



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO-UFRPE
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO-PRPPG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL-PPEAMB

SARA ALVES DE CARVALHO ARAÚJO GUIMARÃES

CARACTERIZAÇÃO DA DUPLA PERMEABILIDADE DE SOLOS COM CAATINGA
E PASTAGEM NO SERTÃO PERNAMBUCANO

Recife 2020

SARA ALVES DE CARVALHO ARAÚJO GUIMARÃES

CARACTERIZAÇÃO DA DUPLA PERMEABILIDADE DE SOLOS COM CAATINGA
E PASTAGEM NO SERTÃO PERNAMBUCANO

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

Coorientador: Prof. Dr. Marcus Metri Corrêa

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal Rural de Pernambuco
Sistema Integrado de Bibliotecas
Gerada automaticamente, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S243c Guimarães, Sara Alves de Carvalho Araujo
 CARACTERIZAÇÃO DA DUPLA PERMEABILIDADE DE SOLOS COM CAATINGA E PASTAGEM NO
 SERTÃO PERNAMBUCANO / Sara Alves de Carvalho Araujo Guimarães. - 2020.
 89 f. : il.
- Orientador: Eduardo Soares de Souza.
 Coorientador: Marcus Metri Correa.
 Inclui referências, apêndice(s) e anexo(s).
- Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, , Recife, 2020.
1. Uso do solo. 2. Condutividade hidráulica. 3. Fluxo preferencial. 4. Método auger-hole. 5. Semiárido. I. Souza,
 Eduardo Soares de, orient. II. Correa, Marcus Metri, coorient. III. Título

CDD

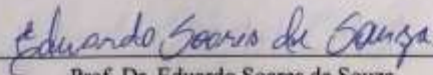
SARA ALVES DE CARVALHO ARAUJO GUIMARAES

CARACTERIZAÇÃO DA DUPLA PERMEABILIDADE DE SOLOS COM CAATINGA
E PASTAGEM NO SERTÃO PERNAMBUCANO

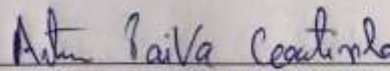
Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

APROVADO em 20/02/2020

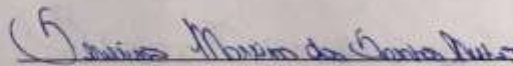
Banca Examinadora



Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza
Orientador



Dr. Artur Paiva Coutinho/ CCA/NT/UFPE
Examinador Externo



Dr. Severino Martins dos Santos Neto/ ONDACBC/DEN/UFPE
Examinador Externo

À minha mãe Irene e a minha irmã, Marta
pelo exemplo de humildade e coragem, por
sempre acreditaram e me incentivaram ao
longo dessa jornada. Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Jeová Deus, pela vida e por conceder coragem necessária para ir em busca da realização dos meus sonhos.

À minha mãe, Irene, por ser meu exemplo e minha maior incentivadora em todos os meus projetos, por não medir esforços para me proporcionar educação e sempre me guiar no caminho correto.

À minha irmã, Marta, por sempre estar ao meu lado e por ser minha segunda mãe sempre presente me apoiando incondicionalmente.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE), pela oportunidade de realização do curso de Pós-Graduação e Engenharia Ambiental.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da bolsa de mestrado.

Aos coordenadores do PPEAMB: Jose Ramon Barros Cantalice e Romildo Morant de Holanda, pela liderança, compromisso, competência e dedicação ao programa.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental (PPEAMB/UFRPE), pelos conhecimentos transmitidos durante as disciplinas e por sempre estarem disponíveis para esclarecer dúvidas.

Ao professor Dr. Eduardo Soares de Souza, pela orientação acadêmica, pela confiança oferecida para realização deste sonho, por toda disponibilidade, incentivo, colaboração, compreensão, ensinamentos e amizade construída um exemplo de profissional que tive a oportunidade de compartilhar experiências durante o mestrado.

Ao professor Dr. Marcus Metri Corrêa, pela imprescindível coorientação e assistência durante o primeiro ano do mestrado.

Ao Programa de Produção Vegetal (PGPV), pertencente a Unidade Acadêmica de Serra Talhada (UAST/UFRPE), em nome de todos aqueles que compõem a Pós-Graduação, por me acolherem como se fosse do programa durante execução experimental.

Ao Observatório Nacional da Dinâmica de Água e Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC), pelo apoio financeiro e técnico da pesquisa.

Aos doutores da banca examinadora pelas valiosas contribuições a este trabalho.

A Ulisses, Marluce e Nilton pelo apoio e incentivo na realização desse sonho, sempre os levarei no coração.

Aos integrantes do Grupo de Ecohidrologia no Semiárido, Cléa, Denizard, Érison, Fernando, Gustavo, Laamon, Lypson, Mirna, Raliuson, Rodolfo, Romário, pela imprescindível colaboração, apoio e disponibilidade para realização desta pesquisa.

À minha amiga Maria de Fátima que foi meu apoio e sustentação em tantos momentos difíceis durante o mestrado.

Aos amigos adquiridos em Serra Talhada em especial Cléa, Mirna e Brígida, que foram meu amparo e minha família e irei levar por toda vida, amo vocês.

A meus tios e primos de Serra Talhada, que me apoiaram e me acolheram com tanto carinho.

Ao restante da família e amigos que mesmo longe estavam com pensamentos positivos e incentivadores.

Enfim, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desta pesquisa, meus sinceros agradecimentos. Muito obrigada!!!

RESUMO: O fluxo preferencial é um mecanismo de infiltração que acelera a percolação da água nos solos. Em solos naturais, como os da Caatinga, esse fluxo ocorre em uma região de macroporos formados por canais radiculares, galerias construídas pela macrofauna e fissuras contínuas aos perfis de solos. A parte matricial do solo fica responsável por armazenar e filtrar água, além de amortecer o fluxo preferencial. A substituição da Caatinga por pastagem pode alterar consideravelmente a estrutura desses solos e interferir negativamente nas suas funções hidrológicas. O objetivo deste estudo foi avaliar os parâmetros que controlam a geração de fluxo preferencial e matricial de dois solos, um coberto com floresta nativa de caatinga e o outro com pastagem. Para isso, foram realizadas obtidas medidas de condutividades hidráulicas saturadas total ($K_{s,g}$), a partir do método Auger Hole Invertido, e da matriz do solo ($K_{s,m}$), a partir dos métodos *Beerkan* e monolito cilíndrico. A diferença entre $K_{s,g}$ e $K_{s,m}$ permitiu obter a condutividade hidráulica de fluxo rápido ou preferencial ($K_{s,f}$). Os valores de $K_{s,f}$ nos solos sob caatinga superaram aqueles sob pastagem, evidenciando que a alteração de uso do solo modifica significativamente essa propriedade hidrodinâmica, favorecendo sua degradação. Os solos de caatinga substituídos por pastagem perderam as vias de poros hidraulicamente ativas induzidos pela atividade das raízes, diminuindo consideravelmente a capacidade desses solos de transmitir água.

PALAVRAS-CHAVE: Uso do solo; condutividade hidráulica; fluxo preferencial; método Auger-Hole; semiárido.

ABSTRACT: Preferential flow is an infiltration phenomenon that accelerates the water percolation of the soil. In natural soil, such as the caatinga, this flow occurs in macropore region formed by root canals, gallery networks made by macrofauna galleries, and continuous cracks in the soil profiles. The matrix part of the soil is responsible for storing and filtering water and dampening the preferential flow. The replacement of caatinga by pasture can considerably alter the structure of these soils and negatively interfere with their hydrological functions. This study's objective was to evaluate the parameters that control the generation of preferential and matrix flow of two land use, one caatinga dry forest and other pasture. For that, measurements of total saturated hydraulic conductivity ($K_{s,g}$), obtained using the Inverted Auger Hole method, and of the soil matrix ($K_{s,m}$), using the Beerkan and cylindrical monolith methods. The difference between $K_{s,g}$ and $K_{s,m}$ allowed to obtain the preferential flow ($K_{s,f}$). The values of $K_{s,f}$ in soils under caatinga exceeded those under pasture, showing that the change in land use significantly modifies this hydrodynamic property, favoring its degradation. The caatinga soils replaced by pasture lost the hydraulically active pore pathways induced by the activity of the roots, considerably decreasing the capacity of these soils to transmit water.

KEYWORDS: Land soil; hydraulic conductivity; preferential flow; Auger-Hole method; semiarid.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 Diagrama de Classes Texturais adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS..... | 15 |
| Figura 2. Ensaio de infiltração com anel simples..... | 20 |
| Figura 3. Curvas de retenção da água no solo..... | 21 |
| Figura 4. Representação esquemática de uma seção transversal vertical de um meio poroso estruturado a nível microscópico..... | 28 |
| Figura 5. Mapa de localização da área experimental..... | 31 |
| Figura 6. Procedimento (a), esquema do método Auger Hole Invertido (b) e inclinação da reta obtida (α) (c)..... | 33 |
| Figura 7. Coleta do monólito cilíndrico (a), aplicação da espuma de poliuretano em molde de PVC (b e c) e estrutura de PVC que condiciona a carga hidráulica (d)..... | 36 |
| Figura 8. Croqui do permeâmetro de carga constante (a) e leituras do fluxo de água em laboratório (b)..... | 37 |
| Figura 9. Croqui dos métodos utilizados na área de estudo..... | 39 |
| Figura 10. Curvas granulométricas dos perfis de solos das áreas de Caatinga e Pastagem | 40 |
| Figura 11. Valores médios de resistência do solo à penetração (RP), para as áreas de Caatinga e Pastagem. Barras de erro correspondem ao desvio padrão..... | 42 |
| Figura 12. Curvas de taxa de infiltração para as áreas de caatinga e pastagem Curvas de infiltração na área de caatinga e pastagem nas profundidades a)10cm, b) 20cm, c) 30cm e d) 40cm..... | 44 |
| Figura 13. Curvas de taxa de infiltração para as áreas de caatinga e pastagem nas profundidades a)10 cm, b) 20 cm, c) 30 cm e d) 40cm..... | 45 |
| Figura 14. Taxas médias de infiltração e desvio padrão para área de Caatinga e Pastagem..... | 46 |
| Figura 15. Curvas de retenção da água para as áreas de Caatinga e Pastagem nas profundidades a)10cm, b) 20cm, 30cm e d) 40cm..... | 49 |
| Figura 16. Curvas de condutividade hidráulica para as áreas de Caatinga e Pastagem nas profundidades a)10cm, b) 20cm, 30cm e d) 40cm..... | 51 |
| Figura 17. Comportamento de $\log(h(t)+r/2)$ com o tempo para as camadas de saturação (Δz), da área de caatinga e pastagem..... | 52 |
| Figura 18. Impacto da fração de fluxo rápido, w_f , na condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), obtida em diferentes profundidades nas duas áreas estudadas para o método do monolito cilíndrico (a) e <i>Beerkan</i> (b)..... | 61 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1. Distribuição do tamanho médio das partículas minerais do solo..... | 14 |
| Tabela 2. Caracterização textural e propriedades físicas dos perfis de solos das áreas de caatinga e pastagem..... | 40 |
| Tabela 3. Parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ para área de caatinga e pastagem..... | 47 |
| Tabela 4. Propriedades hidráulicas obtidas com a metodologia Beerkan dos dois solos estudados..... | 48 |
| Tabela 5. Condutividade hidráulica saturada global ($K_{s,g}$) das camadas de transmissividade em áreas de caatinga e pastagem..... | 53 |
| Tabela 6. Condutividade hidráulica saturada global $K_{s,g}$ (mm,h^{-1}), nas camadas individuais das áreas de caatinga e pastagem..... | 53 |
| Tabela 7. Condutividade hidráulica saturada da matriz do solo obtidos com o monolito cilíndrico, $K_{s,m}$ (mm,h^{-1}), nas áreas de caatinga e pastagem..... | 55 |
| Tabela 8. Condutividade hidráulica saturada da matriz do solo, $K_{s,m}$ (mm h^{-1}), obtidos pelo método <i>Beerkan</i> , , nas áreas de caatinga e pastagem..... | 58 |
| Tabela 9. Valores estimados da condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), para os valores de faixa mais baixos (0,05) e superiores (0,1) da razão de vazio ocupada pela região de fluxo rápido, w_f (-), nas quatro profundidades de solo pelo método do monolito cilíndrico..... | 59 |
| Tabela 10. Valores estimados da condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), para os valores de faixa mais baixos (0,05) e superiores (0,1) da razão de vazio ocupada pela região de fluxo rápido, w_f (-), nas quatro profundidades de solo pelo método <i>Beerkan</i> | 60 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST)

Delineamento Inteiramente Casualizado (DIC)

Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA)

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)

Funções de Pedotranferência (FTP)

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA)

Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO)

Serviço Florestal Brasileiro (SFB)

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBDS)

LISTA DE SÍMBOLOS

| | | |
|-------------|---|------------------------------------|
| $K(\theta)$ | Curva de condutividade hidráulica | |
| $h(\theta)$ | Curva de Retenção de água no solo | |
| K_s | Condutividade hidráulica saturada | mm.h ⁻¹ |
| $K_{s,f}$ | Condutividade hidráulica saturada de fluxo rápido | mm.h ⁻¹ |
| $K_{s,g}$ | Condutividade hidráulica saturada global | mm.h ⁻¹ |
| $K_{s,m}$ | Condutividade hidráulica saturada da matriz do solo | mm.h ⁻¹ |
| ϕ | Porosidade total | cm ⁻³ .cm ⁻³ |
| Q | Densidade de fluxo | mm.s ⁻¹ |
| S | Sorvidade do solo | mm.s ^{-1/2} |
| W | Umidade gravimétrica | g.g ⁻¹ |
| w_f | Índice volumétrico para regiões de fluxo rápido | |
| θ | Umidade volumétrica | cm ⁻³ .cm ⁻³ |
| θ_0 | Umidade inicial | cm ⁻³ .cm ⁻³ |
| θ_r | Umidade residual | cm ⁻³ .cm ⁻³ |
| θ_s | Umidade de saturação | cm ⁻³ .cm ⁻³ |
| ρ_p | Densidade de partícula | g.cm ⁻³ |
| ρ_s | Densidade do solo | g.cm ⁻³ |
| Ψ_g | Potencial gravitacional da água no solo | m H ₂ O |
| Ψ_m | Potencial matricial da água no solo | m H ₂ O |
| Ψ_p | Potencial de pressão da água no solo | m H ₂ O |
| Ψ_T | Potencial total da água no solo | m H ₂ O |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 9 |
| 2. OBJETIVOS..... | 12 |
| 2.1 GERAL..... | 12 |
| 2.2 ESPECÍFICOS | 12 |
| 3. REVISÃO DE LITERATURA..... | 13 |
| 3.1 MUDANÇAS DE USO DO SOLO..... | 13 |
| 3.2 SOLO: DEFINIÇÕES..... | 14 |
| 3.2.1 Propriedades físicas do solo..... | 14 |
| 3.2.2 Dinâmica da água no solo e condições gerais de umidade..... | 16 |
| 3.2.3 Infiltração da água no solo..... | 19 |
| 3.2.4 Propriedades hidrodinâmicas do solo..... | 20 |
| Curva de retenção da água no solo | 20 |
| Curva de condutividade hidráulica | 22 |
| 3.3 METODOLOGIA <i>BEERKAN</i> | 26 |
| 3.4 DUPLA PERMEABILIDADE..... | 27 |
| 4 METODOLOGIA..... | 31 |
| 4.1 ÁREA DE ESTUDO..... | 31 |
| 4.2 DELINEAMENTO EXPERIMENTAL..... | 31 |
| 4.3 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO..... | 32 |
| 4.4 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA GLOBAL ($K_{s,g}$) Método Auger Hole Invertido..... | 33 |
| 4.5 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DA MATRIZ DO SOLO ($K_{s,m}$)..... | 35 |
| Método do Monolito Cilíndrico..... | 35 |
| Método <i>Beerkan</i> | 37 |
| 4.6 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE FLUXO RÁPIDO ($K_{s,f}$)..... | 39 |
| 4.7 TRATAMENTO DE DADOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA..... | 39 |
| 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO..... | 40 |
| 5.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SOLO..... | 40 |
| 5.2 COMPORTAMENTO DOS SOLOS NOS ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO..... | 43 |
| 5.3 PARÂMETROS DAS CURVAS $\theta(h)$ e $K(\theta)$ | 47 |
| 5.4 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA GLOBAL ($K_{s,g}$)..... | 51 |
| 5.5 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA DA MATRIZ DO SOLO ($K_{s,m}$)..... | 55 |
| Método do Monolito Cilíndrico..... | 56 |
| Método <i>Beerkan</i> | 57 |
| 5.6 A CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA DE FLUXO RÁPIDO ($K_{s,f}$)..... | 59 |
| 6. CONCLUSÃO..... | 63 |
| REFERÊNCIAS..... | 64 |
| APÊNDICE..... | 76 |
| ANEXO 1..... | 77 |

1. INTRODUÇÃO

A implantação de áreas de pastagens para atender a demanda da pecuária em retirada da vegetação nativa, é um fator comprometedor da qualidade e conservação da água e dos solos brasileiros. A expansão dessa atividade de forma desordenada e sem manejo é um problema recorrente em todo o país, que desde 1985, perdeu 89 milhões de hectares de áreas nativas (MAPBIOMAS, 2019).

Estima-se que 80% das pastagens brasileiras já apresentam algum grau de degradação e isso está relacionada a quantidade de animais acima da capacidade de suporte que provoca o esgotamento da fertilidade do solo e levam a alterações das propriedades físico-hídricas e químicas do solo causando um desequilíbrio nos processos hidrológicos dentro da bacia hidrográfica, principalmente em regiões semiáridas (CELIK, 2005; KICHEL et al., 2011; RANGEL et al., 2015).

Segundo dados do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos recursos naturais - IBAMA (2011), da caatinga foram desmatadas até 2009, 45,6% de toda a área, para diversos usos do solo, dentre eles o de pastagem. No Nordeste brasileiro cerca de 43% das áreas de pasto estão também degradadas (KICHEL et al., 2011).

Nas regiões de climas árido e semiárido, as chuvas são caracterizadas por serem de alta intensidade e restrita a apenas alguns meses do ano. Os seus solos são no geral arenosos, pedregosos e rasos, o que normalmente contribui para a diminuição da produtividade na região. O é ainda mais intensificado com a utilização dessas áreas para produção agrícola e pastagem sem manejo adequado (SILVA et al., 2004; TEIXEIRA, 2016). Isso favorece para o aumento de inundações, transporte de contaminantes e nutrientes para os riachos, eleva o volume de escoamento superficial e de erosão, além de reduzir a recarga subsuperficial, interferindo na disponibilidade e na dinâmica da água em toda a bacia (ZIMMERMANN et al., 2006; GERMER et al., 2010).

As demandas crescentes nessas regiões por fontes limitadas de água exigem esforços urgentes para melhorar a qualidade e a quantidade do recurso hídrico, preservando e melhorando a recarga das águas superficiais e subterrâneas (SCANLON et al., 2006). A descrição ou predição dos processos da dinâmica da água, necessita do conhecimento das propriedades hidrodinâmicas do solo. Entre essas, a condutividade hidráulica saturada do solo é particularmente importante, uma vez que controla muitos processos hidrológicos, pois exerce uma influência dominante na passagem da água nos caminhos de fluxo vertical e lateral ao longo do perfil do solo (DUSEK et al., 2012).

A condutividade hidráulica saturada permite estimar a capacidade do solo de transmitir água para a zona radicular dos solos e para o abastecimento do lençol freático. Os processos de recarga podem ser classificados como movimentos descendentes de água, ao longo de vias mais ativas, também chamado de fluxo rápido ou preferencial (SUKHIJA et al., 2003).

É importante entender como a remoção da vegetação nativa influencia no fornecimento de água superficial e subterrânea. Portanto, avaliar os procedimentos e as técnicas que caracterize o transporte de água no solo é fundamental, especialmente quando o fluxo é influenciado por caminhos preferenciais, normalmente induzidos por fissuras estruturais, bem como aquelas produzidas pelas atividades da meso e microfauna do solo ou pelas raízes (ANGULO-JARAMILLO et al., 2016).

Estudos afirmam que os solos agrícolas e de pastagens são mais compactados e normalmente apresentam horizontes superficiais com menor teor de matéria orgânica do que aqueles cobertos por vegetação nativa ou não perturbados (PIRASTRU et al., 2013). Esses solos apresentam aumento da densidade, diminuição da macroporosidade, degradação da estrutura, aumento da resistência a penetração de raízes, diminuição das taxas de infiltração e da quantidade de água retida nos poros, gerando um maior escoamento superficial, maiores perdas de solo e menor recarga subsuperficial (YANG et al., 2001; GONZALEZ-SOSA et al., 2010; AGNESE et al., 2011; ALAOUI et al., 2011; NIEDDA; PIRASTRU, 2012).

Tendo em vista a expansão das áreas cultivadas na região semiárida pernambucana, em especial as áreas de pastagens e a degradação do solo devido ao manejo inadequado que afeta diretamente os processos de transporte da água no solo, avaliar métodos que estimam a condutividade hidráulica do solo são importantes para monitoramento dessas áreas, bem como para analisar os impactos causados pelo manejo empregado, ressaltando que os solos devem manter sua capacidade produtiva (SOUZA et al., 2008; LIMA; GATTO, 2014).

Existem diversos métodos de campo e laboratório que estimam a condutividade hidráulica saturada do solo, mas poucos levam em consideração a dupla permeabilidade. A abordagem de dupla permeabilidade foi desenvolvida para modelagem e para a quantificação do fluxo preferencial (ŠIMŮNEK et al., 2003; GERKE et al., 2015). Ela pressupõe que o meio poroso consiste em duas regiões, uma associada aos macroporos ou rede de fraturas e a outra com sistema de poros menos permeáveis formados por blocos de matriz rochosa ou de solo (GERKE; van GENUCHTEN, 1993). A condutividade hidráulica global pode ser atribuída ao valor máximo de condutividade hidráulica saturada do método Auger-Hole-Invertido (HOORN, 1979) e obtida a partir de medidas de rebaixamento da água em um poço perfurado no solo previamente saturado. O método *Beerkan* tem sido amplamente utilizado

para medidas simplificadas de condutividade hidráulica saturada e testado para caracterização da matriz (LASSABATÈRE et al., 2006; LASSABATÈRE et al., 2014; DI PRIMA et al., 2018;). Os valores das condutividades hidráulicas nos sistemas de poros global e matricial dos solos, são utilizados para determinar a condutividade hidráulica saturada de fluxo rápido ou preferencial ($K_{s,f}$) (DI PRIMA et al., 2018).

2. OBJETIVOS

2.1 GERAL

Avaliar e comparar as propriedades hidrodinâmicas para as regiões de fluxos preferencial e matricial dos solos (dupla permeabilidade) em duas áreas distintas, uma de caatinga e outra de pastagem.

2.2 ESPECÍFICOS

- Sugerir a abordagem da dupla permeabilidade (coexistência de regiões de fluxo rápido e da matriz do solo) para discretizar a condutividade hidráulica de fluxo rápido e a de matriz do solo;
- Confrontar dois métodos distintos, um de campo (*Beerkan*) e outro de laboratório (monolitos cilíndricos), para a condutividade hidráulica da matriz do solo;
- Analisar a sensibilidade das condutividades hidráulicas de fluxo rápido nos dois solos estudados, para determinar os efeitos da mudança de uso do solo.

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1 MUDANÇA DE USO DO SOLO

Segundo a FAO (2005), são consideradas áreas de florestas as que medem 0,5 hectares com árvores superiores a 5 metros de altura e cobertura de copa superior a 10%, não abrangendo áreas agrícolas e ou urbanas. A Caatinga é conhecida como floresta tropical seca e se refere a uma grande área geográfica que compreende diferentes tipos de vegetação em clima tropical seco. Esta é uma das regiões semiáridas mais populosas e biologicamente diversificada do mundo (RODAL; BARBOSA; THOMAS, 2008).

O bioma Caatinga é exclusivamente brasileiro e ocupa uma área de cerca de 844.453 km², o equivalente a 10% do território nacional. Sua vegetação é uma combinação de arbustos espinhosos e florestas sazonalmente secas e, apesar de ocupar uma região semiárida, é bastante heterogênea. Sua biodiversidade dá suporte a várias atividades econômicas voltadas para fins agrosilvopastoris e industriais, especialmente nos ramos farmacêutico, cosmético, químico e de alimentos (SFB, 2013).

Apesar da sua importância, o bioma tem sido desmatado de forma acelerada, devido principalmente ao consumo de lenha nativa, explorada de forma ilegal e insustentável, para fins domésticos e indústrias. A sua permanência é incentivada pela atividade pecuária, pois comumente a caatinga é utilizada como a principal fonte de alimentos para os animais, o que a submete ao sobrepastoreio. A conversão para pastagens e agricultura, segundo dados do IBAMA (2011), promoveram o desmatamento de 377.037 km² de área de caatinga, até o ano de 2009.

A remoção da vegetação nativa em substituição da atividade agropecuária, sem devido manejo, afeta o sistema em equilíbrio, desestruturando o solo, favorecendo o aumento da densidade do solo, reduzindo a macroporosidade, a infiltração, retenção e armazenamento da água, bem como também a condutividade hidráulica do solo. Isso proporciona prejuízos ambientais, agrônômicos e ecológicos à região desmatada (BLANCO; LAL, 2008; CARNEIRO et al., 2009).

A implantação de pastagens sem o manejo adequado, promove a degradação gradativa desse ambiente. Os principais indícios de uma pastagem degradada é a perda de vigor, invasão por ervas daninhas, redução da cobertura do solo e perda da produtividade, afetando a sustentabilidade ambiental e os agricultores que vivem nessas áreas (DIAS-FILHO, 2011).

A recuperação das áreas de pastagem no Brasil é uma alternativa a longo prazo e se torna possível a partir do conhecimento do nível e do tipo de degradação ao qual foi submetido. Dias-Filho (2011) apresenta três maneiras de recuperação das áreas de pastagens:

i) a recuperação direta que consiste na recomposição da produtividade da pastagem e da cobertura do solo pelas forrageiras; ii) a renovação, ou seja, formação de uma nova pastagem, onde além da correção da fertilidade do solo, também é feito o replantio da forrageira com mudança ou não da espécie e, por fim, iii) a recuperação ou renovação indireta que é a integração com lavoura ou floresta. Neste último caso, a formação da pastagem é integrada com o plantio de lavoura, lavoura mais floresta ou apenas floresta (sistema silvipastoril).

3.2 SOLO: DEFINIÇÕES

3.2.1 Propriedades físicas do solo

O solo é um recurso natural importante para a vida na terra. Segundo a *Soil Survey Manual* (1951), a definição de solo consiste em um meio para o desenvolvimento das plantas e que possuem propriedades resultantes do efeito integrado do clima e dos organismos vivos, agindo sobre o material de origem e condicionado pelo relevo durante certo período de tempo. Os solos variam muito na superfície com relação às suas características, tais como cor, quantidade e organização das partículas, fertilidade, porosidade, entre outros atributos (COELHO et al., 2013).

Do ponto de vista físico o solo é um material poroso e trifásico constituído por água, ar, material mineral e orgânico, além de organismos vivos. O arranjo das partículas sólidas em unidades estruturais forma um sistema complexo com poros de diferentes tamanhos e formas. São nesses espaços porosos que ocorrem todos os processos físicos de transporte de água, solutos e gases. As características físicas do solo – textura, estrutura e porosidade – determinam sua capacidade de absorver a água proveniente da chuva ou da irrigação (SOUZA, 2005).

A fase sólida é constituída por partículas minerais e são classificadas de acordo com o tamanho médio dos grãos em areia, silte e argila (Tabela 1). Das diferentes frações de areia, silte e argila derivam as classes texturais do solo, organizadas em um diagrama proposto pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS) (Figura 1).

Tabela 1. Distribuição do tamanho médio das partículas minerais do solo

| Fração textural do solo | Diâmetro das partículas do solo |
|-------------------------|---|
| Areia Grossa | 2 a 0,2 mm ou 2000 a 200 μm |
| Areia fina | 0,2 a 0,05mm ou 200 a 50 μm |
| Silte | 0,05 a 0,002 mm ou 50 a 2 μm |
| Argila | Menor que 2 μm |

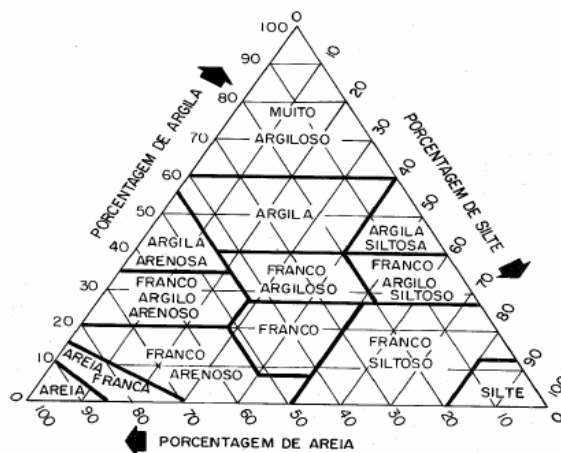


Figura 1 Diagrama de Classes Texturais. Fonte: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo - SBCS

A estrutura do solo está relacionada ao arranjo das partículas do solo em agregados num volume de solo que podem exibir formas distintas. Essa propriedade afeta o suprimento de água, a aeração, a disponibilidade de nutrientes, a atividade microbiana e a penetração de raízes, dentre outros (REINERT; REICHERT, 2006).

Considerando as fases sólida, líquida e gasosa do solo é possível determinar relações entre suas massas e volumes e assim calcular alguns parâmetros físicos (LIBARDI, 2005).

A densidade do solo (ρ_s) ($M L^{-3}$), é definida como sendo a relação entre a massa de partícula sólida (m_s) por unidade de volume do solo (V_t), conforme equação a seguir:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_t} \quad (1)$$

A massa específica de partículas (ρ_p) ($M L^{-3}$) pode ser definida como sendo quantidade de massa de partícula sólida (m_s) por unidade de volume de sólido do solo (V_s):

$$\rho_p = \frac{m_s}{V_s} \quad (2)$$

A porosidade é a fração volumétrica ocupada por ar e água, representando o local onde a solução e o ar circulam. A porosidade (ϕ) ($L L^{-3}$) é a relação entre o volume de poros (V_p)

e o volume total do solo (V_t), e também pode ser obtida pela relação as densidades do solo (ρ_s) e partículas (ρ_p) dada por:

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \quad (3)$$

A umidade gravimétrica (W) ($M M^{-1}$) é a relação entre a massa de água (m_l) e a massa de partículas sólidas (m_s) de um solo, determinada pela seguinte expressão:

$$W = \frac{m_l}{m_s} \quad (4)$$

A umidade volumétrica (θ) ($L L^{-3}$) é representada pela relação entre o volume de líquidos (V_l) e o volume total do solo (V_t):

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} \times 100 \quad (5)$$

A fase líquida do solo pode ser fracionada em gravitacional, capilar e higroscópica. A gravitacional é perdida pela força da gravidade e pode ser facilmente removida pela drenagem. A fração capilar fica retida nos microporos (capilares), está de fato disponível para as plantas. E por fim, a higroscópica é a fração que não se encontra disponível para as plantas, pois está fortemente adsorvida pelos colóides do solo.

O solo apresenta condições gerais de umidade, sendo considerado saturado quando os poros totalmente preenchidos por água, em capacidade de campo, que se refere ao teor máximo de água que o solo pode reter após a drenagem natural e em ponto de murcha permanente, que acontece quando alguma quantidade de água ainda permanece no solo, porém não é aproveitado pelas plantas (LIBARDI, 2005).

3.2.2 Dinâmica da água no solo e condições gerais de umidade do solo

A água ao atingir a superfície do solo por meio da chuva ou irrigação, se infiltra, preenchendo os poros. Uma fração dessa água é retida pelos poros e conseqüentemente armazenada no solo, enquanto que outra fração é percolada para camadas mais profundas alimentando o lençol freático e aquíferos. A partição da chuva que não penetra no solo é

escoada para os lagos, rios e oceano. A água armazenada no solo é disponibilizada para as plantas, sendo absorvida e transpirada ao mesmo tempo e evaporada diretamente do solo para a atmosfera (REINERT; REICHERT, 2006).

O engenheiro hidráulico Henry Darcy, no século XIX, foi pioneiro em demonstrar os fatores que determinam o movimento da água no solo por meio de experimentos em colunas verticais de areia, sob condições de saturação e chegou à equação denominada como a lei de Darcy:

$$q = -K_s \frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \quad (6)$$

onde q é a densidade de fluxo na direção z ($L T^{-1}$), K_s é a condutividade hidráulica saturada do solo [$L T^{-1}$], $\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}$ é o gradiente hidráulico, com Ψ_T sendo o potencial total de água no solo. Nesta condição, em que o solo está saturado, o $\Psi_T = \Psi_g + \Psi_p$.

O sinal negativo da equação indica que o fluxo de água ocorre no sentido contrário ao gradiente hidráulico. O fluxo de água acontece do local de maior para o local de menor potencial total (Ψ_T). Se o solo estiver saturado o Ψ_T é a carga hidráulica (CABRAL, 2008).

A equação de Darcy quantifica o movimento de um líquido que satura um meio poroso, porém nem sempre o solo está sob condição de saturação (LIBARDI, 2005). Em 1907, Buckingham apresentou uma equação similar para quantificar o movimento da solução, em condição de solo não saturado:

$$q = -K(\theta) \nabla \Psi_m(\theta) \quad (7)$$

sendo q a densidade de fluxo da solução, $K(\theta)$ a função condutividade hidráulica, Ψ_m o potencial mátrico e θ é a umidade volumétrica do solo.

Foi Buckingham quem introduziu na ciência do solo as funções $\Psi_m(\theta)$ e $K(\theta)$ que, na ocasião, ele as chamou de "potencial capilar" e "condutividade capilar", respectivamente. A Equação 7, porém, é válida apenas para o movimento da água no solo na direção horizontal ou para o caso no qual o efeito da gravidade é desprezível.

O primeiro a definir o potencial total como sendo a soma do potencial capilar (Ψ_m) de Buckingham e do potencial gravitacional (Ψ_g) foi Richards (1928). Na ocasião ele escreveu a equação do movimento da solução como:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \quad (8)$$

em que, $\Psi_T = \Psi_g + \Psi_m$ para a condição de solo não saturado.

Em resumo, $\Psi_m(\theta)$ é a curva de retenção da água no solo ou curva característica da água no solo e $K(\theta)$ é a curva de condutividade hidráulica. Portanto a equação que melhor quantifica o movimento de água no solo é a equação de Darcy-Buckingham, visto que quando o meio se encontra não saturado, a condutividade hidráulica varia em função do conteúdo de água presente no solo.

A equação de Darcy-Buckingham é utilizada para condições de regime estacionário ou equilíbrio dinâmico. Um fluxo ou uma movimentação de um fluido sob condições de regime estacionário, significa que as características do fluxo não variam com o tempo, embora possam variar com a posição. A maioria das situações na natureza, entretanto, ocorre em condição não estacionária (ou transiente), descrita pela equação da continuidade que representa a variação da quantidade de água com o tempo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial qx}{\partial x} + \frac{\partial qy}{\partial y} + \frac{\partial qz}{\partial z} \right] \quad (9)$$

sendo θ a umidade volumétrica ($L^3 L^{-3}$), q a densidade de fluxo de água nas direções x , y e z ($L T^{-1}$), t tempo (T). Utiliza-se a diferencial parcial de θ com relação a t porque o elemento de volume, e , portanto, as coordenadas x , y e z , permanecem fixas no espaço, enquanto t varia.

A equação (8) foi combinada com a equação da continuidade (Equação 9) (RICHARDS, 1931), obtendo uma expressão que descreve a transferência de água em solos não saturados para um fluxo vertical z , também conhecida como equação de Richards, que descreve o fluxo da água em meios porosos não saturados. Desse modo, o movimento da água no solo, parcialmente saturado, é descrito pela combinação das equações de conservação da massa e de transporte. A equação de conservação da massa descreve o balanço de massa em um volume representativo (HILLEL, 1998).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi_g}{\partial z} \right) + K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi_m}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi_m}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (10)$$

sendo $K(\theta)$ a condutividade hidráulica do solo ($L T^{-1}$) em função de θ , Ψ_T o potencial total da água no solo, definido como a soma dos potenciais gravitacional (Ψ_g) e o matricial (Ψ_m).

3.2.3 Infiltração da água no solo

A infiltração é o processo no qual a água atravessa a superfície do solo tendo grande importância prática, pois afeta diretamente o escoamento superficial, que é o componente do ciclo hidrológico responsável pelos processos de erosão e inundações. Sua obtenção é indispensável para a solução de problemas ambientais de conservação do solo e da água, além do armazenamento de água subterrânea, irrigação e drenagem.

De acordo com Bodman; Coleman (1944), em um perfil de solo uniforme, a distribuição da água ocorre em profundidade, quando se mantém uma pequena carga hidráulica na superfície do solo. Um perfil típico de umidade do solo apresenta algumas zonas de umidade, após a passagem de água pela superfície do solo, quando cessa a infiltração, ocorre um movimento de água descendente dando origem ao fenômeno chamado “redistribuição”. A zona de saturação, é aquela onde se presume estar o solo saturado. A seguir, vem a zona de transição, que é uma região de rápido decréscimo do conteúdo de água. A zona de transmissão, é uma porção do perfil através da qual a água é transmitida com variações muito pequenas no conteúdo de água. Abaixo da zona de transmissão vem a de umedecimento, que é uma região de variação relativamente rápida de conteúdo de água. E, por fim, a frente de molhamento compreende uma pequena região na qual o gradiente de conteúdo de água sofre uma variação bastante abrupta que representa o limite visível da penetração da água.

A infiltração da água no solo depende de alguns fatores como a quantidade de água disponível, da textura e estrutura do solo, do estado da superfície e também da umidade inicial do solo. As soluções analíticas do processo de infiltração unidimensional podem ser descritas por várias equações: Philip (1969), Horton (1933), Kostiakov (1932), entre outros. Esses modelos buscam determinar a condutividade hidráulica saturada e a sorvidade.

O infiltrômetro com anel simples permite realizações de ensaios de infiltração tridimensional axissimétrica em função do tempo, e consiste de um cilindro, de raio conhecido (Figura 2). O fluxo de água obtido por um infiltrômetro a disco é considerado como tridimensional (SOUZA, 2005). Para estimar os parâmetros das curvas $\theta(h)$ e $K(\theta)$ considerando a textura e a estrutura do solo é utilizado o método semifísico, denominado *Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters* – conhecido também como “*Beerkan*” ou “*BEST*” (HAVERKAMP et al., 1998; LASSABATÈRE et al., 2006). Em comparação a outros métodos experimentais, o método *Beerkan* é eficiente e de baixo custo, e apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida na maioria das situações (SOUZA, 2005).



Figura 2. Ensaio de infiltração com anel simples. Fonte: Própria, 2019.

3.2.4 Propriedades hidrodinâmicas do solo

Curva de retenção de Água no solo

A curva de retenção de água, ou curva característica da água no solo é uma propriedade físico-hídrica do solo que relaciona o conteúdo volumétrico de água (θ) e o potencial matricial (Ψ_m) do solo. Esta curva associa a pressão (energia) necessária para retirar a água do solo e, portanto, depende diretamente do arranjo e das dimensões dos poros, variando de acordo com a classe textural, a estrutura do solo, o conteúdo de matéria orgânica, o grau de compactação, a classe de solo, entre outros (ALVES, 2009).

Os solos argilosos tendem a ter maior conteúdo de água entre a condição de saturação e de capacidade de campo, o que é positivo para as plantas. Na Figura 3 são apresentadas curvas de retenção em função de três tipos de solos, distinguidos pela textura. Verifica-se

que na curva do solo argiloso, o conteúdo volumétrico de água no ponto de murcha permanente é de quase 20%, o que significa que nesta condição ainda há água no solo, contudo está tão fortemente ligada às partículas de argila que as plantas não conseguem retirá-la do solo.

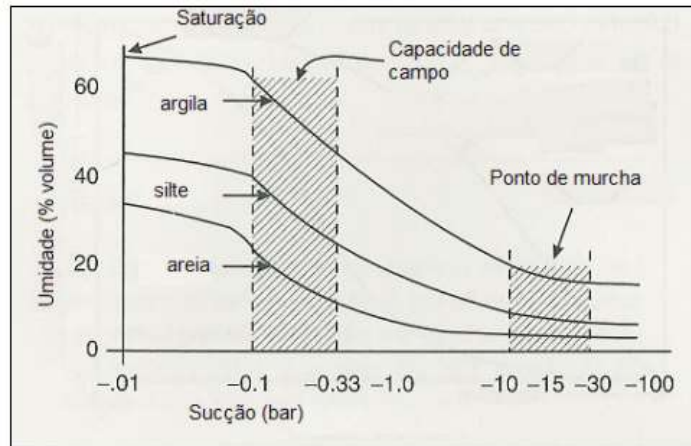


Figura 3. Curvas de retenção da água no solo Fonte: WARD; TRIMBLE, 2004

Uma das formas de determinar a curva de retenção é por meio da câmara de pressão de Richards (RICHARDS, 1928), cujo no interior é fixado placas porosas contendo as amostras de solos previamente saturadas para preenchimento total dos poros. Em seguida, essas amostras são submetidas a pressões para retirada da água dos poros, permitindo obter sucessivos valores de conteúdo de água do solo.

Vários modelos foram desenvolvidos para descrever o comportamento da curva de retenção da água no solo (GARDNER, 1958; BROOKS; COREY, 1964; van GENUCHTEN, 1980). Os mais citados na literatura estão:

Brooks & Corey (1964):

$$\theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h}{h_{ea}} \right]^{-\lambda_{tp}} \quad \text{para } h \leq h_{ea} \quad \theta = \theta_s \quad \text{para } h_{ea} \leq h \leq 0 \quad (11)$$

van Genuchten (1980):

$$\theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{com,} \quad (12A)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad \text{para } n > 1 \quad (\text{MUALEM, 1976}), \quad \text{ou,} \quad (12B)$$

$$m = 1 - \frac{2}{n}, \text{ para } n > 2 \text{ (BURDINE, 1953).} \quad (12c)$$

sendo $\theta(h)$ a umidade efetiva; θ_s a umidade na saturação; θ_r a umidade residual; h o potencial matricial; h_{ea} e h_g parâmetros de ajuste que dependem da estrutura do solo e λ_{tp} , m e n parâmetros de forma.

Curva de Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é uma das propriedades mais importantes para o movimento da água no solo, pois expressa a facilidade de um fluido ser transportado por um meio poroso e depende tanto das propriedades do meio como do fluido. Sendo o solo o meio poroso, algumas propriedades como importantes são a distribuição de tamanho e forma de suas partículas, a superfície específica, a porosidade, entre outros. No caso da solução do solo, a propriedade mais relevante, é a viscosidade, que interfere na condutividade hidráulica de maneira inversa, ou seja, para uma mesma matriz porosa, quanto menor a viscosidade do fluido maior é a condutividade hidráulica (LIBARDI,2005).

A condutividade também está relacionada com a quantidade de água contida no solo. À medida que o conteúdo de água no solo diminui, menos espaços porosos são preenchidos com água, tornando os caminhos cada vez mais tortuosos, aumentando as forças de atrito entre o fluido e a fase sólida, o que diminui a condutividade hidráulica. Portanto, o valor máximo de condutividade hidráulica ($K=K_s=K(\theta_s)$) ocorre na saturação (van GENUCHTEN; PACHEPSKY, 2011).

Quando o solo está saturado, o parâmetro utilizado é a condutividade hidráulica do solo saturado (K_s), que varia de solo para solo. Quando o estado de saturação não acontece, a condutividade hidráulica do solo pode ser expressa em função da umidade, $K(\theta)$, ou do potencial matricial $K(\Psi_m)$ e se constitui em um parâmetro importante para estudos de avaliação da redistribuição do fluxo de água no solo entre outros como: planejamento de sistemas de irrigação e drenagem, rebaixamento de lençol freático, movimento da água no do perfil do solo, nutrição de plantas, controle de erosão e poluição da água (CAVALCANTI, 2012).

A condutividade hidráulica do solo saturado ou próximo da saturação geralmente é obtida a partir de ensaios de infiltração no campo. Utiliza-se normalmente um anel cilíndrico metálico no qual a água se infiltra. Quando o regime de fluxo da taxa de infiltração torna-se permanente, considera-se o solo saturado e a velocidade de infiltração é a própria condutividade hidráulica saturada (K_s). Uma desvantagem é que a condutividade hidráulica é superestimada devido à quantidade de água redistribuída pelo solo através da capilaridade

para fora do cilindro. Para minimizar este problema, um outro anel, de diâmetro maior, pode ser adicionado ao sistema, sendo que, quanto maior o cilindro externo, mais demorado é o ensaio e maior é o consumo de água (VANDERVAERE, 1997).

Existem também métodos para determinar a condutividade hidráulica saturada em laboratório. Esses ensaios podem ser realizados utilizando diversos equipamentos como os permeômetros de cargas hidráulicas constante e variável. A escolha do método vai depender do tipo de solo, das condições da amostra e do ensaio. O procedimento com carga hidráulica constante é recomendado para os solos mais permeáveis. Tradicionalmente, aplica-se um fluxo vertical permanente através da massa do solo sob uma carga constante, medindo-se o volume de água percolado ao longo do tempo. A condutividade hidráulica é calculada como segue:

$$K = \frac{QL}{Ah} \quad (13)$$

sendo Q ($L^3 T^{-1}$) a vazão, L (L) o comprimento da amostra, A (L^2) a área transversal da amostra e h (L) a carga hidráulica.

O ensaio com carga hidráulica variável é recomendado para solos arenosos ou siltosos, pois em solos argilosos requer muito tempo de ensaio, visto que normalmente apresentam menores valores de condutividade hidráulica. Neste caso, a vazão é medida no tubo alimentador de água, avaliando a diferença de níveis obtidas num determinado intervalo de tempo e a condutividade é calculada pela seguinte equação:

$$K_s = 2,3 \frac{aL}{At_1} \log \left(\frac{h_0}{h_1} \right) \quad (14)$$

sendo K_s ($L T^{-1}$) a condutividade hidráulica saturada do solo, a (L^2) a área transversal do tubo alimentador de água, A a área transversal da amostra, L (L) o comprimento da amostra e, h_0 (L) é o nível de água inicial, h_1 (L) o nível de água final para um tempo t_1 (T). Uma desvantagem desse método é com relação a medida de volumes percolados em solos menos permeáveis, pois demanda muito tempo.

Outro método utilizado é do Auger-Hole Invertido, também conhecido como método de *Porchet* (KESSLER; OOSTERBAAN, 1977) e consiste em medir, a partir de um poço perfurado no solo e previamente preenchido com água, a taxa de rebaixamento do nível da

água. Esse método permite determinar a condutividade hidráulica em total saturação. Em geral, o poço deve ser preenchido com água de 1 a 3 vezes seguidas em solos argilosos e de textura média, dependendo do teor de umidade do solo, a fim de obter uma diferença de menos de 10 a 15% entre as medições sucessivas. Em solos arenosos, pode ser necessário repetir as medições 3 a 6 vezes (HOORN, 1979). A vantagem desse método está na possibilidade de serem medidas as condutividades hidráulicas de sucessivas camadas, aprofundando gradualmente o poço e enchendo-o com água sobre a profundidade correspondente.

Muitas relações funcionais foram propostas para a curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$, que avaliam a variação da condutividade hidráulica em função da variação da umidade volumétrica e conseqüentemente do potencial da água no solo (CHILDS; COLLIS-GEORGE, 1950; BURDINE, 1953; GARDNER, 1958; BROOKS; COREY 1964; MUALEN, 1976; van GENUCHTEN 1980; ZHANG; van GENUCHTEN, 1994). As teorias desenvolvidas por Burdine (1953) e Mualem (1976) permitem a derivação analítica de uma série de importantes funções hidráulicas do solo. Os modelos de Brooks;Corey (1964) e de van Genuchten (1980), por exemplo, foram originados a partir dessas teorias.

A equação desenvolvida por Burdine (1953) é dada por:

$$K_r(\theta) = (\theta)^2 \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h^2}}{\int_0^1 \frac{d\theta}{h^2}} \right] \quad (15)$$

E pela teoria de Mualem (1976), $K_r(\theta)$ é dada por:

$$K_r(\theta) = (\theta)^{1/2} \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h}}{\int_0^1 \frac{d\theta}{h}} \right]^2 \quad (16)$$

em que Θ é uma função adimensional da umidade (θ) ou da pressão da água no solo h . Combinando essas teorias com as curvas de retenção de Brooks; Corey (1964) e de van Genuchten (1980), são obtidas as seguintes expressões:

- Brooks; Corey (1964):

$$K(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (17)$$

sendo η um parâmetro de forma.

van Genuchten (1980):

$$K(\theta) = K_s \cdot (\theta^2) \left[1 - \left((\theta)^{1/m} \right)^m \right] \text{ com } m = 1 - 2/n, n > 2 \text{ (BURDINE, 1953)} \quad (18)$$

$$K(\theta) = K_s \cdot (\theta^{1/2}) \left[1 - (1/m)^m \right]^2 \text{ com } m = 1 - 1/n, n > 1 \text{ (MUALEM, 1976)} \quad (19)$$

Os métodos para obtenção das propriedades hidráulicas mencionadas podem ser aplicados em laboratório ou *in situ*. Para a curva de condutividade $K(\theta)$ no campo, é necessário coletar um grande número de informações, isso implica em ensaios de campo e laboratoriais bastante dispendiosos que demandam um período prolongado de execução. Devido a isso, alguns pesquisadores passaram a utilizar métodos indiretos, pois estes se baseiam em dados do solo prontamente disponíveis, usuais e de baixo custo, como a distribuição granulométrica, a massa específica do solo, teor de umidade e dados de infiltração (MINASNY; MCBRATNEY, 2002).

Estudos desenvolveram equações de regressão estatística que relacionam características de retenção de água ou condutividade hidráulica com outras propriedades básicas de solo mais facilmente obtidas (WÖSTEN et al., 1997; PACHEPSKY et al., 1999). Essas equações, segundo Bouma (1989) são chamadas de Funções de Pedotransferência (FPTs), e têm sido empregadas atualmente no sentido mais abrangente, designando equações que estimem parâmetros edáficos e tomam por base até mesmo características morfológicas. Porém essas funções apresentam informações limitadas, a maioria são empíricas e se restringem a consultas sistemáticas de mecanismos básicos para obtenção dessas funções. Por isso surgiram os métodos semifísicos das FPTs.

A metodologia *Beerkan* é um desses métodos semifísicos e se baseia nas propriedades estáticas e dinâmicas do solo, utiliza-se dados experimentais de infiltração, da distribuição granulométrica e da massa específica do solo, para a estimativa dos parâmetros das curvas $\theta(h)$ e $K(\theta)$, delineadas, analiticamente, por cinco parâmetros: dois de forma, m ou n e η , relacionado principalmente com a textura, e três de normalização θ_s , K_s e h_g , dependentes da estrutura do solo. Os parâmetros de forma são obtidos a partir da curva de distribuição dos tamanhos das partículas e da porosidade, enquanto os parâmetros de normalização são determinados a partir de experimentos de infiltração. Os parâmetros de normalização

apresentam importantes variações espaço temporal ligados à estrutura do solo (HAVERKAMP et al., 1998).

Desta forma, eles não devem ser calculados apenas a partir de simples caracterizações texturais, como ocorre na maioria das funções de pedotransferência. Uma alternativa para analisar as variações estruturais é através de medidas do fluxo de infiltração. O método *Beerkan* propõe a obtenção da curva de infiltração acumulada em função do tempo, com um infiltrômetro a disco ou com um infiltrômetro de anel simples.

3.3 METODOLOGIA *BEERKAN*

O BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) é um algoritmo idealizado por Lassabatère et al. (2006) que representa matematicamente o fenômeno da infiltração. Dessa forma, o ajuste das curvas de infiltração pode ser empregado para determinar parâmetros hidrodinâmicos do solo como a condutividade hidráulica (K_s) e a sorvidade (S).

Essa metodologia vem sendo aplicada em diversos estudos (LASSABATÈRE et al., 2006; SOUZA et al., 2008; BAGARELLO; LOVINO, 2012), e se baseia principalmente em ensaios simplificados de infiltração e na análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo, para obtenção dos cinco parâmetros que descrevem analiticamente as curvas de retenção $\theta(h)$ e de condutividade hidráulica $K(\theta)$. Em comparação a outros métodos experimentais a metodologia *Beerkan* surgiu como uma proposta de otimizar as análises de variabilidade espacial das propriedades hidráulicas dos solos, a partir da investigação quantitativa e qualitativa determinando essas propriedades hidrodinâmicas (SOUZA, 2005).

Souza et al. (2008) aplicaram o método em dois solos da Paraíba com diferentes classes texturais (três de um Latossolo Amarelo e três de um Neossolo Flúvico). O método *Beerkan* provou ser eficiente e adaptado à caracterização hidrodinâmica dos dois solos.

Bagarello; Lovino (2012) asseguraram que a metodologia BEST é interessante para caracterização simples do solo. Em sua investigação o BEST foi avaliado para prever a retenção da água para solos localizados na Sicília e concluíram que o modelo de retenção de água foi considerado apropriado para a maioria dos solos.

O método BEST já foi aplicado em todo o mundo (LASSABATÈRE et al., 2006; LASSABATÈRE et al., 2013; BAGARELLO et al., 2014; DI PRIMA et al., 2016, ANGULO-JARAMILLO et al., 2016; BAGARELLO et al., 2017), mas apresenta algumas desvantagens. Funciona apenas com um conjunto específico de funções hidráulicas (o modelo de van Genuchten (1980) com condição de Burdine para $\theta(h)$ e o modelo de Brooks

e Corey (1964) para $K(\theta)$) que não são frequentemente usados para modelagem ou até implementado nas principais ferramentas e software de modelagem. O método BEST utiliza expansões aproximadas que são válidas apenas em intervalos restritos e, quando usadas fora de seus intervalos de validade, podem levar a estimativas errôneas, além disso, quando as medidas de infiltração são feitas em profundidade pode deixar o método muito oneroso (FERNÁNDEZ et al., 2019).

3.4 DUPLA PERMEABILIDADE

Essa abordagem pressupõe que o meio poroso consiste em duas regiões, uma associada aos macroporos ou rede de fratura e a outra com um sistema de poros menos permeáveis, formados por agregados de solo ou blocos da matriz rochosa (GERKE; van GENUCHTEN, 1993). A abordagem de dupla permeabilidade foi desenvolvida para modelagem e quantificação de fluxo preferencial (ŠIMŮNEK et al., 2003; GERKE et al., 2015). Ela assume que os solos abrangem duas regiões, incluindo a matriz e as regiões de fluxo rápido que abrigam, respectivamente, os poros menores e maiores.

O meio poroso de um solo é heterogêneo por exibir uma variedade de cavidades interligadas ou não, como fraturas, fissuras e macroporos ou poros inter-agregados, que interferem na instabilidade dinâmica do avanço de umedecimento durante o movimento de água no solo. Essas estruturas afetam o movimento da água e do soluto no nível macroscópico, criando campos de fluxo não uniformes com velocidades muito diferentes. Tais fenômenos são frequentemente chamados de fluxo preferencial.

Microscopicamente, um meio poroso estruturado consiste em agregados de solo ou blocos de matriz rochosa cercados por poros ou fraturas que formam uma rede mais ou menos contínua. Embora consistindo principalmente de poros maiores, a rede de macroporos do solo também pode incluir mesoporos e microporos na sua vizinhança imediata (WILSON; LUXMOORE, 1988; JARDINE et al., 1990; LUXMOORE et al., 1990), bem como algumas partículas minerais ou orgânicas ao longo das paredes dos macroporos (SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR, 1990). A rede de fraturas nas rochas pode formar um contínuo consistindo em diferentes tamanhos de poros (LONG et al., 1982; BERKOWITZ et al., 1988); pode ter paredes ásperas ou conter algum material de enchimento (TSANG; TSANG, 1987).

Uma representação esquemática sobre a abordagem da dupla permeabilidade é sugerida na Figura 4. As áreas marrons indicam agregados do solo ou blocos de uma matriz rochosa, enquanto que os espaços entre essas áreas retratam a rede de macroporos, inter-

agregados ou fraturas. As áreas emolduradas exibem as regiões onde o movimento de água e soluto ocorrem: superfície de um agregado (1a); rede de poros de fratura (1b); entre agregados (2a); entre espaços de poros ou de fraturas contínuas e estáticas (2b) e dentro de um agregado (3) (GERKE; VAN GENUCHTEN, 1993).

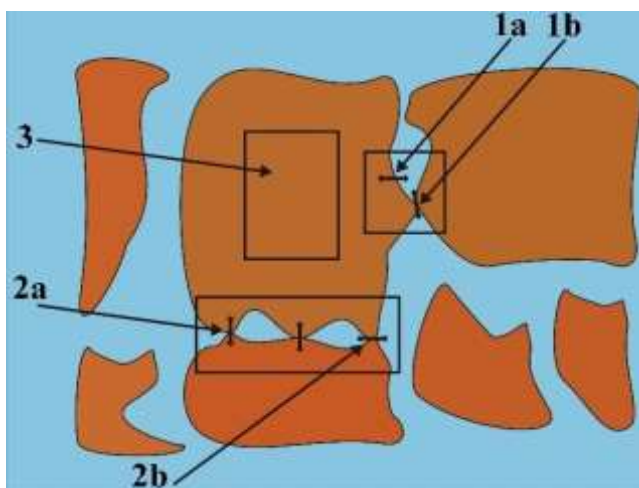


Figura 4. Representação esquemática de uma seção transversal vertical do meio poroso de um solo estruturado a nível microscópico. Fonte: Adaptado de GERKE; van GENUCHTEN (1993).

A condutividade hidráulica saturada pode ser medida em laboratório ou em campo. Vários estudos mostraram que os valores de condutividade hidráulica do solo saturado, K_s , medidos em solos macroporosos, podem variar em várias ordens de magnitude, dependendo do volume amostrado do solo (CHAPUIS et al., 2005).

Experimentos foram desenvolvidos para determinar os valores de K_s em diferentes escalas espaciais, e provar a diferença entre os dois tipos de fluxo de matriz e preferencial e são apresentados a seguir. Chappell; Lancaster (2007) aplicaram seis métodos de campo: testes de *slug*, permeâmetro de perfuração com carga constante descendente, permeâmetro de anel e dois tipos de testes de trincheira. Os valores de K_s determinados pelas experiências de maior escala, ou seja, os testes de percolação de trincheira, foram em média, 37 vezes maiores do que aqueles obtidos com os testes de *slug*, conduzidos a partir de piezômetros posicionados perto das trincheiras.

Brooks et al. (2004) propuseram uma metodologia para medir os valores de K_s no topo de uma camada impermeável de um talude. Suas medidas geraram valores de K_s de uma a duas ordens de grandeza maiores do que aqueles medidos em pequenas escalas, seja no laboratório, em pequenos núcleos de amostras de solo, ou no campo, utilizando o

permeâmetro de Guelph. A discrepância entre as medidas obtidas para as diferentes escalas espaciais foi maior na superfície dos solos, na qual foi atribuída ao efeito dos macroporos.

O método do bloco *in situ* (DAY et al., 1998) provou ser uma ferramenta útil para medições de condutividade hidráulica total ou global do solo saturado. Essa técnica consiste em medir o fluxo de água *in situ* em um bloco de solo não perturbado e com os lados expostos impermeabilizados para limitar o fluxo de água. Nesse estudo foi medido o fluxo de água em um bloco de solo de 3,38 m³. As faces verticais do bloco foram seladas usando bentonita, areia e madeira. Blanco-Canqui et al. (2002) avaliaram $K_{s,g}$ em três blocos de solo *in situ* de 0,029 m³ fechados por chapas de aço e inseridos a aproximadamente 35 cm abaixo da superfície do solo para selar as interfaces solo-chapa de aço. Mendoza; Steenhuis (2002) desenvolveram e testaram um infiltrômetro de encosta para medir a condutividade hidráulica do solo saturada vertical e lateral *in situ*.

Outros estudos consideraram medidas de pequena escala em solos macroporosos, incluindo testes laboratoriais e *in situ*. Essas abordagens são geralmente mais simples em termos de dispositivos experimentais e medições necessárias. No entanto, medidas de pequena escala podem não representar adequadamente K_s , pois muitas vezes não é possível perceber se a água que passa na pequena fração de solo, flui ao longo de caminhos de fluxo preferencial ou somente através da matriz do solo (BOUMA et al., 1977). De fato, em uma escala menor, os macroporos são dificilmente interceptados (BEVEN; GERMANN, 1982; ZOBECK et al., 1985).

A presença de agregados, pedras, fissuras, fraturas e canais radiculares, frequentemente encontrados em perfis de solo não saturados, são difíceis de serem representados em pequenas amostras (HAVERKAMP et al., 1999). Pensando nisso, Abou Najm; Atallah (2016) propuseram um novo método para caracterizar experimentalmente meios porosos usando fluidos newtonianos e não-newtonianos. Lassabatère et al. (2014) propuseram o método BEST-2K para caracterização hidráulica de meios de dupla permeabilidade sobre os dados de infiltração adquiridos no campo. Lassabatère et al. (2014) utilizaram a abordagem de dupla permeabilidade para modelar a infiltração de água com infiltrômetros de tensão em solos heterogêneos.

A condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$, foi obtida por Di Prima et al. (2018), com base em experimentos de infiltração realizados em diferentes escalas espaciais e em diferentes profundidades do solo. Esses autores, determinaram K_s a partir do método *Beerkan* com o algoritmo BEST para descrever a condutividade da matriz do solo ($K_{s,m}$). Para a condutividade hidráulica total, esses autores propuseram um bloco

monolito impermeabilizado lateralmente até a camada de impedimento, para a realização do fluxo lateral em encostas. A condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido foi estimada por meio de equações matemáticas. Os valores estimados de $K_{s,f}$ foram de uma a três vezes superiores a $K_{s,m}$ (DI PRIMA et al., 2018).

Outros estudos também avaliaram os fluxos preferencial e de matriz do solo: Zhang et al. (2019) utilizou infiltrômetros de anel duplo para obter as condutividades de matriz e total do solo. Para as medidas do fluxo da matriz do solo foi colocada uma camada de areia fina em um tecido de nylon no anel interno e entre os anéis interno e externo do infiltrômetro de anel duplo para proteger os caminhos preferenciais e garantir que a água se infiltrasse apenas na matriz do solo. A diferença da infiltração total e da matriz foi usada para determinar a infiltração do fluxo preferencial. A taxa de infiltração preferencial inicial foi de 2,6 a 10,2 vezes maior que a taxa de infiltração na matriz do solo. A infiltração acumulada preferencial contribuiu entre 66 a 82% para a infiltração total. Esses autores destacaram que o fluxo preferencial era quem mais contribuía para a infiltração nos solos com florestas.

O método Auger-Hole permite a obtenção da condutividade hidráulica total ou global $K_{s,g}$, pois ele admite o valor máximo de condutividade hidráulica que ocorre na saturação (van GENUCHTEN; PACHEPSKY, 2011). Esse método se baseia nas condições do fluxo no solo, e é vantajoso por ser de fácil aplicação e confiável para medidas *in situ*, sendo possível determinar a $K_{s,g}$ com a presença do lençol freático. Quando não há o lençol freático nas camadas superficiais, é possível medir a condutividade hidráulica pelo método invertido, forçando a saturação do solo (AMIRATAEE; BESHARAT, 2008).

4. METODOLOGIA

4.1 ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi conduzido na Universidade Federal Rural de Pernambuco-UFRPE, Unidade Acadêmica de Serra Talhada – UAST (Figura 5), localizada na Microrregião do Vale do Pajeú bacia hidrográfica do Rio Pajeú, a qual está inserida em sua totalidade no Estado de Pernambuco entre as coordenadas geográficas de 07° 16' 20" e 08° 56' 01" de latitude sul e 36° 59' 00" e 38° 57' 45" de longitude a oeste de Greenwich. O clima da região, classificado por Köppen é do tipo BShw', semiárido, caracterizando-se por ser quente e seco, com as chuvas de verão ocorrendo entre os meses de dezembro a maio, sendo sua temperatura do ar média correspondente a 25°C e sua média de precipitação pluvial anual de aproximadamente 642 mm. O solo é classificado como Cambissolo Háplico Ta Eutrófico Típico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).

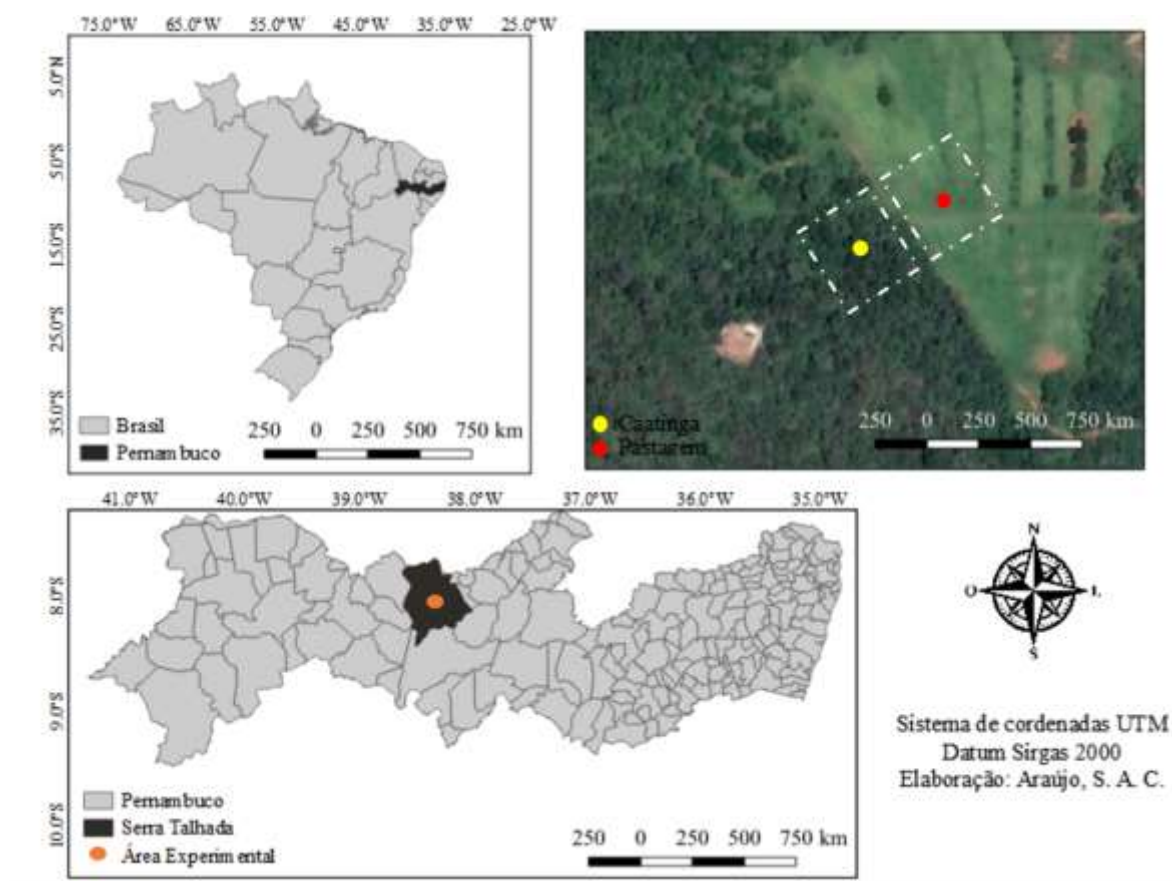


Figura 5. Mapa de localização da área experimental. Fonte: Própria, 2019.

4.2 DELINEAMENTO EXPERIMENTAL

Foram selecionadas duas áreas, uma coberta com vegetação nativa de caatinga e outra de pastagem cultivada com capim-corrente (*Urochloa mosambicensis* (Hack.) Dandy) e

orelha-de-onça (*Macroptilium martii* (Benth.)). Dentro de cada área foram definidos quatro pontos distanciados de 12 metros para a realização do conjunto de medidas. A área de Caatinga era composta por vegetação nativa e de crescimento antigo. A área de pastagem tinha um histórico de uso há 20 anos.

Para análise estatística foi adotado o delineamento inteiramente casualizado (DIC) em parcelas subdividas, adotando como parcelas as duas áreas (caatinga e pastagem) e as camadas (5-15, 15-25, 25-35 e 35-45 cm) como subparcelas, com quatro repetições.

4.3 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO

Para compreender a representação textural e estrutural dos solos estudados, foi levantado um conjunto de cinco propriedades físicas ao longo dos perfis dos pontos amostrais de cada área. Amostras indeformadas foram coletadas nas respectivas camadas de solo, 0-5, 5-15, 15-25, 25-35 e 35-45 cm, em cada ponto amostral das áreas experimentais. Essas amostras foram utilizadas para a identificação das classes texturais e determinação das densidades de partículas em cada camada. Na análise textural as frações mais finas foram obtidas por sedimentação com o auxílio de densímetros, enquanto que a fração mais grosseiras foram separadas por peneiramento mecânico a seco (TEIXEIRA et al., 2017). A densidade de partículas relaciona a massa de uma amostra de solo e o volume ocupado por esta fração sólida. Portanto para a sua determinação, foi preciso o valor da massa da amostra e depois o volume dos sólidos presentes, neste caso obtido pelo método do balão volumétrico.

A densidade do solo relaciona a mesma massa de solo seco com volume total do solo, ou seja, considera os volumes de poros e de sólidos. Neste caso, usa-se um anel de bordas cortantes e capacidade interna conhecida.

A Resistência do solo à Penetração de raízes (RP) nas diferentes áreas foi determinada com um penetrômetro de impacto modelo IAA/Planalsucar-Stolf (STOLF et al., 2005), que possui como princípio de funcionamento a penetração de uma haste graduada em centímetros de ponta fina (30°), onde a partir de cada impacto de um peso de massa conhecida, que desce em queda livre a uma altura constante, foi medida a penetração da haste no solo.

O número de impactos foi transformado em resistência dinâmica por meio da equação proposta por Stolf (1991): $RP \text{ (kgf cm}^{-2}\text{)} = 5,6 + 6,89N$ ($N = \text{número de impactos}/10\text{cm}$) e então convertido para MPa. Foram analisados os valores de RP para camadas com intervalos de 20 cm de espessura, para uma melhor interpretação dos dados. Os testes de RP foram realizados até 40 cm de profundidade. Esses testes foram realizados próximo ao centro das parcelas experimentais. Devido à influência da umidade nas determinações da RP, foram

realizadas as medidas em todos os pontos no mesmo dia para garantir as mesmas condições de umidade do solo.

4.4 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA GLOBAL ($K_{s,g}$) – Método Auger Hole Invertido.

Para a obtenção da condutividade hidráulica global ($K_{s,g}$), foi utilizado o método do Auger-Hole Invertido e para tanto foi perfurado um poço em cada parcela de 10 cm de diâmetro e 45 cm de profundidade, com o auxílio de um trado tipo caneco. Para que as medidas fossem realizadas com o solo o mais próximo da saturação possível, os poços foram preenchidos com água três vezes ao dia (8, 12 e 16 horas), por dois dias consecutivos. Uma trena, com uma das extremidades adaptada a um flutuador, e fixada sobre uma base de madeira de 1 cm de espessura na superfície do solo para referência (N.R), permitiu a realização das leituras de rebaixamento do nível de água no poço (Figura 6b).

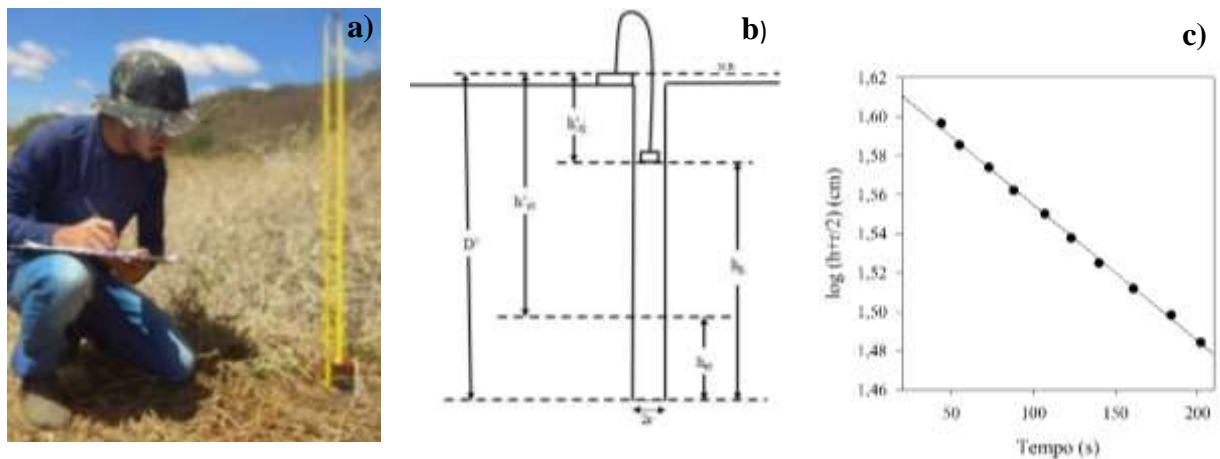


Figura 6. Procedimento (a), esquema do método Auger Hole Invertido (b) e inclinação da reta obtida (α) (c).

A $K_{s,g}$ de cada perfil de solo foi calculada pelo seguinte modelo (HOORN, 1979):

$$K_{s,g} = 1,15 \cdot r \cdot \frac{\log \left(h(t_i) + \frac{r}{2} \right) - \log \left(h(t_0) + \frac{r}{2} \right)}{(t_i - t_0)} = 1,15 \cdot r \cdot tg(\alpha) \quad (20)$$

onde $K_{s,g}$ ($L T^{-1}$) é a condutividade hidráulica saturada, r (L) é o raio do poço, h_0 (L) é a profundidade do nível d'água no instante $t = t_0$ e h_f (L) é a profundidade do nível d'água no instante $t = t_i$. Os valores de $\log(h(t_0) + r/2)$ e $\log(h(t_i) + r/2)$ foram calculados e plotados para cada intervalo de tempo decorrido ($t_i - t_0$).

A reta de regressão linear ajustada aos dados plotados, permitiu obter a inclinação da reta (α) (Figura 6c) e a partir daí foram impostas camadas de saturação para a obtenção dos fluxos de rebaixamento nas profundidades saturadas dos solos (ES), a saber: 5-45, 15-45, 25-45 e 35-45 cm. Os valores de $K_{s,g}$ para cada ES foram então calculados a partir da Equação (21). E representam os valores da condutividade hidráulica saturada global, $K_{s,g}(\Delta z)$, em uma determinada camada de solo saturado ($\Delta z = z_0 - z$). Como descrito a seguir:

$$K_{s,g} = \frac{\int_z^{z_0} K_{s,g}(\Delta z) dz}{z_0 - z} \quad (21)$$

onde Δz representa a diferença entre o fundo do poço ($z_0 = 45$ cm) e os níveis de água no poço impostos para z iguais a 5, 15, 25 e 35 cm, respectivamente. O numerador da Equação (21) é a transmissividade da camada saturada no perfil do solo durante o teste Auger-Hole e o denominador é a espessura de saturação (ES).

Com a imposição dos níveis de água nos poços iniciando em 5, 15, 25 e 35 cm de profundidade, durante o procedimento de drenagem do método quatro valores de $K_{s,g}(\Delta z)$ foram calculados a partir da Equação (22), compreendidas, respectivamente, para quatro camadas decrescentes de ES. Estes valores são indicados por $K_{s,g}(5-45)$, $K_{s,g}(15-45)$, $K_{s,g}(25-45)$ e $K_{s,g}(35-45)$. Os valores de $K_{s,g}(\Delta z)$ foram então utilizados para calcular os $K_{s,g}$ específicos para as camadas individuais de 5-15, 15-25, 25-35 e 35-45 cm e que representam, na mesma ordem, as profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm em cada perfil de solo.

A título de exemplo, para computar o $K_{s,g}$ específico da camada superficial de 5-15 cm (10 cm de profundidade), foram utilizados $K_{s,g}(5-45)$ e $K_{s,g}(15-45)$, obtidos com ES de 5-45 cm e 15-45 cm, respectivamente, denotando $z(5)$ e $z(15)$ como os níveis de água no poço a 5 e 15 cm da superfície do solo, respectivamente. Desta forma, o valor de $K_{s,g}$ da camada superficial 5-15 cm, agora denotado como $K_{s,g}(10\text{ cm})$, pôde então ser obtido por:

$$\begin{aligned} K_{s,g}(10\text{ cm}) &= \frac{\int_z^{z_0} K_{s,g}(\Delta z) dz}{z_0 - z} \\ &= \frac{K_{s,g}(5 - 45) \cdot (z(45) - z(5)) - K_{s,g}(15 - 45) \cdot (z(45) - z(15))}{z(15) - z(5)} \end{aligned} \quad (22)$$

O mesmo procedimento foi aplicado para calcular os valores específicos de $K_{s,g}$ para as demais camadas do solo. Para tanto, obteve-se os valores de $K_{s,g}(20\text{ cm})$ integrando $K_{s,g}$

(Δz) para as ES 15-45 e 25-45 cm, os de $K_{s,g}$ (30cm) para as ES de 25-45 e 35-45 cm e para última camada (35-45cm) o $K_{s,g}$ (40cm) é o próprio $K_{s,g}$ (35-45) (PIRASTRU et al, 2017).

4.5 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DA MATRIZ DO SOLO ($K_{s,m}$)

Método do Monolito Cilíndrico

Em uma adaptação do procedimento descrito por Bagarello;Sgroi (2008) e Bagarello et al. (2009), monólitos cilíndricos de solos foram extraídos das camadas de 5-15, 15-25, 25-35 e 35-45 cm com moldes cilíndricos de PVC de 10 cm de diâmetro e 10 cm de altura (Figura 7a) em cada perfil de solo, totalizando 92 amostras de solos. Em cada amostra de solo foi aplicada espuma de poliuretano expansível entre o molde de diâmetro maior e a parede da amostra do solo (Figuras 7b e 7c). E, por fim, foi adicionado um outro cano de PVC de menor altura e de mesmo diâmetro da amostra, que serviu como suporte para a carga hidráulica (Figura 7d). Após a expansão total da espuma, o excesso foi cortado com uma faca. Um tecido permeável foi colocado na parte inferior do cilindro para suportar o peso do solo, e em laboratório, as amostras foram retiradas do molde e então lentamente saturadas mediante capilaridade por 24 h.



Figura 7. Coleta do monólito cilíndrico (a), aplicação da espuma de poliuretano em molde de PVC (b e c) e estrutura de PVC que acondiciona a carga hidráulica (d). Fonte: Própria, 2019.

O método do permeâmetro (KLUTE; DIRKSEN, 1986), foi aplicado para obtenção de $K_{s,m}$ de acordo com a lei de Darcy (Equação 6). Um sifão feito de garrafa PET foi utilizado para manter a coluna de água constante na superfície do solo (Figura 8), que foi estabelecida entre 1-3 cm. As medidas foram realizadas até o estabelecimento das condições de estado estacionário, entre 30 e 95 minutos. Os três últimos valores de fluxo foram utilizados para os cálculos de $K_{s,m}$.

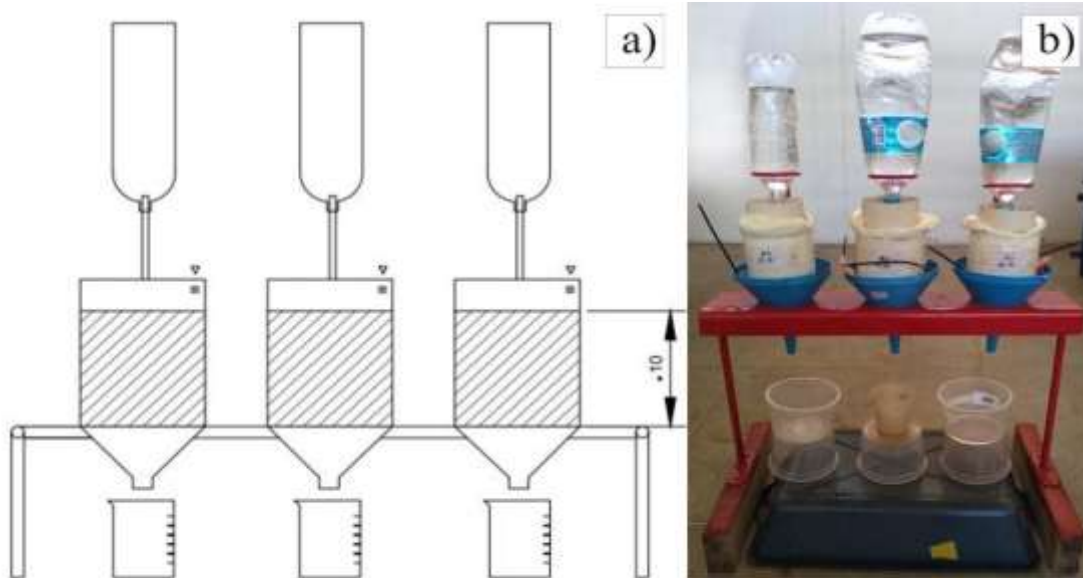


Figura 8. Croqui do permeâmetro de carga constante (a) e leituras do fluxo de água em laboratório (b). Fonte: Própria, 2019.

Método *Beerkan*

Para caracterização físico-hídrica do solo nas áreas e determinação da condutividade hidráulica da matriz do solo ($K_{s,m}$) foi utilizado o método de estimativa de transferência de água no solo, denominado de Beerkan (BEST), que estima simultaneamente os parâmetros da curva de retenção de água $\theta(h)$ através do modelo de van Genuchten (1980) e a condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ de acordo com o modelo de Brooks; Corey (1964), com a condição de Burdine (1953):

$$\theta(h) = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (23)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad \text{com } \eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad (24)$$

sendo θ a umidade volumétrica ($L^3 \cdot L^{-3}$); θ_r e θ_s as umidades volumétricas residual e saturada ($L^3 \cdot L^{-3}$), respectivamente; h o potencial matricial (L); h_g (L) um valor de escala de h ; m e n são parâmetros de forma; p um parâmetro de tortuosidade; $K_s/K_{s,m}$ a condutividade hidráulica saturada do solo ($L \cdot T^{-1}$) e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica. O θ_r é assumido como zero.

Este método consiste, basicamente, em ensaios simplificados de infiltração, da distribuição granulométrica e da densidade do solo, para então se estimar os parâmetros das

curvas de $\theta(h)$ e $K(\theta)$. De acordo com Souza et al. (2008), o método *Beerkan* é uma excelente alternativa para caracterização hidráulica do solo, uma vez que, é eficiente, de baixo custo, além de ser simples e rápido.

Essas equações possuem cinco parâmetros desconhecidos: dois parâmetros de forma (m ou n e η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s e h_g). Os parâmetros de forma, que estão relacionados com a textura, são determinados a partir da análise granulométrica e da densidade do solo, assumindo uma similaridade entre a distribuição granulométrica e a curva de retenção de água no solo, enquanto que os parâmetros de normalização resultam da estrutura dos solos e são determinados ajustando-se o modelo de infiltração tridimensional com os dados de infiltração cumulativa transitória (HAVERKAMP et al., 2016; BAGARELLO; IOVINO, 2012). Os parâmetros de forma e normalização foram obtidos usando o programa scilab 6.0.2 e o algoritmo BEST proposto por Lassabatère et al. (2006).

Nesta investigação, o algoritmo *BEST-steady* foi escolhido, pois produz maiores possibilidades de sucesso (valores positivos de K_s ($K_{s,m}$) nas execuções de infiltração e permite o cálculo simples de K_s em comparação com outros algoritmos BEST, nomeadamente o *BEST-intercept* (YILMAZ et al., 2010) e *BEST-slope* (LASSABATÈRE et al., 2006).

Durante cada avaliação foram coletadas, ainda, amostras indeformadas para determinação da densidade do solo e da umidade inicial θ_0 e final θ_s , adotando-se θ_s igual à porosidade total. Para determinação da densidade do solo foram coletadas amostras em anéis cilíndricos de aço inox com volume de 50 cm^3 , e calculada pela relação entre a massa seca a $105 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 24 h da amostra de solo do cilindro e o seu volume (TEIXEIRA et al., 2017).

Na Figura 9 é apresentado um modelo esquemático de como foram realizadas as medidas de infiltração com os anéis de disco e coletas dos monolitos cilíndricos em profundidade bem como o método Auger Hole Invertido, para os quatro perfis e nos dois solos estudados.

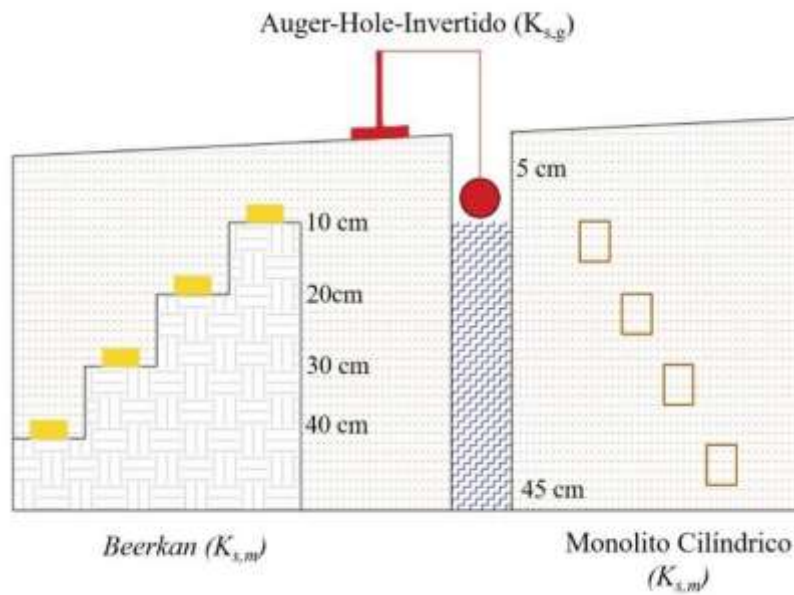


Figura 9. Croqui dos métodos utilizados na área de estudo. Fonte: Própria, 2019.

4.6 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE FLUXO RÁPIDO ($K_{s,f}$)

Para os cálculos de dupla permeabilidade, considerou-se que a condutividade hidráulica global, $K_{s,g}$ (mm h^{-1}), pode ser desacoplada em termos de suas contribuições para as regiões de fluxos rápido e matricial (GERKE;van GENUCHTEN, 1993):

$$K_{s,f} = \frac{K_{s,g} - [(1 - w_f)K_{s,m}]}{w_f} \quad (25)$$

sendo w_f o índice volumétrico destinado à região de fluxo rápido (adimensional), ou seja, a razão entre o volume dos sistemas de poros das vias mais ativas (fissuras, fraturas, raízes, etc) e o volume total do solo, e $K_{s,f}$ e $K_{s,m}$ (mm h^{-1}) são as condutividades hidráulicas saturadas para as regiões de fluxo rápido e matricial, respectivamente. Como w_f é desconhecido, avaliamos múltiplos cenários com valores de w_f variando de 0,05 a 0,1, considerando-se que a região de fluxo rápido ocupava 5 a 10% de toda a região (DUSEK et al., 2012; LASSABATÈRE et al., 2014b).

4.7 TRATAMENTO DE DADOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA

As variáveis foram submetidas ao teste de normalidade Shapiro-Wilk e de Homocedasticidade de Bartlett. Atendida as premissas, realizou-se a Análise de Variância (Teste F) e em seguida o teste de Tukey a 1% de significância para a comparação das médias.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SOLO

Os solos coletados nas áreas de caatinga e pastagem, não apresentaram diferença textural, sendo classificados como Franco-Argilo-Arenosos (Tabela 2). O que ajuda a confirmar nesta pesquisa que a alteração das propriedades físicas do solo e o comportamento hidrodinâmico está diretamente associada ao uso do solo que interfere fundamentalmente na estrutura dos solos das áreas estudadas. As curvas granulométricas para cada profundidade nas duas áreas são apresentadas na Figura 10.

Tabela 2. Caracterização textural e propriedades físicas dos perfis de solos das áreas de caatinga e pastagem

| | Camadas (cm) | Areia (%) | Silte (%) | Argila (%) | ρ_s (g cm ⁻³) | ρ_p (g cm ⁻³) | ϕ (cm ³ cm ⁻³) |
|----------|--------------|------------|------------|------------|--------------------------------|--------------------------------|--|
| Caatinga | 0-5 | 56,50±5,60 | 22,98±2,68 | 22,52±3,14 | | | |
| | 5-15 | 57,32±7,09 | 22,16±4,13 | 20,52±3,14 | 1,33±0,07a | 2,66±0,05 | 0,500±0,05 |
| | 15-25 | 54,04±8,04 | 23,80±6,77 | 22,16±1,64 | 1,37±0,06a | 2,65±0,04 | 0,483±0,04 |
| | 25-35 | 55,68±4,24 | 22,16±3,14 | 22,16±1,64 | 1,36±0,06a | 2,64±0,04 | 0,485±0,06 |
| | 35-45 | 56,16±3,10 | 21,68±1,60 | 22,16±1,64 | 1,32±0,05a | 2,65±0,06 | 0,502±0,06 |
| Pastagem | 0-5 | 58,96±1,90 | 18,47±1,57 | 22,57±0,82 | | | |
| | 5-15 | 57,32±5,36 | 20,52±4,13 | 22,16±1,64 | 1,38±0,04b | 2,67±0,03 | 0,483±0,05 |
| | 15-25 | 54,04±5,99 | 20,52±4,92 | 25,45±1,64 | 1,38±0,07a | 2,64±0,02 | 0,477±0,04 |
| | 25-35 | 54,04±3,79 | 22,16±1,64 | 23,80±3,14 | 1,37±0,09a | 2,65±0,05 | 0,483±0,08 |
| | 35-45 | 51,57±6,77 | 23,80±5,61 | 24,63±1,90 | 1,36±0,09b | 2,65±0,07 | 0,487±0,09 |

ρ_s -massa específica do solo, ρ_p -massa específica das partículas do solo, ϕ -porosidade do solo. Médias seguidas pela mesma letra na coluna não diferem significativamente entre as áreas dentro de cada profundidade pelo teste de Tukey ($p < 0,01$)

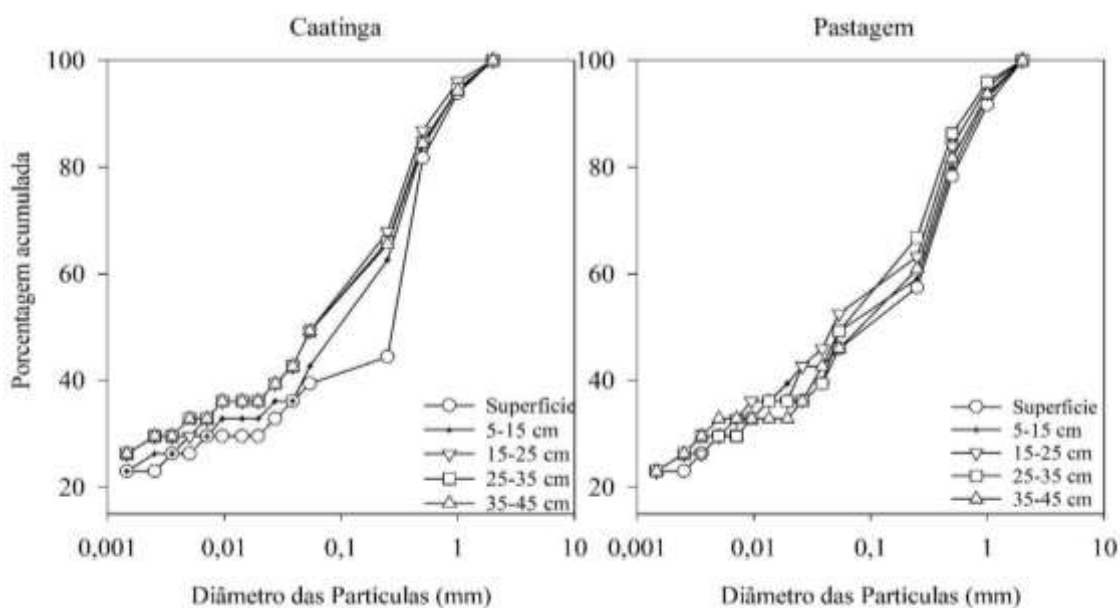


Figura 10. Curvas granulométricas dos perfis de solos das áreas de Caatinga e Pastagem.

A textura sofre pouca alteração com o tempo e afeta inúmeras propriedades do solo, como a retenção de água, velocidade de decomposição da matéria orgânica, capacidade de lixiviação, suscetibilidade a erosão hídrica e eólica, suscetibilidade a compactação e grau de agregação das partículas, além de influenciar atributos físicos como porosidade e densidade do solo (BRADY; WEIL, 2010).

Os valores de densidade do solo nos perfis de solos analisados variaram de 1,32 a 1,38 g cm⁻³ (Tabela 2). Esses resultados estão de acordo com o esperado para solos classificados como francos que apresentam uma faixa de densidade do solo entre 1,25 a 1,40 g cm⁻³. A densidade do solo é influenciada pela sua textura, uma vez que solos arenosos apresentam densidades superiores aos dos solos argilosos, principalmente devido a agregação das partículas de argila, que acarretam uma porosidade intra-agregados (LIBARDI, 2005).

A densidade do solo foi significativamente menor nas camadas de solos 5-15 e 35-45 cm da caatinga, em comparação às mesmas camadas da pastagem. Esses valores evidenciam um processo de compactação devido ao tráfego de máquinas e animais nessa área. Trata-se de um dos atributos mais influenciados pela degradação estrutural do solo e sua alteração interfere também em propriedades como a porosidade total, na distribuição dos tamanhos dos poros, infiltração da água no solo, condutividade hidráulica, retenção de água no solo, disponibilidade de água às plantas e resistência do solo à penetração (TORMENA et al., 1998; KLEIN; LIBARDI, 2002). Nas duas áreas, os valores médios das densidades dos solos apresentaram baixos coeficientes de variação (3,5 e 4,1%) configurando como um atributo com baixa variabilidade (WARRICK; NIELSEN, 1980).

Os valores de densidade de partículas nas duas áreas ficaram próximos a 2,65 g cm⁻³ tido como um valor médio constantemente citado na literatura, sendo a faixa de densidade dos minerais predominantes no solo, como quartzo, feldspato, mica e coloides silicatados (REICHARDT; TIMM, 2004). A densidade de partículas é uma propriedade intrínseca à formação do solo, pouco influenciada por fatores induzidos pelo manejo e determinada pela composição química e constituição mineralógica de partículas (BRADY; WEIL, 2010).

Em relação a porosidade, os valores obtidos para a classe textural em questão, também se encontram dentro dos limites sugeridos por LIBARDI (2005) que é de 47,2% a 52,8%. A porosidade total está relacionada à razão entre a densidade do solo e a densidade de partículas sendo inversamente proporcional à densidade do solo e, portanto, apresentou valor mais elevado na primeira camada do solo de caatinga.

De acordo com os teores de areia, silte e argila (Tabela 2), bem como a densidade das partículas (ρ_p) obtidas para ambas as condições (Tabela 2), do ponto de vista textural, os solos são semelhantes em todos os perfis analisados. Por outro lado, quando comparados os valores de densidade do solo (ρ_s) (Tabela 2) e RP (Figura 11), percebe-se uma diferença na superfície (10-20cm) do solo da caatinga.

Os valores de resistência à penetração variaram na caatinga de 2,28 a 16,18 MPa, enquanto que na pastagem foi de 2,63 a 19,16 MPa. Quando discretizadas em duas camadas (0-20 e 20-40 cm), a RP muda significativamente da camada superficial para a mais profunda. Na pastagem esses valores foram semelhantes (Figura 11). É possível observar que os maiores valores médios de RP ocorrem na área de pastagem. Essa propriedade é considerada a mais adequada para expressar o grau de compactação do solo (SILVEIRA et al., 2010), assim como a alteração da estrutura do solo. De acordo com Aquino et al. (2014) os diferentes manejos e forma de uso do solo podem provocar alterações no movimento da água no solo e na resistência à penetração das raízes. Portanto, é nítido que as maiores médias da RP constatadas na pastagem, estão associadas à maior exposição do solo aos impactos das gotas de chuva e/ou ao pisoteio animal, principalmente nas primeiras camadas do solo. Resultados semelhantes em áreas de vegetação nativa e outros usos do solo foram discutidos por Carneiro et al. (2009), onde os manejos promoveram alterações na densidade do solo, no volume total de poros, nos macroporos e na resistência do solo à penetração.

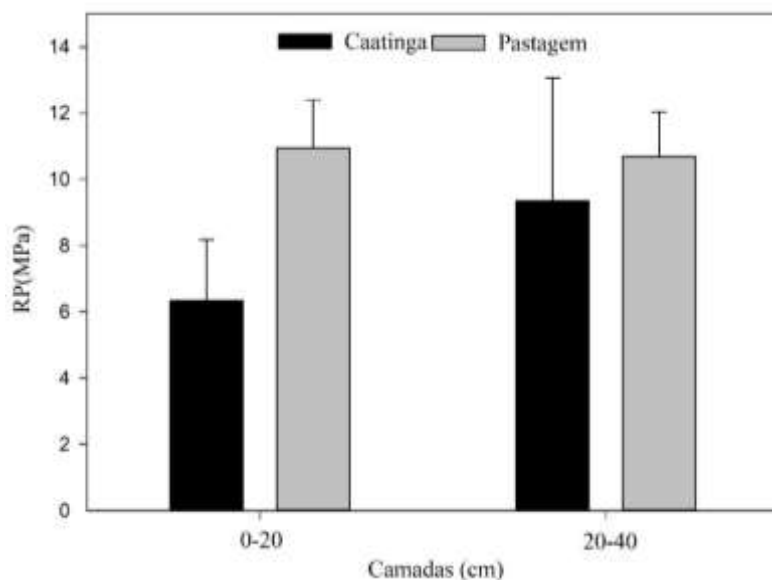


Figura 11. Valores médios de resistência do solo à penetração (RP), para as áreas de Caatinga e Pastagem. Barras de erro correspondem ao desvio padrão.

5.2 COMPORTAMENTO DOS SOLOS NOS ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO

A infiltração de água no solo está associada ao escoamento superficial, erosão do solo, armazenamento de água das plantas e recarga das águas subterrâneas. Além disso, o comportamento hidrodinâmico do solo é cada vez mais considerado como o principal fator de distribuição de água no solo (JIANG et al., 2018). As curvas de infiltrações nas áreas de caatinga e pastagem apresentaram comportamento distintos no tempo de infiltração das lâminas acumuladas (Figura 12).

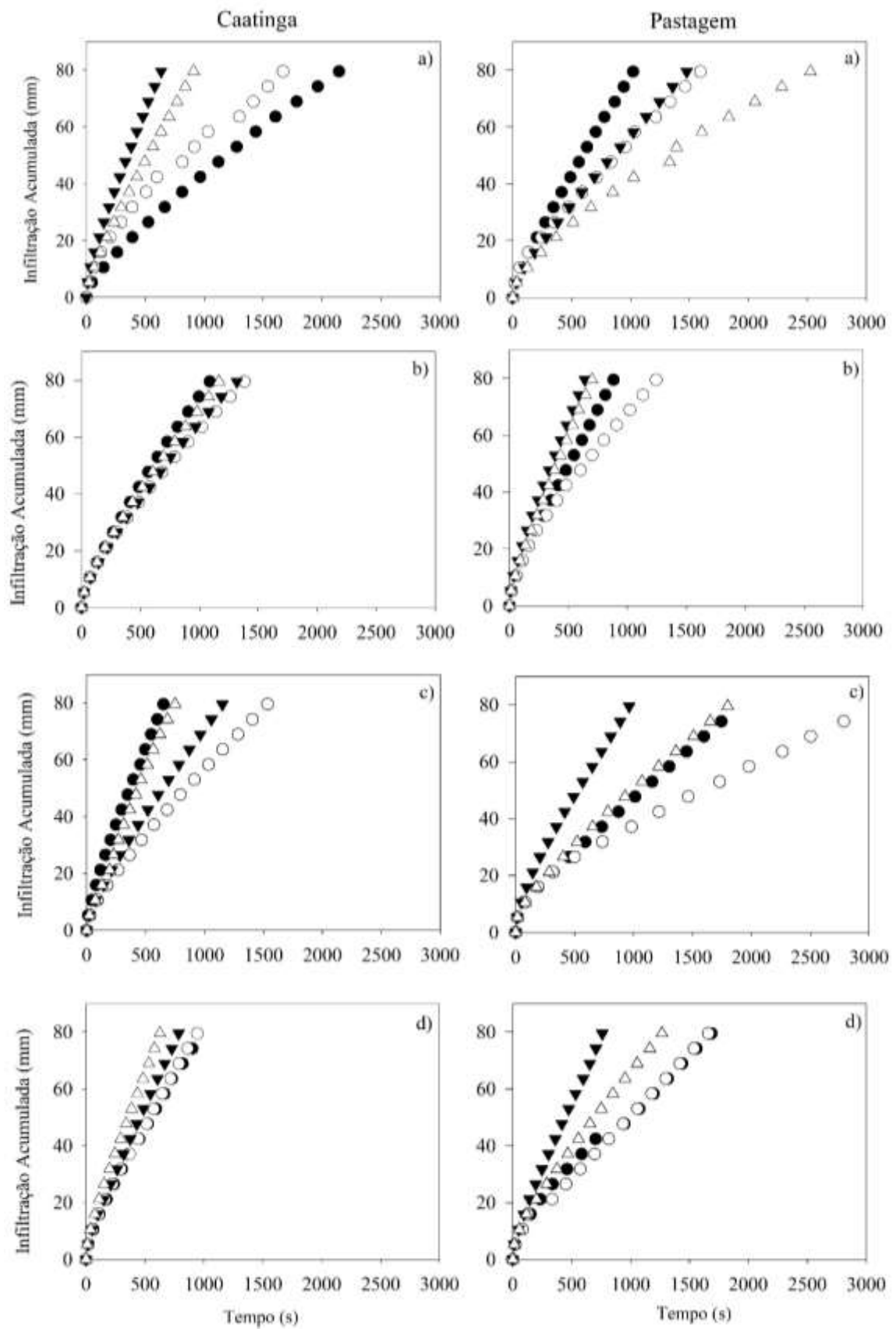


Figura 12. Curvas de infiltração na área de caatinga e pastagem nas profundidades a) 10cm, b) 20cm, c) 30cm e d) 40 cm.

Na pastagem, o tempo necessário para infiltrar 80 mm de água variou de 640 a 3040 segundos, enquanto que nos solos sob caatinga, esses tempos variaram de 626 a 2144 segundos, para a mesma lâmina de água. Foi constatado que o tempo médio de infiltração em todas as profundidades da área de caatinga teve uma redução de aproximadamente 24% em relação ao solo de pastagem. Um fator chave que influencia nesse resultado é a presença de raízes (LIU,2019) que, neste caso, são mais expressivas na área de Caatinga.

O efeito dos macroporos induzidos pelas raízes foi demonstrado principalmente pela diminuição da taxa de infiltração nas primeiras camadas na área de pastagem, representando em média, uma redução de 34,38% nas quatro profundidades, em relação a área de caatinga (Figuras 13 e 14).

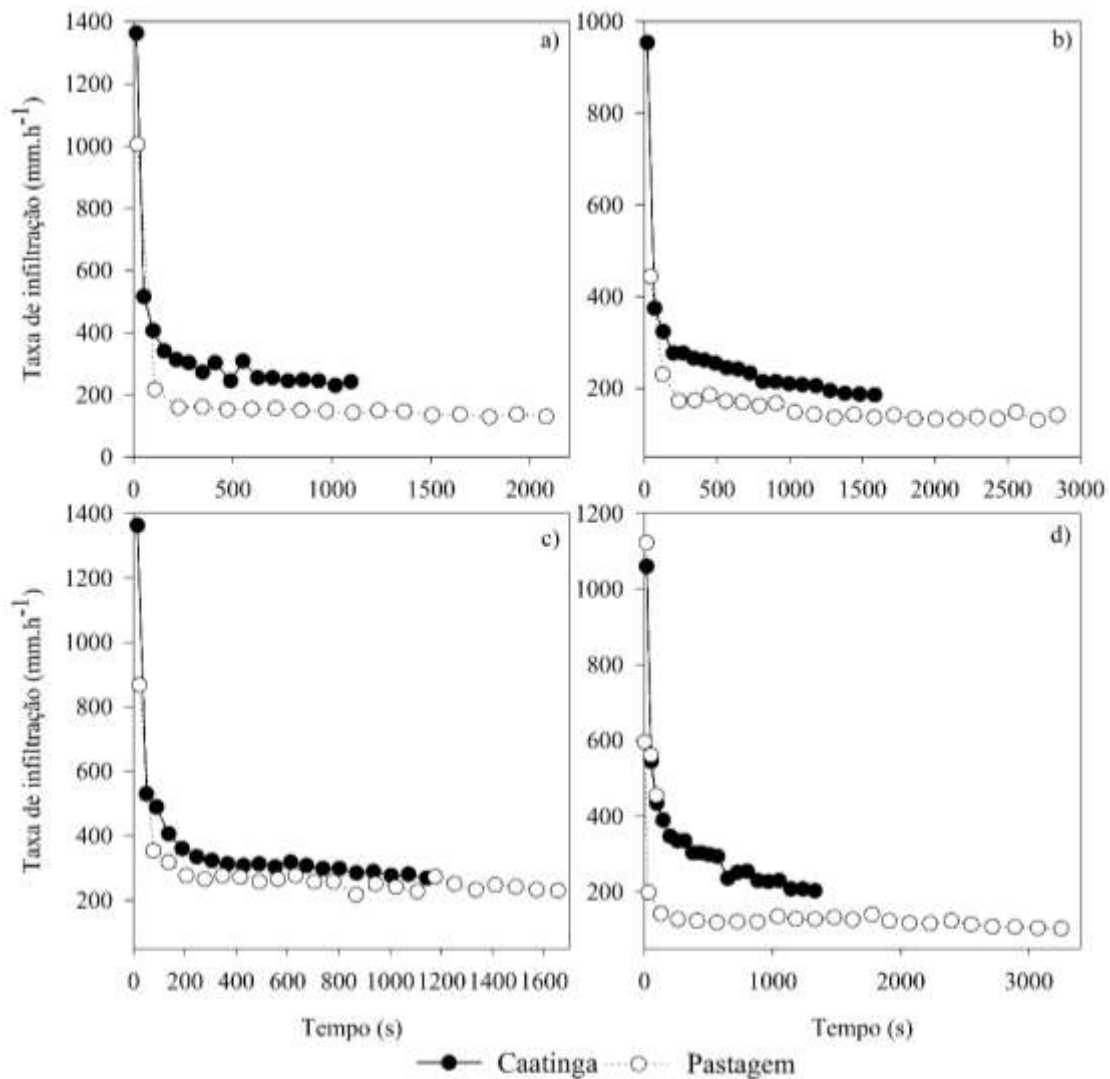


Figura 13. Curvas de taxa de infiltração para as áreas de caatinga e pastagem nas profundidades a)10 cm, b) 20 cm, c) 30 cm e d) 40cm.

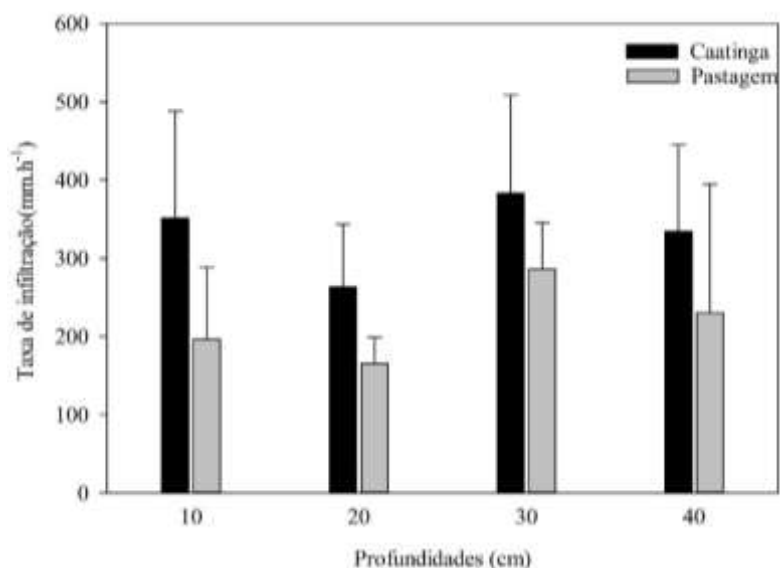


Figura 14. Taxas médias de infiltração e desvio padrão para área de Caatinga e Pastagem.

Esses resultados corroboram com o que Sun et al. (2018) constatou, ao constatarem as taxas de infiltração inicial de pastagens 41,35% menor que de florestas nativas. Miguel; Vieira; Grego (2009), avaliando a infiltração de água em um Argissolo Vermelho distrófico típico cultivado com pastagem de *Brachiaria brizantha*, observaram redução na capacidade de infiltração de água no solo após pisoteio animal, confirmando a formação de uma camada compactada.

Zwirtes et al. (2011), avaliando, algumas propriedades físico-hídricas de um Latossolo Vermelho de textura argilosa submetidos a diferentes manejos, concluíram que houve variação significativa entre os valores de velocidade de infiltração, sendo maiores na área de mata nativa em comparação com outras áreas estudadas e dentre elas a de pastagem.

Também é possível perceber que para a mesma lâmina ($I = 80 \text{ mm}$), a variabilidade do tempo de infiltração da água foi mais variável na pastagem do que na caatinga. Os macroporos e os canais desenvolvidos pelo sistema radicular das plantas, formam caminhos preferenciais para a infiltração de água (LIU et al., 2019)

A substituição de uma floresta por pastagem afeta a hidrologia das bacias hidrográficas, aumentando a compactação do solo, o que reduz a infiltrabilidade e a condutividade hidráulica na superfície e modifica os caminhos do fluxo predominantemente vertical para lateral (BIGGS et al., 2006, CHAVES et al., 2008, DE MORAES et al., 2006, ZIMMERMANN et al., 2006). Foi demonstrado que solos sob essas alterações quando

submetidos a tempestades de longa duração e maiores volumes água, resultam em maior escoamento total (GERMER et al., 2009, TRANCOSO, 2006).

5.3 PARÂMETROS DAS CURVAS $\theta(h)$ e $K(\theta)$

O método *Beerkan* foi aplicado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração. Os parâmetros de forma das curvas de retenção e condutividade hidráulica da água e que dependem da textura do solo se encontram na Tabela 3. Como era de se esperar, independentemente do uso do solo, caatinga ou pastagem, os valores encontrados foram relativamente semelhantes para os parâmetros m e n . O parâmetro (η) teve comportamento contrário, conforme era esperado, devido ao formalismo matemático e à relação que envolve os parâmetros n e η , visto que m e n são diretamente proporcionais e esses, por sua vez, são inversamente proporcionais a η . Além disso, os parâmetros de forma dependem essencialmente da textura, que são semelhantes (JUNIOR et al., 2014). Os resultados obtidos para o parâmetro n estão análogos aos obtidos por Souza *et al.* (2008), que encontraram para um solo Franco Argilo Arenoso valores de m , n e η respectivamente iguais a 0,06, 2,12 e 20,23.

Tabela 3. Parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ para área de caatinga e pastagem.

| | Prof. (cm) | n | η |
|-----------------|-------------------|-------------|--------------------------|
| Caatinga | 10 | 2,14±0,024 | 18,899±1,804 |
| | 20 | 2,13±0,014 | 18,506±1,650 |
| | 30 | 2,13±0,011 | 18,420±1,216 |
| | 40 | 2,133±0,013 | 18,172±1,576 |
| Pastagem | 10 | 2,135±0,007 | 17,765±0,802 |
| | 20 | 2,125±0,009 | 19,032±1,168 |
| | 30 | 2,125±0,015 | 19,140±1,880 |
| | 40 | 2,133±0,011 | 19,150±1,880 |

Os parâmetros de normalização e relacionados com a estrutura dos solos são apresentados na Tabela 4, onde encontra-se os valores médios da umidade de saturação, θ_s e de h_g referente a cada solo.

Tabela 4. Propriedades hidráulicas obtidas com a metodologia *Beerkan* dos dois solos estudados.

| | Prof. (cm) | θ_s cm cm ³ | h_g (mm) | S (mm h ^{-1/2}) | K_s (mm h ⁻¹) |
|----------|---------------|-------------------------------|---------------|---------------------------|-----------------------------|
| Caatinga | 10 | 0,498±0,012 | -24,633±7,354 | 62,34±5,1 | 139,02±20,85 |
| | 20 | 0,483±0,021 | -26,250±3,638 | 55,74±8,46 | 106,63±18,41 |
| | 30 | 0,507±0,058 | -23,925±5,72 | 54,06±9,06 | 92,95±18,55 |
| | 40 | 0,452±0,080 | -32,343±17,58 | 61,2±11,28 | 112,43±14,53 |
| Pastagem | 10 | 0,475±0,016 | -28,617±6,465 | 59,46±10,98 | 104,72±6,20 |
| | 20 | 0,476±0,0196 | -21,887±7,513 | 51,78±8,16 | 94,57±19,17 |
| | 30 | 0,483±0,024 | -27,019±8,365 | 56,94±4,74 | 104,82±25,14 |
| | 40 | 0,501±0,016 | -31,047±7,368 | 79,14±2,16 | 142,45±24,14 |

O valor absoluto de h_g aumentou quando a vegetação mudou de natural (caatinga) para pastagem. Como a h_g está associada ao tamanho da classe de poros mais frequente (ANGULO-JARAMILLO et al., 2000), pode-se concluir que, em ambos os casos, o distúrbio da vegetação determinou uma alteração na distribuição do tamanho dos poros do solo com um aumento relativo na quantidade de poros menores e correspondente diminuição na quantidade de poros maiores. Como consequência da mudança na distribuição do tamanho dos poros, a circulação de ar e água nos solos dessas áreas pode ser afetada negativamente (REYNOLDS et al., 2002; IOVINO et al., 2013).

Os valores de S e K_s encontrados foram muito próximos quando comparados nos dois solos, demonstrando que ambos os solos têm as mesmas capacidades de absorver água no início do processo de infiltração. As medidas realizadas com o infiltrômetro de anel simples com 15 cm permitiram uma boa caracterização da matriz porosa desses solos.

Resultados semelhantes foram obtidos por Castellini et al. (2016), que utilizaram indicadores de qualidade física do solo, quantitativamente vinculados às propriedades hidráulicas do solo como ferramenta para avaliar o efeito das mudanças no uso do solo de vegetação natural para terras agropastoris.

Obtidos os parâmetros de forma (m ou n e η) e de normalização (θ_s , K_s e h_g) pelo método *Beerkan*, construíram-se as curvas de retenção de água $h(\theta)$ (Figura 15) e de condutividade hidráulica $K(\theta)$ referentes às duas áreas analisadas (Figura 16).

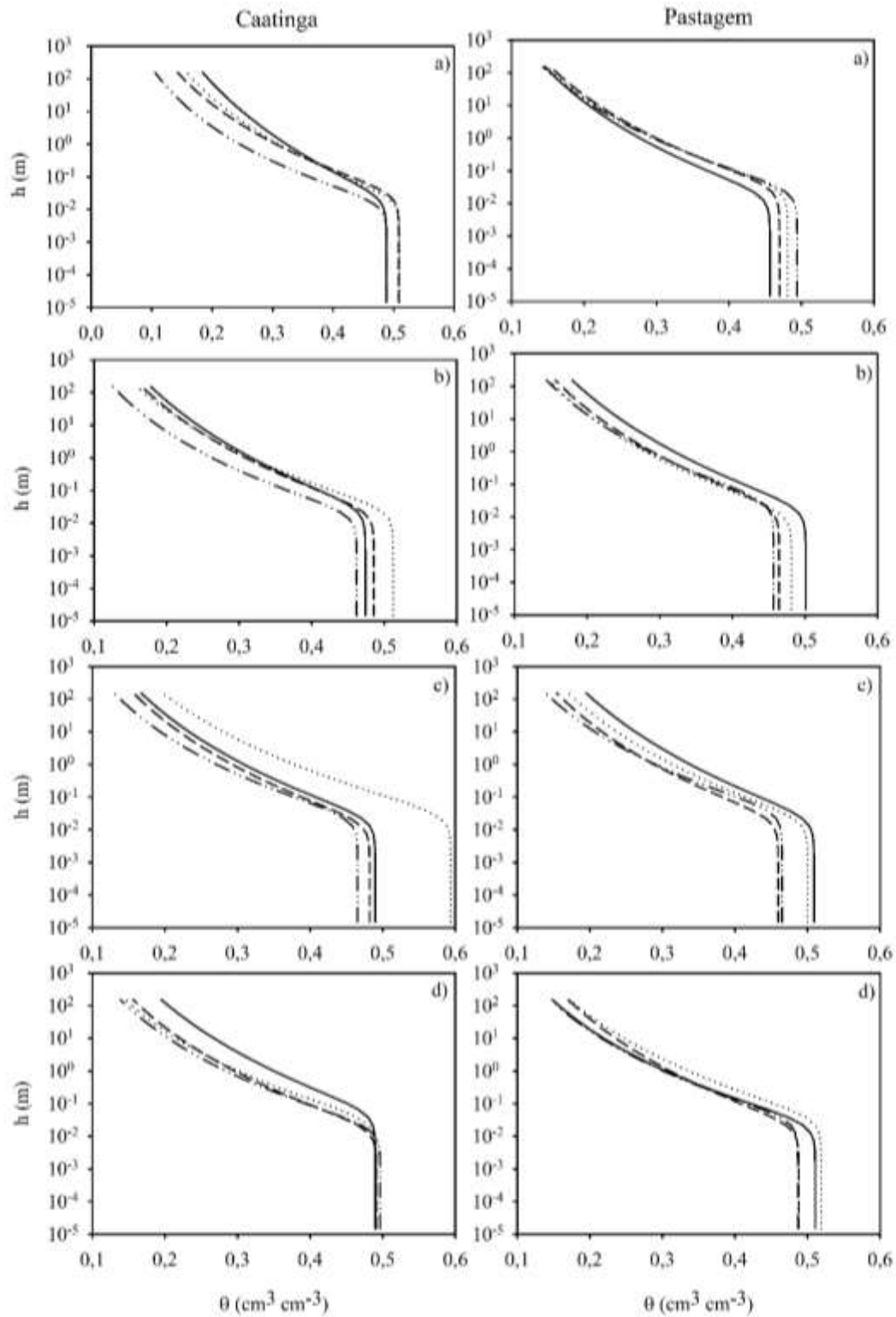


Figura 15. Curvas de retenção da água para as áreas de Caatinga e Pastagem nas profundidades a)10cm, b) 20cm, 30cm e d) 40cm.

Logo após a saturação, as curvas apresentam um ponto de inflexão, onde os valores de θ começam a diminuir, esse ponto correspondente ao valor do potencial de normalização

(h_g) na matriz porosa do solo (SOUZA *et al.*, 2008). Conforme se observa na Figura 15, todas as curvas apresentam a inflexão característica do modelo, com variações nos teores de umidade semelhantes, porém há diferenças consideráveis na capacidade de retenção entre as áreas. Segundo Carvalho *et al.* (1999), solos com a mesma classe textural podem apresentar curvas de retenção diferentes, principalmente em razão ao tipo de manejo adotado, aos diferentes teores de matéria orgânica e diferenças na microestrutura do solo.

Analisando as curvas de retenção das duas áreas (Figura 15) é nítido que a variação de umidade é mais dispersa no solo com caatinga. As curvas de retenção do solo sob pastagem apresentaram valores de umidade entre 0,11 e 0,51 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ atingindo um valor máximo na camada de 30 cm (Figura 15C), enquanto que no solo de caatinga os valores estão entre 0,13 e 0,59 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, com valor máximo para a camada de 30 cm também (Figura 15c). Destaca-se que em todas as profundidades as curvas são semelhantes para valores de h acima de 0,01 m, e também que em todos os potenciais os valores de umidade são maiores para o solo de caatinga, evidenciando maior retenção de água nesse solo.

A análise das curvas de retenção entre os usos nos indica que a conversão de floresta em pastagem acarreta em uma perda de macroporos o que prejudica a circulação de água no perfil. O solo sob pastagem apresenta complexos de poros menores e que permitem o alcance de menores valores de θ_s , principalmente nas camadas superficiais.

Com relação a análise das curvas de condutividade hidráulica (Figura 16), de maneira geral, todos os pontos possuem comportamento similar. Este resultado era esperado devido às amostras possuírem as mesmas classes texturais de solo, porém se evidencia uma maior dispersão entre as curvas dos solos sob caatinga. Isso acontece porque na pastagem há o predomínio de duas espécies cultivadas, o que promove uma maior homogeneidade na área. Na área de caatinga há uma maior diversidade de espécies vegetais com porte e fisiologia bastantes diferentes, que além de possibilitar um maior aporte de matéria orgânica sobre o solo, ocasiona à criação de caminhos preferenciais à água em decorrência de seus distintos sistemas radiculares.

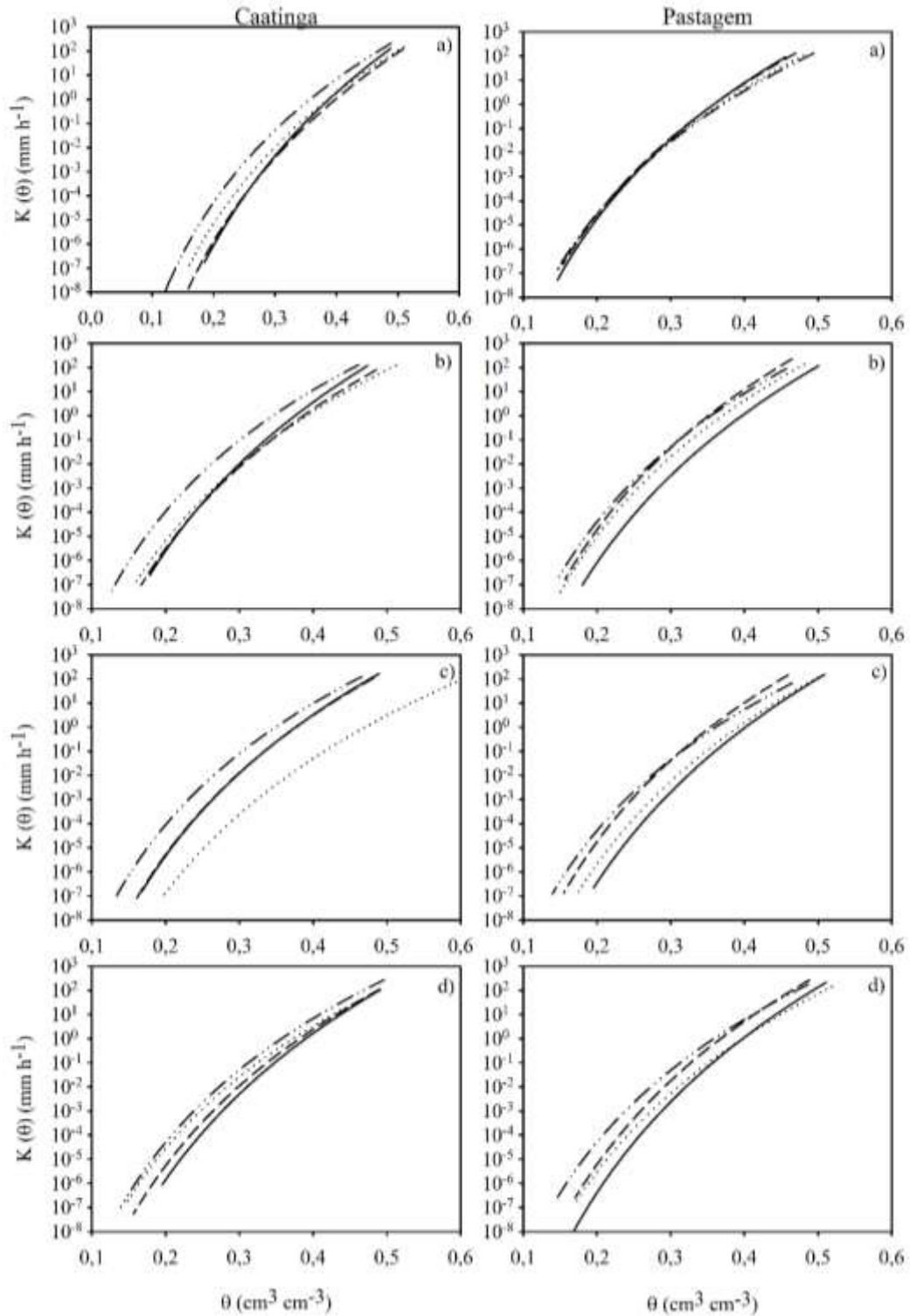


Figura 16. Curvas de condutividade hidráulica para as áreas de Caatinga e Pastagem. nas profundidades a)10cm, b) 20cm, 30cm e d) 40cm.

5.4 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA GLOBAL ($K_{s,g}$)

O comportamento do rebaixamento de água em função do tempo está expresso na Figura 17, como exemplo seguido para obtenção dos valores das inclinações das retas (α) e,

consequentemente, de $K_s(\Delta z)$, para todas as camadas de transmissividade de um perfil do solo para cada área.

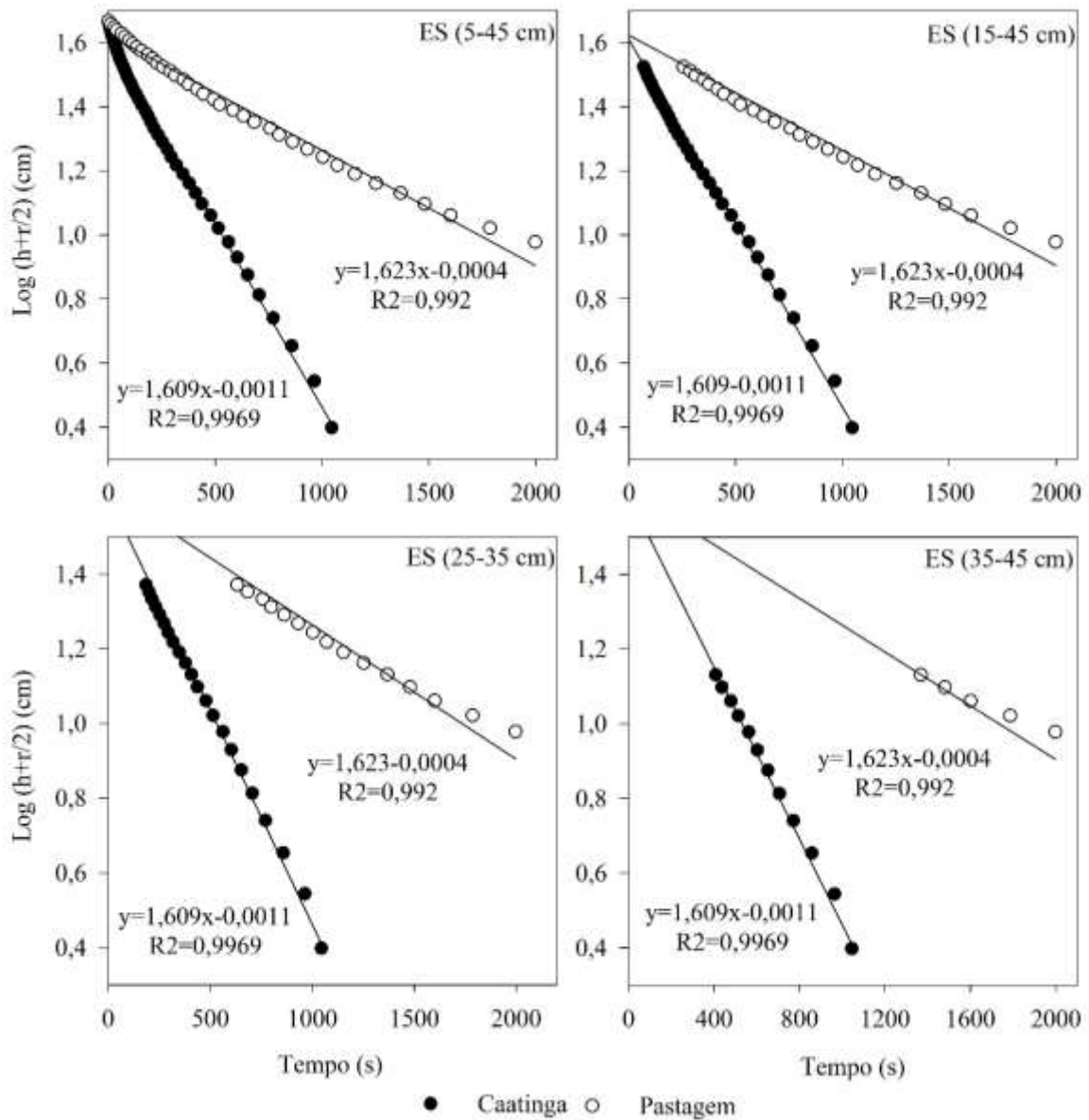


Figura 17. Comportamento de $\log(h(t)+r/2)$ com o tempo para as camadas de saturação (Δz), da área de caatinga e pastagem.

O modelo de Hoorn (1979) (Equação 20) se ajustou bem as medidas do rebaixamento da água em relação ao tempo para todas as camadas saturadas (ES) avaliadas, com coeficiente de determinação (R^2) próximos a 1 em todas as camadas de transmissividade, em ambas as áreas (Tabela 5).

Tabela 5. Condutividade hidráulica saturada global ($K_{s,g}$) das camadas de transmissividade em áreas de caatinga e pastagem.

| | Camadas de saturação (ES)(cm) | $K_{s,g}$ (mm/h) | α | R^2 |
|-----------------|----------------------------------|------------------|----------|-------|
| Caatinga | 5-45 | 187,08±60,00 | 0,0011 | 0,99 |
| | 15-45 | 152,92±40,83 | 0,0011 | 0,99 |
| | 25-45 | 200,00±53,33 | 0,0011 | 0,99 |
| | 35-45 | 201,67±78,75 | 0,0011 | 0,99 |
| Pastagem | 5-45 | 100,42±20,83 | 0,0004 | 0,99 |
| | 15-45 | 93,33±22,50 | 0,0004 | 0,99 |
| | 25-45 | 88,75±25,83 | 0,0004 | 0,99 |
| | 35-45 | 87,92±32,08 | 0,0004 | 0,99 |

ES – camada de saturação, α - inclinação da reta tangente e R^2 - coeficiente de determinação

Calculados os valores de $K_{s,g}$ para as camadas de saturação (Tabela 5) com o método de Auger-Hole Invertido (Equações 20 e 21), foram então obtidos os valores de $K_{s,g}$ específicos (Equação 22) para as camadas individuais de 5-15, 15-25, 25-35 e 35-45cm, respectivamente (Tabela 6).

Tabela 6. Condutividade hidráulica saturada global $K_{s,g}$ (mm h^{-1}), nas camadas individuais das áreas de caatinga e pastagem

| Prof/camada (cm) | Caatinga | Pastagem |
|-------------------------|-----------------|-----------------|
| 10/5-15 | 226,01 Aa | 123,84 Ba |
| 20/15-25 | 190,89 Aab | 111,99 Ba |
| 30/25-35 | 197,64 Ab | 121,19 Ba |
| 40/35-45 | 192,56 Ab | 140,43 Aa |
| CV (%) | 58,87 | 8,29 |
| DP | 16,79 | 11,85 |

Médias seguidas por mesma letra maiúscula na linha não diferem pelo teste de Tukey ($p < 0,01$)
Médias seguidas por mesma letra minúscula na coluna, não diferem pelo teste de Tukey ($p < 0,01$)

A condutividade hidráulica ($K_{s,g}$) apresentou diferença entre as áreas e em profundidade, com valores tanto maiores como mais variáveis, na área de caatinga. Os maiores valores máximos obtidos foram de 226,01 e 140,43 mm h^{-1} na caatinga e pastagem, respectivamente. Resultado semelhante foi encontrado por Agnese et al. (2011) que observou maiores valores e maior variabilidade de condutividade hidráulica para áreas de floresta em comparação com áreas de pastagem.

A remoção da vegetação nativa tem um impacto desfavorável para as propriedades químicas, físicas e hidráulicas do solo (PIRASTRU et al., 2013). A perda de matéria orgânica resulta em alterações significativas na estrutura superficial do solo e isso aumenta a vulnerabilidade do solo à erosão hídrica. No geral, as modificações nas características de retenção e condutividade hidráulica de um solo sob pastagem, incrementa as alterações nos regimes de fluxo de água nesses solos. Assim, com a modificação do uso da terra, pode-se prever que haverá menos recarga de água subterrânea e menos água disponível para as plantas.

Confrontando as respectivas camadas 5-15, 5-25 e 25-35 cm de ambos os perfis de solos, constata-se que os valores de $K_{s,g}$ na caatinga foram diferentes ($p < 0,01$) daqueles encontrados na pastagem, aumentando na ordem de 83, 70 e 63 %, dessas camadas respectivamente. Esse comportamento relaciona-se inversamente com a densidade do solo e diretamente com a porosidade total. Os maiores valores encontrados nas superfícies dos solos das duas áreas, são decorrentes do fluxo preferencial de água, normalmente derivados de fissuras expansivas e/ou bioporos (BEVEN; GERMANN, 1982).

Comportamento semelhante foram observados por Pirastru et al. (2017), que encontraram maiores valores nas camadas superficiais de área de floresta. Eles consideraram que as raízes deterioradas e as atividades de micro e mesofauna, próxima à superfície do solo, foram as maiores responsáveis pela rede de macroporos paralelos à encosta. O mesmo ocorreu nos solos investigados de caatinga, em que os valores na superfície foram quase que o dobro da pastagem. Outro estudo constatou que em solos florestais, os valores de K_s chega a ser sete vezes maiores que os solos de pastagem e gramado (Floresta = 77 mm h^{-1} , Gramado = 11 mm h^{-1} , Pasto = 12 mm h^{-1}) (PRICE; JACKSON; PARKER, 2010). No estudo conduzido por Price (2010), os valores médios para condutividade hidráulica saturada foram: Floresta = 63 mm h^{-1} , Gramado = 7 mm h^{-1} , Pastagem = 8 mm h^{-1} . Archer et al. (2013) destacaram o impacto significativo no $K_{s,g}$ nas superfícies de solos de florestas quando substituídos por pastagens: valores medianos de $K_{s,g}$ em florestas mistas de 180 anos (119 mm h^{-1}) e bosques de folhas largas de 500 anos (174 mm h^{-1}) foram maiores (na ordem de 6 e 5 vezes) do que aqueles observados em áreas vizinhas de pastagem.

Os valores de $K_{s,g}$ foram maiores que $K_{s,m}$ tanto em campo quanto em laboratório, e, sendo apresentados posteriormente. O mesmo ocorreu no estudo de Di prima et al. (2018) que também analisou a condutividade hidráulica global ($K_{s,g}$), da matriz do solo ($K_{s,m}$) e a fluxo preferencial ($K_{s,f}$) para três profundidades de solo. Esses autores, encontraram valores

de condutividade hidráulica global 4,3 vezes maiores que os da matriz do solo, provando que o fluxo nos macroporos foi alcançado.

Procedimentos experimentais considerando grandes volumes de solo permitem a determinação de valores mais representativos de $K_{s,g}$, pela contribuição da rede de macroporos. O fluxo de macroporos não pode ser visto em pequena escala, mas emerge e se torna interessante em uma maior escala (PACHEPSKY; HILL, 2017).

Os valores de $K_{s,g}$ na camada 35-45 cm dos solos de ambas as áreas, caatinga e pastagem, foram estatisticamente iguais ($p < 0,01$). Nesta profundidade as raízes das plantas não foram suficientes para interferir na estrutura do solo a ponto de criarem caminhos preferenciais.

No solo da caatinga, o valor médio de $K_{s,g}$ reduziu em 85,2%, entre 10 e 40 cm de profundidade. Os maiores valores de $K_{s,g}$ na superfície é desejado para preservação e conservação do solo, pois sugere redução do escoamento na superfície e menores riscos de erosão (AGNESE et al., 2011). Valores baixos de $K_{s,g}$ está relacionado a maiores valores de densidade do solo, textura mais argilosa, além de menor agregação e aproximação das partículas, refletidas nos valores de RP (Figura 11).

Zimmermann e Elsenbeer (2008), investigando vários tipos de cobertura e sua influência nas propriedades estruturais do solo, incluindo a condutividade hidráulica do solo, descobriram que a conversão natural da floresta em pastagem, associada a um maior grau de perturbação do solo, pode diminuir a permeabilidade da superfície do solo em até 100%.

5.5 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DA MATRIZ DO SOLO ($K_{s,m}$)

Os métodos Beerkan (Infiltrômetro de anel simples) e do Monolito Cilíndrico proporcionaram resultados distintos para os valores de condutividade hidráulica saturada da matriz do solo ($K_{s,m}$). Os valores de $K_{s,m}$ apresentaram diferenças em função dos procedimentos experimentais utilizados. Analisando os efeitos simples, o método *Beerkan* apresentou maiores médias (Tabela 8) e daqueles obtidos com o monolito cilíndrico, em laboratório (Tabelas 7). Os maiores valores alcançados com o método Beerkan pode ser atribuído ao diâmetro do anel ($D = 15.5\text{cm}$) utilizado para os testes de infiltração ser relativamente maior que o adotado no método do monolito cilíndrico ($D = 10\text{ cm}$). Além disso, no método *Beerkan* o fluxo de água tridimensional se redistribui no solo seguindo um plano axissimétrico ao eixo do anel e com a carga hidráulica variável; enquanto que no monolito, o fluxo é unidimensional e ocorre com o solo confinado ao cilíndrico submetido a

uma carga hidráulica constante (entre 1-3 cm), isso influencia diretamente nos valores maiores obtidos no método *Beerkan*.

Devido à importância de K_s , muitos métodos têm sido desenvolvidos para sua medida em campo e em laboratório (KLUTE; DIRKSEN, 1986; REYNOLDS 1993). Esses métodos produzem diferentes valores de K_s , influenciados pelos tamanhos das amostras, geometria dos fluxos, processos de coletas das amostras e demais atributos do solo.

A medição de K_s em campo é menos destrutiva e, portanto, mais adequada para comparações entre locais com tipos de solo semelhantes, mas com históricos de uso do solo e cobertura vegetal diferentes (ANKENY et al., 1991; LASSABATÈRE et al., 2006; ZIMMERMANN ;ELSENBEER, 2008).

Método do Monolito Cilíndrico

Os dados da Tabela 7 se referem aos valores da condutividade hidráulica saturada da matriz do solo, $K_{s,m}$, dos perfis dos dois tipos de uso do solo, segundo o método do monolito cilíndrico. Nas camadas superficiais (5-15 e 15-25 cm) os valores de $K_{s,m}$ obtidos com este procedimento diminuiram ($p < 0,01$) progressivamente da caatinga para a pastagem, enquanto que nas camadas subsequentes (25-35 e 35-45 cm) essa diminuição não foi significativa (Tabela 7). A caatinga foi a área que apresentou um gradiente de condutividade hidráulica mais acentuado entre as camadas superficiais (de 5-15 cm para 15-25 cm), chegando a reduzir em 74%. Não foram detectadas diferenças entre os valores de $K_{s,m}$ nas profundidades na área de pastagem com esse método.

Tabela 7. Condutividade hidráulica saturada da matriz do solo obtidos com o monolito cilíndrico, $K_{s,m}$ (mm,h^{-1}), nas áreas de caatinga e pastagem

| Prof/camada (cm) | Caatinga | Pastagem |
|-------------------------|-----------------|-----------------|
| 10/5-15 | 92,33Aa | 49,16Ba |
| 20/15-25 | 53,06Ab | 31,64Ba |
| 30/25-35 | 33,22Ab | 26,51Aa |
| 40/35-45 | 39,22Ab | 33,21Aa |
| CV (%) | 39,66 | 45,55 |
| DP | 18,08 | 8,96 |

Médias seguidas por mesma letra maiúscula na linha não diferem pelo teste de Tukey ($p>0,01$).

Médias seguidas por mesma letra minúscula na coluna, não diferem pelo teste de Tukey ($p<0,01$).

O uso da espuma de poliuretano expansível como material para envolver os monolitos de solo para medições de condutividade hidráulica foi testado com sucesso. Aderiu estreitamente à superfície irregular do solo, evitou a perda de água e obteve medições precisas de $K_{s,m}$. Esse é um resultado promissor, uma vez que os estudos dos pesquisadores devem concentrar constantemente seus esforços para simplificar as medições em campo (MULLER; HAMILTON, 1992; BRYE et al., 2004; GERMER; BRAUN, 2015).

Germer; Braun (2015), determinaram a K_s em laboratório utilizando o permeâmetro de carga constante em monolitos envolvidos com espuma de poliuretano com dimensões 30x30x60 cm. Esses autores analisaram o fluxo para as direções verticais e laterais, e encontraram valores médios na vertical em torno de $337,92 \text{ mm h}^{-1}$, para solos de materiais parecidos. Esses valores elevados de condutividade são explicados pelos macroporos compreendidos em um monolito com essa dimensão, pois se K_s fosse investigado considerando apenas o espaço de poros da matriz do solo, seriam esperados valores de duas a três ordens de magnitude menores, como foram encontrados no presente estudo.

A limitação potencial do monolito cilíndrico está relacionada às alterações do solo durante a coleta, ao pequeno ou inadequado tamanho da amostra, ao possível reduzido circuito de fluxo através dos macroporos, ao fluxo nas paredes do cilindro amostrador, e ao fluxo devido à presença de canais de minhocas ou raízes abertos no final da amostra de solo, o que pode levar a divergências nos resultados (YOUNGS, 1991; REYNOLDS et al., 2000).

Bagarello et al. (2017), aplicaram as técnicas de infiltração com duplo anel e do infiltrômetro de pressão em cilindros (altura = 0,12 m, diâmetro = 0,15 m) e cubos de solo (altura = 0,12 m, comprimento lateral = 0,135 m) envolvidos com espuma de poliuretano e encontraram valores médios de $128,3 \text{ mm h}^{-1}$ e $106,3 \text{ mm h}^{-1}$, respectivamente, para as amostras cilíndricas. Os resultados obtidos por esses autores, também mostraram uma tendência de o K_s diminuir com a profundidade. Este é um resultado frequentemente encontrado (WANG et al., 2013; GERMER; BRAUN, 2015; DI PRIMA et al., 2018) e atribui-se esse comportamento à diminuição da macroporosidade em profundidade. Alterações nos macroporos do solo e nos poros da matriz podem influenciar muito no fluxo de água (HOREL, 2014).

Método *Beerkan*

Os valores de condutividade hidráulica saturada da matriz do solo ($K_{s,m}$) obtidos pelo método *Beerkan* são apresentados na Tabela 8. Nas camadas superficiais (5-15 e 15-25 cm),

ao contrário do que foi detectado com os monolitos cilíndricos (Tabela 7), os valores obtidos com a metodologia Beerkan não diferiram entre as áreas (Tabela 8). Esse comportamento se manteve nas camadas subsequentes (25-35 e 35-45 cm). Na última camada (35-45 cm), os valores compreendidos pela metodologia *Beerkan*, embora estatisticamente não apresentem diferenças, aumentaram em relação as demais camadas sobrejacentes. Esse comportamento contrário é provavelmente devido a alguma atividade biológica (formigas, cupins, etc) (SOBIERAJ et al., 2002), não detectada com o monolitos cilíndrico.

Tabela 8. Condutividade hidráulica saturada da matriz do solo, $K_{s,m}$ (mm h^{-1}), obtidos pelo método *Beerkan*, nas áreas de caatinga e pastagem

| Prof /camada (cm) | Caatinga | Pastagem |
|--------------------------|-----------------|-----------------|
| 10/5-15 | 139,02 | 104,72 |
| 20/15-25 | 106,63 | 94,57 |
| 30/25-35 | 92,95 | 104,82 |
| 40/35-45 | 112,43 | 142,45 |
| CV (%) | 22,27 | 20,26 |
| DP | 19,32 | 21,01 |

Os valores de $K_{s,m}$ pelo método *Beerkan*, como encontrado em outros estudos, não diferiram substancialmente entre as áreas, com os valores de CV da caatinga e pastagem iguais a 22,27 e 20,26%, respectivamente, em detrimento aqueles adquiridos com o monolito cilíndrico, cujo valores do CV foram iguais a 39,66 e 45,55%, na mesma ordem. Isso era esperado, visto que em campo as medições tendem a ser mais homogêneas com menos processos.

Di Prima (2018), encontraram valores significativamente menores visto que utilizaram anéis com diâmetros internos de 8 cm. O uso de pequenos anéis também implica em menores oportunidades de inclusão de macroporos contínuos que interceptam a superfície do solo confinado. Além disso, seus resultados mostram que os valores de $K_{s,m}$ estimados com o método de *Beerkan* diminuíram progressivamente com a profundidade do solo.

Valores análogos ao da pesquisa foram encontrados por Castellini et al. (2016) que aplicou o método *Beerkan* com um anel de 15 cm de diâmetro interno para avaliar a qualidade física da superfície solo da mesma encosta experimental de Di Prima (2018) e obtiveram valores médios para o K_s iguais a 162,36 e 135,2 mm h^{-1} , para um solo de floresta

e um solo cultivado, respectivamente. Sendo assim, os valores encontrados satisfazem para as condutividades hidráulicas de matriz nas duas áreas estudadas.

5.6 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA DE FLUXO RÁPIDO ($K_{s,f}$)

Os resultados da comparação entre as medidas em maior e menor escala, sugeriram que os solos estudados são claramente compostos por dois componentes, a saber, a matriz (Tabelas 7 e 8) e a rede de macroporos que constituíam uma região de fluxo rápido (Tabelas 9 e 10). O fluxo da matriz do solo, que está presente em condições não saturadas, é afetado pela sucção capilar e o processo de infiltração é bem compatível com o conceito de sorvidade de Philip (ZHANG et al., 2017). O fluxo preferencial, principalmente devido ao potencial gravitacional, que geralmente é na direção vertical (GERMANN et al., 2007), é causado por vários fatores, como o fluxo em macroporos, a infiltração não uniforme, entre outros (ALLAIRE et al., 2009 , BUNDT et al., 2001).

Tabela 9. Valores estimados da condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), para os valores de faixa mais baixos (0,05) e superiores (0,1) da razão de vazio ocupada pela região de fluxo rápido, w_f (-), nas quatro profundidades de solo pelo método do monolito cilíndrico

| Prof/camadas | Caatinga | | Pastagem | |
|--------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| | $K_{s,f}(w_f=0,05)$ | $K_{s,f}(w_f=0,1)$ | $K_{s,f}(w_f=0,05)$ | $K_{s,f}(w_f=0,1)$ |
| 10/5-15 | 3110,35 | 1714,13 | 1592,68 | 877,14 |
| 20/15-25 | 2993,98 | 1638,74 | 1518,67 | 835,19 |
| 30/25-35 | 3328,57 | 1920,15 | 1680,71 | 973,33 |
| 40/35-45 | 2801,17 | 1920,60 | 1428,22 | 983,67 |
| Média | 3058,51 | 1798,40 | 1555,07 | 917,33 |
| DP | 220,61 | 144,16 | 107,41 | 72,79 |
| CV (%) | 7,21 | 8,01 | 6,90 | 7,93 |

Tabela 10. Valores estimados da condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), para os valores de faixa mais baixos (0,05) e superiores (0,1) da razão de vazão ocupada pela região de fluxo rápido, w_f (-), nas quatro profundidades de solo pelo método *Beerkan*.

| Prof/camadas | Caatinga | | Pastagem | |
|--------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| | $K_{s,f}(w_f=0,05)$ | $K_{s,f}(w_f=0,1)$ | $K_{s,f}(w_f=0,05)$ | $K_{s,f}(w_f=0,1)$ |
| 10/5-15 | 1894,35 | 1016,69 | 487,01 | 295,87 |
| 20/15-25 | 1791,77 | 949,20 | 442,95 | 268,76 |
| 30/25-35 | 2186,63 | 1139,79 | 432,28 | 268,55 |
| 40/35-45 | 1714,99 | 913,72 | 101,99 | 122,22 |
| Média | 1896,93 | 1004,85 | 366,05 | 238,85 |
| DP | 206,63 | 99,58 | 177,63 | 78,80 |
| CV (%) | 10,89 | 9,91 | 48,52 | 32,99 |

A matriz foi caracterizada pelos valores da condutividade hidráulica saturada obtida com os métodos do monolito cilíndrico e *Beerkan*. Para valores de w_f inferior (0,05) e superior (0,1), as estimativas de $K_{s,f}$ foram bem maiores que $K_{s,m}$, para ambos os métodos. Estes valores corroboram com o estudo de Di Prima et al. (2018), que encontraram valores de $K_{s,f}$ três vezes superiores aos de $K_{s,m}$.

O comportamento das curvas de $K_{s,f}$ (Figuras 18a e 18b) foram semelhantes, porém atingiram valores maiores com o método do monolito cilíndrico, visto que os valores de $K_{s,m}$ encontrados nesse método foram inferiores ao do *Beerkan*. Em campo, espera-se que a conexão geral dos poros do solo seja maior devido à maior probabilidade de atingir macroporos. Portanto, os valores mais altos de $K_{s,m}$ para o método *Beerkan* resultam de uma ativação parcial dos maiores poros em campo e por isso a $K_{s,f}$ foi subestimada.

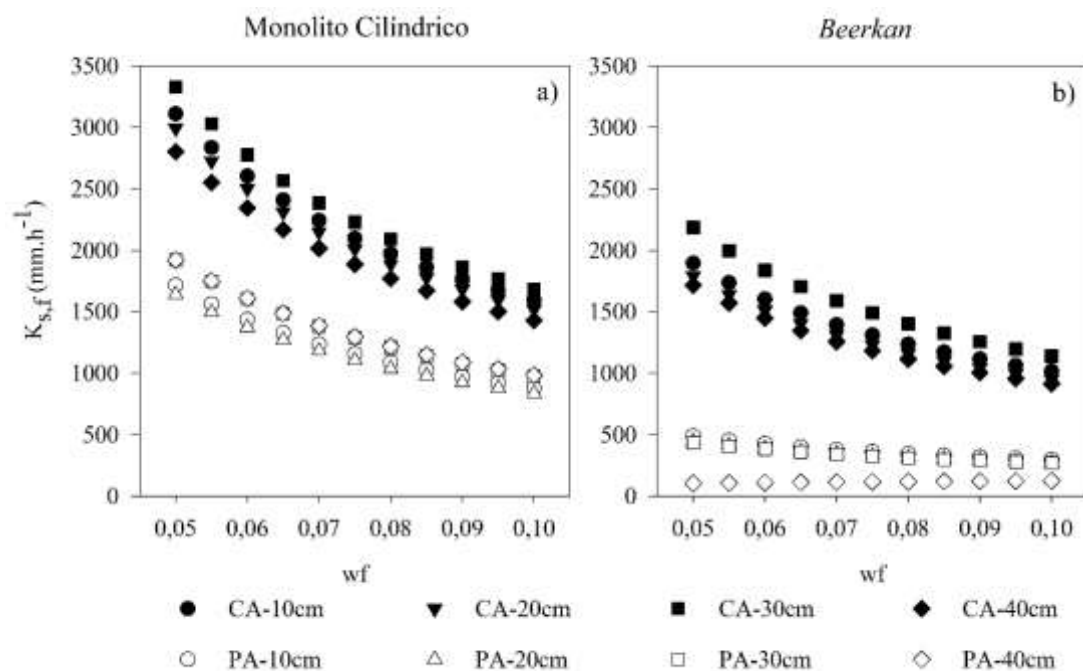


Figura 18. Impacto da fração de fluxo rápido, w_f , na condutividade hidráulica saturada para a região de fluxo rápido, $K_{s,f}$ (mm h^{-1}), obtida em diferentes profundidades nas duas áreas estudadas para o método do monolito cilíndrico (a) e *Beerkan* (b).

O impacto das razões de vazios (w_f) nos valores de $K_{s,f}$, para as diferentes profundidades de ambas as áreas, são apresentados na Figura 18. Os valores de $K_{s,f}$ diminuíram a medida que w_f aumentou, exceto a 40 cm da área de pastagem obtido com o $K_{s,m}$ do Beerkan (Figura 18b), onde se manteve constante, independentemente do valor de w_f . Quando w_f aumenta, uma grande parte do volume de solo é ocupado por macroporos menores e mal conectados, que promovem a diminuição de $K_{s,f}$. (Di PRIMA et al., 2018). Pelo contrário, quando w_f diminui, uma menor parte do volume de solo é ocupada por macroporos maiores e bem conectados, promovendo o aumento de $K_{s,f}$. No entanto, conforme demonstrado na Figura 18, a diminuição geral de $K_{s,f}$ confirma a hipótese de que a densidade dos macroporos diminuiu com o aumento de w_f . Uma menor densidade de macroporos foi observada em função da profundidade, principalmente na área de pastagem, que aumentou a variabilidade do fluxo de macroporos, o que pode contribuir para a explicação das menores taxas de transferência nos horizontes mais profundos (KÖHNE et al., 2009).

O fluxo preferencial através de macroporos de distribuição aleatória apresentaram alta variabilidade quando avaliados nos dois solos estudados. Os valores de $K_{s,f}$, foram maiores nos solos de caatinga, quando comparados àqueles da área de pastagem, sobretudo aqueles a 30 cm (25-35 cm) (Figura 18), onde durante as observações de campo, percebeu-se uma maior densidade de raízes. Os valores de $K_{s,f}$ estão associados à presença de raízes grossas (> 2 mm de diâmetro), que criam m condutos para o fluxo preferencial, e uma camada orgânica superficial mais profunda no perfil do solo sob florestas (BARGUES et al., 2014).

A substituição da vegetação natural por pastagem é geralmente associada à diminuição das redes de enraizamento e atividade da fauna, reduzindo assim o potencial para redes de macroporos bem desenvolvidas (REINERS et al., 1994; SCHWARTZ et al., 2003; ZHANG, 2017).

Na pastagem, a amplitude de variação $K_{s,f}$, a medida que w_f aumenta, é relativamente menor, uma vez que não existem caminhos preferenciais com a mesma magnitude da caatinga. A menor amplitude em $K_{s,f}$ com o aumento de w_f , confirmam que o solo de pastagem está degradado e com menor possibilidade de percolação de água para o lençol freático, favorecendo para o aumento do escoamento superficial, das perdas de água e de solo, bem como para a diminuição do armazenamento da água superficial e subterrânea.

6. CONCLUSÃO

Foi comprovada a vantagem de protocolos experimentais baseados em experimentos em múltiplas escalas. Os resultados produziram evidências para a aplicabilidade dos métodos do Auger-Hole Invertido, Beerkan e monolito cilíndrico para uma estimativa plausível das condutividades hidráulicas saturadas global, da matriz e da região de fluxo rápido.

A comparação das técnicas de medição de condutividade hidráulica da matriz do solo; permitiu comprovar a aplicabilidade do método Beerkan que se mostrou mais vantajoso em caracterizar a matriz do solo.

A condutividade hidráulica saturada de fluxo rápido se mostrou um importante mecanismo que influencia fortemente na infiltração da água em solos com vegetação nativa e é um parâmetro que deve ser considerado nos modelos hidrológicos. A redução nos valores na análise de sensibilidade de condutividade hidráulica saturada de fluxo rápido ($K_{s,f}$) foi decorrente da diminuição na quantidade de macroporos no solo sob pastagem que acarreta em menor capacidade de percolação e armazenamento de água superficial.

Portanto quando as áreas de caatinga são convertidas para pastagem sob práticas de manejo inapropriadas e que garantam o mínimo de estabilidade desses solos, elas são facilmente degradadas, interferindo substancialmente no ciclo hidrológico da região.

REFERÊNCIAS

- AGNESE, C. et al. Comparing physical quality of forest and pasture soils in a Sicilian watershed. **Soil Science Society of America Journal**, v. 75, n. 5, p. 1958-1970, 2011.
- ALAOUI, A. et al. Apreferential flow effects on infiltration and runoff in grassland and forest soils. **Vadose Zone Journal**, v. 10, n. 1, p. 367-377, 2011.
- ALLAIRE, S. E.; ROULIER, S; CESSNA, A. J. Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. **Journal of Hydrology**, v. 378, n. 1-2, p. 179-204, 2009.
- ALVES, E, M, **Aplicação do programa Hydrus1D em solo cultivado com feijão caupi, 2009, Dissertação (Mestrado em Mestre em Ciências/Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física do Solo) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.**
- AMIRATAEE, B.; BESHARAT, S. in: Comparing Hydraulic conductivity through both inverted Auger Hole and constant head methods Written for presentation at the CSBE/SCGAB 2008 **Annual Conference Vancouver**, British Columbia July 13 - 16, 2008;
- ANGULO-JARAMILLO, R. et al. Infiltration measurements for soil hydraulic characterization. Berlin, Germany: Springer, 2016.
- ANGULO-JARAMILLO, R. et al. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. **Soil and Tillage Research**, v. 55, n. 1-2, p. 1-29, 2000.
- ANKENY, M. D. et al. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 55, n. 2, p. 467-470, 1991.
- AQUINO, R. E. et al. Geoestatística na avaliação dos atributos físicos em Latossolo sob floresta nativa e pastagem na região de Manicoré, AM. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, v.38, p.397-406, 2014.
- ARCHER, N. A. L. et al. Soil characteristics and landcover relationships on soil hydraulic conductivity at a hillslope scale: A view towards local flood management. **Journal of Hydrology**, v. 497, p. 208-222, 2013.
- BAGARELLO, V.; SFERLAZZA, S.; SGROI, A. Testing laboratory methods to determine the anisotropy of saturated hydraulic conductivity in a sandy-loam soil. **Geoderma**, v. 154, n. 1-2, p. 52-58, 2009.
- BAGARELLO, V.; SGROI, A. Testing soil encasing materials for measuring hydraulic conductivity of a sandy-loam soil by the cube methods. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 4, p. 1048-1057, 2008.
- BAGARELLO, V; DI PRIMA, S; IOVINO, M; Comparing Alternative Algorithms to Analyze the Beerkan Infiltration Experiment, **Soil Science Society of America Journal** v, 78 N°, 3, p, 724-736, 2014.

BAGARELLO, V; LOVINO, M, Testing the BEST procedure to estimate the soil ater retention curve, **Geoderma**, v,187–188, p, 67–76, 2012.

BAGARELLO, V. et al. Source shape and data analysis procedure effects on hydraulic conductivity of a sandy-loam soil determined by ponding infiltration runs. **Journal of Agricultural Engineering**, v. 48, n. 2, p. 71–80, 2017.

BARGUES T. A. et al. Effects of trees on infiltrability and preferential flow in two contrasting agro-ecosystems in Central America. **Water Resour Res**, v. 50, p. 3342-3354, 2014.

BERKOWITZ, B; BEAR, J; BRAESTER, C. Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations. **Water Resources Research**, v. 24, n. 8, p. 1225-1236, 1988.

BEVEN, K; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water resources research**, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.

BIGGS, T. W; DUNNE, T; MURAOKA, T. Transport of water, solutes and nutrients from a pasture hillslope, southwestern Brazilian Amazon. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 20, n. 12, p. 2527-2547, 2006.

BLANCO, H.; LAL, R. **Principles of soil conservation and management**. Dordrecht: Springer, 2008.

BLANCO-CANQUI, H. et al. Saturated hydraulic conductivity and its impact on simulated runoff for claypan soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 66, n. 5, p. 1596-1602, 2002.

BODMAN, G. B.; COLMAN, E. A. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. **Soil science society of america journal**, v. 8, n. C, p. 116-122, 1944.

BOUMA, J, Hydrology and soil genesis of soils with aquic moisture regimes, In: WILDING, L,P, **Advances in Soil Sciences**, New York, v ,9, p,177213, 1989.

BOUMA, J. et al. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, n. 5, p. 945-950, 1977.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R.; Elements of the nature and properties of soils. Upper Saddle River, NJ: **Pearson educational international**, 2010.

BROOKS, E. S.; BOLL, J; MCDANIEL, P. A. A hillslope-scale experiment to measure lateral saturated hydraulic conductivity. **Water Resources Research**, v. 40, n. 4, 2004.

BROOKS, R.; COREY, T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Papers, Colorado State University**, v. 24, p. 37, 1964.

BRYE, K. R. et al. Estimating bulk density in vertically exposed stoney alluvium using a modified excavation method. **Journal of environmental quality**, v. 33, n. 5, p. 1937-1942, 2004.

BUNDT, M. et al. Preferential flow paths: biological 'hot spots' in soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 33, n. 6, p. 729-738, 2001.

BURDINE, NeT et al. Relative permeability calculations from pore size distribution data. **Journal of Petroleum Technology**, v. 5, n. 03, p. 71-78, 1953.

CABRAL, JJSP. da SP Movimento das águas subterrâneas. In.: FEITOSA, FAC et al. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Organização e coordenação científica:–3. ed. ver. e ampl. –Rio de Janeiro: CPRM: LABHID**, 2008.

CARNEIRO, M. A. C. et al. Atributos físicos, químicos e biológicos de solo de cerrado sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, 33:147-157, 2009.

CARVALHO, E. J. M. et al. Comportamento físico-hídrico de um podzólico Vermelho-Amarelo e cambico fase terraço sob diferentes sistemas de manejo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.34, n.2, p.257-265, fev. 1999.

CASTELLINI, M. et al. Use of BEST procedure to assess soil physical quality in the Baratz Lake Catchment (Sardinia, Italy). **Soil Science Society of America Journal**, v. 80, n. 3, p. 742-755, 2016.

CAVALCANTI, G, **Caracterização hidrodinâmica de solos de unidades geoambientais de Pernambuco a partir da metodologia Beerkan**, 2012, Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

CELIK, I, Land-use effects on organic matter and physical properties of soil in a southern Mediterranean highland of Turkey, **Soil Tillage Research**; v, 83: p, 270–277, 2005,

CHAPPELL, N. A.; LANCASTER, J. W. Comparison of methodological uncertainties within permeability measurements. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 21, n. 18, p. 2504-2514, 2007.

CHAPUIS, R. P. et al. Evaluating the hydraulic conductivity at three different scales within an unconfined sand aquifer at Lachenaie, Quebec. **Canadian geotechnical journal**, v. 42, n. 4, p. 1212-1220, 2005.

CHAVES, J. et al. Land management impacts on runoff sources in small Amazon watersheds. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 22, n. 12, p. 1766-1775, 2008.

CHILDS, Eo C.; COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences**, v. 201, n. 1066, p. 392-405, 1950.

COELHO, M, R, et al, **Solos: tipos, suas funções no ambiente, como se formam e sua relação com o crescimento das plantas**, Embrapa Solos, Lavras, MG: UFLA, 2013, Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/94212/1/Ecossistema-cap3C.pdf>, Acesso em: 2 out, 2018.

DAY, R.L. et al. Water balance and flow patterns in a fragipan using in situ soil block. **Soil science**, v. 163, n. 7, p. 517-528, 1998.

De CONDAPPA, D. Illustration de la méthode de "Beerkan" en vue de la caractérisation hydrodynamique d'un sol. DEA Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement. Université Joseph Fourier, Grenoble I. France. 2000.

De CONDAPPA, D.; SORIA, J.M. Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. **Rapport interne HZNS-LTHE**. 82 p. 2002.

DE MORAES, J. M. et al. Water storage and runoff processes in plinthic soils under forest and pasture in eastern Amazonia. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 20, n. 12, p. 2509-2526, 2006.

DI PRIMA, S. et al. In situ characterization of preferential flow by combining plot-and point-scale infiltration experiments on a hillslope. **Journal of Hydrology**, v. 563, p. 633-642, 2018.

DIAS-FILHO, M. B. Degradação de pastagens: processos, causas e estratégias de recuperação. 4. ed. **rev., atual. eampl. Belém, PA, 2011.**

DUSEK, J. et al. Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. **Advances in water resources**, v. 44, p. 113-125, 2012.

FARKAS, Cs et al. Soil erosion and phosphorus losses under variable land use as simulated by the INCA-P model. **Soil use and management**, v. 29, p. 124-137, 2013.

FERNÁNDEZ-GÁLVEZ, J. et al. A general Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters method predicting hydraulic parameters of any unimodal water retention and hydraulic conductivity curves: Application to the Kosugi soil hydraulic model without using particle size distribution data. **Advances in Water Resources**, v. 129, p. 118-130, 2019.

GONZALEZ-SOSA, E. et al. Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. **Hydrological processes**, v. 24, n. 17, p. 2382-2399, 2010.

PHILIP, J.R.; DE VRIES, D.A.. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. **Trans. Am. Geophys. Union**, v.38, p.222-232, 1957.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS (FAO), Global forest resources assessment FRA 2005: terms and definitions, Rome, 2004, 34 p, Disponível em: <<http://www,fao.org/forestry/ media/7797/1/0/>>, Acesso em: 18 set, 2019.

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

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

GARDNER, W, R, Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, **Soil Science**, v,85, p,228-232, 1958.

GERKE, H. H; van GENUCHTEN, M. Th. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. **Water resources research**, v. 29, n. 2, p. 305-319, 1993.

GERKE, K. M.; SIDLE, R. C.; MALLANTS, D. Preferential flow mechanisms identified from staining experiments in forested hillslopes. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 21, p. 4562-4578, 2015.

GERMER S, et al, Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture, **Journal of Hydrology**, v, 380, p, 473–480, 2010.

GERMER, K; BRAUN, J. Determination of anisotropic saturated hydraulic conductivity of a macroporous slope soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 79, n. 6, p. 1528-1536, 2015.

GERMER, S et al. Implications of long-term land-use change for the hydrology and solute budgets of small catchments in Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 364, n. 3-4, p. 349-363, 2009.

GONZALEZ-SOSA, E. et al. Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. **Hydrological processes**, v. 24, n. 17, p. 2382-2399, 2010.

HAVERKAMP, R.; ARRUE, J.L.; VANDERVAERE, J.P.; BRAUD, I.; BOULET, G.; LAURENT, J.P.; TAHA, A.; ROSS, P.J.; ANGULO-JARAMILLO, R. Hydrological and thermal behaviour of the vadose zone in the area of Barrax and Tomelloso (Spain): experimental study, analysis and modeling. Final integrad report EFEDE II Spain, Project EU no EV% C - CT 92 00 90. Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement, BP 53, 38041 Grenoble Cédex 9, France. 1996.

HAVERKAMP, R, et al, Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling, In: Sposito, G, (ed.), *Scale dependence and scale invariance in hydrology*, p,190–223, 1998.

HAVERKAMP, R. et al. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: **The handbook of groundwater engineering**. CRC Press, 2016. p. 167-208.

HAVERKAMP, R.; NIMMO, J.R.; REGGIANI, P. Property – Transfer models. In: DANE, J. (ed) **Methods of Soil Analysis**. 2001.

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

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, Y.-Y. Predicting the water-retention curve from particle size distribution: I. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, v.1, n.142, p.325–339, 1986.

HILLEL, D, **Environmental soil physics**, New York, Academic Press, 1998, 771p,

HOREL, Agota et al. Transport of iodide in structured clay-loam soil under maize during irrigation experiments analyzed using HYDRUS model. **Biologia**, v. 69, n. 11, p. 1531-1538, 2014.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 14, n. 1, p. 446-460, 1933.

HOORN, J. W. Determining hydraulic conductivity with the inversed auger hole and infiltrometer methods. In: **Proceedings of the International Drainage Workshop, 16-20 May 1978, Wageningen, The Netherlands/edited by Jans Wesseling**. Wageningen, International Institute for Land Reclamation and Improvement, 1979.

IBAMA - INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS, 2011, Monitoramento dos biomas brasileiros: bioma caatinga, p, 46, 2011.

JARDINE, P. M.; WILSON, G. V.; LUXMOORE, R. J. Unsaturated solute transport through a forest soil during rain storm events. **Geoderma**, v. 46, n. 1-3, p. 103-118, 1990.

JIANG, X. J. et al. Effects of three morphometric features of roots on soil water flow behavior in three sites in China. **Geoderma**, v. 320, p. 161-171, 2018.

KESSLER, J. y OOSTERBAAN, R. **Principios y aplicaciones del drenaje**. Vol. III. Estudios e investigaciones. Holanda, 1977.

KLEIN, V.A.; LIBARDI, P.L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um latossolo Vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 26, p. 857-867, 2002.

KLUTE, A.; DIRKSEN, Ch. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. **Methods of soil analysis: part 1—physical and mineralogical methods**, n. methodsofsoilan1, p. 687-734, 1986.

KÖHNE, J. M; KÖHNE, S; ŠIMŮNEK, J. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. **Journal of contaminant hydrology**, v. 104, n. 1-4, p. 4-35, 2009.

KOSMAS, C.; GERONTIDIS, St; MARATHIANOU, M. The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesvos (Greece). **Catena**, v. 40, n. 1, p. 51-68, 2000.

KOSTIAKOV, An N. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from the dynamic point of view for the purposes of amelioration. **Trans. Sixth Comm. Int. Soc. Soil Sci.**, v. 1, p. 7-21, 1932.

KICHEL, A.N. et al. Recuperação de pastagens degradadas com uso de sistemas de integração e o potencial agropecuário no Mato Grosso do Sul. In: BUNGENSTAB, D. J. (Org.) Sistemas de integração lavoura-pecuária-floresta: a produção sustentável. Campo Grande, MS: Embrapa Gado de Corte. p.1-12, 2011.

LASSABATÈRE, L. et al. New analytical model for cumulative infiltration into dual-permeability soils. **Vadose Zone Journal**, v. 13, n. 12, 2014.

LASSABATÈRE, L. et al. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.70, p.521-532. 2006.

LIBARDI, P. L, **Dinâmica da água no solo**, São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 2005.

LIMA, J. P. R.; GATTO, M. F. A economia do Semiárido de Pernambuco: ainda “sem produção?”. **Economia e Desenvolvimento, Recife**, v. 13, n. 1, 2014.

LIU, Yu et al. Influence of soil moisture and plant roots on the soil infiltration capacity at different stages in arid grasslands of China. **Catena**, v. 182, p. 104147, 2019.

LONG, J. C. S. et al. Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. **Water Resources Research**, v. 18, n. 3, p. 645-658, 1982.

LUXMOORE, R. J. et al. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. **Geoderma**, v. 46, n. 1-3, p. 139-154, 1990.

MARQUARDT, D.W. An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. **J. Soc. Indust. Appl. Mater.**, v.2, p.431-441, 1963.

MAPBIOMAS. Mudança de cobertura do solo. Disponível em: <http://plataforma.mapbiomas.org/map#transitions>. Acesso em: 21 dez, 2019.

MENDOZA, G; STEENHUIS, T. S. Determination of hydraulic behavior of hillsides with a hillslope infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, v. 66, n. 5, p. 1501-1504, 2002.

MIGUEL, F.R.M; VIEIRA, S.R.; GREGO, C.R. Variabilidade espacial da infiltração de água em solo sob pastagem em função da intensidade de pisoteio. **Pesquisa Agropecuária Brasileira. Brasília**, v.44, n.11, p. 1513-1519,2009.

MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. **Permeability of porous solids**. Trans. Farady Soc., v.57, p.1200-1206, 1961.

MINASNY, B; MCBRATNEY, A. B. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. **Geoderma**, v. 107, n. 1-2, p. 55-70, 2002.

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

MULLER, R. N.; HAMILTON, M. E. A simple, effective method for determining the bulk density of stony soils. **Communications in soil science and plant analysis**, v. 23, n. 3-4, p. 313-319, 1992.

NAJM, M. R. A; ATALLAH, N. M. Non-Newtonian fluids in action: Revisiting hydraulic conductivity and pore size distribution of porous media. **Vadose Zone Journal**, v. 15, n. 9, 2016.

NIEDDA, M; PIRASTRU, M, Hydrological processes of a closed catchment-lake system in a semi-arid Mediterranean environment, **Hydrological processes**, 2012.

OLIVEIRA J. José A. S. de et al. Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico sob pastagem e caatinga. *Rev. bras. eng. agríc. ambient.*, Campina Grande, v. 18, n. 6, p. 631-639, June 2014. Available from <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S141543662014000600010&lng=en&nrm=iso>. access on 17 jan. 2020.

GERMANN, Peter; HELBLING, Andreas; VADILONGA, Tomaso. Rivulet approach to rates of preferential infiltration. **Vadose Zone Journal**, v. 6, n. 2, p. 207-220, 2007.

PACHEPSKY Y.A., van GENUCHTEN M.T. Pedotransfer Functions. In: Gliński J., Horabik J., Lipiec J. (eds) **Encyclopedia of Agrophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series**. Springer, Dordrecht, 2011.

PACHEPSKY, Y; HILL, R. L. Scale and scaling in soils. **Geoderma**, v. 287, p. 4-30, 2017.

PACHEPSKY, Y.A; RAWLS, W.J. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63 p. 1748-1757, 1999.

PARENTE, H.N et al.; Impacto do pisoteio caprino sobre atributos do solo em áreas de caatinga. **Rev. Bras. Saúde Prod**, Salvador, v. 11, p. 331-341, 2010.

PHILIP, J. R. Theory of infiltration. In: Chow, V. T. (ed.). **Advances in Hydroscience**. New York: Academic Press, v. 5, p.215–296, 1969.

PIRASTRU, et al, Lateral Saturated Hydraulic Conductivity of Soil Horizons Evaluated in Large-Volume Soil Monoliths, **Water**, v, 9, p, 862, 2017.

PIRASTRU, M. et al. Comparing the hydraulic properties of forested and grassed soils on an experimental hillslope in a Mediterranean environment. **Procedia environmental sciences**, v. 19, p. 341-350, 2013.

PRICE, K; JACKSON, C. R; PARKER, A. J. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. **Journal of hydrology**, v. 383, n. 3-4, p. 256-268, 2010.

RANGEL, J.H.A. et al. Sistemas de Integração Lavoura- Pecuária-Floresta (ILPF) Indicados para a Região Nordeste do Brasil. **EMBRAPA: Comunicado Técnico, n. 160, p.1-100, 2015.**

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações.** São Paulo: Editora Manole, 2004. 478 p.

REINERS, W. A. et al. Tropical rain forest conversion to pasture: changes in vegetation and soil properties. **Ecological Applications**, v. 4, n. 2, p. 363-377, 1994.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. (2006). **Propriedades física do solo.** Disponível em: <https://portais.ufg.br/up/68/o/An_lise_da_zona_n_o_saturada_do_solo__texto.pdf>. Acesso em: 31 out, 2019.

REYNOLDS, W.D. et al. Comparasion of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v.64, p.478-484, 2000.

REYNOLDS, W. D. Saturated hydraulic conductivity: field measurement. **Soil sampling and methods of analysis**, 1993.

REYNOLDS et al., Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. **Geoderma** 110(1-2), 131-146, 2002.

RICHARDS, L. A. The usefulness of capillary potential to soil-moisture and plant investigations. **J. Agr. Research**, v. 37, p. 719-742, 1928.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, v. 1, n. 5, p. 318-333, 1931.

RODAL, M. J. N.; BARBOSA, M. R. V.; THOMAS, W. W. Do the seasonal forests in northeastern Brazil represent a single floristic unit. **Brazilian journal of biology**, v. 68, n. 3, p. 467-475, 2008.

SCANLON, B. R. et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 20, n. 15, p. 3335-3370, 2006.

SCHOENEBERGER, P.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma**, v. 46, n. 1-3, p. 31-49, 1990.

SCHWARTZ, R. C.; EVETT, S. R.; UNGER, P. W. Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. **Geoderma**, v. 116, n. 1-2, p. 47-60, 2003.

SFB - Serviço Florestal Brasileiro Florestas do Brasil em resumo - 2013: dados de 2007-2012, / Serviço Florestal Brasileiro, – Brasília: SFB, 2013

SILVA, J, M, C, et al, (org), **Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação**, Brasília (DF): MMA/UFPE/Conservation International – Biodiversitas – Embrapa Semiárido, 2004, 382p.

SILVEIRA, D. C. et al. Relação umidade versus resistência à penetração para um argissolo amarelo distrocoeso no Recôncavo da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 34:659-667, 2010.

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

ŠIMŮNEK, J. et al. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. **Journal of hydrology**, v. 272, n. 1-4, p. 14-35, 2003.

SOBIERAJ, J. A. et al. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. **Geoderma**, v. 108, n. 1-2, p. 79-90, 2002.

SOLOS, Embrapa. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, 2013.

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

SOUZA, E, S, et al, Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan, **R, Bras, Eng, Agríc, Ambiental**, v,12, n,2, p,128–135, 2008.

STOLF, R. et al. Response to Comments on Simultaneous Measurement of Soil Penetration Resistance and Water Content with a Combined Penetrometer–TDR Moisture Probe “and A Dynamic Cone Penetrometer for Measuring Soil Penetration Resistance. **Soil Science Society of America Journal**, 69:927-929, 2005.

SUKHIJA, B. S. et al. Recharge processes: piston flow vs preferential flow in semi-arid aquifers of India. **Hydrogeology Journal**, v. 11, n. 3, p. 387-395, 2003.

SUN, Di et al. The effects of land use change on soil infiltration capacity in China: A meta-analysis. **Science of the Total Environment**, v. 626, p. 1394-1401, 2018.

TEIXEIRA, M, N, O sertão semiárido, Uma relação de sociedade e natureza numa dinâmica de organização social do espaço, **Revista Sociedade e Estado** – v, 31 Nº 3, 2016.

TEIXEIRA, P. C. et al. **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2017. 573 p.

TORMENA, C.A.; ROLOFF, G.; SÁ, J.C.M. Propriedades físicas do solo sob plantio direto influenciadas por calagem, prepare inicial e tráfego. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, p. 301-309, 1998.

TRANCOSO, R. Mudanças na cobertura da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias hidrográficas na Amazônia. 2006.

TSANG, Y. WTSANGCF; TSANG, C. F. Channel model of flow through fractured media. **Water Resources Research**, v. 23, n. 3, p. 467-479, 1987.

UNITED STATES, Department of Agriculture, Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples, **Washington, Soil Conservation Service**, 1967, 50 p,

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

VANDERVAERE, J, P, et al., Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrimeters and minitensiometers, **Journal of Hydrology**, v,188-189, p,203-223, 1997.

WANG, Y; FENG, Di; NG, C. WW. Modeling the 3D crack network and anisotropic permeability of saturated cracked soil. **Computers and Geotechnics**, v. 52, p. 63-70, 2013.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W. (2004). **Environmental Hydrology**. Lewis, Boca Raton, p. 475.

WARRICK, A.W; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical in the field. In: HILLEL, D. **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. 385 p.

WILSON, G. V.; LUXMOORE, R. J. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. **Soil Science Society of America Journal**, v. 52, n. 2, p. 329-335, 1988.

WOODING, R, A, Steady infiltration from a shallow circular pond, **Water Resources Research** v, 4, p, 1259– 1273, 1968,

WÖSTEN, J. H. M. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: *Developments in Soil Science*. Elsevier, 1997. p. 221-245.

YANG Q, et al, Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China, **Journal of Hydrology**, v, 240, p, 243-263, 2001.

YILMAZ, D. et al. Hydrodynamic Characterization of Basic Oxygen Furnace Slag through an Adapted BEST Method. **Vadose Zone Journal**. 9(1), 107-116, 2010.

YOUNGS, E.G. Hydraulic conductivity of saturated soils. In: SMITH, K.A.; MULLINS, C.E. (Ed). *Soil analysis: physical methods*. New York: Marcel Dekker, 1991. p.161-207.

ZATARÁIN, et al. Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica. Memorias del XIII Congreso Nacional de Irrigación Zacatecas, Zac., México. Mesa 7, Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje. 2003.

ZHANG, J. et al. Method to measure soil matrix infiltration in forest soil. **Journal of Hydrology**, v. 552, p. 241-248, 2017.

ZHANG, R.; van GENUCHTEN, M. Th. New models for unsaturated soil hydraulic properties. **Soil Science**, v.158, p. 77-85,1994.

ZHANG, Y. et al. Interaction between plant roots and soil water flow in response to preferential flow paths in northern China. **Land Degradation & Development**, v. 28, n. 2, p. 648-663, 2017.

ZIMMERMANN, B; ELSENBEER, H. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. **Journal of Hydrology**, v. 361, n. 1-2, p. 78-95, 2008.

ZIMMERMANN, B; ELSENBEER, H; DE MORAES, J, M, The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation, **Forest Ecology and Management**, v, 222(1-3), p, 29–38, 2006.

ZOBECK, T. M.; FAUSEY, N. R.; AL-HAMDAN, N. S. Effect of sample cross-sectional area on saturated hydraulic conductivity in tow structured clay soils. **Transactions of the ASAE**, v. 28, n. 3, p. 791-0794, 1985.

ZWIRTES, A. L., et al, Caracterização físico-hídrica de solos submetidos a diferentes manejos. **Revista Brasileira de Tecnologia Aplicada a Ciências Agrárias**, Guarapuava, v.4, n.3, p.51-58,2011.

APÊNDICE

Tabela. Estatística descritiva da condutividade hidráulica global ($K_{s,g}$) e da matriz do solo ($K_{s,m}$) para as áreas de caatinga e pastagem.

| | Caatinga | | | Pastagem | | |
|---------|-----------|-------------|-------------|-----------|-------------|-------------|
| | $K_{s,g}$ | $K_{s,m M}$ | $K_{s,m B}$ | $K_{s,g}$ | $K_{s,m M}$ | $K_{s,m B}$ |
| Mínimo | 129,6 | 19,99 | 74,41 | 90,08 | 11,25 | 67,11 |
| Mediana | 208,5 | 52,27 | 118,07 | 129,72 | 38,31 | 109,76 |
| Média | 204,5 | 54,46 | 114,56 | 123,1 | 35,13 | 107,36 |
| Máximo | 290 | 97,45 | 170,3 | 140,44 | 59,87 | 142 |

ANEXO 1 - Metodologia *BEERKAN*

Idealizado por Haverkamp et al. (1996), este método utiliza ensaios simplificados de infiltração para determinar os parâmetros hidrodinâmicos à escala local no campo (DE CONDAPPA, 2000; SORIA; DE CONDAPPA, 2002). Em comparação a outros métodos experimentais, o método Beerkan apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida, a necessidade de equipamentos e de pessoas é reduzida, o que o torna mais econômico.

O modelo de Haverkamp et al. (1994) é utilizado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração. Dessa forma, o ajuste das curvas de infiltração pode ser empregado para determinar os parâmetros K_s e S .

Neste estudo, $\theta(h)$ e $K(\theta)$ são descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks; Corey (1964). Essas funções contêm seis parâmetros desconhecidos: três parâmetros de forma (m , n e η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s , h_g). Os parâmetros de forma são relacionados à textura (HAVERKAMP et al., 1998), enquanto que os parâmetros de normalização dependem da estrutura dos solos.

O método vale-se de propriedades estáticas e dinâmicas do solo, como a curva granulométrica e a curva de infiltração da água no solo, respectivamente, para obter os seis parâmetros (m , n , η , θ_s , K_s , h_g). Os detalhes do método incluindo os dados necessários para a sua aplicação, como também os procedimentos necessários para os cálculos são apresentados a seguir:

Configuração experimental

Para aplicação do método *Beerkan* é necessário à realização de um simples teste de infiltração tridimensional sob carga positiva h_{sup} , executado com um cilindro de diâmetro r de 150 mm (Figura I), justamente com a determinação da distribuição do tamanho das partículas, das umidades inicial e final, e da massa específica do solo. Portanto, para cada ensaio de infiltração, são realizados os seguintes passos operacionais:

O cilindro é posicionado na superfície do solo e inserido a uma profundidade de aproximadamente 1 cm, para prevenir perdas laterais de água durante o processo de infiltração (Figura I) e para assegurar um escoamento lateral simétrico de água na superfície do solo.

Inicialmente, uma amostra do solo é coletada (0 a 5 cm de profundidade) próxima do cilindro, no qual servirá para determinar a umidade gravimétrica inicial w_0 . Outra amostra

deformada é coletada próxima ao local de ensaio para obtenção da curva de distribuição das partículas.

Teste de infiltração: De dez a vinte volumes de água (cada volume de 70 a 250 ml, dependendo do tipo de solo) são vertidos no cilindro. O tempo começa a ser medido imediatamente após entornada a água no cilindro e os tempos necessários para a infiltração de cada volume foram medidos. Com este procedimento, a variação da pressão na superfície não é mais constante, como é assumido no teste. Haverkamp et al. (1998a) demonstraram que variações pequenas de h_{sup} não influenciam significativamente nos resultados.

No final do teste de infiltração, uma amostra do solo deformada é coletada dentro do perímetro do cilindro, para obter a umidade gravimétrica final w_f .

Uma amostra indeformada do solo úmido é coletada, usando um cilindro de volume conhecido para a determinação da massa específica do solo ρ_d .



Figura I. Teste de infiltração tridimensional com infiltrômetro de anel (150 mm de diâmetro).
Fonte: Souza et al., 2008.

Análises dos dados de distribuição das partículas e determinação dos parâmetros de formas das curvas de retenção e de condutividade hidráulica:

A curva de distribuição dos tamanhos das partículas geralmente é obtida utilizando cinco frações granulométricas em média (argila, silte, areia fina, areia média e areia grossa) (Figura II). Como regra geral, a maioria das frações é considerada, e a melhor precisão é obtida pelo ajuste da curva. Dessa análise, resulta a distribuição de frequência acumulada

como uma função do diâmetro das partículas $F(D)$, expressa pela equação (A) (HAVERKAMP et al., 2001).



(a)

(b)

Figura II. Determinação da distribuição granulométrica do solo por peneiramento (a) e por sedimentação (b). Fonte: Souza et al., 2008.

Os parâmetros de forma m e n da curva de retenção da água no solo, e η da curva de condutividade hidráulica foram obtidos a partir da textura do solo e, mais especificamente, a partir dos valores de M e N . Inicialmente, determina-se o parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica m pela equação proposta por Fuentes (1992) (Eq. D). Em seguida, determina-se o parâmetro n pela equação (E). O parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica η é obtido pela equação (G), com o fator de tortuosidade $p = 1$ Burdine (1953).

Estimativa dos parâmetros de forma a partir das análises de $F(D)$

Os parâmetros de forma n e m da equação de van Genuchten (1980) podem ser obtidos a partir de $F(D)$ assumindo que os raios dos poros são inversamente relacionados com a pressão da água no solo e que existe uma similaridade de forma entre $S(R)$ e $F(D)$, e consequentemente entre $F(D)$ e $h(\theta)$. Haverkamp; Parlange (1986) utilizaram uma equação do tipo van Genuchten (1980) para expressar $F(D)$:

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

sendo $F(D)$ a distribuição do tamanho das partículas, D o diâmetro efetivo de uma partícula de solo [L], D_g o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L], e M e N os parâmetros de forma da curva de distribuição. Supõe-se que $M = 1 - 1/N$ ou $M = 1 - 2/N$. Os parâmetros M , N e D_g são obtidos pelo ajuste da equação (A) aos dados experimentais granulométricos. Neste caso, o índice de forma do meio (p_m) pode ser estimado a partir de M e N usando (ZATARÁIN et al., 2003):

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

sendo κ um coeficiente definido por Fuentes et al., (1998):

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

sendo s a dimensão fractal relativa.

Uma das propostas de Fuentes (1992) para obter os parâmetros de forma (m e n) para a curva de retenção $h(\theta)$ de van Genuchten (1980) leva em consideração que:

$$m = \frac{M}{1+(1+M) \cdot \kappa} \quad (\text{D})$$

e

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

A dependência de s ($s = D_f/E$, onde D_f é a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão de Euclides) com respeito a porosidade total do solo (ϕ) é definida de maneira implícita:

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

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica de Brooks; Corey (1964), o seu parâmetro de forma, η pode ser expresso como uma função dos parâmetros de forma da curva de retenção e do fator de tortuosidade (p):

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

As diferenças entre os vários modelos de condutividade hidráulica surgiram das hipóteses introduzidas para descrever a estrutura do poro (isto é, a tortuosidade) e suas interações com a equação de permeabilidade relativa. Portanto, os valores de p para os seguintes modelos são: Childs; Collis-George (1950) $p = 0$; Mualem (1976) $p = 1/2$; Burdine (1953) $p = 1$ e Millington; Quirk (1961) $p = 4/3$.

Os parâmetros de forma m e n da curva de retenção da água no solo, e η da curva de condutividade hidráulica foram obtidos a partir da textura do solo e, mais especificamente, a partir dos valores de M e N . Inicialmente, determina-se o parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica m pela equação proposta por Fuentes (1992) (Eq. D). Em seguida, determina-se o parâmetro n pela equação (E). O parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica η é obtido pela equação (G), com o fator de tortuosidade $p = 1$ Burdine (1953).

Infiltração tridimensional axissimétrica – modelo Haverkamp et al. (1994)

No caso de uma infiltração monodimensional vertical com tempos relativamente curtos, o intervalo de tempo no qual a solução de Philip converge para um limite finito, depende das características do solo e das condições iniciais e limites (HAVERKAMP et al., 1994).

Smetten et al. (1994) e Haverkamp et al. (1994) ao estudarem o problema da infiltração a partir de uma fonte circular, de raio r , evidenciaram que o caráter axissimétrico tridimensional de escoamento é traduzido por um termo proporcional ao tempo. A diferença entre a lâmina infiltrada tridimensional I_{3D} e a lâmina infiltrada monodimensional I_{1D} é dada por:

$$I_{3D} - I_{1D} = \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} t \quad (H)$$

O parâmetro γ traduz os efeitos da gravidade no caráter tridimensional da infiltração, e seu valor se encontra entre [0,6; 0,8]. Smetten et al. (1994) demonstraram que 0,75 é um valor apropriado para γ .

A partir da Eq. (H), Haverkamp et al. (1994) estabeleceram uma equação de infiltração para *infiltrômetros a discos* válida para tempos curtos e médios:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + \left[\frac{2-\beta}{3} \cdot K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right] \cdot t \quad (I)$$

(A) (B) (C)

sendo β uma constante que se encontra entre $0 < \beta < 1$. Os diferentes termos da equação (H) são definidos como: (A) a parte do volume infiltrado por capilaridade; (B) a parte do volume infiltrado por gravidade e (C) a parte do volume infiltrado por capilaridade lateral (ligada a geometria axissimétrica tridimensional da infiltração).

Para tempos longos de infiltração, a expressão (I) não é mais válida, e dessa forma a equação passa a ser escrita por:

$$I_{3D} = \left(K_s + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S^2}{2(K_s - K_{ini})(1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (J)$$

(D) (E)

os termos (D) e (E) designam a contribuição da gravidade e dos efeitos laterais de capilaridade (δ) na infiltração, respectivamente.

O fluxo correspondente para tempos longos de infiltração será:

$$q_{3D} = \frac{dI_{3D}}{dt} = K_s + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (K)$$

Vandervaere et al. (2000) mostraram que o regime transiente da infiltração axissimétrica a partir de um infiltrômetro a disco é adequadamente descrita por uma equação de dois termos, similar à de Philip (1957b) para uma infiltração monodimensional. Dessa forma, pode-se escrever a equação (K) como:

$$I = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (L)$$

com

$$C_1 = S \quad (M)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} \cdot (K_s - K_{ini}) + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (N)$$

Otimização dos parâmetros de normalização

Na análise a seguir, a condutividade hidráulica saturada, K_s , e o parâmetro de normalização, h_{norm} , para a pressão da água são considerados parâmetros independentes, e foram otimizados por intermédio de simples experimentos de infiltração. Para isto, são necessárias informações adicionais da condição inicial e de fronteira, ou seja, o conhecimento de h_{sup} e θ_0 , como também do terceiro parâmetro de normalização θ_s . Os passos da análise são resumidos a seguir:

1) A condição de superfície h_{sup} pode ser estimada a partir do volume infiltrado V (cm³) e do raio do cilindro r_d (cm):

$$h_{sup} = \frac{V}{\pi r_d^2} \quad (O)$$

mas um valor de $h_{sup} = 0$ pode ser utilizado sem influenciar nos resultados.

2) As umidades volumétricas inicial θ_0 (cm³. cm⁻³) e na saturação θ_s (cm³. cm⁻³) são obtidas medindo, respectivamente, as umidades gravimétricas inicial w_0 (g. g⁻¹) e final w_f (g. g⁻¹), e depois multiplicando os resultados pela massa específica do solo ρ_d (g. cm⁻³).

3) A condutividade hidráulica inicial K_0 pode ser expressa pela equação de Brooks; Corey (1964) em função das quantidades de θ_0 , θ_s , η conhecidas e do parâmetro K_s desconhecido:

$$K_0 = K_s \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta = aK_s \quad (P)$$

4) Em seguida define-se a função a ser otimizada. Os parâmetros (S , K_s) são obtidos por intermédio da minimização de $F(I)$, ou seja, da soma dos quadrados das diferenças entre a lâmina de água infiltrada observada e a calculada:

$$F(I) = \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(I_i - (S\sqrt{t_i} + b_1 \cdot S^2 \cdot t_i + b_2 K_s \cdot t_i) \right)^2 \quad (Q)$$

com:

$$b_1 = \frac{\gamma S^2}{r_d \Delta \theta} \quad b_2 = \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta + \frac{2-\beta}{3} \cdot \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) \quad (R)$$

5) O algoritmo usado na minimização de $F(I)$ é o de Marquardt (1963), o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio ($RMSE$ – Root-Mean-Square-Error):

$$RMSE_{I(S,K_s)} = \sqrt{\frac{I(S,K_s)}{N_{obs}}} \quad (S)$$

6) Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela equação a seguir (LASSABATÈRE, 2006):

$$h_g = -\frac{S^2}{c_p (\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta\right) K_s} \quad (T)$$

onde c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e η dos modelos (SOUZA et al., 2008):

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