



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

GRACIELI LOUISE MONTEIRO BRITO VASCONCELOS

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE SEDIMENTOS
TÍPICOS DO LEITO SECO DO RIO CAPIBARIBE:
Experimentação e Modelagem**

Recife, Pernambuco, Brasil
Fevereiro / 2015

GRACIELI LOUISE MONTEIRO BRITO VASCONCELOS

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE SEDIMENTOS
TÍPICOS DO LEITO SECO DO RIO CAPIBARIBE:
Experimentação e Modelagem**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. José Almir Cirilo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador: José Almir Cirilo

Co-orientador: Jaime Joaquim da S. P. Cabral

Recife, Pernambuco, Brasil
Fevereiro / 2015

V331c Vasconcelos. Gracieli Louise Monteiro Brito Vasconcelos.

Caracterização hidrogeofísica de sedimentos típicos do leito seco do rio Capibaribe: Experimentação e modelagem / Gracieli Louise Monteiro Brito Vasconcelos - 2015.

167folhas, Il.; Abr.Sig. Lis Simb. e Tab.

Orientador: Prof. Dr. José Almir Cirilo.

Coorientador: Jaime Joaquim da S. P. Cabral.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Engenharia Civil, 2015.
Inclui Referências.

1. Engenharia Civil. 2. GPR. 3. Semiárido. 4. Beerkan. 5. Litofácies. I. Cirilo, José Almir (Orientador). II. Cabral, Jaime Joaquim da S. P. III. Título.

UFPE

624 CDD (22. ed.)

BCTG/2016- 171



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa de Tese de Doutorado

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE SEDIMENTOS TÍPICOS DO LEITO
SECO DO RIO CAPIBARIBE: Experimentação e Modelagem**

defendida por:

GRACIELI LOUISE MONTEIRO BRITO VASCONCELOS

Considera a candidata APROVADA.

Recife, 27 de fevereiro de 2015.

Prof. Dr. José Almir Cirilo – UFPE – Orientador

Prof. Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral – UFPE – Orientador

Prof^o Anderson Luiz Ribeiro de Paiva
Departamento de Engenharia Civil – UFPE

Prof^o Abelardo Antônio de Assunção Montenegro
Departamento de Engenharia Agrícola – UFRPE

Prof^o Antonino Celso Dantas Antonino
Departamento de Engenharia Civil – UFPE

Prof^o Jaime Joaquim da S. P. Cabral
Departamento de Engenharia Civil – UFPE

Prof^o Paulo Frassinete Araújo Filho
Departamento de Engenharia Civil – UFPE

Aos meus pais José Elísio e Maria Graciéte e ao meu
esposo Fábio Vasconcelos, meus maiores exemplos
de amor, perseverança, honestidade e dignidade e à
minha filha Júlia Louise. Dedico-lhes esta conquista.

AGRADECIMENTO

Agradeço, em primeiro lugar, à Deus, em sua Trindade Santa, pela força sempre presente em minha vida, pela luz mostrando o caminho a seguir.

Aos meus pais Elísio e Graciéte, irmãos e irmãs, Dida e Julianne, meu esposo Fábio, minhas cunhadas Fabiana e Fernanda e seu esposo André, aos sogros Fernando e Neli pela compreensão que tiveram comigo principalmente nos momentos em que estive ausente do seu convívio, estudando, pesquisando para a realização dessa pesquisa.

Aos professores Jaime Cabral e Artur Coutinho pela orientação e paciência ao longo do desenvolvimento desta pesquisa.

Aos amigos do laboratório Dayane (Joinha), Djalena, Leidjane, Simone, Iane, Ana, Edilson, Lopes, Gastão e outros pelo auxílio nos trabalhos, amizade e parceria.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da UFPE e, em especial, aos professores da área de Recursos Hídricos, pela oportunidade e as contribuições para o meu desenvolvimento profissional.

Aos demais amigos, que me acompanham ao longo da minha jornada de vida.

Ao Projeto Águas de Areias, em especial, ao Prof^o Ricardo Braga, Arnaldo Vitorino e Naldo por todo auxílio que foram fundamentais para a conclusão desta pesquisa.

Agradeço também ao Projeto de Cooperação Internacional do Semiárido e à FACEPE pela concessão de bolsa para a realização dessa pesquisa.

Enfim agradeço a todos aqueles que fizeram, de uma forma ou de outra, parte da caminhada neste trabalho.

“É graça divina começar bem. Graça maior é persistir na caminhada certa. Mas a graça das graças é não desistir nunca.”

Dom Helder Câmara

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOFÍSICA DE SEDIMENTOS TÍPICOS DO LEITO SECO DO RIO CAPIBARIBE:

Experimentação e Modelagem

RESUMO

As formações geológicas da superfície, tais como formações aluviais, são geralmente constituídos por processos de erosão, transporte e sedimentação, causando considerável heterogeneidade nos parâmetros hidráulicos do solo e no fluxo de água. O conhecimento da arquitetura sedimentar e da distribuição de litofácies são de fundamental importância para a análise do armazenamento das águas subterrâneas. A presente pesquisa teve como objetivo aplicar uma abordagem hidrogeofísica, a partir da caracterização geofísica (Radar de Penetração no Solo) das estruturas sedimentares, da caracterização hidráulica in situ (Testes de infiltração Beerkan) e da modelagem matemática (Hydrus 1D) para a verificação do comportamento hidráulico na área escolhida. As identificações das litofácies através do GPR foi possível a partir da visualização dos principais elementos do subsolo, por meio da velocidade de propagação da onda eletromagnética e da reflexão do sinal GPR e suas alterações. Na medida em que as camadas deposicionais vão apresentando mudanças no conteúdo de água, na granulometria, no tipo de sedimento e na orientação das camadas, o lençol freático, as estruturas sedimentares e os contatos litológicos tendem ser identificados, o que torna o método eficaz para a investigação voltada à hidrogeologia. Para obtenção das propriedades hidráulicas do solo, como as curvas de retenção da água no solo e da condutividade hidráulica, foi utilizado o modelo BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) também conhecido como Beerkan. Através do programa Hydrus, foi realizada uma simulação simplificada da dinâmica da água no solo em função de alguns cenários considerados no estudo para estimar o armazenamento de água no subsolo em função da precipitação considerada. Foi realizada uma aplicação nas aluviões do leito seco do rio do alto Capibaribe no município de Santa Cruz do Capibaribe. Os resultados mostraram que o GPR foi eficiente no imageamento da subsuperfície a partir do conhecimento da geometria e da estratigrafia do aquífero do leito seco do rio. Observou-se que a heterogeneidade das camadas influi na hidrodinâmica da água no solo e que o Beerkan e o Hydrus são ferramentas adequadas para o melhor entendimento do armazenamento das aluviões de leito secos de rios do semiárido nordestino.

Palavras-chave: GPR, Semiárido, Beerkan, Litofácies.

CHARACTERIZATION HIDROGEOPHYSICAL OF TYPICAL SEDIMENTS OF THE DRY BED CAPIBARIBE RIVER: Experimentation and Modeling

ABSTRACT

The geological surface features, such as alluvial formations, are often made of erosion, transport and sedimentation, causing considerable heterogeneity in the hydraulic parameters of the soil and the water flow. The knowledge of the sedimentary architecture and distribution of lithofacies are of fundamental importance for the analysis of groundwater storage. This proposed study aims to apply a hydrogeophysics approach from the geophysical characterization (Ground Penetrating Radar) of the sedimentary structures, in situ hydraulic characterization (Beerkan infiltration tests) and mathematical modeling (Hydrus 1D) to checking hydraulic behavior in the chosen area. The identification of lithofacies through the GPR was possible from the view of the main elements of the basement, through the propagation velocity of the electromagnetic wave and the reflection of the GPR and its amendments. Inasmuch as the depositional layers are showing changes in water content in grain size, type of pellet and the orientation of the layers, the water table, sedimentary structures and lithologic contacts tend to be identified, which makes efficient method for the investigation focused on hydrogeology. To obtain the hydraulic properties of the soil, such as water retention curves in soil and the hydraulic conductivity, BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments) model was used, also known as Beerkan. Through Hydrus program, a simplified simulation of dynamic water was held in the soil due to some scenarios considered in the study to estimate the underground water storage due to the precipitation considered. The application of the reseach was made in the alluvium of the dry bed of the upper Rio Capibaribe in Santa Cruz do Capibaribe. The results showed that the GPR was effective in imaging the subsurface from the knowledge of geometry and stratigraphy of the aquifer dry river bed. It was observed that the heterogeneity of layers influences the water hydrodynamics in the soil and the Beerkan and Hydrus are suitable tools to better understand the storage of dry bed of alluvial rivers of the northeastern semiarid region.

Key words: GPR, Semiarid, Beerkan, Lithofacies.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. 1 – Exploração predatória e ilegal da areia no leito seco do rio Capibaribe.	16
Figura 1. 2 – Simulação da exposição do espelho d'água no leito do rio, em função da exploração da areia.	16
Figura 2. 1 – Esquema didático da capacidade de água disponível (CAD) (a) e da distribuição física (b) de um solo.	19
Figura 2. 2 – Diagrama textural proposto por USDA.	20
Figura 2. 3 – Condições Gerais da Umidade do Solo.	24
Figura 2. 4 – Representação da distribuição da água em subsuperfície, mostrando as principais zonas de umidade.	26
Figura 2. 5 – Curva de retenção de água no solo.	28
Figura 2. 6 – Esquema de boias e reservatórios para os anéis.	35
Figura 2. 7 – Ensaio de infiltração com anel simples.	36
Figura 2. 8 – Diagrama simplificado do funcionamento do radar de penetração do solo (GPR). (A) Componentes do sistema; (B) Seção de interpretação; (C) Radargrama.	43
Figura 2. 9 – Relação entre as distancias de investigação e frequência para diferentes materiais. ..	47
Figura 2. 10 – Processos que levam a perda do sinal eletromagnético.	48
Figura 2. 11 – Atenuação da onda eletromagnética em subsuperfície: a) meio com baixa taxa de atenuação (α); b) meio com elevada taxa de atenuação (α).	50
Figura 2. 12 – Relação entre frequência, condutividade elétrica e atenuação.	50
Figura 2. 13 – Esquema de uma onda refratada.	54
Figura 2.14 – Esquema de aquisição de dados pelo perfil de reflexão com afastamento constante. a) procedimento envolvendo movimentos repetitivos das antenas transmissora e receptora, com espaçamento constante entre as antenas; b) oito traços de GPR esquemáticos mostrando a chegada da onda aérea, da onda direta na Terra e da onda refletida no substrato em subsuperfície.	55
Figura 2. 15 – Esquema da técnica de aquisição de sondagem de velocidade: a) Modo CMP; b) Modo WARR.	56
Figura 2. 16 – Aquisições GPR em poços. a) Transiluminação commom offset; b) Tomografia direta; c) Vertical Radar Profiling – VRP; d) Transiluminação variável.	59
Figura 3. 1 – Localização da área do Projeto Águas de Areias no Alto Rio Capibaribe.	71
Figura 3. 2 – Localização da área de estudo.	71
Figura 3. 3 – Área escolhida para aplicação do GPR.	72
Figura 3. 4 – Área 1 e 2 para aplicação do GPR no trecho do alto Capibaribe.	72
Figura 3. 5 – Construção da trincheira na área 1, calha principal do Alto Rio Capibaribe.	73
Figura 3. 6 – Construção da trincheira na calha secundária do Alto Rio Capibaribe (Área 2)	74

Figura 3. 7 – Perfil do ensaio de infiltração na calha principal do Alto Capibaribe, medidas em metros (Área 1).....	77
Figura 3. 8 – Esquema do ensaio de infiltração na calha principal do Alto Capibaribe (Área 1).	77
Figura 3. 9 – Perfil do ensaio de infiltração em um trecho da calha secundária do Alto Capibaribe, medidas em metros (Área 2).....	78
Figura 3. 10 – Esquema do ensaio de infiltração em um trecho da calha secundária do Alto Capibaribe (Área 2).....	78
Figura 3. 11 – A) Sistema de aquisição de dados; B) Antena de 400Mhz; C) Antena 200 Mhz, D) Antena de 100Mhz.....	89
Figura 3. 12 – A) Linhas de investigação sobre alvos de orientação conhecida; B) Linhas de investigação sobre alvos 3-D ou alvos de orientação desconhecida.....	92
Figura 3. 13 – Fluxograma das etapas de processamento dos dados de GPR, segundo Souza (2005b).	94
Figura 3. 14 – Fluxograma Simplificado do Processamento.....	95
Figura 3. 15 – Exemplo de configurações de reflexão de radargramas de acordo com a litologia e as estratigrafias de sedimentos glaciais.	98
Figura 4. 1 – Triângulo Textural do Solo baseado em USDA (1967), a) Área 1 – Leito do Rio Capibaribe, b) Área 2 – Calha secundária do Rio Capibaribe.....	99
Figura 4. 2 – Classificação das litofácies e curva de distribuição do tamanho das partículas para área 1.....	100
Figura 4. 3 – Classificação das litofácies e curva de distribuição do tamanho das partículas para área 2.....	101
Figura 4. 4 – Curvas de infiltração nas camadas na área 1.	104
Figura 4. 5 – Curvas de infiltração na camada superficial da área 1 mostrando a repelência da água no solo.	104
Figura 4. 6 – Curvas de infiltração na área 2.....	105
Figura 4. 7 – Comportamento dos valores do raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λm) para as áreas analisadas.	108
Figura 4. 8 – Comportamento da escala de comprimento capilar (λc) para as áreas analisadas. ...	109
Figura 4. 9 – Curvas de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 1	110
Figura 4. 10 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 2.....	111
Figura 4. 11 – Radargrama obtido com antena de 100Mhz na área 1.....	113
Figura 4. 12 – Radargrama obtido com antena de 400Mhz.	114
Figura 4. 13 – Radargrama obtido com antena de 200 Mhz na área 1.....	115
Figura 4. 14 – Etapas de processamento dos radargramas para a área 2.	116
Figura 4. 15 – Radargrama com antena de 400 Mhz na Área 2, B) com aumento do ganho.....	117
Figura 4. 16 – Radargrama obtido com antena de 200Mhz na Área 2.	118
Figura 4. 17 – Presença de afloramentos rochosos nas proximidades da aplicação do GPR.....	118

Figura 4. 18 – Comparação dos radargramas obtidos em 02/07/2014 e 29/07/2014.....	119
Figura 4. 19 – Precipitação diária nos meses de junho e julho de 2014 próximo ao local de aplicação do GPR.	120
Figura 4. 20 – Radargrama obtido com antena de 200 Mhz na área 2 no dia 02/07/2014.....	120
Figura 4. 21 – Radargramas obtido com antena de 200 Mhz na área 2 no dia 29/07/2014.	121
Figura 4. 22 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 1 pela hipótese de Mualen	123
Figura 4. 23 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 2 pela hipótese de Mualen.	124
Figura 4. 24 – Análise do comportamento da curva de condutividade hidráulica sem a camada 4, área 2.....	125
Figura 4. 25 – Precipitação pluviométrica diária para o ano de 2014.....	126
Figura 4. 26 – Evapotranspiração potencial da área de estudo pelos métodos de Thorthwaite & Matter e Blaney Criddle.	127
Figura 4. 27 – Curvas velocidade na base para a condição inferior de lençol freático.....	128
Figura 4. 28 – Curvas velocidade na base para a condição inferior de lençol freático (Área 2).	129
Figura 4. 29 – Comportamento da umidade em função da profundidade nas condições de A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 1).	130
Figura 4. 30 – Comportamento da umidade em função da profundidade nas condições de A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 2)	131
Figura 4. 31 – Comportamento da recarga em função da variação do potencial matricial nas condições A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 1).....	132
Figura 4. 32 – Comportamento da recarga em função da variação do potencial nas condições A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 2).....	133

LISTA DE TABELAS

Tabela 2. 1 – Estimativa da profundidade de penetração em função da frequência central.	46
Tabela 2. 2 – Valores típicos do coeficiente de reflexão para algumas interfaces.	52
Tabela 2. 3 – Valores típicos de propriedades eletromagnéticas para diferentes materiais baseado em diversos autores.....	59
Tabela 4. 1 – Percentuais de argila, areia e silte do solo nas áreas da pesquisa.	99
Tabela 4. 2 – Características físicas do perfil do solo nas áreas da pesquisa.....	102
Tabela 4. 3 – Dados de infiltração na área 1.	103
Tabela 4. 4 – Dados de infiltração na área 2.	105
Tabela 4. 5 – Resultado dos parâmetros de forma das funcionais de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ para área 1 e 2. .	106
Tabela 4. 6 – Propriedades hidráulicas das litofácies.	107
Tabela 4. 7 – Valores da escala de comprimento capilar (λ_c) e do raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) para as duas áreas.....	108
Tabela 4. 8 – Resumo dos principais padrões dos radarfácies retirados das seções de GPR utilizadas na pesquisa.....	112
Tabela 4. 9 – Parâmetros da curva de retenção com a hipótese de Mualem (1976) para as áreas analisadas.....	122
Tabela 4. 10 – Valores da recarga anual calculado para diferentes potenciais em função da condição inferior considerada.....	134

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ONU	Organização das Nações Unidas
GPR	Radar de Penetração do Solo
EM	Eletromagnética
ER	Eletrorresistividade
VLF	Very Low Frquency
VRP	Vertical Radar Profiling
MIN	Ministério da Integração Nacional
GSSI	Geophysical Survey Systems, Inc.
Tx	Antena transmissora
Rx	Antena receptora
WARR	Wide Angle Reflection
CMP	Common-mid point
USDA	Departamento de Agricultura dos Estados Unidos
BEST	Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments
CAD	Capacidade de Água Disponível
SBCS	Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
ISSS	Sociedade Internacional de Ciência do Solo
PTFs	Pedotransferência
TDR	Time Domain Reflectometry
CISA	Cooperação Internacional do Semiárido
APAC	Agência Pernambucana de Águas e Clima
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
PVC	Policloreto de vinil
EQM	Erro quadrático médio

LISTA DE SÍMBOLOS

U	Umidade à base de massa ou umidade gravimétrica do solo
θ	Umidade à base de volume ou umidade volumétrica do solo
M_a	Massa de água do solo
M_t	Massa total do solo seco
M_s	Massa das partículas sólidas do solo seco
V_s	Volume das partículas sólidas do solo
V_p	Volume de poros
V_t	Volume de total do solo seco
V_a	Volume de água do solo
V_{ar}	Volume de ar do solo
ρ_s	Massa específica das partículas do solo
ρ_{ap}	Massa específica total ou aparente do solo
ρ_{ag}	Massa específica da água
S_r	Saturação relativa ou grau de saturação
S_e	Saturação relativa efetiva
$\Delta\theta$	Variação de umidade
θ_r	Umidade residual ou conteúdo de água residual
θ_s	Umidade saturada ou conteúdo de água efetivo
θ_o	Umidade gravimétrica inicial
θ_f	Umidade gravimétrica final
θ_{vi}	Umidade volumétrica inicial
θ_{vf}	Umidade volumétrica final
V	Volume de álcool
ψ	Potencial total da água
ψ_m ou h	Potencial matricial do solo pela água
ψ_g	Potencial gravitacional da água
ψ_p	Potencial de pressão da água
ψ_o	Potencial da presença de solutos
$\psi_m(\theta)$	Curva de retenção da água
$\theta(\psi_m)$	Curva de retenção da água
K_s	Condutividade hidráulica saturada do solo
$\partial\psi$	Potencial da água no solo

∂z	Coordenada de posição vertical
h_{sup}	pressão de superfície
$\Theta(h)$	Umidade efetiva do solo
h_{ea}	Parâmetros de ajuste que dependem da estrutura do solo da equação de Brooks & Corey (1964)
$K(\theta)$	Curva de condutividade hidráulica.
q	Densidade de fluxo nas direções x , y e z
t	Tempo
K	Condutividade hidráulica do solo
I_t	Taxa de infiltração
I_i	Taxa de infiltração inicial
I_b	Taxa de mínima de infiltração
V_f	Volume infiltrado
S	Sorvidade
I	Lâmina infiltrada acumulada
T	Tempo de infiltração
k	Constante dependente do solo
VI_m	Velocidade de infiltração média
f_o	Velocidade de infiltração básica
r	Raio
θ_s, K_s, h_g	Parâmetros de normalização relacionados à estrutura dos solos para o modelo de Beerkan
m e n	Parâmetros de forma de $h(\theta)$ do modelo de Beerkan
η	Parâmetro de forma de $K(\theta)$ da eq. de Brooks & Corey
h_g	Valor de escala de h
γ	Parâmetro que traduz os efeitos da gravidade no caráter tridimensional da infiltração
β'	Constante que se encontra entre $0 < \beta < 1$.
E	Intensidade do campo elétrico (V/m)
H	Intensidade do campo magnético (A/m)
B	Indução magnética, ou densidade de fluxo (Wb/m ² ou Tesla)
D	Deslocamento elétrico (C/m ²)
$D_{máx}$	Profundidade máxima de penetração
$\vec{E}$	Vetor de força do campo elétrico

$\bar{B}$	Vetor de densidade de fluxo magnético
$\bar{D}$	Vetor de deslocamento elétrico
$\bar{H}$	Intensidade do campo magnético
q	Densidade de cargas elétricas
$\bar{J}$	Vetor de densidade da corrente elétrica (A/m ²)
$\nabla \cdot \bar{D}$	Divergente da densidade do fluxo elétrico
$\nabla \cdot \bar{B}$	Divergente da densidade do fluxo magnético
σ	Condutividade Elétrica do meio
$\tilde{\epsilon}$	Permissividade dielétrica no meio.
$\tilde{\mu}$	Permeabilidade magnética do meio
μ_r	Permeabilidade magnética relativa
ϵ_r	Permissividade dielétrica relativa
ϵ_0	Permissividade dielétrica no vácuo
δ	Skindepth ou profundidade de penetração ou peculiar
f	Frequência central de operação do GPR
α	Constante de atenuação
β	Constante de propagação
ω	Comprimento da onda
dB	Decibéis
R	Coeficiente de reflexão
c	Velocidade da luz no vácuo
λ	Comprimento da onda
V_1	Velocidade na camada 1
V_2	Velocidade nas camada 2
ϵ_1	Constante dielétrica relativa da camada 1
ϵ_2	Constante dielétrica relativa da camada 2
v	Velocidade de propagação da onda eletromagnética
h_r	Profundidade do refletor
T_m	Espessura mínima da camada identificável que pode ser resolvida
$F(D)$	Distribuição do tamanho das partículas
D	Diâmetro das partículas
D_g	Parâmetro de escala do tamanho das partículas
M e N	Parâmetros da curva de distribuição do tamanho das partículas

p_m	Índice de forma do meio
κ	Coeficiente definido por Fuentes <i>et al.</i> (1998)
s	Dimensão fractal relativa
D_f	Dimensão fractal do solo
ϕ	Porosidade total do solo
p	Fator de tortuosidade
S_{max}	Sorvidade máxima
t_{max}	Tempo máximo
t_{grav}	Tempo gravimétrico
c_p	Parâmetro que depende apenas dos parâmetros de
Γ	Função gama clássica.
x	Coordenada espacial, [L];

Sumário

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 Hipótese da pesquisa	17
1.2 Objetivos	17
1.3 Organização da tese	17
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1 Aspectos físicos do solo	19
2.1.1 Introdução	19
2.1.2 Relações solo-água	25
2.2 O Modelo BEST	37
2.3 O Modelo Hydrus	39
2.4 Radar de Penetração do Solo (GPR)	41
2.4.1 Tipos de antenas	42
2.4.2 Princípios de funcionamento do GPR	42
2.4.3 Profundidade de penetração	45
2.4.4 Perdas das ondas eletromagnéticas do GPR	47
2.4.5 Modo e técnica de aquisição	54
2.4.6 Processamento dos dados	59
2.4.7 Interpretação dos dados	60
2.4.8 Causas de reflexões do GPR em sedimentos	62
2.4.9 Identificação das litofácies através do GPR	62
2.4.10 Estudos com o GPR	66
3. MATERIAL E MÉTODOS	69
3.1 Área de estudo	69
3.2 Métodos	72
3.2.1 Investigação destrutiva	73
3.2.1.1 Construção das Trincheiras	73
3.2.2 Investigação não destrutiva	74
3.2.2.1 Método BEERKAN	74
3.2.2.2 Modelagem Hidrológica pelo Hydrus	86
3.2.2.3 Método Radar de Penetração do Solo (GPR)	88
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	99
4.1 Características físicas do solo	99
4.2 Comportamento do solo nos ensaios de infiltração	102
4.3 Método Beerkan	106

4.3.1	Curvas de retenção e condutividade hidráulica da água no solo	109
4.4	Avaliação do Radar de Penetração do Solo	112
4.5	Modelagem com o Hydrus 1D	121
4.5.1	Análise dos dados climáticos utilizados no Hydrus	126
4.5.2	Análise da sensibilidade da malha	127
4.5.3	Avaliação dos processos de armazenamento e drenagem.....	131
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	135
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138

1. INTRODUÇÃO

Um problema que vem se agravando muito nas últimas décadas e gerando grandes discussões em todo o mundo está relacionado à escassez de água no que se refere a sua qualidade e disponibilidade. Os recursos hídricos são um elemento-chave nas políticas de combate à pobreza, mas por vezes são ameaçados pelo próprio desenvolvimento.

O último relatório das Organizações das Nações Unidas - ONU (2015), faz um alerta mundial sobre os efeitos da escassez de água, onde muitos países estão perto de enfrentar situações de desespero e conflito por falta d'água o que causaria uma barreira não só à saúde das populações, mas também ao crescimento econômico e à estabilidade política.

Os problemas relacionados a esta temática são de grande relevância, enfocando-se desde a poluição dos recursos hídricos, superficiais e subterrâneos, principalmente pelo lançamento de dejetos industriais e esgotos no solo provocando contaminação do lençol freático e nas águas dos rios, lagos e oceanos, irrigação, às mudanças climáticas, ao crescimento e educação da população, às políticas de segurança alimentar e energética, aos processos macroeconômicos, tais como a globalização do comércio e o aumento do consumo. Até 2050, prevê-se um aumento da demanda hídrica mundial em 55%, principalmente devido à crescente demanda do setor industrial, dos sistemas de geração de energia termoeletrica e dos usuários domésticos (ONU, 2015). Ainda segundo esses pesquisadores, daqui a apenas dez anos, 48 países não terão água suficiente para as suas populações e isso atingiria quase três bilhões de pessoas, até 2030.

Nas regiões semiáridas do Brasil essa situação se torna cada vez pior, em virtude da instabilidade climática, a disponibilidade de recursos hídricos tanto em termos quantitativos quanto qualitativos fica cada vez mais reduzida. Devido aos escassos recursos hídricos superficiais, as águas subterrâneas torna-se a um recurso estratégico para o desenvolvimento (CIRILO *et al.*, 2007).

As regiões do semiárido e a maior parte do agreste nordestino são formadas geologicamente pelo embasamento cristalino muito próximo da superfície (menos de 1,00 metro) ou até aflorante em alguns pontos, com isso, uma opção é armazenar água nas camadas de aluviões existentes nos vales, que acumulam sedimentos transportados pelas enxurradas. Esses depósitos aluvionares assumem grande importância no contexto hídrico da região (GALVÃO *et al.*, 2013).

Os aquíferos aluviais do Nordeste brasileiro vêm sendo utilizados dentre outros fins para a dessedentação de animais e para a pequena agricultura irrigada, pois as manchas aluvionares, por constituírem fontes renováveis de recursos hídricos, apresentam alto potencial para o desenvolvimento agrícola de pequena escala e funcionam como cisternas naturais. Como a reserva

superficial está exposta diretamente a radiação, o seu aquecimento é máximo. Com isto a taxa de evaporação é elevada, porém, no caso da água da reserva da aluvião, a radiação solar não incide diretamente sobre a água e sim sobre a areia que está acima da reserva hídrica, a qual transfere parte do calor para a água que irá evaporar, assim, quanto mais espessa esta camada de areia acima da reserva hídrica menos calor a atingi, segundo Araújo Filho *et al.* (2014). A partir de uma determinada espessura a radiação solar deixa de atuar sobre a reserva hídrica, pois a camada de areia absorve a radiação (ARAÚJO FILHO *et al.*, 2014).

Segundo Braga *et al.* (2014) muitos reservatórios subterrâneos foram armazenados durante períodos geológicos anteriores e mais úmidos, que agora não estão sendo recarregados, por conseguinte, os reservatórios em regiões áridas ou não estão sendo abastecidos ou estão sendo reabastecidos a uma velocidade mais baixa do que a de utilização pelo homem, neste contexto, sua gestão e conservação é imprescindível a todas as sociedades.

À vista disso, os processos ambientais relacionados à zona vadosa tornaram-se de extrema relevância para a garantia da quantidade e da qualidade dos recursos naturais, assim os estudos da zona não-saturada além de ser preocupar com o abastecimento de água e com o manejo do solo para a produção agrícola deve-se focar também na qualidade do ambiente subterrâneo, visto que a zona vadosa é afetada por atividades agrícolas, industriais e urbanas.

Neste contexto, a arquitetura sedimentar, a distribuição de litofácies e de elementos arquitetônicos dos depósitos aluvionares são imprescindíveis para a análise de fluxo de águas subterrâneas.

Uma importante ferramenta para o estudo dos recursos hídricos subterrâneos em regiões semiáridas são os métodos geofísicos de investigação rasa que auxiliam na identificação de estruturas geológicas favoráveis à acumulação de água subterrânea. Esses métodos possibilitam avaliar grandes áreas em curto período de tempo, não são destrutivos e economicamente tem um custo benefício favorável.

Os métodos geofísicos mais consagrados em estudos hidrogeológicos no Nordeste Brasileiro são a eletrorresistividade (ER) e o VLF (Very Low Frequency) (CASTRO, BRANCO & CUNHA, 2000). Outra ferramenta geofísica com grande potencial de fornecer informações sobre as camadas de aluvião é o Radar de Penetração do Solo (GPR - Ground Penetrating Radar), onde de forma não invasiva, é possível inferir as características dos sedimentos acumulados, a configuração da base rochosa determinando sua profundidade, a possibilidade de fraturas e falhamentos, a detecção da profundidade de aquíferos livre e confinados, as mudanças laterais na litologia, que são parâmetros importantes na avaliação da geotecnia do ambiente subterrâneo.

De acordo com Castro, Branco & Cunha (2000), o método eletromagnético GPR representa um expressivo ganho em resolução e detalhamento das feições geológicas de subsuperfície, diferentemente da ER e VLF, que em cada estação de medida registra em um valor médio a resposta dos materiais, desde à superfície até a profundidade de investigação, os campos eletromagnéticos naturais ou induzidos. O GPR consiste em uma técnica de imageamento da subsuperfície através de ondas eletromagnéticas geradas por pulsos elétricos irradiados e recebidos por antenas posicionadas em superfície.

A técnica de prospecção escolhida para esta pesquisa foi o GPR com a finalidade de obter uma imagem eletromagnética da realidade da zona não saturada da área de estudo. O sucesso do método GPR depende da composição do solo para permitir a transmissão das ondas. A presença de água na camada inicial do solo interfere na propagação das ondas do radar de modo que para identificação mais segura das informações das características das camadas sedimentares de aluviões é preferível realizar o levantamento em período seco, o que obviamente não é dificuldade nos agreste e sertão nordestino.

Outra forma de estudar o movimento de água subsolo é com a utilização de modelos matemáticos. Nas últimas décadas, registra-se um progresso considerável na compreensão conceitual e descrição matemática do fluxo de água e processos de transporte de solutos na zona não saturada, atualmente, existe uma variedade de programas, gratuitos ou não, disponíveis que utiliza modelos analíticos e numéricos para prever o fluxo de água e/ou processos de transferência de soluto entre a superfície do solo e do lençol freático.

Os modelos também são aplicados na análise de experimento em escala de laboratório (colunas, lisímetro) ou existentes em escala de campo, para esses casos, a simulação pode indicar cenários ou permitir a extrapolação de dados ou verificação de tendências para o caso onde existe uma limitação na quantidade de informação e experimentos (COUTINHO, 2015).

Neste contexto, a verificação do comportamento hidráulico, nesta pesquisa, será feita com a ajuda da ferramenta de simulação numérica, através dos modelos BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) também conhecido como Beerkan, e o Hydrus. Para obtenção das propriedades hidráulicas do solo, como as curvas de retenção da água no solo e da condutividade hidráulica, será utilizado o modelo BEST. Através do programa Hydrus, além do comparativo com os parâmetros hidráulicos obtidos com o primeiro modelo, será possível a simulação da dinâmica da água no solo em função de alguns cenários considerados no estudo para estimar o armazenamento de água no subsolo.

Com relação a área abordada neste estudo, alto curso do Rio Capibaribe, algumas ações antrópicas que afetam a água subterrânea são presentes na região, tais como:

- A presença de dejetos de animais no leito seco do rio que em virtude da alta permeabilidade do solo permite uma rápida difusão da poluição no subsolo. O avanço da mancha poluidora poderá ser acelerado pela exploração do aquífero, na medida que aumenta a velocidade do fluxo subterrâneo em direção às áreas onde está havendo a retirada de água.
- A vegetação arbórea esparsa, entremeada por extrato graminóide é a base da alimentação para o gado. Assim, a vegetação natural é substituída pelo sistema agropastoril, consequentemente, o solo vai perdendo progressivamente a matéria orgânica e instala-se, na paisagem, um acentuado processo de erosão.
- O plantio das culturas nas bordas do rio onde existe o uso indevido de fertilizantes agrava o problema de contaminação das águas subterrâneas.

Os pontos levantados até o presente demonstram alguns problemas ambientais no semiárido, no entanto, o foco maior dessa pesquisa e do Projeto Águas de Areias é abordar a problemática da retirada da areia no leito seco do rio, que não foi citado anteriormente.

A areia depositada no leito seco do rio, passa a ser uma atrativo para a exploração de areia sobretudo para a construção civil. A extração de areia nesses trechos devem ser analisados com cautela. De acordo com Braga *et al.* (2014), a retirada de areia, sobretudo na intensidade que vem ocorrendo, com uso de retroescavadeira e draga (Figura 1.1B e D), expõe a água que estava guardada no leito seco do rio à evaporação intensa na região. Então, a água, sob o sol e o vento, é eliminada rapidamente, inviabilizando-se não só o seu uso em curto prazo, mas também a possibilidade de armazenamentos futuros, já que esses mantos de areia funcionam como grandes cisternas naturais. Consequentemente, nas próximas chuvas, as águas já não terão como se infiltrar e ficar guardadas, portanto, não estarão disponíveis ao sertanejo, que terá de enfrentar os novos e previsíveis momentos críticos de estiagem.

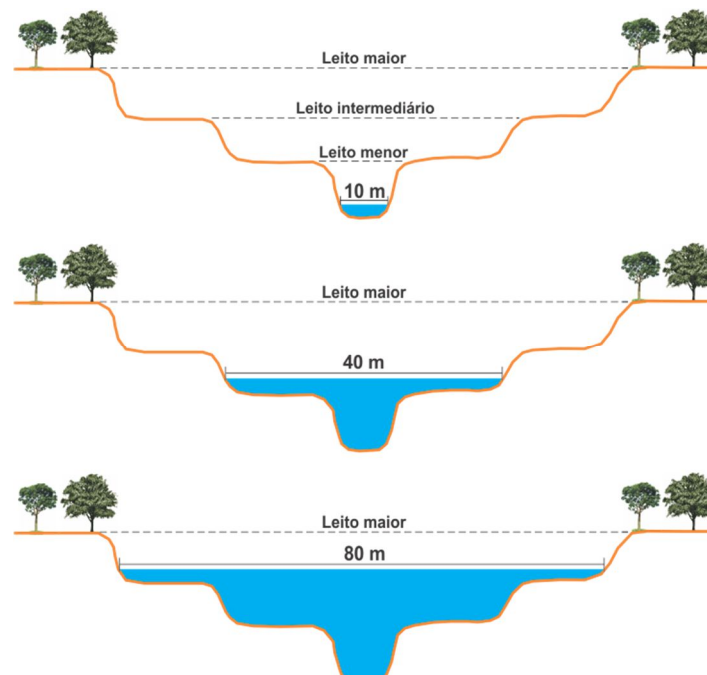
Em decorrência da ação de mineração mecanizada da areia surgem lagoas na dimensão das cavas criadas, com espelho-d'água que lembra um rio caudaloso e largo, aparentemente rejuvenescido, logo em seguida, porém, o sol e o vento se encarregam de levar as águas por evaporação (no Nordeste representa uma lâmina d'água de aproximadamente 2.500 mm/ano), (Fig. 1.2). Deixa-se no fundo da cratera escavada apenas a rocha cristalina e, por vezes, alguma água empoçada, está se torna imprestável, devido à proliferação de algas, inclusive das cianobactérias, que produzem substâncias tóxicas (BRAGA *et al.*, 2014).

Figura 1. 1 – Exploração predatória e ilegal da areia no leito seco do rio Capibaribe.



Fonte: Fotos registradas por Arnaldo Vitorino disponível em Braga *et al.*, 2014

Figura 1. 2 – Simulação da exposição do espelho d'água no leito do rio, em função da exploração da areia.



Fonte: BRAGA *et al.*, 2014

Neste contexto, a justificativa desta pesquisa se baseia na problemática vivenciada pela região em virtude da exploração da areia depositada no leito seco do rio. Essa exploração acarreta a retirada da camada de proteção do aquífero, ocasionando a exposição da água subterrânea ao sol e ao vento sendo assim eliminada rapidamente. Sem areia inviabiliza-se seu uso e armazenamento de água tanto em curto quanto a longo prazo. Assim, este estudo visa aplicar uma abordagem hidrogeofísica na região.

1.1 Hipótese da pesquisa

O trabalho parte da hipótese de que é possível a utilização do método geofísico Radar de Penetração do Solo (GPR) para estimativa da geometria e da estratificação do aquífero freático bem como para caracterização do meio poroso do solo.

1.2 Objetivos

Objetivo geral

O principal objetivo da presente tese consiste em aprofundar o conhecimento da geometria e da estratigrafia do aquífero do leito seco do rio num trecho do alto Capibaribe através do uso do Radar de Penetração do Solo, da classificação das litofácies e do uso do Beerkan.

Objetivos específicos

- Caracterizar os sedimentos, o topo rochoso e o nível freático utilizando-se o método do Radar de Penetração do Solo;
- Caracterizar as propriedades hidrodinâmicas do trecho analisado a partir de ensaios de infiltração com uso do método Beerkan;
- Realizar a modelagem de fluxo e armazenamento do solo com o modelo Hydrus 1D.

1.3 Organização da tese

Esta pesquisa foi desenvolvida nos seguintes capítulos:

CAPÍTULO 1, INTRODUÇÃO: apresenta-se uma breve introdução com a justificativa da realização do trabalho e uma síntese da relação entre o tema do trabalho com os objetivos, metodologia e os resultados.

CAPÍTULO 2, REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: apresentam-se neste capítulo uma descrição dos principais conceitos abordados do estudo que auxiliam na compressão dos fenômenos envolvidos com esta pesquisa. São apresentados também os conceitos referentes aos programas usados no trabalho.

CAPÍTULO 3, MATERIAL E MÉTODOS: descreve-se brevemente a região em estudo, seus aspectos fisiográficos, climáticos, hidrológicos e geológicos. Também é apresentado neste capítulo a descrição da metodologia para o emprego do Radar de Penetração do Solo – GPR, do método de infiltração e dos modelos Beerkan e o Hydrus 1D;

CAPÍTULO 4, RESULTADOS E DISCUSSÕES: apresenta-se todos os resultados obtidos na região estudada como também suas análises que foram alcançadas através das simulações. É realizado uma comparação entre os resultados alcançados pelo modelo Beerkan e o Hydrus 1D com os dados obtidos no campo através do GPR.

CAPÍTULO 5, CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES, apresenta-se as ideias conclusivas da pesquisa e algumas recomendações para futuras pesquisas na região em estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS: este item apresenta todas as fontes consultadas durante a pesquisa.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

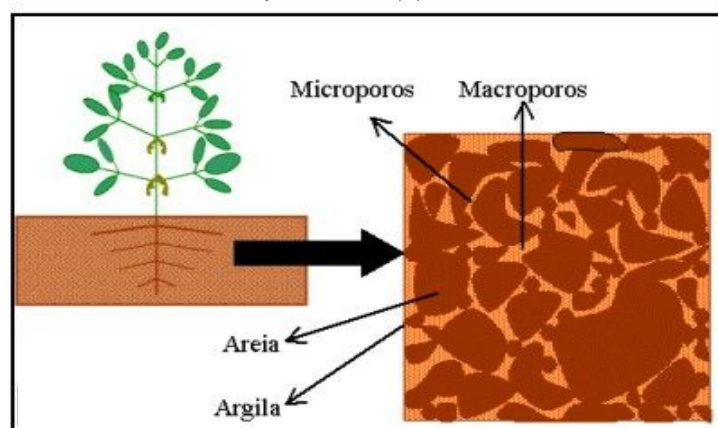
2.1 Aspectos físicos do solo

2.1.1 Introdução

A formação do solo ocorre a partir das rochas, ou de sedimentos, que por ação de processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, transformam-se ao longo de eras geológicas em um material poroso de características específicas.

O solo é um sistema composto por três fases: por uma fase sólida (matéria mineral, matéria orgânica e vários componentes químicos), uma líquida denominada “água do solo”, com substâncias dissolvidas (solução do solo) e uma fase gasosa denominada ar do solo. A parte líquida e gasosa ocupam os espaços livres do solo que são os poros, que variam em tamanho dividindo-se em macroporos e microporos, Figura 2.1. Os macroporos tem um diâmetro maior (superior a 0,1 mm) e por isso perdem água mais facilmente pela ação da gravidade, enquanto que os microporos estão dispostos em forma de capilares contínuos de pequeno comprimento que se dirigem em muitas direções diferentes, e por terem um diâmetro bem menor (menor que 0,05 mm) em relação aos macroporos, tem maior capacidade de resistir a perda de água (VANZELA & ANDRADE, 2014).

Figura 2. 1 – Esquema didático da capacidade de água disponível (CAD) (a) e da distribuição física (b) de um solo.



Fonte: VANZELA & ANDRADE, 2014.

Esses espaços livres conferidos pelos poros do solo, permitem que a água (da chuva ou irrigação) seja armazenada em uma certa proporção que varia de acordo com a proporção entre

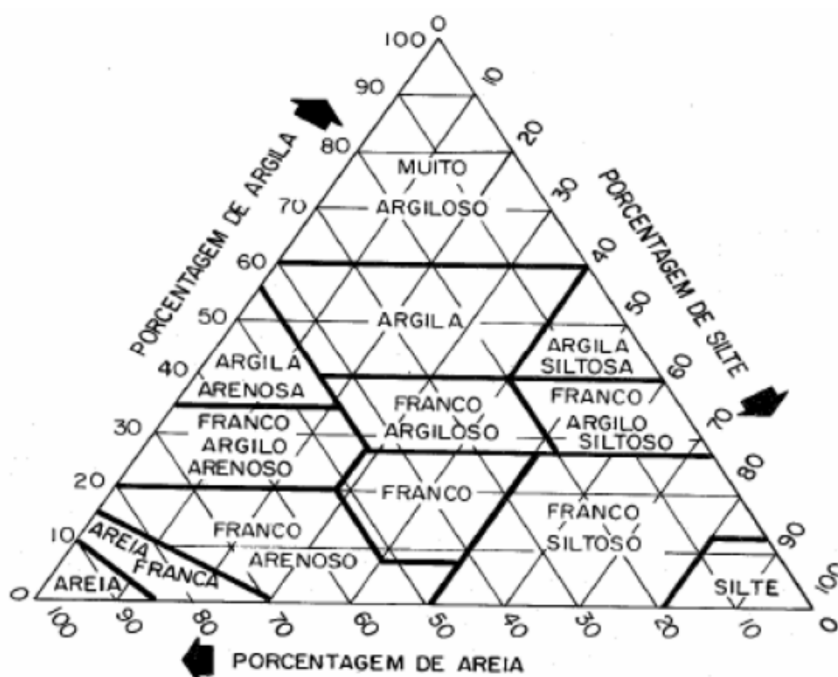
macroporos e microporos, isto é, quanto maior for a quantidade de microporos maior vai ser a capacidade deste solo em armazenar água sem que haja perdas por gravidade e vice-versa (VANZELA & ANDRADE, 2014).

As características físicas do solo – textura, estrutura, e porosidade – determinam sua capacidade de absorção da água, proveniente da chuva ou da irrigação (GOMES, 1999).

A textura (ou composição granulométrica de um solo) é um termo usado para caracterizar a distribuição de partículas no solo quanto às suas dimensões, este influencia a permeabilidade e a capacidade de armazenamento da água no solo (GOMES, 1999).

Os diferentes tamanhos das partículas do solo determinam a textura do solo, onde as frações texturais básicas são a areia (tamanho entre 0,05 e 2 mm), silte (tamanho entre 0,002 e 0,05 mm) e argila (inferior a 0,002 mm). Das diferentes porções de areia, silte e argila derivam as diferentes classes do solo que podem ser determinadas através do triângulo de texturas, proposto pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adotado pela SBCS (Sociedade Brasileira de Ciência do Solo), apresentado na Figura 2.2.

Figura 2. 2 – Diagrama textural proposto por USDA.



Fonte: USDA, 1967.

A análise granulométrica, textural ou mecânica é a separação das partículas por tamanho, através de métodos físicos; para diâmetros iguais ou maiores que 0,05mm, a análise pode ser realizada por peneiramento e, abaixo deste valor, através de sedimentação em água (KLAR, 1988).

A estrutura do solo refere-se ao agrupamento e organização das partículas do solo em agregados e relaciona-se com a distribuição das partículas e agregados num volume de solo que podem assumir diferentes formas, apresentando maiores ou menores dificuldades à penetração ou circulação da água, do ar e das raízes das plantas.

O tipo de agregado presente num solo determina o tipo de estrutura do solo, assim uma descrição geral desses tipos é apresentada por Reinert & Reichert (2006):

- *granular e grumosa* – agregados arredondados formados predominantemente na superfície do solo sob influência marcada da matéria orgânica e atividade microbológica. Os grumos apresentam poros visíveis. A sensação ao manusear o solo é de friabilidade, soltando-se facilmente dos agregados vizinhos;
- *laminar* – os agregados são de formato laminar e formados por influência do material de origem ou em horizontes muito compactados;
- *prismática e colunar* – os agregados formam-se em ambientes mal drenados e em horizontes subsuperficiais com pequena influência da matéria orgânica. Normalmente são agregados grandes e adensados. Quando o topo dos prismas são arredondados teremos a estrutura colunar;
- *blocos angulares e subangulares* – os agregados têm formato cubóide e formam-se em ambientes moderadamente a bem drenados nos subsolos.

Em função da textura e estrutura do solo, a água se infiltra com velocidades distintas. Se o solo está inicialmente seco, a água se infiltra com uma velocidade maior e decai com o tempo à medida que os poros se enchem completamente.

a) *Massa Específica das Partículas*

A massa específica das partículas do solo (ρ_s) está em torno de 2,60 a 2,75g/cm³, onde é representado pela Equação 2.1. É fundamental para cálculos de: porosidade total, velocidade de sedimentação de partículas em água, espaço poroso, grau de saturação com água, critério auxiliar na identificação de minerais.

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (2.1)$$

Onde: ρ_s = massa específica das partículas do solo; M_s = massa das partículas sólidas do solo; V_s = volume das partículas sólidas do solo.

b) *Massa Específica do Solo*

A massa específica total ou aparente do solo (ρ_{ap}) é representado pela relação entre a massa das partículas sólidas (m_s) e o volume total do solo (V_t), considera-se os espaços porosos, apresentada na Equação 2.2. A unidade padrão é kN/m^3 , mas também pode ser representada por g/cm^3 .

$$\rho_{ap} = \frac{M_s}{V_t} \quad (2.2)$$

Onde: V_t = volume total do solo.

Os solos arenosos, que são menos porosos e mais pobres em matéria orgânica, são mais densos do que os argilosos, assim o peso específico aparente é afetado pela estrutura, grau de compactação e pelas características de contração e expansão do solo que, por sua vez, são controladas pelo teor de umidade (KLAR, 1988)

c) *Porosidade do Solo (ϕ)*

É um índice que quantifica a fração do volume do solo ocupada pelos poros. Segundo Reinert & Reichert (2006), a porosidade do solo, por sua vez, é responsável por um conjunto de fenômenos e desenvolve uma série de mecanismos de importância na física de solos, tais como retenção e fluxo de água e ar, e, se analisada conjuntamente com a matriz do solo, gera um grupo de outras propriedades físicas do solo associadas às relações de massa e volume das fases do sistema solo. A porosidade do solo está inversamente relacionada com a densidade do solo, isto é, quanto maior essa densidade, menor a porosidade (LIBARDI, 2005).

A expressão para calcular a porosidade (ϕ) é dada pela Equação 2.3 a 2.3.2

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} = \frac{V_a + V_{ar}}{V_t} = \frac{V - V_s}{V_t}, \quad (2.3)$$

Sendo : $V_p = V_a + V_{ar} = V_t - V_s$, temos:

$$\phi (\%) = \left(\frac{V - V_s}{V_t} \right) \times 100 \quad \text{ou} \quad (2.3.1)$$

$$\phi = \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_s} \right) \quad (2.3.2)$$

Onde: ϕ = porosidade do solo; ρ_s = massa específica das partículas do solo; ρ_{ap} = massa específica total ou aparente do solo; V_p = volume de poros; V_t = volume total de um solo; V_s = volume das partículas sólidas do solo; V_a = volume de água; V_{ar} = volume de ar.

Verifica-se que na expressão apresentada a porosidade do solo está inversamente relacionada com a densidade do solo, isto significa que quanto maior a densidade, menor a porosidade. Os solos de textura uniforme são mais porosos do que os solos de textura variável porque os grãos de pequeno diâmetro preenchem os espaços entre os grãos maiores. Em solos argilosos, a porosidade é bastante variável, devido a estruturação, contrariamente aos arenosos, que são mais estáveis, embora possuam poros individuais maiores. Obviamente, quanto maior a porosidade, maior a capacidade do solo em armazenar água.

d) Umidade do solo

Corresponde a quantidade de água em uma determinada amostra de solo. Podendo ser expressa de duas formas:

- Em relação à massa de sólidos do solo, geralmente chamada de “base em peso seco” ou umidade gravimétrica (U) – Equação 2.4. O solo é considerado seco, quando colocado em estufa a 105-110°C até o peso constante. O valor do teor de umidade u pode variar de 0 a 60%, dependendo do peso específico aparente (KLAR, 1988).

$$U(\%) = \frac{M_a}{M_s} \times 100 = \left(\frac{M_t - M_s}{M_s} \right) \times 100 \quad (2.4)$$

- A umidade pode ser expressa também à base de volume ou umidade volumétrica (θ) e baseado no volume de uma amostra de solo ocupada pela água, num determinado instante, que pode ser representada pela Equação 2.5:

$$\theta(\%) = \frac{V_a}{V_t} \times 100 \quad (2.5)$$

Onde: M_a e V_a = representam a massa e o volume de água do solo, respectivamente; M_t e V_t = a massa e o volume total do solo seco, respectivamente; M_s = representa a massa das partículas sólidas.

A Figura 2.3 apresenta as condições gerais de umidade do solo. A capacidade de campo se refere ao conteúdo de umidade no solo sujeito à força de gravidade, e o ponto de murcha permanente é a umidade do solo para a qual as plantas não conseguem mais retirar água e morrem. A água adsorvida consiste em uma película de água que adere às partículas dos solos finos devido a ação de forças elétricas. A água capilar é a água que se encontra presa às partículas do solo por meio de forças capilares.

Figura 2. 3 – Condições Gerais da Umidade do Solo.



e) *Grau de saturação*

Para Libardi (2005), considera-se como base o volume dos poros de uma amostra de solo, o índice que mede a fração cheia de água deste volume recebe o nome de saturação relativa S_r ou grau de saturação.

$$S_r(\%) = \frac{V_a}{V_t - V_s} \times 100 \quad (2.6)$$

Tendo em vista as equações de porosidade (Eq. 2.3) e de umidade volumétrica do solo (Eq. 2.5), considerando numericamente que $\eta = \theta_s$ = conteúdo de água de saturação, a equação 2.6 se torna a Equação 2.7:

$$S_r(\%) = \frac{\theta}{\theta_s} \times 100 \quad (2.7)$$

Isto significa que, o solo está saturado quando $S_r = 100\%$ e quando o solo estiver completamente seco $S_r = 0\%$.

Ainda segundo Libardi (2005), o conteúdo de água numa amostra de solo muito seca (por exemplo, o conteúdo de água numa amostra seca ao ar) é denominado de *conteúdo de água residual* (θ_r). Com base nisso, define-se o *conteúdo de água efetivo* (θ_e) como sendo a diferença entre um dado conteúdo de água medido e o conteúdo de água residual, isto é,

$$\theta_e = \theta - \theta_r. \quad (2.8)$$

A *saturação relativa efetiva* (S_e) é definida como a razão entre o conteúdo de água efetivo ($\theta - \theta_r$) e o conteúdo de água de saturação efetivo ($\theta_s - \theta_r$), assim:

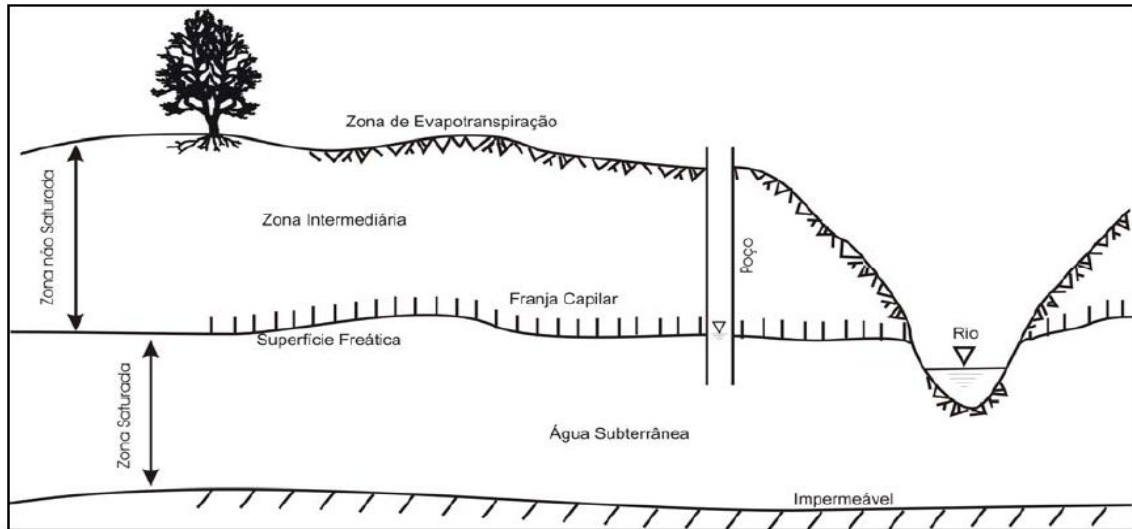
$$S_e(\%) = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \times 100 \quad (2.9)$$

2.1.2 Relações solo-água

Quando parte da água das chuvas é absorvida pelo solo, a água tende a descer numa velocidade proporcional à permeabilidade do subsolo, num processo chamado de percolação, até encontrar uma camada de rocha ou argila impermeável formando um lençol de água. A zona não saturada é a zona onde os espaços entre as partículas de solo contêm tanto ar como água, enquanto que a zona saturada (aquífero) os poros ou fraturas das formações rochosas estão completamente preenchidos por água (saturados). O limiar entre as duas zonas é denominado de nível ou superfície freático ou nível de água subterrânea, como apresentado na Figura 2.4.

A água do solo, da planta, da atmosfera, assim como qualquer corpo na natureza, pode ser caracterizada por um estado de energia, as principais formas de energia são a cinética e a potencial. A energia cinética da água do subsolo é desprezível em virtude do movimento ser muito lento, enquanto que a energia potencial da água ocorre em função da posição e condição interna da água no ponto em consideração pode ser descrito pela função de energia livre de Gibbs, que no sistema solo-planta-atmosfera recebe o nome de Potencial Total da Água (ψ). A Sociedade Internacional de Ciência do Solo (I.S.S.S) define o potencial de água no solo como a quantidade de trabalho que deve desenvolver-se para uma unidade de água pura ser transportada, reversível e isotermicamente, de um ponto de referência à elevação específica, sob pressão atmosférica, à mesma temperatura, ao ponto de consideração.

Figura 2. 4 – Representação da distribuição da água em subsuperfície, mostrando as principais zonas de umidade.



Fonte: Modificado de BEAR & VERRUIT (1987) modificado por PAIXÃO (2005).

De acordo com Klar (1988), a água no solo está sujeita a diversos campos de forças, resultantes da atração da matriz do solo pela água (ψ_m), da presença do campo gravitacional (ψ_G) da presença de solutos (ψ_o), da carga hidrostática e pressão externa dos gases (ψ_P) e de outros de menor importância. Assim, o potencial total da água (Ψ) é expresso por:

$$\psi = \psi_m + \psi_o + \psi_G + \psi_P \quad (2.10)$$

A retenção e movimento da água no solo são processos complexos que variam no tempo e no espaço. O movimento da água no solo é um processo essencialmente contínuo, e controla a dinâmica dos elementos químicos que intervêm nos processos de formação e evolução dos solos, na disponibilidade de nutrientes para as plantas e na satisfação da demanda hídrica (ALVES, 2009).

Retenção de água no solo

De acordo com Reinert & Reichert (2006), a equação fundamental da capilaridade estabelece que a força de retenção da água é inversamente proporcional ao diâmetro do capilar multiplicado por uma constante derivada das condições locais (gravidade local, densidade das partículas, temperatura), deste modo, se considerarmos o sistema poroso do solo como um sistema capilar e com determinada área superficial entenderemos que a água é retida no solo devido aos dois mecanismos: capilaridade e adsorção.

As forças capilares ocorrem como consequência da tensão superficial da água interagindo com as paredes dos poros, enquanto que as forças de adsorção estão relacionadas as cargas eletrostáticas atuando entre as partículas do solo e as moléculas de água, ou de íons presentes na água, e resultam na manutenção de um filme muito fino de água sobre as partículas do solo (LIBARDI, 2005).

Portanto, pode-se dizer que há dois tipos principais de força que operam na matriz do solo para a retenção da água: as forças capilares e as forças de adsorção, às quais, juntas, chama-se de forças mátricas e que dão origem ao potencial mátrico (LIBARDI, 2005).

A curva de retenção de água, ou simplesmente curva característica água $\psi_m(\theta)$ ou $\theta(\psi_m)$, representa uma propriedade físico-hídrica do solo que relaciona a umidade água (θ) e o potencial mátrico do solo (ψ_m). Esta curva relaciona o conteúdo de umidade do solo e o esforço (em termos de pressão) necessário para retirar a água do solo. Típica para cada solo, a curva de retenção varia de acordo com a classe textural do solo, o conteúdo de matéria orgânica, o grau de compactação, a classe de solo, a geometria dos poros e outras propriedades físicas do solo sendo geralmente determinada em laboratório e, de preferência, em amostras não deformadas (ALVES, 2009).

A curva de retenção de água no solo é varia para diferentes texturas de solo, nesse contexto, solos argilosos tendem a ter maior conteúdo de umidade na condição de saturação e de capacidade de campo, o que é positivo para as plantas, no entanto, da mesma forma, apresentam maior umidade no ponto de murcha. A Figura 2.5 apresenta a curva de retenção em função do tipo de solo, verifica-se que na curva relativa à argila, a umidade do solo argiloso no ponto de murcha permanente é de quase 20%, o que significa que nesta condição ainda há muita água no solo, entretanto esta água está tão fortemente ligada às partículas de argila que as plantas não conseguem retirá-la do solo, e morrem.

Os modelos mais utilizados para descrever a curva de retenção da água no solo são:

- Brooks & Corey (1964)

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h}{h_{ea}} \right] \text{ para } h \leq h_{ea} \quad (2.11)$$

$$\theta = \theta_s \text{ para } h_{ea} \leq h \leq 0 \quad (2.12)$$

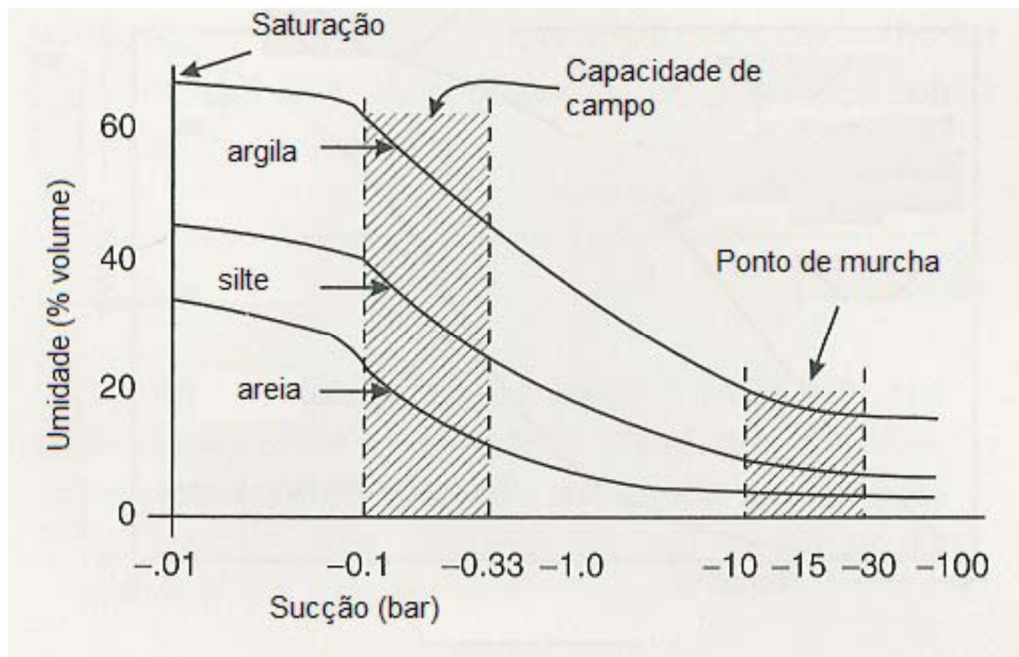
- Van Genuchten (1980)

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (2.13)$$

Com $m = 1 - \frac{1}{n}$, $n > 1$ para Mualen (1976) e $m = 1 - \frac{2}{n}$, $n > 2$ para Burdine (1953).

Onde: $\Theta(h)$ – a umidade efetiva do solo; θ_s – umidade de saturação; θ_r – umidade residual; h – potencial matricial; h_{ea} e h_g – parâmetros de ajuste que dependem da estrutura do solo; m e n – parâmetros de forma.

Figura 2. 5 – Curva de retenção de água no solo.



Fonte: WARD & TRIMBLE, 2003

Condutividade hidráulica

Entende-se como permeabilidade ou condutividade hidráulica, um parâmetro do solo que traduz a rapidez com que este solo conduz a água, ou seja, representa a altura da coluna d'água (mm) que atravessa um solo saturado, numa determinada unidade de tempo, sob um gradiente hidráulico unitário.

A condutividade hidráulica é uma função das propriedades do fluido, da matriz do solo e do teor de umidade do solo como apresentado na Eq. 2.14 (SOUZA, 2005a).

$$K(\theta) = \left(\frac{k \rho_a g}{\mu_{vd}} \right) \cdot K_r(\theta) \quad (2.14)$$

Onde: $K(\theta)$ – condutividade hidráulica [$L.T^{-1}$]; k – permeabilidade intrínseca [L^2], ρ_{ag} – massa específica da água [M/L^3], g – aceleração da gravidade [M/T^2] e μ_{vd} – o coeficiente de viscosidade dinâmica [$M/T/L$] e $K_r(\Theta)$ – permeabilidade relativa que varia entre 0 e 1.

A permeabilidade relativa, $K_r(\Theta)$, leva em conta a dependência da condutividade hidráulica sobre a umidade (θ) ou do potencial matricial (h) (SOUZA, 2005a).

Os modelos mais utilizados para descrever a curva de condutividade hidráulica no solo são apresentadas nas Equações 2.15 a 2.17):

- Brooks & Corey (1964)

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (2.15)$$

Sendo: K_s – condutividade hidráulica saturada; θ – umidade do solo; θ_s – umidade de saturação; θ_r – umidade residual; η – parâmetro de forma.

- Van Genuchten (1980)

$$K(\theta) = K_s \cdot (\Theta)^2 \left[1 - (1 - (\Theta)^{1/m})^m \right] \text{ com } m = 1 - \frac{2}{n}, \text{ Burdine (1953)} \quad (2.16)$$

$$K(\theta) = K_s \cdot (\Theta)^2 \left[1 - (1 - (\Theta)^{1/m})^m \right]^2 \text{ com } m = 1 - \frac{1}{n}, \text{ Mualen (1953)} \quad (2.17)$$

Sendo: $K(\theta)$ – condutividade hidráulica; K_s – condutividade hidráulica saturada; Θ – a umidade efetiva do solo; m – parâmetro de forma.

Movimento da água no solo

A água no solo movimenta-se proporcionalmente às forças que retém nos diversos pontos, numa tendência de atingir o equilíbrio energético (KLAR, 1988).

O Engenheiro hidráulico Henry Darcy, em 1856, foi o primeiro que estabeleceu os fatores que determinam o movimento da água no solo através de experimentos em colunas de areia, na vertical, sob condições saturadas chegou a equação denominada mundialmente como a lei de Darcy, expressa na Equação 2.18:

$$\vec{q} = -K_s \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.18)$$

Onde: q é a densidade de fluxo na direção z (LT^{-1}); K_s é a condutividade hidráulica saturada do solo [$L.T^{-1}$], $\partial\psi$ é o potencial da água no solo (L); ∂z é a coordenada de posição vertical, sendo positiva para cima (L).

O sinal negativo da equação indica que o fluxo de água ocorre no sentido dos potenciais decrescentes, ou seja, no sentido contrário ao gradiente de ψ . O fluxo de água subterrânea ocorre saindo do local de maior carga hidráulica para o local de menor carga hidráulica (CABRAL, 2008).

A equação de Darcy é válida para condição de solo saturado, aplicada em casos que não há variação na condutividade hidráulica e no gradiente hidráulico e onde o fluxo for laminar, pois a linearidade deste, versus o gradiente hidráulico desaparece a altas velocidades; em solos arenosos, é mais viável a velocidade da água tornar as condições de fluxo não laminares, portanto turbulentas, resultando em perdas de energia, ou seja, o gradiente de potencial hidráulico torna-se menos efetivo (KLAR, 1988).

A lei de Darcy escrita desta forma é válida para a quantificação do movimento da solução através de um meio poroso isotrópico, apenas para um arranjo experimental ou uma situação em que se tenha certeza que o fluxo de água no solo seja na direção vertical (direção z), que é o caso do experimento realizado por Darcy (ALVES, 2009).

Nos casos em que é possível alinhar o sistema cartesiano de eixos com as direções principais da condutividade hidráulica, a lei de Darcy para o escoamento tridimensional pode ser representada através das seguintes equações (Equações 2.19 a 2.21):

$$q_x = -K_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.19)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (2.20)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.21)$$

Assim, quando as três dimensões precisam ser consideradas, a Equação 2.22, para meio isotrópico com relação à K_s , pode ser generalizada para:

$$\vec{q} = -K_s \left[\frac{\partial \psi}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial \psi}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \vec{k} \right] = -K_s \vec{\nabla} \psi \quad (2.22)$$

Em 1907, Buckingham desenvolveu os primeiros conceitos para as condições de solo não-saturado que resultou na equação de Darcy-Buckingham, válida apenas para o movimento da solução no solo na direção horizontal ou para o caso no qual o efeito da gravidade é desprezível (LIBARDI, 2005), expressa pela Equação 2.23:

$$\vec{q} = -K(\theta)\vec{\nabla}\psi \quad (2.23)$$

Em que: $\vec{q}$ é a densidade de fluxo da solução; $K(\theta)$ é a função condutividade hidráulica; θ é a umidade volumétrica do solo.

Portanto, foi Buckingham quem introduziu na ciência do solo as funções $\psi_m = \psi_m(\theta)$ e $K = K(\theta)$ que, na ocasião, eleas chamou de "potencial capilar" e "condutividade capilar", respectivamente (LIBARDI, 2005), ou melhor, $\psi_m(\theta)$ é a curva de retenção da água no solo ou curva característica da água no solo e $K(\theta)$ é a curva de condutividade hidráulica.

A equação que melhor quantifica o movimento de água no solo é a equação de Darcy-Buckingham, uma vez que o meio se encontra não saturados, a condutividade hidráulica do solo se torna em função do conteúdo de água presente no solo. Sabe-se que a condutividade hidráulica em condições não saturadas é menor do que a condutividade hidráulica saturada. Assim, a carga hidráulica deve ser expressa como uma combinação do potencial gravitacional e potencial mátrico, apresentando na Equação 2.24:

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\partial(\Psi+z)}{\partial z} \quad (2.24)$$

Richards (1931) combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade para um pequeno volume de solo, obtendo uma equação que descreve a transferência de água em solos não saturados para um fluxo vertical z , também conhecida como equação de Richards, que descreve o fluxo da água em meios porosos não saturados. $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ representa a variação da quantidade de água com o tempo. Assim, o movimento da água no solo parcialmente saturado é descrito pela combinação das equações de conservação da massa e de transporte, a equação de conservação da massa descreve o balanço de massa em um volume representativo, (Eqs. 2.25 e 2.26) (HILLEL, 1998):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2.26)$$

Onde: θ – umidade volumétrica (L/L^3); q – densidade de fluxo de água nas direções x , y e z (L/T); t – tempo; K - condutividade hidráulica do solo (L/T) em função de θ ; ψ – potencial total da água no solo, definido como: $\psi = \psi_m + \psi_g$, onde: ψ_m é potencial matricial e ψ_g é o potencial gravitacional.

Infiltração da água no solo

O conhecimento do processo de infiltração é fundamental para a solução de problemas relativos as áreas de conservação da água e do solo, armazenamento de água subterrânea, irrigação e drenagem e controle do deflúvio superficial, portanto, se faz necessário a compreensão do processo de infiltração e suas relações com as propriedades do solo. Esse movimento é geralmente agrupado em três diferentes estágios: infiltração, redistribuição e drenagem (ou percolação profunda).

A infiltração é definida como o processo inicial da entrada de água no solo, resultante da aplicação na superfície do solo, quer por chuvas ou por irrigação, onde a capilaridade é dominante nessa fase. Esse fenômeno depende fundamentalmente da água disponível para infiltrar, das propriedades físicas do solo, principalmente a textura e a estrutura, do estado da sua superfície, temperatura e das quantidades de água e ar, inicialmente presentes no seu interior.

As estimativas dos parâmetros hidrodinâmicos a partir de modelos simplificados da infiltração da água no solo podem ser determinados através de métodos unidimensionais e tridimensionais.

As soluções analíticas do processo de infiltração unidimensional pode ser descrita por várias equações, equações de Philip (1957), Horton (1933), Green Ampt (1911), Kostiakov (1932), Kostiakov-Lewis (1945), Talsma & Parlange (1972), sendo que será apresentado duas equações empíricas mais tradicionais.

a) Equação de Horton (1933)

De acordo com Tucci (2002), a Equação de Horton é baseada para um solo submetido a um precipitação com intensidade sempre superior à capacidade de infiltração, que pode ser apresentada da seguinte forma, Equação 2.27:

$$I_t = I_b + (I_i - I_b)e^{-kt} \quad (2.27)$$

Onde: t é o tempo decorrido desde a saturação superficial do solo; I_t é a taxa de infiltração no tempo t ; I_i é a taxa de infiltração inicial ($t=0$); I_b é a taxa mínima de infiltração.

A taxa mínima de infiltração refere-se à velocidade de infiltração básica, a qual se aproxima da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), se não houvesse o ar aprisionado no interior do solo, dificultando a infiltração. Por isso, I_b é normalmente menor que K_{sat} . A equação dos volumes infiltrados com o tempo é obtida a partir da integral da Eq. 2.28.

$$V_f = \frac{I_i - I_b}{k} (1 - e^{-kt}) + I_b t \quad (2.28)$$

Onde: V_f é o volume infiltrado acumulado até o tempo t , contado a partir do momento em que houve a saturação superficial do solo.

b) Equação de Philip (1957)

Philip (1957) resolveu analiticamente a equação de Richards, considerou uma infiltração unidimensional em meios semi infinito homogêneo dentro das seguintes condições iniciais e limites: se $t = 0$ e $z \geq 0$ então $\theta = \theta_{ini}$; se $t \geq 0$ e $z = 0$ então $\theta = \theta_s$. (SOUZA, 2005a). Assim, a solução obtida em série de tempo para uma lâmina de água infiltrada é dada pela Eq. 2.29:

$$I(t) = K_{ini} \cdot t + \sum_{j=1}^{\infty} S_j(\theta_{ini}, \theta_s) t^{j/2} \quad (2.29)$$

Em que $K_{ini} = K(\theta_{ini})$. Considerando um solo inicialmente seco, $K_{ini} = 0$, Philip reduziu a equação anterior para (Eq. 2.30):

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \quad (2.30)$$

Onde: S é a sorvidade ($L \cdot T^{-1/2}$)

Entende-se por sorvidade, um parâmetro hidrológico primeiramente introduzido por Philip (1957) para descrever a capacidade de um solo homogêneo absorver água na ausência dos efeitos gravitacionais e depende essencialmente de $\Delta\theta$, ou seja, da variação do teor volumétrico de água entre o início e o final da infiltração.

O segundo termo da equação, traduz os efeitos da gravidade no processo de infiltração (SOUZA, 2005a). O parâmetro A é normalmente determinado no intervalo $[Ks/3; 2Ks/3]$ com $Ks = K(s)$ (TALSMA & PARLANGE, 1972 apud SOUZA, 2005a)

A Equação de Philip por ser baseada numa solução da equação de Richards é considerado um bom modelo para descrever a infiltração. Apresenta menos parâmetros de calibração e boas condições para simulação hidrológica, no entanto, apresenta algumas limitações, como saturação imediata e perfil homogêneo do solo, principalmente.

c) Equação de Kostiakov (1932) e Kostiakov-Lewis (1945)

A equação de Kostiakov é dada por, Eq. 2.31:

$$I = k \cdot T^a \quad (2.31)$$

Onde: I é a lâmina infiltrada acumulada (cm); T é o tempo de infiltração (h) e k é a constante dependente do solo e a é a constante dependente do solo variando de 0 a 1.

A velocidade de infiltração média (cm/h) igual a, Eq. 2.32:

$$VIm = \frac{dI}{dT} = (ka) \cdot T^{a-1} \quad (2.32)$$

Esta equação tem grande limitação, por não descrever bem a infiltração para longos períodos de tempo. Para solucionar a Equação 2.32, foi desenvolvida uma equação designada de Kostiakov-Lewis modificada, à qual foi acrescentado um termo que considera a velocidade de infiltração básica da água no solo. Assim, a equação 2.25 pode ser escrita como (Eq. 2.33):

$$I = kT^a + f_o \cdot T \quad (2.33)$$

Onde: f_o é a velocidade de infiltração básica da água no solo.

Os parâmetros da equação de infiltração (k e a) são estimados pelo método da regressão linear, fazendo um arranjo dos termos (Eq. 2.34):

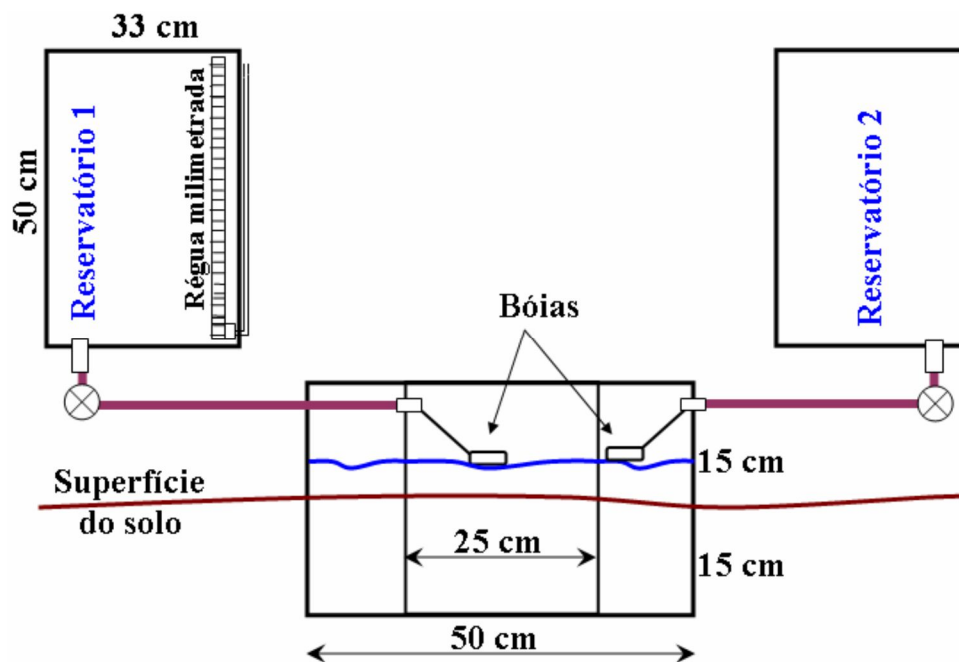
$$\log(I - f_o \cdot T) = \log k + a \cdot \log T \quad (2.34)$$

Mesmo com a modificação da equação potencial (Kostiakov) que tem como objetivo solucionar o problema da taxa de infiltração no solo tender a zero e não à velocidade de infiltração (f_o), essas equações não levam em consideração o teor de umidade inicial do solo. Por isso, o teste de infiltração deve ser realizado quando o solo estiver com um teor de umidade médio, desta maneira, o problema é parcialmente resolvido (CARVALHO & SILVA, 2006).

Os modelos unidimensionais buscam determinar as condutividade hidráulica saturada e a sorvidade.

Um dos métodos de determinação da capacidade de infiltração unidimensional é o infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos que consiste em dois anéis, colocados concêntricamente, sendo o menor com diâmetro de 25 cm e o maior com 50 cm, e altura de 30 cm, essas dimensões podem variar de acordo com o fabricante. Os dois anéis são instalados concêntricamente e enterrados 15 cm no solo, então se adiciona, em ambos, uma lamina d'água que deve ser mantida até o fim do ensaio, Figura 2.6, faz-se a leitura da variação da lamina do cilindro interno. Neste tipo de experimento ocorre o estabelecimento de uma carga hidráulica constante sobre a superfície do solo nos dois anéis (interno e externo), eliminando-se o efeito de proteção contra o poder desagregante das gotas de chuva da cobertura morta. A finalidade do cilindro externo é manter verticalmente o fluxo de água do cilindro interno reduzindo assim o efeito da dispersão lateral da água infiltrada do anel interno e evita a superestimava da taxa de infiltração.

Figura 2. 6 – Esquema de boias e reservatórios para os anéis.



Fonte: ANDRADE *et al.* (2010)

No processo de infiltração tridimensional existe uma maior quantidade de parâmetros hidrológicos que podem ser determinados, além da condutividade hidráulica saturada e a sorvidade, são determinados a curva de retenção do solo e a curva de condutividade hidráulica.

Segundo Libardi (2005) é desejável que os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar os parâmetros de condutividade hidráulica saturada e a sorvidade não provoquem perturbações no solo e que forneçam valores representativos com precisão e exatidão adequados.

De acordo com Haverkamp *et al.* (1994), no caso de uma infiltração unidimensional vertical com tempos relativamente curtos, o intervalo de tempo no qual a solução de Philip converge para um limite finito, depende das características do solo e das condições iniciais e limites. Para Smetten *et al.* (1994) apud Souza (2005a) e Haverkamp *et al.* (1994) ao estudarem o problema da infiltração a partir de uma fonte circular, de raio r , evidenciaram que o caráter axissimétrico tridimensional de escoamento é traduzido por um termo proporcional ao tempo.

O infiltrômetro com anel simples permite realizações de ensaios de infiltração tridimensional axissimétrica como uma função do tempo, permitindo estudar, no campo, o fenômeno da infiltração da água no solo sob diferentes sucções. Ele consiste de um cilindro metálico, sem as bases, de raio conhecido, Figura 2.7. O fluxo de água obtido por um infiltrômetro a disco é considerado como tridimensional (SOUZA, 2005a). Para estimar os parâmetros das curvas $\theta(h)$ e $K(\theta)$ considerando a textura e a estrutura do solo é utilizado o método semifísico, denominado Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters – conhecido também como “Beerkan” ou “BEST” (Haverkamp *et al.*, 1998; Lassabatère *et al.*, 2006). Os outros parâmetros podem ser calculados a partir dos ensaios de infiltração no terreno, segundo a metodologia Beerkan, que será detalhado no capítulo 3 – Material e Métodos.

Em comparação a outros métodos experimentais, o método Beerkan é eficiente e de baixo custo, e apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida (SOUZA, 2005a).

Figura 2. 7 – Ensaio de infiltração com anel simples.



Fonte: Autor.

2.2 O Modelo BEST

A descrição ou predição dos processos da dinâmica da água e de sais no solo em condições de campo (em processos de irrigação, drenagem, conservação de água, recarga e contaminação do lençol freático, e infiltração e escoamento superficial) necessita do conhecimento das características hidrodinâmicas do solo, ou seja: i) da relação entre o potencial matricial (ψ) e a umidade volumétrica do solo $\theta(h)$, conhecida como curva característica da umidade do solo ou curva de retenção da água no solo, e ii) da relação entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica $K(\theta)$, conhecida como curva de condutividade hidráulica (HILLEL, 1998).

O modelo BEST significa *Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*, também é conhecido como *Beerkan*. Foi idealizado por Lassabatère *et al.* (2006) e é utilizado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração. Dessa forma, o ajuste das curvas de infiltração pode ser empregado para determinar os parâmetros K_s e S .

A metodologia do BEST baseia-se nas propriedades estáticas e dinâmicas do solo, utiliza-se dados experimentais de infiltração, da distribuição granulométrica e da massa específica do solo, para estimar os parâmetros da curva de retenção da água no solo $\theta(h)$ - descrito pelo modelo matemático de van Genuchten (1980) - e da curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$ - descrito pelo modelo matemático de Brooks & Corey (1966), considerando a textura e a estrutura do solo; neste método, $\theta(h)$ e $K(\theta)$ podem ser descritas, analiticamente, por cinco parâmetros: dois de forma, m ou n e η , relacionado principalmente com a textura, e três de normalização θ_s , K_s e h_g , dependentes da estrutura do solo.

Os parâmetros de forma são obtidos a partir da curva de distribuição dos tamanhos das partículas $F(D)$ e da porosidade, enquanto os parâmetros de normalização são determinados a partir de experimentos de infiltração (SOUZA *et al.*, 2008).

Este método apresenta uma grande vantagem em relação aos outros métodos experimentais devido à sua aplicação, que é mais simples, rápida e requer um número reduzido de pessoas e equipamentos, tornando-o mais econômico (SOUZA, 2007).

O método vem sendo aplicado em diversas regiões com as mais diversas condições climáticas e de solo. Entre os estudos já realizados, pode-se destacar Bagarello *et al.* (2014a) testaram a capacidade do BEST em estimar as propriedades hidráulicas. As melhores estimativas foram comparadas com dados medidos em laboratório e no campo, respectivamente, em dez locais de campo siciliano. Entre os parâmetros calculados, foi verificado que a condutividade hidráulica do solo não saturado encontrada pelo modelo foi maior do que aquela medida principalmente pelo tensiômetro

especialmente para pressões menores, provavelmente porque a função de condutividade hidráulica unimodal utilizado não reproduz as alterações no sistema de poros do solo real na gama de pressão próximo da saturação, por fim, concluiu-se que o BEST é promissor para produzir uma caracterização hidráulica do solo razoavelmente confiável, no entanto, necessita de uma melhor descrição da função condutividade hidráulica insaturado.

Aiello *et al.* (2014) realizaram uma avaliação do método Beerkan para determinar as propriedades hidráulicas de um solo franco arenoso. Nesta pesquisa, as estimativas foram comparadas com os dados de retenção de água obtidas por um método padrão de laboratório e com a condutividade hidráulica do solo saturado obtido pelo método BEST e por outros dois métodos. O método BEST apresentou ser uma abordagem promissora para facilmente caracterizar um solo, mas o seu método de aplicação deve ser adaptada à situação particular em estudo assim procedimentos experimentais muito precisos e grandes tamanhos de amostra, com média de erros, são, portanto, particularmente importante para estabelecer e possivelmente melhorar a aplicabilidade do método.

Bagarello *et al.* (2014b) utilizaram o Beerkan para estimar a condutividade hidráulica saturada utilizando apenas os dados de infiltração recolhidos em duas diferentes áreas Burundi e Sicília para testar a generalidade da metodologia desenvolvida. Os resultados obtidos foram satisfatórios para ambas regiões e apresentou ser um método promissor e de fácil aplicação para a determinação das características hidrodinâmicas dos solos.

Goutland *et al.* (2013) tiveram como objetivo estimar os parâmetros hidrodinâmicos das litofácies que compõem um depósito glaciofluvial em uma região a leste da cidade de Lyon (França) e sua integração em um modelo de fluxo de 2D para modelar o fluxo na zona insaturada. As curvas de retenção e da condutividade hidráulica foram obtidos pelo BEST.

Furtunato *et al.* (2013), a pesquisa teve como objetivo analisar a variabilidade espacial dos parâmetros das curvas de retenção e condutividade hidráulica, obtidos com o método Beerkan. Os ensaios de campo foram realizados em 102 pontos, distribuídos sob uma malha com espaçamento de 500m x 500m e a a variabilidade espacial foi analisada com base em geoestatística. Os resultados obtidos apresentaram coerência com outros trabalhos da literatura, conclui-se que o método apresentou-se como uma ferramenta promissora, robusta e de fácil aplicação.

Santos, Silva & Silva (2012) tiveram como objetivo caracterizar espacialmente as principais características hidrodinâmicas do solo, como a condutividade hidráulica, porosidade, e retenção de água no solo na Bacia Experimental do Riacho Guaraíra, localizada na zona litorânea do Nordeste do Brasil. Foram realizadas coletas de amostras deformadas de solo e testes de infiltração, em uma malha regular de 196 pontos na bacia com espaçamento de 200 m entre eles, onde existe dois tipos de solos, i.e., Argissolos (PV3) e Espodossolos (HP), com diferentes classes texturais (areia, areia franca, e

franco arenosa). Os resultados obtidos mostraram que os valores de sorvidade (S) e condutividade hidráulica saturada do solo (Ks) são ligeiramente maiores para os solos com menor teor de areia. Verifica-se também que os valores de S e Ks são maiores para os solos do tipo HP, mostrando que este solo é mais permeável que o PV3, para qualquer uma das classes texturais analisadas.

Xu *et al.* (2012) compararam quatro métodos de análise de anel de simples infiltração para estimar a condutividade hidráulica saturada e o parâmetro de retenção de água no solo. Os resultados demonstraram que a versão modificada do Beerkan (BEST interceptação) tem um desempenho melhor (estimativas mais razoáveis) do que o original (BEST inclinação). No entanto, para os solos arenosos não foi obtido bons resultados. O método Wu1 apresentou melhor desempenho para os dois métodos Beerkan na montagem da curva de infiltração experimental, e produziu mais casos com valores razoáveis (valores normalmente positivos) de condutividade hidráulica (Ks) e α (parâmetro que é o inverso do comprimento capilar).

2.3 O Modelo Hydrus

O modelo Hydrus1D foi desenvolvido por J. Simunek, M. Th. Van Genuchten e M. Sejna do Departamento de Ciências Ambientais da Universidade de Riverside Califórnia, consiste em programa computacional que utiliza o método dos elementos finitos para simular o movimento unidimensional de água, calor e solutos no solo em um meio saturado variável, cultivados ou não. É um dos mais usados atualmente na estimativa do processo de percolação de água e na zona vadosa do solo, em estudos de recarga e contaminação de aquífero.

O programa resolve numericamente a equação de Richards para movimento de água em solos não saturados, parcialmente saturado ou inteiramente saturado. Apresenta ainda diversas possibilidades de criação de cenários em relação à geometria do solo, aos tipos de materiais que compõem as diferentes camadas, situações temporais da simulação e do cálculo computacional (discretização de tempo), condições iniciais e condições de contorno para o fluxo, e permitindo emprego de cinco modelos para a função de retenção de água no solo (Brooks & Corey, van Genuchten, Vogel & Císlerová, Kosugi, Durner,) podendo considerar ou não as condições de histerese durante o cálculo computacional, sendo esta hipótese apenas para o modelo hidrológico de van Genuchten-Mualem.

Para solução da equação de Richards, utiliza uma sequência de procedimentos de redes neurais para calcular os parâmetros hidráulicos do solo através da implementação de funções de

pedotransferencia (PTFs) que preveem os parâmetros de Van Genuchten (θ_r , θ_s , α , n e K_s) hierarquicamente, a partir de dados de classe textural dos solos estudados e densidade aparente, podendo utilizar ainda um ou dois pontos de retenção de água. A ferramenta Rosetta, presente no programa, contém um banco de dados de informações relevantes.

A pesquisa realizada por Mujovo (2014) avaliou o desempenho de dois programas computacionais de distribuição livre na modelagem do fluxo de água no meio poroso a partir de trincheiras de infiltração implantada no Instituto de Pesquisas Hidráulicas, entre eles o modelo HYDRUS 1D. A avaliação de desempenho do modelo HYDRUS-1D é eficiente em representar a trincheira de infiltração urbana o que não aconteceu com o outro modelo aplicado devido as suas limitações.

Alves *et al.* (2012) simulou a dinâmica da água no solo cultivado com feijão caupi por meio do programa Hydrus1D, nas diferentes fases fenológicas da cultura (emergência, vegetativa, reprodutiva e maturação) a partir da calibração do solo sem vegetação e com o solo vegetado, e depois utilizado na simulação da dinâmica da água em todas as fases fenológicas. Os autores obtiveram bons resultados nas simulações da evolução do armazenamento de água e da evapotranspiração.

Toma (2012) avaliou a evolução dos atributos físico-hídricos do solo sob diferentes sistemas de manejo (orgânico, agroflorestal e convencional), caracterizou o funcionamento físico-hídrico e avaliou o modelo Hydrus 1D em três coberturas vegetais distintas (agricultura orgânica, sistema agroflorestal e capoeira) em áreas de agricultura familiar no município de Apiaí – SP. Como resultado da modelagem dos dados, o modelo Hydrus não foi eficiente para a predição dos valores de umidade nos solos estudados, pois, no geral, apresentou valores simulados de umidade mais baixos para todos os horizontes das trincheiras nas três áreas quando comparados com os dados observados. Porém, na predição dos volumes de runoff, apresentou bons resultados em comparação aos observados no campo.

Leão & Gentry (2011) tiveram como objetivo na pesquisa simular no Hydrus 1D o efeito de variações nas condições de contorno na estimativa de propriedades hidráulicas do solo (isto é, conteúdo de água, condutividade hidráulica efetiva em condições não saturadas e fluxo hidráulico) em um modelo de fluxo não saturado unidimensional em um perfil de material franco-argiloso puro e em material franco-argiloso intercalado com camadas de material franco-siltoso distribuído. Os autores verificaram que houve uma variação nas condições de contorno nos sistemas de fase pura e em camadas resultando em desvios significativos nos fluxos, conteúdos de água e condutividades hidráulicas em função das condições de fronteira considerada.

Compreender a dinâmica da água no solo é importante para a construção da bacia de infiltração, neste contexto, Thompson, Nimmer & Misra (2010) montaram diferentes tipos de

cenários para na região de Wisconsin (EUA) com o objetivo de avaliar o efeito da variação dos parâmetros hidrogeológicos da recarga de aquíferos por meio de bacias de infiltração localizadas em solos franco arenosos e franco argilosos, os resultados foram obtidos através de simulações feitas pelo modelo HYDRUS -2D e depois comparados com dados experimentais, com objetivo de validar o modelo numérico.

Com relação ao estudo sobre o impacto de diferentes texturas do solo sob os parâmetros hidráulicos, Chaves (2009) estudou essa sensibilidade do programa nessas condições em uma coluna de 61 cm de solo, com tensão inicial (uniforme) de $H = -150$ cm, lâmina de água de 2 cm na superfície, e drenagem livre no fundo. Como resultado percebeu-se que a textura do solo interfere significativamente no comportamento do modelo, em virtude das variáveis de saída foram em média mais sensíveis sob solo com textura argilosa, em seguida pelas texturas média e arenosa. Assim, concluiu que esse modelo é mais sensível aos parâmetros n (parâmetro de ajuste em função da retenção de água) e ao conteúdo de água no solo saturado (θ_s) e menos sensível aos parâmetros de conteúdo de água residual do solo (θ_r) e o de tortuosidade (S).

2.4 Radar de Penetração do Solo (GPR)

Segundo Kearey, Brooks & Hill (2009), os métodos de levantamento eletromagnético (EM) fazem uso da resposta do solo à propagação de campos eletromagnéticos, que são compostos por uma intensidade elétrica alternada e por uma força de magnetização, assim a resposta do solo é a geração de campos eletromagnéticos secundários, e esses campos resultantes podem ser detectados pelas correntes alternadas que eles induzem ao fluir numa bobina receptora pelo processo de indução eletromagnética.

Para aplicações em hidrogeologia, segundo Feitosa *et al.* (2008), além do VLF – Very Low Frequency, que utiliza fontes indutoras distantes e do Radar de Penetração do Solo (GPR – Ground Penetration Radar) que é utilizado para investigações de alta resolução empregando frequências muito altas, pode-se destacar outros dois tipos principais: o Eletromagnético no Domínio da Frequência, que efetua medidas em um ou mais valores de frequência, e o Eletromagnético no Domínio do Tempo (transiente), que faz medidas da diminuição da intensidade do sinal com o tempo.

O GPR é uma ferramenta geofísica recente, mas que vem sendo bastante utilizada nas mais diversas áreas como engenharia, meio ambiente, geologia, glaciologia e até mesmo em problemas forenses. Como apoio aos estudos hidrogeológicos, a geofísica aplicada assume papel de fundamental

importância, contribuindo de maneira direta no entendimento do modelo geológico e hidrogeológico em subsuperfície, diminuindo custos e prazos de um projeto.

O sistema do radar é constituído por quatro elementos: a unidade de controle (ou gerador de pulso eletromagnético), a unidade de visualização (datalogger), uma antena de transmissão (Tx) e uma antena de recepção (Rx). O transmissor produz um pulso de alta voltagem com mínima duração; este é aplicado na antena transmissora que o irradia para o solo, o sinal transmitido propaga-se no solo e os sinais refletidos retornam à superfície, sendo então detectados pela antena receptora e repassados para o sistema de recepção de sinal (ARANHA, 2010). A antena receptora detecta os sinais e os envia para uma unidade de controle, onde é amplificado e armazenado em uma unidade de processamento de dados, gerando uma sequência de traços ou “scans” mostrados em registro como função do tempo de propagação, esses registros obtidos ao longo de um perfil fornece as seções 2D, denominadas radargramas (PINTO, 2010), que consiste em uma compilação ou interação dos dados registrados nas estações de medidas, em nanosegundos (ns), ver Figura 2.6.

Os dados são registrados na forma de traços, os quais representam a base das medições de GPR no domínio do tempo, pois consistem no registro do tempo de trânsito de um pulso de energia eletromagnética durante sua transmissão e propagação no meio e posterior captação. O traço pode ser utilizado para determinar a profundidade de alvos em subsuperfície, a partir dos valores do tempo de trânsito e do conhecimento da velocidade da onda no meio de propagação (FURTADO, 2009).

2.4.1 Tipos de antenas

As antenas podem ser monoestáticas, onde a mesma antena é utilizada para transmissão e recepção, ou biestáticas, antenas independentes para cada tarefa, ou seja, uma para transmitir e uma para receber o sinal, Figura 2.8. O tamanho da antena determina as características do pulso eletromagnético transmitido, principalmente sua duração, assim, um pulso mais longo requer uma antena maior (COSTA, 2005).

2.4.2 Princípios de funcionamento do GPR

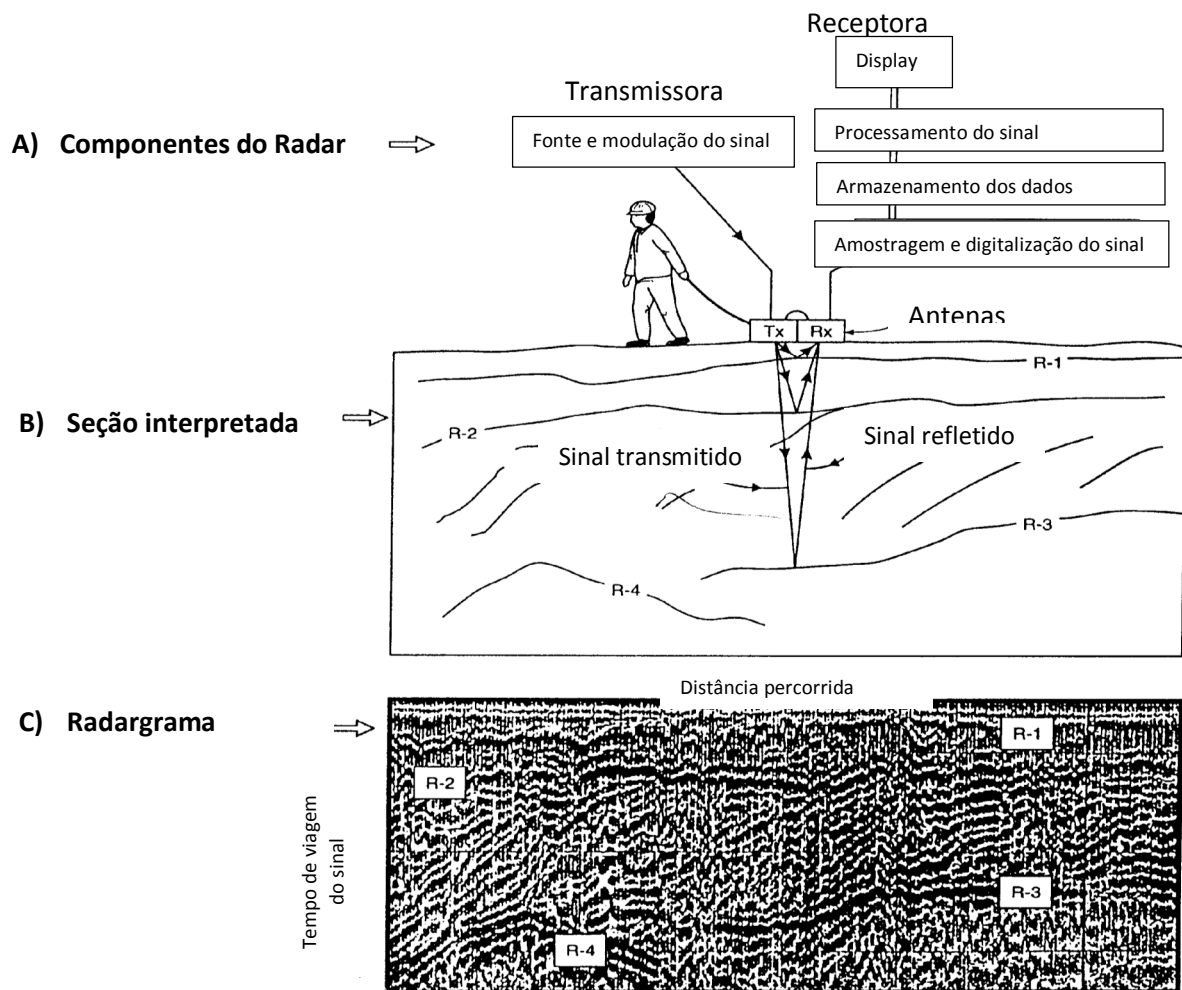
O princípio de funcionamento do GPR se baseia na teoria de propagação de ondas eletromagnéticas, no princípio de transmissão e reflexão das ondas. Um campo eletromagnético pode ser descrito por quatro campos vetoriais, segundo Feitosa *et al.*(2008):

- E = intensidade do campo elétrico (V/m)
- H = intensidade do campo magnético (A/m)

- B = indução magnética, ou densidade de fluxo (Wb/m^2 ou Tesla)
- D = deslocamento elétrico (C/m^2)

A teoria do GPR é baseada nas equações de Maxwell, que descrevem o comportamento das interações dos campos elétricos e magnéticos em situações macroscópicas.

Figura 2. 8 – Diagrama simplificado do funcionamento do radar de penetração do solo (GPR). (A) Componentes do sistema; (B) Seção de interpretação; (C) Radargrama.



Fonte: REYNOLDS, 1997. Adaptado.

As Equações de Maxwell são descritas em quatro leis, cada uma delas representa um generalização de certas observações experimentais: i.) Lei de Faraday (um campo magnético gera um campo elétrico de circuito fechado), Equação 2.35; ii.) Lei de Ampere (uma corrente elétrica dá origem a um campo magnético), Equação 2.36; iii.) Lei de Gauss para campo elétrico (as linhas de força de um campo elétrico começam e terminam em cargas elétricas), Equação 2.37; e iv.) Lei de Gauss (para o campo magnético), Equação 2.38 (ANNAN, 2001).

$$\nabla \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (2.35)$$

$$\nabla \times \bar{H} = \bar{J} + \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} \quad (2.36)$$

$$\nabla \cdot \bar{D} = q \quad (2.37)$$

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (2.38)$$

Onde: $\bar{E}$ – vetor de força do campo elétrico; $\bar{B}$ – vetor de densidade de fluxo magnético; $\bar{D}$ – vetor de deslocamento elétrico; $\bar{H}$ – intensidade do campo magnético; q – densidade de cargas elétricas; $\bar{J}$ – vetor de densidade da corrente elétrica (A/m²). $\nabla \cdot \bar{D}$ e $\nabla \cdot \bar{B}$ são os divergentes da densidade do fluxo elétrico e da densidade do fluxo magnético, respectivamente.

A introdução das relações constitutivas do meio nas equações de Maxwell traduzem as interações entre os campos eletromagnéticos de uma determinada fonte com um meio, através das propriedades físicas: **Condutividade Elétrica (σ)** – descreve como o fluxo de cargas elétricas formam uma corrente quando um campo elétrico está presente; **Permissividade dielétrica (ϵ)** – descreve como cargas intrínsecas ao material podem ser deslocadas em resposta a um campo elétrico; **Permeabilidade magnética (μ)** – descreve como intrínsecos e momentos magnéticos moleculares respondem a um campo magnético.

A condutividade elétrica é um dos principais fatores de propagação de ondas eletromagnéticas. O teor de água, a salinidade e a concentração de argila podem contribuir na condutividade elétrica de um meio geológico.

As relações constitutivas do meio nas equações de Maxwell faz-se necessário para a obtenção de informações sobre as propriedades elétricas dos materiais por onde atuam os campos elétricos e magnéticos. (BORGES, 2002). São elas:

- 1ª Relação Constitutiva: Relação entre a densidade de corrente de condução ($\bar{J}$) ao campo elétrico ($\bar{E}$) (Lei de Ohm), Equação 2.39:

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \quad (2.39)$$

- 2ª Relação Constitutiva: Relação direta do campo elétrico ($\bar{E}$) e a corrente de deslocamento ou à polarização ($\bar{D}$), (ϵ) é fator de proporcionalidade denominado permissividade dielétrica no meio, Equação 2.40.

$$\bar{D} = \varepsilon \bar{E} \quad (2.40)$$

Obs.: Normalmente, em estudos de GPR, utiliza-se a permissividade dielétrica relativa, $\varepsilon_r = \varepsilon/\varepsilon_0$, sendo: ε é a permissividade dielétrica do material (F/m), e ε_0 é a permissividade dielétrica no vácuo ($8,854 \times 10^{-12} \text{ F/m}$) (BORGES, 2002).

- 3ª Relação Constitutiva: Relação entre o campo magnético ($\bar{H}$) e o campo de indução magnética ($\bar{B}$), por meio de um fator de proporcionalidade denominado permeabilidade magnética do meio ($\tilde{\mu}$), expresso em Henry/metro (H/m), Equação 2.41.

$$\bar{B} = \tilde{\mu} \bar{H} \quad (2.41)$$

2.4.3 Profundidade de penetração

Segundo Borges (2002), os fatores que influenciam a profundidade de penetração do sinal GPR são o espalhamento geométrico, atenuação pelo terreno e a partição da energia nas interfaces todos relacionados à perda de energia durante a propagação da onda eletromagnética.

De acordo com Alves (2011), a profundidade máxima de exploração da onda eletromagnética no subsolo está diretamente relacionada com a atenuação do pulso emitido ao longo de seu percurso em subsuperfície, ver Equação 2.42. Uma vez que esta depende principalmente das propriedades eletromagnéticas do meio, a maioria dos equipamentos de GPR comercializados atualmente admite a seguinte equação para uma estimativa grosseira da profundidade máxima de penetração (ANNAN, 2001):

$$D_{m\acute{a}x} = \frac{35}{\sqrt{\sigma}} \quad (2.42)$$

Onde: $D_{m\acute{a}x}$ é a profundidade máxima de penetração em metros (m) e σ é a condutividade elétrica do meio (mS/m).

A redução da capacidade de penetração da onda em subsuperfície é ainda mais acentuada quando há interface solo-metal, visto que a alta condutividade do metal, além de promover forte atenuação do sinal, implica o contraste significativo entre os valores de impedância respectivos aos

dois materiais, responsável pela reflexão de aproximadamente 100% da energia eletromagnética (ALVES, 2011).

A Tabela 2.1 apresenta uma estimativa da profundidade de penetração em função da frequência central utilizada na aquisição de dados em campo. Esta tabela serve como base quando as informações geológicas são poucas, não-confiáveis ou então inexistentes, e parte-se do princípio de que a frequência de operação do GPR pode interferir significativamente na atenuação da onda eletromagnética ao longo de sua propagação em subsuperfície e, conseqüentemente, na profundidade de exploração.

Tabela 2. 1 – Estimativa da profundidade de penetração em função da frequência central.

Frequência Central (Mhz)	Profundidade estimada de penetração (m)	Área de interesse
2600	0,4	Estruturas de concreto
2000	0,4	Estruturas de concreto e Geotecnia (estudos de pavimentos)
1600	0,5	Estruturas de concreto e Geotecnia (estudos de pavimentos)
1000	0,6 – 0,9	Estruturas de concreto e Geotecnia (estudos de pavimentos) e Pontes
900	1,0	Estruturas de concreto, Geotecnia (estudos de pavimentos), Pontes e Arqueologia
400	2,0 – 4,0	Estruturas de concreto, Meio Ambiente e Arqueologia
270	6,0	Geotecnia (estudos de estratigrafia), Geologia, Meio Ambiente e Arqueologia
200	9, 0	Geotecnia (estudos de estratigrafia), Geologia, Meio Ambiente e Arqueologia
100	15, 0 – 25,0	Geotecnia (estudos de estratigrafia), Geologia, Mineração e Arqueologia
1 - 80	50,0	Geotecnia (estudos de estratigrafia) e Geologia

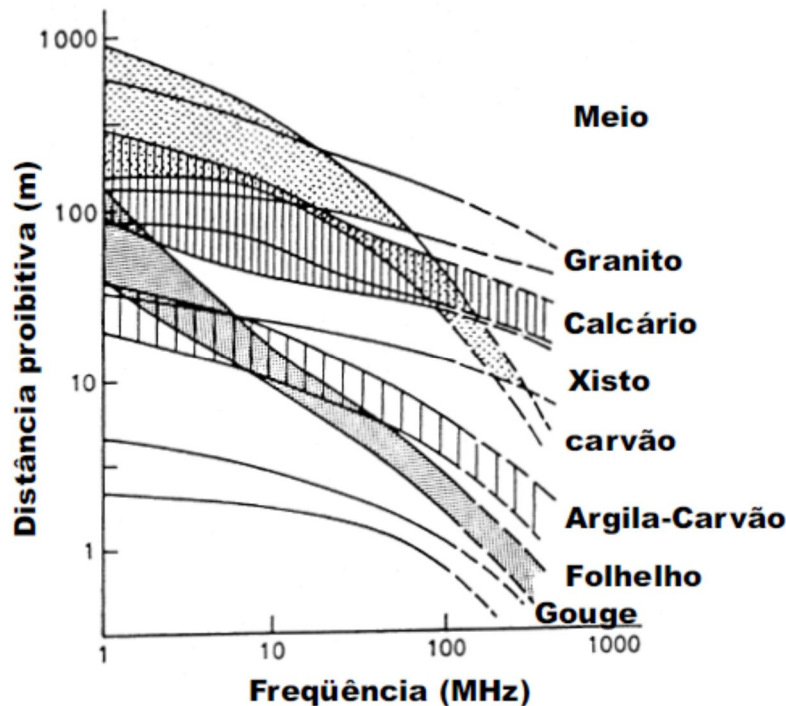
Fonte: GSSI, 2013.

A Figura 2.9 apresenta como a penetração varia para diferentes materiais no intervalo de frequência de 1- 500Mhz, observa-se que os minerais ricos em argila têm uma profundidade de exploração baixa, ao contrário dos materiais maciços como o granito. A permissividade da água é alta, quando comparada com materiais secos; assim, o conteúdo de água e a porosidade são importantes controles da penetração (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

A profundidade de penetração e as perdas associadas à propagação das ondas eletromagnéticas no meio geológico podem ser mensuradas pela profundidade peculiar ou profundidade de penetração ou “*skindepth*” (δ), que é definida como a profundidade de penetração na qual a amplitude da onda eletromagnética reduz-se a $1/e = 36,79\%$ do seu valor inicial (PINTO, 2010; RIJO, 2004), Equação 2.43. Esta equação aplica-se a meios não magnéticos, isto é, $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m e $\omega = 2\pi f$, com f igual a frequência central de operação do GPR, percebe-se que quanto maior a condutividade elétrica do meio geológico, menor será a penetração da onda no solo (PINTO, 2010).

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} \quad (2.43)$$

Figura 2. 9 – Relação entre as distancias de investigação e frequência para diferentes materiais.



Fonte: Baseado em COOK (1975) adaptado por KEAREY, BROOKS & HILL (2009)

2.4.4 Perdas das ondas eletromagnéticas do GPR

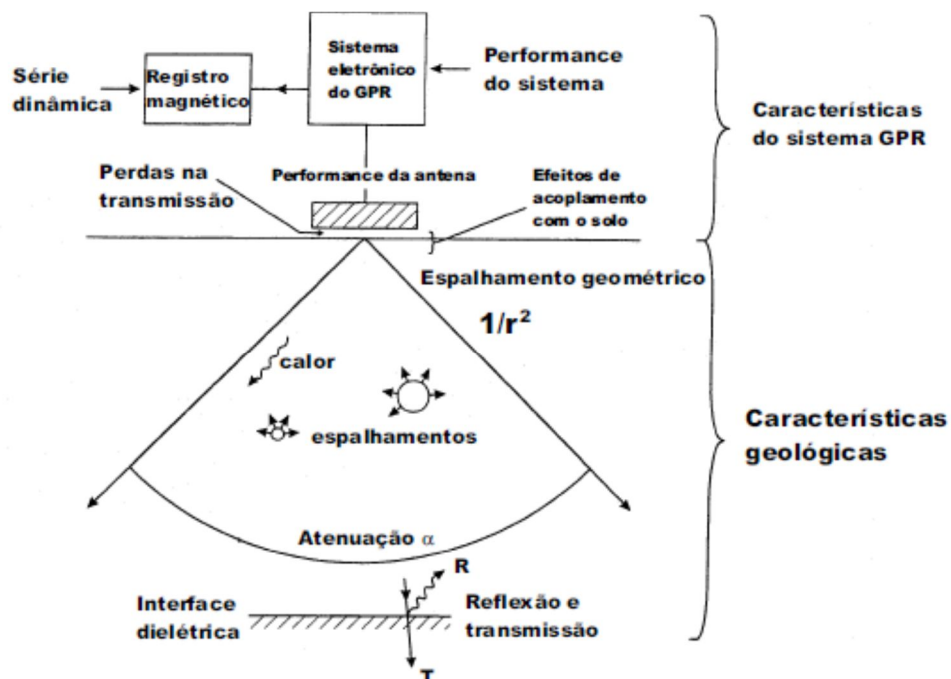
Uma das principais causas de perda de energia é atenuação que é uma função complexa das propriedades dielétricas e elétricas do meio através do qual viaja o sinal de radar (REYNOLDS, 1997).

O sinal emitido pelas antenas pode, durante a propagação, sofrer reflexões, refrações e difrações em virtude das discontinuidades existentes no meio, ou devido as interfaces entre as

camadas com diferentes propriedades elétricas, ou seja, distintos valores de velocidade de propagação da onda eletromagnética (que guarda relação com a permissividade dielétrica ou constante dielétrica do meio), que retorna à superfície onde é captado pela antena receptora (Rx). Consequentemente, se existem objetos com dimensões da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda do sinal transmitido, estes objetos causarão um espalhamento da energia de uma maneira aleatória (REYNOLDS, 1997).

Estes espalhamentos conhecidos como difrações, causam ruídos nas seções do GPR. Além das perdas com reflexão e transmissão nas interfaces, a energia é perdida por absorção (transformando-se de energia eletromagnética em calor). Assim, de forma geral, para se determinar o alcance do radar, fatores instrumentais também precisam ser considerados, além do objeto a ser alcançado e das condições do subsolo, a absorção total para uma determinada distância é composta por cinco condições: perdas nas antenas; perdas de transmissão entre o ar e o solo; perdas causadas pelo espalhamento geométrico do feixe emitido; atenuação dentro do solo como função das propriedades dos materiais; e perdas devido a difusão do sinal no próprio alvo (REYNOLDS, 1997). Alguns fatores que causam a diminuição do sinal eletromagnético são ilustrados na Figura 2.10.

Figura 2. 10 – Processos que levam a perda do sinal eletromagnético.



Fonte: REYNOLDS, 1997.

Os principais fatores que influenciam a propagação da onda eletromagnética do GPR no subsolo são a atenuação e a velocidade (ALVES, 2011).

Entende-se como atenuação, o enfraquecimento da onda eletromagnética enquanto se propaga pelo solo, seja por espalhamento por camadas finas ou por objetos pontuais como pedregulhos, o que acarreta a diminuição da amplitude do sinal. Encontra-se relacionada com a frequência, o meio de propagação e a presença de obstáculos. Por exemplo, uma camada de argila bem compactada ocasionará uma maior perda de energia porque a onda eletromagnética fará um esforço maior para penetrar naquele material, assim observar-se-á uma região com uma maior atenuação.

A constante de atenuação (α) é dada pela Equação 2.44:

$$\alpha = 1,636 \sqrt{\frac{\sigma_o}{\epsilon_r}} \quad (2.44)$$

Onde: α é a constante de atenuação, σ é a condutividade elétrica (mS/m) e ϵ_r é a permissividade dielétrica no meio.

A constante de propagação (β) é apresentada na Equação 2.45.

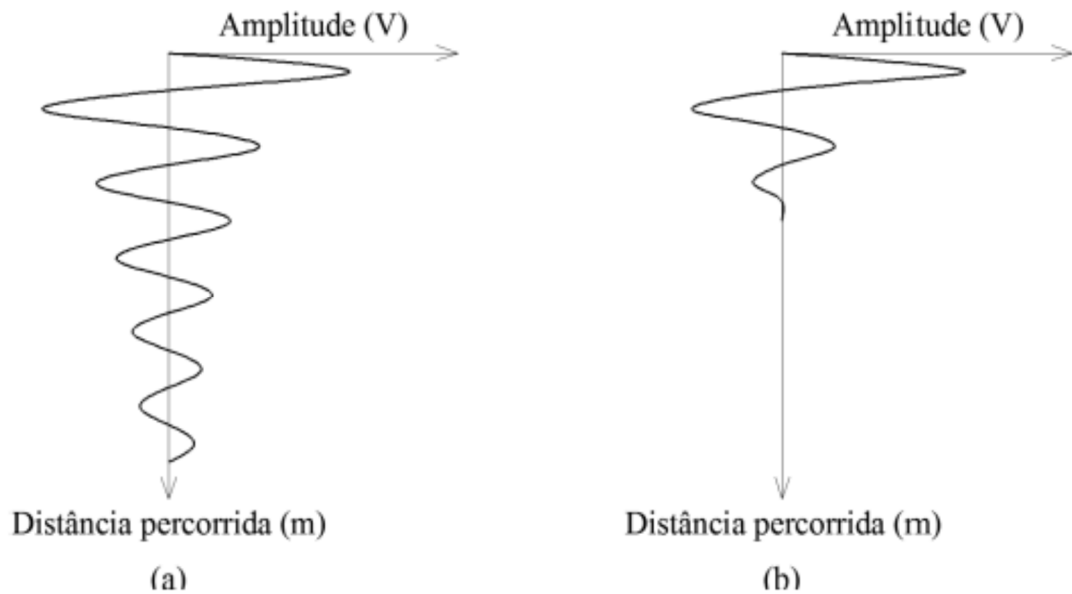
$$\beta = \omega \sqrt{\mu \epsilon_r} \quad (2.45)$$

Onde: β é a constante de propagação, ω é o comprimento da onda, μ é a permeabilidade magnética e ϵ_r é a permissividade dielétrica no meio.

A Figura 2.11 ilustra a atenuação da onda eletromagnética ao longo de sua propagação em subsuperfície.

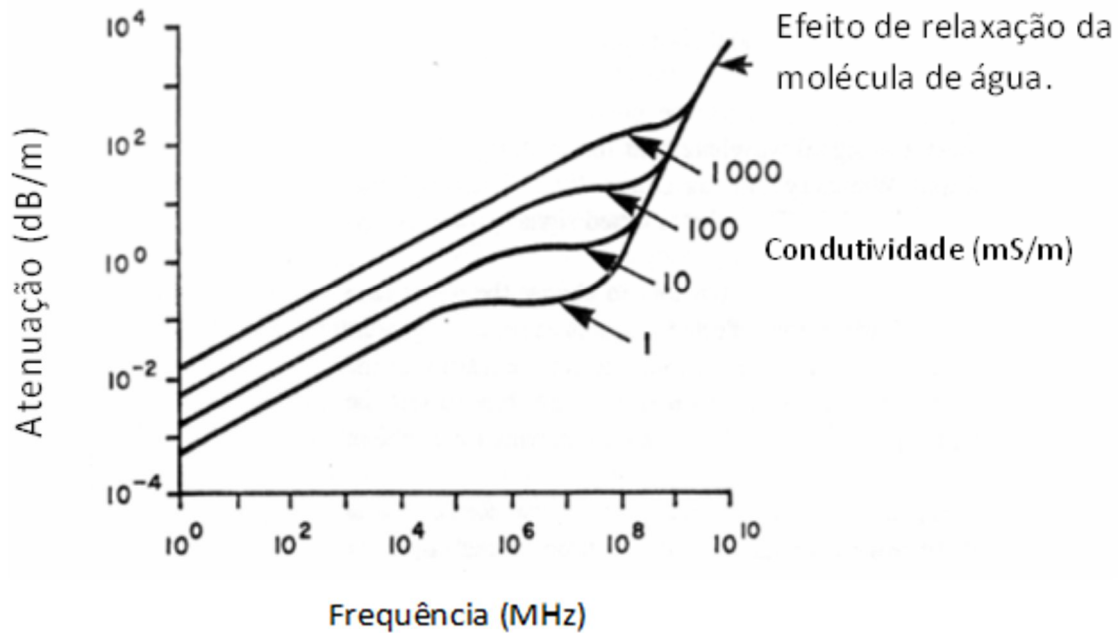
A interação do campo eletromagnético, com meios que apresentam condutividade elevada leva à perda de energia por atenuação, a qual aumenta intensamente para valores de frequência muito elevados, segundo Davis & Annan (1989), Figura 2.12. Essa perda de energia determina as limitações de aplicabilidade da técnica do GPR em meios muito condutivos, por exemplo, na água marinha (σ , $= 3 \times 10^3$ mS/m), que devido a sua salinidade apresenta alta condutividade e conseqüentemente, nesse meio, uma onda eletromagnética sofreria intensa atenuação e praticamente não se propagaria (ALVES, 2011).

Figura 2. 11 – Atenuação da onda eletromagnética em subsuperfície: a) meio com baixa taxa de atenuação (α); b) meio com elevada taxa de atenuação (α).



Fonte: ALVES, 2011

Figura 2. 12 – Relação entre frequência, condutividade elétrica e atenuação.



Fonte: DAVIS & ANNAN, 1989.

A água tem uma constante dielétrica de 80, enquanto na maior partes dos materiais geológicos secos a constante dielétrica está num intervalo de 4 – 8. Consequentemente, o conteúdo de água no

material exerce uma forte influência sobre a propagação de um pulso de radar (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009).

O aumento da condutividade elétrica do meio geológico implica em uma maior atenuação do sinal da onda GPR e diminuição da profundidade de penetração da onda eletromagnética (PINTO, 2010). Sinais com amplitudes superiores ao limite definido são ilustradas mais escuras no radargrama e as maiores reflexões são detectadas por cores mais brilhosas (REYNOLDS, 1997).

Informações detalhadas sobre os fundamentos teóricos e os procedimentos matemáticos utilizados na dedução das equações envolvidas no método GPR podem ser encontradas em Reynolds (1997), Porsani (1999), Annan(2001), Annan& Cosway (1992), Daniels (2004), Jol (2009), entre outros.

Reflexão

É o fenômeno que possibilita ao GPR identificar interfaces de diferentes tipos de solo e/ou rocha, ocorre quando a onda eletromagnética atinge materiais de propriedades eletromagnéticas contrastantes entre si (ALVES, 2011).

A proporção de energia refletida, dada pelo coeficiente de reflexão (R), é determinado pelo contraste das velocidades das ondas e, mais fundamentalmente, pelo contraste nas constantes dielétricas relativas dos meios adjacentes (REYNOLDS, 1997).

O coeficiente de reflexão é calculado através da fórmula (Equação 2.46):

$$R = \frac{(V_1 - V_2)}{(V_1 + V_2)} \quad (2.46)$$

Onde: V_1 e V_2 são as velocidades nas camadas 1 e 2, respectivamente, e $V_1 < V_2$. Logo, Equação 2.47:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_2} - \sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_2} + \sqrt{\varepsilon_1}} \quad (2.47)$$

Onde: ε_1 e ε_2 representam, respectivamente, as constantes dielétricas relativas das camadas 1 e 2, aplicável para incidência normal em refletores planos.

Alguns materiais, como o gelo polar, são virtualmente transparentes nas ondas eletromagnéticas, outros materiais, como argila saturada e água do mar, absorvem ou refletem as ondas de tal forma que elas se tornam virtualmente opacas, dessa forma, é o contraste da constante dielétrica relativa entre as camadas adjacentes, que dá origem a reflexão da radiação eletromagnética

incidente, ou seja, quanto maior for o contraste, maior será a quantidade de energia refletida das ondas (REYNOLDS,1997).

De acordo com alguns autores, a identificação do lençol freático pelo GPR é possível em virtude da grande mudança na constante dielétrica do solo quando de seco passa à saturado, assim, quando uma rocha se encontra saturada com água, o contraste de impedância eletromagnética entre a zona saturada e insaturada causa uma forte reflexão ao pulso de radar. Desta maneira, o nível freático pode ser detectado na maioria dos casos quando a escolha da frequência da antena é adequada e se consegue uma boa profundidade de penetração sem perder resolução espacial.

A Tabela 2.2 apresenta valores típicos do coeficiente de reflexão para algumas interfaces.

Tabela 2. 2 – Valores típicos do coeficiente de reflexão para algumas interfaces.

De		Para		Coeficiente de Reflexão (%)
Ar	$K = 1$	Solo acima do NA	$K \approx 5$	38
Ar	$K = 1$	Solo abaixo do NA	$K \approx 25$	67
Ar	$K = 1$	Água	$K = 81$	80
Água	$K = 81$	Solo acima do NA	$K \approx 5$	60
Água	$K = 81$	Solo abaixo do NA	$K \approx 25$	29
Solo acima do NA	$K \approx 5$	Solo abaixo do NA	$K \approx 25$	38
Solo acima do NA	$K \approx 5$	Rocha	$K \approx 8$	12
Solo abaixo do NA	$K \approx 25$	Rocha	$K \approx 8$	28
Solo	$\sigma \approx 15 \text{ mS/m}$	Metal	$\sigma \approx 10^9 \text{ mS/m}$	100

Fonte: Modificado de ANNAN, 1992; RODRIGUES (2004).

Alves (2011) faz as seguintes observações com relação a tabela apresentada:

- As antenas (transmissora e receptora) precisam estar em perfeito contato com o solo, com o intuito de evitar a reflexão em torno de 38% da energia emitida pelo GPR (interface ar-solo acima do NA) ou a de 67% (interface ar-solo abaixo do NA).
- É fundamental a adoção de trajetórias de prospecção nas quais a superfície do terreno não apresente lâmina d'água, a fim de evitar reflexões tais como a ocorrente na interface água-solo acima do NA (com coeficiente de reflexão de, aproximadamente, 60%) e a originada na interface ar-água (com coeficiente de reflexão em torno de 80%), quando o cuidado de deixar as antenas em perfeito contato com a superfície do terreno não é realizado.
- Como materiais refletores de destaque existentes no subsolo (aqueles que apresentam propriedades eletromagnéticas mais contrastantes em comparação com os meios

geológicos), podem ser citados os solos abaixo do NA, a água e os metais, justificando o fato de o lençol freático e objetos metálicos enterrados, tais como dutos, poderem ser facilmente detectados pela antena receptora do GPR.

- O contraste entre a constante dielétrica do solo acima do NA e a do abaixo do NA faz com que a interface entre estes dois materiais seja uma ótima superfície refletora, porém a baixa resistividade elétrica do solo úmido, assim como ocorre no caso de metais, proporciona dissipação significativa da energia eletromagnética, dificultando a propagação das ondas e a consequente visualização das descontinuidades de maiores profundidades.
- A redução da capacidade de penetração da onda em subsuperfície é ainda mais acentuada quando há interface solo-metal, visto que a alta condutividade do metal, além de promover forte atenuação do sinal, implica o contraste significativo entre os valores de impedância respectivos aos dois materiais, responsável pela reflexão de aproximadamente 100% da energia eletromagnética.

Refração

É o fenômeno que confere a cada pulso emitido pela antena transmissora do GPR a capacidade de atingir mais de um refletor, ou seja, a onda eletromagnética passa de um meio com um determinado coeficiente de refração para outro de coeficiente diferente, o efeito disso é o desvio do fecho de luz sob um determinado ângulo, . O coeficiente de refração depende da densidade do meio: aquele é maior, quanto mais denso for o meio, ou seja, menor a velocidade da luz no meio mais denso.

A refração de ondas obedece a lei de Snell-Descarte que pode ser visto na Equação 2.48 e na Figura 2.13.

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{n_2}{n_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (2.48)$$

Onde: i – ângulo de incidência do raio de onda incidente

r – ângulo de refração do raio de onda refratado

n_1 – índice de refração do meio 1

n_2 – índice de refração do meio 2

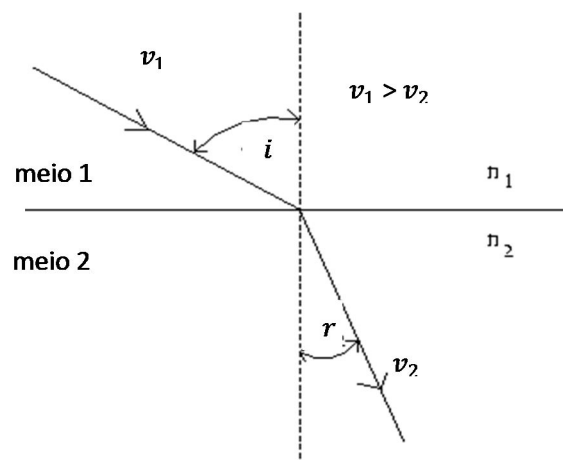
λ_1 – comprimento de onda das ondas do meio 1

λ_2 – comprimento de onda das ondas do meio 2

A porcentagem de energia transmitida que sofre refração em uma determinada interface corresponde a 100% menos o coeficiente de reflexão (R), descontando-se ainda as perdas por atenuação (ALVES, 2011).

Para quantificar as reflexões e refrações da onda EM, Annan (1992), supôs que as ondas se propagam através de uma incidência normal às interfaces das camadas, argumentando que estas camadas possuem valores diferentes de propriedades físicas, o sinal refletido ocorrerá em função dos contrastes de propriedades existentes entre elas, podendo causar uma forte impedância nas interfaces.

Figura 2. 13 – Esquema de uma onda refratada.



2.4.5 Modo e técnica de aquisição

Com relação ao modo de aquisição, o GPR permite a execução de perfis em modo contínuo ou descontínuo (“stack”). O modo contínuo é realizado quando o conjunto de antenas (transmissora e receptora) é movido seguidamente ao longo da linha de levantamento, utilizando como referência para a emissão da onda um mecanismo de tempo ou o mecanismo de medição do trecho percorrido e é aplicado em superfícies planas e sem muito obstáculos, enquanto que o modo descontínuo, os dados são adquiridos em posições individuais, ficando as antenas estacionadas momentaneamente em cada ponto de aquisição das medidas durante a emissão da onda, mais adequado em terrenos ondulados ou locais com pequenos obstáculos (ARANHA, 2010).

É importante salientar que cada um desses modos possui vantagens e desvantagens, as quais são devidas às características da operação, objetivos do alvo e das condições de aquisição.

Com relação a técnica para aquisição, segundo Borges (2002), são divididas em três tipos: Perfis de Reflexão Constante ou “Common Offset”, Sondagens de velocidade (WideAngleReflection (WARR) e Common-midpoint (CMP) e Modo de transiluminação ou tomografia.

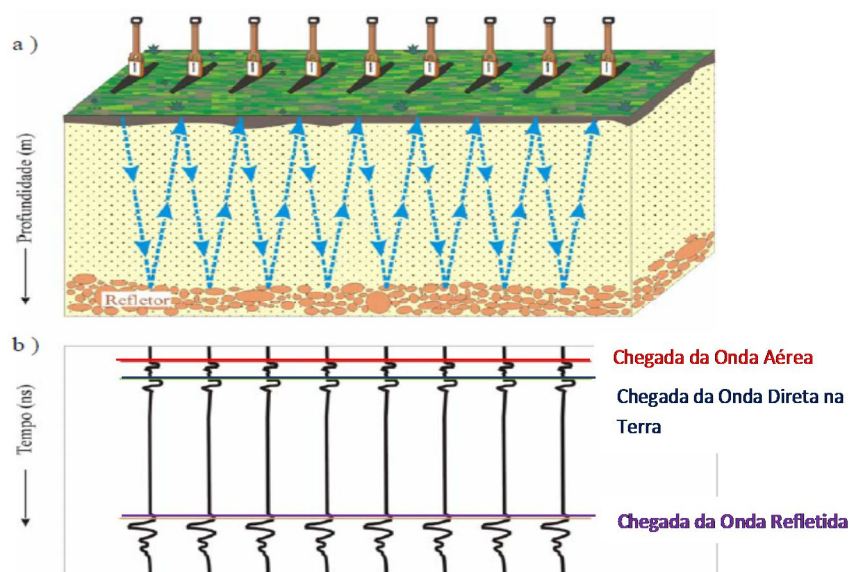
2.4.5.1 Perfis de reflexão constante ou “Common Offset”

Nesta técnica, a geometria das antenas transmissora e receptora é mantida com uma distância fixa constante sendo transportada, passo a passo, ao longo do perfil. O resultado obtido é uma imagem onde o eixo horizontal representa a posição das antenas (distância) e o eixo vertical é o tempo duplo do sinal GPR (tempo de ida e volta), mostrando as variações das propriedades dielétricas de subsuperfície (reflexões) (BORGES, 2002). A cada deslocamento uma coleta é realizada e ao final todas as coletas são usadas para compor uma única imagem. A Figura 2.14 apresenta um perfil esquemático da técnica.

2.4.5.2 Sondagens de velocidade

De acordo Borges (2002), as sondagens de velocidade tem como objetivo determinar a velocidade da onda de radar no meio, a fim de se converter o tempo duplo dos perfis de reflexão em profundidade, e verificar se o refletor de subsuperfície é proveniente de alvo geológico ou de interferências superficiais, assim as formas mais sofisticadas e não destrutivas de sondagem de velocidade são as técnicas: CMP (*Common Mid Point*) e WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*).

Figura 2.14 – Esquema de aquisição de dados pelo perfil de reflexão com afastamento constante. a) procedimento envolvendo movimentos repetitivos das antenas transmissora e receptora, com espaçamento constante entre as antenas; b) oito traços de GPR esquemáticos mostrando a chegada da onda aérea, da onda direta na Terra e da onda refletida no substrato em subsuperfície.



Fonte: BORGES, 2002.

Nesta técnica ocorre o registro de um ponto ou área, de forma a “iluminar” a região com diferentes espaçamentos entre Tx (antena transmissora) e Rx (antena receptora). A determinação do tempo de propagação da onda correspondente a cada posicionamento das antenas, possibilita a estimativa da velocidade de propagação da onda no ar, na interface ar/solo e ainda a identificação de ondas eletromagnéticas descontínuas de subsuperfície através da onda refletida, sendo esse conceito utilizado nos arranjos CMP e WARR (LOPES, 2009), que são descritas a seguir:

Common Mid Point (CMP)

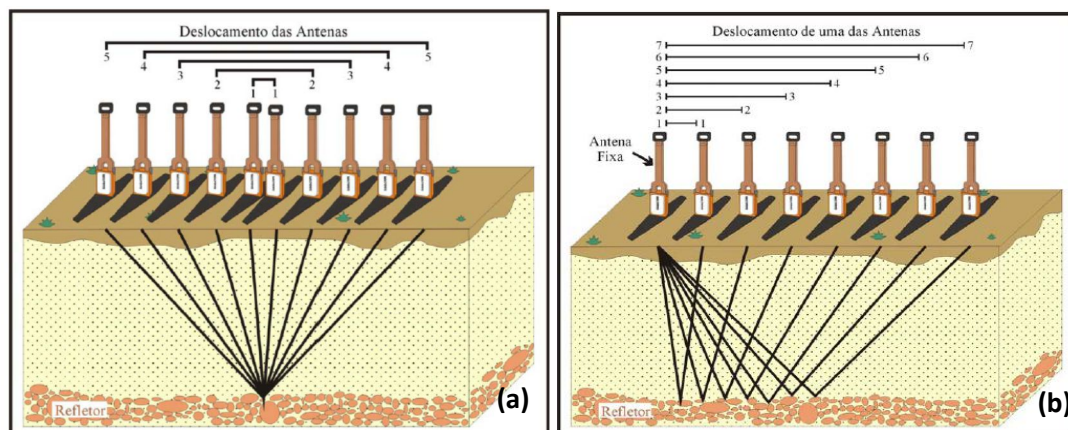
Nesta técnica a antena transmissora e a receptora são distanciadas entre si e em sentidos opostos, de forma crescente, partindo-se de um ponto central fixo e realizando-se aquisições consecutivas.

Após a primeira medição, a separação das antenas sofre um acréscimo, por aquisição, de 2 vezes a distância “x”, sendo metade deste valor para o sentido no qual a antena transmissora é deslocada e, a outra metade, para o sentido no qual a antena receptora é afastada (ALVES, 2011). (Figura 2.15a)

Wide Angle Reflection and Refraction (WARR)

Na técnica WARR, uma das antenas (antena transmissora) é mantida fixa enquanto a outra é sucessivamente afastada da primeira (Figura 2.15b).

Figura 2. 15 – Esquema da técnica de aquisição de sondagem de velocidade: a) Modo CMP; b) Modo WARR.



Fonte: BORGES, 2002

Segundo Borges (2002), além da sondagem CMP/WARR existem mais duas formas de se determinar a velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio:

- a) A velocidade do radar é controlada pela velocidade da luz em um espaço livre ($c=0,3\text{m/ns}$), constante dielétrica, (permissividade dielétrica relativa) e a permeabilidade relativa magnética ($\mu_r = 1$ – para materiais não magnéticos) (REYNOLDS, 1997), assim, pode ser calculada, segundo Kearey, Brooks & Hill (2009), pela Equação 2.49:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad (2.49)$$

Onde: c é a velocidade da luz no vácuo ($3 \times 10^{-8} \text{m/s}$); μ_r é a permeabilidade magnética relativa e , ϵ_r é a permissividade dielétrica relativa.

Conhecendo-se a constante dielétrica do meio, menor que 100mS/m, onde a perda é muito pequena, e não há presença de material ferromagnético ($\mu=1$), a velocidade (v), a equação anterior pode ser descrita na forma (Equação 2.50):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.50)$$

Onde: v é a velocidade de propagação da onda eletromagnética; ϵ_r é a permissividade dielétrica relativa, c é a velocidade da luz no vácuo ($\approx 0,3 \text{ m/ns}$).

Em rochas de alta resistividade (10^{-2} ohm m), a velocidade de propagação do pulso é principalmente controlada por ϵ_r , em virtude da condução dielétrica nesses maus condutores e em isolantes, que não tem portadores livres, pelo ligeiro deslocamento de elétrons em relação aos seus núcleos (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)

Na Equação 2.12 observa-se que a velocidade da onda GPR não depende da frequência da antena, apenas da permissividade dielétrica do meio de propagação do sinal GPR. Nos sistemas GPR, normalmente a velocidade permanece em um patamar essencialmente constante para condutividades menores que 100 mS/m e o campo EM propaga-se sem apresentar dispersão (DAVIS & ANNAN, 1989).

b) a estimativa da velocidade pode ser obtida através de informações geológicas de poços. A profundidade de um refletor é determinada, sendo substituída na Equação 2.51.

$$v = \frac{2h}{t} \quad (2.51)$$

Onde: h_r é a profundidade do refletor e t é o tempo que a onda, após a emissão, demorou para ser refletida e captada.

Tanto na aquisição dos perfis de reflexão quanto nas sondagens de velocidade, os parâmetros de campo que devem ser analisados são: frequência da antena, frequência de amostragem, abertura da janela temporal, amostragem espacial, espaçamento entre as antenas, localização e orientação do perfil e orientação das antenas (ANNAN & COSWAY, 1992; PORSANI, 1999).

A Tabela 2.3 apresenta valores típicos das principais propriedades eletromagnéticas e das grandezas que governam a sua propagação, para alguns dos diferentes meios materiais encontrados em subsuperfície, considerando-se a frequência de operação do GPR.

2.4.5.3 Transiluminação

Uma outra forma de utilização de posicionamento do radar é a chamada transiluminação utilizado para avaliações estruturais, quando se busca identificar a integridade da peça através da presença de fissuras, vazios, redução das seções do aço constituinte da armadura ou ainda empregando durante a perfuração de poços e minas. (LOPES, 2009)

De acordo com Furtado (2009), divide-se em quatro tipos de aquisição de dados, as quais: a) *common offset*, em que a aquisição assemelha-se a técnica da reflexão, com as antenas se deslocando no interior do poço e diferindo em relação ao fato da antena registrar a seção radial do poço; b) *direta*, na qual as antenas Tx e Rx são dispostas em lados opostos do poço, deslocando-se através de uma distância conhecida e gerando como resultado uma seção de tempo de trânsito direto, ao invés do tempo duplo; c) *vertical radar profiling (VRP)*, em que antena Tx permanece posicionada na superfície, enquanto a Rx desloca-se ao longo do poço e d) *Transiluminação variável*, na qual ambas as antenas encontram-se no interior do poço, uma permanece imóvel (Tx), enquanto a outra percorre a área investigada (Rx), Figura 2.16.

Tabela 2. 3 – Valores típicos de propriedades eletromagnéticas para diferentes materiais baseado em diversos autores.

Termo utilizado	Constante dielétrica (k)	Condutividade Elétrica	Velocidade	Atenuação	Fonte
Água do mar	81	3×10^3	-	-	Porsani, 1999
Água	81	0,5	-	-	Porsani, 1999
Ar	1	0	0,3	0	Davis & Annan, 1989
Areia abaixo do NA	20 -30	0,1 – 1	0,06	0,03 – 0,3	Davis & Annan, 1989
Areia acima do NA	3 – 5	0,01	0,15	0,01	Davis & Annan, 1989
Areia acima do NA e cascalho	2 – 6	0,01	-	-	Porsani, 1999
Arenito abaixo do NA	20 – 30	40	-	-	Porsani, 1999
Arenito acima do NA	2 – 5	0,001 – 0,01	-	2 - 10	Daniels, 2004
Argila abaixo do NA	40	1000	-	-	Porsani, 1999
Argila acima do NA	2 – 6	100 – 1000	-	10 – 50	Daniels, 2004
Silte	5 – 30	1 -100	0,07	1 – 100	Davis & Annan, 1989
Silte abaixo do NA	10	1 – 10	-	-	Porsani, 1999
Siltito abaixo do NA	30	100	-	-	Porsani, 1999
Siltito acima do NA	5	1	-	-	Porsani, 1999
Solo arenoso abaixo do NA	25	6,9	-	-	Porsani, 1999
Solo arenoso acima do NA	2,6	0,14	-	-	Porsani, 1999
Solo argiloso abaixo do NA	15	50	-	-	Porsani, 1999
Solo argiloso acima do NA	2,4	0,27	-	-	Porsani, 1999
Solo siltoso abaixo do NA	10 -30	10 – 100	-	1 – 6	Daniels, 2004
Solo siltoso acima do NA	4 – 10	0,1 – 10	-	0,5 – 3	Daniels, 2004

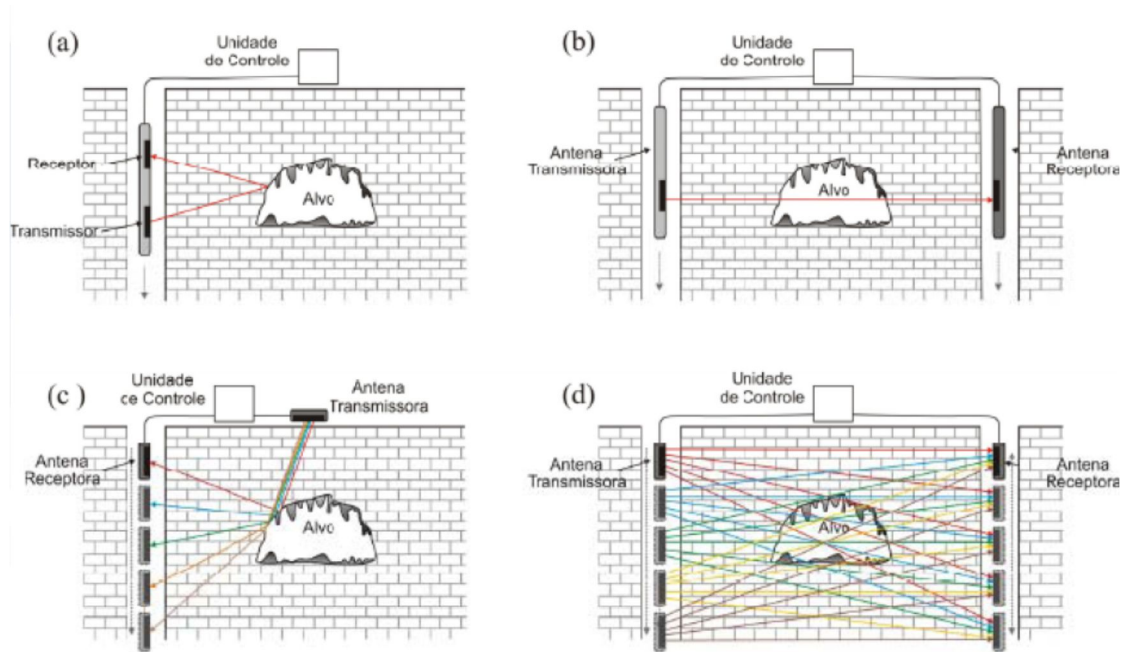
Fonte: Parte da tabela de ALVES, 2011.

2.4.6 Processamento dos dados

O processamento dos dados GPR, após o levantamento de campo, normalmente é realizado de maneira sistemática, podendo remover ou realçar certas feições de interesse do operador, assim, envolve basicamente as seguintes etapas: edição dos dados, processamento do sinal e apresentação da imagem processada, no entanto, os procedimentos são atividades muito dependentes do interprete (SOUZA, 2005b).

A descrição das etapas do processamento que foi realizada nesta pesquisa encontra-se no Capítulo 3 - Material e Métodos.

Figura 2. 16 – Aquisições GPR em poços. a) Transiluminação common offset; b) Tomografia direta; c) Vertical Radar Profiling – VRP; d) Transiluminação variável.



Fonte: MARCELINO *et al.*, 2007.

2.4.7 Interpretação dos dados

Os dados brutos de levantamentos com o GPR requerem uma boa quantidade de processamento antes de poderem ser interpretados. Se existem bons controles geológicos, fica mais fácil de identificar contatos, separar unidades estratigráficas e reconhecer estruturas (FEITOSA *et al.*, 2008).

Os registros dos dados GPR são interpretados analisando-se suas características determinadas pelo comportamento das ondas ao atravessar o meio, de acordo com Aguiar (2005), em determinadas ocasiões é possível dar uma interpretação direta aos dados de campo, no entanto, muitas vezes, antes de chegar a uma conclusão final, faz-se necessário um longo processo de interpretação; parte deste processo consiste no tratamento prévio dos registros, com objetivo de melhorar os radargramas, destacando aquelas anomalias que se correspondem com sinais de interesse e diminuindo-se ao máximo o ruído.

A identificação das camadas/ estruturas segue um conjunto de técnicas de interpretação de acordo com os parâmetros apresentados pelas reflexões, assim, segundo Furtado (2009), cada reflexão identifica parâmetros diferentes e assim unidades litológicas diferentes.

De acordo com Aguiar (2005), o processo de interpretação de dados se inicia durante sua aquisição no campo, devendo ser observadas e anotadas, cuidadosamente, as condições de contorno que podem influir nos registros, assim como os possíveis eventos que possam introduzir ruído no radargrama, por exemplo: a rugosidade da superfície sobre a qual desliza a antena, a existência de possíveis refletores externos ao longo do perfil efetuado (em qual ponto do perfil se encontra, e qual é a distância mais próxima entre a antena e o elemento anômalo), a existência de redes elétricas de alta tensão, trocas de material superficial, eventos que possam ocorrer durante o deslocamento da antena (tropeços do operador, saltos da antena, etc), escadas, tubulações.

Uma superfície muito rugosa ou com irregularidades importantes pode introduzir nos registros ruídos de alta frequência, são fontes importantes de ruídos que, além disso, é difícil de distinguir do sinal, já que apresenta o mesmo conteúdo frequencial, e a antena o registra do mesmo modo que registraria um elemento anômalo no meio (AGUIAR, 2005).

Borges (2007) cita algumas formas para interpretar alguns tipos de seções, como, à presença de falhas e fraturas estarem associadas as interrupções abruptas dos refletores, as reflexões produzidas por objetos 2D e 3D (dutos, tanques, galerias, etc.) enterrados apresentam feições hiperbólicas fechadas na seção de GPR. Pode haver interferências de objetos na superfície (edificações, árvores, torres de alta tensão, postes, celulares entre outros) são caracterizados por hipérboles abertas.

Para Furtado (2009), a interpretação das seções do GPR depende do conhecimento do intérprete sobre o meio geológico, de modo que este possua capacidade e habilidade no reconhecimento de modelos reais de estruturas e feições, através da análise dos perfis de GPR identifica-se três tipos básicos de padrões das reflexões, são eles:

- **Incoerente, “Quebrado” ou Caótico:** esse padrão está associado a materiais não consolidados ou desagregados.

- **Laminado, Sub-horizontal, Concordante ou Coerente:** padrão associado a refletores horizontais contínuos. Refere-se as estruturas acamadas horizontais ou sub-horizontais e aos materiais compactados, características das rochas sedimentares.

- **Hipérboles de Difrações, Descontinuidades Laterais, Feições de “Alargamento” Sigmoidal ou Elíptico:** padrão característico de descontinuidades geológicas (falhas, fraturas e estruturas de dissolução intra-acamamento) ou objetos soterrados.

2.4.8 Causas de reflexões do GPR em sedimentos

A capacidade de obtenção de visualização de estruturas sedimentares e de fronteiras litológicas é de particular importância e que pode ser obtida para esta pesquisa através da utilização do GPR. A camada sedimentar é um produto das alterações na composição dos sedimentos e mudanças no tamanho, forma, orientações e acondicionamento dos grãos, e resultam em alterações correspondentes a mudanças na porosidade.

A principal causa das reflexões de GPR em sedimentos é atribuída a mudanças na permissividade dielétrica, principalmente devido à presença de água (NEAL, 2004). Alguns fatores como a presença de matéria orgânica, precipitação de óxido de ferro, além da distribuição granulométrica dos sedimentos e da conectividade dos poros, influencia no conteúdo da água.

A presença da matéria orgânica que existe em horizontes distintos no solo marca importantes fronteiras de superfície dentro da sequência sedimentar. Outra feição não sedimentar facilmente identificada em perfis de GPR é a reflexão da superfície do lençol freático, apresentando normalmente uma superfície horizontal ou suavemente inclinada que corta estruturas sedimentares primárias. Deve-se levar em consideração antes da coleta de dados e durante o processamento em laboratório, que existem feições em subsuperfície que podem gerar reflexões, mas que não estão ligadas necessariamente a estruturas sedimentares primárias. (NEAL, 2004).

2.4.9 Identificação das litofácies através do GPR

Os reservatórios subterrâneos apresentam uma variedade de heterogeneidades sedimentares que interferem nas propriedades hidráulicas do solo e no fluxo de água como estudado por Coutinho (2015) e Goutaland *et al.* (2008). Neste contexto, é fundamental o compreensão das relações entre as heterogeneidades e características da arquitetura e geometria das distintas litofácies, em diferentes escalas de observação, pois possibilita a modelagem de reservatórios e consequentemente a simulação de fluxo em seus devidos ambientes.

Entende-se como litofácies as unidades litológicas (rochas) que caracterizam o ambiente de formação e aspectos composicionais das rochas, ou seja, essas unidades possuem o mesmo processo de formação ou com a mesma assinatura geológica formada por um processo homogêneo de depósito e transporte de sedimentos. A partir do reconhecimento das litofácies é possível identificar estruturas sedimentares com propriedades hidráulicas similares.

O termo hidrofácies, definido por Anderson (1989) para uma escala regional, como fácies hidrológicas para unidades interconectadas com propriedades hidráulicas relativamente homogêneas

mas anisotrópicas, que fosse hidrogeologicamente significativa, a classificação é baseada no uso de modelos de fácies hidrogeológicas com base no conceito de Miall (1985) de análise de elemento arquitetônico.

A relação das litofácies às hidrofácies pode ser quantitativamente avaliada usando afloramentos acessíveis e de boa exposição, que permitam mapeamento detalhado e medições de permeabilidade *in situ* (KLINGBEIL *et al.*, 1999).

Uma vez que um afloramento apresente estratigrafia e litofácies similares a do aquífero, ele pode ser visto como análogo deste aquífero (analogia: “aquífero=afloramento”), que representa uma formação acessível para a pesquisa da geometria espacial e para medidas *in situ* de parâmetros hidráulicos na escala de detalhe (KLINGBEIL *et al.*, 1999).

O resultado e a importância dos estudos integrados com objetivo de caracterizar as hidrofácies permitem o entendimento da vazão hídrica, do fluxo da água subterrânea, além de caracterizar a heterogeneidade do aquífero, assim, além de proporcionar a melhora na produtividade, também oferecem importante colaboração para a proteção e remediação de mananciais hídricos subterrâneos ante os efeitos de agentes contaminantes (COSTA, 2010).

De acordo com Coutinho (2015), as litofácies se valem da arquitetura dos sedimentos e de sua assinatura geológica que pode ser traduzida a partir de sua curva granulométrica e da estrutura dos sedimentos como o arranjo dos grãos, a forma dos elementos de depósito e as estratificações, ou seja, é um conceito que depende basicamente das características estáticas do meio poroso.

Na presente pesquisa, para a identificação das litofácies, foi adotado um código alfabético, a fim de representá-las de forma simplificada baseado na proposta de classificação sedimentológica de Miall (1985). Esse código é constituído por uma sequência de letras (I1, i1, i2, i3, i4), ver Quadro 2.1, onde os primeiros termos I1 e i1 indicam a fração granulométrica mais abundante (letras maiúsculas) e eventualmente a fração secundária (letras minúsculas) do depósito (isso se essa última for considerada importante) (COUTINHO, 2015), o segundo termo (i2) representa estrutura suporte ou de apoio da textura e os últimos termos (i3 e i4) representam a estrutura sedimentar e eventualmente as informações complementares referentes ao depósito, respectivamente (GOUTALAND *et al.*, 2008).

Quadro 2. 1 – Identificação dos códigos das litofácies aluvionares proposto por Miall (1985).

IDENTIFICAÇÃO	CARACTERÍSTICA	ABREVIACÃO
I1	Fração granulométrica mais abundante	G: cascalhos ; S: areias; F: finos
i1	Fração granulométrica secundária	b: blocos; c: seixos; s: areia; f: finos
i2	Textura: areia, cascalho	c: clast-suportado (apoiada ou suportada por grãos, granulometria descontínua); m: matrix-suportado (matriz abundante, granulometria contínua); -: não possui matrix fina
i3	Estrutura sedimentar	x: estratificação; m: massivo (não existe estratificação interna); g: classificação granulométrica normal
i4	Informações adicionais	o: granulometria aberta; b: bimodal; a: alternância entre duas litofácies contidas numa mesma fase do depósito i: bolsões de cascalhos

Fonte: Adaptado de GOUTALAND *et al.* (2008) por COUTINHO (2015).

O Quadro 2.2 representa uma sistematização das diferentes litofácies encontradas em depósitos fluviais.

As identificações da litofácies através do GPR foi possível a partir da visualização dos principais elementos arquiteturais. Através da velocidade de propagação da onda eletromagnética e da reflexão do sinal GPR serem alteradas na medida em que as camadas deposicionais vão apresentando mudanças no conteúdo de água, na granulometria, no tipo de sedimento e na orientação das camadas, por conseguinte, o lençol freático, as estruturas sedimentares e os contatos litológicos tendem ser identificados, o que torna o método eficaz para a investigação voltada à hidrogeologia (sedimentologia).

Na realidade, cada elemento arquitetural é associado a uma configuração particular dos refletores radar, ou seja, as litofácies são determinadas ou caracterizadas diretamente a partir das seções geofísicas (COUTINHO, 2015).

Cada litofácies é identificada inicialmente a partir de uma análise puramente textural, a ligação da textura de cada litofácies ao tipo de sinal específico apresentado por cada textura é feita a partir da interpretação das seções geofísicas obtidas a partir de um depósito que pode ser interpretado a olho nu, seja a partir de uma escavação, ou a partir da análise de um depósito natural (COUTINHO, 2015).

No entanto, o método permite reconhecer as principais estruturas sedimentares, mas não permitem conhecer diretamente as unidades texturais que são associadas a propriedades hidráulicas homogêneas, desse modo, para atingir uma resolução capaz de associar os sinais geofísicos às assinaturas geológicas das respectivas unidades texturais, se faz necessário comparar os radargramas obtidos com as paredes do solo, assim como realizado por Goutaland *et al.* (2008).

Quadro 2. 2 – Parte das litofácies associadas a depósitos fluviais proposta por Miall (1978).

CÓDIGO	LITOFÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Gms	maciço, matriz suportado cascalho	nenhuma	depósitos de fluxo de detritos
Gcm	areias finas, cascalhos pequenos a grossos	Subhorizontal	formados sob um regime de escoamento elevado
Gm	cascalho maciço ou grosseiramente estratificado	Acamamento horizontal, imbricação	Barras longitudinais, depósitos residuais de canais, depósitos de peneiramento
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada, acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada, planar	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas	Dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas	Barras linguóides transversais e ondas de areia (regime de fluxo inferior)
Sr	Areia muito fina a grossa	Marcas onduladas de todos os tipos	Ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	Formas de leito plano (regime de fluxo superior e inferior)
SI	Areia muito fina	Estratificação cruzada de baixo ângulo ($<10^\circ$)	Preenchimento de suaves depressões, rompimento de diques marginais (pestanas), antidunas
Se	Arenitos com intraclastos	Sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	Preenchimento de sulcos
Ss	Areia fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Sulcos amplos e rasos incluindo estratificações cruzadas tipo η	Preenchimento de sulcos
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
SSe, She e Spe	Areia	Análogos a SS, Sh e Sp	Depósitos eólicos
FI	Areia, silte, lama	Laminações finas, ondulações de amplitude muito pequena.	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsc	Silte, lama	Laminado a maciço	Depósitos de áreas pantanosas ou planícies de inundação

Fonte: Adaptado de MIALL (1978), RICCOMINI & COIMBRA (1993) .

2.4.10 Estudos com o GPR

No âmbito da hidrogeologia, vários estudos na literatura podem ser encontradas, abaixo são apresentados algumas pesquisas.

Coutinho (2015) teve como objetivo avaliar o impacto da heterogeneidade estrutural do subsolo nas variáveis de fluxo e processos de transferência de água na escala de uma obra hidráulica de infiltração. A metodologia utilizada foi o GPR para caracterizar a heterogeneidade estrutural do solo e o modelo BEST para simular o fluxo na zona vadosa. Como resultado, foi verificado que a heterogeneidade gera consideráveis impactos nas variáveis de fluxo em condições não saturadas em função das condições consideradas.

Lima (2013) realizou em sua tese um estudo em duas sub-bacias hidrográficas (do rio das Cobras e Pau Lavrado), ambas situadas no semiárido do Estado do Rio Grande do Norte, com objetivo de propor uma nova abordagem metodológica para o processo de locação e monitoramento de barragens subterrâneas, em condições de clima semiárido, entre as atividades, destaca-se o uso do Radar de Penetração no Solo (GPR) que realizou o imageamento do corpo aluvionar e gerou o modelo virtual 3D das áreas imageadas.

Steelman & Endres (2012) realizaram uma extensa pesquisa com antenas de multi-frequência (225Mhz, 450Mhz, 900Mhz) através da técnica CMP (Common Mid Point) para monitorar um ciclo anual de condições de solo durante as estações do ano (primavera, verão, outono e inverno).

Gacitúa *et al.* (2012) aplicaram o GPR para estimar a variação espacial do teor de água da camada ativa no localizado no alto ecossistema ártico no Nordeste da Groelândia (Zuckerberg Valley, coordenadas: 74° N, 20° W). O objetivo deste estudo foi desenvolver um método que, incluindo as variáveis que interagem na camada ativa, pode ser usado para medir as condições do solo de forma eficiente, determinando as condições e características que influenciam o desempenho GPR nesta camada ativa.

McClymont *et al.* (2010) adquiriram uma série de perfis através do Radar de Penetração do Solo (GPR), da resistividade elétrica e da refração sísmica para obter uma estimativa da profundidade de leito rochoso e investigar as estruturas internas e as propriedades físicas dos depósitos dos cones e da bacia de detritos. Este estudo foi realizado na sub-bacia Opabin que pertence a bacia hidrográfica do lago O'Hara localizada nas montanhas rochosas do Canadá.

Barbosa *et al.* (2010), realizaram uma análise das estimativas de teores de umidade obtidas com o método GPR comparativamente às determinadas com os métodos Time Domain Reflectometry (TDR) e gravimétrico. Os dados foram obtidos em dois experimentos diferentes: um experimento controlado em laboratório buscando reproduzir um meio homogêneo onde foram obtidas as medidas

de umidade com GPR (antenas de 1 GHz) e TDR, e outro experimento de campo onde foram obtidos dados com GPR (antenas de 200 Mhz) e de amostras de solos do local.

Francesse *et al.* (2009) utilizaram três métodos geofísicos, entre eles o GPR num estudo realizado em aquíferos fraturados na região de Scansano-Magliano no sul de Toscana (Itália), para melhor localizar as falhas detectadas pelo levantamento geológico e obter imagens da sua geometria em profundidade.

Uma compreensão da heterogeneidade dos depósitos de cascalho quaternário para identificar caminhos preferenciais é necessário para prever a transferência de contaminantes através destas formações em virtude do meio ser heterogêneo, Goutaland *et al.* (2008) realizaram um estudo em uma bacia de infiltração baseando-se na utilização de radar de penetração de solo (GPR) para a detecção de unidades de deposição sedimentares. A interpretação genética da estratigrafia permitiu construir um modelo de distribuição de litofácies.

Farmani, Kitterød & Keers (2008) estimaram os parâmetros de fluxo na zona saturada de degelo próximo ao Aeroporto de Oslo Gardermoen (Noruega) através da modelagem de fluxo inverso combinado com a tomografia do tempo de viagem do GPR e informações do nível freático.

Lu & Sato (2007) tiveram como objetivo avaliar o potencial de radar de penetração no solo para detectar e acompanhar o movimento de águas subterrâneas e para estimar as propriedades hidráulicas de um aquífero em uma área de fonte de água da cidade de Ulaanbaatar (Capital da Mongólia).

Uma avaliação do impacto ambiental provocado por bacias de infiltração na região leste de Lyon (França) foi realizado por Goutaland *et al.* (2007) através de uma abordagem baseada na caracterização hidrogeofísica, que se sobrepõe com ambas uma caracterização geofísica (Radar de Penetração no Solo, resistividade elétrica) das estruturas sedimentares e uma caracterização in situ hidráulico (testes infiltração Beerkan), para analisar a influência da heterogeneidade do solo em uma zona não saturada dessa bacia de infiltração. Os resultados obtidos através da abordagem hidrogeofísica permitiu avaliar a distribuição de unidades hidroestratigráficas na escala hidrofacies.

Paixão *et al.* (2006) analisou o emprego do GPR para estimar o teor de umidade do solo superficiais em uma área teste na cidade de São Paulo/SP. Foram empregadas duas metodologias diferentes: i) ajuste linear dos tempos de chegada da onda direta no solo para diferentes afastamentos; ii) diferenças dos tempos de chegada da onda aérea e da onda direta no solo para um único afastamento.

Schmalholz *et al.* (2004) investigaram as distribuições de conteúdo de água no interior de um lisímetro de forma não invasiva através da tomografia do radar de penetração no solo radar (GPR). O

principal objetivo do experimento foi avaliar as mudanças temporais e distribuição espacial da umidade volumétrica após uma curta, mas intensa irrigação em parte do lisímetro.

Travassos & Menezes (2004) demonstraram em sua pesquisa a aplicabilidade do método GPR na exploração da água subterrânea em terrenos cristalinos na cidade de Petrópolis- Rio de Janeiro.

Loeffler & Bano (2004) realizaram medições de GPR para calibrar e comparar as estimativas de conteúdo de água em uma caixa de areia, onde uma zona vadosa foi simulada através da injeção de água.

Nakashima, Zhou & Sato (2001), fizeram uso do GPR para estimar o nível do lençol freático da cidade de Ulaanbaatar, Mongólia. O objetivo foi identificar as águas subterrâneas entre um conjunto de reflexões ambíguas e melhorar a relação sinal-ruído, utilizando o método do Ponto Médio Comum – CMP.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Capibaribe está localizada na porção oriental do estado de Pernambuco, estando compreendida entre as latitudes 7° 41'' e 8°18'' S e longitude 34° 51'' e 36° 42'' W, possui uma área de 7.558 Km² o que equivale a 6,73% da área do estado de Pernambuco (SOUZA, 2011).

O Rio Capibaribe nasce na divisa dos municípios Jataúba e Poção, atravessando vários centros urbanos e servindo de corpo receptor de resíduos industriais e domésticos (APAC, 2012). Apresenta direção inicial sudeste- nordeste, até as proximidades de Santa Cruz do Capibaribe, quando seu curso toma a direção oeste-leste, percorrendo uma extensão total de cerca de 280 km de percurso até sua foz, na cidade do Recife (APAC, 2012).

O Rio Capibaribe pode ser dividido em Alto, Médio e Baixo Capibaribe, da nascente à foz, ao longo desse percurso foram construídas 5 barragens para contenção de cheias, abastecimento e irrigação (SOUZA, 2011).

Os principais afluentes do rio Capibaribe pela margem direita são: os riachos do Mimoso, Tabocas, da Onça, Carrapatos, das Éguas, Caçatuba, Batatã; e os rios Cotumgubá, Goitá, e Tapacurá; pela margem esquerda, destacam-se: os riachos Jataúba, Doce, Topada do Manso e Cajaí (APAC, 2012).

A presente tese de doutorado faz parte da linha de pesquisa do projeto de Cooperação Internacional do Semiárido (CISA) já concluído e do Projeto “Águas de Areias” que está sendo desenvolvido na bacia do rio Capibaribe, em seu trecho superior, situado no semiárido de Pernambuco.

O trecho do Alto Rio Capibaribe possui extensão de 79 quilômetros, entre as primeiras nascentes, em Poção, e a cidade de Santa Cruz do Capibaribe. Assim, abrange quatro municípios: Poção, Jataúba, Brejo da Madre de Deus e Santa Cruz do Capibaribe, todos no Polígono das Secas (PAIVA *et al.*, 2014).

Os municípios Brejo da Madre de Deus e Santa Cruz do Capibaribe estão inseridos na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja, que representa a paisagem típica do semiárido nordestino, relevo predominantemente suave-ondulado, cortada por vales estreitos, com vertentes dissecadas, com vegetação basicamente composta por *Caatinga Hiperxerófila* com trechos de *Floresta Caducifólia*, com características hidrogeológica do domínio fissural (CPRM, 2005). O clima é do tipo

Tropical Semiárido, com chuvas de verão com período chuvoso se iniciando em novembro com término em abril e precipitação média anual de 431,8 mm (CPRM, 2005).

No Alto Capibaribe, predomina a ausência de vegetação ciliar e as poucas áreas remanescentes de vegetação nativa encontram-se degradadas e constantemente desmatadas. Em Santa Cruz do Capibaribe, não há ocorrência de mata ciliar à montante da sede do município, e no reservatório Poço Fundo (APAC, 2012).

Já os municípios de Poção e Jataúba, estão inseridos na unidade geoambiental do Planalto da Borborema, formada por maciços e outeiros altos, com altitude variando entre 650 a 1.000 metros, o relevo é geralmente movimentado, com vales profundos e estreitos dissecados, as áreas das unidades são recortadas por rios perenes, porém de pequena vazão e o potencial de água subterrânea baixo (CPRM,2005). A vegetação desta unidade é formada por *Florestas Subcaducifólica* e *Caducifólica*, próprias das áreas agrestes, o clima é do tipo *Tropical Chuvoso*, com verão seco e a estação chuvosa se inicia em janeiro/fevereiro com término em setembro, podendo se adiantar até outubro (CPRM,2005).

Com relação aos domínios hidrogeológicos, todos os municípios citados anteriormente, encontram-se totalmente inseridos no domínio hidrogeológico fissural, que é composto de rochas do embasamento cristalino (CPRM, 2005).

Segundo Paiva *et al.* (2014), nos trechos próximos à nascentes a irrigação é voltada, sobretudo, para a cenoura, tomate e beterraba; existe também a barragem Poço Fundo que abastece parcialmente a região, porém, em períodos secos o nível diminui bastante, por vezes até secando, inviabilizando o seu uso para abastecimento público.

Quando coincide o rio Capibaribe seco com os níveis baixos da barragem, acentua-se a exploração de água através dos poços amazonas (também chamados de cacimbão), ou mesmo os poços só escavados (também denominados de cacimbas), mais utilizados em caráter emergencial. Ao longo de todo o trecho, encontram-se diversas comunidades rurais, que necessitam das águas do Capibaribe, seja superficial nos períodos úmidos, ou subterrâneas no período seco, para subsistência e atividades agropecuárias (PAIVA *et al.*, 2014).

3.1.1 Definição da área para ensaios de campo

O local escolhido para uma caracterização detalhada da aluvião no trecho Alto do Rio Capibaribe, situa-se próximo a Fazenda do Sr. Paulo Fieza com coordenadas geodésicas: latitude 7° 57' 36,199" S e longitude 36° 18' 42,697" W, ver Figuras 3.1 a 3.4.

Os critérios adotados para escolha desta área foram:

- a) não houve extração de areia,
- b) possui um bom acesso para o transporte de equipamentos/materiais, e
- c) possui uma topografia relativamente plana que facilita o deslizamento do equipamento sobre o terreno.

Figura 3. 1 – Localização da área do Projeto Águas de Areias no Alto Rio Capibaribe.



Fonte: Paiva *et al.* (2014)

Figura 3. 2 – Localização da área de estudo.



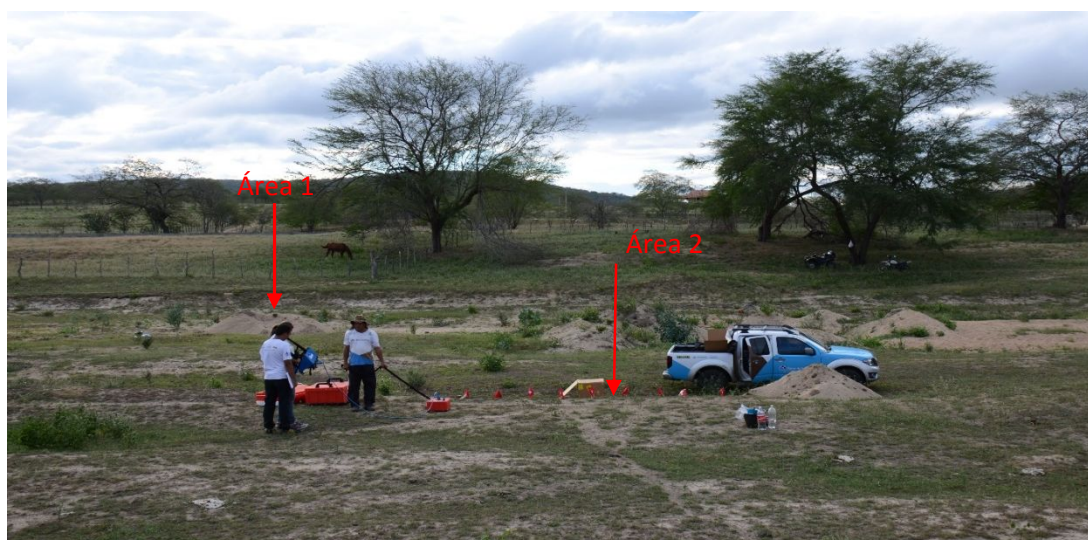
Fonte: Autor.

Figura 3. 3 – Área escolhida para aplicação do GPR.



Fonte: Fotos registradas por Arnaldo Vitorino.

Figura 3. 4 – Área 1 e 2 para aplicação do GPR no trecho do alto Capibaribe.



Fonte: Fotos registradas por Arnaldo Vitorino.

3.2 Métodos

A primeira parte da metodologia é constituída pela investigação destrutiva, ou seja, se fez necessário a interferência no solo para dar início à pesquisa. Inicialmente foram construídas duas trincheiras – uma na calha principal do Rio e outra na calha secundária - para realização dos ensaios de infiltração com o objetivo de caracterização hidrodinâmica do solo e análise granulométrica como também para estimar a profundidade da onda eletromagnética do Radar de Penetração do Solo - GPR. A segunda parte consiste na utilização da metodologia Beerkan para analisar a dinâmica da água no solo simulada através do modelo Hydrus 1D e o uso do GPR.

3.2.1 Investigação destrutiva

3.2.1.1 Construção das Trincheiras

Para realizar os ensaios de infiltração em profundidade e as aquisições com o GPR, foram construídas duas trincheiras com uma retroescavadeira, uma na calha principal do Rio Capibaribe (Área 1) e outra na calha secundária do Rio Capibaribe (Área 2). Na área 1 foi construída uma trincheira com aproximadamente 1,30 m de profundidade, e na área 2, um corte no talude com altura aproximadamente de 2,20 m.

Na área 1, na calha principal do rio, foram realizadas aquisições com antena de 400 Mhz e 200 Mhz (Figura 3.5), foram posicionadas bandeiras no topo da superfície do solo espaçadas em 50 cm com o objetivo de normalizar a velocidade do operador. Uma barra de ferro com aproximadamente 1,50 m de comprimento foi enterrada transversalmente no fundo da trincheira.

Figura 3. 5 – Construção da trincheira na área 1, calha principal do Alto Rio Capibaribe.

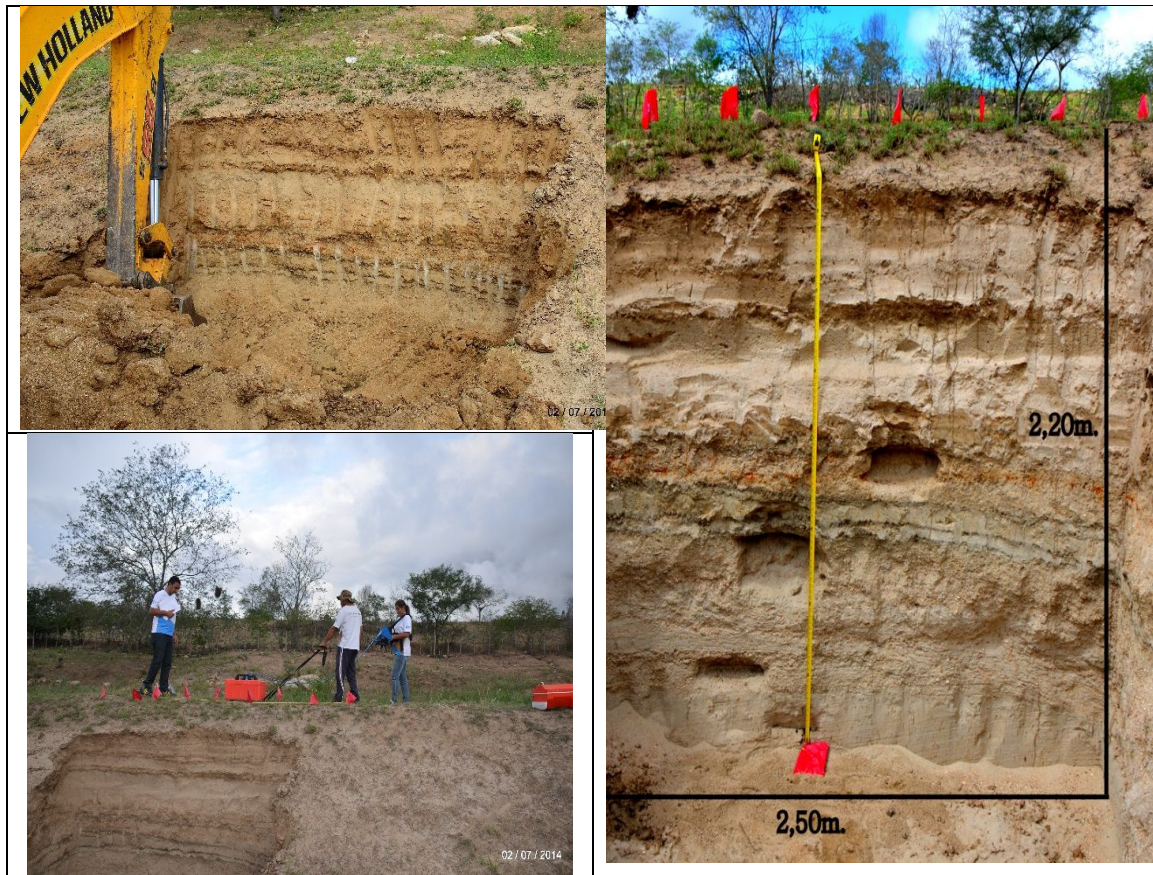


Fonte: Fotos registradas por Arnaldo Vitorino

Esta barra de ferro tem como objetivo de estabelecer uma resposta radargramétrica clara e confiável que permitindo dar uma boa estimativa da profundidade alcançada e assim calcular a velocidade de propagação da onda a **partir da fórmula apresentada anteriormente** (Eq. 2.50). Esta técnica além de auxiliar a calibração de profundidade do radargrama, ajusta a constante dielétrica considerada em campo.

Na área 2, calha secundária, foram realizadas aquisições com antena de 400 Mhz e 200 Mhz paralelas ao corte do talude (Figura 3.6). As bandeiras colocadas no topo do solo foram espaçadas em 50 cm. Também foi utilizada uma barra de ferro no fundo da trincheira, a 2,20 m de profundidade, para calibração da velocidade da onda de propagação.

Figura 3. 6 – Construção da trincheira na calha secundária do Alto Rio Capibaribe (Área 2)



Fonte: Fotos registradas por Arnaldo Vitorino.

3.2.2 Investigação não destrutiva

3.2.2.1 Método BEERKAN

A metodologia “Beerkan” (HAVERKAMP *et al.*, 1994; BRAUD *et al.*, 2005; LASSABATÈRE *et al.*, 2006) consiste em um método semifísico para a caracterização hidráulica de solos que propõe a estimativa dos parâmetros das curvas de umidade - $\theta(h)$ e condutividade hidráulica - $K(\theta)$ descritos pelos modelos matemáticos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964), respectivamente. Essas funções contêm cinco parâmetros desconhecidos: dois parâmetros de forma (m ou n e η) e três parâmetros de normalização (umidade saturada - θ_s , condutividade hidráulica saturada - K_s , valor de escala do potencial matricial - h_g). Os parâmetros de forma são relacionados à textura (HAVERKAMP *et al.*, 1998), enquanto que os parâmetros de normalização dependem da estrutura dos solos.

Os parâmetros de forma são obtidos a partir da curva de distribuição dos tamanhos das partículas $F(D)$ e da porosidade, enquanto os parâmetros de normalização são determinados a partir de ensaios simplificados de infiltração, utilizados para determinar os parâmetros hidrodinâmicos na escala local no campo (SOUZA *et al.*, 2008).

Os parâmetros $\theta(h)$ e $K(\theta)$ descritos, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964), apresentam-se da seguinte forma (Eqs. 3.1 e 3.2):

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^{-m} \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{BURDINE, 1953}) \quad (3.1)$$

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^\eta \quad (3.2)$$

Sendo: θ = umidade volumétrica [$m^3 m^{-3}$]; θ_r e θ_s = umidades volumétricas residual e saturada [$m^3 \cdot m^{-3}$], respectivamente; h = potencial matricial [m]; h_g [m] = valor de escala de h ; m e n = parâmetros de forma; K_s = condutividade hidráulica saturada do solo [m/s]; η = parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

A aplicação do método Beerkan se encontra dividida em duas etapas, os ensaios de campo e os ensaios de laboratório.

Testes de Infiltração (Ensaio de Campo)

Os trabalhos experimentais buscaram medir as propriedades físico-hídricas nas duas trincheiras construídas para a análise da variabilidade espacial desses solos. Para isso, foram realizados ensaios de infiltração aplicando-se o "método Beerkan", e coletas de solos em cada ponto do ensaio.

O ensaio realizado consiste em um simples teste de infiltração tridimensional com carga de superfície positiva ($hsup$), executado com um infiltrômetro de anel simples de 15 cm diâmetro. Nos pontos, foram coletadas amostras de solo, deformadas e indeformadas, para determinação da umidade (inicial e final), densidade, porosidade, curva de retenção da água no solo e curva de distribuição do diâmetro das partículas. As amostras indeformadas foram retiradas através do extrator de Uhland com cilindros de PVC de 50 mm de diâmetro e 50 mm de altura para o cálculo da massa específica do solo. Esses valores foram utilizados para aplicação da metodologia Beerkan.

As seguintes etapas operacionais foram realizadas para cada ensaio de infiltração conforme sugerido por SOUZA (2005a):

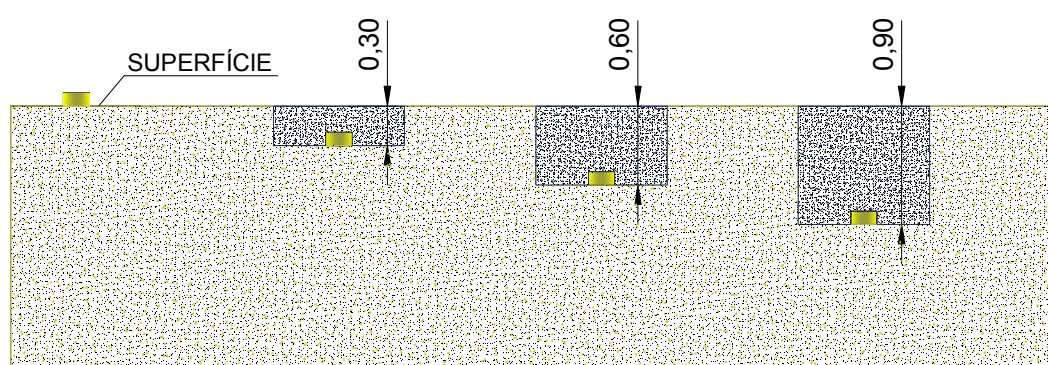
- i. O cilindro é posicionado na camada do solo e inserido a uma profundidade de aproximadamente 1 cm, para prevenir perdas laterais de água durante o processo de infiltração e para assegurar um escoamento lateral simétrico de água na superfície do solo;
- ii. Inicialmente, coleta-se uma amostra do solo (0 a 5 cm de profundidade) próxima do cilindro, no qual servirá para determinar a umidade gravimétrica inicial - θ_o . Outra amostra deformada é coletada próxima ao local de ensaio para realização do ensaio de granulometria e obtenção da curva de distribuição das partículas;
- iii. Nos testes de infiltração foram adicionados ao anel volumes constantes de água (100 ou 200 ml), dependendo da textura do solo, o tempo começa a ser medido imediatamente após entornada a água no anel e os tempos necessários para a infiltração de cada volume que gastou para infiltrar, de tal forma que, o teste finaliza-se quando o intervalo de tempo necessário para tais volumes infiltrarem se repetia no mínimo três vezes. Nesta pesquisa, foram realizados duas repetições (R1 e R2) em cada profundidade e o teste foi cessado a medida que se verificasse uma repetição de do intervalo no tempo de infiltração em 5 vezes, ou seja, se o intervalo de um copo para outro foi de 1 minuto e se repetisse 5 vezes o teste era concluído.
- iv. No final desta etapa, é coletada, dentro do perímetro do cilindro, uma amostra do solo deformada para obter a umidade gravimétrica final - θ_f .
- v. Também é coletada uma amostra indeformada do solo úmido usando um cilindro de volume conhecido para a determinação da massa específica do solo - ρ_{ap} - próxima ao local do ensaio.

Com este procedimento, a variação da pressão na superfície não é mais constante, como é assumido no teste. Haverkamp *et al.* (1998a) demonstraram que variações pequenas de h_{sup} (pressão na superfície) não influenciam significativamente nos resultados (SOUZA, 2005a).

O tempo em que os volumes de água levam para infiltrar no solo devem ser anotados em uma planilha, para determinação da curva de infiltração de água no solo, bem como a identificação das coordenadas geográficas do local do ensaio e o número de identificação dos recipientes onde estão contidas as amostras de solo.

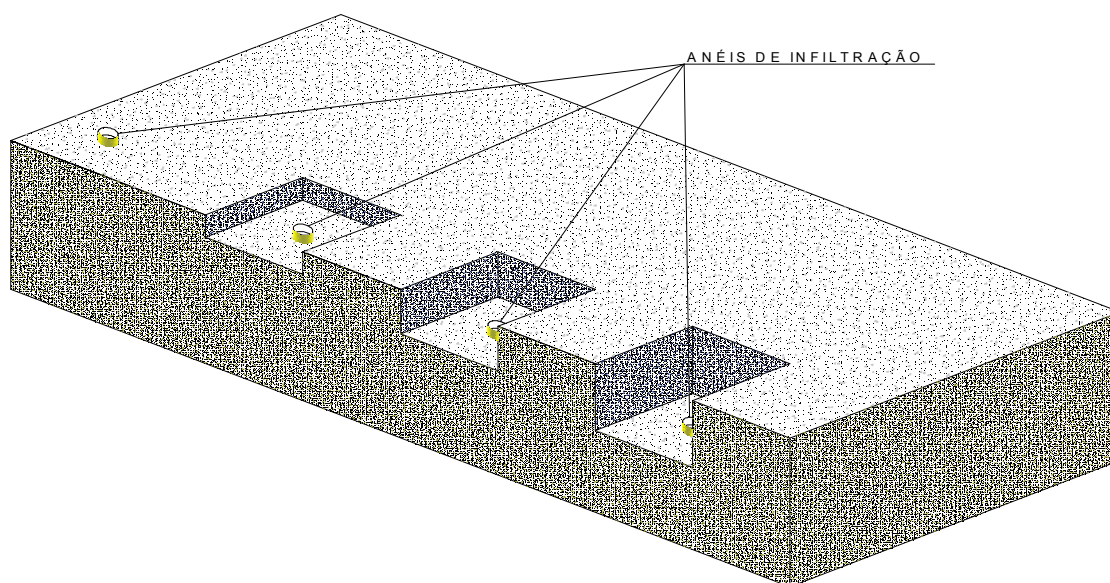
As Figura 3.7 e 3.8 apresentam a configuração do ensaio realizado na área 1 na superfície e nas profundidades de 30 cm, 60 cm e 90 cm. As Figuras 3.9 e 3.10 apresentam a configuração do ensaio realizado na área 2 na superfície e nas profundidades 0,95 m, 1,38 m, 1,67 m e 2,30 m. Essas profundidades foram escolhidas baseadas nas alterações das camadas do solo percebidas visualmente na hora do ensaio. A trincheira da área 2 é diferente da área 1 porque foi construída no talude da calha secundário do rio.

Figura 3. 7 – Perfil do ensaio de infiltração na calha principal do Alto Capibaribe, medidas em metros (Área 1).



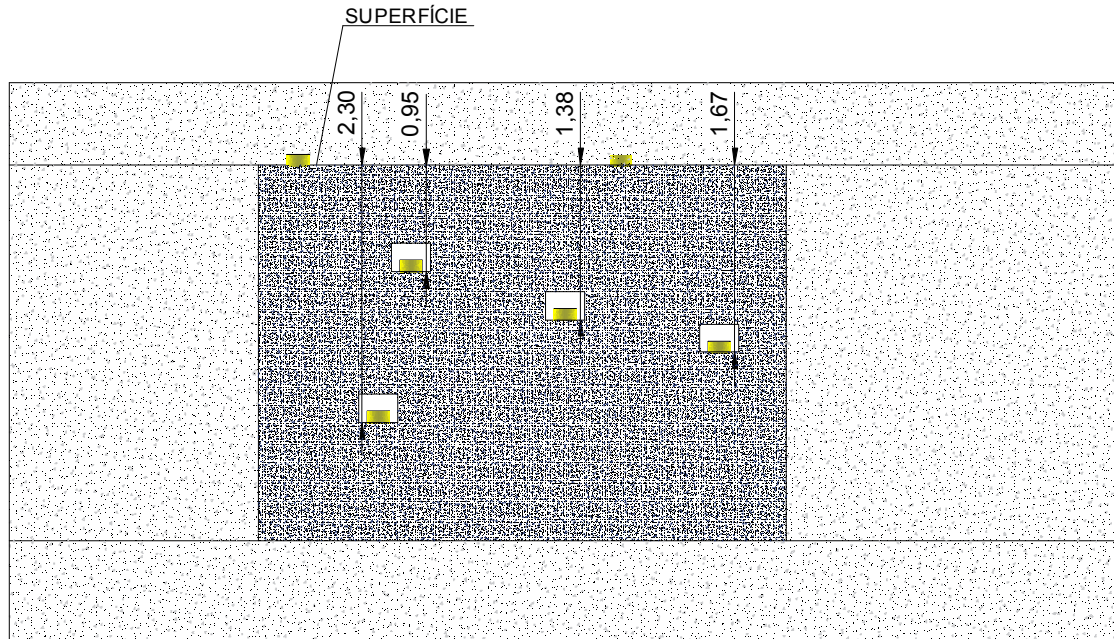
Fonte: o Autor.

Figura 3. 8 – Esquema do ensaio de infiltração na calha principal do Alto Capibaribe (Área 1).



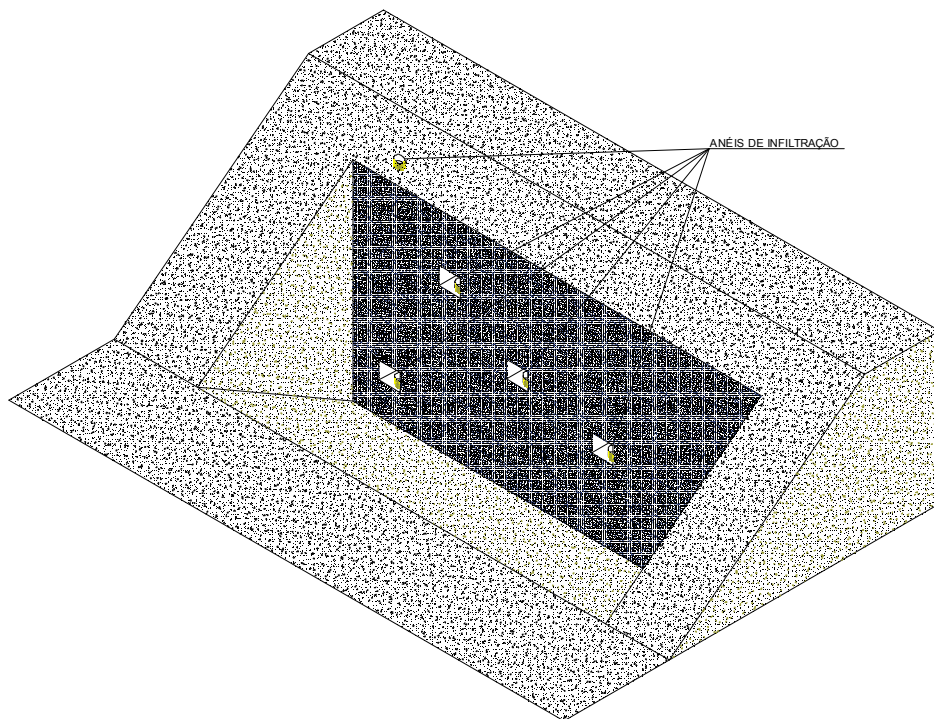
Fonte: o Autor.

Figura 3. 9 – Perfil do ensaio de infiltração em um trecho da calha secundária do Alto Capibaribe, medidas em metros (Área 2).



Fonte: o Autor.

Figura 3. 10 – Esquema do ensaio de infiltração em um trecho da calha secundária do Alto Capibaribe (Área 2).



Fonte: o Autor.

Determinação dos parâmetros do solo

Após a primeira etapa realizada (ensaios de campo), inicia-se a etapa de laboratório. As amostras de solo coletadas foram levadas ao laboratório de Física do Solo do Departamento de Energia Nuclear (DEN) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) para determinação da umidade gravimétrica inicial, final e a massa específica do solo.

As amostras do solo foram pesadas e posteriormente colocadas na estufa para secagem por 24 horas. Após a secagem, foram pesadas novamente as amostras. Os valores resultantes foram então inseridos em uma planilha eletrônica.

Para determinação das umidades gravimétricas inicial e final utiliza-se a Equação 3.3 e para a massa específica do solo, a Equação 3.4.

$$\theta(\%) = \frac{V_a}{V_t} \times 100 \quad (3.3)$$

Onde: θ = umidade volumétrica (%); V_a = representa o volume de água do solo (L^3); V_t = volume total do solo seco (L^3).

$$\rho_{ap} = \frac{M_s}{V_t} \quad (3.4)$$

Onde: ρ_{ap} = massa específica do solo ($M \cdot L^{-3}$); M_s = peso do solo seco (M); V_t = volume total do solo seco (L^3).

Sabendo que o diâmetro (D) do recipiente é de 4,7cm e a altura (h) é de 5cm, calcula-se o volume do solo seco através da Equação 3.5:

$$V_{solo} = \frac{\pi D^2}{4} \cdot h = 86,75 cm^3 \quad (3.5)$$

A determinação da massa específica das partículas do solo é obtida pelo método do balão volumétrico descrito por KIEHL (1979) e EMBRAPA (1997). O método parte do princípio da determinação do volume de álcool necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico,

contendo solo seco em estufa, ver Equação 3.6. A amostra é transferida para o balão aferido de 50ml onde completa-se o volume do balão, anotando o valor do volume de álcool gasto (V).

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} = \frac{M_s}{50-V} \quad (3.6)$$

Onde: ρ_s = massa específica das partículas do solo ($M.L^{-3}$); M_s = massa das partículas solo seco (M); V_s = volume partículas do solo seco (L^3); V = volume de álcool gasto para completar o balão volumétrico (L^3).

Assim, a porosidade é calculada pela Equação 3.7:

$$\phi = \frac{\rho_{ap}}{\rho_s} \quad (3.7)$$

Onde: ϕ = porosidade do solo; ρ_{ap} = massa específica do solo; ρ_s = massa específica das partículas do solo.

Identificação do Solo

A identificação dos solos a partir das partículas que os constituem será realizada a através da análise granulométrica cuja finalidade consiste em conhecer a distribuição granulométrica dos grãos do solo e assim atribuir algumas propriedades e também obter parâmetros dos solos.

Os diferentes tamanhos das partículas do solo determinam a textura do solo, onde as frações texturais básicas são a areia (tamanho entre 0,05 e 2 mm), silte (tamanho entre 0,002 e 0,05 mm) e argila (inferior a 0,002 mm). Das diferentes porções de areia, silte e argila derivam as diferentes classes texturais dos solos.

Os procedimentos para a granulometria do solo foram realizados no laboratório de Física do Solo – DEN – UFPE, o qual permite determinar os diâmetros das partículas mais finas (argila e silte) por sedimentação e as mais grosseiras (areia) por peneiramento. O ensaio é dividido em três partes: peneiramento grosso – fração $> 2,0$ mm, peneiramento fino $2,0\text{mm} > \text{fração} > 0,075$ mm e ensaio de sedimentação fração inferior a 0,075 mm. O ensaio de distribuição granulométrica de solos estão baseados nas normas:

- NBR-6457 (86) – Amostras de Solo – Preparação Para Ensaios de Compactação e Ensaios de Caracterização (1986) e,
- NBR-7181 (84) – Solo – Análise Granulométrica (ABNT, 1984).

A análise por peneiramento tem como limitação a abertura da malha das peneiras, que não pode ser tão pequena quanto o diâmetro de interesse e a menor peneira costumeiramente empregada é a de número 200, cuja abertura é de 0,075 mm (AGUIAR, 2005).

A técnica da sedimentação é voltada para a granulometria da porção fina dos solos, que se baseia na lei de Stokes, onde: a velocidade (v) de queda das partículas esféricas num fluido atinge um valor limite que depende do peso específico do material constituinte (γ_s), do peso específico do fluido (γ_w), da viscosidade do fluido (μ) e do diâmetro da esfera (D), conforme a equação 3.8:

$$v = \frac{(\gamma_s - \gamma_w)xD^2}{18.\mu} \quad (3.8)$$

Após a proceder a realização do ensaio de granulometria através do peneiramento e da sedimentação obtém-se as curvas granulométricas do solo. As diferentes classes do solo foram determinadas através do triângulo de texturas, proposto pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA, 1967) e adotado pela SBCS (Sociedade Brasileira de Ciência do Solo).

Os dados da curva granulométrica e de infiltração da água no solo, juntamente com os dados de θ_0 , θ_s e ρ_d são inseridos no *software* BEST, para determinação dos parâmetros de forma e normalização.

Determinação dos parâmetros de forma m, n e η

Haverkamp & Parlange (1986) para calcular os parâmetros de forma, assumiram que há similaridade de forma entre a curva de distribuição do tamanho das partículas $F(D)$ e da curva de retenção da água no solo $\theta(h)$ e apresentaram a seguinte equação (Eq. 3.9) para expressar $F(D)$:

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{com } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (3.9)$$

Onde: $F(D)$ =distribuição do tamanho das partículas; D =diâmetro das partículas (m); D_g = parâmetro de escala do tamanho das partículas (m); M e N =parâmetros da curva de distribuição do tamanho das partículas (m).

Os parâmetros de forma da curva de retenção da água no solo, m e n , são obtidos pelas Equações 3.10 e 3.11.

$$m = \frac{1}{p_m} (\sqrt{1 + p_m^2} - 1) \quad (3.10)$$

$$n = \frac{2}{1-m} \quad (3.11)$$

Sendo $p=1$, considerando o modelo de Burdine (1953).

O índice de forma do meio (p_m) pode ser estimado a partir de M e N usando conforme a Equação 3.12, sendo κ um coeficiente definido por Fuentes *et al.* (1998), apresentado na Equação 3.13.

$$p_m = \frac{MN}{1+M} (1 + \kappa)^{-1} \quad (3.12)$$

$$\kappa = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad (3.13)$$

Onde: s = é a dimensão fractal relativa.

A dependência de s ($s = Df/E$), na qual Df é a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão de Euclides) com respeito à porosidade total do solo (ϕ) é definida por implicitamente por (FUENTES, 1992) – Equação 3.14:

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2s} = 1 \text{ com } \frac{1}{2} < s < 1 \quad (3.14)$$

O parâmetro de forma η da curva de condutividade hidráulica de Burdine (1953), também obtido a partir da textura do solo, pode ser calculado a partir do modelo de capilaridade como função do produto dos parâmetros de forma da curva de retenção e do fator de tortuosidade através da Equação 3.15.

$$\eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad (3.15)$$

Onde: p é o fator de tortuosidade igual a 1 para o modelo de Burdine (1953).

Determinação dos parâmetros de normalização (θ_s , K_s , e h_g)

O parâmetro de normalização θ_s é estimado a partir da umidade gravimétrica saturada (amostra coletada imediatamente após o ensaio de infiltração) e da densidade do solo, enquanto que os demais parâmetros de normalização são obtidos a partir da modelagem das curvas de infiltração (SOUZA *et al.*, 2008). Para uma fonte de água circular com dado potencial de pressão da água sobre uma superfície de solo (neste caso foi considerado igual a zero) uniforme e com uma umidade inicial uniforme (θ_o), a infiltração acumulada tridimensional $I(t)$ e a taxa de infiltração $q(t)$ podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Eqs. 3.16 e 3.17) e estacionário (Eqs. 3.18 e 3.19) (HAVERKAMP *et al.*, 1994; SOUZA *et al.*, 2008).

$$I(t) = S\sqrt{t} + [aS^2 + bK_s]t \quad (3.16)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [aS^2 + bK_s] \quad (3.17)$$

$$I_{+\infty}(t) = [aS^2 + bK_s] \cdot t + c \frac{S^2}{K_s} \quad (3.18)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = aS^2 + bK_s \quad (3.19)$$

com,

$$a = \frac{\gamma}{r\Delta\theta} \quad (3.20)$$

$$b = \left(\frac{\theta_o}{\theta_s}\right)^\eta + \frac{2-\beta'}{3} \cdot \left(1 - \left(\frac{\theta_o}{\theta_s}\right)^\eta\right) \quad (3.21)$$

$$c = \frac{1}{2\left[1 - \left(\frac{\theta_o}{\theta_s}\right)\right] \cdot (1-\beta)} \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (3.22)$$

Onde: S a sorvidade $\left[LT^{-\frac{1}{2}}\right]$; $\Delta\theta$ é a variação de umidade, r o raio do cilindro [L]; γ traduz os efeito da gravidade no caráter tridimensional da infiltração e se encontra entre $0,6 < \gamma < 0,8$, β uma constante que se encontra entre $0 < \beta < 1$, neste caso, igual a 0,6;

Para uma equação de infiltração para infiltrômetros a discos válida para tempos curtos e médio, Smetten *et al.* (1994) demonstraram que 0,75 é um valor apropriado para β e Haverkamp *et al.* (1994) demonstraram que 0,75 é um valor apropriado para γ .

Para determinação de K_s e S , o BEST utiliza equações equivalentes às Eqs. 3.16 e 3.17, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário $q_{+\infty}$, (Eq. 3.19) nas Eqs. 3.16 e 3.17.

$$I(t) = S\sqrt{t} + [a(1 - b) \cdot S^2 + bq_{+\infty}]t \quad (3.23)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [a(1 - b) \cdot S^2 + bq_{+\infty}] \quad (3.24)$$

O ajuste da Eq. 3.23 aos dados experimentais da infiltração acumulada ($I_{exp}(t)$) é obtido pela minimização da clássica função objeto, dada pela Equação 3.25:

$$f_1(S, K_s, k) = \sum_{i=1}^k [I_{exp}(ti) - I(ti)]^2 \quad (3.25)$$

na qual k é o número considerado de pontos no regime transitório. O algoritmo usado na minimização de $f_1(S, K_s, k)$ é o de Marquardt (1963) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM) – Eq. 3.26:

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k [I_{exp}(ti) - I(ti)]^2}{\sum_{i=1}^k (I_{exp}(ti))^2}} \quad (3.26)$$

O programa BEST estima, inicialmente, um valor máximo para a sorvidade, S_{MAX} , a partir do ajuste dos dados experimentais com a Eq. 3.23 caso em que se assume um fluxo de água dependente apenas da capilaridade, considerando-se b igual a zero.

Como as Eqs. 3.16, 3.17, 3.23 e 3.24 são válidas apenas para o regime transitório, é possível que os ajustes não sejam feitos para todos os valores de k ; a sorvidade é, então, estimada para valores de k de no mínimo cinco pontos para um máximo de N_{tot} . S_{MAX} é considerada o valor máximo de toda a sequência de pontos (SOUZA *et al.*, 2008). Para obter valores positivos de K_s , levam-se em consideração as seguintes condições: S_{MAX}^2 deve ser menor que a taxa de infiltração no regime estacionário ($q_{+\infty}$) dividido pelo coeficiente a (Eq. 3.20); assim, a sorvidade máxima S_{MAX} é definida pela Equação 3.27:

$$S_{MAX} = \underset{N_{obs}=1}{MAX}_{N_{tot}-1} \left[MIN \left(S_{N_{obs}}(b=0), \sqrt{\frac{q+\infty}{a}} \right) \right] \quad (3.27)$$

Para obtenção de K_s , considera-se o valor verdadeiro de b (Eq. 3.21). O ajuste é executado minimizando a função objeto definida pela Eq. 3.25. Como os ajustes pela Eq. 3.23 nem sempre são válidos para todos os pontos ($0...k$), o BEST ajusta os dados para um mínimo de cinco pontos a um máximo de N_{tot} (SOUZA *et al.*, 2008). Para cada subconjunto de dados que contém os k primeiros pontos, o BEST estima a sorvidade $S(k)$, a condutividade hidráulica $K_s(k)$ em função de $S(k)$ e da Eq. 19 para um tempo máximo $t_{max}(k)$ definido como - Eq. 3.28:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-b)^2} \cdot t_{grav} \quad (3.28)$$

Onde: t_{grav} = tempo gravimétrico definido por Philip (1969); $t_{max}(k)$ é o tempo máximo para o qual as expressões para o regime transitório são consideradas válidas; logo, o tempo mais longo do subconjunto de dados t_k é comparado com $t_{max}(k)$. Os valores de $S(k)$ e $K_s(k)$ são considerados válidos para t_k menores que $t_{max}(k)$. Dos valores que cumprirem esta condição, serão escolhidos aqueles correspondentes ao maior k .

Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela seguinte Equação 3.29 de Lassabatère *et al.* (2006).

$$h_g = \frac{s^2}{c_p(\theta_s - \theta_o) \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \right] \cdot K_s} \quad (3.29)$$

Onde: c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e η dos modelos de Condappa *et al.* (2002) e Lassabatère *et al.* (2006):

$$c_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[\frac{\Gamma(n\eta + \frac{1}{n})}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma(n\eta + m - \frac{1}{n})}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad (3.30)$$

Onde: Γ = é a função gama clássica.

Determinação do raio característico de poros hidraulicamente ativo (λ_m) e da escala de comprimento capilar (λ_c)

O raio característico de poros hidraulicamente ativos (λ_m) constitui um requisito para estabelecer um diagnóstico do funcionamento hidráulico dos solos com respeito às condições que estão submetidos, isto é, quanto maior for o raio característico maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade (SOUZA *et al.*, 2008). Segundo Philip (1987), esse parâmetro explica a extensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida à pressão aplicada. Utiliza-se a seguinte expressão para o cálculo, Equação 3.31:

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_{ag} \cdot g \cdot \lambda_c} \quad (3.31)$$

Onde: σ - tensão superficial (71,9 g/s²), ρ_{ag} - massa específica da água (1 g/cm³), g - aceleração da gravidade (981 cm/s²); λ_c - a escala de comprimento capilar com $b=0,55$, definida pela Equação 3.32:

$$\lambda_c = \frac{b \cdot S^2}{(\theta_s - \theta_i) \cdot K_s} \quad (3.32)$$

3.2.2.2 Modelagem Hidrológica pelo Hydrus

O movimento uniforme de água, unidimensional, em meio poroso, no Hydrus 1D é descrito pela Equação de Richards, com adição do termo de extração de água pelo sistema radicular (S). Não se considera, no fluxo do líquido, os efeitos da fase gasosa e também desconsidera-se o efeito do gradiente térmico no fluxo da água (Eq. 3.33) (SIMUNEK, SEJNA & VAN GENUCHTEN, 2008).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - S \quad (3.33)$$

Onde: ψ – potencial matricial da água no solo [L]; θ - umidade volumétrica [$L^3 \cdot L^{-3}$]; t – tempo [T]; z – coordenada espacial [L]; S – termo de sumidouro ou extração de água pelo sistema radicular da planta [$L^3 \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}$]; $K(\theta)$ – curva de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica [$L \cdot T^{-1}$].

A solução dessas equações de fluxo são feitas por meio do método de elementos finitos, sujeita às condições iniciais e de fronteira impostas, e sendo necessário o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo, como a curva de retenção $\theta(\psi)$ e curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$ (ALVES, 2009). Para a simulação da dinâmica da água foram utilizadas as equações de van Genuchten (1980) para a curva de retenção (Eq. 3.34) e para a curva de condutividade hidráulica (Eq. 3.35) a expressão de Brooks & Corey (1964).

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[(1 + \alpha\psi^n)]^m} & \rightarrow \Psi < 0 \\ \theta_s & \rightarrow \Psi \geq 0 \end{cases} \quad (3.34)$$

$$K(\theta(\psi)) = K_s(S_e)^\eta = \left(\frac{\theta(\Psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \rightarrow \Psi \geq 0 \quad (3.35)$$

Na Eq. 3.34, α é o inverso do comprimento capilar (h_g), n e m são parâmetros de forma que estão relacionados com a hipótese de distribuição dos poros no solo (MUALLEN, 1976) ($k_p = 1$), apresentada na Equação 3.36.

$$m = 1 - \frac{k_p}{n} \quad (3.36)$$

Simulação da dinâmica da água no solo através do Hydrus 1D

O trabalho constituiu de simulações do movimento de água no solo com o modelo Hydrus 1-D, versão 3.3 (Simunek et al, 2005). O caso simulado foi o de uma coluna de solo heterogênea com 4 metros de profundidade com declividade vertical para um período de 364 dias. A etapa seguinte consiste em informar o modelo hidráulico, a opção selecionada foi a metodologia de porosidade simples de van Genuchten - Mualem (VAN GENUCHTEN, 1980), sem considerar histerese.

O próximo passo foi usar as redes neurais do Hydrus 1-D para previsão dos parâmetros de van Genuchten: θ_r , θ_s , α , n e K_s para a modelagem de fluxo de água através da rotina Rosetta Lite V. 1.1 (SCHAAP, LEIJ & VAN GENUCHTEN, 2001) que implementa funções de pedotransferência (PTFs) prevendo os parâmetros de retenção de água de van Genuchten (1980) a partir dos dados de entrada, determinados em laboratório. Nesta pesquisa utilizou-se como entradas as frações de argila, areia e silte do solo. No caso do fator de tortuosidade do solo, usou-se o valor inicial de $\lambda=0,5$, conforme sugerido por Mualem (1976).

Consequente, se faz necessário atribuir as condições de contorno: inicial de superfície, superior, inferior e para as laterais. As condições laterais foram consideradas iguais a zero por não considerar a existência de confinamento. Na condição de contorno inferior foram considerados dois casos: uma de drenagem livre e outra com lençol freático. Na condição de contorno superior foi considerado a condição de precipitação constante.

Na condição superior, é necessário inserir dados atmosféricos que consistem de: Precipitação e a evapotranspiração. Os valores de precipitação e temperatura foram obtidos pelo site do INMET da estação mais próxima ao local do estudo, Estação Surubim-PE para o ano de 2014 com coordenadas de: -7,83° de latitude, -35,71° de longitude e 418,32 m de altitude. A evapotranspiração foi estimada pelos Métodos de Blaney-Criddle (1950) e por Thornthwaite & Mather (1955) através do programa "BHnorm" elaborado em planilha EXCEL por Rolim *et al.* (1998).

3.2.2.3 Método Radar de Penetração do Solo (GPR)

O GPR utilizado na pesquisa é da empresa Geophysical Survey Systems, Inc. (GSSI), modelo SIR 3000 com antenas blindadas monoestáticas de 400 Mhz, 200 Mhz e 100 Mhz (Figura 3.11) e *software* RADAN 6.6 para visualização e processamento dos dados. Estas antenas possuem conectores resistentes, placas eletrônicas revestidas e seladas, blindagem para eliminar interferências geradas sobre o solo e operam em qualquer temperatura (de 20°C a 50°C). Este modelo foi projetado para facilitar a sua utilização em locais distantes, podendo ser configurado para aquisição de dados em medidas empilhamento ou para perfilagem contínua (LIMA *et al.*, 2009).

Figura 3. 11 – A) Sistema de aquisição de dados; B) Antena de 400Mhz; C) Antena 200 Mhz, D) Antena de 100Mhz



Fonte: O autor.

A metodologia utilizada foi baseada em Costa (2005) e adaptada para a realização desta pesquisa visando facilitar a identificação dos passos e a definição dos parâmetros necessários ao sucesso de uma exploração com GPR. Encontra-se dividida nas seguintes etapas:

1º. Definição do problema: Nesta etapa deve-se cuidadosamente definir qual o problema a ser resolvido e tem uma importância fundamental para o sucesso da experimentação. O tipo do problema e o grau de precisão desejada irão influenciar nas decisões inerentes às etapas futuras. De uma maneira geral é difícil prever o sucesso de uma sondagem em vários dos métodos de exploração geológicos, não fugindo o GPR desta regra. Assim, dizer se um GPR irá ser bem sucedido em uma exploração não é uma tarefa corriqueira, sendo mais fácil afirmar se ele não irá obter sucesso. Por esse motivo, é muito importante definir o problema em questão com clareza antes de se começar a sondar.

2º. Avaliação da viabilidade de aplicação do GPR: Após a definição do problema e das dificuldades intrínsecas ao mesmo, deve-se avaliar se o GPR poderá ser útil para a resolução do problema. É possível se descobrir de antemão que o GPR não produzirá informações úteis, então, outro equipamento deverá ser usado. Segundo Pérez (2003), para realizar o estudo de viabilidade de

utilização do GPR se faz necessário responder três questões fundamentais: profundidade do alvo a ser investigado, quantidade de energia refletida e a presença de fatores limitantes.

- Profundidade do alvo: está relacionada com a frequência central das antenas. Segundo Davis & Annan (1989), a resolução vertical é a habilidade de distinguir as reflexões provenientes do topo e da base de camadas de pequena espessura. A resolução vertical pode ser estimada a partir da seguinte equação 3.37:

$$T_m = \frac{1}{4} \lambda \quad (3.37)$$

Onde: T_m é a espessura mínima de camada identificável que pode ser resolvida; λ é o comprimento da onda do radar, que pode ser calculado por (Eq. 3.38):

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3.38)$$

Sendo: f a frequência do sinal transmitido.

A velocidade da onda do radar no meio pode ser estimado pela Equação 2.39. Combinando as três equações tem-se:

$$T_m = \frac{c}{4f\sqrt{\varepsilon}} \quad (3.39)$$

Onde: T_m é a espessura mínima de camada identificável que pode ser resolvida; c é a velocidade da luz no vácuo = $3 \times 10^8 \text{ m/s}$; f é a frequência do sinal transmitido; ε é a constante dielétrica do meio.

- Quantidade de energia refletida pelo alvo: Para determinar essa quantidade de energia deve-se determinar o coeficiente de reflexão (R) entre o meio encaixante e o alvo, Equação 3.40.

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_2} - \sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_2} + \sqrt{\varepsilon_1}} \quad (3.40)$$

Onde: R é o coeficiente de reflexão; ε_1 é a constante dielétrica do meio ou *background*; ε_2 é a constante dielétrica do alvo. De acordo com a Tabela 2.3, apresentada anteriormente, o *background* de uma areia seca e cascalho é de $\varepsilon_1 = 2 a 6$ e o alvo principal é a água, $\varepsilon_2 = 81$. Tem-se:

$$R = \frac{\sqrt{81}-\sqrt{6}}{\sqrt{81}+\sqrt{6}} = 0,5721 \quad (3.41)$$

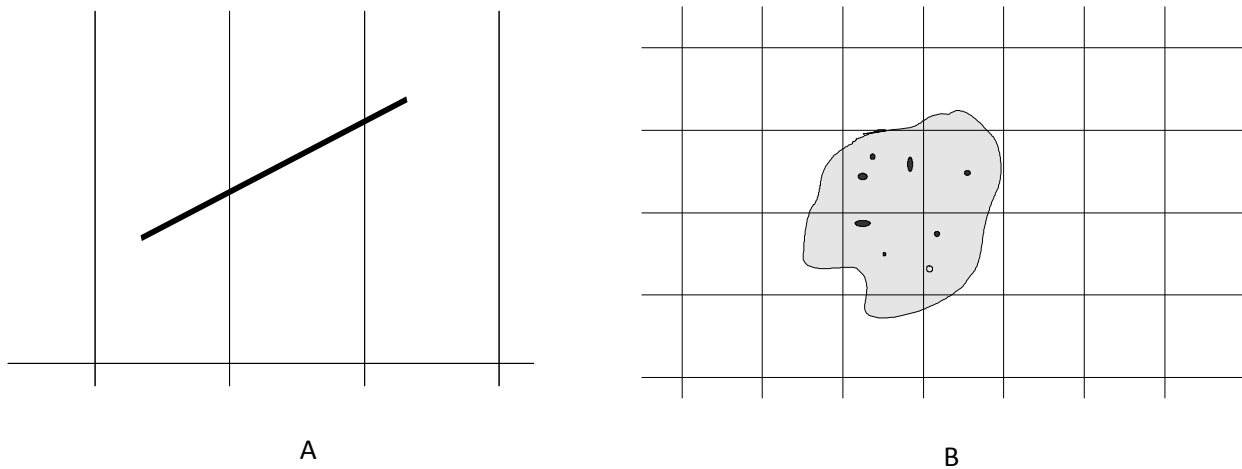
Este valor representa que 57,21% da onda de GPR reflete e retorna a superfície indicando que será possível identificar o nível freático.

- Presença de fatores limitantes: Neste caso são considerados os elementos geológicos e os de natureza humana que possam gerar fontes de interferências (ruídos). Na área da aplicação não há presença de fator limitante.

3º. Escolha do método de sondagem e tipo de antena: O método mais utilizado é o de reflexão simples por produzir uma imagem do mapeamento do subsolo, sendo utilizado para localizar e identificar objetos enterrados no mesmo. A escolha de um dos métodos é feita baseando-se nas necessidades do problema. Contudo, dois métodos poderiam ser usados em uma mesma tarefa de sondagem, poder-se-ia, por exemplo, usar o CMP para determinar com maior precisão a velocidade de propagação dos pulsos, e então, usar-se o método por reflexão para se obter uma imagem com maior resolução, já que a velocidade de propagação seria conhecida com precisão. Nesta fase também deverá ser escolhido qual antena é melhor para atender seus objetivos. Para esta pesquisa foi utilizado o método de reflexão em virtude do tipo de antena.

4º. Definição da malha: Após estimar as características do seu alvo, às vezes se faz necessário a construção de uma malha para aplicação do GPR. A Figura 3.11 mostra as configurações do levantamento para a construção da malha em função da dimensão principal do alvo e da sua orientação. Para uma direção conhecida as linhas devem ser perpendiculares ao eixo principal (Fig. 3.12A), enquanto que para uma direção desconhecida, deve-se utilizar malha ortogonal (Fig. 3.12B). Como exemplo, pode-se dizer que para objetos planares (camada rochosa, nível de água), o espaçamento entre linhas é determinado pela menor anomalia de interesse e as linhas em uma direção são, em geral, suficientes enquanto que para objetos cilíndricos, a malha ortogonal oferece melhores resultados. Nesta pesquisa foram utilizadas linhas em uma só direção no sentido longitudinal.

Figura 3. 12 – A) Linhas de investigação sobre alvos de orientação conhecida; B) Linhas de investigação sobre alvos 3-D ou alvos de orientação desconhecida.



Fonte: Internet

5°.Definição dos parâmetros: Escolhido o método parte-se para definir seus parâmetros, a configuração correta de parâmetros leva a resultados mais precisos. Exemplo de parâmetros a serem configurados são a frequência de operação das antenas, a janela de tempo entre os pulsos emitidos, o intervalo de amostragem dos pulsos refletidos, o espaçamento entre posições de coleta, a separação entre as antenas, as coordenadas das posições de coleta e a orientação das antenas.

6°.Coleta dos dados: Nesta etapa a coleta dos dados é realizada. Um equipamento de GPR deve ser levado ao local de sondagem, suas antenas são posicionadas a uma distância predefinida e o processo de coleta tem início. Milhares de pulsos são emitidos e coletados para uma mesma posição. As antenas devem ser deslocadas a intervalos fixos, de acordo com as coordenadas estabelecidas. Ao final todas as coletas das várias posições são “empilhadas” e uma ou mais imagens são geradas.

7°.Pré-processamento dos dados: Após a obtenção dos dados ou imagens da sondagem, o passo seguinte seria tratar essas informações capturadas no intuito de realçá-las. Essa etapa chama-se de pré-processamento e seu objetivo é aumentar as chances de sucesso dos passos seguintes. Técnicas usadas nesse momento incluem ajuste de contraste, remoção de ruído, aplicação de filtros, dentre outras.

8°.Análise dos dados: Apresentação das considerações fundamentadas nas etapas anteriores, na tentativa de verificar a possibilidade de relacionar os dados de deflexões medidos com imagem de GPR.

9º. Conclusão da sondagem: Por fim, baseando-se nos dados analisados pode-se tirar uma conclusão do que foi mapeado pelo GPR, chegando-se a identificar as características esperadas como contatos geológicos, falhamentos, topo rochoso, profundidade do nível d'água, e outras características pedológicas e hidrogeológicas.

Aquisições com o GPR

A forma de aquisição de dados GPR que será utilizada nesta pesquisa será a técnica com afastamento constante ou “common offset” pois as antenas são monoestáticas com modo contínuo, ou seja, o conjunto de antenas (transmissora e receptora) será movido seguidamente ao longo da linha de levantamento.

Processamento dos dados

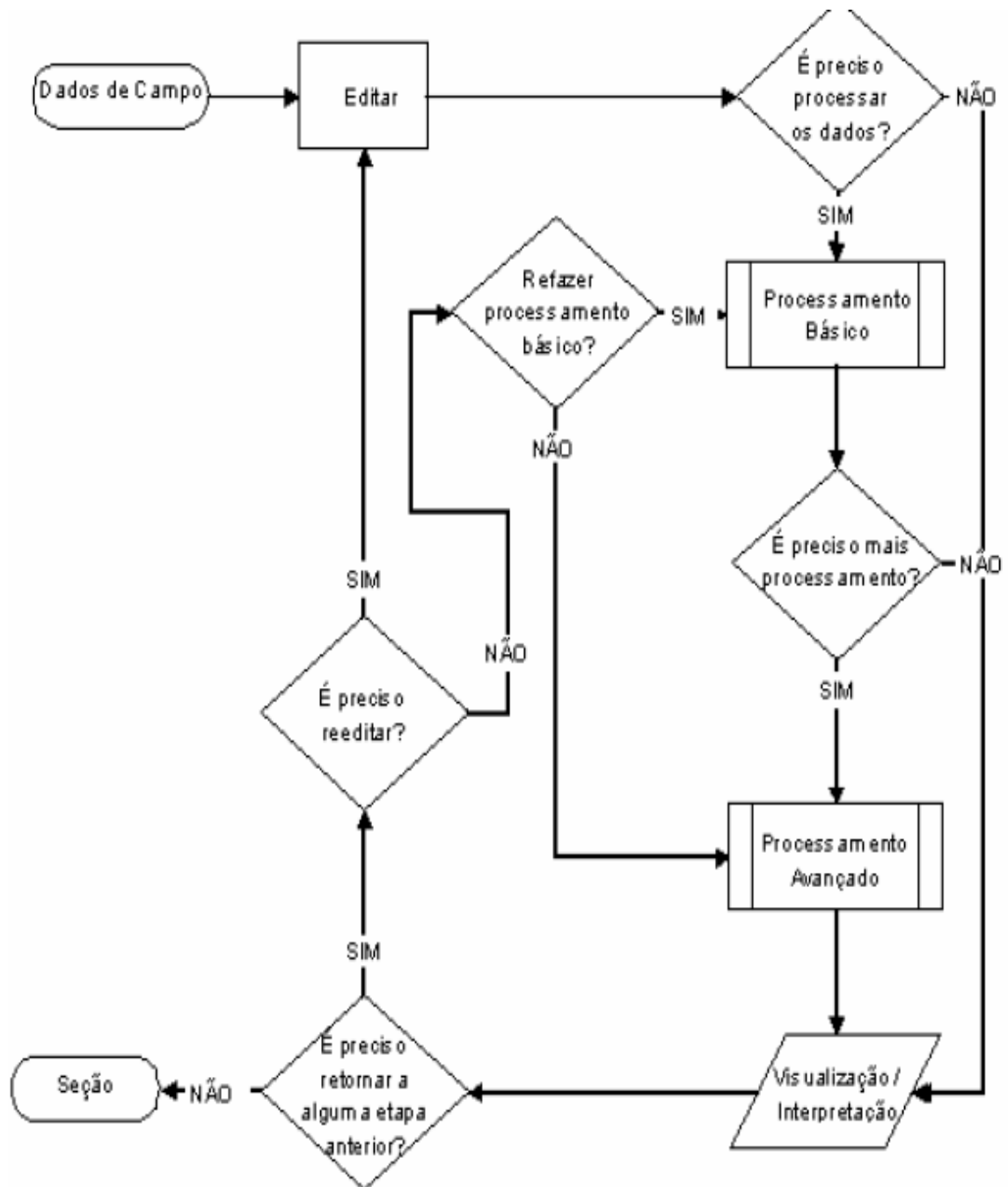
O processamento dos dados GPR, após o levantamento de campo, normalmente é realizado de maneira sistemática, podendo remover ou realçar certas feições de interesse do operador, assim, envolve basicamente as seguintes etapas: edição dos dados, processamento do sinal e apresentação da imagem processada (Figura 3.13), no entanto, os procedimentos são atividades muito dependentes do intérprete, sendo portanto, muito interativos e infinitamente subjetivos.

A descrição das etapas do processamento que será utilizado nesta pesquisa é apresentado em um fluxo simplificado na Figura 3.14. Para os arquivos que não possuem o mesmo sentido de aquisição, será utilizado a opção Reverse File, antes de começar o processamento das imagens, que consiste em colocar todos os arquivos no mesmo sentido de aquisição.

i. Editar o arquivo no File Header (Edit> File Header)

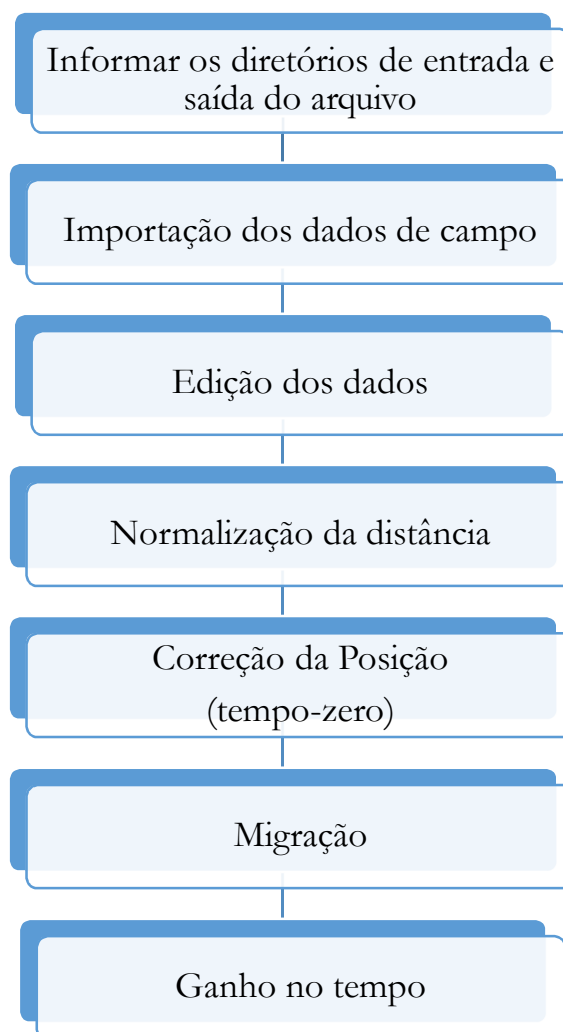
O File Header é um cabeçalho que acompanha cada arquivo de dados e descreve a configuração do sistema de radar no momento da coleta. Algumas dessas informações podem ser editadas para corresponder às mudanças de pós-processamento. Além disso, todos os registros contêm um cabeçalho de texto com informação sobre o radargrama. Esta informação inclui o nome do arquivo, data do registro, a localização, cliente, caracterização do trabalho, material de superfície, ou outras informações úteis na caracterização de uma área e os dados de posteriores modificações, seu intervalo, posição do início, constante dielétrica do meio, número de pulsos emitidos por segundo durante a aquisição de dados, filtros que foram aplicados sobre o radargramas durante a aquisição ou em tratamentos posteriores.

Figura 3. 13 – Fluxograma das etapas de processamento dos dados de GPR, segundo Souza (2005b).



Fonte: SOUZA, 2005b.

Figura 3. 14 – Fluxograma Simplificado do Processamento.



Fonte: O autor

ii. Normalização da distância (Process > Distance Normalization)

Esta etapa permite estabelecer uma escala horizontal constante entre as marcas (bandeiras), isto é, irá corrigir o número de amostras entre os marcadores esticando e/ou comprimindo o espaçamento entre eles, assim haverá uma distância igual, ou igual número de varrimentos por unidade de distância. Isso se faz necessário uma vez que a velocidade da antena ao percorrer o solo não é constante, esta função corrige essas variações da velocidade de pesquisa.

iii. Correção da posição (Process > Correct Position)

Às vezes é necessário ajustar verticalmente a posição de todo o perfil na janela de dados (ajustar o tempo-zero), em virtude da primeira camada de ar que fica entre o solo e o equipamento. Na caixa de diálogo, a posição do começo do traçado na escala de tempo pode ser inserida,

normalmente é definida pelo primeiro pico positivo da onda direto para o topo da tela e que pode ser considerado uma aproximação da superfície do solo (GSSI, 2009). O traço também pode ser deslocado em pequenos incrementos usando o Delta Pos (nS). A modificação é aplicada a todo o arquivo.

iv. Migração (Process > Migration)

Para Aguiar (2005), esta função baseia-se em considerar as hipérboles que aparecem nos registros para deslocar o refletor ao vértice da parábola, assim, para obter este registro migrado é necessário obter a excentricidade da hipérbole e a velocidade de propagação da onda no meio. Assim, a migração é particularmente útil, pois remove as hipérboles de difração e restabelece os mergulhos da onda corretamente. (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009)

Existem dois métodos de migração disponíveis no programa RADAN 6.6: Kirchhoff e Hyperbolic Summation. Baseado no GSSI (2009), o método Hyperbolic Summation é mais rápido, no entanto, menos preciso do que o método de Kirchhoff; o primeiro funciona pela soma ao longo de uma hipérbole colocado sobre os dados, e colocando a média resultante no vértice da hipérbole, este processo é repetido com o ápice em cada ponto de dados. No segundo método, um valor médio ainda é obtido pela soma ao longo de uma hipérbole colocado sobre os dados e colocado no vértice, no entanto, a migração Kirchhoff também se aplica um fator de correção para este valor médio, com base no ângulo de incidência e a distância para o recurso. Aplica-se também um filtro para compensar o processo de soma. Este filtro melhora a resolução, enfatizando as frequências mais altas e aplica uma correção de fase.

Quando o método Hyperbolic Summation não oferecer bons resultados, o método de migração Kirchhoff deve ser tentado, tanto Hyperbolic Summation e migração Kirchhoff exigem que a largura hiperbólica e a velocidade relativa sejam especificadas (GSSI, 2009).

A migração é, portanto, necessária para obter uma estimativa da velocidade de propagação e para facilitar a interpretação dos registros no caso de haverem muitas hipérboles que se superpõem a outros eventos, impedindo defini-los claramente, com isto se consegue que outros eventos fiquem mais definidos no registro (AGUIAR, 2005).

Para o caso analisado, foi considerado um material arenoso úmido com constante dielétrica de 25, assim, baseado no apêndice do manual do programa onde se teve um valor médio da velocidade e a partir de interpretações do radargrama, a velocidade considerada foi de 55mm/ns (0,055m/ns).

v. Ganho no tempo (Process> Range Gain)

Como o sinal é rapidamente atenuado no subsolo por diferentes fenômenos (reflexões, frações, espalhamento geométrico, entre outros) para uma melhor visualização da informação é necessário aplicar funções de ganho no tempo, para realçar as amplitudes correspondentes aos refletores em maior profundidade.

O programa RADAN 6.6 permite aplicar diferentes pontos de corte, de forma que é possível fazer amplificações diferentes a cada ponto do segmento temporal. A aplicação do ganho temporal amortece o efeito da atenuação rápida do sinal, podendo amplificar a energia procedente de distintas profundidades (GSSI, 2009).

O programa oferece 3 faixas de ganho: Automático, Linear e Exponencial. As funções de ganho linear e exponencial são aplicadas no modo Manual e permite ao usuário manipular o ganho entre os pontos do ganho. O valor do ganho pode ser inserido na caixa de valor ou ajustado arrastando os pontos de ganho (pequenos quadrados) para acima e para baixo. A função Linear aplica-se a um ganho linear entre os pontos de ganho. A função exponencial aplica-se a uma curva de ganho exponencial entre os pontos de ganho. A escala vertical da função do ganho exponencial é exibida em termos de decibéis (dB), para que ele seja linear. Enquanto que a função automática tenta equilibrar os ganhos sobre cada verificação. É aplicado linearmente entre os pontos de ganho.

Quando usando o ganho automático e o ganho Manual é recomenda-se configurar o número de pontos de interrupção para entre 4 e 8; para o ganho automático, o fator de ganho global normalmente encontra-se entre 2 e 5 e a constante de tempo horizontal encontra-se normalmente entre 11 e 21 (GSSI, 2009).

Como na maior parte dos estudos é difícil conhecer a condutividade do meio e as variações que apresenta, não é usual corrigir mediante ganho a atenuação por absorção (AGUIAR, 2005).

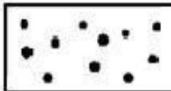
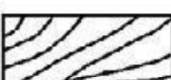
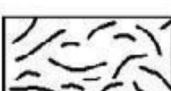
Foram aplicados filtros para redução de ruídos de alta e baixa frequência, conforme o intervalo do espectro eletromagnético no qual a antena utilizada opera.

Interpretação dos Dados

A interpretação de um radargrama é comumente realizada por mapeamento de interfaces, semelhantes ao usado na interpretação de sismogramas, se a fidelidade da amplitude for preservada no radargrama, podem ser reconhecidas zonas de atenuação que representem áreas de alta condutividade, como as que são produzidas por acumulações de argila (KEAREY, BROOKS & HILL, 2009). As litologias e as discontinuidades são representadas por variações na morfologia e no padrão das reflexões do radargrama, em que as variações na litologia representam alterações nos

padrões dos refletores, de acordo com o contraste da permissividade elétrica e condutividade (XAVIER NETO, 2006), como mostrado na Figura 3.15.

Figura 3. 15 – Exemplo de configurações de reflexão de radargramas de acordo com a litologia e as estratigrafias de sedimentos glaciais.

TIPOS DE CONFIGURAÇÕES DE REFLEXÃO				INTERPRETAÇÃO
Configuração de Reflexão Livre	Reflexão Livre			1) Atenuação de Energia 2) Sedimentos Lacustrinos Siltosos 3) Areia, acamamento espesso ou maciço 4) Til, maciço, alguns matacões
	Reflexão Livre com Difrações			1) Sedimentos, maciço e matacões
Configuração de Reflexão de Acamamentos	Acamamento Simples	Paralelo		1) Silte e laminações finas 2) Areia e laminações espessas
		Onda		1) Silte e Areia, acamamento 2) Areia e acamamento
		Hummocky		1) Areia e acamamento 2) Areia e cascalho e acamamento
	Acamamento Complexo	Obliquo		1) Areia e acamamento delgado a espesso
		Sigmóide		1) Silte e acamamento delgado 2) Areia e acamamento delgado
Configuração de Reflexão Caótica	Caótico			1) Areia e Cascalho e estratigrafia cruzada
	Caótico com Difrações			1) Areia, estratigrafia cruzada e matacões 2) Til, maciço e numerosos matacões

Fonte: MILIAN BERES & HAENI, 1991.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

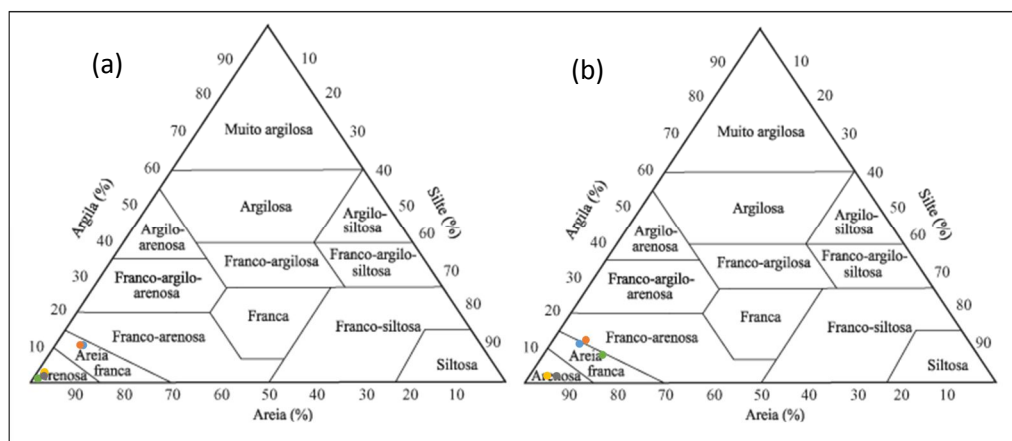
4.1 Características físicas do solo

Todo o conjunto de litofácies das paredes laterais de ambas as escavações encontram-se representados num diagrama triangular de areia / silte / argila baseado em USDA (1967), ver Tabela 4.1 e Figura 4.1, com 13 amostras no total, incluindo 9 litofácies, (1 litofácies SI, 1 litofácies Fsc, 5 litofácies St, 2 litofácies Sh). Os domínios em relação aos quatro tipos de litofácies poderia, assim, ser definido: *Sh* a fração de areia fina é superior a 45%, *St* a fração de areia grossa é superior a 50%, *Fsc* a fração de areia fina é inferior a 44%, e no *SI* a fração de areia média é de 30%.

Tabela 4. 1 – Percentuais de argila, areia e silte do solo nas áreas da pesquisa.

	Prof. (m)	% Areia	% Argila	% Silte	Classificação
ÁREA 1	Superficial	82,82	8,21	8,98	Areia Franca
	0,30 m	94,64	2,34	3,02	Areia Fina
	0,60 m	95,31	2,34	2,34	Areia Fina
	0,90 m	97,09	1,17	1,74	Areia Fina
ÁREA 2	Superficial	78,41	9,38	12,21	Franco Arenoso
	0,95 m	80,02	8,21	11,77	Areia Franca
	1,38 m	77,24	5,86	16,90	Areia Franca
	1,67 m	95,28	2,34	2,38	Areia Fina
	2,30 m	92,67	2,34	4,98	Areia Fina

Figura 4. 1 – Triângulo Textural do Solo baseado em USDA (1967), a) Área 1 – Leito do Rio Capibaribe, b) Área 2 – Calha secundária do Rio Capibaribe.



O ensaio de granulometria também permitiu construir a curva granulométrica. Esta indica a porcentagem cumulativa qual a variabilidade na distribuição granulométrica das amostra. Nas Figuras 4.2 e 4.3 apresentam as imagens das litofácies com suas espessuras nas áreas 1 e 2, respectivamente, e a curva granulométrica. Verifica-se que as classificações sedimentológicas são semelhantes pois as frações granulométricas em areia / silte / argila apresentam pouca variabilidade. Ou seja, nas duas áreas foi verificado que as porcentagens de areia apresentam um percentual maior que 70%. Além disso, nota-se que as curvas granulométricas para as profundidades apresentam formatos similares. Esta condição da curva indica que as amostras apresentam características texturais semelhantes indicando que, não existe heterogeneidade textural da aluvião entre 30 cm e 90 cm.

Figura 4. 2 – Classificação das litofácies e curva de distribuição do tamanho das partículas para área 1.

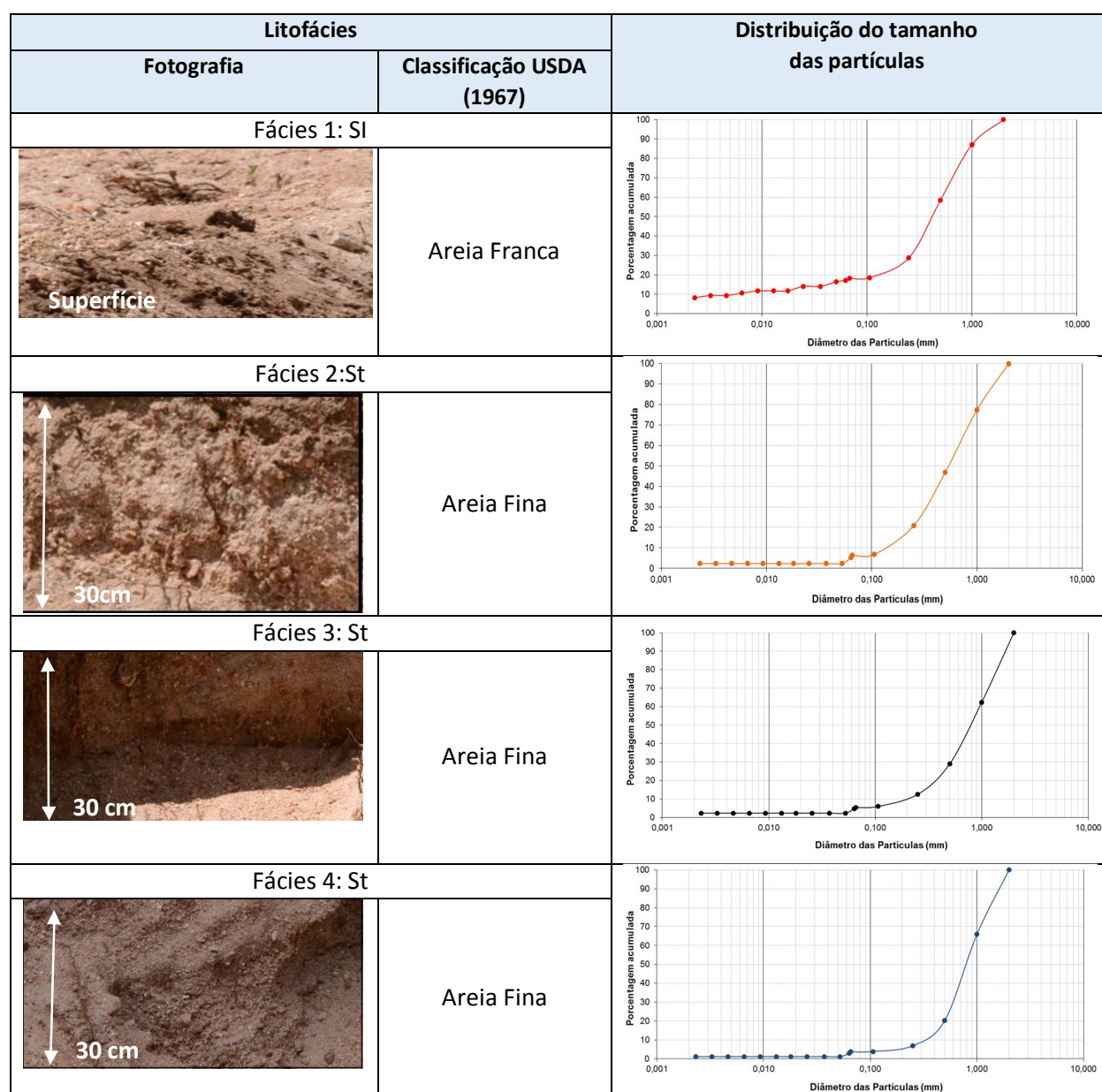
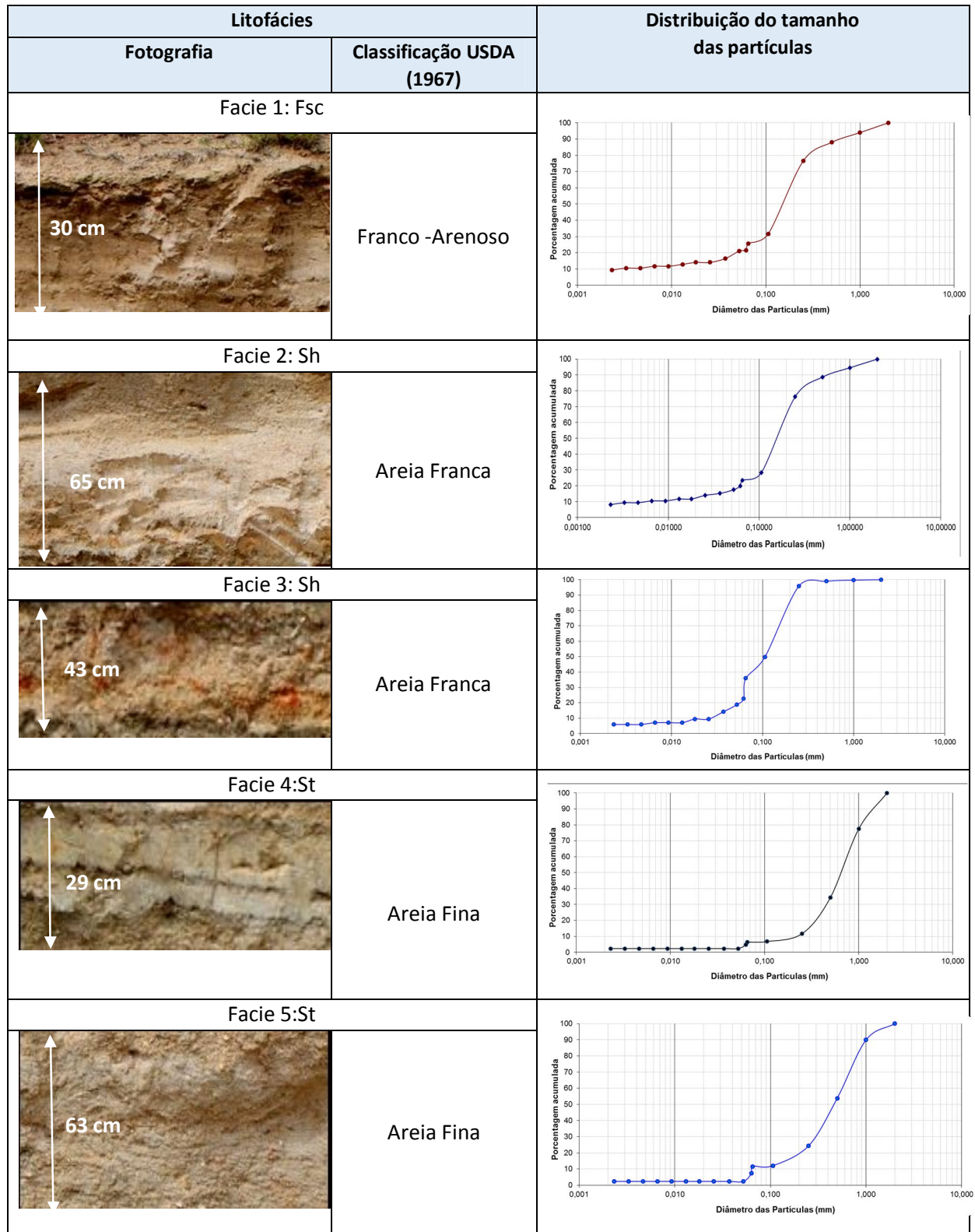


Figura 4. 3 – Classificação das litofácies e curva de distribuição do tamanho das partículas para área 2.



Na Tabela 4.2 constam os atributos físicos no solo, nas profundidades estudadas, onde: ρ_{ap} é a massa específica do solo, ρ_s é a massa específica das partículas do solo, θ_{vi} é a umidade volumétrica

inicial e θ_{vf} é a umidade volumétrica final e ϕ é a porosidade do solo. Sabe-se que quanto maior a densidade do solo menor a porosidade total. Os valores encontrados da densidade do solo nas profundidades analisadas variaram de 1,40 a 1,58 g/cm³. Esses resultados estão de acordo com o esperado para solos arenosos que apresentam uma faixa de densidade do solo entre 1,3 a 1,8 g/cm³ (LIBARDI, 2005). Com relação a porosidade, os valores obtidos para a classe textural e areia se encontram dentro dos limites sugeridos por LIBARDI (2005) que é de 32,1% a 47,2%.

Tabela 4. 2 – Características físicas do perfil do solo nas áreas da pesquisa

Prof. (m)	θ_{vi} (%)	θ_{vf} (%)	ρ_a (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	ϕ
ÁREA 1					
Superficial	1,30	39,59	1,49	2,75	45,91
0,30 m	0,22	34,71	1,41	2,68	46,17
0,60 m	0,26	13,76	1,57	2,97	46,38
0,90 m	0,50	11,82	1,50	2,77	45,83
ÁREA 2					
Superficial	2,48	24,98	1,40	2,62	46,57
0,95 m	0,69	19,88	1,47	2,63	44,11
1,38 m	4,32	18,33	1,45	2,66	45,49
1,67 m	0,21	8,65	1,58	2,70	41,48
2,30 m	2,89	12,37	1,44	2,85	49,47

4.2 Comportamento do solo nos ensaios de infiltração

A Tabela 4.3 mostra os dados do ensaio de infiltração na área 1, nas profundidades 0,60 m (R1) e 0,90 m (R1) a velocidade de infiltração foi muito alta e a reposição da água foi insuficiente para acompanhar por esse motivo os tempos foram curtos. Onde R1 – 1º repetição e R2 – 2º repetição dos testes.

Tabela 4. 3 – Dados de infiltração na área 1.

ÁREA 1			
Profundidade (m)	Lâmina acumulada (cm)	Tempo de Infiltração (s)	Tempo de Infiltração (min.)
Superficial – R1 (Areia-franca)	74,70	1871	31,20
Superficial – R2 (Areia-franca)	81,49	1242	20,70
0,30 m – R1 (Areia)	1516,57	757	12,60
0,30 m – R2 (Areia)	1629,75	612	10,20
0,60 m – R1 (Areia)	81,49	124	2,10
0,60 m – R2 (Areia)	90,54	169	2,80
0,90 m – R1 (Areia)	72,43	60	1,00
0,90 m – R2 (Areia)	212,77	227	3,80

A Figura 4.4 apresenta as curvas de infiltração na Área 1 de estudo. Para a textura areia-franca a lâmina infiltrada acumulada média foi de 78,10 cm para um tempo médio de 1556,5 s (25,95'); na areia, a lâmina média ficou em torno de 641,39 cm para um tempo médio de 326, 25s (5,42'). Não foi considerado para o cálculo da média, as primeiras repetições nas profundidades de 0,60 e 0,90 cm porque não houve água suficiente, como dito anteriormente.

Verifica-se na Figura 4.4 que, para ambas as repetições do teste de infiltração na superfície a concavidade do gráfico é diferente das demais, concavidade é levemente para cima como pode ser visto com mais detalhes na Figura 4.5. Esse fenômeno pode ser caracterizado como o processo de repelência da água no solo, ou seja, o solo, em análise, apresenta a propriedade de repelir a água, não se molhando facilmente pela água que foi colocada no teste de infiltração, segundo Perez, Simão & Salatino (1998), Hallett (2007), DeBano (2000) e Vogelmann *et al.* (2013) esse fenômeno é comum em solos orgânicos drenados e expostos ao sol por muito tempo, situação bem comum nos rios intermitentes no semiárido. A existência desse tipo de solo traz alguns pontos negativos com respeito ao uso e manejo do solo, tais como o desenvolvimento de fluxos preferenciais de água no solo e o aumento da estabilidade de agregados, pois essa propriedade acaba ocasionando a redução da taxa de infiltração da água no solo, consequentemente, a quantidade de água disponível é diminuída, afetando a germinação de sementes e o crescimento vegetal como também o processo de recarga do aquífero, ocorre também o aumento do escoamento superficial da água. Outra consequência é a presença de contaminantes, por ser uma região com prática agrícola e criação de animais próximo ao rio, pode se

ter a ocorrência de fluxos preferenciais desses contaminantes no solo. Baseado nessa condição apresentada, não foi possível a aplicação do método Beerkan neste ponto, em virtude da desobediência à Lei de Darcy, pois não se tem um concentração de fluxo em todo meio poroso, mas em um parte do meio o que ocasiona o escoamento preferencial.

Figura 4. 4 – Curvas de infiltração nas camadas na área 1.

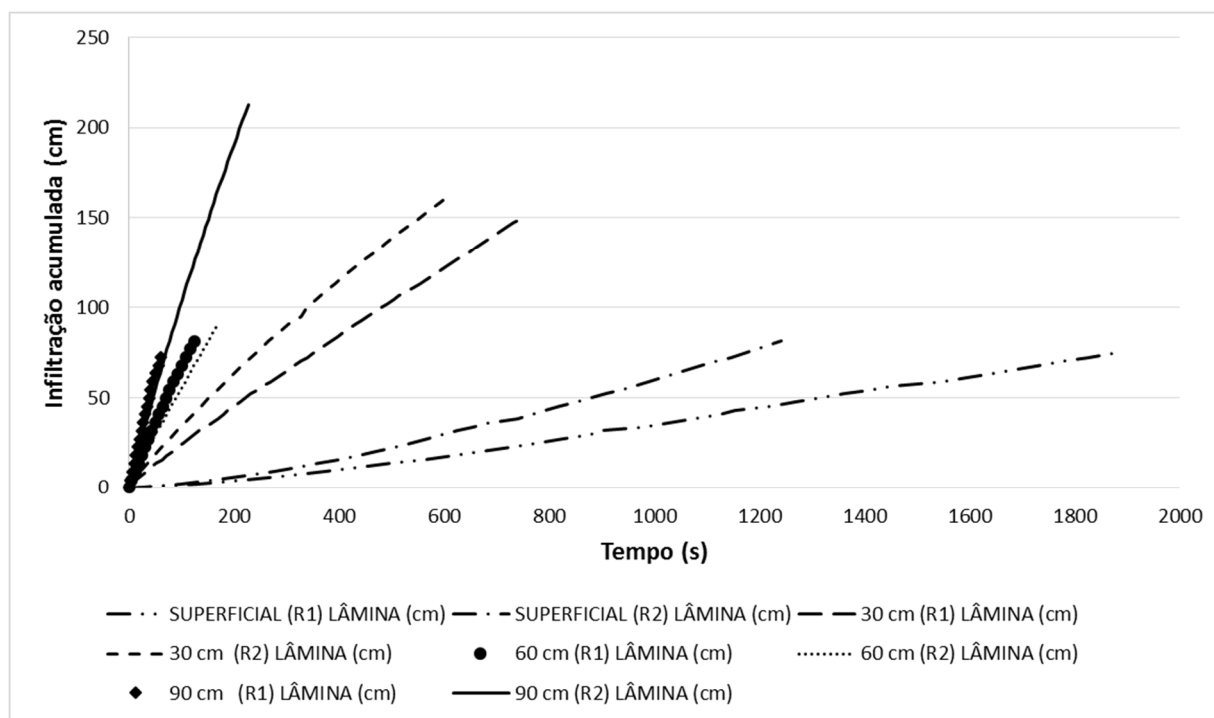
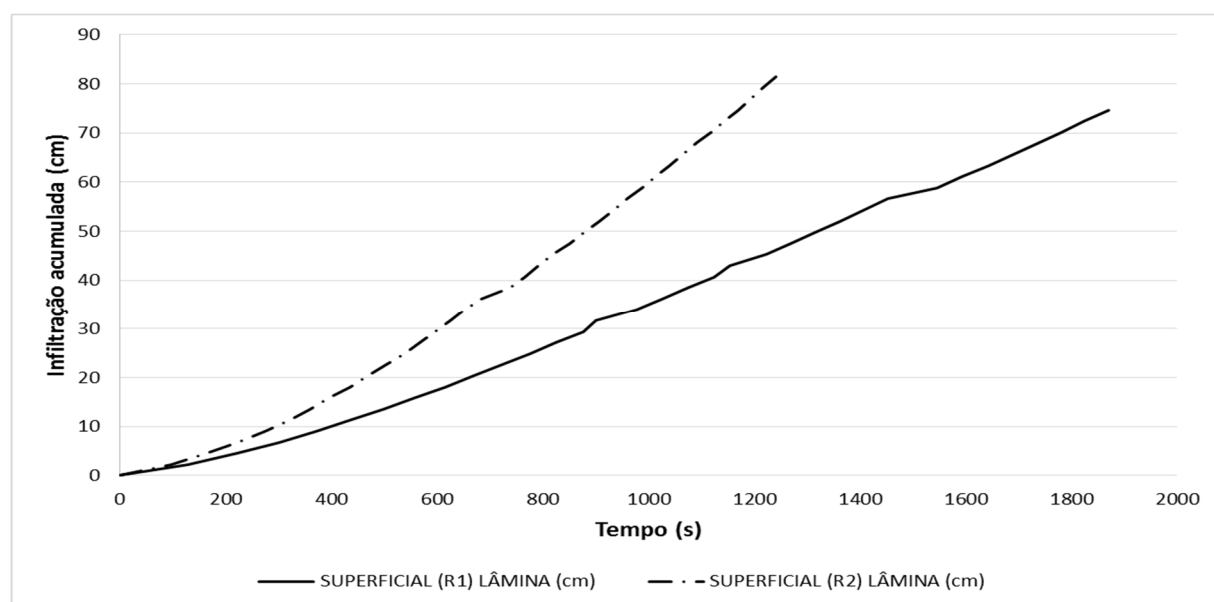


Figura 4. 5 – Curvas de infiltração na camada superficial da área 1 mostrando a repelência da água no solo.



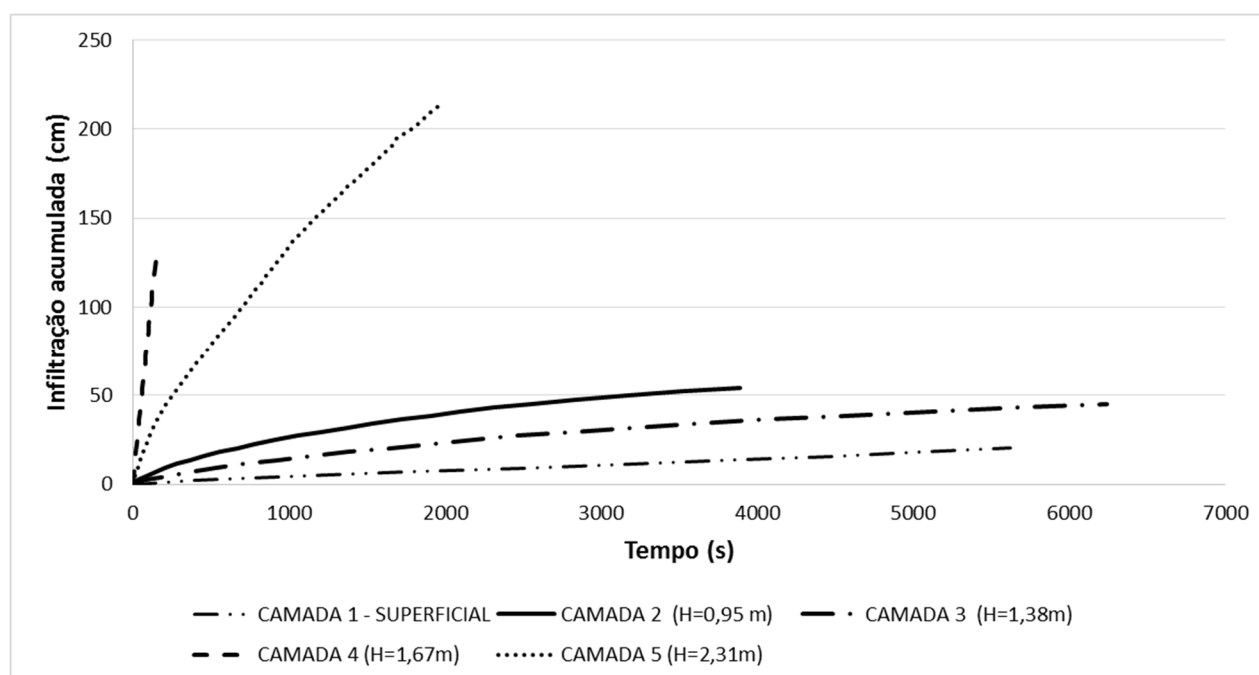
A Tabela 4.4 apresenta os dados do ensaio de infiltração na área 2 e a Figura 4.6 mostra as curvas de infiltração. Percebe-se que as lâminas de águas variam em função da profundidade apresentando diferenças qualitativas dos efeitos textuais e estruturais no fluxo de água. A duração do ensaio no solo franco argiloso foi 93,70 minutos para 20,37 cm do total de lâmina acumulada, no solo areia franca de 64,80 e 104 minutos para 45,27 e 54,32 cm, respectivamente, na areia de 2,50 e 32,60 minutos para 126,76 e 212,77 cm, respectivamente.

Nesta área, não foi possível a repetição dos ensaios em virtude da pequena área que foi escavada na parede do talude para realização do ensaio. Não houve problemas de repelência de água no solo nesta área.

Tabela 4. 4 – Dados de infiltração na área 2.

ÁREA 2			
Profundidade (m)	Lâmina acumulada (cm)	Tempo de Infiltração (s)	Tempo de Infiltração (min.)
Superficial (Franco Arenoso)	20,37	5620	93,70
0,95 m (areia-franca)	54,32	3889	64,80
1,38 m (areia-franca)	45,27	6241	104,00
1,67 m (areia)	126,76	148	2,50
2,30 m (areia)	212,77	1954	32,60

Figura 4. 6 – Curvas de infiltração na área 2.



4.3 Método Beerkan

O método Beerkan foi aplicado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração, ajustando as curvas de infiltração para determinar os parâmetros de sorvidade (S) e condutividade hidráulica saturada do solo (K_s).

A Tabela 4.5 apresenta os parâmetros de forma das funcionais de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ que dependem da textura do solo para as áreas de estudo. A inclinação da curva de retenção está relacionada com o parâmetro n . Este parâmetro relaciona-se com a distribuição granulométrica, assim quanto mais uniforme for o solo, maior será o valor de n (van Genuchten, 1980). Baseado nessas informações verifica-se que as litofácies St (90 cm - área 1) e St (138 e 167 cm - área 2), com maiores porcentagens de areia, apresentam maiores valores revelando uma curva mais íngreme, com uma diminuição rápida do conteúdo de água e uma pequena distribuição de tamanho de poros. Enquanto que, para os solos com valores de n baixos, representa uma alteração gradual no teor de água. Os resultados obtidos para o parâmetro n estão dentro dos valores obtidos para solos com as mesmas classes texturais apresentados por Souza *et al.* (2008) e Santos, Silva & Silva (2012).

Tabela 4. 5 – Resultado dos parâmetros de forma das funcionais de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ para área 1 e 2.

Área	Litofácies	m	n	η	c_p
Área 1	Sl (30 cm)	0,210	2,533	6,749	1,886
	St (60 cm)	0,234	2,611	6,274	1,835
	St (90cm)	0,325	2,963	5,077	1,698
Área 2	Fsc (Superficial)	0,145	2,339	8,894	2,081
	Sh (95 cm)	0,159	2,378	8,293	2,032
	Sh (138 cm)	0,229	2,594	6,366	1,845
	St (167 cm)	0,258	2,697	5,870	1,790
	St (230 cm)	0,254	2,681	5,935	1,797

As propriedades hidráulicas obtidas pela metodologia Beerkan são descritas na Tabela 4.6. Os valores obtidos para a umidade saturada variaram de 0,456 a 0,509 e para a umidade residual foi igual a zero. Esses valores se encontram na faixa de valores máximos e mínimos de Schapp, Leij & van Genutchen (2001) obtido pelo programa de Rosetta para a equação de van Genutchen (1980).

Tabela 4. 6 – Propriedades hidráulicas das litofácies.

Área	Litofácies/ Profundidade	Classif. USDA	θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	h_g (mm)	S (mm.s ^{-0,5})	K_s (mm/s)
Área 1	Sl (30 cm)	Areia- franca	0,00	0,468	-111,30346	7,870	0,633
	St (60 cm)	Areia	0,00	0,471	-121,95676	11,650	1,553
	St (90cm)	Areia	0,00	0,456	-6275,98860	17,441	0,075
Área 2	Fsc (Superficial)	Franco - Arenoso	0,00	0,466	-15,12714	0,641	0,030
	Sh (95 cm)	Areia- franca	0,00	0,468	-580,33766	2,243	0,011
	Sh (139 cm)	Areia- franca	0,00	0,474	-400,15636	1,591	0,008
	St (167 cm)	Areia	0,00	0,481	-286,60946	17,477	1,242
	St (230 cm)	Areia	0,00	0,509	-1125,00930	7,123	0,050

Observa-se, na Tabela 4.6, que os valores de S e K_s aumentam em função do teor de areia, apresentando as profundidades de 90 cm (área 1) e de 167 cm (área 2) como as permeáveis. Os valores de K_s encontram-se na faixa de 1,553 mm/s para área 1 e 0,008 a 1,242 mm/s para área 2, que correspondem aos valores típicos de permeabilidade média de areia sugerida por Lu & Likos (2004).

Com relação ao parâmetro α , obtido pelo inverso de h_g , segundo Gonçalves (2012), os pequenos valores indicam uma pequena mudança no teor de água que geralmente é mais provável em solos finos e não estruturados, enquanto que, grandes valores indicam uma mudança repentina no teor de água, com esvaziamento de alguns poros sob valores de entradas de ar muito pequenos, este é geralmente mais típico de areia ou solos bem estruturados.

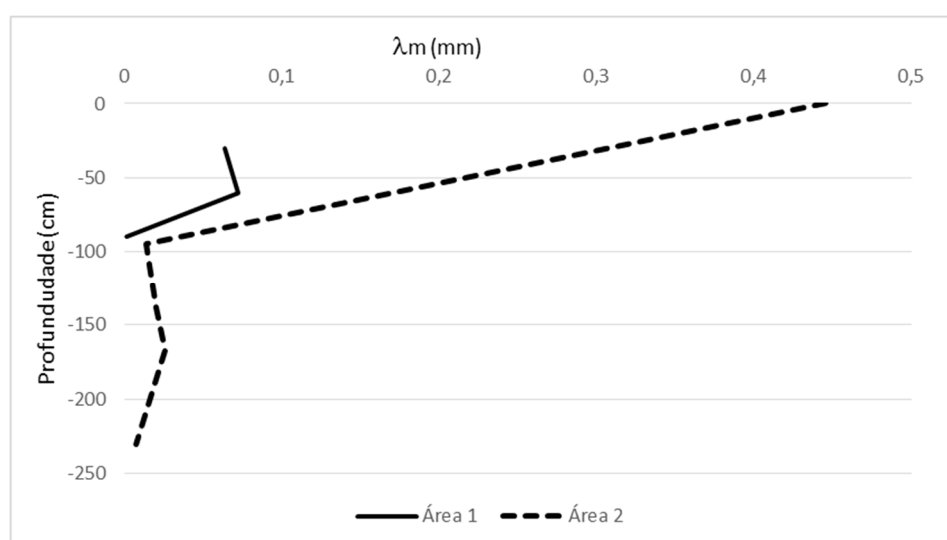
Apresentam-se na Tabela 4.7, o valores da escala de comprimento capilar (λ_c) e do raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) para as duas áreas. Os valores de λ_m variaram entre 0,001 a 0,446mm e 0,007 e 0,026mm para as áreas 1 e 2, respectivamente. O raio característico de poros (λ_m) define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida à pressão aplicada, assim, quanto maior for o raio característico, maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade (Souza *et al.*, 2008). Os maiores valores encontrados neste estudo foram obtidos nas litofácies de *St* (60 cm) e *Fsc* (Superficial), respectivamente, área 1 e 2.

Tabela 4. 7 – Valores da escala de comprimento capilar (λ_c) e do raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) para as duas áreas.

Área	Litofácies	Classif. USDA	λ_c (mm)	λ_m (mm)
Área 1	SI (30 cm)	Areia-franca	1,150	0,064
	St (60 cm)	Areia	1,020	0,072
	St (90 cm)	Areia	48,920	0,001
Área 2	Fsc (Superficial)	Franco -Arenoso	0,164	0,446
	Sh (95 cm)	Areia-franca	5,377	0,014
	Sh (138 cm)	Areia-franca	3,672	0,020
	St (167 cm)	Areia	2,812	0,026
	St (230 cm)	Areia	10,965	0,007

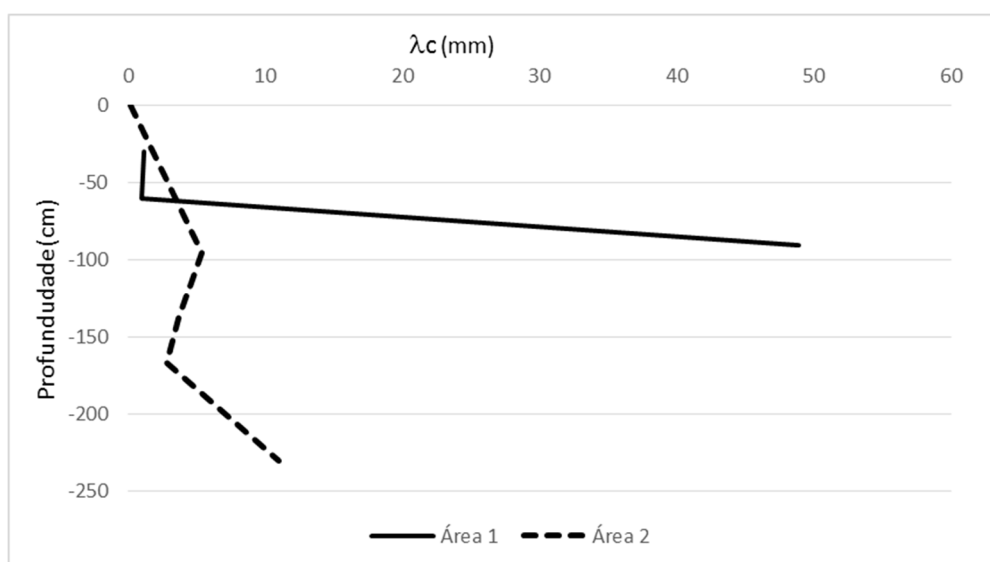
A Figura 4.7 mostra o comportamento de λ_m para as áreas de estudo. Observa-se os solos tiveram comportamentos diferentes. Na área 1, da profundidade 30 cm para 60 cm houve um pequeno acréscimo deste parâmetro, no entanto, para a profundidade de 90 cm ocorre uma leve diminuição. Para a área 2, da superfície até 95cm correu grande diminuição no valor de λ_m enquanto que para as demais profundidades ocorreu uma tendência de estabilização.

Figura 4. 7 – Comportamento dos valores do raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) para as áreas analisadas.



Com relação a comportamento de λ_c , ver Figura 4.8, nota-se que de 60 cm para 90 cm ocorre uma aumento considerável no comprimento capilar que representa uma maior importância das forças capilares em relação à gravidade, ou seja, a água é transmitida com uma maior rapidez através do solo.

Figura 4. 8 – Comportamento da escala de comprimento capilar (λ_c) para as áreas analisadas.

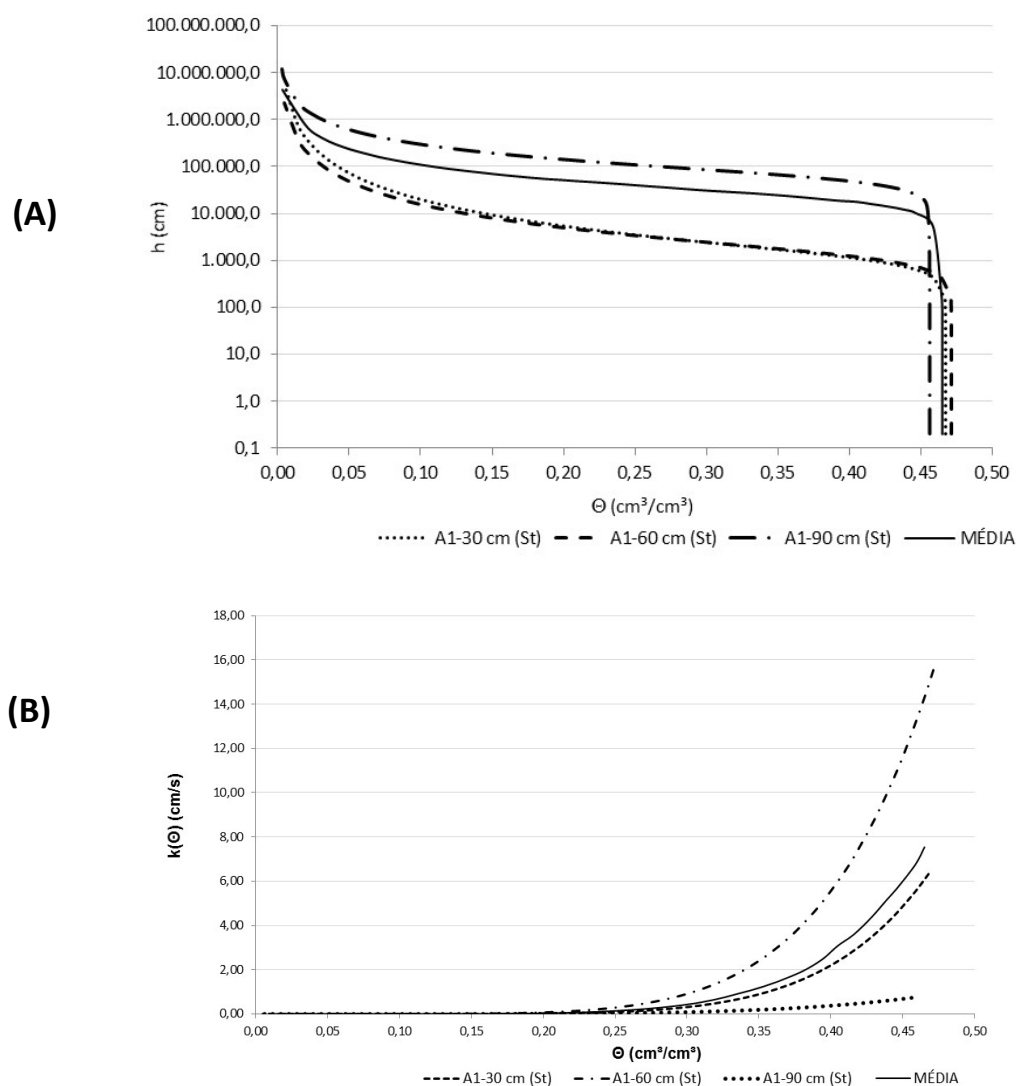


4.3.1 Curvas de retenção e condutividade hidráulica da água no solo

Após a obtenção dos parâmetros de forma e de normalização, construíram-se as curvas de retenção de água e de condutividade hidráulica referentes as duas áreas analisadas. Para cada curva de condutividade hidráulica, os valores obtidos foram em função dos valores calculados na curva de retenção. Essas curvas estão apresentadas nas Figuras 4.9 para a área 1.

As curvas de retenção representa a relação funcional entre a quantidade de água e, um volume de solo em equilíbrio com a tensão aplicada. Logo após a saturação as curvas apresentam um ponto de inflexão, onde os valores de θ começam a diminuir, esse ponto correspondente ao valor do potencial de entrada de ar (h_g) na matriz porosa do solo (SOUZA *et al.* 2008). As litofácies *St* das profundidades de 30 cm e 60 cm apresentam uma certa similaridade na curva, no entanto para a *St* de 90 cm, ocorre uma diferença maior na curva para o mesmo potencial. Por exemplo, para um mesmo potencial de $h = 1000$ cm, a umidade, nas primeiras camadas, fica em torno de $0,03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, enquanto que para a última camada o valor fica $0,27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, ou seja, a maior umidade nessa camada representa uma menor capacidade de retenção de água. Algumas pesquisas como de Goutland *et al.* (2007), Souza *et al.* (2008), Silva *et al.* (2009), Oliveira Júnior (2012) obtiveram valores semelhantes para essa classe textural.

Figura 4. 9 – Curvas de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 1



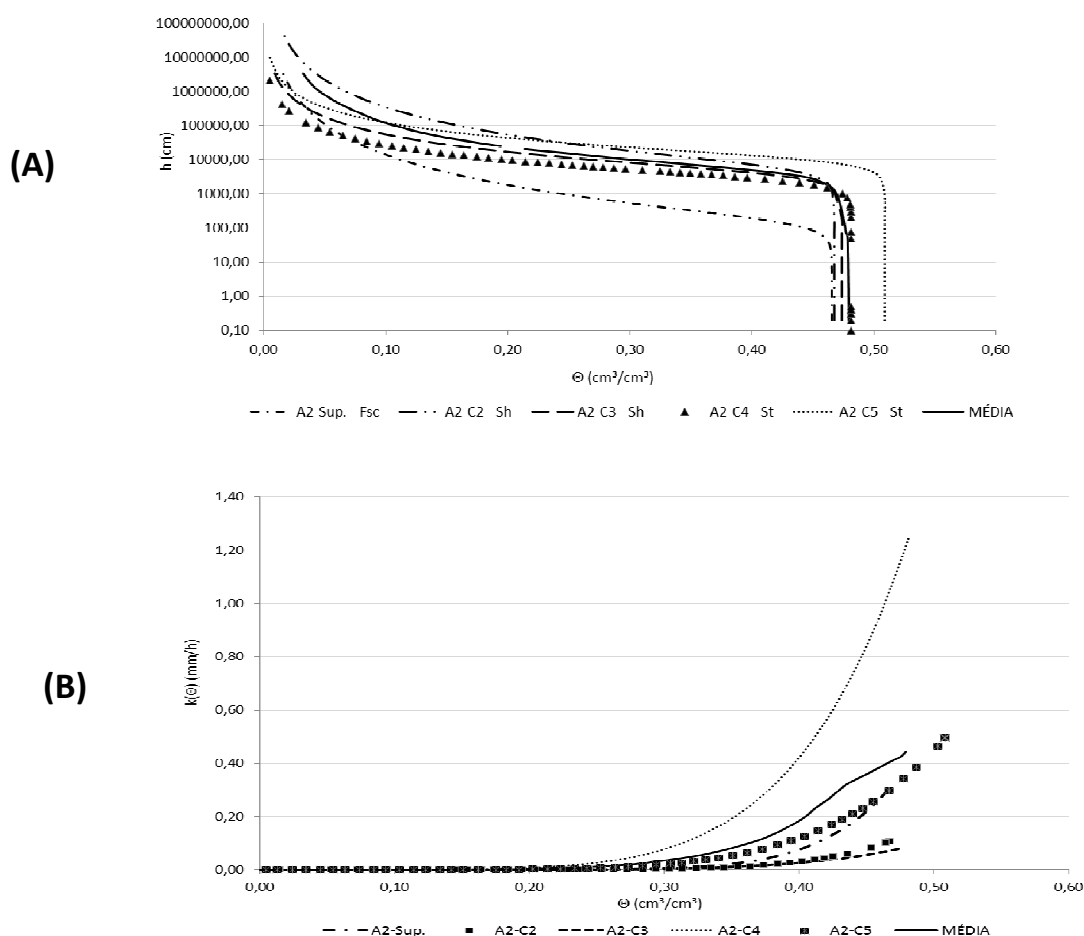
Com relação a análise das curvas de condutividade hidráulica, verifica-se que, de maneira geral, todos os pontos possuem comportamento similar. Este resultado era esperado devido às amostras possuírem as mesmas classes texturais de solo. No entanto, observa-se que apenas a litofácies *St* para 90 cm, apresenta uma pequena divergência nos valores de condutividade, isto pode ser explicado em virtude da rápida infiltração que ocorreu durante o ensaio de campo onde obteve um valor de umidade volumétrica final bem menor do que os demais pontos.

As curvas de retenção e de condutividade hidráulica para a área 2, são apresentadas na Figura 4.10. Nota-se que no gráfico das curvas de retenção, as litofácies apresentam um comportamento similar, uma elevada variação no teor de umidade e uma pequena capacidade de retenção. O ponto de inflexão ocorre com o potencial diferente na litofácies *Fsc* (superficial) e *St* para a última camada, 50 cm e 3500 cm, respectivamente, para as demais ocorrem na faixa de 1000cm. Verifica-se que para

$h = 200$, as umidades dos solos nas litofácies F_{sc} é de $0,40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, enquanto que para as litofácies Sh e St esse valor sobe, apresentando para Sh o valor de $0,47 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para as duas camadas e $0,48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ e $0,51 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para as camadas 4 e 5, respectivamente, o que significa que a maior proximidade das partículas nos solos menos arenosos aumenta os efeitos de adsorção e capilaridade e, conseqüentemente, esses solos retêm maior quantidade de água.

Com relação as curvas de condutividade hidráulica na área 2, nota-se que, de uma maneira geral, todos os pontos possuem comportamento bastante parecido em virtude da semelhança nas classes texturais. A litofácies St da camada 4 apresentou um maior valor de condutividade hidráulica. De acordo com a Figura 5.7, o valor da condutividade possui um valor praticamente constante e igual a 0 quando $\theta \leq 0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, a partir desse valor, sobe a medida que o teor de umidade aumenta aumenta-se também a condutividade hidráulica do solo.

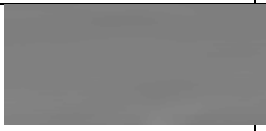
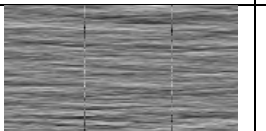
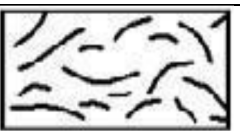
Figura 4. 10 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 2



4.4 Avaliação do Radar de Penetração do Solo

Sabe-se que cada solo produz distintas assinaturas nos radargramas. Essa particularidade aliada com a profundidade de penetração do GPR constrói um padrão estratigráfico que caracteriza as diferentes feições, que permite a diferenciação das unidades do solo. Assim, baseado na literatura e para facilitar a leitura e interpretação dos radargramas, foram individualizadas alguns radarfácies com características similares utilizados neste trabalho. E a partir destas informações também foi possível caracterizar as litofácies, que podem ser associadas a um conjunto litológico distinto, como mostrado na Tabela 4.8.

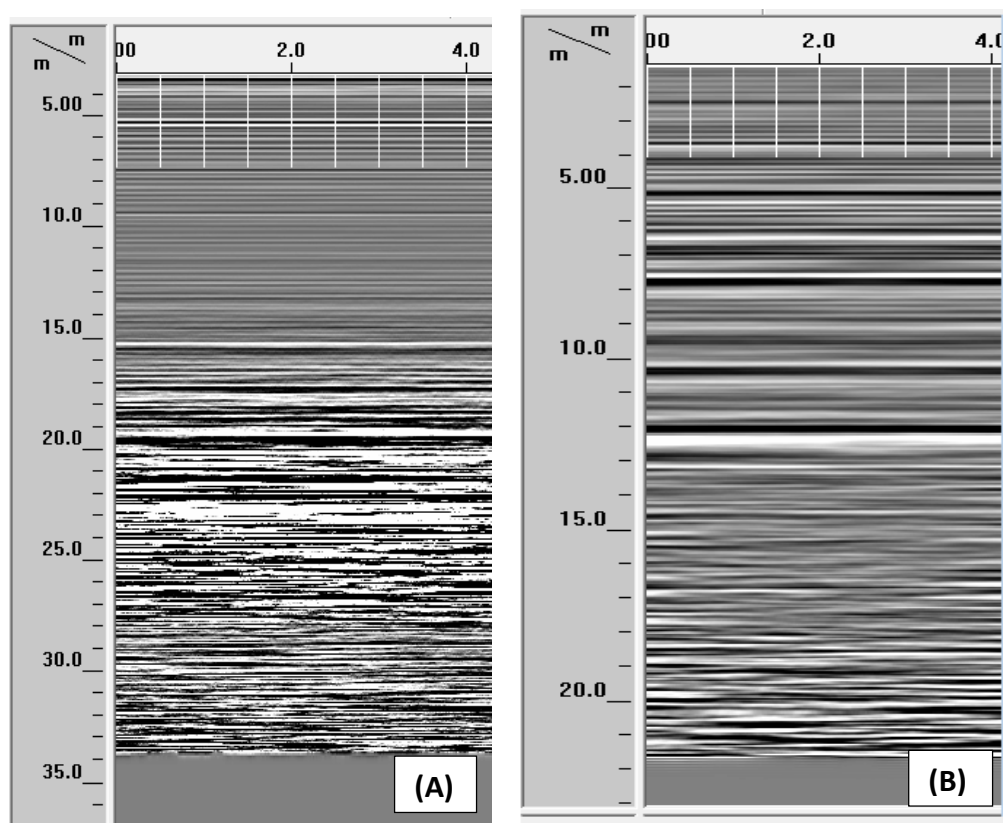
Tabela 4. 8 – Resumo dos principais padrões dos radarfácies e litofácies retirados das seções de GPR utilizadas na pesquisa.

Radarfácies	Representação	Geometria	Características/Interpretação
Radarfácies A (Litofácies: Gcm)			Representam refletores geralmente horizontais, paralelos e contínuos. Presença de matéria orgânica e areia. Destacados em VERMELHO no radargrama.
Radarfácies B			Representam uma forte atenuação de energia. Solo homogêneo com estrutura uniforme caracterizado como depósito de areia úmida. Destacados em AMARELO no radargrama.
Radarfácies C (Litofácies: Sr)			Representa refletores oblíquos, podem ser curtos, curvados. Caracterizado como areia de granulação média a grossa com presença de umidade. Destacados em AZUL no radargrama.
Radarfácies D (Litofácies: Gcm)			Representa refletores horizontais ou sub-horizontais, paralelos, contínuos, levemente inclinados. Caracterizado como areia de granulação fina com presença de água. Destacados em VERDE no radargrama.
Radarfácies E (Litofácies: Sr)			Representa refletores curtos, menos intensos. Caracterizado como areia com elevada umidade. Destacados em ROSA no radargrama.

Nas duas áreas foram aplicadas antenas de 100 Mhz, 200 Mhz e 400 Mhz, no entanto, os radargramas obtidos com a antena de 100 Mhz, não foram satisfatórios em virtude de apresentaram diversos ruídos, mesmo sendo aplicado os processamentos adequados para sua minimização. Verifica-se no radargrama das Figuras 4.11A e B, que as distâncias percorridas pela onda em ambas

as áreas são diferentes, na área 1, atingiu 34 m, e na área 2, 22 m, isso ocorre devido a granulometria das áreas, o grau de compactação do solo e a umidade existente. Observa-se também que não é possível visualizar as primeiras camadas, isso ocorre em virtude da antena ser voltada para estudos em profundidades, que acaba perdendo a resolução dessas camadas rasas do solo. Além de que, pelo tipo de antena e sua frequência utilizados, não é possível realizar a calibração da hipérbole da velocidade nas áreas 1 e 2, uma vez que a barra de ferro estava a uma profundidade média de 1,30 m e 2,30 m, respectivamente. Esse procedimento é importante porque aproxima a linha do refletor obtido com a respectiva profundidade. A antena adequada para resolver essa problemática da velocidade seria aquisição de antenas biestáticas para realizar os métodos de sondagens de velocidade CMP ou WARR.

Figura 4. 11 – Radargrama obtido com antena de 100Mhz nas seguintes áreas: A) Leito do Rio Capibaribe - área 1 e B) Calha secundária do Rio Capibaribe - área 2.

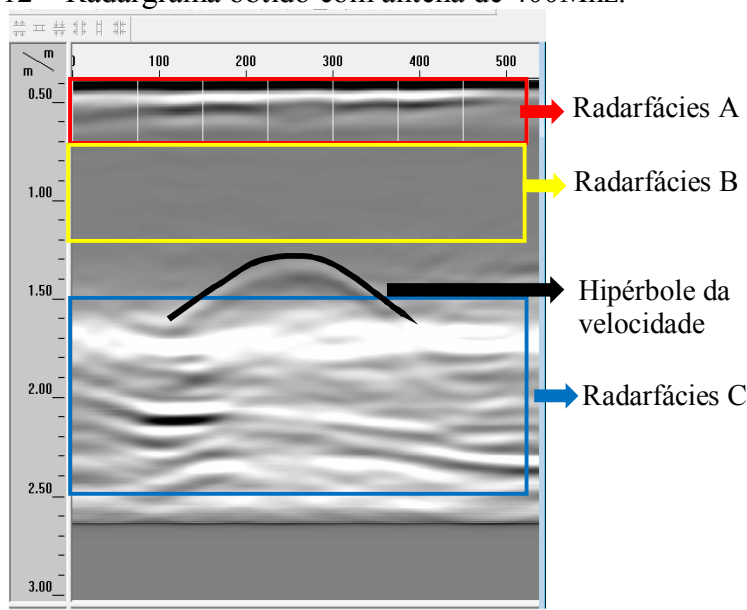


Área 1 – Leito do Rio Capibaribe

A Figura 4.12 apresenta o radargrama obtido com antena de 400 Mhz. O sinal atingiu uma profundidade de 2,65 m. Entre as profundidade entre 0,40 m a 0,70 m corre uma leve atenuação do sinal que pode ter sido ocasionado pela presença de matéria orgânica. Entre as profundidades 0,70

m a 1,40 m observa-se que grande parte do registro encontra-se fortemente atenuado, em função da variação da condutividade elétrica e constitui-se em zona de sombra (sem reflexão), o que pode ser caracterizado como uma região de estrutura uniforme como um depósito de areia com umidade o que provoca pouco ou nenhum contraste dielétrico. A velocidade de propagação foi de $v = 0,1067$ m/ns calibrada a partir da hipérbole gerada pela inclusão de uma barra de ferro a uma profundidade de 1,20 m. Para a profundidade de 1,70 m ocorre uma atenuação do sinal com presença de um refletor contínuo e sub-horizontal que pode ser interpretado como uma camada mais compactada do solo. Esta região corresponde a zonas de alta condutividade com reflexão forte – presença de depósitos de areias –, pois suas aparições vão aumentando junto com a profundidade, e se sabe que, em áreas mais fundas, chegam menos ondas, não havendo reflexão ou difração, o que faz com que zonas muito condutivas apareçam na mesma cor que zonas profundas. Não foi possível identificar o nível freático em virtude do baixo alcance da antena. As medidas de nível de água em dois poços, um a montante e outro a jusante da região analisada, eram de 3,50 m e 2,80 m respectivamente.

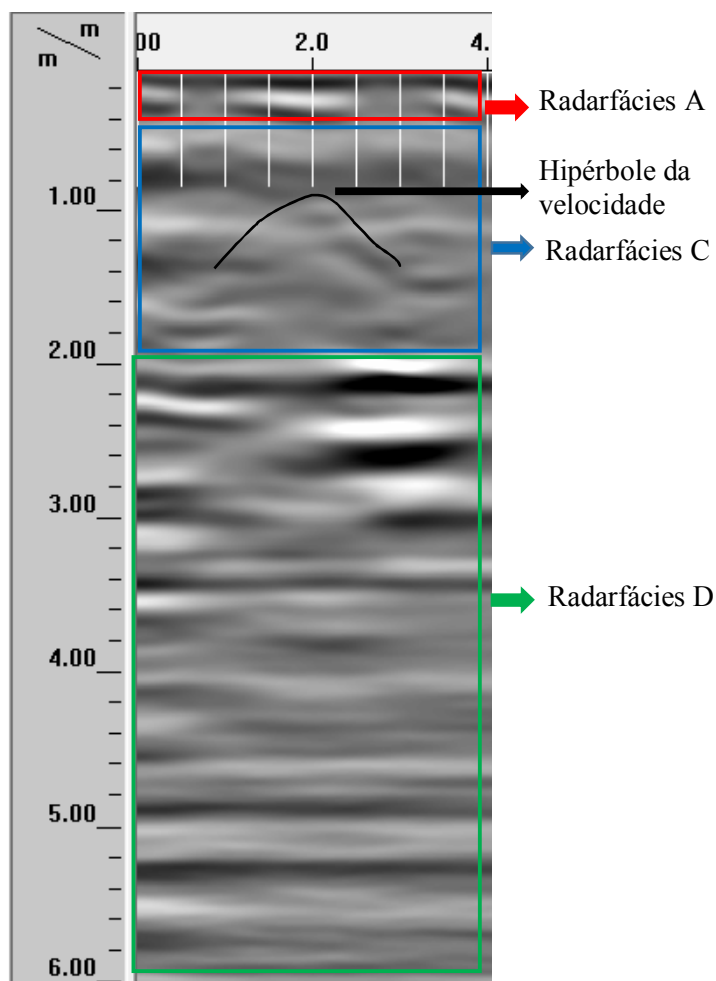
Figura 4. 12 – Radargrama obtido com antena de 400Mhz.



A Figura 4.13 apresenta o radargrama com antena de 200Mhz. A distância alcançada pelo sinal foi de 6,0 m. A barra de ferro se encontra numa profundidade de 1,0 m, assim, a calibração da hipérbole ocorreu para uma velocidade de propagação da onda de $v = 0,12$ m/ns. Observa-se que até a profundidade de 0,50 m, os refletores são paralelos ou sub-paralelos que representa a presença de matéria orgânica e areia. Entre 0,50 m e 2,0 m com reflexões curvas e curtas predominantes em locais que apresentam um decréscimo de resistividade, exemplo das areias grossas (GOUTLAND, 2007). Abaixo dos 2,0 m, os refletores são horizontais ou sub-horizontal ligeiramente inclinado, contínuo e

paralelo com pontos de alta amplitude que pode ser relacionada à existência de partículas finas de areia com elevado teor de água.

Figura 4. 13 – Radargrama obtido com antena de 200 Mhz na área 1.



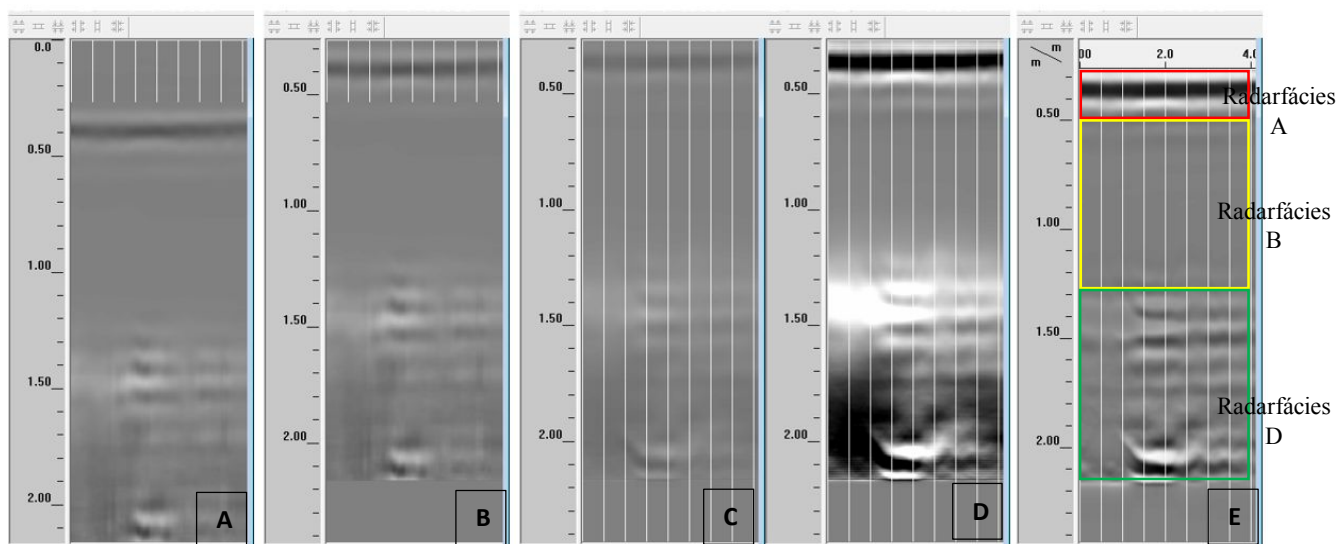
Área 2 – Calha secundária do leito do Rio Capibaribe

As etapas de processamento obtidos com antena de 400 Mhz, na área 2, são apresentados na Figura 4.14. Essas etapas são as mesmas realizadas para a área 1. Verifica-se que a distância alcançada pelo sinal foi de 2,20 m. Nessa profundidade surge uma hipérbole em virtude da barra de ferro colocada para calibrar a velocidade de propagação da onda. A Figura 4.14A apresenta a primeira etapa do processo de tratamento da imagem que é a normalização da distância. Esta etapa tem como objetivo uniformizar o espaçamento na horizontal marcado, em campo, com as bandeiras. Em seguida, a correção da posição (Fig. 4.14B) consiste em cortar a camada inicial devido a propagação

da onda eletromagnética no ar, por esse motivo a escala da profundidade aumenta. A opção edição de marcas consiste em marcar o espaçamento (de 0,50cm) entre cada bandeira colocada na superfície. A migração é a aplicação da velocidade de propagação no meio com objetivo de posicionar as camadas em suas respectivas profundidades reais, Figura 4.14C. Esse ajuste foi realizado a partir do posicionamento da hipérbole oriunda da barra de ferro colocada à uma profundidade de 2,20 m. A velocidade da propagação da onda eletromagnética foi de 0,0868 m/ns. Os ganhos servem para realçar os refletores mais importantes da imagem, Figura 4.14D. Os filtros aplicados foram para redução de ruídos de alta e baixa frequência, conforme o intervalo do espectro eletromagnético no qual a antena utilizada opera, Figura 4.14E.

Ainda na Figura 4.14, verifica-se que ocorre uma dispersão do sinal nas primeiras camadas do solo. Da superfície até 0,50 m, ocorre um padrão de reflexão do radarfácies A, em virtude da presença de matéria orgânica. Entre as profundidades 0,50 m e 1,30m, caracteriza-se o padrão do radarfácies B. A partir de 1,30 m surge alguns refletores horizontais e contínuos, caracterizados pelos radarfácies D com granulometria de areia úmida.

Figura 4. 14 – Etapas de processamento dos radargramas para a área 2.



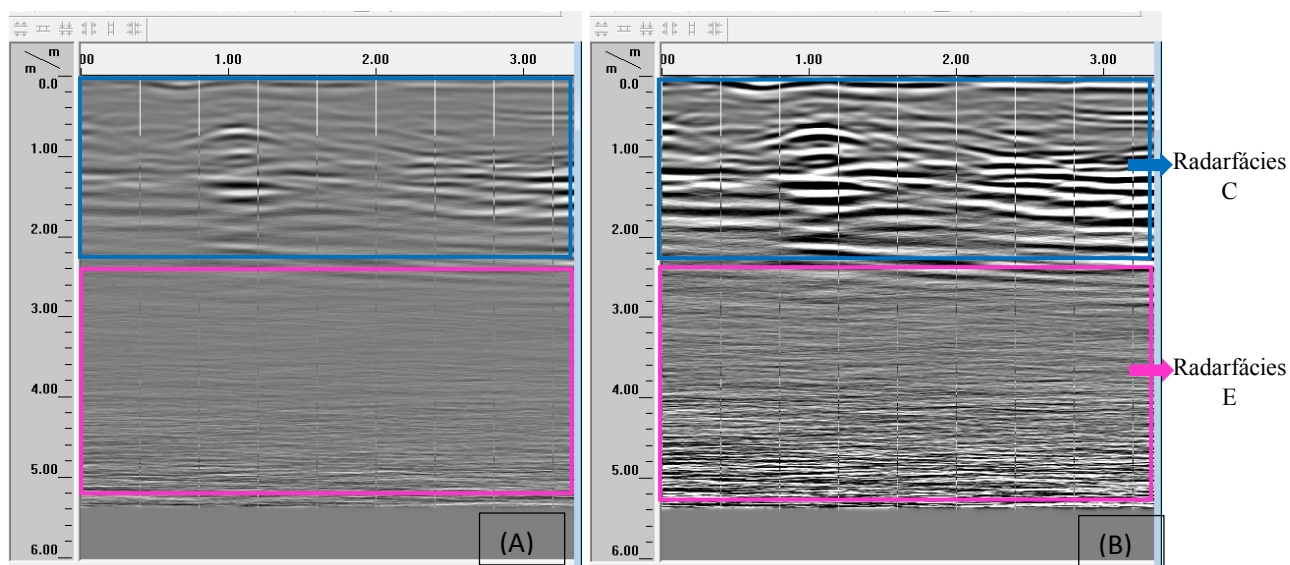
Etapa 1: Distance Normalization (A) → Etapa 2: Position Correct (B) → Etapa 3: Edit Market + Migration (C) → Etapa 4: Range Gain (D) → Etapa 5: FIR (E)

Baseado no exemplo de configuração de reflexão de radargramas segundo Milian Beres & Haeni (1991), apresentado no capítulo 3 (Figura 3.15), verifica-se que neste outro radargrama, Figura 4.15, que a profundidade da onda atingiu 5,50 m. Até uma profundidades de 2,30 m, os refletores obtidos na secção apresentam uma reflexão no formato de onda contínuos, horizontalizados e

levemente inclinados típicos de areia (Radarfácies C). Em alguns pontos surgem feições hiperbólicas, nesta seção C, que podem ser associadas pela presença de pedregulho. Entre 2,30 m e 4,0 m, uma dispersão do sinal é verificada, conclui-se que existe a presença do radarfácies com padrão caótico (ANDRADE, 2005) que podem estar relacionadas a influência do lençol freático, caracterizando assim o radarfácies E. Sabe-se que as camadas arenosas são determinadas a partir da identificação de uma fraca ou pequena presença de refletores e uma atenuação do sinal (COUTINHO, 2015), sendo assim, este fato pode ser verificado a partir dos 4,0 m pois ocorre zonas de atenuação do sinal que pode ser caracterizadas pela presença de refletores menos intensos.

A Figura 4.15B consiste em um aumento do ganho aplicado sobre o radargrama inicial para realçar as reflexões.

Figura 4. 15 – Radargrama com antena de 400 Mhz na Área 2, B) com aumento do ganho.



A Figura 4.16 apresenta o radargrama obtido com antena de 200 Mhz. Verifica-se que os radarfácies apresentados são contínuos, ondulados, paralelos e horizontais, em sua maioria, caracterizados pelo radarfácies C que remete a areia de média a grossa com presença de umidade. Na profundidade de 3,10 m ocorre uma forte reflexão contínua e horizontal com um alto contraste dielétrico que pode-se entender como uma região de maior umidade.. Essa atenuação do sinal pode indicar a presença da franja capilar. A margem é alta em virtude de se tratar de solo arenoso e da franja capilar. Uma vez que quanto mais fina for a granulação do meio, maior será a espessura atingida pela franja capilar acima do lençol freático devido aos efeitos da sucção capilar. Abaixo de 5,0 m ocorre regiões com baixa amplitude, regiões escuras, o que leva a crer que seja a presença de uma estrutura como as rochas. A Figura 4.17 apresenta o afloramento rochoso próximo a região analisada.

Figura 4. 16 – Radargrama obtido com antena de 200Mhz na Área 2.

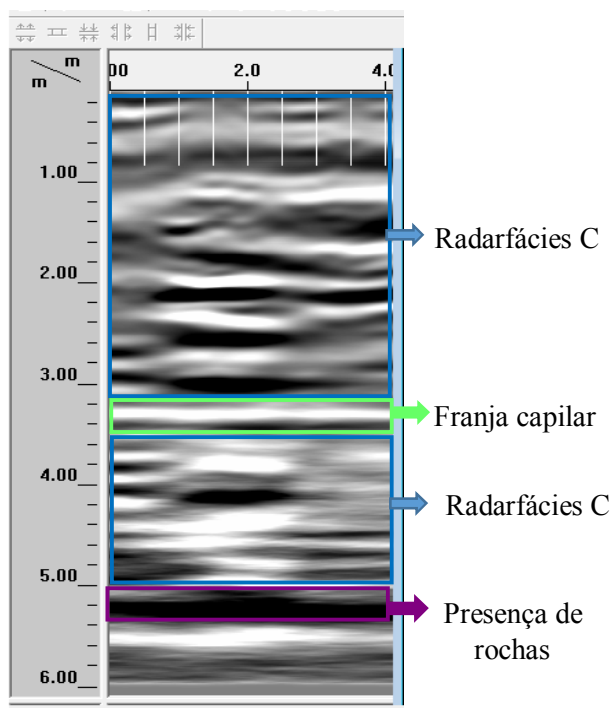
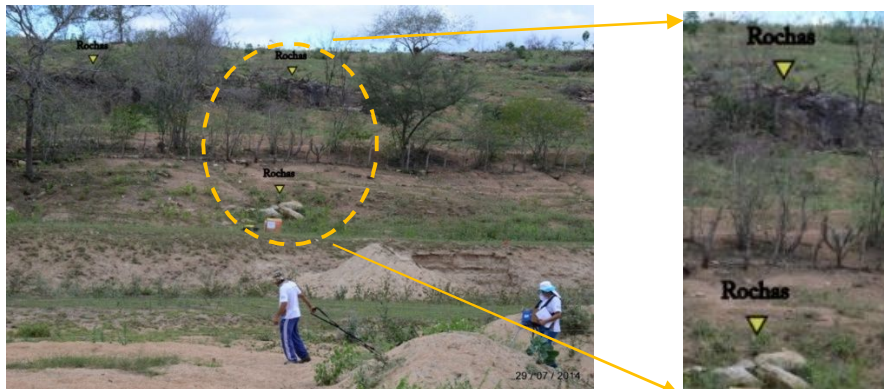


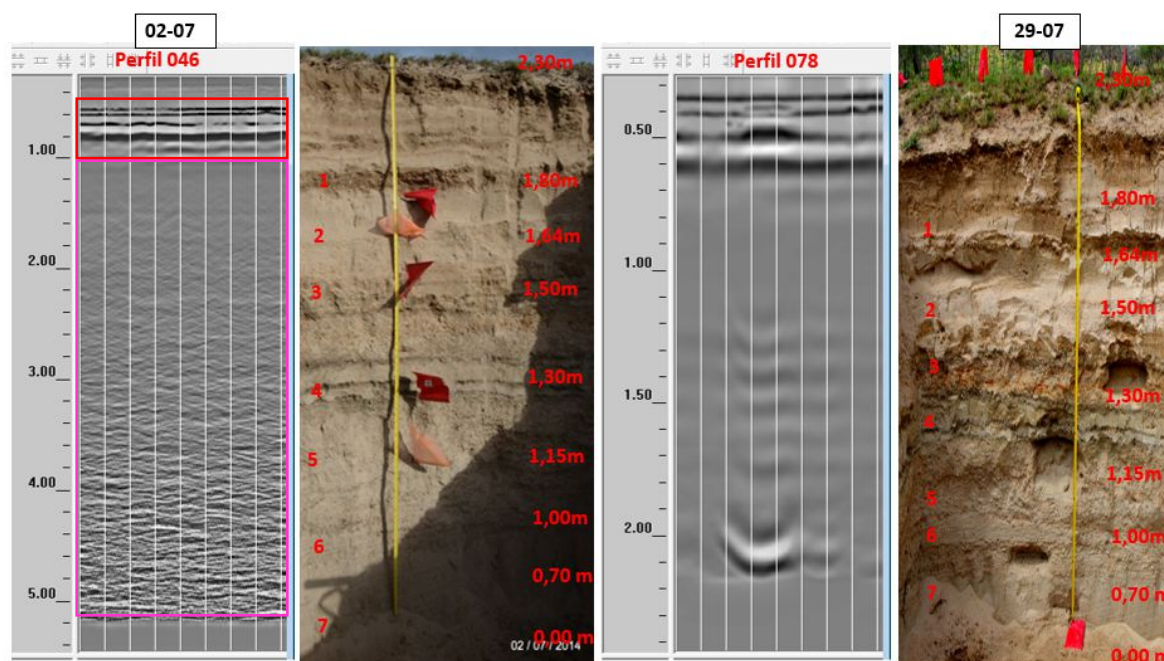
Figura 4. 17 – Presença de afloramentos rochosos nas proximidades da aplicação do GPR.



A Figura 4.18 apresenta a comparação dos radargramas obtidos em dois dias diferentes na área 2 com antena de 400 Mhz. Nota-se que as profundidades de penetração divergem. Por esse motivo, é importante analisar o total precipitado ocorrido nos dias que antecedem a aplicação do equipamento. O monitoramento da chuva, para esta análise, foi obtido de uma estação pluviométrica instalada bem próximo ao local de aplicação do GPR. Verifica – se que na Figura 4.19 a variação da precipitação no período analisado, na 1ª viagem em 02/07/2014, o total precipitado nos últimos 5 dias anteriores foi de 5,5 mm e na 2ª campanha de levantamentos 29/07/2014, foi 13 mm, no entanto, um dia antes da realização choveu 6,5 mm. Diante deste fato, pode-se observar que o radargrama da

campanha do dia 02/07 apresenta maiores detalhes com mais refletores e uma maior penetração da onda eletromagnética quando o perfil do solo se encontrava mais seco, no entanto, o radargrama do dia 29/07 apesar de estar mais úmido é possível identificar as diferentes camadas pela baixa penetração alcançada pela onda. Conclui-se que as condições de umidade do solo interferem na interpretação das imagens. A barra de ferro no perfil 46 não foi possível ser visualizada em virtude da escala apresentada no radargrama. No perfil 46 (Figura 4.18), até a profundidade, aproximadamente, de 0,95 m, caracteriza-se por refletores paralelos e horizontais próprias de camadas de matéria orgânica ou material compactado, radarfácies A, após esta faixa, o perfil se aproxima do radarfácies tipo E. Observa-se, abaixo da profundidade de 3,0 m, um material com distribuição de segmentos paralelos em pequenas cunhas, ou seja, pequenas deposições que se organizam geometricamente típicos de sedimentos de aluvião.

Figura 4. 18 – Comparação dos radargramas obtidos em 02/07/2014 e 29/07/2014.



As Figuras 4.20 e 4.21 apresentam os radargramas obtidos com a antena de 200 Mhz obtidos também nos dias 02/07/2014 e 29/07/2014, respectivamente. No radargrama do dia 02/07/2014, a partir de 2,80m refletores paralelos e retilíneos são identificados o que pode caracterizar a presença da franja capilar. O nível de dois poços próximos a área de aplicação foi medido, o poço a montante estava com 3,50 m e o poço a jusante estava com 2,80m, a distância entre eles é de aproximadamente 800 m. Na profundidade em torno de 5,80 m – 6,0 m a reflexão que aparece pode ser identificada como o topo rochoso.

Figura 4. 19 – Precipitação diária nos meses de junho e julho de 2014 próximo ao local de aplicação do GPR.

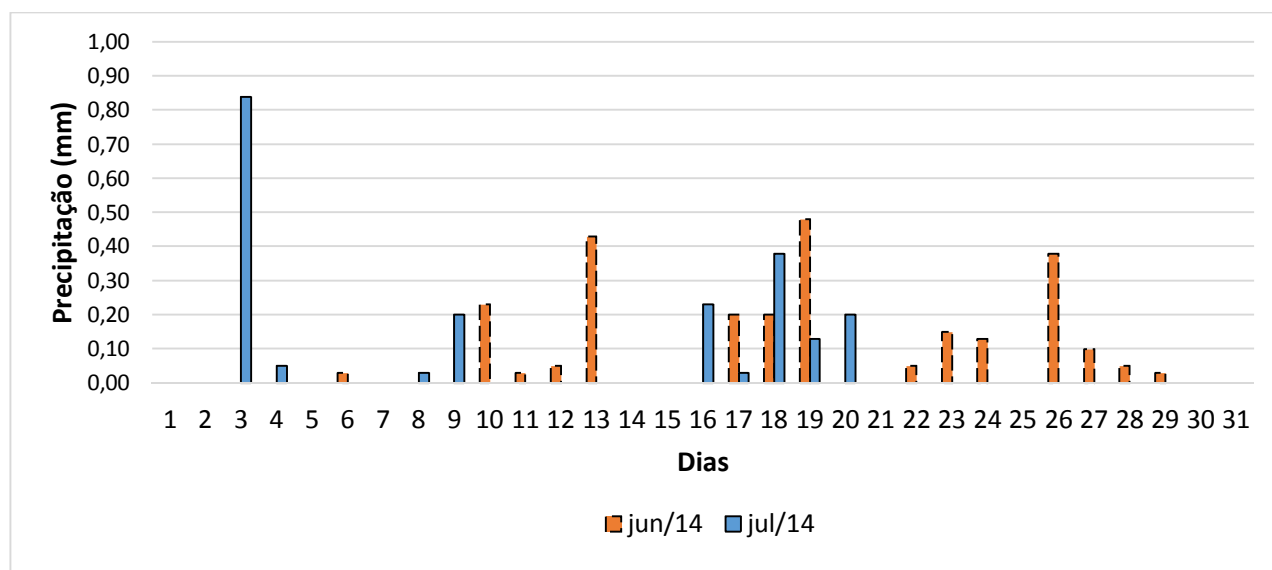
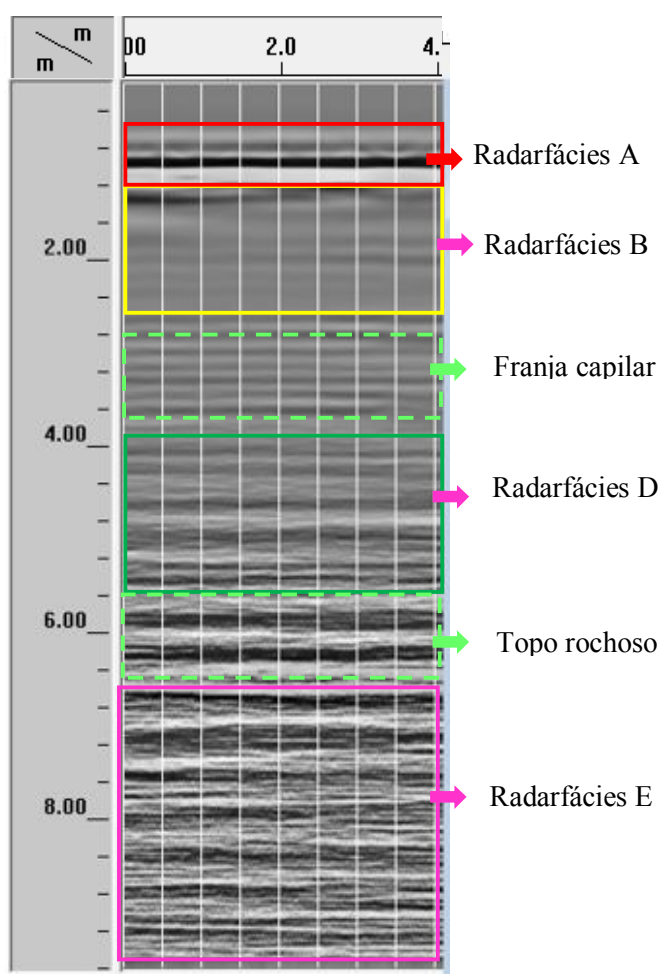
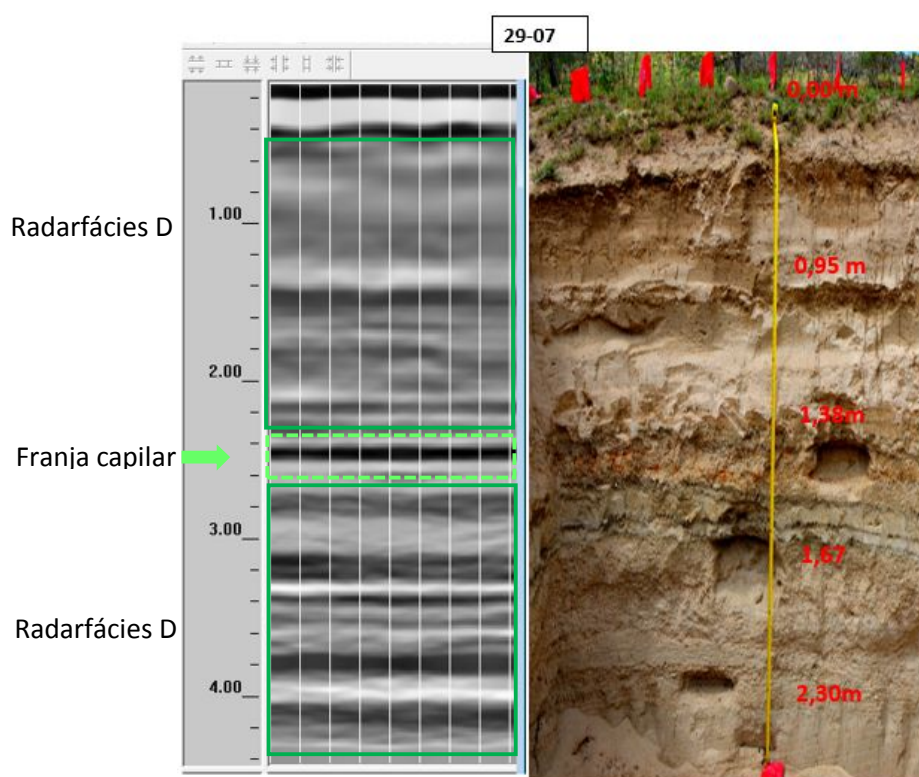


Figura 4. 20 – Radargrama obtido com antena de 200 Mhz na área 2 no dia 02/07/2014.



Verifica que a distância percorrida pela onda divergem dos dois de aplicação, a primeira campanha (Figura 4.20) atinge a profundidade de 9,0 m e na segunda campanha (Figura 4.21), 4,5 m. Percebe-se que apesar da pouca penetração do sinal, nesta segunda aquisição, que existe uma correspondência do radargrama com as camadas horizontais do perfil do solo conforme a foto da área. Em virtude do solo estar mais úmido pode-se identificar uma elevação da franja capilar para 2,50 m. As atenuações que surgem nas profundidades de 3,30 m e 4,0 m podem ser interpretadas como estratificações.

Figura 4. 21 – Radargramas obtido com antena de 200 Mhz na área 2 no dia 29/07/2014.



4.5 Modelagem com o Hydrus 1D

O modelo Hydrus utiliza os parâmetros de curva de retenção calculados para a hipótese de distribuição dos poros de Mualem (1976). Na Tabela 4.8 apresenta os parâmetros de distribuição dos poros já transformados da hipótese Burdine (1953), fornecidos pelo BEST, para a hipótese de Mualem. As amostras de um determinado solo, mesmo possuindo a mesma textura e mineralogia, podem ter diferentes curvas de retenção. Uma vez que a forma da curva de retenção além de ser função da distribuição granulométrica, da forma, do arranjo e mineralogia das partículas do solo, elas

dependem também dos valores da umidade e índice de vazios iniciais (VANAPALLI, PUFHAL & FREDLUND, 1999; KAWAI, KARUBE & KATO, 2000; ZHOU & YU, 2005).

Tabela 4. 9 – Parâmetros da curva de retenção com a hipótese de Mualem (1976) para as áreas analisadas.

	Litofácies	Θ_s (cm ³ /cm ³)	Θ_r (cm ³ /cm ³)	n	α (cm ⁻¹)	m
ÁREA 1	St (30 cm)	0,4704	0,0241	1,7657	0,0573	0,4336
	St (60 cm)	0,4739	0,0191	1,856	0,0542	0,4612
	St (90 cm)	0,4626	0,001	1,0052	0,0333	0,0051
ÁREA 2	Fsc (Superficial)	0,4744	0,0232	1,4360	0,4642	0,3036
	Sh (95 cm)	0,4685	0,0001	1,7222	0,0103	0,4193
	Sh (138 cm)	0,4748	0,0361	1,9155	0,1670	0,4779
	St (167 cm)	0,4830	0,0213	1,9898	0,0242	0,4974
	St (230 cm)	0,5020	0,0000	1,6085	0,0081	0,3783

As curvas de retenção e de condutividade hidráulica pela hipótese de Mualem para a área 1 são apresentadas nas Figura 4.22. Observando a variação nos teores de umidade, as profundidades de 30 cm e 60 cm apresentam semelhanças. O ponto onde elas se cruzam representa a tensão que retém a mesma quantidade de água para duas profundidades diferentes. No entanto, a profundidade de 90 cm apresenta um comportamento diferente, pois é a que teve a maior variação de potencial para uma mesma umidade, isso significa que apresenta uma maior capacidade de armazenamento em relação as demais curvas. Com relação as curvas de condutividade hidráulica, para uma mesma umidade, a camada de 60 cm apresenta uma maior condutividade hidráulica, ou seja, uma maior capacidade para transmitir água do que as demais profundidades.

Para a área 2, as curvas de retenção e de condutividade hidráulica pela hipótese de Mualem, são mostradas na Figura 4.23. As curvas de retenção possuem grande semelhança com exceção da superfície que apresenta uma menor capacidade de retenção. Verifica-se que na umidade igual a 0,065 cm³/cm³, a camada da superfície e a camada 4 (167 cm) e as camadas 2 (95 cm) e 5 (230 cm) se cruzam, isso significa que para esta umidade apesar de estarem em profundidades diferentes, elas retém a mesma quantidade água neste ponto. Com relação a condutividade hidráulica, a camada 4 apresenta uma maior capacidade de transmitir água.

Figura 4. 22 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 1 pela hipótese de Mualen

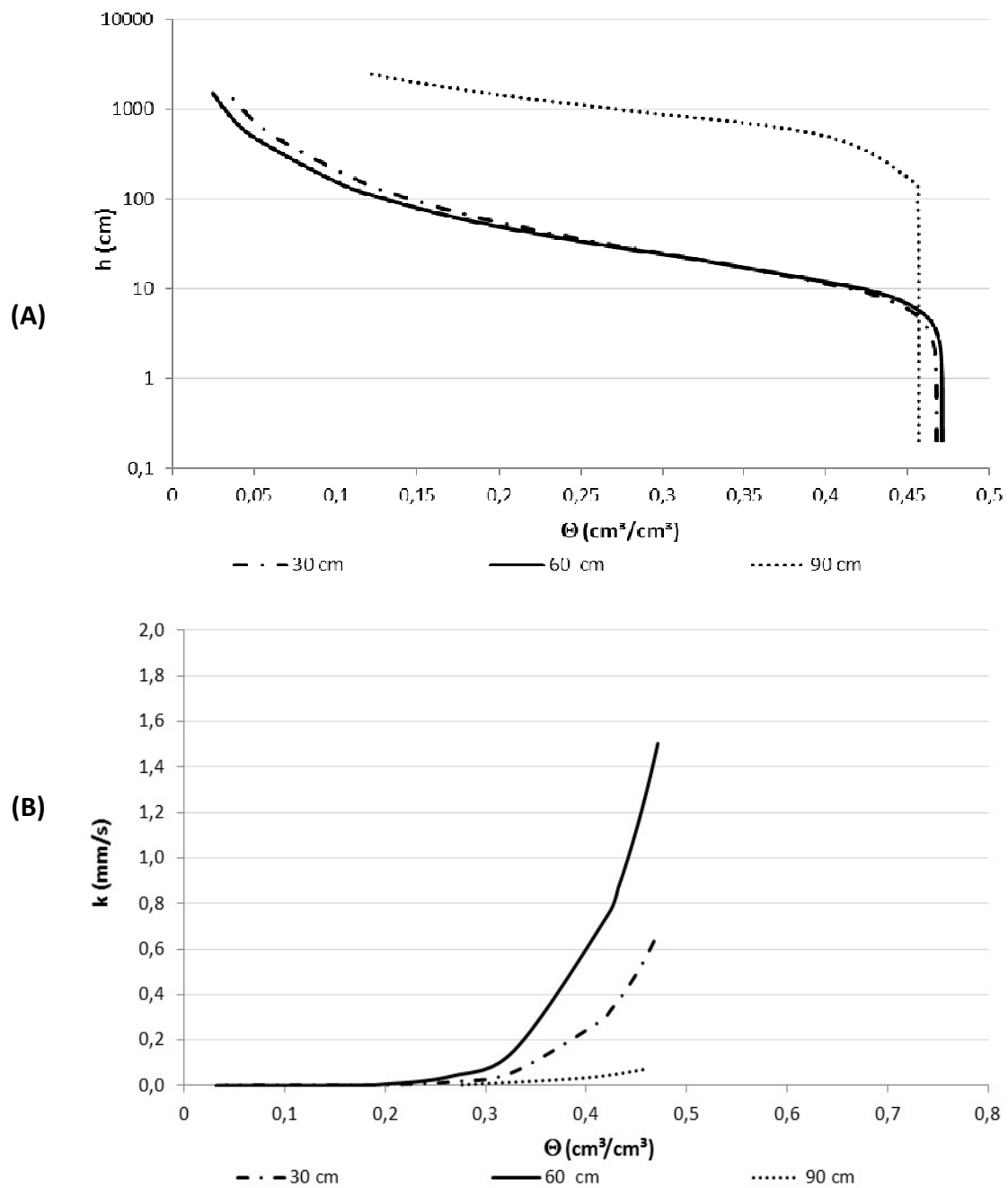
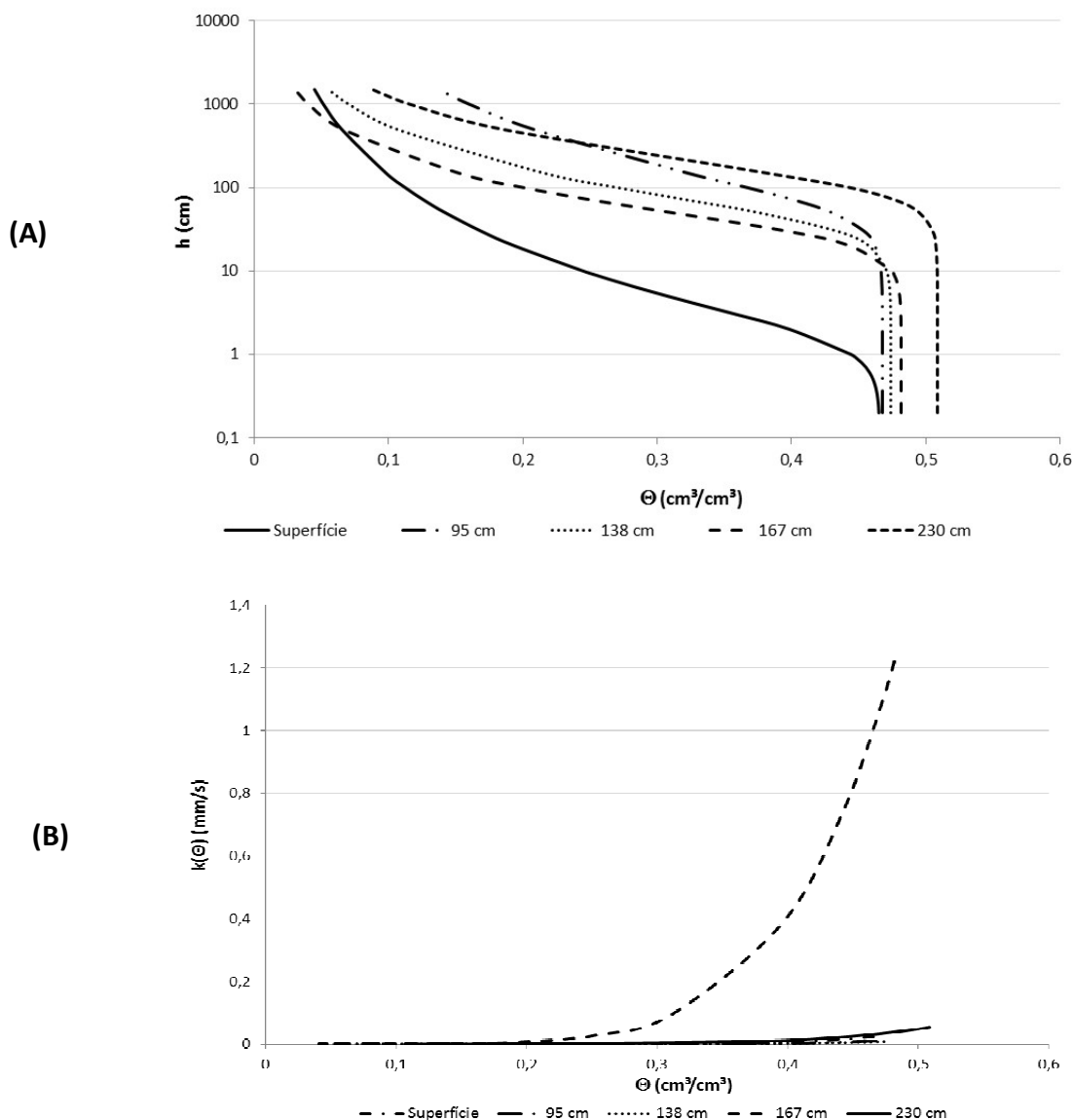
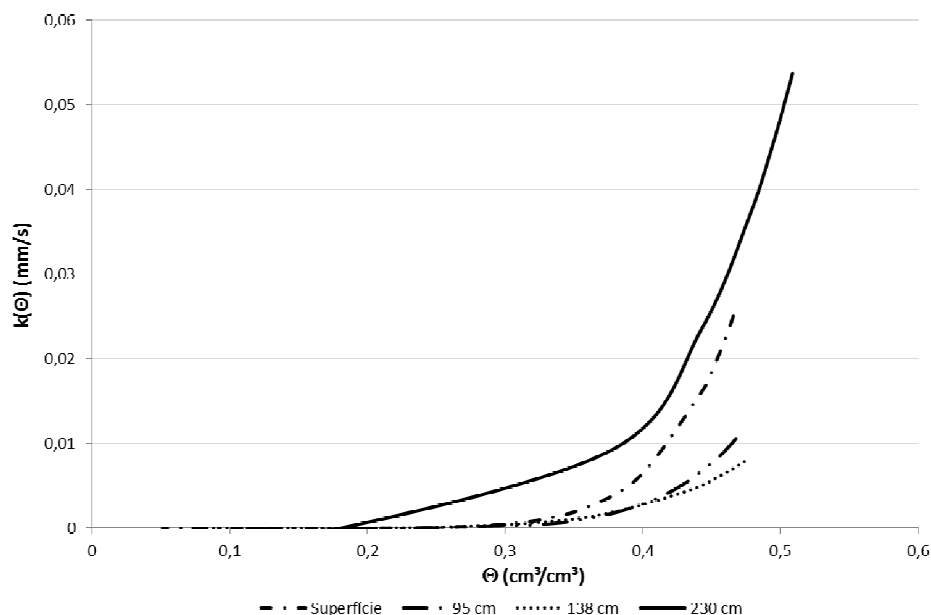


Figura 4. 23 – Curva de retenção da água (A) e de condutividade hidráulica (B) para área 2 pela hipótese de Mualen.



Com o objetivo de analisar melhor a curva de condutividade hidráulica na situação da Figura 4.23B, a Figura 4.24 apresenta a curva sem a camada 4 (167 cm). Verifica-se que quanto maior o teor de umidade, maior a capacidade do solo em transmitir a água, assim, entre as camadas apresentadas, a camada 5 (230 cm) apresenta um melhor condição de condutividade.

Figura 4. 24 – Análise do comportamento da curva de condutividade hidráulica sem a camada 4, área 2.



A modelagem do fluxo de água no subsolo foi realizada em duas seções, a primeira no leito seco do Rio Capibaribe (Área 1) e a segunda na calha secundária do Rio Capibaribe (Área 2). Alguns cenários foram considerados, são eles:

- Solo heterogêneo com 4 e 5 camadas, para as áreas 1 e 2 respectivamente, em uma coluna de 400 cm de profundidade;
- Análise da malha adequada 100, 300, 600 e 1000 elementos;
- O tempo considerado para todas as simulações, em dias, foram: passo de tempo inicial como tempo zero, com mínimo de 0,00001 e máximo de 1. O tempo final de cálculo de 364 dias em virtude do ano escolhido ser 2014. No comando “Number of Print Times” foi de 250, valor máximo aceito para esta simulação, esse comando especifica o número de vezes de impressão na qual a informação sobre a carga de pressão, o teor de água, a concentração de água no solo será impresso;
- Para o modelo hidráulico foi selecionada a metodologia de porosidade simples de van Genuchten - Mualem (VAN GENUCHTEN, 1980), sem considerar o fenômeno da histerese;
- Para as condições de contorno precisa-se de condição superior, inferior e laterais. As condições laterais foram consideradas iguais a zero por não considerar a existência de confinamento. Na condição de contorno inferior foram considerados dois casos: uma de

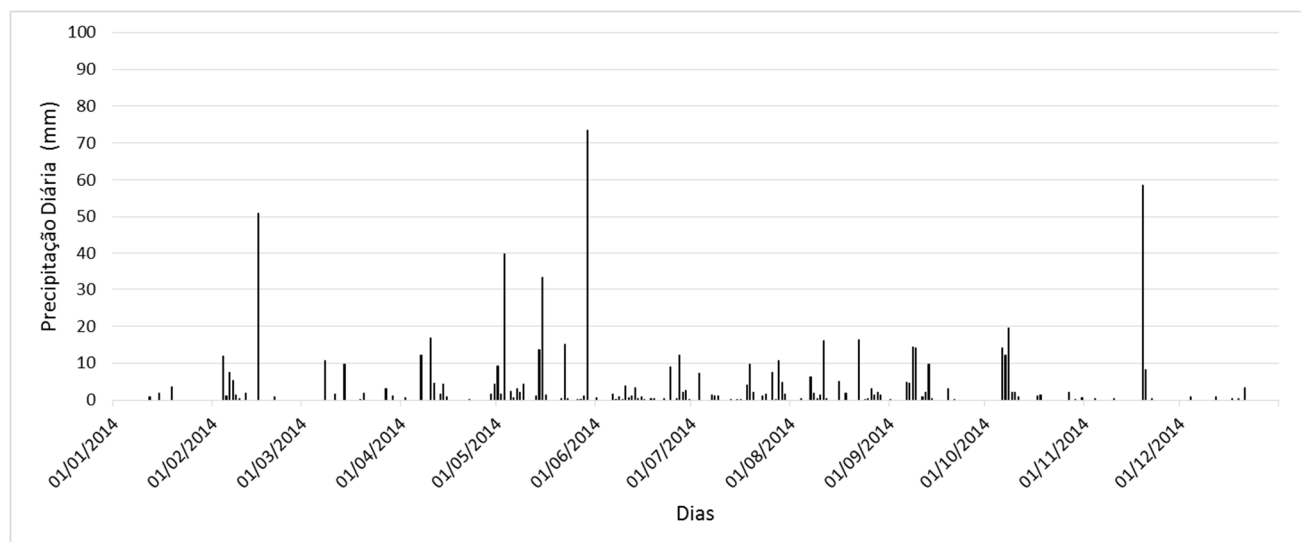
drenagem livre e outra com lençol freático. Na condição de contorno superior foi considerado a condição de precipitação constante. As condições iniciais de solo foram determinadas por uma carga de pressão inicial.

4.5.1 Análise dos dados climáticos utilizados no Hydrus

Os dados atmosféricos utilizados na condição de limite superior no programa Hydrus1D consistem de: Precipitação e a evapotranspiração e foram obtidos pelo site do INMET da estação mais próxima ao local do estudo, Estação Surubim-PE com coordenadas de: $-7,83^\circ$ de latitude, $-35,71^\circ$ de longitude e 418,32 m de altitude.

Os dados de precipitação mensais e temperatura foram obtidos pelo site do INMET da estação mais próxima ao local do estudo (Estação SURUBIM-PE). A Figura 4.25 apresenta a precipitação pluviométrica para o ano de 2014, utilizada no modelo. O total precipitado foi de 704 mm. O dia de maior precipitação foi o 149º dia com 73,4 mm, na região semiárida acontece muitos dias de chuva muito intensa.

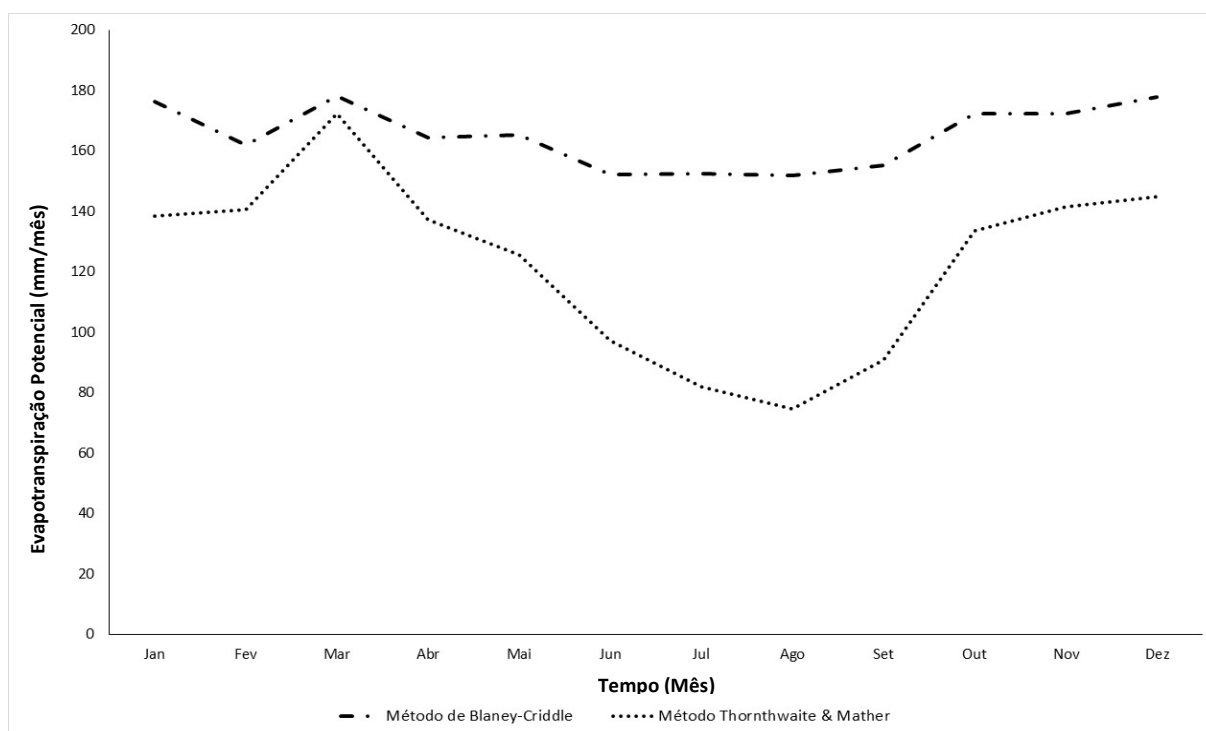
Figura 4. 25 – Precipitação pluviométrica diária para o ano de 2014.



A evapotranspiração foi estimada para o ano de 2014 pelos Métodos de Blaney-Criddle e por Thornthwaite & Mather (1955) através do programa "BHnorm" elaborado em planilha EXCEL por Rolim *et al.* (1998). Ambos os métodos fornecem resultados mensais da evapotranspiração potencial e encontram-se na Figura 4.24. No método de Blaney-Criddle, observa-se que no período de janeiro à maio e outubro à dezembro a taxa de evapotranspiração potencial é alta chegando a picos de 177,93 mm/mês em dezembro, e no período de junho a setembro a taxa decresce, apresentando uma taxa de até 151,81 mm/mês no mês de agosto. Enquanto que o método de Thornthwaite & Mather (1955)

apresentou uma taxa máxima de 172,24 mm/mês no mês de março e uma mínima de 74,64 mm/mês no mês de agosto. A divergência dos valores, em especial, para o período de inverno onde são apresentadas as menores taxas, foram bem relevantes pois apresentou uma diferença de mais de 100% entre os dois métodos. Como o método de Blaney-Criddle foi desenvolvido originalmente para estimativas de evapotranspiração em regiões semiáridas, optou-se escolher este método para utilização da ETP no Hydrus 1D.

Figura 4. 26 – Evapotranspiração potencial da área de estudo pelos métodos de Thornthwaite & Matter e Blaney Criddle.



4.5.2 Análise da sensibilidade da malha

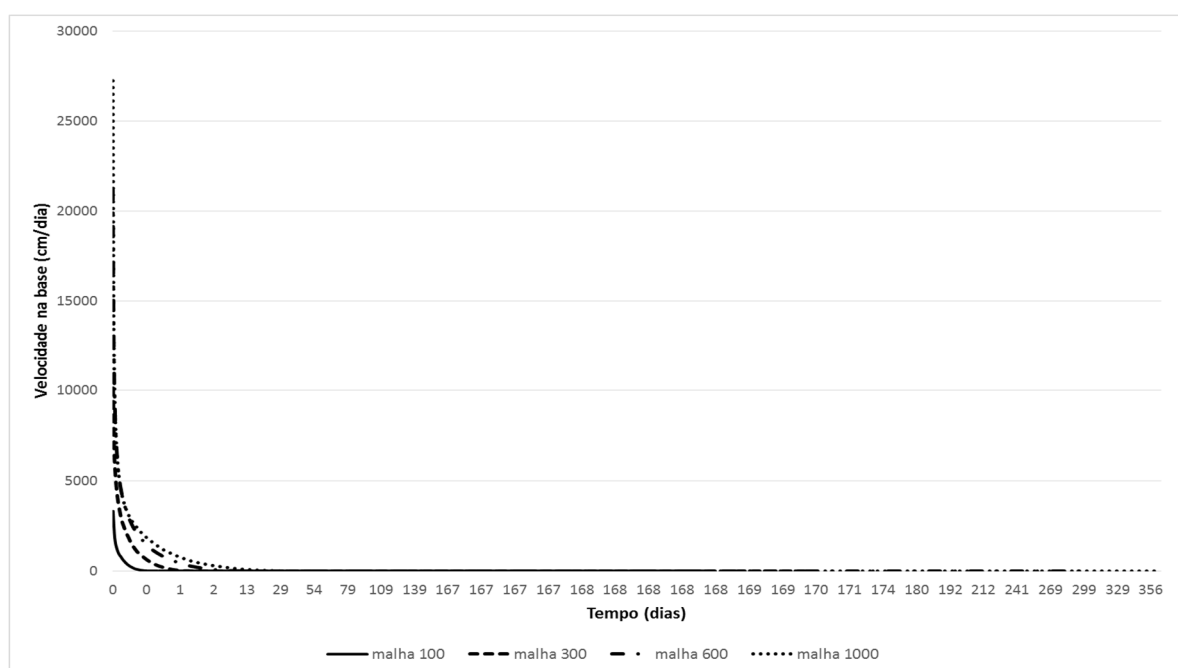
O modelo Hydrus 1D utiliza o método dos elementos finitos para solução de problemas envolvendo o movimento de água em meios porosos, assim, a malha de elementos finitos é calculado dividindo-se o perfil do solo em elementos lineares, cujos tamanhos são definidas pelas coordenadas z dos nós que formam os cantos do elemento. Para o presente estudo e nas condições apresentadas, foi realizado uma análise da sensibilidade da malha, as dimensões consideradas foram de 100, 300, 600 e 1000 nós para as duas áreas de estudo.

A curva de velocidade na base varia em função das condições de contorno inferior que regem o processo de infiltração, sendo aqui adotadas a existência do lençol freático e a condição de

drenagem livre. A presença da franja capilar do lençol freático pode contribuir para diminuição da velocidade uma vez que compromete o potencial gravitacional, no qual o fluxo passa a ter um comportamento mais horizontal. Essa afirmação pode ser observada na comparação das Figuras 4.27 a 4.30, onde a presença do lençol freático mostra uma velocidade com valores positivos por causa da interferência do processo da ascensão capilar enquanto que a drenagem livre os valores são negativos.

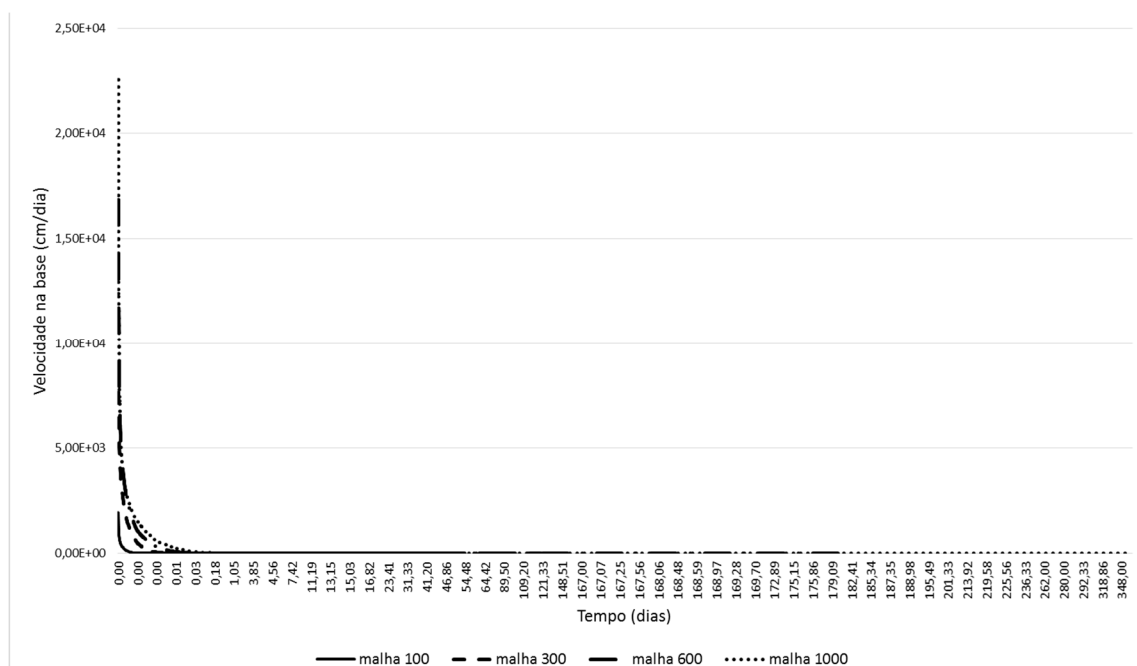
A Figura 4.25 apresenta a curva velocidade na base em função da malha aplicada na condição de lençol freático no leito seco do Rio Capibaribe (Área 1). No caso da velocidade de base no lençol freático não há uma interferência significativa no tamanho da malha, ou seja, mesmo a malha com menos elementos dá um bom resultado. Enquanto que na condição de drenagem livre, ocorre um impacto maior na escolha da malha, em função disto, a melhor opção encontrada foi uma malha de 1000 elementos.

Figura 4. 27 – Curvas velocidade na base para a condição inferior de lençol freático



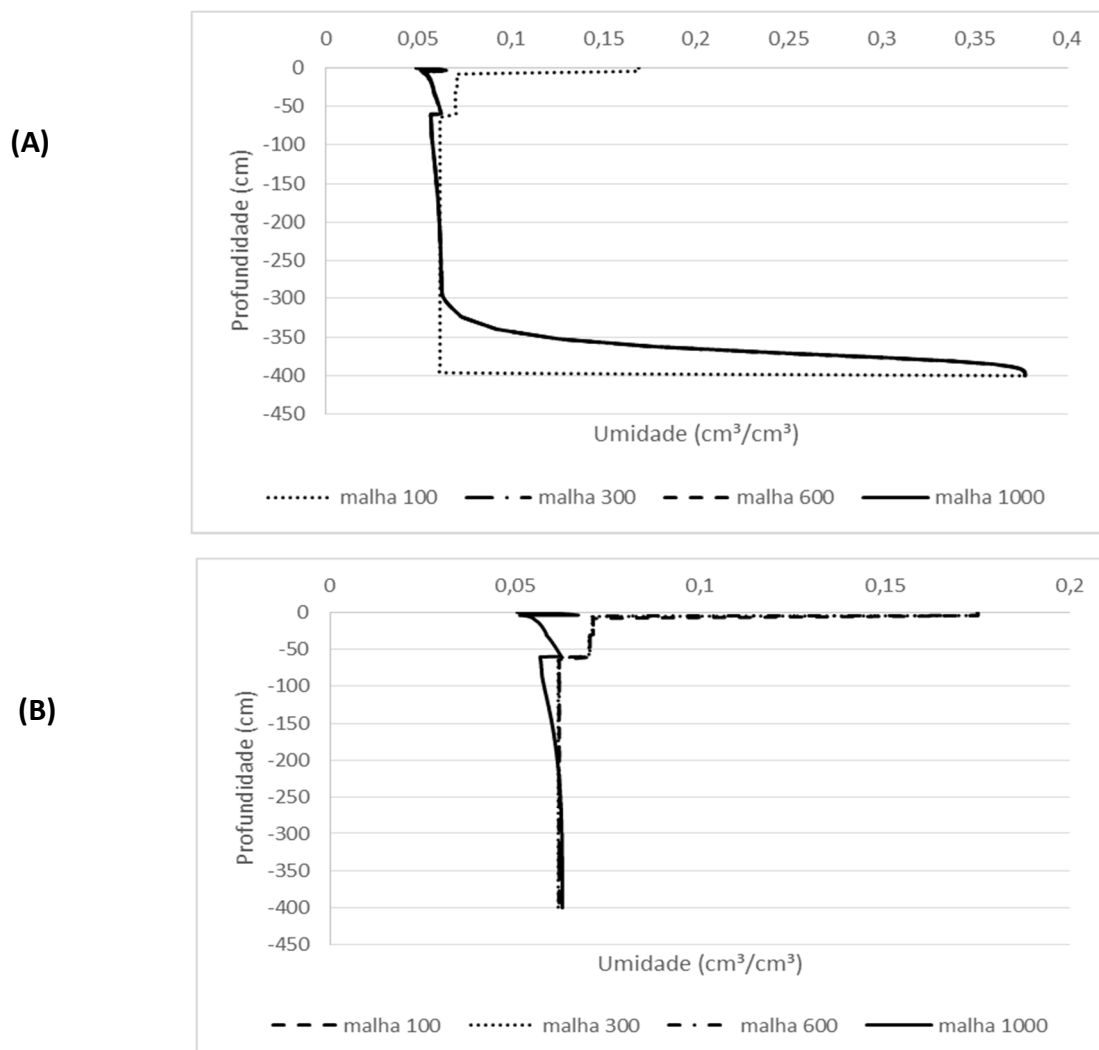
A curva velocidade na base em função da malha aplicada na condição de lençol freático na calha secundária do Rio Capibaribe (Área 2) é mostrada na Figura 4.28. Na condição do lençol freático também não ocorreu uma variação significativa da velocidade de base na escolha da malha. No caso de drenagem livre, no início independentemente do tamanho da malha, as velocidades se igualam, no entanto, ocorreu um retardo na velocidade em função da magnitude da malha adotada. Verificou-se que a malha de 1000 elementos oferece resultados mais adequados.

Figura 4. 28 – Curvas velocidade na base para a condição inferior de lençol freático (Área 2).



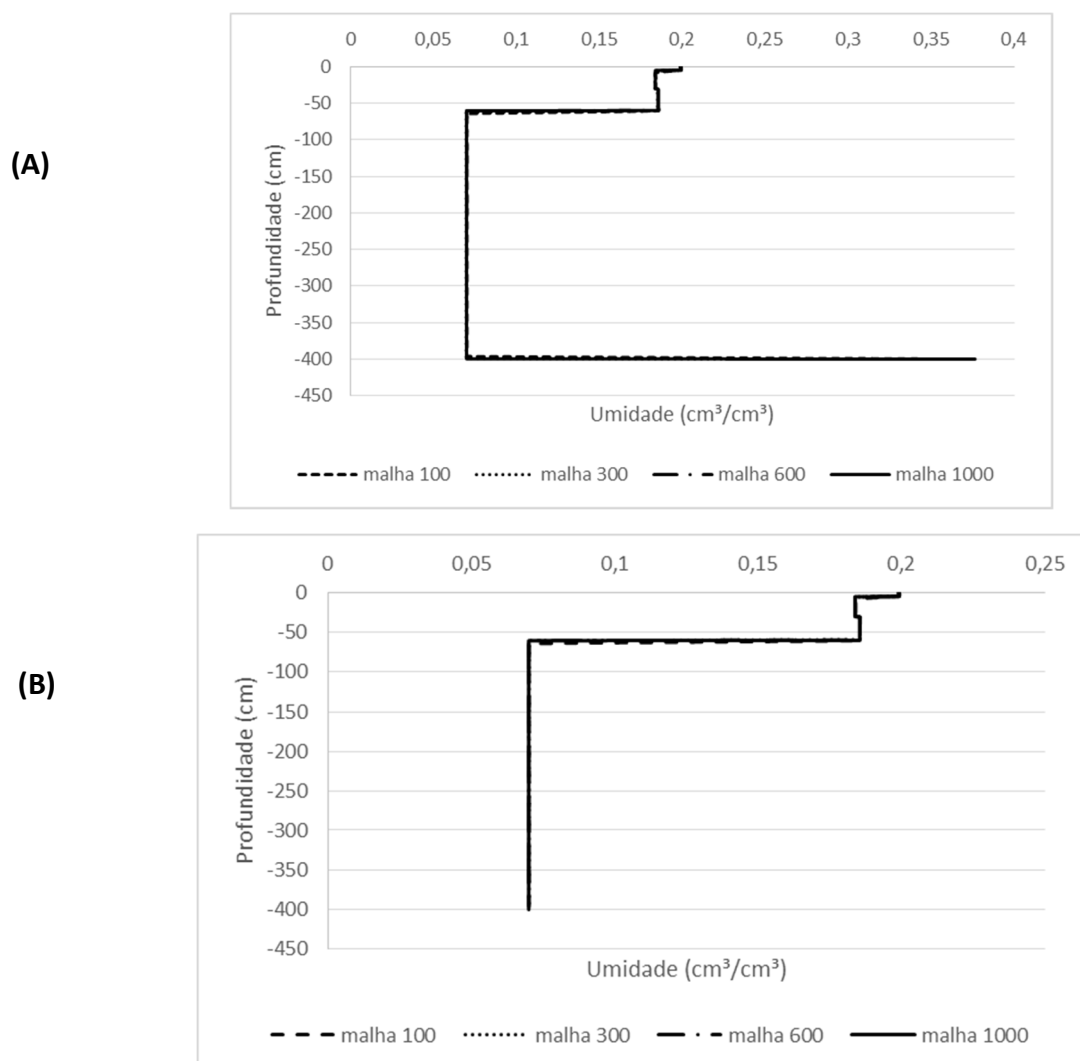
As Figuras 4.29 e 4.30 apresentam o comportamento da umidade versus a profundidade em função da variação da malha nas condições de lençol freático e drenagem livre nas áreas 1 e 2, respectivamente, para o tempo 1 de simulação. Na Figura 4.29A, as malhas de 300, 600 e 1000 elementos apresentaram um mesmo comportamento, onde a partir da profundidade de 300 cm observa-se no intervalo de 100 cm que ocorre um aumento gradativo da umidade em torno de 83% , mostrando assim, uma possível interferência da franja capilar diferentemente da malha de 100 onde atingiu a umidade final de maneira rápida.

Figura 4. 29 – Comportamento da umidade em função da profundidade nas condições de A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 1).



Verifica-se, na Figura 4.30, que o comportamento das malhas foram semelhantes na condição de lençol freático e drenagem livre. Assim, pode concluir que a escolha malha não interfere no comportamento da umidade.

Figura 4. 30 – Comportamento da umidade em função da profundidade nas condições de A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 2)



Para a escolha da malha, conclui-se, que a melhor opção da malha para a modelagem será a malha de 1000 elementos para as condições de lençol freático e de drenagem livre para ambas as áreas analisadas. O programa não aceitou malha superior a 1000 nós, em virtude de sua configuração.

4.5.3 Avaliação dos processos de armazenamento e drenagem

Escolhida a malha de 1000 elementos para ambas as áreas, parte-se para a etapa de avaliação no processo de armazenamento e drenagem do subsolo.

Como condição inicial no tempo zero foram realizadas simulações com diversos valores de potencial matricial como apresentado nas Figuras 4.31 e 4.32. Nota-se que nestes gráficos, quanto maior o potencial menor o valor da recarga. Na condição de solo úmido observa-se que tem uma

contribuição muito maior na recarga do que quando se parte da condição de solo seco para a condição considerada de chuva. Assim, os eventos anteriores de cheia que deixaram o solo úmido são muito mais importantes do que os eventos só de chuva, a não ser que essa chuva provoque um grande volume de escoamento superficial. Não apareceu a condição de $h = -1000$ porque não convergiu na condição de lençol freático.

Figura 4. 31 – Comportamento da recarga em função da variação do potencial matricial nas condições A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 1).

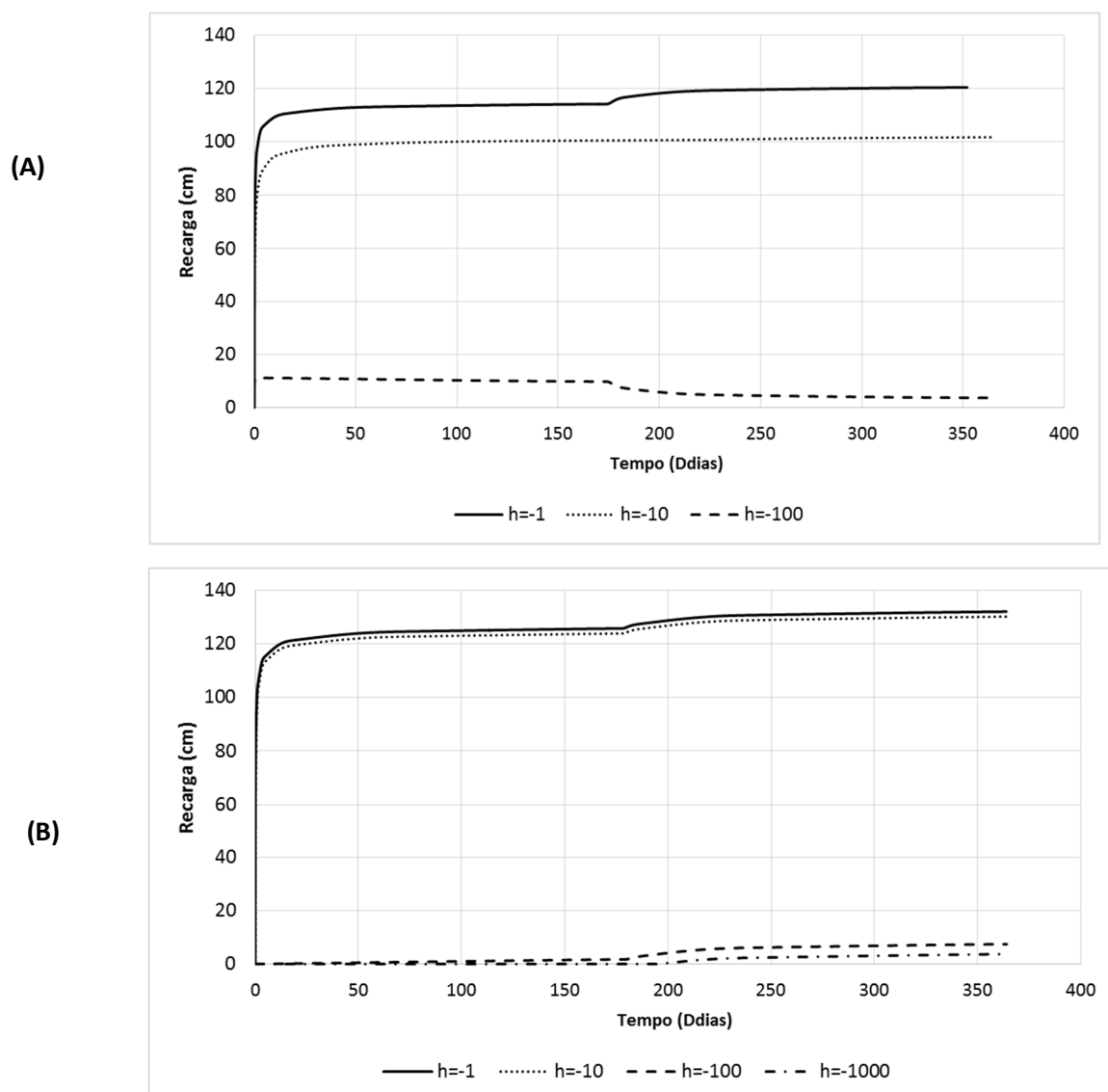
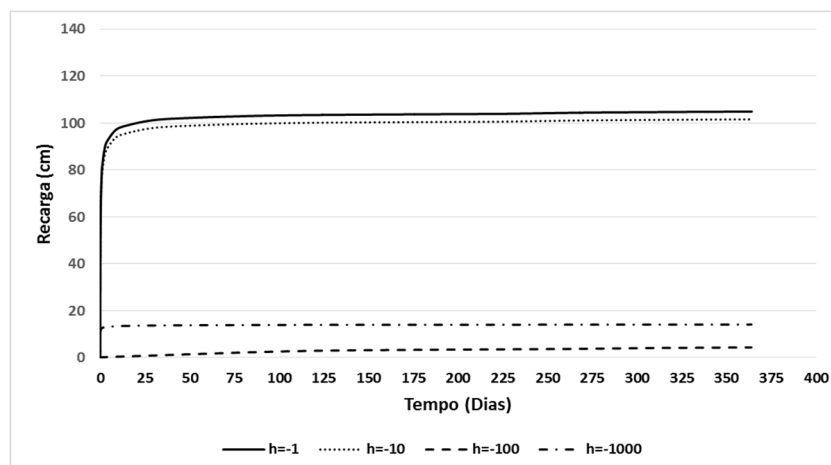
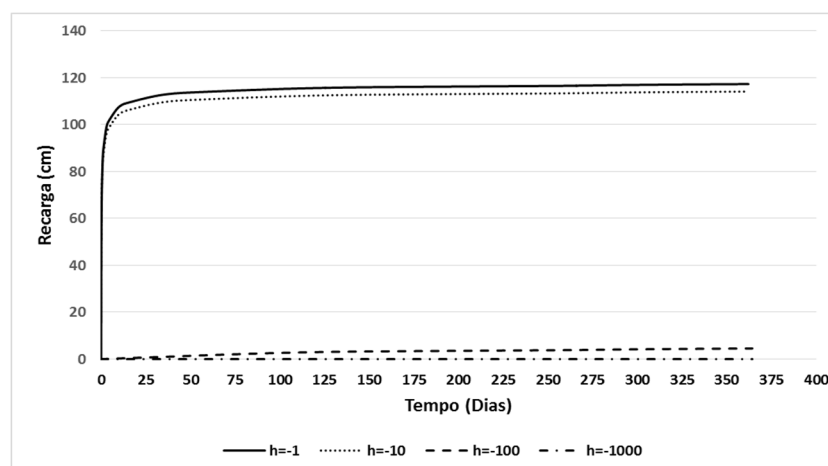


Figura 4. 32 – Comportamento da recarga em função da variação do potencial nas condições A) Lençol freático e B) Drenagem livre (Área 2).

(A)



(B)



A Tabela 4.10 apresenta o valor da recarga potencial anual nas áreas analisadas. Nota-se que para a área 1 o maior valor da recarga calculado foi de 131,97 cm para -10, e na área 2, 117,31 cm para o potencial de $h = -1$ ambos para a na condição de drenagem livre. Observa-se portanto que, para um solo mais seco, inicialmente, a água infiltrada fica no solo e o volume de recarga potencial é menor no aquífero. Os valores referidos (Tabela 4.10) podem ser considerados como limites inferiores e superiores da estimativa das taxas de recarga do ano considerado para uma precipitação de 704 mm.

Outro fator que deve ser analisado, está relacionado com a distribuição espacial da precipitação, dependendo da intensidade da chuva, variando em função do tipo de solo, podendo assim, ocorrer a combinação de intensidades de chuvas maiores em áreas de recarga mais propícias.

Tabela 4. 10 – Valores da recarga anual calculado para diferentes potenciais em função da condição inferior considerada.

Recarga (cm)				
Potencial	ÁREA 1		ÁREA 2	
	LENÇOL FREÁTICO	DRENAGEM LIVRE	LENÇOL FREÁTICO	DRENAGEM LIVRE
h=-1	120,38	131,97	104,89	117,31
h=-10	101,65	130,13	101,65	114,06
h=-100	3,64	7,36	4,54	4,54
h=-1000	-	3,62	14,01	0,00

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A precipitação pluviométrica anual nas regiões do semiárido nordestino não é tão pequena, no entanto as perdas por evaporação são muito elevadas e o solo com embasamento cristalino quase aflorante oferece poucas possibilidades de armazenamento. Uma possibilidade de armazenamento da água existe nas aluviões dos leitos secos de rios intermitentes onde a água se acumula nos poros do leito arenoso e a camada de areia protege o lençol freático da insolação direta e da velocidade dos ventos reduzindo ou evitando as perdas por evaporação.

Os volumes armazenados podem ser otimizados com técnicas que melhorem a capacidade de infiltração e por barragens subterrâneas que evitem que a água acumulada se perca por percolação para jusante. Por outro lado, a capacidade de armazenamento e a proteção contra a evaporação podem ser reduzidas ou destruídas se a camada de areia for retirada para uso na construção civil como vem ocorrendo em alguns locais de Pernambuco e Paraíba.

Para a realização da pesquisa foram construídas duas trincheiras com uma retroescavadeira, uma na calha principal do Rio Capibaribe (Área 1) e outra na calha secundária do Rio Capibaribe (Área 2). Na área 1 foi construída uma trincheira com aproximadamente 1,30 m de profundidade, e na área 2, um corte no talude e em seguida uma trincheira na base do talude de modo que a altura total ficou com aproximadamente de 2,20 m.

A hipótese desta pesquisa foi baseada na possibilidade da utilização do método geofísico Radar de Penetração do Solo (GPR) para estimativa da geometria e da estratificação do aquífero freático bem como para caracterização do meio poroso do solo, o que foi confirmado através dos diferentes ambientes que foram identificados e diferenciados a partir dos radarfácies obtidos pelo radargrama. Conclui-se que o GPR mostrou aplicabilidade na investigação da subsuperfície, determinando as estruturas geológicas, o topo rochoso e o lençol freático.

Destaca-se que grande parte dos radarfácies encontrados na região do leito do rio caracteriza-se praticamente por areia variando a sua granulometria e a umidade. O baixo alcance em profundidade obtido com o método do GPR, em alguns momentos, está associado à presença de água, tem-se como exemplo a aplicação com antena de 200Mhz que de acordo com a literatura pode chegar a 9,0 metros de profundidade (GSSI, 2009), e no presente estudo para a área 2, o radargrama apresentou uma profundidade de 4,5 metros.

Por meio do GPR, com as antenas de 200 Mhz e 400 Mhz, verificou-se a presença da franja capilar das duas áreas que ficou em torno dos 3,0 m identificado através da atenuação do sinal eletromagnético. Na área 2, consegue-se também observar a presença de um refletor escuro que remete a presença de algumas rochas à 5,0 m, nesta localidade. Os radargramas obtidos com a antena de 100 Mhz não foram satisfatórios por não ser possível calibrar a velocidade de propagação da onda, inviabilizando assim a identificação da profundidade das camadas, como o topo rochoso e o lençol freático.

As identificações das litofácies foram realizadas tanto a olho nu – na profundidade das valas - quanto através do GPR (em profundidades maiores). As classificações obtidas pelo equipamento foi possível a partir da visualização dos principais elementos do subsolo, através da velocidade de propagação da onda eletromagnética e da reflexão do sinal GPR e suas alterações, ou seja, cada litofície foi associada a uma configuração particular dos refletores que podem apresentar mudanças no conteúdo de água, na granulometria, no tipo de sedimento e na orientação dos camadas possibilitando assim a visualização do lençol freático, das estruturas sedimentares e dos contatos litológicos nos radargramas. Assim, pode-se concluir que o método mostrou ser eficaz para reconhecer as principais estruturas sedimentares.

Para caracterização das características hidrodinâmicas das camadas de aluvião foram realizadas campanhas de ensaios de infiltração em diversos locais e a diferentes profundidades utilizando a metodologia de Beerkan. Os resultados indicaram que a condutividade hidráulica varia na faixa entre 0,008 a 1,553 mm/s (Área 1 – média de 0,75 mm/s; Área 2 - média de 0,27 mm/s) e que a sorvidade fica na faixa entre 0,0641 e 17,44 (Área 1 – média de 12,32 mm/s ; Área 2 - média de 5,81 mm/s).

Os ensaios de granulometria mostraram que existe heterogeneidade vertical com camadas de areia mais fina e outras de areia mais grossa, inclusive com algumas profundidades com grãos de maior dimensão que podem se caracterizar como cascalho indicando que em épocas pretéritas as chuvas eram bem mais intensas e consequentemente as velocidades e vazões do rio eram bem maiores possuindo grande capacidade de erosão e arraste de sedimentos.

Por outro lado, as elevadas taxas de infiltração alertam para a grande vulnerabilidade do aquífero aluvionar a poluentes como por exemplo agroquímicos que sejam utilizados nas margens do curso d'água e que escoem para o leito seco do rio.

As aplicações do GPR (Radar de Penetração no Solo) mostraram que seu uso não é trivial e é necessário um cuidado especial para calibração que pode ser feita com uso de duas antenas ou

alternativamente com escavação em algum local para calibrar as respostas obtidas no radargrama com o material efetivamente encontrado no subsolo (na presente pesquisa foi utilizado o segundo método).

Depois de calibrado adequadamente, o GPR é uma ferramenta poderosa e permite fazer rapidamente o levantamento de uma grande área e a obtenção de informações relevantes sobre a heterogeneidade dos sedimentos, sobre o topo rochoso e sobre a localização do nível do lençol freático.

A modelagem com o programa HYDRUS 1D possibilitou fazer diversas simulações da infiltração e das taxas de recargas. Para uma precipitação anual de 704 mm, na condição de solo seco com porosidade em média de 0,40, a elevação do lençol freático foi de 120,38 cm no caso de condição de contorno inferior de especificação de lençol freático e de 131,97 cm para o caso de condição de contorno de drenagem livre, ambos para a área 1. Enquanto que na área 2, para a condição de contorno inferior com a presença de lençol freático o valor obtido foi 104,89 cm e de 117,31 cm para a condição inferior de drenagem livre. Essa variação pode ser considerado como os limites máximos de recarga da área.

A título de recomendação para futuros trabalhos, sugere-se a continuidade das pesquisas com o GPR para desenvolver melhor a metodologia de calibração do equipamento para aplicações em aluviões do semiárido nordestino. A aquisição de antenas biestáticas seria importante para estudos em profundidade para calibração da velocidade de propagação. Sugere-se também uma malha bidimensional de prospecções geofísicas para aplicação do GPR com vistas à modelagem 3D.

Sugere-se também que este estudo possa estimular maiores investigações sobre o tema da recarga no ambiente HYDRUS a partir de novas simulações de cenários com o modelo HYDRUS 2D, uma versão mais poderosa do programa HYDRUS que possibilita levar em consideração os efeitos das restrições laterais e das contribuições de fluxo que porventura existam lateralmente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

_____. (1984). NBR 7181: Solo: Análise Granulométrica. Rio de Janeiro, 1984.4p.

_____. (1986). NBR 6457: Solo: Amostras de solo: preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização. Rio de Janeiro.

AGUIAR, J. C. M. (2005). Radar de Penetração no Solo (GPR): Aspectos Geofísicos e Geodésicos, Processamento e Análise em Pavimento Flexível. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação/ Área de concentração: Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

AIELLO, R.; BAGARELLO, V.; BARBAGALLO, S.; CONSOLI, S.; DI PRIMA, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M.. (2014). An assessment of the Beerkan method for determining the hydraulic properties of a sandy loam soil. **Geoderma**, v. 235–236, p.300–307.

ALVES, E. M. (2009). Aplicação do programa Hydrus1D em solo cultivado com feijão caupi. Dissertação (Mestrado em Mestre em Ciências/Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física do Solo) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.

ALVES, E. M.; MACIEL NETTO, A.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. de S.; Souza, E. S. de; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CABRAL, J. J. da S. P.; GONDIM, M. V. S.. (2012). Simulação da Dinâmica da Água em Solo Cultivado com Feijão Caupi no Brejo Paraibano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 3, p. 175-186.

ALVES, F. S. (2011). Uso do georradar para estudos de estratigrafia do subsolo. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

ANDERSON, M.P. (1989). Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. **Geol. Soc. Am. Bull**, v.101, p. 501–511.

ANDRADE, R. G. X.; SILVA, M. M.; SILVA, E. F. F.; ALEXANDRE, N. S..(2010). Construção de um cilindro infiltrômetro de anéis concêntricos semi-automático: estimativa da taxa de infiltração básica da água no solo. **X Jornada de Ensino, Pesquisa e Extensão – JEPEX**, Recife.

ANNAN, A. P. (1992). Ground Penetration Radar Workshop notes. Sensors & Software, Inc., Internal Report, 130p.

ANNAN, A. P. (2001). Ground Penetrating Radar: Workshop Notes. Mississauga. Sensors& Software, Incorporated, Missassauga, ON, Canada, p. 197.

ANNAN, A.P.; COSWAY, S.W. (1992). Ground Penetrating Radar survey design. In: SYNPOSIUM ON THE APPLICATION OF GEOPHYSICS TO ENGINEERING.

APAC - Agência Pernambucana de Águas e Climas. (2012). Relatório de situação de recursos hídricos do Estado de Pernambuco. Recife.

ARANHA, P. R. A. (2010). Apostila de Georadar. UFMG. 43p.

- ARAÚJO FILHO, P. F. de; NÓBREGA, G. C.; CABRAL, J. J. S. P.; BRAGA, R. A. P.; SILVA, A. V. (2014). Dispositivo para determinação da influência da evaporação na aluvião de leito de rio no semiárido nordestino. Anais do XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Natal-RN, 2014.
- BAGARELLO, V.; CASTELLINI, M.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M.. (2014a). Soil hydraulic properties determined by infiltration experiments and different heights of water pouring. **Geoderma**, v. 213, p. 492–501.
- BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M.. (2014b). A test of the Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) procedure. **Geoderma**, v. 221–222, p. 20–27.
- BARBOSA, E. E. M.; PRADO, R. L.; MENDES, R. M.; MARINHO, F. A. M. (2010). Estimativas do Teor de Umidade Empregando o Método GPR: Uma Avaliação Comparativa em Experimentos de Laboratório e Campo. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 4, p. 691-701.
- BEAR, J., VERRUIJT, A. (1987). Modeling groundwater flow and pollution: with computer programs for sample cases. Holland: D. Reidel, Dordrecht, 1987, 414p.
- BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. O. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. Washington: USDA Soil Conservation Service, Technical Paper, n. 96. 48 p.
- BORGES, W. R. (2002). Investigações Geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e eletrorrestividade. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.
- BORGES, W. R. (2007). Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicação no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP. Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007, 260f.
- BRAGA, R. A. P.; PAIVA, A. L. R. P.; ARAÚJO FILHO, P. F.; CABRAL, J. J. S. P.; SILVA, A. V.; GUSMÃO, P. T. de; CAVALCANTI, E.; FARIAS, C. R.; COSTA, W. D. (2014). A sustentabilidade do uso da água subterrânea frente à exploração de areias em leito de rios do semiárido brasileiro. Anais do XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Natal/RN, 2014.
- BRAUD, I.; De CONDAPPA, D.; SORIA UGLADE, J. M.; HAVERKAMP, R.; ANGULO-JARAMILLO, R.; GALLE, S.; and VAUCLIN, M. (2005). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). **European Journal of Soil Science**, v.56, pp. 361-374.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. **Journal of Irrigation and Drainage Division**, New York, ASCE 72, p. 61-88. 1966.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1964) Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Paper**, v. 3, 27p.
- BURDINE, N.T. (1953) Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **American Institute Mining and Metallurgy Engineering**, v. 198, p.71–77.

- CABRAL, J. J. S.P. (2008). Movimento das Águas Subterrâneas. In: **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3 ed. rev. e ampl.. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 2008. 812p.
- CARVALHO, D. F. de; SILVA, L. D. B. da. (2006). Bacia Hidrográfica (Cap. 3). Disponível em: <<http://www.ufrj.br/institutos/it/deng/leonardo/downloads/APOSTILA/HIDRO-Cap3-BH.pdf>>. Acesso em: 8 fev 2015.
- CASTRO, D. AL. de, BRANCO, R. M. G. C.; CUNHA, L.S. da.. (2000). Avaliação geofísica (GPR, ER e VLF) do sistema aquífero do planalto do Cauípe - Ceará, Brasil: Resultados Preliminares. In: 1ST JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER, 2000, Fortaleza. Anais do 1st Joint World Congress on Groundwater. 2000. v.1.
- CHAVES, H. M. L. (2009). Sensibilidade do Modelo Hydrus aos Parâmetros Hidráulicos do Solo em Diferentes Texturas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 33-37.
- CIRILO, J A, CABRAL, J J S P, LOBO FERREIRA, J P, OLIVEIRA, M J P M, LEITÃO, T E, MONTENEGRO, S M G, GÓES, V. C. (2007). O Uso Sustentável dos Recursos Hídricos em Regiões Semi-Áridas, ABRH.
- CONDAPPA, D. de; SORIA UGALDE, J.M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. (2002). Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. **Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE**, Grenoble: Université de Grenoble. 82p.
- COOK, J.C. (1975). Radar transparencies of mine and tunnel rocks. **Geophysics**, v. 40, n. 5, p. 865-885.
- COSTA, D. (2005). Localização e Avaliação do Estado Físico de Dutos Subterrâneos Através de GPR e Redes Neurais Artificiais. Trabalho Apresentado na Disciplina de Redes Neurais Individuais, no Centro de Informática, na Universidade Federal de Pernambuco.
- COSTA, M. C. O. (2010). Caracterização integrada de aspectos sedimentares e hidráulicos do Aquífero Barreiras na porção emersa da Bacia de Campos, RJ. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/RJ, 86f.
- COUTINHO, A. P. (2015). A importância da heterogeneidade estrutural da zona não - saturada para a modelagem dos processos de transferência de água na meso-escala. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil (2005). Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea Estado de Pernambuco. Relatórios dos municípios de Poção, Jataúba, Brejo da Madre de Deus e Santa Cruz do Capibaribe.
- DANIELS, D.J. (2004). **Ground Penetrating Radar**. 2 ed. The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom, 726p.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. (1989). Ground Penetrating Radar for High Resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v. 37, p. 531 – 551.

DeBANO, L.F. (2000). Review - Water repellency in soils: a historical overview. **Journal of Hydrology**, v. 231–232, p. 4–32.

EMBRAPA.(1997). Manual de métodos de análise de solo. Centro Nacional de Pesquisa de Solo. 2.ed. Rio de Janeiro: EMBRAPACNP, 212p

FARMANI, M. B.; KITTERD, N.; KEERS, H.. (2008). Estimation of Unsaturated Flow Parameters Using GPR Tomography and Groundwater Table Data. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 4, p. 1239 – 1252.

FEITOSA, F.A.F.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E.C.; DEMETRIO, J. G. A. (2008). **Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações**. 3 ed. rev. e ampl. – Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 812p.

FRANCESE, R.; MAZZARINI, F.; BISTACCHI, A.; MORELLI, G.; PASQUARÈ, G.; PRATICELLI, N.; ROBAIN, H.; WARDELL, N.; ZAJA, A. (2009). A structural and geophysical approach to the study of fractured aquifers in the Scansano-Magliano in Toscana Ridge, southern Tuscany, Italy. **Hydrogeology Journal**, v. 17, p. 1233–1246.

FUENTES, C. (1992). Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés. Grenoble. Tese (Doutorado) - Université Joseph Fourier.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J.-Y.; HAVERKAMP, R. (1998). Soil water conductivity of a fractal soil. In: BAVEYE, P. *et al.* (eds) **Fractals in soil science**. CRC., p.333-340.

FURTADO, C. P. Q. (2009). Processamento e modelagem de dados de GPR utilizando o REFLEXW 4.5. Graduação (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharel em Geofísica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

FURTUNATO, O. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; OLIVEIRA, L. M. M. de; SOUZA, E. S. de; MOURA, A. E. S. S. de. (2013). Variabilidade Espacial de Atributos Físico-hídricos de Solos em uma Bacia Experimental no Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 2, p. 135-147.

GACITÚA, G.; TAMSTORF, M. P.; KRISTIANSEN, S. M.; URIBE, J. A. (2012). Estimations of moisture content in the active layer in an Arctic system by using ground-penetrating radar profiling. **Journal of Applied Geophysics**, v. 79, p. 100–106.

GALVÃO, C.A.; CIRILO, J. A.; CABRAL, J. J. S. P.; MEDEIROS, M. G.A. (2013). Recursos Hídricos para a Convivência com o Semiárido, ABRH.

GOMES, H.P. (1999). **Engenharia de Irrigação**. 3ed. ver e amp - Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba, 412p.

GOUTALAND, D., WINIARSKI, T., DUBÉ, J.S., BIEVRE, G., BUONCRISTIANI, J-F., CHOTEAU, M., GIROUX, B (2008). Hydrostratigraphic characterization of the vadose zone of a glaciofluvial deposit underlying an infiltration basin using Ground Penetrating Radar. **Vadose Zone Journal**, v. 7, p. 194-207.

GOUTALAND, D., WINIARSKI, T., LASSABATERE, L., DUBÉ, J.S., ANGULO- JARAMILLO, R. (2013) Sedimentary and hydraulic characterization of a heterogeneous glaciofluvial deposit: Application to the modeling of unsaturated flow. **Engineering Geology**, v. 166, p. 127-139.

GOUTALAND, D.; WINIARSKI, T.; ÂNGULO - JARAMILLO, R.; LASSABATERE, L.; BIEVRE, G.; BUONCRISTIANI, J-F.; DUBÉ, J.S.; MESBAH, Al.; CAZALAETS, H. (2007). Hydrogeophysical study of the heterogeneous unsaturated zone of a stormwater infiltration basin. *BLPC*, n. 268-269, p. 173 – 192.

GREEN, W.H., AMPT, G.A.(1911) Studies in soil physics: I. The flow air of air and water through soils. **Journal of agriculture science**. Vol : p. 1-24.

GSSI – GEOPHYSICAL SURVEY SYSTEMS, Ground Penetrating Radar Explained. (2013). Disponível em: < <http://www.geophysical.com/whatisgpr.htm>>. Acesso em: 18 out. 2013.

GSSI – GEOPHYSICAL SURVEY SYSTEMS, INC. (2009). RADAN 6.6 User's Manual. New Hampshire, United States.

HALLETT, P. D.. (2007). An introduction to soil water repellency. In: Proceedings of the 8th International Symposium on Adjuvants for Agrochemicals (ISAA 2007). Columbus, Ohio, USA.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y.; CUENCA, R.; ROSS, P. J.; STEENHUIS, T. S. (1998). Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. In: Sposito, G. (ed.). **Scale dependence and scale invariance in hydrology**. Cambridge: Cambridge University Press, p.190–223.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.R. (1986) Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter. **Soil Science**, v.142, p.325–335.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. (1994) Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p. 2931-2935.

HILLEL, D. (1998). **Environmental Soil Physics**. New York: Academic Press, 1998. 771p.

HORTON, RE. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions. **American Geophysical Union**, v. 14, p. 446–460.

JOL, H. M. (2009). **Ground Penetrating Radar Theory and Applications**. Elsevier Science, Oxford, UK, 543p.

KAWAI, K., KARUBE, D., KATO, S.. (2000). The Model of Water Retention Curve Considering Effects of Void Ratio. In: Rahardjo, H., Toll, D.G., Leong, E.C.(Eds.), *Unsaturated Soils for Asia*. Balkema, Rotterdam, 329-334.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. (2009). **Geofísica de Exploração**. Oficina de Textos.

KIEHL, E.J. (1979). **Manual de edafologia: Relações solo-planta**. São Paulo: Ceres, 262p.

KLAR, A.E. (1988). **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. 2 ed. São Paulo: Nobel, 408p.

KLINGBEIL R.; KLEINEIDAM S.; ASPRION U.; AIGNER T. & TEUTSCH G. (1999). Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop – based hydrogeological characterization of Quaternary gravel deposits. **Sedimentary Geology**, v. 129, p. 299-310.

KOSTIAKOV, A.N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation. Trans. 6th Intern. Soc. Soil Sci., Moscou, Part A., 17-21.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J.M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. (2006). Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments – BEST. **Soil Science Society of American Journal, Madison**, v.70, pp. 521-532.

LEÃO, T. P.; GENTRY, R.. (2011). Numerical modeling of the effect of variation of boundary conditions on vadose zone hydraulic properties. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 263-272.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo, 2005, 337p.

LIMA, A. DE O. (2013). Nova Abordagem Metodológica Para locação, Modelagem 3D e Monitoramento de Barragens Subterrâneas no Semiárido Brasileiro. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2013.

LIMA, A. DE O.; SOUZA, A. DE M.; SABADIA, J. A. B.; CASAS, A.; LIMA FILHO, F. P. (2009). Utilização do GPR para locação de barragens subterrâneas no semi-árido brasileiro. Anais do 7º Simpósio Brasileiro de Captação e Manejo de Águas de Chuva.

LOEFFLER, O.; BANO, M. (2004). Ground Penetrating Radar Measurements in a Controlled Vadose Zone: Influence of the Water Content. **Vadose Zone Journal**, v.3, p.1082–1092.

LOPES, O. A. (2009). Uso do GPR (Ground Penetrating Radar) em trechos de pavimentos da cidade universitária da UFRJ. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

LU, Q.; SATO, M. (2007). Quantitative Hydrogeological Study of na Unconfined Aquifer by GPR along Tuul River in Ulaanbaatar. Disponível em: <http://www.ied.tsukuba.ac.jp/wordpress/wp-content/uploads/pdf_papers/tercbull07s2/t7supple2_3.pdf>. Acesso em: 02 abr 2013

MARCELINO, M. B.; MARQUES, R. M.; BORGES, W. R.; DIAS, A. P.; CASTRO, G. DE (2007). Geofísica aplicada a investigação ambiental. Novas Tecnologias e Novas Tendências. **V Seminário de Políticas de gestão de Qualidade do Solo das águas subterrâneas. Setembro 2007, São Paulo, SP.**

MARQUARDT, D.W. (1963) An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. **SIAM. Journal on Applied Mathematics**, v.11, p.431-441.

McCLYMONT, A. F.; HAYASHI, M.; BENTLEY, L. R.; MUIR, D.; ERNST, E. (2010). Groundwater flow and storage within an alpine meadow-talus complex. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 14, p. 859–872.

- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Eds), **Fluvial Sedimentology**, v. 5, p. 597-604.
- MIALL, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science. Reviews**, v 22, p. 261-308.
- MILIAN BERES, Jr.; HAENI, F.P. (1991). Application of Ground Penetration Radar Methods in Hydrogeologic Studies. **Ground Water**, v. 29, n. 3, p. 375-385.
- MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v. 12, n. 3, p. 513-522.
- MUJOVO, M. J. N.. (2014). Simulação de fluxo vertical em trincheiras de infiltração urbana. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade de São Paulo, Florianópolis/SC, 116p.
- NAKASHIMA, Y.; ZHOU, H.; SATO, M. (2001). Estimation of Groundwater Level by GPR in Area with Multiple ambiguous Reflections. **Journal Applied Geophysics**, v. 47, p. 241-249.
- NEAL, A. (2004). Ground – penetration radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth – Science Reviews**, v. 66, p. 261-330.
- OLIVEIRA JÚNIOR, J. A. do S. de. (2012). Propriedades hidrodinâmicas de um neossolo regolítico sob pastagem e caatinga no agreste pernambucano. Dissertação (Mestre em Produção Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Garanhuns/PE, 2012, 91p.
- ORGANIZAÇÕES DAS NAÇÕES UNIDAS – ONU. (2015). Water for a sustainable world. Disponível em: <http://unesdoc.unesco.org/images/0023/002318/231823E.pdf>. Acesso em: 10 mar 2015.
- PAIVA, A. L. R. DE; CAETANO, T. O.; SILVA, D. J.; CABRAL, J. J. S. P.; BRAGA, R. A.P. (2014). Ocorrência e características construtivas de poços escavados em aluvião - trecho alto do Rio Capibaribe – PE. Anais do XII SIMPÓSIO DE RECURSOS HIDRÍCOS DO NORDESTE. Natal, RN.
- PAIXÃO, F. J. R. ANDRADE, A. R. S.; AZEVEDO, C. A. V.; SILVA, J. M.; COSTA, T. L.. (2004). FEITOSA, R. M. Estimativa da infiltração da água no solo através de modelos empíricos e funções não lineares. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 5, n. 1, p. 2-12.
- PAIXÃO, M. S. G. (2005). Análise da Acurácia das Estimativas de Posicionamento do nível freático e dos teores de umidade do solo com emprego dos métodos de sísmica de refração rasa e georadar a partir de um estudo no campus da USP, São Paulo/SP. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, 2005. 117p.
- PAIXÃO, M. S. G.; PRADO, R. L.; DIOGO, L. A.. (2006). Análise do emprego do GPR para estimar o teor de umidade do solo a partir de um estudo na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 2, p. 189-198.
- PEREZ, D. V.; SIMÃO, S. M.; SALATINO, A. 1998. Identificação e caracterização da Repelência à água em alguns Solos brasileiros. **Revista Brasileira de Solo**, v. 22, p. 197-207.

- PÉREZ, Y. A. R. (2003). Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 2003, 91p.
- PHILIP, J. R. (1969). Theory of infiltration. In: Chow, V. T. (ed.). **Advances in Hydrosience**. New York: Academic Press, v. 5, p.215–296.
- PHILIP, J.R. (1987). The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration
- PHILIP, J.R.. (1957). The theory of Infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. **Soil Science**, v. 84, p.163-178.
- PINTO, G.P. (2010). O método GPR aplicado a localização de tubulações utilizadas no abastecimento de água na região urbana do município de Belém – Pará. Dissertação (Mestrado em Ciências/Área de Concentração: Métodos Eletromagnéticos) - Universidade Federal do Pará, Belém-PA, 2010.
- PORSANI, J. L., 1999, Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta Metodológica de Emprego em Estudos Geológico-geotécnicos nas Regiões de Rio Claro e Descalvado – SP. Tese (Doutorado em Geociências e Ciências Exatas) - UNESP, Campus de Rio Claro – SP. 145p.
- REICHARDT, K; TIMM, L. C. Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta Atmosfera. Campinas, Fundação Cargill, 1985. 446p
- REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. (2006). **Propriedades física do solo**. Disponível em: <https://portais.ufg.br/up/68/o/An_lise_da_zona_n_o_saturada_do_solo_texto.pdf>. Acesso em: 15 jan. 15.
- REYNOLDS, J. M. (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Chichester, England: John Wiley & Sons. 795p.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. (1993). Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. Boletim IG-USP. Série Didática, v. 6, p. 1-44.
- RICHARDS, L. A.. (1931). Capillary conduction of liquids through porous media. **Physics**, n. 1, p. 318 – 333.
- RIJO, L. Electrical Geophysics. 1-D Earth Direct Modeling. Belém, 2004. 263 p. Disponível em: <<http://www.cmig.ufpa.br/>>. Acesso em: 03 jul. 2009.
- RODRIGUES, S. I. (2004). Caracterização GPR de Tambores Metálicos e Plásticos: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP. Dissertação (Mestrado em Ciências/Área de concentração: Geofísica) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- RODRIGUES, S. I. (2009). Contribuições dos métodos GPR e Eletromagnético Indutivo em estudos de sítios arqueológicos de sambaquis costeiros no Estado de Santa Catarina. Tese (Doutorado em Ciências/ Área de Concentração: Geofísica Aplicada) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. (1998). Planilhas no Ambiente Exceltm para os cálculos de balanços hídricos: normal, seqüencial, de cultura e de produtividade real e potencial. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 6, n. 1, p. 133-137.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, J. F. C. B. C.; SILVA, R. M. da. (2012). Caracterização Hidrodinâmica dos Solos da Bacia Experimental do Riacho Guaraíra Utilizando o Método Beerkan. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 4, p. 149-160.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. TH. (2001). Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v. 251, n. 3–4, p. 163–176.

SCHMALHOLZ, J.; STOFFREGEN, H.; KEMNA, A.; YARAMANCI, U. (2004). Imaging of Water Content Distributions inside a Lysimeter using GPR Tomography. **Vadose Zone Journal**, v. 3, p. 1106–1115.

Secretaria de Recursos Hídricos e Energéticos de Pernambuco – SRHE. (2010). Plano hidroambiental da bacia hidrográfica do rio Capibaribe: Tomo I - diagnóstico hidroambiental, v. 02/03, Projetos Técnicos. Recife, 2010. Disponível em: http://www.sirh.srh.pe.gov.br/hidroambiental/bacia_capibaribe/index.php/download. Acesso em: 12 mar. 2015.

SILVA, J. F. C. B. da C.; RODRIGUES, A. C. L.; SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M. da. (2009). Caracterização hidrodinâmica de solos através da Aplicação da metodologia beerkan: estudo de caso na Bacia Experimental do Guaraíra – PB. In: Anais XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Campo Grande – MS.

SIMUNEK, J.; SEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M. TH. (2008). The HYDRUS1D Software package for simulating the onedimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Versão 4.0. Riverside, California: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside.

SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.-Y.; ROSS, P.J.; HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1. A capillary-based theory. *Water Resources Research*, v.30, p.2925-2929, 1994.

SOUZA, A. L. (2007). Teoria de conjuntos fuzzy no estudo da dinâmica da água e de solutos no solo. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Agrícola, Campinas, SP.

SOUZA, E. S. de. (2005a). Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba: variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 138p., 2005.

SOUZA, E. S. DE; ANTONINO, A. C. D.; ANGULO-JARAMILLO, R.; MACIEL NETTO, A. (2008). Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. V.12, n.2, p.128–135.

SOUZA, M.M. (2005b). Uso do Georadar em Investigações Ambientais. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontífica Universidade Católica do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2005, 120p.

SOUZA, W. L. DA S. (2011). 124p. Produção de sedimentos da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe para zona costeira da região metropolitana do Recife. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2011.

STEELMAN, C. M.; ENDRES, A. L. (2012). Assessing vertical soil moisture dynamics using multi-frequency GPR common-mid point soundings. **Journal of Hydrology**, v. 436–437, p. 51–66.

TALSMA, T.; PARLANGE, J.-Y. (1972). One-dimensional vertical infiltration. **Australian Journal of Soil Research**, v.10, p.143-150.

THOMPSON, A; NIMMER, M; MISRA, D. (2010). Effects of variations in hydrogeological parameters on water-table mounding in sandy loam and loamy sand soils beneath storm water infiltrations basins. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 2, p. 501-508.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. (1955). The water balance. Publications in Climatology. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 104p

TOMA, R. S. (2012). Evolução do funcionamento físico-hídrico do solo em diferentes sistemas de manejo em áreas de agricultura familiar na região do Vale do Ribeira, SP. Tese (Doutorado em Ciências/Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba/SP, p. 236.

TRAVASSOS, J. de M.; MENEZES, P. de T. L. (2004). GPR exploration for groundwater in a crystalline rock terrain. **Journal of Applied Geophysics**, v. 55, p. 239– 248.

TUCCI, C. E.M; BERTONI, J.C.. (2002). Hidrologia, Ciência e Aplicação. Porto Alegre. UFRGS/ABRH, 943p.

UNITED STATES. Department of Agriculture. Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. Washington, Soil Conservation Service, 1967. 50 p. (Soil Survey Investigation Report, 1)

VAN GENUCHTEN, M.Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.44, p.892-898.

VANAPALLI, S. K., PUFAHL, D.E., FREDLUND, D.G. 1999. The influence of soil structure and stress history on the soil-water characteristic of a compacted till. *Geotechnique*, 49,143-159.

VANZELA, L. S.; ANDRADE, M. C. N. (2014). Manejo da Irrigação Via Solo. Disponível em: <<http://www.agr.feis.unesp.br/lsvmanejoirrigacao.htm>>. Acesso em: 15 jan 15.

VOGELMANN, E. S.; REICHERTI, J. M.; PREVEDELLO, J.; AWE, G. O. (2013). Processos físico-hídricos e propriedades dos solos correlacionadas com a origem de hidrofobicidade nos solos. **Ciência Rural**, v.43, n.9, p.1582-1589.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W.. (2003). Environmental Hydrology. Lewis, Boca Raton, p. 475.

XAVIER NETO, P. (2006). Processamento e Interpretação de dados 2D e 3D de GPR: Aplicações no Imageamento de Feições Kársticas e Estruturas de Dissolução no Campo de Petróleo de Fazenda

Belém- CE. Tese (Doutorado em Geofísica) - Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006, 192f.

XU, X.; LEWIS, C.; LIU, W.; ALBERTSON, J. D.; KIELY, G.. (2012). Analysis of single-ring infiltrometer data for soil hydraulic properties estimation: Comparison of BEST and Wu methods. **Agricultural Water Management**, v. 107, p. 34– 41.

ZHOU, J.; YU, J.L. 2005. Influences affecting the soil-water characteristic curve. **Journal of Zhejiang University SCIENCE**. 6A(8), p. 797-804.