados de resistividade *versus* Eh, arranjo Wenner



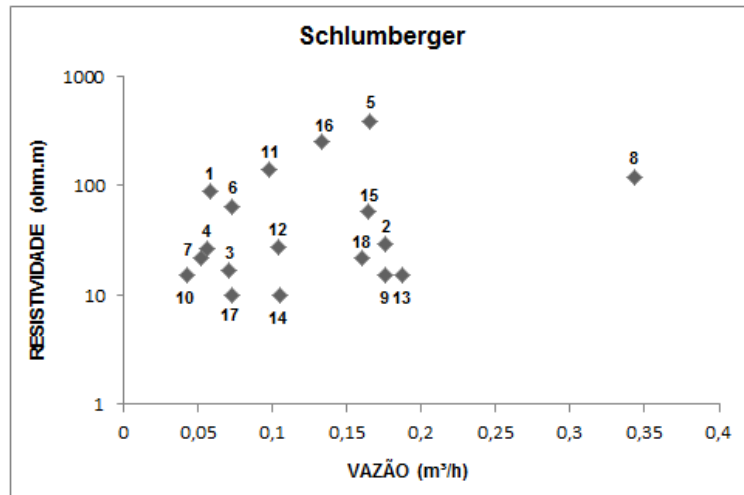
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 70 - Dados de resistividade *versus* Eh, arranjo Dipolo-dipolo



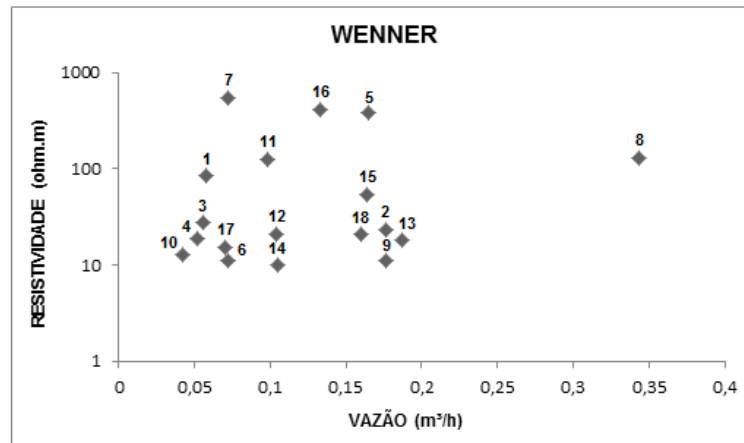
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 71 - Dados de resistividade *versus* vazão, arranjo Schlumberger



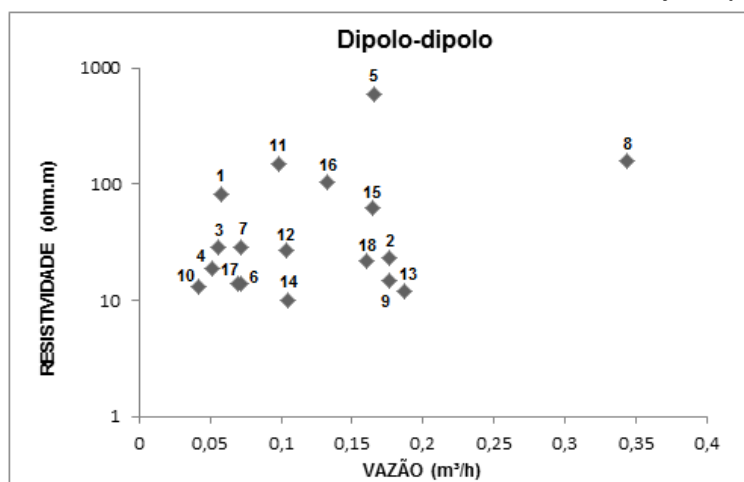
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 72 - Dados de resistividade *versus* vazão, arranjo Wenner



Fonte: Dados da pesquisa

Figura 73 - Dados de resistividade *versus* vazão, arranjo Dipolo-dipolo



Fonte: Dados da pesquisa.



A partir da análise dos gráficos, é possível notar a discrepância do valor de resistividade para as linhas 5, 7 e 16 nos três arranjos, com valores bastante superiores a média das demais seções. A análise comparativa entre dados geoquímicos deste conjunto de linhas com as demais revelam um padrão semelhante, ou seja, os dados geoquímicos não justificam o contraste de resistividade deste conjunto. Provavelmente essas linhas apresentam características próprias de distorções do campo elétrico, possíveis de serem reconhecidas quando são comparados os arranjos. Conforme explicado no capítulo de revisão do método, a propagação do campo elétrico é diferente em cada um dos arranjos de aquisição, portanto a escolha do arranjo que melhor represente os dados do trabalho é parte fundamental para um bom resultado final.

A análise individual de cada linha permite o destaque de algumas particularidades:

Linha 5 – O nível aquífero nesta linha está a 24 metros de profundidade e os valores de resistividade variam de 380  $\Omega$ .m para os arranjos Schlumberger e Wenner e 590  $\Omega$ .m para o arranjo Dipolo-dipolo. No arranjo Dipolo-dipolo fica claro uma provável estrutura de valor menor de resistividade, associada à fratura inclinada com água. Os arranjos Schlumberger e Wenner apresentam uma camada retangular à direita de menor valor de resistividade, e não definem a possível fratura existente, devido à ausência de contraste para distorção do campo elétrico nos vetores de propagação (vertical no arranjo Schlumberger e horizontal no arranjo Wenner).

Linha 7 – O nível aquífero está a 11,41 metros de profundidade, e os valores de resistividade são 63  $\Omega$ .m para o arranjo Schlumberger, 550  $\Omega$ .m para o Wenner e para 29  $\Omega$ .m para o Dipolo-Dipolo, nesta profundidade os arranjos Schlumberger e Dipolo-dipolo apresentam valores médios a baixos de resistividade, enquanto o arranjo Wenner o nível aquífero está na zona de alta resistividade. Nas seções para os três arranjos é possível notar o contato brusco entre zonas insaturada e saturada. Neste caso, o arranjo Wenner aparentemente apresenta dificuldades de reconhecimento do contato devido ao fluxo de campo elétrico paralelo a camada. Esta passagem gradual da zona de alta resistividade para a zona de baixa resistividade é gradual e promove o deslocamento do contato para 15m de profundidade, algo distante da realidade de 11,41m medidos em poço.

Linha 16 - Os resultados da resistividade no nível aquífero de 3,55 metros de profundidade, variam de 250  $\Omega$ .m para o arranjo Schlumberger, 414  $\Omega$ .m no arranjo Wenner e 105  $\Omega$ .m no arranjo Dipolo-dipolo. A diferença nos valores de resistividade também pode ser atribuída ao tipo de propagação do campo elétrico no meio geológico.

Nos arranjos Schlumberger e Dipolo-dipolo, a transição entre a camada de alta resistividade para a camada de baixa resistividade coincide com a posição do nível aquífero medido no respectivo poço. Assim, a camada de baixa resistividade reflete a saturação do horizonte. No arranjo Wenner é possível notar altos valores de resistividade no nível aquífero, ou seja, não há uma transição de valores que defina a zona saturada. Em semelhança ao interpretado para a linha 7, a propagação de campo elétrico neste arranjo ocorre em linhas horizontais e também paralelas ao contato zona insaturada/zona saturada. A ausência de contrastes e a tendência de passagem gradual para baixos valores de resistividade, também distorce a real posição do nível freático.

## 11 CONCLUSÕES

A Formação Corumbataí é uma unidade sedimentar que configura um aquitarde regional entre os aquíferos Tubarão e Guarani, caracterizado por camadas alternadas de siltitos e argilitos, com lentes localizadas de arenito fino com cimento carbonático. O solo de alteração desta unidade é predominantemente argiloso seu contato basal com a rocha sedimentar define o aquífero livre estudado neste trabalho. Fatores relacionados ao ambiente deposicional e a ação do intemperismo de forma heterogênea na área de estudos, produziram variações de espessura, estruturação e composição química da camada de solo, com consequentes reflexos no aquífero livre posteriormente formado.

A análise conjunta de dados geofísicos e geoquímicos para um aquífero livre revelou que a salinidade do aquífero é determinante nas medidas de resistividade elétrica. Contudo, estruturas geológicas como fraturas ou estratificações, além da salinidade do sistema aquífero em alguns casos (alta salinidade nas zonas saturada e insaturada) podem resultar em distorções na propagação dos campos elétrico e potencial para determinados arranjos de aquisição e serem mais relevantes que a salinidade do aquífero.

A elevada complexidade do conjunto de ensaios de tomografia elétrica e ensaios físico-químicos (pH, Eh, sólidos totais dissolvidos e condutividade elétrica), além de medidas de vazão em poços rasos em 18 poços estudados, implicou numa divisão em grupos com semelhanças em termos de estratos geoeletricos/geológicos.

O grupo A agrupa a maioria das linhas e foi caracterizado que redução da resistividade com o aumento da profundidade, sem quaisquer padrões de correlação com os dados físico-químicos, classificado como aquífero poroso. O grupo B apresentou uma correlação direta com os dados geoquímicos obtidos no poço, onde os valores de resistividade eram altos os valores de condutividade elétrica e STD eram baixos, classificado como aquífero fraturado. O grupo C reuni seções de baixa resistividade, com correlação direta entre condutividade elétrica e salinidade elevadas, num contexto de sistema aquífero poroso e salino. No grupo D caracterizado alternância de camadas de alta e baixa resistividade, descrito em campo por camadas rítmicas de argilitos e siltitos, às vezes com a presença de lentes de arenito. Este grupo apresenta ausência de quaisquer correlações entre os dados físico-químicos.

Foi possível o estabelecimento de correlações inversas entre resistividade elétrica e teor de sólidos totais dissolvidos em 10 poços do total de 18 poços estudados. Este padrão inexistente para os demais poços, caracterizados por variações de resistividade elétrica para o nível aquífero entre 10  $\Omega.m$  e 30  $\Omega.m$ , com variações de sólidos totais dissolvidos entre 23 ppm e 320 ppm.

A análise comparativa de respostas para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo revelou diferenças significativas em termos de propagação dos campos elétrico e potencial apenas para as linhas 5, 7 e 16. Na linha 5, os arranjos Schlumberger e Wenner, não permitiram definir a provável fratura vertical que abastece o poço nesta região, possivelmente devido à ausência de contraste entre a estrutura e o campo elétrico, indicativo da falta de sensibilidade destes arranjos para estruturas verticais. Nas linhas 7 e 16 ocorre uma transição gradual da zona insaturada para saturada, onde o arranjo Wenner não permite definir com clareza o início da zona saturada em sua real posição, medida nos poços próximos, porque a propagação de campo elétrico neste arranjo ocorre de forma horizontal e paralela ao contato entre a zona insaturada/zona saturada.

Neste sentido, o arranjo Wenner apresentou limitações apenas em locais de alta heterogeneidade, na identificação de fraturas de pequena expressão ou de contato entre camadas de transição gradual.

O arranjo Dipolo-dipolo proporcionou resultados satisfatórios e condizentes com o contexto geológico em basicamente todos os pontos estudados, onde houve coincidência entre horizontes de transição de resistividade elétrica e a presença do nível aquífero medido nos poços, além de reconhecimento de zonas de fluxo em meio fraturado. Aparentemente, a propagação de campo elétrico em vetor inclinado é bastante versátil na definição de contrastes de resistividade de estruturas verticais e horizontais, com forte reflexão de campo elétrico e geração de campo potencial de alta intensidade.

O arranjo Schlumberger também apresentou resultados satisfatórios, exceto para o caso da linha 5 onde não houve contraste, local em que ocorre fluxo em fraturas verticais de pequena expressão (baixa vazão). Este arranjo é caracterizado pela propagação vertical de campo elétrico, reflexão em camadas ou interfaces horizontais e geração de campo potencial com retorno para a superfície também em sentido vertical. Neste sentido, o arranjo é desaconselhado para estudos de sistemas aquíferos fraturados.

## REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. A terra paulista. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 23, p. 5-38, 1956. [Republicado em AB'SÁBER, A. N. São Paulo: ensaios entreveros. São Paulo: Edusp/Imprensa Oficial, 2004.
- ALMEIDA, F.F.M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo: **Boletim DNPM**, Rio de Janeiro, n.143, p.1-96, 1953.
- ATKINS, P & JONES, L. **Princípios de Química**. 3. ed. New York : W.H. FREEMAN AND CO. 2006. 965 p.
- BARKER R. D. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. **Geophysical Prospecting**, p.128-143, 1981.
- BICUDO, C.E.de M; TUNDISI, J.G.; SCHEUENSTUHL, M.C.B. **Águas do Brasil: análises estratégicas**. São Paulo, Instituto de Botânica, 2010. 204 p
- BJORNBERG, A; LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neocenoico). **Bol. Sociedade Brasileira Geologia**, v. 4, n.15, p. 43-67, 1966.
- CBH-PCJ. **Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí**. Relatório de Situação dos Recursos Hídricos da UGRHI 5. São Carlos: Consultoria e Projetos de Engenharia S/S Ltda, 2006. 49 p.
- CERH- **CONSELHO REGIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS**. Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo, 2005, 119 p.
- CEAPLA – CENTRO DE ANÁLISE E PLANEJAMENTO AMBIENTAL. **Mapa da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí**. Atlas Ambiental da Bacia do Rio Corumbataí, 2002. Disponível em: <<http://ceapla2.rc.unesp.br/atlas/localizacao.php>>. Acesso em: maio/2016
- CHANDRA, S; AHMED, S; RAM, A; DEWANDEL, B. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. **Jornal of Hydrology**, India, p.218-227, 2008.
- CHRISTOFOLETTI, S.R. **Um modelo de classificação geológico-tecnológica das argilas da Formação Corumbataí utilizadas nas indústrias do pólo cerâmico de Santa Gertrudes**. 2003. 204 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- CHUKWUDI C. E. Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria Enugu. **International Journal of the Physical Sciences**. Nigeria, v. 6 p. 3319-2219, 2011.
- CLEARY, R. W. **Águas Subterrâneas**. Princenton Groundwater Inc.: Clean Environment Brasil, 1989. 117 p. Disponível em: <http://www.clean.com.br/cleary.pdf>. Acesso em: outubro/2016

COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL - CETESB. **Água para consumo humano**. São Paulo, CETESB, sem data.

CORREIA, S. M. B. B. **Probabilidade e estatística**. 2ª ed. - Belo Horizonte: PUC Minas Virtual, 2003. 116 p.

COTTAS, L. R; BARCELOS, J. H. **Novas considerações sobre a geologia da região de Itaqueri da Serra, SP**. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Curitiba, 198, p.70-76.

CPRM. **Hidrogeologia - conceitos e aplicações**. 2. ed. Fortaleza, 2000. 391 p.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS. **Folha Cachoeira do Sul, RS**. Escala 1:250.000. Brasília/DF, 2000.

DAEE- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA- GOVERNO DO ESTADO DE SP, 2013.

EDWARDS, L.S. A modified pseudosection for resistivity and introduce-polarization. **Geophysics**, v.42, n.5, p1010-1036, 1977.

FULFARO, V.J; STEVAUX, J.C; SOUZA F. O. E.E; BARCELOS, J.H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro SBG, v. 2, 1984, p. 711-724.

GANDOLFO, O.C.B. **Um estudo do imageamento geoeletrico na investigação rasa**. 2007. 234 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

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

HACHIRO, J. **O Subgrupo Irati (neopermiano) da Bacia do Paraná**.1997, 196f. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

HALLIDAY, RESNICK, WALKER. **Fundamentos de Física**. 8 ed. Editora LTC, v. 3.2008.390 p.

HEIGOLD, P.C; GILKESON, R.H; CARTWRIGHT, K.; REED, P.C. Aquifer transmissivity from the surfacial electrical methods. **Ground Water** v. 17 p. 338–345, 1979.

HISCOCK, K.M. **Hydrogeology Principles and Practice**. Blackwell Science Ltd, 2005. 405 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/> Acesso em: junho 2016.

INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. Monografias, São Paulo. 1981.

INSTITUTO GEOLÓGICO – IG/SMA, COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL – CETESB, DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA – DAEE/SERH. **Mapeamento da Vulnerabilidade e Risco de Poluição das Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo**. São Paulo, v.2, 1997.

INSTRUTHERM INSTRUMENTOS DE MEDIÇÃO disponível em:  
<http://www.instrutemp.com.br/?esvt=-e&esvq=instrutemp&esvadt=999999---1&esvcrea=104618055044&esvplace=&esvd=c&esvaid=50117&qclid=CNnTwqXU0NECFYgHkQoddDEHSA> Acesso em: 17/12/2016

IRITANI, M. A; EZAKI, S. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. Secretaria de Estado do Meio Ambiente - SMA, 2a. edição. São Paulo, SP, 2009. 104 p.

JONES, P.H, BUFORD, T.B. Electrical logging applied to groundwater exploration. **Geophysics**, v.16, p.115–139, 1951.

KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration**, 3 ed. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2002. 281 p.

KELLEY, W.E. Geoelectrical sounding for estimating hydraulic conductivity. **Ground Water** v.15, p. 420–425, 1977.

KELLY, W.E; FROHLICH, R.K. Relation between aquifer electrical and hydraulic properties. **Ground Water** , v.23, p. 182–189, 1985.

KNÖDEL, K; LANGE, G; VOIGT,H-J. **Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies**. Springer-Verlag, Berlin, 2007. 1374 p.

LANDIM, P. M. B. O Grupo Passa Dois ( P) na bacia do Rio Corumbataí (SP). **Boletim da Divisão de Geologia e Minas-Departamento Nacional de Produção Mineral**, Rio de Janeiro, n. 252, p. 1-103, 1970.

LANDIM, P. M. B. Upper Paleozoic Glaciation in the northeastern Paraná Basin, Brazil (Tubarão Group). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Montreal, 1972 p.406 - 414.

LANDIM, P. M. B; SOARES, P.C; GAMA JR, E. Estratigrafia do Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná. Curso de especialização: Convênio IPT-UNESP, p. 45, 1980.

LOKE, M.H., BAKER, R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 131-152, 1996.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 381 p.

MELO, S. M. **A Formação Rio Claro e Depósitos Associados: Sedimentação**

**Neocenozóica na Depressão Periférica Paulista.** 1995. 144 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MEZZALIRA, S. Novas ocorrências de camadas marinhas permocarboníferas no Estado de São Paulo. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.5 n.1, p. 61-69, 1957.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 1997. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J; MELO J. H. G; SOUZA, P. A; FERNANDES, L.A; FRANÇA, A.B. **Geociências.** Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MISSTEAR, B; BANKS, D; CLARK, L. **Water Wells and Boreholes.** Chichester: John Wiley & Sons, LTD, 2006. 513 p.

MOREIRA, C. A; CAVALHEIRO, M. L. D; PEREIRA, A.M; SARDINHA, D.S. Análise das relações entre parâmetros geoeletricos e vazões para o aquífero livre de Caçapava do Sul (RS). **Associação Brasileira de Águas Subterrâneas ABAS**, 2013.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking Into the Earth: an introduction to geological geophysics.** Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 493 p.

OLDENBORGER, G.A; KNOLL, M.D; ROUTH, P.S; LABRECQUE, D. Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer. **Geophysics**, v.72, 2007. doi: 10.1190/1.2734365

OLIVA, A. **Estudo hidrofaciológico do aquífero Rio Claro no município de Rio Claro – SP.** 2006. 244f. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

ORELLANA, E. **Prospección Geoeletrica en Corriente Continua.** Madrid, 1972. 540 p.

PERINOTTO, J. A. J; ETCHEBEHERE, M. L. C; SIMÕES, L. S. A; ZANARDO, A. Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da Bacia do Paraná, SP: análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. São Paulo, Unesp, **Geociências**, v. 27, n. 4, p.469- 491, 2008

PETRI, S; FULFARO, V. J. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)** - São Paulo, Universidade de São Paulo, 1983.

PIRES, F. A; PETRI, S. Estratigrafia da Bacia do Paraná. **FUNDUNESP, simpósio Cronoestratigráfico da Bacia do Paraná**, Rio Claro, Boletim de Resumos, 1: 60-61. 1993.



RAMOS, A.N, FORMOSO, L. L. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. **Ciência-Técnica-Petróleo**, Seção Exploração de Petróleo, Rio de Janeiro, n.9, p. 72, 1975.

ROBINSON, E.S; ÇORUH, C. **Basic exploration geophysics**. EUA, Ed. John Wiley & sons, Inc, 1988. 568 p.

RUBIN, Y. & HUBBARD; S. S. Stochastic forward and inverse modeling: The Hydrogeophysical“ Challenge. **Hydrogeophysics. Water Science and Technology Library** Springer, Dordrecht, v. 50, 2005.

SECRETARIA DE SANEAMENTO E RECURSOS HÍDRICOS. **Plano Estadual de recursos hídricos do Estado de São Paulo - PERH 2012-2015**. São Paulo, 2013. 210 p.

SCHNEIDER, R. L; MUHLMANN, H, TOMMASI; E, MEDEIROS, R. A; DAEMON, R. F; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, PORTO ALEGRE SBG**, v. 1, n. 28, 1974, p.41-65.

SCHNEIDER, R. L; MUHLMANN, H. E; MEDEIROS, R. A; DAEMON, R. F; SOARES, P. C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais**. Porto Alegre: SBG, v. 4, 1974, p.107-121.

SHERIFF, R E. **Encyclopedic dictionary of applied geophysics**. 4ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. (SEG), 2002. 429p

SILVA, R.B.G. Estudo hidroquímico e isotrópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no estado de São Paulo.1983. p.166. Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo, Geologia Geral e de aplicação, São Paulo, 1983.

SIMÕES, M.G.; FITTIPALDI, F.C. Fósseis da Região de Rio Claro. Rio Claro: **Arquivo do Município**, p. 77, 1992.

SINGHA, K; GORELICK, S.M. Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. **Water Resources Research**, vol. 41, 2005. doi:10.1029/2004wr003460.

SOARES, P.C. **O Mesozóico Gondwânico no estado de São Paulo**. 1973. Tese (Doutorado), UNESP, Rio Claro.

SOARES, P.C; LANDIM, P. M. B. Comparisons between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Suplemento, v. 48, 1975, p. 313-324.

SOUSA, S.H.M. **Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo**. 1985. p. 142. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

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

URISH, D.W. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationship in glacial outwash aquifers. **Water Resour**, p. 1401–1408, 1981.

VIEIRA, P. C. **Sugestões para Captação de Água Subterrânea no Grupo Bauru; Considerações Tectônicas**. Rev. IG, São Paulo, v. 2, n.2, p. 5-16, 1981.

Disponível em: <https://support.office.com/pt-br/article/Escolher-a-melhor-linha-de-tend%C3%Aancia-para-os-seus-dados-1bb3c9e7-0280-45b5-9ab0-d0c93161daa8>  
acesso em: 17/08/2016

ZAINE, J.E. **Geologia da formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)**. 1994. 98 f. DISSERTAÇÃO (MESTRADO) - Universidade Estadual Paulista – Rio Claro- SP, 1994.