

**CENTRO DE TECNOLOGIAS E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E
MINERAL**

PAULA RAYANE LOPES DE ANDRADE

DISSERTAÇÃO

**MODELAGEM E CARACTERIZAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO GRANULAR
PELA APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS**

CAMPINA GRANDE

2019

PAULA RAYANE LOPES DE ANDRADE

DISSERTAÇÃO

**MODELAGEM E CARACTERIZAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO GRANULAR
PELA APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande, para a obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

CAMPINA GRANDE

2019

FICHA CATALOGRÁFICA

A553m Andrade, Paula Rayane Lopes de.
Modelagem e caracterização de um reservatório granular pela aplicação de métodos geofísicos e elétricos e eletromagnéticos / Paula Rayane Lopes de Andrade. – Campina Grande, 2019.
102 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. José Agnelo Soares".

Referências.

1. Aquífero Granular. 2. Rio Sucuru. 3. Simulação Numérica.
I. Soares, José Agnelo. II. Título.

CDU 556.33(043)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA MARIA ANTONIA DE SOUSA CRB 15/398

PAULA RAYANE LOPES DE ANDRADE

DEFESA DE DISSERTAÇÃO

**MODELAGEM E CARACTERIZAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO GRANULAR
PELA APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS**

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Exploração Petrolífera e Mineral da
Universidade Federal de Campina
Grande, para a obtenção do título de
Mestre.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Agnelo Soares
(Orientador)

Prof. Dr. Carlos Mario Echeverri Misas

Prof. Dr. Janiro Costa Rêgo

CAMPINA GRANDE

2019

DEDICATÓRIA

Aos meus pais Lucilene e Paulo.

**A minha avó Raimunda Francisca Lopes (in
memoriam)**

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela força durante esses dois anos para concluir essa batalha e seguir renovando sonhos.

Aos meus pais pela paciência e apoio que sempre me fortalecem.

À minha irmã Letícia, por me auxiliar no dia a dia, por me fazer enxergar cominhos diferentes quando tudo parece estar sem solução. Obrigada pelo carinho, apoio, paciência e ensinamentos.

Ao meu orientador, José Agnelos Soares, pelos ensinamentos profissionais, por me ensinar a nobreza de um professor e a humildade de um ser humano.

À minha amiga, Polianna, que segue comigo em todas as etapas da vida, me fazendo ser uma pessoa melhor com seus conselhos e apoio. Por vibrar comigo em cada conquista.

Aos meus amigos Gracimário, Bárbara, Matheus, Marquinhos, pelos tantos momentos que seguimos compartilhando na vida e que a Engenharia de petróleo nos permite sonhar.

Ao meu amigo Alysson, por ter sido fundamental no final dessa dissertação, com seus ensinamentos e paciência.

A Nathália Brunet, pelo companheirismo, paciência e conselhos nesses últimos meses.

A Juliana, pela troca de confidências diária no Laboratório de Petrofísica, pelos cafezinhos, conselhos, por ter dividido as mesmas incertezas nos últimos meses.

A todos que passaram pelo laboratório de Petrofísica ao longo desses dois anos e deixaram seus ensinamentos e compõe o Departamento de Mineração e geologia.

À Fapesq pelo auxílio financeiro com a bolsa de estudos durante esses dois anos.

Assim como na pesquisa muitas das vezes, à vida, segue caminhos que não planejamos, precisando ser reinventada sempre.

***O homem que diz sou, não é!
Porque quem é mesmo é
Não sou!***

Canto de Ossanha - Vinicius de Moraes

MODELAGEM E CARACTERIZAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO GRANULAR PELA APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICO

(Dissertação de Mestrado: Março /2019)

Paula Rayane Lopes de Andrade

Orientador: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-Graduação em
Exploração Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

RESUMO

Um modelo tridimensional de um trecho do aquífero granular do leito do Rio Sucuru foi construído a partir da aplicação do método geofísico de eletrorresistividade. Adicionalmente foi testada a eficiência do método GPR para tal fim. A partir do modelo 3D foram identificados o nível estático da água subterrânea, a profundidade do topo do embasamento cristalino e a ocorrência de um paleocanal preenchido por sedimentos. Embora o método da eletrorresistividade tenha fornecido um modelo mais confiável e detalhado, as principais feições desse modelo são correlacionáveis com aquelas identificadas pelas linhas 2D de GPR executadas na área de estudo. As propriedades elétricas dos sedimentos foram relacionadas às suas propriedades petrofísicas, a fim de apoiar a interpretação do modelo geofísico. Na parte mais superficial dos sedimentos os minerais são mais densos que o quartzo, que por sua vez predomina na maioria dos sedimentos da área. No topo dos furos há predomínio de sedimentos finos, enquanto na parte inferior predomina os sedimentos de maior tamanho de grão. Os sedimentos finos tendem a apresentar baixos valores de resistividade elétrica, exceto na região insaturada, enquanto os intervalos com litotipos de maior granulometria tendem a apresentar maiores valores de resistividade, exceto em regiões de alta porosidade e alta saturação de água. Regiões com litotipos de densidade total menores estão associadas àquelas com maior porosidade, portanto com menor resistividade elétrica. A simulação de fluxo de água realizada no modelo digital da seção estudada do aquífero mostra que as restrições ao fluxo impostas pelas regiões resistivas e de baixas porosidade e permeabilidade geram regiões de concentração de pressão e de maior velocidade de fluxo. Por outro lado, a região do paleocanal identificado pelo estudo geofísico apresenta baixas velocidades de fluxo e menores valores de pressão, resultantes da maior permeabilidade do meio nessa região.

Palavras-chave: Aquífero granular, Rio Sucuru, Simulação numérica.

**MODELAGEM E CARACTERIZAÇÃO DE UM RESERVATÓRIO GRANULAR
PELA APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICO**

(Dissertação de Mestrado: Março /2019)

Paula Rayane Lopes de Andrade

Orientador: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-Graduação em
Exploração Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

ABSTRACT

In this dissertation, a three-dimensional model of a section of the granular aquifer of the Sucuru river was built from the application of geophysical electric resistivity method. Additionally it was tested the efficiency of the GPR method for the same purpose. From the 3D model were identified the static level of underground water, the depth of the top of the crystalline basement and the occurrence of a buried paleochannel. Although the method of electric resistivity has provided a more reliable and detailed model, the main features of this model are correlated with those identified by the GPR 2D lines acquired in the area of study. The electrical properties of the sediments were related to their petrophysical properties, in order to support the interpretation of the geophysical model. In the shallower part of the sediments the minerals are denser than the quartz, which in turn predominates in most of the sediments of the area. At the top of the holes there is a predominance of fine sediments, while in the lower part predominates the sediments of larger grain size. The fine sediments tend to have low values of electrical resistivity, except in the unsaturated region, whereas the intervals with lithotypes of greater granulometry tend to present higher values of resistivity, except in regions of high porosity and high water saturation. Regions with smaller total density lithotypes are associated with those with higher porosity, therefore with lower electrical resistivity. The water flow simulations performed in the digital model of the studied aquifer showed that the flow restrictions imposed by the resistive and low porosity and permeability regions generate pressure concentration and high flow velocity places. On the other hand, the paleochannel region identified by the Geophysical study presents low fluid flow velocities and lowest pressures, both caused by the high permeability of the medium in this region.

Key words: Granular aquifer, Rio Sucuru, Numerical simulation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Ciclo hidrológico da água. Fonte: (adaptado de EPA, 1998).	5
Figura 2.2. Tipos de aquíferos de acordo com as características geológicas (Borghetti et al.,2004).....	8
Figura 3.1. Desenho esquemático para entender a relação entre resistividade e resistência de um cilindro condutor (BRAGA, 2006).	15
Figura 3.2. Linhas de corrente elétrica e linhas equipotencias propagadas em um semi-espaço isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990).	17
Figura 3.3. Configuração tetraeletródica usual de campo(Modificado de BRAGA, 2006).	18
Figura 3.4. - Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo.....	20
Figura 3.5. Definição da propagação de corrente elétrica através de uma rocha (Autor).	21
Figura 3.6. Faixas de variações nos valores de resistividade – solos/sedimentos e rochas (BRAGA, 2006).....	22
Figura 3.7. Esquema dos arranjos de eletrodo Wenner, Dipolo- dipolo, Pólo- Dipolo, Pólo- Pólo (GANDOLFO, 2007).	23
Figura 3.8. Esquema de espaçamento “a” e “b” do Arranjo Schlumberger (BENEVIDES, 2014).	24
Figura 3.9. Arranjo possível de blocos usados em um modelo 2-D juntamente com os pontos de dados na pseudoseção.(RES2DINV, 2010).	26
Figura 5.1. Tipos de porosidade: A) Intergranular, B)Fissural e C) Cárstica (HAGY, 2009).	40
Figura 5.2. Esquema do experimento de Henry Darcy (DAKE, 1978).	41
Figura 6.1. Método numérico (Maliska, 2004).	48
Figura 6.2. Volume elementar para os balanços de conservação (Maliska, 2004).	50
Figura 7.1. Localização da área de estudo (quadrado amarelo), próximo à cidade de Sumé. A seta branca mostra a direção do fluxo de água do rio. Círculos vermelhos mostram a posição central das sondagens verticais de eletrorresistividade.	53
Figura 7.2. Mapa geológico da área estudada (CPRM, 2000).....	55
Figura 7.3. Fluxograma da metodologia empregada nessa pesquisa.	56
Figura 7.4. Exemplo de amostras de sedimentos preparadas antes de sua compactação.....	57
Figura 7.5. Equipamento Corelab Ultraporoperm 500 (Apolinário, 2016).	58
Figura 7.6. Equipamento utilizado para o levantamento de eletroresistividade.	60
Figura 7.7. Materiais utilizados em campo: Baterias, trena, eletrodos, carretéis com fios, martelo de geólogo.	60
Figura 7.8. Área de aquisição de dados com linhas disposta representada no retângulo amarelo.	61
Figura 7.9. Procedimento realizado utilizando o Voxler para processamento de dados 3D.	63
Figura 7.10. Equipamento de GPR marca GSSI modelo SIR System 3000.	65
Figura 7.11. Localização das linhas 3A, 3B e 4 de GPR.	66
Figura 7.12. Geometria do estudo.	68
Figura 7.13. Malha computacional.....	69
Figura 7.14. Paredes da malha computacional.	70

Figura 7.15. Relação entre porosidade e profundidade observada nas amostras arenosas coletadas na sondagem.....	71
Figura 8.1. Perfis litoestratigráficos dos dois furos feitos na área de estudo.	74
Figura 8.2. Perfis petrofísicos para o furo 1.	75
Figura 8.3. Perfis petrofísicos para o furo 2.	75
Figura 8.4. Relação entre densidade total e porosidade. A linha A corresponde às amostras com grande tamanho de partícula, linha B às amostras com granulometria fina e linha C às amostras contendo minerais mais densos que o quartzo.	76
Figura 8.5. Densidade de grãos medida em amostras dos furos de sondagens 1 e 2.	76
Figura 8.6. Linha 3A adquirida na seção georadar (GPR).	78
Figura 8.7. Linha 3B adquirida na seção georadar (GPR).	79
Figura 8.8. Linha 4 adquirida na seção georadar (GPR).	80
Figura 8.9. Seções geoeletricas invertidas posicionadas espacialmente em relação ao sistema de eixos. As linhas numéricas estão aumentando (1 a 6) com o aumento de sua posição no eixo Y.	82
Figura 8.10. Modelo 3D de resistividade elétrica da área de estudo.	83
Figura 8.11. Perfis de granulometria dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.	84
Figura 8.12. Perfis de densidade total dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.	84
Figura 8.13. Perfis de porosidade dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.	85
Figura 8.14. Corte do modelo 3D de resistividade elétrica na profundidade de 10 m.	85
Figura 8.15. Corte do modelo 3D de resistividade elétrica a uma profundidade de 17 m.	85
Figura 8.16. Superfícies de resistividade elétrica superiores a 200 ohm.m. Nesta figura, o paleocanal é claramente indicado no canto inferior direito, no topo à esquerda e à direita na zona de superfície resistiva, que corresponde à zona acima do nível da água.	86
Figura 8.17. Teste de Convergência da Malha.	87
Figura 8.18. Perfil de velocidade ao longo de todo domínio na simulação.	88
Figura 8.19. Perfil de velocidade no eixo XY a 10 m de profundidade na simulação.	89
Figura 8.20. Perfil de velocidade no eixo XY a 19 m de profundidade na simulação.	89
Figura 8.21. Perfil de pressão ao longo do domínio na simulação.	91
Figura 8.22. Perfil de pressão no plano XY a 10 m de profundidade na simulação.	92
Figura 8.23. Perfil de pressão no plano XY a 19 m de profundidade na simulação.	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 .Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para sedimentos não-consolidados (FETTER, 1994).	10
Tabela 2.2. Aplicação de métodos geofísicos na água subterrânea (Adaptado de LUIZ, 2013).	11
Tabela 3.1. Exemplo do arquivo de dados da matriz Wenner-Schlumberger.	27
Tabela 3.2. Equações que sintetizam a teoria do eletromagnetismo.	30
Tabela 3.3. Constante dielétrica (ϵ_r) e condutividade elétrica (σ_0) observadas nos materiais comuns para as frequências utilizadas no GPR (Porsani, 1999).	32
Tabela 3.4. Frequência x Profundidade de Penetração (Porsani, 1999).	34
Tabela 7.1. Tamanho dos Elementos	69
Tabela 8.1. Erro RMS obtido na inversão de dados para cada linha.	81

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área da seção
B	Campo indução magnética
C	Constante
D	Vetor deslocamento elétrico
d	Diâmetro do poro médio
d	Diâmetro médio dos grãos na rocha
$\frac{dh}{ds}$	Gradiente hidráulico
E	Campo elétrico
g	Valor da gravidade
H	Campo magnético
I	Corrente elétrica
J	Densidade de corrente de condução
K	Condutividade hidráulica
k	Permeabilidade intrínseca
K	Coefficiente geométrico do arranjo de eletrodos
k_s	Condutividade hidráulica na direção s
L	Comprimento
\dot{m}_e	Vazão mássica ponto cardeal leste
\dot{m}_w	Vazão mássica ponto cardeal oeste
\dot{m}_n	Vazão mássica ponto cardeal norte
Q_s	Descarga na direção s
q	Descarga específica
R	Resistência
Re	Número de Reynolds
S	Seção transversal do condutor
S_M	Termo fonte
s	Termo de produção
\bar{s}	Valor médio da produção sobre o volume de controle em uma célula
t	Tempo

U	Velocidade do fluido
u	Velocidade de escoamento do fluido na direção x
V	Potencial
V_v	Volume de vazios da rocha
V_t	Volume total da rocha
v	Velocidade de escoamento do fluido na direção y
v	Velocidade da onda
ν	Viscosidade do fluido
x	Espaço unidimensional, sistema de coordenadas retangulares
y	Espaço unidimensional, sistema de coordenadas retangulares
w	Velocidade de escoamento do fluido na direção z
w	Face oeste de uma célula centrada no ponto P
Z	Impedância da onda
z	Espaço unidimensional, sistema de coordenadas retangulares

Lista de Letras Gregas

α	Atenuação da onda
γ	Porosidade volumétrica
Γ	Difusividade escalar
ΔV_{MN}	Diferencial de potencial para eletrodos MN
ϵ	Permissividade dielétrica
ϵ_r	Permissividade relativa
ϵ_0	Permissividade do vácuo
\emptyset	Porosidade
μ	Viscosidade dinâmica do fluido
μ	Permeabilidade magnética do material
μ_e	Viscosidade efetiva
ρ	Resistividade
ρ	Densidade de fluidos

ρ_a Resistividade aparente

σ Condutividade elétrica

Lista de Operadores

\otimes Produto diádico

\cdot Produto escalar

∇ Operador del, gradiente

Δ Intervalo de alguma variável

d / dx Derivada de uma variável em relação à dimensão x

\int Operador de integração

Lista de SIGLAS

AB Par de eletrodos de injeção de corrente

AB/2 Espaçamento entre os eletrodos de injeção de corrente

AMT Método geofísico áudio- magnetotelúrico

ANSYS Desenvolvedor de programas de simulação para engenharia

ANSYS CFX Ferramenta de software de dinâmica de fluidos
computacional

CFD Computational Fluid Dynamics - Fluido dinâmica
computacional

GPR Radar de Penetração de solo

MDF Método das Diferenças Finitas

MEF Método dos Elementos Finitos

MN Par de eletrodos de injeção de potencial

MVF Método de volumes finitos

RMS “Root Mean Square” – Erro médio Quadrático

SEV Sondagem Elétrica Vertical

1D Inversão de dados unidimensional

2D Inversão de dados bidimensional

3D Inversão de dados tridimensional

SUMÁRIO

1	Capítulo 1.....	1
1.1	Contextualização	1
1.2	Objetivo	3
1.2.1	Objetivos específicos	3
1.3	Estrutura da dissertação.....	4
2	Capítulo 2.....	5
2.1	Água subterrânea.....	5
2.1.1	Tipos de aquífero.....	6
2.1.2	Classificação dos tipos de aquíferos quanto a pressão da água.....	6
2.1.3	Classificação dos aquíferos quanto a geologia	7
2.2	Fluxo de água subterrânea.....	8
2.3	Geofísica na água subterrânea.....	11
2.4	Simulação computacional aplicada à água subterrânea.....	12
3	Capítulo 3.....	14
3.1	Método geofísico elétrico	14
3.1.1	Princípio físico.....	15
3.1.2	Resistividade aparente	19
3.1.3	Formas de propagação de corrente no meio poroso.....	20
3.1.4	Técnicas de aquisição de dados no método da eletrorresistividade.....	22
3.1.5	Processamento de dados.....	25
3.1.5.1	Processamento Bidimensional (2D) de dados.....	25
3.1.5.2	Processamento tridimensional (3D) dos dados	27
3.2	Método geofísico eletromagnético.....	28
3.2.1	Propriedades da onda.....	33
3.2.2	Profundidade de investigação	34
3.2.3	Processamento de dados do GPR	34
4	Capítulo 4.....	36
4.1	Sondagem manual ou a trado	36
4.2	Sondagem com equipamento mecânico de percussão	37
4.3	Sondagem vertical e inclinada com máquina rotativa	37
4.4	Sondagem de subsuperfície	38
5	Capítulo 5.....	39
5.1	Porosidade.....	40

5.2	Permeabilidade	41
6	Capítulo 6.....	43
6.1	Aplicação da Fluído Dinâmica Computacional	43
6.2	Etapas da Fluidodinâmica Computacional (CFD)	44
6.2.1	Pré processamento	44
6.2.2	Processamento	46
6.2.3	Etapas de pós- processamento.....	47
6.3	Solução numérica.....	47
6.4	Método do volume Finitos	49
7	Capítulo 7.....	52
7.1	Área de estudo.....	52
7.2	Fluxograma de trabalho.....	55
7.3	Sondagens.....	57
7.4	Ensaio Petrofísico.....	57
7.5	Aquisição de dados através do método geofísico de eletrorresistividade.....	59
7.5.1	Inversão dos dados geofísicos para o método da eletrorresistividade	62
7.6	Aquisição de dados através do método geofísico eletromagnético (GPR).....	64
7.6.1	Inversão de dados para método eletromagnético	66
7.7	Modelagem Numérica.....	67
7.7.1	Definição do Problema	67
7.7.1.1	Domínio de Estudo.....	67
7.7.1.2	Domínio computacional: Malha	68
7.7.1.3	Modelagem matemática	70
7.7.1.4	Condições de contorno e inicial	71
8	Capítulo 8.....	73
8.1	Resultados referentes a Petrofísica	73
8.2	Análise dos resultados referente ao método eletromagnético (GPR).....	77
8.3	Análise dos resultados referente ao método geofísico elétrico.....	81
8.4	Análise comparativa dos resultados elétricos e eletromagnéticos	86
8.5	Simulação computacional	87
8.5.1	Convergência de Malha.....	87
8.5.2	Análise do comportamento da velocidade.....	87
8.5.3	Análise do comportamento dos valores de pressão	90
9	Conclusões	93
	Sugestões.....	95
	Referências Bibliográficas.....	96

1 Capítulo 1

1.1 Contextualização

A globalização desenfreada tem gerado aumento da poluição e aquecimento do planeta, a população mundial vem crescendo cada vez mais e a demanda por recursos naturais também. Atualmente, o planeta passa por grandes alterações climáticas e isso tem ocasionado eventos como o derretimento de geleiras, desastres ambientais e escassez hídrica. No Brasil, são intrínsecos ao semiárido nordestino os eventos rigorosos de secas. Desse modo, visando um controle sobre a problemática da seca, é notória a necessidade de se gerenciar os recursos hídricos existentes na região, no qual as principais fontes de abastecimento de água à população são os rios, açudes ou poços perfurados. Porém, a maioria dos rios são temporários, cujas águas fluem em função direta das chuvas somente durante parte do ano, o que problematiza ainda mais a oferta de água nessa região. Com a falta de chuvas e o caráter temporário dos rios torna as águas subterrâneas, ao longo dos anos, uma alternativa cada vez mais utilizada para atendimento de diversos usos.

Em períodos onde índices pluviométricos diminuem drasticamente aumentam-se as perfurações de poços, e essas perfurações acabam ocorrendo de forma aleatória, sem planejamento e sem investigação ambiental adequada. Isso ocasiona muitas vezes resultados insatisfatórios, como poços secos ou em locais onde a água não tem pressão suficiente para chegar a superfície, deterioramento do solo, e aumento do custo na perfuração desses poços. Nos últimos anos, a geofísica tem sido utilizada no âmbito da hidrogeologia atuando como um indicador de água subterrânea, facilitando assim a perfuração dos poços.

Diversos estudos já foram desenvolvidos utilizando o método da eletrorresistividade, voltado para estudo de descontinuidades horizontais e verticais nas propriedades elétricas do subsolo, assim como na detecção de corpos tridimensionais de condutividade anômala (KEARY, 2009). Além da

eletrorresistividade, outro método pode ser aplicado na investigação de subsuperfícies rasas. Por exemplo, o método eletromagnético onde se destaca o GPR, radar de penetração de solo, que é uma técnica de imageamento de subsuperfície de alta resolução que utiliza a reflexão de ondas eletromagnéticas de altas frequências (Davis & Annan, 1989).

A aplicação dos métodos geoeletricos na investigação de aquíferos visando a captação de água subterrânea, pode ocorrer em rochas sedimentares ou em rochas cristalinas. O prévio conhecimento da geologia local permite um melhor planejamento de qual técnica e arranjo respondem de maneira satisfatória. As técnicas são um suporte prático de desenvolvimento e se apresentam em três formas de investigação: sondagens, caminhamentos ou perfilagens. Na aplicação em campo as técnicas de investigação são desenvolvidas de variadas formas, os arranjos, isso refere-se à forma como os eletrodos (hastes metálicas) são dispostos no terreno.

As informações hidrogeológicas clássicas têm sido cada vez mais complementadas com as informações geofísicas subsuperficiais que permitem obter imagens mais precisas de sistemas aquíferos (Schwinn & Tezkan, 1997; Unsworth et al., 2000; Krivochieva e Chouteau, 2003; Meju et al., 2003; Kafri & Goldman, 2005; Pedersen et al., 2005; Mota e Monteiro dos Santos, 2006). Falgàs et al. (2011) caracterizam a estrutura litológica complexa e o estado de intrusão da água do mar combinando informações hidrológicas, dados audiomagnetotélúricos (AMT) e modelos de reflexão e refração sísmica. Assim, eles determinaram a espessura e continuidade das unidades aquíferas, bem como a morfologia e a profundidade do aquífero.

A inversão dos dados geofísicos pode ser unidimensional (1D), bidimensional (2D) ou tridimensional (3D), dependendo do tipo de método, técnica e arranjo utilizado em campo. Dentre os modelos de inversão de dados, o modelo tridimensional permite um melhor mapeamento da área em estudo e uma ampla visualização da profundidade atingida de investigação e como se comporta o material geológico no subsolo. Esse modelo tridimensional foi adotado nesta pesquisa permitindo simulações dinâmicas em 3D.

Existem muitos softwares disponíveis para a modelagem em aquíferos ou fluxo de fluido no meio poroso, como MODFLOW, Aquifem, Femwater, entre outros. A maioria desses softwares utiliza conceitos de CFD (Computer Fluid

Dynamics) no qual abordam fluxo de massa, momento e/ou energia. Alguns softwares podem ser encontrados de forma gratuita e outros comercializados. O Ansys CFX é um software muito utilizado na engenharia e é composto de módulos que geram desde a geometria, malha, até o pós-processamento. O software escolhido para as simulações nesta pesquisa foi o ANSYS CFX 15.0.

Nesta pesquisa são utilizados dados provenientes de sondagens geológicas, análises petrofísicas, e dados de levantamentos geofísicos por métodos elétricos e eletromagnéticos, além de informações geológicas de caráter regional. Uma vez determinado o modelo geológico, variáveis petrofísicas foram inseridas para alimentar o modelo matemático, o qual se constitui em um modelo 3D da arquitetura deposicional das fácies sedimentares e permite avaliar as diferentes estratégias para o desenvolvimento do aquífero. Considerando que a distribuição das variáveis petrofísicas é controlada pelos tipos litológicos, foi possível construir uma malha tridimensional e populacionar com dados de porosidade.

1.2 Objetivo

O objetivo geral dessa pesquisa é desenvolver uma metodologia através de levantamentos geofísicos elétricos e eletromagnéticos que permita a investigação do subsolo, gerar um modelo tridimensional, e uma geometria real da área em estudo para realizar simulações computacionais de fluxo de fluidos.

1.2.1 Objetivos específicos

- 1- Construir um modelo geológico a partir do método geofísico de eletrorresistividade;
- 2- Populacionar o modelo geológico com propriedades petrofísicas;
- 3- Analisar a aplicação no método de eletromagnético (GPR) para um aquífero;
- 4- Simular as condições de fluxo através da geometria obtida pela geofísica.

1.3 Estrutura da dissertação

Esta dissertação está dividida nos seguintes capítulos:

O capítulo 1 apresenta uma introdução ao tema.

O capítulo 2 começa com a revisão bibliográfica e nesse capítulo é possível ter uma abordagem sobre água subterrânea, fluxo em água subterrânea e a utilização da geofísica aplicada à água subterrânea.

O capítulo 3 aborda os métodos geofísicos elétrico e eletromagnético desde os seus princípios físicos até suas técnicas de aplicação e inversão de dados.

O capítulo 4 faz uma breve abordagem sobre os tipos de sondagens. No capítulo 5 descreve a petrofísica e suas aplicações.

No capítulo 6 é feita uma revisão sobre simulação computacional, sua aplicabilidade, os softwares utilizados para simulação de fluxo e as equações diferenciais utilizadas na solução do problema.

O capítulo 7 apresenta o desenvolvimento dessa pesquisa e no capítulo 8 são apresentados e discutidos os resultados obtidos.

2 Capítulo 2

Revisão Bibliográfica

2.1 Água subterrânea

A água subterrânea é definida pelos hidrólogos como a água na zona de saturação (BEAR, 1972). O fluxo de água subterrânea é geralmente ocorre pelos poros e ou fissuras/fraturas interconectados das rochas. Durante esse fluxo da água subterrânea, a mesma armazena-se em reservatórios subterrâneos ou alimenta (efluência) as nascentes, rios e lagos, principalmente em períodos com baixo índice pluviométrico. Ou ainda deságua nos oceanos, onde vai evaporar retornando a atmosfera e voltando em forma de chuvas, representando parcela significativa do ciclo hidrológico representado na Figura 2.1 (SOUZA, 2007).

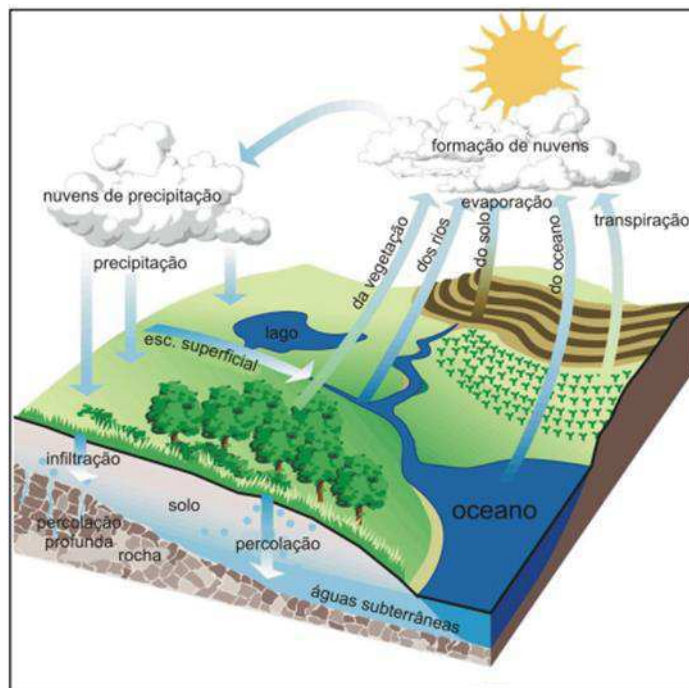


Figura 2.1. Ciclo hidrológico da água. Fonte:(adaptado de EPA, 1998).

O ciclo hidrológico pode ser comparado a um sistema de reciclagem da água, na qual operam processos tanto de transferência entre os reservatórios como de transformação entre os estados gasosos, líquido e sólido.

A água subterrânea é uma alternativa em regiões com baixos índices pluviométricos, como o Nordeste brasileiro, que busca por recursos hídricos necessários para atividades básicas humanas. Quando os reservatórios de água doce secam a busca por aquíferos na região é a principal alternativa para suprir esse déficit hídrico.

2.1.1 Tipos de aquífero

Os reservatórios de água subterrânea são denominados de aquíferos, definindo-se como região geológica capaz de armazenar e transmitir água. Os aquíferos recebem diversas classificações na literatura de acordo com sua característica geológica e com base na pressão da água nas suas superfícies limítrofes (base e topo).

Algumas outras definições além dos aquíferos, são dadas a outros corpos rochosos que exercem importantes funções na dinâmica da água subterrânea, como, por exemplo, os aquícludes (aqui = água, cludere = aprisionar) e aquitardes (aqüi = água, tarde = tardio, lento), de acordo com Osório (2004).

De acordo com Feitosa et al. (2008), os aquícludes são formações que contêm água ou não, podendo apresentar grandes quantidades, e mesmo assim apenas ser capaz de transmitir uma quantidade irrisória em condições naturais. Pode-se ter como exemplo, formações impermeáveis como camadas de argila.

Batalha (1986) define aquitarde como sendo uma formação geológica de natureza relativamente impermeável e semiconfinante capaz de transmitir água com baixa velocidade se comparada com a capacidade de um aquífero.

2.1.2 Classificação dos tipos de aquíferos quanto a pressão da água

Aquíferos podem ser do tipo confinado, quando se refere a características hidrodinâmicas. ou não confinado (livre ou freático).

- Aquífero livre

O aquífero livre ou freático é aquele cujo limite superior é a superfície de saturação na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica. Os aquíferos livres são os mais comuns de serem encontrados, porém são os mais susceptíveis a contaminação devido às atividades humanas onde o solo tem sido utilizado para disposição dos resíduos gerados nas atividades cotidianas.

- Aquífero confinado

O aquífero confinado está entre duas camadas impermeáveis, com a água exercendo pressão sobre o topo e a base das camadas limitantes, assim a água está sob pressão superior à pressão atmosférica. O aquífero, nesse caso, ainda pode ser designado como artesianiano. Ao perfurar um poço para captar água de um aquífero confinado esse poço é chamado de artesianiano, o seu nível de água estabelece-se acima do topo do aquífero e é denominado nível artesianiano. Quando o nível artesianiano se eleva acima da superfície do solo, o poço é chamado de surgente ou jorrante, de acordo com Capucci et. al. (2001).

- Aquífero semiconfinado

Um aquífero semiconfinado é aquele que possui uma ou ambas as camadas limitantes semipermeáveis. Desse modo, ocorre quando o volume de água subterrânea está separado da água subterrânea principal por um estrato relativamente impermeável. A água que infiltra no terreno encontra um obstáculo, superfície impermeável, que impede sua descida até o lençol freático (Paiva et al., 2001).

2.1.3 Classificação dos aquíferos quanto a geologia

- Aquífero poroso ou granular

Aquíferos formados em rochas sedimentares consolidadas, sedimentos inconsolidados ou solos arenosos, armazenam água nos espaços entre os grãos criados durante a formação da rocha, e funcionam como esponjas onde a circulação da água se faz nos poros formados entre os grãos de areia, silte e argila de granulação variada, são denominado, assim, como poroso ou granular.

- Aquíferos fissurais ou fraturados

São aquíferos que apresentam fraturas, aberturas, ocorrendo em rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares silicificadas. São comumente conhecidos por apresentar uma quantidade irrisória de água, associada a uma má qualidade da água para consumo. Esses aquíferos são comumente encontrados no cristalino do Nordeste Brasileiro (FEITOSA et al., 2000).

- Aquíferos cársticos

Aqueles aquíferos formados em rochas carbonáticas, exibem fraturas ocasionadas pelo fenômeno de dissolução do carbonato pela água, onde geram aberturas (fraturas) muito grandes, capazes de armazenar um grande volume de água (SOUZA, 2009). A Figura 2.2 apresenta os tipos de aquíferos classificados quanto à característica geológica.

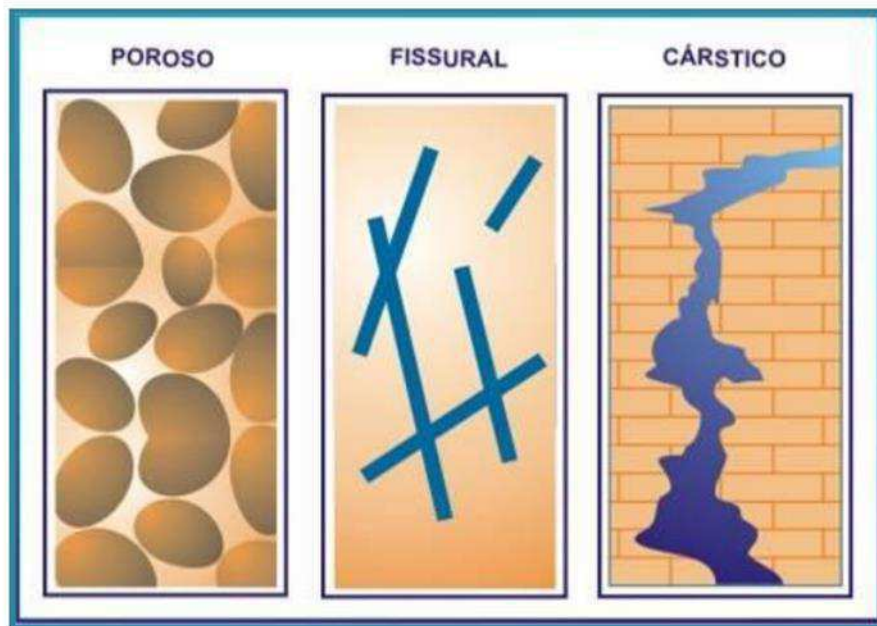


Figura 2.2. Tipos de aquíferos de acordo com as características geológicas (Borghetti et al., 2004).

2.2 Fluxo de água subterrânea

A água subterrânea move-se lentamente quando comparado com a água superficial. Uma alta velocidade da água subterrânea estaria na faixa de 1 metro/dia, enquanto um rio rápido pode mover-se a uma velocidade de 1 metro/segundo. Essa comparação é feita em escalas diferentes, e ao passo que o

fluxo de água subterrânea é considerado um processo laminar, o fluxo de água superficial é considerado turbulento (CLEARY , 1989)

O fluxo de águas subterrâneas varia muito de uma situação geológica para outra, isso porque as propriedades de porosidade e permeabilidade são variantes para cada tipo de material geológico. Alguns questionamentos sobre quanta água subterrânea está se movendo e a qual velocidade, são de importância na gestão dos recursos hídricos. Para compreender o fluxo de água subterrânea é necessário se basear em princípios físicos diretos que controlam o fluxo no subsolo (FITTS, 2015).

A lei de Darcy e a conservação de massas são pilares para os cálculos manuais ou computacionais que são desenvolvidos para analisar o fluxo de água subterrânea. Darcy examinou experimentos em laboratórios para analisar a taxa de fluxo em meio poroso, que resultou na equação da Lei de Darcy (equação 2.1), a qual é expressa para um fluxo unidimensional

$$Q_s = -k_s \frac{dh}{ds} A \quad (2.1)$$

Q_s é a descarga na direção s , k_s é a condutividade hidráulica na direção s , uma propriedade do meio geológico, expressando a medida da facilidade com que um meio transmite água, A é a área da seção transversal ao fluxo. O sinal negativo indica que o fluxo de água acontece na direção do menor gradiente.

A lei de Darcy se mantém quando a velocidade da água subterrânea é baixa o suficiente para que o fluxo seja considerado laminar e não turbulento. O fluxo laminar caracteriza-se por apresentar forças viscosas grandes, velocidades e impulsos pequenos e não se desenvolve em espirais ou redemoinhos. Já o fluxo turbulento se caracteriza por redemoinhos caóticos. Como medida para classificar se o fluxo tende para comportamento laminar ou turbulento adota-se o número de Reynolds (R_e) que é um parâmetro adimensional que pode ser definido a partir da equação (2.2)

$$R_e = \frac{\rho q d}{\mu} \quad (2.2)$$

Onde ρ é a densidade do fluido, q é a vazão específica, μ é a viscosidade dinâmica do fluido e d é o diâmetro do poro médio. Então para $R_e < 2000$ o fluxo tende a ser laminar, para $R_e 2000 < R_e < 4000$ tende a ser fluxo de transição e $R_e > 4000$ tende a ter fluxo turbulento. Para este trabalho na

modelagem computacional o fluxo foi considerado laminar, pois a velocidade de fluxo da água subterrânea é baixa.

Rochas ou solos com presença de poros pequenos permitem apenas uma lenta migração de água, enquanto materiais com poros maiores tende a ter uma migração mais rápida. Assim, a porosidade (n) (ou porosidade total) de uma rocha ou solo é a medida da quantidade de vazios ou interstícios expressos pela razão entre o volume de vazios (V_v) e o volume total (V) (TODD, 1980). A porosidade tem influência no comportamento de fluxo de fluidos em meios porosos, sendo tal propriedade discutida com mais detalhes no Capítulo 5 deste trabalho.

Outra propriedade importante é a permeabilidade, definida como a facilidade na qual o fluido se move no meio poroso, ou seja, a condutividade de fluidos no meio. E pode ser definida como apresenta a equação (2.3) e (2.4):

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (2.3)$$

$$v = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.4)$$

$$K = k \frac{g}{v}$$

em que K é a condutividade hidráulica, k a permeabilidade intrínseca, ρ a densidade do fluido, g o valor da gravidade e v a viscosidade do fluido. Sendo a permeabilidade intrínseca uma função do meio. A Tabela 2.1 mostra valores de permeabilidade e condutividade para diversos tipos de sedimentos.

Tabela 2.1 .Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para sedimentos não-consolidados (FETTER, 1994).

Material	Permeabilidade Intrínseca k (mD)	Condutividade Hidráulica K (cm/s)
Argila	$10^{-6} - 10^{-3}$	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte; Silte arenoso; Areia argilosa	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa; Areia fina	$10^{-2} - 10^0$	$10^{-5} - 10^{-3}$

Areia bem distribuída	$10^0 - 10^2$	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem distribuído	$10^1 - 10^3$	$10^{-2} - 10^0$

De maneira geral, o movimento da água subterrânea é muito lento quando comparado ao escoamento superficial. Em materiais permeáveis, como areia mal selecionada, a velocidade varia entre 0,5 e 15 cm/dia, atingindo máximos até 100m/dia em cascalhos bem selecionados sem cimentação. No caso de granitos e gnaisses pouco fraturados, o fluxo chega a algumas dezenas de centímetros por ano. Já em basaltos muito fraturados, registram-se velocidades de até 100m/dia. Os fluxos mais rápidos são registrados em calcários com condutos (cársticos), com máximos de 1.000 m/hora (TEXEIRA, 2000)

Segundo Harter (2003) a velocidade típica para a água subterrânea em um aquífero arenoso granular varia entre 0,5 e 50 pés por dia (entre $1,76 \times 10^{-6}$ m/s e $1,76 \times 10^{-4}$ m/s).

2.3 Geofísica na água subterrânea

Os métodos geofísicos têm sido uma ferramenta utilizada na busca de água subterrânea, podendo auxiliar na investigação de propriedades das rochas (porosidade e permeabilidade), contaminantes por poluentes químicos, grau de salinidade e determinação da espessura do pacote sedimentar. Os métodos mais utilizados nessa investigação são o de eletrorresistividade e os eletromagnéticos, apesar de outros métodos responderam às tais investigações.

Luiz (2013) faz uma abordagem sobre cada método e sua aplicabilidade na prospecção da água subterrânea, a Tabela 2.2 apresenta essa correlação entre método geofísico e sua aplicabilidade:

Tabela 2.2. Aplicação de métodos geofísicos na água subterrânea (Adaptado de LUIZ, 2013).

Aplicação	Métodos
-----------	---------

Determinação dos limites e espessura de uma bacia sedimentar	Métodos da eletrorrestividade, sísmicos (refração e reflexão), gravimétrico, magnético são os com melhores respostas.
Determinação da extensão lateral e espessura de camadas	Pode-se aplicar os métodos da eletrorrestividade, sísmicos (refração e reflexão)
Localização de paleocanais e paleovales	Métodos da eletrorrestividade, polarização induzida, georadar (GPR), sísmicos (refração e reflexão), gravimétrico.
Para a localização de fraturas	Métodos eletromagnéticos indutivos
Determinação do topo do lençol freático	Métodos da eletrorrestividade, georadar (GPR), sísmico de refração
Determinação do contato entre água doce e água salgada	Métodos da eletrorrestividade, eletromagnéticos indutivos, georadar (GPR).
Estudos do movimento (direção de fluxo) da água	Recomenda-se o método do potencial espontâneo.
Estudos da variação de permeabilidade	Aplica-se o método da polarização induzida.
Estimar a porosidade	Métodos da eletrorrestividade, sísmico de refração e radiométrico
Para estimativas de permeabilidade	Aplica-se o método da eletrorrestividade (em medidas realizadas no interior de poços e na superfície do terreno)
Para estimar o teor em sólidos dissolvidos (sais)	Recomenda-se utilizar método da eletrorrestividade (em medidas realizadas no interior de poços).

Apesar de toda a ampla aplicabilidade da geofísica na prospecção da água subterrânea, ainda existe pouco investimento na área. Para esta pesquisa, foram utilizados os métodos de eletrorrestividade e eletromagnético, sendo os mesmos discutidos no capítulo 3 deste trabalho.

2.4 Simulação computacional aplicada à água subterrânea

O avanço tecnológico popularizou o uso dos computadores, o que nos possibilitou avanços no meio industrial e acadêmico. Problemas complexos de fluxo de água subterrânea antes modelados usando modelos físicos e analogias passaram a ser solucionados por métodos de simulação

computacional. Os principais *softwares* para aplicação na solução de problemas de fluxo em meios porosos foram desenvolvidos baseando-se em um dos métodos: diferenças finitas, elementos finitos ou volumes finitos.

Um dos programas mais conhecidos e utilizados para fluxo de água subterrânea é o MODFLOW, um algoritmo de diferença finitas em linguagem Fortran, desenvolvido pelo U.S. Geological Survey. O programa contém vários módulos os quais são usados para simular evapotranspiração, recarga, barreiras ao fluxo, poços de bombeamento, fluxo de curso acoplado e subsidência gradual do solo, assim como outros (FITTS, 2015). SOUZA (2007) e JUNIOR (2007) simularam o fluxo hídrico subterrâneo utilizando o MODFLOW e apresentaram uma abordagem mais detalhada sobre o programa.

Outros *softwares* comerciais são aplicados à fluidodinâmica computacional (CFD) como é o caso do ANSYS CFX, um programa que oferece soluções para áreas como transferência de calor e radiação, fluxo multifásico, reações químicas e combustão, além de possuir módulos capaz de desenhar a geometria e módulos para geração de malhas. Mais detalhes sobre o software e o método estão descritos no capítulo 6.

A simulação de fluxo de fluido deste trabalho foi desenvolvida utilizando o Ansys CFX, através de uma geometria real do problema. A escolha do programa se deve a gama de tipos de arquivo que reconhece como entrada, no caso em estudo foi .stl, o método de volume finitos, e a familiarização com o software.

3 Capítulo 3

Métodos geofísicos

A geofísica é utilizada em diversas áreas de investigação geoambiental, mineração, petrolífera, água subterrânea entre outras. Na literatura é possível encontrar estudos desenvolvidos utilizando o método da eletrorresistividade voltado para área de descontinuidades horizontais e verticais nas propriedades elétricas do solo, assim como na detecção de corpos tridimensionais de condutividade anômala. Neste capítulo será discutido sobre o método da eletrorresistividade e o método de Radar de penetração de solo (GPR)

3.1 Método geofísico elétrico

O método da eletrorresistividade é designado pela geração de correntes elétricas artificialmente introduzidas no solo e as diferenças de potencial resultantes que são medidas na superfície. Os desvios do padrão de diferenças de potencial esperado fornecem informações sobre a forma e as propriedades elétricas das heterogeneidades da subsuperfície (KEAREY et al., 2009).

Braga (1997) classifica as aplicações geoeletricas em três critérios: método geofísico, técnica e arranjo. Tais critérios quando aplicados apresentam-se de fácil compreensão e aplicabilidade, de acordo com o tipo de levantamento efetuado.

O método da eletrorresistividade é embasado no parâmetro físico da resistividade elétrica, pois tal parâmetro é mensurado. A resistividade exibe uma maior gama de valores possíveis em comparação com outras grandezas físicas mapeadas por outros métodos geofísicos. Desse modo, em uma área de pesquisa a resistividade de rochas e solos pode apresentar uma variação por diferentes ordens de magnitude. Em paralelo, os valores de densidade utilizados pelos levantamentos gravimétricos costumam variar em menos de um fator de 2, e velocidades sísmicas normalmente não variam em mais de um fator de 10. Assim outros métodos elétricos ou eletromagnéticos e a

resistividade apresentam uma versatilidade diante de outras técnicas da geofísica (LOKE, 1999).

Dentro do contexto de rochas sedimentares a maior parte dos minerais que constituem essas rochas apresentam uma má condução de eletricidade. A corrente elétrica em uma rocha é eventualmente conduzida pela passagem de íons contidos nas águas dos poros. Desse modo, parâmetros como a porosidade da rocha são de relevância, considerando que a resistividade geralmente aumenta com a diminuição da porosidade.

A corrente elétrica pode se propagar no meio do material rochoso por duas maneiras, eletronicamente ou ionicamente. A propagação eletrônica ocorre através do transporte de elétrons na matriz da rocha, na qual sua resistividade é definida pelo modo de agregação dos minerais. Já a propagação por íons, acontece por intermédio dos íons dissolvidos na água retida nos poros interconectados, solo ou sedimentos inconsolidados, fraturas e fissuras do maciço rochoso. Esse mecanismo de propagação é de grande significância nos levantamentos de eletrorresistividade.

3.1.1 Princípio físico

O método da eletrorresistividade é embasado no princípio da resistência elétrica, a qual é definida com base na resistência elétrica de um cilindro com seção transversal e comprimento igual à unidade. A Figura 3.1 ajuda a entender a relação entre resistividade e resistência (DOBRIN & SAVIT, 1988).

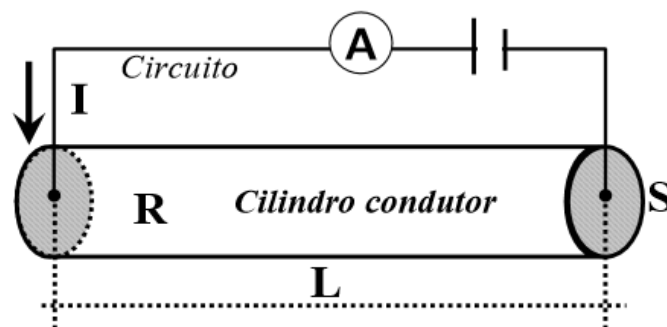


Figura 3.1. Desenho esquemático para entender a relação entre resistividade e resistência de um cilindro condutor (BRAGA, 2006).

A Lei de Ohm define a relação entre a resistividade (ρ) e a resistência (R) de um condutor homogêneo, de forma cilíndrica ou prismática, através da equação (3.1):

$$R = \rho \frac{L}{S} \text{ (ohms)} \quad (3.1)$$

Onde L é o comprimento e S a seção transversal do condutor. A resistividade é um coeficiente que deriva da natureza e do estado físico do corpo considerado, e pode ser definida matematicamente através da equação (3.2):

$$\rho = R \frac{S}{L} \text{ (ohm.m)} \quad (3.2)$$

Sendo a resistividade (ρ) igual ao produto da resistência elétrica por uma dada longitude, desse modo, a unidade no sistema SI será ohm.m.

O solo e os corpos tridimensionais compostos por materiais diferentes não conduzem a corrente elétrica pelo mesmo caminho. Essa corrente elétrica pode ser injetada no solo através de eletrodos, em pontos distantes um do outro. A corrente vai propagar no solo, pois ele não é um isolante perfeito. Nesse caso, considera-se que a resistividade do solo é uniforme. Considerando que essa propagação ocorra em um solo cuja resistividade é considerada homogênea, a Figura 3.2 apresenta um esquema das linhas de corrente elétrica (dispostas em linhas tracejadas) quando injetadas no solo e propagadas, e as linhas equipotenciais em um semi- espaço (linhas contínuas).

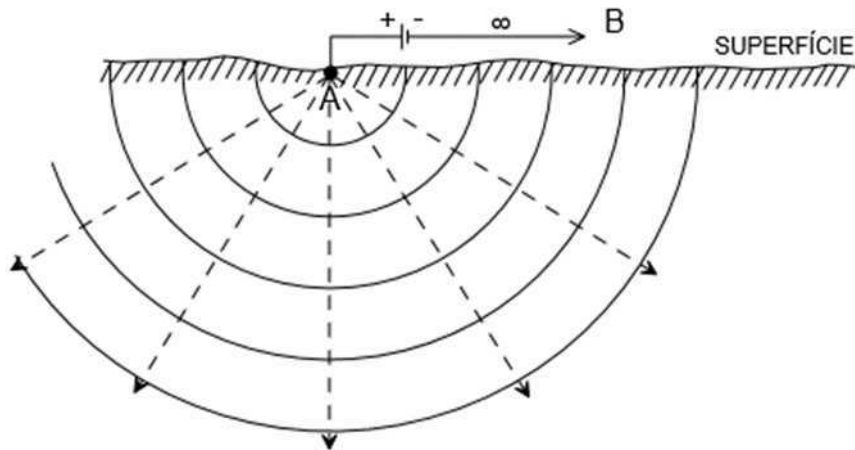


Figura 3.2. Linhas de corrente elétrica e linhas equipotenciais propagadas em um semi-espaço isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990).

Para obter a resistência no semi-espaço homogêneo, pode-se utilizar equação 3.3, derivada da equação 3.1 e, posteriormente substituído na Lei de Ohm, pode-se obter a equação 3.4 para a resistividade, considerando a mesma constante

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

Substituindo a Lei Ohm ($V = R \cdot I$) :

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

Temos que (V) é o potencial, (ρ) é a resistividade, (I) é a corrente elétrica e (r) é a distância entre o eletrodo de corrente e o eletrodo de potencial no qual é medida a diferença de potencial. Assim, temos a equação (3.5) para a resistividade:

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

O esquema básico de distribuição de eletrodos na aplicação do método de eletrorresistividade está representado na Figura 3.3. A montagem e o funcionamento do método são o primeiro passo para adquirir os dados desejados. Duas baterias externas são conectadas ao equipamento e cabos

ligados ao equipamento conecta-se aos eletrodos de corrente (AB) e eletrodos de potencial (MN), onde serão medidos respectivamente o valor da intensidade de corrente (I) e o diferencial de potencial (ΔV) entre estes locais.

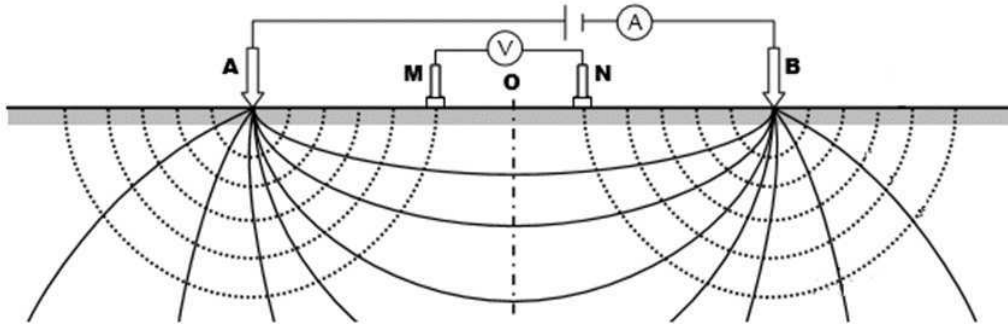


Figura 3.3. Configuração tetraeletródica usual de campo(Modificado de BRAGA, 2006).

Agora se considerarmos que o meio que está sendo investigado é heterogêneo, uma série de formulações pode ser descrita, como por exemplo, se correlacionarmos a equação 4, pode-se obter através da equação (3.6) o diferencial de potencial medido no eletrodo M e a equação (3.7) para o eletrodo N:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (3.6)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (3.7)$$

Assim, a diferença de potencial medida no equipamento, naquela dada posição do eletrodos MN , será dada pela equação (3.8) :

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N \quad (3.8)$$

Correlacionando as equações (3.6) e (3.7), temos a equação (3.9) :

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (3.9)$$

Como o meio não é homogêneo, pois engloba todo o solo, rochas subjacentes e intercaladas, influência do nível freático, dentre outros, a

propriedade medida é chamada de aparente. Essa propriedade aparente também depende da geometria da disposição dos eletrodos no terreno. Para levar em consideração essa influência surge o chamado fator K (fator geométrico), que vai variar para cada arranjo (BORGES, 2002). Desse modo a resistividade ρ pode ser obtida utilizando a equação (3.10) com a constante K, que pode ser obtida utilizando a equação (3.11).

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (3.10)$$

Onde K é dado por:

$$K = 2 \pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (3.11)$$

Assim o método da eletrorresistividade nos permite obter valores de resistividade para diferentes tipos de solo.

3.1.2 Resistividade aparente

O conceito de resistividade aparente surge da investigação do meio heterogêneo, no qual a resistividade medida não será apenas de uma rocha, porém de uma resistividade média do pacote rochoso. A resistividade aparente tem unidade ohm.m e pode ser expressa matematicamente pela equação (3.12).

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (3.12)$$

Segundo Orellana (1972), a resistividade aparente não é um parâmetro físico do meio, é um valor que representa o efeito integrado do semi-espaco no qual está se realizando a medida. Todas as medidas de resistividade no volume investigado influenciam diretamente na resistividade aparente. A resistividade aparente refere-se apenas a um conceito formal não podendo ser considerada uma simples média aritmética das resistividades investigadas.

Geralmente em levantamentos de campo, encontram-se heterogeneidades no solo. A Figura 3.4 representa quatro eletrodos posicionados em locais com diferentes resistividades. Disso resulta que a

resistividade medida não é nenhuma das resistividades específicas dos domínios em que cada eletrodo se encontra posicionado.

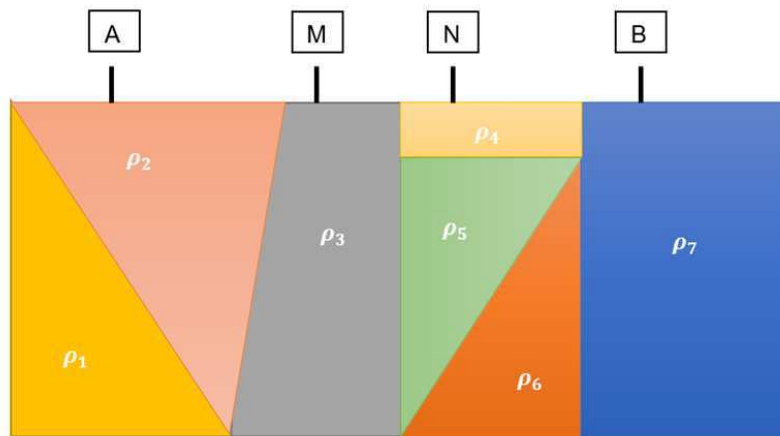


Figura 3.4. - Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo.

3.1.3 Formas de propagação de corrente no meio poroso

Segundo BRAGA (2006) os meios pelos quais a corrente se propaga em solos e rochas são caracterizados pela condutividade σ , que matematicamente pode ser expressa pela equação (3.13).

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.13)$$

Reynolds (1997) designou três formas de propagação de corrente elétrica através de uma rocha, podendo ser: condução eletrolítica, condução eletrônica e condução dielétrica. O esquema da Figura 3.5 apresenta essa definição.

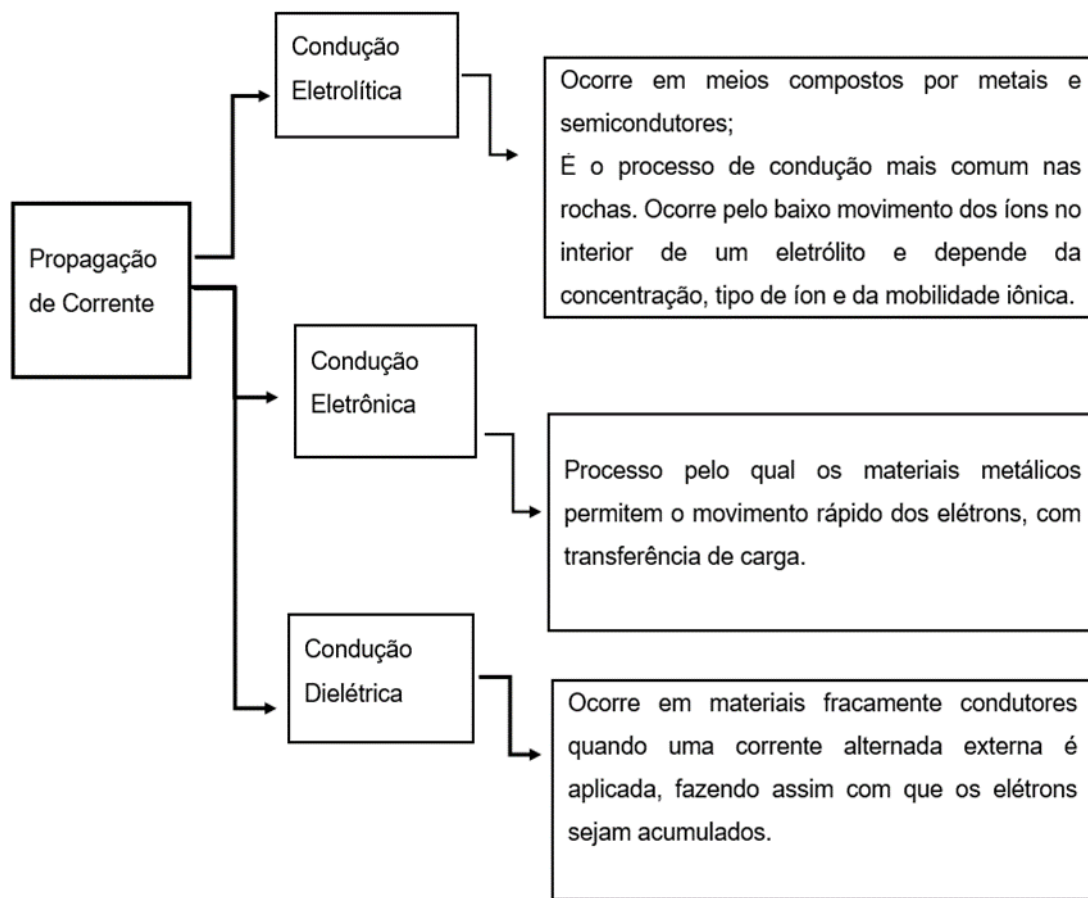


Figura 3.5. Definição da propagação de corrente elétrica através de uma rocha (Autor).

Os valores de resistividade são influenciados por vários fatores, rochas de mesma origem podem sofrer a influência de condições diferentes como: condutividade da água, porosidade, processos deposicionais, efeitos tectônicos, conteúdo da água.

Segundo Sumner (1976), os minerais são consistentes em suas características elétricas, porém quando agregados, como ocorre na natureza, os fatores influenciáveis ocasionam variação maior de suas resistividades. A Figura 3.6 apresenta valores típicos de resistividade para diferentes sedimentos saturados, não saturados e rochas. A diferença de tons de cinza representa apenas a variação do tipo de material.

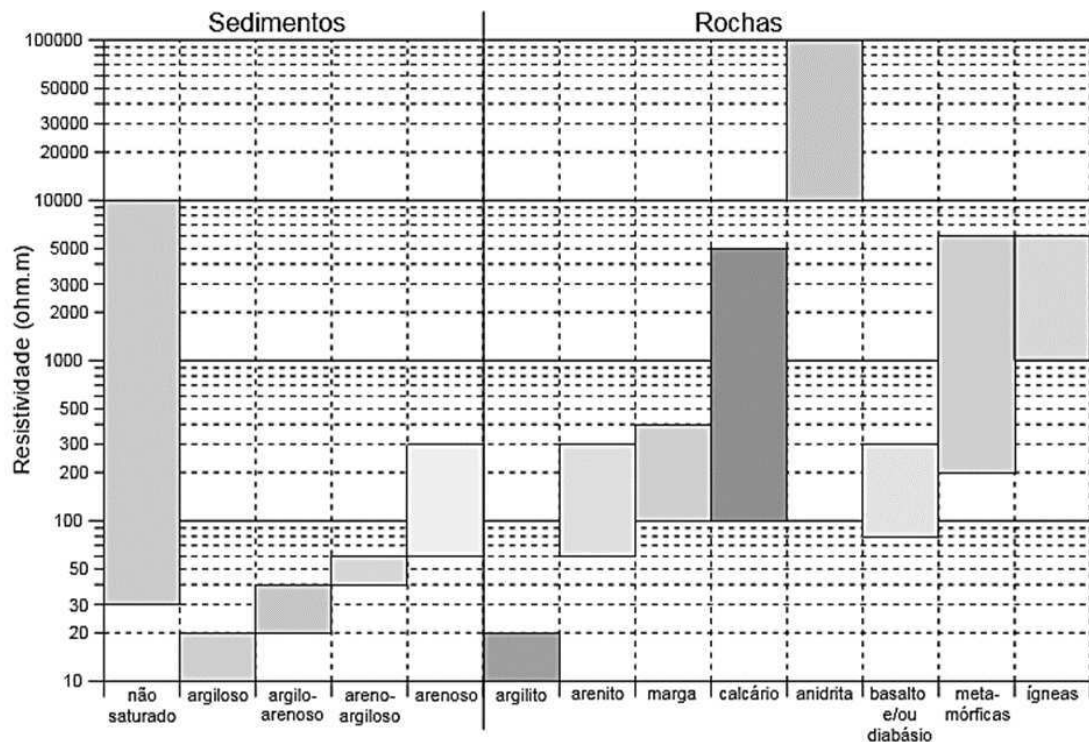


Figura 3.6. Faixas de variações nos valores de resistividade – solos/sedimentos e rochas (BRAGA, 2006).

3.1.4 Técnicas de aquisição de dados no método da eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade pode ser executado em campo de técnicas de aquisição são utilizadas devido a diversos fatores, como profundidade de investigação, tipo de solo, tamanho da linha de investigação, identificação de contatos geológicos, fraturamentos e falhamentos, plumas de contaminação e corpos mineralizados.

Segundo Orellana (1972), as técnicas de aquisição podem variar de acordo com a distribuição da resistividade elétrica. Quando essa distribuição se dá lateralmente na superfície do terreno chamamos de Caminhamento Elétrico (CE), ou Perfilagem Elétrica Horizontal. Quando a investigação em interesse é a variação da distribuição em relação à profundidade do terreno, denominamos de Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

Geralmente, quando o objetivo da investigação é obter uma informação pontual com observação da variação vertical da resistividade, aplicam-se os

ensaios de sondagem elétrica vertical. Além disso, a técnica de Caminhamento elétrico mantém a profundidade teoricamente constante (ELIS, 1998).

No planejamento de um levantamento de campo a disposição dos eletrodos é fundamental para atingir o objetivo desejado. Desse modo existem alguns tipos de arranjos, os quais são escolhidos de acordo com o objetivo da aquisição geofísica, que vão variar a disposição desses eletrodos. Podemos destacar os arranjos de configurações Wenner e Schlumberger, que são normalmente utilizados em SEVs, e pólo-pólo, pólo-dipolo e dipolo-dipolo, utilizados tanto em caminhamentos elétricos quanto em SEVs (MILSON, 2003). A Figura 3.7 apresenta um esquema das disposições dos eletrodos para quatro desses arranjos.

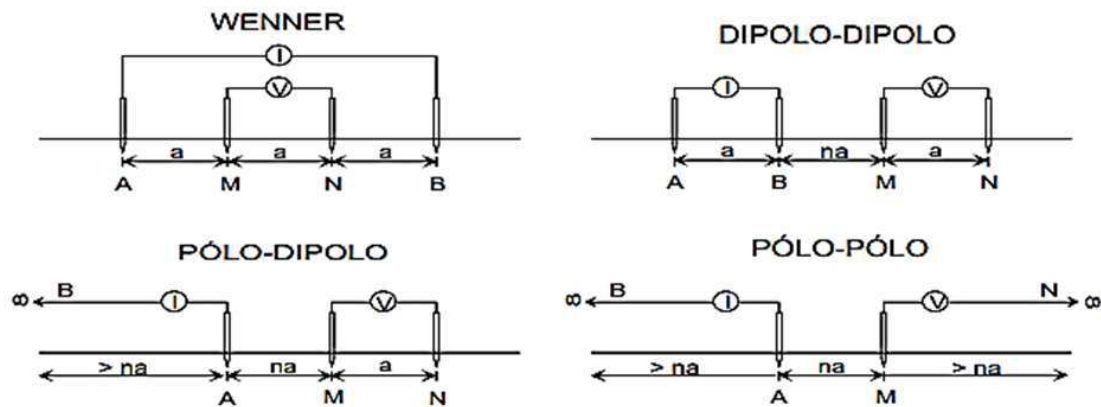


Figura 3.7. Esquema dos arranjos de eletrodo Wenner, Dipolo- dipolo, Pólo- Dipolo, Pólo- Pólo (GANDOLFO, 2007).

A disposição dos arranjos é altamente variada. O arranjo pólo-dipolo constitui-se de três eletrodos móveis ao longo do perfil de caminhamento, sendo um de corrente (A) e dois de potencial (MN) cujo espaçamento ($a = MN$) permanece constante.

O arranjo dipolo-dipolo é caracterizado por executar uma série de medidas no qual mantém fixo o espaçamento dos dipolos de emissão (AB) e recepção (MN), aumentando dessa forma a separação entre eles de acordo com um fator "n.a".

A disposição na linha do levantamento para o arranjo polo-polo, consiste na utilização de dois eletrodos: um de corrente (A) e um de potencial (M), o que adiciona ao arranjo vantagens logísticas e operacionais na aquisição dos dados em campo.

A disposição dos eletrodos para o arranjo Wenner consiste de quatro eletrodos dispostos em linha e igualmente espaçados, onde a menor distância entre dois eletrodos adjacentes é denominada “a”. Assim, a profundidade de investigação aumenta à medida que ocorre a abertura entre eletrodos, sempre múltipla de “a”. Desta forma, a distância “na” entre eletrodos AM, MN e BN é sempre mantida constante no decorrer do levantamento (GANDOLFO, 2007).

Neste trabalho foi aplicado somente o arranjo Schlumberger, o qual é normalmente utilizado em Sondagens Elétricas Verticais (SEV's). Apresenta distribuição de eletrodos onde, nas extremidades das linhas são fixados eletrodos de corrente (AB), e entre eles são colocados os eletrodos de potencial (MN) de forma simétrica. A distância entre os eletrodos de potencial deve ser menor ou igual a cinco vezes a razão AB/2.

O arranjo Schlumberger possui quatro eletrodos alinhados, com “a” como um semiafastamento entre os eletrodos de corrente, e “b” o afastamento entre os eletrodos de potencial. A Figura 3.8 mostra um esquema das disposições dos afastamentos “a” e “b”.

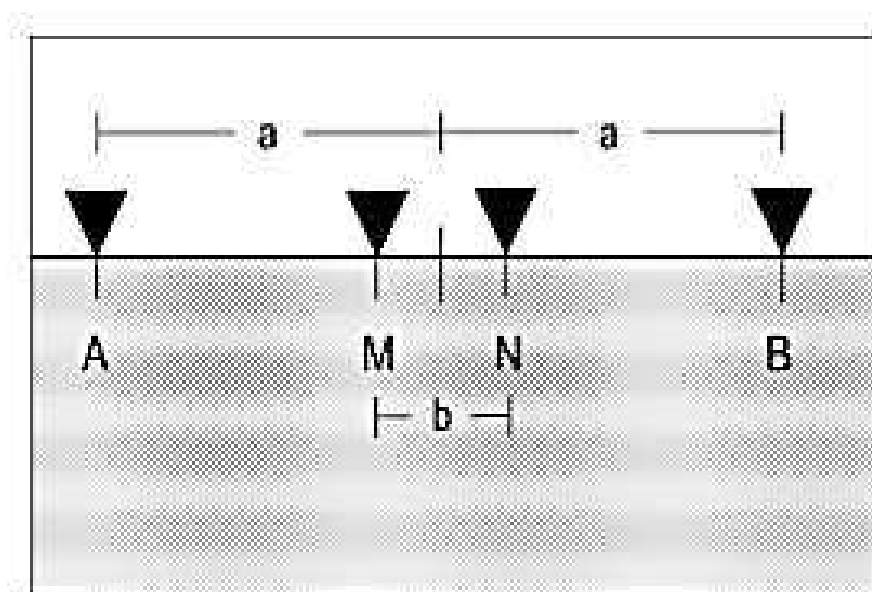


Figura 3.8. Esquema de espaçamento “a” e “b” do Arranjo Schlumberger (BENEVIDES, 2014).

Para medir a resistividade aparente do meio, tanto para solos homogêneos ou heterogêneos, com disposição simétrica de eletrodos, pode-se utilizar da equação (3.14).

$$\text{Onde, } K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (3.14)$$

3.1.5 Processamento de dados

Alguns softwares são disponíveis, auxiliando no desenvolvimento do processamento de dados como IPI2Win v. 3.0.1, GEOSCAN-M Ltd para visualização unidimensional (1D), RES2DINV v. 3.4 Geotomo Software, e Voxler 3.0.1406 (64-bit) da Golden Software Inc.

3.1.5.1 Processamento Bidimensional (2D) de dados

O RES2DINV é um dos softwares mais utilizados na obtenção de um modelo bidimensional, um programa que define automaticamente um modelo 2D da subsuperfície terrestre a partir dos dados obtidos no imageamento elétrico (Griffiths & Barker, 1993).

O programa foi desenvolvido para o processamento de inversão de dados, podendo comportar grandes conjuntos de dados (com cerca de 200 a 100.000 pontos de dados) que são coletados através de uma grande aquisição de dados variando (25 a 16.000) números de posições de eletrodos ao longo da linha de pesquisa. A aquisição é geralmente realizada com disposições de eletrodos com espaçamentos constantes ao longo da linha que se deseja obter. Além disso, o software consegue processar dados com espaçamento de eletrodos não uniforme (SILVA, 2014).

A inversão de modelo 2D utilizada pelo programa baseia-se em um grande número de blocos retangulares, como pode ser visto na Figura 3.9, onde um conjunto de blocos está conectado à distribuição dos pontos de dados na pseudoseção. O tamanho dos blocos e sua distribuição são gerados automaticamente pelo software que utiliza a distribuição dos pontos de dados como um guia aproximado. A profundidade da linha inferior de blocos é configurada para ser aproximadamente igual à profundidade de investigação.

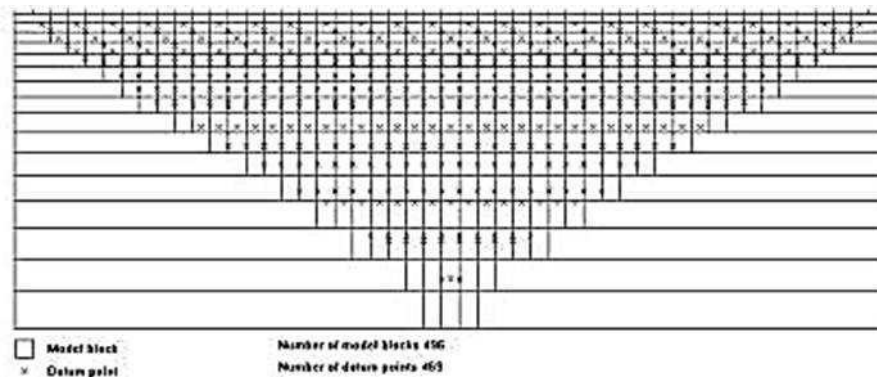


Figura 3.9. Arranjo possível de blocos usados em um modelo 2-D juntamente com os pontos de dados na pseudoseção.(RES2DINV, 2010).

A inversão utilizada pelo programa é baseada numericamente no método dos mínimos quadrados com vínculo de suavidade (deGroot-Hendlin & Constable, 1990; Sasaki, 1992). O programa suporta uma implementação do método dos mínimos quadrados, com base na técnica de otimização quasi-Newton (Loke & Barker, 1996).

Esta técnica é particularmente mais rápida do que o método de mínimos quadrados convencional utilizado nesse programa, e é conhecida como Gauss-Newton. Em áreas onde os contrastes são fortes apresenta resultados ligeiramente melhores. Uma terceira opção dada pelo programa consiste em utilizar o método Gauss-Newton para as primeiras 2 ou 3 iterações, e nas restantes, o método quasi-Newton, apresentando em muitos casos uma melhor resposta (Loke & Dahlin, 2002).

Para alimentar o software, os dados devem possuir uma extensão .DAT. Se os dados de resistividade aparente são gerados em um arquivo de texto, esse deve ser convertido para um arquivo configurado adequadamente ao RES2DINV. Pode-se usar qualquer editor de texto, como o programa Bloco de notas do Windows, caso esteja criando o arquivo de dados manualmente.

Alguns parâmetros são adotados pelo software para inversão dos dados. É necessário que os dados estejam organizados em um arquivo seguindo os parâmetros exigidos pelo software, como descrito na Tabela 3.1

Tabela 3.1. Exemplo do arquivo de dados da matriz Wenner-Schlumberger.

Arquivo DAT.File	
SEV 1- Levantamento Sumé-PB	Nome da linha de pesquisa
1.0	Espaçamento unitário de eletrodos
7	Tipo de matriz, 7 para Wenner-Schlumberger
173	Número de pontos de dados
1	Tipo de x-localização para pontos de dados, 1 para ponto
0	Bandeira para I.P. dados, 0 para nenhum (1 se presente)
1.50 1.00 1 641.1633	Primeiro ponto de dados. Para cada ponto de dados, liste a localização x
2.50 1.00 1 408.0756	espaçamento de eletrodos "a", o fator 'n' e o
3.50 1.00 1 770.0323	valor de resistividade aparente
4.50 1.00 1 675.3062	Quarto ponto de dados
...	
..	O mesmo formato para outros pontos de dados
..	
2.50 1.00 2 206.2745	31º ponto de dados, nota 'n' valor de 2
...	
19.00 2.00 5 896.3058	Último ponto de dados, note a = 2.0 e n = 5
0,0,0,0,0	Termina com poucos zeros. Bandeiras para outras opções

Pode ser inserido no arquivo de dados valores de topografia, pois o programa conta com quatro métodos diferentes de incorporação de topografia ao modelo de inversão. Um deles fundamenta a técnica com base nas diferenças finitas, e os outros três são baseados nos métodos dos elementos finitos. O método das diferenças finitas utiliza a abordagem semi-analítica de Schwartz-Christoffel, mapeando uma região bidimensional com superfície ondulada como uma grade retangular (Spiegel et.al., 1980). Neste trabalho não foram inseridos dados de topografia, pois a variação topográfica na área estudada era desprezível.

3.1.5.2 Processamento tridimensional (3D) dos dados

A interpolação computacional para a geração do modelo 3D foi realizada utilizando o programa Voxler. O Voxler é um programa com base na

visualização científica tridimensional orientado principalmente para renderização volumétrica e exibição de dados tridimensionais. Apesar de que sua ênfase esteja em volumes tridimensionais, o Voxler também pode utilizar grades bidimensionais, incluindo arquivos DEM, imagens e dados de pontos dispersos. Além disso é capaz de exibir linhas simplificadas, mapas de contorno, fatias de imagem, gráficos de vetores, isosuperfícies, gráficos de dispersão tridimensionais, blocos 3D, traços de poços, renderização do volume direto, entre outros. Os módulos do programa compreendem *grinding* tridimensional, reescreve grandes operações de rede e processamento de imagem. O Voxler foi projetado para exibir dados XYZC, onde C é uma variável em cada localização X, Y e Z.

Para gerar um modelo tridimensional (3D) é preciso adotar um método, criar uma grade de dados, interpolar, entre outros procedimentos. O software apresenta diversos métodos de grade disponíveis como o modelo *Gridder*.

Alguns dos métodos de interpolação de dados são o *Inverse distance to a power*, *Local polynomial*, *Data metric*, comumente utilizados. O método de distância inversa é um interpolador de média ponderada e pode ser uma interpolação exata ou de suavização. O método polinomial local é mais aplicável aos conjuntos de dados que são superfícies locais e suaves, relativamente lisas, dentro das zonas de busca. A velocidade computacional do método não é significativamente afetada pelo tamanho do conjunto de dados. Já o método *Data Metric* é usado para calcular valores estatísticos usando os pontos de dados encontrados na pesquisa.

3.2 Método geofísico eletromagnético

O GPR tem muitas aplicações geológicas, como imageamento de solo raso e estruturas de rochas em alta resolução, na localização de canais enterrados e no mapeamento do lençol freático.

As velocidades do radar são controladas pela constante dielétrica (permissividade relativa) e pela condutividade da subsuperfície. A amplitude das reflexões é diretamente proporcional ao contraste de constante dielétrica

entre duas camadas, e a profundidade de investigação é inversamente proporcional à condutividade do terreno.

Seu funcionamento se dá através de uma antena transmissora a qual emite um pulso de onda eletromagnética que penetra a subsuperfície e, ao encontrar uma interface, é refletido de volta a superfície e captado por uma antena receptora. Tais resultados obtidos podem ser apresentados sob a forma de um radargrama, que é muito similar a um sismograma.

A irradiação dos pulsos eletromagnéticos gerados pela antena transmissora do GPR ocasiona vários fenômenos ondulatórios, como, a transmissão, propagação e reflexão do sinal. Esses fenômenos são influenciados por vários fatores, entre eles a as propriedades elétricas do solo (permissividade dielétrica, condutividade elétrica, e permeabilidade magnética), frequência do pulso, impedância elétrica, geometria das estruturas em subsuperfície e conteúdo de água.

O princípio físico do GPR descreve a geração e propagação de campos e ondas eletromagnéticas (campos elétricos e magnéticos acoplados), que foram descritos na teoria eletromagnética clássica de Maxwell. Tal princípio foi formulado matematicamente através de quatro leis físicas:), Lei de Faraday (equação 3.16) , Lei de Ampère(equação 3.17), Lei de Gauss para a eletricidade (equação 3.18e lei de Gauss para o magnetismo (equação 3.19).

Segundo Jol (2009) as relações constitutivas são o meio de descrever a resposta de um material aos campos EM. Para GPR, as propriedades elétricas e magnéticas são importantes. As equações constitutivas fornecem uma descrição macroscópica (ou comportamento médio) de como os elétrons, átomos e moléculas respondem em massa à aplicação de um campo EM.

As equações que sintetizam a teoria clássica do eletromagnetismo e as relações constitutivas estão descritas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2. Equações que sintetizam a teoria do eletromagnetismo.

Equações clássicas		
Lei de Faraday	$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t}$	(3.16)
Lei de Ampère	$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$	(3.17)
Lei de Gauss para campo elétrico	$\nabla \cdot D = q$	(3.18)
Lei de Gauss para Magnetismo	$\nabla \cdot B = 0$	(3.19)
Relações constitutivas		
Primeira relação constitutiva	$J = \sigma E$	(3.20)
Segunda relação constitutiva	$D = \epsilon E$	(3.21)
Terceira relação constitutiva	$B = \mu H$	(3.23)

A lei de Faraday descreve como um campo magnético variante no tempo induz um campo elétrico. Esta indução eletromagnética é o princípio operante por trás de muitos geradores de energia elétrica. A equação (3.16) expressa matematicamente a lei de Faraday, onde o sinal negativo indica que o campo elétrico gerado tende a se opor ao campo magnético que o gerou.

Uma das Leis no qual o princípio eletromagnético baseia-se é Lei de Ampère, que relaciona o campo magnético (H) com as correntes elétricas, numericamente expressa pela equação (3.17), sendo $(\frac{\partial D}{\partial t})$ as correntes de deslocamento que estão relacionadas às cargas que se movimentam polarizadas pela influência de um campo elétrico externo, havendo, durante esse movimento, uma transferência de energia do campo elétrico para o meio, que irá liberar essa energia armazenada por causa do retorno das cargas a posição de equilíbrio quando o campo elétrico for retirado ALVES (2011).

As relações constitutivas, empíricas, baseiam-se nas propriedades elétricas e magnéticas dos materiais para relacionar o campo elétrico externo aplicado e o campo interno. Essas permitem o acoplamento das equações de Maxwell, permitindo com isto, a obtenção de informações sobre as propriedades elétricas dos materiais por onde as ondas se propagou (Sato, 1999)

A lei de Ohm, é a primeira relação constitutiva, na qual relaciona a densidade de corrente de condução (J) ao campo elétrico (E). Ao ser aplicada a materiais geológicos a relação entre corrente de condução e campo elétrico é aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica (σ), que expressa a capacidade de um material conduzir corrente elétrica. A condutividade geralmente é dada em Siemens por metro (S/m) ou, no em investigações rasas no caso do GPR, é expressa por mS/m (1mS =10⁻³S) (Keller, 1987). A equação (3.20) expressa a primeira relação constitutiva, onde, σ é a condutividade elétrica:

A segunda relação constitutiva relaciona o vetor deslocamento elétrico D e o campo elétrico (E) e pode ser representada através da equação (3.21) que se encontra na Tabela 3.2.

Onde (ϵ) é chamado de permissividade dielétrica. Sendo que, o parâmetro mais utilizado é a permissividade relativa ou constante dielétrica (ϵ_r), que é a razão entre a permissividade do material e a permissividade do vácuo (Annan, 1992). A equação 3.22 expressa a permissividade relativa.

$$\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0 \quad (3.22)$$

Sendo ϵ a permissividade dielétrica do material, cuja unidade (F/m) e ϵ_0 é permissividade dielétrica no vácuo (8,854 x 10⁻¹² F/m).

A permissividade dielétrica relativa varia, em muitas das vezes é fortemente controlada pela presença de água, por isso esta propriedade é a mais importante em trabalhos com GPR afetando diretamente a velocidade de propagação das ondas do radar. A Tabela 3.3 mostra diversos valores de permissividade dielétrica e condutividade para diversos materiais.

Tabela 3.3. Constante dielétrica (ϵ_r) e condutividade elétrica (σ_0) observadas nos materiais comuns para as frequências utilizadas no GPR (Porsani, 1999).

Materiais Secos	ϵ_r	σ_0 (mS/m)	Materiais Saturados	ϵ_r	σ_0 (mS/m)
Ar	1	0	Água destilada	81	0,01
Areia seca e cascalho	2-6	0,01	Água fresca	81	0,5
Argila seca	5	2	Água do mar	81	3000
Folhelho e siltito seco	5	1	Areia saturada	20- 30	0,1-1
Calcário seco	4	0,5	Silte saturado	10	1-10
Solo arenoso seco	2,6	0,14	Argila saturada	40	1000
Solo argiloso seco	2,4	0,27	Solo arenoso saturado	25	6,9
Sal seco	5-6	0,01-1	Solo argiloso saturado	15	50
Granito seco	5	0,01	Arenito saturado	20- 30	40
Basalto seco	6	1	Siltito saturado	30	100
Diabásio seco	7	10	Folhelho saturado	7	100
Ferro	1	10^9	Calcário saturado	8	2
Aço	1	∞	Granito saturado	7	1
PVC	8	0	Basalto saturado	8	10
Asfalto	3-5	0	Diabásio saturado	8	100
Concreto Seco	5,5	0	Concreto saturado	12,5	0

A terceira relação constitutiva do meio relaciona diretamente o campo magnético (H) com o campo indução magnética (B) e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética do material (μ), que numericamente pode ser expressa pela equação (3.23).

A variação da permeabilidade magnética não causa efeito na aquisição de medidas eletromagnéticas na Terra, isso porque é considerado que a mesma não varia significativamente em relação a permeabilidade magnética do espaço livre (Olhoeft, 1981; Keller, 1987). Contudo, os efeitos de uma forte

permeabilidade magnética não podem ser totalmente ignorados no método GPR (Annan, 1992).

A magnitude relativa da perda de energia quando está associada à condutividade, e ao armazenamento de energia quando associada à permissividade e permeabilidade, podem influenciar a difusão dos campos ou a propagação de ondas.

O radar de penetração do solo é viável quando as condições produzem uma resposta semelhante a uma onda.

3.2.1 Propriedades da onda

Algumas propriedades como a velocidade de propagação (v) e a atenuação (α) são fatores importantes que regem a propagação de ondas eletromagnéticas num determinado meio e estão condicionados às propriedades elétricas, como, constante dielétrica e condutividade (ALVES, 2011).

A velocidade da onda pode ser expressa através da equação (3.24), a atenuação da onda por meio da equação (3.25) e a impedância pela equação (3.26).

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \cdot \mu}} = \frac{c}{\sqrt{k}} \quad (3.24)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \cdot \frac{\sigma}{2} = Z_0 \cdot \frac{\sigma}{2 \cdot \sqrt{k}} \quad (3.25)$$

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} = \frac{Z_0}{\sqrt{k}} \quad (3.26)$$

Geralmente o GPR expressa um aumento gradual da velocidade e atenuação com a frequência. Alguns fatores propiciam a causa desse aumento, um deles refere-se a água, que absorve energia cada vez mais forte à medida que a frequência aumenta em relação à frequência de relaxamento da água na faixa de 10 a 20 GHz (Hasted, 1972).

3.2.2 Profundidade de investigação

A profundidade de investigação é um dos fatores questionáveis na escolha do GPR para uma investigação de subsuperfície. Alguns fatores influenciam a profundidade de penetração do sinal GPR como, atenuação pelo terreno, espalhamento geométrico e partição da energia nas interfaces. Tais fatores estão relacionados à perda de energia durante a propagação da onda eletromagnética (EM) (BORGES, 2002).

A frequência central da onda tem uma relevância para a profundidade de penetração. À medida que se aumenta a frequência da onda transmitida ocorre um aumento da resolução em subsuperfície e uma menor profundidade de investigação. Quando existe uma diminuição da frequência ocorre um aumento da profundidade de investigação e conseqüente uma menor resolução. Outros fatores como condutividade elétrica e constante dielétrica influenciam na profundidade de penetração da onda.

A resolução do GPR e a profundidade de investigação dependem e variam de acordo com a frequência da antena. A Tabela 3.4 apresenta alguns valores de profundidade de penetração da onda.

Tabela 3.4. Frequência x Profundidade de Penetração (Porsani, 1999).

Frequência Central (MHz)	Profundidade Máxima de Penetração (m)
1000	1
500	1,5
400	2
200	4
100	25
50	30
25	40
10	50

3.2.3 Processamento de dados do GPR

O software REFLEX2D-QUICK é um dos softwares desenvolvidos para processar dados de GPR ou radargramas. Este programa permite uma fácil importação, exibição, processamento e interpretação de dados

bidimensionais. O programa admite a importação de arquivos em formatos como SEG Y, SEG2, DZT, RD3, DZT, DT1, HDR, DT e JPRB.

Após o carregamento de um arquivo de dados original, o menu *Reflex2DQuick_Geometry_Processing* é aberto. O nome do arquivo, o número de traços, o número de amostras e a frequência nominal são exibidos. Pode-se alterar a geometria e definir um fluxo de processamento.

A geometria é definida através dos parâmetros *start* (começar), *end* (finalizar) and *traceincr* (rastrear). O alcance da distância (fim-início) está sempre conectado ao *trace-incr* ($traceincr. = \text{distância} / (\text{número de traços}-1)$).

A etapa de processamento dispõe de ferramentas como *subtract DC-shift* onde o deslocamento constante no tempo é calculado para cada traço. A opção *static correction* ativa a correção estática, o que significa que uma correção independente do tempo para cada rastreio na direção do tempo será feita. Com o comando *bandpass butterworth* é possível aplicar uma filtragem de passagem de banda no domínio do tempo usando um filtro recursivo. A faixa de filtragem é especificada pela configuração de dois valores de frequência. Com a ferramenta *background removal* é possível eliminar o ruído temporariamente consistente do perfil inteiro e, portanto, possivelmente tornar os sinais visíveis, anteriormente cobertos por esse ruído. Esse *software* dispõe de outras ferramentas as quais é possível configurar para atingir o resultado que se deseja.

4 Capítulo 4

Sondagens

A extração de amostras em profundidade é realizada através do método de sondagem, o qual é usado preferencialmente para caracterizar depósitos minerais de forma mais ou menos constante, com boa continuidade e com teores relativamente uniformes.

Os processos de sondagem podem ser classificados em cinco tipos:

- A) Sondagem manual ou a trado;
- B) Sondagem com equipamento mecânico de percussão;
- C) Sondagem vertical e inclinada com máquina rotativa;
- D) Sondagem de subsuperfície.

4.1 Sondagem manual ou a trado

É um processo simples, rápido e econômico para as investigações do solo. A sondagem a trado manual normalmente penetra somente nas camadas de solo com baixa resistência e acima do nível d'água. Geralmente a perfuração do solo é realizada com os operadores girando uma barra horizontal acoplada a hastes verticais, onde se encontram as brocas. A cada 5 ou 6 rotações é preciso retirar a broca para remover o material acumulado. A sondagem a trado é muito utilizada para a determinação do nível do lençol freático.

Esse tipo de sondagem é um método de investigação geológico-geotécnica que utiliza como instrumento o trado, que é um tipo de amostrador de solo constituído por lâminas cortantes, que podem ser espiraladas (trado helicoidal ou espiralado) ou convexas (trado concha). Tem por finalidade a coleta de amostra deformada, determinação do nível d'água e identificação dos horizontes do terreno.

Na sondagem a trado do tipo convexo a concha tem cerca de 5, 10, 15 cm de diâmetro e é usada para estudos de ocorrências de materiais para terraplanagem e pavimentação, barragens, nos estudos de subleito rodoviário e

ainda para avanço da perfuração nas sondagens até que se encontre o nível de água ou até o seu limite de utilização. Os trados helicoidais, torcido ou espiral são empregados no interior do revestimento de sondagens a percussão, podendo ser utilizados nos solos argilosos, mesmo abaixo do nível de água.

4.2 Sondagem com equipamento mecânico de percussão

A sondagem a percussão é aplicada com a finalidade de se obter amostras pouco deformadas e valores quantitativos de resistência dos solos por meio de ensaios expeditos padronizados, denominados SPT (Standard Penetration Test) - também conhecidos como ensaios de penetração (SOUZA *et al.*,1998).

É reconhecidamente a mais popular, econômica e rotineira ferramenta de investigação em praticamente todo o mundo, possibilitando uma indicação da densidade de solos granulares. É também aplicada à identificação da consistência de solos coesivos e mesmo de rochas brandas (SCHNAID, 2000).

O ensaio consiste basicamente na cravação de um amostrador padrão no solo, através da queda livre de um peso de 65 kg caindo de uma altura determinada (75 cm). Para cada metro de profundidade, são registrados os números de golpes necessários à penetração de cada 15 cm, dos primeiros 45 cm. A penetração persiste até o limite de sondagem, especificado pela norma e algumas vezes dado pelo impenetrável no substrato rochoso. Pelo ensaio obtém-se amostras dos tipos de solo por metro penetrado, profundidade do nível d'água e do limite de sondagem, entre outros dados.

4.3 Sondagem vertical e inclinada com máquina rotativa

A sondagem rotativa permite a investigação e o reconhecimento de rochas e solos, possibilitando a retirada de amostras da rocha atravessada, podendo atingir grandes profundidades (PEREIRA, 2005).

Uma das aplicações da sondagem rotativa é para corpos superficiais ou profundos com disposição horizontal a sub-horizontal. Ainda pode ser aplicada na investigação estrutural nos depósitos de petróleo e para a exploração de água subterrânea, RQD descontinuidades, classificação e interpretação

geológica. Raramente é aplicada no reconhecimento de minérios com inclinação de até 30°, já que as sondagens verticais são mais práticas e menos onerosas.

4.4 Sondagem de subsuperfície

O sistema de sondagem de subsuperfície é aplicado apenas em galerias de minas subterrâneas, o que não é o caso desta pesquisa.

5 Capítulo 5

Petrofísica

No processo de modelagem e simulação de fluxo subterrâneo é necessário fornecer as propriedades físicas das rochas e ou sedimentos presentes no modelo. A fim de obter essas propriedades da maneira mais realista possível, amostras desses materiais devem ser coletadas no campo e analisadas em laboratório (Bourbié et al., 1987; Mavko et al., 2003). Para isso, é necessário preparar plugues dessas amostras.

Petrofísica é definida por Tiab & Donaldson (2004) como o estudo das propriedades físicas das rochas e sua forma de interação com os fluidos, sejam eles gases, óleo, ou soluções aquosas.

A petrofísica investiga as propriedades físicas de minerais, rochas e fluidos nelas contidos, e o modo como essas características se alteram em função das variáveis ambientais, tais, temperatura, pressão, salinidade, saturação e de condições instrumentais, tais como frequência, potência, ganho, espaçamento, amostragem e sensibilidade. A investigação petrofísica pode acontecer na escala de campo, através da perfilagem geofísica, ou na escala de bancada, por meio da medição laboratorial das propriedades físicas de amostras de rochas e fluidos. O conhecimento preciso das propriedades físicas das rochas é fundamental para uma interpretação realista dos dados geofísicos registrados em campo (SOARES, 2011).

A aplicabilidade da petrofísica envolve várias áreas de conhecimentos como geofísica, química e geologia, e é muito utilizada em engenharia de petróleo com estudos voltados para área de reservatório e outras. Com uma aplicação vasta, a petrofísica abrange praticamente todas as atividades relacionadas à exploração e/ou produção de recursos minerais subterrâneos.

Algumas propriedades petrofísicas da rocha podem ser medidas em laboratório, tais como: porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos, propriedades elétricas e propriedades acústicas. Nesse trabalho foram analisadas porosidade e permeabilidade.

5.1 Porosidade

A porosidade é uma das propriedades petrofísicas mais importantes, e pode ser determinada através de ensaios laboratoriais. Através da porosidade pode-se determinar o espaço de vazios de uma rocha e ser possível medir a capacidade de armazenamento de fluidos na rocha. Por definição a porosidade é a razão entre o volume de vazios de uma rocha e o volume total da mesma. Matematicamente pode ser expressa pela equação (5.1):

$$\phi = V_v / V_t \quad (5.1)$$

Sendo ϕ a porosidade, V_v volume de vazios da rocha e V_t o volume total da rocha. A porosidade pode ser classificada em absoluta, efetiva, primária e secundária.

A porosidade efetiva é estabelecida como a razão entre os espaços interconectados e o volume total da mesma.

A porosidade primária refere-se aos vazios gerados na rocha durante o processo de deposição. Já a porosidade secundária relaciona-se à porosidade gerada após a consolidação da rocha (ELLISON, 1958).

Os aquíferos ainda podem apresentar três tipos de porosidade: a intergranular, de fissura e a cárstica, como apresenta a Figura 5.1.



Figura 5.1. Tipos de porosidade: A) Intergranular, B) Fissural e C) Cárstica (HAGY, 2009).

A porosidade intergranular se apresenta como uma das características das rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados. Tal porosidade pode variar de 10 a 40 %, depende de alguns fatores para poder conter maiores ou menores quantidades de água. Assim, quanto maior o tamanho dos grãos e menor a compactação, maior é o espaço existente entre eles; por outro lado, quanto menores as partículas e maior a cimentação entre elas, menos espaço sobra para ser preenchido pela água. A porosidade fissural apresenta-se em

rochas metamórficas, ígneas ou mesmo sedimentares, e ocorre geralmente em fraturas onde a água pode ficar armazenada (PRESS et al., 2006).

A porosidade cárstica ocorre em rochas solúveis, a exemplo das rochas calcário e mármore. Formada por processos de dissolução, formam grandes espaços vazios nas rochas.

5.2 Permeabilidade

A permeabilidade de um meio poroso é a medida de sua capacidade de se deixar atravessar por um fluido, ou seja, é uma medida da condutividade de fluidos de um meio poroso (ROSA et al., 2006).

O experimento que formulou a base teórica de permeabilidade foi desenvolvido por Henry Darcy, que buscava investigar o fluxo de água através de filtro de areia para purificação da água. Seu esquema pode ser visto na Figura 5.2.

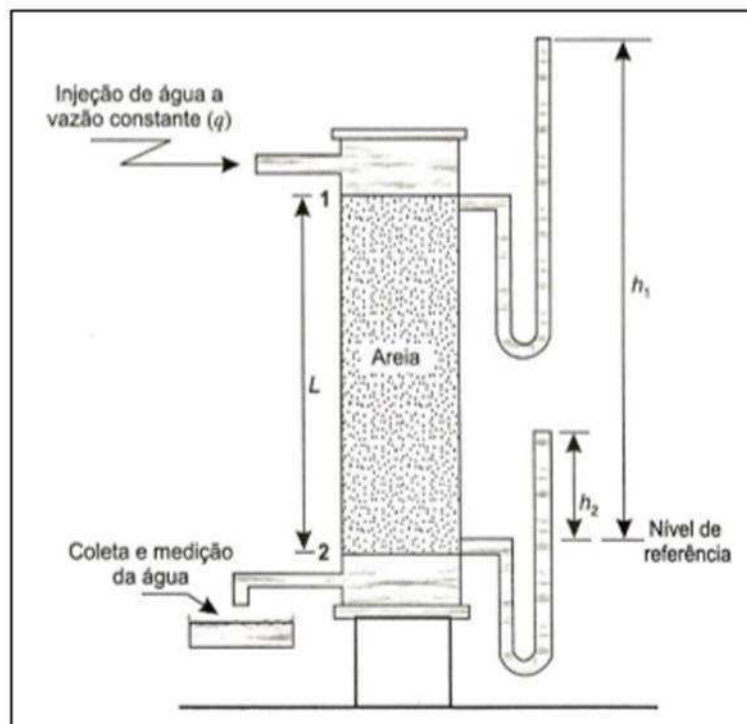


Figura 5.2. Esquema do experimento de Henry Darcy (DAKE, 1978).

Darcy observou que "A vazão através de um meio poroso é proporcional à área aberta ao fluxo e ao diferencial de pressão, e inversamente proporcional

ao comprimento do cilindro e à viscosidade do fluido”. Numericamente pode ser escrita através da equação 5.2:

$$Q=k (A.\Delta P)/(\mu_1.L) \quad (5.2)$$

Sendo Q a vazão da água através do cilindro, k é a permeabilidade do meio poroso, A é a seção transversal do cilindro, L o comprimento do meio poroso, ΔP é o diferencial de pressão e μ_1 é a viscosidade do fluido.

Sabendo a importância de quantificar a permeabilidade, foram desenvolvidos ensaios de permeabilidade utilizando equipamentos como o permeâmetro, que visa reproduzir o ensaio de Darcy.

Para a realização do ensaio de permeabilidade, segundo Apolinário (2016), uma amostra é inserida no interior de uma célula de pressurização, representando o meio poroso a ser analisado. Em seguida é liberado um fluxo de fluido por meio da amostra, sendo medida as pressões de entrada e saída, além da vazão de saída do fluido.

6 Capítulo 6

Simulação Computacional

6.1 Aplicação da Fluido Dinâmica Computacional

Após a revolução industrial o mundo teve grandes avanços tecnológicos e grandes desafios. Atualmente, o uso de técnicas numéricas para resolução de problemas complexos nas diversas áreas como aeroespacial, óleo e gás, aerodinâmica e poluentes, é possível pelo grande avanço computacional. A aplicação das técnicas da fluidodinâmica computacional, se iniciou em 1960 no ramo da indústria aeronáutica, foi implementada em projetos de máquinas, chegou no automobilismo, e assim se dissipou em áreas como medicina.

A Fluidodinâmica Computacional (CFD), fundamenta-se na utilização de ferramentas e técnicas usadas na análise de sistemas envolvendo transferência de calor e massa, escoamento de fluidos, reações químicas, por meio da simulação numérica (VERSTEEG e MALALASEKERA, 2007). Tais técnicas englobam vertentes de conhecimento de fenômenos de transporte, que abrange como o fluido se comporta e seu escoamento; matemática, que representa o comportamento desse fluido em forma de equações, que são representadas geralmente de forma diferencial; e a computação que facilita a resolução dessas equações diferenciais em soluções algébricas (TU; YEOH; LIU, 2008).

Para todo esse conjunto de técnicas necessita-se de condições bem definidas de geometria, que abrange a forma e tamanho do domínio; propriedades dos fluidos, tais como viscosidade e densidade, condições iniciais e condições de contorno.

O primeiro software desenvolvido para aplicação técnica de CFD foi o PHOENICS, que é um software desenvolvido pela empresa britânica CHAM (*Concentration Head and Momentum Limited*) em 1981 (CHAM, 2018). Outros pacotes comerciais começaram a surgir no mercado como o CFX e *Fluent* da ANSYS, o qual se apresenta como multifuncional, disponibilizando modelos

matemáticos integrados, e sendo aplicado nos diversos ramos industriais (ANSYS, 2018).

Para solucionar os diversos problemas existentes tanto na academia quanto na indústria, pode-se partir do princípio de experimentos em laboratórios ou experimentação física, que agrega a vantagem de representação real. Porém, nem sempre é possível realizar, por altos custos, ou pela dificuldade de reprodução real. Outros métodos são os analíticos e numéricos, ambos buscam a resolução de equações diferenciais, apresentando uma grande diferença entre eles. O método analítico está dentro de modelos simplistas o que foge da maioria dos problemas reais. Os métodos numéricos permitem trabalhar com diversas geometrias e problemas complexos, os quais não poderiam ser reproduzidos experimentalmente, por questão de segurança ou custo.

Em uma simulação numérica é importante ser observada a validação do que está sendo simulado e analisar os possíveis erros, que são dois: a solução das equações numéricas e a modelagem do problema físico. No primeiro erro, de solução das equações numéricas, é importante que ocorra a comparação analítica ou número, como precisão e convergência do algoritmo. Desse modo, a simulação numérica deve ser confiável quando o método numérico estiver adequado na resolução das equações e o modelo matemático representando o modelo físico.

Hall (2006) simula o comportamento dos fluidos em meios porosos utilizando métodos de volumes finitos e elementos finitos e Augusto (2014) utiliza o método de volumes finitos, aplicado a estudo do escoamento de ar e deposição de partículas em vias aéreas pulmonares.

6.2 Etapas da Fluidodinâmica Computacional (CFD)

As técnicas de CFD envolvem três principais etapas: pré-processamento, solução e pós-processamento.

6.2.1 Pré processamento

Nessa etapa é definida a caracterização computacional de um problema físico real. Segundo VERSTEEG & MALALASEKERA (2007) essa etapa pode ser subdividida em:

- Preparação da geometria (domínio computacional);
- Geração da malha: o domínio é dividido em partes menores, conhecidos como elementos;
- Definição do tipo de fluido e suas propriedades, assim como os materiais em estudo;
- Definição dos fenômenos físicos e químicos a serem modelados;
- Definição das condições de contorno;

A construção de uma geometria é um passo iterativo e pode ser das mais variadas formas, sendo a região de interesse de forma sólida e representativa. A geometria pode ser construída em qualquer ferramenta de geração de geometria/malha. A maioria dos *softwares* disponíveis para CFD dispõem dessas ferramentas, como o da empresa ANSYS que possui a ferramenta *Geometry* e ANSYS ICEM CFD. Em casos que a geometria é obtida por outros métodos, como é o caso deste trabalho, a obtenção da geometria em estudo está descrita na metodologia, a qual pode ser importada e posteriormente construída a malha.

A geração da malha é uma das fases mais importantes, tendo influência direta nos resultados da simulação numérica. Uma malha adequada ao problema é capaz de evitar instabilidade e divergência da solução. A malha é dividida em subdomínios (elementos ou células) sendo uma representação discreta do domínio computacional. A maioria dos pacotes comerciais dispõe de ferramentas para construção da malha, facilitando a sua criação (FERZIGER e PERIĆ, 2002; TU; YEOH; LIU, 2008).

A complexidade da geração da malha é de acordo com cada caso, podendo demandar em torno de 50% do tempo da implementação do problema. Desse modo, uma malha bem refinada facilita o sucesso dos resultados desejados e é capaz de otimizar o uso da capacidade de processamento disponível. O estudo de malha começa pela busca de sua estrutura, podendo ser estruturada ou não- estruturada. Segundo BORTOLI (2000) uma malha é considerada estruturada quando cada volume interno tem sempre o mesmo número de vizinhos e a numeração dos mesmos tem uma

sequência natural. Em contrapartida, uma malha é dita não-estruturada quando temos o número de vizinhos variando de volume para volume, ficando difícil estabelecer uma regra de ordenação.

Outras considerações na malha são relevantes, como a forma de cada elemento, que pode ter formatos de pirâmides, tetraedros, prismas ou hexaedros. Em locais onde ocorram grandes gradientes no domínio do problema, deve haver um aumento da densidade de elementos para que toda a variação possa ser capturada pelo modelo matemático.

Após a geração da malha, é importante definir o tipo de fluido (newtoniano ou não newtoniano) e suas propriedades (viscosidade, densidade, dentre outras), assim como os materiais e suas características, que vão fazer parte do domínio. Tanto para os fluidos quanto para os materiais os softwares apresentam listas de propriedades físicas disponíveis, no entanto é permitido que adicione outro tipo material ou fluido. As condições físicas devem ser definidas, como se o escoamento se encontra em regime transiente ou estacionário, laminar ou turbulento, compressível ou incompressível.

Na etapa das condições de contorno são definidas as condições de entrada e/ ou saída do domínio computacional e na superfície do sólido, assim como são fixados valores de pressão, velocidade ou temperatura, em regiões específicas do problema (TU; YEOH; LIU, 2008).

6.2.2 Processamento

Essa etapa é também conhecida como *solver*, nessa fase ocorre a integração das equações governantes do escoamento em todos os volumes de controle do domínio computacional, ocorre a discretização das equações diferenciais e integrais que atuam em infinitos pontos do continuum do domínio e são convertidas em equações algébricas. A solução do sistema de equações é alcançada através de um método iterativo (VERSTEEG e MALALASEKERA, 2007)

Esses são os passos percorridos pelos algoritmos numéricos nos códigos de CFD para a resolução de um problema. É importante ter o conhecimento sobre o procedimento adotado pelos algoritmos para entender o

que ocorre na resolução do problema até se chegar a uma convergência da solução.

6.2.3 Etapas de pós- processamento

Essa etapa consiste na análise e visualização da solução, através de gráficos e vetores, gráficos de contorno (linhas e preenchimento), trajetórias de partículas e linhas de corrente e animações.

6.3 Solução numérica

Na busca por soluções complexas para solucionar os problemas físicos existentes por meio de modelos matemáticos, os métodos numéricos começaram a surgir. Os primeiros métodos numéricos conhecidos foram o Método de Diferenças Finitas (MDF) e dos Elementos Finitos (MEF). Esses dois métodos se diferenciam em suas aplicabilidades. Por exemplo, o MDF sempre foi utilizado no âmbito da mecânica dos fluidos, abordando equações de Navier- Stokes apresentando assim termos advectivos (ou convectivos) e o MEF na área estrutural na solução de problemas de elasticidade, no qual assemelham-se a problemas puramente difusivos de transferência de calor, de característica linear.

Assim, visando tratar as não-linearidades do termo advectivo, o que dificultava sua implementação em geometrias complexas e solucionar os problemas difusivos, o Método de Volumes Finitos (MVF) atua no domínio computacional em volumes de controle finitos por meio da discretização de equações aproximadas. Essas equações buscam satisfazer o balanço de cada propriedade dentro do volume de controle (TU; YEOH; LIU, 2008). Segundo Fortuna (2012) estas equações podem ser compostas por termos convectivos, devido à velocidade do fluido, e os difusivos, que levam em consideração a não-uniformidade da distribuição espacial da variável em questão.

O movimento dos fluidos é uma das áreas que pode ser solucionada por tais métodos e pode ser descrito por um conjunto de equações diferenciais (EDPs) não-lineares conhecidas como as equações de Navier-Stokes. Assim, o método numérico busca resolver as EDPs, substituindo as derivadas nelas

existentes por expressões algébricas envolvendo a função incógnita. Enquanto o método analítico calcula os valores das variáveis dependentes em um número infinito de pontos, a aproximação numérica fornece a solução em um número finito de pontos que são chamados de nós da malha computacional. Desse modo, quanto mais a malha é refinada (apresenta maior número de pontos nodais) mais próxima da solução exata está (MALISKA, 2004). A Figura 6.1 apresenta a ideia do método numérico descrito.

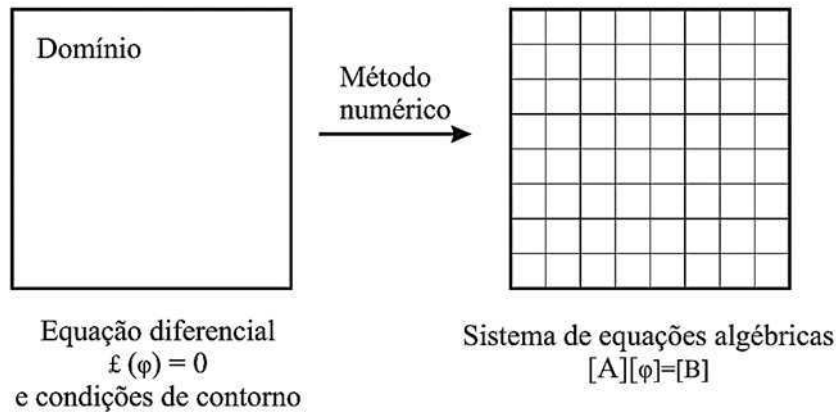


Figura 6.1. Método numérico (Maliska, 2004).

O Método das Diferenças Finitas exige uma malha estruturada (ordenada), enquanto o método de Volumes Finitos funciona em malhas não estruturadas e é escolhido por ser conservativo. Algumas das equações de conservação resolvidas pelo ANSYS CFX[®] são: equação da quantidade de movimento, equação de conservação da massa e equação da energia. Nesse trabalho as equações em estudo são a equação da continuidade e a equação do momento, as quais são detalhadas a seguir.

Equação da continuidade

$$\frac{\partial}{\partial t} \gamma \rho + \nabla \cdot (\rho k \cdot U) = 0 \quad (6.1)$$

A equação da continuidade ou equação da conservação da massa apresenta termos os quais descrevem a taxa de mudança no tempo da densidade ($\partial \rho / \partial t$) e um outro termo que descreve o termo convectivo, ou seja, fluxo de massa fora do elemento (ρU).

A equação 6.1 é derivada da equação de transporte de variável, onde os termos de difusão e fonte são nulos, nessa equação para o meio poroso o termo γ é a porosidade volumétrica, ρ é a densidade, k é tensor área porosidade no qual o CFX admite como grandeza anisotrópica e U é o vetor velocidade do fluido.

Para fluidos incompressíveis :

$$\nabla \cdot (U) = 0 \quad (6.2)$$

Equação do momento

$$\frac{\partial}{\partial t} (\gamma \rho U) + \nabla \cdot (\rho (k \cdot U) \otimes U) - \nabla \cdot (\mu_e k \cdot (\nabla U + ((\nabla U)^T - \frac{2}{3} \delta \nabla \cdot U))) = \gamma S_M - \gamma \nabla P \quad (6.3)$$

A equação do momento, conhecida também como a Segunda Lei de Newton, afirma que a resultante das forças atuando em um sistema é igual à taxa de variação de momento do sistema. A equação 6.3 expressa a equação do momento no meio poroso, no qual os termos μ_e é a viscosidade efetiva e S_M termo fonte.

6.4 Método do volume Finitos

Todo método que, para obter as equações aproximadas, satisfaz a conservação da propriedade em nível de volumes elementares é um método de volumes finitos. Para se chegar as equações aproximadas, pode-se seguir duas maneiras, a realização de balanços da propriedade em questão dos volumes elementares ou integrar sobre o volume elementar, no espaço e no tempo, as equações na forma conservativa.

Esse método é utilizado por muitos *softwares* de CFD, e Maliska (2004) descreve esse método partindo das primícias que se deve fazer primeiro um balanço em um volume finito e posteriormente o processo de limites para obter a equação diferencial. A Figura 6.2 apresenta um modelo de volume elementar bidimensional que ilustra a conexão entre as equações aproximadas usadas no método dos volumes finitos e as equações conservativas.

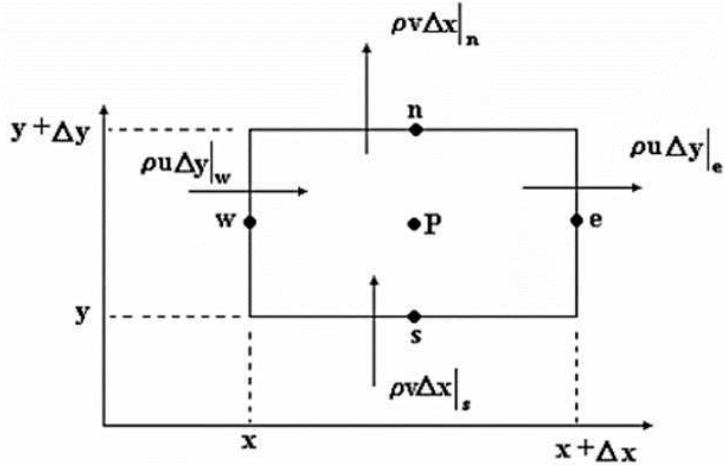


Figura 6.2. Volume elementar para os balanços de conservação (Maliska, 2004).

Em seguida se faz o balanço de massa no volume elementar explicito na Figura 6.2, o qual é dado por:

$$\dot{m}_e - \dot{m}_w + \dot{m}_n - \dot{m}_s = 0 \quad (6.4)$$

Essa equação 6.4 expressa um regime permanente e os índices representam os pontos cardeais leste (e), oeste (w), norte (n) e sul (s). Correlacionando os termos das velocidades para volume elementar no sistema de coordenadas cartesianas, obtêm-se a equação 6.5:

$$\rho u \Delta y|_e - \rho u \Delta y|_w + \rho v \Delta x|_n - \rho v \Delta x|_s = 0 \quad (6.5)$$

Dividindo essa equação 6.5 por $\Delta_x \cdot \Delta_y$, encontramos:

$$\frac{\rho u|_e - \rho u|_w}{\Delta_x} + \frac{\rho v|_n - \rho v|_s}{\Delta_y} = 0 \quad (6.6)$$

Aplicando um limite é possível obter a forma diferencial conservativa da equação 6.7 de conservação de massa:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) = 0 \quad (6.7)$$

Outro método para obtenção da equação de conservação da massa é realizado através da integração e é descrito em Maliska (2004). O mesmo ainda aborda a preferência em obter as equações diferenciais integrando-as

devido ao fato da complexidade do balanço de massa em outras equações, como o caso do balanço de massa de quantidade de movimento.

Fazendo uma análise para um problema de condução unidimensional partindo da equação de conservação de massa e difusão em regime permanente, parte-se da equação 6.8: onde Γ é o coeficiente de difusão, S representa o termo fonte e ϕ é uma propriedade em um domínio unidimensional.

$$\frac{d}{dx} \left(\Gamma \frac{d\phi}{dx} \right) + s = 0 \quad (6.8)$$

Quando definimos as condições de contorno da propriedade ϕ tais condições são descritas na fronteira do volume de controle. Maliska (2014) e Frankfurt (2008) descrevem os passos do MVF a partir da geração da malha e discretização do espaço, até a integração da equação que governa o fenômeno sobre o volume de controle, resultando na equação 6.9:

$$\int_{\Delta x} \frac{d}{dx} \left(\Gamma \frac{d\phi}{dx} \right) dV + \int_{\Delta x} s dV = \left(\Gamma A \frac{d\phi}{dx} \right)_e - \left(\Gamma A \frac{d\phi}{dx} \right)_\omega + \bar{s} \Delta V = 0 \quad (6.9)$$

Nesta equação ϕ é a variável transportada, dV é o volume infinitesimal, A é a área seccional da face do volume de controle, \bar{s} é o valor médio da produção sobre o volume de controle e Γ é o coeficiente de difusão. Segundo Frankfurt (2008) um ponto relevante do MVF é que esta equação discretizada passa a ter um significado físico, isto é, o fluxo difusivo de ϕ que está saindo da face do lado leste menos o fluxo difusivo de ϕ que está entrando na face do lado oeste é igual ao termo da geração de ϕ . Desse modo, refere-se a um balanço de ϕ sobre a célula ou o volume de controle.

7 Capítulo 7

Metodologia

Para a avaliação da distribuição espacial das unidades de fluxo que compõem o aquífero analisado, foram instalados medidores de nível estático de água em furos com recuperação de amostras de sedimento para descrição mineralógica e granulométrica e testes petrofísicos. Os dados geofísicos foram adquiridos através do método de eletrorresistividade. Posteriormente, foi realizada uma inversão de dados 2D e uma interpolação de dados geofísicos para a geração do modelo 3D da seção de aquíferos analisados. Em seguida foram realizadas simulações com a geometria adquirida através do modelo 3D.

7.1 Área de estudo

A parte de aquisição de dados geofísicos desta pesquisa foi desenvolvida no município de Sumé, que está localizado no Semiárido Brasileiro, na região do Cariri Paraibano, microrregião do Cariri Ocidental, na bacia hidrográfica do rio Sucuru, com altitude média em relação ao nível do mar de 533 m, de acordo com Serpec (2018). O aquífero existente na área consiste de um aquífero granular livre, não-drenante, composto por grãos de silte, areia e argila.

A área de estudo está localizada ao longo do leito do rio Sucuru, cerca de 1 km a jusante da cidade de Sumé, como mostra a Figura 7.1 A região está localizada na Província Borborema e os litotipos predominantes na área são coberturas sedimentares quaternárias que se sobrepõem ao embasamento composto de rochas migmatizadas granito-granodioríticas e tonalíticas com predomínio de ortognaisses (CPRM, 2000).

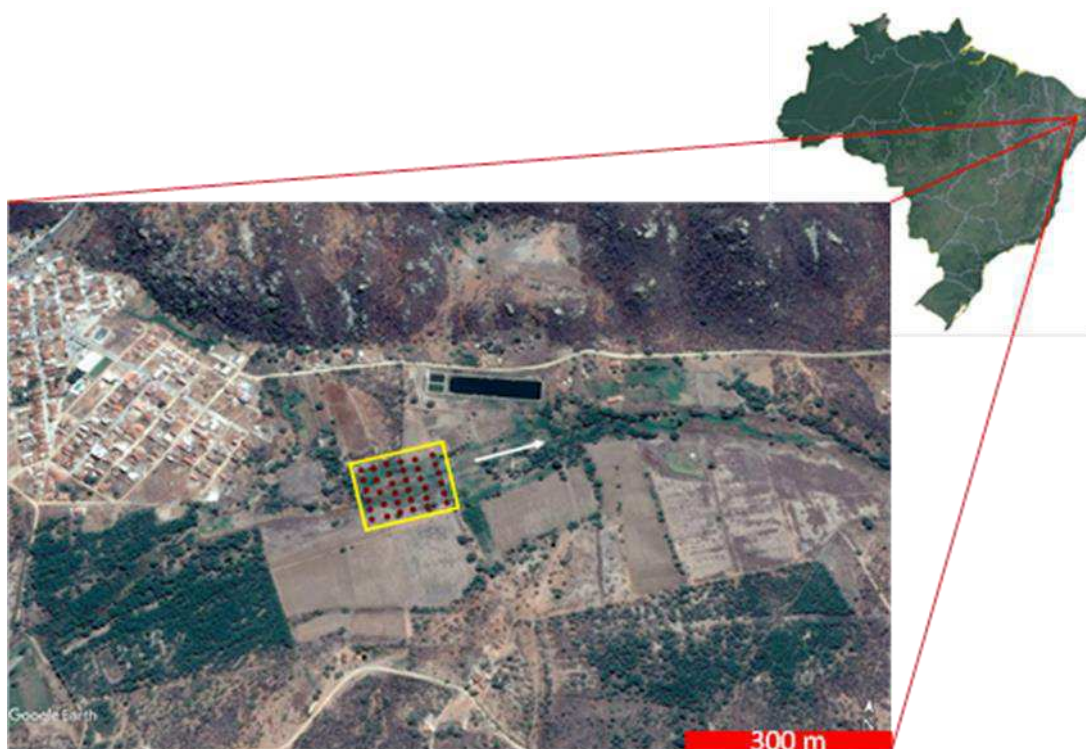


Figura 7.1. Localização da área de estudo (quadrado amarelo), próximo à cidade de Sumé. A seta branca mostra a direção do fluxo de água do rio. Círculos vermelhos mostram a posição central das sondagens verticais de eletrorresistividade.

De acordo com a CPRM (2000), os depósitos aluviais que ocorrem na área são pequenos, com algumas exceções para aqueles localizados em certos locais ao longo do rio Paraíba. Eles consistem principalmente de areias de granulometria variada e argilas em locais onde os rios apresentam uma planície de inundação maior, formando solos argilosos com poucos metros de espessura.

O aquífero na área de estudo consiste de um aquífero granular livre, não drenante, composto de grãos de areia, silte e argila. Os aquíferos aluviais são formações geológicas com depósitos de origem recente (ou quaternários) originados dos processos de desenvolvimento de rios e córregos ocorrentes na superfície de uma bacia hidrográfica, formando riachos e planícies de inundação.

No semiárido, a maioria das áreas apresenta um fraco potencial hidrogeológico, com baixo acúmulo de água e capacidade de circulação, devido à predominância do embasamento cristalino e às baixas taxas pluviométricas na região, somadas às altas taxas de evapotranspiração e geologia desfavorável para a exploração de águas subterrâneas. Devido ao

processo de formação geológica, os aquíferos aluviais do semiárido nordestino são rasos, estreitos e alongados, funcionando como condutos subterrâneos

Para o semiárido, os aquíferos aluviais são frequentemente a única fonte de abastecimento disponível em muitas comunidades pequenas e são apresentados como uma alternativa real para minimizar os efeitos da seca e são usados para múltiplos usos, desde o fornecimento de pequenas comunidades até o uso extensivo em agricultura familiar (Salgado, 2016).

A Figura 7.2 apresenta o mapa geológico da área de estudo. Ela se encontra inserida no complexo Sumé, o qual é composto por gnaisses claros (1b) com freqüentes intercalações de anfibolitos (1af), calcissilicáticas (1cs) e raras formações ferríferas (1ff) e ultramáficas (1ul).

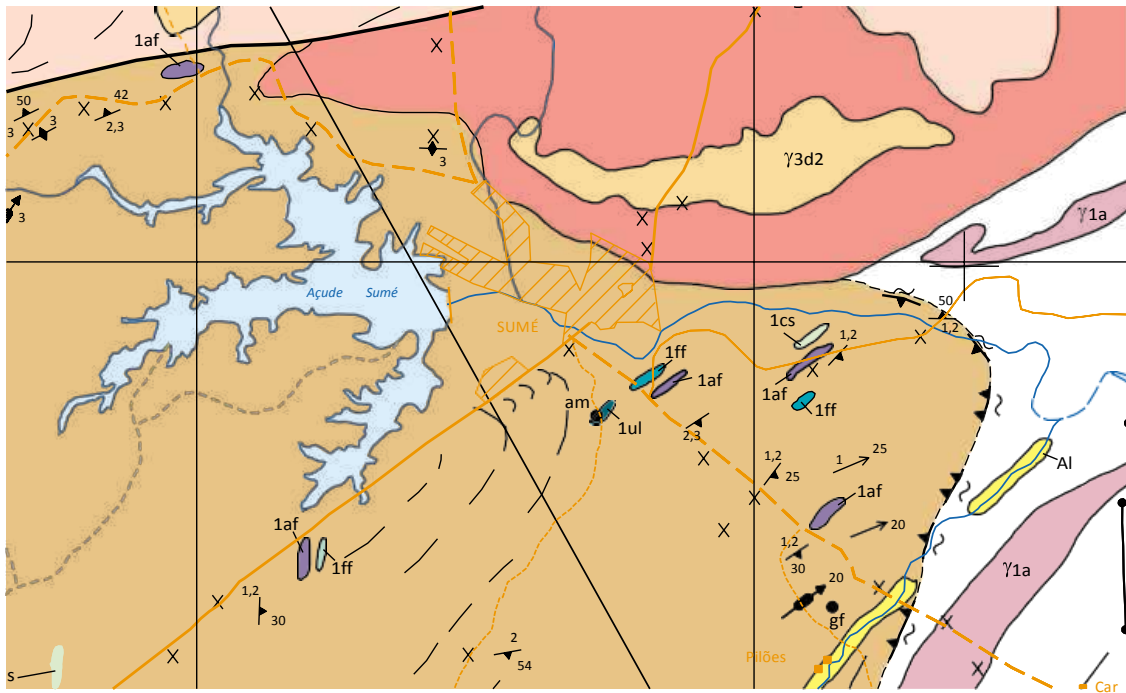


Figura 7.2. Mapa geológico da área estudada (CPRM, 2000).

7.2 Fluxograma de trabalho

Para uma melhor compreensão da metodologia aplicada nesse trabalho foi elaborado um fluxograma de desenvolvimento da pesquisa (Figura 7.3). Ele mostra os passos realizados para chegar no objetivo proposto. Os métodos se subdividem nos realizados experimentalmente, ou estudo de campo, e o método de simulação numérica computacional. Para o estudo de campo foram realizadas sondagens, onde o material coletado proporcionou a aplicação de ensaios petrofísicos para adquirir dados de porosidade. Ainda no estudo de campo foi possível a aquisição geofísica, ou seja, a aplicação de métodos eletromagnético e elétrico, e a partir dos dados adquiridos pela eletrorresistividade foi gerado um modelo tridimensional do aquífero granular. Esse modelo proporcionou a simulação computacional utilizando o *Software* CFX Ansys. Após a geração do modelo tridimensional, com a geração da malha e a definição do problema, acontece a fase de processamento, quando ocorre a integração das equações governantes em estudo como descrito no Capítulo 6.

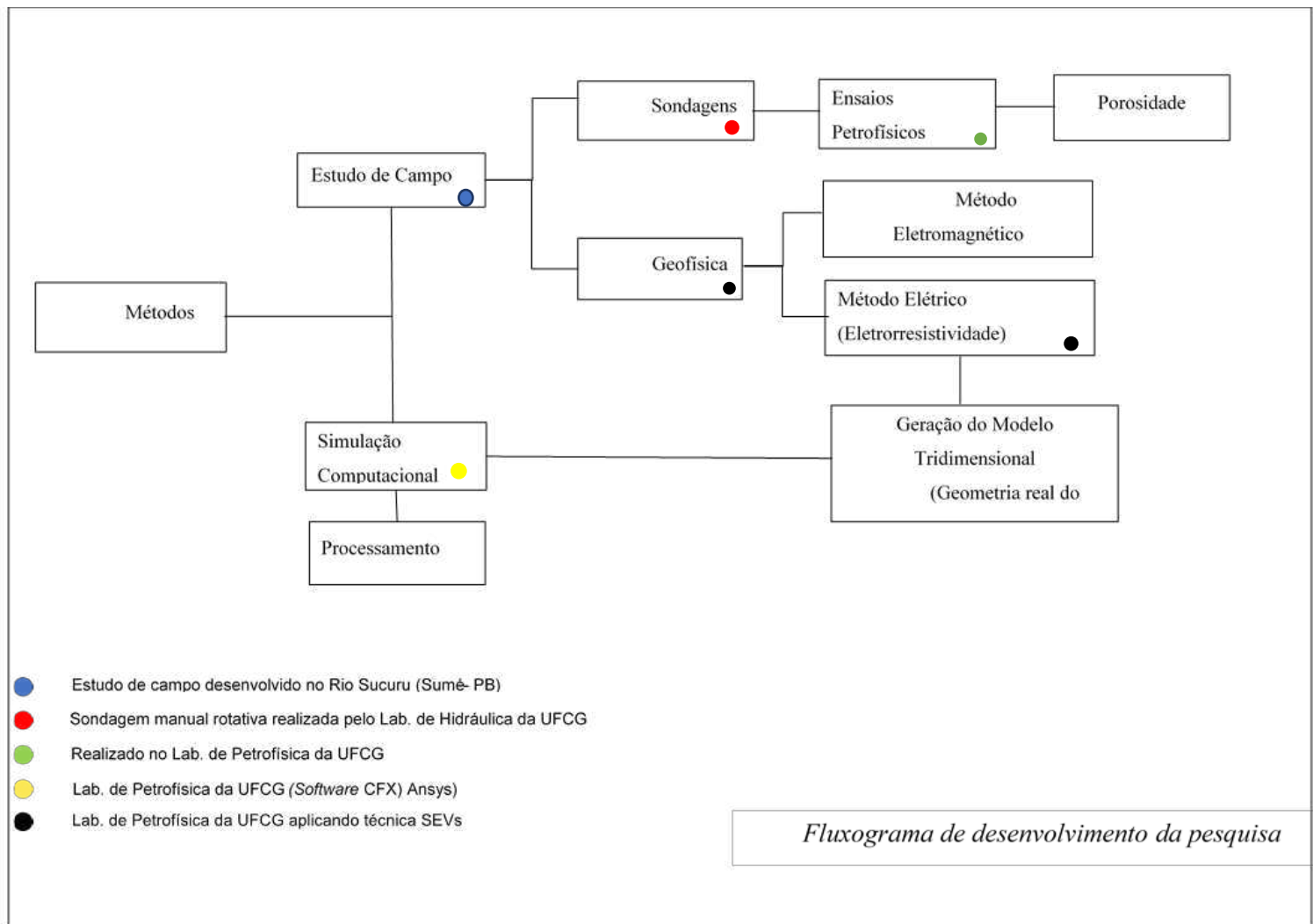


Figura 7.3. Fluxograma da metodologia empregada nessa pesquisa.

7.3 Sondagens

Na área de estudo, dois furos foram perfurados manualmente através da sondagem manual rotativa, as amostras de sedimentos foram coletadas para descrição mineralógica e granulométrica, bem como testes petrofísicos. As propriedades medidas foram porosidade, densidade de grãos e densidade total. Os furos foram usados para medir o nível estático da água. A profundidade máxima das amostras do furo 1 foi de aproximadamente 3,80 m, enquanto o furo 2 atingiu 6,0 m de profundidade.

7.4 Ensaio Petrofísico

As amostras de sedimentos coletadas durante o processo de perfuração não são consolidadas. Para realizar testes petrofísicos, é necessário pré-encapsular essas amostras para deixá-las na forma e tamanho requeridos. Para este propósito, foram produzidas cápsulas cilíndricas compostas de folhas de alumínio com telas de aço inoxidável nas duas extremidades. Utilizou-se uma tela de 200 mesh. As cápsulas (Figura 7.4), com dimensões de 38 mm de diâmetro por cerca de 5 cm de comprimento, foram preenchidas com os sedimentos e compactadas sob 300 psi em uma célula de confinamento triaxial. Eles foram então secos em estufa a 80 ° C durante 24 horas.



Figura 7.4. Exemplo de amostras de sedimentos preparadas antes de sua compactação.

Após a secagem, as amostras foram pesadas e suas dimensões (comprimento e diâmetro) foram medidas em um paquímetro digital. O teste de

porosidade e densidade de grãos é realizado no equipamento Ultraporoperm 500 (Figura 7.5), conectado a um copo matriz. Este teste consiste na introdução de gás nitrogênio em um recipiente de matriz hermeticamente selado, cujo volume é conhecido, e que contém a amostra de sedimentos em seu interior. Quando necessário, os discos de aço são adicionados para economizar nitrogênio quando a amostra é muito mais curta que o copo.



Figura 7.5. Equipamento Corelab Ultraporoperm 500 (Apolinário, 2016).

O gás, inicialmente mantido dentro do permoporosímetro em volume e pressão conhecidos, é liberado para expandir através dos vazios dentro do copo da matriz, que inclui os poros da amostra de sedimentos. Essa expansão resulta em uma queda na pressão do gás, cujo novo valor é medido. Como o volume da taça matriz é conhecido, o novo volume ocupado pelo gás corresponde à diferença entre o volume da taça e o volume do grão, que é determinado diretamente.

Para obter a porosidade dos sedimentos, assume-se que a amostra sob análise é totalmente seca, então a porosidade pode ser determinada como a razão entre o volume de poros e o volume total da amostra. A amostra é seca, então sua densidade de grãos pode ser calculada como a razão entre a massa da amostra e o volume do grão. A densidade total da amostra é dada pela razão entre a massa da amostra e o seu volume total.

7.5 Aquisição de dados através do método geofísico de eletrorresistividade

Na investigação geofísica, o método de eletrorresistividade foi aplicado com a aquisição de múltiplos SEV (sondagem eletrorresistencial vertical) ao longo de linhas de dados 2D, utilizando o arranjo de eletrodos da Schlumberger. A localização da área de estudo é indicada pelo retângulo amarelo na Figura 7.8, que mede 125 m na direção do eixo Y em 100 m na direção do eixo X. O equipamento utilizado foi um modelo GGA 30 da Bodenseewerk Geosystem, como mostra a (Figura 7.6). A posição central de cada VES é indicada na Figura 7.7 como um círculo vermelho. As seis linhas 2D foram adquiridas na direção perpendicular ao rio Sucuru.

Além disso, foram utilizados outros instrumentos relativamente simples na aquisição: eletrodos metálicos, carretéis, cabos de conexão, duas baterias automotivas de 12 volts, martelos para auxiliar a cravar os eletrodos na superfície do terreno e trenas, além do GPS. No campo foram utilizados eletrodos de barra metálica, aço inox, de aproximadamente 50 cm de comprimento, os quais foram cravados no solo e ligados por um sistema de cabos condutores. Na (Figura 7.7), podem ser vistos alguns dos materiais utilizados.



Figura 7.6. Equipamento utilizado para o levantamento de eletroresistividade.



Figura 7.7. Materiais utilizados em campo: Baterias, trena, eletrodos, carreteis com fios, martelo de geólogo.

Na área investigada, conforme indicado na (Figura 7.8), seis linhas dispostas na direção X perpendicular ao eixo do canal do rio (direção Y) foram espaçadas em 25 m, onde para cada linha foram feitos seis SEV com espaçamento de 20 m. O espaçamento utilizado entre os eletrodos de corrente foi de 10 m e entre os eletrodos de potencial foi de 2 m. O tamanho total de cada linha foi de 200 m, e para cada SEV, foi adotada uma distância máxima de 100 m entre os eletrodos atuais.



Figura 7.8. Área de aquisição de dados com linhas disposta representada no retângulo amarelo.

Cada linha começa na posição $X = -50$ m e termina na posição $X = 150$ m. No entanto, seções geolétricas foram geradas apenas na região entre os centros do primeiro e sexto VES de cada linha, assim cada seção geolétrica começa em $X = 0$ e termina em $X = 100$ m. As linhas foram gravadas para aumentar sucessivamente as posições Y , de $Y = 0$ m a $Y = 125$ m. A topografia do terreno é relativamente plana, apresentando apenas depressões sub-métricas em áreas localizadas no centro do canal do rio. Tais variações topográficas foram negligenciadas neste estudo.

A inversão de dados foi realizada através do programa Res2Dinv para cada linha de dados individual, sendo cada linha composta por seis SEV. O método de inversão de mínimos quadrados foi aplicado a cada conjunto de seis SEV, resultando em seções geolétricas com aproximadamente 20 metros de profundidade máxima de investigação. Adotou-se cinco como o número máximo de interações para inversão de dados e não houve remoção de pontos ruins.

Um modelo tridimensional para a área estudada foi gerado através da aplicação de um processo de discretização espacial por uma malha de células. Para a interpolação das seções bidimensionais, foi aplicado o inverso da distância ao quadrado, com busca de dados anisotrópicos. O eixo de

comprimento da elipse de busca foi de 25 m, 62,5 m e 5 m, para as direções x, y e z, respectivamente. Os números mínimo e máximo de dados a serem considerados no elipsóide de busca foram, respectivamente, 3 e 50.

7.5.1 Inversão dos dados geofísicos para o método da eletrorresistividade

Para o processamento dos dados unidimensionais (1D) foram inseridos os valores de voltagem e corrente obtidos em campo no *software* IP2WIN, para gerar os valores de resistividade aparente. No *software*, é preciso identificar o arranjo que se trabalhou para obtenção de dados, no caso, o arranjo escolhido para este trabalho foi o *Schlumberger*. Em seguida, em colunas dispostas no software os valores de $AB/2$ e MN foram inseridos, assim como, os de voltagem e corrente. Por fim, o software gera uma coluna com dados de resistividade aparente e um gráfico com sua distribuição.

Para a aquisição dos resultados bidimensionais (2D) foi utilizado o software RES2DINV. Para o processamento dos dados o software dispõe de um modelo padrão de arquivo. Em princípio é necessário criar um arquivo de extensão .DAT. O arquivo .DAT foi gerado em um bloco de notas, contendo alguns parâmetros utilizados pelo software, para gerar dados utilizando o modelo de arranjo Schlumberger.

Após aprontar o arquivo de dados, uma sequência para o processamento foi feita para gerar as imagens com as respectivas resistividades. Ao abrir o programa, os arquivos foram importados através da opção *File*, em seguida *Read data file*. Uma pasta será exibida e todos os arquivos que possuem extensão .DAT são mostrados. Foram selecionados os arquivos preparados com os dados da pesquisa. Ao entrar com os dados o *software* exibe a quantidade de eletrodos utilizados na aquisição de dados, assim como outras configurações.

Após isso, a opção *Inversion* é selecionada. Essa ferramenta proporciona a inversão do conjunto de dados, exibe o arranjo dos blocos usados pelo modelo de inversão, bem como altera e alguns dos parâmetros que controlam o processo de inversão. O sub-menu, dispõe da opção *Least square inversion*, a qual foi selecionada para a inversão dos dados, ou seja foi utilizado a opção de inversão por mínimos quadrados. Ao selecionar o *Least-*

square inversion é possível visualizar dados e exibir as pseudoseções de resistividade aparente medida e calculada e a seção invertida.

Para o processamento tridimensional (3D), o levantamento de campo foi planejado para obter informações necessárias que pudesse gerar uma malha para linhas com distanciamento de 25 m e SEVs com 20m de separação entre si. Os dados bidimensionais processados no Res2DINV permitem exportar dados XYZ para cada linha processada, e assim gerar um arquivo de dados para o Voxler.

Um procedimento para adquirir o volume 3D foi gerado (Figura **Erro! fonte de referência não encontrada.** 7.9). Após importar os dados algumas ferramentas foram ativadas, por exemplo a ferramenta Axes, foi utilizada para criar um conjunto de eixos, esses eixos estão conectados a um conjunto de pontos de entrada.

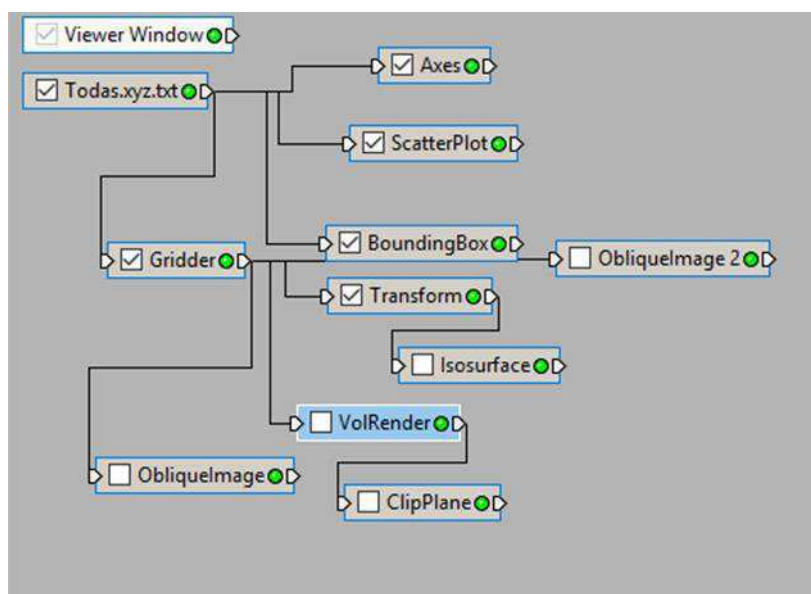


Figura 7.9. Procedimento realizado utilizando o Voxler para processamento de dados 3D.

O *scatterPlot* é um módulo que exibe um conjunto de símbolos em cada ponto de um conjunto de dados ou cada nó de uma malha. Essa ferramenta permitiu a visualização dos dados. A seção *Classification* controla de forma geral o método de classificação e exibe informações sobre o método, no qual foi utilizado o *Binning*.

Na seção *Rendering* o painel geral contém opções para a exibição do *Scatterplot*. As propriedades exibidas na seção *Rendering* dependem do método de classificação.

O módulo *Gridder* interpola dados de pontos dispersos em uma malha uniforme e pode ser usada para criar vários tipos de gráficos de saída, incluindo *Isosurfaces* e *VolRenders*.

A função *BoundingBox* desenha uma caixa delimitadora em torno das extensões do módulo de entrada. O módulo *Transform* tem o objetivo de transformar as coordenadas X, Y e Z de um conjunto de dados de entrada ou rede usando uma matriz de transformação 4x4 padrão, que pode apresentar transformações dos tipos *Scale*, *Rotation* e *Translation*, sendo a rotação e a escala realizadas em torno da origem do objeto.

O módulo *ClipPlane* apresenta a geometria de entrada de acordo com um plano de corte definido pelo usuário. O módulo *Isosurface* foi ativado porque tem a função de criar uma superfície *isosurface*. A ferramenta *VolRender* foi utilizada porque é uma técnica para renderizar voxels diretamente e assim gerar modelos 3D do objeto em estudo. Um voxel é um elemento unitário de volume, a menor parte em forma de caixa de uma imagem tridimensional. A renderização do volume é uma exibição tridimensional de dados que simula a transmissão e a absorção de luz através dos pontos no volume.

7.6 Aquisição de dados através do método geofísico eletromagnético (GPR)

O método GPR, radar de penetração de solo, é uma técnica de imageamento de subsuperfície de alta resolução que utiliza a reflexão de ondas eletromagnéticas de altas frequências (Davis & Annan, 1989). O GPR tem muitas aplicações geológicas, como imageamento de solo raso e estruturas de rochas em alta resolução, na localização de canais enterrados e no mapeamento do lençol freático. As velocidades do radar são controladas pela constante dielétrica (permissividade relativa) e pela condutividade da subsuperfície. A amplitude das reflexões é diretamente proporcional ao contraste de constante dielétrica entre duas camadas, e a profundidade de investigação é inversamente proporcional à condutividade do terreno.

Uma antena transmissora emite um pulso de onda eletromagnética que penetra na subsuperfície e, ao encontrar uma interface, é refletido de volta à superfície e captado por uma antena receptora. O equipamento utilizado (Figura 7.10) é de marca GSSI, modelo SIR System 3000 e foi utilizada, neste levantamento, antena de 100 MHz, com a opção de aquisição de dados em *Geologic Scan*.



Figura 7.10. Equipamento de GPR marca GSSI modelo SIR System 3000.

Os dados resultantes podem ser apresentados sob a forma de um radargrama, que é muito similar a um sismograma. A interpretação de um radargrama é comumente realizada por mapeamento de interfaces. Zonas de alta atenuação representam áreas de alta condutividade, como as que são produzidas por acumulações de argila (BORGES, 2002).

Neste trabalho os métodos de investigação direta e indireta são aplicados com o objetivo de mapear o aquífero granular do Rio Sucuru, no município de Sumé-PB. Foram adquiridas duas seções de GPR sobrepostas por duas linhas de eletrorresistividade, uma transversal e outra paralela ao rio. A imagem gerada pelo GPR é controlada pelo valor da constante dielétrica, a qual depende da saturação de água dos sedimentos. A calibração da velocidade da onda EM foi realizada pela profundidade do nível d'água

indicada em piezômetros. A (Figura 7.11) mostra um mapa de disposição das linhas 3A e 3B de GPR, transversais ao rio, e a linha 04, paralela ao rio. A antena utilizada foi de 200 MHz. Ao lado do mapa estão fotos do local e da aquisição de dados. Ao longo das linhas estão localizados os piezômetros 1, 2 e 3, onde foi verificado o nível d'água dos mesmos.

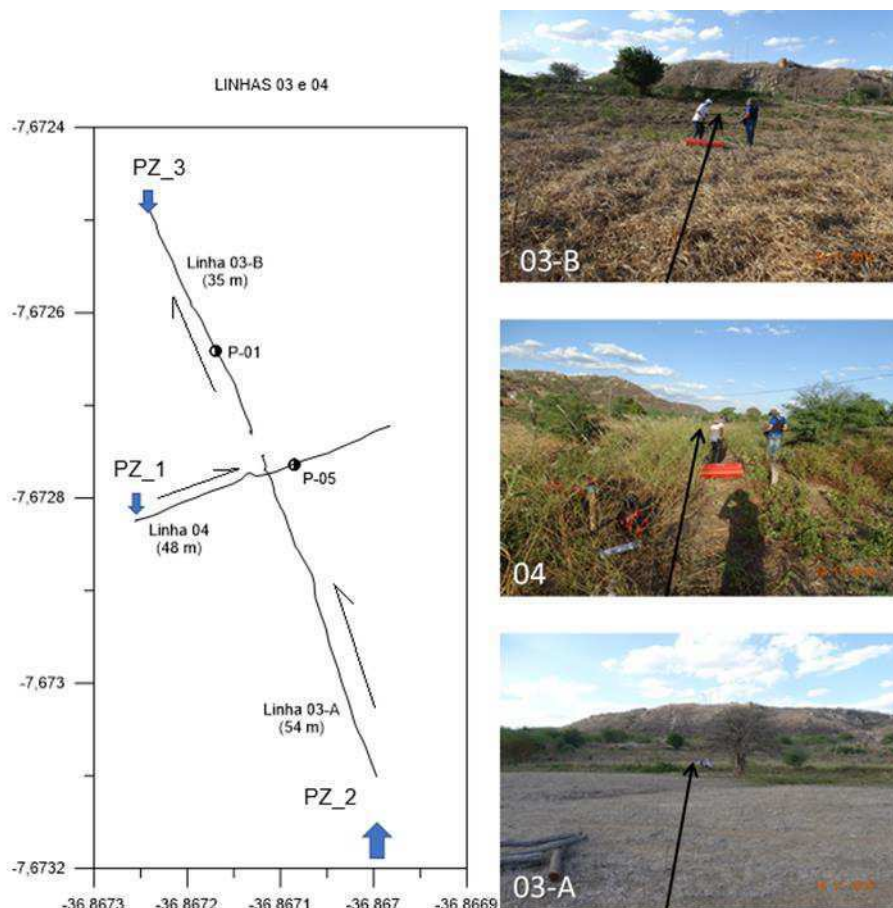


Figura 7.11. Localização das linhas 3A, 3B e 4 de GPR.

7.6.1 Inversão de dados para método eletromagnético

Os dados do GPR foram processados utilizando o software Reflex 2D – Quick. O programa Reflex 2D-Quick possibilita uma fácil importação, exibição, processamento e interpretação de dados bidimensionais de GPR e de dados sísmicos. O programa é gratuito para usuários de análise de dados 2D da Reflexw. Os dados processados foram adquiridos com antena de 200 MHz.

Os arquivos com formatos adequados ao software foram importados, esses arquivos são conhecidos como radargramas gerados pelo equipamento com formato Radan-files *.dzt. Os dados são exibidos em uma janela e

simultaneamente é exibido uma caixa para a configuração da geometria de processamento. Através dessa ferramenta são exibidos o nome do arquivo, o número de traços, o número de amostras e a frequência nominal, permitindo ainda que se altere a geometria e se defina o fluxo de processamento.

Ferramentas como *bandpass butterworth*, permitem aplicar uma filtragem de passagem de banda no domínio do tempo usando um filtro recursivo. Essa faixa de filtro é especificada pela configuração de dois valores de frequência. O *lower cutoff* determina a menor frequência de corte. Para os dados processados foi utilizado para a antena de 200 MHz, um *lower cutoff* igual a um quarto da frequência nominal e um *upper cutoff* igual a 500 MHz.

O *running average* é um filtro que executa uma média móvel sobre um número selecionável de traços para cada passo de tempo. Essa média móvel é sobre um certo número de traços limitado a 256 traços. Nesta pesquisa a média móvel foi realizada sobre 10 traços.

7.7 Modelagem Numérica

A simulação numérica foi realizada utilizando o módulo CFX da ANSYS, a partir da geometria obtida por métodos geofísicos em um aquífero livre.

7.7.1 Definição do Problema

A simulação do problema em estudo visa obter um fluxo simples de água subterrânea em um trecho de aquífero livre do Rio Sucuru, no qual o domínio em estudo foi obtido através de métodos geofísicos e populacionado com dados petrofísicos (porosidade) adquiridos na área. Outros parâmetros adotados na simulação foram extraídos da literatura disponível.

7.7.1.1 Domínio de Estudo

A geometria de estudo foi adquirida através do método de eletrorresistividade, como descrito na metodologia. A geometria foi obtida pela inversão de dados de resistividade e posteriormente interpolação de dados

para geração de um modelo pseudo 3D do subsolo. A geometria em estudo representa um trecho de um aquífero livre e está apresentada na Figura 7.12.

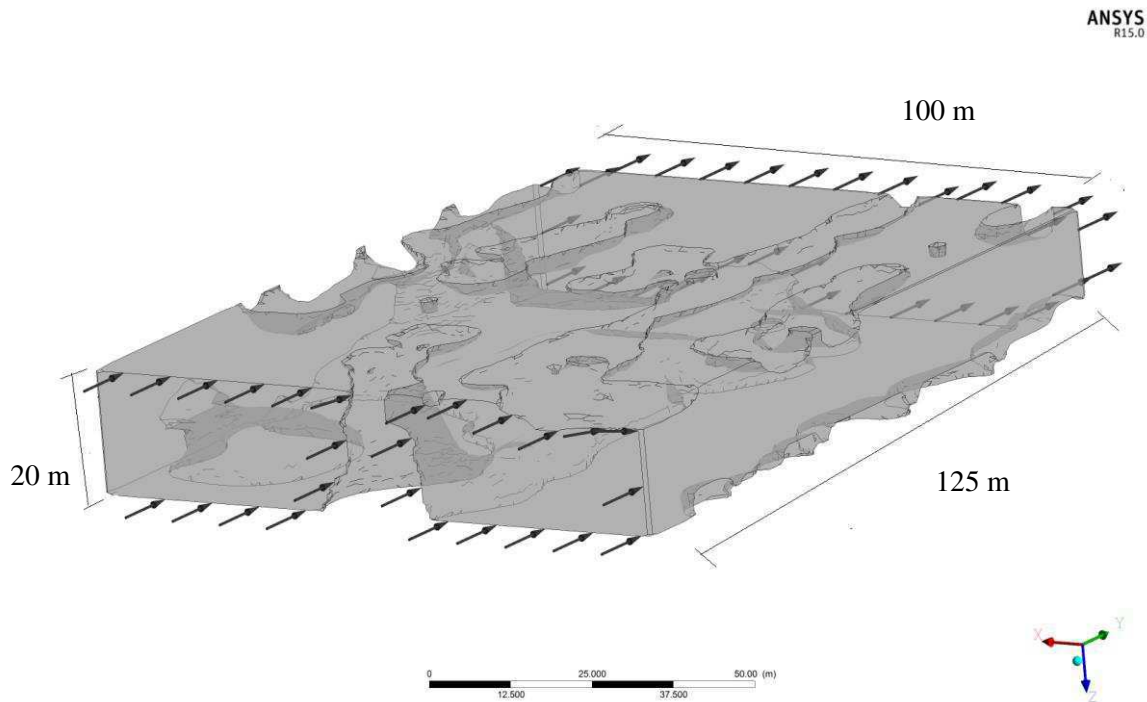


Figura 7.12. Geometria do estudo.

7.7.1.2 Domínio computacional: Malha

A malha de estudo foi gerada no *software* ICEM da Ansys. Porém, o arquivo de saída do *Voxler*, no qual foi gerado o modelo 3D não apresentava formato compatível com o *software* ICEM para geração da malha. Um dos formatos aceito pelo ICEM é o stl, um arquivo de superfície. Assim, o primeiro passo foi escolher o tipo de arquivo de saída do *Voxler*. Para a geometria em estudo, foi escolhido o formato .am. Esse tipo de arquivo pode ser entrada para o *software Avizo Fire*, no qual foi possível deixar a geometria de estudo no formato stl. No entanto, devido o arquivo .stl ser de superfície, era necessário deixar o arquivo em formato sólido. Alguns *softwares* foram testados para isso, como o SolidWorks, mas no próprio Icem da Ansys foi possível deixar o arquivo sólido. A malha utilizada foi tetraédrica e está apresentada na (Figura 7.13)

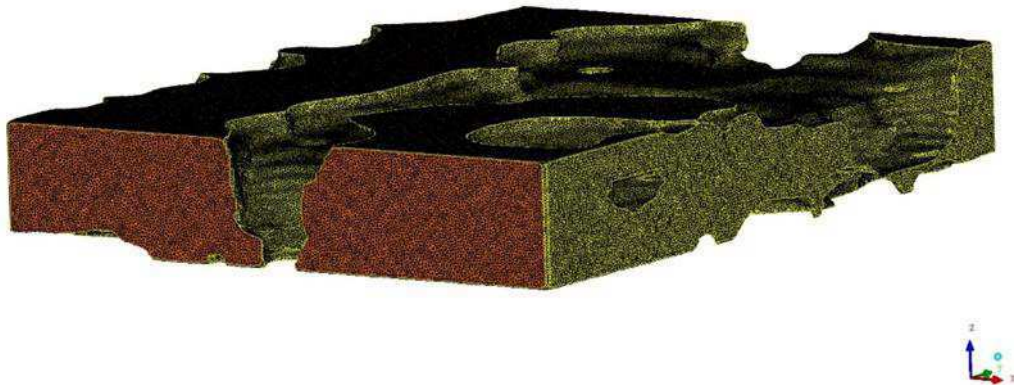


Figura 7.13. Malha computacional

Foram feitas três malhas para analisar a dependência da malha em relação ao tamanho máximo do elemento, número de elementos e número de nós. As malhas que foram construídas estão apresentadas na Tabela 7.1.

Tabela 7.1. Tamanho dos Elementos

Malha	Número de Elementos	Número de Nós	Tamanho máximo do elemento (mm)
Malha 01	904 002	294 927	900
Malha 02	1 528 824	486 649	700
Malha 03	3 285 977	1 012 431	500

A Figura 7.14 mostra a malha composta por elementos tetraédricos, e com camada na parede composta por elementos prismáticos, processo conhecido como *inflation*. A utilização dessa camada é para obter melhores resultados numéricos próximo as paredes, uma vez que estes apresentam maiores gradientes de velocidade.

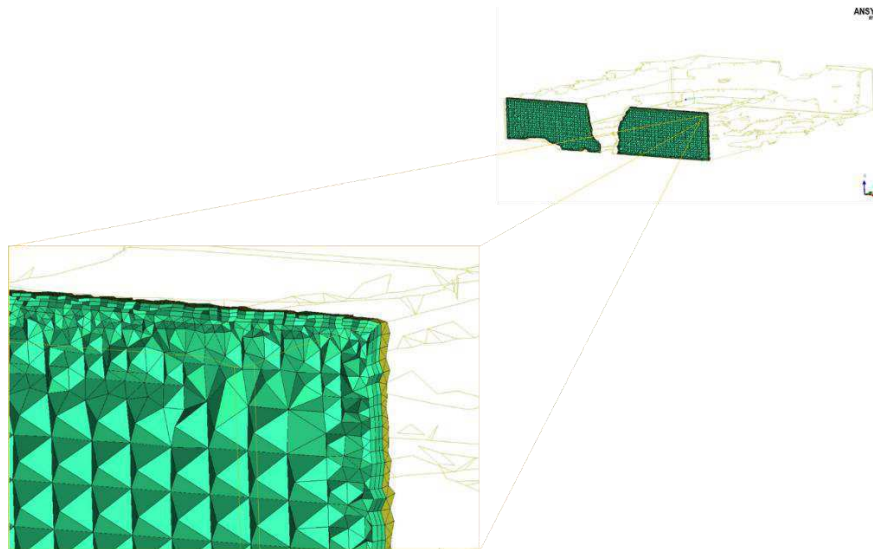


Figura 7.14. Paredes da malha computacional.

7.7.1.3 Modelagem matemática

Na modelagem foram adotadas as seguintes considerações:

- Escoamento em meio poroso;
- Regime estacionário;
- Tipo de fluido considerado foi água, sem presença de contaminantes ou teor salino;
- Foi considerado o modelo laminar e isso se deve à velocidade de escoamento do fluido adotada ser bastante baixa;
- Sem troca de calor;
- As propriedades do fluido são constantes;
- Modelo de perda isotrópica.

A partir dessas considerações para a simulação, as equações governamentais para modelo o poroso é uma difusão das equações de Navier- Stokes e da lei de Darcy, aplicada para fluxo em meio poroso.

Algumas propriedades da água foram a viscosidade 8.899×10^{-4} [kgm⁻¹ s⁻¹] e o valor da densidade de 997.0 [kg m⁻³]. Foi adotada uma função da variação da porosidade com a profundidade. Tal função foi obtida correlacionando os valores medidos de porosidade, nas amostras arenosas coletadas na sondagem, com as respectivas profundidades de onde foram extraídas. A Figura 7.15 apresenta essa correlação e a equação 7.1 expressa a função com uma correção para profundidades próximas do valor nulo.

$$\phi = \frac{(-1.153971709 \log(\frac{z}{(1[m])+0.1})) + 33.65958936}{100} \quad (7.1)$$

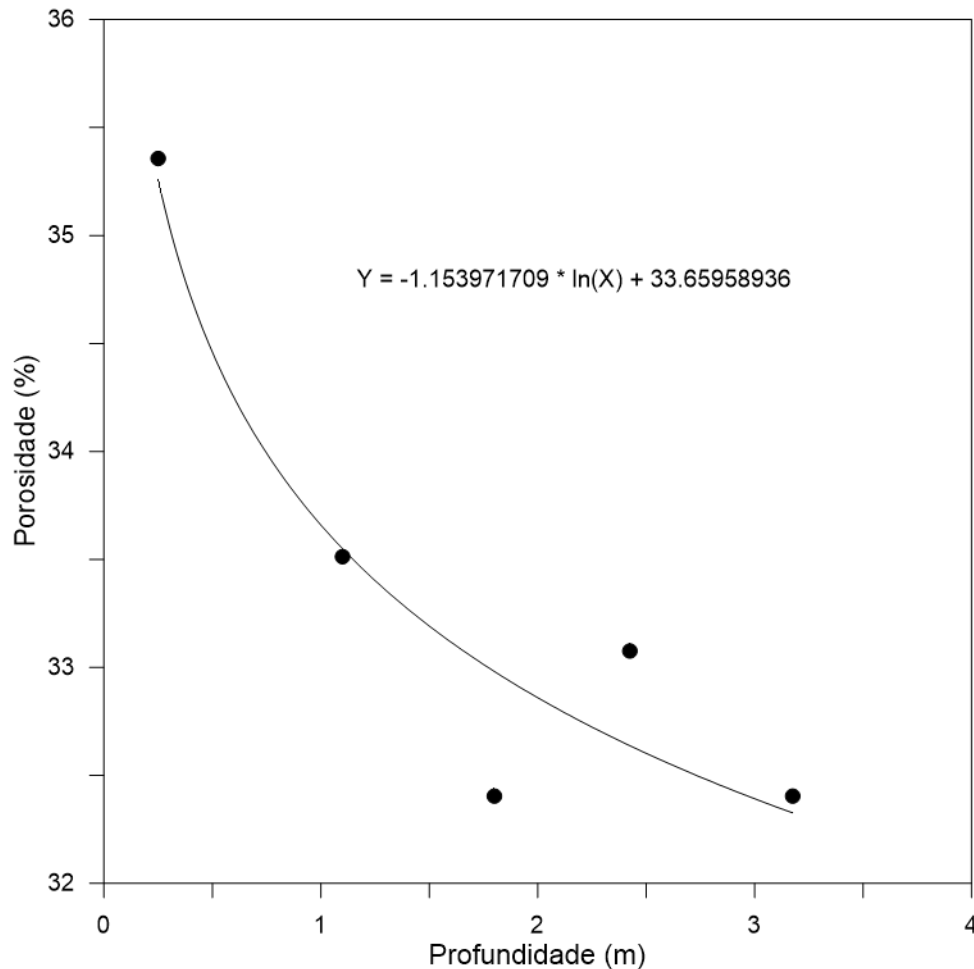


Figura 7.15. Relação entre porosidade e profundidade observada nas amostras arenosas coletadas na sondagem.

Para a permeabilidade foi adotado o valor 9.87×10^{-14} [m²] esse valor foi adotado seguindo a literatura como foi apresentado no Capítulo 2, associado à litologia presente no local em estudo.

7.7.1.4 Condições de contorno e inicial

As equações que regem a simulação, são equações diferenciais parciais, desse modo é necessário definir algumas condições iniciais para serem resolvidas. Para esse estudo definiram-se as condições:

- 1) Inicial

Por ser regime estacionário não foi inserida uma condição inicial, deixando o *default* do solver.

2) Entrada

Foi adotado o seguinte valor para a velocidade inicial:

- $V_i = 1.76 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$

3) Saída

Pressão relativa 0 atm com pressão de referência 1 atm

4) Parede

Sem deslizamento

A simulação visa obter o fluxo do fluido, baseado em dados adquiridos em campo, como a porosidade e o modelo 3D da distribuição espacial dos elementos condutivos e não-condutivos. Portanto, foram adquiridos valores de velocidade e pressão ao longo do domínio para analisar o escoamento. Por falta de acesso, tempo e por não ser o foco da dissertação alguns dados hidrogeológicos reais do trecho em estudo, como condutividade hidráulica e velocidade inicial, não foram considerados na simulação.

8 Capítulo 8

Resultados e Discussões

8.1 Resultados referentes a Petrofísica

A Figura 8.1 mostra os perfis litoestratigráficos dos dois furos de sondagens realizados no âmbito do projeto BRAMAR. Os perfis representam as classes de granulometria. Na metade superior do perfil da sondagem 1 ocorre predominantemente areia média e média a fina, enquanto na metade inferior predominam areia muito grossa, seixos e grânulos. No perfil de sondagem 2 até a profundidade de 4 metros, ocorrem sedimentos com granulometria até a areia fina, enquanto abaixo desta profundidade predomina a areia grossa a seixos. A profundidade máxima de cada furo foi limitada pela penetração máxima alcançada pelo dispositivo de perfuração manual. A aparente falta de correlação entre as colunas estratigráficas dos dois furos de sondagens decorre da grande dinâmica fluvial observada na área de estudo.

As Figuras 8.2 e 8.3 apresentam os perfis das propriedades petrofísicas medidas para amostras dos perfis do furo 1 e 2, respectivamente. Nestes perfis observa-se que nas fácies mais rasas (silte e areia fina a média) ocorrem maiores valores de densidade de grãos, indicando uma composição que inclui minerais mais densos. As argilas apresentam baixa a média densidade de grãos e baixa porosidade. Os seixos apresentam baixa densidade de grãos e média a alta porosidade.

A Figura 8.4 mostra a relação entre a densidade total e a porosidade das amostras dos furos 1 e 2. Nesta figura são observadas três linhas de tendência, de acordo com o tamanho do grão e a composição mineral. A linha A corresponde às amostras com alto tamanho de grãos, a linha B às amostras de tamanho de partícula fina e a linha C às amostras também de granulometria fina, mas contendo minerais mais densos que o quartzo.

A Figura 8.5 mostra que as amostras 01_01, 02_01 e 02_03A possuem densidade de grãos acima de 2,7 g/cm³, enquanto as demais possuem

densidade de grãos em torno de 2,65 g/cm³. Estas últimas amostras devem ser compostas principalmente por quartzo, enquanto as primeiras contêm minerais substancialmente mais densos que o quartzo, provavelmente oriundas das formações ferríferas e ultrabásicas, conforme apresentado no mapa geológico da Figura 7.2.

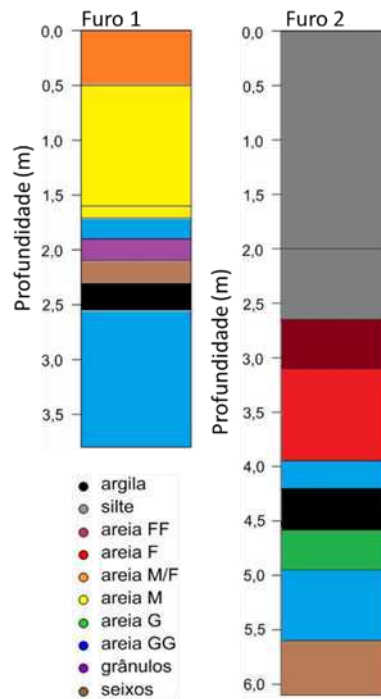


Figura 8.1. Perfis litoestratigráficos dos dois furos feitos na área de estudo.

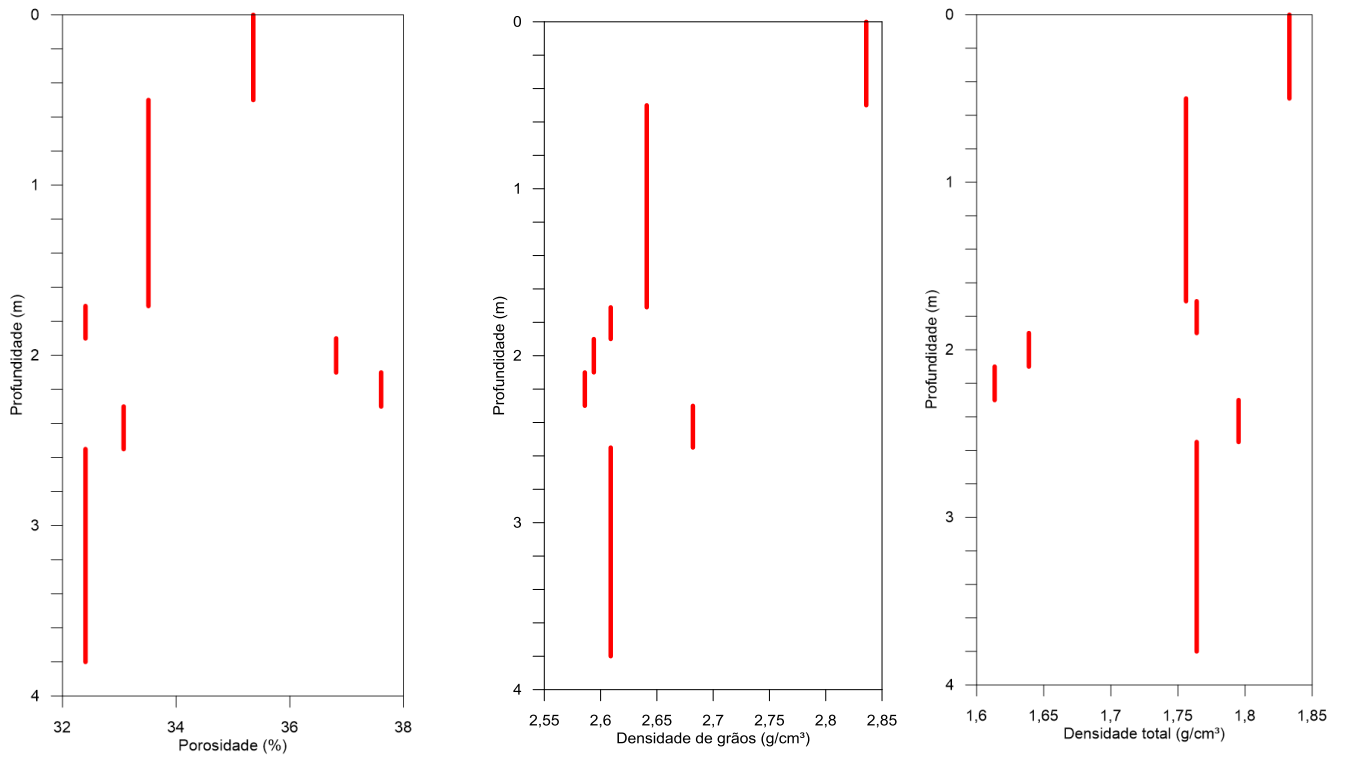


Figura 8.2. Perfis petrofísicos para o furo 1.

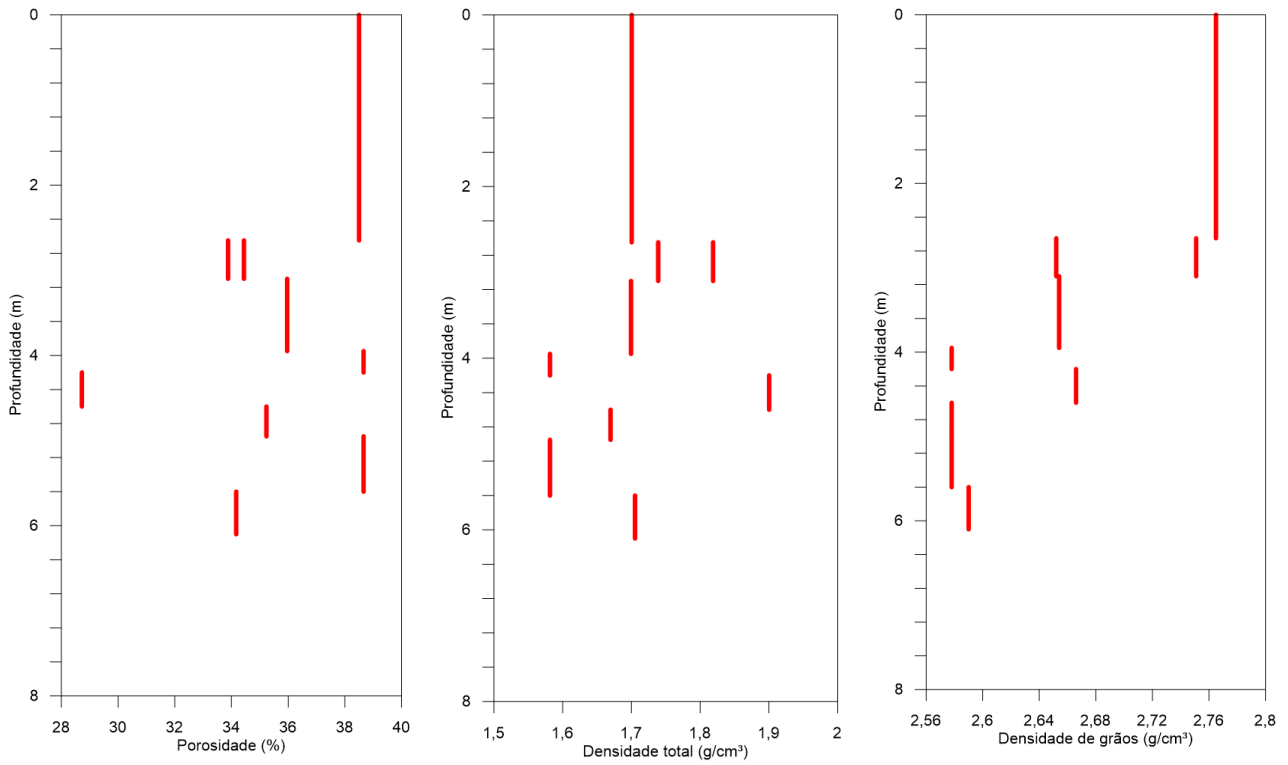


Figura 8.3. Perfis petrofísicos para o furo 2.

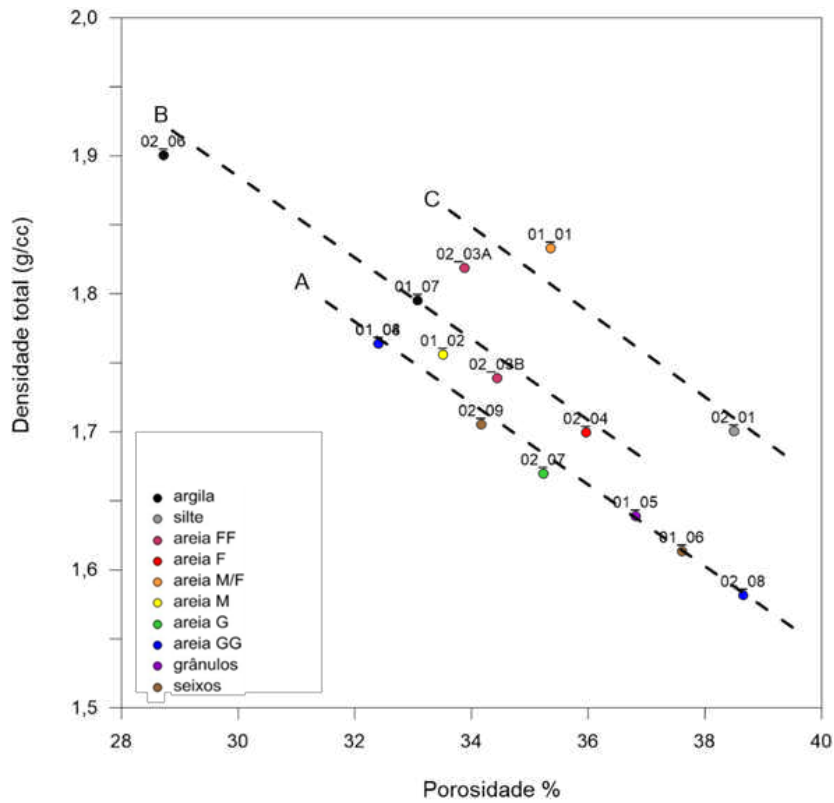


Figura 8.4. Relação entre densidade total e porosidade. A linha A corresponde às amostras com grande tamanho de partícula, linha B às amostras com granulometria fina e linha C às amostras contendo minerais mais densos que o quartzo.

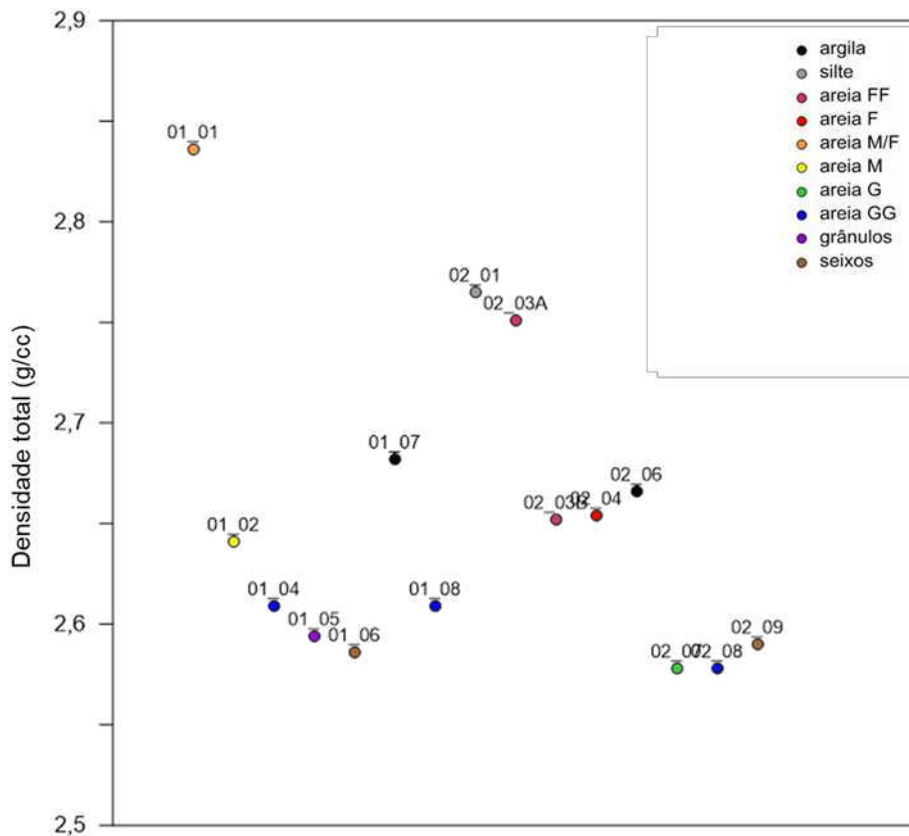


Figura 8.5. Densidade de grãos medida em amostras dos furos de sondagens 1 e 2.

8.2 Análise dos resultados referente ao método eletromagnético (GPR)

Outros dados obtidos em campo foram os de GPR. As linhas 3A, exibida na Figura 8.6, e 3B (Figura 8.7), estão na direção perpendicular ao eixo do Rio Sucuru, enquanto que a linha 4 se encontra paralela ao rio. A Figura 8.6 apresenta o radargrama registrado na linha 03_A com a antena de 200MHz, ao lado da coluna estratigráfica oriunda da sondagem. A velocidade utilizada na conversão tempo-profundidade foi determinada pelos tipos litológicos predominantes e pelo nível d'água observado no piezômetro P-01. A linha azul indica a posição interpretada para o nível d'água (N.A.). A linha amarela tracejada indica o topo do embasamento cristalino. Foi adotada a velocidade de 0.15 (m/ns) para a conversão dos tempos em profundidade.

A coluna estratigráfica da sondagem indica a presença de silte, acima do N.A., e areia muito fina e argila, abaixo dele. A alta condutividade e o baixo contraste de constante dielétrica desses materiais determinam o padrão textural fino do pacote sedimentar abaixo do N.A.

A linha 4, paralela ao Rio Sucuru, como apresentada na Figura 8.7, apresenta de modo geral um comportamento semelhante as outras linhas de GPR. Em todas as linhas se observa que o N.A. se encontra a dois ou três metros de profundidade, seguido por um pacote de sedimentos não consolidados com espessura entre 8 e 10 m. Abaixo do pacote sedimentar encontra-se o embasamento cristalino no qual aparentemente não se observa a ocorrência de fraturas.

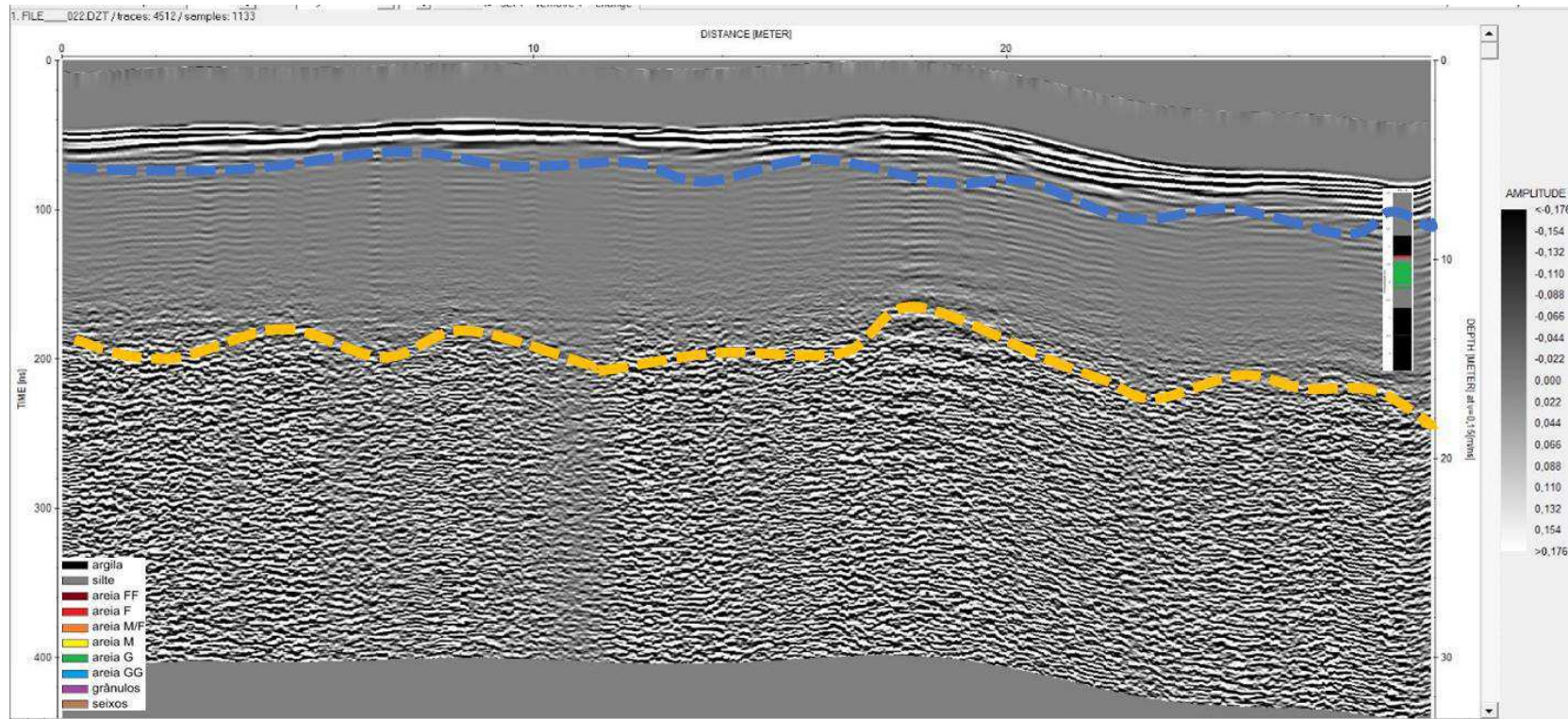


Figura 8.6. Linha 3A adquirida na seção georadar (GPR).

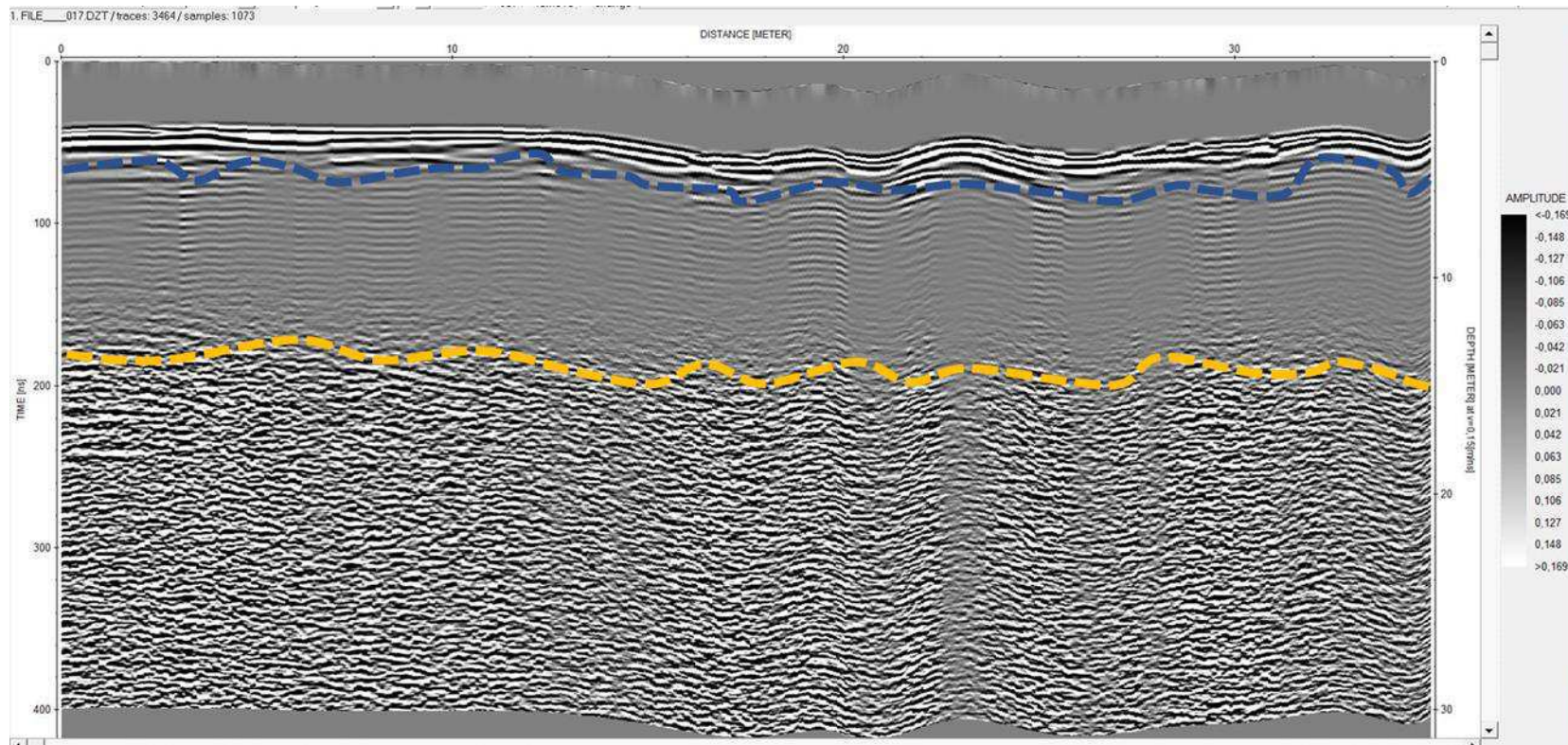


Figura 8.7. Linha 3B adquirida na seção georadar (GPR).

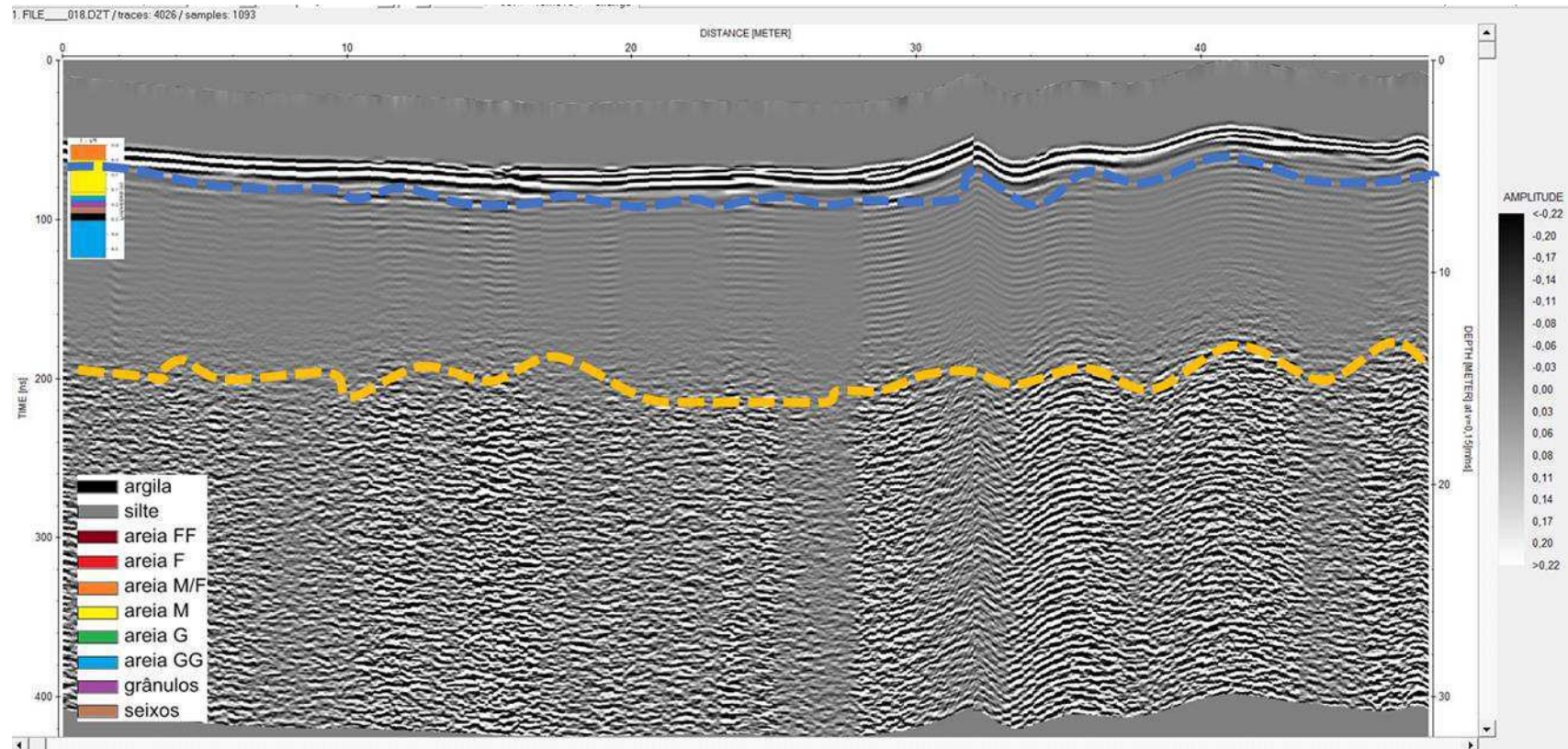


Figura 8.8. Linha 4 adquirida na seção georadar (GPR).

8.3 Análise dos resultados referente ao método geofísico elétrico

Seis seções geoeletricas de resistividade 2D foram obtidas invertendo os dados de cada linha registrada. Os erros RMS obtidos na inversão de cada linha são apresentados na Tabela 8.1. Os erros encontrados, todos abaixo de 30%, foram considerados aceitáveis, e uma redução considerável no erro para as linhas 03 a 06 é observada.

Tabela 8.1. Erro RMS obtido na inversão de dados para cada linha.

Linha	RMS (%)
01	29.1
02	26.7
03	15.7
04	18.2
05	16.8
06	15.1

A Figura 8.9 mostra o conjunto de seções geoeletricas posicionadas espacialmente em relação ao sistema de eixos adotado. Nesta figura todas as seções estão na mesma escala de cores. Em geral, há uma predominância de regiões resistivas (cor laranja) na porção superior das seções (valores pequenos do eixo z), bem como na região inferior esquerda (valores altos do eixo x). Por outro lado, a região condutora (cor branca) é predominantemente à direita (pequeno eixo x) e nas regiões centrais das seções geoeletricas.

A Figura 8.10 apresenta o modelo 3D interpolado para toda a área estudada. Nesta imagem as resistividades apresentadas estão limitadas a 200 ohm.m, pois acima deste valor não se espera que ocorram sedimentos saturados pela água (Braga, 2016).

As Figuras 8.11, 8.12 e 8.13 mostram, respectivamente, a granulometria, a densidade total e a porosidade dos dois furos em relação ao modelo 3D de resistividade elétrica. As cores e os diâmetros dos perfis centrais indicam os valores dessas propriedades petrofísicas. Na Figura 8.11 pode-se observar que

no intervalo com menor diâmetro do furo 2 (silte) ocorrem baixos valores de resistividade elétrica (região azul) e que os intervalos com litotipos de maior granulometria apresentam altos valores de resistividade.

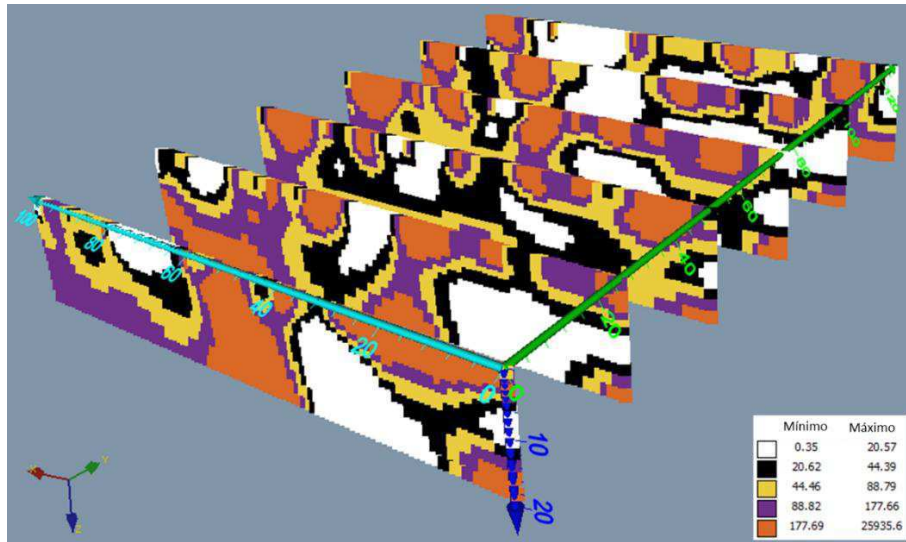


Figura 8.9. Seções geolétricas invertidas posicionadas espacialmente em relação ao sistema de eixos. As linhas numéricas estão aumentando (1 a 6) com o aumento de sua posição no eixo Y.

A Figura 8.13 mostra que nas regiões de maior porosidade predominam baixos valores de resistividade elétrica, enquanto regiões com menor porosidade estão associadas a zonas mais resistivas. Este efeito está associado à saturação da água, pois regiões mais porosas possuem maior capacidade de armazenamento de água, sendo, portanto, mais condutivas. Regiões com litotipos de densidade total menores estão associadas àquelas com maior porosidade, portanto com menor resistividade elétrica. A maior densidade de grãos nos litotipos mais rasos não afeta substancialmente essas relações entre densidade total, porosidade e resistividade. Isso ocorre porque a resistividade elétrica dos grãos minerais é sempre alta, independentemente de sua densidade.

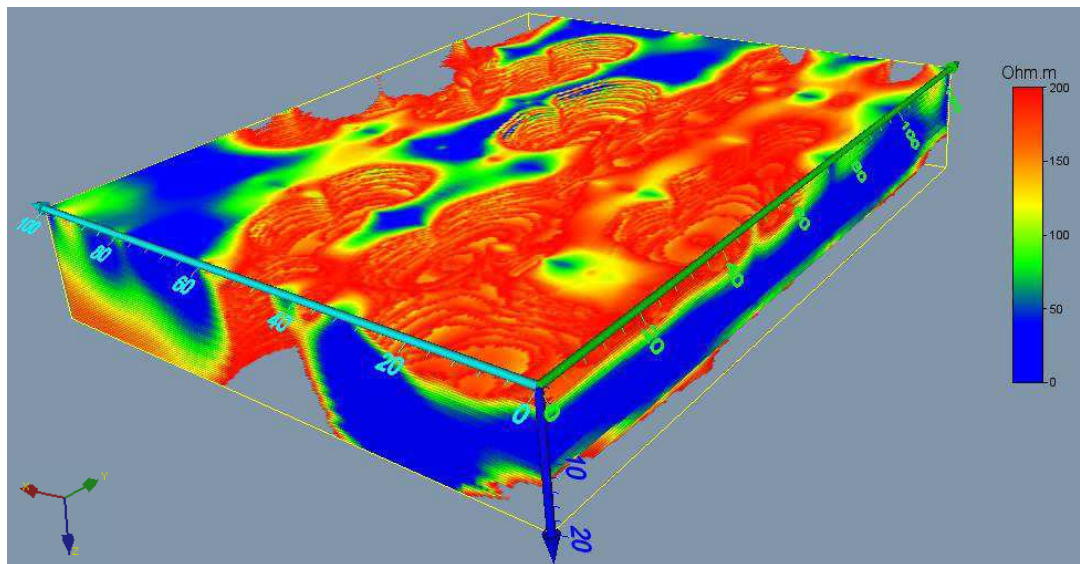


Figura 8.10. Modelo 3D de resistividade elétrica da área de estudo.

Como discutido acima, regiões de baixa resistividade elétrica estão associadas com maior saturação de água ou, alternativamente, regiões com predominância de minerais argilosos.

As Figuras 8.14 e 8.15 mostram cortes do modelo no plano XY nas profundidades de 10 m e 17 m, respectivamente. Neles observa-se que os sedimentos saturados de baixa resistividade (cor azul) estão concentrados ao longo de uma região linear em torno da posição $X = 24$ m. Esta região condutiva indica a posição do paleocanal principal preenchido por sedimentos, nesta parte do rio Sucuru. Diferentemente da profundidade máxima indicada por Vieira (2002), a profundidade máxima dos sedimentos ao longo do paleocanal identificado neste trabalho é de cerca de 20 metros.

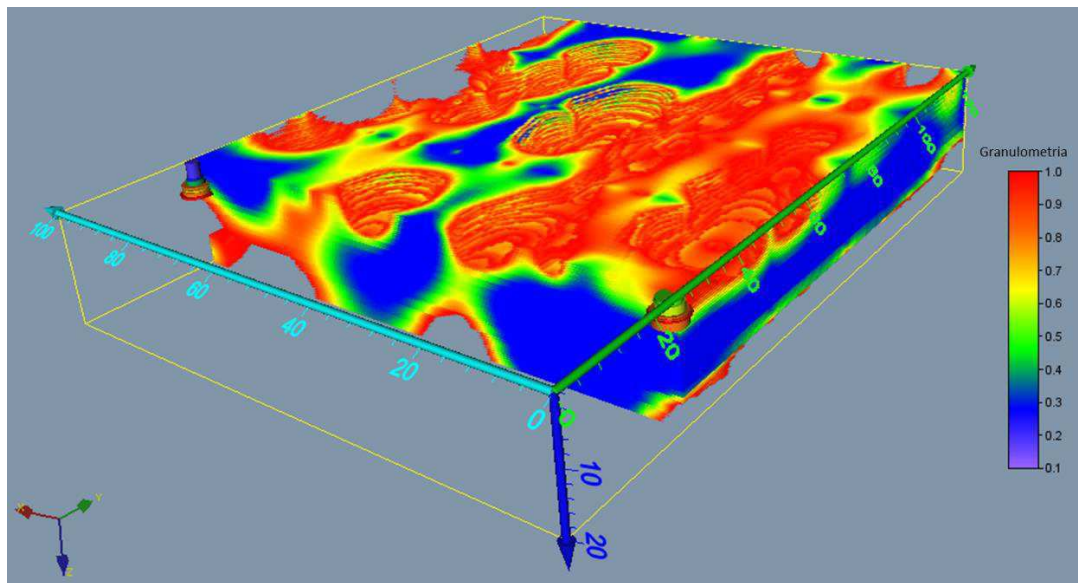


Figura 8.11. Perfis de granulometria dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.

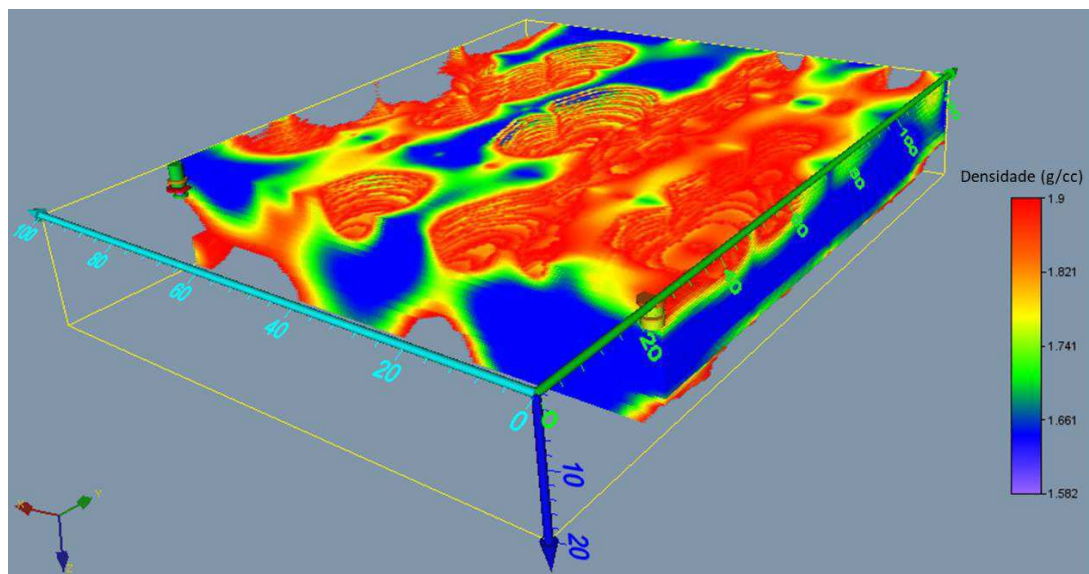


Figura 8.12. Perfis de densidade total dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.

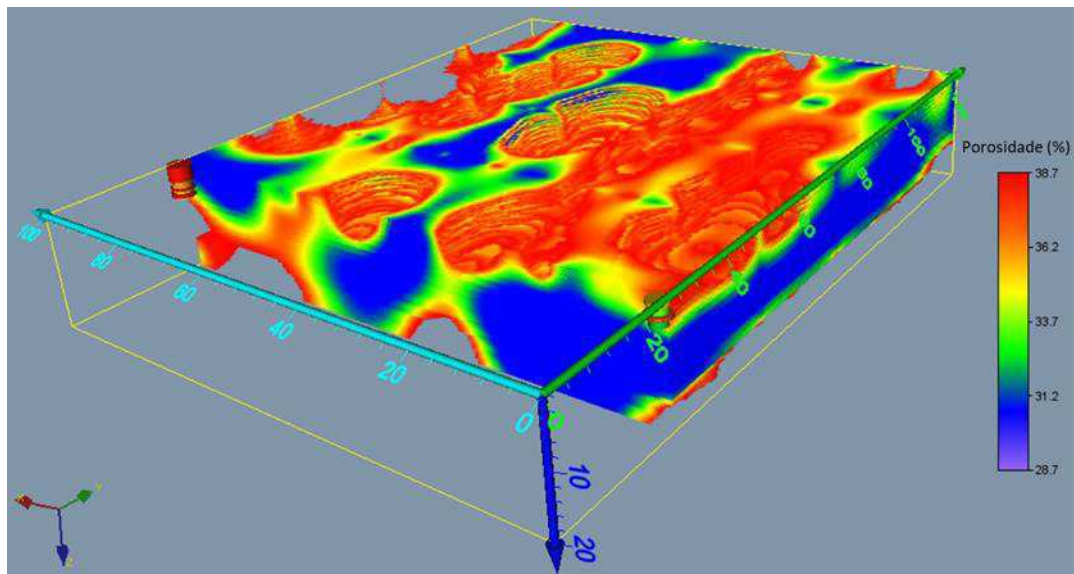


Figura 8.13. Perfis de porosidade dos dois furos em relação ao modelo de resistividade 3D.

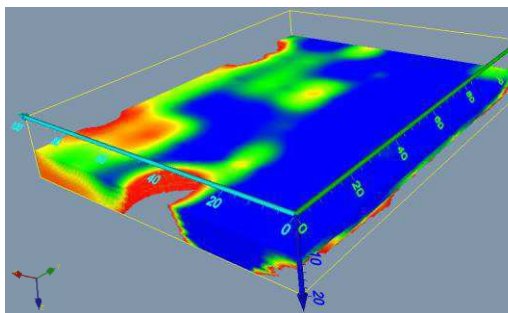


Figura 8.14. Corte do modelo 3D de resistividade elétrica na profundidade de 10 m.

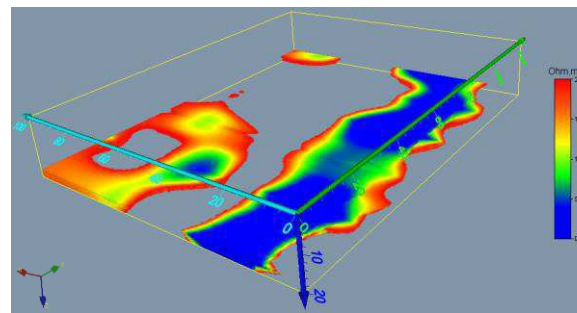


Figura 8.15. Corte do modelo 3D de resistividade elétrica a uma profundidade de 17 m.

A Figura 8.16 mostra as superfícies que separam as zonas com resistividade elétrica maior e menor que 200 ohm.m, já que este valor é considerado como a máxima resistividade esperada para sedimentos saturados com água. Em geral, vê-se que existe uma zona resistiva no topo, que corresponde aos sedimentos da zona insaturada, e outra na base, que corresponde ao topo do embasamento cristalino.

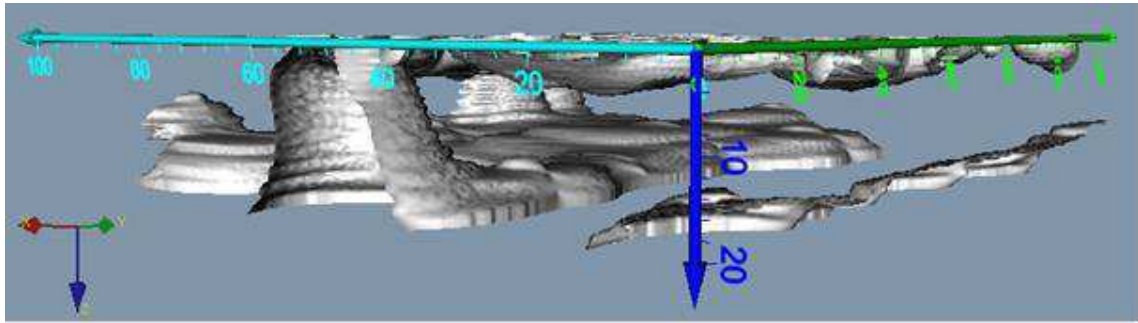


Figura 8.16. Superfícies de resistividade elétrica superiores a 200 ohm.m. Nesta figura, o paleocanal é claramente indicado no canto inferior direito, no topo à esquerda e à direita na zona de superfície resistiva, que corresponde à zona zona acima do nível da água.

8.4 Análise comparativa dos resultados elétricos e eletromagnéticos

A Figura 7.11 apresenta a localização das linhas 3A e 3B de GPR. Elas coincidem com a segunda linha de eletrorresistividade (posição $Y=25\text{m}$ no modelo da Figura 8.10). Comparando, em linhas gerais, os resultados alcançados por ambos os métodos, pode-se ver que, de acordo com as Figuras 8.6 e 8.7, o método GPR identificou o nível d'água a uma profundidade aproximada de 3 metros e o topo do embasamento cristalino a cerca de 12 metros, este atingindo uma profundidade maior no final da linha 3A. De acordo com a Figura 8.16 o nível d'água, como indicado pelo método da eletrorresistividade está a uma profundidade também de cerca de 3 metros, enquanto que o topo do cristalino estaria a uma profundidade de cerca de 17 metros. Além disso, o aumento da profundidade do topo do embasamento, indicada no final da linha 3A de GPR coincide com ocorrência do paleocanal reconhecido no modelo 3D da eletrorresistividade (Figura 8.16).

Desse modo pode-se afirmar que, embora o modelo 3D de eletrorresistividade tenha apresentado uma melhor visualização das estruturas internas do volume investigado, as profundidades indicadas para o nível d'água e para o topo do embasamento cristalino são aproximadamente coincidentes com aquelas indicadas pelo GPR.

8.5 Simulação computacional

8.5.1 Convergência de Malha

Para o desenvolvimento da simulação, foram utilizadas três malhas, variando o tamanho dos elementos como está descrito na metodologia (Tabela 7.1). O teste de convergência da malha é realizado para avaliar a influência da malha sobre os resultados obtidos. Neste trabalho as simulações obtidas tiveram o mesmo comportamento, assim qualquer malha escolhida não modifica substancialmente os resultados. A Figura 8.17 mostra o teste de convergência da malha para as três malhas, relacionando velocidade [m/s] versus a posição ao longo do eixo y [m]. Vê-se que as linhas correspondentes às três malhas coincidem, comprovando que os resultados independem da malha escolhida.

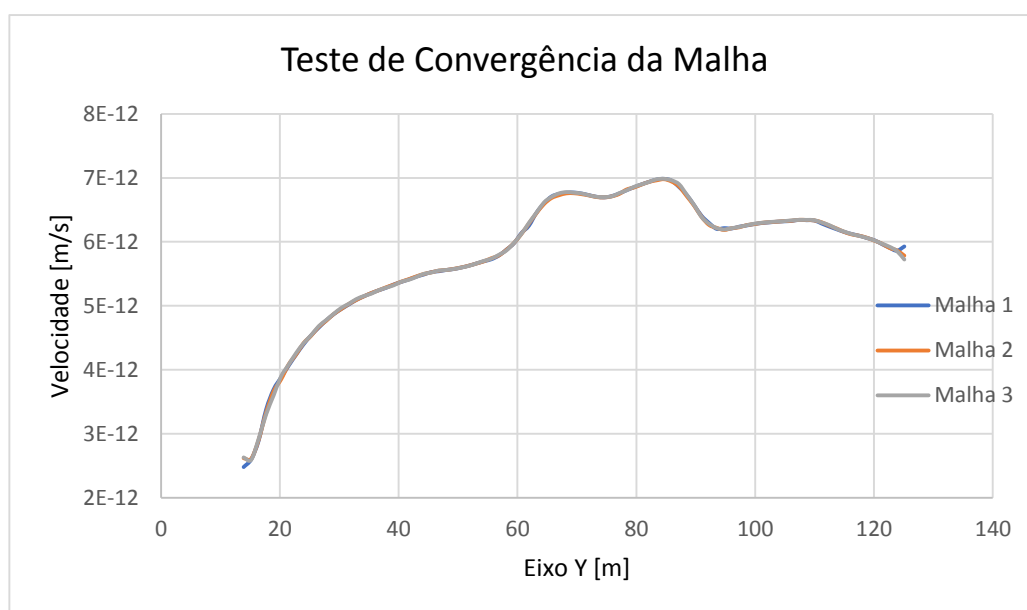


Figura 8.17. Teste de Convergência da Malha.

8.5.2 Análise do comportamento da velocidade

- Análise dos perfis de velocidade da simulação com velocidade de entrada de água no domínio igual a 1.76×10^{-6} m/s

Os perfis de velocidade foram obtidos pela resolução das equações discretizadas. A Figura 8.18 ilustra o campo de velocidades em todo o modelo

para a simulação, sendo possível observar que a velocidade predominante do fluido está no intervalo de $1,028 \times 10^{-6}$ a $4,11 \times 10^{-6}$ m/s (cores azul e verde). Esse intervalo corresponde as zonas que apresentam baixa resistividade elétrica e altos valores de porosidade. Os intervalos com maior velocidade (cores amarelas, laranja ou vermelho) como pode ser observado, estão localizados em regiões com altos valores de resistividade, baixa porosidade, próximos a descontinuidades presentes no domínio, como identificado na seção de petrofísica deste capítulo. Esse campo de velocidade pode ser explicado pela heterogeneidade do aquífero.

Note que as Figuras 8.19 e 8.20 exibem cortes do perfil de velocidade, ambos estão no plano XY, porém, em profundidades diferentes. Na Figura 8.19 é possível observar um fluxo de fluido em todo o domínio, apresentando quase nenhuma variação de velocidade a uma profundidade de 10 m. Na Figura 8.20, a velocidade do fluido se encontra em torno de $2,055 \times 10^{-6}$ m/s e ocorre na região do paleocanal, além disso, à essa profundidade de 19 m de investigação boa parte do domínio apresenta velocidade nula para o fluido, isso pode ser explicado pela alta resistividade elétrica encontrada apresentando indícios do possível embasamento cristalino, o qual se encontra a diferentes profundidades ao longo da área investigada.

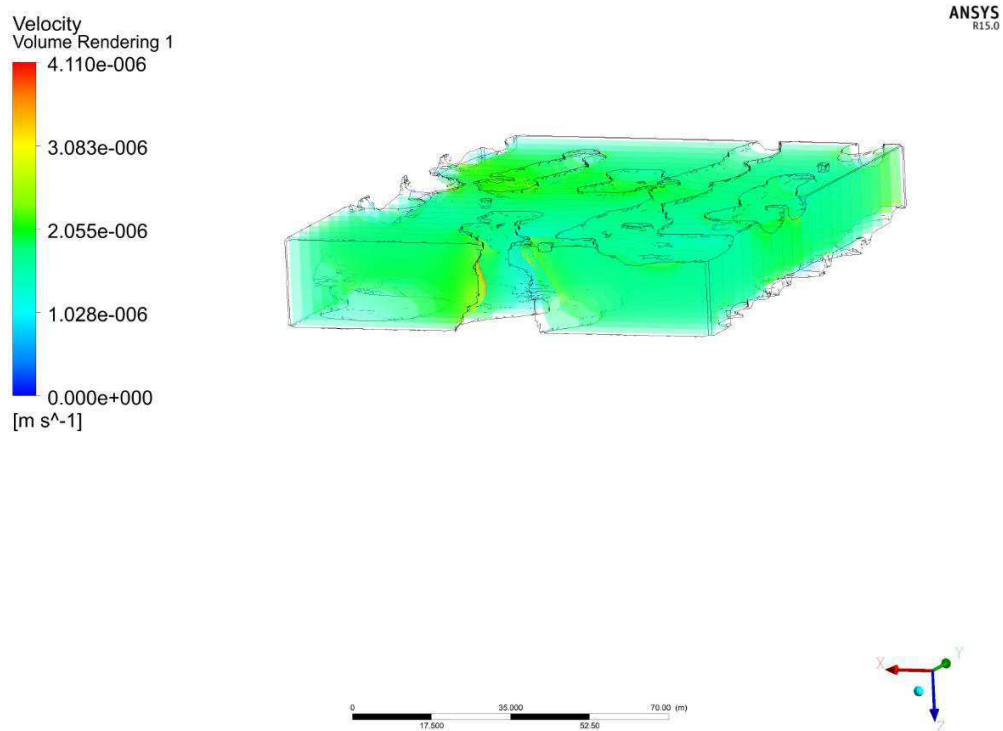


Figura 8.18. Perfil de velocidade ao longo de todo domínio na simulação.

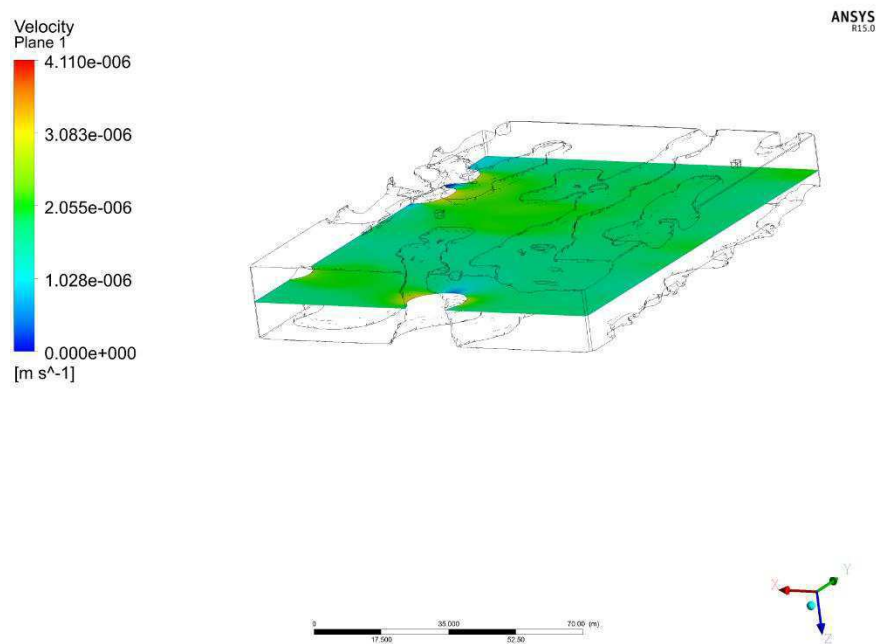


Figura 8.19. Perfil de velocidade no eixo XY a 10 m de profundidade na simulação .

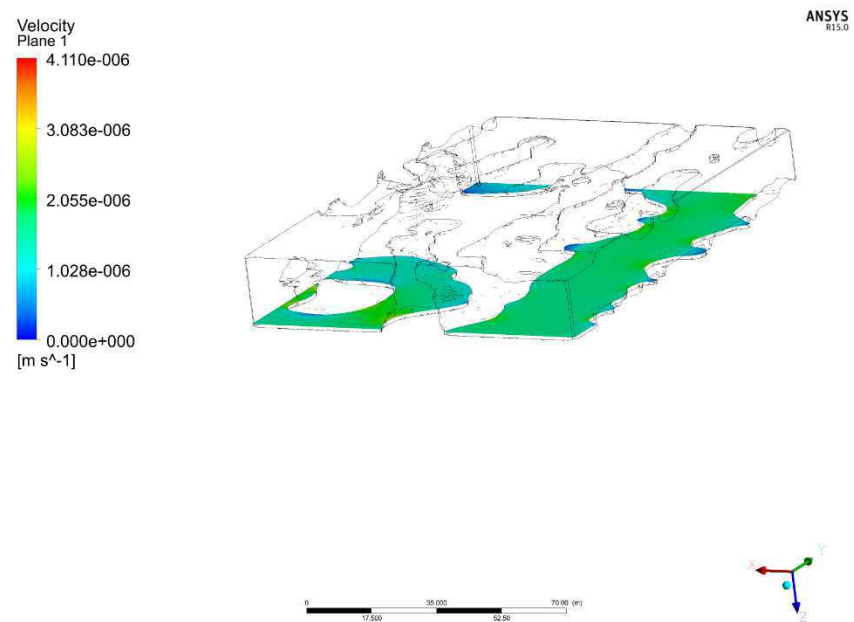


Figura 8.20. Perfil de velocidade no eixo XY a 19 m de profundidade na simulação .

8.5.3 Análise do comportamento dos valores de pressão

- Análise dos valores de pressão obtidos com a simulação velocidade de entrada de água no domínio igual a $1.76 \text{ e}^{-6} \text{ m/s}$

Os perfis de pressão aqui apresentados são de pressão total (ou pressão absoluta), essa pressão é a soma da pressão relativa e a pressão manométrica. A Figura 8.21 apresenta o gradiente de pressão ao longo do domínio para a simulação 1. Nota-se que a pressão varia de $6,93 \text{ e}^{+005}$ a $-5,266 \text{ e}^{+005}$ Pa. Esse valor negativo se deve à pressão manométrica que é calculada pela diferença de pressão de um ponto a outro. O padrão da distribuição da pressão apresenta um decaimento gradual ao longo do eixo Y. Isso ocorre porque a pressão da extremidade de saída foi considerada nula. Embora ocorram pequenas variações locais de pressão na direção dos eixos X e Z causadas pelas heterogeneidades do modelo, estas não são perceptíveis nos volumes tridimensionais de pressão porque elas são muito menores do que aquelas que ocorrem na direção do eixo Y.

O maior valor de pressão foi observado na entrada do domínio, isso pode ser explicado por essa região apresentar zonas resistivas, material de granulometria fina a média, e baixa porosidade. Além disso, a área por onde o fluido percorre pode influenciar os valores de pressão pela capilaridade encontrada no meio. Como se trata de um meio poroso onde foi caracterizado por variações de composição geológica e granulométricas, os valores de pressão se comportam de forma heterogênea. As zonas de alta resistividade se caracterizam por materiais com baixas permeabilidade e porosidade. As zonas com baixa resistividade, encontradas no domínio, se apresentam como possíveis áreas com saturação de água. O material encontrado nessas zonas mostra a presença de areia e argila, com porosidade maior do que para zonas com alta resistividade.

As Figuras 8.22 e 8.23 são cortes ao longo do plano XY, um a 10 m de profundidade e outro a 19 m, respectivamente. Na Figura 8.23, é possível observar que o comportamento da pressão pouco se altera. A essa profundidade a velocidade também é baixa, como visto na Figura 8.18. Na Figura 8.21 pode-se verificar as zonas que apresentam fluxo d'água

caracterizadas como áreas condutivas, ao longo do paleocanal (à margem direita), onde os valores de pressão caem a $1,730 \times 10^5$ Pa.

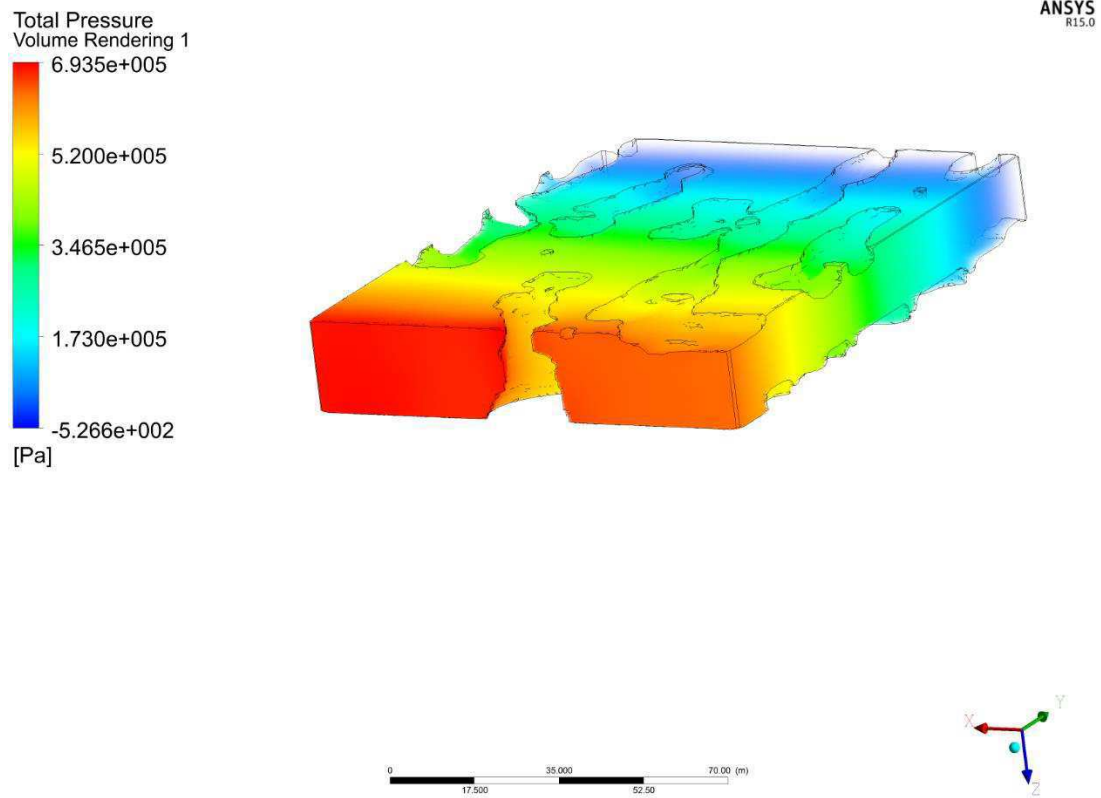


Figura 8.21. Perfil de pressão ao longo do domínio na simulação.

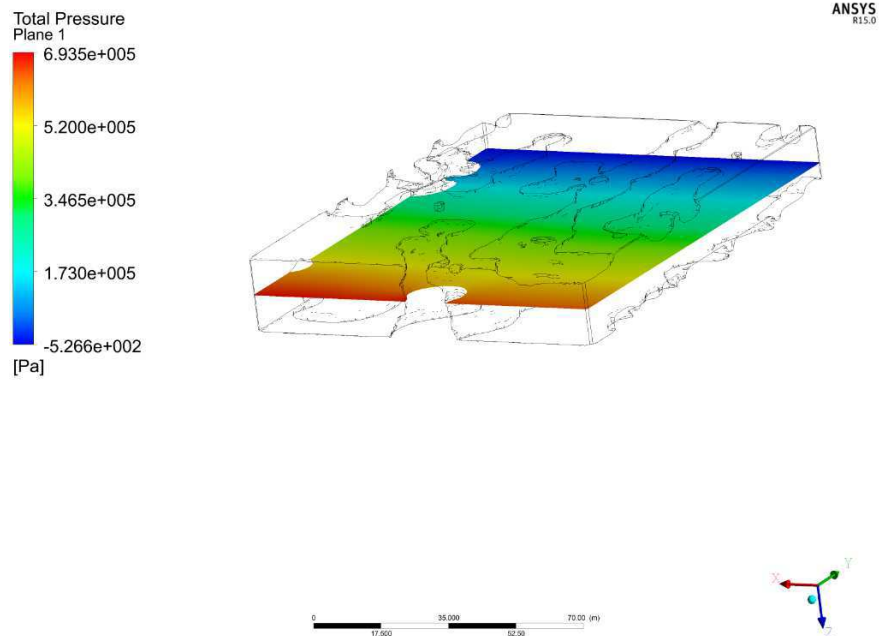


Figura 8.22. Perfil de pressão no plano XY a 10 m de profundidade na simulação.

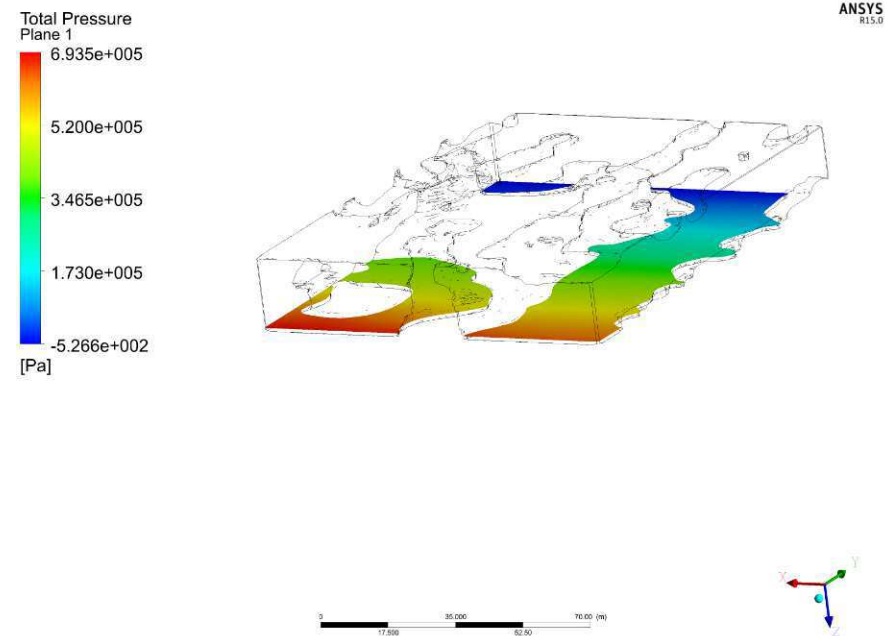


Figura 8.23. Perfil de pressão no plano XY a 19 m de profundidade na simulação.

9 Conclusões

Neste trabalho as propriedades elétricas dos sedimentos foram relacionadas às suas propriedades petrofísicas, a fim de apoiar a interpretação do modelo geofísico. A aparente falta de correlação entre as colunas estratigráficas dos dois furos de sondagens decorre da grande dinâmica fluvial observada na área de estudo.

As propriedades petrofísicas mostram que, na parte mais superficial dos sedimentos, os minerais são mais densos que o quartzo, que por sua vez predomina na maioria dos sedimentos da área. No topo dos furos há predomínio de sedimentos finos, enquanto na parte inferior predomina os sedimentos de maior tamanho de grão. Os sedimentos finos tendem a apresentar baixos valores de resistividade elétrica (inferior a 50 ohm.m), exceto na região insaturada, enquanto os intervalos com litotipos de maior granulometria tendem a apresentar valores de resistividade entre 50 e 200 ohm.m, exceto em regiões de alta porosidade e alta saturação de água. Regiões com litotipos de densidade total menores estão associadas àquelas com maior porosidade, portanto com menor resistividade elétrica. A maior densidade de grãos nos litotipos mais rasos não afeta substancialmente essas relações entre densidade total, porosidade e resistividade. Pode-se identificar uma área no topo com valores de resistividade superiores a 200 ohm.m, que corresponde à zona de sedimentos não saturados, e outra na base, que corresponde ao embasamento cristalino.

O método de eletroresistividade mostrou-se adequado para a identificação e quantificação do paleocanal principal enterrado no leito do rio. Esse recurso é visualmente identificado no modelo 3D como uma estrutura linear de baixa resistividade elétrica devido a sua alta porosidade e saturação em água. A profundidade máxima de sedimentos saturados, ao contrário da relatada na literatura, chega a 20 m no centro do paleocanal principal. O modelo 3D gerado permite visualizar, além do paleocanal principal, os canais secundários, especialmente no lado esquerdo do modelo, que dificilmente seriam completamente identificados por meio de um programa regular de

perfuração. A identificação de paleocanais fornece informações sobre o paleoclima, possíveis ocorrências minerais associadas à dinâmica fluvial e otimiza a localização de poços a serem perfurados com o objetivo de produzir água subterrânea.

As seções de GPR mostraram claramente o nível de água e indicaram a posição do topo do embasamento cristalino, no qual não se observaram fraturas ou descontinuidades. A diferença na textura das imagens de GPR permite separar o pacote sedimentar do embasamento cristalino, no entanto, a profundidade exata do topo do cristalino e, portanto, a espessura do pacote sedimentar, depende da determinação precisa da velocidade de propagação da onda eletromagnética em subsuperfície. No entanto, as profundidades do nível d'água e do embasamento cristalino, como determinadas pelos dois métodos, são coerentes entre si.

As simulações realizadas no ANSYS CFX, mostraram o comportamento da velocidade do fluido água e o comportamento da pressão ao longo do trecho em estudo, através da geometria real do problema. Os valores de velocidade mostram que o fluxo de água não se comporta de forma homogênea ao longo do trecho. As descontinuidades presentes (detectadas por altos valores de resistividade) ao longo do domínio, se apresentam como obstáculos encontrados pelo fluido. Essas descontinuidades diminuem áreas de fluxo e aumentam as pressões e a velocidade do fluido em determinadas zonas.

A simulação realizada sugere que a velocidade de entrada do fluido no domínio estudado ($1,76e^{-6}$ m/s) seria compatível com o tipo de aquífero aqui analisado, conforme relatado por Harter (2003).

Os valores de pressões encontrados nos permitem visualizar áreas de possível surgência natural da água para poços. Esses resultados nos permitem definir o local mais apropriado para a perfuração de poços na área investigada ao longo do trecho do aquífero do rio Sucuru. Essa informação é de relevância para potencializar a produção da agricultura de subsistência na região à medida que se torna assertiva a locação de poços, e se otimiza custo na perfuração. Além disso, poços que são perfurados em áreas com baixas pressões demandam a utilização de bombas, uma vez que, a água não chega até a superfície e isso ocasiona gasto de energia.

O software ANSYS CFX não é uma ferramenta comumente utilizada para respostas na hidrogeologia, apesar de ser um *software* com ampla validade na engenharia, porém respondeu ao intuito da pesquisa nas simulações desenvolvidas para um aquífero granular.

A eletrorresistividade se mostrou um método eficiente para obtenção do modelo tridimensional, capaz de gerar uma geometria e posteriormente uma malha adequada para realizar as simulações de fluidodinâmica computacional e dar respostas de comportamentos em subsuperfície, como velocidade e pressão. Desse modo, neste trabalho sugere-se uma metodologia integrada para a modelagem e simulação de fluxo de água em aquíferos granulares.

Sugestões

A utilização da eletrorresistividade pode ser realizada ao longo de outros trechos do aquífero do Rio Sucuru para obter mais informações. Pode-se testar outros tipos de arranjos em busca de atingir maiores profundidades de investigação e melhores resoluções.

No âmbito da simulação computacional pode-se implementar poços na malha para realizar simulações e obter respostas de como o fluxo do fluido se comporta na vizinhança dos poços, além de introduzir informações hidrológicas da área para respostas mais precisas.

Realizar sondagens visando a coleta de testemunhos da área em profundidades maiores.

Aplicar a metodologia desenvolvida em outros tipos de aquíferos para possível identificação de fraturas e falhas no embasamento cristalino e observar o comportamento de fluxo de água em aquífero misto.

Referências Bibliográficas

- ALVES, A. A. Análise da aplicabilidade do GPR e eletrorresistividade na detecção de dutos. TCC – Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia. 2011.
- ANNAN, A.P. Ground penetration radar workshop notes. Sensors & Software, Inc., Internal Report, 130p. 1992.
- ANSYS - Distribuidora comercial de Software. Disponível em: <<http://www.ansys.com>> Acesso em: 10 de Janeiro. 2019.
- APOLINÁRIO, F. O. Influência da Saturação Fluida nas Propriedades Elásticas de Rochas Carbonáticas. Tese de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral – Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – PB, 2016.
- AUGUSTO, L. L. X. Aplicação da fluidodinâmica computacional (cfd) no estudo do escoamento de ar e deposição de partículas em vias aéreas pulmonares. São Carlos- SP. 107 p. 2014.
- BATALHA, B. H. L. Glossário de Engenharia Ambiental. República Federativa do Brasil, Ministério de Minas e Energia, DNPM, 1986.
- BEAR, J. Dynamics of Fluids in Porous Media. New York. American.Elsevier, 764 p.1992.
- BENEVIDES, C. M. R. Verificação da aplicabilidade da geofísica elétrica na engenharia geotécnica. TCC- Universidade Federal da Bahia. 2014.
- BORGES, W. R. Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e Eletrorresistividade. Dissertação de Mestrado. IAG, Universidade de São Paulo, 2002.
- BORGUETTI, N. R. B.; BORGUETTI, J. R.; ROSA FILHO, E. F. Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul. Curitiba: Imprensa Oficial, 2004.
- BOURBIÉ, T.; COUSSY, O.; ZINSZNER, B. Acoustics of Porous Media. Èditions Technip, 334 pp. 1987.
- BORTOLI, Á.L.; Introdução à Dinâmica de Fluidos Computacional. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 2000.

BRAGA, A.C.O. Métodos geoeletricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica – Formação Rio Claro e Corumbataí, no Município de Rio Claro-SP. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 169 p, 1997.

BRAGA, A. C. O. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática. Tese apresentada ao concurso público para Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

CAPUCCI, E.; MARTINS, A. M.; MANSUR, K. L.; MONSORES, A. L. M. Poços tubulares e outras captações de águas subterrâneas. DRMRJ- Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2001.

CHAM - Distribuidora comercial de Software. Disponível em: <<http://www.cham.co.uk/>> Acesso: 10 de Janeiro. 2019.

CLEARY, R. W. Água subterrânea. Associação Brasileira de recursos hídricos. 1989.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. SUMÉ – FOLHA SB.24-Z-D-V. Brasília – DF: CPRM, 2000.

DAKE, L. P. Fundamentals of Reservoir Engineering. Englewood Cliffs, New Jersey, USA: Prentice-hall, Inc.1978.

DAVIS, J.L.; ANNAN, P. Ground Penetrating Radar for High- Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. Geophysical Prospecting ,37, 531- 551, 1989.

DEGROOT-HEDLIN, C., CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. Geophysics, 55:1613-1624. 1990.

DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. Introduction to geophysical prospecting. 4ed. Singapore: McGraw-Hill, 867p, 1988.

ELIS, V. R. Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro – SP, 264p, 1998.

ELISSON JR., S.P. Origin of porosity and permeability, Lecture Notes, University of Texas at Austin, EUA. 1958.

EPA. Stream Corridor Restoration – principles, processes and practices. Environmental Protection Agency, EUA. 1998.

FALGÀS, E.; LEDO, J.; BENJUMEA, B.; QUERALT, P.; MARCUELLO, A.; TEIXIDÓ, T.; MARTÍ, A. Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surv. Geophys.*, 32: 857–873. 2011.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. In: Feitosa, F. A. C. et al. (3ª Ed.). Rio de Janeiro: CPRM – LABHID, 812 p. 2008

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. In: Feitosa, F. A. C. et al. (2ª Ed.). Rio de Janeiro: CPRM – LABHID. 391 p, 2000.

FERZIGER, J. H.; PERIĆ, M. Computational Methods of Fluid Dynamics, 3ª ed. Berlin: Springer Verlag, 423 p. 2002.

FETTER, CW. Applied Hydrogeology, Ed. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, USA. 1994.

FITTS, C. R. Águas subterrâneas .2. ed. Rio de Janeiro : Elsevier. 577 p. 2015.

FORTUNA, A. O. Técnicas Computacionais para Dinâmicas dos Fluidos: Conceitos Básicos e Aplicações, 2ª ed. São Paulo: Edusp. 426 p. 2012.

FRANFURT, R. Simulação de transporte de massa de um soluto em meio poroso com auxílio do cfd (computer fluid dynamics) - Universidade de São Paulo- Escola Politécnica. 169 p, 2008.

GANDOLFO, O. C. B. Um estudo do imageamento geológico na investigação rasa. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2007.

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

HAGY, R. D. Porosidade e Permeabilidade em Amostras de Rochas: Estudo com alunos do ensino fundamental sobre reservatório subterrâneo. Dissertação- Instituto de Geociências, Unicamp, 2009.

HALL, S. M. Estudo comparativo de métodos dos volumes finitos e misto de elementos finitos na solução de problemas de Darcy. COPPE/ UFRJ. Programa de pós-graduação de engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. 89 p .2006.

HARTER, T. Basic Concepts of Groundwater Hydrology. Farm Water Quality Planning Publication 8083, University of California, Division of Agriculture and Natural Resources, p. 1-6.2003.

HASTED, J.B. Liquid water dielectric properties, in F. Franks (ed.), Water - a Comprehensive Treatise, Vol. 1, The Physics and Physical Chemistry of Water, Plenum Press, New York, pp. 255–310. 1972.

JOL, H. M. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Edit. Elsevier Science, 524 pp, 2009.

JUNIOR, C. R. M. Fluxo hídrico subterrâneo: modelagem computacional e calibração iterativa dos parâmetros hidrodinâmicos. Dissertação de Mestrado- Recursos hídricos. UFC, Fortaleza, CE, Brasil. 117 p, 2007.

KAFRI, U. & Goldman, M. The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. J. Appl. Geophysics, 57(3): 167–178. 2005.

KEARY, P.; BROOKS , M.; HILL, I. Geofísica de Exploração. Editora Oficina de Textos, 438 pp, 2009.

KELLER, G.V. Rock and mineral properties. Investigations in Geophysics, no 3. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, v.1, p.13-51, 1987.

KRIVOCHIEVA, S & CHOUTEAU, M. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). J. Appl. Geophysics, 52(1): 23–43. 2003.

LOKE, M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Notes, 61pp, 1999.

LOKE, M. H., & DAHLIN, T. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. Journal of Applied Geophysics, 49(3), 149-162. DOI: 10.1016/S0926-9851(01)00106-9. 2002.

LOKE, M.H. & BARKER, R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 44:131-152, 1996.

LUIZ, J.G. 2013. Geofísica na prospecção mineral: Guia para aplicação. Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 89 pp.2013.

MALISKA, C. R. Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos Computacional. 2ª ed.LTC editora. Rio de Janeiro. 452 p. 2004.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. The Rock Physics Handbook. Cambridge University Press,329 pp.2003.

MILSOM J. Field Geophysics - The Geological Field Guide Series. 3 ed. London: Wiley, 249 pp.2003.

MEJU, M.A.; GALLARDO, L.; MOHAMED, A.K. Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials. Geophys. Res. Lett. 30(7): 26-1 – 26-4.DOI: 10.1029/2002 GL016048.2003.

MOTA, R. & MONTEIRO S, F. 2D sections of porosity and water saturation percent from combined resistivity and seismic surveys for hydrogeologic studies. The Leading Edge, 25: 735–737. 2006.

OLHOEFT, G.R. Electrical properties of rocks, in Touloukian, Y.S., Judd, W.R. and Roy, R.F. (eds), Physical Properties of Rocks and Minerals, Vol. II, McGraw-Hill, New York, 548 p., 1981.

ORELLANA, E. Prospeccion geoelectrica em corriente continua. Madrid: Paraninfo, 523 p, 1972.

OSÓRIO, Q. S. Vulnerabilidade Natural de Aquíferos à Poluição das Águas Subterrâneas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria, RS. Brasil. 2004.

PAIVA, J. B. D. e PAIVA, E. M. D. C. (org)., Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2001.

PEDERSEN, L.B.; BASTANI, M.; DYNESIUS, L. Groundwater exploration using combined controlled-source and radiomagnetotelluric techniques. Geophysics, 70: G8–G15. DOI:10.1190/1.1852774.2005.

PEREIRA, A. C.; CÂMARA, K. R. R. Análise de Perfis de Sondagem SPT e Caracterização Geotécnica de Solos e município de Natal. Holos, ano 21. 2005.

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

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. Para Entender a Terra. Porto Alegre: Bookman, 2006.

REYNOLDS, J.M. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. New York: John Wiley & Sons, 796 p, 1997.

RES2DINV. Geoelectrical Imaging 2D & 3D (Geotomo software) Instruction Manual. 2010.

ROSA, A.; CARVALHO, R.; XAVIER, J. Engenharia de Reservatórios de Petróleo. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 808 pp. 2006.

SALGADO, J. P. Influência do lançamento de esgotos na qualidade das águas do aquífero aluvial do rio sucú, no município de Sumé – PB. Dissertação de mestrado - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da UFCG. 2016.

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

SATO, H. K. Notas de aula do curso de métodos geofísicos elétricos, CPGG – UFBA. 1999.

SERPEC. http://www.serpec-expocaatinga.com/home/?page_id=289 acessado em fevereiro de 2018.

SCHWINN, W. & Tezkan, B. 1D joint inversion of radiomagnetotelluric (RMT) and transient electromagnetic (TEM) data - an application for groundwater prospection in Denmark. In: 3rd EEGS, Aarhus. 1997.

SCHNAID, F. Ensaio de campo e suas aplicações à Engenharia de Fundações. Oficina de textos. 189p., 2000.

SILVA, D. D. Caracterização de Áreas Favoráveis à Extração de Blocos Graníticos de Grande Porte Com o Uso da Eletrorresistividade, Cabo de Santo Agostinho, PE. Dissertação de mestrado- Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. 2014.

SOARES, J. A. Boletim SBGF(Sociedade Brasileira de Geofísica). Número 1, 2011.

SOUZA, L.A.P.; SILVA, R. F.; IYOMASA, W. S. Investigações geofísicas. In: Oliveira, A. M. S., Brito, S. N. A. (Ed.). Geologia de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE),. Métodos de investigação. p.165-183. 1998.

SOUZA, N. M. Vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas – Um estudo do aquífero Bauru na zona urbana de Araguari, MG. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. Universidade Federal de Uberlândia. Uberlândia – MG, 2009.

SOUZA, C.D. Simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na região do cariri e calibração utilizando gradiente das cargas hidráulicas. Dissertação de Mestrado – Departamento de Recursos Hídricos, Universidade do Ceará. 134 p.2007.

SPIEGEL, R.J., STURDIVANT, V.R., OWEN, T.E. Modeling resistivity anomalies from localized voids under irregular terrain. *Geophysics*, 45:1164-1183. 1980.

SUMNER, J. S. Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 277p., 1976.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P; SHERIFF, R. E. Applied geophysics. 2ed. Cambridge: Cambridge University Press, 770p,1990.

TEXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. Decifrando a terra. Oficinas de textos, USP. Cap 7,2000

TIAB, D.; DONALDSON, E.C. Petrophysics . Elsevier, 889pp. 2004.

TODD, D. K. Groundwater Hydrology. New York: John Wiley.1980.

TU, J.; YEOH, G. H.; LIU, C. Computational Fluid Dynamics: A Practical Approach, 1ª ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 459 p.2008.

UNSWORTH, M.J.; Lu, X.; Watts, M.D. AMT exploration at Sellafield: characterization of a potential radioactive waste disposal site. *Geophysics*, 65: 1070–1079.2000.

VERSTEEG, H. K.; MALALASEKERA, W. An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method, 2ª ed. New York: Prentice Hall, 503 p.2007.