



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO ACADÊMICO DO AGRESTE
NÚCLEO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

GUILHERME TEOTÔNIO LEITE SANTOS

**INFLUÊNCIA DA ESPESSURA DA ZONA NÃO SATURADA NA DINÂMICA DA
ÁGUA EM DEPÓSITO ALUVIONAR NO SEMIÁRIDO**

Caruaru

2018

GUILHERME TEOTÔNIO LEITE SANTOS

**INFLUÊNCIA DA ESPESSURA DA ZONA NÃO SATURADA NA DINÂMICA DA
ÁGUA EM DEPÓSITO ALUVIONAR NO SEMIÁRIDO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Área de concentração: Tecnologia Ambiental.

Orientador: Prof^o. Dr. Artur Paiva Coutinho.

Coorientador: Prof^o. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra.

Caruaru

2018

Catálogo na fonte:
Bibliotecária – Paula Silva - CRB/4 - 1223

S237i Santos, Guilherme Teotônio Leite.
Influência da espessura da zona não saturada na dinâmica da água em depósito
eluvionar no semiárido. / Guilherme Teotônio Leite Santos. – 2019.
174 f.; il.: 30 cm.

Orientador: Artur Paiva Coutinho.
Coorientador: Saulo de Tarso Marques Bezerra.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CAA, Programa de
Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, 2019.
Inclui Referências.

1. Clima de regiões áridas - Pernambuco. 2. Radar nas geociências. 3. Água -
Pernambuco. 4. Geodinâmica. 5. Impacto ambiental – Avaliação - Pernambuco.
I. Coutinho, Artur Paiva (Orientador). II. Bezerra, Saulo de Tarso Marques
(Coorientador). III. Título.

CDD 620 (23. ed.)

UFPE (CAA 2019-252)

GUILHERME TEOTÔNIO LEITE SANTOS

**INFLUÊNCIA DA ESPESSURA DA ZONA NÃO SATURADA NA DINÂMICA DA
ÁGUA EM DEPÓSITO ALUVIONAR NO SEMIÁRIDO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Aprovada em: 31/10/2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof^o Dr. Artur Paiva Coutinho (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^o. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra (Coorientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^o. Dr. Edevaldo Miguel Alves (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^a. Dr^a. Tássia dos Anjos Tenório de Melo (Examinador Externo)
Universidade Federal da Paraíba

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pela força e coragem concedidas a mim, durante toda esta longa caminhada, e por ter dado a oportunidade de concluir um grande sonho. Sem Ele essa conquista não seria possível.

Aos meus pais, Gabriel José dos Santos e Arlene Leite Santos, que não medem esforços para proporcionar um estudo de qualidade e dedicarem suas vidas.

A minha avó, meu porto seguro, Aliete Leite da Silva (*in memoriam*), que apesar de não está presente fisicamente em nosso meio, sempre me incentivou e ensinou valores que carrego comigo em todos os momentos, sendo um exemplo de força, integridade e caráter.

As minhas irmãs, meus orgulhos, Gabriella Leite Santos, Alinne Leite Santos e Rafaella Leite Santos, que são parte da minha fonte de força, por mais difíceis que fossem as circunstâncias, sempre tiveram paciência e confiança.

A todos da minha família, pela colaboração e incentivo, principalmente nos momentos de dificuldades. Em especial, ao meu tio Almani Leite Veras, por toda a sua contribuição e apoio incondicional para a minha formação.

Aos meus colegas que conquistei ao longo do mestrado, pela agradável convivência e constante apoio: França Neto, Jeisiane Isabella, Vitor Hugo, Hugo César, Adriana Thays e Jayne Araújo.

Ao meu orientador Prof^o. Dr. Artur Paiva Coutinho e coorientador Prof^o. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra, pela compreensão, incentivos, conselhos e dedicação, assim tornando possível a conclusão da minha dissertação. Quero expressar a minha admiração e reconhecimento por sua competência profissional.

Ao pessoal do Laboratório de Física do Solo do DEN/UFPE. Em especial, a Severino Neto, pelos ensinamentos de como utilizar o programa Radan 6.6, fundamental na minha pesquisa.

A cada professor presente na banca avaliadora, Edevaldo Miguel Alves e Tássia dos Anjos Tenório de Melo, pelas brilhantes e importantes sugestões para a melhoria deste trabalho.

À bibliotecária Paula Rejane da Silva, por todas as orientações em relação à formatação deste trabalho de acordo com as normas técnicas vigentes da ABNT.

Ao técnico administrativo Marcelo que sempre buscou com destreza solucionar os problemas burocráticos, pela sua atenção, empenho e bom trabalho desempenhado na secretaria do PPGECAM.

Meus sinceros agradecimentos a todos aqueles que de alguma forma doaram um pouco de si para que a conclusão deste trabalho fosse concretizada.

“Bem sei eu que tudo podes, e nenhum dos teus pensamentos pode ser impedido”. (BÍBLIA, A. T., 2009, Jó 42:2).

RESUMO

O perfil de um solo pode ser visualizado e posteriormente analisado em detalhe, através de radagramas gerados pelo método geofísico, GPR (*Ground Penetrating Radar*), que possibilita obter informações necessárias da subsuperfície, capaz de verificar a existência de aluviões que podem ser efetivamente utilizados como fonte de abastecimento de água, diante de seu potencial de armazenamento hídrico. Com a finalidade de realizar o objetivo desta pesquisa, ou seja, o de analisar os impactos hidrológicos causados com a remoção de camadas de solos das aluviões, foi necessário aplicar, primeiramente, um método geofísico não invasivo e não destrutivo, para caracterização geofísica do subsolo no leito seco do rio Capibaribe, a fim de identificar a arquitetura sedimentar do depósito aluvionar. O equipamento utilizado para essa caracterização geofísica nesta pesquisa foi o GPR SIR (*Subsurface Interface Radar*) System-3000 da GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*), e em relação ao processamento dos radagramas em laboratório, utilizou-se o *software* RADAN 6.6. Para integralizar o objetivo deste trabalho, foi realizada modelagem numérica, com o emprego do *software* Hydrus-1D. Efetuando-se, inicialmente, uma análise de sensibilidade da malha de três perfis estratigráficos de depósito aluvionar, considerando diferentes condições de contorno inferior (drenagem livre e pressão constante), a fim de selecionar uma malha que determinasse o grau de refinamento necessário para se obter simulações precisas. Outra análise realizada foi a de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos (α , n , K_s , θ_r , θ_s) de um dos perfis de solo, no processo de transferência hídrica. Em que, observou-se uma maior sensibilidade para o parâmetro n e menor para o parâmetro θ_r . E, em relação a variável de saída mais sensível às alterações dos valores dos parâmetros no modelo Hydrus-1D, para o cenário que considerou pressão constante como condição de contorno inferior, foi o escoamento superficial acumulado e a lâmina média de água armazenada, para o outro cenário, o qual adotou a drenagem livre como condição de contorno inferior. Entretanto, a variável menos sensível às modificações do valor dos parâmetros, em ambos os cenários, foi a lâmina infiltrada acumulada. Por fim, através da última modelagem numérica, verificou-se que a espessura das camadas dos solos do depósito aluvionar é elementar para a conservação dos aquíferos e que algumas variáveis de saída, como a evaporação, são controladas pelas propriedades do solo até certa profundidade, porém, após esta profundidade essas variáveis são determinadas principalmente pelas condições atmosféricas.

Palavras-chave: Semiárido. GPR. Hydrus-1D.

ABSTRACT

The profile of a soil can be visualized and further analyzed in detail, through radiographs generated by the geophysical method, GPR (Ground Penetrating Radar), which allows to obtain necessary subsurface information, able to verify the existence of alluviums that can be effectively used as source of water, given its potential for water storage. In order to carry out the objective of this research, that is, to analyze the hydrological impacts caused by the removal of alluvial soil layers, it was first necessary to apply a noninvasive and non-destructive geophysical method for subsurface geophysical characterization. In the dry bed of the Capibaribe River, in order to identify the sedimentary architecture of the alluvial deposit. The equipment used for this geophysical characterization in this research was the GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.) GPRSIR (Subsurface Interface Radar) System-3000, and in relation to the laboratory processing of radagrams, the RADAN 6.6 software was used. To complete the objective of this work, numerical modeling was performed using the Hydrus-1D software. Initially, a mesh sensitivity analysis of three alluvial deposition stratigraphic profiles was performed, considering different lower boundary conditions (free drainage and constant pressure), in order to select a mesh that would determine the degree of refinement necessary to obtain Accurate simulations. Another analysis carried out was the sensitivity of the hydrodynamic parameters ($\alpha, n, K_s, \theta_r, \theta_s$) of one of the soil profiles in the water transfer process. In which, a higher sensitivity was observed for the parameter n and lower for the parameter θ_r . And, in relation to the output variable most sensitive to changes in the parameter values in the Hydrus-1D model, for the scenario that considered constant pressure as the lower boundary condition, it was the accumulated surface runoff and the mean stored water depth. another scenario, which adopted free drainage as the lower boundary condition. However, the variable least sensitive to parameter value changes in both scenarios was the accumulated infiltrated lamina. Finally, through the latest numerical modeling, it was found that the thickness of the alluvial deposit soil layers is elementary for the conservation of aquifers and that some output variables, such as evaporation, are controlled by soil properties to some extent, However, after this depth these variables are mainly determined by atmospheric conditions.

Keywords: Semiarid. GPR. Hydrus-1D.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Estrutura dos solos.....	34
Figura 2 -	Diagrama de fases do solo.....	35
Figura 3 -	Diagrama para caracterização da textura do solo.....	37
Figura 4 -	Estruturas de grãos isolados.....	38
Figura 5 -	Estrutura Alveolar.....	38
Figura 6 -	Ciclo Hidrológico.....	43
Figura 7 -	Representação esquemática do modelo experimental da lei de Darcy.....	47
Figura 8 -	Heterogeneidade de camada.....	50
Figura 9 -	Combinações de heterogeneidade e anisotropia.....	51
Gráfico 1 -	Condutividade Hidráulica x Índice de Vazios.....	55
Gráfico 2 -	Condutividade hidráulica em diferentes solos.....	58
Gráfico 3 -	Curvas de retenção de água no solo.....	61
Gráfico 4 -	Efeito da textura na retenção de água no solo.....	61
Gráfico 5 -	Curvas que evidenciam a histerese.....	63
Mapa 1 -	Semiárido brasileiro.....	64
Figura 10 -	Diferentes disposições de depósito aluvial.....	67
Figura 11 -	Avaliação da zona de exploração de aluviões: (a) profundidade do nível hidrostático (topo do aquífero); (b) 50% da espessura do depósito aluvial; (c) espessura total do depósito aluvial.....	71
Figura 12 -	A exploração de aluviões em (B) deixa taludes sub-verticais nas margens que poderão gerar desmoronamentos no leito do rio, sendo, portanto totalmente condenável. Em (A) as rampas laterais asseguram estabilidade ao leito do rio.....	71
Figura 13 -	Perfil longitudinal de um rio onde uma ondulação do embasamento rochoso proporcionou o acúmulo de aluviões a montante, saturado durante todo o ano. A seta azul mostra o sentido de escoamento do rio.....	72
Figura 14 -	Posicionamento das antenas no arranjo de aquisição a afastamento constante.....	75
Figura 15 -	Representação de uma onda refratada.....	78

Quadro 1 -	Codificação de algumas fácies de acordo com Miall (2006).....	80
Figura 16 -	Fluxograma simplificado do método de Beerkan.....	81
Figura 17 -	Fluxograma da metodologia.....	84
Mapa 2 -	Áreas de embasamento cristalino ressaltando a região do semiárido brasileiro.....	85
Gráfico 6 -	Crescimento populacional de Santa Cruz do Capibaribe – 1997 a 2016.....	86
Gráfico 7 -	Precipitações médias mensais registradas nos anos de 1997 a 2017.....	86
Mapa 3 -	Localização da área de estudo, leito do rio Capibaribe.....	87
Fotografia 1 -	Equipamentos integrantes do GPR utilizados na obtenção de informações da subsuperfície: (a) Antena transmissora de 200 MHz. (b) Cabo, unidade de controle e de armazenamento dos dados.....	90
Figura 18 -	Fluxograma simplificado para o processamento dos dados.....	91
Gráfico 8 -	Precipitação e Evapotranspiração.....	94
Figura 19 -	Fluxograma do caso 1.....	94
Figura 20 -	Fluxograma do caso 2.....	96
Figura 21 -	Fluxograma do caso 3.....	97
Figura 22 -	Dado Bruto.....	98
Figura 23 -	Processamento do radagrama. (a) Normalização da Distância e (b) Remoção do Background.....	99
Figura 24 -	Processamento do radagrama. Migração.....	100
Figura 25 -	Processamento do radagrama. Ganhos no tempo.....	101
Figura 26 -	Radagrama obtido com uma antena de 200 MHz.....	102
Quadro 2 -	Síntese dos principais padrões das radafacies e litofácies obtidos através do GPR.....	103
Figura 27 -	Perfil estratigráfico. (a) Radagrama adotado para realização da modelagem numérica. (b) Perfil estratigráfico representado no Hydrus-1D.....	105
Figura 28 -	Perfil estratigráfico representado no Hydrus-1D.....	105
Figura 29 -	Perfil estratigráfico. (a) Radagrama adotado para realização da modelagem numérica. (b) Perfil estratigráfico representado no	

	Hydrus-1D.....	106
Gráfico 9 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	108
Gráfico 10 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	109
Gráfico 11 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	111
Gráfico 12 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	113
Gráfico 13 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	115
Gráfico 14 -	Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	117
Gráfico 15 -	Influência do parâmetro θ_r do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	120
Gráfico 16 -	Influência do parâmetro θ_r do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	122
Gráfico 17 -	Influência do parâmetro θ_s do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	124
Gráfico 18 -	Influência do parâmetro θ_s do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	125
Gráfico 19 -	Influência do parâmetro α do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de	

	contorno inferior.....	127
Gráfico 20 -	Influência do parâmetro α do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	128
Gráfico 21 -	Influência do parâmetro n do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	130
Gráfico 22 -	Influência do parâmetro n do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	131
Gráfico 23 -	Influência do parâmetro K_S do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	133
Gráfico 24 -	Influência do parâmetro K_S do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	134
Gráfico 25 -	Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.....	137
Gráfico 26 -	Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.....	141
Gráfico 27 -	Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.....	148
Gráfico 28 -	Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.....	150
Gráfico 29 -	Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.....	152

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Tamanho das partículas de acordo com a NBR 6502/1995, USDA e ISSS.....	36
Tabela 2 -	Coefficiente de permeabilidade em m/s de acordo com a BS 8004:1986.....	54
Tabela 3 -	Profundidade máxima de penetração do GPR em função da frequência central na área pesquisada por Borges (2007).....	76
Tabela 4 -	Valores do coeficiente de reflexão para incidência normal em algumas interfaces.....	77
Tabela 5 -	Valores iniciais dos parâmetros da equação de van Guenuchten - Mualem de cada solo usados nas simulações com o modelo Hydrus - 1D.....	106
Tabela 6 -	Sensibilidade Relativa das Variáveis de Saída do Hydrus-1D.....	145
Tabela 7 -	Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos considerando a variável ESA.....	145
Tabela 8 -	Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos desconsiderando a variável ESA.....	146
Tabela 9 -	Classificação da Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos, de acordo com Chaves (1991), desconsiderando a variável ESA.....	147

LISTA DE SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas técnicas
APAC	Agência Pernambucana de Águas e Clima
ASA	Articulação Semiárido Brasileiro
BA	Bahia
BEST	Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments
BS	British Standards
BSh	Semiárido quente
CV	Coefficiente de Variação
CMP	Common Mid Point
CONSEMA/PE	Conselho Estadual do Meio Ambiente de Pernambuco
DP	Desvio Padrão
DEN/UFPE	Departamento de Engenharia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco
DSER/CCA	Departamento de Solos e Engenharia Rural/Centro de Ciências Agrárias
EM	Eletromagnético
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ERA	Evaporação Real Acumulada
ERT	Electrical Resistivity Tomography
ES	Escoamento Superficial
ESA	Escoamento Superficial Acumulado
FAT	Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo
GPR	Ground Penetrating Radar
GSSI	Geophysical Survey Systems, Inc.
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ISSS	International Society of Soil Science
LIA	Lâmina Infiltrada Acumulada
LMA	Lâmina Média de Água Armazenada
LMAA	Lâmina Média de Água Acumulada
MO	Matéria Orgânica

NBR	Norma Brasileira
NT	Núcleo de Tecnologia
PCC	Permaômetro de Carga Constante
PCD	Permeômetro de Carga Decrescente
PE	Pernambuco
PERH	Plano Estadual de Recursos Hídricos
PPGECAM	Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental
RAA	Recarga Acumulada da Aluvião
RMSE	Erro Quadrático Médio
SBCS	Sociedade Brasileira do Solo
SC	Santa Catarina
SiBCS	Sistema Brasileiro de Classificação de Solos
SIR	Subsurface Interface Radar
TDR	Time Domain Reflectometry
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
USDA	United States Department of Agriculture
USP	Universidade de São Paulo
1D	Uma dimensão
2D	Dois dimensões
3D	Três dimensões

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área transversal da amostra
a	Área da seção transversal da proveta
C	Carvão ou lama carbonosa
c	Velocidade de propagação da luz no vácuo
C_aC_2	Carbureto de cálcio
C_t	Constante
D	Drenagem interna ou ascensão capilar
d	Diâmetro das partículas
d_p	Densidade das partículas do solo ou densidade real
d_s	Densidade do solo ou densidade aparente ou densidade global do solo
e	Índice de vazios
e_a	Pressão de vapor
e_s	Pressão de vapor à saturação
ET	Evapotranspiração Potencial
ET ₀	Evapotranspiração de referência
f	Frequência
F(D)	Distribuição dos tamanhos das partículas
Fl	Lamito com laminações cruzadas e ondulações
Fm	Lamito maciço
Fr	Lamito maciço com raízes e bioturbação
G	Densidade do fluxo de calor no solo
Gci	Cascalho suportado pelos clastos (ortoconglomerado) com graduação inversa
Gcm	Cascalho suportado pelos clastos (ortoconglomerado) com estratificação plano-paralela incipiente
Gmg	Cascalho maciço suportado pela matriz (paraconglomerado) graduação inversa a normal
Gmm	Cascalho maciço suportado pela matriz (paraconglomerado) levemente gradacional
H	Profundidade do refletor
h	Umidade gravimétrica de um solo ou umidade mássica
h	Potencial matricial

h_a	Pressão de entrada de ar do solo
H_f	Carga hidráulica total final
h_g	Parâmetro de escala
h_g	Parâmetro de normalização
H_i	Tensão inicial
H_i	Carga hidráulica total inicial
I	Parâmetro hidráulico
i	Gradiente hidráulico
K	Condutividade hidráulica insaturada
K	Permeabilidade intrínseca
k	Constante dielétrica do meio analisado
k_A e k_B	Constantes dielétricas das camadas superior e inferior da interface refletora, respectivamente
k_{ij}	Tensor de permeabilidade
K_s	Parâmetro de normalização
k_s	Constante de proporcionalidade, também denominada de coeficiente de permeabilidade ou condutividade hidráulica saturada do solo
K_{s1}	Condutividade saturada do solo arenoso
K_{s2}	Condutividade saturada do solo argiloso
$K(S_e)$	Curva de condutividade hidráulica
k_x, k_y e k_z	Condutividade hidráulica das direções x, y e x, respectivamente
$k(\theta)$	Função da condutividade hidráulica não saturada
k_0	Condutividade hidráulica saturada do solo
k_{20}	Coefficiente de condutividade hidráulica a 20°C
m	Parâmetros de forma
m_a	Massa da fase líquida
m_s	Massa das partículas sólidas
n	Porosidade
n	Parâmetros de forma
n_A	Índice de refração do meio A
n_B	Índice de refração do meio B
O	Valores das variáveis
P	Paleosolo carbonático

P_a	Peso da água
P_{ar}	Peso do ar
pCAx	Xistos e gnaisses indiferenciados
pCgn	Complexo gnássico – migmatítico
P_p	Precipitação pluvial
P_s	Peso das partículas sólidas
P_t	Peso total
Q	Vazão
Q_s	Vazão percolada
r_{GPR}	Coefficiente de reflexão
Rn	Saldo de radiação
Rx	Antena receptora
S	Grau de saturação ou saturação relativa
S	Sorvidade
S	Termo de sumidouro
S_e	Saturação relativa efetiva
Sh	Areia muito fina a grossa (pode ser cascalhosa)
Sl	Areia muito fina a grossa (pode ser pedregosa) com estratificações cruzadas com menos de 15°
Sp	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa) com estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas
S_r	Sensibilidade relativa
Sr	Areia muito fina a grossa
St	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa) com estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas
T	Tempo em que a onda leva para ser emitida, refletida e captada
t	Tempo
T_d	Temperatura média diária do ar a 2 m de altura
Tx	Antena transmissora
u_2	Velocidade do vento a 2 m de altura
v	Vazão específica
v_A	Velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio A
V_a	Volume da água

V_{ar}	Volume do ar
v_B	Velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio B
V_s	Volume das partículas sólidas
V_t	Volume total
V_v	Volume dos vazios
$v_x, v_y \text{ e } v_z$	Componentes do vetor velocidade
z	Profundidade da camada
α	Ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical
α	Inverso da pressão do comprimento capilar
β	Ângulo de incidência do raio de onda incidente
γ	Constante psicométrica
γ_w	Peso específico
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor
ΔH	Perda de carga do sistema
Δh	Diferença entre a carga hidráulica total de entrada (h_a) e saída (h_b)
ΔL	Comprimento da amostra
Δt	Intervalo de tempo
ϵ	Permissividade dielétrica
η	Parâmetros de forma
η	Viscosidade dinâmica
θ	Umidade volumétrica
θ_e	Conteúdo de água efetiva
$\theta(h)$	Curva de retenção de água no solo
θ_r	Umidade volumétrica residual
θ_s	Umidade gravimétrica final
θ_s	Parâmetro de normalização
θ_s	Umidade volumétrica saturada
θ_{sl}	Umidade do solo
θ_0	Umidade gravimétrica inicial
λ	Comprimento de onda
λ_A	Comprimento de onda das ondas no meio A
λ_B	Comprimento de onda das ondas do meio B
λ_b	Parâmetro de ajuste

μ	Viscosidade do fluido na temperatura T(°C) de ensaio
μ_{20}	Viscosidade do fluido a 20°C
ρ_d	Massa específica do solo
σ	Condutividade elétrica
φ	Ângulo de refração do raio de onda refratado

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	23
1.1	OBJETIVOS.....	25
1.1.1	Objetivo Geral.....	25
1.1.2	Objetivos Específicos.....	25
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	26
2.1	GROUND PENETRATING RADAR (GPR).....	26
2.2	HYDRUS-1D.....	32
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	34
3.1	ELEMENTOS CONSTITUINTES DOS SOLOS.....	34
3.1.1	Tamanho das Partículas dos Solos.....	35
3.1.2	Textura dos Solos.....	36
3.1.3	Estrutura dos Solos.....	37
3.1.4	Índices Físicos.....	38
3.2	CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS.....	42
3.3	PROCESSOS HIDROLÓGICOS.....	43
3.3.1	Ciclo Hidrológico.....	43
3.3.1.1	Precipitação.....	44
3.3.1.2	Evapotranspiração.....	45
3.3.1.3	Infiltração.....	46
3.4	LEI DE DARCY.....	47
3.4.1	Lei de Darcy em Três Dimensões.....	51
3.5	PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO.....	54
3.5.1	Condutividade Hidráulica.....	54
3.5.1.1	Alguns Fatores que Interferem na Condutividade Hidráulica do Solo.....	54
3.5.1.2	Determinação da Condutividade Hidráulica em Campo e Laboratório.....	57
3.5.2	Curva de Retenção da Água no Solo.....	60
3.5.3	Histerese.....	62
3.6	SEMIÁRIDO BRASILEIRO.....	63
3.7	DEPÓSITOS ALUVIONARES.....	66
3.8	REMOÇÕES DE AREIAS NOS LEITOS DE RIOS.....	69
3.8.1	Normatização da Extração de Areia e Argila.....	70

3.9	MÉTODOS DE INVESTIGAÇÕES GEOTECNICAS.....	72
3.9.1	Métodos Diretos.....	72
3.9.2	Métodos Semidiretos.....	73
3.9.3	Métodos Indiretos.....	73
3.9.3.1	Método Ground Penetrating Radar (GPR).....	74
3.10	MÉTODO BEERKAN.....	80
3.11	MODELO HYDRUS.....	82
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	84
4.1	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	84
4.2	INFORMAÇÕES GEOFÍSICAS.....	88
4.2.1	Processamento dos Dados.....	90
4.3	PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS.....	92
4.4	SIMULAÇÃO NUMÉRICA.....	92
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	98
5.1	DETERMINAÇÕES DOS PERFIS ESTRATIGRÁFICOS.....	98
5.2	SIMULAÇÃO NUMÉRICA COM O HYDRUS-1D.....	104
5.2.1	Caso 1: Análise de Sensibilidade da Malha.....	107
5.2.2	Caso 2: Análise de Sensibilidade dos Parâmetros Hidrodinâmicos.....	119
5.2.2.1	Variação de Parâmetros Hidrodinâmicos do Solo Homogêneo.....	120
5.2.2.2	Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos.....	136
5.2.2.3	Análise da Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos e Variáveis de Saída.....	144
5.2.3	Caso 3: Modelagem Numérica das Remoções de Camadas de Solos Aluvionar.....	147
6	CONCLUSÕES.....	159
7	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	160
	REFERÊNCIAS.....	161

1 INTRODUÇÃO

A situação das pessoas que utilizam as águas provenientes das aluviões do leito seco de rio intermitente é impactada por alguns aspectos, como o crescimento populacional associado à mudança climática que causa o aumento da demanda de água. E o desenvolvimento econômico que faz com que a procura das areias que constituem as aluviões seja intensificada. Provocando a ruptura da estabilidade entre demanda e disponibilidade, da areia e da água. Tal fato gera um embate de caráter socioambiental no leito seco de rios intermitentes do semiárido brasileiro (BRAGA *et al.*, 2014).

Os depósitos aluvionares originam aquíferos freáticos, mesmo sendo restritos em relação a sua geografia e regularmente com pequenas espessuras saturadas, possuem permeabilidades das frações arenosas elevadas, permitindo alcançar vazões bastante expressivas, mesmo que temporariamente, por meio de captações rasas (FEITOSA *et al.*, 2008). Além disso, as aluviões são originadas nos leitos e margens dos rios e riachos, e dispõem de um elevado potencial para o abastecimento de água de uma localidade, mostrando-se assim como uma importante fonte para o suprimento hídrico de regiões, principalmente, aquelas que possuem problemas com a escassez de água, como é o caso do semiárido brasileiro. Esses estoques de águas subterrâneas podem ser explorados, por meio de poços amazonas (cacimbas) e/ou poços tubulares, sendo possível construir barragens subterrâneas para auxiliar, ou seja, elevar o nível do lençol freático, a fim de facilitar o fluxo de água até os poços; ao invés de investir em programas públicos para construção de açudes e barragens superficiais nessa região que é severamente atingida por o fenômeno da evapotranspiração.

Alguns métodos geofísicos podem contribuir com a identificação e caracterização geofísica dos depósitos aluvionares existentes no semiárido, como os métodos elétricos (a partir das medições da resistividade elétrica), métodos sísmicos (através da propagação de ondas de compressão e ondas cisalhantes em casos específicos), métodos magnéticos e eletromagnéticos (por meio de medições dos desvios gerados pela passagem do campo magnético da Terra e corrente, respectivamente), com o propósito de aumentar a disponibilidade hídrica na região e conseqüentemente o desenvolvimento socioeconômico local e regional, visto que as águas provenientes desses aquíferos podem ser aproveitadas na agricultura e pecuária, após uma análise qualitativa em relação à salinidade desse fluido. Uma vez que, de acordo com Silva (2006), essas áreas já são mundialmente caracterizadas por

atividades agrícolas, em grande parte dependente de precipitação direta, e por criações de animais em quantidade moderada.

O georadar, denominado também de radar de penetração no solo ou *Ground Penetrating Radar* (GPR) é um método eletromagnético não invasivo, o qual tem um caráter não destrutivo, possui um custo baixo associado a sua operação, promove agilidade nos levantamentos em campo (REYNOLDS, 1997). E entre todas as técnicas geofísicas disponíveis é a que proporciona informações de maior resolução da subsuperfície (BREWSTER; ANNAN, 1994). É o método mais apropriado para investigações de grandes áreas, devido a sua flexibilidade operacional com riquezas de detalhes em um pequeno espaço de tempo (PORSANI *et al.*, 2004). Além disso, difere de métodos diretos, como manuais (poços, trincheiras, trados manuais) e mecânicos (sondagens à percussão, sondagens rotativas), os quais necessitam coletar amostras para análise do solo. Dessa maneira, o GPR mostra-se indicado para ser utilizado na identificação de depósitos aluvionares nos afluentes dos rios e riachos no semiárido brasileiro, devido às características desse método e por disponibilizar um perfil geofísico (radagrama) do subsolo.

Para contribuir com este método geofísico (GPR), pode-se adotar um método direto (mecânico ou manual), a fim de identificar as possíveis camadas heterogêneas presentes no subsolo e o nível do lençol freático, possibilitando obter um bom modelo da subsuperfície e uma melhor concepção das estruturas presentes no subsolo, já que nem sempre diferentes camadas apresentam propriedades físicas distintas (SOARES, 2009).

O local onde será aplicada a técnica adotada neste trabalho (GPR) é o leito seco do rio Capibaribe, situado na região semiárida brasileira. Nesta região, a oferta de água à população é fundamental, principalmente as localizadas na zona rural, cuja economia está diretamente ligada a setores como: agricultura e pecuária, as quais são dependentes de recursos hídricos que se encontram em sua maior parcela nos mananciais subterrâneos. Desse modo é elementar a aplicação de tecnologias para identificação de reservatórios de água nos aquíferos dessa região, que é severamente acometida por longos períodos de escassez de água.

A caracterização hidrológica somada à caracterização geofísica é bastante relevante para entender o comportamento dos solos, por onde as águas se infiltram para alimentar as aluviões. Como também, a geometria dos depósitos aluvionares, por influenciar nos processos de transferência e distribuição espacial da água armazenada na subsuperfície.

A remoção das camadas de solo das aluviões, com a finalidade de comercialização, principalmente, no setor da construção civil (prática bastante empregada na região semiárida), causa o aumento da susceptibilidade das aluviões a fenômenos como a evaporação. Diante disto, é importante analisar a sensibilidade dos aquíferos na evaporação real, através de modelagem numérica unidimensional com o emprego do *software* Hydrus-1D. Esta modelagem também pode ser realizada com outros objetivos, como o de comparar a capacidade de armazenamento, recarga de água subterrânea com a diminuição das camadas de solos de diferentes perfis estratigráficos que têm a presença de aluvião, assim como, analisar a sensibilidade das malhas e dos parâmetros hidráulicos de perfil de depósitos aluvionares.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Analisar a dinâmica da água em diferentes situações e perfis geológicos aluvionar do leito seco do Rio Capibaribe.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Efetuar caracterização geofísica de um depósito aluvionar;
- Analisar a sensibilidade da malha em relação às propriedades do solo de diferentes perfis estratigráficos, considerando diferentes condições de contorno inferior;
- Analisar a sensibilidade dos parâmetros hidráulicos de um perfil estratigráfico homogêneo, considerando diferentes condições de contorno inferior;
- Analisar o impacto da extração de camadas de solo de depósito aluvionar situado sobrejacente a um aquífero.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

Em relação aos métodos geofísicos existentes, como os métodos sísmicos, elétricos, magnéticos e eletromagnéticos, o radar de penetração do solo (GPR) é um método relativamente recente (BORGES, 2007; SILVA, 2014). Hülsmeier utilizou as ondas eletromagnéticas pela primeira vez com o propósito de determinar a presença de objetos de metal enterrados no solo em 1904 (DANIELS, 2004). Na década de 60, vários pesquisadores com a finalidade de verificar a altitude adequada para o pouso de aeronaves, permaneceram utilizando o método GPR no Ártico e na Antártida, baseando-se no tempo duplo de viagem dos pulsos de radar (SILVA, 2014; SANTOS *et al.*, 2016). A partir da década de 70, foram realizadas várias pesquisas em diferentes ambientes geológicos de baixa perda (SILVA, 2014). Depois da missão à Lua, cresceram as pesquisas empregando o método GPR, por ocasião da nave Apollo 17 (ULRIKSEN, 1982).

Na década de 80 ocorreram desenvolvimentos tecnológicos, como também o aperfeiçoamento dos sistemas de aquisição dos dados GPR, estabelecendo-se assim, como um método consistente e apropriado para investigação da subsuperfície rasa (BORGES, 2007; OLIVEIRA, 2008). Nesta década, o GPR foi aceito, por parte da comunidade geocientífica mundial, como um método de exploração geofísica (SOUZA, 2005; ALVES, 2011).

No Brasil a técnica GPR começou a ser utilizado na década de 90 (PORSANI, 1999). Os primeiros trabalhos realizados no Brasil, em que se utilizou o método GPR, foram executados pelo Centro de Pesquisa da PETROBRAS (Cenpes/PETROBRAS), em 1994 (SOUZA, 2005). Nesta década vários trabalhos foram desenvolvidos, dentre estes, os qua ma

Devido ao GPR apresentar portabilidade, praticidade, rapidez na aquisição e processamento dos dados, esse método tem se destacado na investigação rasa, em relação aos outros métodos geofísicos. O GPR gera como produto final, uma imagem eletromagnética do subsolo, evidenciando as ocorrências no subsolo a uma dada resolução, sendo bastante útil para assessorar a tomada de decisão por profissionais nas mais diversas áreas (SILVA, 2014; SANTOS *et al.*, 2016).

O radar de penetração do solo (GPR) está sendo aplicado em diversos ramos da ciência atualmente, como: geofísica (AFSHAR *et al.*, 2015; ARANHA *et al.*, 2005; BRITO *et*

al., 2018; ERKAN; JEKELI, 2011; HARARI, 1996; MARCELINO *et al.*, 2005; SAUVIN *et al.*, 2014); engenharia (CASTRO; OKABE; CARVALHO, 2011; GRANDJEAN; GOURRY; BITRI, 2000; LOPES, 2009; MARECOS *et al.*, 2017; SANTOS, 2014; SOLLA *et al.*, 2010;); arqueologia (ARAGÃO; LUIZ; LOPES, 2010; BERNARDINI *et al.*, 2018; NEGRI; LEUCCI; MAZZONE, 2008; PORSANI; JANGELME; KIPNIS, 2010; SOUZA, 2014).

Nesta dissertação apresentam-se os trabalhos mais significativos associados ao método GPR utilizados na investigação da subsuperfície e do nível do lençol freático.

Harari (1996) realizou análises com o GPR, para obter imagens das características estratigráficas e identificar a presença de águas subterrâneas, quando existente, em dunas de areia, que possuem alta porosidade e permeabilidade, podendo servir como reservatórios de água. Logo, verificou-se que as águas subterrâneas nas dunas puderam ser detectadas pelo GPR, quando utilizada uma frequência adequada. Também, foi possível identificar os caminhos de migração preferenciais dos fluidos, que ficam saturados após os episódios de chuvas, indicando que o movimento das águas subterrâneas internas pode ser conduzido por características estratigráficas.

Dourado *et al.*(2001) buscaram detectar cavidades no interior de arenitos, pertencentes às Formações Pirambóia e Botucatu, para isto utilizaram as seguintes técnicas geofísicas: gravimetria, eletrorresistividade (caminhamento elétrico dipolo-dipolo) e radar de penetração no solo (GPR). Com isso, perceberam que os resultados adquiridos com a gravimetria e a eletrorresistividade foram coerentes, pois a gravimetria apresentou baixos gravimétricos, indicando uma “ausência de massa” na área de influência da cavidade, e o caminhamento detectou um esperado crescimento de resistividade elétrica nesta mesma área. E o GPR conseguiu detectar cavidades por meio das feições hiperbólicas detectadas nos radagramas.

Borges e Porsani (2002) realizaram investigações geofísicas, com os métodos GPR e o de Eletrorresistividade na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, no interior do campus da Universidade de São Paulo (USP). Com o objetivo de caracterizar os sedimentos e o topo das rochas do embasamento da bacia e comparar os resultados obtidos com as duas metodologias. Para isso, os perfis geofísicos foram adquiridos através de uma mesma linha. Com base nos resultados do estudo, pode-se concluir que o GPR foi um método eficaz para detectar o limite entre a base do solo e uma camada de areia, estando os resultados em conformidade com as indicações do poço. Uma zona irregular de condutividade também foi encontrada, por meio do perfil elétrico, podendo estar associada a uma zona de falhas.

Porsani, Hiodo e Elis (2002) utilizaram os métodos GPR e o de eletrorresistividade para obter a localização de zonas de fraturas nas rochas graníticas e indicar o topo da rocha sã. Além disso, realizaram uma análise comparativa entre as duas metodologias adotadas, então os perfis geofísicos foram obtidos sobre uma mesma linha, com a filosofia de interpretação integrada. Então, A área de estudo para essas observações está localizada próximo ao município de Itu, estado de São Paulo – Brasil, sobre a Suíte Granítica de Itu. Obteve-se com o GPR um perfil geofísico de 80m (utilizando as antenas de 50, 100 e 200 MHz), como também, dois perfis de caminhamento elétrico com dipólos de 2 e 10 m. Nos perfis geofísicos foi possível observar dois fortes refletores inclinados, um em torno de 10m de profundidade, que pode ser entendido como fraturas preenchidas com água, e o outro entre 12 e 17m de profundidade, que pode ser interpretado como o topo da rocha granítica sã. Também, puderam-se verificar duas regiões anômalas. Em que, nos perfis GPR, essas regiões são identificadas por uma região sem refletores, em decorrência da elevada atenuação das ondas eletromagnéticas. E nos perfis elétricos, essas regiões estão relacionadas às regiões condutivas que podem estar ligadas com a presença de uma fratura subvertical. Diante dos resultados obtidos, pode-se ratificar a utilização desses métodos para aplicar na investigação litológica.

Souza Júnior e Porsani (2002) aplicaram os métodos GPR e o da Eletrorresistividade, para verificar a localização de zonas de fraturas e o topo da rocha sã, em uma pedreira de granito ornamental situada próximo ao município de Capão Bonito, no estado de São Paulo – Brasil. Esse estudo permitiu identificar a litologia do subsolo, ou seja, verificar as zonas das fraturas, que foram provavelmente preenchidas por água, o matacão, a intrusão de um dique de diabásio e o topo da rocha sã. Logo, obtiveram-se informações fundamentais ao engenheiro de minas, por possibilitar um delineamento mais correto na exploração de jazidas.

Ucha *et al.* (2002) a fim de analisarem os solos dos tabuleiros costeiros, no litoral norte do estado da Bahia, com o GPR, avaliaram nove perfis no decorrer de uma topossequência sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, localizado na Fazenda Rio Negro, município de Entre Rios (BA). Diante dos resultados obtidos, os autores concluíram que o GPR é uma técnica eficaz para investigação do subsolo, por permitir analisar extensas áreas, reduzindo assim os custos e o tempo fundamentais para a avaliação de grandes proporções, e por possibilitar verificar as transições entre os tipos de solos.

Porsani *et al.* (2004) a partir de investigações com o GPR nos distritos mineiros de Santa Bárbara e Bom Futuro: Província Estanífera de Rondônia, identificaram os depósitos

estaníferos primários e secundários, e também a melhor condição econômica relacionadas às fases de prospecção e análise de depósitos para exploração mineral. E, com base nos resultados obtidos, perceberam que o método GPR se mostrou satisfatório financeiramente, quando utilizado em investigações antes da realização de sondagens, e ainda, observaram que os resultados obtidos com o GPR possuíam uma concordância relevante com as informações geológicas provenientes das sondagens.

Travassos e Menezes (2004) utilizaram o método GPR para investigação da subsuperfície, com a finalidade de analisar as águas subterrâneas existentes, para posterior exploração desse recurso mineral, em um terreno de rocha cristalina. Já que, segundo esses autores, 60% do território brasileiro, ou seja, 4.600.000 km² é composto por rochas cristalinas. Para essa pesquisa os dados obtidos através do GPR permitiu uma caracterização detalhada da forma e extensão da zona saturada rasa.

Aranha *et al.* (2005) empregaram o Radar de Penetração do Solo (GPR) no estudo de estabilidade de talude urbano. Os taludes analisados na pesquisa foram nomeados de Planetóides e Rio Acima, são compostos por depósitos de tálus sobre filitos e xisto, respectivamente. Estes taludes são caracterizados por sofrerem consecutivos escorregamentos a cada época chuvosa, e estão situados na Região Metropolitana de Belo Horizonte, no estado de Minas Gerais. Com a aplicação do GPR, no Talude Planetóides, foi possível obter a espessura do depósito de tálus, assim como, a presença de mais de uma superfície de ruptura circular. Já no Talude Rio Acima, os perfis geofísicos (radagramas) permitiram verificar a profundidade das disposições e intensidades das fraturas e da xistosidade, as quais são fatores condicionantes de rupturas planares no maciço de xisto. A análise dos dados do GPR juntamente com outros métodos geotécnicos tradicionais de análise de estabilidade, usados na pesquisa, permitiram a identificação de parâmetros fundamentais que são utilizados durante as análises de estabilidades. Então, verificaram que o GPR foi uma ferramenta importante no estudo de escorregamentos de taludes, já que os dados fornecidos possibilitaram a identificação dos parâmetros essenciais na análise dos processos de ruptura, em cada um dos taludes analisados.

Marcelino *et al.* (2005) utilizaram o GPR para verificar o nível d'água subterrânea em transição na Floresta Amazônica e no Cerrado. Com a criação de três poços de monitoramento do nível de água, instalados em locais diferentes: o primeiro em uma área de floresta permanente, outro em área de floresta manejada e outra em uma área de pasto. Assim,

perceberam com auxílio desse método direto de investigação que os perfis de GPR apresentavam diferentes níveis de lençol freático, devido à variação da umidade do solo, no período analisado de 2001-2002. E foi verificado que a umidade provocou alterações nos sinais da reflexão, por causa da mudança da constante dielétrica do solo, já que a existência de água amplifica a condutividade do meio, e também, gera reflexões fortes, sendo possível mapear o topo do lençol freático de longas áreas. Foi observado, ainda, que ocorreram variações da profundidade do topo do lençol freático, devido às áreas analisadas apresentarem tipos de coberturas vegetais diferentes, sendo essa variação mais intensa na área de pastagem, devido, entre outras causas, a evaporação ser maior e pela baixa retenção, decorrente da menor cobertura vegetal.

Barbosa *et al.* (2009) realizaram um estudo das estimativas do teor de umidade utilizando o método GPR comparado ao *Time Domain Reflectometry* (TDR) e gravimétrico. Para isso, realizou-se a coleta dos dados em dois experimentos diferentes: um em laboratório, que teve a finalidade de criar um meio homogêneo, para obter as medidas de umidade tanto com o GPR (utilizando antena de 1 GHz), como com o TDR; já no outro experimento, realizado em campo, foram coletados dados com o GPR (utilizando antenas de 200 MHz) e de amostras deformadas de solos do local, obtidas com o trado manual. O estudo mostrou que o GPR era sensível as variações de umidade, existentes nos dois experimentos, e que os valores obtidos por este método eram equivalentes aos valores do TDR e das amostras, mostrando-se bastante interessante para avaliações da variação espacial e temporal dos teores de umidade no subsolo raso.

Lima *et al.* (2009) analisaram e afirmaram, através da pesquisa, a viabilidade do uso do GPR na locação de barragens subterrâneas em aluviões no semiárido brasileiro. Outro aspecto importante que ratifica a possibilidade de se aplicar essa tecnologia, foi apresentado por Gandolfo *et al.* (2001), que obtiveram a visualização de características da estratigrafia rasa em detalhes de uma área costeira, por meio dos perfis originados pelo Radar de Penetração do Solo (GPR), que se assemelhou bastante com as informações de campo aludidas em literatura.

Qin *et al.* (2012) monitoraram a distribuição do teor de água do solo próximo à superfície, no deserto de Gurbantünggüt, com o GPR. Como as concentrações de água na subsuperfície mudam rapidamente nesse local, devido ao descogelamento das neves, é imprescindível utilizar métodos eficientes e rápidos para monitorar em campo o teor de água

do solo. A análise do GPR, para esta finalidade, mostrou ser bastante eficaz, por proporcionar uma obtenção rápida de imagens detalhadas da distribuição de conteúdo de água na subsuperfície em campo, com uma precisão semelhante ao TDR.

Afshar *et al.* (2015) realizaram um estudo em Hesarak-Karaj, Irã, utilizando o *ground penetrating radar* (GPR) e a *electrical resistivity tomography* (ERT), para investigação geofísica de zonas subterrâneas de saturação. Os autores observaram que a utilização integrada dessas duas técnicas foi muito eficiente, já que identificaram com sucesso a profundidade do lençol freático e a localização das prováveis ocorrências de cavidade em uma área residencial em desenvolvimento, para a locação da construção de fundações de edifícios.

Carvalho *et al.* (2017) determinaram o comportamento do lençol freático na área urbana do balneário Cassino, no estado do Rio Grande do Sul, nos bairros Querência e Atlântico Sul. Através de dados de georadar (GPR), juntamente com a altimetria do terreno (coletados com GNSS-RTK), composição do solo, pluviosidade e medição da profundidade do lençol freático foram possíveis verificar as diferentes profundidades da franja capilar superior e inferior do lençol freático, assim como, estabelecer as zonas com maior suscetibilidade a alagamentos. Sendo essencial para que os gestores municipais disponham de ferramentas adequadas para o planejamento das localidades vulneráveis aos alagamentos. As posições do nível do lençol freático superficial coletadas com GPR ratificaram, nessa pesquisa, os valores medidos *in situ*, através da escavação de poços de observação, com a utilização de trado manual. Com o emprego do GPR, também, foi possível determinar a profundidade do lençol freático mais profundo, inacessível por meio da sondagem simples disponibilizada pelos poços.

Brito *et al.* (2018) aplicaram o GPR para caracterização geofísica no leito seco do rio Capibaribe no município de Santa Cruz do Capibaribe, estado de Pernambuco - Brasil. O método se mostrou apto para identificação das possíveis alterações, nas diferentes camadas do perfil do solo, do conteúdo de água, granulometria, tipo de sedimentos e orientação das camadas, o lençol freático, as estruturas sedimentares e os contatos litológicos.

O método GPR tem sua aplicação ainda pouco utilizada na ciência do solo, diante da baixa quantidade de publicações encontradas para essa finalidade, apesar de ter sido bem propagado nas últimas décadas.

2.2 HYDRUS-1D

Alguns trabalhos na literatura serão abordados aqui, a fim de enfatizar a aplicação de modelagens numéricas utilizando o Hydrus-1D para realização da análise da dinâmica da água no subsolo.

Chaves (2009) calculou a sensibilidade relativa (S_r) de 5 variáveis de saída do modelo Hydrus-1D, simulando a percolação de água em uma coluna de 61 cm de solo, adotando uma tensão inicial (uniforme) de $H_i = -150$ cm, lâmina de água de 2 cm na superfície, e drenagem livre no fundo. As variáveis de saída consideradas na pesquisa foram: 1- o fluxo de água no fundo da coluna, 2- o fluxo de água acumulada no fundo, 3- o tempo necessário para a saturação do fundo da coluna, 4- o volume de água armazenado na coluna e 5- a umidade no fundo da coluna ao final da simulação. A fim de verificar o efeito da textura sobre a sensibilidade do modelo, 3 solos do Cerrado foram utilizados nas simulações: 1- Neossolo quartzarênico (arenoso), 2- um Latossolo Vermelho-amarelo (textura média), e 3- um Latossolo vermelho-amarelo (argiloso). Observou-se que o modelo Hydrus foi mais sensível ao parâmetro n ($S_r = 2,79$) e pouco sensível ao parâmetro I ($S_r = 0,04$), com o solo arenoso apresentando, em média, a menor sensibilidade relativa ($S_r = 0,73$) e o solo argiloso a maior sensibilidade relativa ($S_r = 1,22$). O fluxo de água acumulado foi a variável de saída do modelo mais sensível aos seis parâmetros ($\theta_s, \theta_r, n, K_s, \alpha$ e I) analisados ($S_r = 2,34$).

Mota e Kobiyama, (2011) buscaram analisar a dinâmica da água na zona vadosa em diferentes usos do solo, com o emprego do modelo Hydrus-1D, na região de Rio Negrinho/SC. Então analisou quatro tipos de uso do solo para comparação: pastagem, reflorestamento, floresta nativa e agricultura (solo nu). No laboratório, foram determinadas: a textura, condutividade hidráulica saturada e porosidade total, em duas diferentes profundidades, para cada uso do solo. Com a utilização do *Rosetta Lite Version 1.1*, que usa funções de pedotransferência, estabeleceu os parâmetros de van Genuchten (1980). Assim, conseguiram identificar a variabilidade da dinâmica da água no solo e concluíram que a mata nativa foi o cenário que apresentou a frente de molhamento mais lenta.

Alves *et al.* (2012) simularam a dinâmica da água no solo cultivado com o feijá caupi, com o *software* Hydrus-1D, nas distintas fases fenológicas da cultura (emergência, vegetativa, reprodutiva e maturação). Sendo o *software* calibrado com o solo sem a vegetação e com o solo vegetado, e posteriormente aplicado na simulação da dinâmica da água em todas as fases

fenológicas. Então, verificou-se que o *software* Hydrus-1D simulou adequadamente a evapotranspiração e a variação do armazenamento de água no solo (elementos fundamentais no balanço hídrico), em diferentes condições atmosféricas e de umidade do solo, como também, nas divergentes fases fenológicas do feijão caupi.

Feltrin, Paiva e Paiva (2013) simularam a dinâmica da água no solo, utilizando o *software* Hydrus-1D, sendo considerada as condições climáticas características da região sul do Brasil, confrontando os resultados simulados com os resultados obtidos em medições de campo. Com isso, verificaram que os dados simulados e os dados observados apresentaram uma mesma tendência de variação em relação ao armazenamento e conteúdo de água no solo, para todas as profundidades analisadas. E, também, perceberam que os resultados da drenagem simulada, com o modelo Hydrus-1D, foram compatíveis com os resultados obtidos para as flutuações nos níveis de rios e lençol freático, bem como a drenagem obtida em lisímetro.

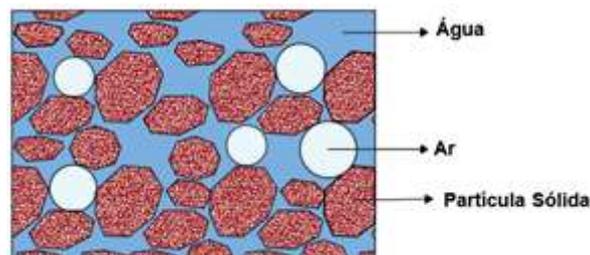
Silva *et al.* (2015) moldaram a dinâmica de umidade do solo com o modelo Hydrus-1D, através de medições com a Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) em proporções experimentais, considerando situações de cobertura natural e solo descoberto, na cidade de Pesqueira-PE. O Hydrus-1D mostrou um desempenho satisfatório para a variável analisada (umidade do solo), de acordo com os índices aplicados. Os resultados obtidos permitiu afirmar que o modelo pode ser usado, para estimar a umidade do solo em escala diária para o tipo de solo e condições de cobertura analisados. Segundo o índice Nash-Sutcliffe, a eficiência do modelo se alterou de 72% a 82% com um Erro Quadrático Médio (RMSE) máximo de apenas 3% e concordância maior que 90%. Pôde-se observar, também, por meio da modelagem numérica e dos padrões de chuvas ocorridos que a cobertura da caatinga interceptou aproximadamente 15 %.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 ELEMENTOS CONSTITUINTES DOS SOLOS

O solo é um sistema formado por um conjunto de partículas sólidas, existindo entre si vazios que tem capacidade de armazenar água. De maneira geral, os solos são sistemas trifásicos, ou seja, constituído por três fases: sólida, líquida e gasosa, conforme apresentado na Figura 1 (CAPUTO, 1988; DAS, 2007). Os solos são originados da decomposição das rochas que integravam inicialmente a crosta terrestre. Essa decomposição é resultante da atuação de agentes físicos e químicos. Como por exemplo, das oscilações térmicas que geram trincas, que permitem a penetração da água, atacando quimicamente os minerais. O ataque químico também pode ser provocado pela presença da fauna e flora, por meio de hidratação, hidrólise, oxidação, lixiviação, troca de cátions, carbonatação, etc. Os solos gerados através do conjunto destes processos são constituídos de misturas de partículas pequenas que se distinguem pelo tamanho e composição química (PINTO, 2006).

Figura 1 - Estrutura dos solos.



Fonte: O Autor (2018).

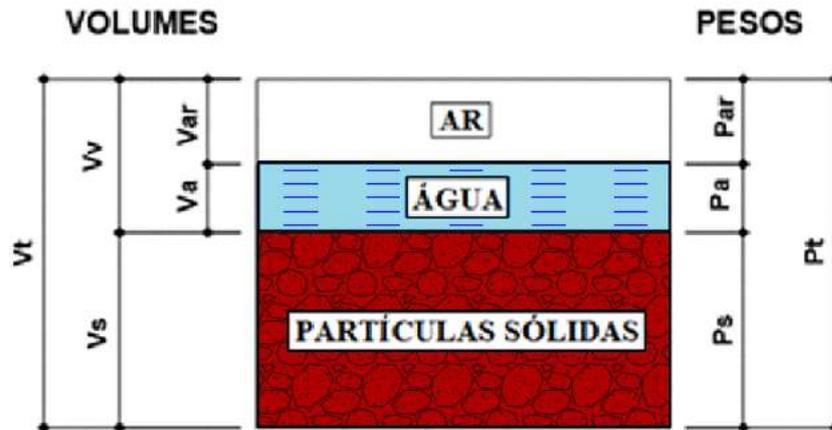
As três fases dos solos podem ser apresentadas de maneira separadas (Figura 2). Num solo, o volume não ocupado pelas partículas sólidas é comum ser chamado de vazios, mesmo que esteja preenchido por água ou ar. As partículas sólidas que preenchem parte do volume de um solo se acomodam gerando uma estrutura (PINTO, 2006). O volume total do solo e seu peso podem ser obtidos através das seguintes equações:

$$V_t = V_v + V_s = V_{ar} + V_a + V_s \quad (3.1)$$

$$P_t = P_{ar} + P_a + P_s \quad (3.2)$$

No qual: V_t : corresponde ao volume total, V_v : volume dos vazios, V_s : volume das partículas sólidas, V_{ar} : volume do ar, V_a : volume da água, P_t : peso total, P_a : peso da água, P_s : peso das partículas sólidas e P_{ar} : peso do ar, que é um peso insignificante em relação à P_s e P_a .

Figura 2 - Diagrama de fases do solo.



Fonte: O Autor (2018).

Um solo totalmente seco é composto por duas fases (partículas sólidas de solo e o ar presentes nos poros). Um solo totalmente saturado também tem duas fases (partículas sólidas de solo e água que ocupa os poros). Já um solo parcialmente saturado é composto por três fases: partículas sólidas de solo, água dos poros e ar dos poros (CRAIG, 2007). O comportamento de um solo resulta da quantidade relativa de cada uma das três fases (PINTO, 2006).

3.1.1 Tamanho das Partículas dos Solos

Essa característica dos solos, segundo Pinto (2006), é a primeira que distingue os solos. As partículas dos solos possuem normalmente uma grande variabilidade de tamanhos. De acordo com a NBR 6502/1995 o tamanho destas partículas pode variar de mais de 1.000 mm até menos de 0,002 mm. Porém, segundo o *United States Department of Agriculture* (USDA), esse valor varia entre menos de 0,002 mm até acima de 600 mm. Já conforme a *International Society of Soil Science* (ISSS) o valor pode variar entre menos de 0,002 mm até um limite superior maior que 20 mm. As faixas de tamanho estão caracterizadas detalhadamente na Tabela 1.

Tabela 1 - Tamanho das partículas de acordo com a NBR 6502/1995, USDA e ISSS.

Classificação	Diâmetro das partículas (mm)	Diâmetro das partículas (mm)	Diâmetro das partículas (mm)
	NBR	USDA	ISSS
Bloco de Rocha	$d > 1000$	$d > 600$	-
Matacão	$200 < d < 1000$	$250 < d < 600$	-
Pedra de mão	$60 < d < 200$	$76 < d < 250$	$d > 20$
Pedregulho	$2 < d < 60$	$2 < d < 76$	$2 < d < 20$
Areia muito grossa	-	$1 < d < 2$	-
Areia grossa	$0,6 < d < 2$	$0,5 < d < 1$	$0,2 < d < 2$
Areia média	$0,2 < d < 0,6$	$0,25 < d < 0,5$	-
Áreia fina	$0,06 < d < 0,2$	$0,1 < d < 0,25$	$0,02 < d < 0,2$
Áreia muito fina	-	$0,05 < d < 0,1$	-
Silte	$0,002 < d < 0,06$	$0,002 < d < 0,05$	$0,002 < d < 0,02$
Argila	$d < 0,002$	$d < 0,002$	$d < 0,002$

Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado da NBR 6502/1995 e Estados Unidos (2017).

Os solos que têm suas propriedades influenciadas principalmente por partículas com tamanho de argila e silte são denominados de solos finos. Já os solos que têm as suas propriedades influenciadas principalmente por partículas do tamanho de areia e pedregulho são denominados de solos grossos (CRAIG, 2007).

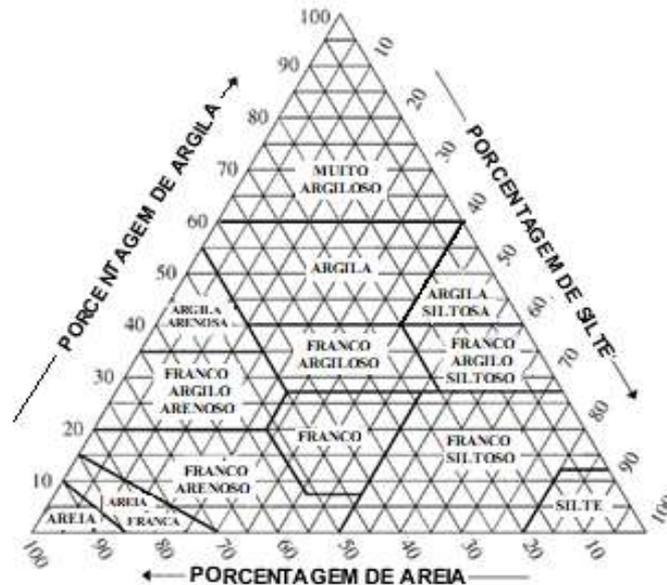
3.1.2 Textura dos Solos

De acordo Almeida (2004) a textura corresponde à relação entre o tamanho das partículas dos grãos que formam a fase sólida dos solos e as proporções relativas em que tais tamanhos ocorrem no solo. A sua medida é denominada de granulometria. É possível determinar a textura de maneira grosseira através do tato. A variabilidade das características texturais do solo ocorrem de acordo com o relevo e do material de origem (CAMPOS *et al.*, 2007).

Os grupos texturais podem ser determinados por meio do triângulo de classificação textural de solos (figura 3), como indicado pelo *United States Departamento of Agriculture*

(USDA) e utilizado pela Sociedade brasileira do Solo (SBCS). O mesmo analisa as composições granulométricas em relação ao percentual de argila, silte e areias (FONSECA, 2011). O sistema é constituído pela sobreposição de três triângulos isósceles que retratam a quantidade de argila, silte e areia do solo.

Figura 3 - Diagrama para caracterização da textura do solo.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de USDA ([1993]).

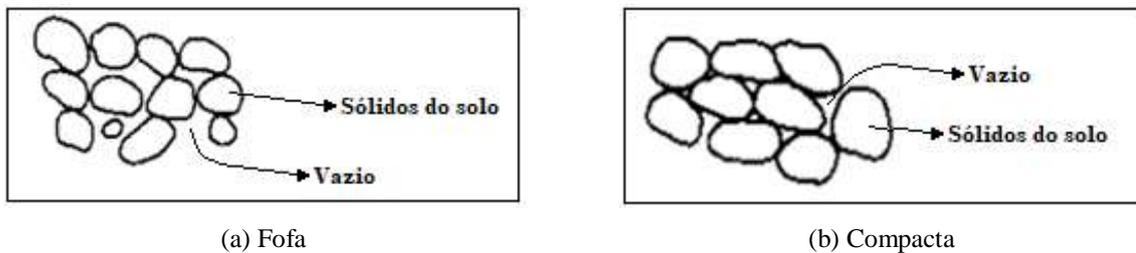
3.1.3 Estrutura dos Solos

De acordo com Caputo (1988) a estrutura do solo é estabelecida como o arranjo ou disposição das partículas do solo. Alguns elementos interferem na estrutura, como: forma, tamanho e composição mineralógica das partículas do solo, assim como, a natureza e composição da água do solo. De forma geral, os solos podem ser agrupados em duas classes: não-coesivos e coesivos (DAS, 2007).

As estruturas em solos não-coesivos normalmente são separadas em duas categorias principais: com grãos isolados (Figura 4.a e 4.b) e alveolares (Figura 5). As estruturas de grãos isolados, as partículas do solo se encontram em posições estáveis, com cada partícula em contato com as adjacentes. Fatores como forma e distribuição de tamanho das partículas do solo, assim como suas posições relativas influenciam sobre a densidade do agrupamento. Logo, um grande intervalo de índices de vazios é possível. Na estrutura alveolar, areia e silte

relativamente finos originam pequenos arcos com correntes de partículas. Os solos que têm uma estrutura alveolar possuem índices de vazios grandes e podem aguentar uma carga estática moderada. Porém, sob a ação de cargas elevadas ou quando submetidos a carregamentos de choque, a estrutura se rompe, o que resulta em uma grande quantidade de recalque (DAS, 2007).

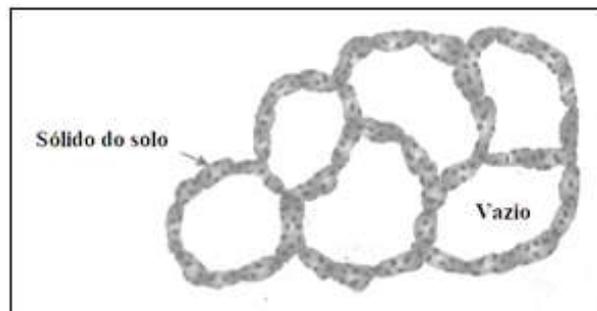
Figura 4 - Estruturas de grãos isolados.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Machado e Machado (1997).

Figura 5 - Estrutura Alveolar.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Das (2007).

3.1.4 Índices Físicos

Como as quantidades de água e ar presentes no solo podem alterar, em decorrência, por exemplo, da evaporação que pode reduzir a quantidade de água, substituindo-a por ar, e a compressão do solo que pode gerar a saída de água e ar, conseqüentemente a redução no volume de vazios do solo. As partículas que formam os solos se mantêm, porém o seu estado se modifica. As propriedades do solo resultam do estado em que se encontra. Para determinar o estado do solo, utilizam-se índices que correlacionam os pesos e volumes das três fases no solo (PINTO, 2006).

- Umidade gravimétrica

A umidade gravimétrica de um solo (h), denominada também de umidade mássica, corresponde à relação entre a massa da água existente num certo volume de solo e a massa da parcela sólida presente neste mesmo volume (Equação 3.3).

$$h = \frac{m_a}{m_s} \quad (3.3)$$

Em que: m_a : é a massa da fase líquida e m_s : massa das partículas sólidas.

Para sua determinação, primeiramente, pesa-se a amostra de solo no seu estado natural (motivo pelo qual, segundo Caputo (1988), a amostra a analisar não deve perder umidade), posteriormente, coloca-se a amostra em estufa à temperatura constante de 105°C a 110°C, até atingir uma massa constante, geralmente isso ocorre num intervalo de 16 h a 24 h, depois transfere a amostra para o dessecador para que atinja a temperatura ambiente e pesa-se novamente (NBR 6457/2016). Obtendo-se com isso a massa das duas fases, sendo possível calcular a umidade, através da Equação 3.3. Outra forma de determinar a umidade do solo é através da utilização do aparelho *speedy*, que é composto por um reservatório metálico fechado que se comunica com um manômetro que tem o objetivo de medir a pressão interna. No interior deste reservatório são adicionadas, uma determinada quantidade de solo úmido e uma determinada porção de carbureto de cálcio ($C_a C_2$). Devido à combinação da água contida no solo com o carbureto de cálcio, formando acetileno, gerando uma variação de pressão, obtém-se a quantidade de água presente no solo (CAPUTO, 1988).

- Umidade Volumétrica

A umidade volumétrica numa amostra de solo corresponde à relação entre o volume da água presente na amostra e o volume total da amostra (Equação 3.4). De acordo com Ávila *et al.* (2011) a umidade volumétrica do solo tem alta variabilidade espacial e temporal, por causa da influência de vários elementos ambientais e de uso do solo. Então, a sua compreensão é importante na modelagem dos processos que envolvem o escoamento superficial, erosão do solo e o transporte de sedimentos.

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \quad (3.4)$$

- Índice de vazios

O índice de vazios consiste na relação entre o volume de vazios (V_v) e o volume da parte sólida do solo (V_s), Equação 3.5. De acordo com Pinto (2006) é comum obter valores de índices de vazios entre 0,5 e 1,5; porém em argilas orgânicas esse valor pode chegar a superar 3.

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (3.5)$$

- Grau de Saturação e Saturação Relativa Efetiva

O grau de saturação, também conhecida como saturação relativa, consiste na relação entre o volume de água (V_a) e o volume de vazios (V_v), Equação 3.6. Os valores podem variar de 0% (solo seco) a 100% (solo saturado) (LIBARDI, 2005).

$$S = \frac{V_a}{V_v} \quad (3.6)$$

O conteúdo de água presente numa determinada amostra de solo muito seca, (como: o conteúdo de água numa amostra de solo seca ao ar), é definido de conteúdo de água residual (θ_r) (LIBARDI, 2005). A partir disto, estabelece-se o conteúdo de água efetiva (θ_e) como sendo a diferença entre um determinado conteúdo de água medido e o conteúdo de água residual (Equação 3.7).

$$\theta_e = \theta_{sl} - \theta_r \quad (3.7)$$

Assim, a saturação relativa efetiva (S_e) é determinada pela relação entre o conteúdo de água efetivo (Equação 3.7) e o conteúdo de água de saturação efetivo ($\theta_s - \theta_r$), Equação 3.8.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.8)$$

- Porosidade

A porosidade é a relação entre o volume de vazios (V_v), volume de ar + volume de água, e o volume total (V_t) de uma amostra do solo (Equação 3.9). Corresponde a mesma coisa que o índice de vazios. Os valores encontrados costumam ficar em entre 30 a 70% (PINTO, 2006). Pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$n = \frac{V_v}{V_t} \quad (3.9)$$

Para estabelecer o peso específico natural do solo é necessário moldar um cilindro do solo cujas dimensões conhecidas possibilitam calcular o volume, através da Equação 3.9. Outra maneira de determinar esse peso específico é a partir de corpos irregulares, em que se obtém o volume através do peso imerso n'água. Para isso, é necessário que o corpo seja previamente envolto por parafina. Os valores do peso específico natural do solo não se diversificam muito de solo para solo, encontram-se entre 19 e 20 kN/m³, quando não conhecido, é considerado como igual a 20 kN/m³ (PINTO, 2006).

- Massas específicas

O termo densidade está relacionado à massa específica do solo. A densidade relativa refere-se à relação entre a densidade do material e a densidade da água a 4°C. Essa densidade é adimensional e possui valor igual à massa específica, devido à densidade da água a 4° C ser igual a 1 kg/dm³ (PINTO, 2006). De acordo com Reichardt e Timm (2004) a densidade das partículas do solo (d_p) ou densidade real é obtida pela relação entre a massa da fração sólida do solo (m_s) e o volume das partículas (V_s), expressa pela Equação 3.10. Essa densidade depende da constituição do solo, por esta variar relativamente pouco entre os diferentes tipos de solo, ela não varia de forma excessiva de solo para solo, por isso, o valor médio para uma grande variedade de solos é 2.700 kg.m⁻³. A densidade do solo, denominada também de densidade aparente ou densidade global do solo (d_s) é determinada pela relação entre a massa da fração sólida do solo (m_s) e o volume total do solo (V_t), expresso pela Equação 3.11, essa densidade varia de acordo com o (V_t), então ao compactar uma amostra de solo, o (m_s) continua constante e o (V_t) diminui, logo o (d_s) aumenta, portanto, a densidade do solo pode representar o índice do grau de compactação de um solo. A densidade do solo normalmente

varia entre 1,1 a 1,6 g.cm⁻³, em função da textura, estrutura e dos teores de matéria orgânica do solo (LACERDA, 2007).

$$d_p = \frac{m_s}{V_s} \quad (3.10)$$

$$d_s = \frac{m_s}{V_t} \quad (3.11)$$

De acordo com Lacerda (2007) a porosidade total, $n(\%)$, pode ser obtida, também, utilizando a relação entre a densidade global do solo (d_s) e a densidade das partículas do solo (d_p), expressa pela Equação 3.12, utilizada na prática, por ser difícil medir o volume dos poros.

$$n = 1 - \frac{d_s}{d_p} \quad (3.12)$$

3.2 CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS

A classificação de um solo é determinada com base na análise dos dados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos do perfil que o representam. Fatores ambientais do local do perfil, como: clima, vegetação, relevo, material originário, condições hídricas, características externas ao solo e relações solo-paisagem, são também empregadas (EMBRAPA, 2018).

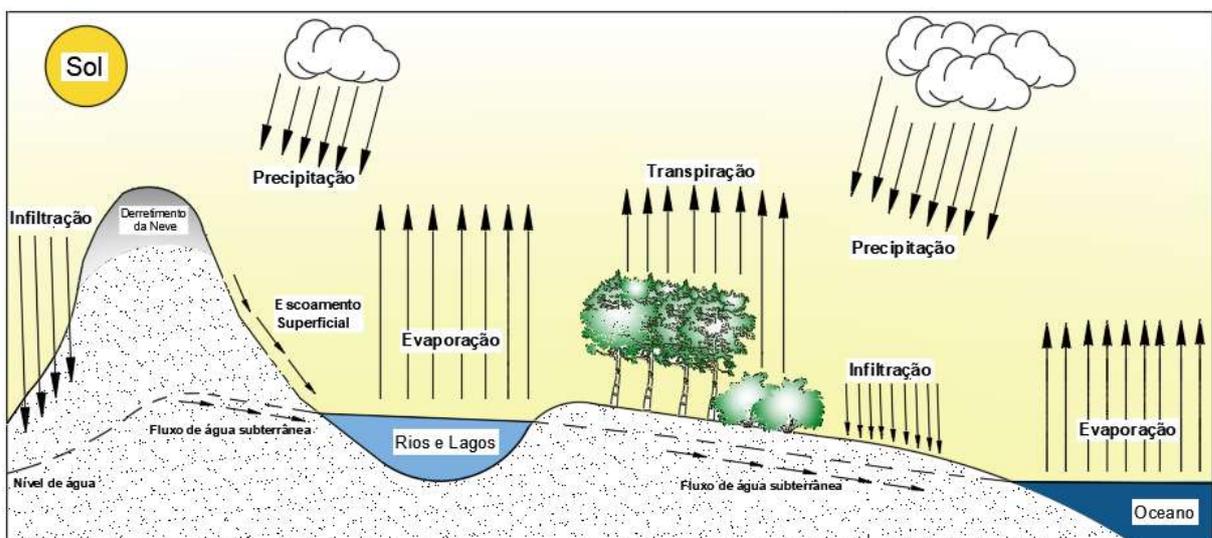
O Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) está separado em seis níveis categóricos, com a finalidade de facilitar a organização das informações e a compreensão das ordens de solos. Cada nível corresponde a um conjunto de informações que caracterizam os solos. Os níveis categóricos do SiBCS seguem uma ordem, isto é, uma hierarquia: 1º nível categórico (ordens), 2º nível categórico (subordens), 3º nível categórico (grande grupo), 4º nível categórico (subgrupo), 5º nível categórico (família), 6º nível categórico (séries). O SiBCS está organizado até o 4º nível categórico, atualmente, devido a ausência de informações fundamentais para a caracterização dos 5º e 6º níveis categóricos (ANTÔNIO, 2018).

3.3 PROCESSOS HIDROLÓGICOS

3.3.1 Ciclo Hidrológico

O termo ciclo hidrológico corresponde ao processo natural de circulação contínua de água no ambiente nos seus distintos estados físicos, sendo o responsável pela distribuição da mesma no planeta. Começando este ciclo, por convenção, com a precipitação que origina um fluxo de água no sentido da superfície terrestre, em que parte desta água pode ser interceptada pela vegetação ou cair diretamente sobre os mananciais superficiais e o solo. Devido às características do solo, das condições topográficas e do tipo do uso do solo, é possível que parte da água precipitada possa se infiltrar no solo, e a outra parte pode escoar na superfície e se encaminhar em direção aos rios, mares e lagos. Entretanto, a água armazenada nos corpos hídricos, na parte superficial do solo e nas plantas evapora, em seguida condensa e origina as nuvens de chuva, recomençando o ciclo (FAILACHE, 2018). De acordo com Carvalho e Silva (2003), o agente causador deste movimento de água contínuo é o Sol, por fornecer a energia necessária para elevar a água da superfície terrestre para a atmosfera. Todo o processo pode ser observado através da Figura 6.

Figura 6 - Ciclo Hidrológico.



Fonte: O Autor (2018).

Para estabelecer as disponibilidades hídricas de uma dada região é importante a realização do balanço hidrológico, o qual quantifica todos os componentes do sistema hídrico, isto é, a precipitação, a evapotranspiração (que corresponde à soma de dois termos:

evaporação e transpiração) do processo e os escoamentos superficial e subterrâneo. Sendo possível medir os dois primeiros parâmetros de forma direta ou indiretamente em estações climatológicas (MENEGASSE; GONÇALVES; FANTINEL, 2002).

Tomando como base o princípio da conservação das massas, o qual pode evidenciar o balanço hídrico no solo, através da relação matemática das entradas e saídas de água em um determinado volume de solo, é descrita a Equação 3.13 (CINTRA; LIBARDI; SAAD, 2000).

$$\Delta h = P_p \pm D - ET \quad (3.13)$$

Em que, Δh : é a variação de armazenamento de água no perfil do solo durante o período considerado Δt da camada de solo ($0 - L$ m), P_p : a precipitação pluvial em Δt , D : a drenagem interna ou ascensão capilar em Δt , na profundidade L e ET : evapotranspiração em Δt . Uma vez que o parâmetro D pode estabelecer-se em entrada ou saída, então a sua representação matemática é feita com ambos os sinais.

3.3.1.1 Precipitação

A precipitação pode ser estabelecida, de acordo com a hidrologia, como toda a água proveniente do meio atmosférico que alcança a superfície terrestre (TUCCI, 2001). Existem formas distintas de precipitação, como: neblina, chuva, saraiva, granizo, orvalho, neve e geada. O que distingue uma forma da outra é o estado em que a água se encontra (CARVALHO; SILVA, 2003; TUCCI, 2001).

Segundo Tucci (2001), o motivo fundamental para quantificar, dentre outros, a necessidade de irrigação de culturas, e também, o abastecimento de água doméstico e industrial, é a disponibilidade da precipitação numa bacia durante o ano. A determinação da intensidade da precipitação é essencial para o controle de inundação e a erosão do solo. Devido a sua capacidade para gerar escoamentos, a chuva é o tipo de precipitação mais relevante para a hidrologia. As características mais importantes da precipitação são: o seu total, duração e distribuição espacial e temporal.

Os aparelhos mais usuais para determinar os valores referentes às precipitações pluviométricas de uma localidade são: o pluviômetro que mede o volume de chuva em um

dia, mês ou/e ano e o pluviógrafo que mede a intensidade das chuvas (CARDOSO; MARCUZZO; BARROS, 2015; CARVALHO; SILVA, 2003).

3.3.1.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração corresponde à soma de dois termos: evaporação e transpiração. A transpiração corresponde à perda de água para a atmosfera na forma de vapor, por meio dos estômatos e cutículas das plantas, decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais, sendo determinada pela disponibilidade de energia da água presente no solo e gerida pela resistência dos estômatos (MIRANDA; OLIVEIRA; SILVA, 2010). A evaporação corresponde ao processo físico no qual um líquido ou sólido converte ao estado gasoso. Na meteorologia, esta palavra evaporação corresponde à mudança da água no estado líquido para vapor em decorrência da radiação solar e aos processos de difusão molecular e turbulenta. Outras variáveis meteorológicas afetam a evaporação, particularmente de superfícies livres de água, como a temperatura do ar, vento e pressão de vapor (TUCCI, 2001).

Segundo Tucci (2001) em uma superfície de solo descoberto, quando este está saturado, ou ainda quando o nível freático for elevado, a evaporação é influenciada apenas pelos fatores meteorológicos. Porém, no caso de solo não saturado ou o nível freático à profundidade elevada, o processo de evaporação depende também das propriedades do perfil do solo, sobretudo da condutividade hidráulica, que é função da estrutura e da textura do mesmo. A demanda evaporativa no semiárido nordestino chega a atingir patamares médios anuais da ordem de 2000 mm. Ou seja, ocorre diariamente uma evaporação de aproximadamente 6 mm de água, o que corresponde a 500 mm ou 0,5 m em apenas 3 meses (SUASSUNA, 1996).

Os métodos geralmente adotados, de acordo com Tucci (2001), para obter a evaporação são:

- Transferência de massa,
- Balanço de energia,
- Equações empíricas,
- Balanço hídrico,
- Evaporímetros.

A evaporação pode ser classificada como: evaporação potencial que corresponde à taxa evaporimétrica regida pelas condições da atmosfera, isto é, quando a água disponível na superfície é ilimitada, como, por exemplo: no caso dos oceanos e reservatórios. E evaporação real ou atual que é aquela governada pelas condições/disponibilidades de água da superfície, como, por exemplo: limitada pelo conteúdo de umidade do solo ou pelo comportamento fisiológico da vegetação. A evaporação atual ou real pode ser equivalente à evaporação potencial, como é o caso nos oceanos, lagos, lagoas e grandes reservatórios (SILVA, 2015).

3.3.1.3 Infiltração

De acordo com Oliveira (2004), as recargas de águas subterrâneas são resultantes de um processo do ciclo hidrológico que reflete no aumento de volume de água na zona saturada de águas subterrâneas. A água de recarga pode decorrer da infiltração da água precipitada, da infiltração por meio de cursos de água e de outros corpos hídricos superficiais, da infiltração da água de rega e/ou das atividades humana, ou seja, da recarga artificial. Segundo Hillel (1998), o termo infiltração corresponde ao processo de entrada de água no solo, geralmente por fluxo descendente através de toda (ou parte) da superfície do solo. Então, a infiltração pode ser definida como um processo dinâmico de penetração vertical da água por meio da superfície do solo (CARVALHO *et al.*, 2009). Já que os solos são materiais permeáveis, a água pode fluir por meio dos poros interligados presente entre as partículas sólidas (CRAIG, 2007).

A taxa deste processo consiste num fluxo de água que flui para o perfil por unidade de área superficial do solo. Este fluxo, com unidades de velocidade, pode ser denominado como velocidade de infiltração. A taxa de infiltração é de fundamental importância em relação ao abastecimento de água, pois determina a quantidade de água que vai entrar na zona da raiz, e a quantidade, se houver, que vai sair. Então, pode-se perceber que essa taxa não só afeta na economia da água das comunidades vegetais, mas também na quantidade de escoamento superficial, nos processos de erosão do solo, como também, no fluxo de descarga (HILLEL, 1998).

Portanto o entendimento do processo de infiltração e suas relações com as propriedades do solo são essenciais para o manejo efetivo da água e do solo, possibilitando subsídios para o correto dimensionamento de, por exemplo, reservatórios, como as aluviões. Logo, observa-se a importância desse processo, por poder influenciar principalmente a

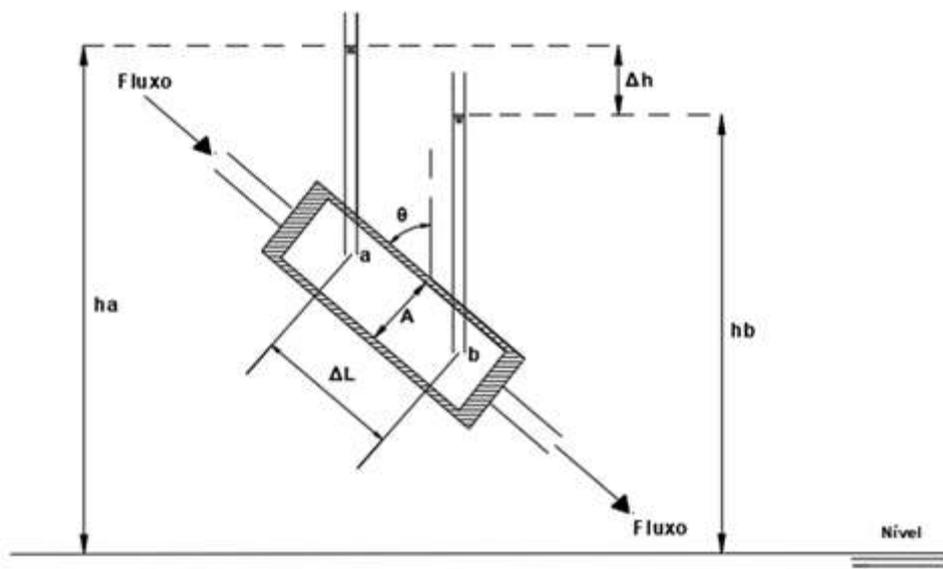
hidrologia das áreas semiáridas, tornando-se fundamental o conhecimento dos elementos que interferem na infiltração (SOUZA *et al.*, 2013).

Na maioria dos solos o fluxo de água pelos espaços vazios pode ser classificado como laminar. No caso de rochas fraturadas, pedras, pedregulhos e areias muito grossas podem existir condições de fluxo turbulento (URIBE, 2016). No Fluxo laminar a água percola suavemente através dos poros do aquífero, diferentemente do fluxo turbulento, em que as velocidades de fluxo são maiores e as moléculas de água se movem de forma irregular (CABRAL, 2008).

3.4 LEI DE DARCY

O fluxo de água no solo saturado é regido pela lei de Darcy. As hipóteses bases dessa lei são: escoamento permanente, fluxo de água laminar, ou seja, quando as partículas das águas se movem de maneira paralela a velocidades muito baixas, em um meio saturado e homogêneo (URIBE, 2016). A lei de Darcy é empírica, fundamentada somente em evidências experimentais (FREEZE; CHERRY, 2017). Uma representação esquemática do modelo experimental de Darcy é apresentada na Figura 7.

Figura 7 - Representação esquemática do modelo experimental da lei de Darcy.



Fonte: O Autor (2018).

De acordo com Uribe (2016) a lei de Darcy institui que a vazão é diretamente proporcional à área da seção transversal ao fluxo e à diferença de carga total de entrada e saída, porém é inversamente proporcional ao comprimento da amostra na direção do fluxo. Então dessa maneira e acrescentando uma constante de proporcionalidade, a lei de Darcy pode ser determinada pela Equação 3.14, sendo a vazão específica, denominada também de densidade do fluxo de água, para meio isotrópico com relação à k_s , determinada pela Equação 3.15, vetorialmente (para fluxo unidimensional na direção vertical (z)), Equação 3.16 (CAVALCANTI, 2012; LIBARDI, 2010). Em relação ao θ da Figura 8, se o $\Delta h/\Delta L$ e k_s são mantidos constantes, Q_s não depende deste ângulo θ , mesmo que θ tenha valores maiores que 90° , quando o fluxo está sendo forçado contra a gravidade por meio do cilindro (FREEZE; CHERRY, 2017).

$$Q_s = -k_s \frac{h_a - h_b}{\Delta L} A = -k_s \frac{\Delta h}{\Delta L} A \quad (3.14)$$

$$v_s = \frac{Q_s}{A} \quad (3.15)$$

$$\vec{v}_s = -k_s \frac{\partial h}{\partial z} \vec{k} \quad (3.16)$$

Em que, Q_s : corresponde a vazão percolada [L^3/T], Δh : representa a diferença entre a carga hidráulica total de entrada, h_a , e saída, h_b , [L], ΔL : comprimento da amostra, ou seja, distância entre as entradas dos manômetros [L], A : área transversal da amostra [L^2], v : vazão específica que tem dimensões de velocidade [L/T] e k_s : constante de proporcionalidade, também denominada de coeficiente de permeabilidade ou condutividade hidráulica saturada do solo.

Percebe-se que devido à vazão específica (v) possuir as dimensões de velocidade, ou de fluxo, às vezes, é denominada como a velocidade de Darcy, ou fluxo de Darcy. A vazão específica é um termo macroscópico facilmente medido e tem que ser claramente distinto das velocidades microscópicas ligadas aos caminhos reais percorridos pelas partículas individuais de água por meio dos grãos de areia. (FREEZE; CHERRY, 2017).

De acordo com Freeze e Cherry (2017) os valores correspondentes à condutividade hidráulica são elevados para areia e cascalho e baixos para argila e, também, para a maioria das rochas, devido à porosidade efetiva.

Para englobar a situação de fluxo em solo não saturado à lei de Darcy foi elaborada, principalmente, por Buckingham, em 1907, a Equação 3.17, conhecida por equação de Darcy-Buckingham, vetorialmente para solos homogêneos, representada pela Equação 3.18 (CAVALCANTI, 2012; LIBARDI, 2010). Buckingham é o responsável por introduzir na ciência do solo algumas funções como a curva de retenção da água no solo e curva de condutividade hidráulica do solo (CAVALCANTI, 2012).

$$v = -k(\theta) \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (3.17)$$

$$\vec{v} = -k(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \vec{k} \quad (3.18)$$

Em que: $k(\theta)$: é a função da condutividade hidráulica não saturada, sendo θ a umidade volumétrica do solo.

Por meio do princípio da conservação de massa de água presente em um determinado volume do solo, pode-se apresentar de forma matematicamente simples uma equação bastante relevante, chamada de equação da continuidade para a densidade de fluxo da água no solo (Equação 3.19) (CAVALCANTI, 2012). Esta equação emprega diferencial parcial de θ com relação a t , pois o elemento de volume e , então, a coordenada z , mantêm-se fixas no espaço à medida que t varia (LIBARDI, 2010).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (3.19)$$

Combinando a equação de Darcy-Buckingham (Equação 3.18) com a equação da continuidade (Equação 3.19) obtém a equação de Richards. A equação de Richards é uma equação diferencial parcial parabólica não linear que governa a transferência da água no solo saturado e não saturado. Segundo Libardi (2010), Richards considerou o efeito da gravidade, diferentemente da equação criada por Darcy-Buckingham. A equação de Richard para um fluxo vertical (z) é:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad (3.20)$$

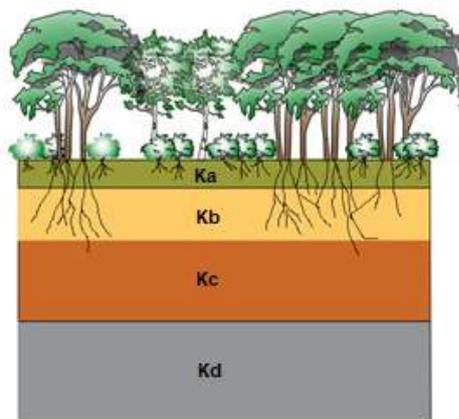
Em que: $\frac{\partial \theta}{\partial t}$: corresponde à variação da quantidade de água com o tempo.

Em decorrência da forte não linearidade dos parâmetros envolvidos, a equação de fluxo geral (3.20) não pode ser resolvida analiticamente, exceto em casos especiais. Métodos numéricos são empregados para representar uma equação diferencial contínua como uma equação algébrica aproximada (ou conjunto de tais equações) na qual o domínio de interesse é cortado em intervalos discretos e derivadas são substituídos por diferenças que pode ser solucionadas com o auxílio de um computador, através de incremento de tempo sucessivos (HILLEL, 1998).

- Homogeneidade e Heterogeneidade

A formação geológica é considerada hidraulicamente homogênea, quando a condutividade hidráulica (k) é uniforme em todo o solo, caso contrário, quando varia de ponto a ponto, a formação geológica é considerada hidraulicamente heterogênea (HILLEL, 1998). Criando-se um sistema de coordenadas xyz em uma formação geológica homogênea, $k(x, y, z) = C_t$, em que C_t é uma constante, já em uma formação heterogênea, $k(x, y, z) \neq C_t$. Uma seção transversal vertical, na qual pode ser observado um exemplo de heterogeneidade hidrodinâmica de camadas, geralmente encontradas em rochas sedimentares e depósitos lacustres e marinhos não consolidados, é demonstrada na Figura 8. Logo, pode-se perceber que cada camada integrante da formação possui um valor de condutividade hidráulica homogênea (k_a, k_b, k_c, k_d), porém a totalidade do sistema pode ser considerada como heterogênea. (FREEZE; CHERRY, 2017).

Figura 8 - Heterogeneidade de camada.



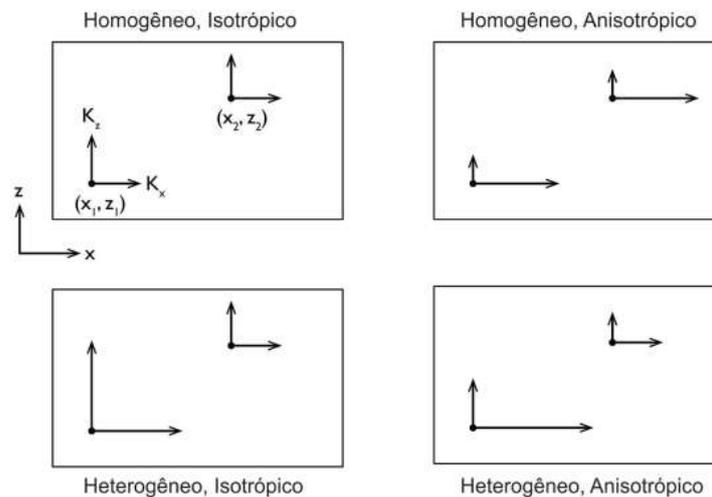
Fonte: O Autor (2018).

- Isotropia e Anisotropia

A formação geológica é denominada de isotrópica, quando a condutividade hidráulica (k) independe da direção de medição num ponto em uma formação. Quando a condutividade hidráulica varia conforme a direção de medição num ponto em uma determinada formação, a formação geológica é considerada anisotrópica naquele ponto (FREEZE; CHERRY, 2017; HILLEL, 1998). Uma formação isotrópica terá $k_x = k_y = k_z$, em qualquer ponto (x, y, z) , porém uma formação anisotrópica terá $k_x \neq k_y \neq k_z$ (FREEZE; CHERRY, 2017). Em relação à permeabilidade, geralmente, os solos não são isotrópicos (DAS, 2007).

Para estabelecer a natureza da condutividade hidráulica em uma formação geológica é preciso empregar dois adjetivos: um relacionado à heterogeneidade e o outro à anisotropia. Quatro combinações admissíveis são demonstradas na Figura 9 (FREEZE; CHERRY, 2017).

Figura 9 - Combinações de heterogeneidade e anisotropia.



Fonte: Freeze e Cherry (2017).

3.4.1 Lei de Darcy em Três Dimensões

A lei de Darcy pode ser expandida para o caso de fluxo tridimensional. Considerando o escoamento de um fluido incompressível e homogêneo, condutividade hidráulica não variante em todas as direções, tem-se a velocidade, v , que é um vetor com as componentes v_x , v_y e v_z apresentadas na Equação 3.21, 3.22 e 3.23, respectivamente (CAMPANA, 2014).

$$v_x = -k \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.21)$$

$$v_y = -k \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.22)$$

$$v_z = -k \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.23)$$

Considerando um meio poroso anisotrópico, obtêm-se as Equações 3.24, 3.25 e 3.26, que corresponde à generalização tridimensional da lei de Darcy, sendo k_{ij} o tensor de permeabilidade (CAMPANA, 2014).

$$v_x = -k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.24)$$

$$v_y = -k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.25)$$

$$v_z = -k_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.26)$$

O sistema de Equações (3.24, 3.25 e 3.26) é composto por nove componentes de condutividade hidráulica para a condição mais geral. Os meios porosos anisotrópicos podem se transformar em meios isotrópicos, sendo necessário para isso levar em consideração a Equação 3.27 ou Equação 3.28 (normalmente aplicável em muitos casos). Caso a condição expressa na Equação 3.28 seja aplicada nas Equações 3.24, 3.25 e 3.26, as nove componentes destas equações se reduzem a apenas três, sendo a Equação 3.29, 3.30 e 3.31, uma generalização apropriada da lei de Darcy. Uma forma que permite o emprego destas Equações 3.29, 3.30 e 3.31, ao invés das Equações 3.24, 3.25 e 3.26, é que as direções principais de anisotropia coincidam com os eixos das coordenadas x , y e z (CAMPANA, 2014; FREEZE; CHERRY, 2017).

$$k_{xy} = k_{xz} = k_{yx} = k_{yz} = k_{zx} = k_{zy} \neq 0 \quad (3.27)$$

$$k_{xy} = k_{xz} = k_{yx} = k_{yz} = k_{zx} = k_{zy} = 0 \quad (3.28)$$

$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.29)$$

$$v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.30)$$

$$v_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.31)$$

Em que: k_x, k_y e k_z são valores de condutividade hidráulica das direções x, y e x, respectivamente.

Então, considerando um fluxo de água sob condição de regime laminar, a lei de Darcy pode ser usada para expressar a equação da continuidade para um fluxo permanente em três direções (Equação 3.32), em termos de carga hidráulica total $h(x, y, z)$ e dos coeficientes de permeabilidade k_x, k_y, k_z nas direções principais (Equação 3.33).

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (3.32)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.33)$$

Considerando a isotropia do meio poroso, com os coeficientes de permeabilidade principais iguais entre si, obtém-se a equação diferencial parcial de segunda ordem (Equação 3.34).

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (3.34)$$

Denominada também como equação de Laplace, normalmente determinada pela Equação 3.35.

$$\nabla^2 h(x, y, z) = 0 \quad (3.35)$$

Por causa do processo da formação de solos sedimentares, ou compactação de solos em obras de terra, a condutividade hidráulica no plano horizontal ($k_{xx} = k_{yy} = k_h$) é superior à condutividade hidráulica na direção vertical ($k_{zz} = k_v$). Logo, o tensor de condutividade hidráulica para um sistema de referência cartesiano (x, y, z) em situações de isotropia no plano horizontal resulta em (PARRA, 2014):

$$[k] = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_h & 0 & 0 \\ 0 & k_h & 0 \\ 0 & 0 & k_v \end{bmatrix} \quad (3.36)$$

Logo, a equação diferencial governante de fluxo permanente é expressão pela seguinte equação:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \left(\frac{K_v}{k_h}\right) \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (3.37)$$

3.5 PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO

3.5.1 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica, conhecida também como coeficiente de permeabilidade, corresponde a maior ou menor facilidade com que o fluxo de água pode fluir por meio dos poros do solo (LISBOA, 2005). Essa condutividade, em conformidade com o tipo de solo, tem muita variação e apresenta valores bastante distintos de um solo a outro. Estas variações estão ligadas aos diversos elementos que influem nessa propriedade. De acordo com o solo e da quantidade de finos presentes nele, cada um desses elementos podem apresentar maior ou menor relevância (URIBE, 2016). Os valores do coeficiente de permeabilidade referentes aos distintos tipos de solos estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 - Coeficiente de permeabilidade em m/s de acordo com a BS 8004:1986.

	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰
Pedregulhos limpos											
Areias e misturas areia-pedregulho limpas											
Areias muito finas, siltes e laminados argila-silte											
Argilas secas e fissuradas											
Argilas e argila-silte (>20% de argila) não-fissuradas											

Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Craig (2007).

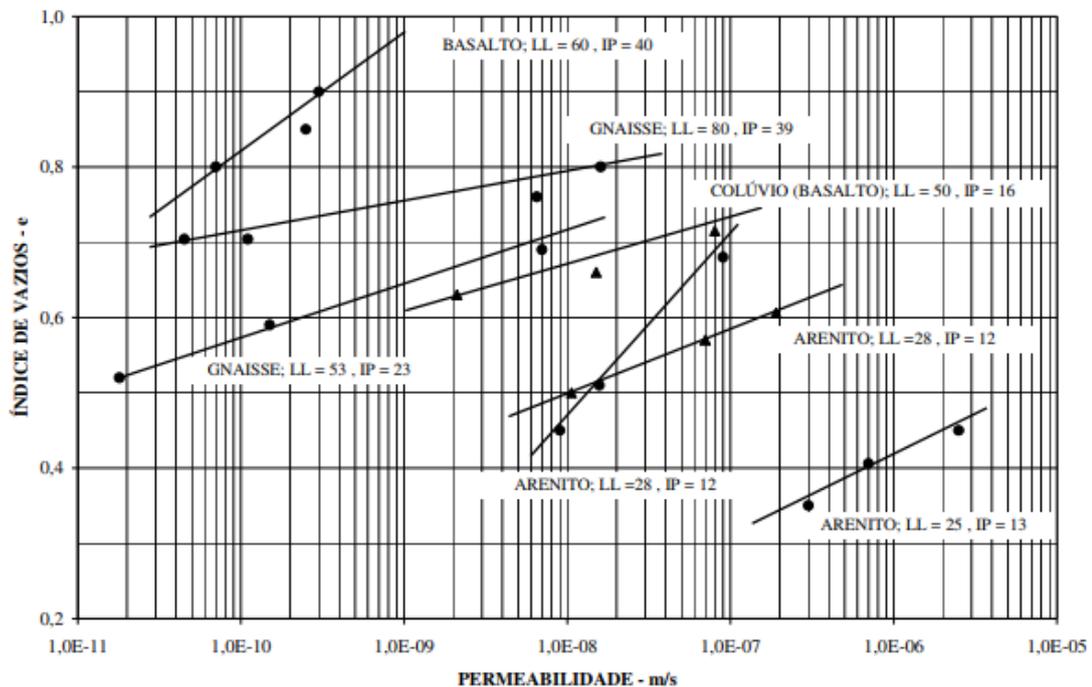
3.5.1.1 Alguns Fatores que Interferem na Condutividade Hidráulica do Solo

- *Índice de vazios*

O fator, índice de vazios, interfere no valor da permeabilidade absoluta e, conseqüentemente, no valor da condutividade hidráulica. O Gráfico 1 mostra a relação dessa

condutividade com o índice de vazios, considerando diferentes solos e rocha. Pode-se observar que a condutividade hidráulica cresce à medida que o índice de vazios aumenta, isto significa que os índices de vazios tem uma relação relevante com a condutividade hidráulica (LISBOA, 2005).

Gráfico 1 - Condutividade Hidráulica x Índice de Vazios.



Fonte: Vargas (1977).

- *Estrutura e anisotropia*

O coeficiente de permeabilidade não é interferido somente pela quantidade de vazios do solo, mas também, pela disposição relativa dos grãos. Os solos residuais possuem condutividade hidráulica maior devido à presença dos macroporos de sua estrutura. Nos solos compactados esse fator é também relevante. Quando o solo é compactado mais seco, geralmente, a disposição das partículas (estrutura denominada floculada) possibilita uma maior passagem de água, do que quando um solo é compactado mais úmido (estrutura dispersa), considerando o mesmo índice de vazios nas duas situações (PINTO, 2006).

Em relação à permeabilidade, muitos solos não são isotrópicos. Os solos sedimentares geralmente possuem coeficientes de permeabilidade mais elevados na direção horizontal do que na vertical, devido às partículas tenderem a ficar com suas maiores dimensões orientadas

na posição horizontal, e por causa, principalmente, das várias camadas resultantes da sedimentação que possuem permeabilidades distintas. O mesmo se aplica aos solos compactados (PINTO, 2006).

- *Natureza do fluido*

As propriedades do fluido como: a viscosidade (η) e peso específico (γ_w) têm grande importância em relação à condutividade hidráulica do solo. A viscosidade dinâmica depende da temperatura e origina resistência ao movimento do fluido, de maneira que quanto maior for a temperatura, maior será o valor correspondente à viscosidade hidráulica e, menor será o valor obtido da condutividade dinâmica (URIBE, 2016).

Logo, a lei de Darcy pode ser apresentada pela Equação 3.38 (CRAIG, 2007).

$$k = \frac{\gamma_w}{\eta} K \quad (3.38)$$

Substituindo a Equação 3.38 na Equação 3.14, obtém-se a Equação 3.39.

$$Q = K \left(\frac{\gamma_w}{\eta} \right) \left(\frac{\Delta h}{\Delta L} \right) A \quad (3.39)$$

Em que, Q : corresponde a vazão (m^3/s), K : permeabilidade intrínseca, ou seja, coeficiente absoluto que depende somente das características do esqueleto do solo (m^2), γ_w : peso específico fluido (kN/m^3), η : viscosidade dinâmica ($\text{kN}\cdot\text{s}/\text{m}^2$), i : gradiente hidráulico e A : área do permeâmetro (m^2).

Uribe (2016) ressalta que o parâmetro K (permeabilidade intrínseca) da Equação 3.38 que depende somente do meio poroso, não é igual ao k (condutividade hidráulica) da Equação 3.14.

- *Temperatura*

O coeficiente de permeabilidade oscila com a temperatura, já que interferem nas propriedades da água (PINTO, 2006). Quando as amostras apresentam permeabilidade baixas,

as flutuações de temperaturas têm grandes dificuldades, em consequência à expansão e contração da água no sistema, que pode extrapolar o volume percolado da água na amostra. Então, admitiu-se o coeficiente referido à água a uma temperatura de 20°C, para realizar a correção de temperatura usando a Equação 3.40 (DAS, 2007; PINTO, 2006; URIBE, 2016).

$$k_{20} = k \frac{\mu}{\mu_{20}} \quad (3.40)$$

Em que, k_{20} : corresponde ao coeficiente de condutividade hidráulica a 20°C, k : coeficiente de condutividade hidráulica na temperatura T(°C) de ensaio, μ : viscosidade do fluido na temperatura T(°C) de ensaio e μ_{20} : viscosidade do fluido a 20°C.

- *Grau de saturação*

O Grau de saturação interfere na condutividade hidráulica. Quanto maior for o grau de saturação do solo maior será a sua condutividade hidráulica do mesmo, sendo máxima quando o solo fica saturado, representada por k_o (DAS, 2007; LISBOA, 2005).

De acordo com Lisboa (2005) a percolação de água num determinado solo não saturado só acontece no volume dos vazios preenchidos pelo líquido e não em todo os vazios do solo. Logo, a água possui um espaço menor para percolar, isto é, como se houvesse um “índice de vazios” mais baixo, que reflete na redução da condutividade hidráulica (DAS, 2007; LISBOA, 2005; PINTO, 2006). A condutividade hidráulica nessa situação é representada por $K(\theta)$, em que (θ) corresponde a umidade volumétrica.

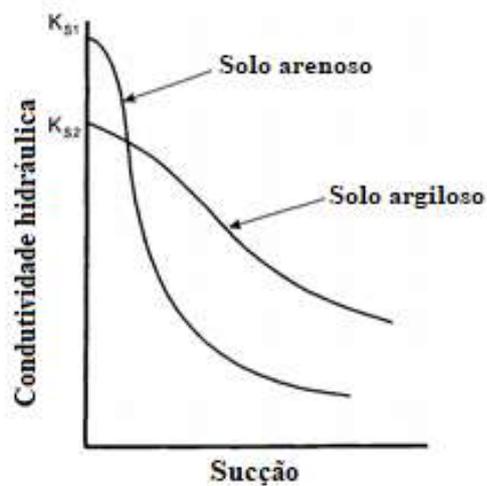
3.5.1.2 Determinação da Condutividade Hidráulica em Campo e Laboratório

As propriedades hidráulicas dos solos, tais como: a condutividade hidráulica (parâmetro que determina a capacidade com que a água se movimenta no solo, segundo Gonçalves e Libardi (2013) e a sorvidade (parâmetro que corresponde a capacidade do solo, de absorver água por capilaridade), assim como, as curvas de retenção de água e condutividade hidráulica podem ser determinadas através dos ensaio em campo, como o ensaio de infiltração de anel simples, que consiste em um método mais eficiente, de baixo custo, e possui a vantagem de ter uma aplicação mais rápida e simples, em relação a outras metodologias experimentais (SOUZA *et al.*, 2013). A condutividade hidráulica também pode

ser determinada em laboratório pelo Método do Permeâmetro de Carga Constante (PCC) e Permeâmetro de Carga Decrescente (PCD).

Hillel (1998) analisou em solos com texturas distintas a tendência geral de dependência da condutividade na sucção, Gráfico 2. Com isso, pode-se observar que mesmo a condutividade saturada do solo arenoso K_{s1} sendo tipicamente maior que a do K_{s2} do solo argiloso, a condutividade insaturada do primeiro decresceu mais acentuadamente com o aumento da sucção e eventualmente ficando menor. O fato de um solo arenoso ser mais condutivo do que um solo argiloso próximo da saturação, porém menos condutor na faixa mais seca, é o motivo pelo qual um solo arenoso absorve água mais rapidamente durante a infiltração, entretanto uma argila pode manter o processo de evaporação por mais tempo.

Gráfico 2 - Condutividade hidráulica em diferentes solos.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Hillel (1998).

A condutividade hidráulica através do PCC é estabelecida pela Equação 3.41, baseada na lei de Darcy.

$$K_0 = \frac{Q\Delta L}{\Delta H \cdot A} \quad (3.41)$$

Em que, Q : é a vazão (razão entre o volume de água percolada e o tempo de percolação em m^3/s), K_0 : condutividade hidráulica (m/s), ΔH : perda de carga do sistema (m), ΔL : comprimento da amostra (m) e A : área da amostra perpendicular (m^2).

A condutividade hidráulica através do PCD é estabelecida pela seguinte expressão:

$$K_0 = \frac{a\Delta L}{At} \ln \left[\frac{h_i}{h_f} \right] \quad (3.42)$$

Em que, H_i : corresponde a carga hidráulica total inicial no tempo t , H_f : carga hidráulica total final no tempo t , a : área da seção transversal da proveta, ΔL : comprimento de percolação (altura do corpo de prova), A : área da seção transversal à direção de fluxo (área da seção transversal do corpo de prova) e t : tempo estabelecido entre as leituras de H_i e H_f .

O coeficiente de permeabilidade por meio do infiltrômetro de anel simples é obtido pela Equação 3.43, na condição em que a taxa de infiltração se mantém constante.

$$K_0 = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3.43)$$

Em que: Δh : corresponde a variação de altura da lâmina d'água e Δt : intervalo de tempo.

Pode-se obter divergências em relação ao valor de condutividade hidráulica, para um mesmo solo, quando determinado em campo ou no laboratório, isso se explica principalmente, entre outros motivos, pela utilização de amostra com reduzida dimensão nos ensaios em laboratório, o que dificulta analisar os caminhos preferenciais de percolação em consideração a estruturas reliquias, atividade biológica e heterogeneidade, especialmente em relação a solos residuais (RODRIGUEZ, 2015). A confiabilidade dos métodos de laboratório é resultante do grau em que as amostras dos ensaios conseguem representar a massa de solo como um todo. Normalmente, os métodos em campo podem obter resultados mais válidos (CRAIG, 2007).

Para a determinação da condutividade hidráulica não saturada, existem vários modelos, porém os mais usuais são os seguintes: van Genuchten (1980) (Equação 3.44 e 3.45) e Brooks e Corey (1964), Equação 3.46.

$$K(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2, \text{ com } m = 1 - \frac{1}{n}, \text{ hipótese de Mualem (1976)} \quad (3.44)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right], \text{ com } m = 1 - \frac{2}{n}, \text{ hipótese de Burdine (1953)} \quad (3.45)$$

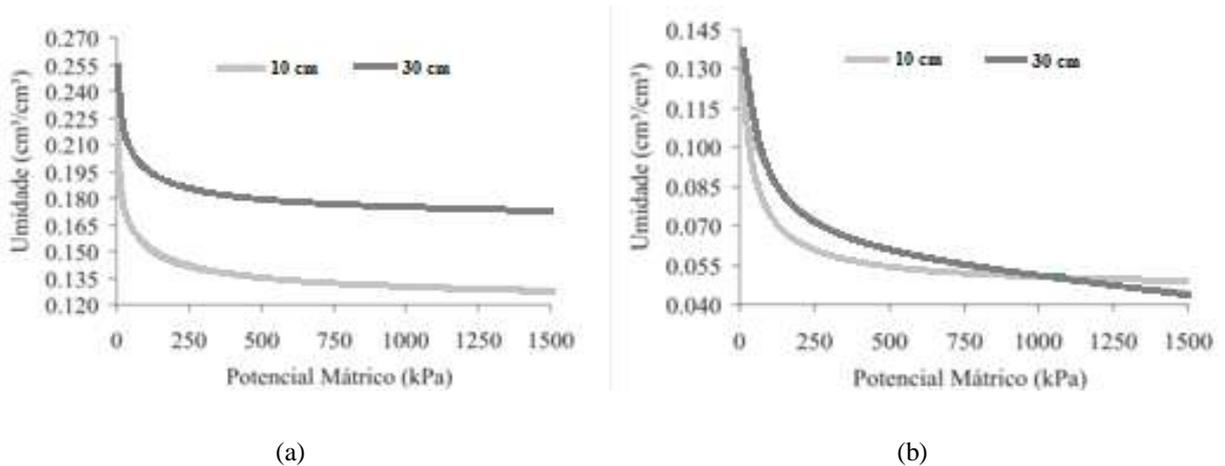
$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (3.46)$$

Em que: S_e : corresponde a saturação efetiva e m e n : parâmetros de forma, θ : é a umidade volumétrica [L^3L^{-3}], θ_r e θ_s : as umidades volumétricas residual e saturada [L^3L^{-3}], respectivamente, K_s : condutividade hidráulica saturada do solo [LT^{-1}] e η : parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

3.5.2 Curva de Retenção da Água no Solo

A curva de retenção da água no solo, também denominada como curva característica de água no solo, determina a relação entre o conteúdo de água, em base de massa ou volume, e o potencial matricial da água no solo, ou seja, força de ligação entre as moléculas de água e as partículas de solo. Os principais elementos que interferem na retenção da água no solo são: distribuição relativa do tamanho (granulometria), a forma e o arranjo das partículas do solo. As curvas de retenção de água em um solo de textura argilo-arenosa e de textura arenosa estão apresentadas nos Gráficos 3.a e 3.b respectivamente, pode-se observar que os solos que apresentam uma textura com uma porosidade mais elevada e que possuem uma maior quantidade de microporos (argilo-arenosa) retém mais água, essa retenção aumenta principalmente com o progresso da profundidade. Além disso, é importante ressaltar que os valores de umidade nos gráficos decrescem à medida que o valor do potencial mátrico cresce (ANDRADE JÚNIOR *et al.*, 2007).

Gráfico 3 - Curvas de retenção de água no solo.

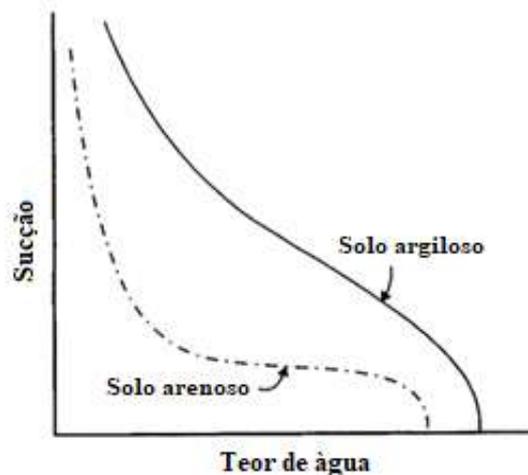


Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Andrade Júnior *et al.* (2007).

No Gráfico 4, pode-se observar que quanto maior o teor de argila, maior a retenção de água em qualquer sucção específica e mais gradual é a inclinação da curva. A maioria dos poros dos solos arenosos é relativamente grande, o que resulta no esvaziamento em uma determinada sucção, permanecendo apenas uma pequena quantidade de água. Porém em solos argilosos, a distribuição do tamanho dos poros é mais uniforme, e a maioria da água é adsorvida, de maneira que o aumento da sucção matricial causa uma distribuição mais gradual de umidade. Logo, percebe-se que a forma e o alcance da curva característica da umidade do solo dependem fortemente da textura do solo (HILLEL, 1998).

Gráfico 4 - Efeito da textura na retenção de água no solo.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Hillel (1998).

De acordo com Andrade Júnior *et al.* (2007) a curva de retenção da água no solo tem diversas aplicações práticas, técnicas e científicas, como: a determinação da capacidade de campo do solo, do ponto de murcha permanente e da disponibilidade total de água no solo, fatores fundamentais para um adequado manejo de irrigação e balanço hídrico de água no solo. Essa curva é um indicador físico muito importante na determinação da qualidade do solo (NASCIMENTO *et al.*, 2010).

Alguns modelos podem ser adotados para descrever o comportamento da curva de retenção da água no solo. Como o de van Genuchten (1980), expresso na Equação 3.47, e o de Brooks e Corey (1964), Equação 3.48, modelos bastante usuais.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + \alpha|h|^n]^{-m} \quad (3.47)$$

Sendo: $m = 1 - \frac{1}{n}$, $n > 1$, Mualem (1976) e $m = 1 - \frac{2}{n}$, $n > 2$, Burdine (1953).

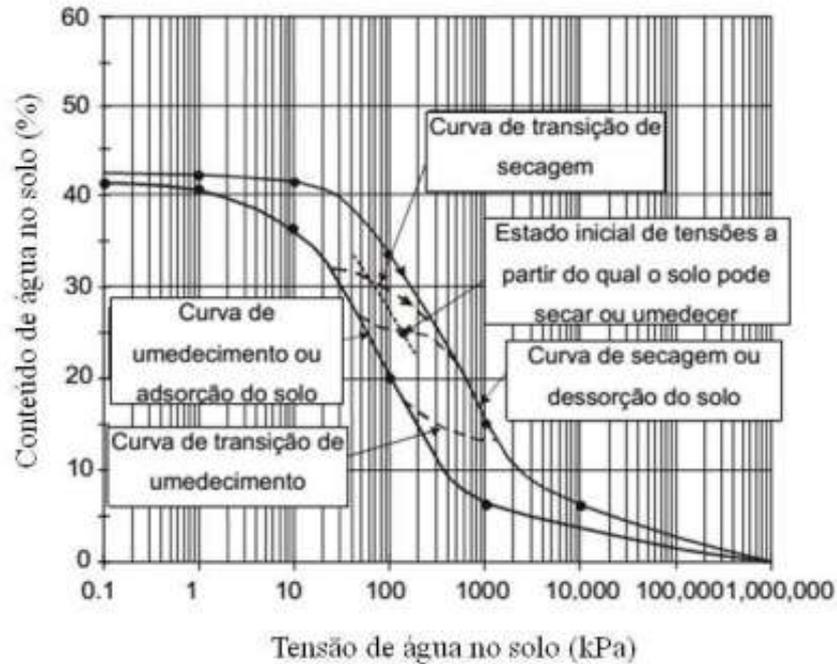
$$\begin{cases} \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h_a}{h}\right]^{\lambda_b} & \text{para } h \leq h_a \\ \theta = \theta_s & \text{para } h_a \leq h \leq 0 \end{cases} \quad (3.48)$$

Em que: S_e : corresponde a saturação efetiva, θ_s e θ_r : umidades volumétricas saturada e residual, respectivamente, $\alpha = 1/h_g$: inverso da pressão do comprimento capilar (parâmetro com dimensão igual ao inverso do potencial mátrico [L^{-1}]), n e m : parâmetros de forma, h_a : pressão de entrada de ar do solo [L], h : potencial matricial e λ_b : um parâmetro de ajuste.

3.5.3 Histerese

Histerese, do grego *hysteresis* (atraso), corresponde ao surgimento de um atraso na evolução de um fenômeno físico em relação a outro. Segundo Reichardt e Timm (2004), a relação entre o potencial matricial e a umidade do solo, geralmente, não é unívoca. Essa relação pode ser obtida de duas formas diferentes, por secagem ou umedecimento. Cada métodos deste gera uma curva contínua, porém as duas curvas, na maioria dos casos são diferentes, sendo esse fenômeno intitulado de histerese (Gráfico 5). Quanto maior for à distância entre as curvas, maior é a atuação da histerese (SANTOS *et al.*, 2015).

Gráfico 5 - Curvas que evidenciam a histerese.



Fonte: Boszczowski (2008).

3.6 SEMIÁRIDO BRASILEIRO

De acordo com o art.1º da Proposição nº105/2017a do Ministério da Integralização Nacional, para delimitação do semiárido brasileiro, os critérios técnicos e científicos instituídos são:

- Precipitação pluviométrica anual igual ou inferior a 800 mm;
- Índice de Aridez de Thornthwaite (obtida pela razão entre as precipitações e a evapotranspiração potencial (ET)) igual ou inferior a 0,50;
- Percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60%; levando em consideração todos os dias do ano.

De acordo com Silva (2006) o semiárido é marcado por possuir: baixo dinamismo econômico (com indicadores sociais abaixo da média nacional e também regional) e pela degradação ambiental refletida sobre seus frágeis ecossistemas. O semiárido brasileiro de acordo com a última delimitação ocupa uma área de 1,03 milhão de km², que correspondendo a 12% da área total do País, compreendendo os estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe, localizados na Região Nordeste e mais a região setentrional de Minas Gerais, situada na Região Sudeste, abrangendo um total de 1.189

municípios, que se adequou em pelo menos um dos três critérios citados (MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL, 2017b). O semiárido atinge uma população de mais de 25 milhões de pessoas, ou seja, cerca de 12% da população brasileira, que sofre com os elevados índices de aridez e a irregularidade de chuvas (MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL, 2017c).

Segundo Cirilo (2010), o semiárido é um termo comumente utilizado para descrever o clima de regiões que possuem precipitações médias anuais entre 250 e 500 mm, com uma vegetação formada principalmente por arbustos que perdem suas folhas nos meses mais secos ou por pastagens que secam devido à época de estiagem, como: estepes (como as existentes no Cazaquistão), os *outbacks* australianos e a caatinga (presentes no Nordeste do Brasil). A região semiárida brasileira está destacada no mapa, conforme Mapa 1.

Mapa 1 - Semiárido brasileiro.



Fonte: O Autor (2018).

Um dos fatores desfavoráveis ao desenvolvimento socioeconômico da região semiárida é a desertificação, por dificultar ou impossibilitar a ocupação humana diante da intensificação da escassez de recursos hídricos, já que esse termo (desertificação) corresponde à degradação dos solos, devido a fatores como: variações climáticas e atividades humanas.

Segundo a Convenção das Nações Unidas de Combate à desertificação, as áreas suscetíveis à desertificação no território nacional brasileiro compreendem frações de 11 estados. O número de municípios comprometidos pelo processo da desertificação é de 1.482, o que corresponde a uma área de 1.338.076 km², onde habitam aproximadamente 32 milhões de pessoas. Essas áreas têm como característica em comum a predominância do bioma Caatinga (PLANO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS, 2006).

O semiárido brasileiro é caracterizado por suas precipitações pluviométricas irregulares e insuficientes, somada às elevadas temperaturas e evapotranspiração. Criando dessa forma um cenário propício para estabelecer graves problemas sociais e afligir o desenvolvimento econômico, devido ao déficit hídrico gerado (CORREIA *et al.*, 2011). A geologia é demarcada, preponderantemente, por solos com pouca profundidade (solos rasos, com cerca de 0,60 m) sobre um embasamento de substrato cristalino, o que resulta em uma reduzida capacidade de infiltração, elevado escoamento superficial, e também, uma baixa drenagem superficial (SUASSUNA, 2002). Em relação aos seus biomas é caracterizada por possuir dois: o cerrado e a caatinga (que correspondem a 1/3 do território nacional) (ASA, 2017). Porém a vegetação predominante da região semiárida que se concentra principalmente no Nordeste brasileiro é a caatinga. A caatinga abrange uma área total de aproximadamente 750.000 km², ou seja, cerca de 11% do território brasileiro, compreendendo parcialmente os estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia, e também, áreas do norte de Minas Gerais (CIRILO; FERREIRA; NETTO, 2008).

O estado de Pernambuco tem uma área de 98.938 km², que corresponde a 6,5% do território nordestino e 1,2% do País. Devido a sua forma estreita e alongada, possui uma faixa litorânea pequena, de 187 km, e uma grande extensão, 748 km, no sentido do sertão ao litoral. O semiárido abrange cerca de 89% do território do estado, ou seja, dos 187 municípios pernambucanos, 122 estão inseridos no semiárido nordestino. O nível de aproveitamento do potencial hídrico nessa região de Pernambuco é muito incipiente. Em Pernambuco, 80% dos volumes aproveitáveis estão situados nas bacias do litoral e zona da mata pernambucana, em contrapartida, o agreste e o sertão, que ocupam 90% do estado, somente cerca de 20% desses volumes são aproveitáveis (PERNAMBUCO, 2008). Logo, pode-se perceber a grande heterogeneidade da disponibilidade dos recursos hídricos aproveitáveis no estado.

3.7 DEPÓSITOS ALUVIONARES

Os depósitos aluvionares podem ser compostos por detritos de diferentes frações granulométricas, desde seixos até argilas, com a predominância, na maior parte das vezes, das frações arenosas. O tipo de fração predominante é decorrente, principalmente, da competência do rio ou riacho e do material rochoso sobre o qual o rio percola. No baixo curso do rio, onde os gradientes hidráulicos são mais suaves, têm-se baixas velocidades de fluxo, originando uma tendência ao depósito de materiais com uma granulometria pelítica, ou seja, silte e argila; igualmente acontece nos obstáculos barráveis ao longo do curso do rio (barragem, açude, etc.) onde a força viva do rio é amenizada e até mesmo paralisada. Em relação à litologia do embasamento rochoso, em áreas com predominância de minerais granulares (quartzo, feldspato, etc.) é mais propenso à formação das aluviões mais grosseiras, do que em regiões onde sobrepuja rochas filitosas (filito, ardósia, etc.), que originam, de forma geral, sedimentos mais finos. A geometria do aquífero aluvionar difere bastante da geometria de um aquífero regional, como por exemplo, de uma bacia sedimentar, devido as diferentes proporções de suas características: largura, comprimento e espessura. Praticamente, as aluviões podem apresentar extensões maiores do que 100 km, larguras que dificilmente alcançam 3 km (normalmente são inferiores a 0,5 km) e espessuras que raramente alcançam 20 m (normalmente são inferiores a 10 m) (COSTA, 1986).

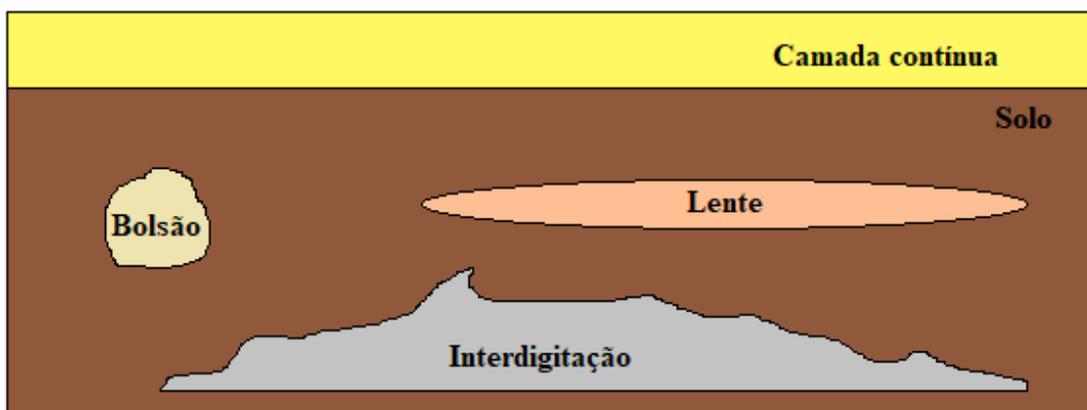
Outra característica importante ressaltada por Costa (1986) é em relação a grande variação do aquífero no decorrer do seu eixo maior, comprimento, das outras duas dimensões (largura e espessura). Sendo comum achar zonas de extrema largura, conhecidos como terraços aluviais, que apresentam aproximadamente 3 km de largura, com estrangulamentos laterais do leito, que gera um conjunto com nós e ventres alternados. No que se refere à espessura, há também uma grande variação, tanto no sentido transversal, quanto no sentido longitudinal. Esse contexto de intensa variação de dimensões gera uma dificuldade em relação à avaliação das reservas hídricas retidas e disponíveis a serem exploradas, em estudos de planejamento para utilização de recursos hídricos subterrâneos. Essa variação é decorrente de elementos como: resistência e constituição da rocha que é erodida (cujos sedimentos detríticos formam a aluvião ou depósito aluvial); força viva do rio que por sua vez decorre da inclinação do leito do rio e da largura do vale; volume de água escoado que decorre das taxas de precipitação pluviométricas, ou seja, das chuvas que caem na bacia hidrográfica; condicionantes geo-estruturais (fraturas, falhas e dobras do embasamento rochoso, até mesmo

fatores menos importantes, como: vegetação, ação do homem, ventos, umidade relativa) (COSTA, 2004).

As águas presentes nos aquíferos aluviais podem apresentar sais dissolvidos em grandes concentrações, que tendem a se acumular no perfil do solo, devido à prática de irrigação, associados a fatores climáticos e condições edáficas do cenário semiárido. Os períodos chuvosos formam lâminas de recarga que colaboram com a lavagem de sais do solo, conduzindo-os para a zona saturada desses aquíferos (ALBUQUERQUE *et al.*, 2008).

Os depósitos aluvionares podem se mostrar em camadas contínuas e descontínuas, em diferentes formas, como: bolsões, lentes ou interdigitações (apresentados na Figura 10). É mais comum na parte mais profunda do depósito aluvionar possuir sedimentos mais grosseiros e na parte mais superior sedimentos mais finos, devido o vale possuir geralmente a forma de “V”, isto é, a parte mais profunda com uma menor largura, que permite maior velocidade do rio, resultando na deposição de material mais grosseiro, enquanto o vale vai assoreando, ou seja, ficando cheios de sedimentos, a calha vai ficando mais aberta, o rio diminui um pouco de velocidade e, em decorrência, ocorre a deposição de sedimentos mais finos (COSTA, 2004).

Figura 10 - Diferentes disposições de depósito aluvial.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Costa (2004).

Os volumes capazes de serem acumulados nos depósitos aluviários são significativos. Como, por exemplo, um rio que tem uma extensão de 100 km, com depósito aluvionar (abrangendo os terraços) de 100 m de largura média e 2 m de espessura média, e uma composição preponderantemente arenosa, tem capacidade de armazenar aproximadamente 5

milhões de m³ de água. Portanto, através de uma exploração adequada desse recurso natural associado a um correto gerenciamento, ratifica a viabilidade da sua utilização no abastecimento de regiões do semiárido brasileiro (COSTA, 1986).

Quando termina totalmente o escoamento de base do rio a água permanece escoando subsuperficialmente na aluvião ou depósito aluvial, que são formados pelo conjunto de sedimentos detríticos (cascalho, areia, silte e argila). Esses sedimentos são gerados pelos processos sucessivos que agem superficialmente na bacia hidrográfica, começando pela erosão (desgaste das rochas existentes), em seguida, pelo transporte por meio das águas dos rios e, por fim, pela deposição ou sedimentação desse material no próprio leito (localizada mais embaixo da fonte de erosão) (COSTA, 2004).

Em períodos de estiagem o escoamento subsuperficial pode vir a se esgotar completamente, à medida que a estiagem intensifica, sendo fundamental a construção de barragens subterrâneas (septo impermeável) associadas a poços amazonas (conhecidos também como cacimbões) nos depósitos aluviais. Já que a criação da barragem subterrânea evita que as águas armazenadas nesses depósitos escoem totalmente no período de estiagem, impedindo o seu desperdício e permitindo a sua utilização para diversas finalidades. Com o auxílio dos poços amazonas a captação desse líquido tão escasso na região semiárida brasileira é facilitada (COSTA, 2004). Essa tecnologia muito antiga e de simples execução não era utilizada no Brasil como um tipo de obra hídrica estruturadora. Vários estados do Nordeste estão construindo barragens subterrâneas, como: Pernambuco, Paraíba e Bahia (CIRILO; MONTENEGRO; CAMPOS, 2010).

O barramento subterrâneo possibilita ao agricultor maior êxito no cultivo de muitas espécies, colaborando com o desenvolvimento rural sustentável do semiárido brasileiro, por gerar melhorias na qualidade de vida das famílias agricultoras, garantindo renda e segurança alimentar (EMBRAPA, 1989). Segundo Costa *et al.* (1998), as barragens subterrâneas têm diversas vantagens em relação a outros tipos de intervenções, principalmente para as barragens superficiais, como por exemplo: maior proteção da água contra a poluição bacteriana superficial, maior facilidade de construção, apresenta menor perda por evapotranspiração, baixo custo na construção.

3.8 REMOÇÕES DE AREIAS NOS LEITOS DE RIOS

Com o crescimento nos últimos anos da construção civil, assim como, a economia do país, faz com que aumente a necessidade por recursos naturais. Um dos recursos naturais fundamentais para a construção civil é a areia. Sendo indispensável a extração deste da areia para o desenvolvimento socioeconômico, entretanto, é a causadora de vários impactos ambientais negativos, como: depreciação da qualidade das águas, incidência de processos erosivos e modificações na geomorfologia fluvial dos cursos d'água (LELLES *et al.*, 2005; NOGUEIRA, 2016).

Lelles *et al.* (2005) analisaram qualitativamente os impactos ambientais decorrentes da atividade de extração de areia em cursos d'água. E observaram 49 impactos ambientais, 13 positivos (26,53%) e 36 negativos (73,47%). Alguns impactos positivos pontuados foram: redução do assoreamento dos cursos d'água, devido a remoção dos sedimentos para o obtenção da areia; redução da proliferação de vetores de doenças, em decorrência do aumento da vazão dos rios, removendo materiais sólidos no se leito; aumento da oferta de areia; aumento da receita dos governos estaduais e municipais, melhorias na qualidade de vida da população, com a construção da rede viária. Em contra partida, os aspectos negativos estão ligados a depreciação da qualidade do ar, solo e água, como também, da fauna e flora.

Os depósitos aluvionares se apresentam como uma importante fonte de suprimento hídrico no Nordeste do Brasil, por possuírem grandes reservas de águas subterrâneas, localizadas ao longo dos vales da extensa rede de drenagem regional, ou seja, abastecendo grande parte população, pecuária, irrigação, entre outros setores econômicos (SÁ; DINIZ, 2012).

A exploração de maneira ininterrupta de camadas de areia nos leitos secos de rios intermitentes da região semiárida do nordeste brasileiro (destinadas principalmente para o setor da construção civil) aliada a utilização de águas provenientes das aluviões para o abastecimento populacional rural e urbano, geram graves impactos socioambientais que vem se agravando com o crescimento populacional e econômico (BRAGA *et al.*, 2014).

De acordo com Braga *et al.* (2014) as areias que se acumulam no leito aluvial, por longos períodos, formam áreas potencialmente mineráveis, tanto para a utilização direta local quanto para fins comerciais. Em contrapartida, o aquífero freático depois do período chuvoso pode servir como manancial para diversos ramos, como: pecuária, agricultura e uso

doméstico, por meio da população rural, além de abastecer populações urbanas que necessitam de caminhões–pipa, nos momentos mais severos de seca.

Então, nesse cenário, o conflito entre a remoção da areia e a conservação da água no aquífero se define, uma vez que, a água subterrânea é protegida da evaporação pela conservação de camadas de areia, na medida em que evapora e sofre salinização quando esta areia é retirada e a água fica exposta ao Sol e ao vento, característicos do clima regional. No Nordeste a perda anual por evaporação corresponde a uma lâmina d'água de aproximadamente 2.500 mm/ano (BRAGA *et al.*, 2014).

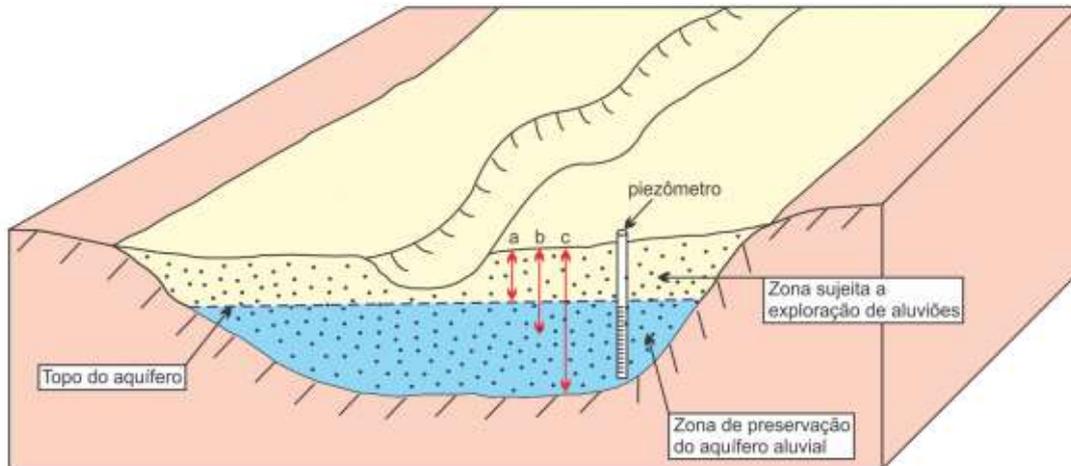
3.8.1 Normatização da Extração de Areia e Argila

A resolução nº 01/2013 do Conselho Estadual do Meio Ambiente de Pernambuco (CONSEMA/PE), em Pernambuco, define regras e procedimentos para o licenciamento ambiental para a exploração mineral, areia e argila, em leitos secos de rios intermitentes.

A norma afirma que as aluviões em leitos de rios intermitentes só poderão ser exploradas mediante concessão da licença ambiental e outorga de uso dos recursos hídricos. Sendo necessário realizar antes da exploração uma pesquisa, por meio de uma malha de sondagem investigativa, a fim de obter amostras de material aluvial. Atravessando todo o depósito sedimentar até atingir o substrato rochoso.

É importante ressaltar que a resolução do CONSEMA/PE estabelece um percentual máximo de exploração de aluviões em 50% da espessura do depósito aluvial e não sendo permitida a execução sob a superfície freática do aquífero aluvial. Para conferência e acompanhamento da variação da superfície freática o empreendedor obrigatoriamente deve construir um poço piezométrico, revestido com tubos plásticos de 2 (duas) polegadas de diâmetros, em área protegida contra a erosão, no interior do depósito aluvial (Figura 11).

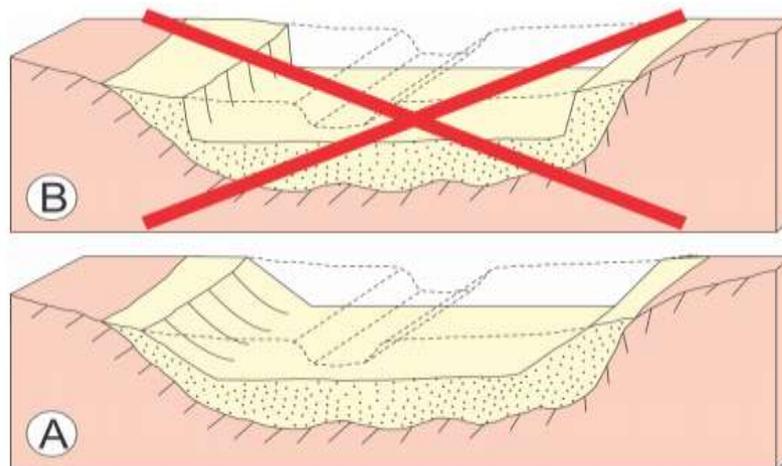
Figura 11 - Avaliação da zona de exploração de aluviões: (a) profundidade do nível hidrostático (topo do aquífero); (b) 50% da espessura do depósito aluvial; (c) espessura total do depósito aluvial.



Fonte: CONSEMA/PE 01/2013.

Outra determinação da resolução estabelece que a exploração do material aluvial deva ser executada com terminação rampada em relação às margens do rio, como mostra a Figura 12, a fim de impedir instabilidades de taludes com desmoronamentos ao longo do leito fluvial.

Figura 12 - A exploração de aluviões em (B) deixa taludes sub-verticais nas margens que poderão gerar desmoronamentos no leito do rio, sendo, portanto totalmente condenável. Em (A) as rampas laterais asseguram estabilidade ao leito do rio.

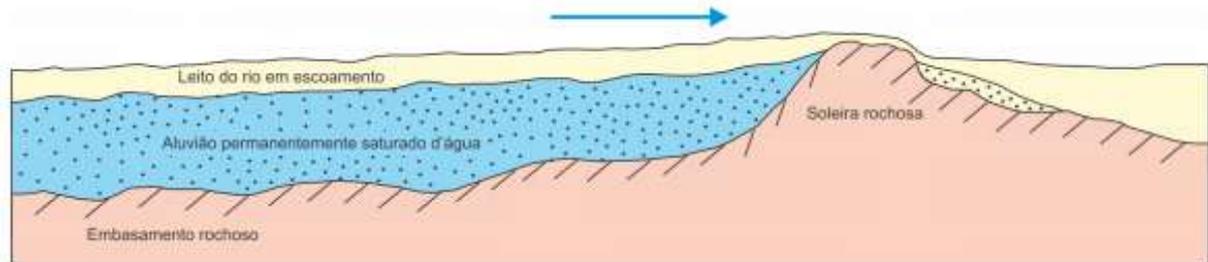


Fonte: CONSEMA/PE 01/2013.

Não é permitida, segundo a resolução, a exploração de material aluvial na existência de soleira do embasamento rochoso que permita a deposição de aluviões a montante, preservando o depósito aluvial saturado durante todo ano (Figura 13). A resolução, também,

impede o uso de insumos que possam poluir o rio, podendo o responsável ser processado por dano ambiental.

Figura 13 - Perfil longitudinal de um rio onde uma ondulação do embasamento rochoso proporcionou o acúmulo de aluviões a montante, saturado durante todo o ano. A seta azul mostra o sentido de escoamento do rio.



Fonte: CONSEMA/PE 01/2013.

3.9 MÉTODOS DE INVESTIGAÇÕES GEOTÉCNICAS

Os métodos de prospecção geotécnicos podem ser classificados em: métodos diretos, métodos semidiretos e métodos indiretos. Eles são adotados de acordo com a sua finalidade (custo, tamanho da área a ser investigada, tempo de aquisição dos dados).

3.9.1 Métodos Diretos

Os métodos diretos possibilitam ao pesquisador análise direta (visual ou tátil) do solo por qualquer conjunto de operações ou pela coleta de amostras ao longo de uma perfuração (LIMA, 1983; SOUZA, 2006). Os procedimentos de sondagens, amostragens e testemunhagens estão inclusos nesta classe de investigação geotécnica (SOUZA, 2006).

Os métodos diretos principais podem ser: manuais (poços, trincheiras, trados manuais) e mecânicos (sondagens à percussão com circulação de água, sondagens rotativas, sondagens mistas, sondagens especiais com extração de amostras indeformadas) (LIMA, 1983). Devido a limitações em relação à profundidade de investigações, custos, casos de áreas com investigações limitadas por questões ambientais ou dificuldade de acesso dos equipamentos de sondagem, situações de obra e pontos de maior sensibilidade às técnicas mais invasivas, este tipo de método de investigação pode ser insatisfatório (SOARES, 2009). Sendo indicado então adotar outros métodos (semidiretos e indiretos).

3.9.2 Métodos Semidiretos

O método semidireto permite obter informações a respeito das características do terreno, sem precisar coletar amostras ou informações sobre a natureza do solo, exceto pelas correlações indiretas. Este método foi criado com a finalidade de contornar as dificuldades decorrentes da operação de amostragem, na prática, para alguns tipos de solos, como por exemplo: areais puras ou submersas e argilas sensíveis de consistência muito mole. Portanto, os processos semidiretos, que são ensaios realizados *in situ*, apresentam como vantagens teóricas: a redução das perturbações provocadas pela variação dos estados de tensões e distorções ocasionadas pelo processo de amostragem, assim como, impedir os choques e vibrações consequentes do transporte e posterior manuseio das amostras. Além de que, considera-se o efeito da configuração geológica do terreno nos ensaios “*in situ*” de maneira que eles proporcionam uma medida mais realística das propriedades físicas de uma formação (LIMA, 1983). Alguns exemplos de ensaios que se enquadram nesta categoria são: “vane-test”, ensaio pressiométricos, ensaio de penetração de cone.

3.9.3 Métodos Indiretos

Os métodos indiretos utilizam medidas, como resistividade elétrica ou velocidade de propagação de ondas elásticas (ondas sonoras), para obter as propriedades das camadas do subsolo de forma indireta. Os índices medidos possuem correlações com a natureza geológica dos vários horizontes, sendo possível ter informações sobre as suas espessuras e profundidades correspondentes. Os métodos geofísicos pertencem a este método (LIMA, 1983; SOUZA, 2006). Alguns exemplos de ensaios que empregam este método são: Resistividade Elétrica (Eletrorresistividade), Refração Sísmica, Reflexão Sísmica, Radar de Penetração (*Ground Penetrating Radar – GPR*).

O método geofísico consiste no conjunto de métodos indiretos de investigação que se destaca em relação à investigação de áreas submersas e apresenta vantagens sobre os métodos convencionais, pois: permitem fácil acesso aos locais de interesse, possibilitam a análise contínua do subsolo ao longo do perfil (dependendo do método adotado), torna viável a rápida observação de grandes áreas, consistem em métodos não-destrutivos, isto é, as análises efetivadas através deste método não provocam qualquer tipo de dano ao ambiente investigado e viabiliza a caracterização do subsolo. Mesmo sendo um método que possui altos custos

operacionais, mas que, em geral, são superados pela facilidade da cobertura de grandes áreas, como estradas, tornando-o vantajoso em relação ao custo benefício (SOUZA, 2006). De acordo com Vasconcelos (2015), este método geofísico se apresenta como uma ferramenta importante para a investigação dos recursos subterrâneos em regiões semiáridas, por auxiliar a localização de estruturas geológicas favoráveis à acumulação de água subterrânea. Os métodos geofísicos podem ser divididos em: métodos potenciais e métodos ativos.

Segundo Soares (2009), o método geofísico pode ser dividido em: métodos potenciais que são aqueles que medem uma propriedade sem a necessidade de emitir qualquer sinal; e os ativos que são baseados na emissão de alguma forma de energia (como a mecânica e elétrica) e na leitura de sua alteração pela interação com o subsolo. Este método pode ser aplicado tanto em superfície, como em furos de sondagem e túneis (denominados tipo ‘*downhole*’).

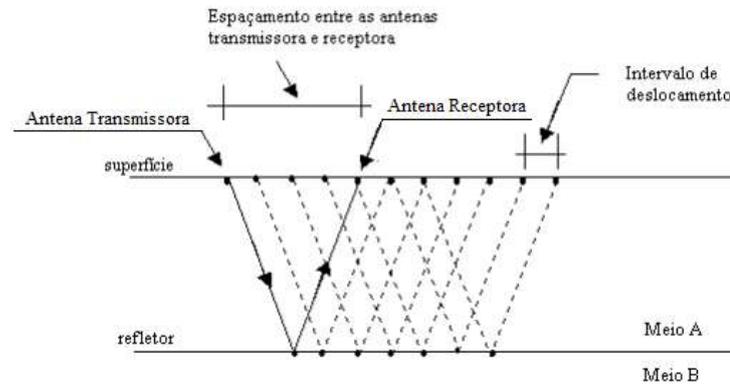
3.9.3.1 Método Ground Penetrating Radar (GPR)

O GPR conhecido também como Radar de Penetração do Solo ou simplesmente georadar é caracterizado por ser um método geofísico não destrutivo de aquisição de dados da subsuperfície, que está fundamentado na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) (DOOLITTLE *et al.*, 2006; PORSANI *et al.*, 2004). A frequência utilizada varia de acordo com a sua finalidade. Normalmente, são usadas frequências na faixa de 10 – 1000 MHz (ANNAN, 1992; GÓMEZ-ORTIZ *et al.*, 2010; PORSANI *et al.*, 2004). Porém podem alcançar 2500 MHz de frequência (OLIVEIRA, 2008; SOARES, 2009; SOUZA, 2006).

Segundo Souza (2006), o método GPR é formado por um conjunto de equipamentos, ou seja, por um par de antenas (uma de transmissão (T_x) e outra de recepção (R_x)), uma central de controle e um notebook que é utilizado para armazenar os dados coletados.

De acordo com Soares (2009), a técnica de aquisição pode variar com a distância entre as antenas, que pode ser constante (denominada de Aquisição a Afastamento Constante (Figura 14), a mais usual para usos práticos) ou variável, com intervalos discretos, tipo *Common Mid Point* - CMP, nomeado também de sondagem de velocidade, devido a sua aplicação na obtenção da velocidade de propagação do sinal da onda no solo, que possibilita a conversão tempo-profundidade.

Figura 14 - Posicionamento das antenas no arranjo de aquisição a afastamento constante.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Dourado *et al.*(2001).

As antenas podem ser blindadas, possibilitando trabalhar com várias orientações entre as antenas (transmissora e receptora), e também, é possível alterar as distâncias entre elas, no entanto estão suscetíveis a diversas interferências de ruídos eletromagnéticos externos. As antenas blindadas são preferencialmente de elevada frequência, e são utilizadas apenas na aquisição de perfis de afastamento constante, ficando alocadas a distância e orientação fixas, dentro da caixa que as resguarda de interferências externas (SILVA, 2014).

O GPR emite um pulso de energia eletromagnética por uma antena transmissora (T_x) para o subsolo, assim no decorrer da sua propagação, o sinal emitido sofre reflexões, refrações e difrações nas discontinuidades presentes no meio, ou nas interfaces entre as camadas que possuem propriedades elétricas distintas, isto é, diferentes valores de velocidade de propagação da onda eletromagnética (que depende da permissividade dielétrica (ϵ), ou constante dielétrica (k), do meio), sendo captado por uma antena receptora quando o sinal retorna à superfície, como mostra a Figura 14. A amplitude do sinal refletido será maior quanto mais intenso for o contraste entre as propriedades elétricas dos meios penetrados pelo sinal (SOUZA, 2006).

A propagação do sinal dessa técnica geofísica depende de variáveis como: frequência de transmissão (pois considerando um mesmo material, a utilização de antenas de baixa frequência alcançam maior penetração e uma menor resolução; em contrapartida, antenas com alta frequência alcançam baixa penetração e uma boa resolução, como mostrado na Tabela 3) e das propriedades elétricas, condutividade elétrica (σ) e permissividade dielétrica (ϵ), que se alteram, sobretudo com o conteúdo de água no solo (PORSANI, 1999). O radar de penetração no solo, de forma geral, é indicado para exploração superficial de materiais térreos com

profundidades menores que 30 m (DOOLITTLE; COLLINS, 1995). Dificilmente se encontra na literatura penetrações do sinal do GPR que atinjam camadas a profundidades maiores que 50 m (SOUZA, 2006).

Tabela 3 - Profundidade máxima de penetração do GPR em função da frequência central na área pesquisada
Borges (2007).

Frequência Central (MHz)	Profundidade Máxima de Penetração (m)
1000	0,8
500	1,5
400	1,6
250	2,3
200	3,4
100	4,5

Fonte: Borges (2007).

A velocidade de propagação da onda eletromagnética para um meio geológico de baixa perda pode ser determinado pela equação (3.49) (SOARES, 2009).

$$v = \frac{c}{\sqrt{k}} \quad (3.49)$$

Em que: v : corresponde a velocidade de propagação da onda, c : velocidade de propagação da luz no vácuo, ou seja, 0,3 m/ns e k : constante dielétrica do meio analisado.

Segundo Soares (2009), o comprimento de onda (λ) pode ser obtido através da relação entre a velocidade (v) e a frequência (f), então substituindo a Equação 3.49 na Equação 3.50, obtém-se a Equação 3.51.

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3.50)$$

$$\lambda = \frac{c}{f\sqrt{k}} \quad (3.51)$$

O coeficiente de reflexão que corresponde à quantificação da participação de energia em um refletor, pode ser determinado através da Equação 3.52, para fins práticos e para uma incidência normal (ângulo de incidência da onda EM perpendicular à superfície), entre a interface dos meios (A e B) que possuem propriedades físicas distintas (SOARES, 2009).

$$r_{GPR} = \frac{\sqrt{k_A} - \sqrt{k_B}}{\sqrt{k_A} + \sqrt{k_B}} \quad (3.52)$$

Em que: k_A e k_B : são as constantes dielétricas das camadas superior e inferior da interface refletora, respectivamente.

A Tabela mostra alguns coeficientes de reflexão correspondes à interface entre materiais distintos.

Tabela 4 - Valores do coeficiente de reflexão para incidência normal em algumas interfaces.

De (Meio A)	K	Para (Meio B)	K	Coeficiente de Reflexão
Solo argilo-areno	18	Água doce	81	-0,35**
Solo argilo-arenoso	18	Água salgada	81	-0,35**
Solo argilo-arenoso	18	Ar	1	0,61**
Ar	1	Solo seco	5	-0,38*
Solo seco	5	Solo saturado	25	-0,38*
Solo seco	5	Rocha	8	-0,12*
Solo saturado	25	Rocha	8	0,28*

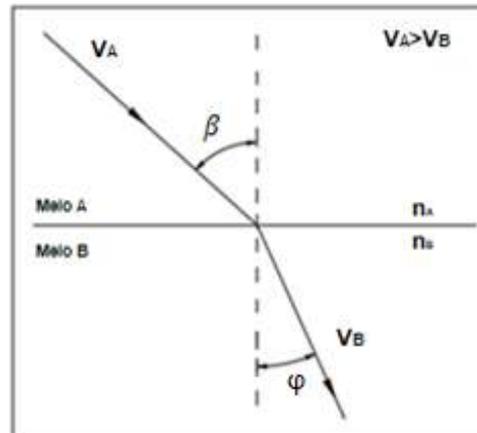
Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Borges (2007)** e Annan* (1992).

Segundo Vasconcelos (2015), a refração corresponde a um fenômeno que proporciona a cada pulso emitido pela antena transmissora do GPR a capacidade de alcançar mais de um refletor, isto é, a onda eletromagnética atravessa um meio com um determinado coeficiente de refração para outro meio que possua um coeficiente distinto, tendo como consequência o desvio do fecho de luz sob um determinado ângulo. Esse coeficiente depende da densidade do meio: sendo maior, quanto mais denso for o meio, pois a velocidade da luz será menor no meio mais denso. A refração de ondas é regida pela lei de Snell-Descarte, mostrada na Equação 3.53 e na Figura 15.

$$\frac{\sin \beta}{\sin \varphi} = \frac{n_B}{n_A} = \frac{\lambda_A}{\lambda_B} = \frac{v_A}{v_B} \quad (3.53)$$

Figura 15 - Representação de uma onda refratada.



Fonte: O Autor (2018).

Em que: β : ângulo de incidência do raio de onda incidente, φ : ângulo de refração do raio de onda refratado, n_A : índice de refração do meio A, n_B : índice de refração do meio B, λ_A : comprimento de onda das ondas no meio A e λ_B : comprimento de onda das ondas do meio B, v_A : velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio A e v_B : velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio B.

O GPR pode ser aplicado em ambientes terrestres e aquáticos, porém nestes dois meios a aquisição de resultados bons depende da condutividade da(s) camada(s) mais superficial(ais) presente(s) no perfil de solo, que interage com a atenuação do sinal. Normalmente, em terra, este método mostra melhores resultados em solos arenosos, já em água, os sais dissolvidos na água é um forte limitador do método (SOARES, 2009).

Os radagramas, segundo Soares (2009) correspondem ao conjunto de dados, traços amostrados, decorrentes de uma campanha GPR, e precisam ser processados através de um *software*, para que possam ser interpretados adequadamente. As medidas obtidas pelo GPR são mostradas nos Perfis na forma de “tempo de percurso do sinal”, ou seja, o tempo de ida e volta do sinal, com isso, para a conversão do tempo medido em nanosegundo (ns) em profundidade real (m) dos níveis estratigráficos analisados, são necessárias informações suplementares, com relação à velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas no meio geológico, parâmetro que pode ser adquirido por meio de sondagens mecânicas ou de ensaios geofísicos específicos (SOUZA, 2006).

A interpretação dos radagramas gerados, após todo o tratamento, é realizada analisando não só superfícies identificáveis no perfil geofísico, mas também, alteração de

textura e existência de hipérboles. Estes perfis permitem identificar depois da sua correta interpretação, a(s) camada(s) geológica(s), o nível d'água (caso exista), objetos ou estruturas presentes no solo, principalmente os metálicos, devido ao contraste da constante dielétrica ser bastante elevado (SOARES, 2009).

A identificação das litofáceis (que são, segundo Oliveira Júnior (2014), unidades litológicas, rochas, que representam o ambiente de formação e aspectos composicionais das rochas), propicia a determinação de estruturas sedimentares que possuem propriedades hidráulicas análogas (VASCONCELOS, 2015).

Como os reservatórios subterrâneos possuem uma variedade de heterogeneidades sedimentares que influem nas propriedades hidráulicas do solo, como também, no fluxo de água, é essencial o entendimento das relações entre as heterogeneidades e características da arquitetura e geometria das diferentes litofácies e as heterogeneidades, nas distintas graduações de análise, por permitir a realização da modelagem de reservatórios e, portanto a simulação de fluxo em seus respectivos ambientes (VASCONCELOS, 2015).

Segundo Vasconcelos (2015) o GPR possibilita a identificação da litofácies, a partir da visualização dos principais elementos arquiteturais. Por meio da velocidade de propagação da onda eletromagnética e da reflexão do sinal GPR serem modificadas na proporção em que as camadas deposicionais vão apresentando alterações no conteúdo de água, na granulometria, no tipo de sedimento e na orientação das camadas, conseqüentemente, desse modo o lençol freático, as estruturas sedimentares e os contatos litológicos tendem a ser identificados, permitindo que o método seja eficiente para investigações direcionadas à hidrologia (sedimentologia).

A codificação e suas respectivas fáceis que podem ser observadas em depósitos fluviais estão apresentadas no Quadro 1. A nomenclatura empregada para expressar o código é composta por duas letras (maiúscula e minúscula). Segundo Ferreira Júnior e Castro (2001), a primeira letra, maiúscula, corresponde a granulometria dominante e a segunda letra, minúscula, está relacionada a uma característica mnemónica qualquer, como por exemplo, estruturas sedimentares presentes.

Quadro 1 - Codificação de algumas fácies de acordo com Miall (2006).

Código	Fácies
<i>Gmm</i>	Cascalho maciço suportado pela matriz (paraconglomerado) levemente gradacional
<i>Gmg</i>	Cascalho maciço suportado pela matriz (paraconglomerado) graduação inversa a normal
<i>Gci</i>	Cascalho suportado pelos clastos (ortoconglomerado) com graduação inversa
<i>Gcm</i>	Cascalho suportado pelos clastos (ortoconglomerado) com estratificação plano-paralela incipiente
<i>St</i>	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa) com estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas
<i>Sp</i>	Areia fina a muito grossa (pode ser cascalhosa) com estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas
<i>Sr</i>	Areia muito fina a grossa
<i>Sh</i>	Areia muito fina a grossa (pode ser cascalhosa)
<i>Sl</i>	Areia muito fina a grossa (pode ser pedregosa) com estratificações cruzadas com menos de 15°
<i>Fl</i>	Lamito com laminações cruzadas e ondulações
<i>Fm</i>	Lamito maciço
<i>Fr</i>	Lamito maciço com raízes e bioturbação
<i>C</i>	Carvão ou lama carbonosa
<i>P</i>	Paleosolo carbonático

Fonte: O Autor (2018).

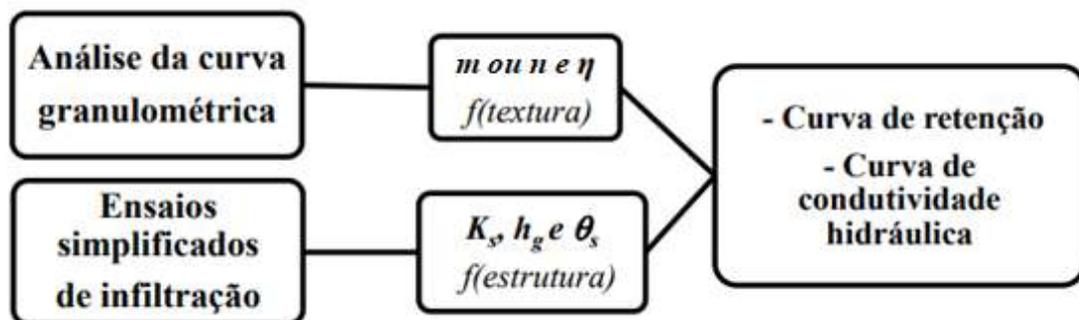
Nota: Adaptado de Miall (2006).

3.10 MÉTODO BEERKAN

Segundo Santos, Silva e Silva (2012) a metodologia semifísica denominada de “Beerkan” pode ser utilizado para obter as propriedades hidrodinâmicas dos solos, isto é, curvas de retenção da água no solo $\theta(h)$ e curvas da condutividade hidráulica $K(\theta)$. Essas informações são fundamentais para a modelagem do transporte de água e de sedimentos. Recentemente, várias técnicas experimentais têm sido utilizadas para determinar as características hidrodinâmicas do solo diretamente no campo, porém devido a fatores como: a complexidade, aos altos custos e o tempo gasto para realização dessas técnicas, fazem com que a caracterização hidrodinâmica do solo se torne inviável, sobretudo quando se quer obter essas informações em grande escala (SOUZA *et al.*, 2008).

De acordo com Souza *et al.* (2008) o método de Beerkan necessita de dados da estrutura e textura dos solos, para que assim seja estimado os parâmetros das curvas de $\theta(h)$ e $K(\theta)$. Logo, esse método permite descrever $\theta(h)$ e $K(\theta)$, analiticamente, através de cinco parâmetros desconhecidos, dois de forma (m ou n , e η) e três de normalização (θ_s , K_s e h_g). Os parâmetros de forma são dependentes preponderantemente da textura do solo e são determinados por meio da curva de distribuição dos tamanhos das partículas $F(D)$ e da porosidade, enquanto os parâmetros de normalização são dependentes, principalmente, da estrutura do solo e são determinados por meio dos ensaios de infiltração, como o ensaio de infiltrômetro de anel simples (COUTINHO, 2011; SANTOS; SILVA; SILVA, 2012). O fluxograma simplificado dessa metodologia está apresentado na Figura 16.

Figura 16 - Fluxograma simplificado do método de Beerkan.



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Cavalcanti (2012).

Esse método possibilita a representação matemática do fenômeno da infiltração, com os ajustes das curvas de infiltração, a fim de estabelecer os parâmetros de sorvidade (S) e condutividade hidráulica saturada do solo (k_s). Para execução desse método é necessário realizar ensaios de campo (através de teste simples de infiltração, coleta de solo, a fim de obter a distribuição do tamanho das partículas, umidade inicial e final, como também a massa específica do solo) e laboratório (realização dos ensaios de granulometria, determinação das umidades gravimétricas (inicial θ_0 ou a final θ_s) e da massa específica do solo ρ_d) (SANTOS; SILVA; SILVA, 2012).

Nesse método, a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$ é desenvolvida pelo modelo de van Genuchten (1980) (Equação 3.54), já a curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$ é desenvolvida pelo modelo de Brooks e Corey (1964) (Equação 3.55) (SOUZA *et al.*, 2008). O método usa tanto propriedades estáticas quanto propriedades dinâmicas do solo, como a curva

de granulométrica e a curva de infiltração da água no solo, para determinar os parâmetros m , n , η , θ_s , K_s e h_g (SANTOS; SILVA; SILVA, 2012). Esses parâmetros de forma e de normalização podem ser obtidos utilizando o programa BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*), por ser uma metodologia interessante, fácil de ser utilizada, de baixo custo, para determinar o comportamento hidráulico do solo, segundo Lassabatère *et al.* (2006).

$$\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left[1 + \left(\frac{|h|}{h_g} \right)^n \right]^{-m}, \text{ com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{Burdine, 1953}) \quad (3.54)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (3.55)$$

Em que, n e m : representam os parâmetros de forma, θ : umidade volumétrica $[L]^3/[L]^3$, θ_s e θ_r : umidades volumétricas saturada e residual $[L]^3/[L]^3$, respectivamente, h : potencial matricial $[L]$, h_g : parâmetro de escala $[L]$, K_s : condutividade hidráulica saturada do solo $[L]/[T]$ e η : parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

O método do Beerkan em comparação a outros métodos experimentais tem como vantagens: a sua execução mais simples, rápida e que necessita de uma menor quantidade de pessoas e equipamentos, o que o torna mais viável financeiramente (SANTOS; SILVA; SILVA, 2012).

3.11 MODELO HYDRUS

De acordo com Šimůnek, van Genuchten e Šejna (2008) o Hydrus permite resolver numericamente a equação de Richards, usando a técnica dos elementos finitos, para o fluxo de água em meio saturado e insaturado e a equação de advecção-dispersão para transporte de calor e soluto. Este *software* possibilita, também, simular o movimento de elementos como: água, calor e soluto em meios porosos saturados em variáveis 1D, 2D ou 3D. De acordo com Paiva (2009) o modelo computacional é a representação matemática de um caso real do meio ambiente, de maneira geral com simplificações.

O modelo Hydrus-1D caracteriza o fluxo de água no solo pela equação de Richards para o fluxo unidimensional, isotérmico e meio não saturado, adicionado do termo (S), que é relativo a extração de água pelas raízes, contemplando portanto a evapotranspiração. Não

sendo considerados os efeitos da fase gasosa e do gradiente térmico no fluxo de água (Equação 8.56) (COUTINHO, 2011; FELTRIN; PAIVA; PAIVA, 2013). Este modelo foi criado por J. Šimůnek, M Th. van Genuchten e M. Šejna do departamento de Ciências Ambientais da Universidade de Riverside California, Sendo um dos modelos mais utilizados atualmente na estimativa do processo de percolação de água e na zona vadosa do solo, e também, em pesquisas de recarga e contaminação de aquíferos (VASCONCELOS, 2015).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (8.56)$$

Em que: h : corresponde ao potencial matricial, [L], θ : é conteúdo volumétrico de água no solo [L^3L^{-3}], t : tempo [T], z : profundidade da camada orientada positivamente para baixo [L], S : termo de extração de água pelo sistema radicular (termo de sumidouro) [$L^3L^{-3}T^{-1}$], K : condutividade hidráulica insaturada [LT^{-1}], α : ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical (isto é $\alpha=0^\circ$ para um fluxo vertical, 90° para um fluxo horizontal e $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para um fluxo inclinado).

É fundamental para a resolução da equação Richards o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo, como a curva de retenção $\theta(h)$ e a curva de condutividade hidráulica $K(S_e)$, já que é necessário determinar as condições iniciais e de fronteira (ALVES *et al.*, 2012). Alguns modelos analíticos podem ser adotados pelo *software* Hydrus-1D, para estas propriedades, como o modelo de van Genutchen (1980) com a hipótese de distribuição dos poros de Mualem (1976), Equação 3.57 e 3.58, respectivamente (COUTINHO, 2011). Sendo possível para este modelo adotar a hipótese de histerese durante o cálculo computacional (VASCONCELOS, 2015).

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha|h|)^n]^{-m}, \text{ sendo } \left(m = 1 - \frac{1}{n} \right), n > 1, \text{ Mualem (1976)} \quad (3.57)$$

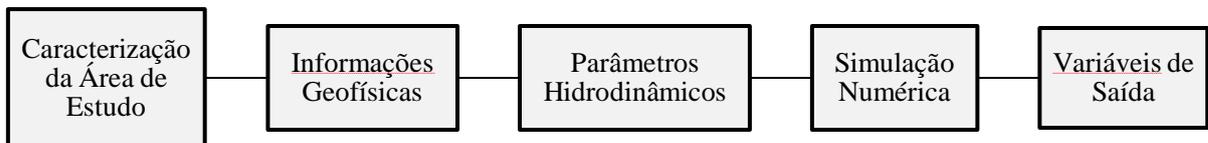
$$K(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2, \text{ com a hipótese de Mualem (1976)} \quad (3.58)$$

Em que: n e m : representam os parâmetros de forma, θ : umidade volumétrica [L^3/L^3], θ_r e θ_s : umidades volumétricas residual e na saturação do solo [L^3/L^3], respectivamente, h : potencial matricial [L], K_s : condutividade hidráulica saturada do solo [L];/[T] e S_e : corresponde a saturação efetiva.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O fluxograma da metodologia desta pesquisa está apresentado na Figura 17, para uma melhor compreensão de cada etapa realizada. Sendo a primeira parte correspondente à descrição da área de estudo, em seguida, realizou-se uma investigação não destrutiva do solo, através do GPR, para obtenção do perfil geofísico (radagrama). Depois, obteve-se os parâmetros hidrodinâmicos já transformados da hipótese Burdine (1953), determinados pelo *software* BEST, para a hipótese de Mualem (1976). Com isso, pôde-se realizar as simulações da dinâmica da água no solo, com o emprego do modelo numérico unidimensional, Hydrus-1D, resultando assim na obtenção das variáveis de saída relevantes às análises.

Figura 17 - Fluxograma da metodologia.



Fonte: O Autor (2018).

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

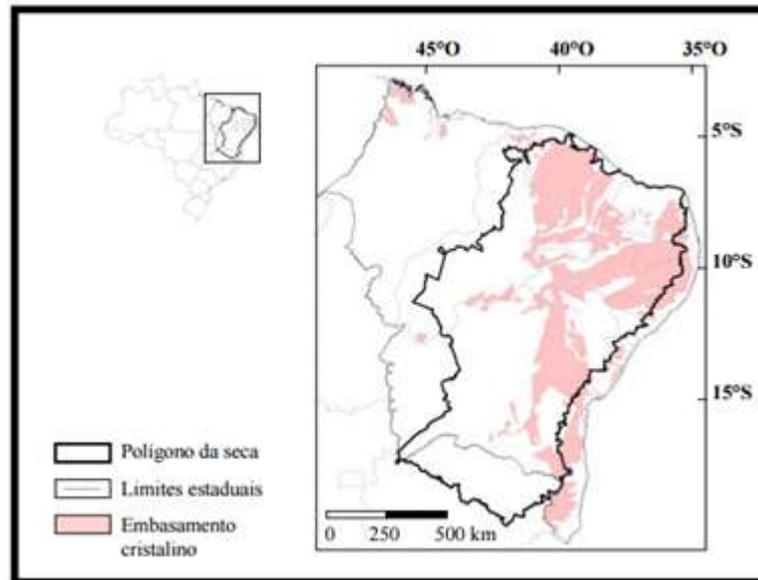
Foram estabelecidos alguns critérios para selecionar a área, tais como:

- Município localizado no semiárido brasileiro;
- Área próxima a um curso de água, com a possível existência de aluviões;
- Região que caracterizasse bem o cenário ambiental do semiárido.

A área escolhida que atendeu todos os requisitos acima está situada na cidade de Santa Cruz do Capibaribe, que se localiza na mesorregião do Agreste e na microrregião do Alto Capibaribe do estado de Pernambuco, limitada a norte e a oeste com o estado da Paraíba, a sul com os municípios do Brejo da Madre de Deus e Jataúba, e a leste com o município de Taquaritinga do Norte, ocupando uma área municipal de 368,0 km², que corresponde a 37 % do estado de Pernambuco. A sede do município possui uma altitude de cerca de 438 m, com as seguintes coordenadas geográficas: 07° 57' e 27'' de latitude sul e 36° 12' e 17'' de longitude oeste, distando 194,3 km da capital Recife, tendo como principal acesso as rodovias BR-232/104 e PE-130 (BELTRÃO *et al.*, 2005). Segundo a classificação de Köppen e Geiger, o clima deste município é do tipo 'BSh' semiárido quente.

A litologia do estado em que Santa Cruz do Capibaribe está inserido é composta por 86,4% de rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, com rochas magmáticas e metamórficas (Mapa 2). Desse total 3,0% são revestidas por sedimentos recentes, sobretudo por depósitos aluvionares, com uma potencialidade hídrica de água subterrânea, ou seja, volume hídrico passível de ser utilizado anualmente de 22,8%, porém, somente 2,2% desse percentual é realmente explorado anualmente. A outra parcela de 13,6% é formada por uma área sedimentar, ou seja, por bacias costeiras (bacia sedimentar Pernambuco - Paraíba e bacia Vulcano Sedimentar do Cabo) e bacias sedimentares interiores (bacia do Jatobá, bacia do Araripe e bacias residuais de São José do Belmonte, Mirandiba, Araras, Fátima e Cedro) (PERH, 1998). Em relação aos solos, em geral no semiárido, são pedregosos, com baixa fertilidade e pouco espessos, sendo pouco favorável em relação à mecanização das lavouras, exceto os solos zonais presentes nos terrenos aluviais e sedimentares (ALBUQUERQUE; RÊGO, 2013).

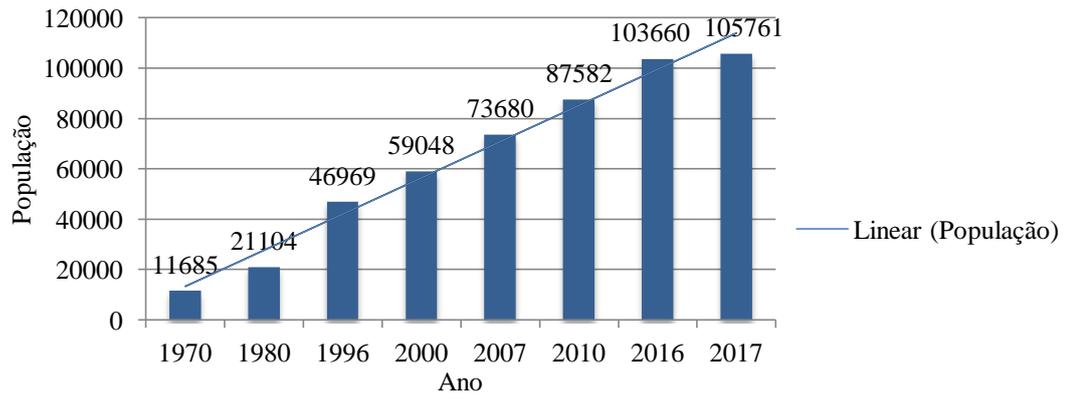
Mapa 2 - Áreas de embasamento cristalino ressaltando a região do semiárido brasileiro.



Fonte: BURTE, 2008.

De acordo com os dados obtidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2017), a população de Santa Cruz do Capibaribe correspondente ao ano de 1970 era de apenas 11.685 habitantes. Em comparação com o ano de 2017, onde tinham 105.761 habitantes, houve um aumento no número de 905% de habitantes. O constante crescimento populacional no município ao longo dos anos está apresentado no Gráfico 6.

Gráfico 6 - Crescimento populacional de Santa Cruz do Capibaribe – 1997 a 2016.

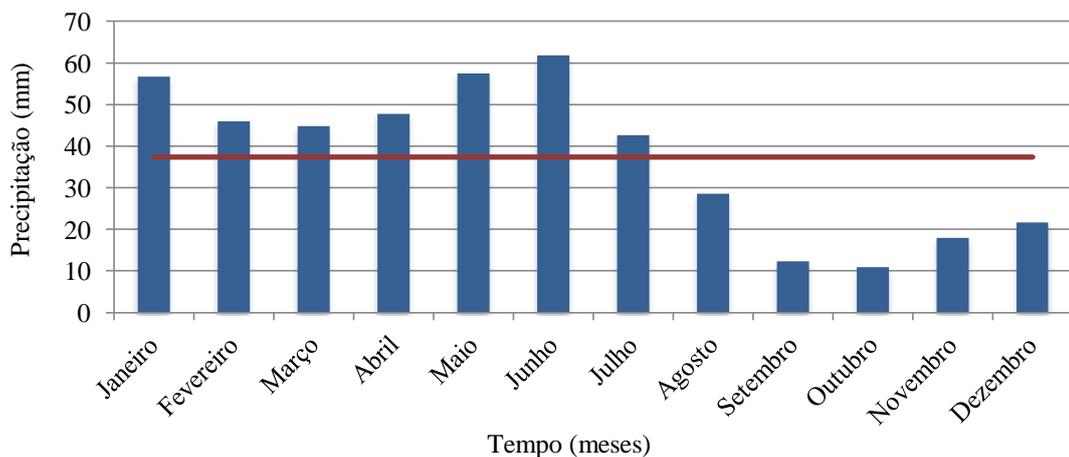


Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de IBGE (2017).

Os valores correspondentes às precipitações médias foram obtidos na Agência Pernambucana de Águas e Clima – APAC (2017), dos anos de 1997 a 2017. Com base nos dados registrados, mostrados no Gráfico 7, observa-se que as precipitações mais elevadas ocorrem no mês de junho e as mais baixas em outubro, e também, que as chuvas estão concentradas nos meses de janeiro a julho, com precipitações médias mensais neste período variando entre máximas de 61,78 mm e mínima de 42,61 mm. O período que vai de agosto a dezembro, pode ser considerado de baixa precipitação, as médias mensais variam entre máxima de 28,59 mm e mínima de 10,87 mm, registrando valores de precipitação abaixo da média histórica apresentada. Logo, pode-se perceber que as precipitações são desproporcionais ao longo do ano.

Gráfico 7 - Precipitações médias mensais registradas nos anos de 1997 a 2017.



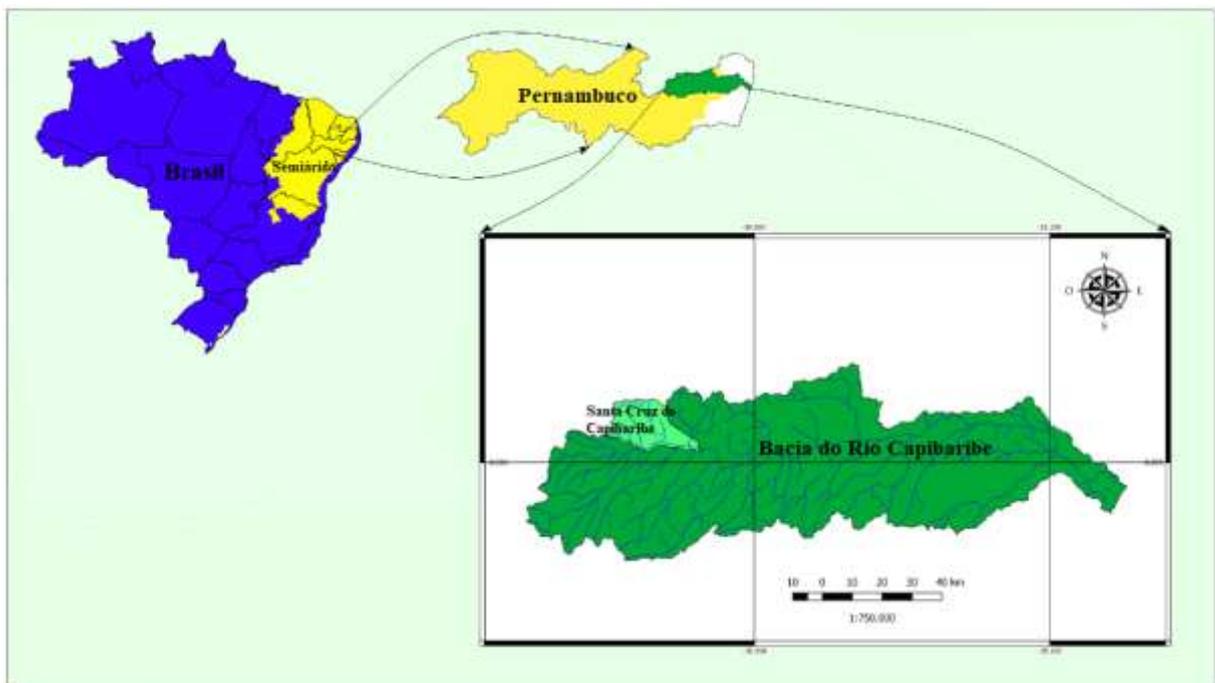
Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado da APAC (2017).

Quanto às águas superficiais, Santa Cruz do Capibaribe é uma cidade situada nos domínios da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. Os seus principais tributários, afluentes, são: Rio Capibaribe e riachos (Pará, Travessão, dos Pombos, Mingaiú, Olho d'água e Doce ou Mulungu), e o principal corpo de acumulação é o açude Poço Fundo, com um volume de 27.750.000 m³. Os cursos d'água no município em sua totalidade são caracterizados por um regime de escoamento intermitente, irregular, com um padrão de drenagem dendrítica (BELTRÃO *et al.*, 2005).

O leito do rio Capibaribe onde o estudo será desenvolvido, está situado no semiárido de Pernambuco (Mapa 3). A bacia na qual o rio Capibaribe está inserido possui uma área de 7.454,88 km², que corresponde a 7,58% do território de Pernambuco, percorrendo um total de 42 municípios pernambucanos, estando: Brejo da Madre de Deus, Chã da Alegria, Cumaru, Feira Nova, Frei Miguelinho, Glória do Goitá, Jataúba, Lagoa do Itaenga, Passira, Santa Cruz do Capibaribe, Santa Maria do Cambucá, Surubim, Toritama, Vertentes e Vertente do Lério, locados inteiramente nessa bacia (APAC, 2017).

Mapa 3 - Localização da área de estudo, leito do rio Capibaribe.



Fonte: O Autor (2018).

O rio Capibaribe nasce no município de Jataúba, mais propriamente na Serra de Jacarará a uma altitude aproximada de 1.000 m. A origem desse rio está situada na Zona Agreste, cerca de 200 km da Cidade do Recife, percorre vários centros urbanos, onde serve

como corpo receptor de resíduos industriais e domésticos. Possuindo uma direção inicial sudeste-nordeste até as proximidades do município de Santa Cruz do Capibaribe, quando seu curso muda de sentido, passando a ter uma direção geral oeste-leste, percorrendo uma extensão total de 270 km, até sua desembocadura, foz, localizada no município do Recife. O rio Capibaribe é caracterizado por um regime fluvial intermitente no seu alto e médio cursos, tornando-se perene, somente a partir da cidade de Limoeiro, no seu baixo curso. Seus afluentes mais importantes pela margem direita são: rio do Mimoso, riacho Aldeia Velha, rio Tabocas, rio Fazenda Velha, riacho Doce, riacho Carrapatos, rio Cachoeira, riacho das Éguas, riacho Caçatuba, rio Batatã, rio Catunguba, rio Goitá e rio Tapacurá. Na margem esquerda destacam-se: rio Jataúba, rio Caraibeira, rio Mulungu, rio Olho d'Água, riacho Pará, rio Tapera e riacho Doce, riacho Tapado, riacho do Manso, riacho Cajaí e riacho Camaragibe (PERH, 1998).

Além disso, a geologia do rio Capibaribe de Toritama até o alto curso da bacia, situado em Brejo da Madre de Deus e Jataúba, prevalecente é granito, que do mesmo modo surgem numa faixa de Salgadinho a Bom Jardim, além de granodioritos em Fazenda Nova. Esses granitos exibem contato de falha de empurrão, tanto sobre os migmatitos em Frei Miguelinho, como sobre os micaxistos em Riacho das Almas, Vertentes e Santa Cruz do Capibaribe. O Complexo Gnáissico-Migmatítico (pCgn) se restringe a uma faixa de direção (lés-nordeste)–(Oés-sudoeste), que sucede nos limites do estado da Paraíba, na porção setentrional das cidades de Jataúba e Santa Cruz do Capibaribe. Abrangendo duas faixas de direção em torno da direção leste-oeste, a primeira iniciando-se em Santa Cruz do Capibaribe e passando por Vertentes, Surubim e Orobó e a outra de Riacho das Almas a Lagoa de Itaenga, ocorrem os xistos e gnaisses indiferenciados (pCAx) (PERH, 1998).

4.2 INFORMAÇÕES GEOFÍSICAS

A metodologia adotada para realização da investigação da subsuperfície, a fim de detectar a presença das aluviões, baseou-se em Costa (2005) com adaptação de Brito *et al.* (2018). As etapas da metodologia empregada foram:

- 1. Definição do problema:** deve-se estabelecer de forma clara, nesta etapa, o problema a ser solucionado, sendo fundamental para o êxito da experimentação. A problemática desta pesquisa era obter a localização e configuração das aluviões.

2. **Avaliação da viabilidade de aplicação do GPR:** nesta etapa, verifica-se se o método indireto adotado (GPR) é adequado para solucionar o problema.
3. **Escolha do método de sondagem e tipo de antena:** deve-se selecionar o método e a antena de acordo com as necessidades da pesquisa. O método mais usual é o de reflexão simples, pois gera uma imagem do mapeamento do subsolo, possibilitando localizar e identificar objetos presentes no mesmo. Esta pesquisa adotou este método devido ao tipo de antena.
4. **Definição da malha:** a demarcação de uma malha para aplicar o GPR, às vezes, é fundamental. A malha adotada nesta pesquisa é composta somente por linhas em apenas uma direção no sentido longitudinal.
5. **Definição dos parâmetros:** a configuração apropriada dos parâmetros faz com que os resultados se tornem mais precisos, alguns dos parâmetros a serem configurado são: frequência de operação das antenas, separação entre as antenas e a orientação das antenas.
6. **Coleta dos dados:** que ocorre através de um equipamento de GPR, que deve ser levado ao local de sondagem, sendo suas antenas colocadas a uma distância predefinida, possibilitando o início do processo de coleta. São emitidos e coletados, milhares de pulsos, para uma mesma posição. As antenas devem ser transportadas a intervalos fixos, conforme as coordenadas estabelecidas. Ao terminar esta etapa todas as coletas das várias posições são “empilhadas” e uma ou mais imagens são originadas.
7. **Pré-processamento dos dados:** tem como propósito aumentar as possibilidades de êxito das etapas subsequentes, através do tratamento dos dados ou imagens obtidos pela sondagem, a fim de realçá-los. Algumas técnicas que podem ser adotadas nesta etapa são: ajuste de contraste, remoção de ruído, aplicação de filtros.
8. **Análise dos dados:** avaliação das informações obtidas nas etapas anteriores, com o intuito de verificar a possibilidade de associar os dados de deflexões medidos com imagem de GPR.
9. **Conclusão da sondagem:** nesta etapa é possível identificar as características do subsolo, como profundidade do nível d’água, topo rochoso, falhamentos e outras configurações hidrológicas e pedológicas.

O equipamento usado foi o GPR SIR 3000 (produzido pela *Geophysical Survey Systems, Inc.*- GSSI), conectado a uma antena blindada monoestática de 200 MHz (Fotografia

1.a) (estabelecida de acordo com a profundidade da aluvião), uma unidade de controle e uma unidade de armazenamento, ligados por cabos (Fotografia 1.b). De acordo com Oliveira (2008), este equipamento é caracterizado por ser adaptável a qualquer antena da GSSI, por possuir conectores resistentes, blindagem para extinguir todas as interferências originadas sobre o solo, placas eletrônicas revestidas e seladas e por operar em temperaturas na faixa de 20°C a 50°C. A técnica empregada para aquisição dos dados de GPR foi a do afastamento constante, denominada também de “*common offset*”, em que as antenas têm uma separação fixa entre si e são transportadas conjuntamente ao longo de um perfil. Os dados obtidos com o equipamento *Ground Penetration Radar* - GPR foram processados e visualizados nesta pesquisa pelo *software* RADAN 6.6.

Fotografia 1 - Equipamentos integrantes do GPR utilizados na obtenção de informações da subsuperfície: (a) Antena transmissora de 200 MHz. (b) Cabo, unidade de controle e de armazenamento dos dados.



(a)



(b)

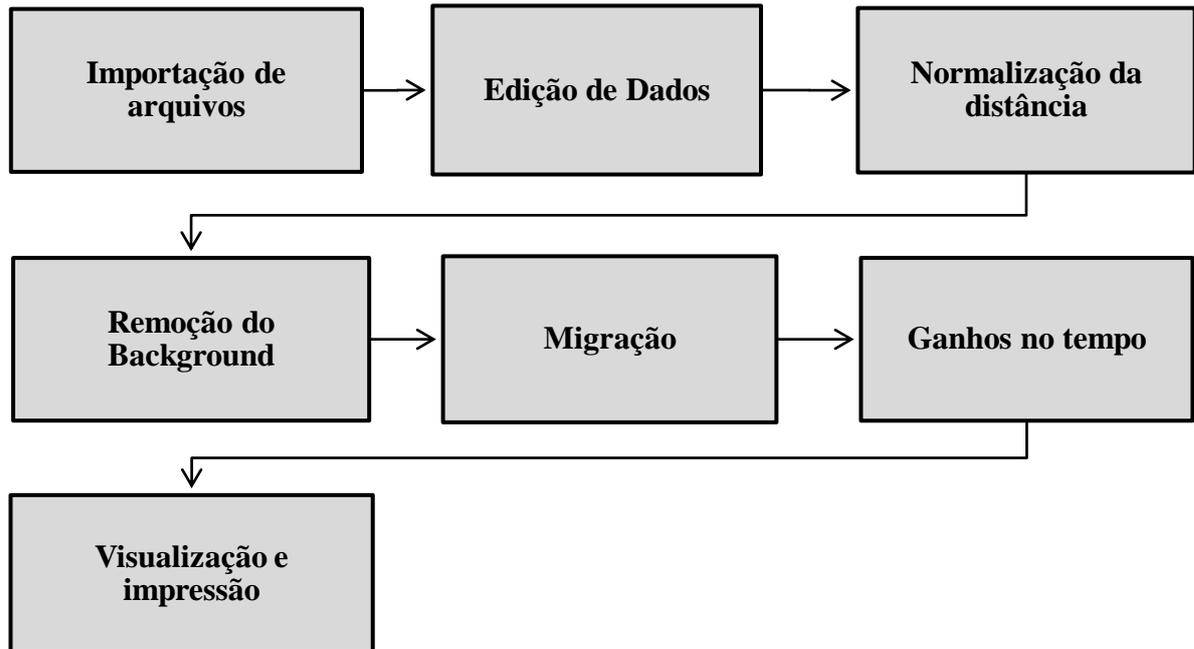
Fonte: Vasconcelos (2015).

4.2.1 Processamento dos Dados

De acordo com Vasconcelos (2015), o processamento dos dados do GPR, depois da realização do levantamento de campo, é efetuado comumente de forma sistemática, sendo possível remover ou destacar determinadas feições de interesse do operador. E, segundo Aguiar (2005), O processamento e apresentação de dados GPR devem obedecer as seguintes etapas: edição de dados, processamento de dados do sinal e apresentação da imagem processada.

O fluxograma simplificado que descreve as etapas do processamento dos dados GPR utilizados nesta pesquisa está apresentado na Figura 18.

Figura 18 - Fluxograma simplificado para o processamento dos dados.



Fonte: O Autor (2018).

As etapas para o processamento dos dados foram realizadas nesta ordem: **importação dos arquivos** de dados GPR, que corresponde à introdução de arquivos de dados obtidos no formato de saída do GPR. Logo após, **edição dos dados**, que consiste em formatar os dados obtidos; começando pela **normalização da distância**, de acordo com Vasconcelos (2015), nesta etapa é possível determinar uma escala horizontal constante entre os pontos demarcados ao longo da linha da malha, corrigindo assim a quantidade de amostras entre os marcadores, aumentando e/ou diminuindo o espaçamento entre eles, igualando as suas distâncias, esta correção é essencial, já que a velocidade da antena não é constante ao percorrer as linhas da malha. Em seguida, **remoção do background**, que corresponde à eliminação do ruído de fundo. **Migração**, conforme Aguiar (2005), é empregada para recuperar a forma aproximada dos refletores e posicionar corretamente os mesmos, esta etapa, baseia-se em identificar as hipérbolas que aparecem nos registros para mover o refletor ao vértice da parábola. Para conseguir este registro migrado é preciso obter a excentricidade da hipérbole e a velocidade de propagação da onda no meio. Então, para a determinação da velocidade foi realizado em campo a instalação de um cano de metal no solo a uma profundidade preestabelecida, sendo possível assim, estimar através do GPR, a velocidade da onda eletromagnética no meio através da Equação 4.1 (MARCELINO *et al.*, 2005; ZHANG; LIN; DOOLITTLE, 2014).

$$v = \frac{2H}{T} \quad (4.1)$$

Em que: v : velocidade da onda eletromagnética no meio, H : profundidade do refletor e T : tempo em que a onda leva para ser emitida, refletida e captada.

Outra etapa realizada foi **ganhos no tempo**, que segundo Vasconcelos (2015), como o sinal é ligeiramente atenuado no subsolo por fenômenos distintos (como reflexões, frações, espalhamento geométrico), esta etapa, permite obter uma melhor visualização da informação, por evidenciar as amplitudes correspondentes aos refletores em maior profundidade; proporcionando ao fim deste processamento a **visualização e impressão** do perfil geofísico tratado.

4.3 PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

Os parâmetros hidrodinâmicos (o inverso da pressão do comprimento capilar, α , o parâmetro de distribuição do tamanho dos poros, n , a condutividade hidráulica saturada, K_s , a umidade volumétrica na saturação, θ_s , e a umidade volumétrica residual, θ_r) foram obtidos pela literatura, de acordo com os solos característicos da região da área de estudo desta pesquisa. Logo, não foi necessário realizar ensaios em campo de infiltração simplificada, como o infiltrômetro de anel simples, e nem ensaios em laboratório, para a determinação das umidades gravimétricas inicial e final, assim como, a massa específica e curva granulométrica do solo, que são dados essenciais para obtenção dos parâmetros de normalização e de forma, através do *software* BEST.

4.4 SIMULAÇÃO NUMÉRICA

A modelagem numérica unidimensional foi realizada com o modelo Hydrus-1D (ŠIMÚNEK; ŠEJNA; VAN GENUCHTEN, 2008). As simulações numéricas podem ser divididas em três casos distintos, que podem ser apresentadas na ordem em que foram efetuadas: análise de sensibilidade da malha, análise da sensibilidade dos parâmetros hidráulicos do solo e modelagem numérica das remoções de camadas de solos de depósito aluvionar. Não foi levada em consideração a histerese.

O modelo hidráulico adotado para as simulações numéricas foi a metodologia de porosidade simples de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) com a hipótese de Mualem (1976). Logo, conforme sugerido por Mualem (1976) o valor inicial do fator de tortuosidade do solo adotado foi de 0,5.

- Caso 1: Análise de sensibilidade da malha

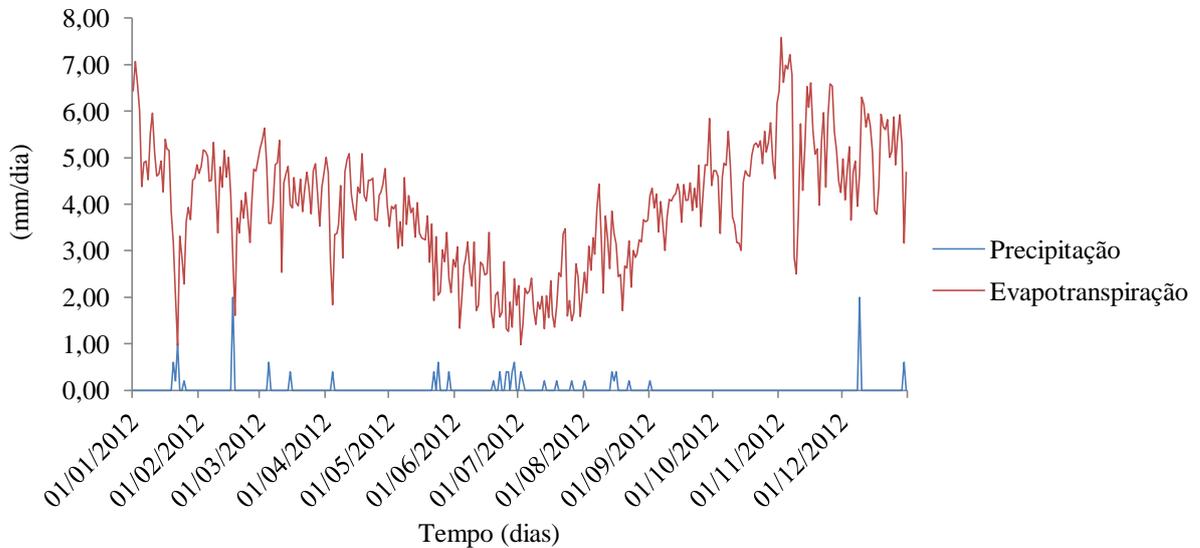
A modelagem numérica unidimensional, neste caso, teve como propósito comparar a sensibilidade de diferentes malhas (grossa, 101 elementos ou nós, média, 202 elementos ou nós e fina, 303 elementos ou nós) a partir da avaliação das 8 variáveis de saídas, mostradas na Figura 19, possibilitando a determinação da malha mais indicada a ser adotada na modelagem dos casos 2 e 3. Para isso, consideraram-se três perfis estratigráficos distintos (sendo uma coluna heterogênea hipotética de 3,1 m, criada para efeitos comparativos, já a outra coluna heterogênea de 5,0 m e a coluna homogênea de 3,1 m foram elaboradas de acordo com o perfil geofísico), tempo de simulação de 365 dias e as seguintes condições de contorno: condição de contorno inferior (pressão constante e drenagem livre) e condição de contorno superior (dados climatológicos: evapotranspiração e precipitação pluviométrica). Os dados dos parâmetros meteorológicos, precipitação pluviométrica e os de evapotranspiração, adotados nos três casos de análises desta pesquisa, estão apresentados no Gráfico 8. Sendo, os dados de precipitação registrados no ano de 2012 pela estação pluviométrica da cidade de Caruaru-PE, por ser um município localizado no semiárido brasileiro e possuir características climáticas (umidade, chuva, clima) similares ao município de Santa Cruz do Capibaribe-PE, onde a área de estudo está situada. A evapotranspiração de referência foi obtida por meio da equação de Penman-Monteith, Equação 4.2 (ALLEN *et al.*, 1998). E disponibilizada pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET.

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T_d + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (4.2)$$

Em que: ET_0 : corresponde à evapotranspiração de referência ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), Rn : saldo de radiação ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), G : densidade do fluxo de calor no solo ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), T_d : temperatura média diária do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 : velocidade do vento a 2 m de altura ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s : pressão de vapor à saturação (kPa), e_a : pressão de vapor (kPa), $(e_s - e_a)$: déficit de pressão

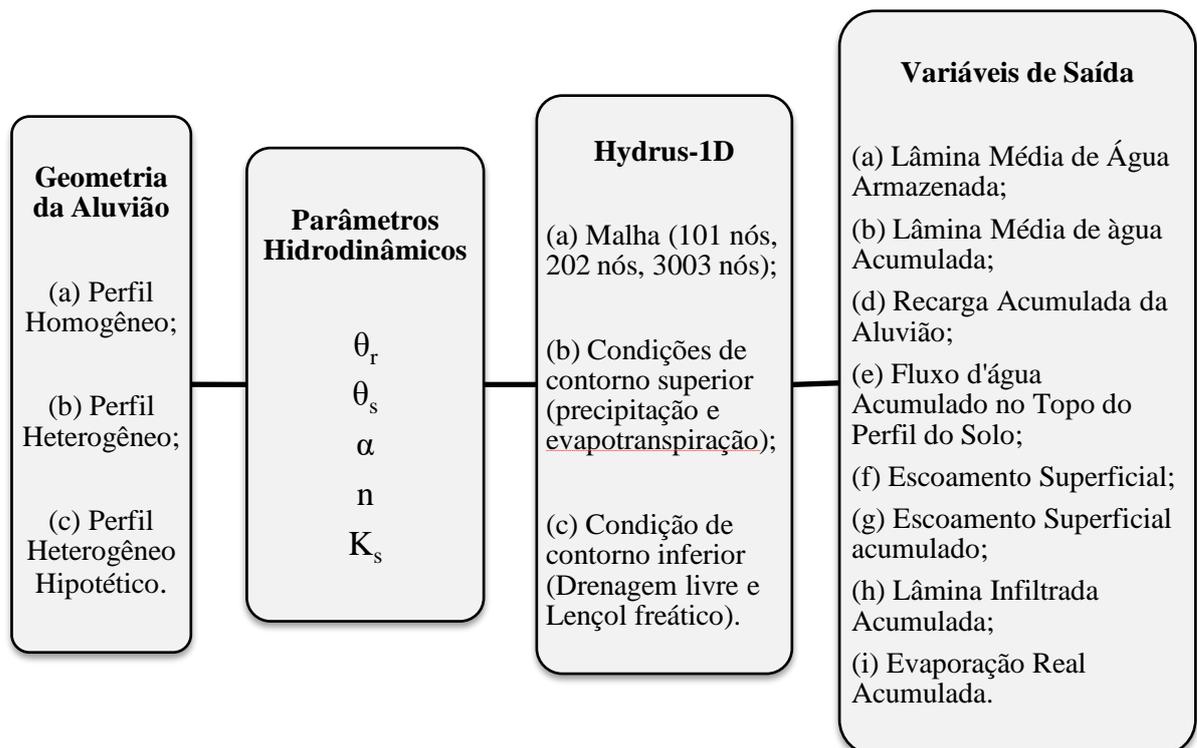
de vapor, Δ : declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$), γ : constante psicométrica ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$).

Gráfico 8 - Precipitação e Evapotranspiração.



O fluxograma simplificado deste caso está apresentado na Figura 19.

Figura 19 - Fluxograma do caso 1.



Fonte: O Autor (2018).

- Caso 2: Análise de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos

A outra modelagem realizada com o Hydrus-1D, teve como finalidade verificar a sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos (inverso da pressão do comprimento capilar, α , o parâmetro de distribuição do tamanho dos poros, n , a condutividade hidráulica saturada, K_s , a umidade volumétrica na saturação, θ_s , e a umidade volumétrica residual, θ_r) nos processos de transferência de água. Para isso, adotou-se o método de superfície de resposta, buscando verificar as oito variáveis de saída, expressas na Figura 20, quando apenas o valor de um único parâmetro é alterado numa faixa de -50% a +50%, enquanto os demais parâmetros não são modificados (ALVES *et al.*, 2012). Foi considerado neste caso um perfil homogêneo, ou seja, uma coluna de solo homogênea de 3,1 m, condição de contorno inferior (pressão constante e drenagem livre), condição de contorno superior (dados climatológicos: evapotranspiração e precipitação pluviométrica), tempo de simulação 365 dias e diante dos resultados obtidos no caso 1, determinou-se a malha mais adequada para realização desta modelagem.

Depois de simular todos os casos, foi possível obter a sensibilidade relativa (S_r), que possibilita a comparação entre a sensibilidade do modelo com cada parâmetro, através da Equação 4.3.

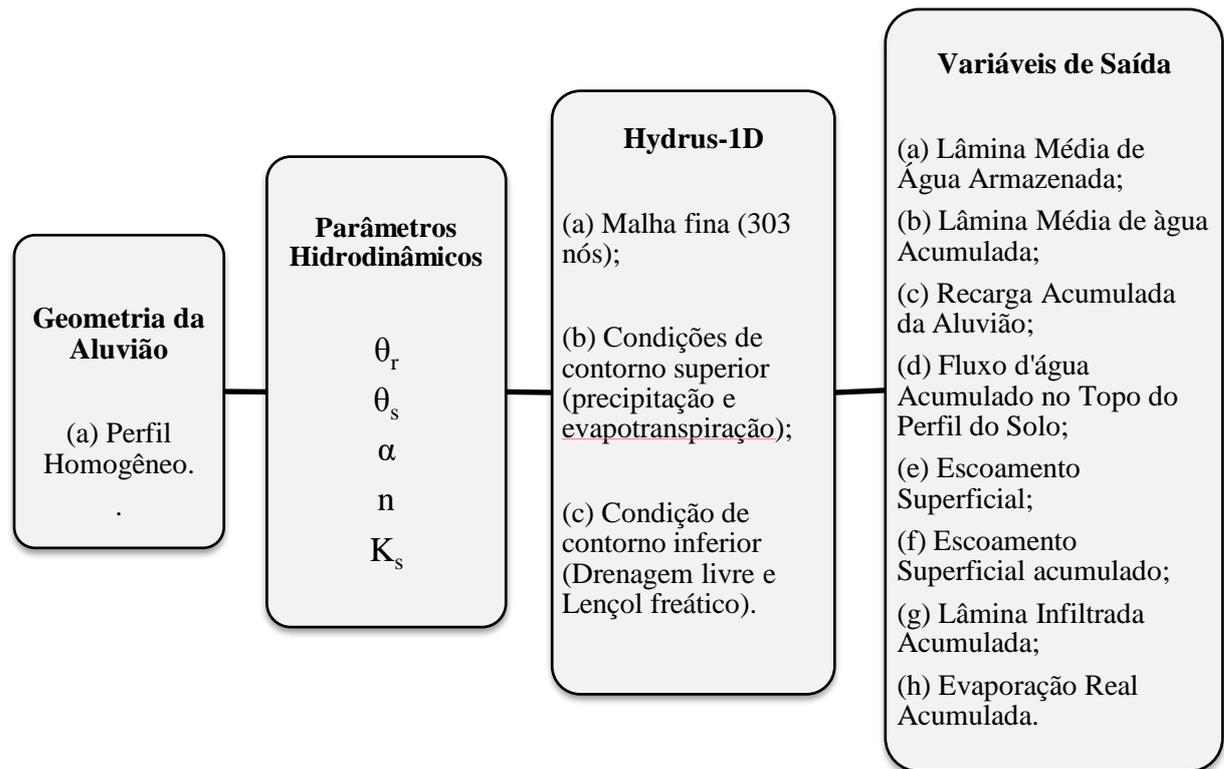
$$S_r = \frac{\Delta O / O_i}{\Delta F / F_i}, \text{ sendo: } (\Delta O = O_f - O_i) \text{ e } (\Delta F = F_f - F_i) \quad (4.3)$$

Em que: O : corresponde aos valores das variáveis, F : aos parâmetros, o prefixo i equivale ao valor de referência e f ao valor variado.

Caso $|S_r| > 1,5$ o modelo apresenta alta sensibilidade ao parâmetro. Se $|S_r| < 0,5$, a sensibilidade é baixa e intermediária para $0,5 < |S_r| < 1,5$ (CHAVES, 1991).

O fluxograma simplificado deste caso está apresentado na Figura 20.

Figura 20 - Fluxograma do caso 2.

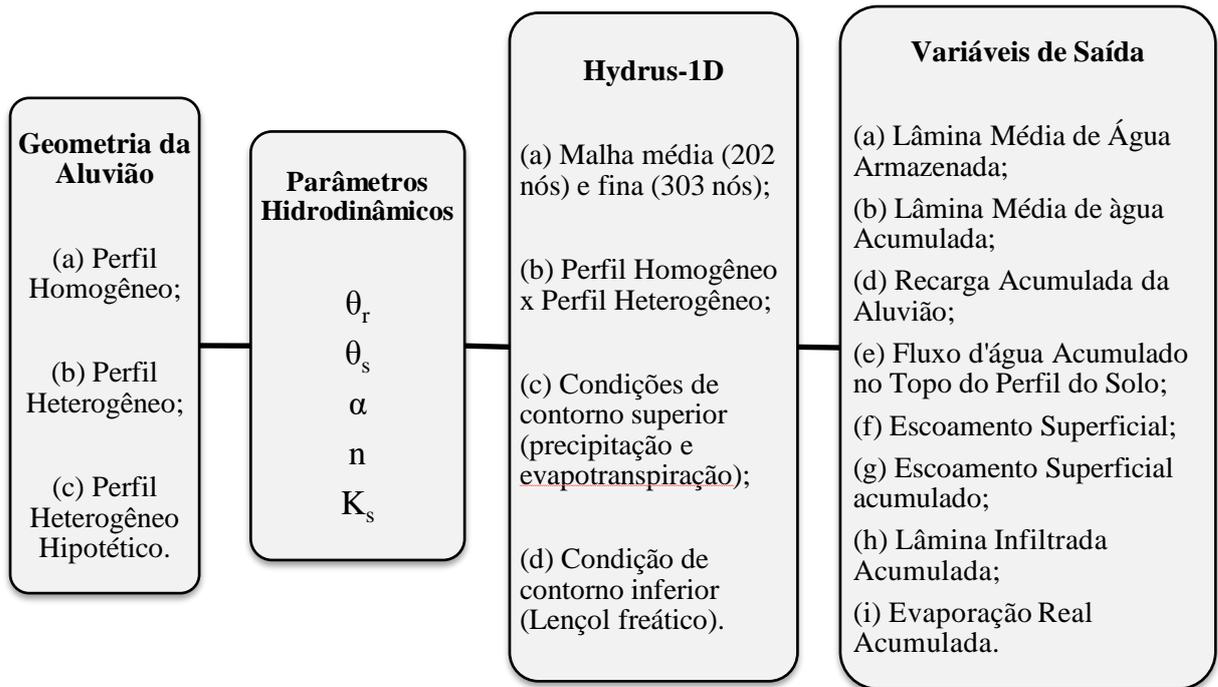


Fonte: O Autor (2018).

- Caso 3: Modelagem numérica das remoções de camadas de solos aluvionar

Neste caso foram simulados os impactos causados pelas remoções de solos de depósitos aluvionares, por ser uma prática muito realizada no semiárido, para serem comercializados como material de construção civil, causando com isso consequências ambientais e sociais danosas pouco investigadas. Esta modelagem numérica unidimensional foi efetuada, com o emprego do mesmo *software* dos casos anteriores, Hydrus-1D, com o propósito de analisar as oito variáveis de saída (apresentadas na Figura 21) com a diminuição das camadas de solo, sendo utilizados três perfis estratigráficos (sendo uma coluna heterogênea hipotética de 3,1 m, criada para efeitos comparativos, já a outra coluna de solo heterogênea de 5,0 m e a coluna de solo homogênea de 3,1 m foram elaboradas com base em um perfil geofísico), pressão constante como condição de contorno inferior, dados climatológicos (evapotranspiração e precipitação pluviométrica) como condição de contorno superior, tempo de simulação 365 dias e uma malha definida de acordo com a verificação dos resultados obtidos no caso 1. Puderam-se avaliar, também, os efeitos da heterogeneidade do subsolo nos processos de transferência de água com a remoção de camadas de solos de depósito aluvionar. O fluxograma simplificado deste caso está apresentado na Figura 21.

Figura 21 - Fluxograma do caso 3.



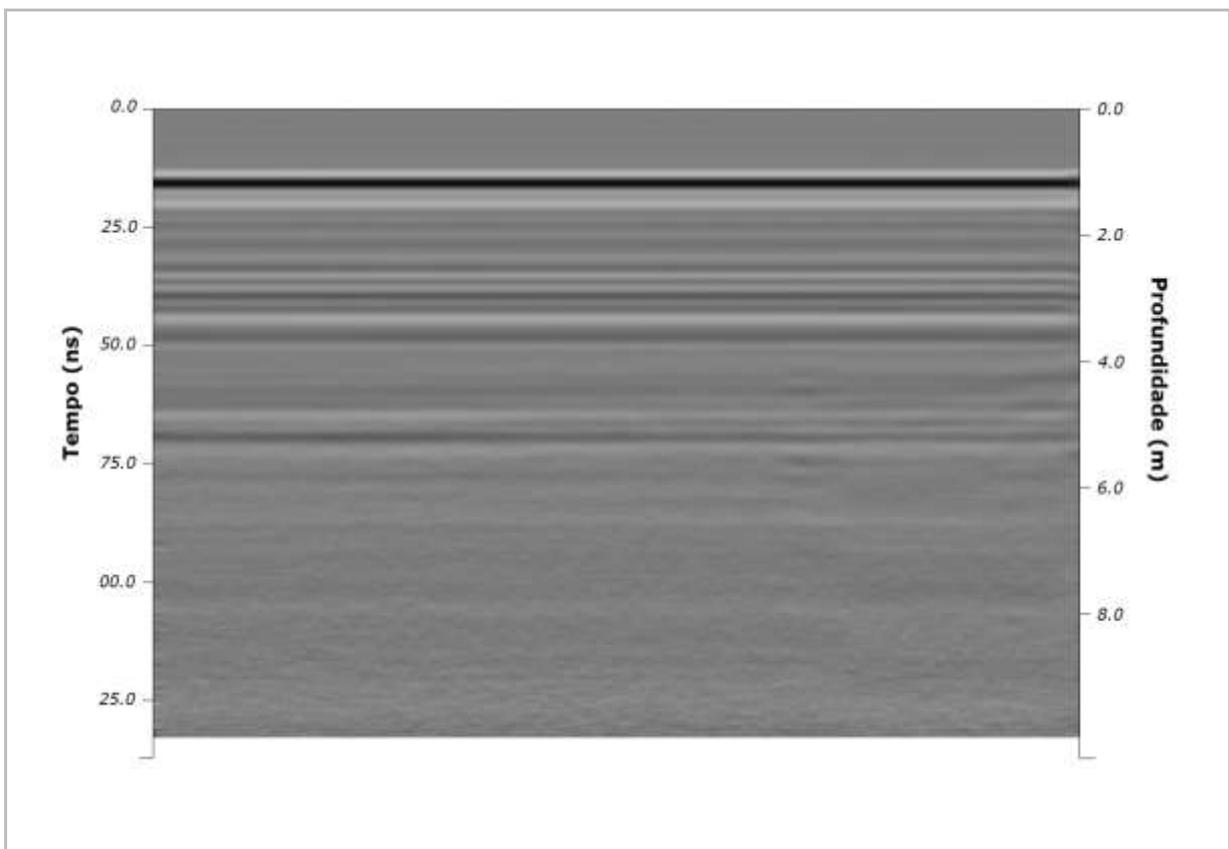
Fonte: O Autor (2018).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 DETERMINAÇÕES DOS PERFIS ESTRATIGRÁFICOS

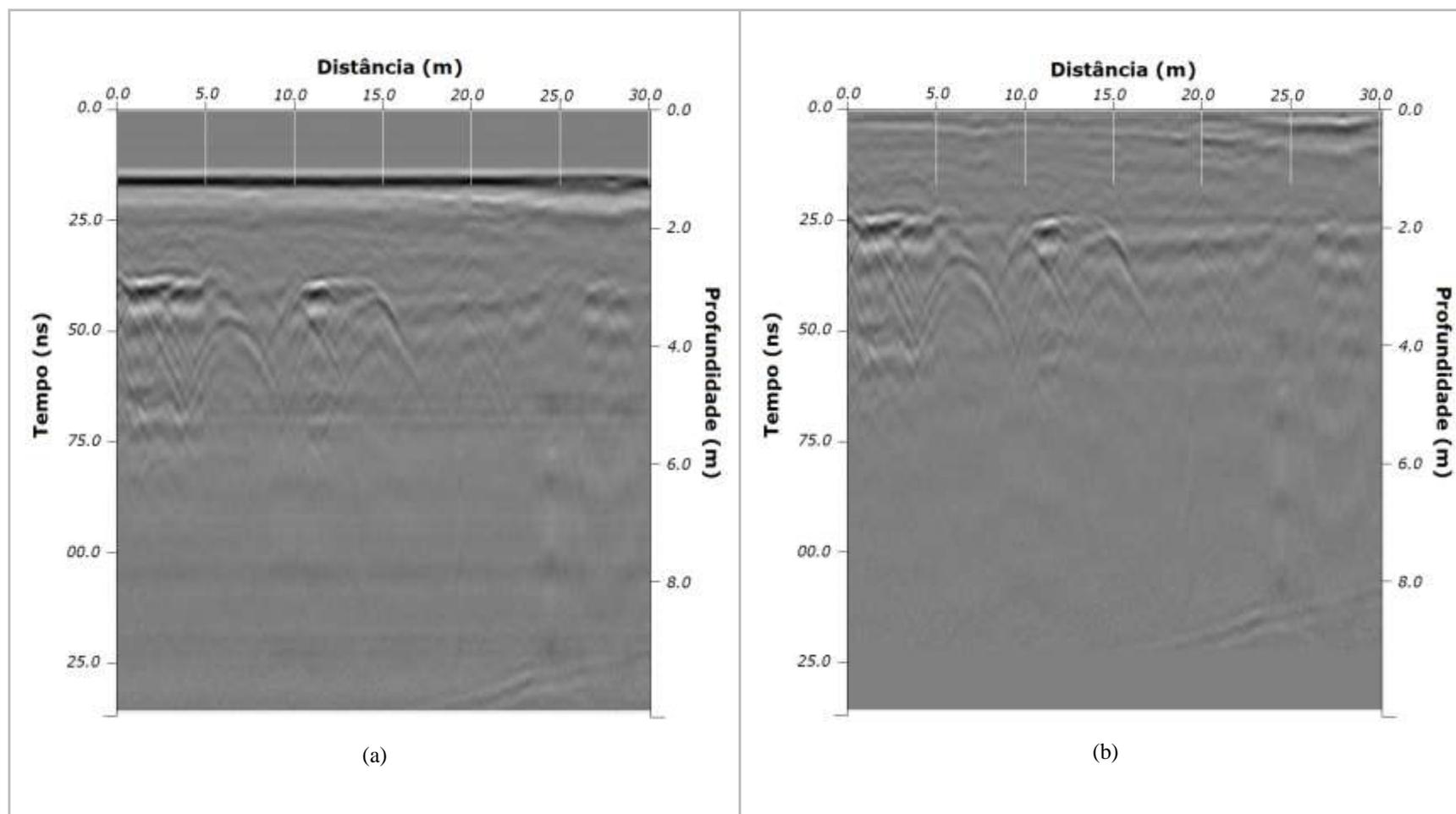
O perfil geofísico, apresentado na Figura 26, resultou do processamento com o *software* Radan 6.6 da imagem obtida com o GPR nas margens do leito seco do rio Capibaribe, ao longo da linha longitudinal da malha de 30 m, demarcada por 7 pontos, com uma distância entre eles de 5 m, a fim de normalizar a velocidade do operador. Isto possibilitou identificar cada camada presente no perfil, até mesmo a presença de franjas capilares. A frequência da antena empregada para aquisição do perfil geofísico foi de 200 MHz, por ter apresentado uma boa relação entre a profundidade de penetração do sinal no solo e a resolução, exibindo poucos ruídos após o seu processamento (Figura 26). É apresentado nas Figuras 22 a 26 o resultado do processamento de cada etapa, na sequência em que foi realizado, podendo-se perceber o progressivo melhoramento da imagem do radagrama.

Figura 22 - Dado Bruto.



Fonte: O Autor (2018).

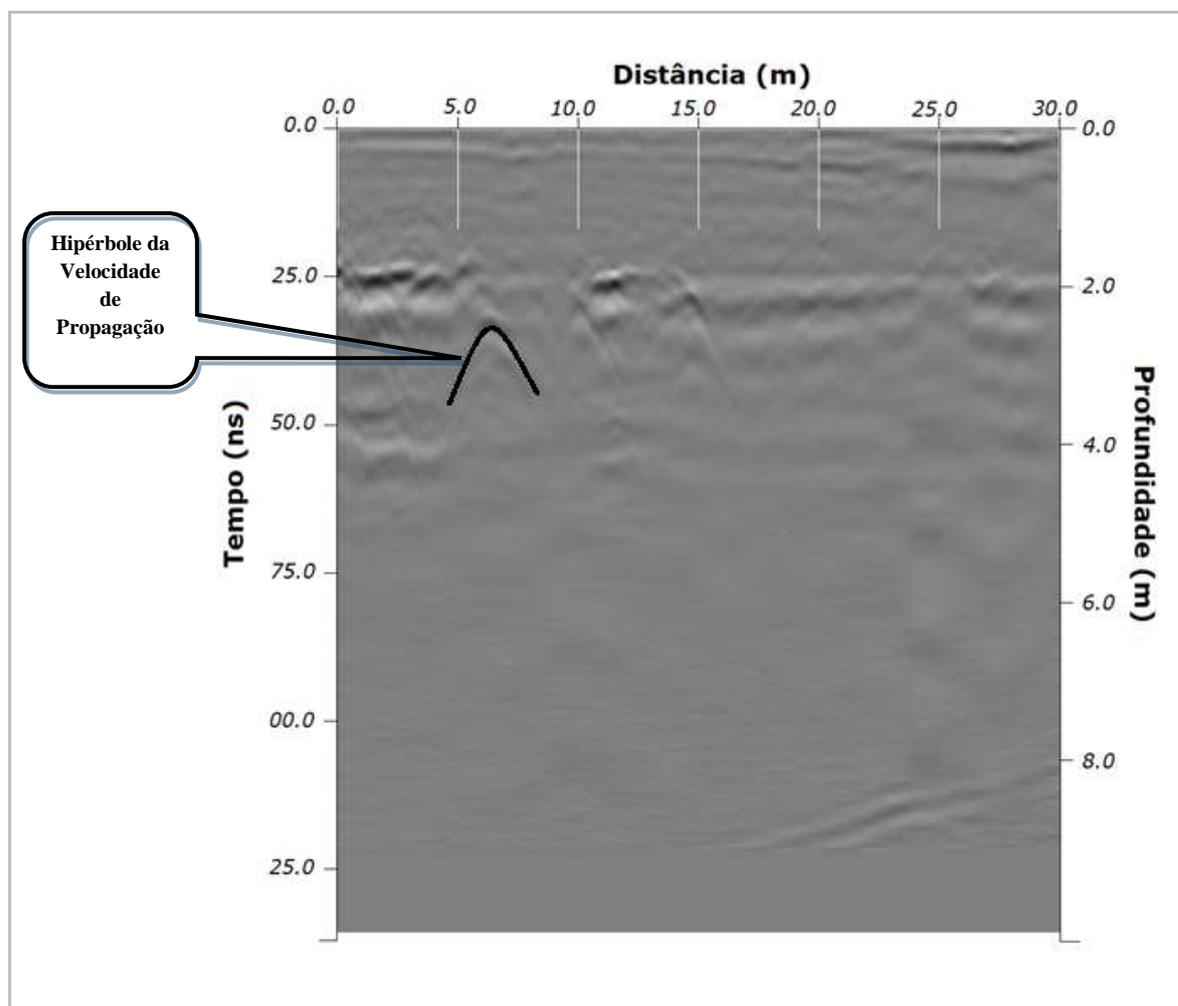
Figura 23 – Processamento do radagrama. (a) Normalização da Distância e (b) Remoção do Background.



Fonte: O Autor (2018).

Na etapa de migração foi necessário informar a velocidade de propagação da onda eletromagnética. Nesta pesquisa, a velocidade obtida por meio da hipérbole originada pela cravação da barra de ferro no perfil do solo a uma profundidade média preestabelecida de 2,30 m foi de $v = 0,1065$ m/ns. O perfil geofísico resultante desta etapa está apresentado na Figura 24.

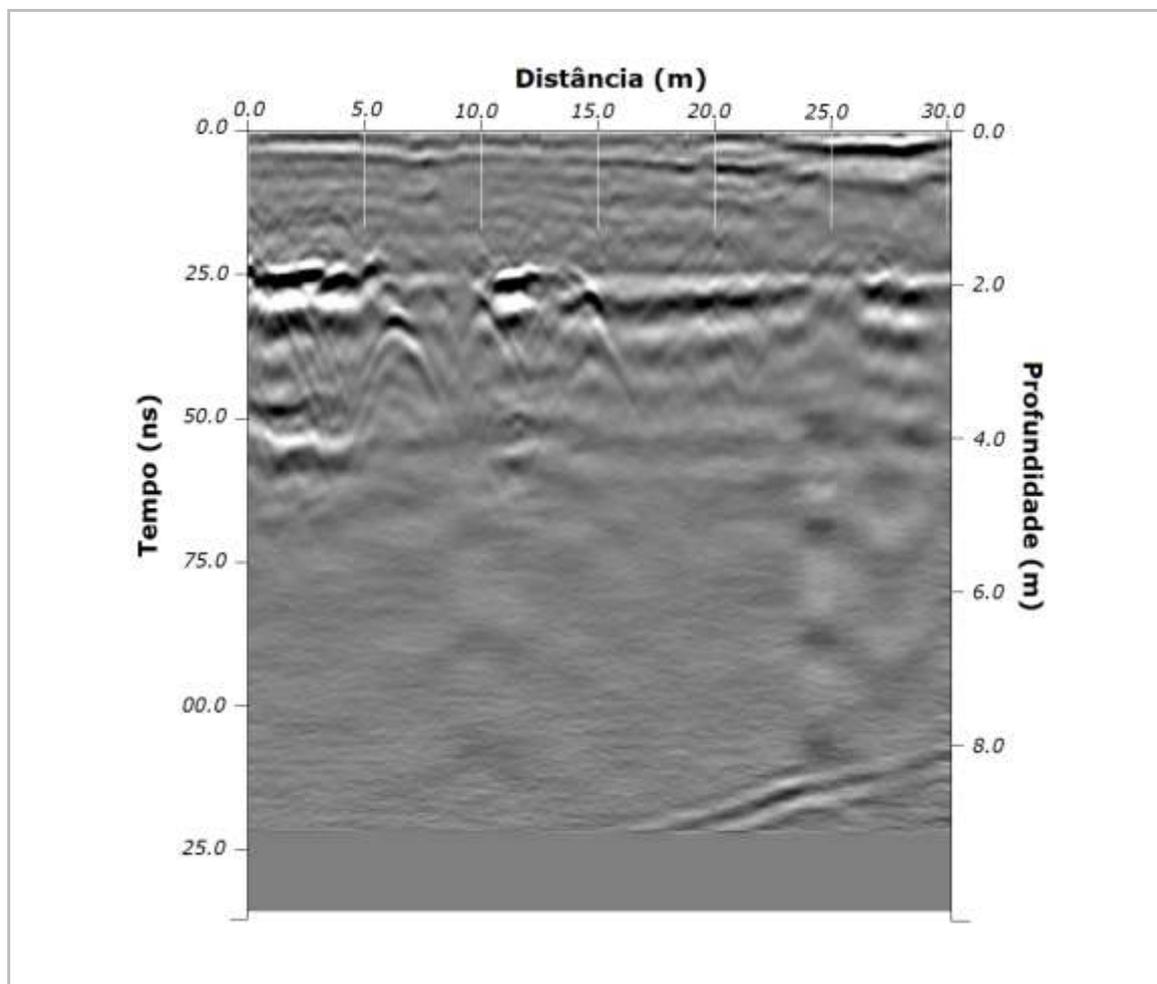
Figura 24 - Processamento do radagrama. Migração.



Fonte: O Autor (2018).

A profundidade alcançada pela onda eletromagnética foi de 9 m, como pode ser observado na Figura 25, sendo este alcance influenciado por condições do solo, como: granulometria, compactação, umidade e mineralogia.

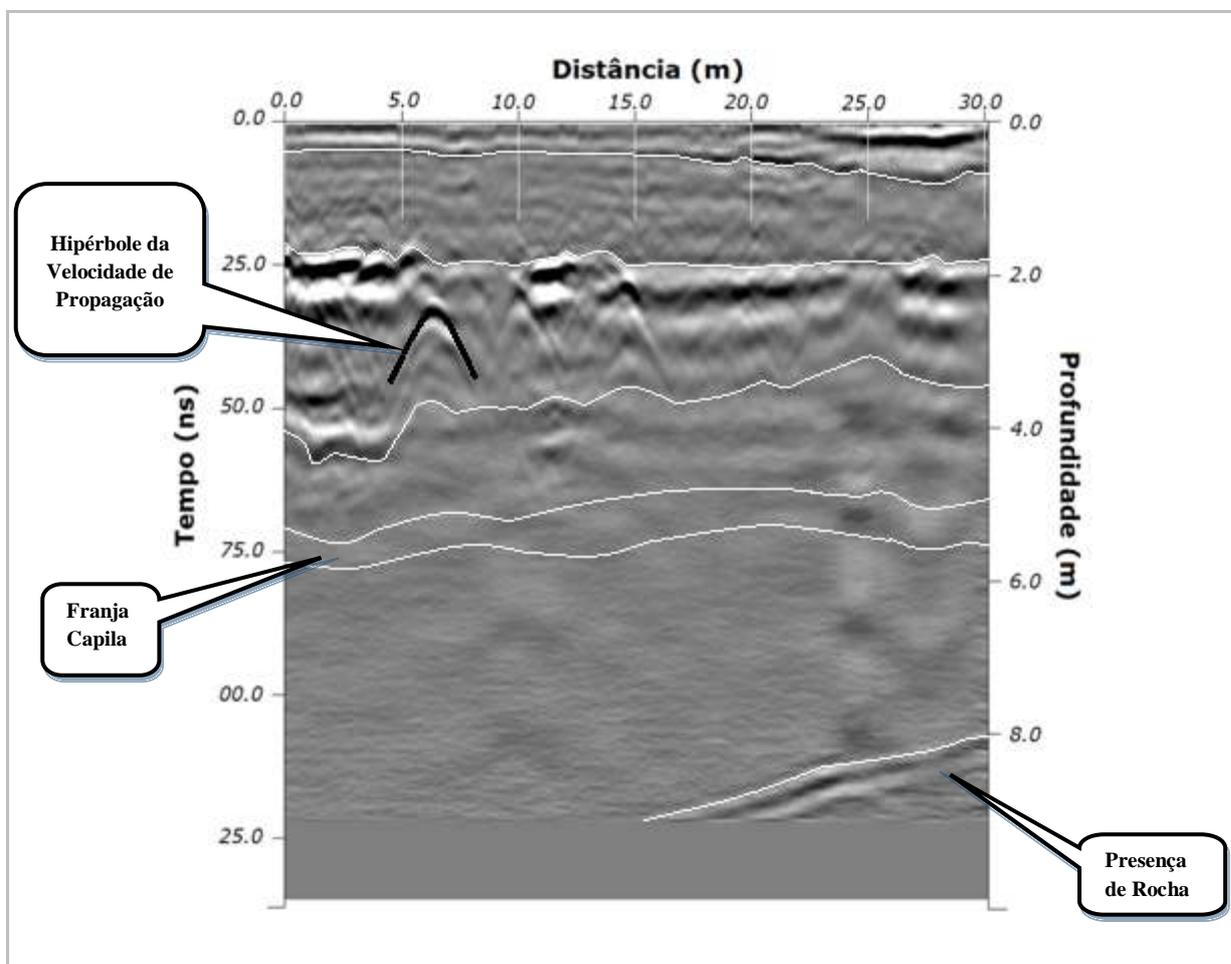
Figura 25 – Processamento do radagrama. Ganhos no tempo.



Fonte: O Autor (2018).

É apresentado na Figura 26 o radagrama obtido com uma antena de 200 MHz, após todas as etapas de processamento, destacando cada camada que compõe o perfil geofísico.

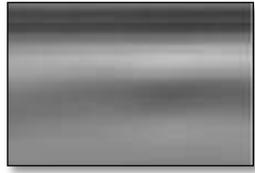
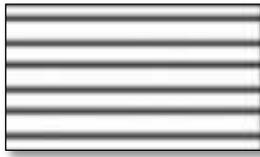
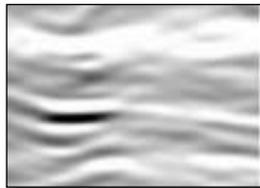
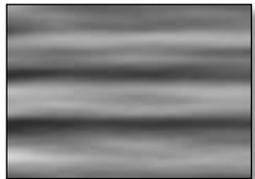
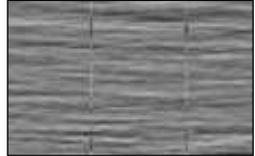
Figura 26 – Radagrama obtido com uma antena de 200 MHz.



Fonte: O Autor (2018).

Baseando-se na literatura e a fim de facilitar a leitura e interpretação dos radagramas das unidades de solo da sua pesquisa, Brito *et al.* (2018) criou um quadro (Quadro 2), em que individualizou os radafácies que possuíam características similares e associou a sua representação e geometria. Estas informações proporcionara também a caracterização das litofáceis. Sendo possível auxiliar na identificação e na caracterização de outros perfis geofísicos obtidos pelo GPR, como o radagrama da Figura 26.

Quadro 2 – Síntese dos principais padrões das radafácies e litofácies obtidos através do GPR.

Radafácies	Litofácies	Representação	Geometria	Descrição
Radafácies A	Gcm			Apresentam refletores geralmente horizontais, paralelos e contínuos. Existência de matéria orgânica e areia.
Radafácies B	-			Apresentam uma forte atenuação de energia. Solo homogêneo com estrutura uniforme caracterizado como depósito de areia úmida.
Radafácies C	Sr			Apresentam refletores oblíquos, podem ser curtos, curvados. Caracterizado como areia de granulação média a grossa com presença de umidade.
Radafácies D	Gcm			Apresentam refletores horizontais ou sub-horizontais, paralelos, contínuos, levemente inclinados. Caracterizado como areia de granulação fina com presença de água.
Radafácies E	Sr			Apresenta refletores curtos menos intensos. Caracterizado como areia com elevada umidade.

Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Brito *et al.* (2018).

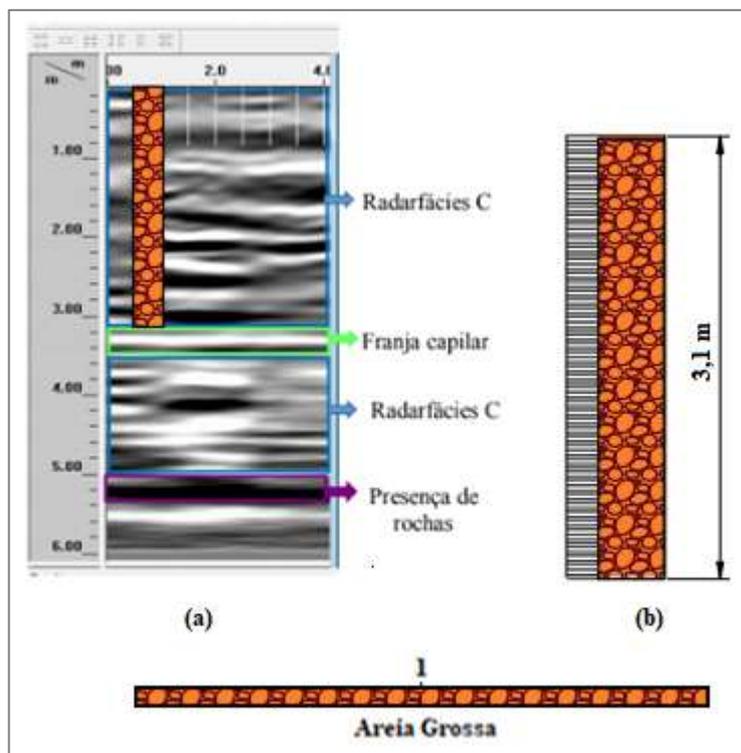
Embasando-se na classificação do perfil geofísico obtido nesta pesquisa (Figura 26) com o quadro criado por Brito *et al.* (2018). Percebe-se que na primeira camada, localizada entre as profundidades médias de 0,0 m a 0,5 m, ocorreu uma atenuação leve do sinal que pode ter sido ocasionado pela existência de matéria orgânica, sendo a imagem semelhante ao Radafácies A. Em seguida, observar-se que a segunda camada, situada entre as profundidades médias de 0,5 m a 1,7 m, apresenta refletores horizontais ou sub-horizontais rapidamente inclinado, contínuo e paralelo com pontos de alta amplitude que pode ser caracterizado como um solo com presença de partículas finas e com teores de água, que corresponde à imagem da

quarta linha do Quadro 2, Radafácies D. E na terceira camada, localizada entre as profundidades médias de 1,7 m a 3,0 m, percebem-se feições hiperbólicas que pode estar associadas á existência de pedregulhos, segundo Brito *et al.* (2018). A quarta camada, que está entre as profundidades médias de 3 m a 5m, observa-se que os radafácies apresentam reflexões oblíquas e pouco intensas, com uma atenuação de energia, que prejudica a sua visualização mais nitidamente, podendo ser causadas pela presença de uma elevada umidade, possuindo uma semelhança com o Radafácies C, que corresponde à areia média a grossa com presença de umidade. Abaixo da profundidade média de 5,0 m, verifica-se uma atenuação de energia que pode ser interpretado como uma região de maior umidade, localizado entre as profundidades médias de 5 m a 5,5 m. Esta atenuação do sinal pode significar a presença da franja capilar. A quinta camada registrada pelo radagrama que está entre as profundidades médias de 5,5 m e 8,0 m pode ser interpretada, devido aos rafafácies, como uma região com estrutura uniforme, como um depósito de areia úmida que causa pouco ou nenhum contraste dielétrico, apresentando semelhança com o Radafácies B. Por fim, a camada identificada pelo radagrama que está abaixo da quinta camada, por ser uma região que apresenta baixa amplitude, região escura, segundo Brito *et al.* (2018) pode estar caracterizando uma região rochosa.

5.2 SIMULAÇÃO NUMÉRICA COM O HYDRUS-1D

Foram selecionados três perfis estratigráficos para a realização das simulações numéricas, sendo dois perfis obtidos através de radagramas que caracterizam perfis de solos aluvionar (Figura 27, perfil homogêneo, Figura 29, perfil heterogêneo formado por quatro camadas distintas) e um perfil heterogêneo composto por três camadas distintas de solo, criado para efeitos de comparação (Figura 28).

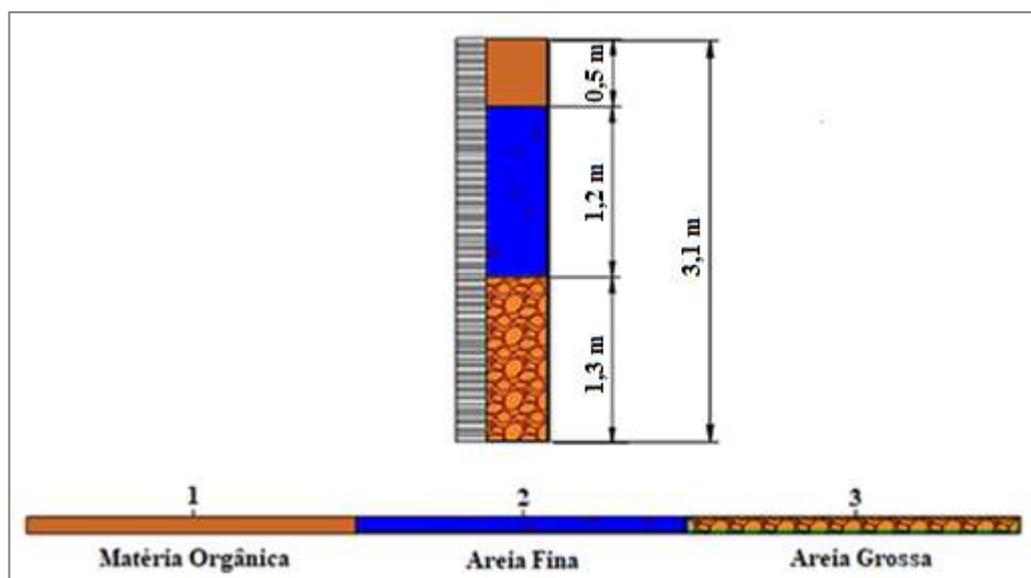
Figura 27 – Perfil estratigráfico. (a) Radagrama adotado para realização da modelagem numérica. (b) Perfil estratigráfico representado no Hydrus-1D.



Fonte: O Autor (2018).

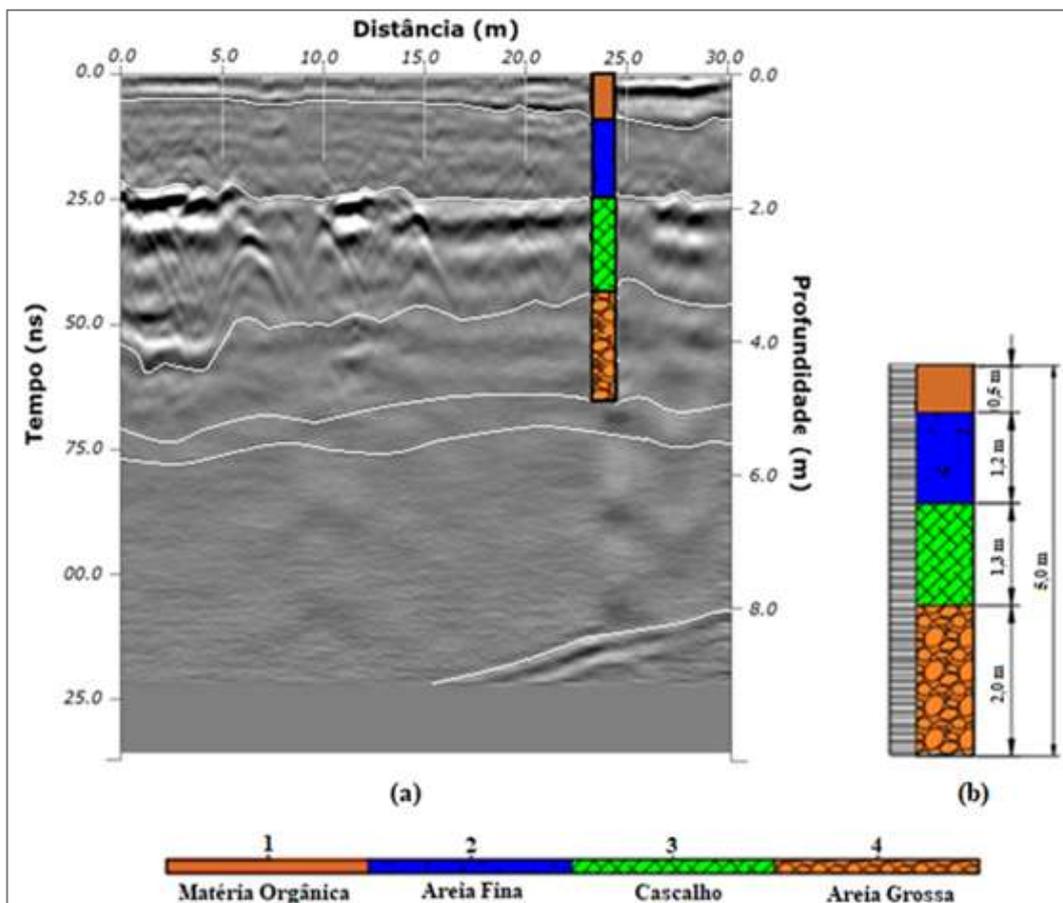
Nota: (a) Adaptado de Brito *et al.* (2018).

Figura 28 – Perfil estratigráfico representado no Hydrus-1D.



Fonte: O Autor (2018).

Figura 29 – Perfil estratigráfico. (a) Radagrama adotado para realização da modelagem numérica. (b) Perfil estratigráfico representado no Hydrus-1D.



Fonte: O Autor (2018).

Estão apresentados, na Tabela 5, os valores dos parâmetros da equação de van Guenuchen-Mualem, utilizados na modelagem numérica, já que segundo Vasconcelos (2015) o modelo Hydrus emprega os parâmetros de curva de retenção calculados para a hipótese de distribuição dos poros de Mualem (1976).

Tabela 5 – Valores iniciais dos parâmetros da equação de van Guenuchten -Mualem de cada solo usados nas simulações com o modelo Hydrus – 1D.

	MO	Areia fina	Cascalho	Areia grossa
θ_r (mm ³ /mm ³)	0,00413	0,00985	0,02	0,004
θ_s (mm ³ /mm ³)	0,483	0,534	0,36	0,4701
α (1/m)	6,515	4,41	111,6	2,41
n	1,327	1,427	2,7	1,682
K_s (mm/dia)	21600	26700	864000	26050

Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Perônico (2018).

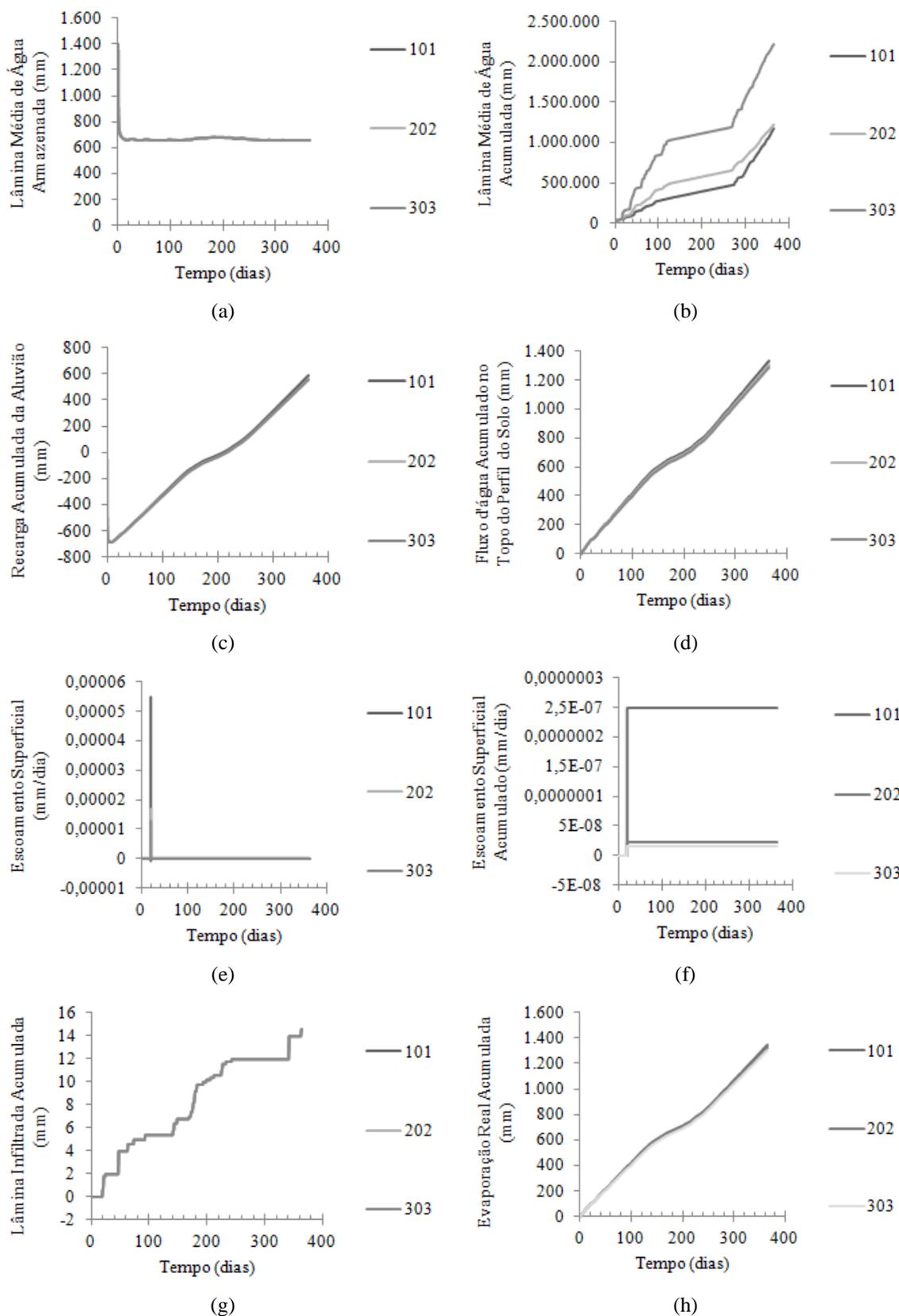
Percebe-se através dos valores da Tabela 5 que a umidade saturada alcançou um valor mínimo de $0,36 \text{ mm}^3/\text{mm}^3$ e um valor máximo de $0,534 \text{ mm}^3/\text{mm}^3$ (em relação ao cascalho e areia fina, respectivamente), e quanto à umidade residual o valor mínimo obtido foi de $0,004 \text{ mm}^3/\text{mm}^3$ e o valor máximo de $0,02 \text{ mm}^3/\text{mm}^3$ (para areia grossa e cascalho, respectivamente). Em relação aos valores de n (>1), observa-se que o menor valor encontrado foi para a matéria orgânica (MO) e maior para o cascalho, este parâmetro está relacionado com a distribuição granulométrica, quanto maior o valor de n mais uniforme é o solo (GONÇALVES, 2012). O valor máximo de α (>0 , em m^{-1}), expresso nessa mesma tabela, é de 111,6 (Cascalho) e o valor mínimo de 2,41 (Areia grossa), este parâmetro interfere diretamente no valor da pressão de entrada de ar, quando o valor de n se mantém fixo e α oscilando (ARRAES, 2014). E, por fim, a condutividade hidráulica saturada, K_s , atingiu um valor mínimo de 21600 mm/dia e valor máximo de 864000 mm/dia, correspondentes a matéria orgânica (MO) e Cascalho, respectivamente.

5.2.1 Caso 1: Análise de Sensibilidade da Malha

A análise de sensibilidade da malha é essencial, quando se quer determinar o grau de refinamento necessário para que se possam proporcionar cenários precisos para a modelagem do funcionamento físico-hídrico do solo, aumentando assim a confiança nos resultados obtidos. São apresentados nos Gráficos 9, 10, 11, 12, 13 e 14, os resultados da análise de sensibilidade das malhas em relação às seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada, Lâmina Média de Água Acumulada, Recarga Acumulada da Aluvião, Fluxo d'água Acumulada no Topo do perfil do Solo, Escoamento Superficial, Escoamento Superficial Acumulado, Lâmina Infiltrada Acumulada e Evaporação Real Acumulada. Considerando uma malha fina de 101 elementos ou nós, média de 202 elementos ou nós e grossa de 303 elementos ou nós, diferentes perfis estratigráficos, condições atmosféricas como condição de contorno superior e condições de contorno inferior: pressão constante (Gráficos 9, 11 e 13) e drenagem livre (Gráficos 10, 12 e 14).

Gráfico 9 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.

Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Analisando o Gráfico 9, resultante da simulação numérica que considera um perfil homogêneo (Figura 27) e pressão constante como condição de contorno inferior, percebe-se que o tamanho da malha interfere significativamente na variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 9.b), ou seja, a variação entre os valores da malha fina (303 elementos) e da malha grossa (101 elementos) chega a alcançar 47%, em relação ao valor da malha fina. É importante ressaltar que as malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos) nesta variável, Lâmina Média de Água Acumulada, apresentam uma oscilação entre si ligeiramente menor, isto é, chega a obter uma variação de 45%, em relação ao valor da malha fina.

Outras variáveis que também apresentam uma alta amplitude de valores entre as malhas são o Escoamento Superficial (Gráfico 9.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 9.f), com uma variação entre os valores das malhas fina (303 elementos) e grossa (101 elementos) de 77% e 93%, em relação ao valor da malha grossa, respectivamente.

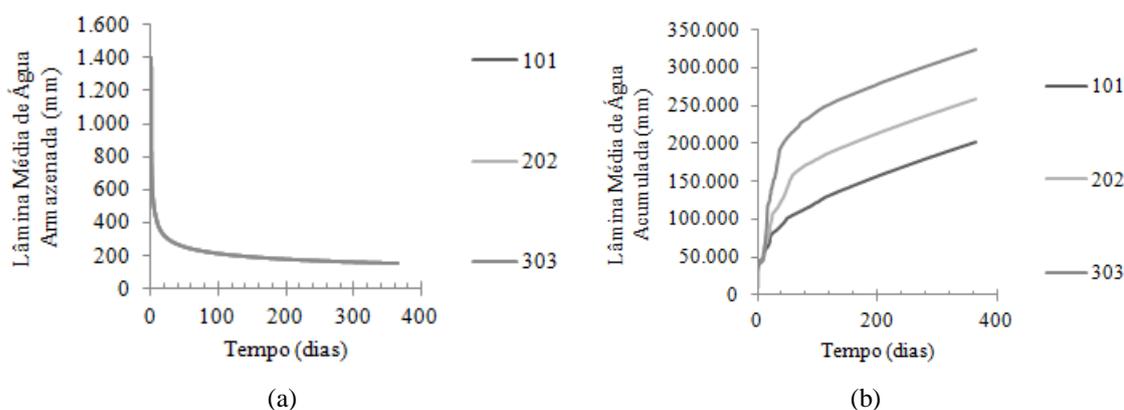
A adoção de um modelo numérico com menor grau de discretização provoca uma subestimativa relevante na variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 9.b) e uma superestimativa relevante nas variáveis Escoamento Superficial (Gráfico 9.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 9.f).

Não são apresentadas, nas demais variáveis do Gráfico 9, grandes variações de valores entre as malhas.

Gráfico 10 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.

Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.

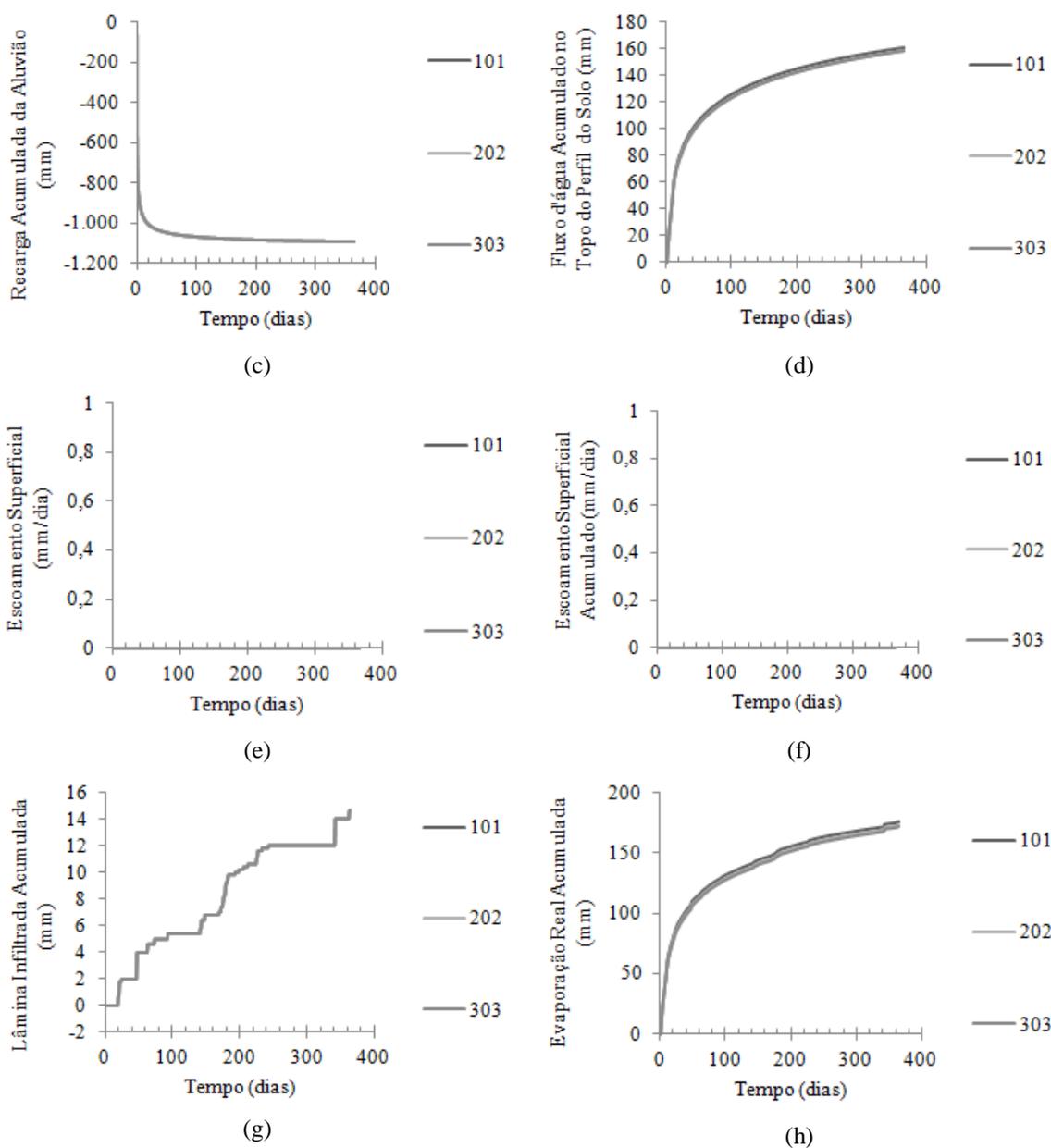
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 10 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.
Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

Observando o Gráfico 10, resultante da simulação numérica que considera a drenagem livre como condição de contorno inferior e um perfil homogêneo, percebe-se uma sensibilidade significativa da malha em relação à variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 10.b), isto é, entre a malha mais fina (303 elementos) e a malha grossa (101 elementos) ocorrem oscilações de valores que chegam a alcançar 38%, em relação ao valor da malha fina. Considerando ainda esta mesma variável, verifica-se uma variação menor entre as

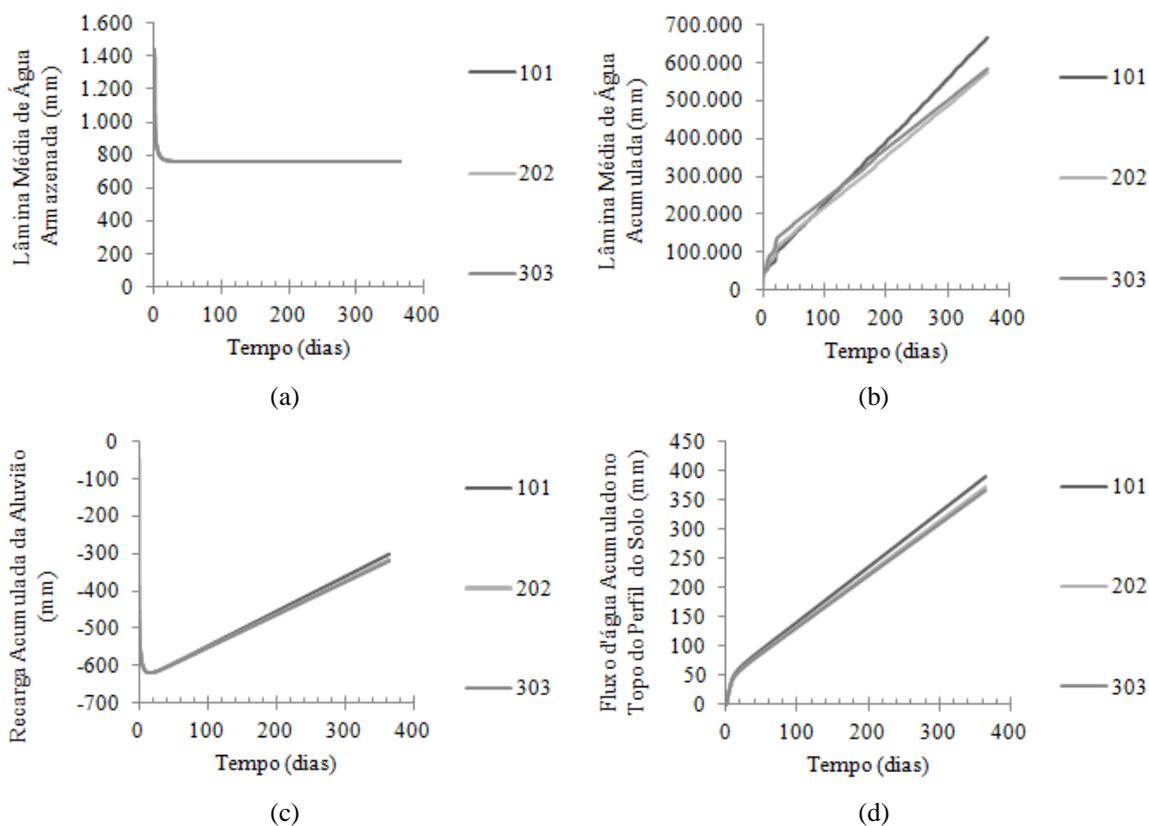
malhas fina (303 elementos) e média (202 elementos), ou seja, uma oscilação de 20%, em relação ao valor da malha fina. Para as demais variáveis analisadas não se identificam variações significativas de valores entre as malhas.

Comparado os dois cenários (pressão constante e drenagem livre como condição de contorno inferior), para o perfil homogêneo (Gráficos 9 e 10), nota-se que a variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 9.b e 10.b) é sensível as alterações das malhas, em ambos os cenários. Porém, as variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 9.a e 10.a) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 9.g e 10.g) não apresentam sensibilidade nos dois cenários analisados.

Gráfico 11 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.

Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.

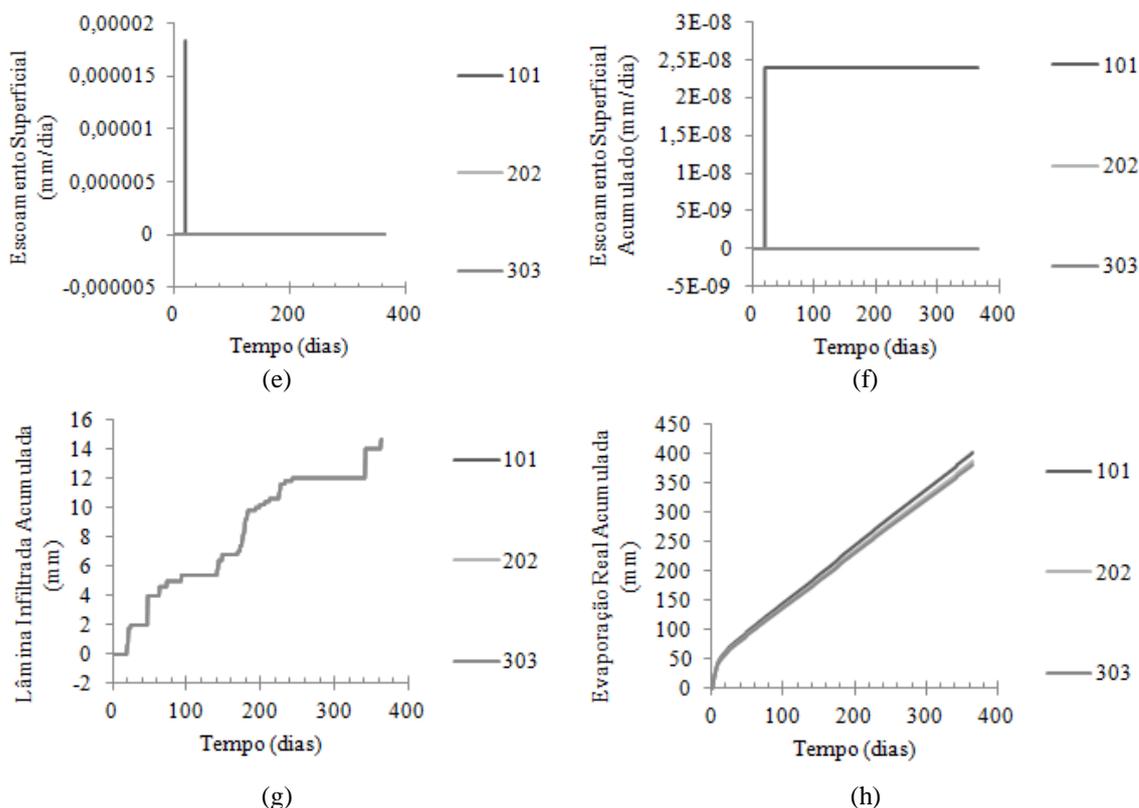
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 11 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.
Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

No Gráfico 11, que resulta da simulação numérica que considera um perfil heterogêneo teórico (Figura 28) e pressão constante como condição de contorno inferior, observa-se que as malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos) possuem poucas variações de valores entre si, em todas as variáveis analisadas, não apresentando variações maiores que 1% sobre o valor da malha fina.

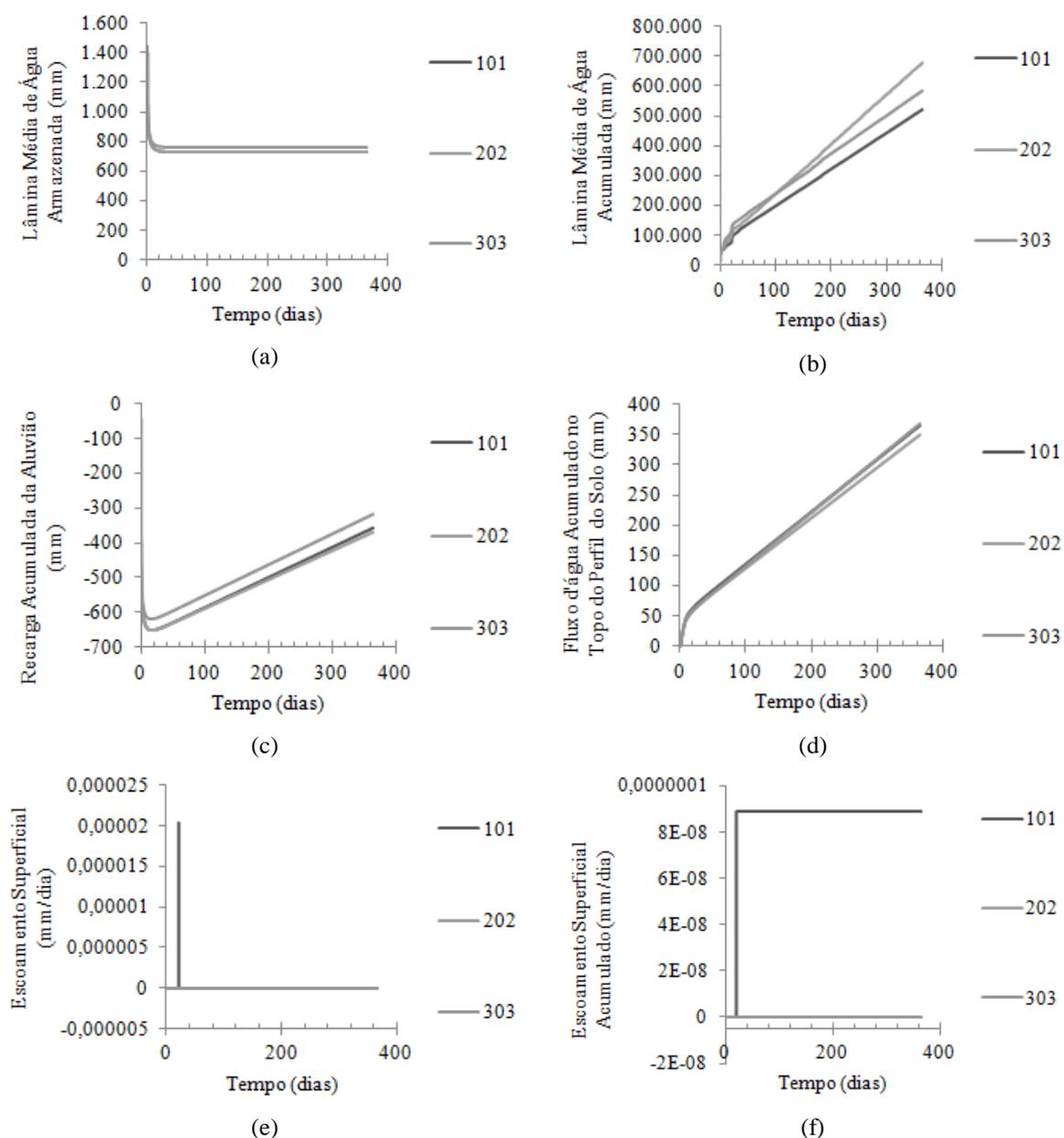
Percebe-se também que, quando se adotada uma maior discretização da malha no modelo numérico, ocorrem interferências nas seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 11.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 11.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 11.d), Escoamento Superficial (Gráfico 11.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 11.f) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 11.h). Podendo-se verificar uma interferência mais expressiva nas variáveis Escoamento Superficial e Escoamento Superficial Acumulado, em que as malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos), em relação à malha grossa (101 elementos), apresentam uma variação

de valor de 100% sobre o valor da malha grossa. E na variável Lâmina Média de Água Acumulada, em que a oscilação entre os valores da malha fina (303 elementos) e grossa (101 elementos) chega a alcançar 13%, em relação ao valor da malha fina. Entretanto, nas demais variáveis do Gráfico 11 não ocorrem variações significativas entre os valores das diferentes malhas.

Gráfico 12 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.

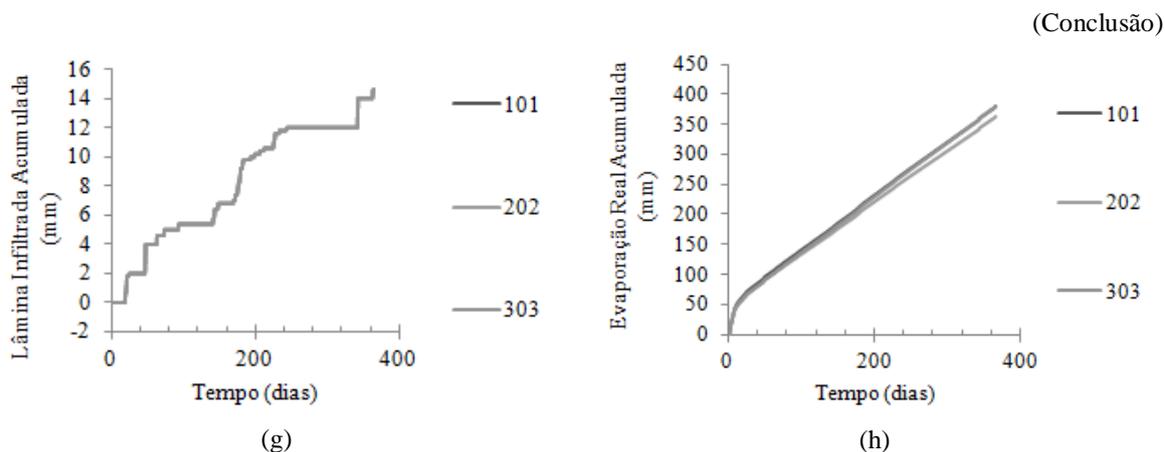
Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.

(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 12 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.
Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Verificando o Gráfico 12, resultante da simulação numérica que considera um perfil heterogêneo teórico (Figura 28) e condição de contorno inferior drenagem livre, nota-se que a quantidade de elementos (nós) adotados na malha apresenta interferências em todas as variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 12.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 12.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 12.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 12.d), Escoamento Superficial (Gráfico 12.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 12.f) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 12.h), exceto na variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 12.g). É importante ressaltar que as variáveis que apresentam a maior sensibilidade às alterações das malhas são: Escoamento Superficial e Escoamento Superficial Acumulado, em que os valores da malha grossa (101 elementos) em relação ao valor das malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos) chegam a atingir uma oscilação de 100%, em relação ao valor da malha mais grossa. No entanto, as demais variáveis que evidenciam alterações com as modificações das malhas não apresentam variações significativas, a não ser a variável Lâmina Média de Água Acumulada que chega a alcançar uma variação entre os valores das malhas grossa (101 elementos) e fina (303 elementos) de 11%, em relação ao valor da malha fina, e de 15% entre os valores das malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos), em relação ao valor da malha média.

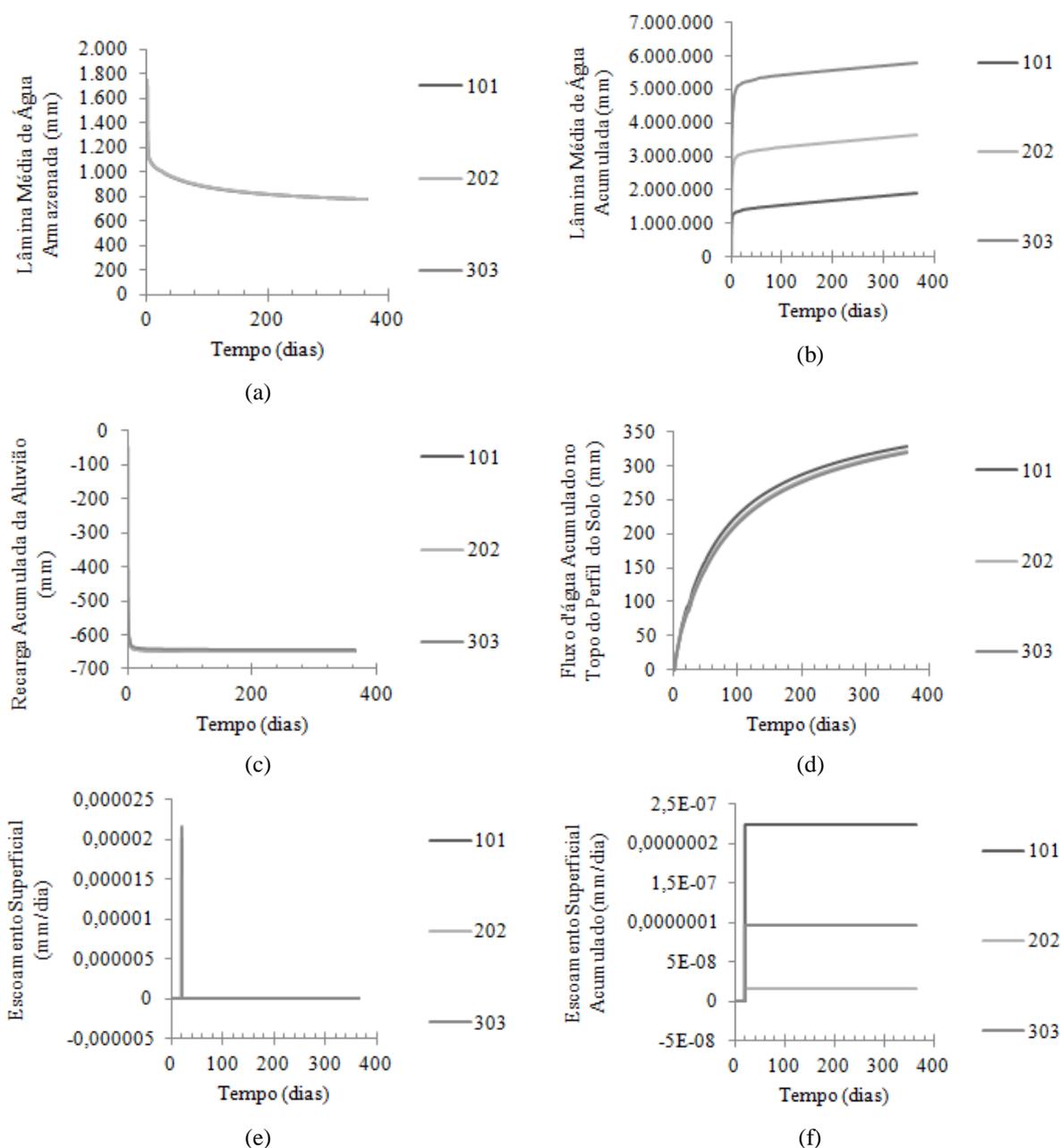
Analisando os resultados obtidos (Gráficos 11 e 12) com a simulação das malhas dos dois cenários adotados, ou seja, considerando a pressão constante e a drenagem livre como condição de contorno inferior, para o perfil heterogêneo teórico (Figura 28), percebe-se que a

Lâmina Média de Água Acumulada (11.b e 12.b), Escoamento Superficial (Gráficos 11.e e 12.e) e o Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 11.f e 12.f) são as variáveis que mostram uma maior sensibilidade com as mudanças das malhas, já a Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 11.g e 12.g) apresenta a menor sensibilidade.

Gráfico 13 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.

Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.

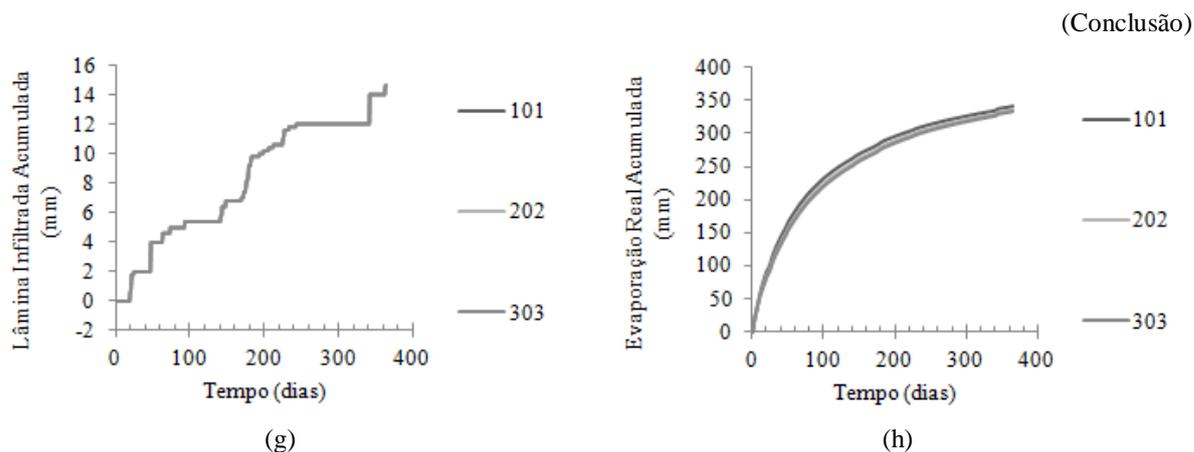
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 13 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.

Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

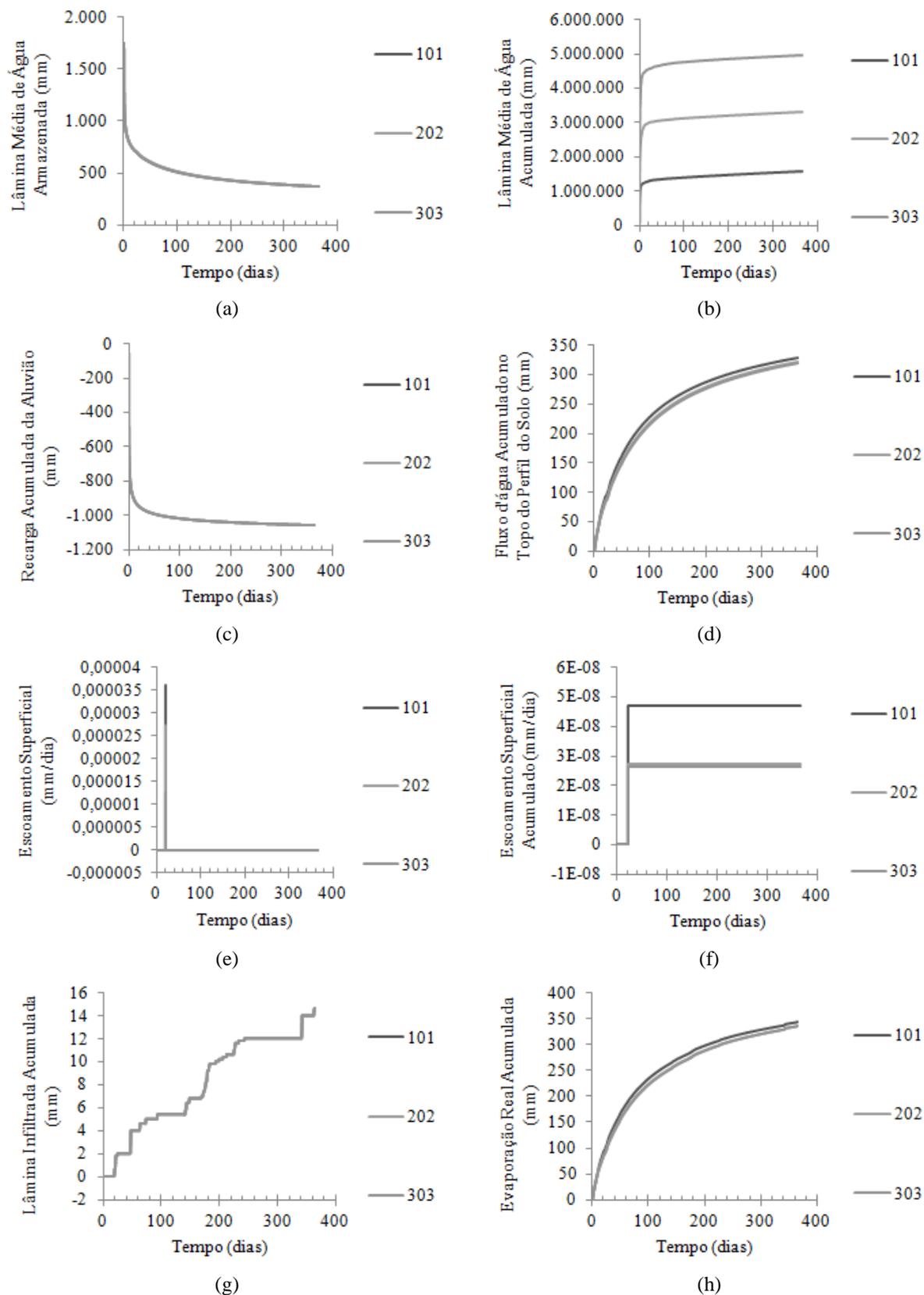
No Gráfico 13, que resulta da simulação numérica que considera um perfil heterogêneo (Figura 29) e pressão constante como condição de contorno inferior, observa-se que a escolha do tamanho das malhas (grossa, 101 elementos, média, 202 elementos e fina, 303 elementos) interfere significativamente nas seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 13.b), Escoamento Superficial (Gráfico 13.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 13.f).

A variação entre os valores das malhas fina (303 elementos) e grossa (101 elementos) da variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 13.b) chega a alcançar 67% sobre o valor da malha fina; e 28% entre os valores das malhas fina (303 elementos) e média (202 elementos) da variável Escoamento Superficial (Gráfico 13.e), em relação ao valor da malha fina. Quanto ao Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 13.f), a oscilação entre os valores das malhas média (202 elementos) e grossa (101 elementos) atinge 93% sobre o valor da malha grossa, porém entre as malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos) a oscilação é menor, ou seja, de 84%, em relação ao valor da malha fina.

As únicas variáveis, do Gráfico 13, em que não se verifica variação de valores com as alterações das malhas são: a Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 13.a) e a Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 13.g).

Gráfico 14 - Análise de Sensibilidade da Malha do perfil do solo heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.

Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Analisando o Gráfico 14, resultante da simulação numérica que considera a drenagem livre como condição de contorno inferior e um perfil heterogêneo (Figura 29), verifica-se que as variáveis Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 14.b), Escoamento Superficial (Gráfico 14.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 14.f) apresentam uma maior sensibilidade com as alterações das malhas. Chegando a alcançar uma oscilação entre os valores da malha fina (303 elementos) e grossa (101 elementos) de 68%, em relação ao valor da malha mais fina, na variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 14.b); e de 66% e 44%, em relação ao valor da malha mais grossa, na variável Escoamento Superficial (Gráfico 14.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 14.f), respectivamente. Já a variação entre os valores das malhas média (202 elementos) e fina (303 elementos) é menor, atingindo até 33% sobre o valor da malha mais fina, na variável Lâmina Média de Água Acumulada, e 54% sobre o valor da malha média, na variável Escoamento Superficial.

Considerando ambos os cenários adotados (pressão constante e drenagem livre como condição de contorno inferior) e o perfil heterogêneo (Figura 29), observa-se através dos Gráficos 13 e 14 que as variáveis Lâmina Média Acumulada (Gráficos 13.b e 14.b), Escoamento Superficial (Gráficos 13.e e 14.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 13.f e 14.f) apresentam maior sensibilidade com as alterações das malhas, porém as variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 13.a e 14.a), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 13.c e 14.c) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 13.g e 14.g) apresentam uma menor sensibilidade com as modificações da malha.

Observando separadamente cada variável, de maneira geral, percebe-se que a Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 9.b, 10.b, 11.b, 12.b, 13.b, 14.b), o Escoamento Superficial (Gráficos 9.e, 11.e, 12.e, 13.e, 14.e) e o Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 9.f, 11.f, 12.f, 13.f, 14.f) são sensíveis ao refinamento, ou seja, ao aumento da discretização da malha, para os diferentes cenários e perfis estratigráficos. Podendo-se concluir que a escolha da malha interfere no comportamento destas variáveis. No entanto, são apresentadas nas demais variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 9.a, 10.a, 11.a, 12.a, 13.a, 14.a), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 9.c, 10.c, 11.c, 12.c, 13.c, 14.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 9.d, 10.d, 11.d, 12.d, 13.d, 14.d), Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 9.g, 10.g, 11.g, 12.g, 13.g, 14.g) e Evaporação Real Acumulada (Gráficos 9.h, 10.h, 11.h, 12.h, 13.h, 14.h), curvas mais ajustadas, ou seja, uma menor sensibilidade às variações geradas na discretização da malha.

Pêsoa (2018), na sua pesquisa, que investigou a influência da heterogeneidade estrutural do subsolo nos processos de transferência de água, observou uma pequena variação entre os valores das malhas adotadas no Hydrus-1D (malhas de 1cm, 2 cm e 4 cm), em relação a variável Lâmina Média de Água Armazenada.

Marinho (2018), em seu estudo, analisou a capacidade de infiltração de um pavimento permeável e verificou um bom ajuste entre as curvas geradas pelos valores das malhas adotadas no Hydrus-1D (malha grossa, 100 elementos, malha média, 200 elementos e malha fina 300 elementos), em relação a variável Lâmina Infiltrada Acumulada.

Então, após analisar os resultados obtidos nesta simulação numérica, verifica-se que a malha mais fina (303 elementos ou nós) é a mais indicada para realização da modelagem numérica dos casos 2 e 3 desta pesquisa, pois não é apresentado, nas variáveis: Lâmina Média da Água Acumulada, Escoamento Superficial e Escoamento superficial Acumulado, um bom ajuste entre os gráficos gerados com os valores das diferentes malhas, podendo suscitar erros de estimativa no balanço hídrico. Porém, é importante destacar que no caso 3, para a modelagem do perfil heterogêneo teórico (Figura 28) que considera a condição de contorno inferior pressão constante, pode-se adotar uma malha média (202 elementos), já que não foram observadas divergências significativas entre as curvas das malhas fina e média nas variáveis (Gráfico 11), o que permite dar celeridade à simulação, por possuir menos elementos, ou seja, intervalos de espaço.

5.2.2 Caso 2: Análise de Sensibilidade dos Parâmetros Hidrodinâmicos

Outra análise que pode ser realizada com os resultados obtidos da modelagem numérica no Hydrus-1D é a de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos do solo.

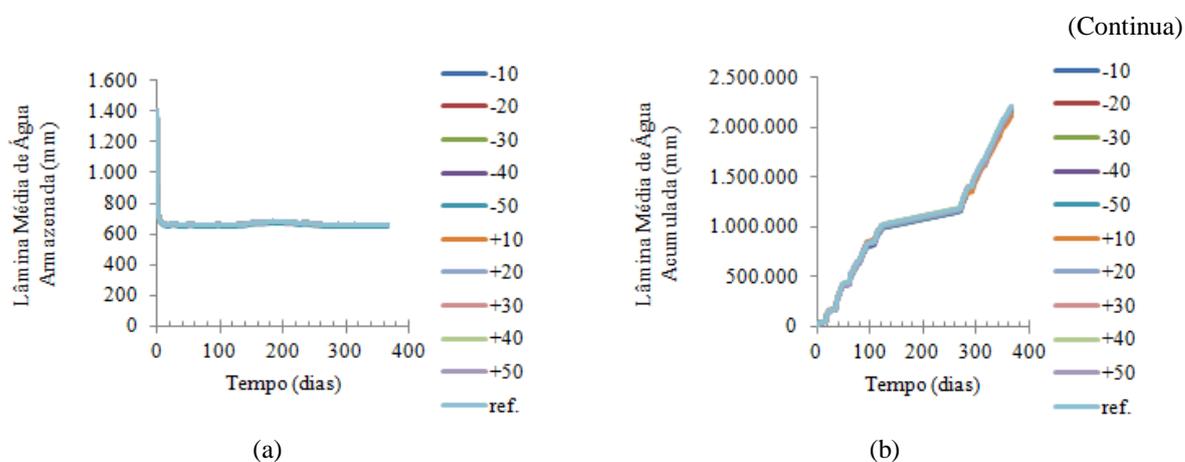
Para esta análise, adotou-se na modelagem numérica um perfil de solo homogêneo (Figura 27), característico das aluviões localizadas na região semiárida brasileira, e diferentes cenários, ou seja, condições de contorno inferior pressão constante (que considera potencial constante e nulo na base da coluna do solo simulada, devido à presença do lençol freático) e drenagem livre (que considera o lençol freático muito distante da base da coluna de solo), a fim de verificar a sensibilidade do modelo Hydrus-1D com a variação dos valores desses parâmetros nessas diferentes situações.

5.2.2.1 Variação de Parâmetros Hidrodinâmicos do Solo Homogêneo

Nos Gráficos 15 a 24 são apresentadas a dinâmica dos parâmetros hidrodinâmicos, das seguintes variáveis do perfil homogêneo do solo composto por areia grossa, identificado através do GPR e classificado, de acordo com Brito *et al.* (2018), como um perfil litológico Sr: Lâmina Média de Água Armazenada, Lâmina Média de Água Acumulada, Recarga Acumulada da Aluvião, Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo, Escoamento Superficial, Escoamento Superficial Acumulado, Evaporação Real Acumulada, Lâmina Infiltrada Acumulada, ou seja, as mesmas variáveis do Caso 1 desta pesquisa. Para esta modelagem, os valores dos parâmetros variam de +50% a -50%, em intervalos de 10%.

No Gráfico 15 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 16 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), é mostrada a dinâmica das seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 15.a e 16.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 15.b e 16.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 15.c e 16.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 15.d e 16.d), Escoamento Superficial (Gráficos 15.e e 16.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 15.f e 16.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 15.g e 16.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 15.h e 16.h), com a variação dos valores do parâmetro θ_r (umidade volumétrica residual).

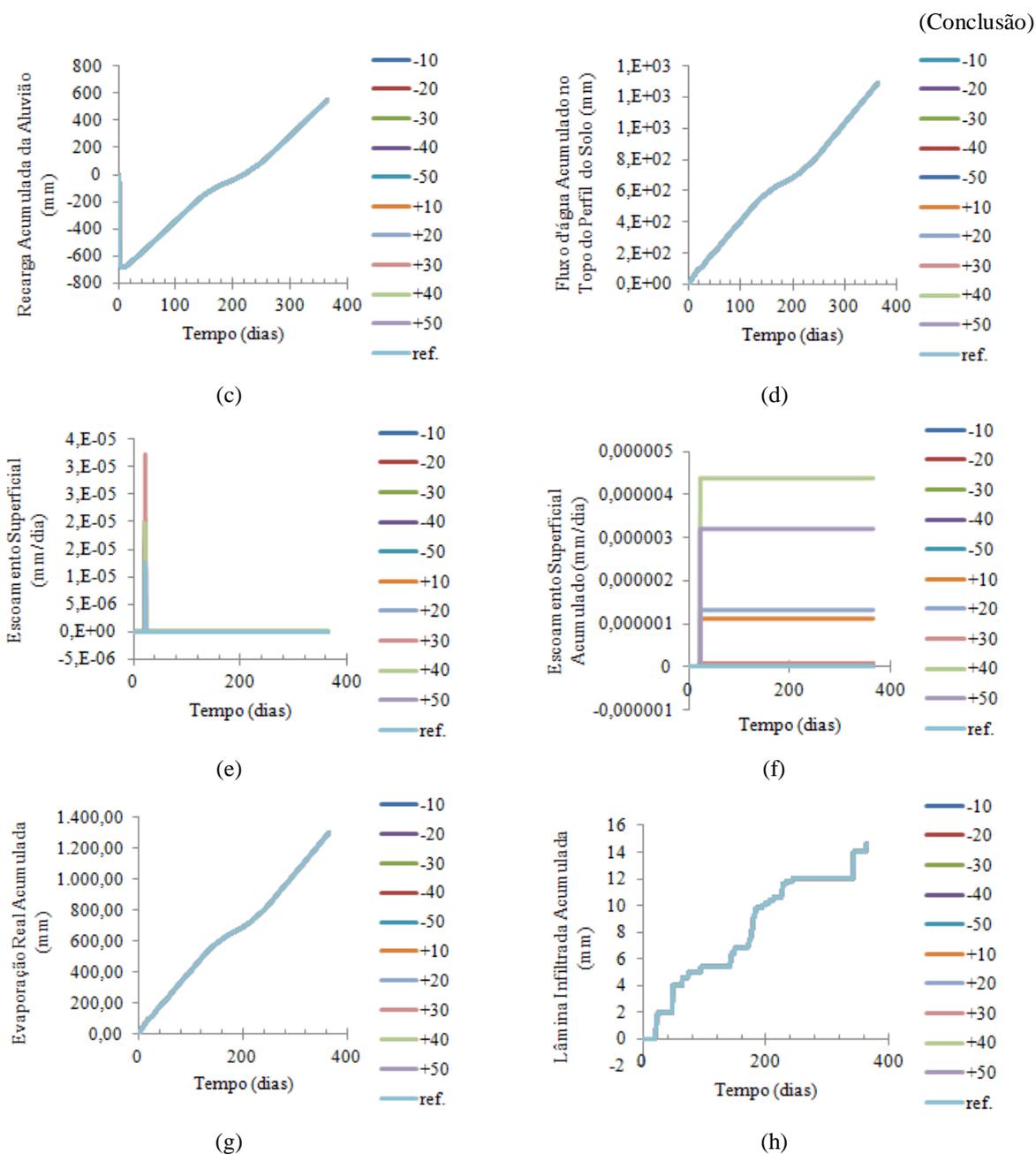
Gráfico 15 – Influência do parâmetro θ_r do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

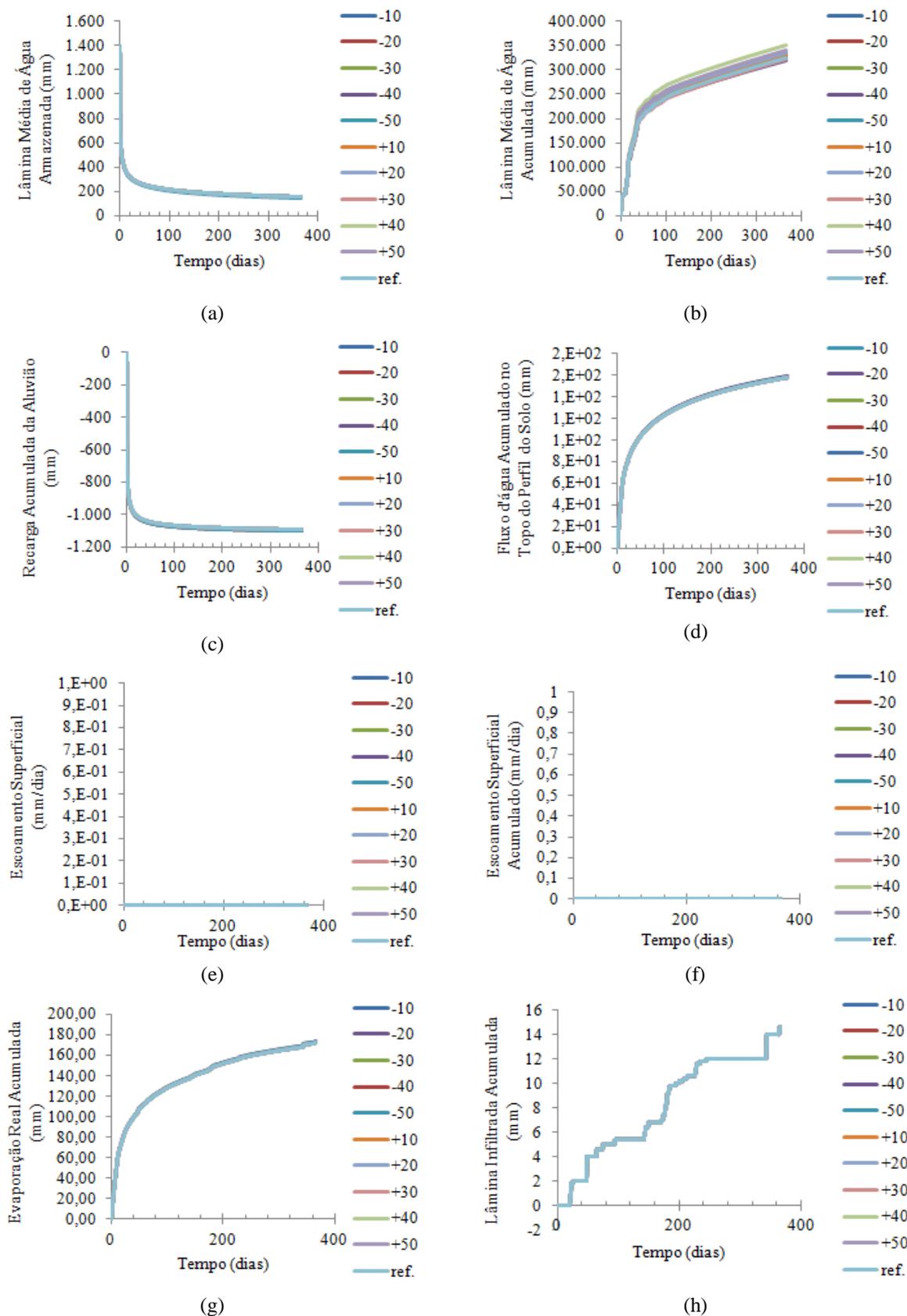
Gráfico 15 – Influência do parâmetro θ_r do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.

Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 16 – Influência do parâmetro θ_r do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

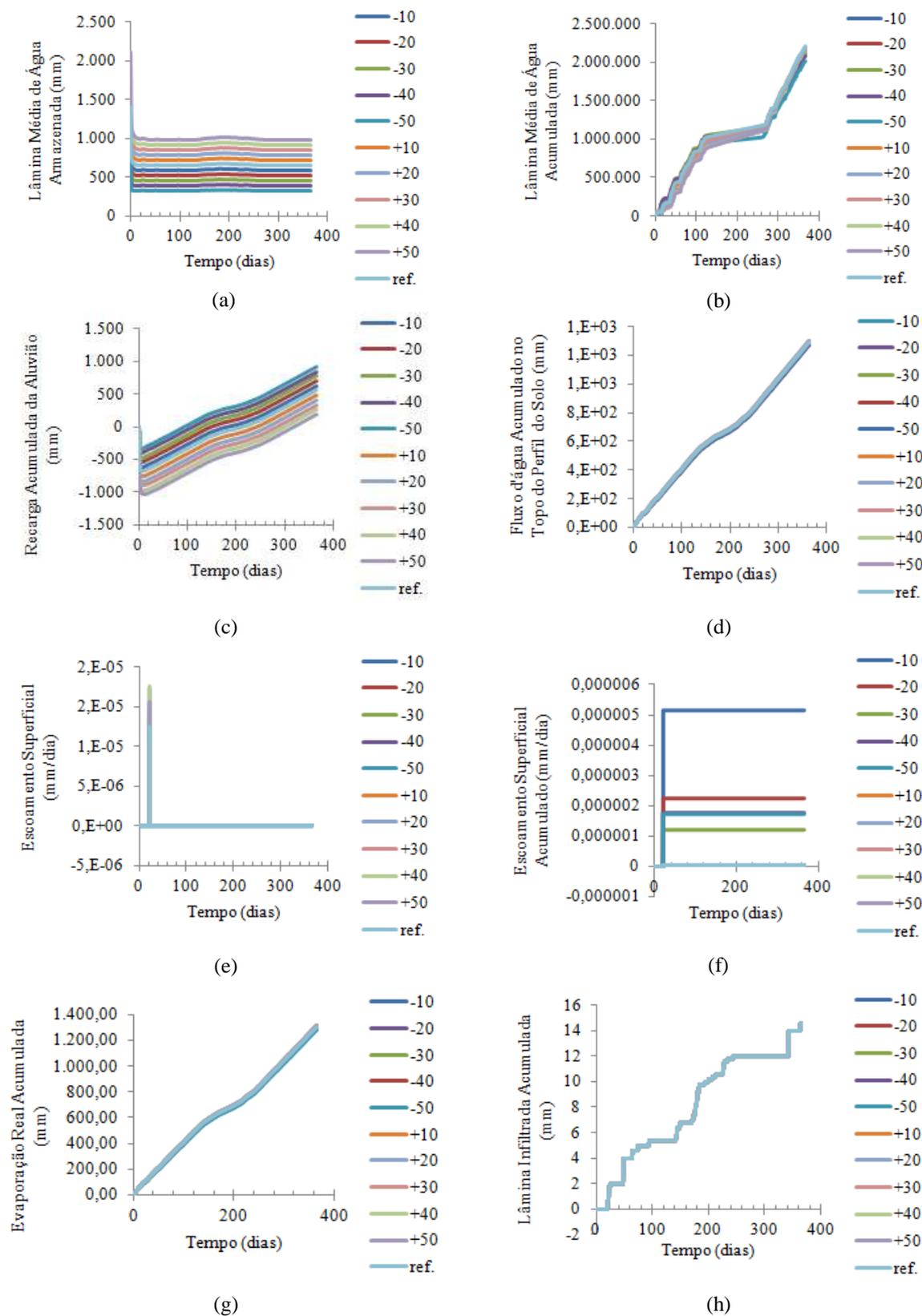
Verifica-se na maioria das variáveis da modelagem numérica um grau de variabilidade baixo ou nulo, quando os valores do parâmetro θ_r variam, no perfil de solo homogêneo que possui uma espessura de 3,10 m. Tanto para o cenário que considera pressão constante como condição de contorno inferior (Gráfico 15), quanto para o cenário que considera o lençol freático como condição de contorno inferior (Gráfico 16).

Podem-se observar variações pouco significativas, em ambos os cenários analisados, nas seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 15.a e 16.a), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 15.c e 16.c) e Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 15.d e 16.d), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 15.g e 16.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 15.h e 16.h). E, também, na variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 15.b), no cenário que considera apenas a pressão constante como condição de contorno inferior, assim como, nas variáveis Escoamento Superficial (Gráfico 16.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 16.f), do outro cenário, ou seja, no cenário que considera a drenagem livre como condição de contorno inferior.

Diferentemente das seguintes variáveis em que se percebem variações mais elevadas, principalmente, no período quando a precipitação se torna mais intensa na área de estudo: Escoamento Superficial (Gráfico 15.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 15.f), no cenário que considera a pressão constante como condição de contorno inferior, e a variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 16.b), no cenário que considera drenagem livre como condição de contorno inferior.

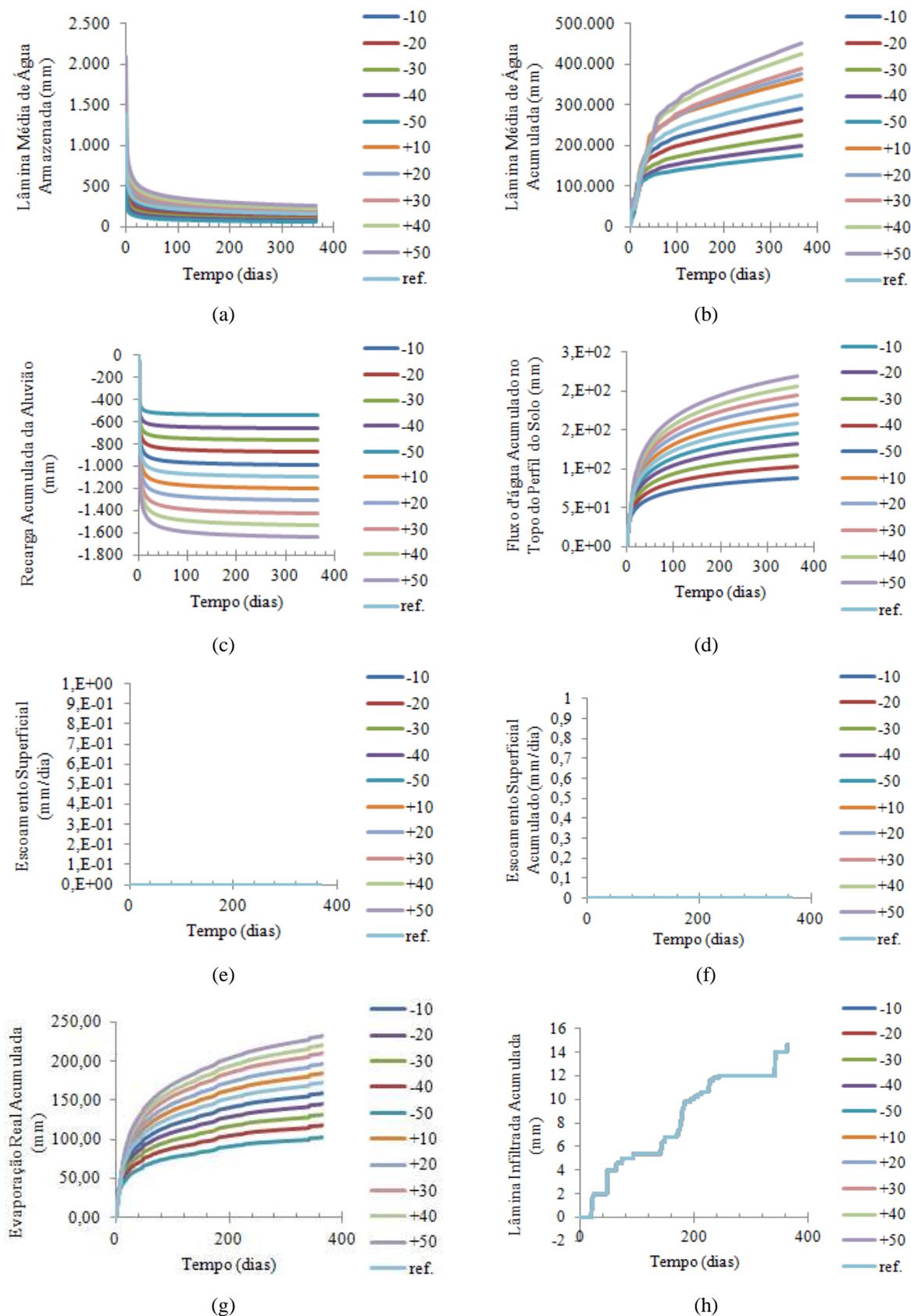
No Gráfico 17 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 18 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), pode ser observada a dinâmica das seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 17.a e 18.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 17.b e 18.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 17.c e 18.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 17.d e 18.d), Escoamento Superficial (Gráficos 17.e e 18.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 17.f e 18.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 17.g e 18.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 17.h e 18.h), com a variação dos valores do parâmetro θ_S (umidade volumétrica na saturação).

Gráfico 17 – Influência do parâmetro θ_s do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 18 – Influência do parâmetro θ_s do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



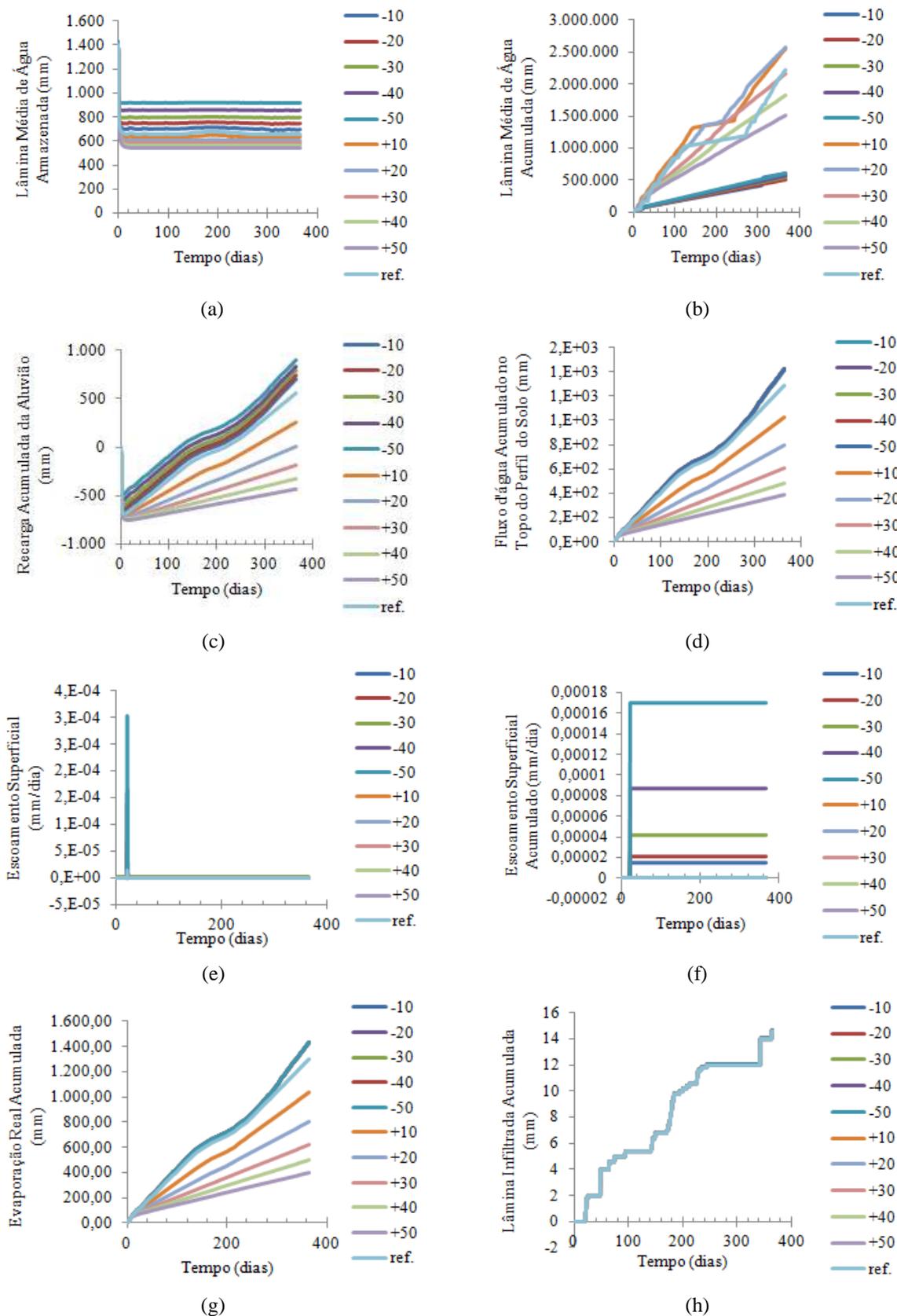
Fonte: O Autor (2018).

Quando as variáveis foram calculadas, variando os valores do parâmetro θ_s , houve uma variabilidade na maioria das variáveis, em ambos os cenários adotados para análise deste caso, expressas a seguir: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 17.a e 18.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 17.b e 18.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 17.c e 18.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 17.d e 18.d) e Evaporação Real (Gráfico 17.g e 18.g). No que diz respeito à variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 17.h e 18.h), nota-se um grau de variabilidade nulo, mesmo com as altas variações dos valores do parâmetro θ_s .

Para o cenário que considera apenas a drenagem livre como condição de contorno inferior, percebe-se uma variabilidade nula nas variáveis Escoamento Superficial (Gráfico 18.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 18.f). No entanto, o oposto é observado nestas variáveis do outro cenário adotado, ou seja, no cenário que considera a pressão constante como condição de contorno inferior (Gráficos 17.e, 17.f). De modo geral, não se verifica modificação no perfil da curva dos Gráficos 17 e 18, nas variáveis em que houve variações.

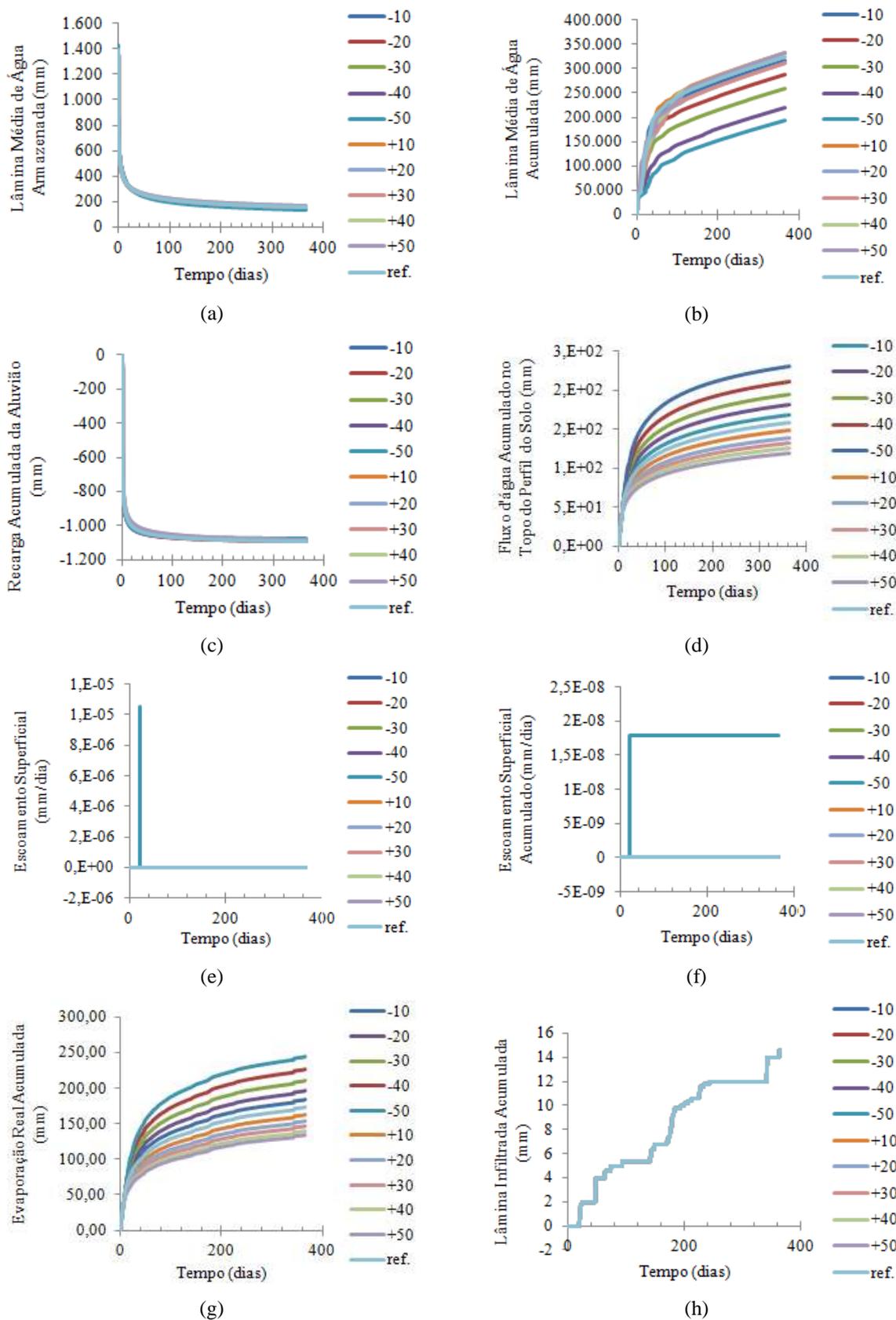
No Gráfico 19 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 20 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), é mostrada a dinâmica das seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 19.a e 20.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 19.b e 20.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 19.c e 20.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 19.d e 20.d), Escoamento Superficial (Gráficos 19.e e 20.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 19.f e 20.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 19.g e 20.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 19.h e 20.h), com a variação dos valores do parâmetro α (inverso da pressão do comprimento capilar).

Gráfico 19 – Influência do parâmetro α do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 20 – Influência do parâmetro α do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

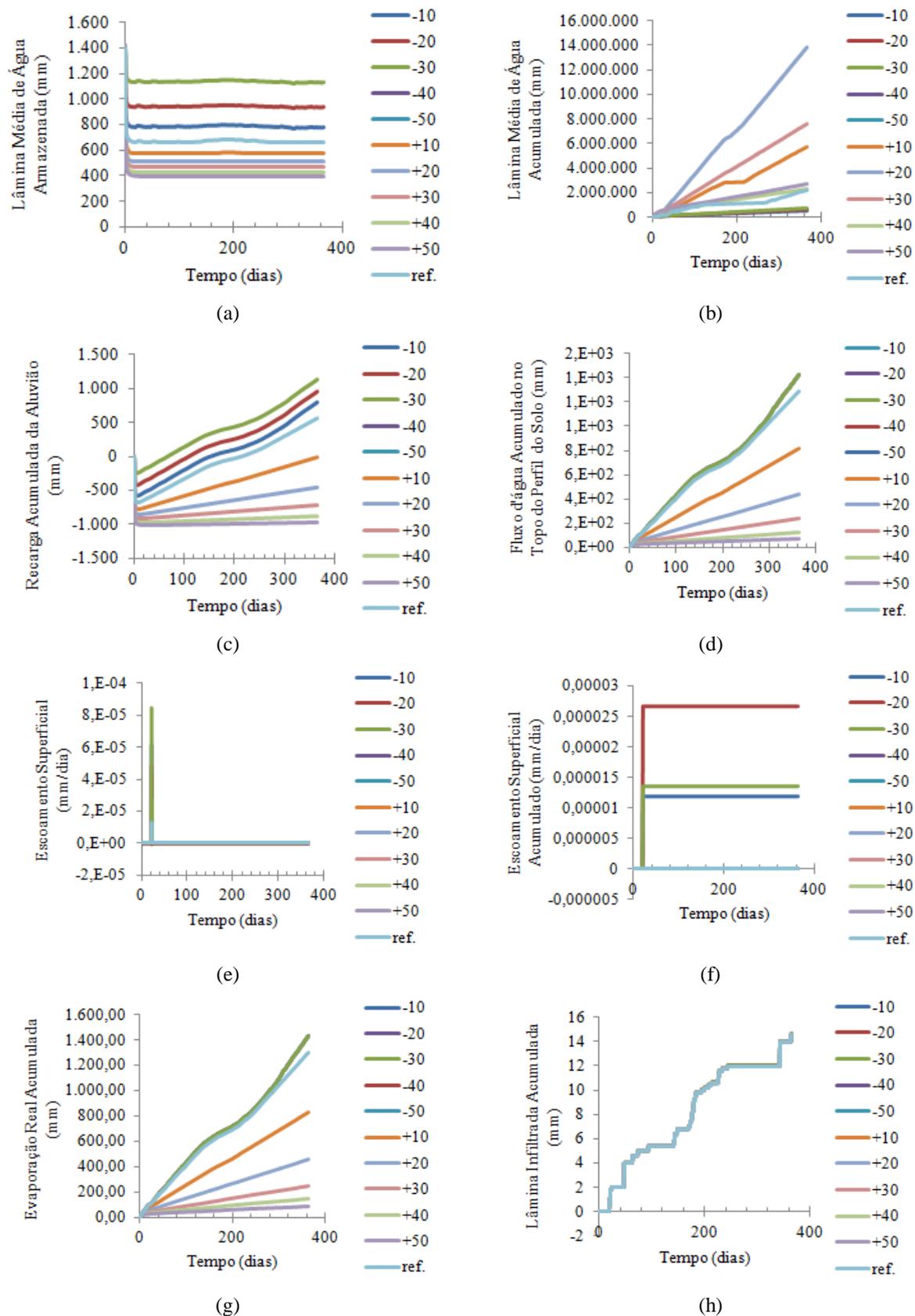
No perfil de solo adotado para este caso, percebe-se que a variação dos valores do parâmetro α na modelagem numérica, em ambos os cenários, influencia todas as variáveis dos Gráficos 19 e 20: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 19.a e 20.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 19.b e 20.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 19.c e 20.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do solo (Gráficos 19.d e 20.d), Escoamento Superficial (Gráficos 19.e e 20.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 19.f e 20.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 19.g e 20.g). Exceto, a variável Lâmina Infiltrada Acumulada, em que as curvas dos Gráficos 19.h e 20.h se sobrepõem, ou seja, a variação deste parâmetro não interfere nesta variável.

Considerando o cenário de drenagem livre como condição de contorno inferior (Gráfico 20), nota-se que há um grau de variabilidade baixo nas variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 20.a) e Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 20.c). Entretanto, para o outro cenário adotado (que considera a drenagem livre como condição de contorno inferior), são apresentadas variações significativas nestas variáveis (Gráficos 19.a e 19.c).

Percebe-se, em geral, uma variabilidade moderada nas variáveis (Gráficos 19 e 20), quando os valores do parâmetro α variam. Sendo possível afirmar que existe a possibilidade deste parâmetro ser um dos mais sensíveis à variação, isto pode ser comprovado através do cálculo da sensibilidade relativa do parâmetro.

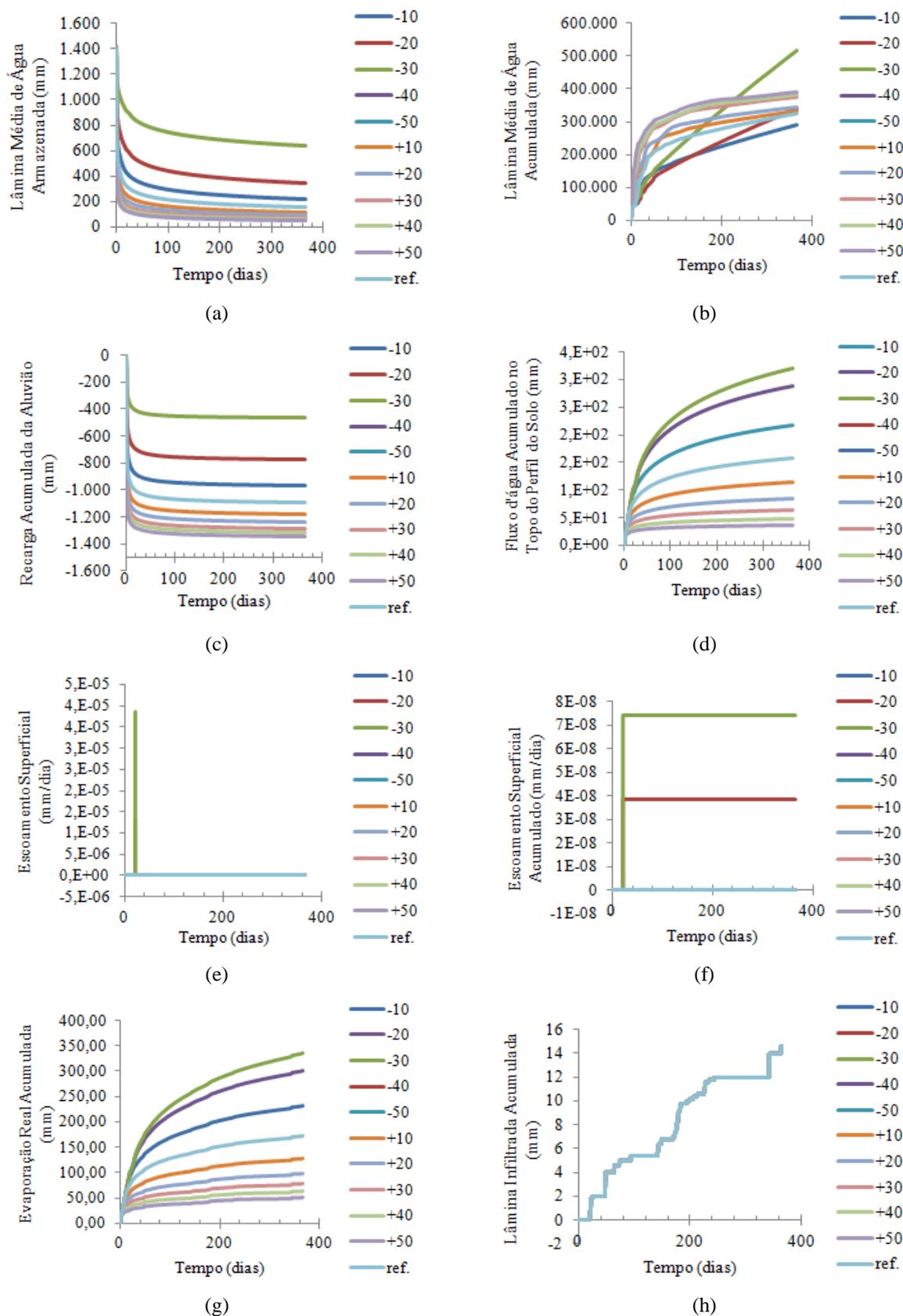
No Gráfico 21 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 22 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), é apresentada a dinâmica das seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 21.a e 22.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 21.b e 22.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 21.c e 22.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 21.d e 22.d), Escoamento Superficial (Gráficos 21.e e 22.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 21.f e 22.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 21.g e 22.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 21.h e 22.h), com a variação dos valores do parâmetro n (ou seja, do parâmetro de distribuição do tamanho dos poros).

Gráfico 21 – Influência do parâmetro n do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 22 – Influência do parâmetro n do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

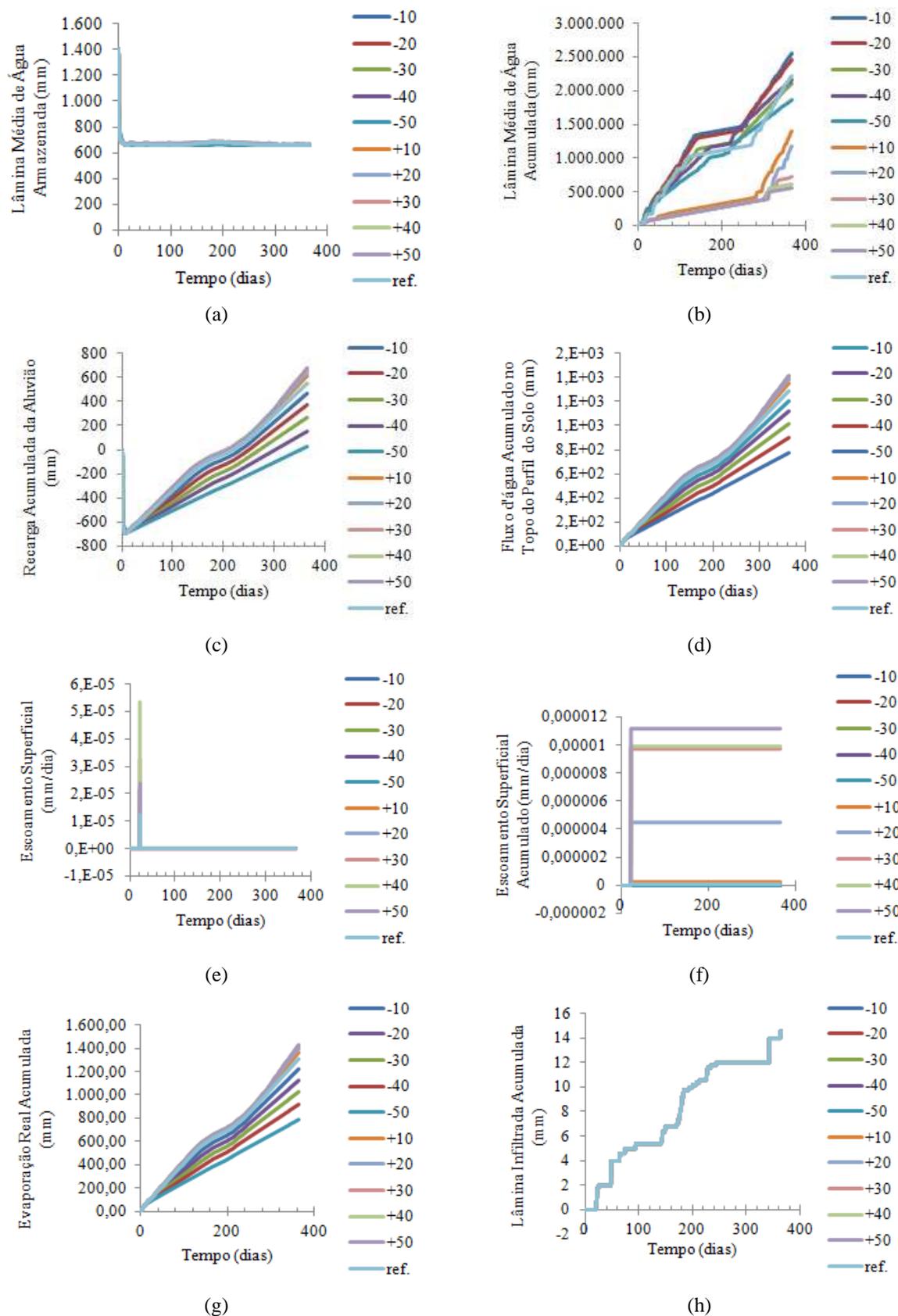
Verifica-se que todas as seguintes variáveis de saída adotadas do modelo Hydrus-1D, para análise desta modelagem numérica, quando os valores do parâmetro n do perfil do solo homogêneo variam, há uma elevada variabilidade ao longo do tempo: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 21.a e 22.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 21.b e 22.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 21.c e 22.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 21.d e 22.d) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 21.g e 22.g). Exceto, a variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 21.h e 22.h), em que se observa uma variabilidade nula.

É importante ressaltar que o parâmetro n não pode ter valor menor que 1, por causa da sua propriedade intrínseca, então para a simulação foi desconsiderado a porcentagem de -50% do valor de referência, que reduz o valor de n a números menores que 1, e se adotou o valor mínimo de -40% do valor de referência (Tabela 5).

No cenário de pressão constante como condição de contorno inferior, verifica-se que a configuração e valores dos gráficos das variáveis Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil (Gráfico 21.d) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 21.g), com a variação dos valores de n , são idênticos. Nota-se, também, que a configuração das curvas do Gráfico 22.b, correspondente à variação dos valores do parâmetro em -20% e -30% do valor de referência, diverge em relação à configuração das outras curvas do mesmo gráfico.

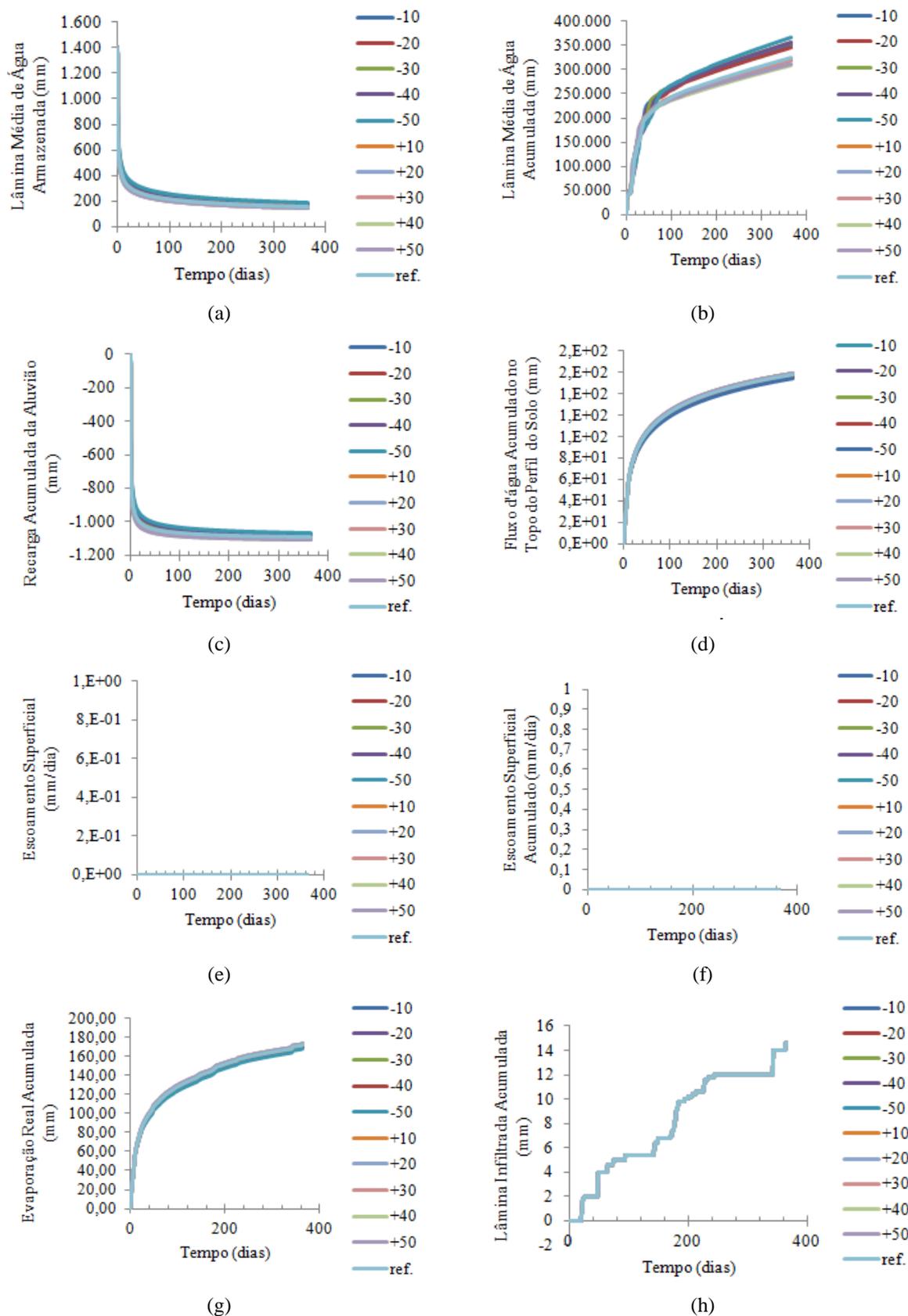
No Gráfico 23 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 24 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), pode ser observada a dinâmica das seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 23.a e 24.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 23.b e 24.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 23.c e 24.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 23.d e 24.d), Escoamento Superficial (Gráficos 23.e e 24.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 23.f e 24.f), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 23.g e 24.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 23.h e 24.h), com a variação dos valores do parâmetro K_s (condutividade hidráulica saturada).

Gráfico 23 – Influência do parâmetro K_S do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 24 – Influência do parâmetro K_s do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.



Fonte: O Autor (2018).

Em relação à variação dos valores do parâmetro K_s , verifica-se de forma geral que ocorrem baixas ou nenhuma variabilidade ao longo do tempo, quando se considera o cenário de drenagem livre como condição de contorno inferior, nestas variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 24.a), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 24.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 24.d), Escoamento Superficial (Gráfico 24.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 24.f), Evaporação Real Acumulada (Gráfico 24.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 24.h). No entanto, para o cenário que considera a presença do lençol freático na base do perfil do solo, verifica-se o oposto nas seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 23.b), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 23.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 23.d), Escoamento Superficial (Gráfico 23.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 23.f) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 23.g).

Em ambos os cenários adotados, não se percebem variações significativas com a modificação dos valores do parâmetro K_s , em relação às variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 22.a e 23.a) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 23.h e 24.h). Nesta última variável citada, observa-se variação nula e configuração das curvas do gráfico igual, como verificado quando se variaram os valores dos outros parâmetros nesta variável, nos diferentes cenários e no caso 1 desta pesquisa (Análise de Sensibilidade da Malha). Logo, percebe-se que a variável Lâmina Infiltrada Acumulada não é sensível a nenhum dos dois casos analisados.

Nota-se, no cenário de pressão constante como condição de contorno inferior, que a configuração do gráfico da Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 23.b) apresenta um perfil de curvas distinto, quando os valores do parâmetro K_s variam, principalmente quando a precipitação se torna mais intensa. Porém, o perfil e valores dos gráficos das variáveis Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 23.d) e Evaporação Real Acumulada (Gráfico 23.g) são idênticos. Observa-se, também, que a amplitude de valores de algumas variáveis deste cenário aumenta com o tempo, no entanto o perfil da curva permanece o mesmo (Gráficos 23.c, 23.d e 23.g).

Observa-se, ainda, que a Lâmina Média de Água Acumulada no cenário de drenagem livre como condição de contorno inferior (Gráfico 24.b), assim como no outro cenário analisado (Gráfico 23.b), varia ao longo do tempo com a modificação dos valores do parâmetro K_s .

5.2.2.2 Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos

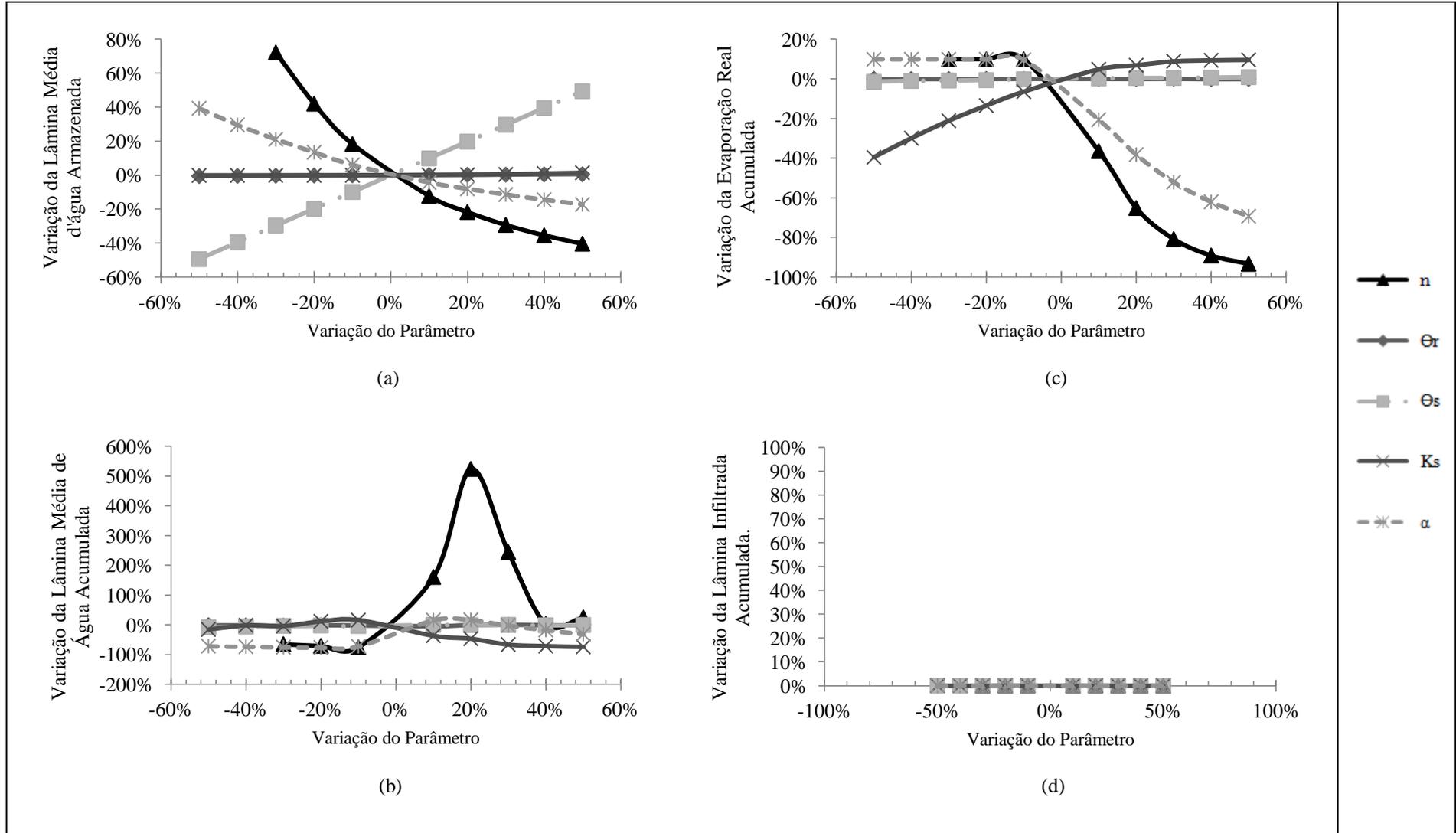
Depois de elaborar os gráficos, em razão da quantidade de resultados obtidos, é fundamental resumi-los. Este resumo foi obtido através dos gráficos de sensibilidade relativa dos parâmetros (Gráficos 25 e 26), em que o eixo das abscissas (X) corresponde às variações que ocorrem entre $\pm 50\%$ do valor de referência do parâmetro analisado (Tabela 5) e o eixo das ordenadas (Y) corresponde ao valor resultante desta variação na variável analisada.

No Gráfico 25 (considerando como condição de contorno inferior pressão constante) e Gráfico 26 (considerando pressão de contorno inferior drenagem livre), é apresentadas o comportamento da variação das variáveis devido às modificações dos valores dos parâmetros no modelo numérico.

As variáveis expressas nos Gráficos 25 e 26 são: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 25.a e 26.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 25.b e 26.b), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 25.c e 26.c), Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 25.d e 26.d), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 25.e e 26.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 25.f e 26.f), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 25.g e 26.g) e Escoamento Superficial (Gráficos 25.h e 26.h).

Gráfico 25 - Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.

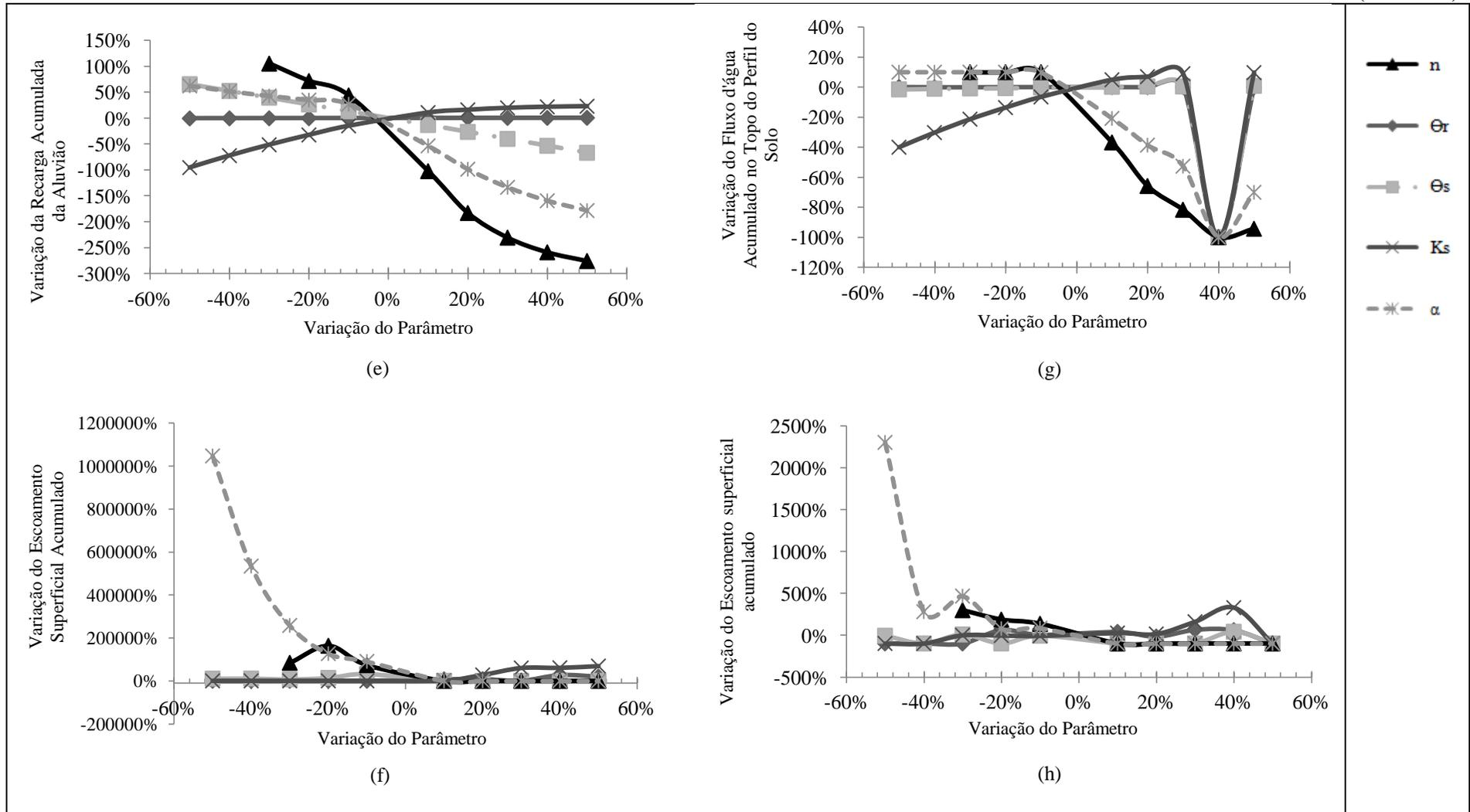
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 25 - Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando pressão constante como condição de contorno inferior.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

Após adquirir os valores da sensibilidade relativa dos parâmetros, considerando pressão constante como condição de contorno inferior e um perfil homogêneo (Figura 27), percebe-se, analisando o Gráfico 25, uma alta sensibilidade das variáveis: Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 25.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 25.b), Evaporação Real Acumulada (Gráfico 25.c), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 25.e), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 25.f), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil (Gráfico 25.g) e Escoamento Superficial (Gráfico 25.h), ao parâmetro n . Exceto, da Variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 25.d) que não se altera com a oscilação dos valores de qualquer parâmetro hidrodinâmico analisado.

Considerando a variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 25.b), para n igual a +20% do valor de referência, o valor desta variável fica em +524% do valor de referência. Porém, para o valor de n igual a +40% do valor de referência, o valor da Lâmina Média de Água Acumulada cai -2% do valor de referência. Na variável Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 25.a), verifica-se que com a variação do parâmetro n se tem uma proporção exponencial.

Nas variáveis analisadas, pouca sensibilidade é apresentada com a variação do parâmetro θ_r , já que não houve modificações das variáveis maiores do que $\pm 5\%$ do valor de referência, mesmo com a variação do valor do parâmetro em $\pm 50\%$ do seu valor de referência. Exceto, nas variáveis Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 25.f), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 25.g) e Escoamento Superficial (Gráfico 25.h), em que uma variação do valor de referência do parâmetro α pode resultar numa alteração de +26810%, -100% e -100% do valor de referência da variável, respectivamente.

Observa-se, no Gráfico 25.g (referente à variável Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo), um ponto de convergência, quando não só o parâmetro θ_r é superestimado em +40% do seu valor de referência, mas também, os demais parâmetros, que resulta em um elevado erro na estimativa desta variável de saída do modelo numérico, ou seja, o valor do Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo fica em -100% do valor de referência.

Em relação ao parâmetro θ_s , considerando as variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 25.a) e Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 25.e), verifica-se uma variação linear. Por exemplo, para uma variação de θ_s igual a +50% do valor de referência, o valor da variável Lâmina Média de Água Armazenada fica em +50% do valor de referência, e

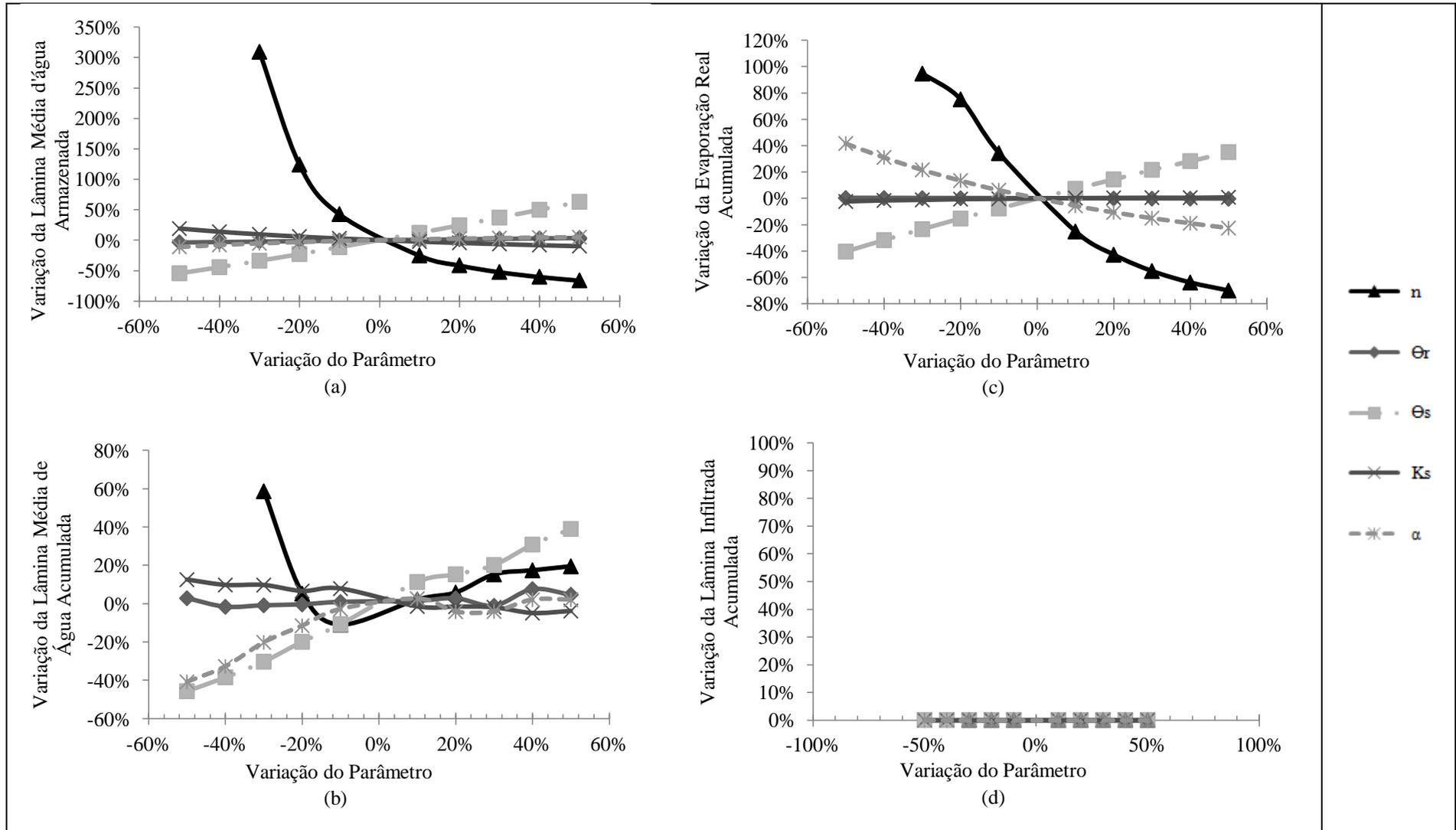
para o valor deste parâmetro em -50% do valor de referência, o valor da Lâmina Média de Água Armazenada decresce -50% do valor de referência. Mostrando-se assim que, para cada variação do valor em +10% do parâmetro θ_s , a variável se altera em +10%, em relação ao valor de referência. Nas demais variáveis, exceto nas variáveis Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 25.f), Fluxo de Água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 25.g) e Escoamento Superficial (Gráfico 25.h), este parâmetro variou pouco, ou seja, em torno de $\pm 9\%$ do seu valor de referência.

Nota-se que há um alto grau de sensibilidade nas variáveis Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 25.f) e Escoamento Superficial (Gráfico 25.h), em relação a todos os parâmetros analisados, em especial, ao parâmetro α . Em que, uma variação de -50% do valor de referência deste parâmetro resulta numa alteração em torno de +1050000% e +2300% do valor de referência da variável, respectivamente. Um erro entre -50% a -10% do valor de referência do parâmetro α , na Evaporação Real Acumulada (Gráfico 25.c), implica em aproximadamente +10% de erro na estimativa desta variável (Evaporação Real Acumulada). Porém, quando este parâmetro é superestimado na Evaporação Real Acumulada, percebe-se que ocorre um erro que varia de acordo com o percentual que superestima o valor de referência.

Na análise do parâmetro K_s , percebe-se que algumas variáveis, em relação à variação dos valores deste parâmetro, têm uma elevada sensibilidade, como a Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 25.e), em que uma variação de -50% do valor de referência do parâmetro K_s resulta numa alteração de -95% do valor de referência desta variável. Porém, as variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 25.a) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 25.d) são pouco sensíveis à variação dos valores deste parâmetro, pois as oscilações do valor destas variáveis não são maiores do que $\pm 1\%$ do valor de referência, mesmo com a variação em $\pm 50\%$ do valor de referência deste parâmetro.

Gráfico 26 - Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.

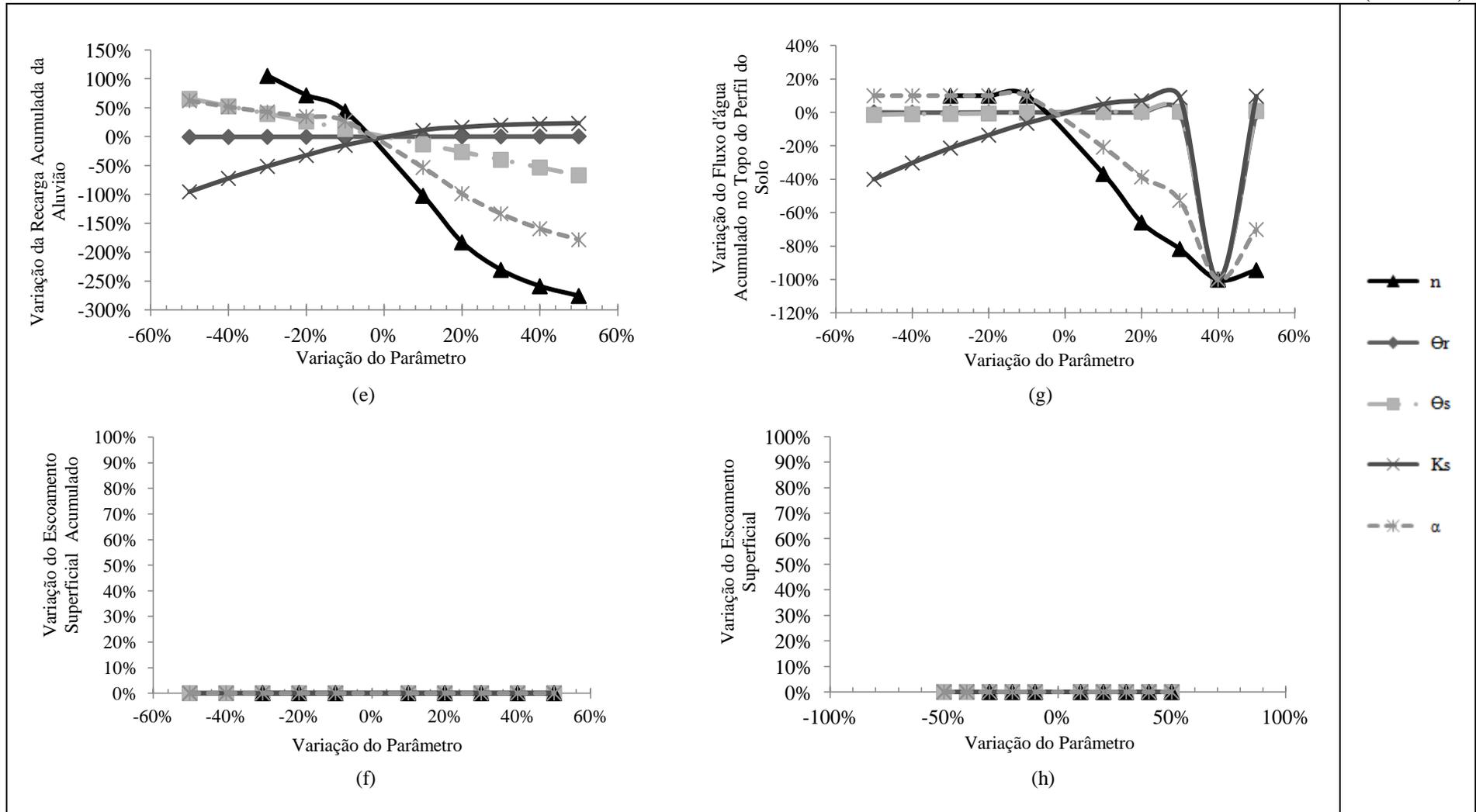
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 26 - Análise da sensibilidade relativa por parâmetro do perfil do solo homogêneo (Figura 27) no ano de 2012. Considerando drenagem livre como condição de contorno inferior.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

Depois de obter os valores de sensibilidade relativa dos parâmetros, considerando drenagem livre como condição de contorno inferior e um perfil homogêneo (Figura 27) na modelagem numérica, observa-se, através do Gráfico 26, que o parâmetro n , novamente, é muito sensível neste outro cenário. Em que, uma variação de -30% do valor de referência do parâmetro n , nas variáveis: Lâmina Média d'água Armazenada (Gráfico 26.a), Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 26.b), Evaporação Real Acumulada (Gráfico 26.c), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 26.e) e Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 26.g), resulta numa alteração de +309%, +59%, +90%, -58% e +103% do valor de referência da variável, respectivamente. Nas variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 26.a) e Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 26.e), nota-se que, com a variação do valor do parâmetro n , há uma proporção exponencial (direta ou inversa, a depender do caso).

Verifica-se que, nas variáveis Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 26.d), Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 26.f) e Escoamento Superficial (Gráfico 26.h), não ocorrem variações com a alteração das porcentagens do valor de referência dos parâmetros. Observou-se, também, para este cenário, que na variável Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 26.g) é apresentado um ponto de convergência, quando os parâmetros são superestimados em +40% do valor de referência, resultando num elevado erro na estimativa desta variável de saída do modelo numérico adotado. Nas variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 26.a), Evaporação Real Acumulada (Gráfico 26.c) e Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 26.e), observa-se uma variação linear com a variação do valor do parâmetro θ_s , entre -50% e +50% do seu valor de referência. Sem considerar a variável Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo, Gráfico 26.g, que é apresentado um ponto de convergência, verifica-se novamente que o parâmetro θ_r é menos sensível a qualquer modificação dos parâmetros, não interferindo significativamente nas variáveis analisadas, visto que não houve variação do valor das variáveis maiores do que $\pm 8\%$ do valor de referência, mesmo com a variação do valor de referência do parâmetro em $\pm 50\%$.

O parâmetro α , neste cenário, tem uma sensibilidade mais baixa. Na Evaporação Real Acumulada (Gráfico 26.c), uma variação de -50% do valor de referência do parâmetro α resulta numa alteração de +42% do valor de referência desta variável. Além desta variável, também é observado, no parâmetro α , uma sensibilidade significativa nas seguintes variáveis: Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 26.b) e Fluxo de Água Acumulado no Topo do Solo (Gráfico 26.g). Nas demais variáveis, não se verificam variações superiores a $\pm 2\%$ do

valor de referência, mesmo quando o valor do parâmetro é modificado em $\pm 50\%$, em relação ao seu valor de referência.

Já no parâmetro K_s , nota-se uma sensibilidade moderada, para a Lâmina Média d'água Armazenada (Gráfico 26.a) e Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 26.b), em que uma variação de -50% do valor de referência deste parâmetro resulta numa alteração de $+13\%$ e $+19\%$ do valor de referência da variável, respectivamente. Para as demais variáveis, exceto, para a Variável Fluxo de Água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 26.g), não houve variações maiores que $\pm 3\%$ do valor de referência da variável, mesmo o parâmetro oscilando em $\pm 50\%$, em relação ao seu valor de referência.

Observa-se, através dos Gráficos 25 e 26, os resultados dos cálculos da sensibilidade relativa de cada parâmetro do perfil homogêneo, em ambos os cenários adotados. Percebe-se, em geral, que o parâmetro θ_r é pouco sensível, em relação às variações do seu valor. Porém, verifica-se que há uma maior variação nos parâmetros K_s , θ_s , α e, principalmente, no parâmetro n , em relação à maioria das variáveis, ou seja, são parâmetros mais sensíveis a qualquer alteração de seu valor. O parâmetro θ_s , além de ter uma variação expressiva com as modificações do seu valor, varia de maneira linear.

Não se verificam alterações na variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 25.d e 26.d), com as mudanças do valor dos parâmetros, em ambos os cenários. Então, pode-se concluir que é uma variável pouco sensível às variações do valor dos parâmetros, nos diferentes cenários, isto é, nas condições de contorno inferior empregadas nesta análise. Ou seja, esta variável é influenciada unicamente pelos dados pluviométricos e de evapotranspiração.

5.2.2.3 Análise da Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos e Variáveis de Saída

Verifica-se na tabela resumo a sensibilidade relativa geral, para as variáveis (Tabela 6) e parâmetros hidrodinâmicos do solo (Tabela 7 e Tabela 8) considerados nesta pesquisa.

Observa-se, na Tabela 6, uma elevada sensibilidade na variável Escoamento Superficial Acumulado (ESA), em relação às outras variáveis analisadas (Recarga Acumulada da Aluvião, RAA, Lâmina Média de Água Armazenada, LMA, Lâmina Média de Água Acumulada, LMAA, Evaporação Real Acumulada, ERA, Lâmina Infiltrada Acumulada, LIA,

Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo, FAT e Escoamento Superficial, ES), quando se considera a pressão constante como condição de contorno inferior.

No cenário que considera como condição de contorno inferior a drenagem livre, a sensibilidade relativa, das variáveis ESA e ES, é nula, diferentemente quando se considera o cenário que adota pressão constante (Tabela 6). Isto pode ser decorrente do cenário empregado, já que o cenário que assume a pressão constante, na simulação numérica, considera um potencial nulo e constante na base do perfil do solo, ou seja, a presença do lençol freático.

Percebe-se, no cenário que adota a drenagem livre como condição de contorno inferior, que a variável mais sensível à variação do valor dos parâmetros hidrodinâmicos é a LMA. É importante ressaltar que a variável em que há uma menor variação, ou seja, variação nula, nos dois cenários analisados, é a LIA (Tabela 6).

Tabela 6 – Sensibilidade Relativa das Variáveis de Saída do Hydrus-1D.

	LMA	LMAA	ERA	LIA	RAA	FAT	ES	ESA
Pressão Constante	0,594	2,249	0,712	0,000	2,385	0,781	4,261	1883,942
Drenagem Livre	1,080	0,321	0,775	0,000	0,399	0,928	0,000	0,000
Média	0,837	1,285	0,743	0,000	1,392	0,855	2,131	941,971

Fonte: O Autor (2018).

Observa-se, na tabela resumo (Tabela 7), um alto valor da média, para o cenário que considera pressão constante como condição de contorno inferior, decorrente da elevada sensibilidade relativa da variável Escoamento Superficial Acumulado (ESA). Portanto, desconsiderou-se esta variável, para a análise de sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos. E, para efeitos comparativos, esta variável, também foi desconsiderada no outro cenário analisado. Criando-se assim uma nova tabela (Tabela 8).

Tabela 7 – Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos considerando a variável ESA.

	θ_r	θ_s	α	n	K_s	Média	DP	CV
Pressão Constante	26,546	57,402	730,839	288,627	80,913	236,865	294,725	1,244
Drenagem Livre	0,049	0,541	0,244	1,258	0,099	0,438	0,497	1,135
Média	13,298	28,972	365,542	144,943	40,506	118,652		

Fonte: O Autor (2018).

Tabela 8 – Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos desconsiderando a variável ESA.

	θ_r	θ_s	α	n	K_s	Média	DP	CV
Pressão Constante	0,166	0,538	2,576	3,803	0,760	1,569	1,556	0,992
Drenagem Livre	0,056	0,618	0,279	1,437	0,113	0,501	0,568	1,134
Média	0,111	0,578	1,428	2,620	0,437			

Fonte: O Autor (2018).

Sem considerar a variável Escoamento Superficial Acumulado (ESA), Tabela 8, no cálculo da sensibilidade relativa dos parâmetros hidrodinâmicos, verifica-se que os valores do coeficiente de variação (CV), média, assim como, do desvio padrão (DP), para o cenário que considera pressão constante como condição de contorno inferior, em relação aos respectivos valores da Tabela 7, diminuem, devido ao grau de dispersão do conjunto de valores dos parâmetros hidrodinâmicos (θ_r , θ_s , K_s , α e n) obter valores mais homogêneos.

Percebe-se, também, que o parâmetro n é mais sensível às variações do seu valor de referência, pois como se pode observar, na Tabela 8, o valor correspondente a sua sensibilidade é o mais alto, quando comparado com os demais valores dos parâmetros hidrodinâmicos analisados, principalmente, quando se considera o cenário de pressão constante como condição de contorno inferior. Porém, no parâmetro θ_r se verifica o oposto, ou seja, o menor valor da sensibilidade, em relação aos demais parâmetros hidrodinâmicos. Então, percebe-se que, independentemente do cenário adotado, o parâmetro n é o mais sensível e o parâmetro θ_r o menos sensível às alterações do seu valor.

Chaves (2009), também, verificou em sua pesquisa, que utilizou o modelo Hydrus-1D, uma maior sensibilidade em relação ao parâmetro n e uma menor sensibilidade em relação ao parâmetro θ_r , para todos os três diferentes tipos de solos do Cerrado analisados, tendo cada solo uma textura distinta (neossolo quartzarênico (arenoso), latossolo vermelho-amarelo (textura média) e latossolo vermelho-amarelo (argiloso)). Assim como Soares *et al.* (2016) que utilizaram outro modelo numérico, o Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer (SiSPAT), e verificaram grandes variabilidades, em todas as variáveis analisadas, com as variações do valor do parâmetro n , principalmente, na variável Lâmina Média Acumulada, em que observaram uma variação de aproximadamente +50% do seu valor de referência, quando o valor de referência do parâmetro n variou -8%.

Rocha, Abassi e Feyen (2006) quando analisaram a sensibilidade dos parâmetros hidráulicos do solo ao modelo Hydrus-2D, durante eventos subsequentes de irrigação,

perceberam que o parâmetro mais sensível foi o n , em relação aos demais parâmetros analisados (θ_r , θ_s , K_s , α e I), e notaram ainda que o parâmetro de conectividade do solo (I) foi o menos sensível, quanto ao fluxo de água subsuperficial.

Considerando o argumento de classificação de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos ao modelo Hydrus-1D, estabelecido por Chaves (1991), foi criada a Tabela 9, com base nos valores observados na Tabela 8.

Tabela 9 – Classificação da Sensibilidade Relativa dos Parâmetros Hidrodinâmicos, de acordo com Chaves (1991), desconsiderando a variável ESA.

	θ_r	θ_s	α	n	K_s
Pressão Constante	Baixa	Intermediária	Alta	Alta	Intermediária
Drenagem Livre	Baixa	Intermediária	Baixa	Intermediária	Baixa

Fonte: O Autor (2018).

Devido ao valor da sensibilidade relativa do parâmetro n , observado na Tabela 8, ser 3,803, ou seja, maior do que 1,5, para a condição de contorno inferior que emprega pressão constante, então, este parâmetro tem uma alta sensibilidade ao modelo Hydrus-1D (Tabela 9), ratificando o que foi afirmado anteriormente. E, para condição de contorno inferior que adota a drenagem livre, o valor da sensibilidade relativa de n é de 1,437 (Tabela 8), isto é, quase no limite superior do seguinte intervalo: $0,5 < |S_r| < 1,5$, que classifica o parâmetro com intermediária sensibilidade ao modelo numérico adotado nesta pesquisa (Tabela 9). Em relação ao parâmetro θ_r , em ambos os cenários analisados, o valor da sensibilidade relativa obtido é menor do que 0,5, logo, este parâmetro possui baixa sensibilidade ao modelo Hydrus-1D (Tabela 9).

5.2.3 Caso 3: Modelagem Numérica das Remoções de Camadas de Solos Aluvionar

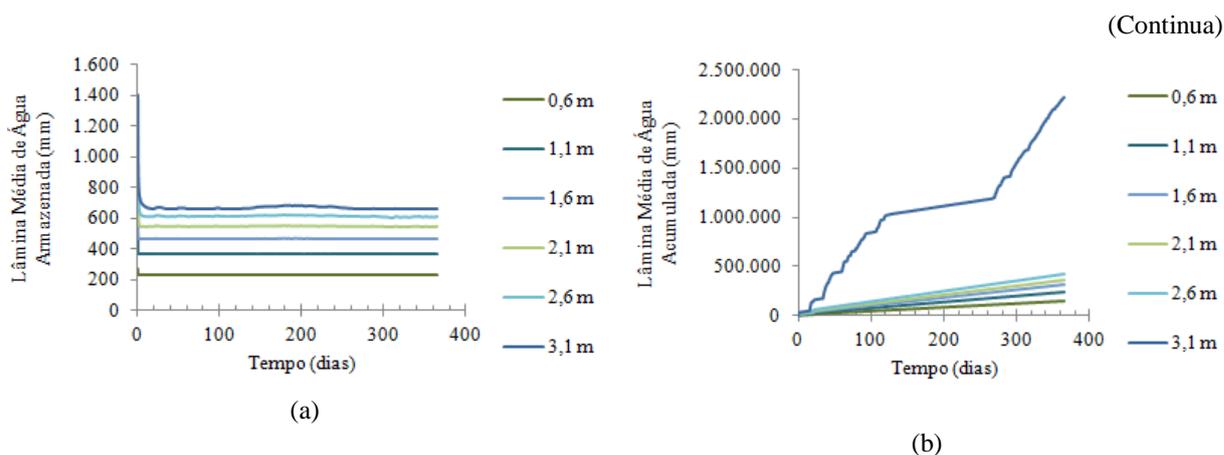
Para a determinação dos impactos hidrológicos, causados com as remoções de camadas de solo do depósito aluvionar, adotou-se o modelo Hydrus em sua versão unidimensional, por permitir simular o fluxo de água em meios porosos variavelmente saturados, para diferentes condições de fronteiras (contorno), como também, por incluir dados das condições atmosféricas, como precipitação e evapotranspiração, e devido a sua facilidade de utilização associada à baixa quantidade de parâmetros hidráulicos do solo requisitados pelo

modelo numérico. Poucos estudos, na literatura, verificam o impacto hidráulico das remoções de camadas de solos da aluvião, principalmente, quando o perfil da aluvião é heterogêneo, por ter propriedades hidráulicas distintas ao longo do seu perfil, como a condutividade hidráulica e a capacidade de retenção d'água no solo.

Nesta simulação, foram considerados diferentes perfis de solo (um perfil homogêneo (Figura 27) e dois perfis heterogêneos (Figura 28 e Figura 29)), como condição de contorno superior: as condições atmosféricas (dados pluviométricos e de evapotranspiração) e condição de contorno inferior: pressão constante, ou seja, com a presença do lençol freático na base da coluna do solo simulada; uma malha média (202 elementos), para o perfil de solo heterogêneo teórico (Figura 28) e uma malha fina (303 elementos), para os demais perfis (Figuras 27 e 29), e as seguintes variáveis de saída do modelo Hydrus-1D: Lâmina Média de Água Acumulado (Gráficos 27.b, 28.b, 29.b) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 27.f, 28.f, 29.f), (Lâmina Média de Água Armazenada (Gráficos 27.a, 28.a, 29.a), Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 27.c, 28.c, 29.c), Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 27.d, 28.d, 29.d), Escoamento Superficial (Gráficos 27.e, 28.e, 29.e), Evaporação Real Acumulada (Gráficos 27.g, 28.g, 29.g) e Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 27.h, 28.h, 29.h), ou seja, as mesmas do caso 1 e 2.

As remoções das camadas de solo do perfil aluvionar, nesta pesquisa, foram realizadas a cada 0,5 m, só parando ao atingir uma profundidade próxima à base do perfil do solo, ou seja, quando os perfis homogêneo (Figura 27) e heterogêneo teórico (Figura 28) atingiram 0,6 m de espessura e o perfil heterogêneo (Figura 29) obteve 0,5 m de espessura.

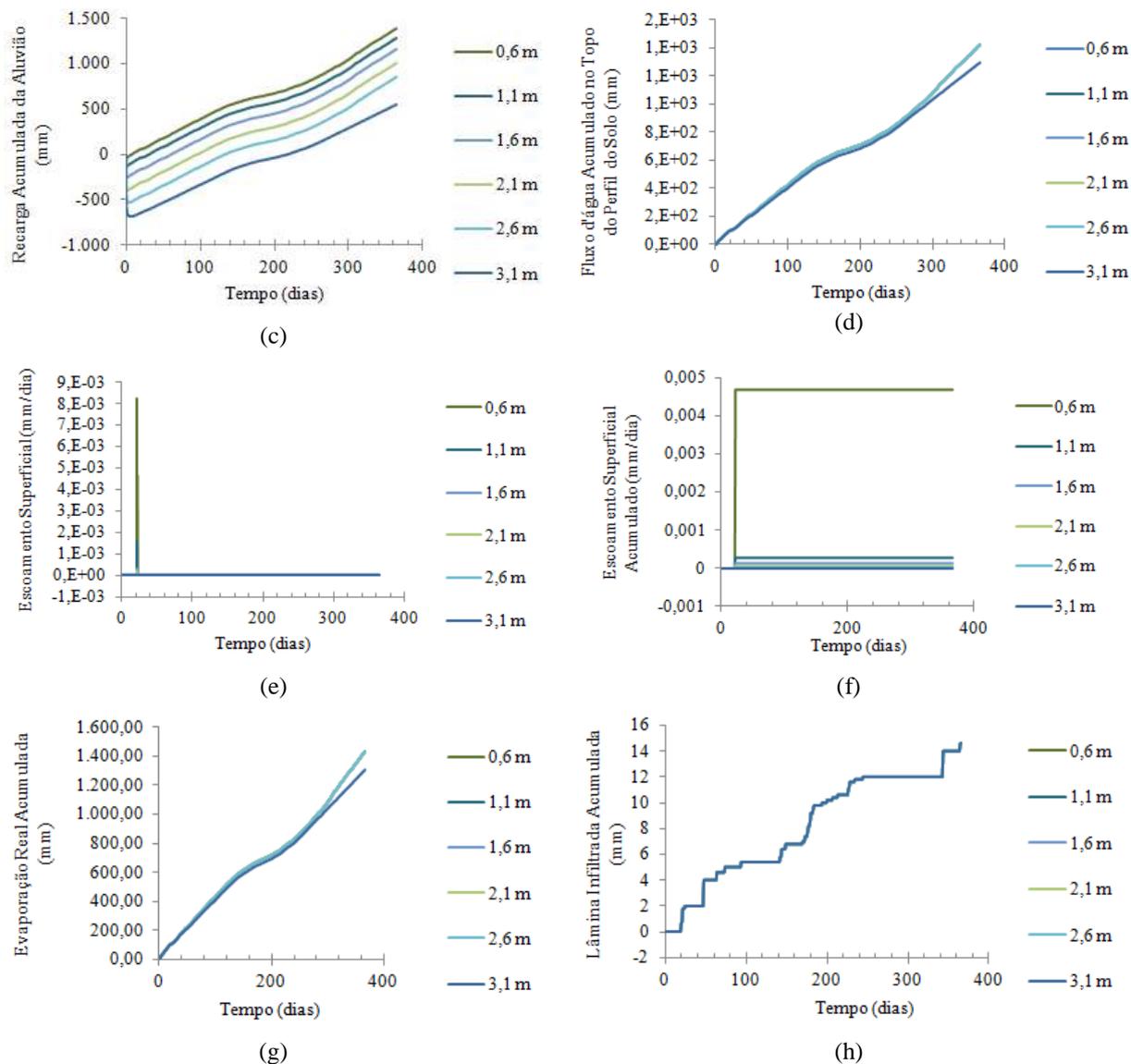
Gráfico 27 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 27 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil homogêneo (Figura 27) no ano de 2012.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

Observa-se, através das variáveis apresentadas no Gráfico 27, que a remoção de camadas de solo do depósito aluvionar provoca alterações no comportamento hidrológico do perfil do solo homogêneo, que tem 3,1 m de profundidade e é composto por areia de granulação grossa.

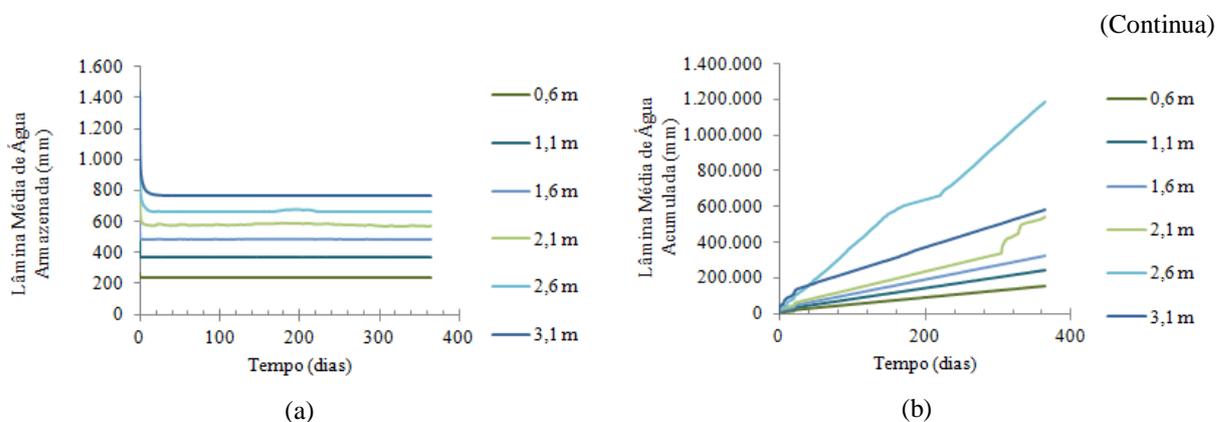
Outra observação que pode ser realizada é em relação às variáveis Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 27.a) e Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 27.b), em que os seus valores diminuem com a redução da espessura do perfil do solo. Percebe-se, ainda, que a configuração das curvas do gráfico gerada na variável Lâmina Média de Água Acumulada difere entre si, ou seja, entre o perfil da curva do gráfico do solo sem remoção e

os demais perfis das curvas do gráfico (em que houve remoção de camadas de solo); esta divergência ocorre, principalmente, com a intensificação da precipitação. Nota-se, também, que diferentemente destas variáveis citadas, Lâmina Média de Água Armazenada e Lâmina Média de Água Acumulada, os valores das variáveis Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 27.c), Escoamento Superficial (Gráfico 27.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 27.f) aumentam com a remoção das camadas de solo.

Em relação ao Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 27.d) e à Evaporação Real Acumulada (Gráfico 27.g), verifica-se que a configuração e comportamento das curvas dos gráficos destas variáveis são iguais, em que os valores das variáveis aumentam com a primeira remoção da camada de solo, depois decrescerem e se igualam, com as demais remoções. É importante ressaltar que o pico de valor da variável Escoamento Superficial (Gráfico 27.e) ocorre no dia 22, justamente quando o valor da precipitação ultrapassa o valor da evapotranspiração de referência, ou seja, no dia 22/01/2012 (Gráfico 8).

Na variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 27.h), não se observa variação significativa com a remoção das camadas de solo, até mesmo, quando o perfil de solo chega a atingir uma profundidade de 0,6 m, mostrando ser insensível à variação da profundidade do perfil de solo. Então, percebe-se que esta variável depende unicamente dos dados atmosféricos (precipitação e evapotranspiração de referência).

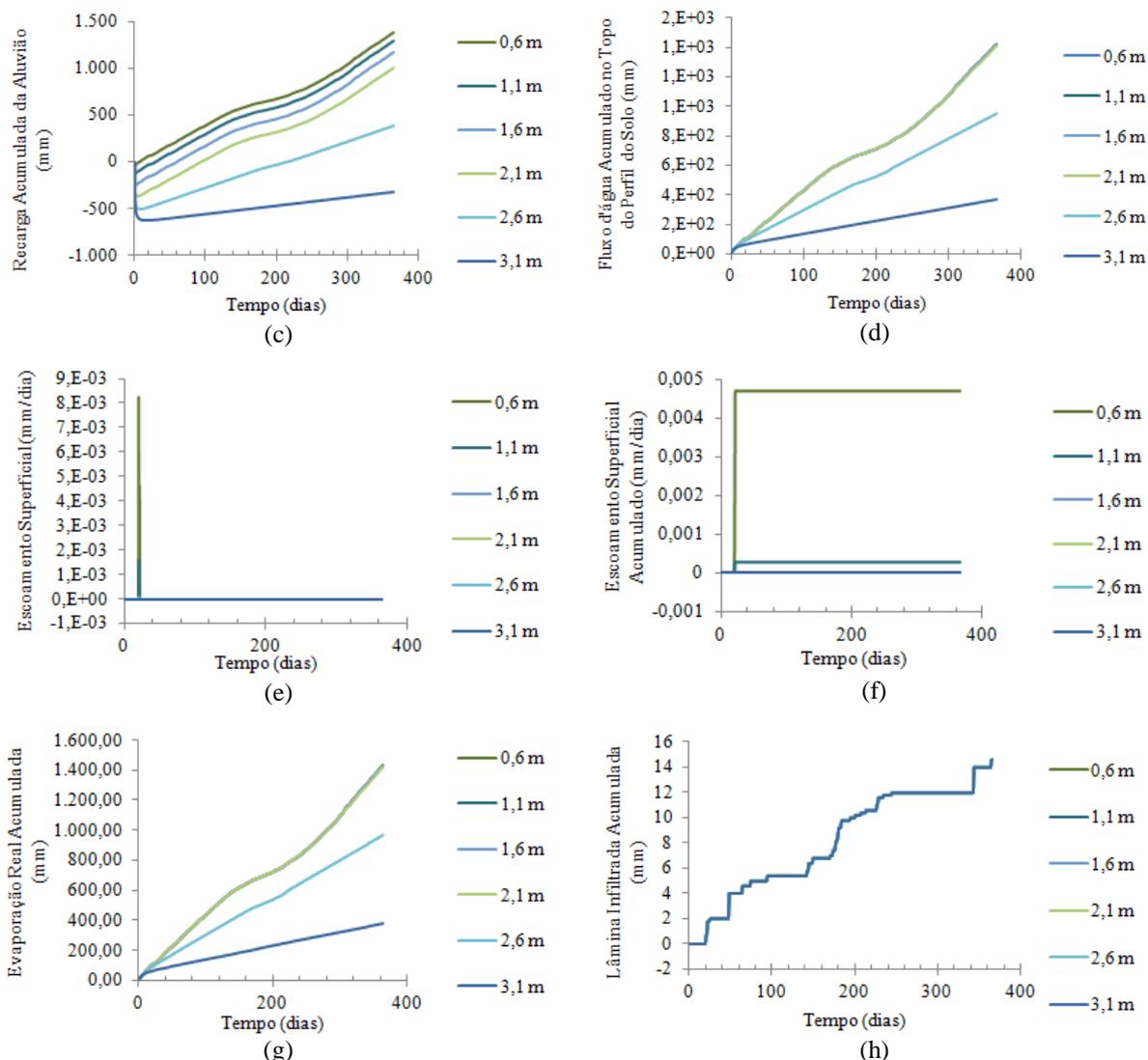
Gráfico 28 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 28 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 28) no ano de 2012.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

No Gráfico 28, percebe-se que a remoção de camadas de solo do depósito aluvionar, também, causa modificações no comportamento hidrológico deste perfil heterogêneo teórico (Figura 28), que possui profundidade de 3,1 m e é composto por diferentes materiais, ou seja, uma camada de matéria orgânica com espessura de 0,5 m, uma camada de areia de granulação fina e outra camada de areia de granulação grossa, estas duas últimas camadas com espessura de 1,3 m.

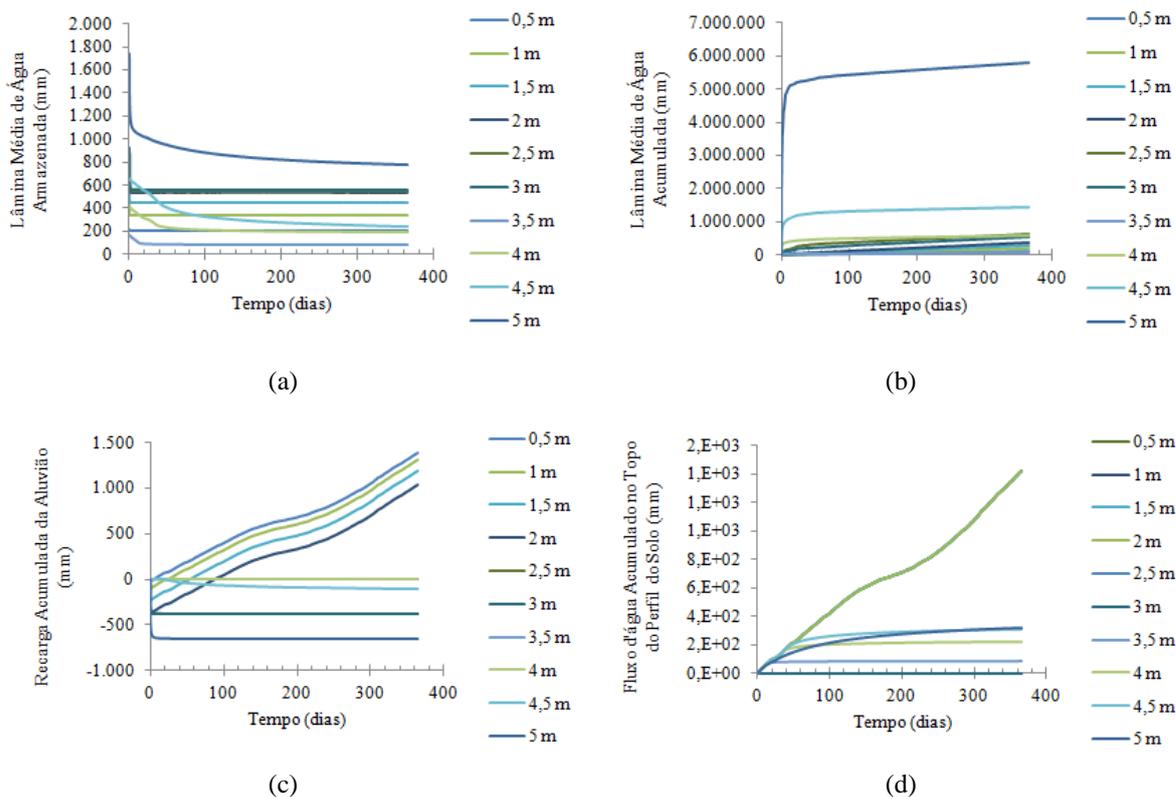
Observa-se, novamente, que os valores da variável Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 28.a) diminuem com a redução da profundidade do perfil do solo. Em relação à Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 28.b), percebe-se que o perfil das curvas dos gráficos gerados, considerando o perfil do solo sem remoção e o perfil do solo com

espessuras de 2,6 m e 2,1 m, diferem entre si. Sendo que os valores obtidos com o perfil de 2,6 m (que não considera a camada mais superficial do solo, a camada de matéria orgânica) superam os valores do perfil sem remoções, a partir do dia 21. Com exceção do perfil de 2,6 m, percebe-se que há uma redução dos valores desta variável à medida que ocorrem as remoções das camadas de solo.

Verifica-se, também, que os valores das variáveis Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 28.c), Escoamento Superficial (Gráfico 28.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 28.f) aumentam com as retiradas das camadas de solo. Em relação ao Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 28.d) e à Evaporação Real Acumulada (Gráfico 28.g), verifica-se que a configuração e comportamento das curvas dos gráficos destas variáveis são os mesmos, em que os seus valores aumentam com as remoções das camadas de solo e se igualam após a segunda remoção. Nota-se que os valores da variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 28.h) não se altera com as remoções das camadas de solo, ou seja, esta variável é insensível à variação da profundidade do perfil de solo aluvionar.

Gráfico 29 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.

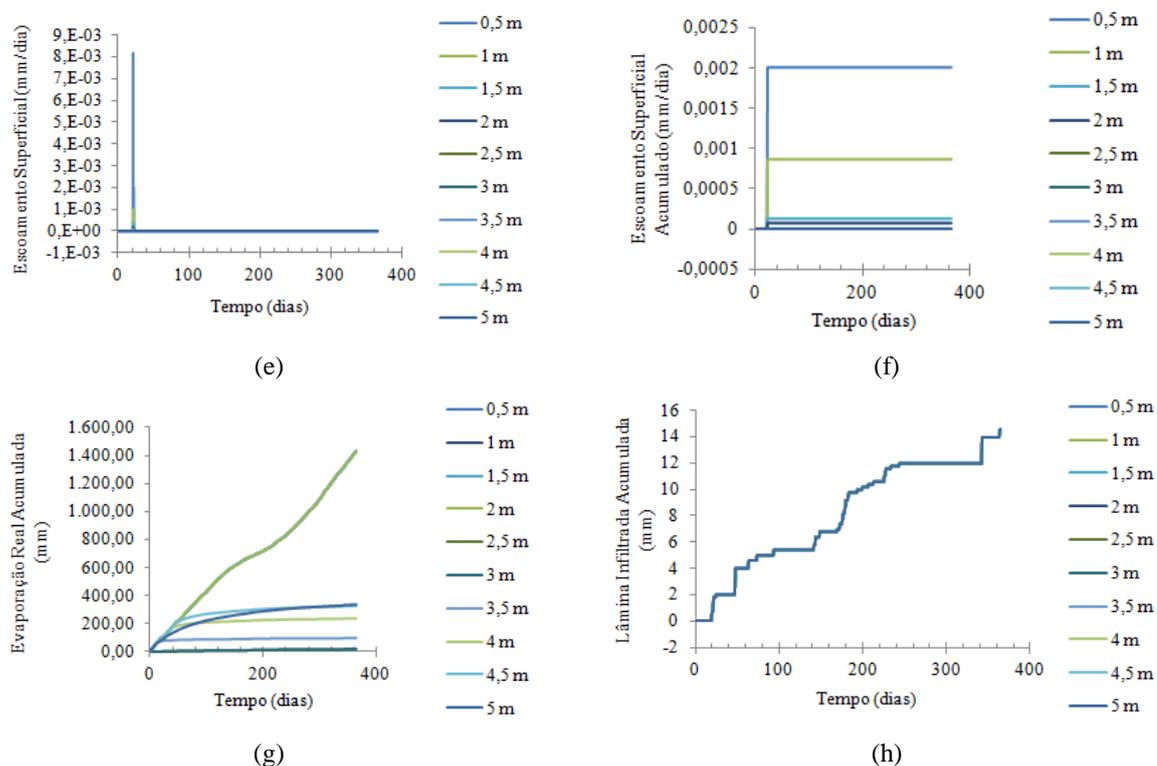
(Continua)



Fonte: O Autor (2018).

Gráfico 29 – Remoções das camadas de solos aluvionar do perfil heterogêneo (Figura 29) no ano de 2012.

(Conclusão)



Fonte: O Autor (2018).

Verifica-se, no Gráfico 29, que com a modificação do perfil do solo aluvionar, também, ocorrem mudanças no comportamento hidrológico deste perfil que possui 5 m de profundidade, composto por diferentes camadas de solos. A primeira camada tem uma espessura de 0,5 m e é composta por matéria orgânica, a segunda camada é composta por areia de granulação fina e possui uma espessura de 1,2 m, a terceira camada possui uma espessura de 1,3 m e é formada por cascalho, e a quarta camada é constituída por areia de granulação grossa e tem a maior espessura deste perfil (2,0 m).

Outra observação que pode ser realizada, através da análise dos resultados, é que os valores da variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráfico 29.b) diminuem com a redução da espessura do perfil do solo, e chegam a oscilar $5,65 \times 10^6$ mm (entre os valores do perfil do solo sem remoção e os valores do perfil do solo com, apenas, 0,5 m de espessura). Verifica-se, também, que os valores das variáveis Escoamento Superficial (Gráfico 29.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráfico 29.f) aumentam com as remoções das camadas de solo.

Em relação à variável Lâmina Média de Água Armazenada (Gráfico 29.a), observa-se que quando se considera, na modelagem numérica, o perfil do solo sem remoção até o perfil do solo resultante da 3ª remoção da camada de solo (que possui um perfil de 3,5 m de espessura), ou seja, quando a camada de matéria orgânica e quase toda a camada de areia de granulação fina são removidas, ocorre uma diminuição dos valores desta variável à medida que as camadas de solo da aluvião são removidas. Percebe-se ainda que a configuração das curvas do gráfico gerado, nesta variável, difere entre si. Nota-se, também, que os maiores valores obtidos nesta variável é quando se considera o perfil de solo sem remoções, já os menores valores desta variável são encontrados quando se adota o perfil de solo com 3,5 m de profundidade.

No Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráfico 29.d) e na Evaporação Real Acumulada (Gráfico 29.g), percebem-se que a configuração e o comportamento das curvas dos gráficos das variáveis são iguais, em que os valores destas variáveis obtidos na modelagem numérica, quando se considera o perfil do solo resultante da 1ª remoção, ou seja, da remoção da camada de matéria orgânica, são superiores, em parte do tempo, aos valores destas variáveis, quando se adota na modelagem numérica o perfil de solo sem remoções. Porém, percebe-se que os valores destas variáveis, quando se considera na modelagem numérica o perfil do solo resultante da 2ª remoção até a 5ª remoção da camada de solo, em relação aos valores da variável obtidos com a 1ª remoção da camada de solo, diminuem à medida que ocorrem as remoções. É importante destacar que a partir da 5ª remoção da camada de solo, ou seja, quando o perfil do solo se torna homogêneo e composto, apenas, por um material (areia de granulação grossa), os valores obtidos nesta variável são iguais e mais elevados do que os valores da variável quando se adota os demais perfis. Não são apresentadas alterações nos valores da variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráfico 29.h), com a remoção das camadas de solo, ou seja, esta variável é insensível à variação da profundidade do perfil de solo.

Observando o Gráfico 29.c, que corresponde aos resultados da variável de saída Recarga Acumulada da Aluvião, obtidos através da simulação numérica, percebe-se que a configuração das curvas do gráfico gerado, quando se considera o perfil do solo sem remoção até o perfil do solo resultante da 5ª remoção da camada de solo (que possui 2,5 m de espessura, isto é, quando a camada de matéria orgânica e a camada de areia de granulação fina são removidas), difere da configuração das demais curvas do gráfico. Outra observação que pode ser realizada, por meio da análise dos resultados desta variável, é que os valores da

variável aumentam, do perfil do solo sem nenhuma remoção ao perfil do solo resultante de duas remoções da camada de solo (que não possui a camada de matéria orgânica).

Ainda analisando a variável Recarga Acumulada da Aluvião (Gráfico 29.c), verifica-se que os seus valores resultantes da modelagem numérica, que considera duas e três remoções de camadas de solo, são iguais, porém quando ocorre mais uma redução da espessura do perfil de solo, ou seja, para o perfil de solo com 3,0 m de profundidade, há uma diminuição dos valores desta variável. Observa-se, também, que os valores da variável Recarga Acumulada da Aluvião obtidos na modelagem numérica, considerando o perfil de 3,0 m e 2,5m, são iguais. No entanto, os valores desta variável só voltam a aumentar a partir da 6ª remoção da camada de solo, ou seja, quando o perfil de solo se torna homogêneo e constituído por apenas areia de granulação grossa. Apesar da ocorrência de oscilações de valores da variável, decorrentes das remoções de diferentes tipos de solo, percebem-se que os maiores valores encontrados nesta variável é quando se considera o perfil de solo sem remoção, porém os menores valores da variável obtidos correspondem ao perfil de solo com, apenas, 0,5 m de profundidade.

Comparando os resultados da modelagem numérica deste caso, apresentados no Gráfico 27 (do perfil homogêneo, Figura 27), Gráfico 28 (do perfil heterogêneo teórico, Figura 28) e Gráfico 29 (do perfil heterogêneo, Figura 29), conclui-se, de modo geral, que os valores da variável Lâmina Média de Água Armazenada diminuem com a redução da espessura do perfil do solo. Porém, no perfil de solo heterogêneo (Figura 29), percebe-se que devido aos distintos materiais que o constitui ter contrastantes propriedades hidráulicas, logo se observa um comportamento hidrodinâmico distinto ao longo do seu perfil. Em que, os valores desta variável diminuem, quando a camada de matéria orgânica e grande parte da camada de areia de granulação fina são removidas do perfil do solo heterogêneo. Após estas remoções, ocorre um aumento nos valores da variável e uma mudança de configuração das curvas do perfil, ou seja, alteração do comportamento hidrodinâmico do solo, devido à transição entre os materiais, areia fina e o cascalho (que possuem propriedades hidráulicas diferentes, tais como condutividade hidráulica e retenção de água). Porém, quando o perfil de solo, após as remoções da camada de matéria orgânica e da areia de granulação fina, fica composto somente pela camada de cascalho e da areia de granulação grossa, novamente os valores desta variável voltam a diminuir à medida que ocorrem as remoções das camadas de solo.

Em relação a variável Lâmina Média de Água Acumulada (Gráficos 27.b, 28.b e 29.b), de maneira geral, percebe-se que os valores desta variável decrescem com a diminuição das espessuras do perfil do solo, sendo esta redução de valores mais acentuada depois da primeira remoção, ou seja, quando a camada de matéria orgânica é retirada, devido a este material, segundo Coutinho (2011), ter uma maior capacidade de retenção de água, resultando no maior acúmulo deste recurso natural no solo. Percebe-se ainda que, no perfil homogêneo (Figura 27) e perfil heterogêneo teórico (Figura 28), a configuração das curvas dos gráficos gerados para esta variável, quando se considera o perfil do solo sem remoção e os demais perfis do solo (em que houve remoção de camada de solo), difere entre si, sobretudo com a intensificação da precipitação, ou seja, o perfil de solo sem remoção (que possui a camada de matéria orgânica) é influenciado pelos dados pluviométricos.

Não são apresentadas, na variável Lâmina Infiltrada Acumulada (Gráficos 27.h, 28.h e 29.h), em nenhum perfil adotado nesta pesquisa (mesmo nos perfis heterogêneos), variações dos valores desta variável com as remoções de camadas de solo da aluvião, até mesmo quando o perfil de solo atinge uma profundidade de 0,6 m. Ou seja, a Lâmina Infiltrada Acumulada é insensível à variação da profundidade do perfil do solo, portanto, observa-se que esta variável depende somente dos dados atmosféricos. Nas variáveis Escoamento Superficial (Gráficos 27.e, 28.e e 29.e) e Escoamento Superficial Acumulado (Gráficos 27.f, 28.f e 29.f), percebem-se que os valores destas variáveis aumentam com a remoção das camadas de solo, em todos os perfis adotados, inclusive nos perfis heterogêneos.

Os valores das variáveis Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 27.d e 28.d) e Evaporação Real Acumulada (Gráficos 27.g e 28.g), nos perfis homogêneo (Figura 27) e heterogêneo teórico (Figura 28), em geral, aumentam à medida que o solo é removido, principalmente, com a retirada da camada de matéria orgânica, por esta interferir na retenção de água no solo (Alves, 2009).

É importante destacar que confrontando os resultados obtidos com o perfil heterogêneo teórico (Figura 28) e com o perfil heterogêneo (Figura 29), em relação às variáveis Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo (Gráficos 28.d e 29.d) Evaporação Real Acumulada (Gráficos 28.g e 29.g), observa-se que o comportamento destas variáveis é distinto entre estes perfis de solo, mesmo sendo os dois perfis de solo formados por camadas com materiais em comum (matéria orgânica, areia fina e areia grossa). Esta diferença é percebida quando se analisa o comportamento do perfil das curvas dos gráficos,

destas variáveis, resultantes da 2ª remoção até a 5ª remoção da camada de solo (que corresponde a retirada da camada de areia fina e da camada de cascalho) do perfil heterogêneo (Figura 29), ou seja, quando se verifica a redução dos valores das variáveis à medida que ocorrem as remoções das camadas do perfil do solo, porém, percebe-se o inverso no comportamento do perfil heterogêneo teórico, como também, do perfil homogêneo (Figura 27). Isto ocorre devido à espessura do perfil do solo ser maior no perfil heterogêneo, protegendo o aquífero da evaporação e reduzindo o Fluxo d'água no Topo do Perfil do Solo até a profundidade de 3,0 m (resultante da 5ª remoção), já que após esta profundidade os valores destas variáveis aumentam ao longo do tempo simulado. O mesmo comportamento foi observado nas pesquisas de Araújo Filho, Cabral e Braga (2015) e de Araújo Filho, Cabral e Silva (2016), em que perceberam à medida que a espessura da camada de areia sobrejacente ao aquífero aumentava, a redução do nível do aquífero diminuía, com isso, notaram a importância da camada de areia acima do aquífero, por diminuir ou anular o efeito da evaporação. Então, pode-se concluir que as variáveis Evaporação Real Acumulada e Fluxo d'água Acumulado no Topo do Perfil do Solo são governadas pelas propriedades do solo (como a porosidade, granulometria, estrutura do solo), até uma determinada profundidade, porém, após esta profundidade, as variáveis são influenciadas, principalmente, pelas condições atmosféricas.

Araújo Filho, Cabral e Silva (2016) observaram, através da análise dos resultados obtidos com tanques evaporimétricos e dispositivos, que funcionam como lisímetros, permitindo acompanhar o comportamento da evaporação no leito seco do rio Capibaribe, que a espessura mínima do perfil do solo aluvionar, para que se evitem perdas da água do lençol freático por evaporação, é de 38,5 cm, para uma areia com uma porosidade de 0,451, e de 42,0 cm, para a areia com porosidade de 0,473. Já nesta pesquisa, percebe-se que essa espessura mínima é de 3,0 m, pois se considerar uma profundidade menor do que esta ocorre um aumento dos valores da evaporação (Gráfico 29.g).

Braga *et al.* (2014), em seu estudo, estimaram uma lâmina evaporada de 2,525 m/ano no rio Capibaribe. Comparando este valor com o valor máximo obtido na variável Evaporação Real Acumulada, nesta simulação numérica, dos três perfis estratigráficos considerados nesta pesquisa, que é de 1,43 m/ano. Logo, observa-se que há uma redução do valor da evaporação, quando se considera a presença de um perfil de solo sobrejacente a uma reserva hídrica. O que ratifica a alegação de Araújo Filho *et al.* (2014) e Cabral *et al.* (2016), em que afirmam que como as reservas de água superficiais estão expostas diretamente à radiação solar, o seu

aquecimento é máximo e, devido a isso, a taxa de evaporação é alta. No entanto, nos depósitos aluvionares, a radiação solar não incide de forma direta sobre a água, mas sim sobre a areia que está sobrejacente a reserva hídrica, a qual transfere parte do calor para a água. Com isso, quanto mais espessa for essa camada de areia sobre a reserva hídrica, maior será a proteção desta reserva à radiação solar.

Em relação à Recarga Acumulada da Aluvião (Gráficos 27.c, 28.c, 29.c), de modo geral, percebe-se que os valores desta variável aumentam à medida que ocorre a remoção das camadas de solo. Porém, é importante destacar que no perfil heterogêneo (Figura 29), esta variável é influenciada pela espessura da camada de solo do depósito aluvionar. A espessura mínima de solo aluvionar, sobrejacente ao aquífero, que evita uma redução significativa do valor desta variável, ao longo do tempo de simulação, é de 2,5 m.

6 CONCLUSÕES

O método geofísico Radar de Penetração do Solo (GPR) permitiu identificar as diferentes estratigrafias presentes no perfil do solo aluvionar, através do radagrama, em que se pôde verificar a presença da franja capilar, o topo rochoso e diferentes estruturas geológicas. Ou seja, o GPR mostrou ser eficiente na investigação da subsuperfície.

Depois da obtenção dos resultados apresentados nesta pesquisa, em relação à análise de sensibilidade da malha, pode-se concluir que as variáveis de saída: Lâmina Média da Água Acumulada, Escoamento Superficial Acumulado e Escoamento Superficial foram sensíveis à variação das malhas adotadas. Então, foi considerada uma malha fina (303 elementos ou nós), para análise de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos. Já para a modelagem numérica realizada, com o propósito de analisar os impactos hidrológicos causados com a variação da espessura do perfil do solo da aluvião, pôde-se utilizar uma malha fina (303 elementos), para os perfis heterogêneo e homogêneo, e uma malha média (202 elementos), para o perfil heterogêneo hipotético, já que para este perfil não houve divergências significativas entre as curvas das malhas fina (303 elementos) e média (202 elementos), quando se considerou a pressão constante como condição de contorno inferior.

Em relação à análise de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos, verificou-se que o parâmetro n foi o mais sensível, dentre todos os outros parâmetros analisados (θ_r , θ_s , α e K_s), e o parâmetro θ_r o menos sensível, para ambos os cenários adotados. A variável de saída, do modelo Hydrus-1D, mais sensível às variações do valor dos parâmetros foi o Escoamento Superficial Acumulado (para o cenário que considerou a pressão constante como condição de contorno inferior) e a Lâmina Média de Água Armazenada (para o cenário que considerou drenagem livre como condição de contorno inferior), e a variável menos sensível às oscilações do valor dos parâmetros, em ambos os cenários, foi a Lâmina Infiltrada Acumulada.

Após a realização da modelagem numérica unidimensional, para analisar o impacto das remoções das camadas de solo aluvionar acima da reserva hídrica, percebeu-se a importância de preservar as camadas de solo subjacentes aos aquíferos, a fim de protegê-los contra fenômenos que reduzem a disponibilidade hídrica, como a evaporação.

7 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Realizar uma análise dos impactos hidrológicos decorrentes das remoções das camadas de solo de depósito aluvionar sobrejacente à reserva hídrica, empregando o modelo numérico Hydrus-2D, considerando o fluxo vertical e horizontal;
- Aplicar o método geofísico Radar de Penetração do Solo (GPR) em outros locais do semiárido brasileiro que possam existir depósitos aluvionares;
- Analisar a sensibilidade da malha com menos elementos nas variáveis de saída do modelo Hydrus-1D, considerando os perfis e condições de contorno desta pesquisa;
- Analisar a sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos com um menor intervalo de variação.

REFERÊNCIAS

- AFSHAR, A.; ABEDI, M.; NOROUZI, G.-H.; RIAHI, M.-A. Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: A case study in Hesarak-Karaj, Iran. **Engineering Geology**. v. 196, p.183-193, 2015.
- AGUIAR, J. C. M. **Radar de Penetração no Solo (GPR): Aspectos Geofísicos e Geodésicos, Processamento e Análise em Pavimento Flexível**. Dissertação de mestrado em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, Área de concentração: Sensoriamento Remoto. Recife: UFPE, 2005.
- ALBUQUERQUE, C. G.; PONCIANO, I. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Dinâmica de potenciometria e salinidade de aluvião no semi-árido pernambucano. In: XV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2008, Natal. **Anais...** Natal: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2008.
- ALBUQUERQUE, J. P. T.; RÊGO, J. C. **O semiárido brasileiro: aspectos gerais**. In: Carlos de Oliveira Galvão; José Almir Cirilo; Jaime J. S. Pereira Cabral; Mônica G. Agra de Medeiros. (Org.). Recursos hídricos para a convivência com o semiárido: abordagens por pesquisas no Brasil, Portugal, Cabo Verde, Estados Unidos e Argentina. – Porto Alegre: ABRH; Recife: Editora Universitária da UFPE, 2013, p. 19-47.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56**. 1 ed. Rome: Fao, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ALMEIDA, G. C. P. **Caracterização física e classificação dos solos**. 2004. Disponível em: <https://s3.amazonaws.com/academia.edu.documents/32576506/APOSTILA_SOLOS.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIWOWYYGZ2Y53UL3A&Expires=1522084310&Signature=ph4dfi%20kgO9tiAV0sJOGPXWQc5dw%3D&response-content-disposition=inline%3B%20filename%3DUNIVERSIDADE_FEDERAL_DE_JUIZ_DE_FORA_FAC.pdf>. Acesso em: 10 jan. 2018.
- ALVES, E. M. **Aplicação do programa Hydrus1D em solo cultivado com feijão caupi**. Dissertação de Mestrado. Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física do Solo. Recife: UFPE, 2009.
- ALVES, E. M.; NETTO, A. M.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; SOUZA, E. S.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CABRAL, J. J. S. P.; GONDIM, M. V. S. 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, 2012.
- ALVES, F. S. **O Uso do Georradar para Estudos de Estratigrafia do Subsolo**. Dissertação de Mestrado. Área de Concentração: Engenharia Civil. Rio de Janeiro: COPPE, 2011.
- ANDRADE JÚNIOR, A. S.; BASTOS, E. A.; MASCHIO, R.; SILVA, E. M. **Determinação da curva de retenção de água no solo em laboratório**. Teresina: EMBRAPA Meio-Norte, 2007. 2 p. Folder.

- ANNAN, A. P. **Ground penetration radar workshop notes. Sensors and Software Inc.** 1 ed. Mississauga: Internal report, 1992, 130 p.
- ANTÔNIO, A. C. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBS)**. 2018. Disponível em: <http://proedu.ifce.edu.br/bitstream/handle/123456789/586/Aula_04.pdf?sequence=4&isAllowed=y>. Acesso em: 09 de fev. de 2018.
- APAC – AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA. **Bacias Hidrográficas**. 2017. Disponível em: <http://www.apac.pe.gov.br/pagina.php?page_id=5&subpage_id=14>. Acesso em: 2 jul. 2017.
- ARAGÃO, R. C.; LUIZ, J. G.; LOPES, P. R. C. Metodologia geofísica aplicada ao estudo arqueológico dos sítios Bittencourt e Jambuaçu, Estado do Pará. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 2, p. 249-263, 2010.
- ARANHA, P. R. A.; PARIZZI, M. G.; SOBREIRA, F. G.; GALVÃO, T. C. B.; BEIRIGO, E. A. Aplicação do GPR na análise da estabilidade de taludes na região metropolitana de Belo Horizonte, MG. **Revista de Geologia**, v. 18, n.2, p. 203-214, 2005.
- ARAÚJO FILHO, P. F.; CABRAL, J. J. S. P.; BRAGA, R. A. P. Importância da camada de solo no leito de rios intermitentes na proteção do aquífero: Estudo de caso. In: 12º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa, 2015, Brasília-DF. **Anais...** Brasília: Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa, 2015.
- ARAÚJO FILHO, P. F.; CABRAL, J. J. S. P.; SILVA, A. V. **Acumulação de Sedimentos e Água no Leito Seco dos Rios no Semiárido**. In: BRAGA, R. (Org.). **ÁGUAS de AREIAS**. Recife: UFRPE, 2016. p. 71-88.
- ARAÚJO FILHO, P. F.; NOBREGA, G. C.; CABRAL, J. J. S. P.; BRAGA, R. A. P.; SILVA, A. V. Dispositivo para determinação da influência da evaporação na aluvião de leito de rio no semiárido nordestino. In: XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2014, Natal - RN. **Anais...** Natal: Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2014.
- ARRAES, F. D. D. **Modelagem bidimensional do movimento da água em condições de solo não saturado**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. Piracicaba: USP, 86 p., 2014.
- ASA – ARTICULAÇÃO SEMIÁRIDO BRASILEIRO. **Semiárido – é no semiárido que a vida pulsa!**. 2017. Disponível em: <<http://www.asabrasil.org.br/semiario>>. Acesso em: 27 set. 2017.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6457**: Amostras de solo – preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização. Rio de Janeiro. 2016.
- _____. **NBR 6502**: Rochas e solos. Rio de Janeiro. 1995.
- ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; MELLO, J. M.; SILVA, A. M. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 1801-1810, 2011.

BARBOSA, E. E. M.; PRADO, R. L.; MENDES, R. M.; MARINHO, F. A. M. 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, 2009.

BELTRÃO, B. A.; MASCARENHAS, J. C.; MIRANDA, J. L. F.; SOUZA JUNIOR, L. C.; GALVÃO, M. J. T. G.; PEREIRA, S. N. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Santa Cruz do Capibaribe, estado de Pernambuco**. Recife: CPRM/ PRODEEM, 2005. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <
http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/16692/Rel_Santa%20Cruz%20do%20Capibaribe.pdf?sequence=1>. Acesso em: 10 jul. 2017.

BERNARDINI, F.; VINCI, G.; FORTE, E.; FURLANI, S.; PIPAN, M.; BIOLCHI, S.; MIN, A.; FRAGIACOMO, A.; MICHELI, R.; VENTURA, P.; TUNIZ, C. Discovery of ancient Roman "highway" reveals geomorphic changes in karst environments during historic times. **PLoS One**, v. 13, n. 3, 2018.

BÍBLIA. Português. **Bíblia Sagrada**. Tradução de João Ferreira de Almeida. 4. ed. Rio de Janeiro: Casa Publicadora das Assembléias de Deus, 2009. p. 760. Antigo Testamento.

BORGES, W. R. **Caracterização Geofísica de Alvos Rasos com Aplicação no Planejamento Urbano e Meio Ambiente: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - SP, 260 p., 2007.

BORGES, W. R.; PORSANI, J. L. Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 20, n. 3, p. 187-192, 2002.

BOSZCZOWSKI, R. B. **Avaliação das propriedades mecânicas e hidráulicas de um perfil de alteração de granito-gnaise de Curitiba**. Tese de Doutorado em Engenharia Civil – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: PUC - Rio, 577 p., 2008.

BRAGA, R. A. P.; PAIVA, A. L. R.; ARAÚJO FILHO, P. F.; CABRAK, J. J. S. P.; SILVA, A. V.; GUSMÃO, P. T. R.; CAVALCANTI, E. R.; FARIAS, C. R.; COSTA, W. D. A. Sustentabilidade do uso da água subterrânea frente à exploração de areais em leito de rios do semiárido brasileiro. In: XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2014, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Belo Horizonte: XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo, SP: Associação Brasileira de águas Subterrâneas, 2014.

BREWSTER, M. L.; ANNAN, A. P. Ground Penetrating Radar monitoring of a controlled DNAPL release: 200 MHz radar. **Geophysics**. v. 59. n. 8. p. 1211-221, 1994.

BRITO, G. L. M.; COUTINHO, A. P.; CABRAL, J. J. S. P.; SANTOS NETO, S. M.; ANTONINO, A. C. D.; CIRILO, J. A.; BRAGA, R. A. P.; SILVA FILHO, S. L. Characterization of the Capibaribe River Dry Bed with Ground Penetrating Radar (GPR). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 23, 2018.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media**. Colorado State University, Hydrology Paper, v.3, p. 27, 1964.

BURDINE, N. T. **Relative permeability calculations from pore size distribution data.** Transactions of the Society of Petroleum Engineers of AIME, v.198, p.71-78, 1953.

BURTE, J. D. P. **Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas: funcionamento e estratégias de gestão. Estudo de caso no Nordeste brasileiro.** Tese de Doutorado. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, 287p., 2008.

CABRAL, J. J. S. P. **MOVIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.** In: Fernando A. C. Feitosa; João Manoel Filho; Edilton Carneiro Feitosa; J. Geilson A. Demétrio. (Org.). Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3 ed. rev e ampl. Rio de Janeiro: CPRM, 2008, v. 1, p. 77-91.

CABRAL, J. J. S. P.; PAIVA, A. L. R.; ARAÚJO FILHO, P. F.; VASCONCELOS, G. L. M. B.; SILVA, D. J.; COUTINHO, A. P. **Acumulação de Sedimentos e Água no Leito Seco dos Rios no Semiárido.** In: BRAGA, R. (Org.). **ÁGUAS de AREIAS.** Recife: UFRPE, 2016. p. 39-70.

CAMPANA, F. M. V. **Modelagem e Simulação do Transporte e Remediação de Poluentes em Aquíferos.** Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: PUC-Rio, 2014.

CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R.; SIQUEIRA, D. S. Variabilidade espacial da textura de solos de diferentes materiais de origem em Pereira Barreto, SP. **Revista Ciência Agronômica**, v. 38, n. 2, p. 149-157, 2007.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações.** 6 ed. Rio de Janeiro: LTC - Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 1988.

CARDOSO, M. R. D.; MARCUZZO, F. F. N.; BARROS, J. R. Classificação climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal. **Acta Geográfica**, v. 8, n. 16, p. 40-55, 2015.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **Bacia Hidrográfica.** Apostila de Hidrologia. UFRRJ, 2003. 116p.

CARVALHO, J. F.; PINHEIRO, L. C.; ALBUQUERQUE, F. S.; POSSAS, J. M. C.; PEREIRA JÚNIOR, C. C.; JESUS, C. G.; SILVA, E. F. F. Avaliação da infiltração da água no solo pelo método do infiltrômetro de anel com carga variável e pelo Método de Kostiaikov. In: IX Jornada de Ensino, Pesquisa e Extensão da UFRPE, 2009, Recife. **Anais...** Recife: JEPEX, 2009.

CARVALHO, N. D.; ALBUQUERQUE, M. G.; ALVES, D. C. L.; ESPINOZA, J. M. A. Levantamento do nível do lençol freático da área urbana dos bairros Querência e Atlântico Sul, Balneário Cassino-RS, a partir de dados de georadar. **Scientia Plena**, v. 13, n. 11, p. 1-9, 2017.

CASTRO, G.; OKABE, R.; CARVALHO, D. S. Utilização de GPR em Obras de Engenharia, Para Verificação de Espessura de Revestimento Secundário e Integridade da Manta de Impermeabilização das Paredes de Um Túnel de Metrô. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2011, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2011.

CAVALCANTI, G. I. F. N. **Caracterização de solos de Unidades Geoambientais de Pernambuco a partir da metodologia beerkan**. Dissertação de mestrado. Recife: UFPE, 2012.

CHAVES, H. M. L. Análise global de sensibilidade dos parâmetros da MUSLE. **Rev. Bras. Ci. Solo**, v. 15, p. 345- 350, 1991.

CHAVES, H. M. L. Sensibilidade do modelo Hydrus aos parâmetros hidráulicos do solo em diferentes texturas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 33-37, 2009.

CINTRA, F. L. D.; LIBARDI, P. L.; SAAD, A. M. Balanço hídrico no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n. 1, p. 23-28, 2000.

CIRILO, J. A. **Vulnerabilidade e Potencialidades do Semiárido Brasileiro**. 2010. Disponível em: <http://www.forumclima.org.br/public/editor/cadernos_tematicos-almir_cirilo.pdf>. Acesso em: 18 out. 2017.

CIRILO, J. A.; FERREIRA, J. P. C. L.; NETTO, M. S. C. C. **Aspectos Gerais das Regiões Semi-Áridas, Áridas e Processos de Desertificação**. In: José Almir Cirilo, Jaime J. S. P. Cabral, João Paulo C. Lobo Ferreira, Manuel J. P. Mendes Oliveira, Teresa Eira Leitão, Suzana M. G. L. Montenegro, Valéria Camboim Goés (Org.). O Uso Sustentável dos Recursos Hídricos em Regiões Semi-Áridas. Recife: Editora Universitária UFPE, 2008, p. 19-31.

CIRILO, J. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CAMPOS, J. N. B. **A questão da água no semiárido brasileiro**. In: BICUDO, C. E. M.; TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. (Org.). Águas do Brasil: análises estratégicas. São Paulo: Academia Brasileira de Ciências, 2010. p. 81-91.

CONSEMA – CONSELHO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE/PE. Resolução n.001/2013, de 26 de abril de 2013. Estabelece normas e procedimentos para licenciamento ambiental para exploração de areia e argila em leitos secos de rios intermitentes de Pernambuco. **Lex: Coletânea de Legislação e Jurisprudência**, Pernambuco, abr., 2 Trim. de 2013. Legislação Estadual.

CORREIA, R. C.; KIILL, L. H. P.; MOURA, M. S. B.; CUNHA, T. J. F.; JESUS JUNIOR, L. A.; ARAUJO, J. L. P. **A região semiárida brasileira**. 2011. Disponível em: <<https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/54762/1/01-A-regiao-semiarida-brasileira.pdf-18-1β2011.pdf>>. Acesso em 17 de out. de 2017.

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. Recife: Universidade Federal de Pernambuco.

COSTA, W. D. **Barragens subterrâneas: conceitos básicos, aspectos locais e construtivos**. In: Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral; João Paulo Lobo Ferreira; Suzana Maria Gico Lima Montenegro; Waldir Duarte Costa. (Org.). Água subterrânea: aquíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento. Recife: Editora Universitária da UFPE, 2004, v. 4, p. 13-60.

COSTA, W. D.; CIRILO, J. A.; PONTES, M.; MAIA, A. Z.; PEREIRA SOBRINHO, O. Barragem subterrânea: uma forma eficiente de conviver com a seca. In: X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1998, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1998.

COSTA, W. D. O. Aquífero aluvial e sua exploração racional. In: 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1986, Brasília. **Anais...** Brasília: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 1986. p. 277-288.

COUTINHO, A. P. **Pavimento permeável como técnica compensatória na drenagem urbana da cidade do Recife.** Dissertação de Mestrado. Recife: UFPE, 2011.

CRAIG, R. F. **Mecânica dos Solos.** 7 ed. Rio de Janeiro: LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora Ltda., 2007. 365 p.

DANIELS, D. J. **Ground Penetrating Radar.** 2 ed. London: The Institution of Electrical Engineers, 2004. 726 p.

DAS, B. M. **Fundamentos de engenharia geotécnica.** 6 ed. São Paulo: Thomson, 2007. 561 p.

DOOLITTLE, J. A.; COLLINS, M. E. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar. **Journal of applied geophysics**, v. 33, n. 1-3, p. 101-108, 1995.

DOOLITTLE, J. A.; JENKINSON, B.; HOPKINS, D.; ULMER, M.; TUTTLE, W. Hydrogeological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. **Geoderma**, v. 131, n. 3-4, p. 317-329, 2006.

DOURADO, J. C.; MALAGUTTI FILHO, W.; BRAGA, A. C. O.; NAVA, N. Detecção de cavidades em arenitos utilizando gravimetria, eletrorresistividade e GPR. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, p. 19-32, 2001.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Barragem subterrânea.** 1989. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/busca-de-solucoes-tecnologicas/-/produto-servico/2129/barragem-subterranea>>. Acesso em 20 de jan. de 2018.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Barragem subterrânea.** 2018. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/solos/sibcs/classificacao-de-solos>>. Acesso em 3 de fev. de 2018.

ERKAN, K.; JEKELI, C. A. A comparative analysis of geophysical fields for multi-sensor applications. **Journal of Applied Geophysics**, v. 74, p. 142-150, 2011.

ESTADOS UNIDOS. **Soil survey manual.** Washington: Soil Conservation Service – Department of Agriculture (USDA. Agriculture Hand-book, 18), 2017. p. 503.

FAILACHE, M. F. **Proposta de procedimentos para a estimativa da infiltração potencial e do escoamento superficial Hortoniano potencial baseada em dados geológicos,**

geotécnicos, de uso e ocupação e eventos de chuva. Tese de Doutorado. São Paulo: Universidade de São Paulo, 332 p., 2018.

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

FELTRIN, R. M.; PAIVA, J. B. D.; PAIVA E. M. C. D. Dinâmica da água no solo simulada pelo modelo Hydrus-1D e medida a campo para as condições climáticas do sul do Brasil. In: XI SILUSBA, 2013, Maputo. **Anais...** Lisboa: APRH, 2013.

FERREIRA-JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. T. A. Associação vertical de fácies e análise de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais. **Revista Electrónica de Ciências da Terra (Geociencias On-line Journal)**, v. 1, n. 1, p. 1-35, 2001.

FONSECA, A. C. G. **Comparação de três métodos de determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade a partir do infiltrômetro a anel simples.** Dissertação de mestrado. Recife: DEN/UFPE, 2011.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Águas subterrâneas.** 2017. Disponível em: <https://multimedia.getresponse.com/getresponse-St4bF/documents/649097702.pdf?_ga=2.151116345.1235583833.1519923687-1897883888.1519923687>. Acesso em 01 de jan. de 2018.

GANDOLFO, O. C. B.; SOUZA, L. A. P.; TESSLER, M. G.; RODRIGUES, M. Estratigrafia rasa da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. **Revista Brasileira de Geofísica.** v. 19, n. 3, p. 251-262, 2001.

GÓMEZ-ORTIZ, D.; MARTÍN-CRESPO, T.; MARTÍN-VELÁZQUEZ, S.; MARTÍNEZ-PAGÁN, P.; HIGUERAS, H.; MANZANO, M. Application of ground penetrating radar (GPR) to delineate clay layers in wetlands. A case study in the Soto Grande and Soto Chico watercourses, Doñana (SW Spain). **Journal of applied geophysics**, v. 72, n. 2, p. 107-113, 2010.

GONÇALVES, A. D. M. A.; LIBARDI, P. L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo.** v. 37, n. 5, p. 1174-1184, 2013.

GONÇALVES, F. V. **Estudo das curvas de retenção e condutividade hidráulica estimadas pela equação de van Guenuchten (1980) para diferentes tipos de solos.** Dissertação de Mestrado. Vitória: UFES, 2012.

GRANDJEAN, G.; GOURRY, J. C.; BITRI, A. Evaluation of GPR techniques for civil-engineering applications: study on a test site. **Journal of applied Geophysics**, v. 45, p. 141-156, 2000.

HARARI, Z. Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. **Journal of applied Geophysics**, v. 36, n. 1, p. 43-52, 1996.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. 1ed. New York: Academic Press, p. 771, 1998.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Santa Cruz do Capibaribe**. 2017. Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/v4/brasil/pe/santa-cruz-do-capibaribe/panorama>>. Acesso em: 10 de jul. de 2017.

LACERDA, C. F. **Relações solo-água-plantas em ambientes naturais e agrícolas do nordeste brasileiro**. 1 ed. Recife: Universidade Federal Rural de Pernambuco, p. 78, 2007.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; UGALDE, J. M. S.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP R. Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments – BEST. **Soil Science Society of America Journal**, v.70, n.2, p.521-532, 2006.

LELLES, L. C.; SILVA, E.; GRIFFITH, J. J.; MARTINS, S. V. Perfil ambiental qualitativo da extração de areia em cursos d'água. **Revista Árvore**, v. 29, n. 3, p. 439-444, 2005.

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

LIBARDI, P. L. **Água no solo**. In: Jong Van Lier Q, editor. Física do solo. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 103-152, 2010.

LIMA, A. O.; SOUZA, A. M.; SABADIA, J. A. B.; CASAS, A.; LIMA FILHO, F. P. Utilização do GPR para locação de barragem subterrânea no semiárido brasileiro. In: 7º Simpósio Brasileiro de Captação e Manejo de Água de Chuva, 2009, Caruaru. **Anais...** Caruaru: INSA, 2009. p. 1-13.

LIMA, M. J. C. P. A. **Prospecção geotécnica do subsolo**. 1 ed. Rio de Janeiro: LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 1983.

LISBOA, R. L. L. **Determinação da condutividade hidráulica não saturada de solos residuais com o permeâmetro guelph e ensaios de laboratório**. Tese de Doutorado. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 89p., 2005.

LOPES, O. A. **Uso do GPR (Ground Penetrating Radar) em trechos de pavimentos da cidade universitária da UFRJ**. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, 2009.

MACHADO, S. L.; MACHADO, M. F. C. **MECÂNICA DOS SOLOS I. Conceitos introdutórios**. 1997. Disponível em: <file:///C:/Users/guilh/Downloads/Mec_nica%20dos%20Solos%20I%20-%20UFBA.pdf>. Acesso em: 14 de jan. de 2018.

MARCELINO, T. H.; SHIRAIWA, S.; BORGES, W. R.; PRIANTE FILHO, N.; RAITER, F. GPR para a verificação do nível d'água subterrânea em transição Floresta Amazônica e Cerrado. **Revista Acta Amazônica**, v. 35, 3. ed., p. 367 – 374, 2005.

MARECOS, V.; SOLLA, M.; FONTUL, S.; ANTUNES, V. Assessing the pavement subgrade by combining different non-destructive methods. **Construction and Building Materials**, v. 135, p. 76-85, 2017.

MARINHO, M. N. **Modelagem matemática e numérica do fenômeno de infiltração em um pavimento permeável na escala de campo**. Tese de Doutorado. Recife: Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, 137p., 2018.

MENEGASSE, L. N.; GONÇALVES, J. M.; FANTINEL, L. M. Disponibilidades hídricas na Província cárstica de Arcos-Pains-Doresópolis, Alto São Francisco, Minas Gerais, Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 16, n. 1, 2002.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits –sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 1 ed. Toronto: Springer Verla, 2006.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **PROPOSIÇÃO Nº 105/2017**. 2017a. Disponível em: <<http://www.sudene.gov.br/images/2017/arquivos/Proposio-n-105-2017--Minuta-de-Proposio-Delimitao-do-semirido-em-andamento-1.pdf>>. Acesso em: 28 de dez de 2017.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **Semiárido Brasileiro**. 2017b. Disponível em: <<http://www.integracao.gov.br/semiariado-brasileiro>>. Acesso em: 20 de dez de 2017.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **Delimitação do semiárido mantém formação atual e inclui 54 municípios**. 2017c. Disponível em: <http://www.mi.gov.br/web/guest/ultimas-noticias/-/asset_publisher/ZSVIyvx09vib/content/delimitacao-do-semiarido-mantem-formacao-atual-e-inclui-54-novos-municipios?inheritRedirect=false&redirect=http%3A%2F%2Fwww.mi.gov.br%2Fweb%2Fguest%2Fultimas-noticias%3Fp_p_id%3D101_INSTANCE_ZSVIyvx09vib%26p_p_lifecycle%3D0%26p_p_state%3Dnormal%26p_p_mode%3Dview%26p_p_col_id%3D_118_INSTANCE_85Xqp1E2o2IT__column-2%26p_p_col_count%3D1>. Acesso em: 21 de dez de 2017.

MIRANDA, R. A. C.; OLIVEIRA, M. V. S.; SILVA, D. F. Ciclo hidrológico planetário: abordagens e conceitos. **Geo Uerj**, p. 109-120, 2010.

MOTA, A. A.; KOBAYAMA, M. Avaliação da dinâmica da água na zona vadosa em solos de diferentes usos com o modelo HYDRUS-1D. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió. **Anais...** Maceió – AL: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2011, v. 1. p. 1-16.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12 ,p.513-522, 1976.

NASCIMENTO, P. S.; BASSOI, L. H.; PAZ, V. P. S.; VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; MANIERI, J. M. Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Revista Irriga**, v. 15, n. 2, p 193-207, 2010.

NEGRI, S.; LEUCCI, G.; MAZZONE, F. High resolution 3D ERT to help GPR data interpretation for researching archaeological items in a geologically complex subsurface. **Journal of Applied Geophysics**, v. 65, n. 3-4, p. 111-120, 2008.

NOGUEIRA, G. R. F. **A extração de areia em cursos d'água e seus impactos: proposição de uma matriz de interação.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Juiz de Fora - UFJF. Juiz de Fora. 2016.

OLIVEIRA, M. G. **O uso do método GPR para mapear interferências no subsolo urbano e diagnosticar a contaminação ambiental de vazamentos de óleo em cabos elétricos subterrâneos.** Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. São Paulo: Universidade de São Paulo - USP, 2008.

OLIVEIRA, M. J. P. M. **Avaliação da recarga de águas subterrâneas.** In: José Almir Cirilo, Jaime J. S. P. Cabral, João Paulo C. Lobo Ferreira, Manuel J. P. Mendes Oliveira, Teresa Eira Leitão, Suzana M. G. L. Montenegro, Valéria Camboim Goés (Org.). O Uso Sustentável dos Recursos Hídricos em Regiões Semi-Áridas. Recife: UFPE, 2004, p. 277-355.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. M. **Classificação de litofácies através da análise automática de perfis elétricos de poços de petróleo da Amazônia.** Dissertação de Mestrado. Campus Universitário Senador Arthur Virgílio Filho. Manaus: Universidade Federal do Amazonas - UFAM, 2014.

PAIVA, A. L. R. **O processo de filtração em margem e um estudo de caso no rio Berberibe.** Tese de Doutorado da Universidade Federal de Pernambuco. Recife: UFPE, 151 p., 2009.

PARRA, D. S. V. **Análise analítica e numérica do rebaixamento temporário do lençol freático em aquíferos granulares.** Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: PUC-Rio, 2014.

PERH - PLANO ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Documento síntese.** vol 8. 1998. p. 79-82.

PERNAMBUCO. **Secretaria de Recursos Hídricos. Plano Estratégico de Recursos Hídricos e Saneamento.** Coordenação técnica Amaury Xavier de Carvalho. Recife: A Secretaria, 2008.

PERÔNICO R. L. **Simulação Numérica dos Processos de Transferência de Água em um Depósito Aluvionar no Leito Seco do Rio Capibaribe - Pernambuco.** Tese (Tecnologias Energéticas e Nucleares). Recife: UFPE, 2018. 146 p.

PESSÔA, H. C. C. **Influência da heterogeneidade do subsolo e da sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos nos processos de transferência de água numa técnica compensatória de infiltração.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Pernambuco – UFPE/CAA. Caruaru. 2018.

PINTO, C. S. **Curso básico de mecânica dos solos em 16 aulas.** 3 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2006. 355 p.

PLANO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Panorama e estado dos recursos hídricos do Brasil:** Volume 1 / Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. Brasília: MMA, 2006, v.4.

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

PORSANI, J. L.; HODO, F. Y.; ELIS, V. R. Investigações geofísicas em rochas graníticas no município de Itu, São Paulo-Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 20, n. 1, p. 73-78, 2002.

PORSANI, J. L.; JANGELME, G. M.; KIPNIS, R. GPR Survey at Lapa do Santo Archaeological Site, Lagoa Santa Karstic Region, Minas Gerais State, Brazil. **Journal of Archaeological Science, Amsterdam**, v. 37, p. 1141–1148, 2010.

PORSANI, J. L.; MENDONÇA, C. A.; BETTENCOURT, J. S.; HODO, F. Y.; VIAN, J. A. J.; SILVA, J. E. Investigações GPR nos distritos mineiros de Santa Bárbara e Bom Futuro: Província Estanífera de Rondônia. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 22, 1. ed., p. 57-68, 2004.

QIN Y.; CHEN, X.; ZHOU K.; KLENK PATRICK; ROTH K.; SUN L.. Ground-penetrating radar for monitoring the distribution of near-surface soil water content in the Gurbantüggüt Desert. **Environmental Earth Sciences**, v. 70, n. 6, p. 2883-2893, 2012.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações.** Barueri: Manole. 2004. 478 p.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to applied and environmental geophysics.** 2 ed. New York: John Willey & Sons. 1997. 796 p.

ROCHA, D.; ABBASI, F.; FEYEN, J. Sensitivity analysis of soil hydraulic properties on subsurface water flow in furrows. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 132, n. 4, p. 418-424, 2006.

RODRIGUEZ, T. T.; WEISS, L. A.; TEIXEIRA, R. S.; BRANCO, C. J. M. C. Permeabilidade de Solo Laterítico por Diferentes Métodos. **Semina: Ciências Exatas e Tecnológicas**, v. 36, n. 2, p. 17-32, 2015.

SÁ, J. U.; DINIZ, J. A. O. Aproveitamento das aluviões do semiárido do nordeste. In: XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2012, Bonito. **Anais...** Bonito: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2012.

SANTOS, A. L. F. O GEO-RADAR E AS SUAS APLICAÇÕES NA CONSTRUÇÃO CIVIL. In: IV CONGRESSO ACADÊMICO CIENTÍFICO, 2014, Porangatu. **Anais...** Porangatu: Congresso Acadêmico-Científico, 2014.

SANTOS, A. L. F.; BORGES, W. R.; BORGES, P. A. M.; GONÇALVES, L. P.; SILVESTRE, G. R. GEORADAR-GPR USE IN RAILWAY NORTE-SUL, ANÁPOLIS – GO. **Revista Mirante**, v.9, n.2, p. 178-187, 2016.

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

SANTOS, M. A. L.; SANTOS, D. P.; SANTOS, C. G.; SANTOS, L. J.; VIEIRA, H.; DIVINCULA, J. S. O efeito as Histerese no Manejo da Água no Solo. In: III INOVAGRI INTERNATIONAL MEETING, 2015, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: Inovagri International Meeting, 2015. p. 3166-3171.

SAUVIN, G.; LECOMTE, I.; BAZIN, S.; HANSEN, L.; VANNESTE, M.; L'HEUREUX, J. S. On the integrated use of geophysics for quick-clay mapping: The Hvittingfoss case study, Norway. **Journal of Applied Geophysics**, v. 106, p. 1-13, 2014.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTEIRO, A. L. N.; SILVA JUNIOR, V. P. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrária**, v. 19, n. 2, p. 293-303, 2015.

SILVA, L. A. **Uso de Georadar (GPR) e retroanálises de deflexões como suporte a análises probabilísticas de desempenho de pavimentos**. Tese de Doutorado do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. Brasília: UNB, 2014.

SILVA, L. P. **Hidrologia: engenharia e meio ambiente**. 1 ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. 414 p.

SILVA, R. M. A. **Entre o combate à seca e convivência com semiárido: transições paradigmáticas e sustentabilidade do desenvolvimento**. Tese do Doutorado do Centro de Desenvolvimento Sustentável. Brasília: UNB, 2006.

ŠIMÚNEK, J.; ŠEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M. T. **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, 2008.

ŠIMÚNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; ŠEJNA, M. Development and applications of the hydrus and stanmod software packages and related codes. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 2, p. 578-600, 2008.

SOARES, A. C. C. P. P. **Métodos Geofísicos em Obras Lineares**. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: PUC – Rio, 2009.

SOARES, W. A.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; GONDIM, M. V. S.; LIMA, V. F.; SOUZA, R. M. S.; ALVES, E. M.; COUTINHO, A. P. Sensibilidade do modelo SiSPAT em área de brejo de altitude no Nordeste do Brasil. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 1, n. 1, p. 70-83, 2016.

SOLLA, M.; LORENZO, H.; NOVO, A.; RIAL, F. I. Ground-penetrating radar assessment of the medieval arch bridge of San Antón, Galicia, Spain. **Archaeological prospection**, v. 17, n. 4, p. 223-232, 2010.

SOUZA, D. M. GPR Aplicado à Arqueologia nas áreas do Porto da Cargill (Santarém/PA) e no Palacete Faciola (Belém/PA). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, p. 543-543, 2014.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.2, p.128-135, 2008.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; SAMPAIO, E. V. S. B. **Infiltração**. In: Carlos de Oliveira Galvão; José Almir Cirilo; Jaime J. S. Pereira Cabral; Mônica G. Agra de Medeiros. (Org.). Recursos hídricos para a convivência com o semiárido: abordagens por pesquisas no Brasil, Portugal, Cabo Verde, Estados Unidos e Argentina. – Porto Alegre: ABRH; Recife: Editora Universitária da UFPE, 2013, p. 189-218.

SOUZA, L. A. P. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Tese de Doutorado do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. São Paulo: USP, 311 p., 2006.

SOUZA, M. M. **Uso do Georadar (GPR) em Investigações Ambientais**. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: PUC, 2005.

SOUZA JÚNIOR, A. O.; PORSANI, J. L. Localização de fraturas em rochas graníticas, no município de Capão Bonito-SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 20, n. 2, p. 123-128, 2002.

SUASSUNA, J. **O Processo de Salinização das Águas Superficiais e Subterrâneas no Nordeste Brasileiro**. 1996. Disponível em: <http://www.fundaj.gov.br/index.php?option=com_content&id=772&Itemid=376>. Acesso em: 18 de fev. de 2018.

SUASSUNA, J. **SEMI-ÁRIDO: proposta de convivência com a seca**. 2002. Disponível em: <http://www.fundaj.gov.br/index.php?option=com_content&id=659&Itemid=376>. Acesso em: 12 de set. de 2017.

TRAVASSOS, J. M.; MENEZES, P. T. L. GPR exploration for groundwater in a crystalline rock terrain. **Journal of Applied Geophysics**, v. 55, n. 3, p. 239-248, 2004.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 2001. 943 p.

UCHA, J. M.; BOTELHO, M.; BOAS, G. V.; RIBEIRO, L. P.; SANTANA, P. S. Uso do Radar Penetrante no Solo (GPR) na investigação dos solos dos tabuleiros costeiros no litoral norte do estado da Bahia. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 26, n. 2, p. 373-380, 2002.

ULRIKSEN, C.P.F. **Application of impulse radar to civil engineering**. 1 ed. Lund: Pissertation/Lund University of Technology, 1982. 175 p.

URIBE, C. M. **Projeto e construção de um permeâmetro de parede flexível e carga constante**. Dissertação de Mestrado. Brasília: UNB, 2016.

USDA – UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Soil Texture Calculator**. [1993]. Disponível em: <
https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/?cid=nrcs142p2_054167>. Acesso em: 11 de jan. de 2018.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, n.5, p.892-898, 1980.

VARGAS, M. **Introdução à Mecânica dos Solos**. São Paulo: MC. Graw-Hill do Brasil, Ed. da Universidade de São Paulo, 1977. 509 p.

VASCONCELOS, G. L. M. B. **Caracterização hidrogeofísica de sedimentos típicos do leito seco do rio Capibaribe: Experimentação e modelagem**. Tese de doutorado. Recife: UFPE, 157 p., 2015.

ZHANG, J.; LIN, H.; DOOLITTLE, J. Soil layering and preferential flow impacts on seasonal changes of GPR signals in two contrasting soils. **Geoderma**, v. 213, p. 560-569, 2014.